

Die quantitative Bedeutung der periglazialen Verwitterung, Abtragung und Talbildung in Mitteleuropa.¹⁾

Von Julius Büdel, Berlin.

Es ist nicht zweifelhaft, daß das eiszeitliche Klima auch außerhalb der Gebiete ehemaliger Eisbedeckung die geologischen und morphologischen Vorgänge an der Erdoberfläche stark beeinflußt hat.

Eine einfache Betrachtung lehrt uns, daß die Spuren der eiszeitlichen Verwitterung heute noch weit verbreitet sein müssen. Die Verwitterung arbeitet so langsam, daß in der kurzen Postglazialzeit niemals so dicke Verwitterungsrinden hätten entstehen können, wie wir sie heute tatsächlich zumeist antreffen. Wir sehen überall, daß die jung- oder spätglazialen Aufschüttungen (etwa Niederterrassenschotter) nur eine ganz dünne Bodendecke tragen. Vergleicht man damit Aufschüttungen von gleicher Zusammensetzung, aber höherem Alter, etwa Hochterrassenschotter, Deckenschotter oder gar ähnliche tertiäre Gesteine, so zeigt sich regelmäßig, daß diese eine sehr viel dickere Verwitterungsrinde besitzen. Je älter die Ablagerung ist, je länger die exogenen Kräfte Zeit hatten, umgestaltend auf die Tagesfläche eines Gesteins einzuwirken, desto mächtiger ist unter sonst gleichen Umständen sein Verwitterungsmantel entwickelt. Allerdings schreitet dieser Prozeß nach der Tiefe immer langsamer weiter, so daß bei der gleichzeitigen Denudation an der Oberfläche nach geraumer Zeit ein bestimmtes Maximum der Bodendicke, ein „Reifezustand“, eintritt, mit dem sich das Ausgangsgestein dann harmonisch an die gerade herrschenden Klimabedingungen angepaßt hat.

Offenbar dauert es aber sehr lange, bis ein solcher Zustand erreicht ist. Die sehr dünnen, noch unentwickelten Bodendecken auf den jüngsten glazialen Aufschüttungen zeigen uns, wie wenig diese Entwicklung in der relativ kurzen Periode der Postglazialzeit erst fortschreiten konnte. Da nun alle älteren Gesteine, wenigstens auf sanften Böschungen, eine sehr viel mächtigere Verwitterungsdecke tragen, so ist klar, daß diese großenteils bereits während des Eiszeitalters gebildet worden sein muß. Eiszeitlich angelegte Verwitterungsböden müssen also bei uns eine sehr weitgehende Verbreitung besitzen.

Ich habe nun versucht, in unseren Böden in Mitteleuropa den Anteil der eiszeitlichen Verwitterung und Abtragung von dem der postglazialen abzugrenzen. Das einzig sichere Mittel zu einer solchen Abgrenzung bietet eine Untersuchung der Bewegungen des Bodens unter dem Einfluß der Schwerkraft. Sollte es sich zeigen, daß das ganze Bodenprofil heute noch in Bewegung begriffen ist, so können die theoretisch zu fordernden eiszeitlichen Verwitterungsanteile in ihm nicht mehr von dem postglazialen Verwitterungsschutt abgegrenzt werden. Die heutigen Abtragungsvorgänge würden dann die gesamte Verwitterungsdecke umfassen und an ihrer Sohle auf das Muttergestein einwirken. Läßt

¹⁾ Die ausführliche Darstellung der hier mitgeteilten Ergebnisse bringt: Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas von Julius Büdel. Erg.-Heft Nr. 229 zu Petermanns Mitteilungen, Gotha, 1937.

sich hingegen nachweisen, daß ein bestimmter, tieferer Teil des Bodenprofils in der Nacheiszeit nicht mehr von rezenten Abtragungsbewegungen erfaßt wurde, so ist es möglich, eine oberflächliche Zone rezenter Verwitterung und Abtragung von einer tieferen, eiszeitlichen — heute fossilen — Unterschicht abzugrenzen. Ziel der Untersuchung war dabei, Umfang und Voraussetzungen der regionalen Verbreitung solcher fossiler Unterböden festzustellen, um daraus die quantitative Bedeutung der eiszeitlichen Vorgänge für die Gestaltung des heutigen Landschaftsbildes bestimmen zu können.

