

Über einige Grundfragen der regionalen Geomorphologie.

Von

Prof. Dr. Fritz Machatschek.

Vortrag, gehalten am 18. März 1931.



In einem Vortrag über die Physiographie als Physiogeographie bemerkt A. Penck, daß sich die einzelnen Teildisziplinen der erdkundlichen Wissenschaften nicht nach einem einheitlichen Grundplan entwickelten, sondern sich voneinander im Verlaufe der fortschreitenden Erkenntnis und Vertiefung unseres Wissens von der Erde unter Anerkennung des Prinzips der Arbeitsteilung ablösten. In ähnlicher Weise hat sich seit etwa einem halben Jahrhundert von der Geologie die Geomorphologie als die Lehre von den Formen der Erdoberfläche losgelöst, ist aber zu einer selbständigen Wissenschaft erst geworden, als man sich nicht darauf beschränkte, diese Formen als etwas Gegebenes zu beschreiben, zu klassifizieren und in ihrer Verbreitung zu untersuchen, sondern als man daranging, sie als etwas Gewordenes zu betrachten, also ihren allmählichen Entwicklungsgang zu ergründen.

Eine solche genetische Betrachtungsweise bedarf aber des innigsten Anschlusses an die von der geologischen Forschung gelieferten Tatsachen, sowohl was die Beschaffenheit des Materials als auch was den inneren Bau, die Struktur des Untersuchungsgebietes, betrifft. Unter dieser Voraussetzung wäre nach Wilckens die Morphologie berechtigt, ihre Untersuchungen soweit nach rückwärts in der Erdgeschichte auszudehnen,

als die Oberfläche unter ähnlichen Bedingungen wie heute bestanden hat. Das geht in den meisten Fällen allerdings nicht sehr weit zurück, kaum bis ins Diluvium, in anderen Fällen freilich vielleicht bis ins Mesozoikum. Aber andererseits hat sich doch z. B. die jungtertiäre Entwicklung der Alpen zu dem heutigen Gebirge erst abgespielt nach Abschluß der bedeutendsten für ihren inneren Bau maßgebenden Krustenbewegungen und diese jüngere Entwicklung ist von den älteren Geologen überhaupt kaum berücksichtigt worden. Hier hat eben erst die Geomorphologie mit ihren Methoden eingesetzt, indem sie die Arbeit des Geologen fortsetzt. Daher kann es eine scharfe Scheide zwischen geologischem und morphologischem Objekt nicht geben, wenn auch die Betrachtungsweise beider Wissenschaften ganz verschieden ist. Aber beide haben doch wieder eine historische Seite gemeinsam. Ebenso wie der Geologe aus dem Schichtbau und seinem fossilen organischen Inhalt die Geschichte eines Stückes der Erdkruste entziffert, so tut dies der Morphologe aus der Analyse seines Formenschatzes und unter Mitberücksichtigung der für diese jüngere Entwicklung bestimmenden tektonischen Vorgänge. Damit sind wir bereits bei der einen jener Grundfragen angelangt, die sich aufdrängen, sobald wir versuchen, die morphologische Entwicklung eines größeren Erdraumes oder gar der ganzen Erdoberfläche zu überblicken, also gleichsam an dem von E. Suess in so großartigen Zügen gezeichneten Bild von der geologischen Geschichte

der Festländer und Meere weiterzuarbeiten, ein Bild, das aber doch nicht so sehr das Antlitz der Erde, als ihr festes Knochengerüst zu verstehen lehrt. Diese Frage betrifft das Wesen, den Verlauf und die Verbreitung der jungen Krustenbewegungen.

Schon seit etwa 20 Jahren ist die Erkenntnis ziemlich allgemein, daß zwischen der Höhengestaltung unserer Gebirge und ihrer Faltung ein kausaler Zusammenhang nicht besteht, daß also für die Physiognomie der Gebirge, und zwar nicht nur etwa alter Faltenstränge, wie Ural und Appalachen, sondern auch der sogenannten jungen, erst im Laufe des Tertiärs aus der mesozoisch-alttertiären Tethys hervorgegangenen Faltengebirge nicht die Faltung an sich als ein Vorgang der Tiefe, sondern ihr nachfolgende Krustenbewegungen mit vorwiegend vertikaler Bewegungsrichtung maßgebend geworden sind, also Hebungen und Senkungen, Aufwölbungen und Einmüldungen, die vielfach, aber nicht immer in ihrer Hauptstreckung der Richtung der Faltenzüge folgen und auch über den Raum der die innere Struktur beherrschenden Faltung hinausgreifen. Alle diese weitläufigen Bewegungen, die in der Regel aus Störungen des Schichtbaues nicht zu erkennen sind, werden seit Gilberts klassischen Untersuchungen am diluvialen Lake Bonneville den epirogenetischen zugeordnet und den im geologischen Sinne gebirgsbildenden oder orogenetischen Bewegungen gegenübergestellt. Aus den Verhältnissen im deutschen Mittelgebirge, speziell in

