Zeitschrift: Beiträge zur Kryptogamenflora der Schweiz = Matériaux pour la flore cryptogamique suisse = Contributi per lo studio della flora crittogama svizzera

Herausgeber: Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

Band: 9 (1939)

Heft: 3

Artikel: Untersuchungen über die Vegetation und Biologie der Algen des nackten Gesteins in den Alpen, im Jura und im schweizerischen Mittelland

Autor: Jaag, Otto

Kapitel: Das Klima der Gesteinsoberfläche

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-821074

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 20.08.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

D. Die Reaktion

Durch den Chemismus des Gesteins wird auch die Reaktion, d. h. der Grad der aktiven Säure des Wassers, das darauf auffällt und an seiner Oberfläche abfließt oder in Spalten und Rissen versickert, bestimmt. Beim Niederfallen durch die Atmosphäre hatte es Gelegenheit, sich mit CO_2 anzureichern und erreicht als schwache Säure (H_2CO_3) die Erde. Auf der Oberfläche eines sauren Gesteins (z. B. Quarz) wird es sich mit alkalischen Substanzen nicht bereichern können. Durchfließt es gar Humus- oder Moorboden, so wird sein Säuregrad noch zunehmen. Anders dagegen, wenn das Wasser auf alkalischem Gestein abfließt. Dank seinem CO_2-Gehalt wird es z. B. den Kalk angreifen und Ca-Bikarbonat aufnehmen. Damit wird es selbst alkalisch, und seine Reaktion nimmt pH-Werte von 7,0 und mehr an.

Die von uns gemessenen pH-Werte liegen innerhalb des Bereiches von 5,12 bis 7,54 und umfassen damit dieselbe Spanne, die H. Jenny (1925) für verschiedene Böden angibt. Nach diesem Autor zeigen kalkhaltige Böden eine Reaktion von pH zirka 7,2, Ton- und Sandböden ohne $CaCO_3$ pH zirka 5—6, und saurer Humusboden pH zirka 4—5. So tiefe Werte wie diejenigen sauren Humusbodens haben wir auf der nackten Felswand nirgends beobachtet.

2. Kapitel

Das Klima der Gesteinsoberfläche

A. Das Großklima des Untersuchungsgebietes

Die Wuchsorte unserer Gesteinsalgen stehen unter einem Klima, das bestimmt wird durch die allgemeine Klimalage des Untersuchungsgebietes und durch deren spezielle Auswirkung an der Gesteinsoberfläche. Die Lokalität, ihre besondere Beschaffenheit (Substrat usw.) und die Eingliederung in die Umgebung, ihre Höhenlage und ihre Lage auf ebener Fläche oder am geneigten Hang und die Richtung des Hanges sind dabei in erster Linie ausschlaggebend.

Entsprechend der reichen vertikalen Gliederung unseres Landes auf verhältnismäßig kleinem Raum sind die klimatischen Verhältnisse der Schweiz außerordentlich vielgestaltig und zeigen von einer Gegend zur andern tiefgreifende Unterschiede. An gegen 400, über das ganze Gebiet verteilten Beobachtungsposten (meteorologischen und Regenmeßstationen) wird zum Teil seit 80 und mehr Jahren die Schweiz klimatologisch erforscht. Aus der Gesamtheit dieser Messungen hat sich ergeben, « daß unser Land klimatisch dem großen Bezirke Mitteleuropas angehört, in welchem sich der Übergang vom Seeklima der westlichen

Küstenländer zum Kontinentalklima Osteuropas vollzieht. Hinsichtlich der Temperatur namentlich teilt unser Land die Vorzüge, welche dem ganzen westlichen Europa durch den Einfluß der warmen atlantischen Luft- und Wasserströmungen zukommen. Die Stationen Basel und Lugano zu beiden Seiten der Alpen haben, auf das Meeresniveau reduziert, eine Mitteltemperatur von resp. 10,9 und 13,3°, die um nahe 4° die von Dove und Wild für die gleiche Breite gegebene Normaltemperatur übertrifft, und zeigen eine Erhöhung auch selbst im Sommer, was sich nur dadurch erklärt, daß jene atlantischen Strömungen nicht bloß ein Angleichung, sondern eine tatsächliche Wärmevermehrung zur Folge haben, ein Einfluß, der dann erst im östlichen Europa verschwindet.» (J. Maurer, R. Billwiller und Cl. Heß, «Das Klima der Schweiz» [1909, S. 63].)

Mittlere Temperatur in Höhenstufen des Nordhanges der Alpen nach J. Maurer. Aus J. Früh, Geographie der Schweiz 1, S. 266, und nach W. Mörikofer (1932, S. 36).

Höhe in m	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr	Januar	Juli	Jahresschwankung
0					11,1	+ 0,4	20,7	20,3
500	— 0,3	8,4	16,9	8,8	8,5	— 1,3	17,8	19,1
700	— 1,1	7,2	15,8	7,9	7,5	— 2,1	16,8	18,9
900	— 2,0	6,0	14,7	6,9	6,4	— 2,9	15,7	18,6
1100	— 2,8	4,8	13,6	6,0	5,4	— 3,7	14,6	18,3
1300	— 3,7	3,6	12,5	5,1	4,4	— 4,5	13,5	18,0
1500	— 4,6	2,3	11,4	4,2	3,3	— 5,3	12,4	17,7
1700	— 5,4	1,1	10,3	3,2	2,3	— 6,1	11,3	17,4
1900	— 6,3	— 0,1	9,2	2,3	1,3	— 6,9	10,2	17,1
2100	— 7,1	— 1,3	8,1	1,4	0,3	— 7,7	9,1	16,8
2300	— 8,0	— 2,5	7,0	0,5	— 0,8	— 8,5	8,0	16,5
2500	— 8,8	— 3,7	5,8	— 0,5	— 1,8	— 9,3	6,9	16,2
3000					— 4,3	— 11,5	4,5	16,0
4000					— 9,4	— 15,4	— 0,9	15,6

Auf Grund der Berechnung eines 37jährigen Beobachtungsmaterials von 29 über das Gesamtgebiet der Schweiz verteilten meteorologischen Stationen ergaben sich mittlere Jahrestemperaturen, die zwischen — 2,6° (Säntisgipfel, 2500 m ü. M.) und + 11,4° (Lugano, 275 m ü. M.) liegen. Derart große Temperaturunterschiede sind gegeben durch die verschiedene geographische Breite, namentlich aber durch die Höhenlage der einzelnen Stationen. Maurer und Billwiller (l. c. S. 66) berechneten als mittlere Temperaturabnahme per 100 m Höhendifferenz

Werte, die zwischen 0,364 (nordostschweizerisches Mittelland) und 0,588° (Südseite der Alpen) liegen. Innerhalb welcher Grenzen die mittlere Temperatur im Jahr, in den verschiedenen Jahreszeiten und in verschiedenen Höhenstufen, Schwankungen unterworfen ist, geht aus der vorstehenden Zahlentafel hervor. Diese zeigt weiterhin, daß die Temperatur im allgemeinen nicht nur mit zunehmender Höhe abnimmt, sondern daß mit dieser auch die mittlere Temperaturschwankung geringer wird.