Ein geeignetes Beispiel hierfür bieten die Ruinen der Basaltschlote auf den Hochflächen des westlichen Erzgebirges. Diese „Spitzberge“ sind allseits von einer geschlossenen mächtigen Basalt-Blockschuttdecke umgeben, die die flache Rumpffläche in ihrer Umgebung verhüllt, soweit es die orographischen Verhältnisse irgend zulassen. Der Blockschutt liegt hier allenthalben auf fremder Unterlage (Phyllit und Glimmerschiefer). Er muß durch einen sehr kräftigen Bewegungsvorgang dorthin geschafft worden sein; Blöcke von $\frac{1}{2}$ m Durchmesser wurden dabei bis über 2 km weit transportiert, u. zw. z. T. auf Böschungen von nur 2° Neigung! Diese Blockmeere werden nur auf weite Strecken hin von Hochmooren überdeckt, deren Unterfläche sich den einzelnen Blockköpfen (die oben von einer hellweißen, tonigen Verwitterungsrinde überzogen sind) vollkommen konkordant und ohne irgendwelche Stauchungen und Störungen anschmiegt. Dies zeigt, daß seit dem Beginn der Torfbildung irgendeine Bewegung der Blockschuttdecke oder des überlagernden Moores nicht mehr stattgefunden hat. Diese von Rudolph, Firbas u. a. pollenanalytisch genau untersuchten Hochmoore umfassen aber nun die ganze Postglazialzeit einschließlich der jüngeren Abschnitte des Spätglazials. Dies beweist, daß die Bewegung der Blockschuttmassen spätestens mit dem Schwinden des eiszeitlichen Tundrenklimas ihr Ende erreichte und diese in der ganzen Nacheiszeit keine weitere Bewegung und Neubildung mehr erfahren haben. Die ungestörte Auflagerung auch der ältesten, noch sehr langsam gewachsenen Riedtorfschichten zeigt dabei an, daß die Bewegung der Blöcke schon erloschen war, als erst eine ganz dünne Humusschicht das Blockmeer bedeckte, nicht mächtiger als der heute überall verbreitete humose Waldboden. Unser Ergebnis behält daher ohne Rücksicht auf die Mächtigkeit der Humusdecke und die Spielarten des Pflanzenkleides seine Gültigkeit.

Die Basaltblockmeere des Erzgebirges (und ebensolche phyllitische und granitische Schuttdecken) sind fossile eiszeitliche Gebilde, die heute nur eine ganz geringfügige oberflächliche Abtragung und lediglich längs der Taloberfläche eine stärkere linienhafte Zerschneidung erfahren.

Ähnlich liegen die Verhältnisse im Riesengebirge. Der weit verbreitete porphyrische Normalgranit zerfällt im Bodenprofil mit der Annäherung an die Tagesfläche zu Grus, der, völlig frei von allen gröberen Bestandteilen, nach oben in eine Zone des Hakenschlagens und einer Pseudoschichtung parallel zum Hang übergeht. Darüber folgt schroff, wenn auch ohne Diskordanz, eine 1—2 m mächtige ungeschichtete Blockzone. Sie besteht wieder überwiegend aus ortsfremdem Material (harter, feinkörniger „Kammgranit“ und harte Ganggesteine) und muß daher ebenfalls das Produkt eines höchst energischen flächenhaften Abtragungsvorganges darstellen, durch den auch die vergrusteten Schlierenköpfe des unterlagernden Normalgranits passiv mitgeschleppt wurden. In der hangenden Blockdecke findet sich das ortsfremde Material oft mehrere Kilometer weit vom Ursprungsort verfrachtet. Auf der Kammfläche des Gebirges ist das Alter dieser gewaltigen Schuttbewegung ebenfalls durch die konkordante Auflagerung postglazialer Moorprofile bestimmbar: sie rückt auch hier in das Eiszeitalter und kam spätestens mit dem Anbruch der postglazialen Wärmezeit völlig zum Stillstand. Dafür gibt es hier noch einen weit umfassenderen Beweis. Er liegt darin, daß die Bodenhorizonte des postglazialen Podsolprofils die ehemals bewegte Blockdecke völlig ungestört zu durchsetzen pflegen. Das gilt insbesondere vom B-Horizont, der hier oft durch eine völlig verhärtete schwarze Ortsteinbank vertreten ist. Wäre die Blockschuttdecke als ganzes heute noch in irgend-

einer Bewegung begriffen, so hätte sich eine solche Ortsteinbank selbstverständlich nicht ausbilden können. Die postglaziale Flächenabtragung (Denudation) hat diese fossile Blockdecke durch chemische Auslaugung und subaerische Abspülung von oben her erst in ganz geringfügigem Maße angegriffen. Wirksamer ist die linienhafte Zertalung dieses eiszeitlichen Schuttmantels längs der Adern des Gewässernetzes. In steilen Taloberläufen und Quellmulden sind dabei örtlich noch rezente Schuttströme zu beobachten.

Abgesehen von solchen beschränkten Ausnahmen sind der Erhaltung fossiler eiszeitlicher Verwitterungsdecken noch bestimmte allgemeine Grenzen gezogen. Eine solche liegt in der Hangneigung. An Felswänden, aber auch an steilen Hangböschungen findet keine Anreicherung von Verwitterungsstoffen in situ statt, ist also auch keine Erhaltung alter Verwitterungsdecken möglich. Der Mindestwert der Hangneigung, bei dem fossile Verwitterungsdecken noch allgemein verbreitet zu sein pflegen, liegt nach meinen Messungen in den verschiedensten Gebieten Mitteleuropas bei $15\text{--}17^\circ$! Sie kommen aber auch noch auf steileren Böschungen vielfach vor. Die absolute Höchstgrenze ihrer Verbreitung konnte im Riesengebirge zu rund 27° bestimmt werden. Sie entspricht ungefähr der Mindestböschung „trockener“ Schutthalden.

