

- v. KLEBELSBERG, R.: Die Eiszeitgletscher im Gardasee-Tale. Zschr. f. Gletscherkde. 24, 1936.
- KUBIENA, W.: Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Stuttgart, 1953.
- , Zur Methodik der Paläopedologie. Actes IV. Congr. Intern. du Quaternaire. Roma, 1956.
- LAATSCH, W.: Entwicklungstendenzen und System der deutschen Acker- und Waldböden. Kolloid-Beihefte 46, 1937.
- MANCINI, F.: Delle terre brune d'Italia. Firenze, 1955.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Über die Geschichte der Böden. Geol. Jb. 69, 1954.
- NANGERONI, G.: I terreni pleistocenici dell' anfiteatro morenico del Verbano e del territorio varesino. Atti Soc. ital. di Sc. nat. XCIII, 1954.
- , Il morenico del Lario orientale, della Valsässina e delle Vallassina. Ebenda, 1954.
- NICOLIS, E.: Depositi quaternari nel Veronese. Atti R. Ist. Veneto di Sc., lettere ed arti 7, VI, 1895.
- PENCK, A., BRÜCKNER, E. et du PASQUIER: Le système glaciaire des Alpes. Neuchâtel, 1894.
- PENCK, A., und BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. 3. Bd. Leipzig, 1909.
- PRACCHI, R.: Il quaternario nel Lario occidentale. Atti Soc. ital. di Sc. nat. XCIII, 1954.
- RIVA, A.: Il „Glaciale“ della valle di Rovagnate. Atti Soc. ital. di Sc. nat. XCIII, 1954.
- STAUDIGL, E.: Die Wahrzeichen der Eiszeit am Südrande des Gardasees. Jb. k. k. geol. Reichsanst. Wien 16, 1866.
- TARAMELLI, E.: Alcune osservazione sul Ferretto della Brianza. Atti Soc. ital. di Sc. nat. 19, 1876.
- TODTMANN, E.: Über das Moränenamphitheater des Gardasees in Oberitalien. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg 49, 1950.
- VECCHIA, O.: I terreni glaciali pleistocenici dei dintorni del Lago d'Iseo (Lombardia). Atti Soc. ital. di Sc. nat. XCIII, 1954.
- VENZO, S.: Rilevamento geologico dell' anfiteatro morenico del Garda. Parte I^a: Tratto occidentale Gardone-Desenzano. Mem. Soc. ital. di Sc. nat. XII, Fasc. II, 1957.
- Die im Text genannten Orte finden sich auf folgenden Blättern der 1:100 000-Karte: 31, 43, 45, 47, 48, 56.

PERIODISCHE UND EPISODISCHE SOLIFLUKTION IM RAHMEN DER KLIMATISCHEN SOLIFLUKTIONSTYPEN¹⁾

JULIUS BÜDEL

Mit 7 Abbildungen

Summary: Periodic and Episodic Solifluction as Different Climatic Types of Solifluction

To begin with a more precise definition of the term solifluction is given. Then the phenomenology of this denudation process in the frost-split debris zone and the tundra of the present high arctic region (example: observations in South-Eastern Spitsbergen during the author's expedition in 1959) is compared with the soliflual denudation phenomena in the analogous zones of the pleistocene cold periods then extending far into the middle latitudes (example: Central Europe). It is pointed out that the soliflual processes here as well as there show very characteristic differences despite of many a principal similarity. The differences are analyzed in detail and explained climatically.

First of all the cold climates of the present high arctic region and of the pleistocene middle latitudes that control directly the soliflual processes show very pronounced differences in radiation. Secondly the respective climatic state of each of these zones was preceded by different climates in the past ("climato-genetic" evolution), which had created already different morphological and pedological initial conditions for the development of solifluction.

It is further demonstrated that during cold periods (especially of the Wurm) in Central Europe a specific type of episodic solifluction, not yet surveyed systematically, came into existence on smooth slopes (angle of inclination varying between 1.7 to 4° respectively 6°; figs. 2—6). This type differs essentially and characteristically from the normal type of periodic solifluction (fig. 1).

The latter type created soliflual mantles on steeper slopes, which predominate among the extended fossil traces in Central Europe and in the recent high arctic region. The type of episodic solifluction, however, came only into existence under the special conditions of the late pleistocene cold periods in the middle latitudes.

Finally a diagram (fig. 7) gives a graphic synopsis of all the erosion processes, which were active in Central Europe during the Wurm under various conditions of inclination and rock resistance.

A. Definition: Was ist Solifluktion?

Als zu Beginn dieses Jahrhunderts ANDERSSON (1906) die Solifluktion als „a component of sub-aerial denudation“ in die Wissenschaft einfuhrte, haben er und seine unmittelbaren Nachfolger, wie HÖGBOM (1914) diesen Begriff schon klar bestimmt. Er bedeutet danach die langsamen kontinuierlichen und zugleich tiefgründigen Fließbewegungen der polaren Böden, die durch den Jahreszeitenwechsel von Einfrieren und Auftauen im Oberboden erzeugt und beim Vorhandensein eines während der Schneeschmelzzeiten noch gefrorenen Unterbodens (vor allem einer ewigen Gefrornis, einer perennen Tjåle) besonders wirksam werden. Zu dieser Definition gehört also außer der Frostgebundenheit und dem ansehnlichen Tiefgang (mehrere dm bis 1 m und selbst darüber) auch die zeitliche Kontinuität der Bewegung, solange das stimulierende Frostklima eben erdgeschichtlich anhält. Sie schließt ferner folgerichtig einen weiteren wichtigen Zug ein, den die Schöpfer des Begriffes wohl nur deshalb nicht

¹⁾ Der Aufsatz stellt die erweiterte Fassung eines am 16. 9. 1958 auf der Tagung der „Deutschen Quartärvereinigung“ (DEUQUA) in Überlingen gehaltenen Kurzvortrages dar.

besonders betonten, weil er ihnen selbstverständlich schien, und der ebenfalls aus der Klimagebundenheit dieser Art des Bodenfließens folgt: sie ist auch räumlich nicht an irgendwelche Ausnahmestellen besonderer Lokalbegünstigung gebunden, sondern — soweit das den Anstoß hierzu gebende Frostklima eben reicht — auf allen geeigneten Hängen der betreffenden Landstriche die allgemein verbreitete Regel, die sich besonders dem Besucher der rezenten Frostschuttzone in der Hocharktis so deutlich aufdrängt. Der Zusatz „auf allen geeigneten Hängen“ bedeutet dabei: auf solchen unter einem Schwellenwert, den wir schon früher auf 17 bis 27° Neigung bestimmt haben (BÜDEL, 1936); von ihm wird unten noch des weiteren die Rede sein. Solifluktion bedeutet daher die frostbedingten langsamen und tiefgründigen Fließbewegungen der polaren Böden, die, der Schwerkraft hangabwärts folgend, auf flachen bis mittelsteilen Hängen zeitlich kontinuierlich und räumlich allgemein verbreitet vor sich gehen, solange und soweit das erzeugende Frostklima herrscht.

Die modische Beliebtheit des Gegenstandes hat in neuerer Zeit diese klare Definition nach verschiedenen Richtungen verwässert. So sind bei rezenten Beispielen verschiedene nicht durch die allgemeine Herrschaft eines Frostklimas, sondern aklimatisch durch irgendwelche Lokalumstände erzeugte Rutsch- und Gleitbewegungen der Böden als „Solifluktion“ bezeichnet worden: so Bergstürze, Erdschlipfe, Rutschungen an Quellnischen, an Quellhorizonten über stark wasser aufnehmen den Gesteinen, ja selbst an künstlich (Straßen- und Kanalbauten) ihres stützenden Widerlagers beraubten Hangböden oder auch tixotrope Sedimentausbrüche, ja manchmal sogar Schutthalden, „Bergkiese“ (F. WEIDENBACH, 1958), Frane, Moränen, Hangspül- oder Wildbachschutt. Neben der Frostbedingtheit fehlt allen diesen Vorkommen die regelhafte Verbreitung in einem Landstrich und die andauernde Kontinuität des der Schwerkraft folgend hangabwärts gerichteten Fließvorganges: es sind räumlich an eine bestimmte, eng begrenzte Lokalgunst und zeitlich an besonders begünstigte Ausnahmesituationen gebundene Vorgänge. Noch größer ist die Gefahr einer unerlaubten Begriffsausweitung bei fossilen Vorgängen, die nur noch in heute festliegenden Sedimentspuren auf uns kamen. Hier muß daher besonders sorgsam geprüft werden, ob es sich wirklich um Solifluktion handelt. Dabei ist auch der Unterschied zwischen Solifluktion und Kryoturbation (s. Anm. 2) zu beachten, d. h. zu Frostböden auf fastebenen oder ebenem Gelände, die wohl eine frostbedingte Stauchung, Durchbewegung und Materialsortierung am Ort (Frostmusterböden) aber eben keine der Schwerkraft folgende, einseitig hangabwärts gerichtete Fließbewegung zeigen.

Nach unseren Erfahrungen lassen sich die wichtigsten Indizien zum Nachweis echter vorzeitlicher Solifluktionsdecken in folgende Punkte zusammenfassen:

1. Eine im Rahmen liegende Mächtigkeit der ehemals bewegten Bodenzone (mehrere dm bis über 1 m, ausnahmsweise auch bis über 2 m).
2. Eine Hangneigung innerhalb bestimmter Schwellenwerte. Hierbei ist von besonderer Bedeutung, daß die Solifluktion im Gegensatz zu allen anderen verwandten Vorgängen mächtige Bodendecken auch auf sehr sanften Hängen (bis zu 1,7° Neigung herab) in kräftiger Bewegung halten kann.
3. Die „Unsortiertheit“ des für die frostbedingte Solifluktion charakteristischen, laminar-turbulenten Bewegungsvorganges.
4. Die ebenso charakteristische weitreichende Schichtungslosigkeit, bei der dennoch die größeren Geschiebe in der Bewegungsrichtung eingeregelt sind, und außerdem die meisten solcher Geschiebe mit ihren Längsachsen dieser Richtung folgen (vgl. K. RICHTER, 1951).
5. Ein Zurundungsindex innerhalb bestimmter Schwellenwerte, bei manchen Gesteinen auch das Vorhandensein eines charakteristischen frosterzeugten schaligen oder plattigen Zerfalls oder einspringender Winkel an größeren flachen Geschieben (CAILLEUX, 1947, 1952, 1954; TRICART und SCHAEFFER, 1950).
6. Das Vorhandensein bestimmter typischer Froststrukturen oder Kaltklimasedimente im Sediment selbst (zerdrückte Frostkessel u. ä.), in seinem Untergrund (Eiskeile) oder in der Deckschicht (häufige hochglaziale Lößüberdeckung frühglazialer Solifluktions-Fließerden).
7. Wiederkehr ähnlicher Vorkommen unter analogen Umständen in Nachbaraufschlüssen (Nachweis weiterer räumlicher Verbreitung des Phänomens).
8. Vorhandensein ortsfremder Gesteine oder Komponenten von solchen (Minerale, Schwerminerale) von höheren Hangteilen in der ehemals bewegten Bodenzone (Nachweis von Ferntransport und damit zeitlicher Kontinuität des Phänomens).
9. Altersbestimmung bzw. -Einordnung des Bewegungsvorganges auf eine bestimmte Kaltzeitepoche — etwa die Würmkaltzeit — durch datierbare unter- und überlagernde Sedimente (Schotter, Moränen, Seetone, Vulkanaschen, Löße, Fossilböden, Moorschichten — vgl. BÜDEL, 1936 — usw.) mit Hilfe von paläontologischer, prähistorischer, Pollen-, Radiokarbon- oder Schwermineralanalyse.

10. Nachweis der heutigen Bewegungslosigkeit des ehemals geflossenen Bodenhorizontes (vgl. BÜDEL, 1936) durch die Ungestörtheit jüngerer Deckschichten, durch das ungestörte Durchsetzen der ehemaligen Bewegungszone mit den Horizonten des rezenten Ortsbodenprofils, durch ungestörte Horizonte sonstiger Diagenese, ungestörte Spuren von Baumwurzeln oder Bodentiergängen u. ä.

Von Solifluktion sollte man nur sprechen, wenn die fragliche Schicht in der eindeutigen Mehrzahl ihrer Charakterzüge diesen Definitionspunkten entspricht. Bei der Abwägung der einzelnen Indizien gegeneinander spielt die Erfahrung eine große Rolle, die als „*Summe erlebter Statistik*“ sehr wohl objektive Urteile ermöglicht. Sie wird z. B. jedem Erfahrenen sagen, daß heute wohl in 20% der Fälle Dinge als „Solifluktion“ angesprochen werden, die in Wahrheit dem Kreis der oben ange deuteten, mehr oder minder akklimatisch-lokalen Typen aktiver oder passiver Bodenbewegung zuzurechnen sind.

