

Pleistozäne Klimazeugen in den Alpen und im Hohen Atlas

Mit 2 Textfiguren und 4 Abbildungen

Von Konrad Wiche

Die klassische Gliederung des Eiszeitalters in vier Glazial- und drei Interglazialzeiten, an der A. Penck (1947) bis zu seinem Tode festgehalten hat, entspricht nicht mehr unserem derzeitigen Wissensstand. Jahrzehntelange Forschungen haben ergeben, daß man mindestens mit sechs bis sieben pleistozänen Kaltzeiten, wie man heute besser sagt, und einer entsprechenden Zahl von Warmzeiten rechnen muß (zuletzt J. Büdel 1953). Jede dieser Klimaänderungen brachte eine Verlagerung der gegenwärtigen planetarischen Klimagürtel gegen die Pole bzw. den Äquator mit sich. Am besten erfaßbar und daher auch am besten bekannt sind die vielfältigen landschaftlichen Auswirkungen der atmosphärischen Verhältnisse, die während der jüngsten Kaltphase (Würm) geherrscht haben. Das letzte Glazial wird als repräsentativ auch für die älteren betrachtet, über die man allerdings viel weniger weiß. In ähnlicher Weise schließt man zumeist vom Klima des Holozäns auf jenes der Warmzeiten. Die Erklärung gewisser Landformen in den Alpen würde allerdings erfordern, daß wir den jährlichen Witterungsablauf in den Zwischeneiszeiten, der offensichtlich nicht dem der Gegenwart entsprach, noch genauer bestimmen. Die Diagramme mittlerer Jahrestemperaturen, wie sie für das jüngere Pleistozän in Mitteleuropa entworfen wurden (J. Büdel 1950, 1953), sagen über den Klimatyp in den Interglazialen naturgemäß zu wenig aus.

Entscheidende Beiträge zur Aufhellung des quartären Klimas hat die Paläobiologie, namentlich durch pollenanalytische, sediment-stratigraphische Untersuchungen zahlreicher Moore und fossiler Böden geliefert. Es ist jedoch ziemlich schwierig, auf Grund der vielen paläofloristischen Arbeiten zu einer einheitlichen Auffassung über die Vorzeitklimata zu gelangen. Besonders störend macht sich der Mangel einer allgemein anerkannten Chronologie des Eiszeitalters bemerkbar sowie das Fehlen größerer Zusammenfassungen der bereits schwer zu überblickenden, für gewisse Zeitabschnitte des Quartärs gewonnenen Einzelergebnisse, wie eine solche für die spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas von F. Firbas (1949) gegeben wurde. Von großer Bedeutung für die Erfassung der pleistozänen Klimawandlungen ist die (Paläo-) Pedologie. Der Boden paßt sich verhältnismäßig langsam neuen Klimaverhältnissen an und weite Landstriche, so z. B. Mitteleuropas, tragen Verwitterungsdecken, die während einer Vorzeitepoche entstanden sind. Die Böden sind daher zuverlässige Indikatoren früherer Klimazustände. Die bedeutendsten diesbezüglichen Anregungen sind wohl von der Morphologie ausgegangen, seitdem sie den Schwerpunkt auf die Erforschung der Abhängigkeit des Formenschatzes von den räumlich und zeitlich differenzierten Klimaeinflüssen auf der Erde gelegt hat. Die Rekonstruktion paläoklimatischer Verhältnisse ist allerdings nicht der Endzweck morphologischer Untersuchungen, sondern nach wie vor stehen die Fels- und Akkumulationsformen und die sie gestaltenden Vorgänge im Mittelpunkt der Betrachtungen. Die Kenntnis des Klimas früherer Epochen ist jedoch zum Verständnis des heutigen Landschaftsbildes unbedingt erforderlich, da dieses in fast allen Klimazonen nur zum Teil aus den in der Gegenwart wirkenden Kräften erklärt werden kann. Schließlich haben meteorologische Erwägungen

zur Darstellung der Verteilung der mittleren letzteiszeitlichen Hoch- und Tiefdruckgebiete sowie der damaligen Windsysteme auf der Nordhemisphäre geführt. Die erzielten Ergebnisse, die in Übereinstimmung mit den Gesetzen der atmosphärischen Zirkulation gewonnen wurden, sind ein wichtiger Prüfstein für die richtige Deutung klima-morphologischer Befunde. Biologische, pedologische, morphologische und meteorologische Untersuchungen, die zur Erforschung des pleistozänen Klimas angestellt werden, bedienen sich der aktualistischen und induktiven Methode. In allen Fällen wird von den biologischen Verhältnissen und abiotischen Vorgängen im Gegenwarts-klima ausgegangen. Durch Vergleich wird auf das Vorzeitklima geschlossen. Dabei bleibt die Beobachtung die Grundlage aller Folgerungen, wodurch die Gefahr falscher Deduktionen vermindert wird.

Im Folgenden wird hauptsächlich nur für ein einziges dem Pleistozän angehörendes Phänomen in zwei verschiedenen Erdräumen die Möglichkeit klimatischer Bedingtheit untersucht. Gemeint ist die enorme Schuttproduktion, die in der Hochregion der Kalkalpen für eine Warmzeit, im Kalkatlas für eine Kaltzeit festgestellt wurde. Dieser Vorgang, dem sich alle anderen unterordneten, schuf sowohl Akkumulations- als auch Felsformen: Steinschlagwände, Felskerne und heute zu Breccien verfestigten Schutt. Im Atlas treten hiezu noch weit verbreitete Solifluktuonsdecken und -hänge, die aus den Alpen bisher nicht bekannt geworden sind. In jedem Gebirge soll der Anteil der Vorzeitformen am heutigen Landschaftsbild festgestellt werden. Aus dem Wandel der Vorgänge nach Art und Intensität ergeben sich Schlüsse auf die Veränderungen einzelner Elemente des pleistozänen Klimas. Den vorliegenden Zeilen liegt der Gedanke zu Grunde, daß in einem ähnlichen Klima auch ähnliche Formen entstehen. Wieweit dies für die in den Alpen und dem Hohen Atlas vorhandenen Schutthüllen und ihren Felsformen zutrifft, soll im einzelnen geprüft werden. Dabei wird es sich, wie zu erwarten, herausstellen, daß die niedere Breitenlage des Atlas die Folgen der eiszeitlichen Temperatursenkung keineswegs aufzuheben vermochte, sondern, was die Intensität der mechanischen Verwitterung anbelangt, eher noch verstärkte. Der Aufsatz gibt mir die Gelegenheit, einen Teil meines ersten, übersichtsweisen Berichtes über Untersuchungen im mittleren Abschnitt des Hohen Atlas zu ergänzen (K. Wiche 1953), erfordert jedoch auch die Diskussion der Ergebnisse einiger morphologischer Arbeiten, die in jüngerer Zeit erschienen sind.

Pleistozäne Gehängebreccien sind aus den Ostalpen seit langem bekannt. Zumeist sind auch die Steinschlagwände, aus deren Verwitterung sie hervorgegangen sind, noch vorhanden. Mit wenigen Ausnahmen (O. A m p f e r e r 1926, H. P. C o r n e l i u s 1941) wurden die Breccien als Zeugen einer außerordentlich gesteigerten trockenen Wandverwitterung während eines gegenüber der Gegenwart wärmeren Interglazials (MR) aufgefaßt. Als bestbekanntes Musterbeispiel gilt die Höttinger Breccie bei Innsbruck. Mit ihr wurden immer wieder die später entdeckten Breccienvorkommen verglichen und gleichgestellt. Die jüngste, wohl umfassendste geologisch-morphologische Analyse der Höttinger Breccie verdanken wir H. P a s c h i n g e r (1950). Er kommt zu dem ausführlich begründeten Ergebnis, daß für die Entstehung der Wände und der Breccie am Südhang der Solsteinkette sowie in den ganzen nördlichen Ostalpen nicht klimatische, sondern tektonische Ursachen ausschlaggebend waren. Diese Feststellung ist von grundsätzlicher Bedeutung für das Problem der Wandbildung und der Ansammlung größerer Schuttmassen durch deren Verwitterung, nicht bloß in

den Ostalpen, sondern auch in anderen Gebirgen. Es ist daher mit Rücksicht auf die in diesem Aufsatz zur Behandlung stehenden Fragen notwendig, auf die Arbeit H. Paschingers näher einzugehen. Insbesondere gilt es zu untersuchen, unter welchen klimatischen Voraussetzungen intensive Wandverwitterung stattfinden kann. Im übrigen sei auf die ausführlichen Besprechungen von I. Schaefer (1953) und W. Heissel (1953) verwiesen, in welchen u. a. die geologischen Bedenken hinsichtlich einer rein tektonischen Erklärung des Breccienphänomens geäußert werden. Diese Fragen sollen hier nicht behandelt werden.

H. Paschinger unterscheidet drei Glieder im Bereich der Höttinger Breccie, die jedoch, wie schon O. Ampferer (1907) und A. Penck (1921) für den ganzen Ablagerungskomplex betonen, während desselben Interglazials entstanden sind. An Steilhängen und Wänden zwischen 1800—2000 m setzt eine bis zu 30 m mächtige, gut geschichtete, auch stratigraphisch zu oberst liegende Breccie an, deren kantiger, weißer Kalkschutt kleine Korngrößen aufweist. Sie wird von einem vorwiegend massigen Schuttkörper gleicher Farbe unterlagert, der von einer Steilstufe zwischen 1500 bis 1700 m ausgeht. Dieses Schichtpaket zeigt in den stratigraphisch tieferen Teilen sehr viel grobes Blockwerk und erreicht die enorme Dicke von weit über 100 m. An einer dritten Flucht von Steilhängen, bei rund 1000 m, schließt sich die Hungerburgbreccie an, deren Kalkschutt sehr viel Buntsandstein beigemischt und die daher intensiv rot gefärbt ist. Sie besteht aus nahezu horizontal liegenden Bänken, die nur aus wasserreichen Muren hervorgegangen sein können. Dieser Umstand erfordert ein feuchteres, die in feinsandigen Schichten der Hungerburgbreccie gefundene Flora auch ein kühleres Klima als heute. Die erstaunlichen Schuttmengen der weißen Breccie können hingegen, hält man an ihrer klimatischen Bildung fest, nach der Meinung H. Paschingers nur in ariden Verhältnissen, bei einer Niederschlagsmenge von nicht mehr als 250 mm im Jahr entstanden sein. Damit kann aber die am Roßfallehner gefundene fossile Pflanzengesellschaft nicht in Einklang gebracht werden. Rhododendron ponticum und Buxbaum sowie andere Arten verlangen ein wesentlich feuchteres, mildes Klima. Dem räumlichen Übereinander der drei Schuttkörper in der Breccie entspricht die zeitliche Abfolge des Entstehungsvorganges: Zuerst wurde die rote Breccie durch Muren aufgeschichtet, später von der massigen und diese von der feinschichtigen überschüttet. Die beiden letzten Schichtglieder zeigen im allgemeinen den Aufbau von Trockenschuttkegeln, wenn auch örtlich Fließstrukturen, die unter Mitwirkung von Wasser entstanden sind, nicht selten sind.

Da in den Nordalpen in den Warmzeiten kein arides Klima geherrscht haben kann, in einem anderen (semi-ariden) Klima nach H. Paschinger eine der Höttinger Breccie adäquate Schuttproduktion an den Wänden nicht stattfinden konnte, werden, wie erwähnt, tektonische Vorgänge zur Erklärung herangezogen. So sei das mächtige Paket des Wettersteinkalkes der Inntaldecke über die unterlagernde Lechtaldecke um insgesamt etwa 300 m während eines Interglazials emporgepreßt worden, wobei Buntsandstein und Haselgebirge als Gleitmittel dienten. Dadurch entstanden pralle Wände, die reichlich und der Wucht der angenommenen Dislokationen entsprechend, katastrophenartig Schutt abwarfen. Diese sucht der Verfasser mit dem Hinweis zu unterbauen, daß die Gehängebreccien auf die Ränder frei schwebender Decken nicht nur im Karwendel, sondern auch in anderen Gruppen der nördlichen Kalkalpen beschränkt sind, und im übrigen dort in weiten Gebieten sowie in den Zentralalpen völlig fehlen.

Schließlich seien viele Kare in den von Breccien ummantelten Gebirgsgruppen erst während der Rißzeit entstanden, da deren Vorformen erst durch die vorangegangenen lokalen Hebungen in Höhen gebracht wurden, die eine Eigenvergletscherung gestatteten.