Im Bereich der Fels- und Schuttzone unserer Hochgebirge herrscht heute noch eine sehr tiefgründige allgemeine Bewegungsfähigkeit des Schuttbodens auch auf ganz sanften Böschungen, die dort die Erhaltung eiszeitlicher Schuttdecken ebenfalls allgemein ausschließt. Die Untergrenze dieses Bodenfließens reicht in zahlreichen mittel- und nordeuropäischen Gebirgen überall noch rund 100 m unter die äußerste Verbreitung der Krummholzregion herab und bleibt nirgends viel über der Obergrenze hochstämmigen Baumwuchses. In großen Höhen vermögen sich also die Strukturboden- und Bodenflußerscheinungen auch noch im Bereich einer geschlossenen Pflanzendecke durchzusetzen, bei der sie unter sonst gleichen Umständen in tieferer Lage nicht mehr auftreten würden. Dies zeigt, daß es in erster Linie klimatische Gründe sind, die die Untergrenze dieser Vorgänge bestimmen.

Etwas engere allgemeine Grenzen sind der Verbreitung fossiler Verwitterungsdecken allein im Bereich stark tonhaltiger Gesteine gezogen (z. B. manche Zonen des Flysch, ferner Röt oder Knollenmergel), die zu stärkerer Schuttbeweglichkeit neigen. Das gilt wiederum besonders von Quellnischen und steilen Taloberläufen, im Wiesenland mehr als auf Waldboden und besonders auch dort, wo solche Gesteine (etwa im Schichtstufenland) als Grundwasserstauer auftreten. Fossile Verwitterungsdecken fehlen aber auch diesen Gesteinen keineswegs.

Aus alledem folgt, daß fossile eiszeitliche Verwitterungsdecken im heutigen Mitteleuropa noch eine sehr weitgehende, ja überwiegende Verbreitung besitzen müssen. Viele Züge des morphologischen Landschaftsbildes, so wie es zur Eiszeit bestand, müssen damit (auch außerhalb der Jungmoränenlandschaften) heute noch erhalten sein.

Das gilt auch von den Formen der Talbildung im periglazialen Gebiet. Nicht nur in den Taloberläufen, auch in den Haupttälern unserer ehemals unvergletscherten Gebiete sind die Flüsse heute mit viel schmälere Betten in ihre zur Eiszeit stark verbreiterten Talsohlen eingeschnitten. Beim Heraustreten aus einem Gebirge in die Ebene haben sie oft ungeheuere periglaziale Schotterkegel aufgeschüttet, die glazigenen Sandern und Schotterfeldern in nichts nachstehen (Wiener Neustädter Steinfeld, Steiseiffener Schotterfeld am Nordfuß des Riesengebirges). Mit vermehrter Schuttzufuhr allein sind diese Bildungen indes nicht zu erklären. Ihr fluviatil geschichteter Aufbau setzt vielmehr auch eine mindestens jahreszeitlich stark vergrößerte Abflußmenge zu ihrer Bildung voraus (Schneesmelzhochwässer bei noch gefrorenem Boden im Frühjahr); nur so ist auch die gewaltige eiszeitliche Lateralerosion dieser Bildungen zu erklären. Viele breite „alluviale“ Talsohlen unserer Mittelgebirge stellen selbst dort, wo sie noch gelegentlich von Hochwässern überflutet werden, in Wirklichkeit periglaziale eiszeitliche Gebilde („Niederterrassen“) dar, zu deren Schaffung die heutigen Bäche und Flüsse in

keiner Weise fähig wären. Ihr würmeiszeitliches Alter ist dort besonders klar erkennbar, wo sie durch postglaziale Hochmoore überdeckt werden (Eibenstocker Granitgebiet im Erzgebirge) oder wo sie mit echten, glazigenen Niederterrassen verknüpft sind, wie im Molassebergland des nördlichen Allgäu (Adelegg) oder im niederösterreichischen Alpenvorland (Ybbs, Erlauf, Melk, Pielach, Traisen). Wie an diesen Flüssen sind auch bei den periglazialen Schotterkegeln des südlichen Wiener Beckens neben würmeiszeitlichen noch höhere (rißeiszeitliche und ältere) periglaziale Terrassenkörper vorhanden. Ihre nichtglazigene Natur bei einem echten fluvioglazialen Terrassen äußerst ähnlichen Bau und ihre eigentümlichen Gefällsverhältnisse, die die älteren Terrassen in einiger Entfernung vom Gebirgsrand unter die jüngeren hinabtauchen lassen, sind vom Verfasser schon 1933 ausführlich dargelegt worden.¹⁾

¹⁾ Die morphologische Entwicklung des südlichen Wiener Beckens und seiner Umrandung. Engelhorn, Stuttgart 1933 (vgl. besonders die beiliegende Karten- und Profiltafel) und: Alte und junge Züge im Antlitz der Wiener Landschaft. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 76. Bd., 1933 (insbesondere S. 190—194).