Demgegenüber ist die Solifluktion in den geeigneten Klimazonen (heutige wie pleistozän-kaltzeitliche Tundren- und Frostschuttzone) ein stets durch die gleichen Ursachen hervorgerufener, sehr allgemein verbreiteter Vorgang, dessen rezente oder fossile Spuren die Breiten des Landes flächenhaft bedecken. Die oben angeführte Definition trennt ihn recht scharf von jenen anderen, meist nur vereinzelt vorkommenden und durch ganz verschiedene Vorgänge ausgelösten Bodenbewegungen ab. Angesichts dieser Tatsache scheint es mir sehr unzweckmäßig, nun den Begriff Solifluktion zum Oberbegriff aller solchen tiefgründigen Bodenbewegungen: der bei entsprechendem Klima allgemein verbreiteten frostbedingten und der akklimatisch-lokalen zu machen, wie es in letzter Zeit einzelne Autoren vorgeschlagen haben (so BOURCART auf S. 3 in: CAILLEUX und TAYLOR, 1954). Dies würde ein Nachgeben gegenüber einer terminologischen Nachlässigkeit und zudem ein Abweichen von der schon vom Schöpfer des Begriffes (ANDERSSON, 1906) gegebenen Definition bedeuten, die seit über einem halben Jahrhundert in der Literatur feststeht. Zu neuen Sinngebungen solcher alteingeführter Termini sollte man nur schreiten, wenn die Weiterentwicklung der Wissenschaft dies durch gewichtige Gründe erfordert. Das ist hier aber nicht der Fall. Schließlich: wenn das Wort Solifluktion zum Oberbegriff aller irgendwie ähnlichen tiefgründigen Bodenbewegungen gemacht wird, so müßte natürlich für die damit zum Unterbegriff werdende Solifluktion im bisherigen Sinn ein neuer Terminus: etwa Geli-Solifluktion oder Kryo-Solifluktion eingeführt werden, und dann logischerweise auch alle restlichen Bodenversetzungen —

trotz ihrer ganz verschiedenen lokalen Bildungsweisen — ebenfalls zu einem Unterbegriff vereinigt und ihr beigeordnet werden. All dies fördert die Erkenntnis nicht. Da sich zudem erfahrungsgemäß solche Vorschläge nur schleppend einbürgern, so hätten wir dann glücklich für den von ANDERSSON klar geprägten Begriff zwei Termini und umgekehrt für das Wort „Solifluktion“ zweierlei Bedeutungen: eine alte und eine neue.

B. Klimatypen der Solifluktion

Es ist das Verdienst von CARL TROLL (1944, 1959) als erster erkannt zu haben, daß den verschiedenen Typen der Frostklimate auf der Erde ebensolche charakteristische der Kryoturbation (der Struktur- oder Frostmusterböden, wie man damals sagte²⁾) und ebenso verschiedene Typen der Solifluktion entsprechen. TROLL hatte damals die rezenten Vorkommen im Auge, die in den Polarräumen beim weiten Auseinanderrücken von Wald- und Schneegrenze in der Horizontalen ausgedehnte Landstriche überdecken, so allein im Nordpolargebiet 8 Mill. qkm. In den Hochgebirgen der mittleren und niederen Breiten umfassen die rezenten Kaltklimate dagegen, beim nahen Zusammenrücken der Wald- und Schneegrenze in der Vertikalen, nur schmale Höhengürtel, die zur Ausbildung eines diesen Klimatypen entsprechenden Großformenreliefs einmal zu klein und zum anderen auch darum ungeeignet sind, weil sie sämtlich hoch über allen Erosionsbasen liegen, d. h. also tektonisch bedingte, übersteile Gefällsverhältnisse zeigen, die die Ausbildung charakteristischer klimabedingter Großformen über-
tönen.

An diesen Vorkommen nun erläuterte TROLL (1944, S. 550) „daß es zwei Zonen optimaler Ausbildung des Frostbodenphänomens auf der Erde gibt, die Polarzonen und die Froststufen der tropischen Hochgebirge. In den Gebirgen der Subtropen nehmen die Frostböden an Häufigkeit und Schönheit der Ausbildung ab, um in den Gebirgen der gemäßigten Breiten ihre geringste Entwicklung zu erlangen.“ Des weiteren „stellte sich sehr bald heraus, daß zwischen den Frostböden (und damit auch den Solifluktionsvorgängen — Verf.) der beiden Optimalzonen, der Polargebiete und der tropischen Hochgebirge ein grundlegender Unterschied besteht, der auf den ganz verschiedenen Klimacharakter der beiden Zonen zurückgeht. Die Frostklimate der Polargebiete sind durch einen ausgesprochenen Jahresgang der Tem-

²⁾ Der damals von TROLL gewählte Ausdruck „*Mikro-Solifluktion*“, für Frostbodenbewegungen am Ort ohne Schwerkrafteinfluß hat sich nicht eingebürgert und ist seitdem allgemein durch den zuerst von EDELMANN, FLORSCHÜTZ und JESWIET (1936) eingeführten Terminus „*Kryoturbation*“ verdrängt worden.

peratur bei fast fehlender Tagesschwankung ausgezeichnet, in den Hochlagen der Tropen hingegen, auch bei den im Jahresmittel polar temperierten, fehlen fast völlig die Temperatur-Jahreszeiten, dafür sind die Tagesschwankungen der Temperatur um so ausgeprägter.“ In den Polargebieten hat demzufolge die Solifluktion einen Jahreszeitengang: ihr Tiefgang (mehrere dm bis 1 m) und ihre Leistungsstärke sind entsprechend groß und ebenso treten die hangab gerichteten Streifen ihres oberflächlichen Strukturmusters weit (normalerweise 0,80 bis 1,60 m weit) auseinander. Dagegen zeigt die Tageszeitensolifluktion der tropischen Hochgebirge oberflächlich nur 10 bis 25 cm Abstand zwischen ihren schmalen Strukturstreifen und ebenso transportiert sie im Tiefgang eine nur wenige cm dünne oberste Bodenschicht. Auch sie bewirkt jedoch eine erhebliche Abtragsleistung, denn wenn die polare Solifluktion nur in der sommerlichen Auftauzeit von ein bis zwei Monaten fließaktiv ist, kommt die dünnere tropische im Regelfall jeden Tag in den Tautstunden des Vormittags zum Fließen. Der Hauptunterschied dieser beiden von TROLL sicher zu Recht getrennten großen klimatischen Solifluktionstypen besteht also in der Größenordnung ihres Tiefganges und ihrer Strukturstreifen sowie in der Rhythmik ihrer Bewegung. Dagegen ist der Bewegungsmechanismus beider Typen im einzelnen — der wohl zu weiteren Unterscheidungsmerkmalen führen wird — noch nicht völlig geklärt³⁾.

³⁾ Es ändert nichts an der grundsätzlichen Bedeutung dieser beiden von TROLL aufgestellten Klimatypen, daß im Polargebiet auch Kleinformen (insbesondere solche der Kryoturbation) vorkommen, die nach der Größenordnung ihres oberflächlichen Strukturbildes und ihres Tiefganges den tropischen sehr ähneln. Nach SCHENK (1955, insbes. S. 8, 71 und 77) müßte man für diese polaren Kleinformen sogar praktisch den gleichen Bildungsmechanismus wie für die höhentropischen voraussetzen. Selbst wenn dies trotz der ganz verschiedenen Bewegungsrhythmik beider Formen zuträfe (was nach meiner Erfahrung nicht zutrifft, doch habe ich ebenso wie SCHENK die höhentropischen Formen selbst nie gesehen), so läge eben dennoch ein ganz entscheidender klimabedingter Unterschied darin, daß in den tropischen Höhenlagen eben nur solche Kleinformen, in den Polargebieten aber in erster Linie die mittelgroßen (1—2 m breiten) und die Riesenformen (Taimyrrpolygone) der Kryoturbation vorkommen. Außerdem fand ich im Polargebiet (BÜDEL, 1960) wohl öfter der Größenordnung nach ähnliche Kleinformen der Kryoturbation, aber nur selten auch solche der Solifluktion — und die hatten dann sicher einen ganz anderen Bildungsmechanismus als die höhentropischen. Wenn endlich SCHENK darauf verweist, daß alle Kryoturbations- und Solifluktionvorgänge der Erde auf gewisse prinzipiell ähnliche physikalische Wirkungen des Frostes zurückgehen (was — siehe die Definition jener Begriffe — ja niemals jemand geleugnet hat), so werden damit die geographischen Unterschiede des Vorkommens der Varianten dieser Vorgänge auf der Erde (und vor allem des Überwiegens der einen Varianten in diesem, der anderen in jenem Klima) weder ausgelöscht noch ihre Feststellung überflüssig, denn gerade

Außer dieser Trennung zweier Haupttypen der rezenten Solifluktion ist jedoch eine klimatische Unterteilung der irdischen Solifluktionstypen bisher nicht erfolgt, insbesondere nicht zwischen den beiden Hauptarealen der heutigen Polarzonen (Tundren- und Frostschuttzone) und den analogen, während der pleistozänen Kaltzeiten tief in die Mittelbreiten vorgeschobenen Zonen. Während die Trennung TROLLs das Großareal der heutigen Polarzonen mit den schmalen und meist steilgeböschten, zur Ausbildung eines entsprechenden Großreliefs ungeeigneten Höhen-gürteln der Tropen vergleicht, bedeutet die klimatische Gegenüberstellung der heutigen und der pleistozän-kaltzeitlichen Tundren- und Frostschuttzone den Vergleich zweier flächenmäßig ähnlich großer, und zwar sehr großer Landschaftsgürtel, die dort zudem in der Vertikalen den ganzen (stets mehrere 100 bis über 1000 mächtigen) Höhenbereich zwischen dem Meeresspiegel und der Schneegrenze umfassen.

Im heutigen Polargebiet bedecken diese Zonen am Polarsaum Eurasiens und Amerikas, ferner im Kanadischen Archipel, an den Küsten Grönlands, sowie auf Island und den übrigen Nordpolarinseln (nebst ganz kleinen Arealen um die Antarktis) rund 8 Mill. qkm, das heißt $\frac{4}{5}$ der

diese Unterschiede sind ja entscheidend für das Ziel der Geomorphologie: die Erklärung der verschiedenen Reliefgestaltung der Erde! Es ist etwa so, als wollte man deshalb, weil Flußwasser auf der ganzen Welt aus H₂O besteht und denselben physikalischen Grundgesetzen folgt, die gewaltigen Unterschiede fluviatiler Formenbildung der Erde (nach Wassertemperatur, Lösungsgehalt, Hochwasserregime, Art der Schuttlast, Erosionsfähigkeit, Taldichte, vorhandenen Vorzeitformen, aktueller tektonischer Hebungstendenz und Untergrundgestein) und der daraus hervorgehenden ganz verschiedenen Fluß-Relieftypen leugnen oder für bedeutungslos erklären. So sei an diesem Beispiel einmal mehr dargetan, daß die Geomorphologie ganz andere Fragen zu lösen sucht als die Physik und man daher die Ziele der einen dieser beiden Wissenschaften nie mit den Methoden der anderen erreichen kann und umgekehrt.

Diese Feststellung gewinnt ihr besonderes Gewicht aber erst durch den Umstand, daß so gut wie alle Forschungsobjekte der Geomorphologie — von den Großformen eines ganzen Gebirges bis herab zum Frostmuster einer Kryoturbationsform — nicht Produkte eines augenblicklich sich vollziehenden einmaligen physikalischen Vorgangs allein, sondern jeweils historische Objekte sind, die nur durch eine Generationenfolge vieler zeitlich hintereinander liegender Vorgänge, d. h. durch einen langen und komplizierten Entwicklungsvorgang entstanden sind, dessen ältere Phasen die jüngeren stets in entscheidender Weise beeinflussen. Ein solcher Entwicklungsgang kann aber nur durch eine sorgsame historisch-genetische Analyse und nicht durch eine rein physikalische Beschreibung und Messung des Objekts in seinem Gegenwartszustand allein aufgeklärt werden. Die physikalische und die geomorphologische Bearbeitung ein und desselben Gegenstandes heben sich also nicht auf oder machen sich gegenseitig überflüssig, sondern müssen sich zum Finden echter Lösungen dauernd ergänzen.

Fläche Europas. Während der pleistozänen Kaltzeiten — etwa der Würmkaltzeit — waren die entsprechenden Zonen erheblich größer, denn sie waren ja in viel niedrigere Breiten (mit entsprechender Vergrößerung der Breitengürtel) vorgehoben, von den gleichfalls vorstoßenden Inlandeisdecken dabei nur örtlich eingengt und auf der Nordhalbkugel außerdem in den Bereich größter Verbreiterung der Festländer gerückt. Sie umfaßten allein in Europa fast 4 Mill. qkm, in Asien sowie in Nord- und Südamerika zusammen jeweils ein ähnlich großes Areal, auf der ganzen Welt somit rd. 12 Mill. qkm. Im Bereich dieser alten Frostklimazonen liegen zudem heute in Europa und Amerika fast durchwegs dichtbesiedelte Hochkurländer. Sie sind daher auch weitgehend und heute jedenfalls schon besser durchforscht, als die entsprechenden rezenten Polargürtel.