der sogenannten saxonischen Scholle, hat Stille (1916) das Gesetz aufgestellt, daß beide Arten von Bewegungen mehrfach alternierten, so zwar, daß auf lange Zeiten epirogenetischer Senkung der Sedimentationsräume bei gleichzeitiger Hebung ihrer Rahmen, der Festlandsschwellen, kurze, gleichsam nur episodenhafte Perioden orogenetischer Paroxysmen als Steigerung des tangentialen Druckes folgten, die sich je nach dem Material als Faltung oder als Schollenverschiebungen äußerten. In sehr vielen Fällen aber läßt sich daneben noch die wichtige Tatsache erweisen, daß zwischen diesen beiden Gruppen von Krustenbewegungen ein wesentlicher Unterschied nicht besteht, daß nämlich die langsam einsetzenden sogenannten epirogenetischen Hebungen sich gelegentlich zu Brüchen und sogar zu Überschiebungen steigern, also eigentlich in morphologischem Sinne gebirgsbildend wirken. Daher liegt auch die Annahme nahe, die übrigens auch schon von Gilbert ins Auge gefaßt wurde, daß beide Arten von Krustenbewegungen auf die gleiche letzte Ursache zurückgehen, die dann natürlich nicht im Sinne der alten Kontraktionshypothese auf eine Schrumpfung des Erdballs zurückgeführt werden kann. Auf dem gleichen Boden steht auch E. Argand mit seiner Unterscheidung von Geosynklinalfaltung und Grundfaltung. Der von jener ausgehende Bewegungsimpuls pflanzt sich in die alten, durch frühere Faltung versteiften Massive und Gebirgsrümpfe fort und äußert sich hier in Form weiträumiger Wölbungen und Senkungen, die sich bis

zu Schollenverschiebungen und Überschiebungen der einzelnen Blöcke steigern können. Mit diesen Vorstellungen verwandt ist auch die Lehre Walter Pencks von der Großfaltung im Bereiche der großen Hochgebirgsgürtel der Erde, die sich als langgestreckte, im allgemeinen im Streichen der älteren Falten verlaufende Aufwölbungs- und relative Senkungszone äußere: jene erscheinen dann als Streifen besonders scharf akzentuierter Hochgebirgsformen mit Schneideneigenart, diesen folgen die großen Längstäler und Mulden als Streifen, die bei der allgemeinen Hebung gleichsam zurückblieben und daher eher rundliche und niedrigere Mittelgebirgsformen tragen. Diese Großfaltung ist von W. Penck für einen Teil der Anden Südamerikas, die Gebirge Westanatoliens und die Alpen, zum Teil auch auf geologischem Wege aus den Störungen und dem Charakter der jüngsten Sedimente erwiesen worden. Hier sei zunächst die Tatsache betont, daß offenbar solche Bewegungen mit Großfaltencharakter für die meisten der jungen Faltengebirge bezeichnend sind und ihnen erst der mehrfache Wechsel von Ketten- und Längstal-, bzw. Muldenzone zu danken ist. Aber zweifellos ist auch in Gebirgen, die bereits außerhalb des Gürtels der jungen Geosynklinalfaltung gelegen sind, wie etwa in denen des nördlichen Zentralasiens und der inneren Teile des westlichen Nordamerika, solche Großfaltung tätig gewesen und ebenso sicher ist, daß sie sich hier wie dort vielfach mit Schollenstruktur verknüpfte, wie dies ja heute u. a. für große

Teile der Ostalpen und die Gebirge im Fernen Westen Nordamerikas erwiesen ist. Auf den von W. Penck vermuteten Zusammenhang solcher Bewegungen mit magmatischen Prozessen, also mit Raumvermehrung infolge von magmatischer Intrusion, oder aber mit Strömungen des sogenannten Geoplasmas, wie dies kürzlich A. Penck für das westliche Nordamerika angedeutet hat, soll hier als auf eine rein geologisch-geophysikalische Frage nicht weiter eingegangen werden.

Neben diesen universell verbreiteten jungen und in morphologischem Sinne gebirgsbildenden Krustenbewegungen zweifellos endogener Natur gibt es nun noch zwei Arten von Bewegungen, deren Wirksamkeit nicht so sehr aus den Reliefverhältnissen im Inneren des Landes als aus Niveauverschiebungen an den Küsten abgeleitet wurde. Es sind das einmal die aus Störungen des Gleichgewichtszustandes sich ergebenden isostatischen Schwingungen der Kruste, wie sie sich etwa infolge von wechselnder Belastung und Entlastung einstellen, ferner die von E. Suess so genannten eustatischen Bewegungen, bei denen es sich um aktive Schwankungen des Meeresspiegels infolge von Veränderungen des Volumens der Meeresbecken (durch Einbrüche oder auch durch die Sedimentation) oder auch infolge von Veränderungen des Wasserinhaltes der Meeresbecken handeln soll. Als isostatische Schwingungen wurden schon frühzeitig (1865 durch Jamieson) und gegenwärtig wieder ziemlich allgemein, namentlich unter dem Eindruck der Untersuchungen von A. Penck,