Nicht geringer sind die Unterschiede in den verschiedenen Landesteilen hinsichtlich der mittleren jährlichen Niederschlagsmenge. Nach Maurer und Billwiller zeigt mit 52,8 cm die Station Grächen im Wallis den geringsten, der Säntisgipfel mit 290 cm den höchsten Wert. Letztere Station erreicht also den mehr als fünffachen Betrag der ersteren.

Eine Reihe von Totalisatoren im Hochgebirge ergibt nun mit Werten von über 4 m Niederschlagsmenge Zahlen, die weit über denjenigen liegen, die mittelst der in meteorologischen Stationen gebräuchlichen Regenmesser ermittelt werden. So zum Beispiel die Station Säntisgipfel selbst, für die 1926/27 durch den Totalisator eine Niederschlagsmenge von 556 cm ermittelt wurde, während der unmittelbar daneben aufgestellte, mit Schutztrichter versehene Regenmesser nur den Wert von 365 cm anzeigte.

Daß die Erträge in verschiedenen Jahren überhaupt stark wechseln, geht aus den Angaben bei J. Früh « Geographie der Schweiz » 1, S. 315, hervor : « Waren sie 1920/21 relativ gering, so ergaben 1919/20 viele Totalisatoren über 300 cm. Im Jahr 1925/26 Seewinenberg 3025 m : 325 cm, Claridenfirn über 400, Col d'Orny 401, Scopi 1917 : 408, 1925/26 : 425, Jungfraujoch 1926/27 : 458, Mönchsgrat 3810 m : 589 cm ! Nach nötigen Korrekturen wird die Niederschlagsmenge des Säntis als höchste der Schweiz auf 527 cm berechnet. » Es scheint, daß die durch die beiderlei Meßinstrumente ermittelten Werte ohne Korrektur nicht ohne weiteres miteinander verglichen werden können (Mitteilung durch die Schweiz. Meteorologische Zentralanstalt in Zürich). Ganz allgemein nimmt die Niederschlagsmenge mit der Höhenlage zu, so daß wir ihre höchsten Werte in der Gipfelregion größerer Bergmassive, die niedrigsten Werte dagegen in den zwischen hochragenden Bergen eingeschlossenen, windgeschützten Tälern antreffen. So lassen sich innerhalb des Untersuchungsgebietes, namentlich hinsichtlich der Temperatur und der Niederschlagshöhe und -verteilung, eine Anzahl verschiedener Klimabezirke gegeneinander abgrenzen. Ihre speziellen Verhältnisse sollen bei der Beschreibung der untersuchten Algenstandorte im einzelnen Erwähnung finden.

Für einen Algenstandort ist nun aber nicht in erster Linie das Großklima der betreffenden Gegend maßgebend, sondern von ungleich größerer Bedeutung sind die mikroklimatischen Verhältnisse, also das Klima des engsten Lebensraumes.

So gut wir nun durch die langjährigen Aufnahmen der meteorologischen Stationen und die Verarbeitung durch die Schweizerische Meteorologische Zentralanstalt in Zürich über das Klima unseres Landes unterrichtet sind, so finden wir doch in der Literatur kaum Angaben über die speziellen klimatischen Gegebenheiten am Standort der Mikrophytenvegetation, d. h. an der Oberfläche des Gesteins. Wir sahen uns deshalb genötigt, soweit dies im Rahmen des für uns Möglichen lag, diesbezügliche Erhebungen selbst durchzuführen und zu versuchen, unter Verwendung des reichlichen Beobachtungsmaterials anderer Autoren, ein möglichst klares Bild von den klimatischen Verhältnissen am Wuchsort unserer Algenvegetation, d. h. an der Gesteinsoberfläche, zu gewinnen.

B. Das Klima der bodennahen Luftschicht; Allgemeines

Die Algen- und Flechtenvegetation der Gesteinsoberfläche steht unter Klimabedingungen, die sich in sehr weitgehendem Maße von denjenigen unterscheiden, die von der allgemeinen Klimatologie für ein Gebiet ermittelt werden. Diese fußt ja auf Messungen, die in einer Höhe von 1,5 m, meist sogar von 2 m über dem Erdboden vorgenommen werden; denn die Klimatologen betrachten die bodennahe Luftschicht als Störungszone, die in ihrem Charakter von Ort zu Ort wechselt, während sie nach Werten streben, die von solchen Störungen nicht beeinflußt sind.

Es ist das große Verdienst R. Geigers, die vorhandenen Kenntnisse über die klimatischen Verhältnisse in der bodennahen Luftschicht gesammelt, unter einheitlichen Gesichtspunkten verarbeitet und klar und einfach dargestellt zu haben. Aus dieser Darstellung (R. Geiger « Das Klima der bodennahen Luftschicht », 1927 und 1942) geht deutlich hervor, daß in geringer Höhe über dem Boden ein Sonderklima herrscht, ähnlich wie im Wald, am Hang usw., und daß es sich dabei um einen Klimatyp handelt, der an allen Punkten der Erdoberfläche vorliegt.

R. Geiger bezeichnet als « bodennahe » diejenige Luftschicht, die bis in ungefähr 1,5 m Höhe über dem Erdboden liegt. Sie besitzt ein « Pflanzenklima » im Gegensatz zum « Menschenklima », das nach außen hin an die bodennahe Luftschicht anschließt; im letzteren liegen die klimatischen Meßstationen.

Innerhalb der bodennahen Luftschicht sind die Abweichungen der klimatischen Verhältnisse von den in 1,5 bzw. 2 m Höhe ermittelten

Werten um so größer, je näher dem Erdboden die Messungen vorgenommen werden, und sie sind am größten an der Grenzfläche zwischen Erde und Luft. Hier weichen Temperatur, Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit usw. in sehr hohem Maße von den in normaler Meßhöhe ermittelten Werten ab.

Die Vegetation der Algen und Flechten auf dem nackten Gestein liegt auf und in dieser Grenzfläche. Sie steht deshalb innerhalb der bodennahen Luftschicht abermals unter einem Sonderklima, das als dasjenige der boden- oder erdnächsten Luftschicht bezeichnet werden könnte. Es umfaßt die klimatischen Verhältnisse der Gesteinsoberfläche und eines Luftraumes von 1—2 mm darüber, würde also in Analogie zum «Menschen»- und zum «Pflanzenklima» das «Klima der Algen und Flechten» darstellen.

