

ABDRUCK
AUS DEN BERICHTEN DER MATHEMATISCH-PHYSISCHEN KLASSE
DER SÄCHSISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN ZU LEIPZIG
LXXII. BAND

SITZUNG VOM 6. DEZEMBER 1920

Wesen und Grundlagen
der morphologischen Analyse

Von

WALTHER PENCK

SITZUNG VOM 6. DEZEMBER 1920.

Wesen und Grundlagen der morphologischen Analyse.

Von

Professor WALTHER PENCK.

Das Fundament morphologischer Wissenschaft ist die Erkenntnis, daß das Relief des festen Landes ein Erzeugnis endogener und exogener Kräfte ist. Die beiden sind antagonistischer Natur, indem sie Massenverlagerungen hervorrufen, von denen die einen z.T. entgegen dem Gesetz der Schwere verlaufen (Schaffung von Aufragungen¹⁾), die anderen, die exogenen, ausschließlich der Gravitation gehorchen, also stets von oben nach unten gerichtet sind, gleichviel, ob sie sich eines Mediums (Luft²⁾, Wasser, Eis) bedienen oder nicht. Die Fläche, an der die beiden Kräftegruppen in Wechselwirkung treten, ist somit ein Reaktionsfeld, auf dem ein physikalisches Gleichgewicht angestrebt wird. Es ist die Oberfläche des Landes. Gleichgewicht herrscht, wenn sich die endogenen und exogenen Kräfte die Wage halten, d. h. wenn sie in der gleichen Zeit gleiche Wirkungsbeträge erzielen und nicht nur, wenn sie ihr Wirken eingestellt haben, wie bisher in der Morphologie angenommen worden ist (die Endrumpffläche wird eine Gleichgewichtsfläche genannt). Bei der örtlich und zeitlich schwankenden Intensität der in Betracht kommenden Kräfte ist eine Vielheit von Gleichgewichten und Vielgestaltigkeit von Gleichgewichtsflächen zu erwarten.

Das Ergebnis der einander entgegengerichteten, endogen und exogen bedingten Massenverlagerungen sind die Abtragungsformen hier, die gleichzeitig gebildeten, *korrelaten* Ablagerungen dort.

1) Daran, daß die Erdkruste, wie das Magma, wirklich aufsteigende Bewegungen ausführt, ist heute nicht mehr zu zweifeln. Morphologisch ist von Belang die endogene Schaffung von festländischen Erhebungen über ihre Umgebung.

2) Die morphologisch in Betracht kommenden Windwirkungen machen keine Ausnahme. Physikalisch sind die Vorgänge analog, ob sie sich in einem Strom von Luft oder von Wasser abspielen.

Die morphologische Problemstellung ist demnach streng physikalischer Natur, und ihre Behandlung erfordert physikalische Methoden. Solche sind bis heute von der morphologischen Forschung nicht angewandt worden. Das dürfte seinen Grund hauptsächlich darin finden, daß dem Beobachter in der Natur als das Gegebene die Unebenheiten der Erdoberfläche und ihre Formen entgegentreten und nicht die Vorgänge ihrer Entstehung. Die Struktur sowohl wie die Höhengestaltung der Erdkruste erscheinen stets als vollendetes Ergebnis von Krustenbewegungen, stellen also den bis zum Zeitpunkt der Beobachtung erzielten Gesamtbetrag endogener Störung dar, lassen aber nicht unmittelbar die wesentlichen Eigenschaften der sie erzeugenden endogenen Prozesse: deren Intensität und Ablauf erkennen. Die Krustenbewegungen konnten und können daher nicht Ausgangspunkt, sondern nur Ergebnis morphologischer Forschung sein. Ihrer Erschließung dient das spezifisch morphologische Verfahren, das durch W. M. DAVIS am weitesten ausgebildet worden und unter dem Namen Erosionszyklus bekannt ist. Der Grundgedanke ist der, daß die Landformen eine natürliche Entwicklung durchmachen, und es wird versucht, diese durch eine Formreihe darzustellen. Hierzu bedient sich DAVIS der Deduktion.

Es ist hier nicht der Ort, die Bedenken zu erörtern, die hiergegen und gegen einige Schönheitsfehler des Erosionszyklus geltend gemacht wurden, sowie deren Berechtigung zu überprüfen; sondern wir fragen, inwieweit das Verfahren, aus der Landform auf ihre Entstehung zu schließen, überhaupt zu einwandfreien Ergebnissen führen kann. Da die Abtragungsformen stets das Ergebnis zweier Gruppen von Faktoren sind, der endogen und exogen bewirkten Massenverlagerungen, so handelt es sich also um drei Größen, von denen zunächst nur die eine als bekannt gegeben ist: der Formenschatz. Aus ihm allein auf die unbekannt endogenen und exogenen Entstehungsbedingungen desselben zu schließen, würde naturgemäß zu ebenso ungewissen Ergebnissen führen wie die Auflösung einer Gleichung mit einer Bekannten und zwei Unbekannten. Das Bestreben muß daher sein, die eine der beiden Unbekannten noch zu eliminieren. Mit Aussicht auf Erfolg kann das nur versucht werden mit den exogenen Faktoren, den Prozessen der Abtragung, die sich in einer der Beobachtung zugänglichen Weise abspielen. Die Erforschung von Entstehung und Entwicklung des Formenschatzes der Erde erfordert somit in erster Linie die systematische Untersuchung der abtragenden Vorgänge. Daß sich die amerikanische Lehre hier-

mit so gut wie garnicht befaßt, muß als schwerer sachlicher und methodischer Fehler bezeichnet werden.¹⁾

Aus allen Teilen der Erde sind reichhaltige Beobachtungen über exogen bedingte Massenverlagerungen bekannt geworden. Ihre systematische Behandlung und Ergänzung bereitet, wenigstens in erster Annäherung, keine unüberwindlichen Schwierigkeiten mehr. Mit voller Gewißheit lassen sich heute schon die für ihr Zustandekommen und ihren Ablauf maßgebenden Gesetzmäßigkeiten erkennen. Die exogenen Massenverlagerungen sind durchweg Gravitationsströme. Für ihr Zustandekommen ist entscheidend die Beweglichkeit des Gesteinsmaterials, für ihre Bewegung und ihren Ablauf die Gefällsverhältnisse. Die Beweglichkeit der Massen erweist sich abhängig vom Grad der Aufbereitung (z. B. durch Verwitterung), ist also eine Funktion der Gesteinszusammensetzung und namentlich des Klimas („exogenes Moment“). Das Gefälle der Abdachungen dagegen, auf denen sich die exogenen Massenverlagerungen vollziehen, wird durch endogene Verhältnisse, nicht durch das Klima bestimmt („endogenes Moment“ vgl. S. 89). Der Weg, die *exogenen* Entstehungsbedingungen der Landformen lückenlos kennen zu lernen, steht also offen. Sein Beschreiten wird zur Beseitigung der einen Unbekannten in unserer Gleichung führen. Ihre Auflösung bedeutet dann die Erschließung endogener Faktoren aus dem morphologischen Tatsachenschatz. Dieses Verfahren *nennen wir die morphologische Analyse*.

Zum morphologischen Tatsachenschatz gehört jedoch nicht nur das formelle Element, die Abtragungsformen und die Kenntnis der sie gestaltenden exogenen Vorgänge. Was von einer Stelle der Erde durch Abtragung entfernt wird, kommt an anderer wieder zum Absatz. Dort entsteht eine Oberflächenform, hier ein zeitlich entsprechendes, *korrelates Schichtsystem*. Jene entspricht einem Zeitraum, dessen Dauer und Lage innerhalb der geologischen Zeitrechnung durch den stratigraphischen Inhalt der zugehörigen Formation angegeben wird. Die Zugehörigkeit dieser zu einem bestimmt gestalteten Abtragungsbezirk läßt sich auf petrographischem Weg gelegentlich mit einiger Sicherheit feststellen; besonders wichtigen Aufschluß in dieser Frage gewährt außerdem die Gestalt der Ablagerungsfläche der korrelaten Schichten, denn es zeigt sich, daß

1) Dieser Gedanke ist leitend für S. PASSARGES Physiologische Morphologie (Mitt. Geogr. Ges. Hamburg 1912. Bd. 26, S. 133)

zwischen jener und der Formentwicklung des Abtragungsraumes stets eine feste Beziehung besteht, wo Ablagerungs- und Abtragungsbezirk einander berühren.¹⁾ Allerdings ist letzteres nicht immer der Fall. Hierin kann jedoch ebensowenig wie in der Schwierigkeit derartiger Untersuchungen, die eingehende geologische Schulung erheischen, ein Grund für die weitgehende Nichtbeachtung der stratigraphischen Materie gefunden werden, wie sie namentlich von den Anhängern der DAVIS'schen Lehre sehr zum Schaden der Vollständigkeit und Exaktheit morphologischer Forschung geübt wird.

Weiter ist in Rücksicht zu ziehen, daß die Geschiebe des Abtragungsbezirkes auch im Ablagerungsraum Spuren hinterlassen teils in Form von Lagerungsstörungen — die aber nicht immer zu erwarten sind —, teils in der faziellen Ausbildung der korrelierten Schichten. So findet, um ein bekanntes Beispiel zu nennen, die zunehmende Höhengestaltung der Westalpen bis zum oberen Miozän ihren Widerhall in der faziellen Ausbildung der Molasse, von der die stratigraphisch höheren Horizonte jeweils gröber klastisch entwickelt sind und in solcher Fazies weiter nach NW in den gebirgsfernen Teil des Schweizer Alpenvorlandes hinausreichen als die älteren Abteilungen. Hier ist zu beachten, daß nicht nur endogene Vorgänge, sondern auch Klimaänderungen ähnliche Wirkungen nach sich ziehen können. Es wird daher mit einer wesentlichen Aufgabe der morphologischen Analyse sein, die Einflüsse von Klimaänderungen auf die Landformen und deren korrelierte Ablagerungen zu studieren und unterscheiden zu lernen von den Folgeerscheinungen endogener Herkunft.

Daß die Geographie an den Ergebnissen der morphologischen Analyse interessiert ist, liegt auf der Hand. Welch außerordentliche Bedeutung diese jedoch für die Geologie besitzt dadurch, daß sie wesentlich zur Aufhellung des in geologischer Hinsicht grundlegenden Problems der Krustenbewegungen beiträgt, bedarf stärkerer Betonung, weil die Morphologie, wie unlängst wieder nicht mit Unrecht festgestellt wurde, bisher seitens der Geologen nur wenig beachtet worden ist, und weil die Meinung besteht, die Morphologie

1) Welcher Art diese Beziehungen sind, ist im Falle des Großfaltenphänomens gezeigt worden (WALTHER PENCK, Der Südrand der Puna de Atacama. Abh. d. Akad. d. Wiss. Leipzig. Math.-Phys. Kl. Bd. 37. 1920).

habe für die Geologie nur untergeordnete Bedeutung.¹⁾ Das ist unrichtig. Die morphologische Analyse ist, wie später ganz kurz ausgeführt werden soll, in der Lage, über den stetigen oder un-stetigen Ablauf und die Intensität der Krustenbewegungen Aufschluß zu geben, sowie in manchen Fällen die wichtige Frage zu beantworten, ob die letzteren heute ruhen, wie vielfach angenommen wird, oder nicht. Dadurch ergänzt sie ganz wesentlich die Bemühungen der geologisch-tektonischen Forschung, die hierüber nichts auszusagen vermag, vielmehr nur den endogenen Bewegungsbeginn, gelegentlich markante Einzelpunkte während des Bewegungsablaufes (Diskordanzen!) und den Bewegungssinn festzustellen vermag, sowie den bis zum Zeitpunkt der Beobachtung erzielten Gesamtbetrag endogener Störung ermittelt (aber nicht deren Entwicklung im Zeitablauf). So liefert die morphologische Analyse zusammen mit der geologisch-tektonischen Forschung erst die Grundlage, auf der dem Problem der Krustenbewegungen und ihrer Ursachen mit Erfolg nähergerückt werden kann; eine Grundlage, über welche die Geologie nicht verfügt, solange tektonische Erwägungen einzig auf der Untersuchung der Struktur der Erdkruste fußen — also auf einem halben Fundament! —, und die nicht mehr neue Erkenntnis von der Zweifelt der Wirkungen der endogenen Bewegungen: Struktur *und Höhengestaltung* der Erdkruste, nicht methodisch ausgewertet wird. Zweifellos wird das später allgemein geschehen, und wird die morphologische Analyse zum unentbehrlichen Werkzeug des Tektonikers werden.

II.

Der Antagonismus der endogen und exogen bewirkten Massenverlagerungen beginnt auf der Erde in dem Zeitpunkt, in dem die endogene Bewegung einen Krustenteil der Abtragung exponiert, also beispielsweise über den Meeresspiegel emporsteigen läßt. Ohne Abtragung würde eine mit beliebiger Langsamkeit emporgetragene Scholle im Laufe der Zeit auch eine beliebige Höhenlage über dem Meeresspiegel einnehmen, und dem Höhenwachstum würde eine Grenze gesetzt sein nur durch die Physik des Bildungsaktes, falls es in dessen Natur liegt, nicht unbegrenzt anzudauern.²⁾ Auf der Erde

1) R. GRADMANN, Die Erdkunde und ihre Nachbarwissenschaften. Intern. Wochenschr. f. Wiss., Kunst u. Technik. XIV. 7. S. 614 f.

