

Colloquium Geographicum

ISSN 0588-3253

Band 1

Über seitliche Erosion

**Beiträge zu ihrer Beobachtung, Theorie und Systematik
im Gesamthaushalt fluviatiler Formenbildung**

von

Hermann von Wissmann

1951

Bonn

H. v. Wissmann / Über seitliche Erosion

Colloquium Geographicum

Vorträge des Bonner Geographischen Kolloquiums
zum Gedächtnis an Ferdinand von Richthofen

herausgegeben vom Geographischen Institut
der Universität Bonn
durch Carl Troll

Schriftleitung: Karlheinz Paffen

Band 1

Hermann von Wissmann

Über seitliche Erosion

Beiträge zu ihrer Beobachtung, Theorie und Systematik
im Gesamthaushalt fluviatiler Formenbildung

Mit Geleitworten zum Richthofen-Gedächtniskolloquium
von Alfred Philippson und Carl Troll



1951

In Kommission bei
Ferd. Dümmlers Verlag · Bonn

Über seitliche Erosion

Beiträge zu ihrer Beobachtung, Theorie und Systematik
im Gesamthaushalt fluviatiler Formenbildung

Mit 15 Abbildungen
und 2 Tafeln

von

Hermann v. Wissmann

Mit Geleitworten zum Richthofen-Gedächtniskolloquium

von

Alfred Philippson und Carl Troll



In Kommission bei
Ferd. Dümmlers Verlag · Bonn

Alle Rechte vorbehalten.

Druck: Werkbund-Druckerei • Würzburg



John P. ...

Aus einem Briefe Ferd. von Richthofens:

Berlin, den 3. December 1900.

Meine geehrten Freunde,

liebe Commilitonen vom Geographischen Colloquium!

Als ich bei Antritt meiner akademischen Thätigkeit im Jahr 1879 einige meiner Zuhörer in Bonn zu einer engeren, dem Studium der Geographie gewidmeten Vereinigung zusammenschloß, hätte ich nicht gewagt mich der Hoffnung hinzugeben, daß ich 21 Jahre nachher, bei der 25. Wiederkehr des Tages meiner Ernennung zum ordentlichen Professor der Geographie, auf ein so erfreuliches Gedeihen dieser Vereinigung und eine so reiche Entfaltung der bescheidenen von mir auszustreuenden Saat würde zurückblicken können, wie es mir an den für mich denkwürdigen Tagen des 29. November und 1. December dieses Jahres gestattet gewesen ist. Ich vermag mich der Einsicht nicht zu verschließen, daß das Geographische Colloquium zu einem nicht ganz unwesentlichen Factor in der Entwicklung und Pflege der wissenschaftlichen Geographie in Deutschland herangediehen ist, und es gereicht mir zu hoher Befriedigung, an deren Spitze die Namen vieler seiner älteren Mitglieder zu sehen. Gering ist mein eigenes Verdienst an diesem hohen Aufschwung. Fern lag mir das Streben, eine „Schule“ in des Wortes herkömmlicher Bedeutung zu bilden, das heißt, die Zuhörer zur Arbeit in der individuellen Richtung und im Sinn der Auffassungen des Lehrers heranzuziehen. Durch den Unterricht selbst lernend, habe ich Anregung zu geben und wissenschaftliche Methode in Forschung und Arbeit beizubringen gestrebt; die Entwicklung der Keime aber ließ ich frei in Ihrer Hand. Und so ist doch eine Schule, aber von besonderer Art, erwachsen. Durch die Methode verbunden, bietet sie inhaltlich ein buntes Bild. Denn wenn auch Ihre Tätigkeit sich auf verschiedenen Gebieten bewegt, sind Sie doch stets des die geographischen Disciplinen innerlich einigenden Bandes eingedenk gewesen; und dies hat sich auch äußerlich bekundet, indem Sie meinem Bestreben, das feste Zusammenschließen der älteren und jüngeren Mitglieder des Colloquiums zu pflegen, bereitwilligst und sehr erfolgreich entgegengekommen sind.

Zum Geleit *)

Das Bonner Geographische Kolloquium, das seit vielen Jahren in der Semesterzeit allwöchentlich zusammentritt, um neue Forschungsergebnisse vor einem weiteren Kreis von Lehrern und Jüngern der Wissenschaft zu berichten und zu besprechen, hat zum 15. Mai 1950 erstmals zu einem Festkolloquium eingeladen, das dem Gedächtnis an Ferdinand Freiherr von Richthofen gewidmet ist, an den überragenden Geographen, der in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts durch seine bahnbrechenden Forschungen in Asien und durch seine akademische Lehrtätigkeit nicht nur der deutschen Geographie, sondern der neueren Geographie überhaupt ihre Richtung gewiesen hat.

Seit dem Tode des Meisters sind heute 45 Jahre verstrichen, und nur noch wenige seiner unmittelbaren Schüler sind unter den Lebenden. Die Wirkungsstätte, an der von Richthofen seine längste akademische Lehrtätigkeit — fast 20 Jahre — bis zu seinem Tode entfaltet hat, das Geographische Institut der alten Universität Berlin, ist verwaist und durch die Wirkungen des Krieges stark verödet. Aber sein Geist lebt in der deutschen Geographie fort. Und diesen Geist lebendig zu halten, war ein Vermächtnis, das v. Richthofens Schüler sofort nach seinem Tode übernahmen. Am Abend des 10. Oktober 1905, an dem v. Richthofen auf dem alten Matthäi-Friedhof zu Berlin zu Grabe getragen wurde, fanden sich seine Schüler in dem gewohnten Postkolloquiumslokal, im „Alten Spaten“ in der Friedrichstraße zusammen und faßten den Plan, jedes Jahr zu einem Ferd. v. Richthofen-Tag zusammenzukommen. Dies geschah dann auch alljährlich um dieselbe Zeit bis zum Ausbruch des ersten Weltkrieges, und in den Jahren 1911—1913 hat der Ferd. v. Richthofen-Tag auch eigene Mitteilungen im Druck herausgebracht.

Ein Jahrzehnt nach dem ersten Weltkrieg, zum 25. Todestag des Meisters, 1930, trat der Richthofen-Tag erneut und in den folgenden Jahren noch mehrmals zusammen, wobei auch jüngere Geographen, unter ihnen der Unterzeichnete, als Gäste zugezogen waren und Vorträge hielten. Den damals in Berlin wirkenden Schülern v. Richthofens, *Ernst Tiessen* und *Georg Wegener*, gebührt das Verdienst, den Richthofen-Tag lebendig gehalten zu haben. Heute sind auch die beiden unter den Toten. Aber als der Unterzeichnete Herrn *Tiessen* wenige Monate vor seinem am 26. April 1949 in Krefeld erfolgten Tode den Vorschlag machte, in Bonn, wo v. Richthofen 1889 seine Lehrtätigkeit begonnen hatte, wieder einen Richthofen-Tag zusammenzurufen, war er Feuer und Flamme für den Gedanken, konnte ihn aber nicht mehr selbst ausführen.

Heute wäre es ausgeschlossen, noch eine Tafelrunde der Schüler v. Richthofens zusammenzubringen. Noch leben 87jährig der ehemalige Kustos am Institut für Meereskunde zu Berlin *Walter Stahlberg* in Bottrop, 86jährig Geheimrat *Alfred Philippson* in Bonn, 85jährig Prof. *Gerhard Schott* in Hamburg und Dr. *Sven Hedin* in Stockholm, 83jährig Prof. *Siegfried Passarge* in Hamburg, 82jährig Prof. *Wilhelm Meinardus* in Göttingen, 80jährig Geheimrat *Wilhelm Volz* in Pauscha, 78jährig Prof. *Otto Schlüter* in Halle, 71jährig Prof. *Ludwig Mecking* in Hamburg und Prof. *Otto Quelle* in Berlin. Von ihnen hat freundlicherweise Geheimrat

*) Ansprache zur Eröffnung des ersten Gedächtniskolloquiums für Ferdinand von Richthofen.

Philippson für das Kolloquium Erinnerungen an v. Richthofens Geographisches Kolloquium zur Verfügung gestellt, die im Folgenden zum Abdruck gebracht sind, und Professor *Meinardus* hat die Mühe nicht gescheut, von Göttingen nach Bonn zu kommen und die Diskussion des Kolloquiums persönlich zu leiten.

Wir glauben, daß in Zukunft der Gedanke des Richthofen-Tages in veränderter Form fortgeführt werden solle, und zwar in Gestalt eines jährlich veranstalteten Gedächtnis-Kolloquiums mit anschließendem Postkolloquium, zu dem jeweils ein Redner gewonnen werden soll, der etwas Bedeutsames, Neues zum Fortschritt der geographischen Erkenntnis mitzuteilen hat.

Hier in Bonn hat von Richthofen vor 70 Jahren, im Sommersemester 1880, sein erstes geographisches Kolloquium angekündigt. Hier hat sein erster Schüler *Philippson* am längsten nach ihm gewirkt. Er ist die gegebene Persönlichkeit, um als Mittler zu den jüngeren Generationen zu wirken. Der Unterzeichnete hatte die Ehre, in Berlin jahrelang zusammen mit *Albrecht Penck* und *Norbert Krebs* das geographische Kolloquium, die Fortsetzung des Richthofenschen zu leiten.

Wer einen besonders lebendigen Eindruck von der Persönlichkeit von Richthofens, von seinem Verhältnis zu seinen Schülern, von seinem Kolloquium und dem Zusammenhalt seiner Schüler untereinander gewinnen will, der greife zu *Sven Hedins* Buch „50 Jahre Deutschland“ (Leipzig 1938), in dem drei Kapitel dem Wirken v. Richthofens gewidmet sind, oder auch zu dem Briefwechsel v. Richthofens an *Sven Hedin* „Meister und Schüler“, den *E. Tiessen* 1933 zum 100 Geburtstag des Meisters herausgegeben hat. Es ist rührend, in *Hedins* Ausführungen die tiefe Verehrung dieses in der Öffentlichkeit so viel gefeierten und viel weiteren Volkskreisen bekannten Mannes gegenüber einem ausgesprochenen Gelehrten zu sehen und auch die Selbstkritik zu erfahren, in der sich *Hedin* nur als bescheidener Schüler, ja geradezu als wissenschaftlicher Dilettant bezeichnet. Umgekehrt aber wird v. Richthofen der einmaligen Persönlichkeit *Hedins* vollauf gerecht, der Unternehmungsgeist und eiserne Energie mit einer nach allen Seiten ausstrahlenden Liebenswürdigkeit verbindet. Sein Brief vom 3. April 1904 an *Hedin* ist vielleicht die beste Würdigung dieses Mannes, enthält übrigens auch ein seherisches Urteil über das seitherige Schicksal Zentralasiens.

Mit Wohlbedacht wurde um den Festvortrag des ersten Gedächtnis-Kolloquiums ein Forschungsreisender und Gelehrter gebeten, der wie v. Richthofen seine Erfahrungen auf jahrelangen Feldforschungen in Asien, besonders in China und Arabien gesammelt hat, *Hermann v. Wissmann*, der vielseitig Forschungen zur Geologie, Geomorphologie, Klimatologie, Vegetationskunde und Kulturgeschichte betreibt, der wie v. Richthofen fortgesetzt bestrebt ist, das selbst Geschaute und Erkannte zu allgemeinen Erkenntnissen auszubauen, und der, wie er, nicht auf dem äußeren Effekt bedacht, sondern nach innen gekehrt ist. Das behandelte Thema ist ein geomorphologisches, also aus dem Grenzgebiet von Geographie und Geologie, das v. Richthofen in seinem „Führer für Forschungsreisende“ als Wissenszweig begründet hat. Es ist in China konzipiert wie so viele Erkenntnisse v. Richthofens, hat aber durchaus weltweite und allgemeine Bedeutung.

C. Troll.

Erinnerungen an von Richthofens Geographisches Colloquium

Vor siebenzig Jahren, im Sommer-Semester 1880, eröffnete Ferdinand von Richthofen im Rahmen seiner, im Semester vorher begonnenen Lehrtätigkeit als Ordinarius der Geographie an der Universität Bonn sein wöchentliches zweistündiges „Geographisches Colloquium“, das er von da an in jedem Semester in Bonn, nach seiner Berufung nach Leipzig (1883) dort, und nach Berlin (1887) bis zu seinem 1905 erfolgten Tod fortsetzte. Zwar hatte schon im Sommer 1879 der Privatdozent Dr. *Theobald Fischer* (später Ordinarius in Kiel, dann in Marburg), der bedeutende Erforscher der Mittelmeerwelt, in Bonn eine „Geographische Gesellschaft“ (mit acht Teilnehmern) veranstaltet. Aber das Richthofensche „Colloquium“ war doch damals sowohl dem Namen als dem Wesen und der Durchführung nach etwas ganz Neues in der Lehrmethode der Geographie und gewann immer mehr Bedeutung, ja Berühmtheit in unserer Wissenschaft, je mehr sich diese besonders durch die hervorragende Persönlichkeit des großen Begründers der modernen Geographie als eigene Wissenschaft durchsetzte und Richthofens Tätigkeit selbst an den beiden größeren Universitäten einen günstigeren Boden fand.

Bei aller Wirkung der Vorlesungen des Meisters, die hier näher zu würdigen ich mir versagen muß, war doch das Colloquium der Kern, aus dem sich die Richthofensche „Schule“ entwickelte; hier trat er zu seinen Schülern in persönliche Beziehung, und diese selbst gewannen untereinander ein Gefühl der Zusammengehörigkeit — bei aller Verschiedenheit der Charaktere und der wissenschaftlichen Neigungen — das selbst den Tod des Meisters überdauerte.

Als einziges noch lebendes Mitglied des Bonner Richthofen-Colloquiums ist es mir eine Freude, auf Wunsch einige Worte zur Begrüßung und Einleitung des, 45 Jahre nach dem Tode, durch meinen verehrten Kollegen *C. Troll* erneuerten, hoffentlich alljährlich abzuhaltenden „Richthofen-Colloquiums“ niederschreiben zu dürfen, indem ich den Teilnehmern dieses posthume das Bild des einstigen lebenden Colloquiums zu schildern versuche.

Der Betrieb im Richthofen-Colloquium hat sich während der Lebenszeit des Begründers im Wesen wenig verändert, wenn auch die Zahl der Teilnehmer, die in Bonn nur etwa ein Dutzend betrug, in Leipzig und besonders in Berlin auf das Vielfache anstieg und entsprechend die Räumlichkeiten und Hilfsmittel zunahm. In Bonn gab es damals kein geographisches „Seminar“ oder gar „Institut“; die geographischen Vorlesungen, von etwa 20 bis 30 Hörern besucht, fanden in einem kleinen Hörsaal (mit dürftigster Ausstattung) im sog. „Konviktlügel“, einem Seitenflügel des Universitätsgebäudes — des ehemaligen kurfürstlichen Schlosses — statt, der sich jenseits des Koblenzer Tores zwischen der Konviktsstraße und dem Alten-Zoll-Garten hinzog, früher dem katholisch-theologischen Konvikt gedient hatte und in kleine Zimmer aufgeteilt war. In einem solchen im Erdgeschoß befand sich der „Geographische Apparat“, die wenigen

Bücher und Wandkarten enthaltend, und in diesem Zimmer — das auch als einziger Arbeitsraum den Geographie-Studierenden zur Verfügung stand — kamen wir jede Woche zu einer zweistündigen Colloquiums-Sitzung zusammen. Das einzige große Fenster des Raumes schaute auf den entzückenden Alten-Zoll-Garten, in den sich selten einmal ein Besucher verirrte — den großen Vorzug besinnlicher Ruhe hatte dieser Ort vor dem geräuschvollen Treiben der Großstädte voraus. An derselben Stelle ist die Geographie bis zum Ende meiner Lehrtätigkeit (1929) geblieben, freilich mit erheblicher Ausdehnung durch benachbarte Räume und durch einen um die Jahrhundertwende neu gebauten und modern ausgestatteten Hörsaal, der sich in der Richtung rheinwärts an die Seminar-, später „Instituts“-Räume anschloß. Dieser ganze Gebäudekomplex, an den sich für die Geographie so viele Erinnerungen knüpften, ist durch Bombenangriff 1944 völlig vernichtet worden.

Welcher Unterschied zwischen dieser damaligen dürftigen Bleibe der Geographie an der Bonner Universität und der geräumigen und prächtigen Ausstattung des von Richthofen geschaffenen Geographischen Instituts in Berlin, in eigenem großen Haus in der Georgenstraße, dessen untere Geschosse von dem Museum und Institut für Meereskunde, auch einer Schöpfung Richthofens, eingenommen waren!

Zur Teilnahme an dem Colloquium zugelassen wurde man nach drei Semestern Geographiestudium, jedoch wurde von dieser Bedingung bei besonders für Geographie interessierten oder begabten jungen Leuten abgesehen. Irgendein „Proseminar“ oder sonstige Übungen gab es zunächst noch nicht, solche wurden erst allmählich in Berlin eingeführt und von Assistenten und Kustoden geleitet; in Bonn hatte Richthofen keine Hilfe!

Außer den Studierenden nahmen in Leipzig und besonders in Berlin gelegentlich an den Sitzungen auch ältere, schon reifere oder gar schon beamtete Gelehrte teil, die sich mit Richthofens Methode bekanntmachen wollten. — Jedes Mitglied mußte von Zeit zu Zeit einen Vortrag halten, dessen Thema von ihm selbst, aus seinem Arbeits- oder Interessengebiet vorgeschlagen werden konnte, oder von Richthofen gestellt wurde; die letzteren Themata bestanden aus einem Referat, sei es über eine Abhandlung, sei es über einen Gegenstand mit Benutzung der einschlägigen Literatur. Die Themata bezogen sich auf die verschiedensten Gegenstände aus allen Zweigen der Geographie — aber echt geographisch mußten sie sein, darauf wurde unbedingt gehalten. Die bunte Reihenfolge der Vortragsgegenstände hielt das Interesse der Zuhörer wach und machte sie auch mit Teilen unserer Wissenschaft und mit solchen Erdräumen bekannt, die nicht in Vorlesungen behandelt wurden. Andere Professoren haben später in ihren Colloquien oder Seminaren diese Mannigfaltigkeit verpönt und in jedem Semester ein bestimmtes Problem oder Gebiet zur Behandlung gestellt, was gewiß seine Vorteile hat, aber nach meinem Dafürhalten leicht langweilig und pedantisch wird, daher ich in meinem Seminar bzw. Colloquium die Richthofensche Methode des Wechsels der Gegenstände beibehalten habe. Dabei konnte man auch gelegentlich aktuell auftauchende Themata oder eigene Arbeiten der Mitglieder in das Programm einfügen.

Nach dem Vortrag wurde zur Diskussion aufgefordert, die freilich oft aus Mangel an Mut der Teilnehmer nicht zustande kam. Dann nahm

Richthofen selbst das Wort und stellte den Gegenstand noch einmal in kurzen Schlaglichtern dar, uns häufig ganz neue Gesichtspunkte gebend, die im Vortrag nicht oder nicht genügend hervorgetreten waren. Nur selten gab Richthofen eine Kritik des Vortrages selbst — außer wenn dieser ungewöhnlich schlecht gewesen war — aber den Worten und Mienen des Meisters konnte doch jeder entnehmen, ob ihm der Vortrag gefallen habe oder nicht und welche Mängel er aufgewiesen habe. Die Schlußworte Richthofens waren das Förderlichste, was wir jeweils aus der Sitzung mit nach Hause nahmen.

Diese kurze Darlegung der Methode des Richthofenschen Colloquiums, die mehr oder weniger vorbildlich für die Colloquium- und Seminar-sitzungen der späteren Geographie-Professoren geworden ist, vermag aber kaum die wahre Wirkung derselben nicht nur auf das Wissen und die Methodik, sondern auch auf das Gemüt der Jünger zu erfassen. Eine Art Zauber strahlte von Richthofens Persönlichkeit aus, der die Schüler als Wissenschaftler und als Menschen fesselte und bildete. Seine hohe Gestalt, sein echt aristokratisch-würdevolles, ebenso gerechtes wie wohlwollendes und hilfsberechtigtes Wesen, seine Anerkennung alles ehrlichen Strebens und jeder ersten wissenschaftlichen Leistung, kurz seine große, harmonische und edle Eigenart, die aus seinen offenen, geist- und kraftvollen Zügen sprach, band jeden, der in seinen Kreis trat. Dazu kamen seine die verschiedensten Zweige menschlichen Wissens beherrschenden Kenntnisse und der beispielhafte Ordnungssinn, durch den er das Gewirr der Tatsachen klar zu überschauen lehrte.

Die Auserlesenen zog er auch gastlich in sein Haus, wo seine lebenswürdige Gattin (seine Kusine) jedem freundliche Teilnahme schenkte, er selbst in zwanglosem Gespräch Anregungen und Lehre spendete. Ein besonderes Fest war es, wenn er aus seinen Reiseerfahrungen erzählte, was aber nicht häufig geschah. Zuweilen wurde auch ein etwa durchreisender auswärtiger Forscher zu einer solchen Abendgesellschaft geladen. In den ersten Jahren wurden wir zum Tee gebeten, in Berlin zum warmen Abendmahl — dem traditionellen Kalbsbraten, nachher wurden Bier und Zigarren gereicht. War schon bei diesen Gelegenheiten Richthofen allen Nöten und Wünschen seiner Schüler zugänglich, so hat er diesen auch bei privaten Zweckbesuchen stets Rat und Hilfe zuteil werden lassen. Vor allem setzte er seine Erfahrungen und seinen Einfluß ein, um einen für tüchtig erachteten jungen Mann auf ein erfolgversprechendes Forschungsgebiet zu lenken und ihm die Wege dazu zu bahnen. Und wen er unter seine Freunde und Schützlinge aufgenommen hatte, dem hielt er die Treue; freilich war und blieb er ebenso abweisend gegen jeden, der ihm aus irgendeinem Grunde nicht zusagte.

Auch die Vortrags-Sitzungen der „Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin“, mit anschließendem geselligen Beisammensein, boten eine Gelegenheit für die älteren Schüler, mit Richthofen zusammen zu sein und seiner Unterhaltung sich zu freuen.

Aber der engste Zusammenhalt erwuchs doch aus dem Schülerkreis selbst. Schon in Leipzig hatte sich eine Anzahl der Colloquiums-Mitglieder zu einem „Geographischen Lesekränzchen“ zusammengetan, von dem ich, soviel ich weiß, der letzte Überlebende bin, nachdem mein lieber Freund *v. Drygalski* und der Schweizer *Jakob Früh* dahingegangen sind. In Berlin aber entstand bald das „Postcolloquium“. Nach jeder Sitzung

des Colloquiums wanderten die Mitglieder, soweit sie dazu geneigt waren, in ein Bierhaus — lange Jahre hindurch in das „Spatenbräu“ in der Friedrichstraße — zu zwanglosem Zusammensein, wo man Kenntnisse und Anregungen austauschte, oft lebhaft diskutierte, aber auch eine feucht-fröhliche Geselligkeit zu ihrem Recht kam, so daß man oft erst spät nach Mitternacht sich trennte. Ich erinnere mich nicht, daß jemals die Stimmung in diesem Verein doch sonst so verschiedenartiger Männer durch einen Streit oder eine große Taktlosigkeit getrübt worden wäre; Politik war freilich strikt verpönt! Auch Richthofen nahm zuweilen an dieser Nachsitzung teil, allerdings nur für eine oder zwei Stunden; er verstand es, ohne seiner Würde etwas zu vergeben, in den ungezwungenen Ton einzustimmen. In diesem Postcolloquium wurde recht eigentlich das Band zwischen den näheren Schülern Richthofens geknüpft; ein Gefühl der Gemeinschaft zwischen ihnen und ihrem Lehrer und väterlichen Freund erwuchs, das bei vielen bis zum Lebensende anhielt! Wenn ich an die Jahre denke, als ich zwischen meinen ersten Forschungsreisen in Berlin arbeitete und am Colloquium und Postcolloquium teilnahm (1888-1891), tauchen vor mir die einst so vertrauten Gestalten der Freunde und Genossen des Richthofen-Kreises auf, die nun zumeist unter dem Rasen ruhen! Doch freue ich mich, daß doch noch einige aus dem damaligen Kreise am Leben und vielleicht bei der heutigen Veranstaltung zugegen sind. Ihnen gilt mein besonderer Gruß!

Das Band zwischen den Richthofen-Schülern ist auch nach dem Tode des Meisters nicht gelöst worden. Noch lange Jahre vereinte der „Ferdinand von Richthofen-Tag“, der alljährlich veranstaltet wurde, die ehemaligen Schüler, auch sonstige Interessenten, zu wissenschaftlichen Vorträgen und Diskussionen sowie zu freundschaftlicher Geselligkeit, in der die Erinnerungen an die große Zeit der Berliner Richthofen-Schule gepflegt und lebendig erhalten wurden — bis die natürliche Verminderung der Richthofen-Schüler und die politischen Ereignisse diesen Zusammenkünften ein Ende bereiteten. Aber es bleibt die hohe Bedeutung des Richthofenschen Colloquiums für die Geschichte der deutschen geographischen Wissenschaft bestehen, und es ist freudig zu begrüßen, daß nun ein neues „Richthofen-Colloquium“ einmal im Jahr wieder ersteht, mit ganz anderer Zusammensetzung, in ganz anderen Zeitverhältnissen und auf einer weiter fortgeschrittenen Stufe unserer Wissenschaft, das aber das Gedächtnis an jenen schönen Lenz der deutschen Geographie und an ihren großen Begründer den Nachfahren lebendig halten soll!

Alfred Philippson

I n h a l t

	Seite
Aus einem Brief Ferd. v. Richthofens	V
Zum Geleit von C. Troll	VI
Erinnerungen an v. Richthofens Geographisches Colloquium von A. Philippson	VIII
Über seitliche Erosion von H. v. Wissmann	
I. Einleitung	1
II. Zur Geschichte des Problems	2
III. Die Kategorien der Ausräumung	4
IV. Das Unterschneiden durch die Brandung und durch das fließende Wasser	7
V. Die geographische Ebene des fluviatilen Transport-Gleichgewichts .	8
VI. Die beiden Arten des Tieferschaltens der Fußebene, die zweiphasige mit Terrassen, Riedelland und Badlands und die einphasige als ebenenhaftes Tieferschalten. Fußebene und fluviatile Fußfläche	9
VII. Die Gleichgewichtsebene ist kein Endstadium. Die Lehre vom ungestörten fluviatilen Ablauf („normalen Zyklus“)	12
VIII. Die Begrenzung der durch seitliche Erosion entstehenden Ebene. Der Fußpunkt der Tiefenerosion und die Fußkehle	13
IX. Das Einschachteln	15
X. Das Belastungsverhältnis fließenden Wassers und das Gefälle des Gleichgewichtsprofils und der Gleichgewichtsebene	15
XI. Der Verlauf der Fußkehle und die Form des Gewässerlaufes in ihrer Abhängigkeit vom Belastungsverhältnis und anderen Faktoren	16
XII. Gleichgewichtsebene und wechselnde Wasser- und Geschiebeführung	19
XIII. Die Untergrenze der Tiefenabtragung, die Obergrenze des Aufschüttens, die aktive Felsplattform und die Abflußbasis	21
XIV. Abhängigkeiten der Profile der Gewässer und Fußebenen von der Tektonik	22
XV. Fußflächen in verschiedenen Klimaten	23
XVI. Klima, Ausräumung und Einebnung. Die Bedeutung der Höhe des Fußsockels der Bergländer für diese Fragen	24
XVII. Die Fußflächen arider Gebiete	25
XVIII. Die Wesensgleichheit der Oberflächenformen des Unterschneidens in Fels und Lockermaterial und des Aufschüttens	26
XIX. Die Abhängigkeit der Ausbildung der Gebirgs-Fußflächen von der „Härte“ des Gesteins	27
XX. Die Abhängigkeit der Ausbildung der Gebirgs-Fußflächen vom Klima des Gebirges und seiner Höhenstufen	30
XXI. Die Ebene des nach einer Seite drängenden Flusses, ihre Unterschneidungskehle, ihre Felsplattform und ihr flußferner Rand	32
XXII. Das Verhältnis zwischen Felsplattform und Gleichgewichtsebene Das Pediment	33
XXIII. Die Verbreitung von Fels- und Aufschüttungsflächen auf den Fußebenen	35

XXIV. Die terrestrische Transgression	37
XXV. Fastebene und Rumpffläche	40
XXVI. Fußfläche und Rumpftreppe	41
XXVII. Lößschürzen entstehen auf Riedelflächen bei abnehmendem Belastungsverhältnis in semiaridem Klima	42
XXVIII. Der Restberg der Trockengebiete	46
XXIX. Der Inselberg der nicht ariden Tropen	49
XXX. Die Härtlingsbergländer. Die Möglichkeit schärferer Fassung des Neumayr'schen Prinzips	50
XXXI. Versuch einer Einteilung des fluviatil entstandenen Reliefs der Erde in Großtypen nach dem Anteil des Unterschneidens an ihrer Genese. Gleichgewichtsebene und hypsographische Kurve	54
XXXII. Die Ausbildung des Hangfußes abseits der Taltrichter und -schläuche Einebnen durch rückschreitendes Unterschneiden	55
XXXIII. Die Kategorien des herrschenden Unterschneidens und des Tieferhaltens	59
XXXIV. Schlußbemerkungen	59
Literaturverzeichnis	61
Sach- und Ortsregister	65

Verzeichnis der Abbildungen

Seite

(Soweit nicht besonders vermerkt, sind die Zeichnungen bzw. Entwürfe
von H. v. Wissmann.)

Abb. 1: Typische Badlands im Sinne von <i>G. K. Gilbert</i>	10
Abb. 2: Inselberg in semihumidem tropischem Wechselklima und arider Rest- berg, auf gleicher Abflußbasis aufeinanderprojiziert	25
Abb. 3: Schema von Trichterkegeln und deren Übergang zur schiefen Ebene in aridem bis semiaridem Klima	25
Abb. 4: Lößschürzen, Trichterfächer und Flußebene am Oberrhein in der Würmeiszeit	28
Abb. 5: Ineinandergeschachtelte Felsfächer am Ostfuß des Hoangschan in Süd Anhwei	30
Abb. 6: Stark überhöhte Querprofile des einseitigen Unterschneidens eines Flusses	33
Abb. 7: Klimamorphologischer Deutungsversuch der fossilen Talbodenreste des oberen Rotliegenden im nördlichen Schwarzwald	34
Abb. 8: Konkaves Längsprofil einer fossilen Felsplattform	34
Abb. 9: Ausgewählte Reihen der Fortbildung des Ausgleichsprofils eines Gewässers	36
Abb. 10: Schematische Darstellung typischen Reliefs im Nankinger Bergrippen- land	44
Abb. 11: Schematisches Profil einer Lößlehmschürze am Südfuß eines Hörtlings- berges im Nankinger Bergrippenland	45
Abb. 12: Fußebenen-Wasserscheide in aridem Klima	47
Abb. 13: Trabantenberg in den Henry Mountains (n. <i>Gilbert</i>)	48
Abb. 14: Schichtstufe und Pedimenttreppe in aridem Klima	53
Abb. 15: Überhöhtes Profil der Auswirkung von wechselnder mechanischer Verwitterung und Hangabwaschung	56
Taf. I: Südabfall einer Kette westlich Landschau (Kansu) gegen eine von Hoangho her zerschnittene schiefe Ebene einer Fußplatte (<i>Graf zu Castell</i>)	
Taf. II: Zwei Einzel-Restberge von aridem Typ am Westfuß des Pare-Gebirges im ehemaligen Deutsch-Ostafrika (<i>C. Uhlig</i>)	

Über seitliche Erosion.

Beiträge zu ihrer Beobachtung, Theorie und Systematik
im Gesamthaushalt fluviatiler Formenbildung

von

H. v. Wissmann

I. Einleitung.

Es mag ein Wagnis sein, wenn ich im Folgenden Gedanken über einen weiten Fragenkreis der Geomorphologie der Öffentlichkeit übergebe, in einem Augenblick, in dem mir in Deutschland ein großer Teil der neuesten ausländischen Literatur noch nicht erreichbar ist. Es handelt sich um Vorgänge, die im Wechsel des Kräftespiels, das zur Bildung der Formen der Landoberfläche¹⁾ führt, vom normal ariden bis vollhumiden Klima grundlegende Bedeutung haben. Sie treten überall dort beherrschend auf, wo die Flüsse angenähert im Ausgleich von Schuttlast und Transportkraft und somit annäherungsweise im „Gleichgewicht“ zwischen Einschneiden und Aufschütten fließen und wo daher durch Ausschalten eines Teiles der Wirkungen der Schwerkraft „rhythmische Phänomene“ im Sinne von *H. Kaufmann*²⁾ zu besonderer Geltung kommen, wie sie uns z. B. im Pendeln und Mäandrieren in Erscheinung treten.³⁾ Unter diesen Vorgängen wirkt sich in der Morphogenese am stärksten die Seitenerosion der fließenden Gewässer aus, die in der Ebene des Wasserlaufes in der Horizontalen senkrecht zur Schwerkraft messerscharfe seitliche Unterschneidungen hervorruft. Sie gleicht der Aufschüttung darin, daß sie einer Fläche das linienhafte Gleichgewichtsprofil des Gewässers aufprägt. Gemeinsam mit der Aufschüttung und mit einem Tieferlegen oder Tiefschalten erzeugt, erhält und erneuert sie geographische Ebenen. Gleichzeitig aber gehört dieser selbe Vorgang des horizontalen Unterschneidens ebenso wie die Verwitterung und die Tiefenabtragung zu den wichtigsten Zerstörern der Aufragungen der Landoberfläche. Die seitliche Erosion und die Arbeit der Brandung sind sogar die radikalsten und endgültigsten unter den Vorgängen, die die aufwärts bewegte Erd feste zerstören und fortschaffen.

Das Problem vollkommenen Einebnens anstehenden Gesteins, einer Erscheinung, die man vor allem in den Fußflächen mancher arider Gebiete weithin frei zutage treten sieht, die aber auch in den großen geologischen Diskordanzen fossilisiert überall zu finden ist, blieb mir ein Rätsel bis zum Erscheinen der klaren Arbeiten von *D. Johnson* 1931/32 (58-61) und

¹⁾ Dieser Grenzschicht zwischen zwei Medien, in der sich ein drittes Medium bewegt.

²⁾ Vgl. 65/74, 263 ff, 277, 294. — Zahlen in Kursiv geben Nummern des Lit.-Verzeichnisses an; hinter dem Schrägstrich folgen Seitenzahlen.

³⁾ Je mehr die Schwerkraft als wichtigste äußere Ursache ausgeschaltet wird, desto stärker wirkt sich nach *Kaufmann* (65/4, 276) als wichtigste innere Ursache die Tendenz der bewegten Agentien aus, ihre innere Reibung herabzusetzen und dabei in ihren Grenzzonen Umlagerungen vorzunehmen.

Blackwelder (6), die bald auch von *Louis* (73) und anderen aufgegriffen wurden — Gedankengänge, die *Johnson* in vielen Gegenden der Erde bestätigt fand, und die den Kern des Problems der Pedimentbildung arider Gebiete treffen: Der für die Entstehung der Fußplatten aus anstehendem Gestein und der Fußkehlen und somit für dieses ganze Problem wesentliche Vorgang ist eine „planation by lateral corrasion“, ein Ein-e-b-n-e-n durch seitliches U-n-t-e-r-s-c-h-n-e-i-d-e-n, seitliche Erosion fließenden Wassers.⁴⁾

Meine Untersuchungen in Nord- und Mittel-China zeigten mir in den Jahren 1932-1937 auf Schritt und Tritt Formengruppen, die nur im Sinne von *Johnson* durch wesentlichen Anteil seitlicher Erosion deutbar sind. Eine morphologische Arbeit über das Nankinger Bergrippenland, in dem Pedimentbildungen eines arideren Vorzeitklimas ein wichtiger Schlüssel für die Deutung der Landformen sind, lag im Entwurf schon 1934 vor. Aber erst in engem Zusammenhang mit den vorliegenden allgemeinen Gedankengängen reifte diese regionale Untersuchung weiter aus.⁵⁾

II. Zur Geschichte des Problems.

Douglas Johnsons Erwägungen bauen auf denjenigen von *G. K. Gilbert* (41) auf. Dieser hatte schon 1877, in den grundlegenden Anfangszeiten der Geomorphologie, die Wichtigkeit der „planation by lateral corrasion“ — diese Bezeichnung geht auf ihn zurück — für die Bildung schiefer Felsebenen in den Fußzonen der Henry Mountains im semiariden südlichen Utah und in anderen Trockengebieten der Vereinigten Staaten erkannt. Daß man diese seine Erkenntnisse wenig beachtete⁶⁾, rührt wohl hauptsächlich von den Arbeiten zweier bedeutender Persönlichkeiten von autoritativer Wirkung her: *F. von Richthofen* und *W. M. Davis*.

Richthofen (109/II, 767) schrieb: „Unter allen mechanischen zerstörenden Agentien gibt es ein einziges, welches die regionale Abrasion in weitgreifendstem Maß hervorzubringen vermag. Es ist die Wirkung der gegen

⁴⁾ Über die Bedeutung des Wortes Erosion im Deutschen und Englischen, die eine verschiedene ist, vgl. S. 5 und 6.

⁵⁾ *H. v. Wissmann*, Die Landformen des Nankinger Bergrippenlandes. Die Arbeit soll in den Schriften der Mainzer Akademie erscheinen. Man vergleiche auch *H. v. Wissmann*, Südwest Kiangsu. Wiss. Veröff. d. Dtschen. Museums f. Länderkunde zu Leipzig, N. F. 8, 1940.

⁶⁾ Ansätze zu ihrer Weiterführung fehlen nicht, so bei *MacGee* (74), der die Fußplatten des trockenen Sonora entdeckte. Er betonte, daß die „sheetflood-erosion“ die Tendenz habe, sich „von den Talebenen aus rückwärts in die Berge einzuschneiden“ und „am Fuß der Bergwände abzutragen“. Auch *Bryan* (13) und *Davis* (27) wiesen der Lateralerosion eine untergeordnete Rolle bei der Bildung der Fußplatten zu. *Penck* (93/II, 13-22) unterschied 1894 scharf zwischen Ebenen durch Aufschüttung und Ebenen durch seitliche Erosion sowie Kombinationen von beiden. *Hettner* (48/43), *Sölch* (116, 115, 117) und andere erwähnten die Möglichkeit einer Entstehung von Ein-e-b-n-u-n-g-s-f-lä-c-h-e-n (Fußflächen) durch festländische Lateralerosion. *Philippson* (99/II, 2, S. 411) schrieb von Küstenebenen in Kalabrien und der Balkanhalbinsel, die als Fußflächen „durch Seitenerosion pendelnder Flüsse“ entstanden. Die mit Alluvionen nur dünn bedeckten Tiefebene des Mississippi und Amazonas brachte er als Beispiele dafür, daß ein Flußsystem, ja ein einziger Fluß ausgedehnte Verebnungen durch seitliche Erosion schaffen kann.

das Innere eines Continentes vorschreitenden Brandungswelle“. Dies schrieb er merkwürdigerweise gerade nach seinen Erfahrungen in China, wo er über weite Gebiete hin Verebnungen fand, deren Untersuchung ja auch mich zu den hier vorliegenden Gedankengängen verlockte, und die wir einer Pedimentierung zuschreiben müssen. Richthofen aber glaubte sie nur durch einen jungen Meereseinbruch erklären zu können. Er schrieb dies, obwohl er dort „nirgends eine Spur mariner Ablagerung aus känozoischen Perioden“ fand (109/II, 752).⁷⁾ Bestärkt durch die Arbeit von Ramsay (103), die Richthofen erst später kennen lernte, übernahm er diese Lehre in seinen „Führer für Forschungsreisende“, durch den sie weltweite Verbreitung erlangte (111/356). Wir dürfen aber nicht verkennen, daß Richthofen durch seine Erfahrungen in China, in einem großen Gebiet verschiedener Formenentwicklung, als erster die so grundlegende Bedeutung des horizontalen Unterschneidens bewegten Wassers für die Bildung der Landformen erkannte. Nur, daß er dieses Unterschneiden fast nur der Brandung, kaum dem fließenden Wasser zuschrieb, brachte die auf ihn folgende Generation dazu, das Unterschneiden als einen Faktor von sekundärer Bedeutung zu betrachten, als sie erkannte, daß dem Unterschneiden durch die Brandung keine so hohe Bedeutung zukommt, wie Richthofen ihr zuschrieb, und daß vor allem in China nirgends Zeugen für ein Eindringen des Meeres gefunden wurden.