jene alternierenden Hebungen und Senkungen Fenno-skandias gedeutet, die nun schon durch über 150 Jahre an der allmählichen Hebung der die nördliche Ostsee umgebenden Küstenlandschaften messend verfolgt werden. Jeweils soll einer Zeit der Inlandeisbedeckung eine Periode der Senkung mit einer durch die unvollkommene Elastizität der Kruste erklärbaren Verspätung gefolgt sein, einer Zeit der Abschmelzung und Entlastung der Kruste eine ebenfalls verzögerte Periode der Hebung. In der Tat ist es sehr auffallend, daß aus allen Gebieten einer diluvialen Eisbedeckung solche rezente Hebungserscheinungen bekannt sind, denen gegen Ende der letzten Eiszeit eine Senkung und Transgression des Meeres vorausging. Ob es sich dabei um einen rein isostatischen Vorgang handelt oder um eine elastische Dehnung nach Entfernung der Eisdecke, ist eine rein physikalische Frage. Für die erstere Anschauung scheint zu sprechen, daß gleichzeitig mit der Niederdrückung der belasteten Scholle im äußersten Randgebiet der Vereisung Auftreibungen, also Hebungen der Kruste eintraten und umgekehrt, so daß A. Penck von subkrustalen Massenverlagerungen spricht. Aber auch diese Deutung der glazialen Krustenbewegungen als isostatische Schwingungen ist zum mindesten keine notwendige Lösung der Frage und befriedigt nicht restlos, wie kürzlich besonders wieder E. V. Drygalski betont hat. Denn einmal erfuhr Skandinavien schon in präglazialer Zeit zweifellos eine ganz bedeutende Hebung von ganz verschiedenem Ausmaß in den

einzelnen Teilen, ferner wurden Gebiete, die sicher noch unter bedeutender Eislast lagen, wie Norddeutschland, nachträglich nicht gehoben, sondern andauernd gesenkt. Unverständlich bleibt trotz gewissen Versuchen einer Erklärung, warum die postglaziale Hebung an der norwegischen Westküste schon in der Bronzezeit zum Stillstand kam, während sie im Ostseegebiet noch andauert, und endlich greift der Bereich der postglazialen Litorina-Senkung in den der Hebung ein, die also eine durch isostatische Vorgänge unerklärbare Unterbrechung erfuhr. So haben also vermutlich hier wie auch anderswo isostatische und rein tektonische Bewegungen in sehr verwickelter Weise miteinander interferiert und dazu treten nun auch Bewegungen eustatischer Natur, wie dies besonders die jüngsten Untersuchungen von Tanner an der Nordküste Finnlands erwiesen haben.

Daß solche eustatische Bewegungen der Hydrosphäre stattgefunden haben und stattfinden mußten, darf nicht bezweifelt werden. Es soll hier nicht von dem Wechsel der großen Transgressionen und Regressionen in geologischer Vergangenheit gesprochen werden, die in der Tat so erdumspannende Ereignisse waren, daß sie kaum durch Bewegungen der Kruste allein eine Erklärung finden können. Für die uns hier beschäftigenden jüngsten Perioden der Erdgeschichte war aber zweifellos die abwechselnde Bindung und Freiwerdung von atmosphärischem Wasser in den Zeiten der Bildung und Abschmelzung der Inlandeismassen

von Einfluß auf das Niveau des Meeresspiegels. Es ist berechnet worden, daß zur Zeit einer jeden Maximalvereisung der Meeresspiegel durch Entzug von Wasser um etwa 80—100 m sinken mußte, und auf diese tiefere Lage des Meeresspiegels führt Daly die von ihm behauptete Tatsache zurück, daß die Felsunterlage der Korallenbauten überall eine submarine, durch die Brandung des damals tieferstehenden Meeres geschaffene Plattform in einer Tiefe von 60—100 m sei. Aber die Tiefe der Atoll-Lagunen oder der Wallriff-Kanäle erreicht gelegentlich Werte bis fast 200 m, die gleichmäßig tiefe submarine Bank ist keineswegs erwiesen und die sogenannten tiefen Riffe vom Funafuti-Typus mit 400 m mächtigem rezenten Korallenkalk sind ohne gleichzeitige Senkung des Untergrundes nicht zu erklären. Andererseits weist aber gerade die Verbreitung der Korallenriffe und -Inseln und ihr sehr wechselvoller Aufbau, das Nebeneinandervorkommen von gehobenen und gesenkten Riffen und Atollen darauf hin, daß auch mit einer allgemeinen positiven Strandverschiebung in junger Vergangenheit um viele hundert Meter, wie sie die Darwinsche Theorie in ihrer ursprünglichen Form voraussetzt, nicht gerechnet werden darf, sondern daß auch der Meeresboden ebenso wie die trockene Kruste junge Vertikalverschiebungen von regional sehr verschiedenem Ausmaß erfahren hat, wodurch aber für die meisten der großen pazifischen Atollgruppen die Darwinsche Theorie ihre Gültigkeit nicht einbüßt.

Entscheidend für die überragende Bedeutung der Krustenbewegungen gegenüber den eustatischen Bewegungen ist aber die von zahlreichen Stellen zu erhärtende Tatsache, daß die für die gegenwärtigen Höhenverhältnisse der Landoberfläche maßgebenden Niveauverschiebungen weder heute noch früher an allen Stellen oder auch nur auf einer längeren Strecke ein übereinstimmendes Maß erreicht haben. Am deutlichsten ergibt sich das aus der Verfolgung ehemaliger Strandlinien oder Meeresablagerungen über einen größeren Raum. Allerdings wird häufig auf den auffälligen Parallelismus älterer Strandlinien mit dem heutigen Meeresspiegel hingewiesen, z. B. der miozänen Strandlinie vom Wiener Becken bis zu den randlichen Abfällen der sudetischen Schollen in Mähren in der gleichen Höhe von rund über 500 m. Aber diese Tatsache kann, wie auch Hassinger annimmt, auch so gedeutet werden, daß in diesem Raum die nachträgliche Hebung ein ungefähr gleiches Ausmaß erreicht hat; würde man von aktiven Krustenbewegungen seit dieser Zeit absehen, also die Erscheinung durch ein allgemeines Sinken des Meeresspiegels um diesen Betrag erklären wollen, so käme man zu ganz unmöglichen Vorstellungen von der Ausdehnung des Miozänmeeres in Schlesien und in Norddeutschland. Im alpinen Gebiet besteht dieser Parallelismus der miozänen und jüngerer (pontischer) Strandlinien mit dem heutigen Meeresspiegel nicht mehr; in ganz verschiedenen Höhenlagen trifft man am östlichen und südlichen Alpenrand die altpliozänen