2) So etwa, wie dem Höhenwachstum der Vulkane eine obere Grenze gesetzt ist durch die Erschöpfbarkeit der Herde und in man-

wirkt jedoch dem endogenen Aufbau der exogene Abbau von vornherein entgegen und zwar der Bildung von Aufragungen die Abtragung, derjenigen von Absenkungen die Zuschüttung durch die abgetragenen Gesteinsderivate. Ob es also im Ergebnis zur Schöpfung einer wirklichen Hohl- oder Schwellform kommt, hängt davon ab, ob die Intensität der endogenen Massenverschiebung größer ist als der exogen bewirkte Ausgleich, oder ob sich beide von vornherein aufheben. *Hieraus leitet sich als erster Grundsatz ab, daß für die Gestaltung der Erdoberfläche nicht die endogenen oder exogenen Vorgänge schlechthin maßgebend sind, sondern ihr Verhältnis zu einander.*

Ein Blick in die Natur lehrt, daß dieses Verhältnis häufig — nicht stets — zu Ungunsten der exogenen Kräfte verschoben ist: magmatische Aufschüttung erzeugt eine Aufragung, weil sie rascher entsteht, als sie gleichzeitig durch Abtragung beseitigt werden kann; an Verwerfungen stellen sich unausgeglichene Bruchstufen ein, wenn der Verwurf rascher erfolgt als die Ausgleichung der Unebenheit durch Abtrag.¹⁾ Schließlich erscheinen die Gebirge der Erde nur darum als Hochgebiete, weil die Gebirgsbildung rascher wirkt als die ihr entgegenarbeitende Abtragung. Die Lebhaftigkeit der Höhengestaltung der Erdoberfläche lehrt also, daß die Intensität der Abtragung vielfach in Verzug ist gegenüber der Intensität der Krustenbewegung, daß tatsächlich in bestimmten Erdräumen weniger Material von der Krustenoberfläche entfernt, als durch endogene Vorgänge emporgetragen wurde oder noch wird. Die Intensität bezeichnet hier die in der Zeiteinheit erzielten Leistungen (Beträge der Hebung resp. Abtragung, bezogen auf die Zeiteinheit), der Ausdruck ist also gleichbedeutend mit der Geschwindigkeit der endogenen und exogenen Vorgänge. *Auf der Erdoberfläche treten, das ist der zweite Grundsatz, die verschiedenen Geschwindigkeiten der endogenen und exogenen Kraftwirkungen mit einander in Beziehung und bestimmen den Formenschatz des Landes.*²⁾ Erwägt man weiter, daß die Krusten-

chen Fällen vorher schon durch das Einsetzen von Lateraleruptionen an Stelle von Gipfelausbrüchen oder — in anderen Fällen — durch deren explosiven (abbauenden) Charakter.

1) Abgesehen natürlich von dem häufigen Fall der morphologischen Sichtbarmachung einer Verwerfung überall dort, wo die Abtragung beiderseits des Bruches in verschiedenen widerständigen Gesteinen verschieden günstige Wirkungsbedingungen findet.

2) Das ist das morphologische Grundgesetz, das sich, wie selbstverständlich sein Inhalt eigentlich ist, vor kurzem erst durch eingehende

bewegungen die Angriffsflächen für die Abtragung erst liefern, indem sie die Krustenoberfläche den exogenen Kräften exponieren, und ferner, daß die Abtragung nicht erlahmen kann, solange die Kruste emporrückt — und mag das noch so langsam geschehen — so ergibt sich der dritte Grundsatz: *das Wirken der exogenen Kräfte ordnet sich dem der endogenen Prozesse unter*. Diese Beziehung enthält die Grundlage der morphologischen Analyse. Denn ist dem Wirken der endogenen Vorgänge das der exogenen Prozesse untergeordnet, so muß sich auch deren Wirkung, der Formenschatz der Erde, in seinen Grundzügen dem Gesetz fügen, das die Krustenbewegungen dem Antlitz des Planeten aufprägen.

Die eben festgestellte Zuordnung der exogenen und endogenen Kräfte besteht ihrem Wesen, nicht ihrer Stärke nach. Sie ist qualitativer, nicht quantitativer Natur. Man sieht folgendes. Wir betrachten in großen Umrissen die Entwicklung eines Gebirges, etwa der Alpen. Die Krustenbewegungen, die ihren Werdegang einleiteten, reichen weit ins Mesozoikum zurück. In der oberen Kreide — örtlich schon früher — wird leicht kenntlich, daß die Bewegungen zu einer Emporrückung der Scholle führen, welcher Vorgang von Abtragung begleitet war, wie die Abtragungsprodukte beweisen (Kreideflysch). Die mächtigen Vorlandsschichten, angefangen vom eozänen Flysch bis zu den sarmatischen Ablagerungen enthüllen die weitere Geschichte. Und zwar lehren sie durch ihre Kontinuität die ununterbrochene Fortdauer der Abtragung, welche ein ebensolches Anhalten der Hebung voraussetzt, durch ihre Anordnung die Vergrößerung des Störungs = Hebungsbezirkes, durch ihre Fazies die Höhenzunahme des Gebirges und durch ihre Lagerung den die Gebirgsstruktur bedingenden Wesenszug der Bewegung. Dieser interessiert hier nicht; wohl aber ist der durch die Lagerungsstörung gegebene Hinweis auf das Fortwähren der Krustenbewegungen von Wichtigkeit, weil er den oben ausgesprochenen Parallelismus von Hebung und Abtragung erhärtet. Die letztere ist es, die verhindert, daß das Gebirge bei unbegrenzter Dauer der Hebung unbegrenzte Höhe erlange; vielmehr setzt sie dem Höhenwachstum der Scholle schließlich ein Ziel. Mit welchem Erfolg dies im vorliegenden Fall

Untersuchung eines konkreten Beispielles ergab (W. PENCK, Der Südrand der Puna de Atacama l. c. Abschnitt III u. IV). In Zusammenhang damit steht der zum erstenmal auf exakter Grundlage erbrachte Nachweis vom *kontinuierlichen Ablauf der Krustenbewegungen*.

geschehen ist, zeigt die Mächtigkeit der Vorlandsschichten in Verbindung mit der tiefgründigen Entblößung der Tiefenstrukturen im Inneren der Alpen ebenso wie deren Höhengestaltung, die in keinem Verhältnis steht zur langen Dauer der endogenen Entwicklung. Es verschiebt sich das Stärkeverhältnis von endogenen zu exogenen Kräften im Laufe der Entwicklung zugunsten der letzteren. Und zwar kann gleich ergänzt werden: jenes Verhältnis strebt einem Gleichgewicht zu, da die Vorgänge der Abtragung wie alle Gravitationsströme an Intensität gewinnen, wenn das zur Verfügung stehende Gefälle zunimmt. Und letzteres tritt überall ein, wo eine Scholle emporwächst und dadurch den Vertikalabstand von ihrem Scheitel zu ihrem Fuß vermehrt.¹⁾ Jedes Stück der bewegten Erdkruste überzieht sich demnach mit einer Oberfläche, die schließlich den Charakter einer physikalischen Gleichgewichtsfäche erwirbt.

Nun ein anderes Beispiel. Die Unterlage des Rotliegenden wird gemeinhin die permische Rumpffläche genannt. In der Tat ist sie ein Bergland von lebhafter Gestaltung, auf das die Bezeichnung „Rumpffläche“ nur schlecht passen will.²⁾ In den Hohlformen liegt in ansehnlicher Mächtigkeit das Rotliegende, und dessen höhere Abteilungen greifen darüber hinaus. Der Zechstein transgrediert bereits über Landstriche, die ausgeglichene Formen besaßen. Weitere Teile des Abtragungsbezirkes verhüllt der untere Buntsandstein, noch weitere der mittlere, und erst der obere Buntsandstein begräbt den letzten Rest des alten Abtragungsbezirkes. Erst die Fläche, die den Buntsandstein vom varistisch gefalteten Untergrund scheidet, hat wirklich die flache Konfiguration einer Rumpffläche: wo sie in nachträglich wenig gestörten Gebieten austreicht, tut sie das gleicherart wie eine ebene Schichtfläche. Vom unteren Perm bis zur unteren Trias verfolgen wir nicht nur eine Einengung des Abtragungsbezirkes, sondern zudem eine zunehmende Ausgleicheung seiner Formen, den wachsenden Verlust seiner Höhengestaltung. Diese Zeit-

1) Vorausgesetzt, daß nicht auch die Horizontalentfernung zwischen Scheitel und Fuß proportional vergrößert wird, was jedoch bei den scharf umgrenzten, tektonisch bewegten Krustenteilen, wie die Alpen und die anderen Gebirge der Bewegungsgürtel es sind, erfahrungsgemäß nicht eintritt.

2) Vgl. A. STRIGEL, Geologische Untersuchung der permischen Abtragungsfäche im Odenwald und in den übrigen deutschen Mittelgebirgen. Verh. d. Nat.-hist.-Med. Ver. Heidelberg. N. F. XII. H. 1. 1912. S. 63.

spanne ist jedoch keineswegs eine solche tektonischer Ruhe gewesen, sondern die Lagerungsstörungen des Rotliegenden beweisen das Vorschehen jungpermischer und vielleicht altriadischer, durchaus nicht unerheblicher Krustenbewegungen. Trotz dieser hat das damalige Land sein Relief verloren. Daraus ist zu entnehmen, daß das Intensitätsverhältnis von endogenen zu exogenen Kräften in diesem Falle umgekehrt worden ist.

Es ergeben sich somit hinsichtlich des Stärkeverhältnisses von endogenen zu exogenen Kräften drei prinzipielle Fälle: 1. die Abtragung wirkt langsamer als die Hebung. Die Scholle wächst in die Höhe, natürlich weniger lebhaft, als die Hebung für sich allein bewirken könnte. Wir nennen diese Entwicklung die *aufsteigende*. 2. Aus ihr geht das Gleichgewicht des Kräfteverhältnisses hervor. Die Scholle wächst nicht mehr in die Höhe auch bei unbegrenzter Fortdauer der Hebung, vorausgesetzt, daß diese ihre Schnelligkeit nicht ändert. Wir sprechen von der *gleichförmigen* Entwicklung. 3. *Absteigend* ist die Entwicklung, wenn die Abtragung in der Zeiteinheit mehr leistet als die Krustenbewegung. Das ist nur dann der Fall, wenn diese erlahmt. Trotz deren Fortdauer verliert die — freilich ständig langsamer — bewegte Scholle ihre Höhengestaltung, sie wird „eingerumpft“. Da nun die absolute Größe der zueinander in Beziehung tretenden Kräfteintensitäten sehr verschieden ist, da die Krustenbewegungen zwischen der Ruhelage und irgendeiner größten jede mögliche Schnelligkeit haben können und haben, und sich dem die Intensität der Abtragung anpaßt, so steht in jeder der oben genannten Entwicklungsreihen das Auftreten von überaus mannigfaltigen Formen zu erwarten. Sie in der Natur zu ermitteln und zu charakterisieren, ist eine wesentliche Aufgabe der morphologischen Analyse. Es ist nun zu prüfen, inwieweit hierzu und überhaupt zur Analyse der Abtragungsformen die bisher gebräuchlichen Methoden der Morphologie ausreichen.

Die Voraussetzung, auf welche die Ableitung der Formentwicklung gegründet wird und welche das Fundament auch der Davisschen Zyklenlehre bildet, ist folgend: eine Scholle wird gehoben, dann wird sie abgetragen. Die Abtragung setzt ein, wenn die Hebung vollendet ist. Daraus ergeben sich logisch notwendig die Konsequenzen des Erosionszyklus, deren Folgerichtigkeit auch von den Gegnern der amerikanischen Schule nicht wohl angezweifelt werden kann, solange sie mit der gleichen Voraussetzung operieren. Trifft diese zu, so wird eine gehobene Scholle bei ungestörtem Ablauf der

Abtragung in der Tat nacheinander Oberflächenformen erhalten, die sich zu einer Reihe mit abnehmender Höhengestaltung und kleiner werdenden mittleren Böschungen ordnen, und als letztes Glied, als Endergebnis der Abtragung wird eine Rumpffläche, die „Fastebene“ erscheinen. Tritt erneute Hebung ein, so wird die Rumpffläche zertalt. Ein neuer Zyklus hat begonnen. So hat man sich daran gewöhnt, aus einer zerschnittenen Rumpffläche auf eine Zweiheit der tektonischen Bewegung zu schließen, und glaubt als einen Wesenszug der Krustenbewegungen ihren diskontinuierlichen, ruckweisen Ablauf erkannt zu haben.

Nicht der logische Aufbau, aber der sachliche Inhalt dieser Schlüsse ist falsch. Denn die Voraussetzung, auf die sie sich gründen, ist willkürlich gewählt und in der Natur nicht verwirklicht. Die Abtragung setzt niemals erst ein, nachdem die Krustenbewegung ihr Werk vollendet hat, sondern jene beginnt, sobald diese die Angriffsflächen liefert und dauert an, mindestens, solange die Bewegung währt. Gewiß, das ist nichts Neues; auch DAVIS ist die Gleichzeitigkeit von Hebung und Abtragung selbstverständlich bekannt¹⁾, aber er unterschätzte, wie die Morphologen anderer Richtung auch, die Konsequenzen, die dieser Zusammenhang für die Entwicklung der Landformen hat: Schon A. PENCK zeigte, daß sich noch ganz andere Formreihen ergeben, als sie bis dahin abgeleitet worden waren, wenn die Gleichzeitigkeit von Hebung und Abtragung in Rücksicht gezogen wird.²⁾ Es handelt sich also um die methodische Bewertung einer an sich bekannten Sachlage. Für zulässig wird erachtet und für die Vereinfachung der Darstellung dienlich empfunden, wenn die gleichzeitig ablaufenden Vorgänge als nacheinander sich abspielend gedacht und demgemäß behandelt werden. Es wird verfahren, wie es die Schulphysik gelegentlich tut und dem Chemiker gestattet ist, dem es nur um die Ermittlung von Endprodukten der Reaktionen zu tun ist. Die Formen des Landes aber stellen so gut wie nie Endprodukte der Reaktion exogener gegen endogene Kräfte dar, sondern sind *gegenwärtige Zustände während des Ablaufes jener Reaktion*. Gleichwohl findet man allgemein, auch bei Nichtanhängern der DAVISschen Lehre, die Meinung, daß es statthaft sei, die Tektonik als eine abgeschlossene Tatsache anzusehen

1) Die erklärende Beschreibung der Landformen. Berlin 1912. S. 146, 173 u. a. a. O.