W. M. Davis bezeichnete einen klimatisch-tektonischen Sonderfall der Entwicklung von Bergformen — oder von „Tallandschaften“, wie A. Penck (93/II, 202) sich ausdrückte — nämlich denjenigen durch Abtragen nach der Tiefe in ständig humidem Klima in einer auf ein kurzes Herausheben folgenden Ruheperiode als den „normalen Zyklus“.⁸⁾ W. Penck (97) betrachtete in seiner „Morphologischen Analyse“ nur das flächen- und linienhafte Abtragen nach der Tiefe bei kontinuierlicher Hebung. Nach ihm erzeugt — wie Hettner (48/49) sagt — schnelle Hebung jugendliche, langsame alte, ja greisenhafte Formen.⁹⁾ Neben dem Abtragen nach der Tiefe und der Hebung werden Aufschütten, seitliche Erosion und Senkung von Davis wie von W. Penck wenig oder nicht beachtet.

⁷⁾ Man vergleiche die Auseinandersetzung Strigels mit dieser Lehre Richthofens (119/182-243).

⁸⁾ Die Lehre von einer Abfolge (einem „Zyklus“) der „Jugend“, der „Reife“ und des „Greisenalters“ der fluviatilen Tiefenabtragungsgebiete, die nach einer tektonischen Hebung wieder neu einsetzen kann, bringt Davis zuerst 1884 (25), den Ausdruck „peneplain“ (heute zumeist „peneplane“) 1888 (in Proc. Bost. Soc. Nat. Hist. 24, S. 373). „Plane“ wurde später im Englischen z. T. nur für Unterschneidungsebenen, „plain“ nur für Aufschüttungsebenen verwandt. Ich glaube aber, man sollte die aus beiden gemischten geographischen Ebenen auch als „plane“ bezeichnen. Als grelles Beispiel diene eine schiefe Ebene, die von einer Verwerfung gequert ist. Oberhalb der Verwerfung ist sie Felsebene, unterhalb Aufschüttungsebene.

⁹⁾ Hettner fährt fort: „Aber so groß dieser Unterschied der Auffassungen (zwischen Davis und W. Penck) anscheinend ist, so besteht doch nahe Verwandtschaft; denn beide Auffassungen rechnen nur mit quantitativen, nicht mit qualitativen Unterschieden der Vorgänge und suchen die ganze Talform in einen einheitlichen Ausdruck zusammenzupressen“.

Es fehlte bei uns nicht an Warnern vor Einseitigkeiten (*Philippon, A. Penck, Hettner*¹⁰), *Sölch, Strigel* u. a.). Doch blieb die Entstehung der Rumpfflächen ein recht undurchsichtiger Fragenkreis. Und als die Arbeiten von *D. Johnson* (und *Blackwelder*) erschienen, waren es in Deutschland vor allem *A. Penck* (92), auch *H. Louis* (73) und *J. Sölch* (114-116), die ihre große Bedeutung erkannten. *Penck* zog aus ihnen weitgehende Schlüsse.¹¹)

III. Die Kategorien der Ausräumung.

Um die Bedeutung der seitlichen Erosion für das Werden des Bildes der Landformen zu verstehen, müssen wir sie einordnen in die Kategorien derjenigen außenbürtigen Vorgänge, die das Aufragende und tektonisch Aufwärtsbewegte zerstören und fortschaffen und die ich hier unter dem Begriff „Ausräumung“ (degradation) zusammenfassen möchte. Die „Ausräumung“ können wir der Aufschüttung oder Sedimentation (aggradation) gegenüberstellen. Die „Destruktion“ mancher Autoren umfaßt Verwitterung und Ausräumung.¹²)

Der Ausdruck „Ausräumung“ wird zumeist in einem engeren Sinn als in der vorliegenden Arbeit verwandt. Er bedeutet zumeist das Entstehen tieferer Bereiche in weicherem Gestein (Tiefenzonen, Becken, Karstwannen) gegenüber sich erhaltenden höheren Bereichen in härterem Gestein während des Vorganges der Tiefenabtragung. Zumeist wird in der deutschen Literatur für das hier „Ausräumung“ Genannte der Ausdruck „Abtragung“ benutzt. Dieser Ausdruck „Abtragung“ aber wird zumeist einerseits für die Gesamtheit der Vorgänge verwandt, die Aufragendes fortschaffen (also für die „Ausräumung“ im Sinne dieser Arbeit), andererseits für diejenigen Vorgänge allein, die der Schwerkraft folgend von oben her auf das Substrat einwirken und dabei Material fortschaffen.

¹⁰) Selbst ein so kritisch Abwägender wie *Hettner*, der 1913 (47) geschrieben hatte: „Wenn wir ehrlich sein wollen, so müssen wir gestehen, daß uns die Bildungsweise der Rumpfflächen weder bei der Annahme mariner, noch bei der Annahme festländischer Entstehung ganz klar ist“, schrieb 1923 (48/49): „Die (Seiten-)Erosionsterrassen können der Anfangszustand von Rumpfflächen oder Fastebenen im *Davisschen* Sinne sein“, aber später (S. 86): „Rumpfflächen festländischer Entstehung müssen die Merkmale der „Creisenhaftigkeit“, also namentlich breite Talböden mit ganz flachen Hängen zeigen“; und: „Ebene Felsplatten am Fuß eines Gebirges sind durch sie (festländische Einebnung) nicht erklärbar“, was er dann einschränkt, indem er sagt, daß hierfür wenigstens bisher noch keine einleuchtende Erklärung gegeben wurde.

¹¹) *A. Penck*, der seit je die Ansicht vertrat, daß die Abrasionswirkung der Brandung von *Richthofen* stark überschätzt worden war, geht in mancher Hinsicht weit über *Johnson* hinaus. Er teilt die Fächer und schiefen Ebenen, die sich am Fuß eines tektonisch entstehenden Gebirgsrandes durch Aufschüttung vorwärts (abwärts) und durch Seitenerosion seitwärts und rückwärts (aufwärts) entwickeln, ein in die steiler geneigten der semiariden Gebiete, wie er sie selbst in Kastilien, Arizona und Nordchina kennen lernte (die Pedimente der Amerikaner) und die flacheren humider Gebiete wie am Ostfuß der Appalachen und des Urals und wie die von ihm neu aufgestellte stark ausgeräumte altpliozäne Fußfläche am Nordfuß der Alpen. Die Arbeit von *Malaschofsky* (75) hat mich, allerdings ohne eigene Begehung, in meiner Ansicht bestärkt, daß *Penck* in seiner Auffassung im Isar- und Loisachgebiet Recht hat. Daß die Fläche über hartes und weiches Gestein hinweggeht und daneben Restberge aus hartem Gestein stehen läßt, erscheint mir als untrügliches Zeichen für seitliche Erosion. Das schließt spätere Verbiegungen und Brüche natürlich nicht aus.

¹²) Vgl. *Grabau* (43) und *Davis-Östreich* (85).

In dieser unexakten Doppelsinnigkeit des Wortes „Abtragung“ liegt gewiß eine der Quellen dafür, daß das in der vorliegenden Arbeit Gesagte nicht schon seit langer Zeit in den Handbüchern der Geomorphologie enthalten ist.

Wahrscheinlich wird man mit der Bezeichnung „Abtragung“ in Zukunft die Gesamtheit derjenigen Vorgänge bezeichnen, die ich hier unter dem Begriff „Ausräumung“ zusammenfasse. Die Vorgänge, die der Schwerkraft folgend von oben her auf das Substrat einwirken und dabei Material fortschaffen, wird man dann korrekter Weise wie hier als „Tiefenabtragung“ oder als ein „Abtragen von oben her“ oder „nach unten“ zu bezeichnen haben. Das Wort „Abtragung“ ohne diese Attribute wird in der vorliegenden Arbeit der Vorsicht halber nicht benutzt.

Ordnen wir die Kategorien der Ausräumungsvorgänge nach der Richtung, in der sie wirken, ob abwärts (von oben) oder in der Horizontalen oder von unten, und nach den Dimensionen des Ansatzes, ob dieser flächenhaft oder linienhaft ist, so sind fünferlei Hauptkategorien zu unterscheiden:

- (I) **Linienhafte Tiefenabtragung, Einschneiden, Vertikalerosion des fließenden Wassers.**
- (II) **Flächenhafte Tiefenabtragung (flächenhafte Abtragung von oben):** durch die Grundmoräne des Gletschers, durch Solifluktion, Windabbläsung, Sandgebläse, Hangabspülung, Bewegungen festen Materials, die unmittelbar durch die Schwerkraft ausgelöst werden, sowie zwei Vorgänge, die an linienhaft horizontales Unterschneiden gekoppelt sind: das Abschleifen durch das Brandungsgeröll und das unmittelbare, einphasige Tieferschalten einer durch Unterschneiden fließenden Wassers geschaffenen Einebnung (vgl. S. 11 f).
- (III) **Flächenhaftes seitliches Abschleifen, Ausbrechen, Übersteilen, vor allem durch Gletscher, im Kleinen durch Solifluktion.¹³⁾**
- (IV) **Linienhaftes horizontales Unterschneiden, durch Sandgebläse, durch chemische Lösung in der Höhe des stehenden Wasserpiegels (Kalk), durch die Brandung, seitliches und rückschreitendes Unterschneiden des fließenden Wassers.**
- (V) **Erscheinungen des Unterminierens und des Einstürzens und Nachsackens: Karst in Kalk, Gips und Salz, Grotten, Quellen-Erosion, Durchfeuchtung salzhaltiger und toniger Gesteine unter widerständigem (klüftigem) Gestein mit folgendem Bergschliff und ähnliche Vorgänge insbesondere am Stufentrauf;¹⁴⁾ Tropisches Erdfließen unter der Vegetationsdecke des Regenwaldes und unter Zellenlaterit.¹⁵⁾**

Die Bezeichnung „Erosion“ benutzen wir (im Deutschen) am besten allein für die linienhafte Arbeit des Wassers (vertikal, schräg und horizontal, (I) und (IV)). Der Ausdruck *Denu dation* sollte der Wortwurzel gemäß auf diejenigen Vorgänge beschränkt werden, die frisches Gestein entblößen.

Die *Abrasion* der Brandung arbeitet in der Horizontalen unterschneidend. Dieses Unterschneiden fällt also (im Deutschen) unter den Be-

¹³⁾ Letzteres habe ich selbst in Lappland beobachtet.

¹⁴⁾ Vgl. *G. Wagner (130)*.

¹⁵⁾ Vgl. *W. Freise (37/89)*.

griff der Horizontalerosion, nicht aber auch unter denjenigen der seitlichen, der Lateralerosion. Der Vorgang geschieht ja in der Hauptsache frontal in Bezug auf die Bewegungsrichtung des Wassers. Es bleibt somit (im Deutschen) der Begriff „Seitliche Erosion“ oder Lateralerosion für das seitliche Unterschneiden fließenden Wassers (in der Horizontalen oder als Komponente mit Tiefenerosion oder Aufschüttung) allein vorbehalten. Aber auch nicht sämtliche Vorgänge des Unterschneidens fließenden Wassers lassen sich unter dem Ausdruck „Seitliche Erosion“ zusammenfassen. Frontales Unterschneiden ist zwar hier zu vernachlässigen, um so mehr aber ist, wie wir sehen werden, rückschreitendes Unterschneiden zu beachten (vgl. S. 56 f)¹⁰). In diesem Zusammenhang sei auch das Rückschreiten der Hinterwand eines Kares oder einer glazialen Talstufe genannt.

Im Englischen werden für Ausräumung (Abtragung im weiteren Sinn) heute vor allem die Worte „degradation“ und „degrading“ verwandt. Diese Ausdrücke erscheinen mir insofern glücklich gewählt, als sie „aggradation“ und „aggrading“ (Aufschüttung) gegenübergestellt werden und man einen Fluß im Gleichgewicht zwischen Tiefenerosion und Aufschüttung „graded“ nennt. „Aggradation“ und „degradation“ zusammengenommen (somit die gesamten Vorgänge, die zur Ausbildung des Gleichgewichtsprofils und der Gleichgewichtsebene führen, vgl. S. 8) nennt man „gradational process“. Es erscheint jedoch bedenklich, diese Ausdrücke im Deutschen anzuwenden (gradus ist Schritt, Grad, Stufe). „Destruction“ umfaßt degradation und weathering (*Grabau* (43)). Ein eindeutiger Ausdruck für Tiefenabtragung im Englischen ist „wearing down“. Für den Ausdruck „erosion“ im Englischen — er ist nicht gleichbedeutend mit dem deutschen Ausdruck Erosion — gilt etwa das gleiche wie für den Ausdruck „Abtragung“ im Deutschen. „Erosion“ im Englischen wird zumeist im Sinne von „degradation“, manchmal aber auch im Sinne von „wearing down“ verwandt. Korrekterweise sollte man neben „wearing down“ als gleichbedeutend „vertical erosion“ verwenden, z. B. für rückschreitende Tiefenabtragung, die zur Verlegung der Wasserscheide führt, „regressive (retrogressive) vertical erosion shifting a divide“. Tiefenerosion, Einschnitten ist im Englischen nicht „vertical erosion“ sondern „cutting down“, „incision“. Horizontale Erosion, Unterschneiden ist „undercutting“, „subcision“. An der Küste spricht man auch einfach von „cutting or cliffing of the surf“. Unter den Begriff „lateral erosion“ fallen im Englischen die meisten Vorgänge unserer Kategorien III und IV. „Lateral corrasion“ ist wohl nur für seitliches Unterschneiden in anstehendem Fels, nicht in Lockermaterial anwendbar.

Es ist zu erwägen, ob wir im Deutschen für das Unterschneiden durch fließendes Wasser den Ausdruck „fluviatile“, „festländische“ oder „terrestrische Abrasion“ (*Strigel* 120/113) anwenden sollen, im Unterschied zu der Abrasion durch die Brandung. Auch die Brandung unterscheidet in der Horizontalen. Dies geht aber bei ihr einher mit starkem Abhobeln, Abschürfen des Substrats. Solches Abschleifen aber kann bei einem Unterschneiden fließenden Wassers auf der dadurch entstandenen Ebene fehlen (vgl. S. 11). Daß das Wort „abraison“ im Englischen allgemein Abhobeln und Abschleifen schlechthin bedeutet (durch Gletscher, Wind, Abschleifen der Geschiebe des Flusses), warnt uns, es für fluviatiles Unterschneiden zu verwenden. Auch die wörtliche Bedeutung spricht da-

¹⁰) Die rückschreitenden Vorgänge durch das fließende Wasser könnte man gliedern in rückschreitende Tiefenabtragung, regressive (retrogressive) vertical erosion, rückschreitende Tiefenerosion (rückschreitendes Einschnitten), regressive incision, und rückschreitendes Unterschneiden, regressive subcision. Streng genommen kann freilich rückschreitendes Unterschneiden nicht vollkommen in der Horizontalen ansetzen.

gegen.¹⁷⁾ Im Englischen wird der Ausdruck „abrasion“ für jegliches Abschleifen und Abschürfen des Anstehenden verwandt. Im Deutschen und Französischen wird er (*Richthofen* folgend) nur für die Arbeit der Brandung benutzt, bei der die Kategorien (II) und (IV) eng aneinander gekoppelt sind. Somit empfiehlt es sich, das Wort Abrasion bei uns nur für die im Unterschneiden des Kliffs und im Abschleifen der dadurch geschaffenen Felsebene zugleich bestehende Arbeit der Brandung zu benutzen.

Schon hier möge eindringlich davor gewarnt werden, „Fläche“ und (geographische) „Ebene“ (einschließlich der „schiefen“ usw.) zu verwechseln oder als gleichbedeutend zu gebrauchen, was bei manchem Geographen geschieht oder geschah (vgl. S. 12). Unexaktheit in der Terminologie hat der Entwicklung der Geomorphologie geschadet.

IV. Das Unterschneiden durch die Brandung und durch das fließende Wasser.

Allerdings ist die Ähnlichkeit der Brandungsvorgänge mit denjenigen der seitlichen Erosion fließenden Wassers groß. Bei diesen ist es ein bewegtes Band, bei jenen eine bewegte Schicht von Wasser, welche in der Richtung ihres Spiegels, mit festem Material als Werkzeug, anstehendes oder lockeres Gestein unterschneidet und dann das Unterschrittene abtransportiert. Das Unterschneiden geschieht in der Richtung des Wasserspiegels und schafft somit Flächen, die geographische „Ebenen“¹⁸⁾ bilden, seien diese fast horizontal wie bei der Brandung oder „schief“ (geneigt), leicht konkav im Längsprofil, leicht konvex im Querprofil und dem Verlauf der Isohypsen (Fächer) wie beim fließenden Wasser.

Auch Gletscher (sowie Solifluktion und Sandgebläse) können durch seitliches Abschleifen und Ausbrechen eine (glaziale) Rumpffläche entstehen lassen und verbreitern (Trogtal, Nunataker).¹⁹⁾ Diese Fläche aber ist keine Ebene. Meines Wissens kann (im Großen gesehen) nur das brandende und fließende Wasser mehr oder weniger vollkommen einebnen (planieren). Nur bewegtes Wasser kann durch Aufschütten oder Unter-

¹⁷⁾ *Hettner* (48/83) übersetzt Abrasion mit Abhobelung; marine Abrasion sei Abhobelung durch die Brandungswelle. Der Ausdruck „terrestrische Abrasion“ ist m. W. zuerst von *A. Strigel* (120/113) verwandt worden; schon 1914 (119/182-243) setzte er sich mit *Richthofens* Auffassung kritisch auseinander, daß die Entstehung einer Abrasionsfläche nur durch die Brandung möglich sei, und kam zu dem Schluß, daß die meisten geologischen transgredierte „Abrasionsflächen“ terrestrischer Entstehung sind. Auch erweist er 1932, daß die „subtriadische terrestrische Abrasionsfläche“ Süddeutschlands in aridem Klima entstand und Restberge aufwies. Er prüfte alle Anzeichen, die klimatisch deutbar sind, sorgfältig.

¹⁸⁾ Eine geographische „Ebene“ unterscheidet sich von einer horizontalen geometrischen Ebene dadurch, daß sie 1) von der Horizontalen, wenn auch nicht mehr als im äußersten Fall, etwa 10°, abweicht, und daß sie 2) als „schiefe Ebene“ auch die Form flacher Kegel („Fächer“) sowie konkave (selten konvexe) Profile in der Längsrichtung der Flüsse haben kann.

¹⁹⁾ Mir fiel auf, daß manche eiszeitlichen Gletscher eine Talform hinterließen, deren Felsquerprofil mehr dem eines Kastentals (mit gerundetem Fußwinkel?) gleicht, als ein U ist. So scheint es überall zu sein, wo entweder die Unterlage ein konvexes Längsprofil hat (z. B. die Schleifbahnen am Rand alpiner Kalkplateaus) oder wo die Gletscher sich, z. B. im Vorland, ausbreiten und z. T. schon Ablagerung herrscht.

schneiden, und wohl nur durch diese beiden Vorgänge „Ebenen“ entstehen lassen. Eine ebene Felsfläche, die auf einer größeren Strecke über „Hart“ und „Weich“ hinwegzieht, kann wohl nur auf diese Weise angelegt worden sein.

Durch die Brandung wird eine solche Felsplattform dann von den bewegten Geröllen niedergeschliffen, ebenenhaft tiefergeschaltet. Ebenenhaftes Tieferschalten kann aber auch auf einer durch Unterschneiden fließenden Wassers entstandenen „Ebene“ vor sich gehen. Freilich ist dieser Vorgang zumeist ein sehr langsamer. Wir kommen auf ihn zurück.

V. Die geographische Ebene des fluviatilen Transport-Gleichgewichts.

Bei einem Gewässer mit konkavem Ausgleichsprofil oder Normalprofil, das sich asymptotisch der Horizontalen nähert, wird das Formenbild im Oberlauf²⁰⁾ vor allem durch Einschneiden und Abtragen nach der Tiefe, im untersten Lauf zumeist durch Aufschütten geprägt.²¹⁾ Dazwischen gibt es in diesem „Normalfall“ zumeist eine Strecke (unter Umständen nur einen Punkt) eines (labilen) „Gleichgewichts“²²⁾ zwischen Abtragen und Aufschütten. Es ist die Strecke, in der die Transportkraft, die mit der Wasserführung, dem Gefälle und der relativen Tiefe des Flußquerschnittes²³⁾ steigt, voll von der Geschiebeführung ausgenützt wird, und in der das Abschleifen und Verkleinern der Korngröße des Geschiebes mit der Transportkraft gleichen Schritt hält (charge-limite, vgl. *Baulig*, 2). In dieser Strecke arbeitet ungeschmälert und allein das seitliche Unterschneiden,²⁴⁾ die seitliche Erosion, die aber nicht auf diesen Teil des Laufs beschränkt, sondern im Oberlauf und in der Strecke des Aufschüttens nicht weniger stark ist. Im Oberlauf kann sie sich (z. B. in Gleitmäandern) als Komponente eines Kräfteparallelogramms auswirken,²⁵⁾ im Bereich des Aufschüttens arbeitet sie — ebenfalls als Komponente — häufig an allen Aufragungen (vgl. S. 33).

Ein jedes Gewässer sucht eine immer größere Strecke seines Profils in das genannte „Gleichgewicht“ zu bringen, d. h. der Transportkraft anzupassen. Weicht das Profil vom Gleichgewichtsprofil nach unten hin ab, so wird, um dieses wieder zu erreichen, aufgeschüttet. Dieses Aufschütten hört auf, sowie das jeweilige augenblickliche Gleichgewichtsprofil an der betreffenden Stelle erreicht ist. Somit wird auch die Laufstrecke, in der bisher aufgeschüttet wurde, immer wieder einem Gleich-

²⁰⁾ Wir unterscheiden im folgenden zwischen dem Oberlauf im Bereich der herrschenden Tiefenerosion und dem Unterlauf im Bereich der herrschenden seitlichen Erosion allein oder in Verbindung mit der Aufschüttung oder dem Tieferschalten.

²¹⁾ Über das labile Verhältnis zwischen Aufschüttungs-, Gleichgewichts- und Tieferschaltungstrecken des Flußlaufes vgl. weiter unten S. 9 f.

²²⁾ Im Sinne von *Kreuter* (69) und der schönen Arbeit von *Mortensen* (81/48 f.), nicht von *Jovanovic* (63).

²³⁾ Je ausgebreiteter und seichter der Fluß, desto größer die Reibung. Je gesammelter und tiefer er ist, desto geringer ist die Reibung. Wir können hier von der Beschleunigung, die durch innere und äußere Reibung abgebremst wird, absehen.

²⁴⁾ Einhergehend mit Tieferschalten und mit Auswirkungen rhythmischer Selbstdifferenzierung im Sinne von *H. Kaufmann* (65).

²⁵⁾ Vgl. *G. Wagners* (129) Forschungen über Gleitmäander sowie diejenigen von *Flohn* (34) und *J. B. L. Hol* (50).

gewichtsprüfil genähert. Das ist auch ein Grund dafür, daß Aufschüttungen durch Schichtebenen gegliedert sind.

Seitliche Erosion und auch Aufschütten arbeiten daran, das linienhafte Gleichgewichtsprüfil einer immer größeren Fläche aufzuprägen, eine immer größere geographische Gleichgewichts-Ebene (vgl. S. 12 f) zu schaffen, die über Felsebenen (meist mit geringem Schuttschleier) und Schuttebenen hinweggreifen kann. Wie das Aufschütten Fächer, Kegel und schiefe Ebenen bildet, so kann das Unterschneiden im Fels oder Schutt Fächer, Kegel und schiefe Ebenen formen. Durch beiderlei Vorgänge entstehen nicht nur ähnliche, sondern gleiche Oberflächenformen.

Seitliches Unterschneiden planiert. Es ebnet ein. Die von ihm geschaffenen Ebenen gehen über „Hart“, „Weich“ und Lockermaterial hinweg, noch unterschiedsloser als bei der Brandung,²⁶⁾ aber im „Harten“ wird außerordentlich viel langsamer unterschritten als im „Weichen“ oder gar im Lockermaterial. Benachbarte Gewässer des gleichen Systems, ja der gleichen Abflußbasis²⁷⁾ spielen sich (je ähnlicher sie in Bezug auf ihr Belastungsverhältnis sind, desto besser) zueinander ein und bauen gemeinsam eine Ebene auf, deren Gefällsprüfil immer dem jeweiligen Gleichgewichtsprüfil angenähert wird, so daß eine gemeinsame Gleichgewichtsebene „angestrebt“ wird sowie eine immer weitere Ausdehnung dieser Ebene.

Diese Ausdehnung der Gleichgewichtsebene erfolgt einerseits durch Aufschütten, durch dieses vor allem gewässerabwärts in einen See oder das Meer, unter Umständen aber auch seitwärts oder aufwärts, wo Gelände „in Schutt ertrinkt“²⁸⁾. Andererseits erfolgt diese Ausdehnung durch Unterschneiden in der Horizontalen, und zwar seitwärts und an Aufragungen, die in der Ebene liegen, manchmal als Komponente neben dem Aufschütten. Drittens erfolgt sie, wie wir gegen Schluß der vorliegenden Arbeit sehen werden, auch durch Rückverlegen der Fußpunkte der Tiefenerosion oder sogar durch rückschreitendes Unterschneiden am Hangfuß entgegen der Hangabspülung, gewässeraufwärts (vgl. S. 55 ff).

VI. Die beiden Arten des Tieferschaltens der Fußebene, die zweiphasige mit Terrassen, Riedelland und Badlands, die einphasige als ebenenhaftes Tieferschalten. Fußebene und fluviale Fußfläche.

Weicht die fluviale geschaffene Ebene — infolge klimatischer, tektonischer oder anderer Veränderungen — von der Gleichgewichtsebene nach unten ab, so tritt in dieser Strecke Aufschütten ein, bis wieder eine Gleichgewichtsebene erreicht ist; weicht sie nach oben ab, so wird zumeist wieder neu so lange eingeschnitten, bis die Einschnitte in ein neues Gleichgewichtsprüfil kommen. Durch dieses Einschneiden wird die bisherige „Ebene“ entweder zur Oberfläche von (fluvialen) Terrassen; oder sie wird Riedelfläche, wird durch Riedeltälchen in Riedel

²⁶⁾ Wo meist Flut- und Ebeströme arbeiten.

²⁷⁾ Ich sage „Abflußbasis“, nicht im Sinne von A. Heim „Erosionsbasis“. Vgl. S. 14, 21 f.

²⁸⁾ Vgl. z. B. Abb. 6, Fig. 2, S. 33.

zerlegt. Die R i e d e l (interfluves) tragen außer Funktion gesetzte Streifen der Ebene und ziehen sich zwischen den Tälchen hin, die dem ursprünglichen Gefälle folgen²⁹⁾. Oder es entstehen sogenannte „Badlands“ (im Sinne von Gilbert³⁰⁾, die über weite Flächen aus Kerb- bis Auentälchen und Hügelkämmen oder -rücken gleicher Höhe bestehen³¹⁾

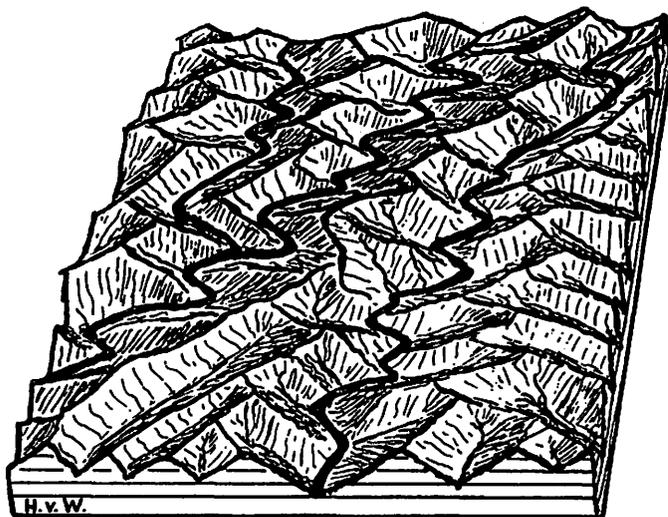


Abb. 1: Typische Badlands im Sinne von G. K. Gilbert.

(Abb. 1). Auch hier folgen die Haupttäler und -rücken dem ursprünglichen Gefälle, wenn sie sich nicht z. B. an die Struktur abgeschnittener gekippter Schichten halten. Da ähnliche Formen gleicher Entstehung wie diese „Badlands“ im engeren Sinn auch in Gebieten humiden Klimas erscheinen — ich erinnere an das niederbayrische Tertiärhügelland — sollte man für sie einen besseren Terminus einführen.

Hat das Tal oder haben die Täler Gleichgewichtsgefälle erreicht, so werden durch Unterschneiden Terrassen, Riedel oder Badlandsrücken wieder eingengt und schließlich gekappt. Dadurch ist die Gleichgewichtsebene tiefergeschaltet (tiefergelegt) wor-

²⁹⁾ Vgl. Abb. 10, S. 44.

³⁰⁾ G. K. Gilbert beschreibt die Badlands als ein regelmäßiges System von langen Tälchen und Rücken gleicher Höhe mit kurzen Seitentälchen und -rücken (41/120-123). Der Begriff wurde aber auch auf zerrunzte Gehängeformen in Trockenklimaten ausgedehnt (vgl. Worcester 138/243 ff.) In der vorliegenden Arbeit ist der engere ursprüngliche Begriff gemeint, wie ihn Gilbert formulierte.

³¹⁾ Vgl. z. B. Graf zu Castell (17/Abb. S. 106-113 Nord-Kansu). Eine andere Möglichkeit der Entstehung als die hier genannte ist die Wiederaufdeckung einer weichen Schicht z. B. im Stufenland; vgl. Mittelholzers Persienflug (78), Landschaften am Südwesstrand der Zagros-Ketten. Prachtvoll sieht man die Bildung von Badlands aus ehemaligen Bajadas oder Pedimenten auf Fig. 159 u. 160, S. 240 u. 242 in P. G. Worcester (138), Flugaufnahmen aus den Avawatz Mountains in Kalifornien.

den³²⁾. Das kann „langsam“ in widerständigem Fels oder „schnell“ in Lockermaterial erfolgen³³⁾.

Ob Talterrassen und Riedel-Plateaustreifen oder Badlandsrücken entstehen, hängt allem Anschein nach von zweierlei Bedingungen ab: Riedel bilden sich, wenn entweder das Material unmittelbar unter der Ebene, die zerschnitten wird, wasseraufnahmefähig, beziehungsweise durchlässig ist (z. B. Löß, Schotter, Vegetation), oder wenn das zerschnittene Material von einer harten Bank überdeckt ist (z. B. Zellenlaterit, Gips- oder Sinterkrusten). Typische Badlands entstehen bei undurchlässigem, etwa tonigem Gestein, untypische z. B. bei steilgestellten Schichten verschiedener Härte³⁴⁾.

Nur wenn die Unterschneidungs- oder bisherige Aufschüttungsebene sich langsam — besonders langsam auf anstehendem Fels — im Verhältnis zur Gleichgewichtsebene hebt, oder (was dasselbe bedeutet) wenn die Gleichgewichtsprofile und ihre Ebene langsam in eine tiefere Lage kommen als die bisherige durch Unterschneidung und (oder) Aufschüttung entstandene Ebene, können die auf ihr fließenden Gewässer, seien es Schichtfluten, Regenüberflutung, Abspül-Gewässer der umliegenden Gehänge, sich zerfasernde, anastomosierende und pendelnde Wildwässer, ja sogar mäandrierende Flüsse mit Hilfe ihrer Last nach der Tiefe ebenehaft abheben und abschleifen, die Ebene also unmittelbar durch — zumeist sehr gelinde — ebenehafte Tiefenabtragung tieferschalten. (Das vertikale Ausmaß der Tiefenabtragung durch diesen Vorgang liegt gegenüber demjenigen der Tiefenkerbung wohl in einer logarithmisch niedrigeren Größenordnung.) Den Vorgang einphasigen Tiefschaltens einer Auenebene durch Abschleifen durch mitgeführtes Geröll in den Mäandern hat *O. Lehmann* (71/64) wohl als erster in seiner Wichtigkeit erkannt und beschrieben³⁵⁾. Daß im Lockermaterial weitflächiges einphasiges Tiefschalten möglich ist, ja daß es sich im Kleinexperiment bei gleichmäßiger langfristiger Wasserbestäubung regelmäßig im Bereich der Gleichgewichtsebene vollzieht, hat *A. Wurm* (140) gezeigt (vgl. auch den folgenden und vorletzten Abschnitt).

Es gibt somit zwei Arten des Tiefschaltens einer Unterschneidungs- oder Aufschüttungsebene: eine einheitliche, einphasige und eine in Tiefenkerbung und neues Unterschneiden zerlegte. Zwischen zwei- und einphasiger Tiefschaltung gibt es viele Übergänge, zu denen die Rillenbildung gehört.

Aufschütten, Unterschneiden und Tiefschalten beiderlei Art „sind bestrebt“, eine Gleichgewichtsebene herzustellen, das Aufschütten nach oben, das Unterschneiden nach der Seite, das Tiefschalten nach unten³⁶⁾.

³²⁾ Die Ausdrücke Tiefschalten oder Tieferlegen (letzteren verwendet *O. Lehmann*, 71), ließen sich im Englischen durch lowering, abasing (abasement), im Französischen durch abaisser (abaissement) wiedergeben.

³³⁾ Man vergleiche in diesem Zusammenhang die Arbeit von *Graul* (44) über die „Ingolstädter Ausräumungslandschaft“, die man auch als Tiefschaltungsbecken bezeichnen könnte.

³⁴⁾ Vgl. *Graf zu Castell* (17) Abb. S. 101.

³⁵⁾ Er spricht von einer „erosiven Tieferlegung der Talsohle“.

³⁶⁾ Dieser Satz und Beobachtungen und Überlegungen der vorliegenden Arbeit zei-

Eine solche geologisch gesehen labile Gleichgewichtsebene wird freilich kaum je voll erreicht, einmal wegen des periodischen oder episodischen Wechsels der Wasserführung, dann wegen der verschiedenen Belastungsverhältnisse (siehe unten) der die Ebene gemeinsam aufbauenden Flüsse.

Es muß davor gewarnt werden, den Ausdruck „flächenhaftes Abtragen“ für ein Tiefschalten zu benutzen. Auch einphasiges Tiefschalten ist immer eine Kombination von seitlicher Erosion und ebenenhafter Tiefenabtragung (II und IV der Gliederung S. 5).

Ebenenhafte Tiefenabtragung ohne voraufgegangenes Unterschneiden scheint kaum möglich zu sein; Seitenerosion fließenden Wassers oder Abrasion der Brandung muß ihr voraufgehen. Allein Unterschneiden und Aufschütten schaffen Ebenen, die tiefer geschaltet werden können. Im Augenblick ihres Entstehens sind daher bis auf Grenzfälle, wohl alle fluviatilen Ebenen der Erde Fußebenen (vgl. S. 42).

Wir werden im folgenden von „Fuß-Ebenen“ sprechen, wo geographische „Ebenen“ durch Unterschneiden und Tiefschalten geschaffen wurden, von (fluviatilen) „Fuß-Flächen“³⁷⁾, wenn auch Riedelland und Badlands, soweit sie durch Zerschneiden von Fußebenen entstanden sind, einbezogen werden. Die Bezeichnung Fußflächen verwendet schon *Philippson* (99/411) und zwar ausdrücklich unter dem Hinweis, daß er bei deren Entstehung auch seitliche Erosion einbezieht.

Daß Tiefschalten der Talsohle mit dem Aufsteigen eines Gebirges einsetzt und seiner Erhebung entgegenarbeitet, hat vor allem *Sölch* (115; 116) klar erkannt und behandelt. Sehr schön zeigt eine Arbeit von *Wilhelmy* (135) das Tiefschalten des Talbodens des antezedenten Isker-Durchbruchs während des Aufsteigens des Balkans. Wie eine Beckenlandschaft stufenweise durch Tiefschalten ausgeräumt wurde, untersucht eine ausgezeichnete Arbeit von *Graul* (44) am Ingolstädter Becken.

VII. Die Gleichgewichtsebene ist kein Endstadium. Die Lehre vom ungestörten fluviatilen Ablauf („normalen Zyklus“).

Die Gleichgewichtsebene, die von einem System fließender Gewässer durch Aufschütten, Tiefschalten und Unterschneiden „angestrebt“ wird, ist kein stabiler Endzustand. Der „Beharrungszustand“ (*Rehbock*, 105) des Gewässerprofils ist auch bei tektonischer Ruhe und unverändertem Klima

gen, daß eine Grenze zwischen „Mittellauf“ und „Unterlauf“ als dem Lauf herrschender Seitenerosion und demjenigen herrschender Aufschüttung kaum, oft gar nicht zu ziehen ist. Eine andere Begrenzung zwischen Mittel- und Unterlauf wäre diejenige zwischen Strömen und Gleiten des fließenden Wassers oder zwischen Zerfasern und Pendeln einerseits, der Bildung von Auenmäandern andererseits. (Oder man wählt Grenzen der Schiffbarkeit.) Wir werden im folgenden nur den Oberlauf der Tiefenkerbung vom Unterlauf, der sich dem Gleichgewichtsprofil nähert, unterscheiden.

³⁷⁾ In der vorliegenden Arbeit wird oft nur von „Fußflächen“ gesprochen ohne den Zusatz des Wortes „fluviatil“. Es sind hier immer fluviatile Fußflächen gemeint. Es gibt auch durch Eisarbeit entstandene Fußflächen (Karterrassen, glaziale Kastentalböden im Sinne der Anm. 19 S. 12). Im Englischen könnte man von piedmont-plane und piedmont-surface sprechen (vgl. Anm. 8 S. 9). Tiefergeschaltete Fußflächen werden von amerikanischen Autoren häufig „erosion surfaces“ genannt (vgl. *Johnson*, 61; *Atwood*, 1).

in der Gleichgewichtsebene nur ein relativer, kein endgültiger. Hier schaltet sich die Lehre von *W. M. Davis* vom „normalen“ fluviatilen „Zyklus“ ein, der wohl richtiger ein ungestörter Ablauf bei tektonischer und klimatischer Ruhelage zu nennen ist. Mit fortschreitender Tiefenabtragung im Gebirge geht ein fortschreitendes Sich-Verflachen und Sich-Vergrößern der Gleichgewichtsebene einher, bewirkt durch fortschreitendes Unterschneiden und fortdauerndes Tiefschalten und Aufschütten³⁸⁾. Die Geschwindigkeit dieses Ablaufs ist einerseits der Größenordnung nach eine logarithmisch kleinere als diejenige der Anpassung an ein Gleichgewichtsprofil. Sie hängt andererseits (wie die letztere) stark von der Widerständigkeit des Gesteins (hart, weich, locker) ab. Berücksichtigt man dies, so ist eine Gliederung dieses Ablaufes („cycle“) in eine Abfolge von Stadien (stages), in Jugend, Reife und Alter im Sinne von *Davis* recht brauchbar. Hier nicht zu behandelnde Fragen sind es, wie weit die Einebnung auf diese Weise fortschreiten, und wie weit sich die Ebene dem Niveau des Meeresspiegels³⁹⁾ nähern kann, wie groß der relative Anteil derjenigen Abflußstrecken, in denen nur noch schwebendes und gelöstes Material transportiert wird, an der gesamten Länge eines Flußlaufes werden kann, und wo somit ohne Hebung oder Senkung oder Klimaänderung das definitive Endstadium der Einebnung theoretisch und praktisch liegt. Doch hängt es von diesen Fragen ab, ob es im Grenzfall fluviatile Ebenen gibt, die nicht Fußebenen zum mindesten eines Hügellandes sind⁴⁰⁾.