Selbst wenn man mit POSER (1948) und BÜDEL (1949) voraussetzt, daß jene fossilen Kaltklimagürtel in ihren thermischen Jahresmitteln den rezenten der Polarräume entsprachen, so ist doch klar, daß ein Mittelbreitenklima sich in jedem Fall von einem Polarklima in vielen anderen Zügen deutlich unterscheiden muß, u. U. so weit, daß auch die Reliefausformung, d. h. die Charakteristik der entsprechenden klimamorphologischen Zonen spürbare Unterschiede zeigt. Daß auf diese Unterschiede bisher kein systematischer Blick der Wissenschaft fiel, liegt sicher an der psychologischen Weiterwirkung der Lehre vom geologischen Aktualismus, der in seiner ursprünglich-überspitzten (in der Wissenschaft aber inzwischen längst abgewandelten) Form annahm, daß in der geologischen Vorzeit stets nur dieselben Vorgänge am Werke gewesen seien wie in der Gegenwart. Dementsprechend findet man in der Literatur häufig die Ähnlichkeit fossil-kaltzeitlicher und rezent-polarer Frostbodenformen hervorgehoben, ja es werden oft Formen und Vorgänge beider Zonen einander automatisch gleichgesetzt, die einen unmittelbar zur Erklärung für die anderen herangezogen usw. Daß diese Ähnlichkeit im großen auch wirklich besteht, ist unbestreitbar, aber ebensovienig, daß sich in ihrem Rahmen bei näherem Zusehen doch recht merkbare Unterschiede zeigen.

Es folgt eine Zusammenstellung dieser Unterschiede (vor allem zwischen den fossilen Spuren in Mitteleuropa und den rezenten Spitzbergens), die sich aus der Gesamtheit der morphologischen, geologischen, paläobotanischen, usw. Kaltzeitsspuren erschließen lassen. Es werden dabei rezent-klimatische und klimageschichtliche (klimagenetische, s. Anm. 3, 2. Abs.) solche Unterschiede getrennt und versucht, damit die Verschiedenheiten speziell der Solifluktionvorgänge hier und dort zu erklären.

1. Unterschiede des Strahlungsklimas

Das fossile Kaltklima Mitteleuropas besaß gegenüber dem der heutigen Arktis ein ganz anderes Strahlungsklima. Es fehlte der halbjährige Wechsel von Polarnacht und Polartag, vor allem aber war der sommerliche Sonnenstand viel höher und erreichte unter dem 50. Breitengrad (Kap Lizard, Frankfurt, Prag) in der Sommermitte wie heute 63,5° über dem Horizont gegen nur 38,5° über dem 75. Breitengrad (nördlich der Bäreninsel = ungefähre heutige Grenze zwischen der Tundren- und Frostschuttzone). Der Unterschied der auf die Flächeneinheit zugestrahlten Wärme ist dabei bekanntlich noch weit größer, als diese Zahlen es ausdrücken, da der längere Weg durch die bodennahen Luftschichten — zudem durch den dort größeren Dunstgehalt (Polarnebel!) — weit mehr von der Strahlung absorbiert. Etwas überspitzt ist das schon oft etwa so ausgedrückt worden: „Die immer tiefstehende Polarsonne leuchtet nur, sie wärmt nicht“. Die Folgen für die Solifluktionvorgänge sind dreifach:

1. Im fossilen Mittelbreiten-Kaltklima ein früherer und vor allem rascherer Ablauf der Schneeschmelze. Sie erstreckt sich im heutigen Polargebiet über den größten Teil, ja manchmal über die Gesamtheit der „Sommer“-Monate (Anfang Juni bis Anfang September). Im kaltzeitlichen Mitteleuropa muß sie auf einen engeren Frühsommerzeitraum (etwa Mai bis Juni) zusammengedrängt gewesen sein. Nun ist in solchen Klimaten die Schneeschmelzzeit die eigentliche Periode morphologischer Aktivität: was die Solifluktion und vor allem die Hochwasserführung und Erosionsleistung der Flüsse betrifft. Verkürzt sich die Zeit des Schmelzwasserzudränges, so muß sich in diese Periode sowohl das fördernde Haupttagens der Solifluktion: die Durchtränkung des Auftaubodens als auch die morphologische Flußarbeit vermehrt haben. Ob dadurch die Jahresleistung der Solifluktionvorgänge gegenüber dem heutigen Polargebiet gesteigert war, steht dahin, denn ein rascheres Fließen im Frühjahr (Kaltzeiten Mitteleuropas) konnte ja durch eine längere Andauer langsamerer Fließbewegungen während der ganzen Tauperiode (heutige Arktis) in der Gesamtwirkung ausgeglichen werden. Sicher aber war während der kürzeren Schneeschmelzzeit die Hochwasserhöhe und damit die Leistung der Flüsse nach Schutttransport, Tiefen- und besonders Lateralerosion gesteigert. Letzteres bedeutet aber unter sonst gleichen Umständen die Anlage breiterer Talsohlen, damit eine stärkere Unterscheidung der Talhänge und eine raschere Wegführung dort etwa angehäuften Solifluktionsschuttes, so

daß auf diese Weise gerade an den meist flacheren unteren Hangteilen mit langsameren Solifluktionsbewegungen eine raschere „Erneuerung der Exposition“ (W. PENCK, 1924 S. 52) und damit mindestens von dieser indirekten Seite her eine Beschleunigung der Solifluktionsabtragung stattfand. Für die Flußlauf- und Talbildung (Gestaltung des Talreliefs) selbst aber bedeuten stärkere Frühjahrshochwasser und vermehrter Schutttransport: breitere Talsohlen, schnellere Beseitigung von Terrassen in Talquer- und von Stufen im Tallängsprofil.

2. Ein tieferes Auftauen des Bodens und damit einen größeren Tiefgang der Solifluktion. In der heutigen Frostschuttzone der Barentinsel (SO-Spitzbergen) maßen wir im August 1959 (BÜDEL, 1960) Auftautiefen zwischen 20 und 67 cm, während POSER (1947) die sommerlichen Auftautiefen in den tieferen Lagen des kaltzeitlichen Mitteleuropa in einem Streubereich zwischen 40 und 300 cm fand. Gelegentlich dürfte aber der Auftauboden noch größere Tiefen erreicht haben, wie die unten angeführten Extremfälle von 4 m zeigen. Ein größerer Tiefgang der Solifluktion oder genauer: eines bestimmten Typs der Solifluktion (s. u.) im eiszeitlichen Mitteleuropa war die Folge.
3. Mit der stärkeren und tiefer greifenden Erwärmung ging eine raschere Dränage und (als Folge von beidem) eine verstärkte sommerliche Austrocknung der obersten Schicht des Auftaubodens Hand in Hand. Sie wird am eindrucksvollsten durch die starke Staubauswehung und Lössendimentation im eiszeitlichen Mitteleuropa bezeugt. Ob dabei auch die sommerlichen Niederschläge selbst geringer waren als die heutigen in Spitzbergen (150 bis 300 mm/Jahr) steht dahin, aber jedenfalls führte die viel stärkere Verdunstung zu ungleich viel größerer edaphischer Sommer-trockenheit. Das oberflächliche Bodenfließen muß dadurch nach kräftigem Einsetzen zu Beginn des Sommers in dessen weiterem Verlauf gebremst worden sein. In den Fällen stärkerer Lössanwehung in tieferen Beckenlagen, die im westlichen Mitteleuropa erst mit dem eigentlichen Würmhochglazial einsetzte, wurde diese Bremsung so stark, daß sich dort die allgemeine Herrschaft der Solifluktion auf das Würm-Frühglazial beschränkte (vgl. BÜDEL, 1953).

II. Anderes Ausmaß der Expositionsunterschiede

Polwärts von 70° Breite werden heute (wie stets) die Unterschiede zwischen nord- und süd-exponierten Hängen außerordentlich gering, weil

bei allgemein geringem Einfallswinkel der Sonnenstrahlen durch die Mitternachtssonne auch die Nordhänge ein wenig angestrahlt werden. In den Mittelbreiten waren natürlich auch während der Kaltzeit die Expositionsunterschiede so stark wie heute: d. h. der steilere Sonnenstand und der kürzere Tagesbogen begünstigten die Süd- und Westhänge sehr stark. Neben der Exposition gegen die Schneewinde war dieser Umstand ja bekanntlich eine der Hauptursachen für die in Mitteleuropa heute noch ganz allgemein verbreiteten, in den Frühglazialperioden der Kaltzeiten und besonders der Würmkaltzeit unter starker Mitwirkung der Solifluktion entstandenen asymmetrischen Dellen und kleinen Täler, die heute meist trocken liegen. In der Frostschutt- und Tundrenzone der heutigen Arktis sind solche asymmetrischen Talanfänge viel seltener und weniger deutlich ausgeprägt. Damit tritt eine für das kaltzeitliche Mitteleuropa besonders kennzeichnende morphologische Auswirkung der Solifluktion polwärts der heutigen Waldgrenze sehr stark zurück.

III. Die Förderung der Kaltzeit-Solifluktion in Mitteleuropa durch die interglaziale Bodenbildung

Mit den vorgenannten Unterschieden des jeweils herrschenden Klimas paaren sich solche, die durch die ganz andere Klimageschichte bzw. klima-morphologische Geschichte des kaltzeitlichen Mitteleuropa einerseits und der heutigen polaren Solifluktionszone andererseits verursacht wurden (im folgenden kurz: klima-genetische Unterschiede genannt, vgl. Anm. 3, 2. Abs.).

Im heutigen hochpolaren Tundren- und Frostschuttklima mußten Verwitterung und Abtragung (auf allen sanfteren Hängen in der Form der Kryoturbation und Solifluktion vor sich gehend) gewissermaßen ab ovo beginnen. Im allergrößten Teil (rd. 80% der Fläche) dieses Klimabereichs setzte die holozäne Frostverwitterung und -abtragung erst nach dem Abschmelzen pleistozäner Inlandeisdecken (vor rd. 6000—8000 Jahren) ein: im ganzen arktischen Kanada einschließlich des Archipels, in den heute eisfreien Säumen Grönlands, Islands, Spitzbergens und der übrigen altweltlichen Polarinseln sowie am ganzen Polarsaum Europas und Westsibiriens. Diese alten Inlandeisdecken ließen weithin (abseits ihrer Randmoränen) nur blankgescheuerten Fels zurück, auf dem erst allmählich, und zwar ausschließlich unter den Frostbedingungen des holozänen Polar-klimas wieder eine Verwitterungs- und Abtragungs- (= Kryoturbations- und Solifluktions-) decke entstand. Auf dem nur rd. 20% der heuti-

gen eisfreien Polarklimate umfassenden Areal, das auch im Pleistozän (wenigstens in der Würmkaltzeit) nicht von Gletschern und Inlandeis bedeckt war (Polarsaum von Teilen Ostsibiriens und Alaskas), fand die holozäne Frostverwitterung zwar schon ältere Bodendecken (Verwitterungs- und Abtragungsdecken) vor, aber natürlich nur solche, die auch unter der Herrschaft eines — noch exzessiveren, pleistozänen — Frostklimas gebildet worden waren.

Diese polare Bodenbildung ist aber nun von der aller wärmeren Klimazonen durch entscheidende Züge getrennt. Die chemische Verwitterung fehlt zwar nicht völlig, bleibt aber auf jeden Fall hinter der mechanischen sehr stark zurück, vor allem in einem für die Begünstigung der Solifluktion entscheidenden Punkt. Er liegt darin, daß die mechanische Frostverwitterung den Gesteinszerfall zwar weit rascher und weitgehender vorantreibt als etwa die frostlose mechanische Verwitterung der warmtemperierten Wüsten. Nach unseren jüngsten Erfahrungen auf Spitzbergen (BÜDEL, 1960) vermag der Frost das Gestein ziemlich rasch — und u. U. sogar ziemlich allgemein — bis zur Feinsand- und Schluffkorngröße (bis 200 und 100, vielleicht sogar bis unter $50 \mu^4$) aufzuarbeiten — aber nicht weiter! Alles Feinmaterial der nur durch polare Frostwirkung entstandenen (meist kryoturbaten) Böden besteht daher nur aus Schluff und Feinsand. Es fehlen weitgehend die Tonkorngrößen (unter 2μ), es fehlt ebenso die — in allen Warmklimaten in irgendeiner Form mit der Bodenbildung gekoppelte — eben rein chemisch vor sich gehende Umwandlung vieler Gesteinskomponenten in Tonmineralien und es fehlt (oder tritt mindestens sehr stark zurück) die Lösung der Kalke im Boden. Tonmineralien gelangen nur aus einer Quelle in etwas größerem Umfang in die polaren Böden: wenn sie nämlich schon im Ausgangsgestein (auf Spitzbergen in bestimmten Trias- und Juraschichten) enthalten waren. Die Folge ist, daß diese Böden — so paradox es klingt — in geringerem Grade „frostgefährdet“ sind als die anderen Klimazonen entstammenden; mit anderen Worten: es fehlen ihnen weitgehend gerade die feinsten (Ton-) Korngrößen, die auf elektrisch-osmotischem Wege bei weitem die größte Wasseraufnahmefähigkeit bei Frost und infolgedessen auch die größten Frosthebungsbeiträge haben (DÜCKER, 1939, 1940, SCHENK, 1955, S. 42—46), und es fehlen ihnen damit zugleich weitgehend die Tonmineralien (vor allem Illit und Montmorillonit), die durch die Speicherfähigkeit elektrisch-osmotisch gebundenen Wassers nicht nur in den einzel-

nen Partikelhüllen, sondern auch noch zwischen den Maschen ihres Kristallgitters (auch ohne Frosteinwirkung) schon starke Wassergehalte und starke Quellfähigkeit gewinnen können (DÜCKER, 1940, BAKKER, 1958 a, 1958 b). Gerade diese Armut an quellfähigen Tonmineralien in den polaren Böden ist es, die ihre Fließfähigkeit in aufgetautem Zustand besonders dann vermindert, wenn mit dem fortschreitenden Sommer die volle Durchtränkung des Bodens mit Grund- und Kappillarwasser allmählich schwindet und damit automatisch der relative Anteil (und die reibungsmindernde Rolle!) des elektrisch-osmotisch an und in solchen Tonpartikeln gebundenen Hüllwassers (Sorptionswassers, Hydrationswassers) steigt.