Der Hauptgrund für die meines Erachtens irrtümliche Deutung der ostalpinen Breccien durch H. Paschinger scheint mir seine Annahme zu sein, daß sich eine starke Hangverschüttung nur in einem Trockenklima mit maximal 250 mm Jahresniederschlag zu bilden beginnt (a. a. O., S. 45). H. Mortensen's Angaben (1930, S. 148), die in diesem Zusammenhang zitiert werden, beziehen sich auf das Innere des Kleinen Nordens in Chile, gelten also im wesentlichen für das chilenische Längstal und dessen Randgebiete, keinesfalls für die Andenkordillere, die viel höhere Niederschlagssummen aufweist (vgl. die Niederschlagskarten von Chile in W. Knoche 1930, S. 272). Man kann aber sinnvoll nur Gebirge untereinander vergleichen, da diese gegenüber ihrer Umgebung nicht nur ein ganz anderes Relief — der Abtragung stärker unterliegende Steilformen — sondern auch ein „Ausnahmeklima“ besitzen. In größeren Höhenlagen treten neue, die Verwitterung stärkstens beeinflussende Faktoren auf (Frost), die den angrenzenden Tiefländern, wie z. B. in Chile, als morphologisch wirksame Kräfte fehlen. Entscheidend ist in allen Klimazonen das Verhältnis der Schuttproduktion zu den für den Abtransport zur Verfügung stehenden Wassermengen, was H. Paschinger selbst in anderem Zusammenhang hervorhebt. Überwiegt die erstere, dann muß es zur Ansammlung von Lockermassen kommen, auch wenn bedeutend mehr Regen als 250 mm im Jahr fällt. In den Alpen betrug die wärmezeitliche Niederschlagsmenge zweifellos ein vielfaches jener der außerandinen Teile des Kleinen Nordens. Aber auch die Verwitterung war in den Höhen des Gebirges wesentlich größer, weil die Frostsprennung, die auch H. Paschinger nicht völlig leugnet, stärker wirksam war. Für den Formenschatz der chilenischen Wüsten ist das Verdunstungsdefizit ausschlaggebend (H. Mortensen 1927 a), also ein Faktor, den man für die wärmezeitlichen Alpen nicht erwarten kann. Die beiden Gebiete lassen sich in der Gegenwart und auch im Pleistozän nicht in Vergleich setzen.

Nun ist zu prüfen, ob die Breccien nicht auch in einem sommertrockenen Klima entstehen konnten, wie man es auch nach H. Paschinger für die Warmzeiten in den Nordalpen voraussetzen darf. Die stärkste Verwitterung findet in allen Gebirgen der Erde in der Zone maximaler Frostwechselhäufigkeit statt, sofern sie in jene aufragen. Nach der Meinung H. Paschingers war diese während der Warmzeiten in den Nordalpen zu schwach ausgeprägt und kann zur Erklärung der Breccien nicht herangezogen werden. Er stützt sich hierbei auf eine Berechnung der Frostwechseltage für das Profil Innsbruck-Hafelekar im Gegenwartsklima (Thermographische Messungen für die Jahre 1929 bis 1931). Das Maximum weist heute die Seegrube (1905 m) mit 106 Frostwechseltagen im Jahr auf. Nun läßt sich bekanntlich aus den zu bestimmten Terminen, 2 m über dem Boden ermittelten Temperaturen der Luft nur ein unvollständiges Bild über die Häufung des Bodenfrostes gewinnen. Die morphologische Wirksamkeit der Frostsprennung ist exakt nur erfaßbar, wenn möglichst häufig Temperaturmessungen in den bodennächsten Luftschichten und im Boden selbst vorgenommen werden. Besonders eindringlich wird auf das „climat du sol“ von J. Tricart (1953) hingewiesen. Über die großen Unterschiede in der Anzahl von Luft- und Bodenfrosten sind auch in den Arbeiten von C. Troll (1943, 1944) eine Reihe von Angaben enthalten. Die größten Abweichungen wurden in den Gebir-

gen niederer Breiten festgestellt, weil dort die direkte Strahlung außerordentlich wirksam ist (F. Klute 1920). Nach den Angaben von E. v. Drygalski und W. Meinardus (zitiert bei C. Troll 1944), treten auf den subantarktischen Kerguelen Bodenfröste auch in den Sommermonaten auf, während welcher die Lufttemperatur nie unter den Nullpunkt sinkt. Aus Spitzbergen berichtet W. Dege (1949), daß am Boden gelegentlich 5 Frostdurchgänge in der Stunde festzustellen sind. Nach E. Heyer (1938) sind in den hohen Breiten Bodenfröste zweieinhalbmal so häufig als jene der Luft. J. Schubert (zitiert bei C. Troll 1943) bestimmt dieses Verhältnis für einen Ort in Norddeutschland mit 2,7. Man geht also gewiß nicht fehl, wenn man für die Alpen mindest doppelt soviel Bodenfröste als Luftfröste annimmt (C. Troll, a. a. O.).

Der Boden reagiert naturgemäß viel rascher auf die Strahlung als die Luft, wobei Exposition, Hangneigung und Wolkenzug örtliche und zeitliche Unterschiede bedingen. Der morphologisch wirksame Frostbodengürtel weicht sowohl hinsichtlich der Anzahl der Schwankungen um den Nullpunkt als auch hinsichtlich der höhenmäßigen Erstreckung von den Verhältnissen an der atmosphärischen Nullgradgrenze ab. Gerade der Sonnenstrahlung frei ausgesetzte Wände werden deshalb erhöhter Abtragung unterliegen.

Das geht auch aus der Lage der Untergrenze des rezenten Frostbodengürtels hervor. C. Troll (1944) gibt diese in seiner Zusammenfassung für die Zentralalpen mit 2000—2200 m an. Oberhalb macht sich die gebundene Solifluktion in Gestalt von Rasenwülsten, Girlandenböden, Schuttfacetten usw. bemerkbar. Gegen Osten sinkt diese Grenze mit zunehmender Kontinentalität bis auf 1850 m auf der Rax ab (G. Göttinger 1913). Sie senkt sich auch mit der Schneegrenze gegen die nördlichen Kalkalpen, so daß z. B. der Kamm der Solsteinkette (2261 m) noch etwa 300—400 m über sie zu liegen kommt.

Für die semi-ariden Warmzeiten muß man, wie noch gezeigt werden soll, nicht unbedingt mit einem Aufwärtsrücken dieser für die Formenentwicklung „kritischen“ Höhengrenze, sicher jedoch mit einer größeren Frostdichte rechnen. Ausschlaggebend waren hierbei die häufigeren kurzfristigen Temperaturschwankungen infolge ungehinderter Ein- und Ausstrahlung während der wolkenlosen, trockenen Monate. Sie äußerten sich in größeren Höhen, namentlich in den Übergangsjahreszeiten, als Oszillationen um den Nullpunkt. Wie aus pedologischen Beobachtungen hervorgeht, von denen später die Rede sein soll, müssen während der interglazialen Sommer sehr hohe Temperaturen geherrscht haben, so daß sich zur Frost- die Hitzesprengung gesellte. Welche von beiden die wichtigere war, müßte erst an Hand von Beispielen aus Gebirgen der Subtropen überprüft werden. Der Hinweis H. Paschingers (a. a. O., S. 49), daß heute am Südrand der Alpen keine mächtigen Schuttanhäufungen stattfinden, genügt nicht, um die Entstehung der Breccien in einem semi-ariden Klima überhaupt zu leugnen. Wenn sich der Nordrand des Passatgürtels während der Warmzeiten nur annähernd so weit gegen den Pol verschob, wie während der Kaltzeiten gegen den Äquator, dann kamen die Nordalpen im Sommer unter den Einfluß sehr warmer Luftmassen, wie sie heute etwa den südlichen Teil des Mittelmeergebietes überfluten. In den Küstengebirgen Nordafrikas z. B. gibt es aber, im Vergleich zu den Alpen, eine ganz erhebliche Schuttproduktion.

Welche Bedeutung die kurzfristigen Temperaturschwankungen auf die Ausdehnung des Frostgürtels in Gebirgen haben, zeigt ein Vergleich zwischen den Ostalpen und dem Atlas für die Gegenwart. Trotz der viel südlicheren Lage liegt im Atlas die untere Frostbodengrenze nur wenige 100 m über jener der

Alpen (Zentralalpen 2000—2200 m, Atlas 2600 m). Die Schneegrenze, in der die mittleren Jahrestemperaturen und die Niederschläge zum Ausdruck kommen, liegt hingegen im Atlas 1700 m über der Frostbodengrenze, in den nördlichen Kalkalpen nur etwa 1200 m. Der Frostgürtel ist demnach im gemäßigten Klima weniger breit als in den „extremere“, durch hohe Tagesschwankungen ausgezeichneten Subtropen. Zweifellos hat die Sonnenstrahlung im Atlas bei sonst gleichen Verhältnissen stärkere Wirkungen als in den Alpen. Sie kann aber auch nur wirksam werden, wenn genügend klare Tage und Nächte vorhanden sind, was ja im semi-ariden Klima der Fall ist¹. Es ist deshalb ohneweiters möglich, daß in den wärmezeitlichen Alpen, im Vergleich zur Gegenwart, wohl die mittleren Jahrestemperaturen höher waren, auch die Schneegrenze, die Frostbodengrenze aber der heutigen entsprach oder nur wenig über dieser lag.

Etwas genauere Aussagen über das interglaziale Klima in den Alpen und deren näherer und weiterer Umgebung gestatten pollenanalytische und pedologische Befunde, von welchen einige kurz erwähnt werden sollen. Sie können bloß zur Charakterisierung des Klimas während der Warmzeiten im allgemeinen herangezogen werden, da hinsichtlich der Einordnung der untersuchten Schichtfolgen in einzelne Interglaziale (-stadiale), wie schon eingangs betont wurde, keine Übereinstimmung besteht. S. V e n z o (1952) berichtet von Pollenanalysen im Becken von Leffe (400—450 m), 30 km nördl. von Bergamo. Sie erbrachten den Nachweis von Caryen und Zedern für verschiedene Warmzeiten im Bereich der Südalpen. Nach H. G a m s² sind Zedern für dieselben Abschnitte des Pleistozäns auch in den Nordalpen zu erwarten. Für das RW-Interglazial hat F. B r a n d t n e r³ zunächst in einem Manuskript paläobotanische Klimazeugen in Mitteleuropa nach eigenen und anderen Arbeiten zusammengestellt. Es konnte die interessante Feststellung gemacht werden, daß während der letzten Warmzeit eine ausgesprochen mediterrane, sehr kälteempfindliche Wasserrosenart (*Brasenia purpura*) in Brandenburg gedieh, während diese selbst im postglazialen Klimaoptimum die Alpen nicht überstieg. In den RW-Tuffen von Weimar-Ehringsdorf wurden *Thuja occidentalis*, *Juglans regia*, *Quercus mammuti* und eine Pommaceenart festgestellt. Die Stechpalme (*Illex aquifolium*) und die Hainbuche (*Carpinus betulus*) reichten bis Posen bzw. Estland, also bedeutend weiter nach Osten als in der Gegenwart. Der Buxbaum, der auch in der Höttinger Breccie nachgewiesen wurde, war noch im letzten Interglazial in der Nordschweiz und Nordfrankreich beheimatet und *Rhododendron ponticum* wurde nach H. G a m s⁴ auch in zwischeneiszeitlichen Ablagerungen Irlands entdeckt.

F. B r a n d t n e r betont, daß alle Pollendiagramme des letzten Interglazials, soweit sie die betreffenden Abschnitte enthalten, eine geradezu ruckartige Entwicklung von den kalt- zu den wärmezeitlichen Vegetationsbedingungen erkennen lassen, die zur allmählichen Sukzession am Beginn des Holozäns in scharfem Gegensatz steht. Dies geht aus dem raschen Umsichgreifen wärmeliebender Arten nach der R-Vergletscherung hervor. Die Möglichkeit eines ähnlichen

¹ Über den Einfluß der diffusen Strahlung auf den Bodenfrost fehlen mir die Unterlagen.

² Vortrag gehalten in der Zoologisch-botanischen Gesellschaft an der Universität Wien, am 16. XII. 1953.

³ Ich danke Herrn Dr. F. B r a n d t n e r für die zahlreichen Anregungen und die Überlassung des Manuskriptes zur Einsichtnahme.

⁴ Vortrag, a. a. O.

Klimaumbruchs besteht auch für die älteren Zwischeneiszeiten. Damit könnte das sowohl an der Höttinger als auch an anderen Breccien der Ostalpen festgestellte katastrophenartige Einsetzen der Verschüttung und das grobe Korn in deren basalen Lagen in Zusammenhang gebracht werden.