VIII. Die Begrenzung der durch seitliche Erosion entstehenden Ebene. Der Fußpunkt der Tiefenerosion und die Fußkehle.

Die Stelle, an der im Verlauf eines fließenden Gewässers, insbesondere eines solchen mit wenig wechselnder Wasser- und Geschiebeführung, das Gleichgewicht zwischen Geschiebeführung und Transportkraft, zwischen Tiefenerosion und Aufschütten erreicht ist, wollen wir den **Fußpunkt** der (herrschenden) Tiefenerosion (den Fußpunkt der Tiefenkerbung) nennen. *Sölch* (115/79) nennt ihn nach *Penck* (Vorlesung) Normalwendepunkt⁴¹⁾. An diesem Punkt entsteht die obere Spitze der „Ebene“. Von ihm aus abwärts weichen die Füße der beiderseitigen Berg-

³⁸⁾ Das Verhältnis zwischen Tiefschalten und Aufschütten oberhalb der Abflußbasis des Meeresspiegels hängt davon ab, ob diese Abflußbasis fixiert ist (etwa dadurch, daß sie nahe an einem Tiefseeabfall liegt), oder ob sie in die Flachsee hinauswandern kann. Im ersteren Fall geschieht fast das ganze Aufschütten untermeerisch und die fluviatile Ebene wird in der Hauptsache tiefergeschaltet.

³⁹⁾ Der Meeresspiegel als „ultimate base-level of erosion“ (*Powell*), das Profil des nur noch schwebendes und gelöstes Material transportierenden Flusses als „Erosionsterminante“ (*Philippson*).

⁴⁰⁾ Ein solcher Grenzfall wird bei der Bildung der schiefen Fußebenen und Fußkegelmäntel („conoplanes“) arider Gebiete erreicht, wo ein Restberg aufgezehrt wird und einen „panfan“ übrigläßt (vgl. S. 47). Dieser „panfan“ aber ist kein Endstadium.

⁴¹⁾ Es bleibt die Frage offen, die hier außer acht gelassen wird, ob oberhalb des Fußpunktes der herrschenden Tiefenerosion sich unter Umständen noch ein Zwischenstadium zwischen Kerbwirkung und Ebenenbildung, etwa im Schaffen eines breiten flachen Bettes im sonst steilwandigen Tal ausbilden kann und sich dadurch in dem Ausgleichsprofil zwischen Kerbtal und Auental ein Zwischenstück einschaltet (*Mortensen*, 81). In diesem Fall wäre die Bezeichnung Fußpunkt der Tiefenkerbung nicht gleichbedeutend mit Fußpunkt der Tiefenerosion.

hänge auseinander, bilden zueinander in der Aufsicht einen mehr oder weniger spitzen Winkel, die Spitze eines Ausgangstrichters des Talbodens (aus dem Gebirge), der als verhältnismäßig stumpfer Taltrichter oder verhältnismäßig spitzer Talschlauch ausgebildet ist. Da die Füße der beiderseitigen Berghänge unterschritten werden, sind sie gegen die Ebene durch eine Fußkehle begrenzt. Freilich können Schuttleisten oder Solifluktion, Bergschlipfe und -stürze usw. diese Unterschneidungskehle immer wieder verdecken, ihre Ausbildung zeitweise verhindern.

Der Umstand, daß bei wechselnder Wasser- und Geschiebeführung der Fußpunkt der Tiefenkerbung ständig gewässeraufwärts und -abwärts verlegt wird, wird durch folgende Tatsachen etwas ausgeglichen:

1. Das aus dem Kerbtal in die selbstgeschaffene Ebene hinaustretende Gewässer erhält dort einen breiteren, flacheren Querschnitt. Die dadurch verstärkte Reibung bewirkt ein plötzliches Erlahmen der Transportkraft. Infolgedessen wird der Fußpunkt der Tiefenkerbung stärker in der einmal geschaffenen Lage festgehalten.

2. Es liegt, wie wir später besprechen werden (S. 29), in der Entwicklung des konkaven Ausgleichsprofils im „normalen“ Ablauf („Zyklus“) vom Stadium reiner Tiefenerosion zu einem Stadium, in dem das Ausgleichsprofil in der untersten Laufstrecke Gleichgewichtsprofil geworden ist, daß der Fußpunkt der Tiefenkerbung häufig an oder dicht oberhalb einer den Gewässerlauf querenden Grenze von „hartem“ zu „weichem“ Gestein (oder an einer Grenze zwischen einem Hebungsgebiet und einem ruhenden oder sich senkenden Gebiet) festgehalten wird.

Durch diese Umstände wird der Fußpunkt der Tiefenerosion darin behindert, bei wechselnder Wasserführung gewissermaßen längs des Gewässerlaufes mehr oder weniger auf- und abwärts zu „schwingen“. Ein weiterer in dieser Richtung wirkender Umstand liegt, wie wir sehen werden (S. 17), in hohem Belastungsverhältnis.

In der Regel aber wechselt die Lage des Fußpunktes der Tiefenerosion bei verschiedenem Wasserstand wenigstens auf kürzeren Strecken. Ich erinnere hier an die Murenkegel der Alpen. Nur zur Zeit der Kulmination des Abgehens der Mure liegt der Fußpunkt der Tiefenkerbung an der Spitze des Kegels. Bei normaler Wasserführung schneidet der Bach, häufig bis zum Fuß des Kegels, ein (vgl. Sölch, 117).

Nur berühren können wir hier die Form des Eingangs-Taltrichters einer fluviatilen Unterschneidungsebene. Ein Fluß, der aus einem Gebiet „weichen“ Gesteins wieder in „hartes“ (oder aus einem relativ tektonisch unbewegten oder sich senkenden in ein relativ sich hebendes Gebiet) eintritt, beginnt dort häufig von neuem einzuschneiden. Eine konvexe Profilstrecke im harten Gestein (oder Steigungsgebiet) begrenzt dann ein Ausgleichsprofil mit unterer Gleichgewichtsstrecke flußabwärts. Dem Ausgangs-Taltrichter am Übergang von Hart nach Weich entspricht hier ein Eingangs-Taltrichter am Übergang von Weich nach Hart (oder von der ruhenden zu der sich hebenden Zone). Bezeichnet man den Endpunkt des fluviatilen Gleichgewichtsprofils als *Abflußbasis* (Anm. 27 u. S. 21 f) — diese kann im Meeresspiegel oder einem Seespiegel oder im Grunde einer geschlossenen Wanne eines ariden Gebiets liegen — so können wir die Stelle, wo sich die Bergfüße und Fußkehlen einander wieder nähern und ein Kerbtal beginnt, als *örtliche Abflußbasis*

bezeichnen. Zwischen den Fußpunkten der Tiefenerosion und der örtlichen Abflußbasis, zwischen Ausgangstrichtern und Eingangstrichter liegt eine fluviatile Beckenebene eingeschaltet.

IX. Das Einschachteln.

Unvollkommenes Tieferschalten, bei dem ein Teil der alten Verebnung noch in Terrassen- (oder Riedelflächen- oder Badlands-) Resten erhalten bleibt, ist Einschachteln⁴²⁾. —

Daß unvollkommenes Tieferschalten auch einphasig sein kann, können wir nach Regen bei der Bildung von eingeschachtelten Fächern, etwa am Boden von Sandgruben, beobachten. Ein Einschnitt in eine Aufschüttungsebene (z. B. eines Deltas, vor dem der stehende Wasserspiegel sinkt) erweitert sich gleichzeitig mit seiner Bildung zu einem Trichter mit Unterschneidungsrändern, der während seines einphasigen Tieferschaltens breiter und gewässeraufwärts rückschreitend länger wird, während der Kegel sich gewässerabwärts durch Aufschütten in einem Kreissektor ausbreitet. Solche kombinierte, oben ineinandergeschachtelte, unten durch Aufschüttung einander überlagernde Kegel hat *Stiny* (118) im Laboratorium hergestellt. *Troll* (126/181 u. Taf. 1) untersucht sie vor dem Moränenrand der jungglazialen Schotterfluren der Münchener Schiefen Ebene, wo jede kleine Rückzugsphase des wenigstens dreifachen Endmoränenkranzes je einem tieferen und schmälern Trichter (Trompetentälchen) entspricht. *Horwitz* (51) beschreibt eingeschachtelte und überlagerte Kegel im Rhonetal, *Sölch* (117) untersucht sie in verschiedenen Gebieten der Alpen, vor allem in ihrer Abhängigkeit von den rezenten und früheren Belastungsverhältnissen der Bäche (Abb. 5).

X. Das Belastungsverhältnis fließenden Wassers und das Gefälle des Gleichgewichtsprofils und der Gleichgewichtsebene.

Je stärker und mit je größerem Geschiebe ein Gewässer — ein intermittierendes, so lange es abkommt — im Verhältnis zu seiner jeweiligen Wasserführung belastet ist, bei desto steilerem Gefälle erlischt schon seine Fähigkeit zur Tiefenerosion und beginnt seitliches Unterschneiden, allein oder mit Aufschüttung verbunden, zu herrschen und desto steiler sind (werden) die Kegel oder Fächer, deren Spitzen an den Fußpunkten der Tiefenerosion liegen. Diese Fußpunkte der Tiefenerosion sind, wie wir sahen, die Stellen, an denen das Gleichgewicht zwischen der Geschiebeführung nach Größe und Menge einerseits, und der Transportkraft andererseits erreicht wird und wo das „Bestreben“ des Gewässers beginnt, ein Gleichgewichtsprofil zu erhalten oder immer wieder zu erreichen und dieses Gleichgewichtsprofil einer immer größeren Ebene aufzuprägen.

Das Verhältnis zwischen der Geschiebeführung nach Korngröße und Menge und der Wasserführung ist an je-

⁴²⁾ Aus Erfahrung in den Schotterplatten des Alpenvorlandes wissen wir, daß solches Einschachteln seinen Ausgang sehr oft von einem Gerinne nimmt, das sich am Unterschneidungsrand einer Schotterflur gegen eine höhere Terrasse hinzieht. Da von dem hier eingeschachtelten Tal aus auch diese höhere Terrasse unterschritten wird, ist es möglich, daß die eingeschachtelte Taltrichter-Ebene nicht schmaler ist als die nächstältere, obwohl von der letzteren noch beträchtliche Reste vorhanden sind.

dem Punkt des Gleichgewichtsprofils (bei gleichem Verhältnis von Tiefe zu Breite im Flußquerschnitt) maßgeblich für das Gefälle des Gewässers an diesem Punkt. Denn die Transportkraft (bzw. die Schleppkraft) ist ja, wenn wir die durch Reibung abgebremste Beschleunigung außer acht lassen, in der Hauptsache abhängig von Wasserführung, Gefälle und Flußquerschnitt. Dieses Verhältnis zwischen Last (nach Korngröße und Menge) und Wasserführung werden wir im folgenden Belastungsverhältnis nennen, wenn auch mit dem Bewußtsein, daß eine mathematische Formulierung (vorerst) nicht gelingt, da es bei der Belastung nicht nur auf das Gesamtgewicht des Geschiebes, sondern auch besonders auf das Gewicht der Geschiebeeinheiten (ob grob oder fein) ankommt. Dieses Belastungsverhältnis nimmt gewöhnlich vom Fußpunkt der Tiefenkerbung flußabwärts ab, mit ihm das Gefälle des Gleichgewichtsprofils, das somit konkav ist.

Von besonderer Bedeutung und für die Charakteristik eines Flusses wichtig ist nun das Belastungsverhältnis am Fußpunkt der Tiefenerosion, da es das Maximalgefälle des Gleichgewichtsprofils und der Gleichgewichts-„Ebene“ zeigt. Dieses Belastungsverhältnis am Fußpunkt der Tiefenerosion drückt somit — wenn wir von der Veränderung der Wasserführung flußabwärts durch Verdunstung, Nebenflüsse usw. und des Flußquerschnittes absehen — das Maß des Gefälles der Gleichgewichtskurve aus. Je höher das Belastungsverhältnis am Fußpunkt der Tiefenerosion, desto steiler die Gleichgewichtskurve. Wenn wir im folgenden einfach von „dem Belastungsverhältnis eines Gewässers“ sprechen, so meinen wir dasjenige am Fußpunkt der Tiefenerosion.

Die Form der Kurve hängt somit von der Entwicklung des Belastungsverhältnisses und des Flußquerschnittes längs des Laufes ab, ihr Größenmaßstab anscheinend von der Wasserführung. Außerdem hängt der Verlauf der Kurven „natürlich“ von der Wasserführung und Last aller in einander mündenden Flüsse des Flußsystems ab⁴³⁾.

XI. Der Verlauf der Fußkehle und die Form des Gewässerlaufes in ihren Abhängigkeiten vom Belastungsverhältnis und anderen Faktoren.

Mit einer Zunahme des Belastungsverhältnisses wird das Gleichgewichtsprofil steiler. Größeres Material gelangt nun über den Fußpunkt der Tiefenerosion hinweg in den „Mittellauf“ und, falls das Abschleifen der Korngröße nicht Schritt hält, zur Ablagerung.

Der Fußpunkt der Tiefenerosion rückt schneller als bei ungestörtem Ablauf („Zyklus“) gewässeraufwärts. Es wächst die Arbeitskraft der seitlichen Erosion.

Bei einer Abnahme des Belastungsverhältnisses wird entsprechend das Gleichgewichtsprofil flacher. Die Arbeitskraft der seitlichen Erosion wird einerseits geringer und muß andererseits, um gleichgroße Areale freizulegen, viel mehr Material fortschaffen (vgl. S. 24).

Dieses sind Gründe dafür, daß — *ceteris paribus* — die (schiefe) Ebene, die durch seitliches Unterschneiden des Gewässers vom Fußpunkt der Tiefenkerbung abwärts entsteht, von diesem Punkt aus bei hohem Be-

⁴³⁾ Vgl. *Baulig* (2) und *Green* (45). Letzterer vergleicht die Parameter des am stärksten gebogenen Teiles der Profilkurven insbesondere von einigen Flüssen in England untereinander.

lastungsverhältnis talabwärts auf viel kürzerer Strecke an Breite zunimmt als bei schwachem. Mit anderen Worten: der Horizontalwinkel des Trichters, der durch beiderseitiges Unterschneiden geschaffenen Talebene wird und ist (*ceteris paribus*) bei schwachem Belastungsverhältnis spitz. Es entsteht und besteht ein Talschlauch mit Aue. Bei starkem Belastungsverhältnis ist er stumpf. Es entsteht und besteht ein stumpfer (bis sehr stumpfer) Taltrichter (bis Runsentrichter) mit Felsfächer (bis Felskegel) (Abb.3, S. 25).

Die Größe der Arbeitskraft der seitlichen Erosion hängt aber nicht nur von Belastungsverhältnis und Flußquerschnitt ab (abgesehen davon, daß auch Wasser ohne transportierte Last unterschneidet), sondern auch von der Härte des mitgeführten Geschiebes (vgl. *Gilbert*, 41; *O. Lehmann*, 71). Und die Auswirkung dieser Arbeitskraft hängt von der Widerstandsfähigkeit des Gesteinsmaterials ab, das unterschritten wird („hart“, „weich“, locker, verwittert). Von diesen Faktoren ist daher das Breitenwachstum der Talsohle vom Fußpunkt der Tiefenerosion abwärts und der Winkel des Taltrichters (Talschlauchs) ebenfalls abhängig.

Im Falle starken Belastungsverhältnisses am Fußpunkt der Tiefenerosion verwildert der Fluß auf schiefer Ebene⁴⁴). Er pendelt, zersfaset sich und anastomosiert. Er wirft Geröll- und Sandbänke auf, die er dann wieder umgeht. Erst weiter flußabwärts, bei fallendem Belastungsverhältnis und Gefälle beginnt er frei zu mäandrieren⁴⁵).

Ist das Belastungsverhältnis und Gefälle schon am Fußpunkt der Tiefenerosion gering, so beginnt der Fluß schon dort zu mäandrieren, also zumeist im Schlauch der Talau Auenmäander zu bilden.

Behrmann nennt die Zone des Verwilderns zugleich eine Zone des Akkulieren. Auch *C. Troll* vertrat in der Diskussion zu meinem kurzen Vortrag über seitliche Erosion im Münchner Geographen-Tag 1948 den Satz, Flußgabelung, Verästelung und Verwilderung seien Begleiterscheinungen der Aufschüttung, Mäandrieren aber sei ein Zeichen für Tiefenerosion, „wenn auch u. U. für eine sehr langsame“ (also für Tiefschalten im Sinne vorliegender Arbeit). Die Beobachtungen z. B. von *D. Johnson*, daß die Fels-Trichterkegel arider Gebiete durch verwilderte Gewässer geschaffen werden, zeigen, daß Verwilderung auch mit seitlicher Erosion und Tiefschalten einhergehen kann. Auch der verwilderte Rhein unterhalb Basel fließt z. T. auf Felsgrund; und *O. Lehmann* beobachtete das Tiefschalten der Ebene durch den Fluß an der Mur bei Graz.

Die Vorgänge des Verwilderns und des freien Mäandrierens können beide sowohl mit Aufschütten als mit Tiefschalten vergesellschaftet sein; sie scheinen in der Hauptsache nur von Belastungsverhältnis, Gefälle und Flußquerschnitt abzuhängen, während der Umstand, ob aufgeschüttet oder tiefergeschaltet wird, nur davon abhängt, ob das Profil der Ebene im Verhältnis zum Gleichgewichtsprofil zu tief oder zu hoch liegt⁴⁶) (vgl. auch S. 19 f).

⁴⁴) Von dem Vorgang des Verwilderns gibt *Behrmann* (4/439 f.) eine gute Beschreibung.

⁴⁵) Rhein bei Straßburg, Tagliamento usw.; vgl. *Behrmann* (4/440 ff.) und *Rehbock* (105; 106).

⁴⁶) Für die meisten Schotterfluren am Fuß der Alpen hatte *Troll* in dieser Diskussion zu meinem Vortrag im Münchner Geographentag gewiß recht, wenn er sagte, daß dort das Verwildern mit Aufschottern einher gehe. Und im Ingolstädter Becken hat *Graul* (44) sehr schön erwiesen, daß dort das Mäandrieren durch lange Perioden mit Tiefschalten verbunden war.

Den beiden Typen des verwilderten und des mäandrierenden Flußlaufes können wir als dritten den nach einer Seite drängenden und unterschneidenden Fluß zur Seite stellen, und zwar nicht den Randfluß am Unterrand einer schiefen Fußebene eines Gebirges gegenüber einem niedrigeren Bergland (vgl. S. 31, 59) und nicht den durch Kippung oder Wind oder andere Agentien einseitig abgedrängten Fluß, sondern nur den großen Tieflandstrom, der infolge der Rotation der Erde nach dem *Baerschen* Gesetz auf der Nordhalbkugel nach rechts, auf der Südhalbkugel nach links gedrängt wird.

Die Form der Unterschneidungskehle dieser drei Flußtypen ist in der Aufsicht je eine verschiedene. Beim ersteren Typ, dem verwildernden, verläuft die Fußkehle zwischen dem Fußpunkt der Tiefenkerbung und etwa dem Ende je eines Bergzwickels beiderseits in gerader oder leicht gebogener Linie. Bei dem zweiten, freie Mäander bildenden Typ, ist die beiderseitige Fußkehle zumeist in konkave Unterschneidungsbögen gegliedert („Erosionskonkaven“⁴⁷⁾), die sich mit scharfen vorspringenden Winkeln aneinander reihen und je nach der Größe und der Weite der Mäander kürzer oder länger sind. Beim dritten Typ finden wir an der Seite des Hochufers sehr gestreckte und sehr lang hinziehende Unterschneidungslinien und -bögen, die an Durchbrüchen oder Härtlingsvorsprüngen, an denen der Strom im Seitwärtsdrängen aufgehalten wird, wie große Girlanden gleichsam aufgehängt erscheinen.

Beim dritten Typ ist weiterhin zu betonen, daß die Unterschneidungskehle einseitig ist und auf der anderen Seite nie ausgebildet wurde (vgl. S. 32 f). Auch beiderseits von Deltas pflegen „tote Winkel“ ohne fluviatile Unterschneidungskehlen zu entstehen (*Cholnocky*, 18). In beiden Fällen sind wir in der „Zone der Stagnation“ im Sinne von *Behrmann*⁴⁸⁾.

Bei starkem Belastungsverhältnis, insbesondere in aridem Klima, kann die Linie der Fußkehlen verwildernder Gewässer, die aus einem Gebirge heraustreten, in der Aufsicht aus derartig stumpfen Winkeln zusammengesetzt sein, daß sie sich einer geraden Linie nähert, besonders wenn neben dem Klima auch Gesteinswechsel und Tektonik örtlich die Schuttzufuhr im Vergleich zur Wasserführung unterstützen (vgl. S. 23).

Am anderen Ende der Reihe, bei geringem Belastungsverhältnis, steht die weithin zerschlitzte, oft durch Unterschneidungsbögen gegliederte Auen-Fußlinie der Täler mäandrierender Flüsse. Man versuche einmal, eine solche Fußlinie auf einer Spezialkarte des Vogelsbergs einzutragen und betrachte auf der Vogelsberg-Karte von *K. Hummel* (54) die Verbreitung der jungpliozänen Talbodenreste. Die Entstehung einer Ebene durch seitliche Erosion längs einer solchen Auen-Fußlinie, wie sie in unserem Klima verbreitet ist, erkennen und behandeln vor allem *Sölch*, *Crickmay* und *Philippson*⁴⁹⁾.

⁴⁷⁾ Vgl. hierzu *Graul* (44), der die Treppe der „Erosionskonkaven“, die erst der Lech, dann die Donau während des stufenweisen Tiefschaltens des Ingolstädter Beckens in den jeweiligen Südrand der Alb eingelassen haben, auch kartographisch dargestellt hat (Karte 5).

⁴⁸⁾ Auf die Verwandtschaft zwischen Strömen, die nach dem *Baerschen* Gesetz seitwärts drängen, und Gabelungsgebieten oder Deltas weist *Behrmann* hin (4/439).

⁴⁹⁾ *Sölch* (115/79) schreibt unter anderem: „Wenn der Normalwendepunkt (Fußpunkt der Tiefenkerbung) um so weiter talaufwärts gerückt ist, je geringer der Höhenunterschied zwischen Ursprung und Meeresniveau ist, so müssen die größten Talbreiten

Flußaufwärts vereinigen sich die Fußkehlen, wie wir sahen, in der Aufsicht spitz oder stumpf im Fußpunkt der Tiefenkerbung. Je stärker das Belastungsverhältnis und je stumpfer der Winkel der Fußkehlen, desto ausgeprägter und steiler tritt an diesem Fußpunkt ein einspringender Knick des Gefällsprofils auf und desto weniger kann dieser Fußpunkt bei wechselnder Wasserführung längs des Gewässerlaufes aufwärts und abwärts „schwingsen“.

Zwischen den Taltrichtern und -schläuchen je zweier Nachbargewässer ähnlicher Laufrichtung, die von ihrem Unterlauf her — besonders bei ähnlichem Belastungsverhältnis — auf gemeinsamer Ebene zueinander eingespielt sind, steht ein an der Fußkehle immer weiter zurückgetriebener und räumlich eingengter *Zwickel* des Gebirges oder Hügellandes, der bei schwachem Belastungsverhältnis (*ceteris paribus*) zwischen den Talschläuchen ein langer Rücken mit langsam ansteigender Kamm- und Gipfellinie, bei starkem Belastungsverhältnis zwischen den Taltrichtern ein kurzer Seitenkamm, ja eine stumpfe Hangrippe ist.

XII. Gleichgewichtsebene und wechselnde Wasser- und Geschiebeführung.

Eine große Schwierigkeit für die Frage des Entstehens einer Gleichgewichtsebene ergibt sich daraus, daß sich sowohl Wasser- wie Geschiebeführung oft innerhalb kurzer Zeiten, insbesondere periodisch jahreszeitlich, ändern und daß damit zu Zeiten niedrigen Wasserstandes ein anderes Gleichgewichtsprofil „erstrebt“ wird als bei Hochwasser. Die Ebene kann an das Gleichgewichtsprofil des Hochwassers, der eingesenkte Flußlauf an dasjenige des normalen Wasserstandes angepaßt sein⁵⁰). Auf einem durch starkes Belastungsverhältnis entstandenen Trichterkegel ist die Möglichkeit gegeben, daß der Bach bei schwacher Belastung einschneidet und sich noch oberhalb des Fußpunktes der Tiefenerosion befindet, daß er aber bei hoher Belastung nach Auffüllen des Einschnitts auf dem Kegel pendelt. Sein seichter Querschnitt und die starke dadurch entstehende Reibung bei diesem Pendeln verlangen allerdings zum Erreichen des Gleichgewichtsprofils ein noch steileres Gefälle, als dies bei gesammeltem, tiefem Wasserlauf der Fall wäre. In noch höherem Grade gilt dies für eine Schichtflut.

In einer Talaue mit mäandrierendem Fluß ist selbstverständlich das Gefälle der Ebene viel größer als das des Flusses. Ein über die Ufer steigendes Hochwasser hat einen sehr viel kürzeren Lauf und größeres Gefälle als das im Flußbett fließende Wasser. Ist es möglich, daß hier Ge-

unter sonst gleichen Umständen im seichten Flachland angetroffen werden. . . . Je breiter sich die Talniederungen benachbarter Flüsse entfalten, desto eher werden die Wasserscheiden zwischen ihnen zu Fall gebracht. . . . Dadurch entstehen ausgedehnte Verbnungen, die mit talauf sich verschmälernden Zungen in das benachbarte Hügelland hineinreichen“. *Crickmay* (24) zeigt, wie sehr im 'späten Stadium des Erosionszyklus durch Wachsen und Wandern der Mäander eines Tieflandflusses die Hänge der Hügel als scharfe Kliffe unterschritten werden und daß durch Zusammenwachsen von Auenflächen Ebenen sehr geringen Gefälles entstehen, die *Crickmay* im Gegensatz zu der *Davisschen* peneplane „panplane“ nennt (vgl. unten S. 40). Vgl. auch die Gedanken von *Philippson* (99/II 2, S. 411), die in Anm. 6 auf S. 2 der vorliegenden Arbeit bereits referiert sind.

⁵⁰) Soweit dann der Fußpunkt der Tiefenerosion an der jeweiligen Stelle bei normalem Wasserstand schon überschritten ist.

fälle und Flußquerschnitt der Mäanderstrecke dem Gleichgewichtsprofil des Mittelwassers, die Talau demjenigen des Hochwassers entspricht (so weit diese Talau bei uns nicht dem eiszeitlichen Gleichgewichtsprofil zu verdanken ist)? Auch im Flußbett selbst hat ja ein Niederwasser, das über Schotter- und Sandbänke quer über „den Fluß“ zu den tiefen Strecken pendelt, die bald unter dem einen, bald unter dem anderen Ufer liegen, einen längeren Lauf als ein Hochwasser, das das Flußbett erfüllt⁵¹).

Kaufmann (65/74) deutet die an sich eigenartige Erscheinung, daß das fließende Gewässer in der Regel auch in der Ebene auf einen mehr oder weniger schmalen Streifen, sein Bett, beschränkt ist, durch die Tendenz dieses Gewässers, die innere Reibung durch Erhöhung der Tiefe im Verhältnis zur Breite möglichst herabzusetzen. Dieses Bestreben, die innere Reibung in einem bewegten Medium zu erniedrigen, setzt *Kaufmann* in enge Beziehung zur „Oberflächenspannung“ in einem sehr weiten Sinn und hält es neben der von außen wirkenden Schwerkraft für die wichtigste, in der Struktur des Mediums liegende Kraft bei den formenbildenden Vorgängen der Landoberfläche (65,63, 276). „Der Fluß sucht sich an jeder Stelle seines Laufes die seinem Fließzustand entsprechende Bettbreite zu schaffen“ (65/75, dort gesperrt) und sich „der Aufzwingung eines (jeweils) unnatürlichen Querprofils zu entziehen.“

Rehbock (105; 108) deutet sowohl das Verwildern als auch das Mäandrieren auf folgende Weise: Beim normalen Ablauf („Zyklus“) stellt sich der Fluß der Abnahme seines Belastungsverhältnisses entsprechend auf einen „Beharrungszustand“ (ein Gleichgewichtsprofil) immer geringeren Gefälles ein. Zum Teil erreicht er dies durch Aufschütten im Bereich der Abflußbasis (zum Teil durch Tieferschalten), im Oberlauf durch Einschnitten (im ganzen auch durch Rückverlegen der Fußpunkte der Tiefenerosion und Unterschneiden der Fußkehlen). Örtlich erreicht er die Verminderung der Schleppkraft entweder durch ein Vermindern der Wassertiefe, indem er verwildert oder durch ein Verlängern seines Laufes, indem er mäandriert⁵²).

Schreibt man dem fließenden Wasser und der bewegten Last die Fähigkeit zu, sich durch das Formen eines Bettes mit verschiedenen Querprofilen (vorläufig) verschiedenen Gefällsverhältnissen anzupassen, so ist dem Fluß hierin bis zu einem gewissen Ausmaß die Möglichkeit gegeben, bei einem Wechsel der Wasserführung durch Vermehren oder Vermindern der (äußeren und inneren) Reibung ein Gleichgewicht zwischen Last und Transportkraft bei (vorläufig) gegebenem Gefälle herzustellen. Vielleicht sollte man statt von einer Gleichgewichtsebene von einer gedachten Gleichgewichtsschicht sprechen, innerhalb derer sich die Fußebene einspielt. Jedenfalls ist oft nur im zeitlich und räumlich Großen die Vorstellung einer einheitlichen Gleichgewichtsebene zulässig. Ich erinnere z. B. daran, daß in einem Fluß, in dem Schotterbänke und tiefe Strecken wechseln, auf der Schotterbank flächenhafte Tiefenabtragung herrscht, am Ende der Schotterbank aufgeschüttet wird, in den tiefen Strecken aber oft nur Schwebendes und Gelöstes verfrachtet wird.

Nur in zwei Fällen können wir eine Entwicklung des Gewässerprofils und der fluviatilen Ebene ohne ein wesentlich wechselndes Verhältnis der Wasserführung zur Last erwarten: einerseits bei etwa gleichmäßiger Wasser- und Geschiebeführung, andererseits bei nur periodisch oder epi-

⁵¹) Über die vertikale Veränderung des Längsprofils des mäandrierenden Flußbettes zwischen höherem und niederem Wasserstand — Aufschüttung flacher und Vertiefung tiefer Strecken bei Hochwasser — vgl. z. B. *Kaufmann (65/91)*.

⁵²) Das in diesem Absatz in Klammern Hinzugefügte ist von mir ergänzt, um die Theorie von *Rehbock* in den Gedankengang der vorliegenden Arbeit einzupassen.

sodisch abkommenden Gewässern, wenn die Stärke des Abkommens und der Belastung jedes Mal nicht sehr verschieden ist. Bei periodisch oder episodisch abkommenden Gewässern können für die Wasser- und Geschiebeführung ja nur die Zeiten des Abkommens gerechnet werden.

Von einer Behandlung der schwierigen Frage des Entstehens einer Gleichgewichtsebene trotz periodisch verschiedener Wasserführung muß im Folgenden abgesehen werden.

XIII. Die Untergrenze der Tiefenabtragung, die Obergrenze des Aufschüttens, die aktive Felsplattform und die Abflußbasis.

Lassen wir die Tieferschaltung außer acht, so können wir die Grenzlinie zwischen Bergland und Fußebene, ob sie als Fußkehle ausgebildet ist oder nicht, *Untergrenze der Tiefenabtragung* nennen⁵³). Um genau zu sein, müßten wir von einer Untergrenze der herrschenden Tiefenabtragung sprechen. Auch im Gebiet des Tieferschaltens herrscht im Ganzen die seitliche Erosion vor der Tiefenabtragung vor.

Die Gleichgewichtsebene, die sich an diese Linie anschließt, wurde von *Powell* (102/203) und *Gilbert* (41/79)⁵⁴) als „base level of (vertical) erosion“ bezeichnet. Was dann *A. Heim* (46/296 ff) als „Erosionsbasis“ bezeichnete, das Basisniveau eines Ausgleichsprofils⁵⁵) sollte man Abflußbasis (base-level of discharge) nennen. Seit *Davis* diese „Erosionsbasis“ im Sinne von *Heim* in „base-level of erosion“ übersetzte (vgl. *Braun*, 12/254), läßt sich letztere Bezeichnung leider in ihrer ursprünglichen Bedeutung nicht mehr verwenden.

Die Fußebene fungiert als „untere Tiefenabtragungsebene“ (vgl. *Sölch*, 114/162). Sie fungiert in ihrer Eigenschaft, Annäherungsfläche zur Gleichgewichtsebene zu sein, zugleich als „untere Ausräumungsebene“, da ja die Arbeit der seitlichen Erosion (und des einphasigen ebenenhaften Tieferschaltens) im Bereich dieser Ebene geleistet wird. Die untere Ausräumungsebene entspricht *Pencks* „unterem Denudationsniveau“ (94)⁵⁶).

In der Fußebene können wir zwei Linien unterscheiden, die einander streckenweise decken, die „Untergrenze der Tiefenabtragung“ (siehe oben), die die Ebene zugleich begrenzt, und die „Obergrenze des Aufschüttens“⁵⁷), die das Gebiet der Ausräumung (degradation) von demjenigen des Aufschüttens (aggradation) scheidet. Dazwischen liegt, wo beide Linien voneinander abweichen, derjenige Bereich der Ebene, in dem die seitliche Erosion allein oder als Komponente des einphasigen

⁵³) Vgl. *A. Wurm* (130/58): „Die Erosionsbasis ist streng genommen . . . nicht . . . der Wasserspiegel (Meer, See), sondern die jeweilige Höchstlage der Fußfläche“. Im Englischen könnten wir sie „base line of vertical erosion“ nennen.

⁵⁴) *Gilbert* (40) schreibt: „ . . . a base-level of erosion is reached. Then the process of lateral corrasion . . . assumes prominence, and its results are rendered conspicuous“.

⁵⁵) Der Meeresspiegel, ein Seespiegel, der Boden einer Wanne, ein Punkt, von dem aus das Gefälle wieder zunimmt und neuerlich Tiefenerosion einsetzt (z. B. das Binger Loch).

⁵⁶) Da ich meine, der Ausdruck Denudation solle der Wortwurzel gemäß auf diejenigen Vorgänge beschränkt werden, die frisches Gestein entblößen, können wir den Ausdruck „Unteres Denudationsniveau“ von *A. Penck* hier nicht übernehmen und ersetzen ihn durch „Untere Ausräumungsfläche“.

⁵⁷) Diese Grenzen steigen und fallen in ihrem Verlauf. Daher ist die Bezeichnung „Niveau“ (level) nicht günstig.

Tieferschaltens herrscht (vgl. Abb. 9, S. 36). Dieser Bereich ist zumeist, der Wassertiefe der fließenden Gewässer entsprechend, von einer dünnen Schutt- oder Lehmdecke verhüllt. Wenn dieser Bereich (im übrigen) anstehendes Gestein (nicht Lockermaterial)⁵⁸⁾ abschneidet, kann man ihn als aktive Felsplattform bezeichnen und der von mächtigerem Lockermaterial unterlagerten Ebene gegenüberstellen, die aber sowohl als Aufschüttungs- wie als Unterschneidungs- und Tieferschaltungsebene fungieren kann.

Wegen des Schutt- und Lehmschleiers ist eine aktive Felsplattform oft nur im Flußbett oder durch Grabung oder Bohrung als solche erkennbar.

XIV. Abhängigkeiten der Profile der Gewässer und Fußebenen von der Tektonik.

Während die klimatischen Bedingungen des Belastungsverhältnisses zumeist über verhältnismäßig weite Räume von gleicher Art sind und sich die Belastungsverhältnisse bei einem Klimawechsel weiträumig in gleicher Richtung ändern, ist die Auswirkung tektonischer Vorgänge auf die Arbeit des fließenden Wassers viel stärker örtlich begrenzt und differenziert. Durch tektonische Vorgänge wird erst in zweiter Linie das Belastungsverhältnis verändert. In erster Linie werden die Profile der Gewässer verstellt und dort, wo Transportgleichgewicht erreicht war, dieses gestört, es sei denn, daß die Vorgänge so langsam erfolgen, daß ein Gewässer durch Einschneiden, Tieferschalten⁵⁹⁾ oder Aufschütten sich sein Gleichgewichtsprofil trotz der tektonischen Vorgänge erhalten kann. Als einfachste Vorgänge gehören hierher die Hebungen quer zur Abflußrichtung, die in ihrem Bereich zu einem Einschneiden und Tieferschalten, zu den gesamten Vorgängen der Antezedenz führen, und die Senkungen quer zur Abflußrichtung, die zur Aufschüttung in ihrem Bereich führen⁶⁰⁾. So kann die Aufwärtsskipung des Gebietes einer Fußebene, mit der Abflußbasis als Kippungsachse (*Jessen*, 56) zu einem Einschneiden der Gewässer dieser Fußebene und zur Entstehung eines Riedellandes führen, also zu ähnlichen Formen wie die Abnahme des Belastungsverhältnisses durch einen Klimawechsel. Letzterer wirkt sich jedoch weiträumig über das gesamte Gebiet aus, in dem das Klima eine Abnahme des Belastungsverhältnisse hervorruft. Bei der Kippung aber entstehen die entsprechenden Formen nur auf der Hebungseite der Kippungsachse und nur dort, wo die Aufkipung entgegen der Gefällsrichtung erfolgt und das Gefälle verstärkt.

Steigt ein Gebirge an einer Abschiebung, Flexur oder Aufschiebungsstirn gegenüber der Fußfläche seines Vorlandes auf, so kommt es, da ein Wieder-Erreichen von Gleichgewichtsprofilen „erstrebt“ wird, insbesondere unmittelbar vor dem Gebirgsfuß zur Aufschüttung, örtlich somit zu ähnlichen Erscheinungen wie bei Zunahme des Belastungsverhältnisses aus klimatischen Ursachen. (Zudem bewirkt das Aufsteigen eines Gebirges wohl zumeist die Zunahme des Belastungsverhältnisses seiner Gewässer.)

⁵⁸⁾ Denn auch in Lockermaterial kann ja unterschritten oder tiefergeschaltet werden.

⁵⁹⁾ Trugrumpf nach *Sölch* (114).

⁶⁰⁾ Vgl. *G. Wagner* (131).

Gleichzeitig tektonisch und klimatisch bedingt ist das Sich-Schließen von ariden Becken, die dadurch ein zentripetales Gewässernetz und eine eigene Abflußbasis erhalten. Diese Abflußbasis steigt durch Zuschüttung im Verhältnis zu den übrigen Teilen des Beckens an, soweit nicht die Ausblasung diesem fluviatilen Vorgang entgegenwirkt.

Ein weiteres Eingehen auf die sehr vielfältigen und komplexen Beziehungen zwischen Tektonik, Gewässerprofil, Gleichgewichtsebene und Belastungsverhältnis ist hier nicht möglich.

XV. Fußflächen in verschiedenen Klimaten.

In Bezug auf das Belastungsverhältnis und somit auf die Ausbildung von Ausgleichsprofil und Gleichgewichtsebene zeigen die größten Gegensätze wahrscheinlich folgende klimabedingte Typen fließender Gewässer: einerseits der gleichmäßig klares Wasser führende Fluß eines Gebiets mit kühl maritimem, aber frostfreiem Klima (und schwer verwitterbarem Gestein), andererseits das episodisch stark abkommende, sonst trocken liegende Wildwasser nicht extremer Wüsten⁶¹⁾ mit starken täglichen und jährlichen Temperaturschwankungen, möglichst auch reich an Frostwechsel (dazu mit grobem, hartem Schutt).