Im Gegensatz dazu fand die pleistozäne Frostverwitterung in Mitteleuropa (wie in analogen anderen Räumen der Mittelbreiten) beim Beginn jeder Kaltzeit, insbesondere auch der Würmkaltzeit, einen völlig anderen Ausgangszustand der Bodenbedeckung vor: die tiefgründigen, weitgehend chemisch zersetzten Böden, die der Warmzeitverwitterung des vorangegangenen Interglazials entstammten. Wie die erhaltenen Reste solcher Fossilböden in den „Laimzonen“ mehrteiliger Lößprofile zeigen, waren es (wie in der Gegenwart) in den höheren Gebirgslagen Podsolböden, in den tieferen Beckenlagen Mitteleuropas aber vornehmlich Braunerden und Schwarzerden. Da das letzte und insbesondere das vorletzte Interglazial z. T. wärmer, auf jeden Fall aber bedeutend länger war als der bisher verfllossene Teil der Postglazialzeit, war die chemische Verwitterung am Ende jener interglazialen Warmzeiten weiter fortgeschritten (größerer Tonmineralanteil) und tiefer eingedrungen (bis zu 2 m), als es sonst unter gleichen Umständen in der Postglazialzeit geschah. Nach BAKKER (1958 b) entstand dabei insbesondere in den alten Interglazialzeiten (wie auch schon in der jüngstpliozänen Prägiazialzeit) auch viel Illit und Montmorillonit.

Die mit dem Beginn der Kaltzeit — zuletzt der Würmkaltzeit — hier einsetzende Frostverwitterung (Kryoturbation) und Frostabtragung (Solifluktion) fand also hier nicht blanken Fels oder ältere tonarme Frostschuttdecken vor, sondern eine mächtige chemische Zersetzungsschicht, die mit den Kryoturbations- und Solifluktions-Bewegungen in die neu entstehenden kaltzeitlichen Frostschuttdecken mit eingehen mußte! Diese in Mitteleuropa so weit verbreiteten fossilen Frostschuttdecken haben daher als Erbe der vorangehenden Warmzeiten einen viel höheren Gehalt an Tonmineralien, insbesondere auch an Illit und Montmorillonit, als die rezenten hochpolaren! Zu den oben genannten klimatischen Unterschieden tritt damit ein sehr wesentlicher klimageschichtlicher

⁴) Die genauen Schwellenwerte können erst nach der Analyse der aus Spitzbergen mitgebrachten Bodenproben angegeben werden.

Zug, der die Voraussetzungen zur Solifluktion hier und dort abwandelt.

Vorgreifend sei schon hier bemerkt, daß dieser fördernde Umstand für die beiden weiter unten getrennten Typen der Kaltzeitsolifluktion in Mitteleuropa: die allwinterlich-periodische auf steileren Hängen und die nur episodische auf sanfteren in verschiedenem Grade wirksam war. Die schneller und regelmäßiger fließende (wenn auch geringmächtigere) periodische Solifluktion an steileren Hängen hatte auch die größere Abtragungswirkung: in ihrem Bereich wurden also die älteren, warmzeitlichen Bodendecken rasch aufgezehrt und beseitigt. Dies war aber bei der viel langsameren und tiefgründigeren episodischen Solifluktion auf sanfteren Hängen nicht der Fall, d. h. in ihrem Bereich blieb diese Quelle ständiger Tonzufuhr in die Solifluktionsdecke viel länger — zumeist wohl die gesamte Kaltzeit hindurch — erhalten und so die darin liegende Förderung dauernd wirksam.

IV. Die Förderung der Kaltzeitsolifluktion in Mitteleuropa durch die interglaziale Karstlösung

Außer dem Alternieren mit der warmzeitlichen Bodenbildung⁵⁾ wurden Kryoturbation und Solifluktion im kaltzeitlichen Mitteleuropa auch noch durch die warmzeitliche Karstlösung gefördert. Dieser Prozeß ging in den Warmzeiten — wie in der Postglazialzeit — an der Oberfläche mit der Bodenbildung Hand in Hand, griff aber auch noch weit darüber hinaus in die Tiefe vor und bereitete dort durch eine Reihe von Vorgängen dem Vordringen der Frostverwitterung und -abtragung in die Tiefe den Weg. Außer der größeren Tiefe erfaßt die Karstlösung aber auch eine viel längere Vorzeitspanne: sie reicht ja auf allen älteren Gesteinen bis weit in die warme Tertiärzeit zurück. Die damals schon angelegten Karstformen wurden in den pleistozänen Warmzeiten wie in der holozänen Warmzeit meist gleichsinnig weiterentwickelt.

CORBEL (1957) entdeckte auch in den Kalkgebieten West-Spitzbergens ein tiefgreifendes, dem warmen Präglazial der Tertiärzeit entstammendes Karsthöhlen- und Spaltensystem, das heute unter dem 350 m mächtigen Dauerfrostboden noch langsam weiterentwickelt wird. Aber die Oberfläche war hier von diesen alten Karstbildungen nicht nur — wie in Mitteleuropa — während der pleistozänen Kaltzeiten, sondern während des gesamten Quartärs bis heute ununterbrochen durch den mächtigen Dauerfrost-

⁵⁾ Analog dem von MORTENSEN (1947) geprägten Begriff der „alternierenden Abtragung“ kann man hier von „alternierender Verwitterung“ sprechen.

boden getrennt. Die Karstlösung ist daher hier — wie wohl auch in den übrigen Polarräumen — seit annähernd der letzten Jahrmillion so gut wie nicht mehr für die Oberflächenabtragung wirksam geworden.

In Mitteleuropa, wo die Karstentwicklung in jedem Interglazial (wie auch im Holozän) weiter fortschritt, hat sie dagegen der Frostverwitterung und -abtragung während der zwischenliegenden Kaltzeiten in mehrfacher Hinsicht vorgearbeitet. Einmal haben verschiedentlich Karstschlote die Eiskeilbildung im Dauerfrostboden vorgezeichnet: im Wechsel der Kalt- und Warmzeiten verstärkten sich beide Vorgänge, die zur Lockerung des Kalkgesteins unter der oberflächlichen Solifluktionsabtragung beitrugen⁶⁾. In Mergelkalken oder mergeligen Sedimenten mit eingelagerten Kalkschichten wurden ferner diese für die Solifluktion resistenteren Bänke in den Warmzeiten bis mehrere Meter unter die Tagesfläche hinab ganz oder teilweise aufgelöst: die dadurch hervorgerufenen Sackungserscheinungen im mergeligen Ausgangsgestein lockerten seine Standfestigkeit noch weiter⁷⁾. Infolgedessen fand die nachfolgende Solifluktionsabtragung der nächsten Kaltzeit hier schon ein kalkärmeres und tonreicheres Ausgangsgestein vor, als es ursprünglich vorhanden war. Darüber hinaus wurden aus den dann während einer Kaltzeit kryoturbat oder solifluidal durchmischten oberflächlichen Bodendecken über solchen Gesteinen durch die chemische Bodenbildung der nächstfolgenden Warmzeit die Kalktrümmer herausgelöst. Die beiden letztgenannten Vorgänge bewirkten, daß z. B. über dem — häufig von mergeligen Bänken durchsetzten — Muschelkalk des fränkischen Gäulandes in vielen Hunderten von Aufschlüssen regelmäßig in den Solifluktionsdecken der Würmeiszeit ein höherer Tonanteil gefunden wurde, als nach dem unterlagernden Ausgangsgestein zu erwarten war; meine Beobachtungen werden hier durch die ausgedehnten Untersuchungen meines Schülers W. HOFMANN (1959) ergänzt.

V. Der „Rollentausch“ von Eiskeilen als Schrittmacher der Kaltzeitsolifluktion in Mitteleuropa

In den unvergletscherten Polargebieten sind — insbesondere nach den verdienstvollen einschlä-

⁶⁾ Hierüber liegen nähere, noch unveröffentlichte Untersuchungen des Verfassers aus dem großen fossilen Eiskeilfeld im anstehenden unteren Muschelkalk im Sockel der Main-Mittelterrasse östlich Karlstadt (20 km nördlich von Würzburg) vor.

⁷⁾ An der rechten Seite der Abb. 2 ist (in der Mitte zwischen den Buchstaben „R“ und „S“) die nach links fortschreitende Auflösung eines solchen Kalkbandes zwischen nachsackenden Mergelschichten angedeutet.

gigen Untersuchungen von E. SCHENK (1955, 1958) — viele Eiskeile auf ebenen, der Abtragung wenig ausgesetzten Flächen offenbar beim Beginn des pleistozänen Eiszeitalters zusammen mit der ersten Ausbildung des Dauerfrostbodens schon angelegt worden. Über die Entstehungsart von Eiskeilen, über die meine Erfahrungen in Spitzbergen etwas von denjenigen E. SCHENKS in Alaska abweichen, sei damit nichts gesagt; aber wir können wohl nicht umhin, anzunehmen, daß dort (wie auch in den während des ganzen Pleistozän unvergletschert gebliebenen, aber dafür durch einen perennierenden tiefen Dauerfrostboden ausgezeichneten Teilen Sibiriens) mit einem seit Beginn der Quartärzeit bis heute ununterbrochen ausdauernden, viele hundert Meter tiefen Dauerfrostboden auch zahlreiche Eiskeile schon beim Beginn des Quartärs ausgebildet wurden und bis heute erhalten blieben. Mit der dortigen Südwärtsausdehnung des Dauerfrostbodens gibt es so auch in der sibirischen Taiga sehr alt angelegte und unverändert bis heute ausdauernde Eiskeile. Die Extremtiefen des sibirischen Dauerfrostbodens erreichen 1000 m, die dortigen größten Eiskeile 30 m Tiefe⁸⁾.

Etwas anders müssen die Dinge in den (überwiegenden) Teilen des Polargebietes und der sibirischen Taiga liegen, die in den Kaltzeiten von (im Vergleich zur Gegenwart ausgedehnteren) Inlandeiskörpern bedeckt waren. Unter diesen verschwand in jener Kaltzeit der Dauerfrostboden (und mit ihm die Eiskeile), um sich im darauffolgenden Interglazial, wenn die großen Eisdecken sich etwa zum heutigen Stand verkleinerten, neu zu bilden. In bezug auf die Temperaturen des Bodens und der tieferen Erdrinde (bis zu einer erst in mehreren hundert bis tausend Metern tief gelegenen Ausgleichsfläche) waren also in den kaltzeitlich vergletscherten Polarräumen die Glazialzeiten die warmen, die Interglazialzeiten jedoch die kalten Perioden! Hier sind somit die Eiskeile nicht beim Beginn der ganzen Quartärperiode, sondern jeweils nach dem Rückschmelzen der Gletscher mit dem neu entstehenden Dauerfrostboden zu Beginn jeder Interglazialzeit neu gebildet worden; d. h. die heute noch als wirklich eisgefüllte Keile vorhandenen zu Beginn des Holozän! Unsere jüngsten Untersuchungen in Spitzbergen (BÜDEL, 1960) bestätigen dies.

Im unvergletschert gebliebenen Mitteleuropa (wie in den entsprechenden anderen Teilen der Mittelbreiten) war es gerade umgekehrt. Hier bildeten sich weitreichende, z. T. auch recht tiefe perenne Tjälazonen mit entsprechenden Eiskeil-

netzen bereits in den Frühglazialperioden jeder Kaltzeit ziemlich rasch aus⁹⁾. Ihre weite Verbreitung wird eben durch diejenige des Eiskeilphänomens in jeder Kaltzeit bezeugt. Solche Dauerfrostböden bildeten ferner die wichtigste Voraussetzung der ja gerade im Frühglazial so verbreiteten Kryoturbations- und Solifluktionvorgänge¹⁰⁾. Mit dem Beginn jeder Warmzeit verschwand dann der Dauerfrostboden wieder ebenso rasch, d. h. in wenigen Jahrtausenden. Auch die Eiskeile schmolzen damit aus, aber ihre Form blieb vielfach dadurch erhalten, daß von oben nachsackendes Material sie als Sand-, Löß- und vor allem Lehmkeile ausgoß. Im Bereich tonarmer Gesteine — insbesondere von kalkreichen Eiszeitschottern, Kalken, Dolomiten, Sandsteinen oder Quarziten — bildeten dann diese Lehmkeile oft Spalten und Spaltenetze tonreichen Feinmaterials, gleichsam ein Netz von bis 5 m tiefen und in Extremfällen sogar noch tieferen Tonmauern. Drang nun mit den strengen Wintern der nächstfolgenden Kaltzeit der Dauerfrost neuerlich von oben schrittweise in einen solchen von Lehmkeilen durchsetzten Untergrund — etwa in einem Kalkschotterkörper — ein, so geschah das im „trockenen“, grobkörnigen Material der Kalkschotter zwar rascher. Wenn aber dann der Frost schließlich auch die mit Sorptionswasser überreich gefüllten Lehmkeile ergriff, so war ihre Sprengwirkung durch Volumenvermehrung ungleich größer. Natürlich froren auch hierbei die obersten Teile des Lehmkeils zuerst ein, so daß sich, beim Fortschreiten des Frostes nach unten, der Seitendruck der Lehmkeilspitze nicht mehr nach oben, sondern nur noch seitwärts, gegen das mit vielen Luftlöchern durchsetzte und daher nicht geschlossen eisverpackte nachgiebigere Schottermaterial auswirken konnte. Die unteren Partien solcher ton- und wasserärmeren Nachbargesteine werden außerdem noch während dieses

⁹⁾ Dies folgt u. a. daraus, daß das vordringende nordische Inlandeis beim Betreten dänischen und norddeutschen Bodens zu Beginn der Würmhochglazialzeit dort schon einen Dauerfrostboden von mindestens 100 bis 200 m Mächtigkeit vorfand. Anders sind die qkm großen und bis nahe an 100 m mächtigen Schollen weichen Kreidegesteins in der basalen „eistektonischen“ Störungszone des Inlandeises — etwa auf den Inseln Moen und Rügen — nicht zu erklären, denn solche weitreichenden Überschiebungen sind in dem weichen Kreidegestein nur in gefrorenem Zustand mechanisch möglich.