Ein das holozäne Klima übersteigendes Wärmeoptimum ist für die letzte und ältere Zwischeneiszeiten für die Alpen und deren Umkreis durch paläobotanische Befunde hinreichend belegt. Naturgemäß bestanden auch damals regionale Unterschiede. Im Bereich der nordöstlichen Alpen, wahrscheinlich aber auch im Inntal, herrschten kontinentalere Verhältnisse als in der Nähe der Küsten, zumal in der Nachbarschaft der wärmezeitlich viel größeren Ostsee.

Auf hohe Sommerwärme, bei gleichzeitiger Trockenheit, lassen die z. T. gut bekannten fossilen Böden im Löß des Wiener Beckens und im nördl. Alpenvorland schließen. F. K ü m e l (1936) beschreibt vom Laaerberg in Wien ein insgesamt 10 m mächtiges Lößprofil mit drei deutlichen Leimenzonen. Die unterste ist drei Meter dick und intensiv rot gefärbt. Die Struktur des Ausgangsmaterials, des Löß, ist in ihr völlig vernichtet. Ein Handstück aus den hangenden Partien, das mir F. B r a n d t n e r vorführte, setzt sich aus scharfkantigen, leicht ablösbaren Bruchstücken zusammen, wie sie bei der mechanischen Verwitterung eines Gesteins entstehen. Der Lehmboden enthält außer Kalkkonkretionen auch Kalzitkristalle und Eisenanreicherungen. Kleine eingeschlossene Quarzgerölle zeigen leichten Anflug von Mangan, ähnlich, nur nicht so intensiv, dem Wüstenlack oder den dunklen Rinden an Steinen in der nächsten Umgebung von Gletschern. Der Boden enthält also sowohl Spuren intensiver Verdunstung als auch zeitweiliger starker Durchschlammung. Er gestattet einen ziemlich zuverlässigen Schluß auf den Klimaablauf seiner Entstehungszeit: Hohe Niederschläge wechselten mit heißen Trockenperioden. F. K ü m e l (a. a. O.) vergleicht diesen Boden denn auch mit dem Ferretto der Südalpen und stellt ihn ins MR-Interglazial. Ähnliche Beobachtungen können auch im nördl. Alpenvorland an verschiedenen Beispielen der Kremser und Göttweiger Verlehmungszone im Löß gemacht werden⁵. Rotgefärbte begrabene Böden sind auch im oberösterreichischen Alpenvorland festgestellt worden.

Hohe Temperaturauschläge können nur während des wärmezeitlichen Klimaoptimums erwartet werden. Mit jenen kann man in größeren Höhen ansetzende Breccien, nicht aber tieferwurzelnde, wie z. B. die Hungerburgbreccie erklären. Sie ist noch vor der vollen Entfaltung der Warmzeit, in einer kühlfeuchten Periode entstanden, mit welcher die vorangegangene Kaltzeit ausklang (H. P a s c h i n g e r, a. a. O., S. 44). Derselben Ansicht ist auch I. S c h a e f e r (1953). Das Wirken ähnlicher Vorgänge, wie sie zur Entstehung der Hungerburgbreccie führten, vermute ich auch für das frühe Postglazial. Beobachtungen hinsichtlich einer beträchtlich gesteigerten Verwitterung und Abfuhr in einer kühleren und feuchteren Periode konnte ich im oberösterreichischen Salzkammergut, an den Hängen der Hohen Schrott (1839 m), mit der das Tote Gebirge zum Trauntal abbricht und an den Nordhängen des Leonsberges (1745 m), südlich vom Höllengebirge machen (K. W i c h e 1949). In beiden Fällen handelt es sich um Hänge aus Hauptdolomit, die an der Hohen Schrott oben in Plattenkalk übergehen. Relativ kleine Gräben (Kesselbach, Bärenlochgraben) haben nach dem Abschmelzen des Ferneises ausgedehnte Schwemmkegel in die Täler ein-

⁵ Über die zeitliche Einordnung der Böden vgl. u. a. G. G ö t z i n g e r (1936), F. B r a n d t n e r (1950), H. F r e i s i n g (1951).

gebaut (Mächtigkeit bis zu 70 m). Sie sind heute zerschnitten und die Bäche scheinen derzeit der im Hauptdolomit immer ansehnlichen Lockermassen Herr zu werden. Die seinerzeitige Überladung der Bäche mit Dolomitgrus möchte ich auf eine intensive Frostverwitterung in den Wildbachtrichtern der Hohen Schrott und des Leonsberges während des Spätglazials zurückführen.

Die durch H. P a s c h i n g e r vorbildlich exakt untersuchte Höttinger Breccie zeigt die erwähnte Dreigliederung. Stellenweise konnten Überschüttungsdiskordanzen festgestellt werden. Diese Lagerung ist ein deutlicher Hinweis (H. P a s c h i n g e r, a. a. O.), daß die Bildung des ganzen Komplexes in drei Phasen vor sich ging: zuerst entstand die Hungerburgbreccie, dann die massige und schließlich die feingeschichtete. Daraus kann man den Ablauf des wärmezeitlichen Klimas ablesen, das von den kühlen glazialen Verhältnissen einem Wärmeoptimum zustrebt. Die Verbesserung des Klimas hatte mit zunehmender Erwärmung und einer sich immer deutlicher ausprägenden Sommertrockenheit zur Folge, daß die Zone maximaler Frostwechsel aus dem Tal die Hänge hinanstieg und zunächst die tieferen, dann die höhergelegenen Wände erfaßte. Hand in Hand mit dem Klimawechsel ging ein solcher der Vorgänge: Zunächst Frostsprengung und wasserreiche Muren, später Frost- und Hitzesprengung und im wesentlichen Trockenschuttkegel.

Für eine klimatische Entstehung der Breccien spricht auch deren regionale Verbreitung. In den nördlichen Kalkalpen fehlen sie fast in keiner Gebirgsgruppe, soweit die petrographischen Gegebenheiten für die Verkittung des Schuttes günstig waren. Die meisten sind von H. P a s c h i n g e r näher behandelt oder erwähnt worden. Sie liegen im Wettersteingebirge, der Miemingerkette, im Karwendel, im Sonnwend-, Kaiser- und Tennengebirge, in den Hallermauern und den Gesäusebergen, im Hochschwab und auf der Rax, um nur die bedeutendsten zu nennen. Weitere Vorkommen sind aus der Toniongruppe, der Veitsch und der Schneeralpe durch H. P. C o r n e l i u s (1939) bekannt geworden. Diese sind vorwiegend Kalk- und z. T. auch Dolomitbreccien. Mehrfach konnten aufgearbeitete Breccien in R- und W-Moränen festgestellt werden, so daß deren interglaziales Alter neuerlich erwiesen ist. Auch in den Südalpen sind sie vorhanden. Vom Nordhang des Dobratsch, bei Bleiberg, schildert E. C z e r m a k (1949) ein Breccienvorkommen, das talaus vermutlich in eine interglaziale Konglomeratterrasse übergeht.

Die große Seltenheit der Breccien in den Zentralalpen hat allein petrographische Gründe. Wo reinere Kalke auftreten, konnte sich indes auch Hangschutt verfestigen und erhalten. H. P a s c h i n g e r (a. a. O., S. 50) führt einige Beispiele zwischen Brenner und Radstätter Tauern an, die aus den Zillertaleralpen von H. B o b e k (1930, tertiäres Alter) und von R. v. K l e b e l s b e r g (1935, altpliozän), aus dem Ortler von W. H a m m e r (1906, interglazial) beschrieben wurden. Mir ist ein Vorkommen aus den Eisenerzer Alpen bekannt. In deren mittleren und östlichen Teil sind braunrote, eisenführende Kalke aus dem Silur-Devon weit verbreitet. Aus diesem Gestein wird u. a. der nördliche Kamm der Rothwand (1875 m), zwischen Leobnerberg (2036 m) und Zeiritzkampel (2136 m) aufgebaut. Der genannte Kamm fällt 400—500 m steil in ein westöstlich gestrecktes, mit Jungmoränen erfülltes Hochtal ab, das ungefähr der Grenze zwischen den erzführenden Kalken und den im Norden anschließenden Grauwackenschiefern folgt. Der auffällige glatte N-Hang der Rothwand ist in breiter Front von einer roten Breccie bedeckt, die nach oben bis an den Fuß niedriger Wände reicht. Sie setzt sich aus nicht sehr grobem, mehrere Meter mächtigem,

kantigem Kalkschutt zusammen, der stark verfestigt ist. Die Halde ist hangparallel geschichtet und von Runsen zerschnitten. Dem westlichen Teil der Rothwand fehlt die Breccie, da dort ein schmales, steil ansteigendes Kar noch im Spätglazial einen Gletscher barg. Von diesem stammen die Moränenwälle, die den Hochtalboden bedecken und in denen ich leider nicht nach aufgearbeiteter Breccie gesucht habe. Die Breccie kann aus einem Interglazial, aber auch aus einem Glazial stammen. Die letzte Annahme halte ich für wahrscheinlicher, weil am Hang höhere Wände fehlen, die als Schuttlieferanten in Frage kämen. Die Eisenerzer Alpen trugen eine mäßige Lokalvergletscherung und es ist denkbar, daß sich am Hang der Rothwand über dem Eisstrom des Hochtales Solifluktionsschutt bildete und erhalten hat, wofür bisher aus den Alpen Beispiele fehlen.

Auf den Kalkplateaus, also innerhalb der Deckeneinheiten, und in den Karen wird man von vorneherein Breccien nur selten erwarten dürfen. Auf den flachwelligen Hochflächen fehlten vielfach die Steinschlagwände und wo sie vorhanden waren, wie in den Karen der Plateauränder, ist der Schutt durch das Eis beseitigt worden. Daß sich trotzdem Breccien, wie auch H. Paschinger anführt, vereinzelt in Karen finden, zeugt meines Erachtens für deren einstige universelle Verbreitung.

Besonders zahlreich kommen Breccien innerhalb der Gesäuseberge vor, die durch Flußerosion im Gefolge einer ziemlich komplizierten jungtertiären Reliefaltung in mehrere isolierte Berggruppen zerlegt wurden (K. Wiche 1950). Wollte man dort die Breccien tektonisch erklären, müßte man nahezu für jeden einzelnen Berg eine interglaziale Höherschaltung um mehrere 100 m annehmen. Selbst im Hochtal der Heßhütte (1687 m), blieben auf der Scheide des Ennseck, von welcher die aus den Karen der Hochtorggruppe stammenden Gletscher nach Norden zur Enns und nach Süden zum Johnsbach strömten, dicke Schuttbänke erhalten. Die Breccien bleiben auch sonst innerhalb der Gebirgsgruppe gegenüber den Vorkommen an den Außenseiten weder an Mächtigkeit noch an Ausdehnung zurück. Die Allgegenwart des fossilen Schuttes in Tälern und auf Riedeln, mit oder ohne Anschluß an die Ursprungswände, gehört zu den eindrucksvollsten Zügen dieser Bergwelt. Man muß O. A m p f e r e r (1935) durchaus beistimmen, daß die Schuttumhüllung der Gesäuseberge, und wie wir meinen, auch der meisten Gebirgsgruppen in den Ostalpen, eine ganz gewaltige war, sofern Erosions- oder Härtewände vorhanden waren. Der des öftern gebrauchte Vergleich der Alpen mit einem „wüstenhaften“ Gebirge hat eine gewisse Berechtigung, nur darf er nicht auf das Klima der damaligen Zeit angewendet werden.

Über das genaue Alter der Höttinger Breccie — mit dieser wurden auch die meisten anderen ostalpinen Vorkommen zeitlich gleichgestellt — gibt es noch keine einheitliche Auffassung. Lange Zeit galt sie als MR-Interglazial (A. Penck 1921). Dieser Meinung hatte sich ursprünglich auch O. A m p f e r e r (1936) angeschlossen. Später hat er auf Grund der Begehung neuer Aufschlüsse die Höttinger Breccie ins RW-Interglazial gestellt (O. A m p f e r e r 1946). Auch H. G a m s ⁶ bezweifelt neuerdings ihr MR-Alter. Eine Entscheidung läßt sich schon deshalb schwer treffen, weil man an der Penckschen Viergliederung des Eiszeitalters nicht mehr festhält. Es ist außerdem möglich, daß nicht alle ostalpinen Breccien aus derselben Warmzeit stammen. Für unsere klima-morphologische Fragestellung ist das genauere Alter der Breccien von sekundärer Bedeutung, sofern man die typischen Vorkommen nicht ganz aus

⁶ Mündliche Mitteilung nach dem Vortrag, a. a. O.

dem Pleistozän verbannt. Vor kurzem hat nun A. Winkler v. Hermaden (1950) die Entstehung eines (kleineren) Teiles der Breccien in den Gesäusebergen und einiger anderer Vorkommen in den Ostalpen in das Pliozän verlegt. Seine Beweisführung ist eine rein morphologische (im wesentlichen nach der Höhenlage), da bisher in keiner der in Frage stehenden Formen Pflanzenfunde oder sonstige, ein vorquartäres Alter erfordernde Feststellungen gemacht werden konnten⁷.