Unter normalen Bedingungen nimmt die Temperatur in den obern Luftschichten mit zunehmender Höhe stets und regelmäßig ab. Eine Temperaturzunahme tritt nur als Störungserscheinung in der Inversion auf. Auch in der bodennahen Luftschicht zeigt der Temperaturgang eine starke Abhängigkeit von der Höhe, in der gemessen wird. Die Größe der vertikalen Temperaturabnahme aber, die in der höheren Atmosphäre nur geringe Beträge ausmacht (wie bereits erwähnt, z. B. für die Schweiz 0,346—0,588° C je 100 m Höhenunterschied), ist sie in der bodennahen Luftschicht häufig sehr hoch und würde (nach Geiger, 1927) Hunderte von Celsiusgraden ausmachen, wollte man sie ebenfalls auf 100 m Vertikaldistanz umrechnen. Durch den Wechsel im Vorzeichen (zur Zeit vorwiegender Einstrahlung bzw. vorwiegender Ausstrahlung) und im Betrage des Temperaturgefälles in den einzelnen Luftschichten über dem Boden erweisen sich die Wärmeverhältnisse innerhalb der bodennahen Luftschicht ungleich verwickelter als diejenigen in größerer Höhe.

Da über die spezielle Klimatologie der Gesteinsoberfläche systematisch durchgeführte Untersuchungen kaum vorliegen, haben wir versucht, diese Lücke so weitgehend, als uns dies möglich war, auszufüllen. Unsere diesbezüglichen Messungen beziehen sich in der Hauptsache auf den Gang der Temperatur und die Feuchtigkeitsverhältnisse, in geringerem Maße auch auf den Taufall.

C. Der Wärmehaushalt der Gesteinsoberfläche; Allgemeines

Der Erdboden und mit ihm jede Gesteinsoberfläche ist der große Umschlagsort im Wärmehaushalt der Erde. Er fängt die strahlende Energie auf, die, von der Sonne ausgehend, die Erdatmosphäre durch-

dringt. Von ihm wird zur Zeit der Einstrahlung (hauptsächlich bei Tage) die Wärme aufgenommen und sowohl nach dem Erdinnern als auch nach den über der Erde lagernden Luftschichten weitergeführt. Die Erdoberfläche ist es auch, die während der Periode der überwiegenden Ausstrahlung (hauptsächlich in der Nacht) die in Boden und Gestein gespeicherte Wärme wiederum an die Atmosphäre und an den Weltraum abgibt. Die höchsten Temperaturen, die durch Sonnenstrahlung hervorgerufen werden, zeigen sich darum an jedem Orte an der Grenzfläche zwischen Erde und Luft; sie sind die höchsten klimatischen Temperaturen, die auf der Erde gemessen werden.

a) Einstrahlung

Von der Sonnenstrahlung, welche die oberste Grenze der Erdatmosphäre trifft und im Mittel 1,94 gcal/cm² min beträgt (Mörikofer, 1939), kommt nur ein Teil für die Erwärmung von Erde und Luft in Betracht; denn 42 % (Geiger, 1942, S. 7) der einfallenden Strahlung werden an der Grenzfläche der Erdatmosphäre diffus zerstreut und an den Wolken reflektiert und gehen im Weltraum für uns verloren. Die übrigen 58 % der Energie dringen in die Lufthülle der Erde ein, wo ein Teil der Strahlung an Wassertröpfchen, Staubpartikeln, namentlich aber an Luftmolekülen diffus zerstreut oder absorbiert und in Wärme verwandelt wird und als diffuse Himmelsstrahlung (Licht- und Wärmestrahlung) zum großen Teil der Erde wiederum zugute kommt.

Die bis zur Erdoberfläche gelangende Strahlung beträgt in unsern Breiten rund $^3/_4$ der in die Atmosphäre aufgenommenen Energie; 10 % davon gehen durch Reflexion verloren; der Rest wird in Wärme umgewandelt, verursacht die Erwärmung von Boden und Gestein, und wird von diesen nach den tieferen Erdschichten und nach oben an die angrenzende Luft weitergeführt. Die bodennahe Luftschicht ist derjenige Teil der Atmosphäre, dessen Temperaturverhältnisse am unmittelbarsten durch die Verhältnisse an der Grenzfläche bestimmt sind. Je weniger sich die Pflanzen über die Erde erheben, um so schlechter sind die Klimabedingungen, mit denen sie auszukommen haben, und die Grenzfläche, d. h. der nackte Boden oder das kahle Gestein, also die natürlichen Standorte der Algen und Flechten, birgt daher ein Klima, wie es hinsichtlich der Temperaturverhältnisse härter, d. h. extremer nirgends auf der Erde zu finden ist.

Die Erwärmung eines Gegenstandes hängt zunächst von seiner Oberflächenbeschaffenheit und Farbe ab. Auf einer rauhen Oberfläche sind Reflexion und Diffusion der einfallenden Strahlen geringer als auf

einer glatt geschliffenen. Je dunkler eine Gesteinsoberfläche ist, d. h. je mehr sich ihre Farbe derjenigen eines absolut schwarzen Körpers nähert, um so größer ist ihre Strahlenabsorption, entsprechend größer auch seine Emission, d. h. seine Ausstrahlung. Ein schwarzer Diabas mit matter Oberfläche wird darum mehr Strahlungswärme aufnehmen als ein solcher mit glatt geschliffener, und weit mehr als ein weißer Marmor mit matter oder gar glatter Oberfläche.