See- und Meeresstrandmarken, in Sizilien gehen die jungpliozänen Ablagerungen bis 1000 m Höhe, im kleinasiatischen Taurus die des mittleren Miozäns bis 2000 m hinauf, in Niederkalifornien erreichen sogar jungdiluviale Meeresablagerungen 1100 m Höhe und solche Beobachtungen verschieden stark gehobener junger Meeressedimente ließen sich in beliebiger Zahl aus allen Teilen der Erde beibringen. In allen diesen Fällen handelt es sich keineswegs um faltende Vorgänge, sondern um Hebungen oder sehr weit gespannte Aufwölbungen, die auch nicht die Übertragung von Faltungsvorgängen aus der Tiefe auf die Oberfläche sein können, höchstens ein Fortwirken horizontaler Bewegungen mit bedeutender vertikaler Komponente bedeuten, jedenfalls aber um aktive Bewegungen der Kruste, denen gegenüber die eustatischen Bewegungen der Hydrosphäre an Ausmaß und morphologischer Bedeutung vollkommen zurücktreten.

Was wir also sehen, ist eine hochgradige und andauernde Beweglichkeit der Kruste; völlige tektonische Ruhe eines Krustenstückes von größerem Umfang und durch längere Zeiträume ist auch außerhalb der sogenannten orogenetischen Zonen und jedenfalls für die Gebirge der Erde nicht die Regel, sondern die seltene Ausnahme. Nur die Intensität und die spezielle Form dieser Bewegungen sind das Wechselnde, und danach haben wir die beiden großen und gegensätzlichen Typen von Formengemeinschaften, Senkungsräume und Hebungsgebiete, die uns als Gebirge verschiedener Art und Höhe

entgegentreten, zu beurteilen. Diese Tatsache der Aktivität der tektonischen Kräfte bis in die Gegenwart, ohne daß wir sagen dürften, daß diese gerade eine Zeit der Abschwächung ihrer Kräfte ist, ist eine der wichtigsten und gesichertsten Erkenntnisse und Grundlagen der regional-morphologischen Betrachtung; sie vor allem ist in Rechnung zu stellen, wenn wir uns nun dem zweiten Fragenkomplex zuwenden, dem gegenseitigen Verhältnis von Krustenbewegung und Abtragung im Kräftespiel der endogenen und exogenen Vorgänge.

Für diese Betrachtung bedeutet die schon 1886 begründete Zyklentheorie von W. M. Davis sowohl inhaltlich als namentlich methodologisch unleugbar einen gewaltigen Fortschritt, vor allem durch die strenge Festhaltung des entwicklungsgeschichtlichen Gedankens: Eine über die Erosionsbasis gehobene Ur-scholle erhält in systematischer Folge durch die exogenen Vorgänge eine Reihe von Abtragungsformen, die auseinander hervorgehen, in Abhängigkeit von dem Material und seiner Struktur und den je nach den klimatischen Verhältnissen vorherrschenden Abtragungsvorgängen. Dabei wurde von Davis der besondere Einzelfall herausgegriffen und in seiner Anwendbarkeit untersucht, daß die Hebung rasch und kurz verläuft und die ganze weitere Entwicklung über das Stadium der sogenannten Reife bei ruhender Scholle sich abspielt, so daß sie notwendigerweise mit dem Zustand der Peneplain oder Endrumpffläche, einer

ausdruckslosen, schwachwelligen Fläche in geringer Höhe über dem Meeresspiegel, enden muß. Tritt dann erneute Hebung ein, so wird diese Rumpffläche zerschnitten und es vergesellschaften sich die Reste der alten Formen auf der Höhe mit jungen in den Tälern; die Landschaft befindet sich im zweiten Zyklus der Entwicklung. Diese Lehre hat durch etwa eine Generation die morphologische Forschung beherrscht, trotz manchem Widerspruch angesehenen Forscher wie Hettner und Passarge, weil eben diese auch vorwiegend nur gegen die Anwendung des Schemas des Erosionszyklus Stellung nahmen, während die Richtigkeit der allgemeinen Gültigkeit der Voraussetzung des von Davis herausgehobenen Einzelfalles, Abtragung nach abgeschlossen gedachter Hebung, unerörtert blieb. Auch der oft gemachte Einwand, daß wir keine rezenten Peneplains, sondern nur gehobene sehen, ist unwesentlich; denn die im Jungtertiär besonders lebendigen Krustenbewegungen haben eben die in der vorausgegangenen Ruhezeit gebildeten Rumpfflächen gehoben und keine neuen zur Entwicklung kommen lassen. Erst A. Penck in seinem bedeutsamen Aufsatz über die Gipfelflur der Alpen und vor allem sein Sohn W. Penck in seinen Arbeiten über die morphologische Analyse haben gezeigt, daß das von Davis besonders untersuchte Beispiel des Verhältnisses zwischen endogenen und exogenen Vorgängen eben nur ein möglicher Einzelfall ist, daß vielmehr für die Beurteilung des Ergebnisses dieses Kräftespieles das Intensitätsverhältnis der beiden Kräfte-