¹⁰⁾ Kryoturbation und Solifluktion waren indessen im kaltzeitlichen Mitteleuropa — wie im heutigen Lappland und auf der Halbinsel Kola — auch dann möglich, wenn statt eines Dauerfrostbodens nur ein über die jährliche Schneeschmelzperiode hinaus bis zum Hoch- oder Spätsommer ausdauernder Winterfrostboden als Wasserstauer vorhanden war. Bei der zeitigen Schneeschmelze (s. o.) war auch im tjälefreien kaltzeitlichen Mitteleuropa diese Bedingung öfter erfüllt als in den kleinen tjälefreien Partien des heutigen Polargebietes.

⁸⁾ Letzteres nach neuen russischen Forschungen, deren freundliche Mitteilung ich BAKKER (1959) verdanke.

Vordringens der neuen Frostfront von oben nach unten durch diesen Vorgang selbst besonders ausgetrocknet, da die gefrorenen Partikel in dieser Frostfront das Sorptionswasser (Hydratationswasser) auf elektrisch-osmotischem Wege mit der rd. 30fach größeren Energie an sich reißen als nicht gefrorene Bodenpartikel (vgl. VAGELER, 1932, und SCHENK, 1955¹¹). Die Folge ist, daß ein solcher Lehmkeil vor allem in seinem tieferen Teil allmählich an Breite zunimmt, sich sackartig oder gar birnenförmig aufbläht, worauf diese Form beim nächsten Auftauen neu durch Nachstürzen von Löß oder lehmigem Füllmaterial konserviert wird und beim nächsten Einfrieren wieder Anlaß zu erneutem ungeheuerem Sprengdruck gegen das Nachbargestein wird. Es braucht sich dabei nicht um die nächste große Klimawelle Warmzeit/Kaltzeit zu handeln: in dem oberflächennahen Bereich von wenigen Metern, in den die mitteleuropäischen Eiskeile meist nur hinabreichen, fand ein Einfrieren und Wiederaustauen der geschilderten Art am Beginn und am Ende jeder Kaltzeit sicher mehrfach in „interstadialen“ Klimawellen zweiter Ordnung statt (man denke an die spätglazialen Klimaschwankungen dieser Größenordnung: ältere Dryaszeit, Bölling-Interstadial, zweite Dryaszeit, Alleröd-Interstadial, dritte Dryaszeit, postglaziale Wärmezeit).

So kam es, daß die in den mitteleuropäischen Kaltphasen gebildeten Eiskeile in den Warmzeiten nicht nur ausschmolzen und zu Lehmkeilen wurden, sondern daß diese Lehmkeile sich (in tonarmem Nachbargestein) beim neuerlichen Einfrieren und Auftauen im Laufe der folgenden Kaltstadiale und Kaltzeiten allmählich in tiefe Frostkessel umwandelten, unter großem Druck nach außen besonders in den tieferen Partien ausgeweitet und von stark gestörten Trümmern des Nachbargesteins (in Kalkschottern etwa: durch einen förmlichen Panzer parallel zu ihrem Salband angeordneter, nun oft senkrecht stehender Geschiebe) umkleidet sind. Vielfach schon waren in älteren Eiszeitschottern neben den normalen 0,5 bis 1 m tiefen Frostkesseln vereinzelte Riesenformen von mehreren Metern Tiefe mit stärksten Seitendruckspuren aufgefallen, die bis jetzt einer Erklärung harrten. Es dürfte sich dabei — wo nicht in allen, so doch in vielen Fällen — um einstige Eiskeile handeln, die durch den geschilderten „Rollentausch“ zu Frostkesseln wur-

den. In den in Anm. 6 erwähnten Aufschlüssen bei Karlstadt konnte ich diese Umwandlung schrittweise verfolgen und darüber in dem vorgenannten Vortrag erstmals berichten (vgl. Anm. 1). Unabhängig davon hat gleichzeitig K. KAISER (1958) „*kryogen gestörte Eiskeile*“ aus den Schottern der Niederrheinischen Bucht beschrieben.

Die große Sprengwirkung ursprünglicher, besonders aber solcher zu Riesen-Frostkesseln umgewandelter Eis- und Lehmkeile hat in vielen Fällen durch Zerrüttung des Untergrundgesteins der oberflächlichen Frostverwitterung und -abtragung späterer Kaltzeiten vorgearbeitet. Wenn eine mit solchen Gebilden besetzte Oberfläche dabei — etwa durch das weitere Zurückgreifen von Dellen — aus dem Bereich der Kryoturbation in den der Solifluktion geriet, so wurden die ehemals senkrecht stehenden Lehmkeile und Riesenfrostkessel seitlich zerdrückt und überschoben, bildeten aber gerade dadurch oft die Gleitbahn für solche Überschiebungen. Zugleich konnten sie dann auch bei gekippter oder überschobener Lage erneut „Sprengkapseln“ für die Auslösung oder das Wiederaufleben solcher Gleitbewegungen in der nächsten Kaltzeit, ja zu Anlässen für eine außerordentlich lebhaftete „Oberflächentektonik“ werden. Dies tritt vielfach bei den unten gezeigten Beispielen langsamer, episodischer Solifluktion zutage (Abb. 3—6).

VI. Die Förderung der Kaltzeitsolifluktion in Mitteleuropa durch präglaziale Bodenreste

Neben dem Alternieren kaltzeitlicher und warmzeitlicher Bodenbildung, Karstlösung und Eiskeilumwandlung findet man — wenn auch sehr verstreut und nur vereinzelt — in Mitteleuropa gelegentlich unter den kaltzeitlichen Solifluktionsdecken noch Reste präglazialer Böden aus dem Jungtertiär, insbesondere aus der langsam abklingenden Warmzeit des Unter-, Mittel- und Oberpliozän vor: in Form tiefgreifender Vergrusung — besonders auf Graniten —, ferner von tropischen Rotlehmen und Kaolindecken sowie den Spuren der „Gelb-Rot-Verwitterung“, die nach BAKKER (1958 b) in Mitteleuropa von der jüngstpliozänen Präglazialzeit auch noch ins älteste Interglazial hineinreicht und hier — im Gegensatz zu den nordamerikanischen Parallelbeispielen — noch durch starke Anteile von Illit und Montmorillonit ausgezeichnet ist. Gegenüber dem Jungpleistozän fanden natürlich die Kryoturbations- und Solifluktionsvorgänge der älterpleistozänen Kaltzeiten noch weit mehr Spuren der ursprünglich sicher sehr mächtigen warmzeitlich-präglazialen Bodendecken in Mitteleuropa

¹¹) SCHENK zieht aus der höchst dankenswerten Einführung dieser Dehydrationsvorgänge in die Frostbodenforschung sehr weitreichende Schlüsse in geomorphologischer Richtung, denen ich — z. T. aus den in Anm. 3, 2. Abs. angeführten Gründen — nicht überall beipflichten kann. Daß aber für viele Vorgänge im Frostboden und so auch für den hier dargestellten Prozeß des (von SCHENK nicht betrachteten) „Rollentausches“ der Eiskeile die Dehydratation eine große Rolle spielt, scheint mir evident.

vor und erfuhren durch die darin enthaltenen geeigneten Tonmineralien eine Förderung ihrer Fließfähigkeit. Je länger aber die Solifluktion andauerte und je mehr das Eiszeitalter fortschritt, desto mehr wurden diese präglazialen Bodenbildungen bis auf die kümmerlichen Reste aufgezehrt, die wir heute vereinzelt noch antreffen. So hat im späteren Verlauf des Eiszeitalters sicher die interglazial-warmzeitliche Bodenbildung eine bedeutendere Rolle zur edaphischen Förderung der mitteleuropäischen Solifluktion vorgänge gespielt.

Immerhin gibt es auch Bereiche, wo präglaziale Bodenbildung in Gestalt tiefgründiger Vergrusung von Massengesteinen noch in der letzten (Würm-) Kaltzeit wesentlich zur Förderung der Solifluktion vorgänge beitrug. Meinerseits konnte ich dies erstmals im Riesengebirge beobachten, wo die tiefgreifende Vergrusung des Granits der kaltzeitlichen Solifluktion bewegung, die den Transport der Blockmeere vollzog, auf jeden Fall vorangegangen sein mußte (BÜDEL, 1937)¹²⁾. Ausführlicher hat die Aufeinanderfolge jungtertiär-warmzeitlicher Verwitterung und nachfolgenden Kaltzeittransportes HÖVERMANN (1949) von den Blockmeeren des Harzes geschildert. Inzwischen sind durch WURM (1958) im Fichtelgebirge noch bis 70 m unter die Tagesfläche hinabgreifende Vergrusungsstellen bekannt geworden. Doch sind solche Vorkommen mächtiger präglazialer Bodenzersetzung flächenmäßig betrachtet in Mitteleuropa heute große Ausnahmen, und weiten Landstrichen fehlten solche Bodenreste sicher schon zu Beginn der Würmkaltzeit so gut wie völlig.

Betrachtet man die Gesamtheit dieser klimatisch und klimagenetisch verschiedenen Voraussetzungen für die flächenmäßig ausgedehnten Solifluktionerscheinungen der rezenten polaren und der pleistozänen Mittelbreiten-Kaltklimate, so ergibt sich eine Bevorzugung der ersteren allein durch zwei Umstände: einmal ist dort der Auftauboden nicht sehr tief, so daß die Summe des anfallenden Schmelzwassers nur eine geringmächtige Schicht erfüllt und diese daher besonders stark durchtränkt, und zweitens bleibt dieser Zustand durch den ganzen Polarsommer hindurch weitgehend erhalten, da die Schneeschmelze sich mindestens in der hochpolaren Frostschuttzone (so in SO-Spitzbergen) über diesen ganzen Zeitraum verteilt und die Verdunstung nur wenig verbraucht. Die Begünstigung der rezent-polaren Solifluktion liegt also in allgemein verbreiteten hygrischen

Umständen des heutigen dortigen Klimas (vgl. Pt. I und II). In den Mittelbreiten-Kaltklimate war die günstige Jahreszeit mit stark reibungsmindernder Hochdurchtränkung der – im ganzen tieferen – Auftauböden durch die hohe sommerliche Verdunstung stark verkürzt, so daß die Vermutung nahe liegt, daß es hier auf flacheren Hängen mit stark erhöhtem Reibungswiderstand nicht in jedem Frühjahr (d. h. periodisch), sondern nur in besonders günstigen Jahrgängen (d. h. episodisch) zu Fließbewegungen des Auftaubodens kam. Dafür aber waren die fossilen Solifluktion vorgänge der Mittelbreiten durch eine ganze Reihe reibungsmindernder klimagenetisch-edaphischer Umstände begünstigt (oben Pt. III bis VI). Diese Umstände waren natürlich nicht so allgemein verbreitet wie synchron-klimatische Bevorzugungen, konnten aber doch an sehr vielen Stellen auch unter sonst ungünstigen Umständen (geringe Hangneigung!) noch einen hinreichend reibungsmindernden Einfluß entfalten, um gelegentliche Fließbewegungen auszulösen. Die folgenden Darlegungen sollen zeigen, daß in der Würmkaltzeit in Mitteleuropa tatsächlich auf sanftgeböschten Hängen ein sehr weitverbreiteter Typus von – heute völlig bewegungslosen – Solifluktionsspuren herrscht, der dieser Deutung entspricht und der, sehr charakteristischerweise, in der rezenten Frostschuttzone bisher nicht beobachtet wurde. Vor allem konnte er trotz systematischer Suche auch an Stellen und unter Hangneigungen, wo er in Mitteleuropa unbedingt zu erwarten wäre, bei unserer diesjährigen Expedition nach SO-Spitzbergen nicht entdeckt werden¹³⁾.