Sodann hängt die oberflächliche Erwärmung in sehr hohem Maße vom Wärmetransport sowohl nach den tiefern Gesteinsschichten als in den Luftraum hinaus ab. Jener wächst mit steigendem Temperaturgefälle zwischen Oberfläche und Gesteinsinnerem und mit zunehmender Wärmeleitfähigkeit. Diese letztere hängt ab vom Material, der Struktur und dem Luft- und Wassergehalt des Gesteins. Je kompakter es ist. desto leichter verschiebt sich in ihm die Wärme. Der Koeffizient der Leitfähigkeit gibt an, wieviel Grammkalorien in einer Sekunde durch einen Würfel von 1 cm Kantenlänge zwischen zwei gegenüberliegenden Seiten des Würfels übergehen, wenn der Temperaturunterschied zwischen ihnen 1° C beträgt und keinerlei Wärme durch die übrigen Seiten nach außen abgegeben wird. Er beträgt, wenn der Koeffizient für das gut leitende Silber als 1 gesetzt wird, für Eisen 0,15—2 und für Wasser 0,001. Beim Schnee ändert er sich mit dessen Dichte. Im Dichtebereich von 0,1—0,4 beträgt er nach O. Eckel und Chr. Thams (1939) 0,0002—0,001, ist also außerordentlich klein. Diese geringe Leitfähigkeit hat z. B. zur Folge, daß die Temperatur unter einer Schneedecke von zirka 0,6 m oder mehr Dicke nie wesentlich unter 0° C sinkt. Sandboden zeigt einen Koeffizienten von 0,004, Moorboden von 0,002, die Luft sogar einen solchen von nur 0,000048. Nach Geiger (1927, S. 23) beträgt der Koeffizient beim homogenen Felsgestein etwa 0,01. Er ist also etwa $2^1/_2$mal größer als derjenige des Sand- und 5mal größer als derjenige des Moorbodens oder gar über 200mal höher als der Wärmeleitungskoeffizient der Luft.

Je langsamer die Wärmeleitung nach dem Innern vor sich geht, um so mehr staut sich die Wärme in den oberflächlichen Schichten, um so mehr erwärmt sich also die Oberfläche, um so größer ist auch die Wärmemenge, die in die Luft zurückgestrahlt wird. Ceteris paribus wird sich also ein lockerer Sandboden an seiner Oberfläche mehr erwärmen als ein kompakter Fels, z. B. poröser Sandstein, und dieser mehr als dichter Diabas oder Kalkstein.

Im Wärmehaushalt eines freiliegenden Gesteinsblocks spielt auch das Verhältnis $\frac{\text{bestrahlte Oberfläche}}{\text{Volumen}}$ eine Rolle. Je größer dieser Quotient ist, um so rascher erwärmt sich bei gleichbleibender Strahlungs-

intensität der Stein. Eine dünne Platte wird sich darum an ihrer Oberfläche rascher erwärmen als ein dicker Quader desselben Gesteins. Für die Temperaturerhöhung durch Einstrahlung kommen also als entscheidende Faktoren in erster Linie in Frage : Größe der Absorption, spezifische Wärme, Leitfähigkeit und Quotient $\frac{\text{bestrahlte Oberfläche}}{\text{Volumen}}$.

Diese Gegebenheiten sind im Gestein selber gelegen. Für die Erwärmung der Oberfläche fallen nun aber noch eine Reihe von Faktoren ins Gewicht, die außerhalb des bestrahlten Körpers, d. h. in seiner Umgebung gelegen sind.

Ist der Himmel klar, so gelangt ein Maximum an direkter Sonnenstrahlung auf die Erde; je mehr er mit Wolken überzogen ist, um so stärker wird die Einstrahlung herabgesetzt. Bei der Besprechung des nächtlichen Wärmeumsatzes werden wir ebenfalls sehen, daß Himmelsbedeckung durch atmosphärische Gegenstrahlung eine Herabsetzung der Abkühlung der Erdoberfläche zur Folge hat. Bewölkung führt also im allgemeinen zu einer Verringerung der Temperaturunterschiede. Diese Wirkung stellt aber nicht eine lineare Funktion der zunehmenden Himmelsbedeckung dar. Geiger (1927, S. 61) hat gezeigt, daß das Temperaturgefälle in der bodennahen Luftschicht (5 und 150 cm über dem Boden) nachts nicht bei völlig wolkenlosem Himmel, sondern bei dem Bewölkungsgrad 2/10 bezw. 4/10 am größten ist. Ähnlich wird auch bei Tage die maximal auf einen Punkt einfallende Strahlungsenergie nicht bei wolkenlosem, sondern bei teilweise bedecktem Himmel am größten sein, nämlich dann, wenn die Sonne in größerem Umkreis frei ist, außerhalb dieses Bezirks aber Wolken stehen. Diese erwärmen sich durch die Absorption der Sonnenstrahlung, fangen aber überdies die Rückstrahlung der Erde auf und wirken also ihrerseits als Strahlungskörper. Die an einem bestimmten Punkte der Erdoberfläche einfallende Sonnenenergie wird um den Betrag dieser Gegenstrahlung vermehrt.

b) Die Temperaturschichtung über und unter der Grenzfläche

Die Temperaturabnahme, die zur Zeit der Einstrahlung von der Grenzfläche aus sowohl nach dem Gesteinsinnern wie auch nach dem über ihr lagernden Luftraum immer vorhanden sein muß, kommt sehr schön zum Ausdruck in Messungen, die J. G. Sinclair (1922) im Wüstenlaboratorium zu Tucson in Arizona (Vereinigte Staaten) durchführte. Geiger (1942, S. 11) hat sie in einer Zustandskurve graphisch dargestellt; diese soll zunächst unsern weiteren Überlegungen als Aus-

gangspunkt dienen (Abb. 1). In ihr werden die Temperaturverhältnisse zur Darstellung gebracht, wie sie in geringen Höhen über und in geringen Tiefen unter einer Bodenfläche am 21. Juni 1915 festgestellt wurden. Im 4 mm Bodentiefe wurde eine Temperatur von 71,5° C gemessen. An der Oberfläche war sie bestimmt höher, wurde aber der methodischen Schwierigkeiten halber nicht ermittelt. In der obersten Erdschicht nimmt die Temperatur außerordentlich stark ab, so daß sie bereits in

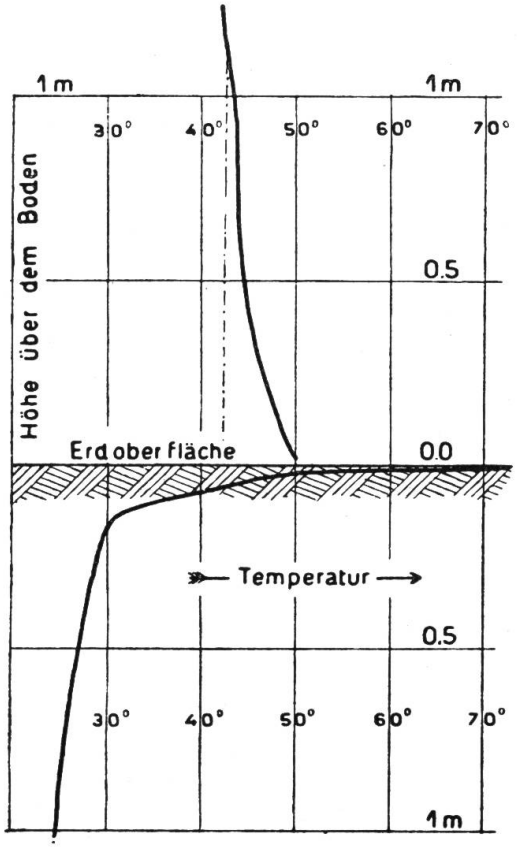


Abb. 1

Wärmeschichtung über und unter der Erdoberfläche zur Zeit der Einstrahlung. Ein Beispiel (Tucson, am 21. Juni 1915) nach *R. Geiger* (1942, S. 11)