2) Die Gipfelflur der Alpen. Sitz.-Ber. Preuß. Ak. d. Wiss. Math.-phys. Kl. Bd. XVII. S. 256. Berlin 1919.

und z. B. die Talfurchen nachträglich in das vollendete Gebirge eingeschnitten zu denken. Und allen Ernstes wird geglaubt, daß dieser Weg zu richtigen Ergebnissen führe.¹⁾

Hier liegt ein verhängnisvoller methodischer Irrtum vor, der auf physikalischem Boden wurzelt. Das vorerwähnte Verfahren ist anwendbar ausschließlich, wenn gleichförmige Vorgänge in Betracht kommen, die in aufeinanderfolgenden, gleichlangen Zeitabschnitten stets gleichgroße Wirkungen erzielen. Dies durch ein Diagramm veranschaulicht (Fig. 1), zeigt die gleichförmigen Kräfte als Achsen ab und bc und als das Ergebnis ihrer gleichzeitigen Einwirkung während des Vorganges die Gerade ac , als dessen Endergebnis den Punkt c . Dieser sowohl als auch die Entwicklung des Wirkungsergebnisses der Kräfte (= die Gerade ac) kann in der Tat richtig ermittelt werden durch eine Zerlegung des Gesamtvorganges in seine Komponenten und deren getrennte Behandlung, als spielten sie sich nacheinander ab. Sind dagegen die Kräfte ungleichförmig, ändert sich ihre Größe in kleinsten aufeinanderfolgenden Zeiteinheiten, so führt jenes unstetige Verfahren wohl zur Ermittlung des Endergebnisses des Gesamtvorganges (Punkt c des Diagramms, in dem die Achsen nun die ungleichförmigen, gleichzeitig wirkenden Kräfte bedeuten), nicht aber zu der der Entwicklung des Ergebnisses während des Einwirkens der Kräfte (in Fig. 1 eine irgendwie gekrümmte Kurve axc zwischen den Punkten a = Beginn des Vorganges und c = Ende desselben). Die Entwicklung des Wirkungsergebnisses während des Ablaufes des Prozesses läßt sich nur feststellen, wenn stetig verfolgt wird, wie sich die Kräfte in aufeinanderfolgenden kleinsten Zeiteinheiten ändern, und welche kleinsten Ergebnisse sie nacheinander erzielen. Aneinander gereiht bilden diese die gesuchte Kurve axc in Fig. 1. *Das ist das differentielle Verfahren.* Es gewährleistet das stetige Verfolgen der gleichzeitigen Einwirkung ungleichförmiger, d. h. ihre Intensität stetig ändernder Kräfte und muß zur Anwendung kommen immer dann, wenn nicht nur deren Endergebnis, sondern auch die Entwicklung der Wirkungen während des Ablaufes des Vorganges festgestellt werden soll.

1) Z. B. H. SCHMITTHENNER. Die Oberflächengestaltung des nördlichen Schwarzwaldes. Heidelberger Dissertation. Karlsruhe 1913. In der S. 59 gegebenen Begründung für die Zulässigkeit des obigen Verfahrens heißt es: „Die oberflächlichen Talrinnen können die tektonischen Vorgänge nicht beeinflussen. Daher ist es gestattet, die Tektonik als eine abgeschlossene Tatsache zu behandeln usw.“

Letzteres ist bei der morphologischen Fragestellung der Fall: die Abtragungsformen sind, wie schon bemerkt wurde, keineswegs Endformen, die sich nach vollendeter Hebung und Abtragung einstellen, sondern verschiedene Etappen, gegenwärtige Entwicklungsstadien, die auf dem Wege zur Endform liegen. Fragt sich nur, ob die endogenen und exogenen Massenverlagerungen gleichförmige oder ungleichförmige Prozesse sind. Der ungleichförmige Charakter der Abtragungsvorgänge ist ohne weiteres ersichtlich: sie sind Gravitationsströme. Die Krustenbewegungen beginnen mit der Ruhelage und schreiten zu irgend einem Schnelligkeitsmaximum fort, sind also beschleunigt wie alle mit der Ruhe

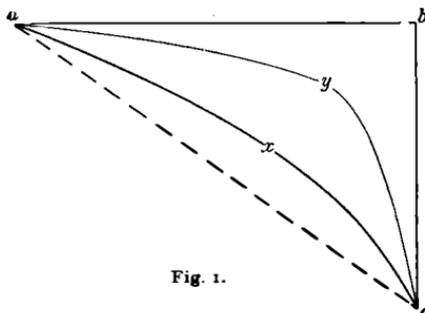


Fig. 1.

beginnenden Bewegungen. Sie enden mit der Ruhelage und sind dann verzögert bis zum Erlöschen. Ob die Ruhelage absolut oder relativ ist, macht keinen Unterschied für den in der Tat ungleichförmigen Charakter auch der endogenen Prozesse. Hieraus erhellt, daß die

Erforschung der Abtragungsformen das differentielle Verfahren anwenden muß und nicht wie bisher Hebung und Abtragung ohne Rücksicht auf deren Intensität als nacheinander sich abspielende Ereignisse behandeln darf, wenn sie zu richtigen Ergebnissen gelangen will.

Veranschaulichen wir die Sachlage durch ein Diagramm (Fig. 1), in dem die Achsen die ungleichförmigen Prozesse: Hebung (ab) und Abtragung (bc) bedeuten, so sieht man, daß es unendlich viele Kurven zwischen a (= Beginn von Hebung und Abtragung) und c (= Ende von Hebung und Abtragung) gibt, von denen jede eine Entwicklungsreihe von Formen darstellt, entsprechend je einem Krustenteil von bestimmtem endogenen Werdegang. Alle diese Entwicklungsreihen sind auf der Erde möglich und werden sich in der Natur wiederfinden bis auf zwei:

diejenige nämlich, die durch die Gerade ac veranschaulicht wird und gleichförmigen Ablauf von Abtragung und Hebung voraussetzt, und das Koordinatenpaar $ab—bc$, das ein Nacheinander von Hebung und Abtragung bedeutet.¹⁾ Es ergibt sich somit, daß die Abtragungs-

1) Unter welchen Umständen *Stücke* der Grenzkurven als *Teile* von Entwicklungsreihen in der Natur verwirklicht sind, bleibt zu untersuchen.

formen nicht, wie der Erosionszyklus will, auf einer Linie, als einzige Reihe, sondern als unendlich viele Reihen in einer Fläche angeordnet sind, die von zwei Grenzkurven ac und $ab-bc$ umschlossen wird.

Das Diagramm Fig. 1 läßt nun auch überblicken, in welchem Verhältnis die bisher geübte Ableitung der Formentwicklung zum Naturablauf steht. Die Formreihe des Erosionszyklus, die nach vorausgesetzter Vollendung der Hebung beginnt (Punkt b), ist durch die Abtragungssachse bc wiedergegeben. Wir erkennen sofort dreierlei: 1. die abgeleitete Formreihe beginnt nicht dort, wo in der Natur aller Anfang der Formentwicklung liegt (Punkt a , Fig. 1). 2. Der Erosionszyklus enthält mit einer einzigen Ausnahme keine der unendlich vielen Abtragungsformen, welche als Stadien auf dem Weg zwischen dem Beginn und dem Ende aller Formentwicklung liegen und in der Natur durch die mannigfaltigen Gestalten der Landformen repräsentiert werden (in Fig. 1 sind jene Entwicklungsstadien auf den unendlich vielen gekrümmten Kurven zwischen a und c aufgereiht). Der Erosionszyklus ist vielmehr ein spezieller Grenzfall der absteigenden Entwicklung (S. 73). 3. Die einzige Form, die auf dem bisher begangenen, unstetigen Weg richtig erschlossen werden konnte, ist die Endform, die sich einstellt, wenn Hebung und Abtragung zu Ende sind (Punkt c). Sie ist allen Entwicklungsreihen gemeinsam, auch der DAVISschen. Hier liegt die Endrumpffläche (kürzer: der Endrumpf), die DAVIS die Peneplain nennt. Zu ihrer Ableitung hat es indes der Zykluslehre nicht bedurft. Sie ist vorher schon auf deutschem Boden als ein erster Schlußstein induktiver Forschung gelungen¹⁾ und wird ihre große Bedeutung bei der künftigen Behandlung morphologischer Fragen auf exakter physikalischer Grundlage behaupten.

Wenn wir auch nicht verkennen, daß der Erosionszyklus ein praktisches Mittel zur Erläuterung der Formentwicklung unter dem Einfluß der Abtragung ist, und erkennen, daß er in manchen Einzelfällen eine mehr als rohe Annäherung an natürliche Verhältnisse bedeutet (beispielsweise, wenn sich die Entwicklungskurven der Abtragungssachse nähern, wie ayc in Fig. 1) und unter Umständen selbst *teilweise* verwirklicht werden kann, wie ich in einem seit längerer Zeit in Arbeit befindlichen Werk über die morpho-

1) A. PENCK. Über Denudation der Erdoberfläche. Schr. z. Verbr. naturw. Kenntnisse. XXVII. Wien 1886/87.

logische Analyse aufzeigen werde, so müssen wir doch nach dem Voraufgegangenen feststellen, daß er nicht nur unvollständig, sondern im Prinzip unrichtig ist.

III.

Die auf der Erde entgegnetretenden Abtragungsformen sind in der Regel nicht Endergebnisse endogener und exogener Kraftwirkung, sondern gegenwärtige Stationen auf dem Entwicklungsweg, der zum Endergebnis führt. In Fig. I würden sie als einzelne Punkte auf den Entwicklungskurven erscheinen. *Die Aufhellung der Entwicklung der Landformen zu heutigem Aussehen kann nur auf differentiellem Weg gelingen.* Es ist klar, daß hierbei quantitative Ergebnisse nicht erzielt; zunächst auch garnicht angestrebt werden können, solange die Intensitäten der wirkenden Kräfte unbekannt sind. Erst muß ein wenigstens relatives Maß gefunden werden, um die Größe der in Betracht kommenden Kräfteverhältnisse zu bestimmen. Ein solches Maß ist gegeben in der Verwitterung oder weiter gefaßt: in der Gesteinsaufbereitung. Unter den an einem Ort gegebenen Verhältnissen des Klimas und der Gesteinszusammensetzung kann die Verwitterung in der Zeiteinheit nur eine bestimmte, unüberschreitbare Arbeitsleistung vollbringen. Diese ist unabhängig von tektonischen Prozessen, unabhängig auch von der Neigung der der Verwitterung unterliegenden Oberflächenstücke. Sie ist ein für die einzelnen Gesteinsarten konstanter Faktor, solange das Klima sich nicht ändert.¹⁾ Dasselbe gilt auch für die Gesteinsaufbereitung, die nicht durch Verwitterung bewirkt wird, sondern auf ein einfaches Beweglichwerden der Gesteinsarten zurückgeht (z. B. bei Durchnässung: Tone, Mergel usw.). Für die Abtragung ist die Gesteinsaufbereitung die unerläßliche Voraussetzung, denn sie löst die Massen aus dem festen Gesteinsverband und macht sie beweglich. Die Beweglichkeit oder Mobilität der Gesteinsmassen aber ermöglicht

1) Ändert sich das Klima, so kann eine Änderung der vorwaltenden Verwitterungsverhältnisse platzgreifen, z. B. von chemisch zu mechanisch oder umgekehrt (keinesfalls eine Unterbrechung der Gesteinsaufbereitung überhaupt!). Damit ist aber durchaus nicht notwendig eine Änderung auch der Witterbeträge in der Zeiteinheit verbunden. Darum kann nicht von vornherein angenommen werden, daß eine Klimaänderung die für die Abtragung maßgebende Voraussetzung der Gesteinsaufbereitung quantitativ beeinflusse.

erst ihre Verlagerung, ob sie nun spontan abwärts wandern oder durch ein bewegtes Medium abtransportiert werden. Welcher Art die abwandernden Massen sind, hängt vom Grad der Gesteinsaufbereitung ab und dieser mittelbar von der Neigung des der Abtragung unterliegenden Flächenstückes. Ist das Gefälle groß, so reicht wenig weitgehende Aufbereitung hin, um die zum Abwandern erforderliche Beweglichkeit der aus dem Gesteinsverband gelösten Massenteilchen zu bewirken. An Felswänden kommt es daher überhaupt nicht zur Entwicklung eines Witterbodens, da hier jedes Gesteinsteilchen gleich nach seiner vollendeten Ablösung aus dem Gesteinsverband die Talfahrt antritt. Je geringer dagegen das verfügbare Gefälle ist, desto beweglicher müssen die Massen sein, um in Bewegung zu geraten, desto weiter muß die Aufbereitung fortgeschritten sein. Daher findet sich unter sonst gleichen Umständen auf wenig geneigten Stücken der Erdoberfläche tiefgründiger Verwitterungsboden („akkumulative Verwitterung“), der die einzelnen Horizonte des Bodenprofils umso vollständiger besitzt, je geringer die Oberflächenböschung ist, und dessen oberste Schicht den jeweils am weitesten fortgeschrittenen Verwitterungsgrad zeigt.¹⁾