gruppen und damit auch die Dauer der endogenen Kraftwirkungen zugrunde gelegt, also ein differentielles Verfahren eingeschlagen werden muß, das auf die von Zeit zu Zeit wechselnde Intensität der Krustenbewegung als eines ungleichförmigen Vorganges Rücksicht nimmt. Vermag die Hebung in der Zeiteinheit die Scholle in dem Maße höher zu rücken, daß die Täler infolge Belebung der Erosion rascher eingeschnitten werden, als die Schneiden zwischen ihnen abgetragen werden, so nehmen die relativen Höhen zu; die Gehänge entstehen mit konvexen Profilen und Gefällsbrüchen den Flüssen, die Landschaft befindet sich in aufsteigender Entwicklung. Da wir diese Formen und Verhältnisse verwirklicht finden in den Gebirgsländern der Erde, gleichgültig welches inneren Baues, so schließen wir hier auf eine junge und noch andauernd kräftige Hebung. Nimmt aber die Intensität der Hebung ab oder erlischt sie völlig, so wird auch die Erosion der Flüsse erlahmen, die Täler werden breiter, ihre Gehänge erhalten durch Denudation konkave Profile; die relativen Höhen nehmen ab, sobald die Abtragung rascher geschieht als die Erosion, und der ganze Prozeß führt schließlich zur Erreichung des Endzieles der Abtragung, des Endrumpfes. Dieser Typus ist offenbar herrschend über den großen, durch ungeheure Gleichförmigkeit auch der Formen charakterisierten altgefalteten Kontinentalmassiven Afrikas, des außerandinen Südamerikas, Australiens, Arabiens und Vorderindiens mit ihren weiten, nur schwach gewellten Gesteinsebenen und den

Resten der darüber gebreiteten, flach gelagerten Sedimentdecken epikontinentaler Transgressionen. Für all diese Räume ist die Zyklenlehre im Sinne von Davis zweifellos zutreffend; aber auch die nach Erreichung des Endstadiums eingetretene neuerliche Hebung ist gering gewesen. Nur sehr flache und weit gespannte Verbeulungen und Verbiegungen haben seither diese Krustenteile betroffen und nur dort, wo diese von jungen Zerreißungsspalten durchrissen wurde, treten auch etwas schärfere Formen auf.

Diesen alten starren Kontinentalmassen stehen nun zunächst die labilen Teile der Erde gegenüber, der mediterrane und der pazifische Faltengebirgsgürtel, wo mächtige Massen von Sedimenten in sinkenden Trögen, den Geosynklinalen, abgelagert und mehrfach gefaltet, schließlich dann jung, oft zu Hochgebirgshöhen gehoben wurden. Nun kennt man aber seit langem schon auch von den Höhen dieser jungen Faltengebirge Flachformen in Form mehr oder weniger ausgedehnter Plateaus oder welliger Kuppenlandschaften, die jedenfalls vom Schichtbau unabhängig sind, sich also auch über stark gefaltete Schichtmassen erstrecken. Es hat nicht an Versuchen gefehlt, auch diese Abtragungsformen als Reste von Endrumpfen oder wenigstens als Zeugen einer bereits recht weit gediehenen Verwischung älterer Gebirgsformen zu betrachten, also auch auf die jungen Faltengebirge die Davissche Lehre von der zweizyklischen Entwicklung anzuwenden, ohne zu beachten, daß es diesen Gebieten offenbar an der zu einer solchen

Entwicklung erforderlichen tektonischen Ruhe, aber auch an der hiezu notwendigen Zeit gefehlt haben muß. Für das richtige Verständnis dieser Formen ist erst die Lehre W. Pencks vom sogenannten Primärrumpf entscheidend geworden, der allerdings schon vorher durch den von J. Sölch aufgestellten Begriff der Trugrumpffläche der Weg gebahnt war: Wird irgendeine Scholle, gleichgültig welcher Struktur, gehoben, so kann die Hebung mit so geringer Intensität beginnen, daß die Abtragung mit ihr Schritt hält. Daher sind, wie besonders Sölch gegenüber der von W. Penck stärker in den Vordergrund gerückten flächenhaften Denudation betont, die Flüsse imstande, durch Seitenerosion einebnend zu wirken, während gleichzeitig die Gehänge flach bleiben oder flacher werden. Es entsteht also eine flachwellige Rumpflandschaft, die gestörte Strukturen durchschneidet, ohne daß ihrer Entstehung ein ganzer Zyklus vorausgegangen wäre. Den Beweis dafür, daß in diesen Fällen kein Endrumpf, sondern ein am Anfange der weiteren Entwicklung stehender Primärrumpf vorliegt, führte W. Penck zumeist aus der Beschaffenheit der korrelierten Sedimente, d. h. der während des betreffenden Bildungsvorganges am Rande und im Vorland des Gebirges abgelagerten Schichten. Die sehr feinkörnige Beschaffenheit solcher Sedimente, z. B. des österreichischen Schliers oder der kohlenführenden Schichten in den Becken des Murtales, das Fehlen gröberer Konglomerate in der oberbayrischen Molasse-Nagelfluh zeigt an, daß der oligozänen Hauptphase des