7 cm Tiefe mehrere Grade unter der Lufttemperatur liegt. Der Einfluß der Tageszeit, also der vorübergehenden mittäglichen Erhitzung, reicht nur bis in etwa 10 cm Tiefe, wie an dem Knick der Temperaturkurve im Boden zu erkennen ist. Gegen die tieferen Bodenschichten nimmt die Temperatur stetig, aber wesentlich langsamer ab. Die scharfe Umbiegung, die die Kurve in 10 cm Tiefe erfährt, erinnert stark an die Wärmeverhältnisse in stehenden Gewässern. Diese zeigen zur Zeit der überwiegenden Einstrahlung, d. h. im Sommer, einen ähnlichen Verlauf der Temperaturkurve, also eine ähnliche Wärmeschichtung. Die Hydrobiologen nennen den Ort dieser Kurvenknickung die « Sprungschicht » und haben sie seit langem als diejenige Grenzzone gedeutet, die das Epilimnion vom Hypolimnion trennt, mit andern Worten, bis zu der sich der Einfluß der atmosphärischen Kräfte wie Erwärmung, Windbewegung

usw. besonders deutlich bemerkbar macht. Im Winter, d. h. zur Zeit der überwiegenden Ausstrahlung, zeigen die Temperaturkurven der kleineren, sog. temperierten Seen einen ähnlichen Verlauf, nur mit umgekehrten Vorzeichen, d. h. die Temperatur nimmt mit zunehmender Tiefe nicht ab, sondern zu. Die Sprungschicht aber ist nicht minder deutlich erkennbar als im Sommer.

Von der mit fortschreitender Tageszeit (Einstrahlungstypus) sich erwärmenden Grenzfläche aus wird die Wärme, entsprechend dem vorhandenen Temperaturgefälle und der Wärmeleitfähigkeit des Bodens, nach einem bekannten Gesetz in tiefere Schichten geleitet. In der Nacht (Ausstrahlungstypus) verschiebt sich die Wärme abermals, aber in umgekehrter Richtung, d. h. vom Bodeninnern nach der sich abkühlenden Grenzfläche zu. Und zwar erleidet die im Laufe des Tages bzw. Jahres an der Bodenoberfläche auftreffende Wärmewelle nach dem Innern zu eine Verzögerung und eine Abschwächung, und gemäß der Wärmeleitzahl, der Dichte und der spezifischen Wärme des Substrates wandert auch die Temperatur in derselben Richtung. Je höher die Oberflächentemperatur ist, um so weniger tief dringt sie ins Substrat ein, um so weniger lang auch vermag sie sich in diesem zu halten.

In ein Koordinatensystem mit der Bodentiefe als Ordinate und der Tageszeit als Abszisse eingetragen (siehe Geiger, 1942, S. 32), neigen die Isothermen mit zunehmender Tiefe nach rechts, und der geometrische Ort der maximalen bzw. minimalen Temperaturen in verschiedenen Bodenschichten drückt sich darum in einer ebenfalls nach rechts geneigten S-förmig gebogenen Kurve aus.

Im kompakten Felsgestein wird die Temperaturverschiebung entsprechend der viel größeren diesbezüglichen Leitfähigkeit rascher vor sich gehen als im lockeren Sandboden; die Wärme- bezw. Kältestauung an der Oberfläche und dementsprechend auch die maximale Erwärmung bzw. Abkühlung dagegen müssen entsprechend der größeren Wärme- bzw. Temperaturleitfähigkeit geringer sein.

Wie nach dem Erdinnern, so zeigt sich auch nach der über dem Boden lagernden Luftschicht zu eine Temperaturabnahme. Diese ist am ausgeprägtesten unmittelbar über der Grenzfläche. Nach Sinclair (1922) liegt über dieser ein Temperatursprung von über 20° C vor. Dann nimmt die Temperatur bis in zirka 0,5 m weiterhin um einige Grade ab, und schließlich nähert sich ihre Abnahme derjenigen, die für die höhern Luftschichten charakteristisch ist.

Aus Haudes (1934) Temperaturmessungen in der Wüste Gobi geht hervor, daß die Temperatur in 1 mm Höhe über dem steinigen Boden um zirka 6 Celsiusgrade höher liegt als in 1 cm Höhe, in 8 cm Abstand vom Boden wiederum um zirka 2° höher als in 1 m Abstand.

Wie außerordentlich groß der Temperaturabfall im ersten Zehntelsmillimeter über einer erhitzten Oberfläche ist, erweisen die experimentellen Untersuchungen von Ramdas und Malurkar (1932). Über einer elektrisch geheizten Platte fanden sie bei einer Zimmertemperatur von 22,5° die in nachstehender Tabelle aufgeführten Werte. In der oberen Zahlenreihe ist der Abstand von der erhitzten Oberfläche, in der unteren Reihe die entsprechende Temperatur in ° C eingetragen.

mm	0,0	0,025	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
° C	87,5	82,0	79,6	77,4	74,0	71,2	68,8	66,6	64,4	62,0	60,0	58,0	56,5

Im ersten Zehntelsmillimeter fällt die Temperatur um volle 10°, innerhalb eines Millimeters gar um 31° ab. In der Grenzfläche und innerhalb des ersten Millimeters, der sog. Grenzschicht Geigers (1942, S. 53), liegt der Lebensraum unserer epilithischen Algenvegetation.

Daß ein sehr starkes Temperaturgefälle in der bodennahen Luftschicht nicht nur im Wüstengebiet, sondern auch in unsern Breiten vorhanden ist, zeigen die Messungen Geigers (1927, S. 15) in Bayern. Er beobachtete bei Nederling an heitern Tagen, daß die mittägliche Temperatur in 5 cm über spärlicher Grasvegetation um 5,6 ° höher war als in 50 cm über dem Boden. Über einer kahlen, waagrecht liegenden Felsfläche, wo in der bodennächsten Luftschicht die Temperaturerniedrigung durch die pflanzliche Transpiration wegfällt, dürfte die Temperaturabnahme noch wesentlich höhere Werte annehmen.