C. Periodische und episodische Solifluktion im kaltzeitlichen Mitteleuropa

In der rezenten Frostschuttzone SO-Spitzbergens herrscht auf allen Hängen selbst herab bis zu der geringsten Hangneigung, bei der die Kryoturbation in Solifluktion übergeht (2°, im Extremfall sogar noch etwas darunter: bis 1,7°¹⁴⁾) neben vielen noch ungeklärten Einzelheiten (vgl. BÜDEL, 1960) ein Generaltypus der Solifluktion, der den meisten aus Mitteleuropa beschriebenen fossilen Vorkommen entspricht, vor allem den noch oberflächlich-frischerhaltenen, die hier zumeist dem

¹²⁾ a. a. O., S. 28: „Für alle Stellen aber, wo die Mächtigkeit der Vergrusung mehrere Meter beträgt, wird man . . . die Grusbildung in die Interglazialzeiten, möglicherweise sogar bis in die Tertiärzeit zurückverlegen müssen, wie dies für die Vorkommen von Karolinverwitterung ja nachgewiesen werden konnte.“

¹³⁾ Ob dieser Typus in der rezenten polaren Tundrazone vorkommt, und wenn ja in welchem Umfang und unter welchen Bedingungen (etwa Schwellenwerten der Hangneigung), bedarf noch der Untersuchung.

¹⁴⁾ Die genannten Böschungswinkel wurden bei Begehungen in Mitteleuropa auf hinreichend langen Hängen dem Abstand der Isohypsen auf dem Meßtischblatt entnommen, in Spitzbergen dagegen durch tachymetrische Vermessung festgestellt.

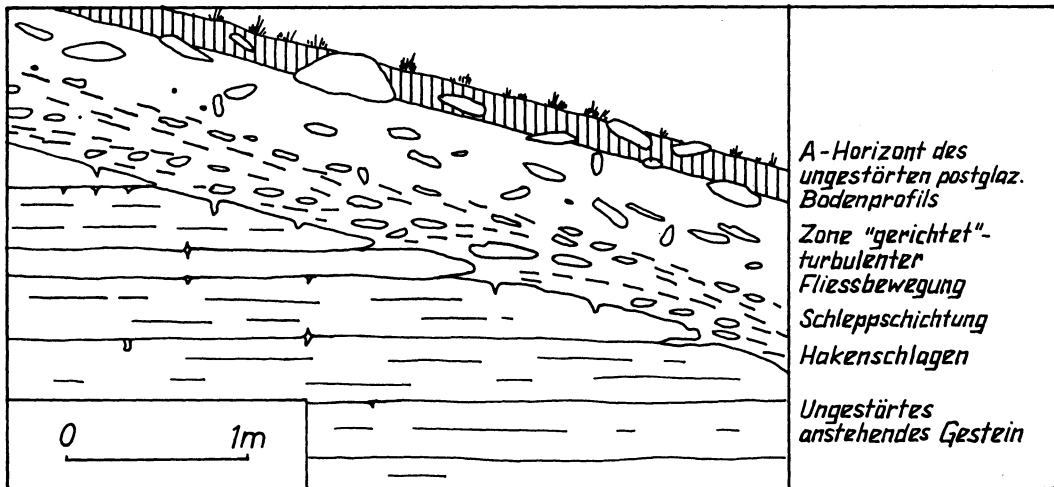


Abb. 1

Normaltyp periodischer Solifluktion mit kontinuierlicher, „gerichtet“-turbulenter Fließbewegung auf 15° geneigtem Hang.

Alle Froststrukturen sind in die Fließbewegung einbezogen und zerstört. Gestein: flachlagernder Muschelkalk, im oberen Teil der Solifluktionsdecke ortsfremde grobe Basaltgeschiebe vom höheren Hangteil.

Frühglazial der Würmkaltzeit entstammen. Der große Unterschied ist nur der, daß dieser Typus in Mitteleuropa fast stets auf die steileren Hänge (oberhalb von 4° – 6° Neigung bis zum Maximalwert von 17° – 27° Neigung) beschränkt bleibt und auf den – ja sehr häufigen, aber nur wenig beachteten – sanfter geneigten, von einem anderen, unten zu beschreibenden abgelöst wird.

Dieser Generaltypus der Solifluktion trägt in seinem in Abbildung 1 wiedergegebenen Normalprofil deutlich die Züge periodischen Ablaufs, d. h. einer kontinuierlichen, so ziemlich in jeder frühsummerlichen Schneeschmelzperiode um einen kleinen Betrag (der von wenigen Millimetern bis zu einigen Dezimetern, maximal vielleicht sogar einen Meter und mehr variieren kann) weiter vorrückenden Fließbewegung.

Es sind eine ganze Reihe von Zügen, die bei diesem Normaltyp der Solifluktion auf einen periodischen Ablauf hindeuten:

1. Die meist ansehnliche Hangneigung (mehr als 4° – 6° , meist sogar über 10°), die eine der wichtigsten reibungsmindernden Voraussetzungen für jede solche Bewegung darstellt.
2. Der meist geringe Tiefgang, der in der Frostschuttzone Spitzbergens gewöhnlich unter 60 cm, bei den fossilen Vorkommen in Mitteleuropa meist unter 80 cm beträgt und maximal + 2 m erreicht. Der Tiefgang der Solifluktion stimmt im allgemeinen mit der Tiefe des Auftaubodens während der Zeit größter Aktivität des Fließvorganges (Schneesmelzzeit) überein, je geringer er also ist, desto stärker wird

die dabei anfallende Schmelzwassermenge ihn reibungsmindernd durchtränken¹⁵⁾.

3. Es herrscht ein deutlicher Gegensatz zwischen dem völlig unbewegt anstehenden Untergrund und einer offensichtlich stark bewegten Oberschicht: zwischen beiden besteht nur eine, immer ähnlich tiefe Berührungsfäche (vgl. Pt. 2), d. h. die Fließbewegung hatte während der ganzen Dauer des Solifluktionsvorganges immer den gleichen Tiefgang.
4. Diese Berührungsfäche zeigt mit einer Zone des „Hakenschlagens“ und der darüber gelagerten, hangparallelen „Schleppschichtung“ (beide zusammen meist nur 1–3 dm – je nach Gesteinsart und Hangneigung – umfassend) die deutlichen Zeichen einer ziemlich raschen, kontinuierlichen Bewegung der darübergelittenen Bewegungszone.
5. Noch deutlicher tritt dies durch die innere „gerichtet“-turbulente oder laminarturbulente Struktur dieser Bewegungszone selbst zutage. Ihr Material ist in der Grundmasse unsortiert und ungeschichtet; den-

¹⁵⁾ Innerhalb der hier angegebenen Grenzen hängt die Mächtigkeit der Solifluktionsdecken im einzelnen von der Hangneigung, der Exposition und den Gesteinsverhältnissen ab (vgl. auch MENSCHING, 1958). Die letztere Einwirkung kommt nach meinen Erfahrungen teils auf direktem Wege (größere Mächtigkeit bei grobblockigem Gesteinszerfall) und außerdem indirekt durch die verschiedene Wärmeleitfähigkeit der Gesteine beim Auftauen zustande. Wir fanden in Spitzbergen (BÜDEL, 1960) die Untergrenze des Auftaubodens gegen den Dauerfrostboden unter feinklastischen Böden stets etwa in 15 % tieferer Lage als unter grobklastischen.

noch sind die größeren Geschiebe darin (zum größten Teil mit ihrer Längsrichtung, sonst wenigstens mit der Ebene ihrer beiden größten Achsen) in der Richtung des einstigen Bewegungsvorganges eingeregelt. Eine im ganzen turbulente Fließbewegung muß hier also gelegentlich von schichtigem Übereinandergleiten abgelöst worden sein, was man sich sowohl beim Gleiten oberflächlich schon aufgetauter Teilschichten über tiefere, noch gefrorene oder auch beim Gleiten oben schon durch sommerliche Abtrocknung oder durch das Wiedergefrieren im Herbst versteifter Schichten über basalen, noch weich-fließfähigen erklären kann. In jedem Fall steht das heute erhaltene Bild fossiler solcher Vorkommen nur die Augenblicksaufnahme der letzten hier stattgehabten Bewegungen dar. Das wichtigste dabei aber ist, daß alle Froststrukturen quer zum Hang in dieser hangab gerichteten Fließbewegung aufgingen bzw. nicht zur Ausbildung kamen; dies vor allem scheint mir darauf hinzudeuten, daß die Kontinuität dieses Fließvorganges nicht durch größere Pausen unterbrochen war, sondern wirklich im ganzen alljährlich-periodisch vor sich ging. Hierbei dürften die oberen Teile dieser Bewegungszone nicht wesentlich schneller oder öfter bewegt worden sein als die unteren, da sich das Strukturbild von oben bis unten ziemlich gleichbleibt.

6. Im Polargebiet sind die vielen, von solcher „Normalsolifluktion“ beherrschten Hänge dar-

über hinaus ganz allgemein von oberflächlich-rezenten Strukturbildungen bedeckt: diese stellen aber sämtlich stets exakt in der Gefällsrichtung hangab gerichtete Streifenböden dar, die als Abbilder regelmäßiger, auch die kleinsten Unregelmäßigkeiten der Hangform widerspiegelnder Stromlinien die weitgehende Kontinuität dieser Bewegung am sinnfälligsten unterstreichen. Die allgemeine Verbreitung dieser Streifen in der rezenten Frostschuttzone beweist zugleich die Existenz wirklich geschlossener solcher Solifluktiondecken.

7. Diese Normalsolifluktion erreichte in einer Kaltzeit (Mitteleuropa) und in der kurzen Nacheiszeit (SO-Spitzbergen) so große, an der Beförderung von Fremdgeschieben meßbare Transportweiten, daß schon bei der Annahme regelmäßig-alljährlichen Wiederauflebens dieser Bewegung sich pro Jahr sehr hohe Durchschnittswerte von 1–2,5 dm ergeben. Da an rezenten Beispielen darüber hinausgehende Jahresbeträge nur selten feststellbar waren, so können diese Transportweiten nicht durch diskontinuierlich-episodische, sondern nur durch weitgehend alljährlich-periodische Bewegungen erzielt worden sein.

Auf Hängen von weniger als 4° bis 6° Neigung wird nun in Mitteleuropa dieser „Normaltyp“ von einem anderen abgelöst, dessen sehr viel kompliziertere Struktur auf einen anderen, lang-

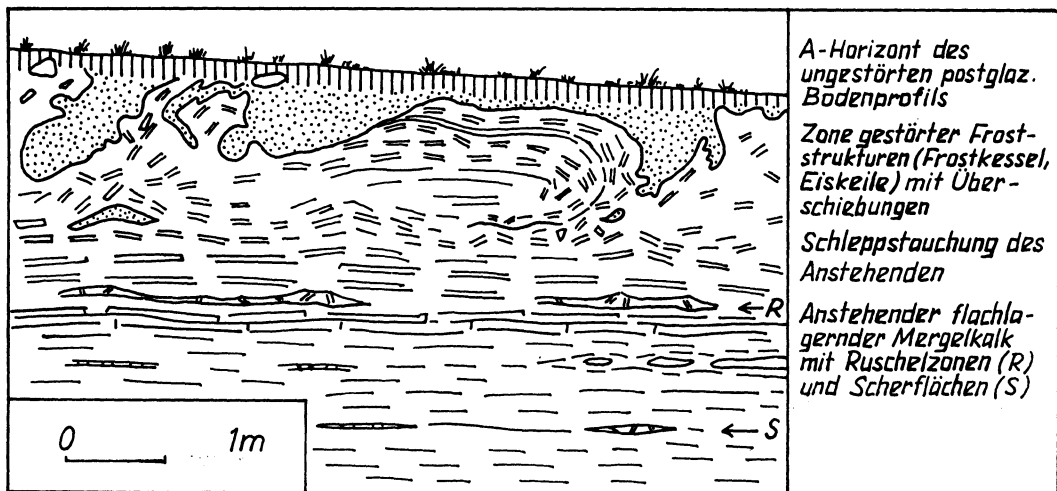


Abb. 2

Standardtypus episodischer Solifluktion mit nur gelegentlicher Gleitbewegung auf $3,5^\circ$ geneigtem Hang über flach lagerndem, mergeligem Muschelkalk. Froststrukturen (Eiskeile und durch „Rollentausch“ aus solchen entstandene Frostkessel) im Bereich der Gleitzone zwar gestört: verzerrt, zerdrückt oder überschoben, aber noch deutlich als Form erkennbar, z. T. mit pleistozänem Sand (punktiert) gefüllt. Darunter Ruschelzonen und Scherflächen, die das leicht gleitfähige, tonreiche Untergrundgestein normal bis 2 m, maximal aber bis fast 4 m Tiefe durchsetzen.

sameren und vor allem nicht kontinuierlich, sondern nur gelegentlich-episodisch sich vollziehenden Fließvorgang hindeutet (vgl. Abb. 2)¹⁶⁾.