alpinen Deckenschubs kein Aufbau eines Hochgebirges unmittelbar gefolgt ist, sondern noch lange Zeit ein Flachrelief bestanden hat. Erst an der Wende von Alt- und Mittelmiozän verrät das Auftreten grobkörniger Sedimente am Alpenrand das Einsetzen stärkerer Krustenbewegungen; der Primärrumpf, bzw. die aus seiner Verbiegung und Großwellung hervorgegangene sogenannte Raxlandschaft, wie sie uns heute noch auf den Höhen unserer Kalkhochalpen entgegentritt, wird nun erst kräftig gehoben, zerbrochen und zertalt; aber unrichtig und unverständlich ist es, wenn W. Penck die Bildung der Plateaulandschaften in den Alpen und im Karst gerade in eine Periode lebhafter Krustenbewegungen versetzt, und auch unrichtig, wenn er behauptet, daß die korrelierten Sedimente am Alpenrand konstant an Korngröße zunehmen und damit eine konstante Beschleunigung der Hebungsintensität anzeigen. Gerade das mehrfache Auftreten von Geröll- und Blockhorizonten, besonders im oststeirischen Ablagerungsraum, beweist, wie Sölch und A. Winkler gezeigt haben, eine Periodizität und wiederholten Wechsel der Hebungsintensität, die sich auch in den mehrfachen Terrassen- und Gehängeverflachungssystemen verrät, die doch gleichfalls nur durch einen mehrfachen Wechsel von Tiefen- und Seitenerosion, bzw. Hangverflachung erklärt werden können. Das gleiche gilt von den Karpathen, wo namentlich in den Transsilvanischen Alpen ausgedehnte Plateauflächen bis zu Höhen von über 2000 m auftreten, die wir nunmehr als wohl-

erhaltene Reste eines Primärrumpfes aufzufassen haben, ferner vom dinarischen Gebirge, von den Ketten Anatoliens, wo u. a. das höchste und älteste Niveau des Mysischen Olympos ein sanftes Hügelland mit konkaven Hangprofilen, weiten Muldentälern um 2200 m und Gipfeln um 2500 m darstellt, das vermutlich ein alttertiäres, etwa oligozänes Alter besitzt, dann aber besonders von einigen Ketten der nordwestlichen argentinischen Anden, wo ja der Begriff des Primärrumpfes entstand.

So darf heute wohl schon als eine gesicherte Erkenntnis ausgesprochen werden, daß die auf den Höhen der jungen Faltengebirge auftretenden Flach- und Altformen nicht die Reste von End-, sondern von Primär- oder Trugrumpfen darstellen. Aber diese jungen Faltenzonen stellen, wie man längst weiß, nur einen Teil der beiden großen Gebirgsgürtel der Erde dar. Diese greifen weit über den Bereich der jungen Faltung hinaus und umfassen auch Gebiete alter Faltung, also mit einem entweder fehlenden oder nicht gefalteten Oberbau jüngerer Schichten. Dahin gehören die Schollengebirge des westlichen, nördlichen und mittleren Europa, die Gebirge des nördlichen Zentralasien und Ostasiens mit Kettencharakter von Pamir bis zum Beringmeer, dann aber auch der Großteil der Kordilleren der beiden Amerika, die ihre letzte echte Faltung in einer der mesozoischen orogenetischen Perioden erfahren haben, so daß jedenfalls hier überall Unabhängigkeit zwischen Faltung und Gebirgsbildung besteht und entweder Großfaltung oder Grundfaltung, verknüpft mit Brüchen, der

für die heutige Gestaltung maßgebende tektonische Vorgang war. Aber gemeinsam ist allen diesen Gebirgen auch wieder das Auftreten von Flachformen auf ihren Höhen und es entsteht daher die Frage, welchen Entwicklungsgang wir für diese Gebirge anzunehmen haben und wie die hier vorkommenden Rumpfflächen zu deuten sind.

Zunächst sind auszuscheiden die in den Stufenlandschaften, etwa Südinglands, Frankreichs und Südwestdeutschlands, auftretenden sogenannten Landterrassen, die als nahezu horizontale Flächen schwach geneigte jüngere Schichten diskordant durchschneiden. Auch sie wurden und werden zum Teil noch heute als echte Endrumpfe aufgefaßt, was aber auch auf große Schwierigkeiten stößt. Viel wahrscheinlicher ist ihre Erklärung durch Denudationsvorgänge unabhängig von der Lage der Erosionsbasis, wie das namentlich Schmitthener ausführlich dargelegt hat, oder gleichfalls als ursprüngliche Trugrumpfe, wie es Sölch annimmt; doch soll uns diese Frage hier nicht näher beschäftigen. In anderen Fällen sind solche aus kristallinem oder überhaupt altgefaltetem Material bestehende Rumpfflächen wohl nichts anderes als die nach Abtragung ihrer Deckschichten entblößte vorpermische, also nach der herzynischen Gebirgsbildung entstandene, sehr schwach reliefierte Landoberfläche. Das wird z. B. von einigen der mittel- und süddeutschen Rumpfflächen angenommen; doch schneiden in den meisten Fällen diese auch noch Reste der aufgelagerten oder an Brüchen eingesunkenen mesozoischen Deck-