Die Gesteinsaufbereitung erfordert ihre Zeit, und zwar umso mehr, je weiter die Verwandlung der Gesteinsarten vom ursprünglichen Zustand gegen das jeweilige Endprodukt der Verwitterung fortschreitet. Da hiermit die Beweglichkeit der Aufbereitungsmassen

1) Dieses Verhältnis von Aufbereitung zu Oberflächenneigung, also von Beweglichkeit der Felsarten und Abwandern der Massen ist der Grund für die allgemeine, auf der Erde gesetzmäßig auftretende Erscheinung, daß mit zunehmendem Gefälle die Bodenmächtigkeit nicht nur abnimmt, sondern auch die Unvollständigkeit der Bodenprofile in solcher Richtung wächst, daß immer tiefere Horizonte derselben nur (das sind die Horizonte immer weniger weit vorgeschrittener Aufbereitung) zur Bildung kommen. Unter sonst gleichen Umständen ist die Beschaffenheit (Wittergrad) der oberflächlichsten Bodenschicht geradezu bezeichnend für bestimmte Böschungsverhältnisse. Diese einfache und in allen Klimagebieten der Erde leicht nachprüfbare Beziehung hat nicht immer die erforderliche Würdigung erfahren. Das hat mehrfache Mißverständnisse veranlaßt, so die nicht seltene Verwechslung der steinreichen — wenig aufbereiteten — tiefen Horizonte chemischer Witterböden, wie sie sich an steileren Böschungen finden, mit Böden mechanischer Verwitterung. Auch die Frage der Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen gehört hierher.

wächst, so stellt sich die Voraussetzung der Abtragung, die Gesteinsmobilität, unter sonst gleichen Umständen (Klima, Gesteinsart) als eine Funktion der Zeit heraus. Wir gewinnen hier in der Tat zwar kein absolutes, aber ein relatives Zeitmaß für die Intensität der endogenen Vorgänge, denn es läßt sich nun vergleichen, was die letzteren leisten in der Zeitspanne, während welcher die Gesteinsaufbereitung am Werke ist und einen bestimmten Betrag der Gesteinszerstörung erzielt.

Auf Einzelheiten kann hier nicht eingegangen werden; die Anwendung des differentiellen Verfahrens auf die Probleme der Morphologie und die damit erzielten Ergebnisse werden den Inhalt eines ganzen Buches bilden, das auch der Aufnahme der umfangreichen Beobachtungsgrundlage den Raum gewähren wird. Nur die Hauptgesichtspunkte lassen sich in knapper Form wiedergeben, wobei ich mich der deduktiven Darstellungsform bediene.

Eine Scholle der Erdkruste werde von Hebung erfaßt. Sie entfernt sich von der Ruhelage und schreitet von Anfängen beliebig langsamer Bewegung zu größerer Schnelligkeit fort. War die Scholle vorher Ablagerungsraum, so geht dieser ihr Charakter verloren, und ihre Oberfläche wird zum Wirkungsfeld zunächst der Gesteinszerstörung. Abtragungsformen entstehen noch nicht, denn solche können erzeugt werden nicht durch die Verwitterung, die nur eine physikalische und chemische Veränderung des Gesteinsinhaltes bewirkt, sondern ausschließlich durch eine Verlagerung der Witterstoffe. Die Hebung vermehrt das Oberflächengefälle der bewegten Scholle und gleichzeitig vermehrt die fortschreitende Aufbereitung die Beweglichkeit der Gesteinsderivate. Es gibt einen Moment, in welchem Oberflächengefälle und Beweglichkeit der Massen ein solches Verhältnis bilden, daß die letzteren instabil werden und in Abwärtsbewegung geraten. Die Abtragung hat eingesetzt. Ist die endogene Bewegung so langsam, daß gleichzeitig hochbewegliche Witterprodukte — im ariden Gebiet z. B. Sand-Grusgemische, in den feuchteren Klimaprovinzen kolloidreiche Stoffe — entstehen, so setzt die Abtragung ein auf Böschungen schon, die sich von der Horizontalen um wenige Grade nur unterscheiden. Und behält die Hebung diese ihre Langsamkeit bei, so wird auf der Oberfläche der bewegten Kruste ebensoviel Gesteinsmaterial aufbereitet, beweglich gemacht und entfernt, als der endogene Prozeß gleichzeitig emporrücken läßt. Mit anderen Worten: es behaupten sich jene flachen Böschungen, auf denen die Witterstoffe eben der wirksamen Schwerkraftskompo-

nente folgen können. Sie behaupten sich, solange die tektonische Bewegung in gleicher Langsamkeit währt, auch bei unbegrenzter Dauer der Hebung. Erlahmt dieselbe, so kommen die Massenbewegungen zur Ruhe, doch der Formenschatz bleibt unverändert. Dieser durch flache Böschungen ausgezeichnete Formenschatz ist eine Rumpffläche. Wir nennen sie den *Primärrumpf*.

Wir sehen also, daß sich eine entsprechend langsam ansteigende Scholle mit einer Rumpffläche überzieht, die sich in den charakteristischen Zügen unverändert erhält, solange die Hebung die oben gekennzeichnete Geschwindigkeit nicht überschreitet. Die Rumpffläche erscheint hier als Primitivform, deren Entstehung in keiner Weise abhängt von der Dauer der Ereignisse und nichts mit einem Entwicklungsalter zu tun hat, mag man dieses durch die geologische Zeitskala oder morphologisch (wie der Erosionszyklus) bemessen. Wir müssen daher den Ausdruck „Rumpffläche“ jeder Beziehung zur Zeit oder Entstehungsdauer entkleiden und gebrauchen ihn neutral für jede durch flache mittlere Böschungen, durch *Flachformen* ausgezeichnete Abtragungslandschaft. Handelt es sich um eine als erstes primitives Glied einer Formreihe entstandene Rumpffläche, so werden wir sie als Primärrumpf unterscheiden vom Endrumpf, der als Endform aller Abtragung erscheint. Im obigen Fall liegt zwischen Primär- und Endrumpf kein anderer Formenschatz.

Auf der langsam bewegten Scholle fließt auch Wasser, je nach dem Klima ständig oder gelegentlich. Das maximale Gefälle, das ihm auf dem Primärrumpf zur Verfügung steht, ist der flache Neigungswinkel der Böschungen, auf denen die hoch beweglich gewordenen Aufbereitungsmassen abwandern. Das ist mehr Gefälle als das Wasser zum bloßen Fließen benötigt, es besitzt daher einen Energieüberschuß, den es zur Bewältigung der ihm gestellten Aufgaben benötigt.

Allgemein sind deren zwei: a) Herstellung der Endgefällskurve, auf der das Wasser alle verfügbare Energie beim Fließen aufbraucht, und b) Fortschaffung der ihm zugeführten festen Stoffe.¹⁾

1) Von der Komplizierung der Verhältnisse, die durch den ungleichförmigen Charakter der den Gerinnen tributären Schutzzufuhr verursacht wird, und von der Störung des normalen Ablaufes der Ereignisse, wie sie die Schwankungen der zugeführten Schuttmengen im einzelnen Falle bewirken, ist hier und im folgenden abgesehen, da sie die zu behandelnden Fragen nicht grundsätzlich ändern.

Die zweite Aufgabe kann gelöst werden nur dann, wenn das Wasser einen Energieüberschuß über das zum bloßen Fließen nötige Maß besitzt, also wenn das Gefälle größer ist, als seiner Endkurve¹⁾ entspricht. Es hängt von der Größe jenes Energieüberschusses ab, in welchem Umfang die zugeführten festen Stoffe abtransportiert werden; bei gegebener Wassermasse geschieht es mit zunehmendem Gefälle in steigendem Maße. Solange feste Körper in fließendem Wasser überhaupt transportiert werden, findet notwendig auch eine mechanische Gesteinsbeanspruchung statt, die, abgesehen von der zumeist sehr bescheidenen lösenden Wirkung des Wassers, nicht von diesem selbst, sondern von den festen Stoffen ausgeübt wird. Jene mechanische Beanspruchung nennen wir, soweit sie den festen Untergrund des Gerinnebettes betrifft, Erosion. Ihre Beträge in der Zeiteinheit (= Wirkungsschnelligkeit) hängen ab von der verfügbaren lebendigen Kraft und zwar natürlich des Stromes der bewegten festen Stoffe. In einem Gerinnebett von gegebenem Gefälle und Querschnitt wächst die Erosionsenergie unter sonst gleichen Umständen mit der Masse der letzteren und diese mit der Masse des Wassers. Die unmittelbaren Energiequellen für Erosion und Transport sind also zum Teil verschieden (Masse der bewegten festen Stoffe und Masse des Wassers); sie kommen aber, da sie in einheitlichem Gravitationsstrom wurzeln (gemeinsames Gefälle), weder getrennt zur Geltung, noch können sie getrennt behandelt werden.

Der Kräftehaushalt stellt sich wie folgt. Ein in irgend welchem Umfang feste Körper transportierendes Gerinne von gegebener Wassermasse und gegebenem Gefälle besitzt eine lebendige Kraft, die proportional ist der gesamten bewegten Masse. Diese ist gleich der Masse des Wassers zuzüglich derjenigen der festen Körper. Gegenüber einem gleichgroßen Gerinne, das auf gleichstem Gefälle nur fließen, sonst nichts leisten würde, ist jener transportierende Fluß ein größerer und daher energischerer Gravitationsstrom. Seine

1) Die Neigung der Endkurve wächst mit der Abnahme der Wasserführung, wie ohne weiteres aus der Betrachtung des allgemeinen, für die lebendige Kraft geltenden Ausdruckes $\frac{mv^2}{2}$ erhellt: soll das Wasser eine bestimmte Leistung vollbringen, etwa die dem Fließen entgegenstehenden Reibungswiderstände überwinden, so muß bei abnehmender Wassermasse m die Fließgeschwindigkeit v zunehmen. Diese aber wächst mit dem Gefälle.

lebendige Kraft setzt sich zusammen a) aus der Größe $\frac{mv^2}{2}$ (m = Wassermasse, v = Fließgeschwindigkeit), welche auf die losen, festen Massen einwirkt, sie in Bewegung setzt und hält, und die sich bei der hierzu erforderlichen Überwindung der Widerstände des Gewichts und der Reibung erschöpfen kann. Dann ist aber weiter noch b) die Größe $\frac{m_1 v_1^2}{2}$ vorhanden (m_1 = Masse der festen Stoffe, v_1 = deren Bewegungsgeschwindigkeit). Es besitzen die in fließendem Wasser fortgeschafften festen Massen eine lebendige Kraft, weil auf sie die Schwerkraft ebenso einwirkt wie auf das Wasser. Und diese Eigenkraft¹⁾, um die sich in jedem transportierenden Gerinne die Menge der Gesamtenergie vermehrt, ist es, welche das Gerinnebett mechanisch beansprucht, ritzt, vertieft, mit einem Wort erodiert, auch dann, wenn die lebendige Kraft des Wassers nicht ausreicht, die ganze Masse fester Stoffe in Bewegung zu setzen, sondern wenn es partiell akkumuliert.²⁾ Besitzt das Wasser kraft größerer Masse oder steileren Gefälles einen über das zur Inbewegungsetzung der festen Stoffe nötige Maß hinausgehenden Energieüberschuß, so teilt sich dieser den letzteren mit. Deren Bewegung wird beschleunigt, wodurch ihre Erosionsenergie wächst. Von dieser Bewegungsbeschleunigung geben die bewegten Einzelteilchen sowohl, wie namentlich die am Grunde von Gerinnebetten festgestellten Massenströme ein anschauliches Bild, wenn man ihre Geschwindig-

1) Existenz und Größe der Eigenkraft geht aus der experimentell ermittelten Tatsache hervor, daß größerer Kraftaufwand nötig ist, um ein Massenteilchen von bestimmter Größe durch fließendes Wasser in Bewegung zu setzen als es in Bewegung zu halten. Sehr eindrucksvoll wird sie ferner vor Augen geführt durch die oft mehrere Meter mächtigen Geröllströme, die am Grunde von Flußbetten nachgewiesen worden sind.