Anzeichen dafür, daß Solifluktsdecken dieser Art nicht alljährlich, sondern nur gelegentlich, unter besonders günstigen Umständen (etwa einer abnorm starken Wasserdurchtränkung beim raschen Schmelzen einer besonders mächtigen Winterschneedecke oder bei besonders raschem und kräftigem nachfolgenden Wiedereinfrieren), also nur episodisch und auch da wohl nur in kleinen Einzelrucken ins Gleiten kamen, erblicke ich in folgenden Umständen:

1. Die durchwegs geringe Hangneigung, die von den Minimalwerten, bei denen die Kryoturbation überhaupt in Solifluktion übergeht ($1,7^{\circ}$ – 2°) meist nur bis zu Maximalwerten von 4° (äußerstenfalls vielleicht 6°) Neigung reicht. Zur Überwindung der hierbei sehr starken Reibungswiderstände bedurfte es besonderer gleitfördernder Umstände, wie sie nur im kaltzeitlichen Mitteleuropa gegeben waren (s. o.).
2. Der im allgemeinen größere Tiefgang dieses Typs von Solifluktsdecken, der fast durchwegs über 1 m, gelegentlich aber noch weit mehr – bis 4 m – beträgt. Offenbar kamen also Solifluktsdecken dieser Art nur bei abnorm tiefem Auftauen in Bewegung (möglicherweise nur in vorübergehenden Abschmelzperioden des Dauerfrostbodens im Früh- und Spätglazial). Die tieferen Scherflächen machen außerdem den Eindruck, daß hier bei schichtweisem Auftauen einzelne Schollen noch im gefrorenen Zustand übereinander bewegt wurden.
3. Es besteht hier ein allmählicher Übergang von den Spuren relativ rascher – und häufiger – aktiver Bewegungen im oberen Teil der Gleitzone mit ihren Falten und Überschiebungen zu den Spuren langsamer und seltenerer passiver Bewegungen im unteren Teil des Profils. Im Bereich der „Schleppstauchung“ des Anstehenden kommt es fast nur zu Aufpresungen und Auffaltungen¹⁷⁾ von stark „kryoturbatem“ Charakter mit vertikaler Bewegung; die horizontale Bewegungskomponente ist hier oft sehr klein (bis unter 1 m). Sie wird an den

tief liegenden Ruschelzonen und Scherflächen noch geringer; an der tiefsten bisher von mir vermessenen solchen Scherfläche (fast 4 m unter der Tagesfläche) betrug das Maß der hangabgerichteten Horizontalverschiebung nur noch 1–3 cm! Da dieses Vorkommen im Niveau der Rißterrasse eines Main-Seitentälchens liegt, so ergibt sich daraus, daß in solcher Tiefe vielleicht nur ein einziges Mal während der gesamten Würmkaltzeit die Voraussetzungen zu einem so kleinen Bewegungsruck an dieser Scherfläche gegeben waren.

4. Auch in der obersten Zone relativ rascher, aktiver Bewegungen sind – ähnlich wie in Kryoturbationsdecken – alle Froststrukturen noch erhalten, insbesondere Eiskeile und Frostkessel (seien es ursprüngliche oder durch „Rollentausch“ aus Eiskeilen entstandene) selbst nach ihrer Verzerrung, Zerdrückung und Überschiebung durch den Gleitvorgang noch deutlich als Form erkennbar (Abb. 2–6). Bei einer kontinuierlich-periodischen Bewegung wären sie sicher zerstört worden.
5. Die Schubweiten sind gegenüber der normalen, periodischen Solifluktion auf steileren Hängen auffallend gering. Wenn sie sich in den größten Tiefen (bis 4 m) stufenweise bis Null verringern, so betragen sie auch in der obersten, am stärksten bewegten Zone nach den Maximalschubweiten zu urteilen in einer ganzen Kaltzeit nur einige Zehner von Metern, ja gelegentlich sogar nur wenige Meter. In allen diesen Fällen darf man wohl annehmen, daß es in einer Kaltzeit nur ganz wenige, durch Jahrzehnte oder sogar Jahrhunderte der Ruhe getrennte episodische Bewegungsvorgänge waren, die solche Formen und Schubweiten erzeugten.

Diese Vorkommen episodischer Solifluktion sind unter den sie erzeugenden besonderen klimatischen und klimageschichtlichen Bedingungen der jüngeren Pleistozänkaltzeiten Mitteleuropas stärker als die (rein klimatisch bedingten) periodisch bewegten Solifluktsdecken an Stellen besonderer edaphisch-petrographischer Begünstigung geknüpft; sie sind im ganzen in tonreichen Gesteinen häufiger anzutreffen als in tonarmen (vgl. Abb. 7). Ebenso sind Mächtigkeit und Tiefgang der episodisch bewegten Solifluktsdecken nach Hangneigung, Exposition, Gesteinsart und der von diesen drei Elementen abhängigen Auftautiefe variabler. Im ganzen stellen die so gekennzeichneten Vorkommen der episodischen Solifluktion die insbesondere für Mitteleuropa während der Würmkaltzeit typische Übergangsform von den Kryoturbationsdecken auf flachem Gelände zu denjenigen der periodischen Solifluktion an

¹⁶⁾ Solifluktsvorgänge dieser Art sind bisher nur einzeln beachtet worden; in Deutschland verdanken wir die erste ausführliche Darstellung eines hierher zu rechnenden Vorkommens ACKERMANN (1954). Auch ein von DYLIK (1953, Abb. 56) erwähntes Vorkommen ist wohl hierher zu rechnen.

¹⁷⁾ Solche Auffaltungen habe ich gelegentlich bis zu einem Umfang von 2 m Gesamthöhe beobachtet. KNETSCH (1959) teilte mir das Vorkommen einer 4 m hohen, oben spitz zulaufenden und hangabwärts verzogenen Steilfalte von 4 m Höhe (bei Waldbüttelbrunn 7 km westl. Würzburg) mit.

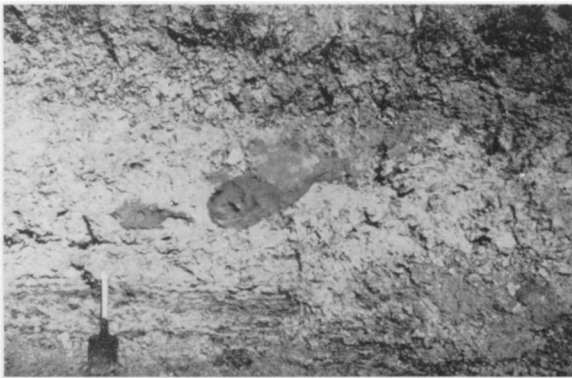


Abb. 3

(etwa dem linken Drittel der Abb. 2 entsprechend). Solifluktionsdecke mit erhaltenen Froststrukturen auf mergeligem Muschelkalk (Gäufläche auf der Sieboldshöhe bei Würzburg, 272 m Seehöhe, Oberfläche $3,5^\circ$ nach N — rechts — geneigt). Ein mit dunkelrotem Pleistozänsand gefüllter Frostkessel (ehemaliger Eiskeil) ist hangab schräg gestellt und von einer in sich wirr zerbrochenen, tonreichen Muschelkalk-Trümmermasse überschoben worden. Meßbare Schubweite etwa 2 m. phot. BÜDEL, 23. 5. 1956.



Abb. 4

(etwa den rechten zwei Dritteln der Abb. 2 entsprechend). Solifluktionsdecke von episodischem Bewegungstyp auf mergeligem Muschelkalk (Gäufläche auf der Sieboldshöhe bei Würzburg, 270 m Seehöhe, Oberfläche $3,5^\circ$ nach N — rechts — geneigt). Der mergelige Muschelkalk bildet eine 2,5 m lange und 1,3 m tief liegende Falte, an deren Stirn dunkelroter Pleistozänsand bis zu 1 m Tiefe mit vielen Kleinfältelungen überschoben wurde. Unten Schleppstauchung des Anstehenden. phot. BÜDEL, 2. 6. 1956.

steileren Hängen dar. Dagegen sind in der heutigen Frostschuttzone SO-Spitzbergens gerade auf solchen sanften Hängen stets ganz andere Übergangsformen zwischen Kryoturbations- und Solifluktionsstrukturen entwickelt. Spätere Untersuchungen müssen zeigen, ob unter diesen Strukturen auch in Spitzbergen solche von ausgesprochen episodischem Bewegungsrhythmus vorhanden sind, es läßt sich jedoch jetzt schon eindeutig sagen, daß die dabei entstehenden Formen in Spitzbergen völlig andere waren, als wir sie oben

als für das kaltzeitliche Mitteleuropa kennzeichnend antrafen.

Endlich sei versucht, den beschriebenen eiszeitlich-mitteleuropäischen Typus der episodischen Solifluktion in das Gesamtbild der Denudationsvorgänge einzuordnen (vgl. BÜDEL, 1948), die in den pleistozänen Kaltzeiten, speziell in der Würmkaltzeit, bei verschiedenen Hangneigungen die damals sehr starke Abtragung auf allen Flächen des Landes herbeiführten (Abb. 7). Die dort

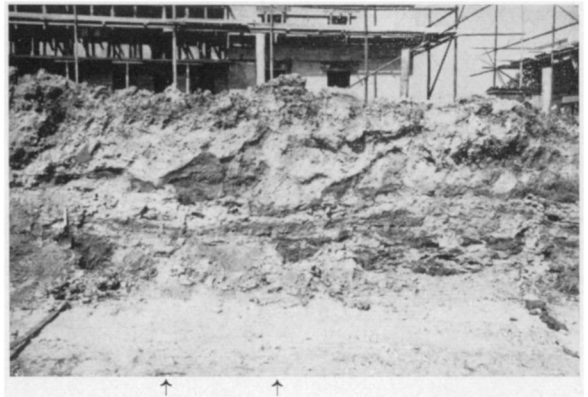


Abb. 5

Episodische Solifluktion in Gestalt weitreichender Überschiebungen im mergeligen Muschelkalk der fränkischen Grenzschichten (Gäufläche auf der Sieboldshöhe bei Würzburg, 271 m Seehöhe, Oberfläche $3,5^\circ$ nach N — rechts — geneigt). Eine hangende Schubmasse wirr zerbrochenen Muschelkalkes mit hellen, leicht nach rechts gekippten, tonreichen Frostkesseln, die durch keilförmig nach oben verschmälerte Aufbrüche dunkelroten Pleistozänsandes getrennt sind, ist als Ganzes von einer (an eine Basalschicht dieser Sande geknüpften) Schubfläche in 0,8 bis 1 m Tiefe über scheinbar ungestört anstehenden Muschelkalk etwa 15—20 m weit überschoben worden. Im basalen Muschelkalkepaket noch einige Scherflächen. Die beiden Pfeile begrenzen den in Abb. 6 dargestellten Ausschnitt. phot. BÜDEL, 20. 6. 1956.



Abb. 6

(Ausschnitt aus Abb. 5, durch die beiden Pfeile bezeichnet.) Man sieht, daß der dunkle Sandaufbruch zwischen zwei tonig-hellen, nach rechts gekippten Frostkesseln aus mehreren schichtweiser Differentialbewegung besteht. phot. BÜDEL, 3. 6. 1956.

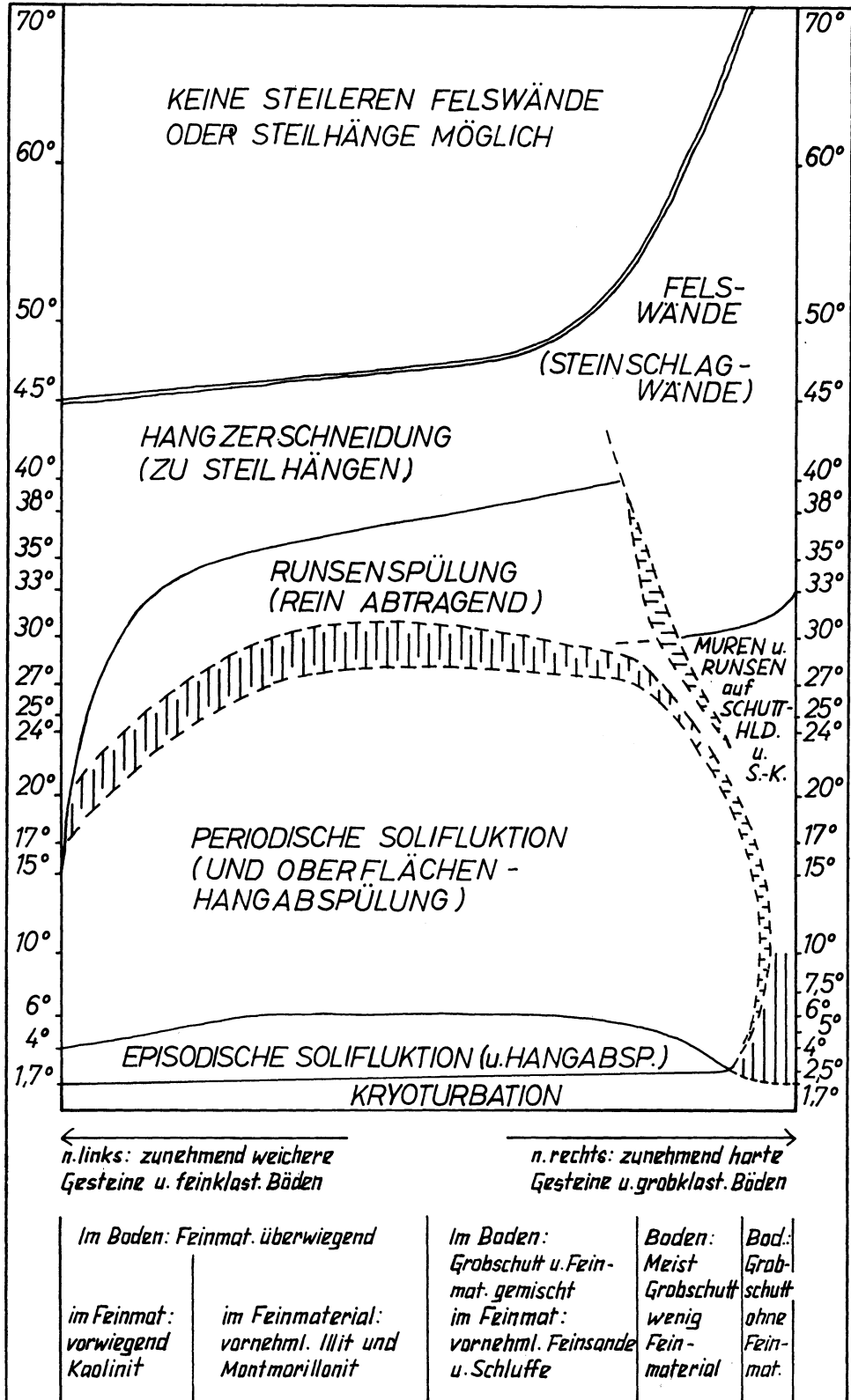


Abb. 7

Vorherrschende Denudationsvorgänge im pleistozänen Kaltklima Mitteleuropas (Tundren- und insbesondere Frostschuttzone) bei zunehmender Hangneigung (Ordinate) und Gesteinhärte (Abszisse). S.-K. = Schwemmkegel.