Die Erwärmung der Atmosphäre erfolgt zum allergrößten Teil durch die Wärmeabgabe der Erdoberfläche. Bei heiterem Himmel gelangen die Sonnenstrahlen beinahe völlig ungeschwächt durch die gesamte Luftschicht hindurch; denn die Absorptionsfähigkeit der Luft für die Wärmestrahlung ist außerordentlich gering. (In der Heiztechnik pflegt man, zur Vereinfachung, die Luft als vollkommen strahlendurchlässig zu betrachten.) Namentlich für die dünne bodennahe Luftschicht kommt daher der Wärmegewinn durch die Sonnen- oder Erdstrahlung nicht in Betracht. Wichtiger ist dagegen die Erwärmung durch molekulare Wärmeleitung. Wohl ist die Leitfähigkeit der Luft sehr gering; da aber ihre Dichte ($\varrho = 0{,}00129$) und ihre spezifische Wärme ($\sigma = 0{,}241$) ebenfalls sehr gering sind, so bedarf es nur unbedeutender Wärmemengen, um eine nennenswerte Temperatursteigerung der Luft zu bewirken. Die Temperaturleitung ist also relativ groß. Der Temperaturleitungskoeffizient, worunter man den Ausdruck $\frac{h}{\varrho \cdot \sigma}$ versteht (h = Wärmeleitfähigkeit), hat für Luft den Wert 0,16 und ist nicht viel kleiner als zum

Beispiel für Eisen. Geiger errechnete aus seinen Beobachtungen in Bayern den Anteil, der der Wärmeleitung an der Temperaturschwankung in 1,5 m über dem Boden zukommt und fand, daß sie mit etwa einem Sechstel an der beobachteten Wirkung beteiligt ist. In den bodennäheren Luftschichten ist ihr Anteil an der Wärmeübertragung zweifellos um ein Vielfaches größer, und unmittelbar über der Grenzfläche spielt die molekulare Wärmeleitung die Hauptrolle.

Der wichtigste Träger des von der Erdoberfläche in die höheren Zonen der bodennahen Luftschicht hineingehenden Wärmestromes muß im Austausch der Luftmassen gesehen werden. Die Luft befindet sich ja nur in seltenen Ausnahmefällen in vollkommener Ruhe. Bei ihrer überaus leichten Beweglichkeit herrscht meist eine ungeordnete «turbulente» Bewegung, auch dann, wenn wir dieselbe mit dem subjektiven Empfinden oder mit den gebräuchlichen Instrumenten nicht wahrnehmen können. Durch diese Turbulenz verlagern sich gegenseitig die Luftteilchen und nehmen naturgemäß bei ihrer Verlagerung ihre Eigenschaften an den neuen Ort mit. Durch die stete Mischung erfolgt so zugleich ein Austausch der Eigenschaften der Luft. Jede in irgendwelchen ungeordneten Wirbeln der Luft vor sich gehende Auf- oder Abwärtsbewegung bringt um Mittag die wärmere Luft nach oben, die kühlere nach unten und trägt so zum Ausgleich bei. Je größer der Austausch ist, desto rascher geht dieser Ausgleich vor sich, desto geringer wird das vertikale Temperaturgefälle.

In der bodennächsten Luftschicht, der Grenzfläche zwischen Boden oder Gestein und Luft, also am Standort von Algen und Flechten, erreicht der Koeffizient A des Austausches den Wert 0, weil ja dort eine Vertikalbewegung nach abwärts, also ein Austausch nicht möglich ist. Die Bremsung jeder Luftbewegung unmittelbar über dem Boden ist so stark, daß die Werte von A sich asymptotisch dem Grenzwert 0 nähern. Der Abtransport der Wärme ist demgemäß minimal, und dies hat zur Folge, daß die Wärmestauung an der Grenzfläche besonders groß ist und daß darum unmittelbar über ihr entsprechend hohe Lufttemperaturen zu erwarten sind.

c) Ausstrahlung

Dem reinen « Einstrahlungstypus » um Mittag steht der « Ausstrahlungstypus » bei Nacht gegenüber. Er setzt aber schon vor Eintritt der Nacht ein; denn bereits beträchtliche Zeit vor Sonnenuntergang ist der Strahlungshaushalt des Bodens negativ. Zu Beginn der Nacht nimmt die Ausstrahlung erheblich zu und erreicht vor Mitternacht ihren höchsten Wert. Nach Geiger (1942, S. 63) reicht der Ausstrahlungstypus noch über die Zeit des Sonnenaufganges hinaus.

An Stelle der Energiezufuhr, welche infolge der Sonnenstrahlung den Wärmeumsatz am Tage (hauptsächlich) bestimmt, tritt die Ausstrahlung der Erdoberfläche. Sie unterscheidet sich von der Sonnenstrahlung wesentlich durch ihre größere Wellenlänge. Nach dem Wienschen Verschiebungsgesetz rückt ja das Maximum der Strahlungsenergie um so mehr in den Bereich der kürzeren Wellenlängen, je höher die Temperatur des strahlenden Körpers ist. Das Produkt aus seiner absoluten Temperatur und der Wellenlänge, bei welcher das Maximum der Strahlungsenergie liegt, ist konstant. Die Wellenlänge der nächtlichen (und auch der täglichen) Ausstrahlung ist infolge der weit niedrigeren Temperatur der Erde gegenüber derjenigen der Sonne viel kleiner. Die größte Intensität der Sonnenstrahlung liegt bei 0,5 μ, also im sichtbaren Bereich des Spektrums, etwa zwischen Grün und Blau. Die größte Intensität der Erdstrahlung aber liegt um 10 μ, also weit im langwelligen (infraroten) Spektralbereich.

Mit der Wellenlänge ändern sich auch die Eigenschaften der Strahlung. Dies zeigt sich namentlich in der spezifischen Absorption. Während, wie wir sahen, die Sonnenstrahlen bei klarem Himmel beinahe ungeschwächt bis zur Erdoberfläche vorstoßen, unterliegt die nächtliche Erdstrahlung in viel höherem Maße der Absorption durch die Luft und ganz besonders durch den in ihr enthaltenen Wasserdampf. Nach A. Ångström (1913) beträgt derjenige Teil der Erdstrahlung, welcher durch die Atmosphäre hindurchgelangt, also im Weltraum für uns verloren geht, zirka 14 %. Alle übrige Strahlungsenergie wird von den verschiedenen Atmosphärenschichten nach Maßgabe ihres Absorptionsvermögens (Wasserdampfgehalt) absorbiert. Diese absorbierte, in Wärme umgewandelte Energie veranlaßt die Temperaturerhöhung und mit ihr eine verstärkte Strahlung der betreffenden wasserdampfhaltigen Luftschicht; denn jeder Körper sendet nach dem Stefan-Boltzmannschen Gesetz eine Strahlung aus, die proportional der vierten Potenz seiner absoluten Temperatur ist, mit steigender Temperatur also rasch zunimmt. Die Ausstrahlung der Erde wird vermindert um die « Gegenstrahlung der Atmosphäre », welche wir uns als die Summe aller Strahlungsenergien der einzelnen verschiedenartigen Atmosphärenschichten vorstellen können. Die Differenz beider, die « effektive Ausstrahlung », gibt ein Maß für die nächtliche Abkühlung der Erdoberfläche, soweit diese durch die Wärmestrahlung bedingt ist.