schichten, sind also jüngere Bildungen. In anderen Gebirgen, wie in Zentralasien, steht seit der letzten, oberkarbonen Faltung eine so lange Zeit kontinentaler Zustände und relativer tektonischer Ruhe zur Verfügung, daß sehr wohl Endrumpfflächen von großer Vollkommenheit und Ausdehnung entstehen konnten, die sich bis zum Wiedereinsetzen stärkerer tektonischer Bewegungen im Jungtertiär erhalten konnten. Viele von diesen Rumpfflächen sowohl in Mitteldeutschland wie auch in Asien (Altai, Mongolei) zeigen aber eine eigentümliche Stufung, indem sich entweder, wie das bei den Kettengebirgen der Fall ist, an eine zentral und in der Längsachse gestreckte Rumpffläche tiefer gelegene Rampen als Verebnungsflächen anlehnen, oder, wie in den deutschen Mittelgebirgen, ein zentral gelegenes höchstes Bergland allseits, geradezu kranzförmig, von solchen tieferen Verebnungen in mehreren Staffeln umgeben ist. Eine derartige Anordnung von Rumpfflächenstücken wurde bisher entweder als das Ergebnis von Brüchen angesehen, die eine einzige Endrumpffläche zerstückelt und in verschiedene Niveaus gebracht haben sollen, oder es wurden die einzelnen, verschieden hoch gelegenen Verflachungen verschiedenen Phasen eines großen, aber durch ruckweise erfolgte Hebungen unterbrochenen Abtragungszyklus zugeordnet. Auch in diesem Punkte hat W. Penck eine grundlegend neue Auffassung begründet. Er erklärt diese von ihm als Piedmonttreppe bezeichnete Anordnung der flachen Formengemeinschaften als das Ergebnis eines einzigen und

einheitlichen Hebungsaktes, der sich nur mit zunehmender Intensität vollzog und mit der Zeit über immer weitere Räume in der Länge und Breite erstreckte. Wird die Hebung einer Scholle rascher, so entwickelt sich zunächst an ihrem äußeren Rande ein Knick im Längsprofil der Flüsse, eine Gefällssteile, die auf lange Zeit als Erosionsbasis für das darüber befindliche höhere Gelände dient. Dieses wird dadurch dem Einfluß der fortgehenden Hebung entzogen; es unterliegt der absteigenden Entwicklung und wird zu einer Rumpffläche abgetragen. Sie umgibt als Piedmontfläche ein zentrales Bergland. Wenn sich nun die Wölbung weiter verbreitert, so wird auch diese Piedmontfläche zertalt, während sich am Rande außerhalb eine neue Piedmontfläche entwickelt. So entsteht eine Piedmonttreppe, deren einzelne Stufen voneinander durch Steilabfälle getrennt sind und wobei die jeweils tieferen Flächen als breite Talböden in die höher liegenden eingreifen, also beide sich gleichsam verzahnen.

Diese Piedmonttrepentheorie ist heute der schwierigste und umstrittenste Punkt der gesamten Geomorphologie, zum Teil wohl deshalb, weil sie von ihrem Schöpfer in keineswegs klarer und überzeugender Weise dargestellt wurde, es ihm auch nicht vergönnt war, seine Lehre in eingehender Form zu vertreten. Daher lautet auch ihre Wiedergabe in den Besprechungen und neueren Handbüchern recht verschieden. Ziemlich allgemein ist aber der Widerspruch gegen die Annahme, daß eine einheitliche, nicht durch Pausen unterbrochene

Hebung eine Reihe von hintereinander folgenden Gefällsknicken und damit eine Treppung des Reliefs erzeugen könne. Auch G. Braun, der sich bemüht, in vielen Gebirgen der Erde, z. B. in den deutschen Mittelgebirgen und in den Ardennen, in Lappland und im Ural, Piedmonttreppen nachzuweisen, spricht von wiederholter Hebung und fluviatiler Einebnung, ähnlich Schrepfer von etappenweiser Tieferlegung der Erosionsbasis. Dann aber besteht kein wesentlicher Unterschied mehr gegenüber der mehrzyklischen Entwicklung, außer etwa dem, daß die jeweilige Einebnung nicht durch die Flüsse selbst, sondern unabhängig von der Erosionsbasis durch flächenhafte Denudation und ein Zurückweichen der Stufen erfolgte. Mit der Lehre von der Piedmonttreppe ist aber die des Primärrumpfes untrennbar verbunden, und da zeigt sich, wie besonders Philippson betont, in vielen Fällen, daß die Rumpfflächen zweifellos durch lange Zeiten in sehr tiefer Lage sich befanden und von tertiären Schichten überdeckt wurden, bevor noch Hebung und Zerschneidung begann. Die Abtragung kann daher nicht bei beginnender Hebung erfolgt sein. Das gilt z. B. vom Rheinischen Schiefergebirge, wo überdies das Auftreten mehrerer hochgelegener Verflachungs- und Terrassensysteme noch über den scharf in die Tiefe setzenden steilen Talflanken einen ruckweisen Verlauf der ersten Hebungsphasen anzeigt. Auch für die Rumpfflächen des Harzes und des Thüringerwaldes, des Böhmisches Massivs und seiner Randgebirge, der Bretagne und des Französischen