2) Unter partieller Akkumulation verstehen wir nicht die Aufschüttung, die durch Stauung irgendwelcher Art veranlaßt ist (z. B. oberhalb von stauenden Krustenteilen, die das Gerinne durchbricht, oder an Stellen starker Gefällsabnahme, wie vielfach an der Mündung kleiner in größere Täler, oder schließlich im Falle irgendwie verursachter übergroßer Schuttfzufuhr) und zu einer fortschreitenden Erhöhung des Gerinnebettes führt, sondern lediglich die teilweise und begrenzte Zurücklassung der festen Stoffe, die in jedem Gerinne unter sonst gleichen Umständen eintritt, wenn es sein Gefälle unter einen später zu definierenden kleinsten Wert ermäßigt.

keit vergleicht mit der subaërischer Massenbewegungen auf gleich geneigtem Untergrund.¹⁾)

Es ist also unrichtig, zu sagen, daß die Erosions- und Transportarbeit fließenden Wassers stets sich ausschließende und nacheinanderliegende Vorgänge seien derart, daß das Einschneiden zur Tiefe unter allen Umständen aufhört, wenn infolge von Gefällsverminderung Aufschüttung sichtbar wird. Vielmehr dauert die Erosion — nicht nur die seitliche, sondern auch die zur Tiefe wirkende — an, solange nur irgend ein Teil der festen Körper in Bewegung ist, deren lebendige Kraft nicht durch die gegenseitige Abnützung aufgebraucht wird, solange also bewegte Massen in irgendwelchem Umfang mit der festen Unterlage in Berührung stehen. Erst wenn das aufhört, nähern sich die Erosionsbeträge in der Zeiteinheit dem Nullwert. Das fordern nicht nur die physikalischen Unterlagen der Theorie, sondern belegt die Beobachtung: so findet man in den deutschen Mittelgebirgen oder im Stufenland, die, wie wir sehen werden, ausgeprägte Merkmale noch vor sich gehender, beschleunigter Aufwärtsbewegung tragen, die also Erdräume sind, in denen alle Rinnsale einschneiden müssen, die größeren Gerinne Talstrecken mit mehr oder weniger breiten Aufschüttungsböden durchmessen. Offensichtlich akkumulieren sie partiell und sinken gleichzeitig weiter in die steigende Kruste ein.

Die oben dargelegten physikalischen Beziehungen sind bei der Untersuchung im Auge zu behalten, wie sich die Wirksamkeit

1) Sollen die mechanischen Wirkungen der Massenströme beurteilt werden, so ist wohl zu beachten, daß die größere Geschwindigkeit der subaquatisch verlaufenden Bewegungen zum Teil ausgeglichen wird durch den Gewichtsverlust, den die Gesteine im Wasser erleiden. Sie haben daher bei gleichem Volumen geringere Masse als die viel langsamere ablaufenden subaërischen Gesteinsströme, von denen gleich die Rede sein wird (S. 90). Wir werden sehen, daß die letzteren ebenso verbreitet sind, den gleichen Gesetzen gehorchen, ebenso linienhaft ablaufen und analog wirken wie die Faktoren der Erosion. Man kann daher im Zweifel sein, ob es die Sache am besten trifft, wenn die mechanische Einwirkung subaërischer Massenströme auf den Untergrund als Korrasion unterschieden wird von der subaquatischen Massenströme, der Erosion, oder ob es nicht zutreffender wäre, den Ausdruck Korrasion zu beschränken auf die schürfende Tätigkeit, welche die auf allen geneigten Geländeteilen außerhalb der Gerinnebetten flächenhaft vor sich gehenden, nicht zu Strömen zusammengefaßten Massenbewegungen entfalten

fließenden Wassers auf den in der Natur *bewegten* Rindenstücken stellt. Jede Hebung erneuert unabhängig von ihrer Geschwindigkeit ständig das Gefälle, auf dem Wasser fließt, und hindert dieses einerseits an der Herstellung einer Endkurve, andererseits bewahrt es ihm den Energieüberschuß, der es zur Leistung von Transport — und Hand in Hand damit von Erosionsarbeit befähigt. Das gilt, solange die endogene Bewegung überhaupt währt. Die Gerinne schneiden in die Scholle ein, und zwar können sie das füglich nicht rascher, sondern höchstens so rasch tun, als die Hebung das Gefälle erneuert. Geschieht dies mit gegebener Geschwindigkeit, so hängt der Erfolg des Einschneidens ab von der verfügbaren Wassermasse, wobei wesentlich die Wasserführung bei Hochwasser in Betracht kommt. In dieser Hinsicht zerfallen die Gerinne auf jeder bewegten Scholle in drei Gruppen: a) die Energie des fließenden Wassers reicht gerade hin, in der Zeiteinheit ebenso rasch einzuschneiden, als die Scholle emporrückt, und gleichzeitig den Abtransport aller in der Zeiteinheit zugeführten festen Stoffe zu bewerkstelligen. Das Gefälle entspricht dann einer Gleichgewichtslage, und zwar ist es das kleinste mögliche Gleichgewichtsgefälle, bei dem partielle Akkumulation gerade noch nicht eintritt. Seine Neigung ist umso größer, je geringer die Wassermasse ist, oder bei Konstanz derselben: je rascher die Hebung erfolgt.¹⁾ b) Die Gerinne besitzen wegen geringerer Wasserführung auch geringere Energie als die vorigen; sie schneiden daher in der Zeiteinheit weniger rasch ein, als sich

1) Das ergibt sich aus der Untersuchung des Energiehaushaltes und seines Verhältnisses zur in der Zeiteinheit gestellten Aufgabe, eine Untersuchung, die auf differentiellem Weg exakt durchführbar ist. Sei die Hebung konstant, so erneuert sie das Gefälle in aufeinanderfolgenden Zeiteinheiten um gleiche Beträge. Um gleich rasch einzuschneiden und alle festen Stoffe fortzuführen, benötigt das Wasser die lebendige Kraft $\frac{mv^2}{2}$. Verringert sich m , so muß sich v vergrößern, wenn die gleiche Leistung erzielt werden soll. v aber wächst mit dem Gefälle. Wenn jedoch die Hebung das Gefälle in aufeinanderfolgenden Zeiteinheiten um größer werdende Beträge erneuert, d. h. wenn sie rascher wird, so sieht sich das Wasser, wenn es das kleinste Gleichgewichtsgefälle herstellen soll, vor wachsende Aufgaben gestellt, zu deren Lösung es auch immer größere Energie $\frac{mv^2}{2}$ benötigt. Ist aber die Wassermasse m konstant, so muß die Geschwindigkeit v , also das Gefälle zunehmen.

die Scholle ibnen entgegenhebt. Mit dieser steigen ihre Betten empor, wodurch ihr Gefälle und folglich auch ihre Energie wächst. Sie rücken also ins Gleichgewicht, das bei gegebener Hebungsgeschwindigkeit wieder bei umso steilerem Gefälle erreicht wird, je geringer ihre Wasserführung ist. Gegenüber den Gerinnen der ersten Gruppe haben die der zweiten Art auch im Gleichgewicht durchweg steileres Gefälle und sind weiter dadurch ausgezeichnet, daß sie die in der Zeiteinheit zugeführten festen Massen nicht nur vollständig weiterführen, sondern eine größere Menge davon bewältigen könnten.

c) Die Wasserführung der dritten Gruppe ist größer, als zur Herstellung des oben definierten kleinsten Gleichgewichtsgefälles nötig ist. Die Gerinne sind daher in der Lage, ihr Gefälle unter den Neigungswinkel des kleinsten Gleichgewichtsgefälles zu ermäßigen (umso mehr, je wasserreicher sie sind) und auf diesem verkleinerten, der Endkurve genäherten Gefälle in der Zeiteinheit ebensoviel einzuschneiden, als die Scholle emporrückt. Da nun auf einem kleineren als dem kleinsten Gleichgewichtsgefälle die lebendige Kraft des Wassers $\frac{mv^2}{2}$ nicht ausreicht, alle in der Zeiteinheit zugeführten festen Stoffe abzutransportieren, so akkumulieren die Flüsse partiell, und die genannte, einem Gleichgewicht mit der Hebungsgeschwindigkeit entsprechende Erosionsleistung wird bewirkt durch die Energie $\frac{m_1 v_1^2}{2}$, die dem *bewegten Teil der festen Massen* eigen ist, und die natürlich an der Sohle des Massenstromes, nicht an der des Wasserstromes in Wirksamkeit tritt. Aufschüttung verursacht Schlingenbildung und das in umso höherem Maße, je umfangreicher jene ist; beides wächst bei gleichbleibender Wassermenge mit der Abnahme des Gefälles. Auf die hier zur Geltung kommenden Beziehungen einzugehen, die zwischen Schlingenbildung, Seitenerosion, der Ermäßigung des Flußgefälles durch die erstere und der endogenen Gefällserneuerung bestehen, mangelt der Raum.

Folgt man einem Fluß, dessen Unterlauf die Charaktere der 3. Gerinnegruppe trägt, vom Rand einer bewegten Scholle aufwärts, so trifft man, da in dieser Richtung die Wasserführung geringer wird, Abnahme der Gewundenheit bei abnehmender partieller Akkumulation und zunehmendem Gefälle, betritt am oberen Ende des Aufschüttungsbereiches das kleinste Gleichgewichtsgefälle und oberhalb Strecken mit kontinuierlich zunehmendem Gefälle bei fehlender Akkumulation. Ist der Lauf seiner ganzen Länge nach ins

Gleichgewicht gerückt, so ist seine Gefällskurve ungebrochen, kontinuierlich konkav, und an allen Stellen sinkt er in der Zeiteinheit um die gleichen Beträge in die Scholle ein, um welche diese ansteigt. Im Unterlauf sieht man ein solches Gerinne akkumulieren, im Oberlauf kann es je nach der Hebungsintensivität das Bild mehr oder weniger lebhaften Fließens und Erodierens gewähren. Daran und an den Gefällsverhältnissen ändert sich nichts, auch wenn die Hebung unbegrenzt lange in gleichbleibender Geschwindigkeit andauert.

Die Gruppierung der Gerinne verschiedener Wasserführung ändert sich jedoch, wenn die Hebung in der Zeiteinheit verschiedene Beträge erreicht. Entfernt sich eine Scholle aus der Ruhelage, beginnt sie zu steigen, so passiert sie notwendig Stadien beliebig langsamer Hebung. Beliebiger langsam erfolgt dann die endogene Erneuerung der Gefälle, und dies bestimmt die mögliche Intensität der Erosion. Beliebiger kleine Gerinne befinden sich im Gleichgewicht auf einem Gefälle schon, auf dem das fließende Wasser nicht imstand ist, alle festen Stoffe fortzuführen. Mit anderen Worten: die Gerinne akkumulieren partiell bereits im Quellgebiet, und es gibt noch keine Laufstrecke, deren Neigung einem kleinsten Gleichgewichtsgefälle entspräche. Alle Rinnsale sind gewunden, die stärkeren mehr, die schwächeren weniger. Wird die Hebung rascher, so erwerben zunächst die kleinsten Gerinne das kleinste Gleichgewichtsgefälle; wir beobachten es in den Quellgebieten. Je rascher die Hebung wird, desto größere Flüsse nur können sich im kleinsten Gleichgewichtsgefälle halten. Die kontinuierliche Zunahme der Wasserführung der Gerinne von oben nach unten in Betracht gezogen, heißt das, daß die Zone partieller Akkumulation, die stets flußabwärts von der Zone der kleinsten Gleichgewichtsgefälle folgt, im allgemeinen mit zunehmender Hebungsgeschwindigkeit immer weiter von den Quellgebieten gegen den Rand der bewegten Scholle hinausrückt. Wir beobachten unter diesen Umständen weiter eine allgemeine Zunahme der Gefällsverhältnisse hinab bis zu den noch vorhandenen Strecken kleinsten Gleichgewichtsgefälles, die sich an immer wasserreichere Gerinne knüpfen.

Die Geschwindigkeit der Krustenbewegung bestimmt also nicht nur die mögliche Intensität der Erosion, sondern bei bestimmter Wasserführung der Gerinne auch deren Gefälle. Das gilt für alle auf der Erde gegebenen Entwicklungsmöglichkeiten von Abtragungsformen mit Ausnahme jener speziellen Teilfälle, die den Erosions-

zyklus nahezu verwirklichen. Die Anwendung auf den Primärrumpf ergibt sich von selbst.

Wie sehen nun die Talquerschnitte aus? Auch zur Beantwortung dieser Frage müssen allgemeine Verhältnisse erörtert werden, worauf wir später dann einfach zurückgreifen können. Je langsamer ein Gerinne einschneidet, desto langsamer auch wachsen seine Ufer darüber hinaus und werden zu Talhängen. Desto längerer und daher tiefgründiger Aufbereitung unterliegen die hier austreichenden Gesteine; desto beweglicher ferner werden deren Derivate, die dem Gerinne zuströmen. Durch das Abwandern der Aufbereitungsprodukte wird der Hang abgeflacht und zwar natürlich schon *während der Zeit*, da er dem Spiegel des fließenden Wassers entsteigt.¹⁾ Die Abflachung ist umso vollkommener, je langsamer jenes Emporwachsen der Hänge geschieht. Denn braucht ein erodierendes Gerinne viel Zeit, um Hangstücke von bestimmter Höhe über sich ansteigen zu lassen, so wird auf ihnen mehr Gesteinsmasse aufbereitet und entfernt, als wenn die gleiche Erosionsleistung in kürzerer Zeit erzielt wird. Diese Gesetzmäßigkeit, die sich auf differentiellern Weg ohne Schwierigkeit exakt ableiten läßt,

1) Zu den Vorgängen der *Denudation* stellen wir alle Formen nasser und trockener Massenbewegungen, welche die Aufbereitung der Gesteine zur Voraussetzung haben und im wesentlichen flächenhaft auf allen geeigneten Geländeteilen außerhalb der Gerinne vor sich gehen; die Regenspülung vermittelt gleichsam zwischen den im fließenden Wasser und auf dem festen Land ablaufenden Gravitationsströmen, da in ihren Wirkungen die denudative Seite neben der erosiven stärker hervortritt als bei den anderen Abtragungsvorgängen im bewegten Wasser. Über den Begriff der *Korrasion* vgl. Anm. 1 S. 84. Erosion und Denudation sind, wie ja ohne weiteres ersichtlich ist, ungleichförmige Vorgänge, die gleichzeitig ablaufen und in einem Abhängigkeitsverhältnis ihrer Intensitäten stehen, genau wie die Kräftegruppen endogen und exogen. Ebenso wie bei diesen ist es methodisch unstatthaft und führt nur zu falschen Ergebnissen, wenn der Ablauf von Denudation und Erosion nacheinander behandelt wird, als spielten sie sich in solcher Reihenfolge ab, und wenn weiter ihre Intensitäten außer Acht bleiben. Die Beziehungen lassen sich leicht überblicken mit Hilfe eines Diagramms, wie Fig. 1, in dem die *ab*-Achse die Intensität der Erosion, die *bc*-Achse die der Denudation bedeutet. Die Resultanten (gekrümmte Kurven zwischen *a* und *c*) bezeichnen dann die Entwicklung der Abtragungsflächen (z. B. der Talhänge), die wir zweckmäßig *Formsysteme* nennen.

kann allerorts auf der Erde nachgeprüft werden. Sie lautet: die Steilheit der Talhänge wächst mit der Intensität der Erosion. Da die letztere, wie wir vorhin sahen, unter sonst gleichen Umständen proportional ist der Intensität der Hebung, so ergibt sich, daß diese mit alleiniger Ausnahme der Fälle, für welche die oben gegebene Einschränkung gilt, die Böschungswinkel der Talquerschnitte bestimmt, deren Größe *dann* im einzelnen von den Gesteinsverhältnissen abhängt. Die Talquerschnitte des Primärrumpfes sind hier nach von vornherein flach und zwar besitzen sie im Maximum Böschungswinkel, auf denen die hochbeweglich gewordenen Aufbereitungsprodukte eben spontan abwandern können.