Der Verfasser geht aus von der auch durch O. Ampferer (1935) beschriebenen und gezeichneten Gehängebreccie auf dem Treffnerriegel, einem Kamm vor dem Südabfall der Gesäuseberge, aus Gesteinen der Grauwackenzone, auf dem auch die Mödlingerhütte (1523 m) steht (Fig. 1)⁸. Der Riegel erstreckt sich nach Norden bis an den Hangfuß der Pfarrmauer (etwa 1900 m), einer Schneide in Dachsteindolomit, in der Fortsetzung des Admonter Reichensteins (2247 m) gegen Osten. Die Breccie reicht von etwa 1600 m bis auf die Schneide der Pfarrmauer hinauf, wo sie nach A. Winkler v. Hermaden noch mit

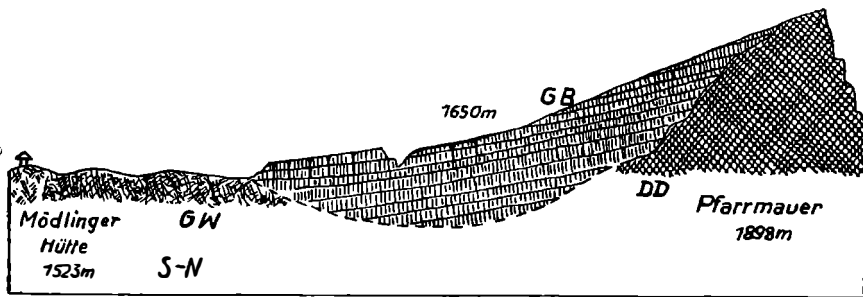


Fig. 1. Gehängebreccie am Treffnerriegel (nach O. Ampferer)
DD: Dachsteindolomit, GW: Grauwackengesteine, GB: Gehängebreccie

einer 20 m dicken Schichte ansteht. Ihre größte Mächtigkeit dürfte an die 100 m betragen. Sie erfüllt einen Sattel⁹ des Treffnerriegels, der als schmale Zone den Wildbachtrichter des Flietzenbaches im Westen vom Huberkar im Osten trennt, das aus einem Quelltrichter hervorgegangen ist. Die von geologischen Orgeln durchsetzte Breccie ist überwiegend aus Dachsteinkalkschutt zusammengesetzt, der auf dem Grat der Pfarrmauer, auf dem sie ausstreicht, nicht mehr ansteht. Daraus folgert A. Winkler v. Hermaden mit Recht, daß die Pfarrmauer vor Einsetzen der Haldenbildung bedeutend höher gewesen sein muß und zu oberst aus Dachsteinkalk bestand, wie alle Hochgipfel der Gesäuseberge. Der einstige Grat ist völlig der Wandverwitterung anheimgefallen, die nicht nur, wie wir hinzufügen möchten, auf der Süd-, sondern auch auf der Nordseite wirkte, wohin die Pfarrmauer in steile Dolomitgräben abbricht. A. Winkler v. Hermaden schätzt den früheren Grat mindest 300—400 m höher, was uns zu hoch gegriffen erscheint, weil 350—400 m westlich der Kammbreccie

⁷ Z. B. hinsichtlich ihres allgemeinen Erhaltungszustandes bzw. des der Schuttkomponenten.

⁸ Vgl. auch die Geol. Karte d. Gesäuseberge 1:25.000 von O. Ampferer.

⁹ Dieser Sattel ist kaum 100 m breit und kann nicht als alter Talbodenrest aufgefaßt werden (A. Winkler v. Hermaden, a. a. O.).

der Dachsteinkalk am Fuße des Reichensteins bereits bei etwa 2000 m ansteht (Pfarrmauer 1900 m). Doch selbst wenn künftige Massenberechnungen des Schuttes auf dem Treffnerriegel die Richtigkeit der obigen Schätzung erweisen sollten, ist schwer einzusehen, warum A. Winkler v. Hermeden eine völlig anders geartete Topographie auch für das Gebiet östlich der Pfarrmauer annimmt. Danach hätte der Grat in der geschätzten Höhe quer über das Johnsbachtal, bis zum Kleinen Ödstein in der Hochtorggruppe gereicht. Er sei vom Johnsbach während einer intrapannonischen Erosionsphase durch Rückwärtseinschneiden durchschnitten worden. Das würde eine gewaltige Leistung im Quellgebiet eines nur etwa 4 km langen Baches bedeuten. Da der Johnsbach während des Pannons noch in einem höheren Stockwerk floß, müßte er nicht nur den leicht zerstörbaren Ramsaudolomit, sondern auch den zur Verkarstung neigenden Dachsteindolomit und -kalk durchsunken haben. Die Annahme einer solchen Talentwicklung ist auch deshalb unwahrscheinlich, weil sie hinsichtlich der Morphogenese des ungefähr doppelt so langen oberen Laufstückes des Johnsbaches zu Folgerungen (Anzapfung) führen würde, die dem objektiven Beobachtungsbefund widersprechen.

Verzichtet man darauf, die Breccie vom Treffnerriegel in den geschilderten Zusammenhang mit umfangreichen Umgestaltungen des Reliefs eines nicht unbeträchtlichen Teiles der Gesäuseberge zu bringen, dann entfällt bereits ein Grund, die Entstehung der Breccie in das Pliozän zu verlegen. A. Winkler v. Hermeden weist weiters darauf hin, daß das Relief unmittelbar westlich und östlich des Treffnerriegels, auf dem die Breccie ungefähr horizontal ausstreicht, seit ihrer Ablagerung so starke Veränderungen erfahren hätte, die sich mit deren interglaziale Alter nicht vereinbaren ließen. Die Ablagerung liegt mit ihrer Oberkante etwa 100 m über dem oberen abschüssigen Boden des Huberkares, hingegen etwa 400 m über dem Talschluß des Flietzenbaches. Die gesamte Ausräumungsarbeit sei erst nach Aufschüttung der Breccie geleistet worden. Dies trifft jedoch nur für das Huberkar zu. Sie wurde dort von Gletschern besorgt, die zu solchen Erosionsleistungen in Karen ohneweiters fähig waren. Der Talschluß des Flietzenbaches war hingegen bereits vor Ablagerung der Breccie sogar bis unter die heutige Bachsohle eingetieft, wie man den Ausführungen O. Ampferers (1935) entnehmen kann¹⁰. Der Schutt stammt von den Wänden des Sparafelds und des Reichensteins. Die Breccie wird von Lokalmoräne überlagert und O. Ampferer hat sie mit den übrigen Breccien der Gesäuseberge gleichgestellt (MR). Die Höhenlage der Flächen, auf welchen die Breccien auflagern, besagt demnach zunächst nichts über deren Alter. Sie liegen auf Kämmen, Sätteln, in Hochtälern und reichen gelegentlich bis nahe an die rezenten Talsohlen heran. Das gilt sinngemäß auch für die meisten anderen Beispiele „vorquartärer“ Breccien, die A. Winkler v. Hermeden aus dem Bereich der Gesäuseberge und der Hallermauern anführt. Damit soll die Möglichkeit der Erhaltung tertiärer Breccien in den Alpen oder deren Umkreis prinzipiell nicht bezweifelt werden. Es können jedoch auch den Breccien ähnliche Formen in nicht vergletscherten Gebieten der Alpen durch periglaziale Frostsprengung und Abwandern des Schuttes nach Art der Blockströme in den europäischen Mittelgebirgen entstanden sein. Für den letzten Fall ist mir aus eigener

¹⁰ O. Ampferer hat dieses Vorkommen auch auf seiner geologischen Karte eingetragen. Es entspricht, wie man sich überzeugen kann, den Tatsachen.

Anschauung nur ein einziges Beispiel aus dem Mürztal, in der Steiermark, bekannt.

Südlich von Mürzzuschlag (672 m) ist dem sanften, aus Quarzphylliten bestehenden Hang der Pretulalpe (1656 m) eine Härtekuppe aus Marmoren (Semmeringmesozoikum), der Bärenkogel (1118 m), vorgelagert. Seinem Südhang entstammt eine stark verkleisterte Kalkbreccie, die größtenteils auf Quarzphylliten liegt und dicht bewaldet ist. Es ist mit 600 m Länge und Breite das größte Vorkommen, das H. P. Cornelius (1938) im ganzen oberen Mürztal im Bereich des Semmeringmesozoikums festgestellt hat. Der Bärenkogel besitzt keine Steinschlagwand, sondern nur einen wenig schrofigen Steilhang, von dem die Marmortrümmer abgewandert sind. Dies setzt bedeutende Spreng- und Schubkräfte voraus, die in dieser Höhe nur während der Kaltzeiten zur Verfügung standen. Dem wärmezeitlichen Klimaoptimum kann die Breccie nicht angehören, weil der Bärenkogel zu weit unter der damaligen Frostzone lag. Aus demselben Grunde kann man auch die übrigen gleichartigen Vorkommen in der Mürzfurche nicht mit den Breccien der Kalkalpen parallelisieren, wie dies noch H. P. Cornelius (a. a. O.) getan hat. Das Mürztal und der Bärenkogel waren während des ganzen Quartärs nie vom Eise bedeckt. Pretul und Stuhleck (1783 m) trugen nur kleine Kargletscher. In der ausgedehnten eiszeitlichen Frostzone konnten daher Blockströme entstehen.

Die klimatische Bedingtheit sowie das quartäre Alter der überwiegenden Mehrzahl der ostalpinen Breccien erscheint uns nach den vorangegangenen, notwendigen Erörterungen als völlig gesichert.

Besonders aufschlußreich für das Studium aller mit der trockenen Wandverwitterung verknüpften Erscheinungen sind die Gesäuseberge, zu welchen wir nun nochmals zurückkehren. In diesen sind nicht nur die Schutthalden, sondern auch die Felsformen, welchen sie aufliegen oder -lagen, gut erhalten geblieben, trotzdem das Gebirge während der Kaltzeiten eine bedeutende Eigenvergletscherung besaß. Außer ausgedehnten Kar- und Talgletschern an den Flanken der einzelnen Berggruppen, waren auf dem Sparafeld und dem Großen Buchstein Plateaugletscher vorhanden. Die Wandfluchten waren ihrer Steilheit wegen eisfrei. Auch manche Steilhänge unmittelbar unterhalb der Wände waren eisfrei oder trugen nur eine mehr schützende dünne Eis- oder Firnschicht. Daher trifft man unter der Ostwand des Lugauer (2206 m), südlich des Abbruches von Sparafeld (2245 m) und Kalbling (2196 m), südwestlich und westlich des Großen Buchstein (2224 m) und westlich und nordwestlich des Kleinen Buchstein (1982 m) noch mehr oder weniger intakte Felskerne an, wie sie bei der Steinschlagverwitterung unter den Schutthalden entstehen (Fig. 2). An die Felskerne schließen fast in allen Fällen Reste von Breccien an¹¹.

Die ganze Formengemeinschaft, Wand, Felskern und Halde, entspricht weitgehend den theoretischen Forderungen der Deduktion O. Lehmanns (1933), die er für parallel zurückwittende Steinschlagwände aufgestellt hat. Am Lugauer und deutlicher am Kalbling sind die glatten Haldenkerne leicht konvex gewölbt, trotzdem mindestens zwei Kaltphasen mit allen ihren Auswirkungen die Gesäuseberge betroffen haben. Die Böschungswinkel der Felskerne betragen am Lugauer 25°, am Kalbling 45°, am Großen Buchstein 35° und am Kleinen Buchstein 30°. Die Wände sind in allen Fällen steiler als 50—55°. Felskerne und Wände werden aus Dachsteindolomit, der nach oben in reinen

¹¹ Südlich des Kalbling kleben isolierte Reste von Breccie auf dem Felskern.