Sobald der Himmel bedeckt ist, geht die effektive Ausstrahlung beträchtlich zurück. Von Einfluß ist dabei sowohl der Grad der Himmelsbedeckung, der nach Zehnteln geschätzt wird (0 = wolkenlos, 10 = ganz bedeckt), als auch die Art der Bewölkung. A. Ångström (1919) und St. Asklöf (1920) haben gezeigt, daß zwischen der effektiven Aus-

strahlung bei wolkenlosem Himmel R_0 und derjenigen, wenn w/10 des Himmels bedeckt sind, eine einfache lineare Beziehung von der Form besteht : $R = R_0 \left(1 - k\frac{w}{10}\right)$; k ist dabei eine Konstante, die Werte von 0,26 (leichte Zirrusschleier) und 0,76 (niedrige, dichte Wolken) annimmt.

In allen Fällen wirkt die Himmelsbedeckung temperaturausgleichend, indem tagsüber durch eine Wolkenschicht die zugestrahlte Lichtmenge vermindert, der Temperaturgang an der Erdoberfläche also gedämpft wird. Da im Winter der Ausstrahlungstypus den Einstrahlungstypus an Dauer weit übertrifft (lange Nächte, kurze Tage), so wirkt Himmelsbedeckung temperaturerhöhend. Wollen wir also die Extreme im Temperaturgang einer Gesteinsoberfläche feststellen, so werden wir, wenn immer möglich, bei klarem Tag- und Nachthimmel arbeiten.

Über die Größenordnung der Wärmestrahlung des schwarzen Erdbodens in Abhängigkeit von seiner Oberflächentemperatur orientieren uns die in der folgenden Tabelle von Mörikofer (1939, S. 4016) zusammengestellten Zahlen.

Oberflächentemperatur in °C	Wärmeausstrahlung in gcal/cm² min
— 20	0,34
— 10	0,40
0	0,46
+ 10	0,53
+ 20	0,61
+ 30	0,70
+ 40	0,79

Nun dürfte die Ausstrahlung des nackten Felsgesteins nicht ganz an diese Werte heranreichen. Setzen wir aber mit Mörikofer (l. c. S. 4016) bei einer Sonnenhöhe von 35° eine Sonnenstrahlung von 1,0 gcal/cm² min ein und stellen ihr den Wert der Wärmeausstrahlung bei einer Temperatur von 10° C gegenüber, so geht aus diesem Vergleich die hohe Bedeutung, die der Wärmeausstrahlung des Gesteins für den Temperaturgang seiner Oberfläche zukommt, mit aller Deutlichkeit hervor.

d) Strahlungsbilanz

Die Grenzfläche, auf unsere Untersuchungen bezogen also die Oberfläche des Gesteins, ist der Durchgangsort von Strahlungen verschiedener Art und verschiedener Intensität. Sie überlagern sich im allgemeinen, und ihre Gesamtwirkung ist das Resultat dieser Superposition. Dabei

kommen hauptsächlich folgende Strahlungsströme in Betracht (nach Mörikofer, 1939, S. 4019):

I. Direkte und indirekte Sonnenstrahlung (Ultraviolett, sichtbar, kurzwelliges Ultrarot):
   1. Direkte Sonnenstrahlung . . . . . S
   2. Diffuse Himmelsstrahlung. . . . . H
   3. Reflektierte Sonnen- und Himmelsstrahlung . . . R

II. Erd- und Atmosphärenstrahlung (langwelliges Ultrarot):
   4. Wärmeausstrahlung der Erde . . . . . E
   5. Gegenstrahlung der Atmosphäre . . . . . A
   6. Reflektierte Gegenstrahlung der Atmosphäre . . . r

Bezeichnen wir nun die Strahlungsgewinne des Erdbodens mit positiven, seine Verluste mit negativen Vorzeichen, so erhalten wir für die verschiedenen Bedingungen folgende Formeln für die Strahlungsbilanz Q:

1. Bei Tage und Sonnenschein:

$$Q = S + H - R - E + A - r$$

2. Bei Tage und verdeckter Sonne:

$$Q = H - R - E + A - r$$

3. Bei Nacht:

$$Q = - E + A - r$$

Die nächtliche « effektive Ausstrahlung » betrifft den Wert E—A (r wird in der Regel nicht berücksichtigt). Eine Abkühlung der Erdoberfläche erfolgt also nur, wenn die Gegenstrahlung der Atmosphäre kleiner ist als die Wärmeemission der Erde. Im allgemeinen sind bei Tage die Einstrahlungsgewinne größer, bei Nacht überwiegen die Verluste. Da, für längere Zeiträume betrachtet, die Temperatur des Bodens immer ungefähr gleich bleibt, ist anzunehmen, daß Wärmegewinn durch Einstrahlung und -verlust durch Ausstrahlung sich ungefähr die Waage halten.

Eine Energieanreicherung zur Zeit der Ausstrahlung bedeutet für den Boden oder die Gesteinsoberfläche die Kondensation des Wasserdampfes der Luft in flüssiges Wasser, d. h. die Taubildung. Sie führt zu einer geringen Temperaturerhöhung der Grenzfläche und konnte unzweideutig nachgewiesen werden z. B. von R. Rubenson, der unmittelbar über dem Boden eine um 2,6° höhere Temperatur beobachtete als in der Höhe von 1,5 m.

Der Erhöhung der Temperatur beim Taufall steht ihre Erniedrigung durch Verdunstung von Wasser entgegen. Die dabei verbrauchte Wärmeenergie entspricht genau derjenigen, die bei der Kondensation frei wurde, nämlich 600 cal für jedes Gramm verdunsteten bzw. konden-

sierten Wassers. Auf dem nackten Gestein tritt sie in erster Linie in Erscheinung nach Sonnenaufgang, und zwar so lange, bis der gefallene Tau weggedunstet ist. Die Zustandskurve der Temperaturschichtung in der bodennahen Luftschicht macht dann einen Knick in umgekehrter Richtung als diejenige bei Taufall.