Die Rumpffläche — wie auch der Primärrumpf — ist also alles andere als eine Ebene. Sie besitzt breite, seichte Talungen, dazwischen flach geböschte Wasserscheiden, sie besitzt ein *Flachrelief*. Solange die endogene Hebung den angegebenen Schnelligkeitswert nicht überschreitet, dann aber auch bei unbegrenzter Dauer derselben, erhält sich dieser Formtypus unverändert. Was sich mit der Länge der Zeit ändert, ist nicht das Gefälle der Gerinne und nicht die Neigung der Böschungen, sondern ist — das gilt wieder allgemein — 1. die Taldichte und 2. die Anpassung an die Gesteinszusammensetzung, an die Struktur der bewegten Scholle.

Die Taldichte nimmt bekanntlich infolge des Rückwärtseinschneidens der Gerinne zu. Letzteres geht umso lebhafter vor sich, je größer die Intensität der Tiefenerosion ist, und greift umso weiter um sich, je länger das Einschneiden und Rückschneiden währt. Auf einer Rumpffläche ist nun die Intensität der Tiefenerosion sehr gering, angenähert dem Nullwert, daher sind nahezu unendlich lange Zeiträume vonnöten, um eine ähnlich weitreichende Verdichtung des Talnetzes zu erzielen, wie sie in relativ kurzer Zeit in Gebieten lebhafter Erosion bewirkt wird. Verdichtung des Talnetzes durch Rückgreifen der Gerinne spielt namentlich in den weiter unten zu behandelnden Entwicklungsreihen eine große Rolle.

Fließendes Wasser ist indes keineswegs, wie vielfach geglaubt wird, der einzige Talbildner. Die Korrasion, ausgeübt durch Massenbewegungen, ist ein nicht minder wichtiger und wirksamer Faktor. Umfangreiches Beobachtungsmaterial hierüber steht schon zur Verfügung und wird andernorts mitgeteilt werden.¹⁾ Hier nur kurz

1) Vorläufig sei hingewiesen auf ein einziges, eingehend untersuchtes Beispiel, die Massenströme im ariden Gebiet (W. PENCK, Der Südrand der Puna de Atacama l. c. S. 239 ff.).

folgendes: wandern lose Massen auf irgend einer Abdachung abwärts, so gibt es, da kein Stück der Erdoberfläche eine mathematische, glatte Fläche ist, stets Ursachen, welche die Bahnen benachbarter Massenteilchen sich vereinigen lassen. Hier gehen dann in der Zeiteinheit größere Gewichte über den Untergrund hinweg, als in der Umgebung. Nicht nur rücken an solchen Stellen wie in ihrer Umgebung die Gesteinsteilchen abwärts, nachdem sie aus dem Gesteinsverband losgelöst worden sind, sondern deren Loslösung wird befördert, beschleunigt, da die größeren Gewichte der darüber hinwegbewegten Massen auch nur gelockerte Stücke abdrücken, wegstemmen und mit sich fortnehmen, also schon in Bewegung setzen, ehe sie so weit aufbereitet und beweglich gemacht worden sind, um spontan abwandern zu können. Je größer das Gewicht der bewegten Massen ist, desto erfolgreicher auch ist jenes Abstemmen, das nicht nur gelockerte, sondern auch noch festverwachsene Gesteinsteile, sofern sie eine Angriffsmöglichkeit gewähren, in wachsendem Maße erfaßt. Neben dieser Form der Korrasion, die sich an der stets unregelmäßigen, taschenreichen Sohle bewegter Massen durch die hier entwickelten Druckerscheinungen gut verfolgen läßt, spielt die Schürfung, das Schleifen in anbetracht der Langsamkeit der Bewegung wohl nur eine geringe Rolle; anders bei rasch bewegten Massen! Konzentrierung des Gewichtes zieht notwendig Verstärkung der mechanischen Beanspruchung des Untergrundes nach sich. Dieser wird vertieft, wo die Wege abwandernder Massenteilchen sich vereinigen. Es entsteht eine Furche, die zum bevorzugten Bewegungsstrang dadurch wird, daß sie andere Massenteilchen auf sich hinlenkt, z. B. zunächst diejenigen, die aus ihren Flanken losgelöst werden. Durch Summation der Einzelwirkungen entsteht die wasser- und bachbettlose Korrasionstalung, an deren Flanke flächenhaftes, in deren Sohle auf geringerem Gefälle linienhaftes Abwandern angereicherter Massen stattfindet. Das sind die Massenströme, die sich in unserem Klima unter anderem sehr häufig durch Versumpfung bei durchaus nicht geringer Bodenneigung verraten: die angereicherten Massen wirken wie ein Schwamm. Ritzt ein solcher Massenstrom den Grundwasserspiegel, so tritt eine Quelle zutage, aus der Talung wird ein Tal mit ständig fließendem Wasser, Flußerosion und Quellerosion — diese talauf greifend — treten bei der fürderen Arbeit in den Vordergrund. Die Talbildung durch Korrasion ist demnach gegenüber erosivem Einschneiden der primäre Vorgang. In der Tat gibt es in den Erdräumen, in denen die Aufbereitungsmassen nicht

einzelnen (wie an Felswänden), sondern akkumulativ abwandern, kein Tal, welches nicht mit einer bachbettlosen Korrasionsfurche, mit ungeritzter Sohle beginnt.¹⁾ Rumpfflächen sind in letztgenannter Hinsicht besonders ausgezeichnete Bezirke. Hier tritt denn auch, was sorgfältigen Beobachtern nicht entgangen ist, die bachbettlose Korrasionstalung in ausgeprägtster Weise in die Erscheinung und bildet Systeme, deren Glieder sich qualitativ genau so verhalten wie die jedes anderen aber fließendes Wasser beherbergenden Talnetzes und sich wie in einem solchen nach rückwärts verästeln.²⁾ Dies liegt in der Natur der Talbildner, die beide Gravitationsströme sind, den gleichen mechanischen Gesetzen gehorchen, analog ablaufen und

1) Ausgezeichnet läßt sich das beispielsweise auch in den deutschen Mittelgebirgen verfolgen. Hier tritt an Stelle der Korrasionstalung die Erosionsfurche dort, wo Rieselwasser oberflächlich abfließen und einschneiden kann, wie sehr häufig im Wald.

2) In Deutschland findet man gute Beispiele u. a. auf den *Höhen* der Mittelgebirge, wie Harz, Fichtelgebirge usw., auf der flachen Nordabdachung des sächsischen Erzgebirges oder auf den Rumpfflächen, die sich über den Stufen des südwestdeutschen Stufenlandes dehnen. H. SCHMITTHENNER (Geogr. Zeitschr. Bd. 26, H. 7/8, S. 207) nennt die Korrasionstalungen „Dellen“ und führt ihre Entstehung zurück auf die vereinte Tätigkeit ab rinnenden Wassers, das kleinste Furchen gräbt, und des Nachrückens der Aufbereitungsmassen, das jene Furchen wieder verwischt. Eine solche Zusammenarbeit mag gelegentlich stattfinden, wenn sie auch bei der Geschlossenheit der Pflanzen-, besonders der Rasendecke, die man mit Vorliebe in den Korrasionstalungen antrifft, selten nur wirksam werden kann, fließt doch das Wasser über der Grasnarbe ab, während die losen Massen unter derselben in Bewegung sind. Viel bedeutsamer ist die andere Rolle, die das Wasser spielt: es erhöht die Beweglichkeit der Aufbereitungsmassen, sobald es zu diesen durch die Pflanzendecke eingesickert ist. Zieht man ferner in Betracht, daß die Rieselfurchen des Wassers, wenn sie überhaupt entstehen, nur die angereicherte Bodenmasse ritzen, nicht aber den festen Untergrund, so wird klar, daß das rinnende Wasser auch in der oben genannten Arbeitsgemeinschaft wenigstens in unserem Klima als Bildner der bachbettlosen Talungen nicht in Betracht kommt, sondern lediglich die Abfuhr der Aufbereitungsmassen befördert, denn jene Talungen sind in den festen Gesteinsuntergrund eingelassen, den nur die bewegten Aufbereitungsmassen berühren, nicht aber das Rieselwasser. Im semihumiden Gebiet beobachtet man allerdings Erscheinungen, die auf eine Arbeitsgemeinschaft zurückzuführen sind, wie sie SCHMITTHENNER sich vorstellt.

einwirken und gleicherart in den Flanken der vorhandenen Furchen immer neue Entstehungsorte und -bedingungen für die Schaffung neuer Furchen vorfinden. Auf dem Primärrumpf nimmt hierdurch die horizontale Gliederung des Reliefs mit der Länge der Entwicklungsdauer zu, ohne daß sich dabei der Formtypus änderte.

Kein Stück der Erdkruste hat homogene Zusammensetzung, stets streichen auf ihrer Oberfläche Gesteine von verschiedener Widerstandsfähigkeit aus. Die Widerständigkeit ist von zweierlei Art. Die Gesteine besitzen unter den gegebenen Verhältnissen des Klimas schon primär sehr verschiedene Neigung zur Beweglichkeit (und zwar ist entscheidend *a*) die Kohäsion der Komponenten und *b*) der Kolloidgehalt) oder sie werden beim Verwittern mit größerer oder kleinerer Leichtigkeit in eine bewegliche Form übergeführt (sekundäre Widerständigkeit = Witterbeständigkeit). Im humiden Gebiet ist ferner für beide Eigenschaften der Grad der Wasserdurchlässigkeit von Belang. Denn nicht nur bestimmt er die Menge des oberflächlich abfließenden Wassers und damit dessen mechanische Arbeitsleistung, was bei Gleichheit aller übrigen Faktoren in der Verdichtung des Talnetzes auf schwer durchlässigem Grund zum Ausdruck kommt, sondern er regelt auch die Einwirkungsdauer des Wassers auf den Gesteinsuntergrund, was für die Verwitterung von Wichtigkeit ist, und namentlich bestimmt er die Wassermenge, die als Beweglichkeit förderndes Mittel den Aufbereitungsmassen über dem Gesteinsuntergrund zugute kommt. Bei Gleichheit aller übrigen Umstände findet man daher das Netz auch der Korrosionalungen dichter auf undurchlässigem als auf durchlässigem Untergrund, dichter auch im Bereich lockerer als fester Gesteine. Allgemein werden im Bereich weniger widerständiger Felsarten in der gleichen Zeit größere Gesteinsmassen aufbereitet und kommen zur Abwanderung, als in der widerständigeren Umgebung. Dergestalt vollzieht sich eine Anpassung der Abtragungsformen an die Krustenzusammensetzung, und sie ist naturgemäß umso vollkommener, je länger Erosion und Denudation wirken. So subtile Anpassung aller Einzelformen auch an die feinen Unterschiede der Gesteinszusammensetzung und -struktur, wie man ihr z. B. in den Alpen begegnet, ist eine Alterserscheinung und zeugt ebenso für die Länge der Entwicklungsdauer wie die außerordentliche Verdichtung des Talnetzes, das hier zwischen seinen Maschen nur Einzel-erhebungen, Gipfel stehen gelassen hat.