Kalk übergeht, aufgebaut¹². Hinsichtlich der Wandbildung und Verwitterung zeigen die beiden Gesteine keine merkbaren Unterschiede, so daß eine theoretische Voraussetzung der Ableitung O. L e h m a n n s — homogenes Gestein — gegeben ist. Seine Berechnungen erbrachten das Ergebnis, daß die Felskerne dann konvex sind, wenn nicht aller Fallschutt unterhalb der Wände abgeführt wird. Dies war in den Gesäusebergen der Fall, da die Breccien ja heute noch an manchen Stellen bis oder nahe an die Wände heranreichen. Außerdem scheint es, daß mit Ausnahme gelegentlicher Muren, auch innerhalb des Fallschuttes keine kräftigeren Umlagerungen, etwa durch Solifluktion, stattgefunden haben, da sich dann keine konvexen Felskerne hätten bilden können. Jedenfalls war die trockene Wandverwitterung während einer Warmzeit der bei weitem wichtigste Vorgang der Hanggestaltung in der Gipfelregion der Gesäuseberge. Plateaus und Grate

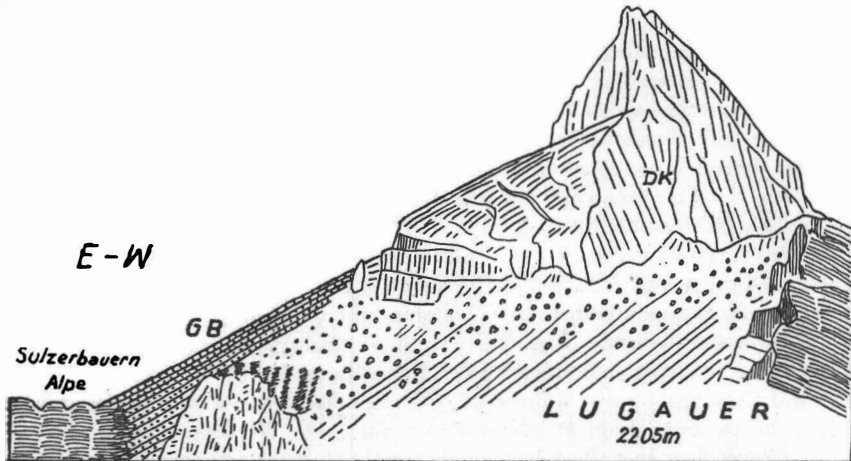


Fig. 2. Steinschlagwand, Felskern und Gehängebreccie am Lugauer (nach O. A m p f e r e r, wenig verändert). DK: Dachsteinkalk, GB: Gehängebreccie

wurden stark eingeeignet bzw. erniedrigt und in manchen Fällen, bei doppelseitig angreifender Verwitterung, gekappt (Pfarrmauer).

Demgegenüber sind die Formveränderungen, die durch die in der Gegenwart wirkende Wandverwitterung erzeugt werden, bedeutend geringer, wobei man allerdings auch die Kürze des Postglazials im Vergleich zu den Warmzeiten (namentlich MR) in Rechnung stellen muß. Die heutigen Vorgänge tragen die Züge unseres gemäßigten Klimas. Die rezenten Schutthalden haben nur geringe Mächtigkeiten (S. M o r a w e t z 1932/33). Einer immerhin merkbaren Abtragung unterliegen die Breccien, indem sie durch das einsickernde Wasser chemisch und mechanisch ausgehöhlt, durch Quellen und Gerinne untergraben und zum Absturz gebracht werden.

Mit unvergleichlich stärkeren Energien sind die abtragenden Kräfte in den Tälern am Werk. Die Enns und ihre Nebenflüsse schneiden vermutlich haupt-

¹² O. A m p f e r e r läßt auf seiner geologischen Karte vermutlich wegen der schwierigen Abgrenzung von Dachsteinkalk und -dolomit ersteren fast immer genau am Fuße der Wände beginnen.

sächlich wegen der fortdauernden Hebung des Gebirges kräftig ein. Besonders im Ramsadolomit, der das untere Stockwerk der Gesäuseberge aufbaut und mit dem Hauptdolomit in anderen Teilen der Ostalpen morphologisch gleichwertig ist, findet intensive Verwitterung und Abtragung statt. Alljährlich verursachen Dolomitgräben, die in engen Abständen die Hänge zerschneiden, stärkere Vermurungen und wälzen nicht selten 2—3 m dicke Grussschichten zu Tal. Diese Vorgänge vollziehen sich stoßweise, während der Schneeschmelze, sommerlichen Gewittern oder länger andauernden stärkeren Regenfällen. In den Zwischenzeiten liegen die Schuttbetten meist trocken. Ein solches Regime erinnert an die Torrenten des Mittelmeergebietes, ist aber in den Gesäusebergen nicht klimatisch, sondern petrographisch bedingt. Außerhalb des Dolomits vollzieht sich der Abfluß viel regelmäßiger, weil die Gerinne viel schuttärmer sind und daher auch während der normalen sommerlichen Schönwetterperioden nicht versiegen.

Für die Warmzeit der Breccienbildung muß mit einer Überbelastung der Gerinne gerechnet werden. Interglaziale Flußterrassen, mit welchen sich örtlich die Gehängebreccien verflößen, sind aus den ganzen Ostalpen bekannt, wurden bisher aber vorwiegend tektonisch gedeutet. Aufschüttung und Tiefenerosion schließen einander in einem semi-ariden Flußregime übrigens nicht aus, wie namentlich H. M o r t e n s e n (1927 b, 1930) betont.

Versucht man schließlich den Anteil der Vorzeitformen am Landschaftsbild der Gesäuseberge zu erfassen, dann fällt eine deutliche Gliederung nach der Höhe auf, die in diesem Fall jedoch nicht klimatisch, sondern in erster Linie gesteinsbedingt ist. Jene dominieren in den Gipfelregionen, wohin die von den Erosionsbasen aufwärts wandernde junge Zerschneidung noch nicht gelangt ist. Im Dachsteinkalk und -dolomit sind Hochflächen, Kare, Hochtäler, Steinschlagwände, Felskerne und Gehängebreccien während des Postglazials noch wenig verändert worden. Im Bereich des Ramsadolomits und auch der Werfenerschiefer hat die intensive Zerschneidung alle älteren Fels- und Akkumulationsformen weitgehend zerstört. Die größeren Gräben reichen stufenlos bis an die Kalkwände heran, die stärker durch Untergrabung als durch Wandverwitterung zurückweichen. So können petrographische Verhältnisse wesentlich dazu beitragen, eine Landschaft, den in einem verhältnismäßig kurzen geologischen Zeitabschnitt wirkenden Vorgängen anzupassen.

Im höchst gelegenen Teil des mittleren Hohen Atlas (M'Gounggebiet)¹³ konnte ich eine ähnlich starke Wandverwitterung, wie sie in den Ostalpen während einer Warmzeit vor sich ging, feststellen. Sie fällt dort allerdings in das letzte Pluvial. Von den Gehängebreccien, die sich aus Fallschutt zusammensetzen, ist es im Atlas häufig nicht leicht, fossile Solifluktionsdecken zu unterscheiden¹⁴. Von den ersteren soll zunächst die Rede sein. Sie sind dort eindeutig als alter Fallschutt zu erkennen, wo über dem Haldenhang noch eine Wand vorhanden ist. Das ist beispielsweise längst des obersten Lakhdar (Asif n'Ait bou

¹³ Die Hochgebirgsketten des M'Gounggebietes (höchste Erhebung 4070 m) sind aus Jurakalken, die weiten Talsenken vorwiegend aus Sandsteinen, mergeligen Kalken, Mergeln, Konglomeraten und Tonen aufgebaut (K. W i c h e 1953, mit morphologischer Karte).

¹⁴ Die meinem früheren Aufsatz beigegebene morphologische Karte enthält nur die größeren Vorkommen von fossilen Schuttdecken. Steinschlaghalden und Solifluktionsdecken sind nicht getrennt ausgeschieden.

Guemmez), oberhalb Ouriat, oder im Refelatal, unter den Wänden des Dj. Ait Abbes der Fall (Abb. 1). Am Lakhdar wanderten ursprünglich durch Flußerosion entstandene Kalkwände bis in den obersten Teil der Talhänge zurück (Felsterrassen, 250 m über der Talsohle)¹⁵. Am Refela und in anderen Fällen handelt es sich gleichfalls um Kalkwände, deren Entstehung nicht immer klar ersichtlich ist. Zumeist sind sie gesteinsbedingt. Die Ausdehnung der zugehörigen Breccien ist eine ganz verschiedene. Stellenweise bedecken sie bis zu zwei Drittel eines Hanges, anderwärts sind sie nur mehr am Fuße eines Hanges vorhanden. Gegenüber den ostalpinen Vorkommen fällt auf, daß an der Zusammensetzung der Breccien im Atlas mehr erdiges Material beteiligt ist und Fließstrukturen besonders häufig sind. Am besten können manche Vorkommen noch mit der Hungerburgbreccie verglichen werden. Der größere Anteil feinerdigen Materials geht auf die zumeist stark mergeligen Kalke des M'Gounggebietes zurück. Während die Breccien am Lakhdar bis nahe an die Talsohle reichen, hängen sie am Refela mit Erosionswänden mindest 100 m über dem Fluß, weshalb ich sie in das vorletzte Pluvial gestellt habe (K. W i c h e 1953)¹⁶. An diesem Vorkommen wiederholt sich die gleiche Erscheinung, wie an manchen alpinen Breccien: Die stratigraphisch und hangtiefsten Teile bestehen aus groben Bergsturstrümmern. Die schuttliefernden Wände des Dj. Abbes (2817 m) liegen heute zur Gänze unter der Zone maximaler Frostwechselhäufigkeit (3200 m). Während des Pluvials kamen sie aber über diese zu liegen (2400 m). An Hand der Bergsturzböcke in der Breccie kann man ermesen, was die vermutlich ziemlich rasch erfolgende kältezeitliche Absenkung des Frostbodengürtels für die Intensität der Wandverwitterung bedeutete.

Auch im Atlas waren die Formveränderungen durch die Wandverwitterung sehr bedeutend und führten bis zur Enthauptung von Kämmen (Südgrat des Irhil n'kkis). Die Böschungen der Wände sind, soweit meine Erfahrungen reichen, dieselben wie in den Alpen, die der Felskerne schwanken um 30°. Letztere

¹⁵ Vgl. auch die Bilder in d. Ztschr. 1953, H. 1—6.

¹⁶ Die Altersbestimmung der Breccie am Refela auf Grund der morphologischen Verhältnisse kann nicht mit völliger Sicherheit vorgenommen werden. Für eine Entstehung der Breccie im vorletzten Pluvial können die folgenden Beobachtungen angeführt werden: Gegenüber den Häusern von Bugal (Morpholog. Karte a. a. O.) lagern auf einem Kalksockel mehrere Dekameter mächtige, horizontale Flußschotter, die vom Refela sowie einem linksseitigen Nebenbach, in dessen Tal sie schwemmkegelartig hineinziehen, stammen. Den Flußablagerungen sind Bergsturzböcke beigemischt, die von den Wänden des Dj. Abbes kamen und die auch die hangtiefsten Teile der oben genannten Breccie zusammensetzen. Die gesamte Aufschüttung wie auch der Felssockel sind vom Refela und dessen Nebenbach 80—120 m tief zerschnitten. Auch weiter talein sind am Refela mehrfach Felsterrassen mit flachlagernden Schotterbänken festzustellen, die in ähnlicher Höhe wie bei Bugal über der Talsohle liegen. An anderer Stelle des M'Gounggebietes (M'Gountal) konnten Terrassen gleichen Aufbaus als dem vorletzten Pluvial zugehörig erkannt werden. Der Übergang der Breccie unter dem Dj. Abbes (gegenüber von Bugal) in flachlagernde Schichten ist durch die Erosion zerstört. Sie enden jedoch etwas höher am Hang als die Terrassen, könnten demnach mit diesen gleichaltrig sein. In diesem Falle müßten die Breccien aus zwei, verschiedenen Kaltzeiten entstammenden Komplexen bestehen, was ich leider nicht feststellen konnte.

lassen allerdings nie eine konvexe Wölbung erkennen, sondern besitzen auch bei guter Konservierung (Glätte) eine völlig geradlinige Profilinie (Abb. 2). Dies geht darauf zurück, daß der Schutt auf den Felskernen nicht liegenblieb, sondern stark umgelagert wurde. Der dabei in Aktion tretende Vorgang war hauptsächlich die flächenhaft angreifende eiszeitliche Solifluktion. Sie ist auch heute noch, wenn auch in vermindertem Maße, auf den Schutthalden z. B. in den Karen der M'Gounkette wirksam. Ihr ist es in erster Linie zuzuschreiben, daß die Felskerne im Atlas so wenig den theoretischen Forderungen O. L e h m a n n s entsprechen.