In den Trockengebieten ist, wie gesagt, als Abflußzeit nur die Summe der Zeiten periodischen oder episodischen Abkommens zu rechnen. Das Belastungsverhältnis ist insgesamt sehr hoch, weil einerseits infolge des Fehlens einer Vegetationsdecke bei zumeist starken Temperaturkontrasten die mechanische Verwitterung sehr groß ist und der Schutt nicht festgehalten wird und weil andererseits in den mehr oder weniger langen Perioden zwischen den oft sehr starken Regengüssen sich Lockerschutt ungestört stapeln kann. Auch die Schneeschmelze in Gebirgen von Trockengebieten kann bei starker Sonnenbestrahlung kräftigen Abfluß konzentriert auf kurze Zeitabschnitte bewirken.

Chemische Verwitterung kann, wo sie bindigen Boden schafft, durch welchen die einschneidenden Gewässer nicht bis zu größerem Material vordringen können, das Belastungsverhältnis herabdrücken. Auch die Krustenbildung am Gehänge und auf der Fußebene mag manchmal ähnlich wirken, wie wir sie in meernahen luftfeuchten Wüsten finden, und zwar besonders im Bereich von Gebirgen aus kalkhaltigem Gestein.

Die periglazialen Gebiete sind in Bezug auf das Belastungsverhältnis ihrer Gewässer näher zu den ariden Gebieten zu stellen (starke Schutzzufuhr durch Frostverwitterung und Solifluktion, periodisch abkommende Schmelzwässer⁶²⁾), nicht aber in Bezug auf die Ausbildung einer Fußkehle, da die Solifluktion sanfter geneigter Hangflächen oft den Bergfuß verdeckt und das Talgewässer abdrängt, ja dieses zum Einschneiden zwingt.

Die humiden Tropen (bis hinein in die sommerheißen humiden Subtropen der Ostseiten der Kontinente) gehören zwar in Bezug auf ihr Belastungsverhältnis und ihre Gleichgewichtsebenen mit geringem Ge-

⁶¹⁾ Hier sind die Voll- und Halbwüsten gemeint, nicht die fast wasserlosen extremen Wüsten im Sinne von E. Kaiser (64), also z. B. nicht die Atacama.

⁶²⁾ Troll (126) schreibt: „Glaziale Schmelzwasser haben, so paradox das klingen mag, in mehr als einer Hinsicht Ähnlichkeit mit Wüstenflüssen“. Sie haben „unvergleichlich reichliche Schotterführung im Vergleich zur Transportkraft des Wassers“.

fälle auf die humide Seite, doch wird hier die Ebene auf Kosten des Berglandes viel energischer und schneller erweitert als in kühlhumiden Klimaten, weil bei der außerordentlich tiefgründigen chemischen Verwitterung⁶³⁾ des Gesteins die seitliche Erosion der Flüsse und das Tieferschalten leichtes Spiel haben⁶⁴⁾, daneben im Kalkstein wegen der starken seitlichen chemischen Erosion auch des Grundwassers (Turmkarst⁶⁵⁾).

XVI. Klima, Ausräumung und Einebnung. Die Bedeutung der Höhe des Fußsockels der Bergländer für diese Fragen.

Bei der Abschätzung des Betrages der gesamten Ausräumung eines Klimagebietes muß bedacht werden, daß dieser Betrag — abgesehen von Bedingungen des Gesteins-, Aufschüttungs- und Bodenmaterials und abgesehen von tektonischen und eustatischen Bedingungen — erstens von dem Belastungsverhältnis seiner Gewässer, zweitens vom Abflußfaktor und drittens von der jährlichen Dauer der Abflußzeit abhängt. Fluviale Ausräumung ist in humiden Gebieten weit größer als in ariden. Dennoch ist nicht nur das Arealgefüge zwischen eingeebnetem und bergigem Land in ariden Gebieten in weiträumigeren, geschlosseneren Flächen angelegt, sondern es ist überhaupt die seitliche Einebnung allem Anschein nach eine schneller vor sich gehende als in humiden Gebieten. Der wichtigste Grund hierfür scheint mir der folgende zu sein:

Die Ausgleichs- und Gleichgewichtsprofile steigen in den ariden Klimaten, soweit sie fluvial geprägt sind, von der Abflußbasis her, als die wir fürs erste den Meeresspiegel betrachten wollen, viel steiler als in humiden Klimaten an. Sie greifen daher in eine über dem Meeresspiegel aufragende Landmasse in ariden Gebieten viel weniger tief hinein als in humiden. Im ariden Gebiet zehren schiefe Fußflächen, im humiden fast horizontale Auentäler am Areal des zerkerbten Gebirgslandes. Die Flüsse humider Auentäler müssen, um diese auszuweiten, unverhältnismäßig viel größere Gesteinsmassen aus dem Inneren des Erhebungskörpers ausräumen und abtransportieren als die Gewässer der Taltrichter arider Gebiete. Um in beiden Fällen eine gleich große Einebnungsfläche zu schaffen, muß im humiden Gebiet ein vielfaches an Material aus der aufragenden Masse ausgeräumt werden als im ariden. Die Gebirge sind bei diesem Vergleich, wenn wir einmal gleich große Einebnungsflächen und gleiche Gipfelhöhen voraussetzen, im humiden Gebiet breit, tief von Auentälern durchdrungen und haben große Reliefenergie; im ariden Bereich sind sie durch die seitliche Planierung auf schmalen Raum zurückgedrängt und haben viel geringere Reliefenergie. Im ariden Gebiet liegt als Körper unter den beiderseitigen schiefen Fußebenen ein bergwärts zu beträchtlicher Höhe aufsteigender Fußsockel, der höher werden kann als das auf ihm thronende Gebirge.

Quert eine Eisenbahn ein arides Gebirge, so muß sie schon im Vorland hoch ansteigen. In einem humiden Gebirge aber kann man trotz seiner großen Breite und Reliefenergie infolge der tiefen Zertalung Basistunnel in geringer Seehöhe anlegen. Am Ostfuß der amerikanischen Kordillieren liegen im Trockenklima der Great Plains Denver 1780 m ü. d. M., Metendez im feuchten

⁶³⁾ Nach *F. Blondel* (8/658) werden „harte“ Gesteine hier in weniger als sechs Monaten tönig. Vgl. *Freise* (37).

⁶⁴⁾ Vgl. *Credners* „intramontane Ebenen“ (22; 23); *Panzer* (87); *Freise* (38).

⁶⁵⁾ Vgl. v. *Wissmann* (137). — Über die Bildung von Inselbergen vergleiche man S. 49.

Amazonasgebiet aber nur in 175 m Seehöhe. Dabei liegt Metendez viel weiter vom Atlantik entfernt als Denver. Läge der Ostfuß der Rocky Mountains bei Denver in humidem Klima, so müßte — damit bei gleicher Abflußbasis dort eine Auenfläche entstehe — eine Gesteinsmasse von wenigstens 1000 m Mächtigkeit ausgeräumt werden (vgl. Abb. 2).

Die Gegensätze erweisen sich als noch schärfer, wenn im ariden Gebirgsland unabhängige zentrale Abflußbasen entstanden sind.



Abb. 2: Ein Inselberg in semihumidem tropischem Wechselklima und ein arider Restberg auf gleicher Abflußbasis aufeinanderprojiziert.

XVII. Die Fußflächen arider Gebiete.

Die Klimate stärksten Belastungsverhältnisses sind, wie gesagt, die thermisch (nach Tages- und Jahresschwankung) kontinentalen Wüsten und Halbwüsten und zum Teil die Steppen, soweit nach der extrem ariden und der humiden Seite hin episodisch stark abkommende Wildwasser das Formenbild beherrschen. Was wir als Kennzeichen starken Belastungsverhältnisses nannten, trifft hier zusammen: Transport auch groben Materials bis in den Unterlauf, steiles Gefälle des Gleichgewichts- und Aufschüttungsprofils (in der Nähe des Fußpunktes der Tiefenkerbung bis zu 5, ja 10° Neigung), hohe Arbeitskraft der seitlichen Erosion, Stumpfheit des Horizontalwinkels des Taltrichters, Fächer- bis Kegelform des Bodens dieses Trichters, scharfe, im Profil einspringende Ausbildung des Fußpunktes der Tiefenkerbung und weithin gut ausgeprägte Fußkehle, steile, in oberen Hangteilen zerrunzte Bergzwickel oder Hangrippen. Die Kreisbögen der Trichterkegel können weit vorgebaut sein, so daß vor dem Ende der Bergzwickel eine Mulde je zwei Kegel scheidet (vgl. Abb. 3), und die schiefe Ebene sich erst weiter abwärts zusammen-

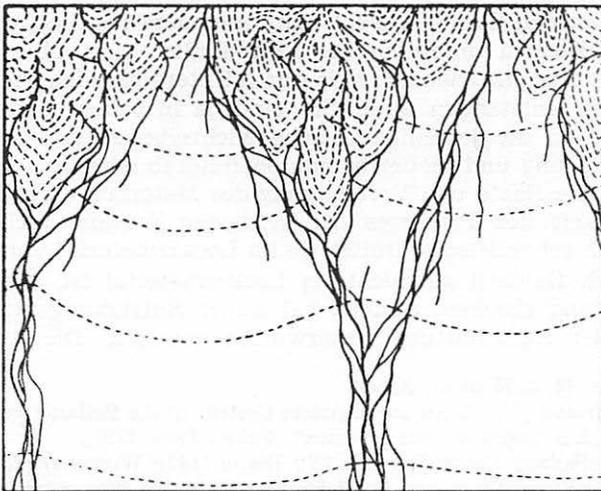


Abb. 3: Schema von Trichterkegeln und deren Übergang zur schiefen Ebene in aridem bis semiaridem Klima. (Vgl. z. B. Johnson 58, 60)

schließt. Das pendelnde Gerinne nimmt auf dem Kegel (wie in den Schotterfluren) mit „Vorliebe“ Randlege an der Fußkehle ein⁶⁶⁾. Dort sammelt sich auch das Wasser der unterschrittenen Seitenrinnen, die in den Trichter münden⁶⁷⁾.

Die Stumpfheit der Horizontalwinkel der Trichter, die sich bei günstigen Verhältnissen, insbesondere bei zunehmendem Belastungsverhältnis, von der Fußkehle aus immer weiter ins Gebirge hineinfressen und die zwischen ihnen stehenden Bergzwickel zurücktreiben, bedingt ein sehr geschlossenes Sich-Ausbreiten der schiefen Fußfläche auf Kosten des Gebirges, vorausgesetzt, daß keine großen Härteunterschiede des Gesteins vorhanden sind oder daß das Arealgefüge von „Hart“ und „Weich“ großflächig ist (vgl. S. 39, 50). Den wichtigsten Grund für die relativ große geologische „Geschwindigkeit“ des Zurückweichens des Gebirgslandes und des Vorrückens der Einebnungsfläche nannten wir schon: durch die Steilheit der schiefen Gleichgewichts- und Aufschüttungsebenen wird unter der Mantelfläche ein breiter und hoher Sockel vor der Ausräumung bewahrt.

Die Fächer und Vorlandebenen sind in der Richtung des Gefälles gestreift von den Trockenbetten der Rinnsale, die auf den Fächern sich oft gabeln, zerfasern, vereinigen, untereinander „verflechten“, anastomosieren wie das Geäder eines Blattes, ob es sich nun um Gesteins- oder Schuttbenebenen handelt. Das Abweichen dieser Gerinne von der Geraden wird durch das Ausweichen vor selbst abgeladenen Schuttkörpern hervorgerufen. Dennoch hat das System dieser flachen Rinnen und Rillen bei größeren zusammenhängenden Fußebenen, etwa in der Aufsicht aus dem Flugzeug, Ähnlichkeit mit Soliflukts-Streifen oder Innenmoränen, da auch sie weithin die Richtung der Bewegung des Agens veranschaulichen⁶⁸⁾ (Abb. 12, S. 47).

XVIII. Die Wesensgleichheit der Oberflächenformen des Unterschneidens in Fels und Lockermaterial und des Aufschüttens.

Gerade in ariden Gebieten sieht man besonders deutlich, daß die Formen der Fußebenen untereinander sehr ähnlich sind, ob sie nun aufgeschüttet oder in anstehendem Fels durch Unterschneiden, vielleicht auch Tiefschalten entstanden sind. Sie sind ja in beiden Fällen Annäherungsflächen an die jeweilige Gleichgewichtsebene (und als solche in seitlicher Richtung und vielleicht von oben herab oder von unten herauf entstanden). Die Härte und Verfestigung des Materials wirkt nur auf die Geschwindigkeit des Prozesses der seitlichen Erosion, nicht auf ihre Richtung. Am schnellsten schreitet sie im Lockermaterial vor.

Terrestrisch fluviatil geschichtetes Lockermaterial ist, wenn wir von Kreuzschichtung absehen, zumeist bei seiner Entstehung nicht nur den Vorgängen der Aufschüttung unterworfen gewesen. Die Aufschüttung

⁶⁶⁾ Vgl. Anm. 42, S. 15 dieser Arbeit.

⁶⁷⁾ Vgl. Kaufmann (65/95). An anstehendem Gestein ist die Reibung geringer als auf losem Schutt. „Les roches attirent les eaux“ (Fabre, Paris 1797).

⁶⁸⁾ Vgl. Mittelholzers Persienflug (77; 78); Wurm (140); Worcester (138/Abb. S. 240, 242). Die Gegenüberstellung von Solifluktsstreifen und Rinnenstreifen auf arider Fußebene ist vergleichbar mit der Gegenüberstellung von gleitendem und strömendem Wasser.

setzte nicht nur zeitweise aus — dann entstand eine Schichtlücke, ein Hiatus — sondern sie wurde auch unterbrochen durch (ein- oder zweiphasiges) Tieferschalten. Liegt die durch Tieferschalten entstandene neue Fläche und liegen die neuen Sedimente im Winkel zu den alten, so ist eine spitzwinklige Diskordanz entstanden; liegen die neue Abschneidungsfläche und die Sedimente darüber parallel zu den alten, so entstand ein Hiatus durch Tieferschalten⁶⁹⁾. Wie stark Aufschütten und Tieferschalten räumlich⁷⁰⁾ und zeitlich miteinander wechseln können, erkennt man z. B. an ineinandergeschachtelten Schwemm- und Felsfächern (vgl. S. 15) und Schotter-„Platten“. Große Teile einer Fußebene, die man zum Gebiet des Unterlaufs rechnen muß, da bei ihrem Werden Aufschüttung vorherrschte, haben sich durch ein Wechselspiel von stärkerem Aufschütten und schwächerem Tieferschalten aufgebaut. Für aride Gebiete können wir somit feststellen: Freiliegende Fels-Fußflächen (Pedimente)⁷¹⁾ und Schutt-Fußflächen und -Fußebenen (Bajadas)⁷²⁾ sind in ihren Oberflächenformen wesensgleich⁷³⁾. Wie vielfältig Unterschneidungs- und Aufschüttungs-Trichterkegel sowie Riedel und Badlands verschiedenster Größenordnung in gleichem Wüstenraum gleichzeitig nebeneinander und ineinandergeschachtelt liegen können, würde uns jeder Flug über mongolische, iranische, nordafrikanische oder kalifornische Wüstengebirgsländer zeigen⁷⁴⁾.

Es hängt von Tektonik, Gesteinsunterschieden, Anzapfung, Eustasie, Klimaveränderungen und vom Ablauf („Zyklus“), bei letzterem insbesondere vom Flacherwerden des Gleichgewichtsprofils ab, ob und auf welcher Strecke Unterschneidungsflächen oder Aufschüttungen entstehen. Ebenso sind die beiden Arten des Tieferschaltens von allen diesen Bedingungen abhängig.

Cloos (20) schreibt über Südwest-Afrika: „Die ganze Landschaft ist nichts als der augenblickliche Stand eines ruhelosen Kampfes der Berge mit der gegen sie vorrückenden Fläche“ (Ebene).

XIX. Die Abhängigkeit der Ausbildung der Gebirgsfußflächen von der „Härte“ des Gesteins.

P. Birot (7) macht darauf aufmerksam, daß die Fußebenen in Gebieten mit körnigen Gesteinen (manchen Graniten und Arkosen) im Trockenklima mehr durch granulare Verwitterung und immer neue Entblößung des Hangfußes, besonders durch Schichtfluten, als durch seitliche Korrosion der Flüsse erweitert werden, während in Gebieten weichen Gesteins

⁶⁹⁾ Dadurch werden, bildlich gesprochen, Blätter (leider unnummerierte) des geologischen Geschichtsbuchs, Stratigraphie genannt, herausgerissen. Es ist ein Vorgang, den Strigel (120/21) „Denudationsdiskordanz“ nennt; man könnte im Englischen „disconformity by planation“ sagen. Bei uns fehlt ein entsprechendes Wort für „disconformity“ (Diskordanz ist gleich un conformity). — Vgl. auch Cloos (20).

⁷⁰⁾ Vgl. Trompetentälchen bei Troll (126/14, 91).

⁷¹⁾ Von MacGee (74) eingeführter Begriff, wie auch „sheetflood“, Schichtflut.

⁷²⁾ Von Tolman (125) eingeführter Begriff.

⁷³⁾ A. Penck (95) nahm an, daß Felsfußflächen arider Gebiete dadurch entstehen könnten, daß Schuttkegel durch Schichtfluten tiefergelegt und auf den Fels übertragen würden.

⁷⁴⁾ Vgl. z. B. in Worcester (138), Fig. 159.

seitliche Korrasion der Gewässer maßgeblich ist. — Noch größer scheint mir in dieser Beziehung der Kontrast zwischen leicht und schwer chemisch verwitterbaren Gesteinen in den feuchten und wechselfeuchten Tropen zu sein. Tiefgründige chemische Verwitterung schafft dort in kurzer Zeit immer von neuem wenn auch bindiges Lockermaterial am Bergfuß, in dem eine Unterschneidung ähnlich geringe Widerstände findet, wie bei uns etwa in tonigen Aufschüttungen⁷⁵⁾.

In allen Klimaten macht sich der Wechsel des Gesteins, das von einem Gewässer durchquert wird, bei der Ausbildung von Einebnungsflächen geltend:

Schon im Bereich der Tiefenkerbung entstehen in den Ausräumungsbereichen „weicherer“ Gesteine flachere Gefällskurven als in denen „härterer“. Bei einem Wechsel von weichem in hartes Gestein und wieder in weiches schaltet sich zwischen zwei konkave Profilstrecken eine konvexe ein. Schließlich kann in den flachsten Teilen der oberen konkaven Profilstrecke die Tiefenkerbung durch seitliche Erosion ersetzt werden. Es entsteht ein örtliches Einebnungsbecken mit Fußkehlen und örtlicher Abflußbasis (vgl. S. 51). Allmählich kann ein Stadium erreicht werden, in dem auch die in hartem Gestein liegende Flußstrecke in ein flaches Gesamtprofil eingeschaltet ist, wobei aber doch in dieser Strecke die Tiefenerosion noch vorherrscht und eine tiefe Wanne im Flußbett

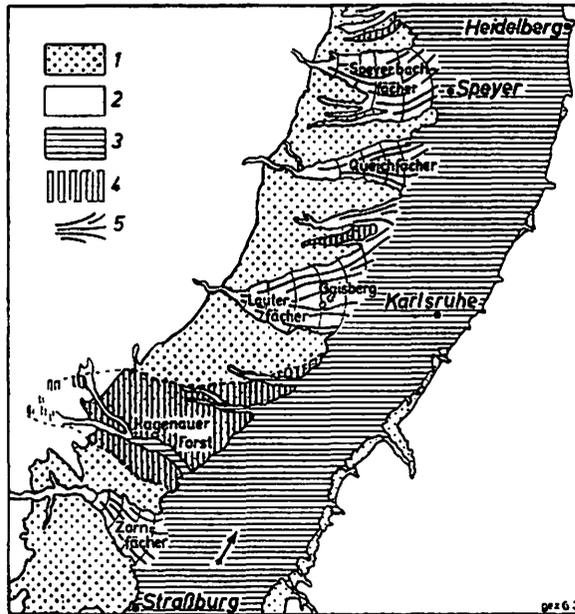


Abb. 4: Lössschürzen, Trichterfächer und Flußebene am Oberrhein in der Würmeiszeit (1 : 1,2 Mill.)

1 Lössschürzen und Fußhügelland, 2 Bergland, 3 Flußebene, 4 ältere diluviale Trichterfächer, 5 Trichterfächer. Man beachte das Rechtsdrängen der Ebene, wofür zu untersuchen wäre, ob durch Kippung oder im Sinne von Abb. 6,3 verursacht.

⁷⁵⁾ Vgl. Credners „intramontane Ebenen“ (22).

schaft. Erst in einem „späten“ Stadium kann in dieser Strecke Transportgleichgewicht erreicht werden und langsam arbeitende seitliche Erosion auch gegenüber dem harten Gestein einsetzen. Diese Erscheinungen sind von besonderer Bedeutung für konsequente und resequente Flüsse in Schichtstufenländern.

Die Verbreiterung der Tal- oder Beckenaue in weichem Gestein kann um so stärker und schneller arbeiten, je härter das mitgeführte Geröll ist. Somit finden wir aus zweifachem Grund am Ausgang aus einem Gebirgsland mit „hartem“ in ein Vorland mit „weichem“ oder lockerem Gestein viel stumpfere Taltrichter, als wir sie nach den klimatischen Verhältnissen erwarten sollten und sonst im jeweiligen Klimagebiet treffen; sowohl das weiche Gestein als das harte Geröll sind für die seitliche Unterschneidung optimale Faktoren.

Der extreme Fall liegt dort vor, wo ein Fluß aus einem Gebirge mit „hartem“ Gestein in ein Vorland mit unverfestigtem Aufschüttungsmaterial eintritt, das dort aus tektonischen oder (und) klimatischen Gründen marin oder fluviatil abgelagert wurde. Durch zwei- oder einphasiges Tiefschalten können hier verhältnismäßig stumpfe, eingesenkte Fächertrichter in einem Klima entstehen, in dem es in anstehendem, härterem Gestein nur zur Bildung von Talauen-, „Schläuchen“ kommt. So entstanden im würmeiszeitlichen, durch starke Frostverwitterung charakterisierten Klima Deutschlands selbst in Gebieten, deren Gewässer nicht von Gletschern gespeist wurden, in unverfestigten, z. B. tertiären Ablagerungen bei dem Vorgang des Einschachtelns verhältnismäßig stumpfe, eingelassene Trichterfächer. Abb. 4 zeigt in dem größtenteils aus tertiären Sedimenten bestehenden lößbedeckten Fußhügelland des Oberrheinischen Tieflandes zwischen Straßburg und Speyer die würmeiszeitlich eingelassenen Schuttächertrichter der Zorn, der Lauter, der Queich und des Speyerbaches. Allerdings mußte hier nur um Zehner von Metern unterschritten und fortgeräumt werden⁷⁰).

Stumpfe Trichterfächer und Unterschneidungs-Fußebenen vom ariden Typ treten in weichem Gestein am Fuß eines Berglandes aus hartem Gestein schon im Gebiet des Mittelmeerklimas auf, an manchen Stellen sogar als quartäre und junge Bildungen.

Ein schönes Beispiel ist der „coulouir périphérique des Maures“ in der Provence, den *Journot* (62) eingehend beschreibt. Aber selbst im Steppenklima Nordwest-Afrikas und des Sudans sind Pedimente dort besonders typisch ausgeprägt und durch sehr stumpfe Taltrichter charakterisiert, wo ein Gebirge mit hartem an ein Fußgebiet mit weichem Gestein grenzt (vgl. *Dresch*, 29; *Fernand Joly*, 31). Das gleiche läßt sich für viele Steppenlandschaften Spaniens sagen. Allerdings sind weite Areale typischer „Bajadas“ (nach amerikanischer Terminologie) und Pedimente in der Iberischen Halbinsel im Pliozän in einem trockeneren Klima als dem heutigen entstanden (vgl. *Hernandez-Pacheco*, 47; *Cotelo Neiva*, 21; *Ribeiro* und *Feio*, 107). Aus der gleichen Periode stammen die großen, heute zerschnittenen Aufschüttungsfächer am Nordfuß der Pyrenäen, mit denen Fels-Pedimente gleich alt sind, die weiter westlich, gegen die Atlantikküste hin liegen. *F. Taillefer* (121) schreibt, daß diese Fächer durch ein arideres Klima im Pliozän zu erklären sind. Diese pliozänen Fußebenen am Nordfuß der Pyrenäen leiten über zu

⁷⁰) Vgl. *G. Braun* (11/Taf. VII) und die Geologische Übersichtskarte von Südwestdeutschland (139). Auch das Rechtsdrängen der größeren Flüsse der Ebene, vor allem des Rheins, in der Würmeiszeit erkennt man hier gut.

den altpliozänen Fußflächensystemen, die A. Penck (92) am Nordfuß der Alpen glaubte erkennen zu können. Meiner Ansicht nach wird dies durch die Arbeit von Malaschofsky für das Isar-Loisach-Gebiet gestützt (vgl. Anm. 11 S. 4).

Ob solche Fußebenen und Fußfächer starken Gefälles Fels- oder Schutt-„Ebenen“ oder Tiefschaltungs-„Ebenen“ in Lockermaterial sind, kann von der Lage der Abflußbasis und von örtlichen Hebungs- und Senkungserscheinungen im Gebirge oder im Vorland abhängen.

XX. Die Abhängigkeit der Ausbildung der Gebirgsfußfläche vom Klima des Gebirges und seiner Höhenstufen.

Auch vom Klima der Höhenstufen des Gebirges hängt die Arbeitskraft der Seitenerosion an seinem Fuß ab. R. Field (33) weist darauf für aride Gebiete hin, wo die Gebirge niederschlagsreicher und oft frostwechselreicher sind und Schnee stapeln. Zwei von mir gesehene Beispiele mögen kurz dargestellt werden. Bei beiden spielen auch die Gesteinsverhältnisse und die Tektonik zur Verstärkung des Belastungsverhältnisses und der Größe und Wirksamkeit der Arbeitskraft mit. Beide Bergstöcke sind He-

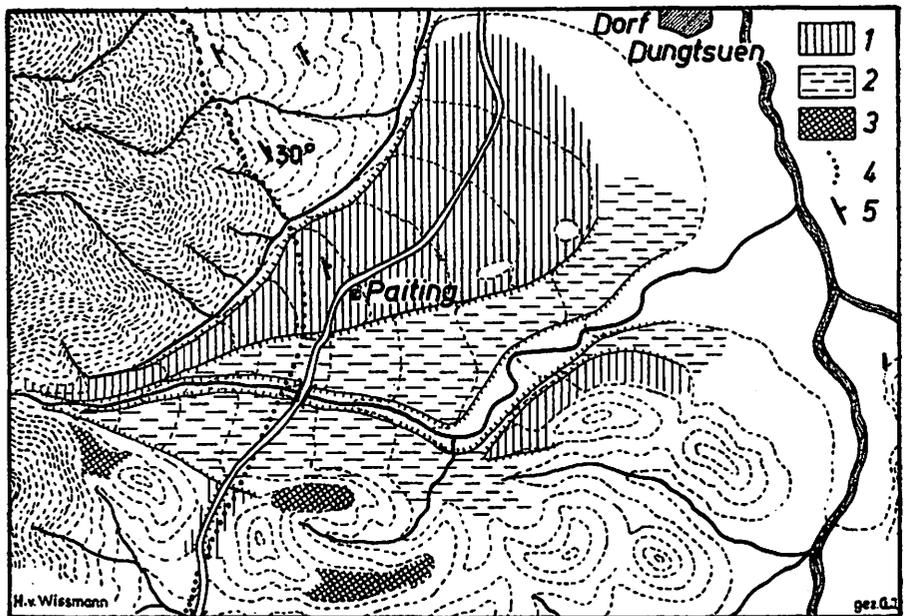


Abb. 5: Ineinandergeschachtelte, zerschnittene Felsfächer am Ostfuß des Hoangschan in Süd Anhwei.

1 und 2 ineinandergeschachtelte, zerschnittene Felsfächer; 3 höhere Verebnungsreste; 4 Grenze des Plutons, links Granit, rechts Schiefer; 5 Streichen und Fallen der Schiefer (nach eigenen Routenskizzen des Verfassers).

bungsgebiete⁷⁷⁾ gegenüber dem Vorland; und ihre Gesteine sind bis zum Fuß hin härter als die des Vorlandes.

Der Hoangschan in Mittelchina (Süd Anhwei), ein syntektonischer Pluton aus hartem Granit, ragt mit fast 2000 m Seehöhe in eine Stufe mit beträchtlicher Frostverwitterung auf, die dort eiszeitlich recht groß gewesen sein muß. Die Fußzone hat heute — und hatte gewiß in den Zwischeneiszeiten — infolge der feuchtheißen Sommer sehr starke und tiefgründige chemische Verwitterung, die fast derjenigen der feuchten Tropen gleichkommt. Zudem stehen um den Fuß des Berges auf drei Seiten vom Pluton aufgebogene weiche Phyllite an. Meine Skizze (Abb. 5) zeigt einen der östlichen Schluchtausgänge in etwa 400 m Seehöhe, mit ineinandergeschachtelten Felskegeltrichtern, die je älter desto steiler und weiter sind. Die älteren tauchen unter den heutigen Talboden unter⁷⁸⁾. Die dem senkrecht schraffierten Fächer auflagernden Gerölle, die zum Teil Kopfgröße haben, sind so stark verwittert, daß sie von den Spaten der Straßenbauarbeiter „wie Butter“ durchschnitten wurden. Auch Randgerinne und Felskegel-Bifurkationen sind zu sehen. Die Härte des reichlichen eiszeitlichen Frostschuttes der Höhe und die Weichheit und tiefgründige zwischen- und nacheiszeitliche chemische Verwitterung des Materials am Fuß waren hier günstige Faktoren für die Bildung eingeschachtelter Felstrichter.

Als zweites mir bekanntes Beispiel wähle ich den Südfuß der Hohen Tatra, die selbst aus wenig geklüftetem Granit, das Vorland aus eozänen Sandsteinen und Mergeln besteht. Die würmeiszeitlichen Gletscher endeten an den Ausgangspforten steiler Trogtäler und bauten hier aus Moränenkränzen und Grundmoränen hohe Kanzeln auf, wie solche aus dem Altai, anscheinend nicht aus den Alpen bekannt sind. Davor liegt eine 8 bis 15 km breite, vom Gebirgsstock konkav etwa 350 m abfallende, wie ein „Kegelstumpfmantel“⁷⁹⁾ (*Partsch*) geformte, heute in Riedel zerlegte Fußplatte, die das anstehende weiche Eozän abschneidet. Die auf ihr lagernden Schotter sind zum Teil wieder abgetragen worden. Am Unter- und Außenrand der Fußfläche wurden als Sammel- und Randflüsse im Westen die Waag, im Osten die Popper gegen das anschließende Eozän-Bergland gedrängt, so daß sie dieses unterschritten. Auf Kosten dieses Berglandes wurde dadurch die Fußplatte gegen S und SO erweitert. Sie wurde wohl schon voreiszeitlich angelegt, dann aber mit den Geröllen der Gletscherbäche (Granit und Quarzit) als Werkzeugen in den Eiszeiten durch Unterschneiden immer wieder geschaffen, in den Zwischeneiszeiten und der Nacheiszeit in Riedel zerschnitten⁸⁰⁾. Wir lernen hier zugleich die seitliche Erosion von Randflüssen kennen, die einem Gebirge gegenüber niedrigerem Bergland ein Vorfeldd Becken schaffen (wie auch die Donau im bayerischen Alpenvorland).

⁷⁷⁾ Ob der Hoangschan bis ins Quartär Hebungsbereich blieb, ist nicht untersucht worden. *H. v. Wissmanns* Arbeit: Huangshan Excursion Report (Journ. Geogr. Soc. China, 3, 1936, Nr. 4, 3—15) war das Ergebnis einer ersten Reise. Der Verfasser besuchte den Gebirgsstock später mehrere Male und erweiterte seine Untersuchungen, die noch unveröffentlicht sind.

⁷⁸⁾ Man vergleiche die Form der Trompetentälchen auf den Schotterfluren im Umkreis der Alpen bei *Troll* (126/Taf. I, S. 173 u. Fig. 2, S. 170).

⁷⁹⁾ Also eine „conoplane“ im Sinne von *I. G. Ogilvie* (86).

⁸⁰⁾ *Partsch* (88/110) schreibt: „wie sich das südliche Tatravorland gleich dem Stück eines sanft geneigten Kegelstumpfmantels um den Fuß des Gebirges legt. — Für die starke Abtragung, die diese Mantelfläche schuf, ist es bezeichnend, daß Waag und Popper weiter flußabwärts in epigenetischen Durchbrüchen Dolomit- und Kalkstöcke durchschneiden, die heute das Eozänbergland überragen“. „Wie für die Gebirgsbäche (der Mantelfläche) die Erosionsbasis allmählich tiefer gelegt wurde, das zeigen die zwischen hohen Terrassen, Resten eines vormals höheren Talbodens, fließenden Sammelrinnen von Waag und Popper.“ Bis hierher *Partsch*. Diese Abtragung scheint, vielleicht seit dem Pliozän, im Wechselspiel zwischen Riedelzerschneidung und seitlicher Erosion vor sich gegangen zu sein.

XXI. Die Ebene des nach einer Seite drängenden Flusses, ihre Unterschneidungskehle, ihre Felsplattform und ihr flußferner Rand.

Die einseitige Ausbildung einer Fußkehle bei seitwärts drängendem Fluß⁸¹⁾ soll hier unter dreierlei Voraussetzungen in Bezug auf das Gleichgewichtsprofil nach theoretischen Erwägungen untersucht und auf Abb. 6 in Querschnitten dargestellt werden:

Erster Fall:

Das Gleichgewichtsprofil bleibt während des Vorganges des Seitwärtsdrängens im Verhältnis zur umliegenden Masse in gleicher Höhe. In diesem Falle erweitert sich die Unterschneidungsebene durch den einseitig seitwärts drängenden Fluß horizontal nach einer Seite, während sie auf der anderen Seite nur durch die Erweiterung der Täler der Nebenflüsse vergrößert wird. Unterschneidungsplattform und Gleichgewichtsebene bleiben miteinander in Deckung. (Die Unterschneidungsplattform ist zugleich Unterschneidungsebene).

Zweiter Fall:

Das Gleichgewichtsprofil steigt auf (entweder bei sinkendem Land im Vergleich zur Abflußbasis oder bei steigendem Belastungsverhältnis des Hauptflusses). Es wird aufgeschüttet. Die Aufschüttungs- und Unterschneidungslinie (sie ist ein Punkt des Querschnittes) steigt mit dem seitwärts drängenden Fluß und seiner Aufschüttungsebene sanft seitwärts auf und wird sofort von Alluvionen bedeckt. Die während ihrer Entstehung immer sofort fossilisierte Unterschneidungsplattform fällt infolgedessen vom Flusse fort ab. Die Berg- und Hügelländer der Gegenseite werden von unten herauf von Alluvionen bedeckt und ebenfalls fossilisiert. Sie werden gewissermaßen „in Alluvionen ertränkt“, ohne von seitlicher Erosion des Hauptflusses betroffen zu werden.

Dritter Fall:

Das Gleichgewichtsprofil sinkt (entweder bei steigendem Land im Vergleich zur Abflußbasis oder bei einem Sinken des Belastungsverhältnisses). Die Unterschneidungsplattform dacht sich, da der Fluß in diesem Falle seitwärts und ein wenig abwärts drängt, sanft seitwärts ab und wird — kaum ist sie entstanden — seicht zerschnitten und, wenn sie von einem Schotterschleier bedeckt wurde, in Riedel und Riedeltälchen mit Nebenbächen und -flüßchen zerteilt. Die zerschnittene Unterschneidungsplattform fällt zum Fluß hin ab.

Im zweiten Fall spielt eine schwache Aufschüttungskomponente, im dritten Fall eine schwache Tiefenerosionskomponente mit. Dieser dritte Fall ist gewissermaßen ein Grenzfall der Verhältnisse, die bei Gleitmäandern auftreten⁸²⁾. Die Unterschneidungsplattform fällt, wie wir schon erwähnten, im zweiten Fall vom Fluß fort, im dritten zum Fluß hin ab. Diese beiden Fälle warnen uns zur Vorsicht, wenn wir aus einer

⁸¹⁾ Vgl. *Philippson* (99/II 2, S. 202 ff); über die verschiedenen Gründe vgl. den vorletzten Abschnitt.

⁸²⁾ Man vergleiche den Vorgang des Entstehens von Gleitmäandern bei *G. Wagner* (129; 131), *Flohn* (34) und *Jacoba Hol* (50).

⁸³⁾ Ich werde in einer Arbeit über die Landformen des Nankinger Bergrippenlandes in Kürze näher hierauf eingehen.

fossilisierten oder einer zerschnittenen Unterschneidungsplattform eine ehemalige Gleichgewichtsebene zu rekonstruieren versuchen (vgl. S. 34).

Der zweite und dritte Fall verleiten sehr dazu, wegen des Abfallens der Unterschneidungsplattform auf Kippung zu schließen. Es wurde jedoch in allen drei Fällen Kippung ausgeschlossen. Wir erkennen, daß eine quer zur Talrichtung geneigte Felsplattform, sei sie überschüttet oder zerschnitten, nicht durch Kippung entstanden sein muß.

Es wird in jedem einzelnen Gebiet zu untersuchen sein, welchen dieser drei Fälle wir vor uns haben. Im Gebiet des unteren Yangtse von Hupeh bis unterhalb Nanking deutet alles darauf hin, daß das Rechtsdrängen des Stromes mit einem Sinken des Landes im Vergleich zum Meeresspiegel als der Abflußbasis Hand in Hand ging, also entsprechend dem zweiten Fall⁸⁹). Bei Teilstrecken der russischen Ströme haben wir vielleicht den dritten der drei Fälle vor uns.

**XXII. Das Verhältnis zwischen Felsplattform und Gleichgewichtsebene.
Das Pediment.**

Im Zusammenhang mit den Überlegungen und Darstellungen des vorigen Kapitels und der Abbildung 6 können wir folgende allgemeine Sätze in Bezug auf das Verhältnis zwischen Felsplattform und Gleichgewichtsebene formulieren:

Eine Felsplattform, die durch Unterschneiden in der Horizontalrichtung entsteht — also ohne Komponente der Hebung (mit Aufschüttung) oder Senkung (mit Tiefenabtragung) des Gleichgewichtsprofils — bildet gewissermaßen die herrschende Transport-Gleichgewichtsebene ab. Sie fällt mit ihr zusammen. Bei einphasigem ebenenhaftem Tiefschalten bleibt die Felsplattform der sich zumeist verflachenden Gleichgewichtsebene angepaßt, indem ihre ebenenhafte Tiefenabtragung mit der Tieferlegung der Gleichgewichtsebene Schritt hält.

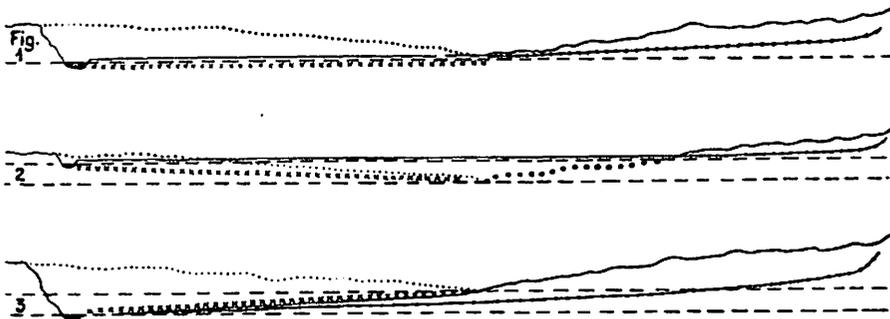


Abb. 6: Stark überhöhtes Querprofil des einseitigen Unterschneidens eines Flusses.