Findet sich demnach auf einem Primärrumpf zunächst nur

ein weitmaschiges Netz von Talungen, deren Anlage durch die endogen erzeugte Abdachungsrichtung bestimmt wird, so gesellen sich zu ihnen im Laufe der Zeit solche, deren Verlauf in Abhängigkeit von den Gesteinsverhältnissen steht. Damit komplizieren sich die anfangs einfachen Zwischentalscheiden, deren Anordnung mit der Entwicklungsdauer immer mehr den Ausstrich der widerständigsten Gesteinsarten widerspiegelt. Allerdings ist nicht zu erwarten, daß feinere Unterschiede der Gesteinszusammensetzung zur Geltung kommen können, doch die großen Gegensätze werden unbedingt — das bestätigt die Erfahrung — morphologischen Ausdruck finden. Der Primärrumpf, der von vornherein in der Tat vollkommen unabhängig ist von Zusammensetzung und Struktur des Krustenstückes, das er überspannt, nähert sich mit der Zeit dem Aussehen der Endrumpffläche. Eine formelle Unterscheidung zwischen diesen beiden Formen wird also nur gelingen, wenn der Primärrumpf noch keine längere Entwicklung durchgemacht hat. Sicher auseinanderhalten wird man sie indes auf diese Weise überhaupt nicht können, weil der Beurteilung von Formen stets ein unkontrollierbares subjektives Moment anhaftet. Die Unterscheidung gelingt einwandfrei nur mit Hilfe der korrelierten Ablagerungen.¹⁾

Fragen wir nun, wann und wo auf der Erde die Entstehungsbedingungen für den Primärrumpf gegeben sind, so ist auf folgendes hinzuweisen: jede Krustenbewegung beginnt mit der Rubelage und passiert nach deren Verlassen notwendig Anfangsstadien, in denen die Bewegung beliebig langsam ist und damit die Bedingungen zur Ausbildung eines Primärrumpfes gewährt. Jene Bedingungen sind gegeben, solange die Geschwindigkeit der Krustenbewegung einen Grenzwert nicht überschreitet, der sich durch Vergleich mit der Leistungsfähigkeit der Gesteinsaufbereitung — und zwar kommt die Erzeugung hochbeweglicher Endprodukte der Verwitterung in Betracht — und mit dem Abwandern der Aufbereitungsmassen auf flachen Böschungen in der Zeiteinheit charakterisieren läßt. Der Primärrumpf ist hiernach die allen auf der Erde möglichen Formreihen gemeinsame Anfangsform, wie der Endrumpf die allen Entwicklungsreihen gemeinsame Endform ist. *Theoretisch muß sich jede Scholle der Erdkruste, so können wir sagen, zunächst*

1) Vgl. hierüber und über den Nachweis des Primärrumpfes: WALTHER PENCK. Der Südrand der Puna de Atacama, I. c., Abschn. III, 3 und VI, I.

mit einer Rumpffläche überziehen, sobald sie überhaupt Abtragungsbezirk wird. Daß dies in der Natur auch wirklich in weitem Umfange der Fall ist, das zeigen höchst eindrucksvoll die zahllosen Rumpfflächen, die im Laufe der letzten Jahrzehnte auf den Gebirgen der Bewegungsgürtel in der Tat nachgewiesen worden sind, also innerhalb von Erdräumen, die, wie man von ihren größten Teilen heute mit Bestimmtheit weiß, seit dem Mesozoikum bis ins jüngste Tertiär und zur Gegenwart eine überaus bewegte endogene Entwicklung durchgemacht haben. Solche Labilität schließt aus, daß sich Endrumpfflächen ausbilden. Dafür ist die wesentliche Voraussetzung, Erlahmen der Krustenbewegungen bis zur tektonischen Ruhe, nicht gegeben. Es kann im Gegenteile nicht mehr bezweifelt werden, daß die Rumpfflächen auf den Scheiteln der Ketten, die sich zu den Großfaltensystemen der Dinariden, Kleinasiens, Irans, des Pamirs und Zentralasiens bis zu den Sundainseln hin ordnen, ebenso Primärrumpfe sind wie die Rumpfflächen auf den Großsätteln des andinen Gebirgssystems, für welche dieser ihr Charakter erwiesen worden ist. Nicht auf allen Ketten ist die Rumpffläche sichtbar. Es ist dies nicht immer eine Folge des Umstandes, daß sie durch Rückschneiden der Flüsse und dessen Folgen wieder beseitigt worden ist. Vom Südrand der Puna de Atacama sind Fälle bekannt geworden (l. c. 369 u. f.), welche lehren, daß die Hebungsbeschleunigung so groß sein kann, daß die Anfangsstadien langsamer Hebung, welche die Vorbedingungen für die Entstehung eines Primärrumpfes gewähren, zu kurz bemessen sind, um die Rumpffläche sich bilden oder sich erhalten zu lassen. Rasch wird dann die Primitivform überwältigt und ersetzt durch ein Mittel- oder selbst ein Steilrelief, wenn sie überhaupt vorhanden war. Sieht man von solchen Fällen ab, deren Auftreten sich anscheinend auf Teile eines größeren, einheitlichen Gebirgsganzen beschränkt, so wird das Fehlen der Primärrumpfe auf den Höhen von Hebungsbezirken die Frage auslösen, warum sie nicht in Stücken wenigstens erhalten geblieben sind, und nicht, ob sie nicht vorhanden waren.¹⁾

1) Es ist nicht überflüssig, zu betonen, daß die Ebenmäßigkeit der Gipfelhöhen, die Gipfelfur, nichts mit einer Rumpffläche zu tun hat, wie A. PENCK an einem konkreten Beispiel zeigte (Die Gipfelfur der Alpen l. c.), und auch keine Anhaltspunkte zur Erschließung des Primärrumpfes gewährt — es sei denn, daß Stücke von diesem sichtbar sind, die eine sichere Diagnose gestatten —; des Primärrumpfes,

Überschreitet die Krustenbewegung den oben gekennzeichneten Grenzwert der Geschwindigkeit, so wird in der Zeiteinheit nicht mehr soviel Gesteinsmasse aufbereitet und durch spontanes Abwandern auf flachen Böschungen entfernt, als die Hebung emporrücken läßt. Die Scholle wächst dann in die Höhe und vergrößert dadurch ihr Gefälle. Ständig oder gelegentlich fließendes Wasser ist zu intensiverem Einschneiden veranlaßt, steilere Böschungen entsteigen den Linien des Flußnetzes, das dergestalt unter Beibehaltung der Laufrichtungen, also auch der Windungen in die steigende Scholle einsinkt und gewundene Täler entstehen läßt. Da auf steileren Böschungen die Entfernung der aufbereiteten Gesteinsmassen rascher erfolgt, als auf weniger geneigten Flächen, so sind jene Stellen rascherer Abtragung und greifen daher rascher geländeaufwärts als diese.¹⁾ Die Folge ist, daß bei kontinuierlicher Intensitätssteigerung der Hebung und Hand in Hand damit zunehmender Erosionsintensität die steilsten, zuletzt gebildeten Hangstücke die darüber befindlichen (weil vorher gebildeten) weniger steilen Stücke unterschneiden und durch ihr Aufwärtsgreifen gleichsam aufzehren, so daß sie nach einiger Zeit an die flachsten und höchsten Geländeteile mit einem Gefällsbruch, einem Knick, grenzen. *Die kontinuierliche Steigerung des end.g.nen Vorganges führt morphologisch zu einer Diskontinuität.* Was wir dann sehen, ist eine Rumpffläche (Primärrumpf), in welche je nach der Intensitätszunahme der Hebung Talkerben mit mehr oder weniger steilen Talflanken und mehr oder weniger scharfen Talkanten eingelassen sind. Es erscheint also die zerschnittene Rumpffläche, die nach der Zykluslehre das Vorbild zweizyklischer Entwicklung ist. Von einer Zweiheit der Hebung ist indes gar keine Rede, sondern der bedingende endogene Vorgang besteht in einer Geschwindigkeitszunahme ein und derselben Hebung.²⁾ So erweist sich der auf morphologischem

der im gegebenen Fall vielleicht einen riesigen Luftsattel schon hoch über der Gipfflur bildet.

1) Auch dieses Verhalten ist gesetzmäßig und ergibt sich exakt auf differentiellem Wege.

2) An den Ausdrücken „zweizyklisch“, „mehrzyklisch“ festzuhalten, hat wenig Sinn. Sie sind auch ganz bedeutungslos in den theoretisch möglichen Fällen, daß eine Scholle nach vollständigem Ablauf einer ersten Hebung, die einen Endrumpf hinterläßt, neuerdings Hebung erfährt, die zuerst notwendig einen Primärrumpf entstehen läßt. Der Primärrumpf fällt dann keineswegs mit dem Endrumpf zusammen, son-

Wege bislang gewonnene Schluß vom ruckweisen, diskontinuierlichen Ablauf der Krustenbewegungen als falsch.

Je rascher die Hebung wird, desto höher steigt die bewegte Scholle an, desto steiler werden ihre allgemeinen Gefällsverhältnisse, desto lebhafter die Tiefenerosion und jäh der aus den Gerinnen emporwachsenden Talflanken. Wir betrachten von den unendlich vielen, soeben angedeuteten Entwicklungsmöglichkeiten nur kurz zwei Fälle:

Die Hebung werde zu solcher Geschwindigkeit beschleunigt, daß den Gerinnen, die dann das kleinste mögliche Gleichgewichtsgefälle besitzen, Hänge von solcher mittlerer Steilheit entsteigen, wie sie etwa in den Abdachungen der deutschen Mittelgebirge angetroffen wird. Gegenüber den voraufgegangenen Zeiten langsamerer Hebung besitzen jetzt nur wasserreichere Gerinne das kleinste mögliche Gleichgewichtsgefälle. Die durch das letztere ausgezeichneten Laufstrecken finden sich im allgemeinen flußabwärts verschoben in Gebiete, die vordem durch partielle Akkumulation ausgezeichnet waren. In der gleichen Richtung, also im Ganzen gebirgsauswärts verlegt sind nunmehr auch die Zonen partieller Akkumulation entlang den wasserreichen Gerinnen, die auf geringerem Gefälle breitere Täler mit jedoch nicht weniger steilen Hängen durchmessen, vorausgesetzt die Gleichheit oder Ähnlichkeit der Gesteinsbeschaffenheit. Kleinere Gerinne rücken ins Gleichgewicht erst dann, wenn ihre Läufe mit der steigenden Scholle soweit emporgerückt sind, daß die hierdurch bewirkte Gefällssteigerung das durch die geringere Wassermasse hervorgerufene Energiedefizit ausgleicht. Diese steileren Gefälle setzen sich nicht auf einmal durch, sondern gelangen durch Rückschneiden vom Rande der bewegten Scholle her in deren höchste Teile. In und oberhalb der Zone partieller Akkumulation findet man dann entlang einem Flußlauf Aufschüttungsterrassen, die mit der Hebung über die Flußlinien immer höher

den geht durch Abtragung aus diesem hervor. Der letztere wird also beseitigt, er liegt in der Luft über dem Primärrumpf, und dieser allein ist sichtbar als die erste und älteste Abtragungsform der betreffenden Scholle. In solchem Fall bleibt der Formtypus (Rumpffläche) erhalten, nicht das Formindividuum (Endrumpf); es wird durch ein anderes Individuum vom gleichen Typus ersetzt (Primärrumpf), und damit entschwindet der morphologische Hinweis auf den voraufgegangenen „Zyklus“, d. h. auf den voraufgegangenen, bis zur Vollendung gediehenen Ablauf einer ersten Hebung.

hinausrücken, daß schließlich ihr Gesteinssockel sichtbar wird, und die dann unter dem Einfluß der Denudation wieder verschwinden werden. Von der Strecke kleinsten Gleichgewichtsgefälles nach oberhalb schneidet das Gerinne in die Talsohle ein, bis es ein Gefälle hat, auf dem es ebenso rasch erodieren kann, als die Kruste sich ihm entgegenhebt. Unmittelbar oberhalb des kleinsten Gleichgewichtsgefälles erreicht der Fluß jenes Ziel zuerst, da er hier, verglichen mit allen oberhalb folgenden Punkten am wasserreichsten ist. Der ganze wasserärmere Oberlauf jedoch konnte in der Zwischenzeit sein Gleichgewichtsgefälle noch nicht herstellen. Es bildet sich demnach ein Gefällsbruch aus zwischen den nur gehobenen, aber noch nicht versteilten Talstrecken oberhalb und den versteilten, dem Gleichgewicht entsprechenden Laufstrecken unterhalb. Und dieser Gefällsbruch frißt sich talauf, zerschneidet den ehemaligen Talboden und läßt Überreste desselben als Terrassen eine Zeitlang sichtbar. Das Ergebnis ist die Herstellung der Gleichgewichtskurve entlang dem ganzen Gerinnelauf, die Herstellung jenes Gefälles nämlich, auf dem das fluviatile Einschneiden in der Zeiteinheit an allen Punkten dieselben Beträge erreicht wie die Hebung. Und solange diese ihre Geschwindigkeit nicht ändert, auch bei unbegrenzter Dauer derselben, bleibt dann das Gefälle der einzelnen Gerinne und ihre mechanische Energie unverändert. Als notwendige Folgeerscheinung der Hebungsbeseleunigung gewahren wir ferner 1. Zunahme der absoluten Höhe der Scholle, 2. Zunahme der relativen Höhe (Taltiefe), 3. Verengung der Talquerschnitte bei Zunahme der Steilheit der Talflanken und 4. Terrassenbildung. Intensitätszunahme der Hebung ist nicht die einzige, doch mit die wichtigste Ursache für die Entstehung der Hebungsterrassen. Aus diesen ein ruckweises Vorschreiten der Krustenbewegungen abzuleiten, ist also keinesfalls angängig.