Verfestigte Schuttdecken, die keine Beziehungen zu Steinschlagwänden aufweisen, konnte ich im Kalkatlas an zahlreichen Stellen beobachten. Sie wurden in Nordafrika von A. B a r b i e r und A. C a i l l e u x (1950) aus dem Djurdjura-Gebirge in Algerien beschrieben¹⁷. Es sind zumindest in den hangtieferen Teilen sehr mächtige, oft aus grobem Blockwerk zusammengesetzte — aber weniger grob als unter Steinschlagwänden — durch Solifluktion entstandene Hangschuttdecken. Sie sind typisch für eiszeitlich wenig vergletscherte Gebirge der niederen Breiten. Im Atlas bekleiden sie wie Panzer bis zu $\frac{3}{4}$ der Höhe, insgesamt 500—600 m hoch aufragende Hänge, in einer Breite bis zu einigen Kilometern (besonders am Dj. Tiferdine). Meist sind die Hänge sowohl in den fossilen Schuttdecken als auch darüber im Fels völlig glatt, von den Tälern bis zum First eines Kammes oder dem Rand eines Plateaus (z. B. Ostabfall des Rhat, oberhalb Irboula). Im großen und ganzen sind die Solifluktionsdecken noch ausgezeichnet erhalten. Nur an steileren Hängen werden sie durch Gräben oder Runsen gekerbt. Auf die Talsohlen laufen sie in verkittete Schuttschleppen aus. Ebenso häufig enden sie mit buckligen, ausgehöhlten Wänden über dem Einschnitt stärkerer Gerinne. Die in der Hangrichtung geschichteten, zu unterst grob gebankten Decken, können eine Mächtigkeit von 30—40 m erreichen (Abb. 3). Die kleinsten Hangwinkel, bei denen sie noch angetroffen wurden, betragen um 10°. Die maximalen Böschungen liegen bei 40°, sind also größer als die der gegenwärtigen Hangsolifluktion (30—35°). So wie die Breccien unter den Steinschlagwänden zeigen die Solifluktionsdecken deutliche Fließstrukturen. Sie sind fladenförmig, dann wieder in regelmäßigen Bänken übereinander geschoben, von denen jede für sich verfestigt ist. Bergwärts tritt an die Stelle der gröberen Gliederung eine regelmäßigere und feinere.

Die Entstehung der Solifluktionsdecken setzt eine ganz beträchtliche Steigerung der Frostverwitterung und Abtragung während des Pluvials voraus. In der Gegenwart werden sie mit relativ wenig Erfolg zerstört (Gräben und Runsen). Während der letzten Kaltzeit lagen alle diese Hänge im Bereich der Frostbodenzone. Ihre fossilen Schuttdecken sind das Ergebnis der im Pluvial außerordentlich verstärkten Makrosolifluktion (C. T r o l l 1944). Derzeit sind es überwiegend kleine Strukturen, die durch kurzfristige, wenig tief reichende Frostwechsel im heutigen Frostgürtel entstehen. An ihre Stelle müssen während des Pluvials tiefgründigere Schubkräfte getreten sein, welche die mehrere Meter dicken Schuttbänke in Bewegung setzten. Das bedeutet, daß die jahreszeitliche Gefrornis in der Frostregion des Atlas weit verbreitet war. Der Boden war tiefer

¹⁷ Diese Arbeit war mir leider nicht zugänglich. Siehe auch J. B ü d e l (1952). In einer neueren Arbeit erwähnt J. D r e s c h (1953, S. 424) aus dem Kalkatlas „grèzes litées, coulées et bourrelets“ als Ablagerungen der kältezeitlichen Solifluktion.

und länger gefroren. Die Hauptbewegungen fanden durch Frostschub und vor allem im Frühjahr statt, als durch die Schmelzung des Schnees und des Bodeneises größere Wassermassen zur Verfügung standen. Die Aufbereitung des Materials in den oberen Hangteilen wurde jedoch durch die häufigen Frostwechsel (Regelation) während der wärmeren Jahreszeit besorgt. Sie trugen wegen ihres zu geringen Tiefganges, im Vergleich zu den „Großformen“ der soligeliden Hangabtragung, nur wenig zur Entblößung der Hänge bei. Es waren demnach beide Solifluktionstypen vertreten: Der polare und der tropische¹⁸.

Alle Hänge, die der soligeliden Abtragung unterlagen, heute von dieser aber größtenteils nicht mehr erfaßt werden, fallen durch ihre vollkommene Glätte auf (Abb. 4). Dies ist umso beachtenswerter, weil im Klima der Gegenwart durch die mechanische Verwitterung unter dem gegenwärtigen Frostbodengürtel auch geringe Gesteinsunterschiede sorgfältig herauspräpariert werden. Die eiszeitlichen Hangschuttströme wirkten korrodierend auf ihre Unterlage ein, indem sie vornehmlich alle Unebenheiten entfernten. Damit erklärt sich auch die Geradlinigkeit der Haldenhänge unter den Steinschlagwänden. Ihre Schutthalden waren im Atlas auch gleichzeitig Solifluktionsdecken, sofern sie im Bereich des Frostbodengürtels lagen. Damit unterscheiden sie sich sehr wesentlich von den ostalpinen Breccien.

Da die Solifluktionshänge im Atlas meist bis hoch hinauf mit Wanderschutt bedeckt sind, kann man ihr Gesamtprofil im Fels schwer erkennen. Theoretisch ist ein konvexer Querschnitt zu erwarten, sofern das Material am Fuße des Hanges nicht zur Gänze z. B. durch Flüsse abgeführt wird, da der Solifluktionsschutt zunächst die unteren Hangteile bedeckt und vor weiterer Abtragung schützt, während in den größeren Höhen Verwitterung und Abtragung fortgesetzt werden. Die Folge ist ein nach oben hin zunehmende Hangverflachung und Abrundung der Kämme.

Im Atlas herrschten während des Pluvials ganz ähnliche Verhältnisse, wie heute in der europäischen Tundrenzzone (J. Büdel 1948). Auch dort wandert der Schutt über alle Hänge, die mehr als 2° geneigt sind, flächenhaft ab. Im Atlas waren die Vorgänge sicher noch intensiver, weil die Hänge im allgemeinen steiler waren und, analog zur Gegenwart, kein dichteres Pflanzenkleid die Bewegungen hinderte. Die im Atlas für die Hangformung so bedeutungsvolle soligelide Korrosion, scheint in der Tundrenzzone nicht beobachtet worden zu sein^{18a}.

Sehr aufschlußreich sind die Schilderungen — und noch mehr die Bilder — welche E. Howe (1909) von den „landslides“ in den San Juan Mountains, im Südwestteil des Staates Colorado, USA, gibt¹⁹. Das über 4300 m hohe Gebirge hat einen ähnlichen Klimagang wie der Atlas. Nach W. A t w o o d (1932) fallen die Hauptniederschläge gleichfalls im Winter und von Oktober bis Mai sind die

¹⁸ Ein Nebeneinander von großen und kleinen Strukturformen kennt man auch aus polaren Gebieten (C. T r o l l 1944). Sie lassen sich m. E. unschwer aus der Aufeinanderfolge von jahreszeitlichen und kurzfristigen Frösten erklären. Für die Bereitstellung des Solifluktionsschuttes sind die letzteren wichtiger, für seinen Abtransport die ersteren. Im Atlas ist die langfristige Gefrornis in der Gegenwart von untergeordneter Bedeutung.

^{18a} J. D r e s c h (a. a. O.) spricht von alten „cryo-nivalen“ Formen und er wähnt entblößte, glatte Hänge aus dem westl. Hohen Atlas (Massif ancien du Haut Atlas occidental).

¹⁹ Westl. Kette der südl. Rocky Mountains, etwa zwischen 37° und 38° n. Br.

größeren Höhen schneebedeckt. Der Sommer hat klares Strahlungswetter, unterbrochen von einer mehrwöchigen Periode fast täglicher Hochgewitter (das ist im abgeschwächten Maße auch im Atlas der Fall). Das Werk von E. Howe enthält ausgezeichnete Beispiele für Hangfließdecken (rock streams), die jedoch irrtümlich als Bergstürze gedeutet werden²⁰. In der Zusammensetzung gleichen die Fließerddecken ganz jenen des Atlas. Ihre Mächtigkeit beträgt 10—20 m. In der Gegenwart sind sie erstarrt und es findet lediglich eine oberflächliche Umlagerung durch kurzfristige Regelation statt. Diese muß allerdings sehr lebhaft sein, weil der Wald ohne Übergang, mit einer scharfen Linie an diesem fossilen Schuttmantel endet. Da die S. Juan Mountains während des letzten Glazials (Wisconsin) von einem Eisstromnetz erfüllt waren, können die Fließerddecken erst nach dessen Abschmelzung, also vermutlich während eines postglazialen Kälterückschlags entstanden sein. Mit anderen klimabedingten Formen („Blockgletscher“) gehören die fossilen Hangschuttdecken zu den für Gebirge niedriger Breiten charakteristischen Vorzeitformen.

Wo an den Hängen tiefgreifendes Bodenfließen infolge Frostschiebung und periodisch starke Durchfeuchtung oder intensive oberflächennahe Umlagerungen durch Regelation stattfinden, kann der Wald nicht gedeihen. Da es weitestgehend von den orographischen Verhältnissen abhängt, bis in welche Tiefen die durch die Schwerkraft ausgelösten Hangschuttströme vorstießen, sind sie für die Höhenlage einer temperaturbedingten früheren Waldgrenze nur unvollkommene Anzeiger. Fälle, wo die Fließerddecken inmitten eines gleichmäßig geneigten Hanges zum Stillstand kamen, sind mir aus dem Atlas nicht bekannt geworden. Überall wurden die Talsohlen oder Hangverflachungen erreicht. Für die Beurteilung der Höhenlage der oberen kältezeitlichen Waldgrenze ist es auch wichtig, die damalige Zusammensetzung des Waldes ins Auge zu fassen (H. Mortensen 1952). Es können kältebeständigere Arten, die dem gegenwärtigen Klima weitgehend fehlen, den oberen Waldsaum in größerer Höhe gehalten haben, als man nach den heutigen Baumarten erwarten würde. Dies war im Atlas der Fall, in dessen westlichen Teil L. Emburger (zitiert bei J. Dresch 1941) eine nordische Reliktflora fand. Die heutige Waldgrenze liegt auf der Nordseite des M'Goungebietes bei 2400—2500 m und wird von Steineichen gebildet (W. Rauh 1952). Die tiefstreichende Solifluktsdecke fand ich im Refelatal bei 1700 m, im Lakhdartal am Fuße der Talhänge bei minimal 2000 m. Nicht tiefer als 2000 m dürfte auch die Waldgrenze gelegen haben²¹.

Die für den Atlas nachgewiesene außerordentliche Steigerung der Frostverwitterung läßt darauf schließen, daß die Grundzüge des Klimas im

²⁰ Solche „fließende Hänge“ zeigen die Abb. Tafel XIX, A und XX, A, die Abb. Tafel XVIII, A zeigt eine Halde unter einer Steinschlagwand mit Tageszeitensolifluktion.

²¹ H. Mensching (1953) nimmt eine kältezeitliche Absenkung der Waldgrenze im Ausmaß der Schneegrenzdepression auf 1800 m an. Das ist aber wegen der damaligen stärkeren Niederschläge unwahrscheinlich. H. Mensching berechnet die pluviale Waldgrenze außerdem nach der Höhenlage der „Blockgletscher“ (glaciers rocheux). Für diese gilt in potenziertem Maße dasselbe wie für die Solifluktsdecken, da die Blockgletscher z. T. auch fluviatil umgelagert wurden.

letzten Pluvial dieselben waren wie in der Gegenwart, abgewandelt nur durch die allgemeine Temperatursenkung, die von einer Vermehrung der Niederschläge im Jahresdurchschnitt begleitet war. Die Senkung der mittleren Jahrestemperatur um etwa 4° kann aus der Depression der Schneegrenze erschlossen werden, wenn man einen Temperaturgradienten von $0,5^{\circ}$ zu Grunde legt (H. Mensching 1953)²². Der Wert von 4° stimmt mit der von H. Flohn (1952) für die gesamten Tropen und Subtropen ermittelten (letz-)kältezeitlichen Abkühlung überein. Ebenso ist es sicher, daß in Nordafrika zur gleichen Zeit stärkere Niederschläge fielen. Die enormen Lockermassen, die von den Flüssen streckenweise bewältigt werden mußten, erfordern erheblich größere Wassermassen, die ich mindest auf das doppelte der heutigen (diese betragen etwa 800 mm für die M'Gounkette) veranschlagen möchte. Infolge der veränderten Zirkulation und der dadurch bedingten Verschiebung der Klimagürtel, kam das Gebirge während der Pluvialzeit unter den Einfluß eines Klimas, das heute etwa dem nördlichen Mediterrangebiet eigen ist, mit Ausnahme der durch die niedrigere Breitenlage des Atlas verursachten extremeren Strahlungsverhältnisse^{22a}. Nach J. Büdel (1949, 1953) waren die Tiefländer Südmarokkos von etesischer Steppe, ein bestimmter Höhengürtel des Atlas von etesischem Wald, mit, wie wir hinzufügen, nordischen Arten (L. Emberger, a. a. O.) gegen die obere Waldgrenze eingenommen. Nach H. C. Willet (1950) und H. Flohn (1952) bestrichen die Störungen der nach Süden verlagerten Polarfront das pluviale Mediterrangebiet namentlich im Winter, brachten also vor allem dieser Jahreszeit erhöhte Niederschläge. Das Klima war im Jahresdurchschnitt kühler und feuchter, im Jahresablauf aber semi-arid, was mit der festgestellten Steigerung der Frostverwitterung gut übereinstimmt.