Fig. 1 bei unverändertem, 2 bei sich hebendem, 3 bei sich senkendem Schnittpunkt des Gleichgewichtsprofils im Verhältnis zur umliegenden Landmasse (die währenddessen nicht gekippt wird).

- Oberfläche zu Beginn des Vorganges
- ursprüngliches und heutiges Flußniveau
- x x x x x Unterschneidungsplattform des Hauptflusses
- - - - - Seitentälchen
- o o o o o in Alluvionen ertränkte Hügeloberfläche

Es bestehen aber die Möglichkeiten, daß das seitliche Unterschneiden nicht genau in der Horizontalrichtung erfolgt, sondern in einem mehr oder weniger spitzen Winkel nach oben oder unten. Im ersteren Fall tritt zur seitlichen Erosion eine mehr oder weniger kleine Komponente der Aufschüttung, im letzteren Fall der Tiefenabtragung. Im ersteren Fall steigt die Felsplattform in Richtung auf die Unterschneidungskehle an, im letzteren fällt sie in dieser Richtung ab. In beiden Fällen bildet sie einen Winkel zur Gleichgewichtsebene. Sie wird im ersteren Fall durch Aufschüttung fossilisiert, im letzteren kann sie von Seitenbächen zerschnitten werden.

Was wir im vorigen Kapitel für die Felsplattform des einseitig drängenden Flusses erkannten, trifft auch für diejenige des beiderseits unterschneidenden Gewässers der Auen und Taltrichter zu. Ist hier die seitliche Erosion mit Aufschüttung verbunden, so entsteht eine beiderseits ansteigende Felsfläche, die von dem Augenblick an, in dem ihre Ausbildung durch Unterschneiden beginnt, fossilisiert wird. Nimmt das Verhältnis der Auswirkung der seitlichen Erosion zur Aufschüttung ab, so wird diese Fläche konkav, nimmt es zu, so wird sie konvex⁸⁴.

Ich bringe in diesem Zusammenhang an Hand einer Abbildung (Abb. 7) den klimamorphologischen Versuch einer Deutung der Lagerungsverhältnisse vom Oberen Rotliegenden bis zum Unteren Buntsandstein im nördlichen Schwarzwald, der allerdings einiges Spätere der vorliegenden Arbeit vorzunehmen muß.

Das Klima wird im Rotliegenden allmählich trockener. Das Belastungsverhältnis nimmt — soweit es klimabedingt ist — zu, während die verbiegenden und zerbrechenden Gebirgsbildungsvorgänge abnehmen. Erst griffen Kerb- und Auentäler tief in den Sockel des Berglandes ein, die Auentäler besonders in

Abb. 7: Klimamorphologischer Deutungsversuch der fossilen Talbodenreste des oberen Rotliegenden im nördlichen Schwarzwald.

Schema eines häufigen Profils innerhalb der epirogenetischen Muldengebiete zur Zeit des oberen Rotliegenden an Stellen, wo Verbiegungen und Brüche dieser Zeit das Bild nicht verändert zu haben scheinen.

- ro Oberes Rotliegendes ro' Oberstes Rotliegendes
- Einebnungsflächen
- xxxxx Felsflächen, die wohl durch seitliche Erosion während der Aufschüttung geschaffen wurden.

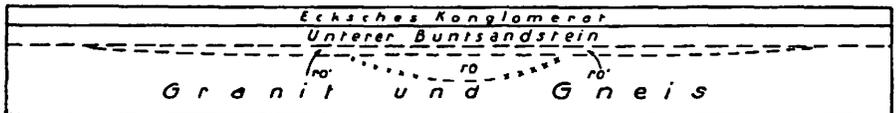


Abb. 7

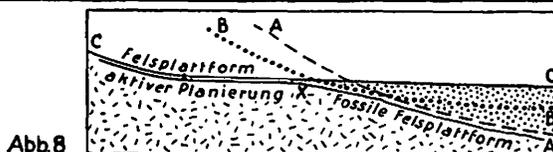


Abb. 8

Abb. 8: Konkaves Längsprofil einer fossilen Felsplattform.

A—A, B—B, C—C zeitlich aufeinanderfolgende Fußebenen (stark überhöht).

⁸⁴) Man vgl. mit diesem Gedankengang die Theorie der Hangentwicklung von W. Penck (97).

den variskisch streichenden flach synklinalen Zonen. Die Ausweitung der Talebenen und die Restbergbildung durch seitliche Planierung erfolgte dann im obersten Rotliegenden bei trockenerem Klima und höherem Belastungsverhältnis, daher auf einer schiefen, in Meerferne über einem Sockel liegenden und höheren Ebene als die Profilinien der Auentäler des mittleren und oberen Rotliegenden (vgl. S. 24 f, 38 f). Daher gerieten die Talböden des mittleren und oberen Rotliegenden in den Sockel unter der Abschneidungsebene des obersten Rotliegenden und blieben fossilisiert erhalten. Im unteren Buntsandstein waren die Restberge, die im obersten Rotliegenden bestanden, größtenteils abgetragen. Das ganze Gebiet wurde Einebnungs-Fußfläche eines von der seitlichen Erosion nach Süden zurückgedrängten niedrigen Berg-, dann Hügellandes⁸⁵).

Während die genannten Beispiele zeigen, daß der Schnitt durch eine Felsplattform quer zu ihrem Gefälle nicht immer horizontal und ein Querschnitt durch eine Gleichgewichtsebene ist, zeigt Abb. 8, daß auch das Längsprofil einer fossilisierten Felsplattform nicht immer demjenigen einer Gleichgewichtsebene entspricht. Hier ist durch Ansteigen der Abflußbasis und gleichzeitiges Flacherwerden und Bergwärts-Wachsen der Fußebene eine Felsplattform entstanden, die im Längsprofil streckenweise konvex ist und dort nicht den Verhältnissen eines Gleichgewichtsprofils entspricht.

Die freiliegende oder mit einem dünnen Schutt- oder Lehm, „schleier“ bedeckte Felsplattform liegt, wie wir sehen, wohl immer nahe der jeweiligen Gleichgewichtsebene. Sie ist ja die junge Unterschneidungs- und Tieferschaltungsebene.

Das hier Gesagte unterstützt die Ansicht von *Lawson* (70) und *R. Field* (33). Und zwar muß man, wie Abb. 8 zeigt, prinzipiell zwischen der freiliegenden oder überschleierten Felsplattform aktiver Planierung (C — X in Abb. 8) und der fossilisierten Felsplattform (X — A) unterscheiden; letztere nennt *Lawson* im ariden Klima „suballuvial bench“. Dennoch möchte ich, wie *D. Johnson* (60) es tut, die Felsplattformen arider Gebiete als ganze (z. B. C — A in Abb. 8) Pedimente nennen und diesen Ausdruck nicht auf die Felsplattform-Bereiche aktiver Planierung beschränken, wie dies *Field* (33)⁸⁶ tut. Pedimentierung kann man demnach die Bildung und Erhaltung von Felsplattformen durch seitliches Unterschneiden und z. T. durch Tieferschalten in ariden Gebieten nennen.

XXII. Die Verbreitung von Fels- und Aufschüttungsoberflächen auf den Fußebenen.

Wir haben gesehen, von wie vielen verschiedenen Bedingungen die Ausbildung der Fußflächen und die Verteilung der Unterschneidungs- und Tieferschaltungsgebiete einerseits, der Aufschüttungsgebiete andererseits und die Verteilung der „aktiven“ Felsplattformen einerseits, der Fußflächengebiete auf Lockermaterial andererseits abhängen. Manche wichtige Abhängigkeiten wurden nur gestreift, so die tektonischen und diejenigen, die sich auf die Lage der Abflußbasis im Verhältnis zur Fußfläche und Gebirgsmasse beziehen.

⁸⁵) Vgl. hierzu vor allem *Strigel* (120/Tafelskizzen) und *G. Wagner* (132/363 ff).

⁸⁶) *Field* sagt: „The suballuvial bench of *Lawson* and the pediment of *MacGee* and *Bryan* are features which are different in both form and origin“. Im Sinne von *Field* könnte man in allen denjenigen Fällen nicht von Pedimentierung sprechen, in denen die Felsplattform unmittelbar nach ihrer Bildung unter Aufschüttungen, die die Mächtigkeit eines „Schleiers“ übersteigen, begraben werden.

Im Folgenden seien einige wenige einfache Fortbildungsreihen der Verbreitung von Fels und Aufschüttungsmaterial an der Oberfläche der Fußebenen in ihrer Verteilung auf Abflußprofilen besprochen.

Die Abflußbasis kann dadurch fixiert sein, daß der Meeresboden schon nahe der Küste steil abfällt⁸⁷⁾. Bei tektonischer Ruhe und unverändertem Klima kann sich in diesem Fall kein Unterlauf entwickeln und können sich zu Lande keine wesentlichen Ablagerungen bilden. Die (oft überschleierte) Felsfußebene wird während des Flacherwerdens ihres Gewässerprofils (ein- oder zweiphasig) tiefergeschaltet (und wächst gleichzeitig auf Kosten der Kerbtalgebiete).

Anders bei fixierter Abflußbasis und stark zunehmendem Belastungsverhältnis (Aridwerden, Kälterwerden). In diesem Falle entsteht zwar nicht an der Mündung, aber über eine weite Strecke oberhalb von dieser eine Aufschüttung, da die Ausgleichsprofile gestreckter, die Gleichge-

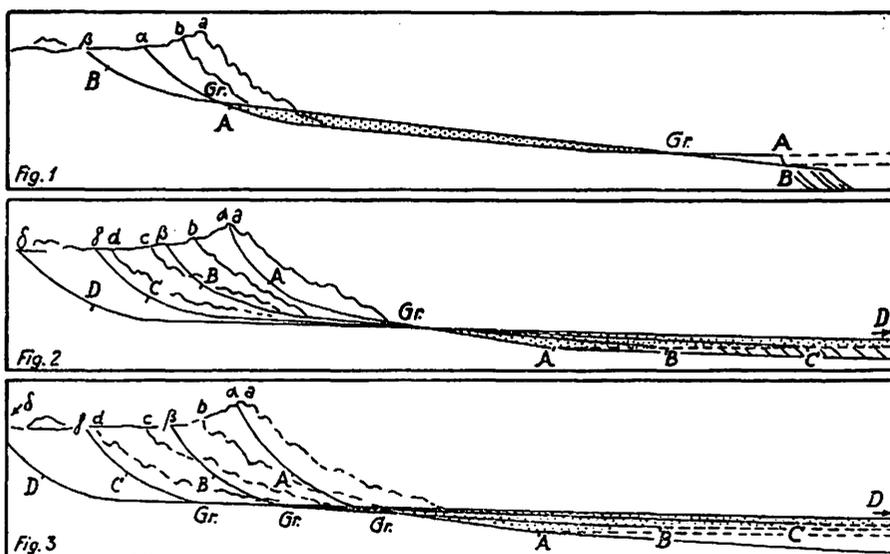


Abb. 9: Ausgewählte Reihen der Fortbildung des Ausgleichsprofils eines Gewässers. Fig. 1 bei Zunahme des Belastungsverhältnisses und Tieferlegung der Abflußbasis (z. B. im ansteigenden Abschnitt einer Eiszeit)

Fig. 2 stationäre Grenze der Aufschüttungszone bei Verlagerung der Abflußbasis durch Deltabildung in tektonischer Ruhe und unverändertem Klima

Fig. 3 Transgression bei Verlagerung der Abflußbasis durch Deltabildung und steigendem Meeresspiegel ohne tektonische und klimatische Veränderungen.

A—A, B—B usw. aufeinanderfolgende Profile eines Gewässers zwischen dem Fußpunkt der Tiefenkerbung und der Abflußbasis; $\alpha, \beta, \gamma, \delta$ Wasserscheide, verlegt durch rückschreitende Tiefenkerbung; a, b, c, d dadurch bedingte Verlegung der Kammlinie des Randgebirges bzw. der Bastionen-Linie des Hochplateaus; Gr Grenze der Aufschüttung; Aufschüttungsmaterial punktiert; - - - - - jeweiliger Meeresspiegel.

⁸⁷⁾ Aus eustatischen Gründen und infolge der vertikalen Gliederung der Erdoberfläche, wie sie durch die hypsographische Kurve ausgedrückt wird, haben wir dies mehr in Eiszeiten als in Inter- und Postlazialzeiten zu erwarten.

wichtsprofile steiler werden. Einen ähnlichen, noch etwas komplexeren Fall zeigt Fig. 1 in Abb. 9. Dort finden wir „aktive“ Felsoberflächen auf der Fußebene in den Taltrichtern und wiederum im Bereich der Abflußbasis, dazwischen aber Aufschüttung. Fixierte Abflußbasis infolge des untermeerischen Steilabfalles, relatives Sinken des Meeresspiegels und Zunahme des Belastungsverhältnisses sind hier Bedingungen.

XXIV. Die terrestrische Transgression.

Wir betrachten nun denjenigen Fall einer Ablaufsreihe, in dem sich bei tektonischer Ruhe ohne klimatische Änderung das sich langsam verflachende Gewässerprofil ins Meer hinaus und ins Hochland hinein verlängert, also einen typischen Fall eines „normalen Zyklus“ im Sinne von Davis. Fig. 2 in Abb. 9 zeigt, daß in einem solchen Fall die Möglichkeit besteht, daß die Grenze zwischen der Aufschüttung einerseits, der Unterschneidung mit Tieferschaltung andererseits an gleicher Stelle verharrt.

Ein Vorrücken der Grenze der Aufschüttung gegen das Gebirge hin, eine terrestrische Transgression, tritt wohl *ceteris paribus* immer ein, wenn zu den Vorgängen des letzteren Falles eine Hebung des Meeresspiegels etwa eustatischer Art hinzukommt (Abb. 9, Fig. 3).

Ähnliches tritt ein, wo in Trockenklimaten der Boden eines Binnenbeckens durch Aufschüttung erhöht wird oder wo dort zum Mindesten mehr Material von den episodischen Gewässern in das Becken geschüttet als aus ihm ausgeblasen wird. Auch in diesen Fällen hebt sich die Abflußbasis im Verhältnis zur Landmasse.

Ähnlich wie ein (eustatisches) Steigen des Meeresspiegels wirkt auch ein sanftes Absinken von Gebieten der Fußebene und der Flachsee, das sich wohl oft isostatisch unter der Last des Aufschüttungsmaterials (und auch durch dessen Zusammengepreßtwerden) einstellt (vgl. aber auch *Jessen, 56*).

In den drei zuletzt genannten Fällen lernen wir demnach ein Vorrücken der Aufschüttung gebirgswärts, eine terrestrische oder fluviatile Transgression (*Strigel, 120*) kennen: erstens bei eustatischem Steigen des Meeresspiegels, zweitens im geschlossenen Becken arider Gebiete bei nicht zu starker Ausblasung, drittens bei (etwa isostatischer) Senkung des Bodens der Fußebene und des Flachmeers (unter der Last der Aufschüttungen).

Während der marinen Abrasion immer eine Transgression folgt, ist dies bei fluviatiler Einebnung durch Unterschneidung nicht der Fall. (Der so oft vorhandene zur Unterschneidungs- und Tieferschaltungsebene gehörige Schleier von Ablagerungen in der Mächtigkeit der Tiefe des fließenden Gewässers darf nicht zur Transgression gerechnet werden). Auf die fluviatile Einebnung kann Zerschneidung, Bildung von Riedeln und Badlands, zwei- oder einphasiges Tieferschalten oder Aufschütten (Transgression) folgen.

Die marine Abrasion unterschneidet im Meeresspiegel, also in einer horizontalen Ebene, die seitliche Erosion des fließenden Wassers aber in jenem labilen Gebilde, das wir als Gleichgewichtsebene des Transports bezeichnen. Daß im geologischen Profil fast eine jede Einebnungsfläche gleichzeitig Transgressionsfläche ist, rührt einfach daher, daß f a s t n u r

Transgressionen Landoberflächen fossilisieren, nicht fossilisierte Flächen aber insgesamt über kurz oder lang zerstört werden. Von den vielen im Lauf geologischer Perioden gebildeten Einebnungen erhalten sich auf lange Perioden fast nur die durch Transgression fossilisierten.

Aber auch terrestrische Transgression kann streckenweise oder ganz durch Zerschneiden, Riedelbildung und (oder) Tieferschalten abgelöst werden. Im „ungestörten“ Ablauf („normalen Zyklus“) folgt terrestrische Transgression zumeist dem Vordringen der unteren Grenze der Tiefenabtragung, die oft als Fußkehle erkennbar ist, im Abstand. Sie kann aber auch das Unterschneiden einholen und überholen, so daß nun an der Unterschneidungslinie seitliche Erosion und Aufschüttung zugleich (als Komponenten) wirken (Abb. 7, S. 34). Sie kann schließlich ein Hügel- oder Bergland ohne Mitwirkung des Unterschneidens in Alluvionen ertränken (Abb. 6, 2, S. 33). Aus Abb. 7 und 8 geht hervor, daß Transgressionsflächen wellig und hügelig sein können, besonders in Perioden einer Gebirgsbildung, selbst einer schwachen mit Abschiebungsbrüchen und Flexuren, sowie in Gebieten starker Unterschiede der Härte des Gesteins (vgl. S. 50 ff).

Daß eine Felsplattform oder sonstige Abschneidungsfläche unter einer Transgression „tischeben“ ist, deutet einerseits darauf hin, daß sie entweder fern vom Gebirgsfuß entstand oder daß das Entwicklungsstadium des Ablaufs („Zyklus“) in der Zeit, als die Felsplattform nach vielmaligem Tieferschalten fossilisiert wurde, ein sehr „spätes“ war, andererseits auch daß die Härteunterschiede der Gesteine, die abgeschnitten wurden, nicht allzu große oder die zusammenhängenden Areale sehr harten Gesteins nicht großflächig waren (vgl. S. 50 f)⁸⁸⁾.

Auf einer sehr der Horizontalen angenäherten fluviatilen Aufschüttungsebene kann dann bei einem Steigen des Meeresspiegels ein flaches Meer über kürzere oder längere Zeit sanft eindringen, kann transgredieren und seine datierbaren Sedimente auf oder zwischen die terrestrischen schalten (z. B. im Buntsandstein), oft (aber nicht immer) ohne zu unterschneiden und Kliffe zu bilden. Dieses Meer kann auch zu einer oder der anderen tief liegenden Stelle der terrestrischen Fußkehle vordringen und diese zur Brandungskehle umgestalten⁸⁹⁾. Ungleichmäßiges Sich-Senken der Kruste oder Steigen des Meeresspiegels genügt zur Erklärung mariner Einschaltungen (vgl. *Jessen*, 56).

Die großen geologischen Diskordanz-Transgressionen (great uncomformities) kann man gleichnishaft als Schlußstriche oder Todesanzeigen der letzten leichten Phasen einer Gebirgsbildungsperiode bezeichnen, wenn sie sich als fast mathematische Ebenen, nur hier und da von (oft quarzitischen) Härtlingsrestbergen durchragt, über weite Gebiete erstrecken. So kann man die große Abschneidungsebene unter dem Buntsandstein als postvariskische Einebnung bezeichnen. Allem Anschein

⁸⁸⁾ Durchragungen bestehen sehr oft aus Quarzit: Takuschan in Liaotung (*Richtshofen*, 108/84, 235, 711), „Riffe“ aus Taunusquarzit im Buntsandstein bei Sierck an der Mosel (*Strigel*, 120/119).

⁸⁹⁾ Über die terrestrische Entstehung des Buntsandsteins mit marinen Einschaltungen vgl. *G. Wagner* (132), über Brandungsgerölle im Buntsandstein Luxemburgs *Flohn* (35).

nach waren die meisten derartigen großen Transgressions-Einebnungen vorwiegend terrestrische Vorgänge. *Strigel* (199/180-243; 120) ist dieser Frage sehr eingehend nachgegangen, doch fehlt noch ein weltweiter Vergleich. Bedenkt man, daß ein Gebirge, das im Sinne von *Davis* bis zum Stadium „hohen Alters“ abgetragen und ausgeräumt ist, sich (selbst in Klimaten schwachen Belastungsverhältnisses) gewiß zumeist mit einem Kranz von Ebenen umgeben hat, so ist die terrestrische Entstehung solch großräumiger Einebnungen das weitaus wahrscheinlichere, besonders bei aridem Klima und daher stark ansteigender Ebene. Erst wenn die Ebene ein recht geringes Gefälle erreicht hat, kann eine lang dauernde Nachfolge mariner Ablagerungen, eine der terrestrischen folgende marine Transgression, etwa durch geringe istostatische Senkung, eintreten.

Solche ebenen, durch terrestrische Transgression fossilisierten Felsflächen, die gefaltete, von Plutonen durchsetzte Massen großer Räume abschneiden, sind z. B. diejenige unter dem Nubischen Sandstein, sind die post-„lulianische“ (oder post-algonkische, unter den präkambrischen, den sinischen Schichten) und die post-„yenschanische“ (post-kimmerische, jurrassische Faltung abschneidende) in China sowie die post-variskische Einebnungsfläche unter dem deutschen Buntsandstein. Die letztere ist in aridem Klima in Südwestdeutschland als Felsplattform in der Zeit des Buntsandsteins am Fuß zurückweichender Bergländer, dann Hügelländer entstanden, die im Süden und Westen von ihr lagen. Von dort kam ja das Geröll und der Sand der Transgression, die die Einebnungsfläche fortschreitend fossilisierte, nachdem sie durch seitliche Erosion und Tieferschaltung entstanden war. Diese Transgression und somit auch die Unterschneidung brauchte die Zeit vom Ober-Rotliegenden bis zum Ende des Buntsandsteins (in der Größenordnung etwa 15 Mill. Jahre, in 100 Jahren etwa 2-3 m)⁹⁰⁾, um Südwestdeutschland von N nach S und von O nach W zu überwandern, nachdem im Nordschwarzwald die Restberge der Zeit des späteren Rotliegenden mitsamt ihren Sockeln mit Ausnahme einiger Härtlinge abgeschnitten worden waren (vgl. *Strigel*, 119; 120; *G. Wagner*, 132; *M. Frank*, 36). Wie die der Einebnungsfläche auflagernde Transgression im Odenwald und Nordschwarzwald dem unteren, im Südschwarzwald dem mittleren, am Hochrhein dem oberen Buntsandstein angehört, so ist die darunterliegende Diskordanz-Ebene überall jeweils nur um Weniges älter als die transgredierende Schicht und ist als Felsplattform einer Fußfläche entstanden. Sie ist zwar subtriadisch aber nicht prätriadisch.

Durch das ganze Mesozoikum sind dann weithin bald terrestrische, bald marine Aufschüttungen und Aufschüttungsebenen über der postvariskischen Einebnungsfläche entstanden und z.T. wieder ausgeräumt worden (Tieferschaltungs-Schichtlücken), mit Ausnahme von Teilen der Böhmisches Masse und des Rheinischen Schiefergebirges, in denen anscheinend immer nur tiefer geschaltet wurde. Energische tektonische Bewegungen fehlen fast ganz, bis die saxonsche Bewegung in der oberen Kreide einsetzt. Aber noch im Oberoligozän breitet sich, z. B. über das westliche Erzgebirge, eine einheitliche Fußfläche aus (*Büdel*, 15). In heißem Klima konnte die Einebnung der tektonischen Verstellung leichter die Waage halten. Den oligo-miozänen Flächen am Ende der Zeiten beherrschender Ruhe entsprechen die oberrotliegenden an deren Anfang (vgl. *Becker*, 3).

Cloos (19) schreibt: „Die geologisch ebene Fläche — von einer mathematischen Ebene so weit entfernt wie jede Geologie von jeder Mathematik — erscheint als das erdgeschichtliche Streitobjekt zwischen den erdinneren Kräften, die sie angreifen, und den erdäußeren Kräften, die sie verteidigen. Vorherrschaft der Ebene im Bild und Bau der Erde bedeutet Ruhe, während sich die Unruhezeiten der Erdgeschichte in einer Verbiegung oder Zerreißung der Ebenen zu erkennen geben“⁹¹⁾.

⁹⁰⁾ Das Rückschreiten der Alb betrug nach *G. Wagner* (130) im Neckargebiet in 100 Jahren etwa 25 cm, im Rezatgebiet etwa 15 cm.

Wenn wir nun noch einmal auf die Verteilung von Fels- und Schuttoberfläche auf den ariden Fußflächen und Fußebenen zurückkommen, so können wir als Extreme die vollkommene Schuttfäche und -ebene und die reine Felsoberfläche und Felsebene einander gegenüberstellen. Für erstere sind viele „Bajadas“ im nordamerikanischen Great Basin als Beispiele zu nennen, für letztere die große Pedimentfläche der Karrasberge in Südwest-Afrika (Waibel, 133).

XXV. Fastebene und Rumpffläche.

Nach dem Gesagten ist es wohl nötig, die Ausdrücke „Fastebene“ (peneplane) und „Rumpffläche“ ins Auge zu fassen. Den von ihm geschaffenen Ausdruck „peneplain“⁹²⁾ (Fastebene) interpretierte Davis ursprünglich als ein „gently rolling lowland“, das durch Tiefenabtragung (wearing down) eines Gebirges bis zu starker Abflachung der Talhänge entstanden war⁹³⁾, also durch die Kategorien der Tiefenabtragung (I) und (II) des Schemas am Anfang dieser Arbeit. Eine fluvial oder marin durch Unterschneidung entstandene Einebnungsfläche ist in der ursprünglicheren Bedeutung des Begriffs „peneplain“ somit nicht eingeschlossen.

Wo fließendes Wasser die Prägung des Formenbildes beherrscht, dort liegt in den Stadien der „späten Reife und des hohen Alters“ im Sinne des Davisschen „normalen“ Ablaufs („Zyklus“) und während der Bildung eines Trugrumpfes im Sinne von Sölch (115; 116) oder Primärrumpfes nach W. Penck (96; 97)⁹⁴⁾ ein sehr beträchtlicher Teil der Landoberfläche in der Höhe des Gleichgewichts- (und Aufschüttungs-) Profils der Gewässer⁹⁵⁾. Es wird somit in diesen Phasen viel Land durch Unterschneiden planiert. Gegen Schluß des „normalen Zyklus“ ist der größte Teil der Landoberfläche auf diese Weise eingeebnet und meist mit Alluvionen bedeckt. Da dies heute zumeist erkannt wird, ist man im angelsächsischen Schrifttum praktisch dazu übergegangen, den Ausdruck „peneplane“ als Überbegriff für alle Landformen geringen Reliefs zu benutzen, die keine reinen Aufschüttungsebenen sind, wo also flächenhafte Tiefenabtragung in Verbindung mit seitlichem Abschleifen und Ausbrechen (besonders

⁹¹⁾ In diesem Zitat habe ich an zwei Stellen „Fläche“ durch „Ebene“ ersetzt.

⁹²⁾ Ursprünglich peneplain, dann bei manchen peneplane.

⁹³⁾ So z. B. in Davis' Physical Geography 1898 (26/152).

⁹⁴⁾ Vgl. auch O. Lehmann (71/57) und Jessen (56).

⁹⁵⁾ Schon 1918 hatte Sölch (115) gesehen, daß bei der Bildung eines unmittelbar während des Aufstiegens eines „Gebirges“ im tektonischen Sinne sich bildenden Rumpfes, wodurch das tektonische Gebirge gar nicht zu einem orographischen wird — er nennt diese Erscheinung „Trugrumpf“ — in erster Linie an die Wirkung der seitlichen Erosion der Flüsse zu denken ist. 1922 (116) schreibt er: „Wir halten die Trugrumpfe in der Hauptsache... für Erzeugnisse erfolgreichster Seitenerosion“. Auch Richthofen hat eine derartige Erscheinung nördlich des „Roten Beckens“ erkannt und beschrieben (110). Jessen (56/188) beschreibt Trugrumpfe als „schwach ausgeprägte topographische, aber deutliche geologische Schwellen“. Die Mitwirkung der seitlichen Erosion hat auch Davis in späteren Arbeiten erkannt. Er gliedert sie in sein Stadium hohen Alters ein (27; 28). Pirsson (101/413) beschreibt das „stage of old age, with leveling of resistant and weak rocks alike: The increasing predominance of lateral planation during late maturity and old age has resulted in the virtual cutting away of the remaining highlands“. Vgl. Klüpfels „Trugebene“, Geol. Rdsch. 17, 1926.

durch Gletscher), Abschrägung und Abflachung der Gehänge und vor allem auch seitliches Unterschneiden und Tieferschalten durch das Wasser, dies alles in verschiedenen Kombinationen und oft im Zusammenwirken mit Aufschüttung, geringe Reliefenergie haben entstehen lassen. Die Bedeutung des Ausdrucks „Rumpffläche“ ist nur insofern verschieden von derjenigen der Fastebene, als hier streng genommen nicht eine flache Landoberfläche, sondern eine flache Felsoberfläche (auch eine fossilisierte) gemeint ist und als wir wissen, daß eine begrabene Felsfläche fast nie als ganze zu gleicher Zeit Landoberfläche war (vgl. Abb. 6-8). Man kann daher von aufgedeckten Rumpfflächen, aber nicht von aufgedeckten Fastebenen reden. Die jeweilige flache Landoberfläche aber kann man Fastebene, jedoch zumeist (streng genommen) nicht Rumpffläche nennen. Die meisten fossilen Rumpfflächen sind durch seitliche Erosion entstandene Felsplattformen, manchmal mit Durchragungen von Einzelbergen, seltener in Alluvionen ertränkte (Abb. 6) oder moränen- oder lößbegrabene Bergländer. Die durch Tieferschalten und Einschachteln oder tektonisch herausgehobenen Reste von Verebnungen sind meist Rumpfflächen (nicht mehr Fastebenen). Sie sind durch seitliche Erosion entstandene Felsplattformen, ohne das ihnen zur Zeit ihrer Entstehung zumeist auflagernde Transgressionsmaterial, das abgetragen wurde. In dieser Auffassung, daß Rumpfflächen meist vor allem durch seitliche Erosion entstanden sind, sehe ich mich voll unterstützt durch die inhaltsreichen Vorträge von Louis (73) und Büdel (15) während des 25. Deutschen Geographentages 1934.

Gleichnishaft könnte man sagen: Erlahmen die innenbürtigen Kräfte, die ein Gebirge in rein fluviatilem (humidem oder aridem) Klima heraus hoben, so sehen wir, wie dieses Gebirge nicht nur langsam in immer sanfteren, flacheren Formen „verendet“, sondern das Gebirge erleidet zugleich einen unvermittelten „Tod“ durch das seitlich ansetzende Messer der Unterschneidung durch den Wasserspiegel. Ein nicht häufiger Sonderfall aber ist es, wenn ein Bergland als solches in Alluvionen versinkt.

Die Raxalandschaft *Lichteneckers* (72) und *Rathjens'* (104) war nie in das Stadium einer Fastebene gelangt. Sie besteht aus herausgehobenen Resten eines Berglandes „of late maturity“, einer Kuppenlandschaft geringer Reliefenergie, die größtenteils späterer Tiefenabtragung zum Opfer fiel. In den Kalkalpen haben sich diese Reste dort besonders gut erhalten, wo sie durch Verkarstung ihrer oberflächlichen Entwässerung beraubt werden und dadurch an ihrer Oberfläche dem System fluviatiler Ausräumung größtenteils entzogen und weitgehend konserviert wurden.

XXVI. Fußfläche und Rumpftreppe.

Vergegenwärtigen wir uns den Abfall eines kontinentalen Plateaus gegen sein Vorland — sei dieser Abfall durch scharfe Flexur oder Abschiebung entstanden — in einem ozeanisch-gemäßigten Klima mit schwachem Belastungsverhältnis und bei nicht sehr starker chemischer Verwitterung. Je weiter der Rand dieses Plateaus durch rückschreitende Erosion zurückgetrieben wird, desto mehr dringt vom Tiefland oder der Küste her in den tief eingelassenen Tälern — diese schlauchartig erweiternd — die Gleichgewichts- und Lateralerosions-Zone aufwärts. Zwischen den Tälern werden die Kämme als Verschneidungen ihrer Hänge niedriger. Wir finden nach einiger geologischer Zeit parallel zum

Abfall folgende drei Streifen ausgebildet: die schluchtartige Gebirgszone reiner Tiefenabtragung und Kerbwirkung, die Zone, in der von oben gesehen Auentäler und Bergkämme ineinandergreifen, und die Zone der Unterschneidungs- und Aufschüttungsebene. Den zweiten und dritten Streifen dieser durch die Arbeit des fließenden Wassers geschaffenen Oberfläche mit Bergkämmen und -hängen, Talkerben und -böden und Vorlandebene könnte man als eine z. T. sehr bergige „Piedmontfläche“ bezeichnen; doch erscheint mir dies durchaus untunlich.

In aridem Klima mit stumpfen Taltrichtern finden wir nicht die drei genannten Zonen ausgebildet, da ja Gebirge und Fußebene (bzw. Fußfläche, dort wo auch Riedelland oder Badlands ausgebildet sind) nur wenig ineinandergreifen, sondern nur zwei solche Zonen. In ariden Gebieten würde es daher jeden Sinn verlieren, „Piedmontfläche“ und Fußebene (bzw. Fußfläche) als Ausdrücke verschiedener Bedeutung nebeneinander zu benutzen. Es empfiehlt sich deshalb, im Deutschen das Wort Piedmontfläche nicht oder doch nur gleichbedeutend mit Fußfläche zu benutzen⁹⁶⁾.

Wird ein Gebirge etwa kühlgemäßigt humiden Klimas, dessen Fußflächen großenteils ein sehr zerschlitztes Netz von Talauen sind, herausgehoben und werden Vorland und Talauen zerschnitten, so wird man die geringen Reste der zerschnittenen Fußfläche innerhalb des Gebirges nur schwer rekonstruieren können.

Für die Frage des Zerschneidens einer stark zerschlitzten Fußfläche ist die schöne Karte der pliozänen Verebnungsflächen des Vogelsbergs von *Hummel (54)* von Bedeutung. Die altpliozäne Fläche bildete anscheinend einen z. T. pedimentähnlichen Mantel um den Vogelsberg. In sie wurden im Jungpliozän Talschläuche eingeschachtelt. In diese jungpliozänen Talschläuche wurden im Quartär noch schmalere Talböden eingeschachtelt, die Talauen der heutigen Täler (die außerdem auf ein tiefer gelegenes Vorland als die jungpliozänen Talböden zielen). Allem Anschein nach waren im Altpliozän Belastungsverhältnis und Wirkung der Seitenerosion hier größer als im Jungpliozän und in diesem größer als heute bzw. in den Eiszeiten.

Wird eine Fußebene, die in aridem Klima entstanden ist, durch Einschneiden, auch etwa durch Einschachteln und durch Unterschneiden von einer tieferen Ebene aus, außer Funktion gesetzt, so bleiben ihre Reste und besonders die Reste ihrer Felsplattform sehr viel besser erhalten als Reste einer Fußebene und ihrer Felsplattform, die etwa in einem kühlgemäßigt humiden Klima entstanden. Zum mindesten fällt in letzterem Fall bei einem Herausheben und Zerschneiden das Areal der Talschläuche fast ganz zum Opfer, wenn auch nicht dasjenige einer Ein ebnung im Stadium „später Reife“ oder „Greisenhaftigkeit“ (wie etwa die „Harrisburg erosion plain“ in den Appalachen). Fußebene und Felsplattform im ariden Klima bilden schon in einem verhältnismäßig frühen Stadium (im Sinne von *Davis*) und bis unmittelbar zum Gebirgsfuß hin viel geschlossenere Flächen als in kühlgemäßigt humidem Klima, in dem sich ein System schmaler Talschläuche ausbildet. Herausgehobene Reste von Fußebenen und insbesondere Felsplattformen ariden Klimas (aber

⁹⁶⁾ Der Ausdruck „Fußfläche“ wurde zuerst 1917 von einer Schülerin *Philippsons* und zwar von *M. Kirchberger (66)* verwandt. Auch *Philippson (99/384, 395)* wendet sich gegen den Ausdruck Piedmont-Fläche (*W. Penck, 97*) und hofft auf eine bessere Erklärung als die Endstadium-Theorie von *Davis*.

auch tropischen Klimas) bleiben zumeist durch längere Perioden erhalten⁹⁷⁾). Herausgehobene Reste von Ebenen und Felsplattformen kühlgemäßigt humiden Klimas bleiben nur dort in größeren Flächen erhalten, wo Gebiete weiter abseits vom Gebirge oder in einem späten *Davisschen* Stadium von einer Heraushebung betroffen wurden.

Da außerdem bei einem Übergang von aridem zu humidem Klima bisherige Fußflächen, wie wir sahen, rein aus klimatischen Gründen (abnehmendem Belastungsverhältnis) auch bei tektonischer Ruhe zerschnitten werden und die Zerschneidung bei großen Arealen Hunderte von Metern betragen kann, ist die Wahrscheinlichkeit groß, zerschnittene Felsplattformen aus arideren Vorzeitklimaten zu finden. Ja man kann erwarten, in einem Gebiet, das ein beträchtlich arideres Vorzeitklima hatte (das nicht so lange zurückliegt, daß seine Formen ganz zerstört sind), aus dieser arideren Periode zerschnittene Felsplattformen in größerem Ausmaß zu finden.

Anders bei *A r i d e r* werden des Klimas und tektonischer Ruhe. In diesem Fall werden die Ebenen des voraufgehenden humiden Klimas, Vorlandebenen und Talschlauchböden, überschüttet, transgrediert, randliche Teile der Bergländer gekappt und von der schiefen Ebene „schräg hinauf“ abgesägt⁹⁸⁾.

Wohlausgebildete Fußflächen - Treppen oder Treppen von Felsplattformen, *Rumpftreppen*⁹⁹⁾, bei denen ein Unterschneiden der älteren durch jüngere Einebnungen vor sich geht, ohne daß die älteren dabei größtenteils aufgezehrt werden, sind zu erwarten:

einerseits bei einem Humiderwerden eines Gebiets (mehrfache Treppe bei einem nicht kontinuierlichen Humiderwerden),

andererseits bei (nicht kontinuierlicher) Hebung (z. B. Aufkippung) in aridem Klima oder tropischem Wechselklima.

XXVII. Löß-Schürzen entstehen auf Riedelflächen bei abnehmendem Belastungsverhältnis in semiaridem Klima.

Wir hatten erkannt, daß sich bei zunehmendem Belastungsverhältnis die Abflußprofile auf der Fußebene zwischen dem Fußpunkt der Tiefenkerbung und der Abflußbasis straffen. Das bedeutet, daß sich hierbei die Profile der Fußebene im Sinne von Fig. 1 in Abb. 9 in unteren Laufstrecken aufschüttend verstellen, in höheren Laufstrecken immer „schiefer“ Unterschneidungsebenen und -kegel als Mantelflächen eines hohen Sockels gegen das Kerb- und Kammgebirge vordringen lassen. Somit wachsen in diesen Zeiten zunehmenden Belastungsverhältnisses die Fußflächen durch Unterschneiden wenig gehindert und schnell auf Kosten des Gebirges weiter, ohne daß wesentliche Tieferschaltung nötig ist.

⁹⁷⁾ Vgl. *Louis* (73), *Büdel* (15) und *Jessen* (57; 56); in letzterem insbesondere Taf. 1-3, 5-6, 8 (Abb. 22), 9 unten, 16, 29 (Abb. 76). „Von der Küste landeinwärts lassen sich im allgemeinen folgende morphologische Gürtel unterscheiden: Saumland, Fußfläche, Stirnhang, Scheitelzone, Rückabdachung, Binnensenke“ schreibt *Jessen* (56/183).

⁹⁸⁾ Man vergleiche hierzu noch einmal Abb. 7, S. 34 und den zu dieser gehörigen Gedankengang (S. 34 f.) sowie Abb. 2, S. 25.

⁹⁹⁾ *Philippson* (99; 100) spricht statt von Piedmont-Treppe von Randstufentreppe und Flächentreppe; wo Verebnungen ineinander geschachtelt sind, spricht er auch von Flächenkorridoren.