Zentralplateaus vermag ich keinerlei Beweise für ihren Primärcharakter zu erkennen. Überdies entsteht die Frage: Welches Relief hatten alle diese altgefalteten Schollen, bevor sie bei beginnender Hebung mit einem Primärrumpf überzogen worden sein sollen? War es ein stärker bewegtes Relief, dann konnte bei beginnender Hebung die Abtragung zum Primärrumpf erst recht nicht gelingen, war es ein Flachrelief, dann kann es nur wieder ein Endrumpf gewesen sein und es ist das heutige Relief nur mehr der unmittelbare und wenig modifizierte Nachfolger desselben. Für das Böhmisches Massiv läßt sich ja klar zeigen, daß dessen heutige Hochflächen mindestens seit der Trias eine wenig hohe Lage über der absoluten Erosionsbasis bewahrt haben und erst im späteren Miozän bedeutend über diese hinausgehoben wurden. Die Abtragung in den Hebungsphasen zwischen den Transgressionsperioden des Jura und der oberen Kreide hat immer nur diese Schichten bis auf kleine Reste und etwas von ihrer Unterlage entfernt, der Rumpfcharakter blieb erhalten und es ist dann überflüssig, von einem neuen Primärrumpf zu sprechen. So erscheint mir also die Annahme am plausibelsten, die Lehre vom Primärrumpf auf die jungen Faltengebirge, die eben erst aus dem Meere oder aus einer kontinentalen Verschüttung auftauchten, zu beschränken, bei den übrigen, altgefalteten Teilen der beiden großen Gebirgsgürtel der Erde aber bei der bisherigen Vorstellung der zyklischen Entwicklung im Sinne von W. M. Davis zu verbleiben.

Dies sind einige der heute im Vordergrund der Diskussion stehenden Fragen der jungen Wissenschaft der Geomorphologie. Ihre Erörterung mag zeigen, in welchen Bahnen sich heute dieser Zweig der Physiogeographie bewegt, aber auch, daß wir gegenwärtig von einer endgültigen Lösung ihrer Grundprobleme noch weit entfernt sind. Nur einer unvoreingenommenen und auf exakter Beobachtung beruhenden Untersuchung möglichst vieler Einzelgebiete wird es gelingen, uns diesem Ziele näher zu bringen.

Ausgewählte Literatur.

- E. Argand, La tectonique de l'Asie. C. R. congrès géolog. internat. de Liège 1922. Brüssel 1924.
- G. Braun, Grundzüge der Physiogeographie. Zwei Teile. Leipzig 1930.
- W. M. Davis, Erklärende Beschreibung der Landformen, Leipzig 1912.
- E. v. Drygalski, Die Gleichgewichtslage der Erdkruste und ihre Bewegungen. Sitzungsberichte d. bayr. Akademie d. Wiss., phys.-math. Kl., 1928.
- N. Lichtenecker, Die Rax. Geogr. Jahresber. aus Österreich, XIII, 1926.
- Das Bewegungsbild der Ostalpen. Zeitschr. „Die Naturwissenschaften“, XIII, 1925.
- F. Machatscheck, Über epirogenetische Bewegungen. Penck-Festband, Stuttgart 1918.
- A. Penck, Die Gipfflur der Alpen. Sitzungsberichte d. preuß. Akademie d. Wiss. XVII, 1919.
- A. Penck, Glaziale Krustenbewegungen. Sitzungsberichte d. preuß. Akademie d. Wiss., phys.-math. Kl., XXIV, Berlin 1922.

- A. Penck, Das Antlitz der Alpen. Zeitschr. „Die Naturwissenschaften“, XII, 1924.
- A. Penck, Geomorphologische Probleme im Fernen Westen Nordamerikas. Sitzungsberichte d. preuß. Akademie d. Wiss., phys.-math. Kl., Berlin 1929.
- W. Penck, Morphologische Analyse. Geogr. Abh., II, 2, Stuttgart 1924.
- A. Philippson, Grundzüge der allgemeinen Geographie, II, 2, Leipzig 1924.
- H. Schmitthener, Probleme der Stufenlandschaft. Petermanns Mitt., Ergänz.-Heft, 209, 1930.
- H. Schrepfer, Die morphologische Analyse nach Walther Penck. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk., Berlin 1926.
- J. Sölch, Grundfragen der Landformung in den nordöstlichen Alpen. Geograf. Annaler, Heft 2., Stockholm 1922.
- J. Sölch, Walther Pencks morphologische Analyse. Geogr. Zeitschr. 1926.
- H. Stille, Die Begriffe Orogenese und Epirogenese. Zeitschr. d. Geolog. Ges., LXXI, 1919, Abh.
- H. Stille, Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Berlin 1924.
- F. E. Sueß, Zur Deutung der Vertikalbewegungen der Festländer und Meere. Geol. Rsch., XI, 1920.
- A. Supan — E. Obst, Grundzüge der physischen Erdkunde, 7. Aufl., II, 1, Berlin 1930.
- V. Tanner, Studier över Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. Bull. commiss. géolog de Finlande. Nr. 88, Helsingfors 1930 (m. französ. Res.)
- A. Winkler, Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sitzungsberichte d. Akademie d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 132, 1924.