Wie in den Gesäusebergen überwiegen im Landschaftsbild des höchsten Teiles des Kalkatlas die Vorzeitformen. Die deutlichsten Spuren hat die kältezeitliche Makrosolifluktion in Form von Fließerdedecken, Blockströmen und glatten, geradlinigen Hängen, die durch die soligelide Korrosion geschaffen wurden, hinterlassen. Demgegenüber treten selbst die Steinschlagwände mit ihren Felskernen zurück. Kare sind auf die höchsten Ketten (M'Gounkamm, Dj. Ouaougoulzat, Rhat) beschränkt. Wegen des starken Anfalles von Frostschutt wurden auch steilere Hänge (40°) in den Solifluktionsprozeß mitein-

²² Die Ungenauigkeit dieses Verfahrens wird auch von H. Mensching betont, weil wir den für die Berechnung der Höhe der heutigen Schneegrenze (= Nullgradgrenze) notwendigen vertikalen Temperaturgradienten zu wenig genau kennen. Außerdem entspricht die Schneegrenze nicht genau der Nullgradgrenze, da in dieser die Niederschlagsverhältnisse (Schneemächtigkeit) nicht zum Ausdruck kommen (E. v. Drygalski u. F. Machatschek 1942, H. Mortensen 1952). Man muß im allgemeinen mit einer positiven mittleren Jahrestemperatur an der Schneegrenze rechnen. Gleichwohl ist an einer kältezeitlichen Temperaturerniedrigung im Atlas nicht zu zweifeln, wenn auch deren Ausmaß noch nicht gesichert ist.

^{22a} Der synchrone Ablauf der letzten Kaltzeit in Mitteleuropa und des letzten Pluvials in Nordafrika wurde von J. Büdel (1952) und H. Mensching (1953) nachgewiesen.

bezogen, die im Holozän von der Runsenspülung erobert wurden²³. Doch auch an diesen Hängen läßt sich eine seitherige Rückverlegung kaum erkennen. Nur in Gräben, Schluchten und in den größeren Tälern sind die glaziären Ablagerungen streckenweise völlig beseitigt und auch im Fels Eintiefungen von mehreren 10 m erzielt worden. Im heutigen Frostgürtel ist die Tageszeiten-solifluktion am erfolgreichsten, an den Hängen über 35° die Runsenspülung. Im ganzen trägt das M'Gounggebiet über einer Höhe von etwa 2000 m noch die Züge der kältezeitlichen Frostschuttzone.

Endlich sei noch der Versuch gewagt, die Gesäuseberge (als Beispiel für die nördlichen Kalkalpen) während eines Interglazials und das M'Gounggebiet während des letzten Glazials miteinander zu vergleichen. Beide Gebirgsgruppen besaßen, wenn auch zu verschiedenen Abschnitten des Pleistozäns, ein hinsichtlich der Niederschlagsverteilung und der kurzfristigen Temperaturschwankungen ähnliches Klima. In beiden wurde eine ungewöhnliche Steigerung der Hang- bzw. Wandverwitterung festgestellt, die die Bildung umfangreicher Schutthüllen im Gefolge hatten. Dieser Vorgang übertönte alle anderen und es mag trotz der bestehenden Abweichungen in Bezug auf die Tektonik, Petrographie, die ältere Reliefgestaltung sowie des Pflanzenkleides vorübergehend ein ähnliches Landschaftsbild entstanden sein. Aus den strukturellen und quantitativen Unterschieden des in beiden Gebirgen in den betrachteten Zeitabschnitten dominanten Vorganges, der Schuttausstrahlung, kann versucht werden, Schlüsse auf die einzelnen Klimaelemente in den beiden Räumen zu ziehen.

Die Schutthüllen sind nur zum Teil derselben Herkunft. In den Gesäusebergen und den ganzen nördlichen Kalkalpen ist es überwiegend durch den Frost und allgemeine Temperaturschwankungen von Wänden gebrochener Fallschutt, der durch wassergespeiste Muren mehr oder weniger starke Umlagerungen erfuhr. Im Kalkatlas war hingegen die Frostwirkung so stark, daß selbst auf flachen Hängen große Schuttmassen aufbereitet wurden, die zur Zeit der Schneeschmelze mehr oder weniger kontinuierlich abwärts glitten. Daraus erklären sich die strukturellen Unterschiede in den fossilen Schutthalden der beiden Gebirge. Daraus geht aber auch hervor, daß die ganze Formengemeinschaft der Wandverwitterung durch Steinschlag in den Kalkalpen viel reiner entwickelt ist als im Atlas. Die soligelide Korrosion prägte in letzterem auch den Felskernen ihren Stempel auf, und veranlaßte den Haldenschutt noch während der Zeit seiner Bildung zur Abwanderung. Im wesentlichen verkittete sich der Fallschutt erst nach seiner Umlagerung durch die Solifluktion. Nach dem Klimawechsel zum Holozän wurde er durch Runsen und Gräben gekerbt, oberhalb der rezenten Frostbodengrenze durch Tageszeiten-solifluktion aufbereitet und flächenhaft verlagert. In den Kalkalpen wurde der Fallschutt in der Hauptsache erst nach seiner Verfestigung durch Zerschneidung und die Gletscher beseitigt.

In den Kalkalpen reichten demnach die Frostwechsel im allgemeinen nicht aus, um den Haldenschutt in Bewegung zu setzen. Trotzdem warfen die Wände erstaunliche Gesteinsmassen ab. Darin braucht kein Widerspruch zu liegen,

²³ Es ist auffällig, daß der Nordabdachung der über 4000 m hohen Hauptkette Fließerdedecken völlig fehlen. Dies dürfte sich daraus erklären, daß die obersten Hangteile und Kämmen bereits über der eiszeitlichen Schneegrenze (3500 m) lagen, also größtenteils ganzjährig mit Firn oder Schnee bedeckt waren, wodurch der Frostwechsel ausgeschaltet war.

wenn man bedenkt, daß Frostverwitterung an Steinschlagwänden und durch Frostschub verursachtes Schuttwandern zwei verschiedene Dinge sind. Zur Lockerung des Gesteins in einer Wand braucht es viel geringerer Energien, als zur Überwindung der Reibung in einer Halde. Außerdem wirkten auf die Wände im Sommer bedeutende Temperaturschwankungen ein, denen sie wegen ihrer Steilheit auch im Winter nicht völlig entgingen, während die Halden unter einer Schneedecke lagen.

In den Kalkalpen waren vermutlich die Winterniederschläge stärker, was mit der Struktur der alpinen Breccien im allgemeinen und mit den Pflanzenfunden bei Hötting (Roßfallehner) im besonderen in Einklang steht. In den Kalkalpen beschränkten sich die Fröste im wesentlichen auf das Frühjahr und den Herbst, im Atlas dauerten sie wohl den ganzen Sommer an²⁴. Dies war die Folge einer geringeren kältezeitlichen Jahrestemperatur und der größeren Höhe des Atlas sowie der extremeren Strahlungsverhältnisse niederer Breitenlage. Beide Gebirge besaßen ein semi-arides Klima, jedoch lag es in den Kalkalpen einige Temperaturspannen höher als im Atlas.

Zusammenfassung

Die Diskussion der Ergebnisse zweier neuerer Arbeiten über ostalpine Breccien führte zu dem Resultat, daß für die Entstehung der überwiegenden Mehrzahl dieser Formen nach wie vor klimatische Ursachen herangezogen werden müssen. Ein vorquartäres Alter typischer Breccien in den nördlichen Kalkalpen ist nicht erwiesen. Sie gehören einer Warmzeit des Pleistozäns an, für welche ein semi-arides Klima angenommen werden muß. Dieses war durch milde, niederschlagsreiche Winter, aber heiße, trockene Sommer ausgezeichnet. Das sommerliche Strahlungswetter verursachte hohe kurzfristige Temperaturschläge, die sich in der Hochregion der Alpen in den Übergangsjahreszeiten als häufige Frostwechsel äußerten. Mit der größeren Frostdichte war, analog zu den Verhältnissen in Gebirgen der Subtropen von heute, eine Verbreiterung des Frostgürtels unterhalb der Schneegrenze verbunden, so daß die meisten Wände der nördlichen Kalkalpen noch in den Frostgürtel aufragten. Aus der gegenüber der Gegenwart gesteigerten Frost- und Hitzesprengung erklärt sich die wärmezeitliche Schuttumhüllung der Kalkalpen, wobei noch die Dauer eines langen Interglazials in Rechnung zu stellen ist. Aus dem Bereich der Zentralalpen konnte ein neues Beispiel für eine Gehängebreccie beigebracht werden, die sich vermutlich aus kältezeitlichem Solifluktionschutt zusammensetzt. Tiefer liegende Vorkommen verfestigter Kalktrümmer sind als Blockströme des periglazialen Bereiches aufzufassen.

Mit den ostalpinen Formen der trockenen Wandverwitterung wurden solche aus dem Kalkatlas verglichen, die dem letzten Pluvial angehören. Aus den morphologischen und strukturellen Unterschieden der Vorkommen in den beiden Gebirgen wurde auf die Verschiedenheiten der Klimaelemente in den betrachteten Zeiträumen geschlossen. Es ergab sich ein starkes Übergewicht der Frostsprengung im Atlas, das durch dessen niedrigere pluviale Jahrestemperatur, seine größere Höhenlage und das extremere Strahlungsklima begründet ist. Als unmittelbare Auswirkung dieses Klimas ist eine beträchtliche Zunahme der Makrosolifluktion zu betrachten, als deren Zeugen die Fließberdedecken — Groß-

²⁴ In der Gegenwart setzen die Fröste im M'Gounggebiet vom Mai bis zum Oktober aus, nur ausnahmsweise treten sie während des Sommers (Hagel) auf.

formen des polaren Solifluktionstyps — und die durch soligelide Korrosion geformten Hänge zu werten sind. Von den tiefreichenden frostgebundenen Abtragungsvorgängen wurde auch der Fallschutt unter Steinschlagwänden erfaßt und auf diese Weise die Glätte und Geradlinigkeit der Felskerne erzeugt.

In beiden Gebirgsgruppen, den Gesäusebergen — für die nördlichen Kalkalpen — und dem M'Gounggebiet — für den Kalkatlas — überwiegen im Landschaftsbild der Hochregionen die Vorzeitformen. Es sind dies tertiäre Hochflächen (auch im Atlas), Kare, Hochtäler über Talstufen, relativ wenig veränderte Steinschlagwände, Felskerne, Gehängebreccien, Fließberdedecken und -hänge. Im ganzen sind die Vorgänge im Hochatlas in der Gegenwart erfolgreicher am Werk, als in der Hochregion der Kalkalpen. Dies gilt von der Wanderverwitterung, Solifluktion, Runsenspülung und Hangzerschneidung. Die Runsenspülung scheidet in den Kalkalpen völlig aus. Hinsichtlich der Tiefenerosion in größeren Gräben und in den Tälern besteht, sofern man in den Kalkalpen den Vergleich aus petrographischen Gründen auf deren unteres Stockwerk beschränkt, kein merkbarer Unterschied. Ähnlich wie heute im Atlas dürfte sich während der Warmzeiten in den Alpen die Formenentwicklung vollzogen haben, mit dem Unterschiede, daß, vornehmlich wegen der damals viel stärkeren Niederschläge und dichteren Vegetation, gewisse Vorgänge, z. B. wieder die Runsenspülung, weitestgehend ausgeschaltet waren. Andererseits glichen die pluvialen Verhältnisse im Atlas mindestens jenen der gegenwärtigen Tundrenzzone, deren Züge die Hochregionen heute noch tragen.