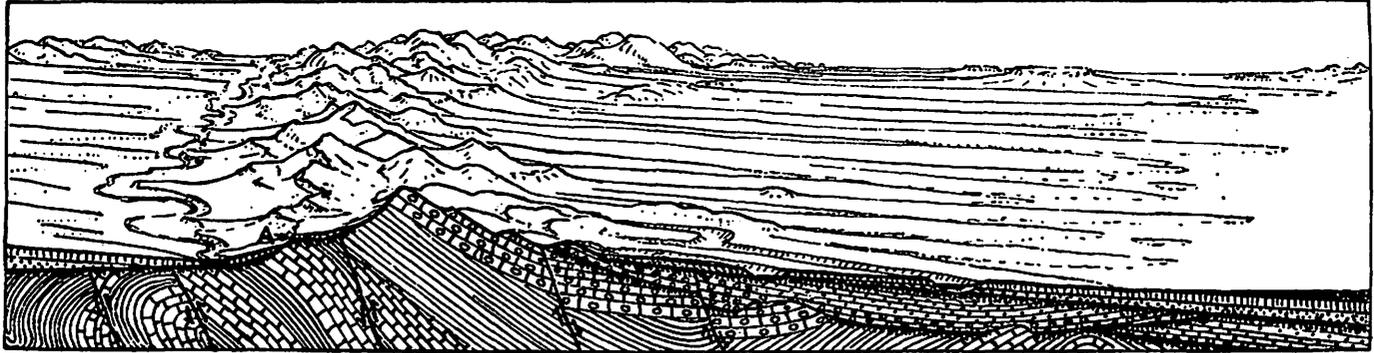


Abb. 10: Schematische Darstellung typischen Reliefs im Nankinger Bergrippenland.

Links NW, rechts SO; Ausbildung von Löß-Schürzen auf den Riedelflächen zerschnittener Pedimente im Lee der NW-Winde; eustatische Hebung des Meeresspiegels bewirkte ein Ertränken der Lößriedel in Alluvionen vom Tiefland her. Die fossilen Einebnungsflächen (seit der Kreide) sind gezahnt dargestellt; Alluvium schwarz, verlehmt Löß senkrecht gestrichelt, darunterliegende Schotter punktiert; A = altquartäre Einebnungsfläche aus der Zeit der vulkanischen Deckenergüsse, die sich in unterschrittenen Tafeln erhalten haben, wie solche im Hintergrund in der Mitte und rechts dargestellt sind.

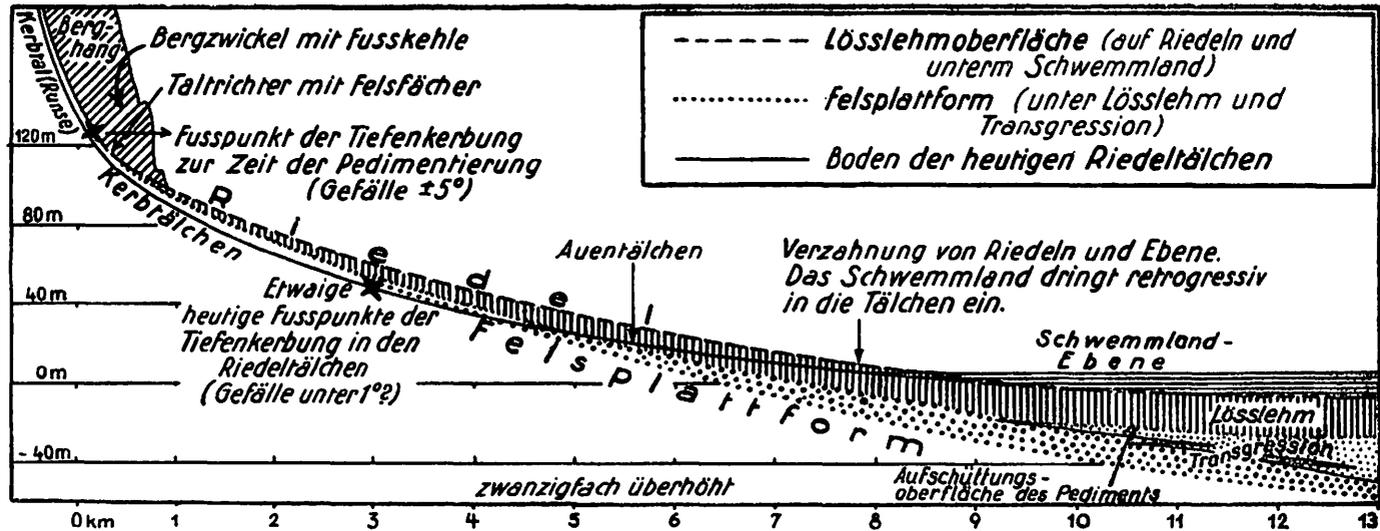


Abb. 11: Schematisches Profil einer Lösslehmschürze am Südfuß eines Härtlingsberges im Nankinger Bergripenland.

Umgekehrt geht abnehmendes Belastungsverhältnis mit einem Durchbiegen der Abflußprofile zwischen dem Fußpunkt der Tiefenkerbung und der Abflußbasis einher, einem Durchbiegen, das durch eine schnelle Abflachung der Profile in unteren Laufstrecken gekennzeichnet ist. Das bedeutet für eine lange Laufstrecke, daß das Tieferschalten der Fußebene nicht Schritt halten kann. Es entstehen weithin Einschnitte in den Fächern und schiefen Ebenen, Terrassen, Riedellandschaften oder Badlands.

Die Zunahme der Aridität und die Abnahme der Vegetationsbedeckung sind *ceteris paribus* mit einer Zunahme des Belastungsverhältnisses verbunden, die Abnahme der Aridität (mit Zunahme der Vegetationsbedeckung) mit einer Abnahme des Belastungsverhältnisses. Zeiten zunehmend ariden Klimas sind somit Zeiten des Entstehens geschlossener Pedimente und „Bajadas“, während Zeiten abnehmend ariden Klimas Zeiten der Zerschneidung dieser ariden Fußebenen in Riedelflächen sind.

Ist das Klima bei abnehmendem Belastungsverhältnis semiarid, so kann sich auf den entstehenden Riedelflächen ungestört Löß ablagern. Auf den unzerschnittenen schiefen Fußebenen der Zeiten zunehmenden Belastungsverhältnisses würde der Löß sich nicht halten können, sondern abgeschwemmt werden. Da auf den Kerb-Gebirgen, soweit sie nicht sehr flachhangig sind oder Plateaus oder gerundete Rücken tragen, und auf den Talböden der Lößstaub wieder fortgeschwemmt wird, so sind die Riedel der zerschnittenen Pedimente und „Bajadas“ zumeist die günstigsten Ablagerungsflächen für den Löß. Die Riedeltälchen bleiben bei diesem Vorgang z. T. erhalten, z. T. verstürzen sie. Sie ziehen nun oft zwischen senkrechten Lößwänden hin (vgl. *Schmitthenner*, 113).

Von Nanking an nordwärts über fast das ganze Hoangho-Gebiet sind mächtige Lößschürzen auf zerschnittenen schiefen Fußflächen und -fächern zu beobachten¹⁰⁰).

In Mitteleuropa scheinen an den Tieflandsrändern des Donauraumes unterhalb von Wien ähnliche Verhältnisse zu herrschen, soweit ich das aus kurzen eigenen Beobachtungen an den Lößschürzen im Lee (Südostfuß) der Kleinen Karpathen schließen kann.

XXVIII. Der Restberg der Trockengebiete.

Wir haben betrachtet, wie in aridem (besonders in zunehmend aridem) Klima die seitliche Erosion an der Fußkehle das Bergland „aufrißt“, längs relativ steiler schiefer Ebenen auf einem breiten Fuß-Sockel. Sie schreitet dort am schnellsten vor, wo im zerkerbten Gebirge sich Tiefenzonen hinziehen — gleichgültig, ob diese nun gesteins- oder tektonisch bedingt gewesen waren — Tiefenzonen, denen ja zumeist auch im Kerbgebirge Haupttäler folgen. Schließlich können sich in dieser Zone von ihren Enden her zwei schiefe Ebenen treffen. Daß sie dabei in gleicher Höhe eintreffen, ist ein Grenzfall. In der Regel unterschneidet die tiefere Ebene die höhere (wie in Abb. 12), bis beide eine stufenlose Talungswasserscheide bilden, an der sich die Gewässer der beiderseitigen Gebirgsfußfächer gabeln und nach verschiedenen Seiten fließen können. War die Tiefenzone beiderseits von einem Kammgebirge begleitet, so erreichen nach einiger Zeit die Unterschneidungskehlen der Taltrichter

¹⁰⁰) Vgl. Abb. 10, 11 u. Taf. 1 — eingehender hierüber in meiner Arbeit über das Nankinger Bergrippenland.



Abb. 12: Fußebenen-Wasserscheide in aridem Klima.

Die Fußebene rechts unterschneidet und k ö p f t die Fußebene links. Wo sie sie a n z a p f t (rechts hinten), entstehen auf dem Wege plötzlicher Tiefschaltung Badlands^{100a} (Zeichnung H. v. Wissmann)

auch die bisherigen Scharten und Sättel und machen auch sie zu „Pediment-Pässen“¹⁰¹). Der ehemalige Kamm wird in eine Reihe untersockelter Einzelberge aufgelöst, die man Inselberge vom ariden Typ genannt hat. Diese — seien es einzelne Spitzen oder Kappen, seien es Rest-Bergländer — erheben sich auf je einem Sockelmantel („conoplane“ *Ogilvies*, 86) schiefer Ebenen (Tafel II). Schließlich können die Einzelberge der Trockengebiete ganz „aufgezehrt“ werden. Es bleibt ein kleines Trümmerwerk auf der Höhe des Sockels, schließlich der Sockel allein („panfan“ im Sinne von *Lawson*, 70), der weiterhin tiefer geschaltet oder von einer größeren Ebene aus unterschritten oder transgredierend „ertränkt“ werden kann¹⁰²). Wo die schiefen Fußebenen mit ihren Trichtern von sehr verschiedenen Seiten her gegen ein Bergland vordringen, kommt es auch vor, daß im Gefälle der Ebene Berge ausgespart werden und gewissermaßen „die schiefe Ebene hinunterwandern“, d. h. in einen immer flacheren Teil der Ebene geraten, ohne vollkommen aufgezehrt zu werden¹⁰³). Diese Trabantenberge haben dann keinen Fußsockel¹⁰⁴). Doch können sie besonders leicht von der Transgression umschlossen und dabei z. T. zurückgeschnitten, z. T. fossilisiert werden.

^{100a}) Ein sehr gutes Bild eines solchen Kampfes zweier Flächen gibt die Aufnahme von *Mittelholzer* von der Wasserscheide zwischen dem Kaswiner Becken und dem zum Kaspisee durchbrechenden Sefid Rud am Mendjilpaß in Nord-Persien (77c, 78).

¹⁰¹) Vgl. A. D. *Howard* (52) und *Wurm* (140/5. Versuch)

¹⁰²) Über entsprechende Beobachtungen in Schantung vgl. demnächst meine Arbeit über das Nankinger Bergrippenland.

¹⁰³) Vgl. *Passarge* (90/121): „Manche Inselberge stehen auf geneigter Fläche zerstreut, und zwar so, daß das abfließende Wasser an ihrem Fuß entlangfließen muß“.

¹⁰⁴) Vgl. hierzu Abb. 13 sowie die Abbildungen der Experimente von *Wurm* (140).

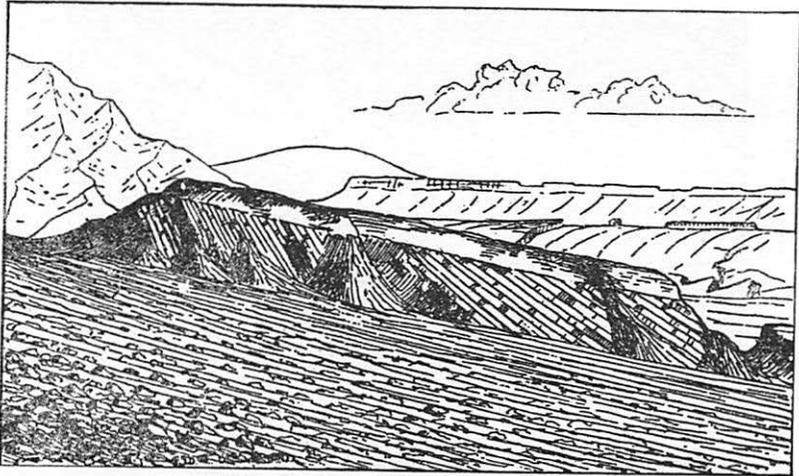


Abb. 13: Trabantenberg in den Henry Mountains. (Zeichn. v. G. K. Gilbert 41/131).

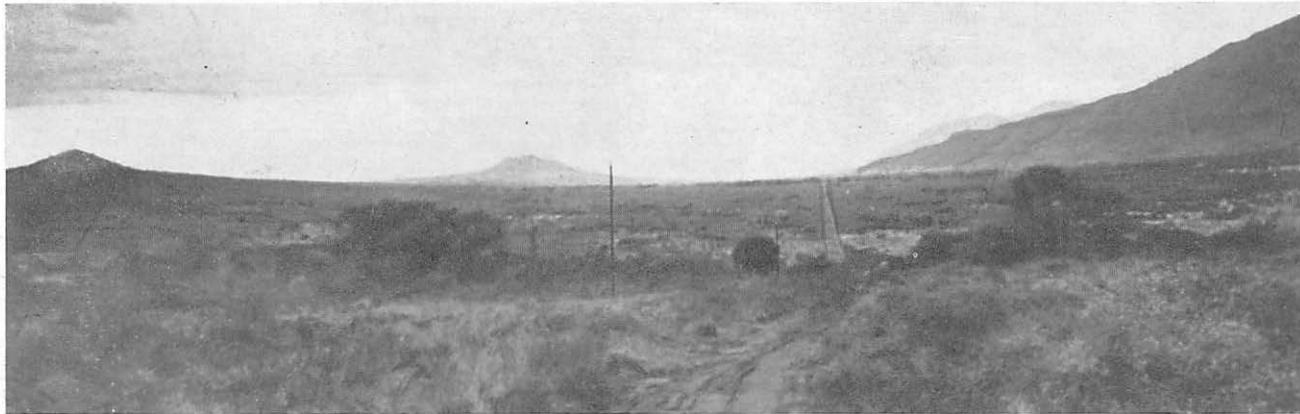
Die schiefe Plateaufläche des Bergleins ist von einer mit Konglomerat aus trachytischem Schutt bedeckten schiefen Abschneidungsebene gebildet. Diese kappt gekippte Sandsteinschichten, die über der trachytisch-syntektonischen Plutonkuppel liegen und von dieser emporgewölbt sind. Am Fuße eingeschachtelt und tiefergeschachtelt die heutige Pediment-Oberfläche mit hartem trachytischem Schutt. Im Hintergrund links Teile eines der Trachytberge.

Die Einzelberge und isolierten Berggruppen arider Gebiete sind, wie wir sahen, Restberge und Rest-Berggruppen eines sonst durch fluviatile Unterschneidung aufgezehrten Kerb-Gebirges. Sie unterscheiden sich von Restbergen humider Klimate mit schwachem Belastungsverhältnis durch ihre hohen, einen flachen Kegel bildenden Sockel aus schiefen Ebenen, durch Riedel- und Badlands-Flächen, ihr geschlossenes Areal, in dem Auenflächen fehlen, und durch die in der Silhouette deutlich erscheinende Fußkehle. Es gibt größere Gebiete, deren Landschaft einheitlich und weithin durch pedimentierte Rest-Berggruppen und Restberge gekennzeichnet ist, die durch weite Talebenen voneinander getrennt sind. Doch kenne ich nur solche, in denen das Arealgefüge von „Hart“ und „Weich“ das Formenbild mitbestimmt.

103a) Zu Tafel I: vgl. L. v. Loczy, Geologie in: Wiss. Erg. d. Reise des Grafen B. Széchenyi in Ostasien I (Wien 1893, S. 578, 587 ff., 823). — Auf dieser Fußplatte liegen, wo sie noch unzerschnitten ist, Reste einer Lößdecke „wie eine schmelzende Schneedecke“ auf. Beim Beginn des Einschneidens in die Fußplatte, die aus Gneisen und gefaltetem Paläozoikum (wie das Gebirge) und aus ziemlich flach lagernden tertiären terrestrisch-limnischen Schichten besteht (vgl. J. S. Lee, Geology of China, London 1939, S. 190, 441), bilden sich zuerst Miniatur-Badlands, dann tiefe Kerben. Man beachte die Zerschneidung der ziemlich steilen (Fels- oder Schutt-) Kegel am Fuß des Berghanges. Im Vordergrund von links hinten nach rechts vorne Reststück einer alten Mauer Chinas zur Verteidigung gegen Westen (Tibet), östlich dahinter Grabpyramiden aus Löß.



Tafel I: Südabfall einer Kette westlich Landschou (Kansu) gegen eine vom Hoangho
(im Süden) her zerschnittene schiefe Ebene einer Fußplatte^{103a})
Phot. W. D. Graf zu Castell (17).



Tafel II: Zwei Einzel-Restberge von aridem Typ am Westfuß des Pare-Gebirges im ehemaligen Deutsch-Ostafrika, bei Lambeni; rechts das Pare-Gebirge. (Aufn. C. Uhlig)

XXIX. Der Inselberg der nicht ariden Tropen.

In Abb. 2 kommt die große physiognomische Verschiedenheit zwischen den Einzelbergen von Trockengebieten und den tropischen Inselbergen zum Ausdruck. Auch die Entstehung dieser beiden Typen erscheint mir grundsätzlich voneinander verschieden. Ich vermute, daß man das Richtige trifft, wenn man zur Deutung der tropischen Inselberge *Jessens* Theorie (57/336 ff.) mit derjenigen *Credners* (22; 23) über „intramontane Ebenen“ und *Schmittthenners* (112/88) über Zwiebelschalenverwitterung im Granit vereinigt. Vorbedingung ist dann: 1. die Ausbildung eines Systems mehr oder weniger weit gespannter Ausräumungsebenen (durch seitliche Erosion und Tieferschaltung) mit Restbergen (*Gillmann*, 42), und zwar 2. in tropischem Klima mit einer feuchten Jahreszeit, die es bedingt, daß starke chemische Roterdeverwitterung stattfindet, sowie 3. Granit oder Gneis als anstehendes Gestein. Es herrscht dann der merkwürdige Kontrast, daß die intensive und schnelle Verwitterung unter der Roterde, wenn die Ebene über ihr tiefer geschaltet wird, als Schicht von gleicher Mächtigkeit nach unten dringt und so die Tieferschaltung vorbereitet, während dort, wo der anstehende Granit zu Tage tritt, zwiebelschalige Verwitterung außen eine Panzerrinde von großer Widerständigkeit schafft, obwohl gleichzeitig in einer tieferen Schicht starke Zersetzung erfolgt¹⁰⁵). Wo daher Granitflächen zu Tage treten, werden sie durch derartige Panzerung vor weiterer Abtragung von oben her fast vollkommen geschützt. Auf der ganzen übrigen Fläche aber schaltet sich die Ebene in die Tiefe. So steigen aus ihr (im Verhältnis zu ihr, der Ebene, gesehen) unter dem Zwiebelschalen-Panzer Inselberge wie Pilze herauf und werden am Fuß durch Verwitterung und Tieferschaltung unterschritten. Die Panzer bilden sich auch an den Hängen. Werden diese Hänge aber übersteilt und unterschritten, so fallen oder rutschen hier die Schalen, nach oben zu abbrechend, herunter. Dadurch wird der Inselberg immer steiler (vgl. Abb. 468 von *Troll* in *Behrmann*, 4).

Tropische Inselberge entstehen nur im Kristallin (Granit und Gneis) infolge des Kontrastes zwischen schneller und tiefgründiger Verwitterung unter einer Bodendecke und der Bildung einer sehr harten Panzerrinde dort, wo eine Bodendecke fehlt.

Gillman (42) beobachtete, daß dort, wo in Unyamwezi (Tanganyika) in semihumidem Klima eine granitische Rumpffläche in Mulden von Sedimenten bedeckt ist und diese Sedimente zum Teil ausgeräumt werden, die Ränder des schon lange zutage tretenden und daher gepanzerten Granits unterschritten und übersteilt werden; dies scheint eine Inselberg-Bildung im Anfangsstadium zu sein.

Die schönste je dargestellte echte Inselberg-Landschaft ist diejenige im Hinterland von Lindi, ebenfalls im ehemaligen Deutsch-Ostafrika. Hier sah und beschrieb sie *Bornhardt* (9). Taf. 8 und die Kartenblätter I und II, die zu betrachten es lohnt, zeigen in den östlichen Hälften ein Heer von Granitgneis-Inselbergen auf der Roterde-Ebene der Landschaft Madjedje.

Bornhardt hat die Einzelberge der Trockenlandschaften des Nordostens des damaligen Deutsch-Ostafrika nie kennengelernt. Er ist der

¹⁰⁵) Eine Beobachtung am granitischen Hoangschan (südliches Mittelchina): Ein kräftiger Bach fließt über eine Fläche, die einem Karriegel gleicht, zu einem senkrechten Wasserfall, ohne dort einzuschneiden. Er fließt über glatte Flächen, die jedoch hohl klingen. Trotz der Zwiebelschalenverwitterung konnte der Bach die Panzerrinde (aus Eisen- und Manganoxyd?) nicht durchsägen.

Präger des Begriffes Inselberg. Da nun die tropischen Inselberge und die „Inselberge“ vom ariden Typ grundverschiedene Erscheinungen sind, müssen wir aus Prioritätsgründen den Namen Inselberg auf den tropischen Inselberg beschränken, was allerdings dadurch große Schwierigkeiten macht, daß die Bezeichnung „Inselberg“ für Restberge arider Gebiete allgemein, auch in anderssprachiger Literatur, verbreitet ist. Krebs (67) verlegt die Grenze der tropischen Inselberge dorthin, wo in mindestens drei Monaten über 100 mm Niederschlag fällt. Er bezieht aber in Indien auch Formen ein, die wir nicht zu den echten Inselbergen rechnen dürfen, z. B. Trapp-Zeugenberge mit schiefen Fußflächen¹⁰⁶). Es gibt in den wechselfeuchten und feuchten Tropen auch Einzel-Restberge mit wenig ansteigendem Fuß, die keine echten Inselberge sind.

Mit den tropischen Inselbergen hat der Turmkarst (nicht der Kegelarst!) Ähnlichkeiten in der Genese. Auf diese Frage einzugehen, ist mir hier versagt. Es gibt zweistöckige (tropische) Inselberge, so wie es zweistöckige Karsttürme gibt (Jessen, 57; Vincent, 128; Thiele, 122; Wissmann 137).

Inselberge, die in trockeneres Klima geraten, formen sich zu Einzelbergen mit konischem Sockel durch Bildung eines Schuttfußes um¹⁰⁷). — Vom Inselberg zum tropischen und feucht-subtropischen Glocken- und Zuckerhutberg gibt es wohl alle Übergänge. Glocken- und Zuckerhutberge mit scharfem, wenig ansteigendem Fuß gibt es aus Pegmatit sogar im luftfeuchten Steppenklima der südarabischen Randgebiete.¹⁰⁸)

Daß die echten tropischen Inselberge eine Eigenheit des Gondwanalands zu sein scheinen, ist wohl dadurch bedingt, daß es in anderen Tropengebieten keine weit ausgedehnten Rumpfbereiche aus Granit- und Gneis gibt¹⁰⁹).

XXX. Die Härtlings-Bergländer. Die Möglichkeit schärferer Fassung des Neumayrschen Prinzips.

Die Frage der Abhängigkeit der Gebirgsfußflächen-Bildung von der Härte des Gesteins hat uns schon in einem früheren Kapitel beschäftigt (S. 27 f.), und zwar vor allem unter dem Gesichtspunkt, daß sich durch den Kontrast zwischen hartem Gestein im Gebirge und weichem im Vorland — wo zudem hartes Geröll aus dem Gebirge Werkzeug der Gewässer ist — schon in Klimaten mit durchschnittlich geringeren Belastungsverhältnissen stumpfere Taltrichter und pedimentähnlichere Formen ausbilden als sonst und daß Taltrichter am Rand zwischen hartem Gebirge und weicher Fußzone in ariden Gebieten besonders stumpf und scharf gegen das Gehänge abgesetzt sind.

¹⁰⁶) Vgl. in (67) Karte Abb. 2, Auflösung der Trappberge bei Junnar; über das Aravalli-Bergland (Krebs, 68/Tafel 15) vgl. unten; ein schöner Inselberg findet sich bei Krebs (68/Taf. 2c).

¹⁰⁷) So nach Jessen (57) bei Mossamedes (Angola); vielleicht auch bei Krebs (68/Taf. 2d).

¹⁰⁸) Vgl. v. Wissmann (136) Texttafel 5 u. Abb. S. 292, ferner in (76) Abb. 8-10.

¹⁰⁹) In Australien hat das Savannenland des Nordens, das klimatisch in Frage käme, nur kleine Granit- und Gneisgebiete. Was Geisler (39/44) als „Zentrales Inselbergland“ bezeichnet, ist durch Restberge ariden Klimas charakterisiert.

Hier soll die Frage behandelt werden, wie die Planierung durch seitliche Erosion in einem Gebiet mit stark ineinandergreifendem Arealgefüge zwischen hartem und weichem Gestein sich auswirkt.

Wir hatten gesehen, daß das Unterschneiden in ganz gleicher Ebene ansetzt, ob es sich um hartes oder weiches Gestein oder Lockermaterial handelt, und daß das Gefälle der Ebene nur vom Belastungsverhältnis abhängt, so daß es ein Charakteristikum, ja ein Erkennungszeichen einer Planierungsfläche durch seitliche Erosion ist, daß sie über Hart und Weich in gleicher Ebene hinweggeht.

Die durch seitliche Erosion (allein, nicht als Komponente) herausgeschnittenen Formen, die Kegel, Fächer und schiefen Ebenen sind zudem, wie wir sahen, bei gleichem Belastungsverhältnis dieselben wie die von fließenden Gewässern aufgeschütteten Formen (und wie die Formen, die durch Tieferschalten „abgeschliffen“ worden sind); es gibt auch Formen, die teils herausgeschnittene, teils „abgeschliffene“, teils aufgeschüttete sind, ohne daß man an der Form allein den Vorgang erkennt, durch den sie entstanden sind. Und wo die Fels-Plattformen von Ablagerungen überschleiert sind — zumeist ist es ja so — erkennt man eine Aufschüttungsform einerseits, eine Unterschneidungs- und Tieferschaltungsform andererseits nur am Grund der Flußbetten oder dann, wenn diese Formen schon von Terrassen- oder Riedeltälern zerschnittene „Vorzeitformen“ geworden sind. Alle drei Formbildungsvorgänge, Unterschneiden, Tieferschalten und Aufschütten, sind ja das „Bestreben“ der Gewässer, eine immer größere Fläche ihrer Transport-Gleichgewichtsebene zu nähern, im einen Fall von der Seite, im zweiten von oben, im dritten von unten her.

Wichtig beim Vorgang der seitlichen Unterschneidung ist, daß seine Geschwindigkeit in Hart, Weich und Lockermaterial eine außerordentlich verschiedene ist. Innerhalb der gleichen Größenordnung mit der Aufschüttung liegen wohl nur das Unterschneiden und das Tieferschalten im Lockermaterial.

Was die Unterschneidung zumeist vorfindet, ist ein zerschnittenes, schon durch Tiefenabtragung und Tiefenerosion selektiv in „hartes“ Gebirge hoher Reliefeenergie und „weiches“ Bergland geringer Reliefeenergie gegliedertes Land, in dem Tiefenabtragung und Unterminierung (vgl. V, S. 5) gearbeitet haben, letztere besonders unter den Stirnen der Tafelplateaus, der Strukturleisten und der Rippen gekippter Schichten.

Die Unterschneidung und Verebnung dringt zuerst in die niedrigeren Bergländer weichen Gesteins ein, nicht allein weil in den Tiefenzonen zumeist die Haupttäler liegen, sondern auch weil die seitliche Erosion in hartem Gestein außerordentlich viel langsamer arbeitet.

Wir müssen hier noch einmal einen Gedankengang einschalten, den wir ähnlich schon auf S. 28 verfolgt haben:

Wie das Profil eines Gebirgsbaches aus einer Aneinanderreihung konkaver Ausgleichsprofile besteht, so auch — durch verschiedene Härte des Gesteins oder tektonische Bewegungen bedingt — dasjenige vieler Flüsse. Am unteren Ende eines solchen Ausgleichsprofils bilden sich oft örtliche, zum Teil kurzlebige Gleichgewichtsprofile und -ebenen (Abb. 14) mit Fußkerben und örtlichen Abflußbasen aus (vgl. S. 28). Diese Beckenebenen können tiefergeschaltet und schließlich mit den in hartem Gestein liegenden Engtalstrecken zusammen in ein ziemlich ausgeglichenes

flaches Gesamtprofil eingeschaltet werden, ohne daß der Engtalcharakter der Strecke in hartem Gestein verloren gegangen ist. Auch bei (fast) ausgeglichenem Profil seiner Oberfläche arbeitet der Fluß hier noch in die Tiefe.

So ist der „Durchbruch“ des Yangtse durch eine Quarztrippe unterhalb Hankau, bei welcher Stadt der Strom in 1062 km Abstand vom Meer bei Niederwasser in nur 12 m Höhe über dem Meeresspiegel fließt, bequem für Ozeandampfer durchfahrbar. Der Strom ist an der Durchbruchsstelle fast 100 m tief. Er reicht bis zu 86 m unter den Meeresspiegel. Obwohl er oberhalb schon bis zu 3 km breit war, wird er hier auf 500 m eingengt. Wenn bei der Entstehung dieser Stromenge gewiß auch Epigenese und Ausräumung von Lockermaterial oberhalb und unterhalb der Enge mitspielen, so zeigt sich doch, von wie großer Bedeutung Härte und Verfestigungszustand des Gesteins für die seitliche Planierung eines Gewässerlaufes ist.

Die seitliche Erosion unterschneidet Hart und Weich, nur braucht sie zu Letzterem eine Zeit logarithmisch höherer Größenordnung.

Ist in einem Schichtstufen- oder Schichtrippenland ein System von stark ausgeglichenen Gefällsprofilen erreicht, so bleiben — etwa im mitteleuropäischen Klimabereich — zwar die (zumeist „konsequent“ verlaufenden) Quertäler^{109a}), deren Gefälle sehr gering geworden ist, noch Engtäler. In den Subsequenz- oder Ausräumungszonen aber haben sich zusammenhängende Streifen von Fußebenen ausgebildet, die mit den Quertalstrecken zusammen ein Netz bilden, dessen Gefälle von demjenigen einer Gleichgewichtsebene kaum abweicht. Erst in einem solchen Stadium, in dem die Fußpunkte der Tiefenerosion und Fußkehlen in einem das Gebiet weithin durchdringenden Netz in ihrer Höhenlage nicht wesentlich voneinander abweichen, kann sich das *Neumayrsche* Prinzip erst voll auswirken. Die Abhängigkeit der Höhe der Berge von der Tektonik, insbesondere der Hebung, ist verhältnismäßig gering und über einen weiten Raum etwa die gleiche. Die Höhenunterschiede sind rein nach der Härte des Gesteins gestaffelt.

In aridem Klima läßt sich die Beziehung des „Fachwerks von Hart und Weich“ (hard bedrock marquetry) zum Arealgefüge zwischen Kerbgebirge und Fußflächen besonders deutlich erkennen. Nehmen wir einen *Davischen* „Zyklus“ an, einen von Tektonik und Klimawechsel ungestörten Ablauf, so wird schon in einer frühen Phase, in welcher das Gebiet noch Bereich der Tiefenabtragung ist, zwischen harten Hochzonen und weichen Tiefenzonen geschieden. Später folgt die vordringende Fußkehle und Verebnung den Tiefenzonen. Die größeren Härtlinge sind bald auch Fernlinge geworden, kleinere Härtlinge werden gekappt, einige bleiben als Trabantenberge (vgl. S. 47) im Gefälle des Fußsockels erhalten. Epigenetische oder antezedente Durchbrüche werden, wenn auch hier sehr langsam, so doch weit stärker erweitert als etwa in kühlgemäßigt feuchtem Klima.

In diesen Zusammenhängen ist eine Beobachtung v. *Richthofens* (108/188, 240; 105/167 ff) von Bedeutung: Nördlich Itschou (Lin-i) in Süd-Schantung, einem Gebiet, das heute Waldsteppenklima hat, in der Würmeiszeit trockenes Steppenklima besaß, verläuft eine Talebene quer zum Streichen der großen nordostwärts gekippten Scholle des Mengschan. Die breite Talebene aber ist eine freiliegende Schmittebene der ganzen Gesteinsserie der Kippscholle, die daneben den relativ 1100 m hohen Mengschan aufbaut! Diese Kippscholle besteht von unten nach oben aus gefalteten Gneisen der algo-

^{109a}) Ein Schichtstufenland, in dem die Hauptflüsse dem Einfallen der Schichten entgegengesetzt verlaufen, können wir nicht als ein typisches bezeichnen.

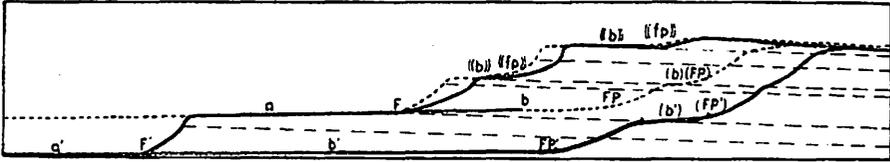


Abb. 14: Schichtstufe und Pediment-Treppe (in aridem Klima).

Die Ober- und Unterkante harter Schichten sind fein gestrichelt; a' b' heutiges, a b ausgeschaltetes Pediment; a, a' schiefe Pediment-Ebenen; b, b' Pediment-Fächer; F, F' Fußkehlen am Bergzwickel; FP, FP' ehemalige und heutige Fußpunkte der Tiefenerosion. Ein großer Teil des alten Gewässerprofils, und zwar die kurzgestrichelte Strecke, ist der Abtragung zum Opfer gefallen, der übrige hat sich in Terrassen erhalten. ((fp)) Fußpunkte der Tiefenabtragung und ((b)) Pediment-Flächen der Hangabspülung und Regenüberspülung.

mischen Rumpffläche, präkambrischen Sandsteinen, Schiefen und quarzitischen Kalken, unterkambrischen Tonschiefen, mittelkambrischen Kalken, Tonschiefen und wieder Kalken, ordovizischen und unterkarbonischen Kalken und uralischen Kohlschichten. Im Ganzen haben diese zum Teil sehr widerständigen Schichten oberhalb der großen algomischen Diskordanz eine Mächtigkeit von etwa 1500 m.

Wie hier eine Kippscholle gekappt wurde, so kann, insbesondere in ariden (und tropischen) Klimaten, gewiß auch eine Schichtstufe im Bereich eines sie querenden Tales durch Lateralerosion gekappt werden, daneben aber erhalten bleiben¹¹⁰⁾.

In einem Schichtstufen- oder Schichttrippenland stellt sich in normal- bis semiaridem Klima ein Talnetz in der Höhe der Gleichgewichtsprofile der Gewässer „schneller“ und großflächiger ein als etwa in kühlgemäßigt humidem Klima. Die Einebnungsflächen greifen hier schneller und weiter auch auf widerständiges Gestein über. Dennoch sind auch hier die sich erhaltenden Bergländer Härtlinge oder von harten Schichten nach oben geschützte Tafelberge, Schichtstufen und Schichttrippen¹¹¹⁾. In Bezug auf das *Neumayrsche* Prinzip müssen wir aber bedenken, daß hier die Fußebenen viel stärkeres Gefälle haben und daher die Fußsockel viel höher sind als in Klimaten mit schwachem Belastungsverhältnis. Auch hier sind, sobald ein Talnetz im Transportgleichgewicht das Bergland durchdringt, die relativen Höhen rein nach der Härte des Gesteins gestaffelt. Doch müssen wir diese Höhen jeweils von den Fußkehlen und Obergrenzen der Planierung aus rechnen, die von Ort zu Ort sehr verschiedene Höhen über dem Meeresspiegel oder der sonstigen Abflußbasis haben.

¹¹⁰⁾ Auch für die Vorzeitformen in Deutschland erscheint mir dies wichtig. *Mortensens* (79; 80) Satz, daß in Zeiten ruckweiser Wasserwirkung im Stufenland die Abtragung der Stufenfläche stark, diejenige an der Stufe schwach sei, finde ich für das Trockenklima Inner-Arabiens nicht bestätigt. Dort hat der Trauf der Kalkstufen einen scharfen Oberrand und umfaßt die volle Mächtigkeit der harten Bank. Die seltenen Dauerquellen des Landes liegen unter weit vorgebauten Überhängen der Eozän-Kalkbank in Ursprungsnischen von Seitentälchen. Diese Überhänge sind durch die Erosion der Quellen auf dem unterlagernden kretazischen Sandstein entstanden. Wohl läßt es sich aber durch seitliche Unterschneidung in aridem (oder tropischem) Vorzeitklima erklären, wenn bei uns Schichtstufen streckenweise, und zwar nur streckenweise, erniedrigt, in gewisser Höhe gekappt, oder eingeebnet sind.

Für alle Gebiete fluviatiler Entwicklung aber können wir folgendes sagen:

In einem Gebiet mit starken Härteunterschieden wird auf dem Wege zum „hohen Alter“ (im Sinne von *Davis*) die Höhe seiner Berge immer ausschließlicher von der „Härte“ des Gesteins und dessen Mächtigkeit und Arealausdehnung abhängig, je mehr das System der Fußflächen oder Auenebenen dieses Gebiet durchdringt. Dieser Satz ist eine Ergänzung des *Neumayr*-schen Prinzips (82). Er zeigt, daß dieses erst voll wirksam wird, wenn das Talsystem die Untergrenze der Tiefenabtragung, die Unterschneidungsfläche, weitgehend erreicht hat.

Infolgedessen hat ein Schichtrippen- und Schichtstufenland (bei nicht allzu großer Mächtigkeit einer harten Schicht) in einem Stadium, in dem die Fußflächen auch über Wasserscheiden der Subsequenzzone hinwegreichen, kaum größere von der Untergrenze der Tiefenabtragung aus gemessene Reliefenergien als 400 m. Zu dieser Formengruppe, die wir unter dem Namen „Härtlingsbergländer“ zusammenfassen können, gehören:

das Nankinger Bergrippenland^{111a}) und das Aravalli-Bergland (beide pedimentiert), die „Valley and Ridge-Province“ der Appalachen im Stadium der „Harrisburg erosion surface“, wohl in sommer-feuchtheißem Klima durch selektive Tieferschaltung einer Einebnungsfläche entstanden (vgl. *D. Johnson*, 61), Weserbergland und viele Schichtstufenländer: Südost-England, Pariser Becken, Altmühl-Rezat-Gebiet, Donau-Alb, Teile des Thüringer Beckens, die Stufenländer Inner-Arabiens und der Sahara (vgl. *Büdel*, 16). In den feuchten Tropen und Randtropen gehört reiner Kalkstein in diesem Sinn nicht zu den harten Gesteinen. Das zeigt z. B. die Entstehung des Turmkarstes (*Wissmann*, 137).

XXXI. Versuch einer Einteilung des fluviatil entstandenen Reliefs der Erde in Großtypen nach dem Anteil des Unterschneidens an ihrer Genese. Gleichgewichtsebene und hypsographische Kurve.