in der Abszisse angegebenen Beziehungen zu den Gesteinsverhältnissen sind dabei nur als ungefähre Anhaltspunkt, nicht als exakte Grenzen für die Schwellenwerte der Hangneigung gedacht, zwischen denen die einzelnen Denudationstypen am häufigsten auftreten. Die Normalfälle dieser Schwellenwerte sind in der Abb. 7 in das senkrechte Mittelfeld der Darstellung gerückt, d. h. sie gelten bei Gesteinen, die unter dem Einfluß der Frostverwitterung Böden mit einer aus grobem und feinem Material gemischten Zusammensetzung liefern. Auf der linken Seite, bei größerem Gehalt der Gesteine und Böden an Feinmaterial und bestimmten Tonmineralien werden die sonst auf sanfteren Hängen vorherrschenden flächenhaften Denudationsvorgänge schon bei mäßiger Steilheit von der linienhaft wirkenden Runsenspülung und schließlich der Hangzerschneidung abgelöst (besonders ist dies auf Gesteinen und Böden mit reichem Gehalt an dem nicht quellfähigen Tonmineral Kaolinit der Fall). Im Mittelteil und an der linken Seite des Diagramms treten außerdem bei der Herrschaft tonreicher, wenig standfester Gesteine die steilsten Böschungswinkel nicht mehr auf. Solche sind nur in den härteren Gesteinen (rechte Seite der Abb. 7) in Gestalt von Steilhängen und Steinschlagwänden standfest genug. Diese werden nach unten stets durch konkave Hangknick begrenzt, so daß also auf dieser rechten Seite der Darstellung unterhalb von 30—33° Neigung Schutthalden und Schwemmkegel auftreten, die zur Mitte des Diagramms hin nur unscharf von den Schuttfüßen getrennt sind, die sich am konkaven Hangfuß steilerer, von der Runsenspülung beherrschter Hänge anzuhäufen pflegen. Unterhalb eines Schwellenwertes von etwa 30° Neigung geht die Runsenspülung von der rein abtragenden Form allmählich zur Form der „Durchgangsabtragung“, des Materialtransportes (mit zeitweiliger Ablagerung des Materials an einer Stelle im Gleichgewicht zwischen Zufuhr von oben und Abfuhr von unten) über. Dem gleichen Typus der „Durchgangsabtragung“ gehören ja auch die Solifluktionsdecken an, die sich zur Würmkaltzeit über die sanfteren Hänge Mitteleuropas periodisch oder episodisch hinwegbewegten.

Quellenverzeichnis

- ACKERMANN, E., 1954: Gliederung, Kinematik und paläoklimatische Bedeutung der würmeiszeitl. Ablagerungen in Göttingen. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 23.
- ANDERSSON, J. G., 1906: Solifluction, a component of sub-aërial denudation. The Journal of Geology, 14.
- BAKKER, J. P., 1958 a: Tonbildung und Tonverwitterung in Surinam. Vortrag Geogr. Kolloquium Würzburg 14. 11. 58.
- BAKKER, J. P., 1958 b: Fossile Reliktböden in Mitteleuropa. Vortrag Geogr. Kolloquium Würzburg 14. 11. 58.
- BAKKER, J. P., 1959: Freundl. mündl. Mitteilung über russische Eiskeil-Forschungen am 29. 10. 59.
- BÜDEL, J., 1936: Eiszeitl. und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. Pet. Mitt. Erg.-Heft 229.
- BÜDEL, J., 1948: Die klima-morphologischen Zonen der Polarländer. Erdkunde, 11.
- BÜDEL, J., 1949: Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. Die Naturwissensch. 36.
- BÜDEL, J., 1953: Die „periglazial“-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. Erdkunde, VII.
- BÜDEL, J., 1960: Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Spitzbergen-Expedition 1959 (erzielt in Gruppenarbeit mit A. WIRTHMANN, F. WILHELM und H. D. PREUSS), erscheint Januar 1960.
- CAILLEUX, A., 1947: L'Indice d'éroussé, définition et première application. C. R. Somm. Soc. Géol. de France. 10. Oct. 47.
- CAILLEUX, A., 1952: Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner in ihrer Bedeutung für die Paläoklimatologie. Geol. Rundsch. 40.
- CAILLEUX, A., u. TAYLOR, B., 1954: Cryopedologie, étude des sols gelés. Expéditions polaires franc., IV.
- CORBEL, J., 1957: Les Karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison. Inst. étud. rhodan. de l'univ. de Lyon. Mem. et documents, 12.
- DÜCKER, A., 1939: Untersuchungen über die frostgefährlichen Eigenschaften nichtbindiger Böden. Forsch.-Arb. aus dem Straßenwes., 17.
- DÜCKER, A., 1940: Frosteinwirkung auf bindige Böden. Straßenbau-Jahrb. 1939/40.
- DYLIK, J., 1953: O peryglacialnym charakterze rzeźby śródkowej polski. Soc. Sc. Lodziensis, sect. III, 24.
- EDELMANN, C. H., FLORSCHÜTZ, F., u. JESWIET, J., 1936: Über spätpleistozäne und frühholozäne Kryoturbaations-Ablagerungen in den östlichen Niederlanden. Verh. Geol.-Mijnb. Gen. Ned. en Kol., Geol. Ser. 11.
- HÖGBOM, B., 1914: Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Geol. Inst. Uppsala. IX.
- HOFMANN, W., 1958: Freundl. mündl. Mitteilung über Untersuchungen an zahlreichen Muschelkalkaufschlüssen in Unterfranken.
- HÖVERMANN, J., 1949: Morphologische Untersuchungen im Mittelharz. Göttinger Geogr. Abh. H. 2.
- HÖVERMANN, J., u. POSER, H., 1951: Morphometrische und morphoskopische Schotteranalysen. Proc. III. Int. Congr. Sed. Groningen - Wageningen.
- KAISER, K., 1958: Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht. Eiszeitalter u. Gegenwart, 9.
- KNETSCH, G., 1959: Freundl. mündl. Mitteilung über maximal 4 m tiefe Kryoturbaationsspuren im Fränkischen Gäuland.
- LÜTTIG, G., 1956: Eine neue einfache Geröllmorphometrische Methode. Eiszeitalter u. Gegenwart, 7.
- MENSCHING, H., 1958: Freundl. mündl. Mitteilung über Solifluktionsdecken in der Rhön.
- MORTENSEN, H., 1947: Alternierende Abtragung. Nachr. Ak. d. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.
- PENCK, W., 1924: Die morphologische Analyse. Engelhorn, Stuttgart.
- POSER, H., 1947: Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit. Die Naturwissenschaft, 34.
- POSER, H., 1948: Boden- und Klimaverhältnisse in West- und Mitteleuropa während der Würmeiszeit, Erdkunde II.
- RICHTER, K., 1951: Die stratigraphische Bewertung periglazialer Umlagerungen. Eiszeitalter u. Gegenwart, 1.
- SCHENK, E., 1955: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. Abh. Hess. L.-A. f. Bodenforsch., Wiesbaden.

- SCHEK, E., 1958: Frostboden in Alaska. Vortrag Würzburger Geogr. Koll., 14. 4. 1958.
- TRICART, J., u. SCHAEFFER, R., 1950: L'indice d'éroussé des galets, moyen d'étude des systèmes d'érosion. Rev. Geomorph. Dynamique, 1.
- TROLL, C., 1944: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimat der Erde. Geol. Rundschau, 34.
- TROLL, C., 1959: Die tropischen Gebirge, ihre dreidimen-

- sionale klimatische und pflanzengeographische Zonierung. Bonner Geogr. Abh., H. 25.
- VAGELER, P., 1932: Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens. Berlin.
- WEIDENBACH, F., 1958: Freundl. mündl. Mitteilung über die Eigenschaften der „Bergkiese“ in der Schwäb. Alb.
- WURM, A., 1958: Freundl. mündl. Mitteilung über die tiefsten vorpleistozänen Zersetzungszone im Fichtelgebirge und Frankenwald.

BEOBSACHTUNGEN ÜBER DIE INSELBERGE BEI HUA-HIN AM GOLF VON SIAM

HERBERT LOUIS

Mit einer Abbildung und zwei Bildern

Summary: Observations on Inselbergs near Hua-Hin at the Gulf of Siam

Observations near Hua-Hin West of the Gulf of Siam show that the granitic inselbergs found there have been formed by gradual retrogressive enlargement of the origins of flat swale-shaped valleys. Weathering consists mainly in granular disintegration proceeding fastest in fissured rocks. Steep slopes drying more quickly are more resistant to it than smooth ones. Under these circumstances the efficacious rain-wash removing the granitic sand brings about steep slopes on the one side and gently rolling erosion surfaces on the other, which are sculptured by wide open valleys with sides flaring out separated by very smooth swells, and which owe their specific relief pattern to rill wash (in German the present author proposes the descriptive denomination „flache Fußfluren“ for them). They are clearly different from the conoplain-shaped pediments of arid climate formed by lateral corrasion of ephemeral overburdened braided rivers.

The regressive enlargement of the valley heads due to granular disintegration following fissures thus forming wide flat-bottomed valleys favours the separation of singular inselbergs from a more extended rock massive. The valleys frequently coalescing in low valley watersheds, which form a characteristic relief feature of inselberg landscapes become comprehensible, since the same structurally conditioned zones of weakness can be attacked from different ramps.

Unsere Kenntnis der tropischen Inselberge und der sie umgebenden Abtragungsfachlandschaften ist, was die Einzelheiten der charakteristischen Erscheinungen angeht, noch nicht sehr groß. Um so erwünschter war mir eine Gelegenheit, die Inselberglandschaft im Hinterlande von Hua-Hin an der Westseite der Bucht von Bangkok des Siamgolfes, also in einem tropischen Monsungebiet etwas näher kennenzulernen. Der Aufenthalt Ende September 1957 fiel termingemäß in die Regenzeit, traf aber auf einige regenfreie Tage. Die dort gemachten Beobachtungen können, wie ich glaube, unser Bild von der Entstehung der Einebnungsflächen der wechselfeuchten Tropen in einigen Zügen ergänzen. Sie werden zugleich Freund TROLL an seine eigene Thailandreise erinnern, und seien ihm daher mit herzlichem Dank für die großen und vielseitigen Erkenntnisse, Anregungen und

Taten, die er auf vielen Gebieten der geographischen Wissenschaft gewann, austreute, vollbrachte, und mit freundlichen persönlichen Wünschen zur Vollendung seines 60. Lebensjahres gewidmet.

Die Inselberge (vgl. die Bilder)

Im Hinterlande von Hua-Hin erheben sich zahlreiche Inselberge von kleinen, wenige Zehner von Metern hohen Kuppen bis zu ansehnlichen Höhen von über 100 m, wohl auch über 200 m. Sie alle steigen mit deutlich einspringendem Gefällsknick am Fuße aus weiten fast ebenen Flächen auf. Die Hänge sind mehr oder weniger stark von Wandstufen durchsetzt. Auch Wände von ansehnlicher Höhe sind häufig. Aber so steil und jäh wie etwa in manchen Teilen des wechselfeuchttropischen Afrika ragen diese Inselberge nicht auf. Hangneigungen von nur 20° bis 30° kommen bei ihnen immerhin vor. Böschungswinkel von 40° bis 60° dürften vorherrschen, hohe Wände von über 60° Neigung gehören wohl schon zu den Seltenheiten (vgl. Bild 1).

Die hier auftretenden Wände sind, wie die Beobachtung an den in geringer Entfernung von Hua-Hin gelegenen, etwa 100 m hohen Felsbühlern zeigt, im groben glatt und zugerundet. Sie erinnern von fern an steil aufragende Rundhöcker. Ihre Oberfläche ist aber im einzelnen sehr rauh.

Diese Hügel bestehen aus einem Hornblende-Pegmatit-Granit, und nach dem allgemeinen Formcharakter dürften auch die übrigen Inselberge der weiteren Umgebung aus Granit oder verwandten Gesteinen aufgebaut sein. Erst mehr als 50 km weiter nördlich, im Hinterlande von Phetburi, stellen sich wesentlich schroffere, über sehr weiten flachen Talungen aufragende Berggestalten ein. Sie scheinen aus Kalken zu bestehen und Turmkarstformen darzustellen. Sie konnten aber von mir leider nicht aufgesucht werden.