Literatur

- O. A m p f e r e r, Über Gehängebreccien der Nördlichen Kalkalpen. Jb. Geol. R. A. 1907.
- Über größere junge Formveränderungen in den Nördlichen Kalkalpen. Z. f. Geomorph. I, 1926.
- Die Höttinger Breccie und das Hafelekar. Führer für die Quartär-exkursionen in Österr. II, 1936.
- Geologische Ergebnisse von Schutzstollenbauten bei Innsbruck. Sitzb. Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 1946.
- W. A t w o o d and K. M a t h e r, Physiography and quaternary geology of the San Juan Mountains, Colorado. U.S. Geological Survey, Professional Paper 166, 1932.
- A. B a r b i e r e t A. C a i l l e u x, Glacière et periglaciaire dans le Djurdjura occidental (Algérie) Cpt.-Rd. Acad. d. Sciences, 231, Paris 1950.
- P. B i r o t e t J. D r e s c h, La Méditerranée et la Moyen-Orient. Tome I, Paris 1953.
- H. B o b e k, Ein tertiäres Schuttvorkommen im Tuxertal. Jb. Geol. B.A. 1930.
- F. B r a n d t n e r, Über die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Niederösterreichs. Archaeologia Austriaca H. 5. 1950.
- Die Wandlungen der niederösterreichischen Lebensräume im jüngeren Pleistozän und älteren Holozän. Manuskript 1953.
- J. B ü d e l, Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. Die Naturw. 1950.
- Bericht über klima-morphologische und Eiszeitforschungen in Nieder-Afrika. Erdkde. VI, 1952.
- Die „periglazial“ - morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. Erdkde. VII, 1953.
- H. P. C o r n e l i u s, Über Tertiär und Quartär im Mürztal oberhalb Kindberg und seinen Nachbartälern. Jb. Geol. B.A. 1938.
- Über die Bedingtheit der interglazialen Schutthüllung der Alpen. Ber. d. Reichsstelle f. Bodenf. 1941.
- E. C z e r m a k, Beiträge zur Morphologie der östlichen Gailtaler Alpen. Diss. Wien 1949.
- W. D e g e, Welche Kräfte wirken heute umgestaltend auf die Landoberfläche der Arktis ein? Polarforschung II, 1949.



Abb. 1.



Abb. 2.

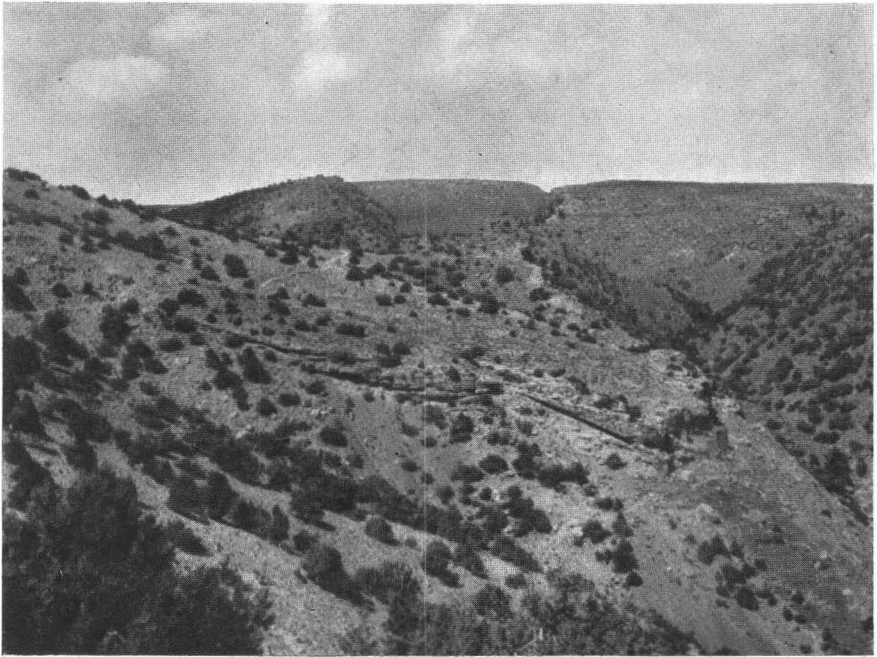


Abb. 3.



Abb. 4.

- J. Dresch, Recherches sur l'évolution du relief dans le Massif Central du Grand Atlas, le Haouz et le Sous. Tours 1941.
- E. v. Drygalski u. F. Machatschek, Gletscherkunde. Wien 1942.
- F. Firbas, Waldgeschichte Mitteleuropas. 2 Bde., Jena 1949.
- H. Flohn, Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie. Geol. Rdsch. 40, 1952.
- Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. Erdkde. VII, 1953.
- H. Freising, Neue Ergebnisse der Lößforschung im nördlichen Württemberg. Jh. Geol. Abt. württ. stat. L.A. 1, 1951.
- G. Göttinger, Zur Entstehung und Oberflächengestalt der Plateaus der Schnee- und Veitschalm. Urania 6, 1913.
- Das Lößgebiet um Göttweig und Krems an der Donau. Führer für die Quartär-Exkursionen in Österr. I, 1936.
- W. Hammer, Eine interglaziale Breccie im Trafoiertal. Verh. Geol. R.A. 1906.
- E. Hayer, Über Frostwechselzahlen in Luft und Boden. Gerlands Beitr. 52, 1938.
- W. Heissel, Besprechung in Verh. Geol. B.A. 1953.
- E. Howe, Landslides in the San Juan Mountains, Colorado. U.S. Geological Survey, Professional Paper 67, 1909.
- R. v. Klebelsberg, Geologie von Tirol. Berlin 1935.
- F. Klute, Ergebnisse der Forschungen am Kilimandscharo 1912. Berlin 1920.
- W. Knoche, Chile. Handbuch der Geogr. Wiss., Bd. Süd-Amerika, 1930.
- F. Kümel, Der Löß des Laaerberges in Wien. Führer für die Quartär-Exkursionen in Österr. I, 1936.
- O. Lehmann, Morphologische Theorie der Verwitterung von Steinschlagwänden. Vierteljahresschr. d. Naturf. Ges. Zürich 1933.
- H. Mensching, Morphologische Studien im Hohen Atlas von Marokko. Würzburger Geogr. Arbeiten, 1953.
- S. Morawetz, Beobachtungen an Schutthalden, Schuttkegeln und Schutflecken. Z. f. Geomorph. VII, 1932/33.
- H. Mortensen, Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste. Abh. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, 1927 (a).
- Die Oberflächenformen der Winterregengebiete. Düsseldorf geogr. Vorträge u. Erörterungen, 3. Teil, 1927 (b).
- Einige Oberflächenformen in Chile und Spitzbergen. P.M.E. 209, 1930.
- Heutiger Firnrückgang und Eiszeitklima. Erdkde. VI, 1952.
- H. Paschinger, Morphologische Ergebnisse einer Analyse der Höttinger Breccie bei Innsbruck. Schlern-Schriften 75, 1950.
- A. Penck, Die Höttinger Breccie und die Inntalterrasse nördlich Innsbruck. Abh. d. Preuß. Ak. d. Wiss., phys.-math. Kl., Berlin 1921.
- Rückzug der letzten Vergletscherung. Erdkde. I, 1947.
- W. Rauh, Vegetationsstudien im Hohen Atlas und dessen Vorland. Sitzb. Heidelberger Ak. Wiss., math.-naturw. Kl. 1952.
- I. Schaefer, Zur Entstehung der Höttinger Breccie. P.M. 1953.
- J. Tricart, Climat et Géomorphologie. Cahiers de l'Information Géographique, Nr. 2, 1953.
- C. Troll, Die Frostwechselfrequenz in den Luft- und Bodenklimaten der Erde. Meteorol. Ztschr. 60, 1943.
- Strukturböden, Solifluktion und Frostklimata der Erde. Geol. Rdsch. 1944.
- S. Venzo, Geomorphologische Aufnahmen des Pleistozäns (Villafranchia-Würm) im Bergamasker Gebiet und in der östlichen Brianza usw. Geol. Rdsch. 40, 1952.
- K. Wiche, Glazialmorphologische und -geologische Beobachtungen aus dem nördlichen Salzkammergut. Geogr. Jber. aus Österr. XXIII, 1949.
- Zur Morphogenese der Gesäuseberge. Geograph. Studien. Sölch-Festschrift, Wien 1951.
- Klimamorphologische und geologische Studien im M'Gounggebiet. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 1953, H. 1 bis 6.
- H. C. Wille, The general circulation at the last (Würm) glacial maximum. Geogr. Ann. XXXII, 1950.
- A. Winkler v. Hermaden, Tertiäre Ablagerungen und junge Landformung im Bereiche des Längstales der Enns. Sitzb. Ak. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 1950.

Erläuterungen zu den Abbildungen

Abb. 1. Steinschlagwand und Gehängebreccie (= Solifluktionsdecke) am Dj. Ait Abbas (2817 m) im Refelatal. Die ausgehöhlte, aus groben Kalktrümmern und feinerem erdigen Material bestehende Breccie endigt mit einem 15—20 m hohen Erosionsrand hoch über dem Tal.

Abb. 2. Glatte, in gut ausgeprägten Kanten sich verschneidende Felskerne am Irhil n'Tafenent (3460 m). Geradlinige Profilinien. Die Haldenkerne sind vom Schutt völlig entblößt, der zum geringeren Teil als Breccie der Hangverflachung aufliegt (Solifluktionsschutt), größtenteils jedoch fluviatil talaus verfrachtet und bis zu 60 m hoch aufgestapelt wurde.

Abb. 3. Fließberdedecken in einem Quellgraben des Refela, nordöstl. des Rhat. Der untere, erosiv unterschrittene Rand ist 30—40 m hoch (vorgelagert schwach erkennbares Berberhaus).

Abb. 4. Glatte, soligelider Korrosionshang am Ostabfall des Rhat (dreieckiger Hang im Hintergrund). Im Mittelgrund die Häuser von Irboula, am Refela.

Die Landschaftskarte, ein neues Lehrmittel

Von Walter Strzygowski

In den letzten fünfzig Jahren wurden für den Unterricht in Geographie außer politischen Karten fast ausschließlich Höhenschichtenkarten verwendet. An ihrer Entwicklung sind zwei Epochen beteiligt: Im Zeitalter des Rationalismus verschwinden die gefühlsmäßig gezeichneten anschaulichen Maulwurfshügel und Kavalierverspektiven und an ihre Stelle treten erst die Schraffen- dann die Höhenlinienkarte, beide gesetzmäßig, aber wenig anschaulich.

Als der Nachteil der geringen Übersichtlichkeit im 19. Jahrhundert immer stärker empfunden wurde, versuchten v. Hauslab in Wien und später v. Sydow in Gotha und andere die verschiedenfarbige Füllung der Abstände zwischen den Höhenlinien. Der Wettstreit zwischen diesen Farbgebungen fand erst sein Ende, als Karl Peucker seine „Farbenplastik“ entwickelte. Sie beruht auf der Beobachtung, daß bei einem in der Ebene aufgetragenen Spektrum die „kalten“ Farben grün und blau gegenüber den „warmen“ Farben gelb und rot zurückzutreten scheinen.

Inzwischen waren auch Schummerung, Felszeichnung und Schattenplastik vervollkommenet worden und G. Freytag war einer der ersten, der alle diese neuen Erfindungen in höchst anschaulichen Wandkarten vereinigte und die „Wiener Schule“ in alle Welt verbreitete.

Im gleichen Zeitabschnitt wurde in der Schweiz eine eigene Methode der „Reliefkarten“ entwickelt. Sie baut auf der Tatsache auf, daß alle Farben der Landschaft mit zunehmender Entfernung vom Betrachter in graublau Töne übergehen. Diese „luftperspektivische“ Erscheinung wird in der Karte angewendet um hoch und tief zu unterscheiden. Die Farben gehen ohne Stufung von einem Grünblau der Täler zu einem rötlichen Gelb der Höhen über. Schummerung und starke Schattengebung verstärken die Plastik. Gelegentlich wird auch mit verschiedenfarbigen Schatten gearbeitet.

Die Farbstufenkarte scheint nunmehr den Gipfel ihrer Entwicklung erreicht zu haben. Alle weißen Flecken der Erdkarte sind gefüllt, das Relief der Erdteile ist im Wandkartenmaßstab so genau bekannt, daß weitere Verfeinerung