Die Möglichkeit, die Härtlingsbergländer als eine eigene genetische Formengruppe in allen denjenigen Klimaten zusammenzufassen, deren Werden ein vorwiegend fluviatiles gewesen ist, in allen Gebieten, deren jüngerer Klima ein normal arides (*Kaiser*, 64) bis voll humides (kein nivales, subnivales oder extrem arides) war und sich nicht zu lange außerhalb dieser Grenzen bewegte, diese Möglichkeit verlockt dazu, nach dem Anteil des Unterschneidens an der Ausbildung des Reliefs bei fluviatiler Entwicklung folgende Großtypen der Formen aufzustellen:

1. Das Kerbgebirgsland, dessen Höhe über seinem Fuß stark von dem Ausmaß und der geologischen Geschwindigkeit seines jungen und jetzigen Aufsteigens abhängt und in dem nur in Haupttälern und engbegrenzten (gesteins- und tektonisch bedingten) Tie-

¹¹¹⁾ Bei einer Einschachtelung oder sonstigen Tieferschaltung kommt es nicht selten vor, daß hartes Gestein, das von der ersten Kappungsebene abgeschnitten worden war, von der zweiten nicht bewältigt wird und nun als Trabantenberg herausragt (Abb. 13).

^{111a)} Vgl. *H. v. Wissmann*, Südwest Kiangsu. Wiss. Veröff. d. Dtsch. Museums f. Länderkunde zu Leipzig, N. F. 8, 1940, S. 65 ff., Bilder 1—8, 12, 20, 28, 32, 39.

fenzonen die Untergrenze der Tiefenkerbung (die „base level of erosion“ im Sinne von Powell) erreicht wird.

2. Das fluvial geformte Bergland (und Hügelland), das von einem System schmaler oder breiterer Fußflächen und -ebenen (mit „Durchbruchstälern“ ebenso geringen Gefälles) durchsetzt ist und dessen Reliefenergie weit vorwiegend von der Härte des Gesteins, seine Formen von Arealgefüge und Lagerung von Hart und Weich abhängen.
3. Die Fußflächen (des Vorlandes)

- a) auf dem Wege zwei- und mehrphasigen Tieferschaltens, somit der Bereich von Terrassenland, Riedelland und Badlands und
- b) die sich durch Unterschneiden, Tieferschalten und Aufschütten fortbildenden „Ebenen“ (Fußebenen).

Diese Gegenüberstellung soll nur Versuch und Anregung sein. Manche Gebiete sind schwer einzuordnen. So steht das Neckarland zwischen (1) und (2). Das Colorado Canyon „paßt garnicht in dieses Schema“¹¹²).

Wir erkennen immer mehr, wie groß die Bedeutung der Vorgänge ist, die zur Bildung der Gleichgewichtsebenen, zu deren Tiefer- und Höher-schalten (letzteres durch Aufschütten) und Flacherwerden im normalen fluvialen Ablauf („Zyklus“) und deren ständigem Wachsen auf Kosten des Gebirgslandes führen. Das muß sich maßgeblich auf die gesamte vertikale Gliederung der Erdoberfläche bis hinab zum heutigen und eiszeitlichen Meeresspiegel ausgewirkt haben und auswirken. Denn nur verhältnismäßig kleine Trockengebiete der Landfeste haben binnenländische, zentrale Abflußbasen oder stehen unter der Herrschaft des Eises. Da die hypsographische Kurve diese vertikale Gliederung der Erdoberfläche veranschaulicht, ist die Form dieser Kurve im Bereich des Festlandes und Schelfs weitgehend mitbestimmt durch die Profile der Gewässer und ihrer Ebenen, wenn auch die doppelte Verflachung der Kurve und der dazwischen eingeschaltete Festlandsabhang vor allem bedingt ist durch die Unterschiede zwischen den kontinentalen Krustenteilen und denjenigen unter der Tiefsee, insbesondere nach Schwere und säkularer Plastizität (vgl. Jessen, 56).

XXXII. Die Ausbildung des Hangfußes abseits der Taltrichter und -schlächte. Einebnen durch rückschreitendes Unterschneiden.

Es muß nun noch eine Lücke im hier vorgetragenen System beleuchtet werden: Es entstehen in ariden Gebieten am Fuß der Berge abseits der Taltrichter zwar oft stark konkave Übergangsf lächen zwischen Gehänge und Fuß; oft aber entsteht auch dort ein scharf einspringender Winkel, eine Fußkehle (Bryan, 14)¹¹³ .

Der erstere Fall scheint mir z. B. gegeben, wenn von einem Regen zum nächsten eine beträchtliche Decke mechanisch verwitterten Materials entstanden ist. Dann ist der Vorgang der Hangspülung (immediate run off)

¹¹²) Finch und Trewartha (32) rechnen merkwürdigerweise viele Schichtstufenländer, z. B. die Wealds und das Pariser Becken, zu den „plains of stream degradation“. Sie rechnen die hier unter (2) genannte Formengruppe zu den Ausräumungsebenen.

¹¹³) Ein Bergfuß kann nur durch ein Kerbtal oder eine Wasserfläche begrenzt oder konkav oder einspringend sein.

wohl schematisch so zu denken, wie in Abb. 15 dargestellt. Der Fußpunkt der Tiefenabtragung liegt dann für jede Wasserader im Mittel auf ziemlich steilem Gefälle, da das abspülende Wasser größtenteils gegen den Fuß zu im eigenen Schutt versinkt.

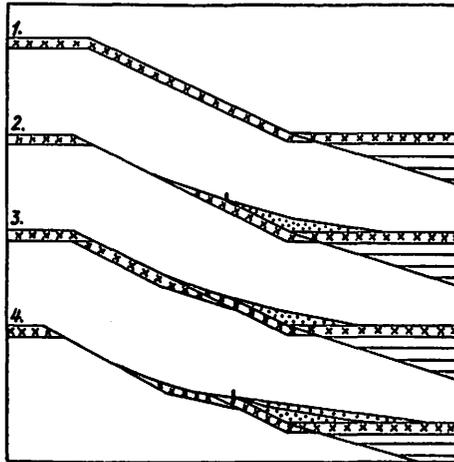


Abb. 15: Überhöhtes Profil der Auswirkung von wechselnder mechanischer Verwitterung und Hangabwaschung.

1. Verwitterung
 2. Hangabwaschung bei Regen, Aufschüttung am Fuß. Korn: mittlere Obergrenze der Aufschüttung.
 3. Neue Hangverwitterung
 4. Hangabwaschung bei Regen, wie 2.
- x x x x x Verwitterungsmaterial : : : : : wieder abgelagertes Verwitterungsmaterial

Anders ist es, wenn auf dem Berghang in der Zeit zwischen den Regengüssen nur wenig Schutt sich bildet. Auch hier hat das herabspülende Wasser an einer (flacheren) Stelle „Gleichgewicht“ zwischen Abtragung und Aufschüttung erreicht. Von dieser Stelle abwärts hat nun ein jeder Wasserfaden das „Bestreben“, durch seitliche Erosion oder eine Kombination von Aufschüttung und seitlicher Erosion seine Umgebung zu einer Gleichgewichtsebene umzugestalten, seitwärts Unebenheiten zu unterschneiden und fortzuschaffen, abwärts zum Teil aufzuschütten, aber auch schräg und gerade ebenenaufwärts die Gleichgewichtsebene auszuweiten. Dabei wird auch eine gemeinschaftliche Ebene benachbarter Wasserfäden hergestellt, und es führt zu einer Einebnung, von der aus auch eine Tiefschaltung erfolgen kann. Dies alles führt zur Bildung einer Fußkehle.

Besonders instruktiv sind in dieser Hinsicht Experimente von *Wurm*¹¹⁴⁾. Dort, wo sich am Gehänge größere Runsen bilden, entstanden auch bei diesen Experimenten Fußpunkte der Tiefenerosion, Fußtrichter und Fußkehlen (im Sinne von *D. Johnson*).

¹¹⁴⁾ In (140) vor allem das erste und fünfte Experiment mit den Abb. 1, 8, 11, 12. Übrigens entsprechen den Endergebnissen der *Wurmschen* Experimente die Erdpfeiler von Bryce Canyon National Park (USA), soweit sie auf eingebneten Flächen aufsitzen.

Wurm (140/79) schreibt über sein Experiment der Ausräumung durch flächenhafte Abspülung (bei gleichmäßiger Wasserbestäubung einer standfesten Teigmasse aus Zementrohmehl): „Die Einebnung (Ausräumung) geht nicht in der Weise vor sich, daß die Hänge immer mehr abgeflacht werden. Das Gegenteil ist der Fall. Die Hänge werden über den jeweiligen örtlichen Erosionsbasen (Fußkehlen) versteilt und zurückverlegt. So entstehen Fußflächen (Fußebenen), die Auftragungen über diesen Fußflächen werden mehr und mehr aufgezehrt, und die Fußflächen verschmelzen dann zu einheitlichen Ebenheiten“¹¹⁵). *Wurm* versteht in seiner Arbeit unter „Erosionsbasis“ ausdrücklich nicht die Abflußbasis, sondern „die jeweilige Höchstlage der Fußfläche“ (Fußebene) (S. 60).

Daß flächenhafte Abspülung auf einer geneigten Fläche zur Ausbildung eines steileren Hanges, auf dem weiterhin flächenhafte Tiefenabtragung herrscht, und einer Fußebene führt, auf der nur noch seitliche Erosion und Tieferschaltung, unter Umständen auch Aufschüttung herrscht, und daß bei einer gewissen Gleichmäßigkeit oder gleichartigen Wiederholung der Abspülung und dadurch einem nicht wesentlich schwankenden Belastungsverhältnis eine Fußkehle als Begrenzung zwischen Hangfläche und Fußebene entsteht, läßt sich auch als Grenzfall auf folgende Weise darstellen:

Man vergegenwärtige sich Talfächertrichter, Bergzwickel, Fußkehlen und Fußpunkte der Tiefenkerbung bei der Entstehung von Pedimenten (Abbildungen der vorliegenden Arbeit) und denke sich die Talausgänge als immer dichter beisammenliegende Ausgänge von Schluchten, schließlich von Runsen. Die Abstände der Fußpunkte der Tiefenkerbung werden immer geringer. Grenzfall ist der glatte Hang, an dessen Fuß die Fußpunkte der Tiefenkerbung zu Fußpunkten der Tiefenabtragung der Hangabspülung geworden sind, die sich zu einer Linie, der Fußkehle des Hanges, zusammenschließen. Wie sich im Taltrichterfächer diese Fußpunkte im Lauf eines „Zyklus“ (im Sinne von *Davis*) mit dem Taltrichterfächer und seiner Randkehle bergwärts verschieben, so auch hier: der Hang weicht (in etwa gleicher Steilheit) zurück an einer Fußkehle, die Fußebene dehnt sich auf Kosten des Areal der Gehänge aus.

Freilich fällt dieser Vorgang nicht mehr unter den Begriff der seitlichen Erosion. Sowohl der einspringende Gefällsknick des Gewässers am Fußpunkt der Tiefenerosion wie die Fußkehle, die am Fuß eines Hanges entsteht, der nicht durch seitliche Erosion, sondern quer zum Abfluß unterschritten wird, wandern ja nicht seitwärts, sondern gewässerwärts wie die rückschreitende Tiefenerosion einer Quelle oder eines ausspringenden Gefällsknickes oder die rückschreitende Tiefenabtragung eines Bergrutsches oder einer Wasserscheide. Wir können daher hier wohl nur von Einebnen durch rückschreitendes Unterschneiden, von planation by retrogressive (regressive) subcision sprechen. Ich erinnere hier an das Rückverlegen der Hinterwand eines Kares und besonders ihres Fußes, das dem Verstehen ähnlich große Schwierigkeiten macht.

Für rückschreitendes Unterschneiden am Hangfuß bzw. für das Entstehen einer scharf ausgeprägten Fußkehle bei diesem Vorgang scheint

¹¹⁵) Die eingeklammerten Worte durch v. *Wissmann* eingefügt. Es sei in diesem Zusammenhang ganz besonders auf Abb. 1 u. 8 bei *Wurm (140)* hingewiesen, wo deutlich erkennbar wird, wie neben einem Einebnen durch rückschreitendes Unterschneiden zu meist einphasiges Tieferschalten, manchmal aber auch Aufschütten zur Erhaltung bzw. Ausdehnung der Einebnungsflächen führt.

körnig (grusig) und sandig verwitterndes Gestein (Granit, Sandstein) eine besonders günstige Voraussetzung zu sein. (*Wurm* verwandte im Experiment, wie gesagt, einen konsistenten Teig von Zementrohmehl.)

Rückschreitendes Unterschneiden erfolgt, wie wir sahen, am Fußpunkt der Tiefenerosion eines Gewässers und am Fuß eines Hanges beim Übergang von der Hangabspülung mit Tiefenabtragung zur Ebenen-Über-spülung oder Schichtflut, dort ohne wesentliche Tiefenabtragung.

Indem wir in ariden Gebieten das linienhafte rückschreitende Unterschneiden am Hangfuß neben das linienhafte seitliche Unterschneiden eines fließenden Wasserbandes stellen, geben wir für das Entstehen arider Felsplattformen neben der „amerikanischen Schule“ — insbesondere *Gilbert* und *Johnson* — auch der „deutsch-afrikanischen Schule“, insbesondere *Waibel* Recht¹¹⁸). Sowohl die Hangabspülung wie die Schichtfluten auf den Fußebenen sind in den semiariden und ariden Gebieten oft von beträchtlichen Ausmaßen und starker Wirkung¹¹⁷). Die Schichtflut und die Regenüberflutung und Rillenspülung sind in Verbindung mit der Verwitterung auf der Pediment-Fläche auch für deren Tiefschalten gewiß von beträchtlicher Wirkung. Die „deutsch-afrikanische Schule“ beginnt 1900 bei *Bornhardt* (9) mit dem „Inselberg-Problem“ und stellt die mechanische Verwitterung¹¹⁹), die Flächenspülung¹¹⁹) und Rillenbildung auf der Fläche¹²⁰) in den Vordergrund. Die „amerikanische Schule“ beginnt schon 1877 mit *Gilbert* und bringt die Fachausdrücke planation by lateral corrasion¹²¹), pediment und sheet flood¹²²), suballuvial bench, bajada¹²³) und „panfan“¹²⁴). Beide Schulen haben je einen wesentlichen Teil des Gesamtvorganges richtig gesehen. Die Wahrheit liegt auch hier in der Mitte. Von ganz besonderer Bedeutung für die Abwägung der Einzelvorgänge bleibt *Waibels* Arbeit über die Karrasberge in Südwest-Afrika (133).

Die Untersuchungen über die Verbreitung der Fußflächen ariden Klimas, und zwar der unter heutigen klimatischen Verhältnissen oder in einem arideren Vorzeitklima entstandenen, der aktiven oder zerschnittenen, sind erst heute in vollen Gang gekommen. Im Westen der Vereinigten Staaten, wo sie *Gilbert* zuerst erkannte, versuchten *W. W. Atwood* (1) und andere die Arbeiten einer großen Zahl von Forschern über tertiäre „erosion surfaces“ der weiten Gebiete vom Great Basin bis zu den Great

¹¹⁰) *Waibel* (134) schreibt: „Der grundlegende Vorgang“ (des Entstehens der Fels-Fußebenen) „ist das verhältnismäßig rasche Zurückweichen der Steilwände durch Wandverwitterung und Flächenspülung, wie das schon *MacGee* und *Bryan* auseinandersetzen *W. Penck* und *MacGee* werden nicht dem scharfen Knick gerecht, der die Berge und Felsebenen der semiariden Gebiete voneinander trennt, und der m. E. nur durch eine besonders schnell und energisch wirkende abtragende Kraft, eben die Rinnen- und Flächenspülung zu erklären ist.“ *MacGee* (74) betonte, daß die „sheetflood erosion“ die Tendenz habe, sich „von den Talebenen aus r ü c k w ä r t s in die Berge e i n z u s c h n e i d e n“ und „am Fuß der Bergwände abzutragen“.

¹¹⁷) Vgl. *Troll* (127/275) und *Philby* (98/II, 35, 183).

¹¹⁸) Zuerst bei *Jäger* (55).

¹¹⁹) Zuerst bei *Obst* (83).

¹²⁰) *Waibel* (134/28 ff. u. 104 ff).

¹²¹) Zuerst bei *Gilbert* (41).

¹²²) Pediment und sheet flood zuerst bei *MacGee* (74).

¹²³) Bajada zuerst bei *Tolman* (125).

¹²⁴) „Panfan“ ist der Sockel eines verschwundenen Restberges. Panfan und suballuvial bench zuerst bei *Lawson* (70).

Plains miteinander zu einem einheitlichen Bild zu verknüpfen. Über die Pedimente in Nordafrika und dem Sudan arbeiten *Dresch* (29), *Fernand Joly* (31) und *Birot* (7). In Erweiterung der Untersuchungen in der Mongolei von *Berkey* und *Morris* (5) kündigt *Su Ting* (124) eine Arbeit über Pedimente im Tarim-Becken an. Meine eigene Arbeit über quartäre und junge Fußflächen ariden Klimas in China wird als Teil und Anhang der Arbeit über die Morphologie des Nankinger Berggripenlandes wohl bald abgeschlossen sein.

Pliozäne Fußflächen ariden Klimas in Spanien untersucht *Hernandez Pacheco* (47), in Portugal *Ribeiro* und *Feio* (107) und *Cotelo Neiva* (21), vor der heute humiden Nordfront der Pyrenäen *Taillefer* (127). Die letzteren leiten über zu *A. Pencks* (92) und *Malaschofskys* (75) Beobachtungen am Nordfuß der Alpen (vgl. S. 4 Anm. 11).

XXXIII. Die Kategorien des herrschenden Unterschneidens und des Tieferschaltens.

- A) Das Unterschneiden durch stehende Gewässer.
 - 1. durch die Brandung.
 - 2. Chemisches Unterschneiden, vor allem im Kalk.
- B) Das Unterschneiden durch fließendes Gewässer.
 - 1. Zweiseitige seitliche Erosion.
 - a) auf Trichterfächern und schiefen Fußebenen verwilderter Gewässer (hohes Belastungsverhältnis).
 - b) auf Talschlauch-Sohlen und Ebenen frei mäandrierender Gewässer (schwaches Belastungsverhältnis).
 - c) chemisch durch Lösung im Kalk oder mit Hilfe der Verwitterung (feuchte und wechselfeuchte Tropen).
 - 2. Einseitige seitliche Erosion.
 - a) nach dem *Baerschen* Gesetz, insbesondere bei großen Tieflandströmen.
 - b) bei Randflüssen einer schiefen Ebene.
 - c) bei Kippung quer zum Strom, Schichtenneigung quer zum Strom, Wind quer zum Strom usw.
 - 3. Rückschreitendes Unterschneiden.
- C) Das Tieferschalten.
 - 1. einphasiges, durch das Brandungsgeröll, die Schuttlast pendelnder oder mäandrierender Gewässer, durch Schichtfluten, Regenüberflutung, Rinnenbildung. Vorarbeit durch die Verwitterung, insbesondere in den feuchten und wechselfeuchten Tropen.
 - 2. zweiphasiges, mit den Zwischenstadien der Bildung von Terrassen, Riedelländern oder Badlands.

XXXIV. Schlußbemerkungen.

Die hier vorgelegte Arbeit hat ihren Zweck erreicht, wenn sie den Kreis der Fragestellungen erweitern hilft und zu Diskussionen und weiteren vergleichenden Forschungen, vor allem in verschiedenen Klimagebieten, aber auch in der Heimat mit ihren verschiedenen Vorzeitklimaten anregt. Nebenbei will sie darauf hinweisen, welche Bedeutung einer exakten Begriffsbildung und eindeutigen Terminologie zukommt

und wie weit wir in der Geomorphologie hiervon noch entfernt sind, zumal die verschiedenen europäischen Sprachen für geographische Begriffsbezeichnungen insbesondere seit 1914 keine parallele Entwicklung hatten. Für das Englische, in dem ich in China sechs Jahre lang lehrte, war ich bemüht, die Übersetzung der jeweils für den behandelten Fragenkreis wichtigsten Termini zu geben, oder das Einander-Überschneiden der Begriffsbereiche im Englischen und Deutschen zu zeigen.

Obwohl ich versucht habe, das Verwobensein der Vorgänge in der Vielzahl ihrer Abhängigkeiten nicht aus dem Auge zu verlieren, mögen doch manche dieser Vorgänge einfacher gesehen sein, als sie sind. Ein enges Zusammenarbeiten mit dem Physiker wäre nötig. Jedenfalls glaube ich gezeigt zu haben, eine wie große Bedeutung dem Gleichgewichtsprofil des fließenden Wassers, dem Unterschneiden in der Horizontalen, der Gleichgewichtsebene, ihrer Fortbildung durch Tieferschalten und Aufschütten und ihrer Begrenzung gegen den Bereich der Tiefenabtragung zukommt.

Gleich nach Beendigung der vorliegenden Arbeit im Frühjahr 1950 erkannte ich beim Lesen neuer Arbeiten über quartäre Terrassensysteme, daß ein Ausbau der Ergebnisse meiner Arbeit auch für die Klärung dieser Fragenkreise von Bedeutung sein würde. Ich begann daher eine weitere Arbeit zu schreiben, in deren Kern die Fragen der Entstehung von Flußterrassen durch Klimawechsel stehen. Ein Wechsel zwischen ozeanisch gemäßigttem Klima und periglaziale Klima mit starker Frostverwitterung ruft einen Wechsel zwischen schwachem und ziemlich starkem Belastungsverhältnis der Gewässer hervor. Im größten Teil des Laufes der Auentäler unserer Mittelgebirge wirkt sich dieser Wechsel auf folgende Weise aus: Schwaches Belastungsverhältnis — Transportgleichgewicht, reines Unterschneiden. Zunehmendes Belastungsverhältnis — Aufschütten mit Unterschneiden. Starkes Belastungsverhältnis — Transportgleichgewicht, reines Unterschneiden. Beginn abnehmenden Belastungsverhältnisses — ebenenhaftes Tieferschalten. Stärker abnehmendes Belastungsverhältnis — Einschneiden (plötzlich einsetzend). Schwach abnehmendes Belastungsverhältnis — Unterschneiden verbunden mit ebenenhaftem Tieferschalten. Schwaches Belastungsverhältnis — reines Unterschneiden. Weiter wie oben. Man mache sich diese Folge und ihre Wiederholung in einer Zeichnung klar, und man wird manche Gesichtspunkte klarer erkennen können, die bei der klimatischen Deutung eiszeitlicher Schotterterrassen zu beachten sind. Auch auf andere spezielle Fragenkreise werden theoretisch systematische Grundlagen angewandt werden können, die in der vorliegenden Arbeit gefunden wurden¹²⁵⁾.

¹²⁵⁾ Es sei in diesem Zusammenhang u. a. besonders auf folgende Arbeiten hingewiesen: *Soergel, W.*, Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. Berlin 1921 / *Büdel, J.*, Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. *Pet. Mitt. Erg.-K.* 229. Gotha 1937 / *Büdel J.*, Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. *Geol. Rundsch.* 34, 1944 / *Troll, C.*, Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. *Erdkde.* 2, 1948, S. 1-22 / *Schäfer J.*, Die diluviale Erosion und Akkumulation. Erkenntnisse aus Untersuchungen über die Talbildung im Alpenvorland. *Forsch. z. dt. Landeskde.* Bd. 49, Landshut 1950 / *Mensching, H.*, Schotterfluren und Talauen im Niedersächsischen Bergland. *Göttinger Geogr. Abh.* H. 4, Göttingen 1950.

Literatur

1. *Atwood, W. W.*, The Tertiary Erosion Surfaces in the Rocky Mountains Region of North America. Congr. Int. de Géogr. Lisbonne 1949, Résumés et Communications, S. 67.
2. *Baulig, H.*, La notion du profil d'équilibre: histoire et critique. Comptes Rendues, Congr. Int. Géogr. Cairo 1925, Bd. 3, S. 51-63.
3. *Becker, H.*, Mittel- und Westeuropa. Abschn. III von Bd. 2: Paläozoische Tafeln und Gebirge. Reg. Geol. d. Erde. Leipzig 1938.
4. *Behrmann, W.*, Morphologie der Erdoberfläche, Hdb. d. Geogr. Wiss., hg. v. *F. Klute*, Bd. 1, S. 356-537.
5. *Berkey, C. T.*, und *F. K. Morris*, Geology of Mongolia. Nat. Hist. of Central Asia, Bd. II. New York 1927.
6. *Blackwelder, E.*, Desert Plains. Journ. of Geology 39, 1931, S. 133-140.
7. *Birot, P.*, On the Pediments Problem. Congr. Int. Géol. Lisbonne 1949, Résumés et Communications, S. 33.
8. *Blondel, F.*, L'érosion en Indochine. Comptes Rendues Congr. Int. Géogr. Paris 1931, II. Bd., S. 558.
9. *Bornhardt, W.*, Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas. Deutsch-Ostafrika, Bd. VII, Berlin 1900. Mit Atlas.
10. *Brühäuser, M.*, Erläuterungen zum geologischen Blatt Schramberg 1 : 25 000. Stuttgart 1909.
11. *Braun, G.*, Deutschland. 2. Aufl., Berlin 1936.
12. *Braun, G.*, Grundzüge der Physiogeographie. II. Leipzig 1930.
13. *Bryan, Kirk*, Erosion and Sedimentation in the Papago Country, Arizona. US-Geol. Surv. Bull. 730, 1922, S. 19 ff.
14. *Bryan, Kirk*, Process of formation of pediments at Granite Gap, New Mexico. Ztschr. f. Geomorph. 9, 1935/36, S. 125-135.
15. *Büdel, J.*, Die Rumpftreppen des westlichen Erzgebirges. Verh. u. Wiss.. Abh. d. 25. Dt. Geogr. Tages zu Nauheim. Breslau 1935. S. 138-147.
16. *Büdel J.*, Das Verhältnis von Rumpfflächen zu Schichtstufen. Pet. Mitt. 1938, S. 229 ff.
17. *Castell, W. D., Graf zu*, Chinaflug. Berlin-Zürich 1938.
18. *Cholnocky, J. v.*, Umformungsvorgänge der Meeresküste. Pet. Mitt. 1927, S. 193-197.
19. *Cloos, H.*, Kampf um die Fläche. Geol. Rdsch. 31, 1940, S. 321-327.
20. *Cloos, H.*, Zwei Terrassenbilder aus Südwest-Afrika. Geol. Rdsch. 31, 1940, S. 67 ff.
21. *Cotelo Neiva, J. M.*, Pliocenic detrital deposits near Bragança. Congr. Int. Géogr. Lisbonne 1949, Résumés et Communications, S. 37.
22. *Credner, W.*, Das Kräfteverhältnis morphogenetischer Faktoren und ihr Ausdruck im Formenbild Südost-Asiens. Bull. Geol. Soc. China 11, 1932, S. 13-34.
23. *Credner W.*, Siam. Stuttgart 1935. S. 42 mit Abb. u. S. 38, sowie Taf. 6, Abb. 8.
24. *Crickmay, C. H.*, Late stages of Erosion Cycle. Geol. Magazine 70, 1933.
25. *Davis, W. M.*, Geographic Classification, illustrated by a Study of Plains, Plateaus and their Derivatives. Amer. Assoc. Adv. of Science 1884.
26. *Davis W. M.*, *Physical Geography. Boston, New York etc. 1898.*
27. *Davis, W. M.*, Rock Floors in Arid and Humid Climates. Journ. of Geol. 38, 1930, S. 1 ff, S. 136 ff.
28. *Davis, W. M.*, The Peneplain. Geographical Essays. Boston 1909. S. 350-412.
29. *Dresch, J.*, A propos des pediments en Afrique méditerranée et tropicale. Congr. Int. Géogr. Lisbonne 1949, Résumés et communications, S. 34.
30. *Fernand Joly, M.*, Pediments et glaciers dans le Sud-Est du Maroc. Congr. Int. Géogr. Lisbonne 1949, Résumés et communications, S. 36.
31. *Finch, V. C. & G. T. Trewartha*, Elements of Geography. New York 1942.
32. *Field, R.*, Stream carved Slopes and Plains in Desert Mountains. Amer. Journ. of Science, 5. Ser., 29, 1935, S. 313-322.

34. *Flohn, H.*, Beiträge zur Problematik der Talmäander. Frankf. Geogr. Hefte 9, 1. 1935.
35. *Flohn H.*, Zur Paläomorphologie und Paläoklimatologie des Buntsandsteins in Luxemburg. Arch. d. K. Grhgz. Inst. in Luxemburg 15, 1937, S. 81-88.
36. *Frank, M.*, Ergebnisse neuer Untersuchungen über Fazies und Bildung von Trias und Jura in Südwest-Deutschland. Geol. Rdsch. 28, 1937, S. 465-498.
37. *Freise, F. W.*, Erscheinungen des Erdfließens im Tropenurwalde. Z. f. Geomorph. 9, 1935/36, S. 85-98.
38. *Freise, F. W.*, Inselberge und Inselberglandschaften im Granit- und Gneisgebiet Brasiliens. Z. f. Geomorph. 19, 1936/38, S. 137-168.
39. *Geisler, W.*, Australien und Neuseeland. In Klute, Handb. d. Geogr. Wiss. Potsdam 1930.
40. *Gilbert, G. K.*, Lake Bonneville. U. S. Geol. Surv. Monogr. I, 1890. Kapitel: The Stream Terrace.
41. *Gilbert G. K.*, Report on the Geology of the Henry Mountains. U. S. Geogr. and Geol. Surv. of the Rocky Mts. Region. Washington 1877. Abschn.: Planation S. 126-135.
42. *Gillmann, C.*, Zum Inselbergproblem in Ostafrika. Geol. Rdsch. 28, 1937, S. 296 f.
43. *Grabau, A. W.*, A Textbook of Geology. Part I: General Geology. Boston 1920. S. 390 ff.
44. *Graul, H.*, Zur Morphologie der Ingolstädter Ausräumungslandschaft. Forsch. z. Dt. Ld. u. Volkskde. 23, 1943.
45. *Green, J. F. N.*, in Quarterly Journ. of the Geol. Soc., London 92, 1936. Referiert von Wooldridge-Morgan, The Physical Basis of Geography. London 1937, S. 166 f.
46. *Heim, A.*, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878, I.
47. *Hernandez Pacheco, F.*, Las „rañas“ del occidente de España. Congr. Int. d. Geogr. Lisbonne 1949, Résumés et Communications, S. 35.
48. *Hettner, A.*, Die Oberflächenformen des Festlandes. Geogr. Schr. H. 4. 1928.
49. *Hettner, A.*, Rumpfflächen und Pseudorumpfflächen. G. Z. 19, 193, S. 185-202.
50. *Hol, J. B. L.*, Das Problem der Talmäander. Z. f. Geomorph. 10, 1936/38, S. 169-195.
51. *Horwitz, L.*, Contribution à l'étude des cônes de déjections dans la vallée du Rhône. Bull. Soc. Vaudoise des Sc. Nat. 47, 1911, Nr. 173.
52. *Howard, A. D.*, Pediment Passes and the Pediment Problem. Journ. of Geomorph. New York 1942, S. 3-31, 95-136. (Von mir kurz in London eingesehen.)
53. *Hubert H.*, Mission scientifique au Dahomey. Paris 1908.
54. *Hummel, K.*, Karte der pliozänen Verebnungsflächen des Vogelsberges. Geol. Rdsch. 31, 1940, Tafel 1. Text S. 8-51.
55. *Jäger F.*, in Verh. d. 18. Dt. Geogr. Tags zu Innsbruck 1912, S. 28-29 und S. XIV.
56. *Jessen, O.*, Die Randschwellen der Kontinente. Pet. Mitt. Ergh. Nr. 241. Gotha 1943.
57. *Jessen, O.*, Reisen und Forschungen in Angola. Berlin 1936. Morphologische Ergebnisse S. 325-358.
58. *Johnson D.*, Rock Fans of Arid Regions. Amer. Journ. of Science, 5. Ser., 23, 1932, S. 389-416.
59. *Johnson D.*, Planes of Lateral Corrasion. Science N. S. 73, 1931, S. 174-177.
60. *Johnson D.*, Rock Planes of Arid Regions. Geogr. Review 1932, S. 656-665.
61. *Johnson D.*, Stream Sculptures on the Atlantic Slope. Col. Univ. Press. New York 1931.
62. *Journot, C.*, Le couloir périphérique des Maures. Ann. de Géogr. 57, 1948, S. 109-118.
63. *Jovanović, P. S.*, Les profils fluviatiles en long, leurs formes et leur genèse. Paris 1940. Referiert von *F. Machatschek*, Pet. Mitt. 89, 1943, S. 102-104.
64. *Kaiser, E.*, Was ist eine Wüste? Mitt. Geogr. Ges. München 16, 1923.

65. Kaufmann, H., Rhythmische Phänomene der Erdoberfläche. Braunschweig 1929.
66. Kirchberger, M., Der Nordwestabfall des Rheinischen Schiefergebirges zwischen der Reichsgrenze und dem Rurtalgraben. Verh. Naturhist. Ver. d. Pr. Rheinlande u. Westfalens, Bonn 74, 1917 (1919).
67. Krebs, N., Über Wesen und Verbreitung der tropischen Inselberge. Abh. Preuß. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. 1942, Nr. 6, Berlin 1942.
68. Krebs, N., Vorderindien und Ceylon. Stuttgart 1939.
69. Kreuter, F., Der Flußbau. Hdb. d. Ingenieurwiss., 3. T., 6. Bd. 5. Aufl. 1921, S. 96 f.
70. Lawson, A. C., The epigene Profile of the Desert. Univ. of Calif. Publ., Dept. of Geol. 9, 1915, S. 23-48.
71. Lehmann, O., Beiträge zur gesetzmäßigen Erfassung des Formenablaufs bei ständig bewegter Erdrinde und fließendem Wasser. Mitt. Geogr. Ges. Wien 65, 1922, S. 55-78.
72. Lichtenecker, N., Das Bewegungsbild der Ostalpen. Die Naturwissenschaften 1925.
73. Louis, H., Probleme der Rumpfflächen und Rumpftreppen. Verh. u. Wiss. Abh. d. 25. Dt. Geogr. Tags zu Nauheim. Breslau 1935. S. 118-137.
74. MacGee, W. J., Sheetflood Erosion. Bull. Geol. Soc. of America 8, 1897, S. 87-112.
75. Malaschofsky, A., Morphologische Untersuchungen im kalkalpinen Isar- und Loisachgebiet. Mitt. Geogr. Ges. München 33, 1940.
76. Meulen, D. van der, Aden to the Hadhramaut. London 1947.
77. Mittelholzer, W., Flugaufnahmen aus Persien als Diapositive bei Verlag F. Stödtner, Berlin. a) 162038 Maksar südl. Ispahan. b) 162039 Gebirgsmassiv zwischen Ispahan und Schiras. c) 162085 Mendjilpass, Abfall der Kaswiner Hochebene.
78. Mittelholzer, W., Persienflug. Zürich 1924.
79. Mortensen, H., Rumpffläche — Stufenland — Alternierende Abtragung. Pet. Mitt. 93, 1949, S. 1-14.
80. Mortensen, H., Alternierende Abtragung. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. 1947, S. 27-30.
81. Mortensen, H., Zur Theorie der Flußerosion. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. 1942, S. 35-36.
82. Neumayr, M., Die geographische Verbreitung der Juraformation. Denkschr. der K. K. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 1885, S. 11.
83. Obst, E., Die Massaisteppe und das Inselbergproblem. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg 1913, S. 181 ff.
84. Obst, E., Das abflußlose Rumpfschollenland im nordöstlichen Deutsch-Ostafrika. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg 1923, S. 27 ff.
85. Östreich, K. und W. M. Davis, Praktische Übungen in physischer Geographie. Leipzig 1918, S. 4 ff.
86. Ogilvie, I. G., The High Altitude Conoplain. Amer. Geol. 36, 1905, S. 27-34.
87. Panzer, W., Zur Geomorphologie Südchinas. Geol. Rdsch. 26, 1935, S. 155.
88. Patsch, J., Die Hohe Tatra zur Eiszeit. Leipzig 1923, mit Karte.
89. Passarge, S., Adamaua. Berlin 1895.
90. Passarge, S., Das Problem der Inselberglandschaften. Z. f. Geomorph., 4, 1929, S. 109-122.
91. Passarge, S., Geomorphologische Probleme aus Kamerun. Ztschr. Ges. Erdk. Berlin 1910.
92. Penck, A., Die Fußfläche der Alpen in Oberbayern. Sven Hedin-Festschrift. Geograph. Annaler 17, 1935, S. 641-653.
93. Penck, A., Morphologie der Erdoberfläche. I u. II. Stuttgart 1894.
94. Penck, A., Über Denudation der Erdoberfläche. Schr. d. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntnisse. Wien 27, 1886/87.
95. Penck, A., Die Morphologie der Wüsten. Geogr. Ztschr. 1909, S. 549-550.
96. Penck, W., Der Südrand der Puma de Atacama. Abh. math.-nat. Kl. d. Sächs. Ak. d. Wiss. 38, Nr. 1. Leipzig 1920.
97. Penck, W., Die morphologische Analyse. Stuttgart 1924.
98. Philby, H., Das geheimnisvolle Arabien. Leipzig 1925.

99. *Philippson, A.*, Grundzüge der allgemeinen Geographie. II. Teil 2, Leipzig 1932.
100. *Philippson, A.*, Morphologie der Rheinlande. Düsseld. Geogr. Vortr. II, Breslau 1927, S. 1—8.
101. *Pirsson, L. V.*, A Textbook of Geology. Part I: Physical Geology. 3rd. Edition. New York 1929.
102. *Powell, J. W.*, Exploration of the Colorado River of the West and its Tributaries. Washington 1875.
103. *Ramsay, A. C.*, On the Denudation of South-Wales. Mem. Geol. Surv. of Great Britain. I, 1846.
104. *Rathjens, C. jun.*, Die Raxlandschaft als Problem der alpinen Morphologie. Forsch. u. Fortschr. 1947, November.
105. *Rehbock, Th.*, Bettbildung, Abfluß und Geschiebepbewegung bei Wasserläufen. Ztschr. Dt. Geol. Ges. 81, 1929, S. 497-534.
106. *Rehbock, Th.*, Abfluß, Bettbildung und Energiehaushalt der Wasserläufe. Pet. Mitt. 73, 1927, S. 299.
107. *Ribeiro, O.*, et *M. Feio*, Les Dépôts de type „rañas“ au Portugal. Congr. Int. Géogr. Lisbonne 1949, Résumés et Communications, S. 39.
108. *Richthofen, F. v.*, Tagebücher aus China, I, Berlin 1907.
109. *Richthofen, F. v.*, China. II. Berlin 1882. Insbesondere Kapitel: Über Abrasion und Transgression S. 766-783.
110. *Richthofen, F. v.*, China. III. Berlin 1912.
111. *Richthofen, F. v.*, Führer für Forschungsreisende. 1886.
112. *Schmitthenner, H.*, Landformen im außertropischen Monsungebiet. Wiss. Veröff. d. Dt. Museums für Länderk. zu Leipzig. N. F. 1, 1932, S. 81-101.
113. *Schmitthenner, H.*, Die chinesische Lößlandschaft. Geogr. Ztschr. 1919, S. 308-322.
114. *Sölch, J.*, Die Formung der Landoberfläche. In: O. Kende, Handb. d. geograph. Wissenschaft. Berlin 1914.
115. *Sölch, J.*, Eine Frage der Talbildung. Festband A. Penck. Stuttgart 1918, S. 66-92.
116. *Sölch, J.*, Grundfragen der Landformung in den nordöstlichen Alpen. Geogr. Annalen 4, 1922, S. 157-193.
117. *Sölch, J.*, Über die Schwemmkegel der Alpen. Geogr. Annal. 31, 1949, S. 369-383.
118. *Stiny, J.*, Die ostalpinen Eiszeitschotterfluren. Zentralbl. f. Min. etc. 1923.
119. *Strigel, A.*, Geologische Untersuchungen der permischen Abtragungsfläche im Odenwald und in den übrigen deutschen Mittelgebirgen. Ein paläogeographischer Versuch. II. Verh. d. nat.-hist.-med. Ver. zu Heidelberg, N. F. 13, Heidelberg 1914.
120. *Strigel, A.*, Zur Paläographie des Schwarzwaldes. Die Abrasionsfläche als klimatisch-tektonisches Problem des oberen Perm. Frankfurt a. M. und Heidelberg 1922.
121. *Taillefer, F.*, Ancient Arid and Semi-arid Piedmonts north of the Pyrenees. Congr. Int. Géogr. Lisbonne 1949, Résumés et Communications, S. 40.
122. *Thiele, E. O.* und *R. C. Wilson*, Portuguese East Africa. Geogr. Journ. 45, 1915, S. 16.
123. *Thorbecke, F.*, Die Inselberglandschaft von Nord-Tikar. Hettner-Festschrift. Breslau 1921.
124. *Ting, Su*, Morphology of the Tarim Basin and the Formation of Pediments. Congr. Int. Géogr. Lisbonne 1949, Résumés et Communications, S. 41.
125. *Tolman, C. F.*, Erosion and Deposition in Southern Arizona Bolson Region. Journ. of Geol. 17, 1909, S. 136-163.
126. *Troll, C.*, Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. Forsch. z. Dt. Ld.- u. Volksk. 24, 4, 1926.
127. *Troll, C.*, Wüstensteppen und Nebeloasen im südubischen Küstengebirge. Z. Ges. f. Erdk. Berlin 1935, S. 241-281.
128. *Vincent, J.*, The Namuli Mountains. Geogr. Journ. 81, 1933, S. 314.
129. *Wagner, G.*, Berg und Tal. Erdgesch. u. ldk. Abh. a. Schwaben u. Franken, H. 4, Öhringen 1922. — Allg. Teil: Umlaufberge, S. 132-141, 172.
130. *Wagner, G.*, Das süddeutsche Stufenland. Manuskript.