Ein Teil der genannten Folgeerscheinungen der Hebungsbeseleunigung verschwindet wieder, wenn die Bewegung ihre oben gekennzeichnete Geschwindigkeit hinreichend lange beibehält. Den ins Gleichgewicht gerückten Gerinnen entsteigen allenthalben Böschungen von unter sonst gleichen Umständen gleicher mittlerer Neigung, und diese greifen geländeaufwärts, die Terrassen, sowie die auf den Höhen zwischen den Tälern übrig gebliebenen Formsysteme älterer Anlage beseitigend. Es gibt einen Zeitpunkt, da sich die Talhänge auf den Zwischentalscheiden verschneiden, zumal die Verdichtung des Talnetzes ständig fortschreitet. Das bis dahin

andauernde Wachstum der relativen und absoluten Höhe hört dann auf, und es bleiben diese beiden Elemente fürderhin konstant, solange die Hebung unverändert fortwährt. Alle morphologischen Elemente der Scholle zusammengenommen repräsentieren in solchem Fall eine physikalische Gleichgewichtsfäche, und die Charaktere jener Elemente werden bestimmt durch die Hebungsbeträge in der Zeiteinheit. Ebenso rasch als die Scholle steigt, sinken die Gerinne — je nach der Wasserführung auf steilerem oder geringerem Gefälle — ein (Konstanz der Gefälle). Allen Gerinnen entsteigen Talflanken von konstanter Böschung, deren Neigungswinkel im einzelnen bestimmt werden durch die Widerständigkeit der Gesteinsarten. Die Böschungen verschneiden sich auf den Zwischentalscheiden, und um soviel, als die Hänge unten den einschneidenden Gerinnen entsteigen, werden sie oben an den Verschneidungslinien oder -punkten¹⁾ verkürzt. Die Taltiefe ist damit konstant; sie ist größer im Bereich widerständiger Gesteine als in der weniger widerständigen Umgebung. Konstant ist hiermit ferner die Gipfelhöhe. Die Gipfel ordnen sich in eine Gipfelfur ein, die das obere Denudationsniveau²⁾ repräsentiert. Wir finden also, daß die absolute Höhe der Gipfelfur proportional ist der Geschwindigkeit der Hebung, ein Ergebnis, dessen Tragweite bei der Frage zur Geltung kommt, ob die Gebirge der Erde wirklich heute unbewegte, tektonisch ruhende Schollen sind, wie häufig ohne jeden stichhaltigen Grund angenommen wird.

Was sich an dem Formenschatz ändert, sind nicht die Flußgefälle und Talformen, die man als Mittelgebirgsformen charakterisieren könnte, sondern ist allein die Taldichte und die Anpassung der Einzelformen an die Zusammensetzung und Struktur der bewegten Scholle³⁾, die beide mit der Entwicklungsdauer zunehmen.

1) Aus Gründen, die hier nicht weiter ausgeführt werden können, handelt es sich in der Natur niemals wirklich um Schnittlinien und -punkte, sondern um Flächen, also Schnitzzonen. Diese sind umso schmaler, je steiler die in Frage kommenden Böschungen sind, und entfernen sich bei geringer Hangneigung desto mehr von der theoretisch geforderten Gestalt.

2) A. PENCK, Über Denudation der Erdoberfläche I. c. Wien 1886/87. S. 431.

3) Ein hierher gehöriger Spezialfall, auf den ich andernorts näher eingehen werde, ist das viel erörterte Stufenland, das sich an flachlagernde Schichten sehr verschiedener Widerständigkeit knüpft.

Würden die Hebungsbeiträge in der Zeiteinheit nun geringer, so würde die Erosionsintensität nachlassen, würden die Gerinne ihr Gefälle ermäßigen, die ihnen entsteigenden Hangstücke flacher, die Täler breiter, die relative und absolute Höhe geringer werden. Naturgemäß kann diese absteigende Entwicklung nicht rascher stattfinden als das Erlahmen der Krustenbewegung, die fortfährt, die Gefällsverhältnisse zu erneuern, aber in aufeinanderfolgenden Zeiten um immer kleinere Beträge. Noch lange wird die Steilheit der Böschungen Anlaß geben, von Mittelgebirgsformen zu sprechen. Aber diese verändern ihre Gestalt in höchst charakteristischer Weise. Sind die Querprofile der Täler bei zunehmender Hebungsintensität durch konvexe Linien ausgezeichnet (neben örtlich bedingten konkaven Hängen) und ist die Gefällskurve der Gerinne konvex, oder präziser ausgedrückt: zusammengesetzt aus kurzen konkaven Strecken, deren Gesamtheit durch die trennenden Gefällsbrüche eine konvexe Kurve bildet, so fehlen der absteigenden Entwicklung konvexe Profile vollständig. Hänge und Flußgefälle sind konkav.¹⁾ Mit dem Zurruhekommen der Bewegung wird sich der Endrumpf einstellen.

Die Erörterung des zweiten Falles, den wir betrachten wollen, bereitet nun keine Schwierigkeiten mehr: die Intensität der Krustenbewegung kann auch derart zunehmen, daß den intensiv einschneidenden Gerinnen Talhänge entsteigen, deren Neigung dem maxi-

1) Das ergibt sich völlig exakt aus der differentiellen Behandlung des Problems der Hangentwicklung, kann aber auch schon aus den vorstehenden Darlegungen gefolgert werden. Belege für die oben angedeutete Entwicklung können in Deutschland leicht nachgeprüft werden. Man vergleiche z. B. Quer- und Längsprofile der Täler auf der Höhe des Harzes, Schwarzwaldes, Fichtelgebirges usw. mit denen in den Flanken und am Rand jener Gebirge. Absteigend wurde die Entwicklung der genannten, altangelegten Höhenlandschaften allerdings nicht infolge eines Erlahmens der tektonischen Bewegung der betreffenden Schollen — ihre Ränder bezeugen das gerade Gegenteil, hier finden wir die Formen aufsteigender Entwicklung —, sondern die Ursache liegt in dem Umstand, daß das Höhenrelief durch Zwischenschaltung jüngerer und steilerer Formsysteme von seiner Erosionsbasis am Rand der bewegten Scholle abgetrennt und damit unmittelbarer tektonischer Beeinflussung entzogen worden ist. Die Basis, in bezug auf welche nunmehr die weitere Entwicklung der Höhenlandschaften stattfindet, ist der Gefällsbruch, mit dem die jüngeren, steileren Formen an jene angrenzen.

malen Böschungswinkel entspricht, den die Gesteine überhaupt zu bilden vermögen. Die Gefälle der lebhaft zur Tiefe erodierenden Gerinne sind steil und vielfach gebrochen, die Taltiefe groß, die Scholle wächst zu großer absoluter Höhe empor und findet eine Grenze ihres Höhenwachstums in einem oberen Denudationsniveau, das umso höher liegt, je rascher die Bewegung ist, vorausgesetzt, daß die Bewegung in solcher Geschwindigkeit überhaupt solange andauert, daß sich die Scholle „auswächst“. Tut sie das nicht, so werden die älter angelegten Formen auf den Zwischentalscheiden nicht bei der aufsteigenden, sondern erst bei der absteigenden Entwicklung beseitigt, und die Scholle gipfelt dann in einem mäßigeren oberen Denudationsniveau, das der bis dahin kleiner gewordenen Hebungintensität entspricht. Quer- und Längsprofile der Täler werden letzteres deutlich widerspiegeln (Konkavität!). Es kann aber auch der Fall eintreten, daß die relative Höhe konstant wird, während die absolute Höhe noch zunimmt. Und zwar darum, weil sich Böschungen jenseits einer maximalen Neigung nicht halten und daher auch bei unbegrenzter Zunahme der Erosionsintensität nicht steiler werden können. Vielmehr verschneiden sie sich nach einiger Zeit ohne Ausnahme auf den Zwischentalscheiden, die von nun an in der Zeiteinheit um die gleichen Beträge erniedrigt werden als die Gerinne einsinken.¹⁾ Geschieht das letztere noch nicht in der gleichen Geschwindigkeit wie die Hebung der Scholle, so bleibt zwar die Taltiefe und damit die relative Höhe konstant, aber die Gerinnebetten rücken in größere Höhe, und damit wächst die absolute Höhe der Scholle. Ihre Gipfel und Schneiden ordnen sich dann in eine Gipfelfur ein, die nicht dem oberen Denudationsniveau unserer Definition entspricht.

Solange die Intensität der Hebung sich gleich bleibt, auch bei unbegrenzter Dauer derselben, bleibt der durch maximale Gehänge- neigung ausgezeichnete Formenschatz mit allen seinen Elementen unverändert erhalten. Nur die Taldichte und die Anpassung an die Krustenstruktur wächst weiter mit der Dauer der Entwicklung. Auch dieses Relief, das wir als Steilrelief kennzeichnen, setzt die aufsteigende Entwicklung voraus. Seine Vorgängerformen sind der Primärrumpf und nacheinander Formtypen, die durch wachsende Flußgefälle, wachsende Steilheit der Böschung, zunehmende Taltiefe, zunehmende Verengung der Talquerschnitte und zunehmende

1) Vgl. A. PENCK, Die Gipfelfur der Alpen, I. c. S. 260.

absolute Höhe der Erhebungen ausgezeichnet sind. Der vorbehandelte erste Fall ist ein aus dieser Reihe herausgegriffener Typus. Wir sagen: er ist durch Mittelformen ausgezeichnet, er besitzt ein Mittelrelief.

Würde die Krustenbewegung nunmehr erlahmen, so würde die Oberflächengestalt der bewegten Scholle eine analoge Formreihe in umgekehrter Richtung durchlaufen, würde also über Mittelformen zu Flachformen fortschreiten und im Endrumpf enden. Aber die Gestalt der einzelnen Glieder dieser absteigenden Entwicklungsreihe ist eine andere als die der aufsteigenden Entwicklung. Charakterisieren konvexe Hangprofile und konvexe Längsprofile die Gerinnebetten der letzteren, so sind konkave Quer- und Längsprofile für die erstere bezeichnend. Von dieser speziellen Formreihe entfernt sich nicht allzuweit diejenige, die der Erosionszyklus darstellt. Beide sind durch fortgesetzte Ermäßigung der Flußgefälle, der mittleren Böschungen, der relativen und absoluten Höhe sowie — gerade umgekehrt wie die aufsteigende Entwicklung — durch Verbreiterung der Talquerschnitte ausgezeichnet. Doch kennt der Erosionszyklus erstens nicht die für den natürlichen Ablauf charakteristische Umbildung der Profilinien und zweitens nicht die auch der absteigenden Entwicklung nicht fehlende endogene Beeinflussung des Entwicklungsweges.

Überblickt man die im Vorstehenden kurz skizzierte Entwicklung der Abtragungsformen des Landes, so zeigt sich, daß die verschiedenen Formtypen, die durch ihre Böschungsverhältnisse charakterisiert werden, in ihrer Gestaltung unabhängig sind von ihrer Entwicklungsdauer. Die Formen, die nach der DAVISSCHEN Terminologie — die sich bekanntlich auf das Prinzip der Entwicklungsdauer gründet — „alt“ zu nennen wären (die Rumpffläche), treten nicht nur am Ende des gesamten Abtragungsablaufes, sondern auch als erstes, primitivstes Abtragungsstadium in die Erscheinung und können sich bei entsprechend langsamer endogener Hebung während des ganzen Entwicklungsweges erhalten. Außerdem können Rumpfflächen in besonderen Fällen auch zum allerdings fremdartigen Bestandteil eines Mittelreliefs werden, wie die über den Stufen des Stufenlandes sich dehnenden Rumpfflächen, die hier darum möglich sind, weil sie ihre Denudationsbasen (in bezug auf welche die sie gestaltenden Abtragungsprozesse ablaufen) nicht an den Linien des Gewässernetzes und damit letzten Endes am Rande der bewegten Scholle, sondern innerhalb von dieser im

Ausstrich besonders widerständiger Schichttafeln finden, dessen Lage von den Linien der einschneidenden Flüsse unabhängig ist. „Reife“ Formen treten bei rascher werdender wie bei wieder erlahmender Hebung auf und können sich unbegrenzt lange erhalten, wenn die Hebung unbegrenzt andauert und dabei eine bestimmte maximale Geschwindigkeit nicht überschreitet. Tut sie das im gegebenen Falle nicht, so ist der Formenschatz tiefster Gliederung, den die Scholle überhaupt erhalten kann und erhält, jenes Mittelrelief. Dieses, d. h. also „reife“ Formen finden sich ferner als Vorläufer des Steilreliefs, wenn die Hebung zu noch größerer Geschwindigkeit fortschreitet, und stellen sich wieder ein, wenn die endogene Bewegung von solchem Intensitätsmaximum wieder abschwilt. „Jung“ würde DAVIS jenen steilen Formenschatz nennen, der, wie wir sehen, eine sehr lange Entwicklung bereits voraussetzt und zu Vorläufern „reife“, dann „alte“ Formen hat, und der sich bei unbegrenzter, gleichförmiger Andauer jenes endogenen Intensitätsmaximums auch unbegrenzt lange erhält.

Diese Sachlage verhindert, an einer Terminologie festzuhalten, die es sich zur Aufgabe macht, die Entwicklungsdauer der Landformen und damit ein Moment zum Ausdruck zu bringen, das für die Gestaltung der Abtragungsformen nicht maßgebend ist. An Stelle der Ausdrücke „alt“, „reif“, „jung“ setzen wir daher die neutralen Bezeichnungen „flach“, „mittel“, „steil“ und sprechen von Flachformen, welche die Rumpffläche auszeichnen, von Mittelformen, die dem Mittelrelief eigentümlich sind, und von Steilformen, die dem Steilrelief eignen. Die Entwicklungsstufen lassen sich dann zu weiterem Ausdruck bringen durch die Angabe, ob sie der aufsteigenden, gleichförmigen oder absteigenden Entwicklung angehören.

September 1920.