131. *Wagner, G.*, Die Landschaftsformen von Württembergisch-Franken. Erdgesch. u. Idk. Abh. a. Schwaben u. Franken, H. 1, Öhringen 1920.
132. *Wagner, G.*, Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte, 1. Aufl., Öhringen 1931.
133. *Waibel, L.*, Gebirgsbau und Oberflächengestalt der Karrasberge in Südwestafrika. Mitt. a. d. Dt. Schutzgeb. 33, 1925, S. 1-38, 81-142.
134. *Waibel, L.*, Die Inselberglandschaft von Arizona und Sonora. Ztschr. Ges. Erdk. Berlin 1938, Sonderband, S. 68-91.
135. *Wilhelmy, H.*, Die Oberflächenformen des Iskergebietes. Wiss. Veröff. d. Mus. f. Länderkunde zu Leipzig, N. F. 1, 1932, S. 21-80.
136. *Wissmann, H. v., C. Rathjens, F. Kossmath*, Beiträge zur Tektonik Arabiens. Geol. Rundsch. 33, 1942, S. 221-353.
137. *Wissmann, H. v.*, Der Turmkarst in Kwangsi und Tongking. Unveröff. Manusk.
138. *Worcester, P. G.*, A Textbook of Geomorphology. New York 1939.
139. *Württ. Statistisches Landesamt*, Geologische Übersichtskarte von Südwestdeutschland 1 : 600 000. 1938.
140. *Wurm, A.*, Morphologische Analyse und Experiment. Hangentwicklung, Einebnung, Piedmonttreppen. Z. f. Geomorph. 9, 1935/36, S. 57-87.

Sach- und Ortsregister*)

A

- Abasing, abasement (of plains) A 32
 abaisser, abaissement (de plaines) A 32
 Abflachung des Hanges 40, 41, 57
 Abflußbasis 9, 14, 20, 21, 24 f, 30, 32, 46, 53,
 A 27, 38 f, 55
 Höher-, Tiefer-, Verlegen 36 ff, 43, 57
 fixierte A 38
 örtliche 14, 28, 51, A 80
 Abflußfaktor, -dauer (jähr.) 15, 24
 Ablagern s. Aufschütten
 Ablauf fluviatiler Formenbildung („Zyklus“) 3, 12-14, 20, 27, 36-42, 52-57, A 8,
 49, 95 f
 Abrasion (durch Brandung) 1, 2, 6 ff, 37 f,
 59, A 10 f, 17, 89
 „Abrasion“, terrestrische 6 f, A 17
 abrasion (engl.) 6, 40 f
 Abschleifungsbruch 22, 38, 41, 44
 Abschleifen (Gletscher) 5, 40, A 19, 73
 der Flußgeschiebe 6-8, 16
 Abspülung von Hang und Ebene 5, 9, 11,
 19, 27, 53-59, A 71, 73, 116
 Abtragen 4-6, s. a. Ausräumen, Tiefen-
 abtragung
 Afrika 27, 29, 40, 49, 54, 58 f, T II
 aggradation (aggrading) 4, 6, 21
 aktive (in Bildung begriffene) Ebene und
 Felsplattform
 Gz, insbes. 2, 6, 9, 11 f, 17, 20-22, 27,
 32 ff, 35-39, 41, 51, 54 f, 59 f, T II
 Alb 54, A 47, 90
 algomische Orogenese 39, 53
 Alpen 14 f, 31, 41, A 19
 Nordfuß 30, 59, A 11
 Vorland 15, A 42, 46, 78
 Altai 31
 Amazonas 25, A 6
 amerikanische Schule 58
 Anastomosieren 11, 17, 25 f, A 36
 Anden 25
 Angola A 107
 Antezedenz 12, 22, 52, vgl. Trugrumpf
 Anzapfen 27
 einer Fußebene 47
 Appalachen 42, 54, A 11
 Arabien 50, 54, A 110
 Aravalli 54
 Arbeitskraft seitlicher Erosion 16 f, 26,
 28, 51 f
 Arealgefüge zwischen Fußflächen und
 Kerbgebirge 24 f, 41 f, 48, 51-55
 zwischen „Hart“ und „Weich“ 26, 38, 48,
 50-55
 Arides Klima Gz, s. a. Belastungsver-
 hältnis
 Arizona A 11
 Atacama A 61
 Atlasländer 27, 29, 59
 Auentäler 11, 17 f, 24, 34 f, 41 ff, 45, 50, 60
 Aufschleifungsbruch 22, 44
 Aufschütten, Aufschüttungsebene, 1, 3,
 8 f, 11, 13, 15, 17, 20 ff, 25-39, 41, 43 ff,
 50, 55-57, 60, A 6, 8, 20, 36, 38, 46, 115,
 s. a. Transgression, Fächer

*) Es bedeutet: A mit Zahl in Kursiv = Anmerknungsnummer des Textes; T = Tafel; Gz = Stichwort in der ganzen Arbeit oder von einer genannten Seitenzahl an; s. a. = siehe auch, s. d. = siehe dort; Hauptstellen sind durch Kursivdruck hervorgehoben.

Ausbrechen von Gestein 5, 40
Ausgleichsprofil 8, 14, 24, 36 f, 51 f, 53
Ausräumen Gz, bes. 4 ff, 12, 21, 24 ff, 28,
56 ff
Ausräumungs-Landschaft u. a. 49 f
-Zone (Stufenland) 52-55
-Becken 12, 28, 51, A 33
Ausschalten einer „aktiven“ Ebene 9-12,
15, 40 ff, 44, 46, 60
Australien A 109

B

Badlands 10 ff, 15, 27, 37, 42, 46 ff, 55, 59,
A 31, T I
Baersches Gesetz 18, 28, 32 f, 59, A 48, 76
Bajada 9, 26 f, 29 f, 40, 46, 50, 56, 58, A 31
Balkan-Gebirge 12
base-level of discharge 21
of erosion 21, 55, A 39, 54
base-line of vertical erosion A 53
Basistunnel 24
Becken s. Talbecken, Wanne
begraben s. fossilisieren
Begriffsbildung 7, 59
„Beharrungszustand“ des Gewässerprofils
12, 20
Belastungsverhältnis 9, 12, 14, 15 f, dann
Gz
Ab- und Zunahme 16 f, 22, 27, 31, 33-35,
42-46, 50, 52, 60
Berg-Land (von Fußflächen durchsetzt)
41 f, 51-55
-fuß A 113, s. Fuß-
-zwickel 18, 19, 25 f, 45, 47, 53, 57, T I
Beschleunigung A 23
Bifurkation (von Fluß oder Ebene) 17, 30,
31, 46 f, A 48
Boden-bildung 23 f, 49
-fließen 5, 7, 14, 23, 25 f, A 68
Böhmische Masse 39
Brandung s. Abrasion
Buntsandstein 34 f, 38 ff, A 88 f

C

Charge-limite 8
Chemische Verwitterung (arbeitet dem
Ebenen vor) 23 f, 28, 31, 41, 49, 59,
A 63
China 2 f, 30 f, 44 ff, 50, 52 ff, 59
A 11, 77, 95, 102, 103a, 111a, T I
cliffing 6
Colorado Canyon 55
conoplane 47, A 40, T II
corrasion 2, 6, 27, 58, A 54
cutting (surf) 6
down 6
away 6, 57, A 95
cycle of erosion 13, s. „Zyklus“

D

Deflation 5, 37
degrading (degradation) 4, 6, 21, A 112
Delta 9, 14, 18, 36, A 29
Denudation 5, A 56

Denudationsniveau 21
-diskordanz A 69
Denver 25
Destruction (destruction) 4, 6
deutsch-afrikanische Schule 58
Deutschland 28 f, 34, 39, 54, 58, 60, A 45,
47, 78, 90, vgl. Alpen
Deutsch-Ostafrika 49, T II
discharge 21
disconformity by planation A 69
Diskordanz 1, 27, 38-41, 48, 53, A 95
-Ebene 39 f, 48
divide (shifting of) 6
Donau 12, 31, A 47
„Durchbrüche“ 12, 18, 22, 51 f, 56 f, A 80
Durchlässigkeit 11
Durchragungen 38 f, 41, A 88

E

Ebene, geographische Gz, insb. 7, 55,
A 18; s. a. Fußebene, Gleichgewichtsebene
geologische 39
ebenenhaftes Tiefschalten s. einphasiges
ebenenhafte Tiefenabtragung 11 f
Ebenen-Überspülung s. Flächenspülung
Ebenen 1 ff, 9, 11, 26 f, 55, 59, 60, sonst
Gz, s. a. planation
Eingangstrichter 14, 51
einphasiges Tiefschalten 5, 8, 9-12, 15,
21, 33, 59, 60, A 115
Einschachten 15, 27 f, 30 f, 42 f, 48, 53, 60,
A 42, 99, 111
Einschneiden s. Tiefenerosion
einseitiges Unterschneiden 18, 28, 32 f, 44,
59, A 48, 76
Einstürzen 5
Eiszeit 27, 31, 36, 42, 60, vgl. Glazial,
periglazial, Quartär
England 54, A 112
Engtal s. Durchbrüche
Epigenese 52, A 80, vgl. Durchbrüche
episodische Wasserführung 12, 15, 20 f,
25, 37, A 62
Erdfließen, tropisches 5
Erdpfeiler A 114
Erosion 5f, A 4, s. seitliche, Tiefenerosion
Erosion 5 f, A 4, s. seitliche Tiefen-
erosion (engl.) 6, 21, 55, A 53
erosion-plain 42
-surface 54, 58, A 37
Erosion-basis 21, 57, A 27, 53, s. Abfluß-
basis, Fußpunkt der Tiefenerosion
-konkave 18, A 47, 49
-terminante A 39
-zyklus s. Ablauf
„Ertrinken“ s. Fossilisieren
Erzgebirge 39
Etesienklima s. mediterran
Europa 29, 31, 33, 46, 59, A 6, 13, 80; s. a.
Deutschland, Alpen
Eustasie 27, 33, 36 ff, 44 ff, 55, A 87

F

Fächer, Kegel, s. Trichter
Faltung s. Orogenese
Fastebene 40-43, A 8, 49, vgl. Ablauf
Fels- und Lockermaterial, Gleichgewichts-Schnittebene über ... 9, 11 f, 22, 28 f, 29 f, 34-38, 40 f, 45, 51, 55 f, A 8
verschiedene Geschwindigkeit der Arbeit in ... 9, 11, 14, 26 ff
Fels-ebene, aktive 9, 17, 21 f, 25-30, 34-43, 46-60, T II
ausgeschaltete, zerschnittene 10 f, 30 ff, 42-48, 53, 60, A 80, 103a, T I
-fächer, -kegel 17, 25, 27-31, 44 ff, 53, A 73, T I
-flächen, schräge 8, 32-35, A 25, 82
-plattform, fossile 6, 21 f, 27, 29, 32-47, 49, 51, 53, 60, A 8, 88 f, 103 a, T I
konkave insb. 9, 26, 34, A 84
konvexe 34 f
wiederaufgedeckte 41 ff, T I
-trichter s. Felsfächer
Fernling 52
„festländische Abrasion“ 6
feuchtheiße Sommer, Subtropen, Ostseiten d. Kontinente 23, 31, 54
„Fläche“ 7, 12, A 37, 99
flächenhaftes Abtragen 5, 12, 40 f, 57, s. a. Tiefenabtragung, Tiefschalten, seitliches Abschleifen
„Flächenspülung“ 11, 19, 26 f, 47, 53, 58 f, A 68, 71, 73, 100a, 116
fluviatile Formenbildung Gz, insb. 54 f, normaler Zyklus s. Ablauf
Transgression s. terrestrische
fluvioglazial s. glazial
Flußbett, 20
-system 9, 16
-terrassen s. Terrassen
-tiefe 52
Fortbildungsmöglichkeiten von Gleichgewichtsprofilen 36 f
fossile Felsplattform
Fossilisieren s. Transgression, Schichtung
von Riedel- und Bergland 9, 32 f, 41, 44 f
von Talböden 34, 55
durch Löß 41, 44-46
Frankreich 29, 59
freie Mäander s. Mäandrieren
frontales Unterschneiden 6
Frostverwitterung 23, 31, 60, vgl. Periglazial
Fußebene 1, 9, 12, dann Gz, insb. 21 ff, 25 f, 27-31, 35 ff, 41 ff, 47, 50-59, A 40, 53, T II
zerschnittene, s. Fußfläche; vgl. Felsebene
-fläche, -hügelland, 9, 12, dann Gz, insb. 22 f, 25-31, 36 f, 39, 42-48, 55, 58 f, A 11, 31, 37, T I
-flächen-Treppe 43, 53
-kehle 2, 14, dann Gz, insb. 16-19, 21,

23, 25 f, 38, 45 f, 53, 55 ff, A 116, T I
-leiste 14, 23, 55 f
-mantel 26, 31, 42-49, A 40, 80, T II, s. a. Lößschürzen
-platte s. Felsebene
-punkt der Tiefenerosion 9, 13-20, 25, 36, 43, 45, 52 f, 56 f, A 49, 50
der Tiefenkerbung A 41
-sockel 24, 26, 35, 43-49, 53, A 24, T I, II

G

Gabelung s. Bifurkation, Delta
Gebirge s. Kerngebirgsland
als Klimainsel 30 f
Gebirgsbildung s. Orogenese
Gefälle 8, 16, 19 f, 22, 28, A 43
gemäßigtes Klima 23 f, 41 f, 52 f, 60
Geröll s. Schotter
Geschwindigkeit seitlicher Erosion 16, 17, 26, 51 f
Gesteins-Wechsel 14, 18, 28 f, 50
-unterschied s. Härte
Gipfflur 52 ff
glaziale Abtragung 5 ff, 40 f, 57, A 19, 37
Rumpffläche 7, 40 f
Schotterfluren, -platten 15, 17, 23, 27, 30 f, 60, A 42, 46, 62, 70, 78, 80, s. a. Moränen
„Gleichgewicht“ zwischen Einschneiden und Aufschütten 1, 6, 8, 13, 22, 29, 56, 60
Gleichgewichts-ebene 6, 9, dann Gz, insb. 11 f, 15 f, 19 ff, 23 f, 26, 33-37, 40, 43-46, 51, 54 f, 56 ff, 60
-profil 8, dann Gz, insb. 9-20, 22, 24 f, 32-37, 40, 43 ff, 51-55, 60
-schicht 20
Gleitmäander 8, 32, A 25, 82
„Gleiten“ des Wassers A 36
Glockenberg 50
gradational process, grading 6
Granit 27, 30 f, 49 f, 58, A 105
Great Basin 2, 40, 48, 58, A 31
Great Plains 25, 59
Großrelief, Typen 41 f, 54 f
Grundwasser 24

H

Hang-abflachung 40, 41, 57
-abspülung 5, 9, 11, 53-58
-entwicklung A 84
-rippe, 19, 25
-verteilung 57, A 116
Harrisburg erosion surface 42, 54
Härte des Gerölls 17, 23, 29, 31, 48, 50
Härteunterschiede des Gesteins 4, 8 ff, 13 f, 17, 23, 26-31, 38, 46, 48, 50-55, s. a. Arealgefüge, Fels
Härtling 52
Härtlings-berghang 27-31, 50-55
-restberg 38, 39, 50, A 88
-vorsprung 18
Hebung 22, 30, 32 f, 41, 43, 52, 54 f

Henry Mts. 2, 48
 Herausheben s. Ausschalten
 Hoangho 46, T I
 Hoangschan 30 f, A 77, 105
 humides Klima 5, 10, 18, 23 ff, 28, 41 ff,
 48, 52 ff, 59 f, A 11
 humide Subtropen (Ostseiten d. Kon-
 tinenten) 23, 31, 54
 Tropen 5, 23, 28, 31, 43, 49 f, 54, 59
 hypsographische Kurve 54 f

I

Incision 6
 Indien 50, 54, A 106 f
 Ineinanderschachteln s. Einschachteln
 Ingolstädter Ausräumungslandschaft 12,
 A 33, 46 f
 Inselberg 25, 49 f, A 106
 „Inselberg“ 47, 58, A 103, 109, s. Rest-
 berg
 interfluves 10
 Interglazial 31, A 87
 intermittierende Gewässer 12, 15, 20 f, 23,
 25, 37, A 62
 „intramontane Ebenen“ 49, A 64, 75
 Iskerdurchbruch 12
 Isostasie 37, 39

J

Jangtsekiang 33, 52

K

Kalabrien A 6
 Kalifornien 27, A 31
 Kalkstein, Karst 5, 23 f, 41, 50, 54
 in verschiedenen Klimaten 24, 50, 54,
 s. a. Turmkarst
 -Plateaus 41, A 19
 Kammlinie, Verlegung 36
 Kansu A 103a, T I
 Kappen von Schichtstufen 53, A 110 f
 Kare 6, 57, A 37
 Karpathen 31, A 80, kleine 46
 Karrasberge 40, 58
 Karsterscheinungen s. Kalkstein, Turm-
 karst
 Kastental s. Auental
 Kaswiner Becken 47, A 100a
 Kategorien des „Ausräumens“ (Abtra-
 gens) 4 f, 40
 des Einebnens 26 f, 59
 des Reliefs nach dem Anteil des Unter-
 schneidens 42 f, 54 f
 Kegel s. Fächer
 Kegelkarst 50
 „Kegelstumpfmantel“ s. Fußmantel
 Kerbgebirgsland 24, 42-48, 51, 54 f
 Kerbtal s. Tiefenerosion
 kimmerische Orogenese 39, 44, 52 f
 Kippung 22, 28, 43, 52 f, 59
 Klima, Klima-Morphologie Gz, insb. 15 f,
 23-26, 30 f, 34 ff, 42-50, 53, 60; s. arid,
 gemäßigt, humid, mediterran, perigla-
 zial, Steppen-, subtropisch, tropisch,

Wechsel-, Glazial, feuchtheiße Sommer,
 s. a. Belastungsverhältnis
 Klimaänderung, insb. 16 f, 22, 27, 31, 33-36,
 42-46, 50, 52, 60, T I
 konsequente Flüsse 52 ff
 Korngröße insb. 8, 15 ff, 23, 25
 Kreuzschichtung 26
 Krustenbildung 11, 23, 49, A 105
 Kuppenlandschaft 41, s. a. „Bergland“

L

Labilität des Transportgleichgewichts
 8-20 usw., A 36, 51
 Landoberfläche, ausgeschaltete, flachere,
 vgl. Ausschalten, Fastebene, Rumpf-
 fläche, Raxlandschaft, Plateau
 Lappland A 13
 Lateral corrasion, lateral planation 2, 6,
 58, A 54, 95
 lateral erosion 6
 Lateralerosion Gz
 Laterit 5, 11, 49 f
 level 21, 55, A 39, 54, 57
 leveling A 95, vgl. planation, grading
 linienhafte Abtragung, Erosion 5 f
 Löß, fossilisieren durch 41, 44 ff
 in Lee 44
 Löß-decke auf Fußplatte 44f, A 103a, T I
 -riedelland 11, 44 ff
 -schürzen 28, 44 ff
 lowering of plains A 32

M

Mäandrieren (Ebene) 1, 11, 17 ff, 59, A 36,
 49, 51, vgl. Gleitmäander
 Mantelfläche s. Fußmantel
 marine Transgression 3, 38 f, vgl. Abrasion
 Maures, les 29
 mediterranes Klima 29 f, 59, vgl. Pliozän
 Meeresspiegel s. Abflußbasis, Abrasion,
 Eustasie, marine Transgression
 Mississippi A 6
 „Mittellauf“ A 36, 41
 Mongolei 27, 59
 Moränen 15, 26, 41
 -kanzel 31
 „morphologische Analyse“ 3
 Münchner Schiefe Ebene 15
 Muren 14

N

Nankinger Bergrippenland 2, 33, 44 f, 54,
 59, A 5, 100, 102
 Neckarland 55
 Neumayrsches Prinzip 50-54
 Niederbayrisches Tertiärhügelland 10
 Nordafrika 27, 29, 59
 Nordamerika 2, 25, 27, 40, 42, 48, 54, 58 f,
 A 6, 11, 31
 „normaler Zyklus“ s. Ablauf
 „Normalprofil“ s. Ausgleichsprofil
 „Normalwendepunkt“ 13, A 41
 Nubischer Sandstein 39

O

Oberflächenspannung 20
Obergrenze des Aufschüttens 21, 38
des Einebnens 21, 53
Oberlauf 8, A 20, 36, 41
Oberrheinisches Tiefland 29
Orogenese 12, 38-41, 44, 52 f, A 59, 95
örtliche Abflußbasis 14, 28, 51, A 80

P

Panfan 47, 58, A 40
panplane A 49
Panzerrinde (Granit) 49 f, A 105
Pare Gebirge T II
Pariser Becken 54, A 112
Pendeln 11, 17, 25 f, 59, A 6, 36
Pediment insb. 2, 27, 29, 35, 42-53, 57 ff,
T I, II, A 86 vgl. Felsebene
-treppe 53
peneplane 40 ff, A 8, 49, vgl. Ablauf
Periglazial 23, 28 ff, 60, A 62
periodische Gewässer 12, 20 f, 23
Persien 27, 47, A 31, 100a
Piedmont-fläche 42, A 96, s. Fußfläche,
Vorland
-plain (-surface) A 37
-Treppe A 99, s. Fußflächen-, Rumpf-
Treppe
plain und plane A 8, 112
planation 2, 58, A 95, by regressive sub-
cision 57
Plateaus 36, 41, A 19
Plattform s. Felsplattform
Pliozän 18, 29 f, 41 f, 59, A 11, 80
Pluton 30 f, 39, 48 ff, A 105
Portugal 59
postvariskische Einebnung 38 f
Profil eines Gewässer Gz, vgl. Gleich-
gewichts-, Ausgleichsprofil
unausgeglichenes 28, 51
Pyrenäen 29, 59

Q

Quartär 31, 36, 38, 42, 44, 46, 52, 60, A 87,
s. a. Glazial, periglazial
Quarzit-Härtling 38, 52, A 88
Quellnischen-Erosion 5, A 110
Querschnitt des Flusses 8, 16-20, A 3, 23,
51, 67

R

Rand-fluß 29, 31, 44, 59, A 47, 80
-gebirge, -schwelle 38, A 97
-gerinne 25 f, 31, A 67
Raxlandschaft 41
Rechtsdrängen 18, 28, 32 f, 59, A 48, 76
regressive erosion 6, A 16
vertical erosion ebd.
incision ebd.
subcision ebd., 57
Reibung 14, 16-20, A 3, 23, 67
Relief, Kategorien nach dem Anteil des
Unterschneidens 41 f, 54 f
-energie 24, 41, 54 f

Restberg 25, 35, 38 f, 41, 46-50, 58, A 11,
40, 88, 107, 109, 124, T II
Restbergland 47 f, 57
retrogressive s. regressive
Rhein 28 f, 39, A 45
Rheinisches Schiefergebirge 39
Rhonetal 15
Rhythmische Phänomene 1
Riedel, -fächer, -fläche, -land, -tälichen
10 ff, 15, 22, 27, 31, 33, 37 f, 42-48, 51, 55,
59 T I
Rillen-, Rinnen-spülung 11, 58 f, A 116
Rillenstreifung 26, 47, A 68, 100a
Rocky Mts. 25
Roterde 5, 11, 49 f
Rotliegendes 34 f, 39
Rückschreiten (fluviatil), Kategorien A 16
des Berglandes (Fußkehle) insb. 26, 39
der Fußpunkte der Tiefenerosion 9, 20,
26, 36, A 11
der Schichtstufen A 90
der Wasserscheiden 36, 41, 47, 53, 57
rückschreitende (fluv.) Tiefenabtragung
6, A 16
Tiefenerosion 6, 36, A 16
Quellenerosion 57
rückschreitendes fluv. Unterschneiden
5-9, 47, 55-59, A 6, 16, 116
glaziales Unterschneiden (Kar-Rück-
wand) 6, 57
Rumpf-fläche 40-43, 49, 53
-treppe 41 ff
run-off 55
russische Ströme 33

S

Sahara 54
saxonische Faltung 39
schalige Verwitterung 39, A 105
Schantung 52 f, A 102
Schelf 37, 55
Schichtflut 11, 19, 27, 58 f, A 71, 73, s. a.
Flächen-, Rinnenspülung
Schichtlücke durch Tieferschalten 27, 39
Schichtrippenland 51-55
Schichtstufenland 5, 29, 51-56, A 31,
109 a f, 112
Schichtung, Schichtfläche 8 f, 26 f, 38 f
schiefe Ebene Gz
Schlauchtal s. Aental
Schleifbahn (Gletscher) A 19
Schleppkraft 8, 14 f, 20, A 62
Schmelzwässer 23, A 62, s. a. glaziale
Schotterfluren
Schnittebene 52 f, vgl. Diskordanz, Fels-
ebene, Rumpffläche
Schotter (Lockermaterial) 6, 9 ff, 17, 22, 31
u. a.; s. a. Härte und Korngröße
-bänke 17, 20, 26
-fluren, -platten, s. glaziale
-führung 8, 14 ff, 19, A 62 u. a.
-terrassen 60
Schürzen aus Löß 28, 44 ff

Schutt und Fels, Verteilung auf der Gleichgewichtsebene s. Fels und Lokermaterial
 Schutt-, Schwemm-fächer, -kegel s. Fächer
 -Fußfläche (arid) s. Bajada
 -leiste 14
 -schleier der Felsebene 9, 22, 32, 35 ff, 48, A 86
 -zufuhr 18, 23
 Schwarzwald 34, 39
 Schwerkraft, Ausschalten der 5, 20, A 3
 Sedimentation s. Aufschütten, Schichtung
 seitliches Abschleifen, Ausbrechen 5, 40, A 19, vgl. Kare
 seitliche Erosion (seitliches Unterschneiden) Gz s. Unterschneiden
 Seitwärtsdrängen s. einseitiges Unterschneiden, Randfluß, Baersches Gesetz
 selektive Tiefenerosion 51
 selektives Ausräumen 48, 51 ff
 Tieferschalten 54 f
 semiarid s. Steppenklima, arid
 semihumid s. mediterran, Wechselklima
 Senkung 22, 30, 32 f, 37 f
 sheeflood erosion 58, A 6, 71, 116, 122
 shifting a divide 6
 Sinterkrusten 11
 Skelettieren des Berglandes 48, 51-55
 Sockel s. Fußsockel
 Solifluktion 5, 7, 14, 19, 23
 Solifluktions-Streifen 25 f, A 68
 Sonora A 6
 Spanien 29, 59, A 11
 Stadien (Phasen) des fluviatilen Ablaufs („Zyklus“) 3, 13, 40 ff, 52, 54, A 8, 49, 95
 stages of erosion 13, 41, A 95
 Stagnations-Zone 18
 Steppenklima 25, 29, 34, 43-46, 50, 52, T I, II, vgl. arid, Pliozän
 Streifung der Fußebene durch Rinnen 25 f, 47, A 68, 100a
 durch Solifluktion 25 f, A 68
 Strömen A 36, 68
 Strukturleisten 51
 Stufenland s. Schichtstufenland
 suballuvial bench 58, A 86
 subcision 6, 57, A 95
 Subsequenz-Zone (Stufenland) 52-55
 Subtriadische Einebnungsfläche 39, A 17
 Subtropen 23, 29 ff, 54, vgl. Pliozän
 Südamerika 25, A 61
 Sudan 29, 59
 Südwestafrika 27, 40, 58
 Szetschwan A 95

T

Tafelbergland 44, 50, vgl. Schichtstufe
 Tal-becken 14, 28, 31, 49, 51 ff, A 64, 75, 80, vgl. Durchbrüche
 -schlauch s. Auentäler
 -trichter s. Trichter
 -wasserscheide 46 f, A 100 a

Talungsnetz 52 ff, s. Arealgefüge
 Tanganjika 49, T II
 Tarim Becken 59
 Tatra, Hohe 31, A 80
 Tektonik 4, 12 ff, 18, 22, 27-44, 46, 51-55, 59, A 8, 11, 59, 90, 95
 Temperaturschwankung 23, 25
 Terrassen (fluviatile) 9 f, 15, 46, 51, 53, 55, 59, 60, vgl. Ausschalten, Einschachteln, Felsebene, Riedel
 terrestrische Abrasion 6, A 17
 Transgression 3, 32 f, 36-41, 44 f, 47, 55, 60
 Tertiär 18, 29 f, 39, 41 f, 59, A 11, 80
 Thüringer Becken 54
 Tiefenabtragung 4 ff, 11, 14, 21, 54 f, A 16 und Gz
 Tiefenerosion 5 f, 9, 13 f, 22, 28, 32, 36, 42 f, 45, 51, 54 f, 60 und Gz
 Tiefenzonen des Gebirges 48, 52, 54
 Tieferschalten (Tieferlegen) der Ebene, 1, 9-12, 17, 20-30, 33, 35-41, 43, 46-52, 55-58, 59, 60, A 32, 37, 46, 58, 111
 einphasiges s. d.
 zweiphasiges s. Badlands, Riedelland, Fußflächen-Treppe, Terrasse
 plötzliches 47 (Abb.), 60
 Trabantenberg 47, 48, 52, A 103, 111
 Transgression 3, 32 f, 36-41, 44 f, 47, 55, 60
 Transport 24 f, A 39
 -gleichgewicht s. Gleichgewicht
 -kraft s. Schleppekraft
 Trichter (Taltrichter, Trichterfächer) 7 ff, 14-20, 24-30, 34, 45, 50, 56 ff, A 11, 18, 42, 103a, T I
 Eingangs- 14, 51
 eingeschachtelte 28, 30
 Trockenklima s. arid
 Trogtal 7, 31, A 19, 37
 Trompetentälchen 15, 30, A 70, 78, s. a. eingeschachtelte Fächer
 tropisches humides Klimate 5, 23, 28, 31, 43, 49 f, 54, 59
 Wechselklimate s. d.
 Trug-ebene A 95
 -rumpf 12, 40, A 59, 95
 Turmkarst 24, 50, 54

U

Überhang A 110
 Übersteilen 5 f, 40, 49, 57, A 19
 ultimale base-level A 39
 unconformity 38, A 69
 undercutting 6, 57, A 95
 Ungarn 46
 unteres Denudationsniveau = untere Ausräumungs-, Tiefenabtragungs-Ebene 21, A 56
 Untergrenze der Tiefenabtragung 21, 38, 54 f
 Unterlauf 8, 36, A 20, 36, 41
 Unterminieren 5, 51

Unterschneiden, fluviatil Gz
als Komponente 8, 32-35, A 25, 82
einer Ebene 42 f, 46 f, s. a. Einschach-
teln, Trompetentälchen
einseitiges s. d.
durch Brandung s. Abrasion
durch chemische Lösung 5, 59
durch Sandgebläse 5
glazial s. Übersteilen
Unterschneidungs-Bögen 18, A 47, 49
-Ebene s. Fußebene, einseitiges Unter-
schneiden
-Fächer s. Fußkehle
-Plattform s. Felsebene, Felsplattform
Ural A 11

V

Valley and Ridge Province 54
Variskische Orogenese 38 f
Verbiegung 22, 38, 41, A 11
Verebnungsfläche s. Fastebene, Rumpf-
fläche, -ebene
Verlegen der Abflußbasis 36 ff, 43, 57
der Wasserscheide 6, 36, 41, 47, 53, 57
Versteilen der Hänge 5, 19, 25, 49, 57
vertical erosion 6, 21, A 53
Vertikalerosion s. Tiefenerosion
Verwerfung 22, 38, 41, 44, A 8, 11
Verwildern 11, 17 f, 20, 25 f, 59, A 6, 36,
39, 44, 46
Verwitterung 4, 6, 23 f, 31, 41, 49, 56, 58 f,
A 105
chemische s. d.
Verzahnung von Riedeln und Ebene 32 f,
44 f
Vogelsberg 18, 42
Vorland 15, 25, 29, 31, 39, 42 f, 55, 59, A 42,
46 f, 78, 80
Vorzeitklima und -formen 15, 17 f, 23,
27-38, 41-46, 58-60, A 11, 80, 87, 110

W

Wanne (geschlossene) 14, 25, 37, 55
Wasserführung 12, 15, 19-23, vgl. Inter-
mittieren
Wasserscheide, Verlegen der, s. d.
zwischen Ebenen 46 f, 54, A 100a
Wealds A 112
wearing down 6, 40
weathering 6
Wechselklima, tropisches 25, 43, 49 f, 53,
59
Wechselspiel von Aufschütten, Unter-
schneiden und Tieferschalten 27, 60
Weserbergland 54
Widerständigkeit des Gesteins s. Härte
Wiederaufdecken von Felsplattformen
41 ff, T I
Windwirkung 5 ff, 37, 44
Winkel (horizontaler) des Taltrichters
(Talschlauchs) 14, 17, 25-31, 42 f, T I
Wüste s. arid, episodische Wasserführung
extreme 23, 54, A 61
luftfeuchte 23, 50

Z

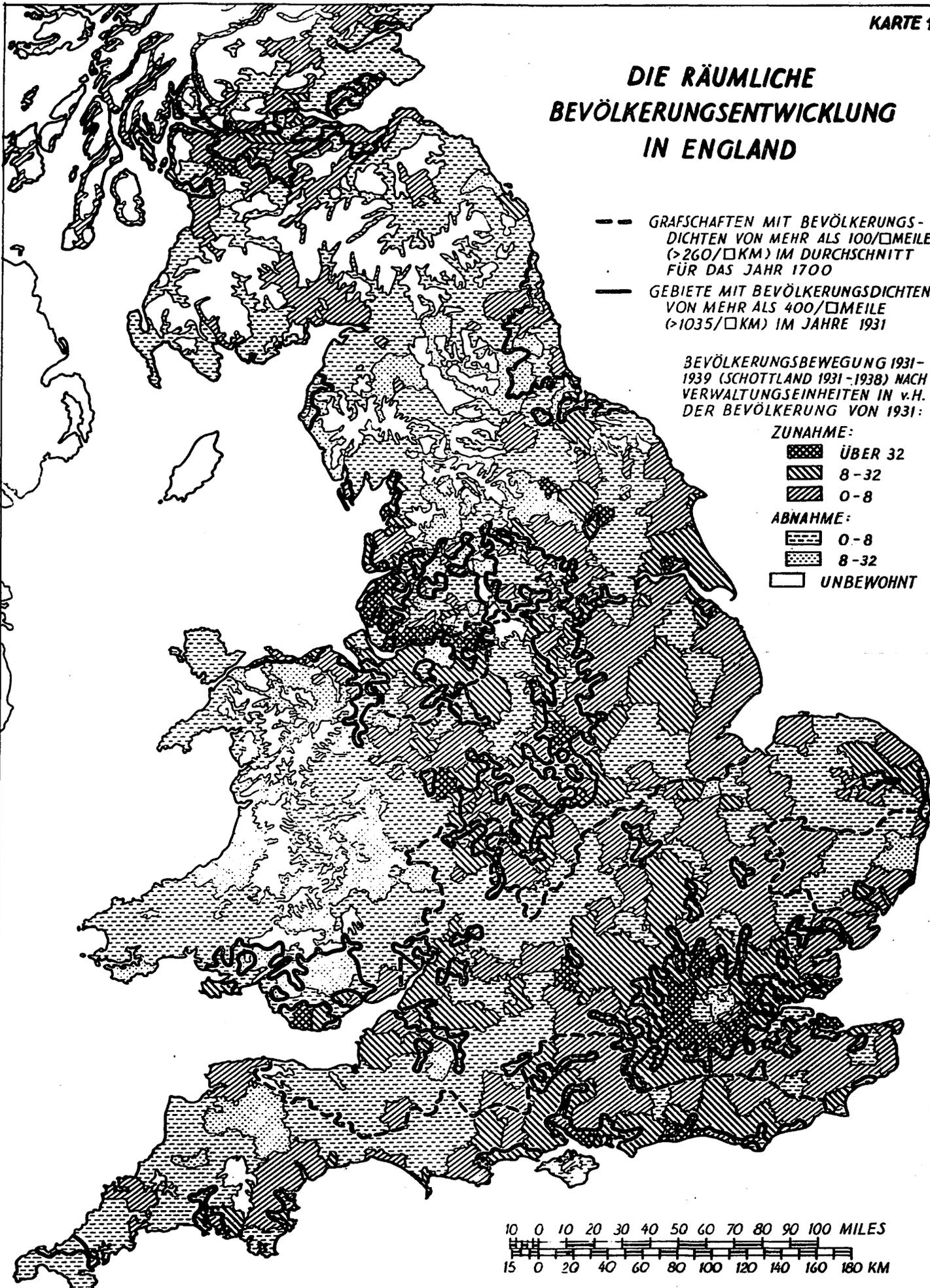
Zagros Ketten A 31
zentrale Abflußbasis 14, 25, 37, 55
Zeugenberg 44, 50
Zerfasern s. anastomosieren
zerschnittene Ebene Gz, s. a. Riedel,
Terrassen, Fußfläche, Fußflächentreppe,
Felsebene
Zuckerhutberg 50
zweiphasiges Tiefschalten s. Tiefer-
schalten, Riedel, Badlands, Terrassen,
Einschachteln
Zyklenlehre von Davis, „Zyklus“ 3, 12-14,
20, 27, 36-42 52-57, A 8, 49, 95 f

DIE RÄUMLICHE BEVÖLKERUNGSENTWICKLUNG IN ENGLAND

- GRAFSCHAFTEN MIT BEVÖLKERUNGSDICHTEN VON MEHR ALS 100/□MEILE (>260/□KM) IM DURCHSCHNITT FÜR DAS JAHR 1700
- GEBIETE MIT BEVÖLKERUNGSDICHTEN VON MEHR ALS 400/□MEILE (>1035/□KM) IM JAHR 1931

BEVÖLKERUNGSBEWEGUNG 1931-1939 (SCHOTTLAND 1931-1938) NACH VERWALTUNGSEINHEITEN IN v.H. DER BEVÖLKERUNG VON 1931:

- ZUNAHME:
- ÜBER 32
 - 8-32
 - 0-8
- ABNAHME:
- 0-8
 - 8-32
- UNBEWOHNT



Annual Report

Department of Education

Office of the Superintendent

For the year ending 1950

Presented to the Board of Education

at its meeting on

the 15th day of

June 1951

at the City of New York

State of New York

1950

1951

1952

1953

1954

1955

1956

1957

1958

1959