Wie wir bei der Besprechung unserer Meßergebnisse über die Gesteinstemperatur im einzelnen ausführen werden, konnten wir verschiedentlich eine Erniedrigung der Oberflächentemperatur nach Sonnenaufgang bzw. eine Verzögerung ihrer Erwärmung beobachten. Entsprechend den verhältnismäßig geringen zu verdunstenden Wassermengen und der ziemlich glatten Oberfläche unserer Meßgesteine ist die Dauer dieser Wärmeabgabe kurz. Morgenwanderungen über Wiese und Feld lehren uns aber, daß es unter Umständen Stunden dauern kann, bis der auf Blättern und Stengeln liegende Tau in einer dicht bewachsenen Wiese verdunstet ist.

Im Wärmeumsatz der Nacht spielt also die Erdoberfläche eine ähnlich bedeutungsvolle Rolle wie im Wärmeumsatz um Mittag. War bei Tage die Grenzfläche zwischen Luft und Boden der Sitz der höchsten Temperatur, so herrscht dort bei Nacht ein örtliches Minimum; sowohl nach oben in die bodennahe Luftschicht wie nach abwärts in die Bodenschichten nimmt die Temperatur zu. Die vertikale Temperaturabnahme zur Zeit, da der Ausstrahlungstypus herrscht, ist daher einigermaßen ein Spiegelbild zu der in Abb. 1 gegebenen Verteilung beim Einstrahlungstypus. Weil in der Atmosphäre die Temperaturabnahme mit der Höhe die Regel ist, wird diese nächtliche Zunahme « Temperaturumkehr » oder « Inversion » genannt. Nach Geiger (l. c. S. 48) ist sie nicht auf die bodennahe Luftschicht beschränkt, sondern kann mehrere 100 m weit hinaufreichen. G. Hellmanns (1918) Untersuchungen haben gezeigt, daß in der bodennahen Luftschicht bei Nacht kein Temperatursprung besteht, sondern daß die Temperatur gegen die Erdoberfläche zu kontinuierlich abnimmt, allerdings mit stetig wachsendem Gradienten. Eine offene, horizontale Lage der ausstrahlenden Fläche begünstigt die nächtliche Abkühlung.

Aus der Gesamtheit dieser Überlegungen, in denen wir weitgehend R. Geiger (1927 und 1942) folgten, geht hervor, daß die Boden- oder Gesteinsoberfläche der Ort der größten Temperaturschwankungen darstellen muß. Da über ihr Ausmaß aber in der Literatur nur sehr spärliche Angaben zu finden sind und da systematisch und mit einwandfreier Methodik durchgeführte Untersuchungen zu fehlen scheinen, sahen wir uns genötigt, selbst diese Fragen in Angriff zu nehmen. Problemstellung, Meßmethode und Ergebnisse dieser Untersuchungen werden im folgenden Kapitel eingehend dargestellt.

D. Untersuchungen über den Gang der Temperatur an der Oberfläche nackten Gesteins

a) Unsere spezielle Problemstellung

Unsere Aufgabe konnte nicht in erster Linie in der Aufnahme sehr langer, fortlaufender Meßreihen bestehen. Wir sahen sie vielmehr darin, den Temperaturgang an bestimmten charakteristischen, auf die Jahreszeiten verteilten Tagen und Nächten zu ermitteln und aus diesen Ergebnissen die Richtlinien, denen der Temperaturgang der Felsoberfläche im allgemeinen und in seinen Extremen folgt, herauszulesen.

So gingen wir zunächst daran, festzustellen, welche Temperaturen eine Felsoberfläche im Winter, bei tiefem Sonnenstand annimmt, im Gebirge und im Mittelland, an sonnigen, wolkenlosen Tagen und daran anschließenden sternenklaren Nächten. Aus diesen Meßreihen sollten auch die tiefsten Temperaturen, denen die Vegetation der Felswände ausgesetzt ist, und die größten Werte der durch Einstrahlung möglichen Temperaturerhöhungen annäherungsweise ersichtlich sein.

Solche Untersuchungen wollten wir alsdann im Vorfrühling bei tiefer Ausgangstemperatur und der, infolge der höher stehenden Sonne und klareren Luft, stärkeren Einstrahlung weiterführen, ebenso im Hochsommer, wobei uns daran gelegen war, die höchsten Werte der Erwärmung, d. h. die Größenordnung der höchsten Gesteinstemperaturen zu ermitteln. Diese Frühjahrsmessungen wurden während der Ostertage 1940 in Davos (1600 m ü. M.), vom 15. März bis 2. April 1940 in Zürich (470 m ü. M.), zu Ostern 1941 auf dem Weißfluhjoch im Parsenngebiet ob Davos (2700 m ü. M.) und diejenigen des Hochsommers vom 21. bis 23. August 1941 in Davos und während mehrerer Meßperioden auch in Zürich durchgeführt. In Davos wählten wir für unsere Untersuchungen verschiedene Stellen des im Guggerbachtobel anstehenden Dolomits und einen ca. 40 m^3 großen Diabas-Klotz, der sich einst in der Gegend des Strelapasses vom Berg losgelöst haben muß und seit Menschengedenken oberhalb der katholischen Kirche auf der linken Seite des Guggerbaches liegt.

In Zürich erweiterten wir die Aufgabe. Hier kam es uns darauf an, den Einfluß der Art, Farbe und Struktur verschiedener Gesteine auf den Temperaturgang zu ermitteln. Wir legten zu diesem Zwecke im Garten des Instituts für spezielle Botanik der Eidg. Technischen Hochschule ein Versuchsfeld an, bestehend aus sechs annähernd gleich großen Klötzen von grauem Sandstein, schwarzem Diabas, grauem Granit, weißem Marmor, gelb-grauem Kalk und rotem Verrucano. Diese Steinblöcke hatten Ausmaße von 0,02 bis 0,04 m^3. Sie waren so ausgelegt, daß ihre Meßflächen mit einer Neigung von ca. 45° nach S exponiert, frei, von

keiner Seite beschattet, auf derselben Höhe, auf derselben Unterlage und in demselben Makro- und Mikroklima lagen. (Taf. 1, Abb. a, b und 2, Abb. a.)

b) Die Methodik der Messung

Zur Messung der Temperatur der Felsoberfläche genügt es nicht, Quecksilberthermometer auf den Stein zu stellen und den Stand des Metallfadens abzulesen. Er würde, auch wenn das Instrument mit noch so breiter Bodenfläche und noch so vollständig dem Fels angeschmiegt wäre, dessen Wärmezustand nur zum Teil erfassen; die dem Fels abgekehrte Fläche des Quecksilbergefäßes würde nicht die Temperatur des Gesteins, sondern diejenige der Luft registrieren. Zur Zeit der Einstrahlung wäre ein solches Gerät erst recht unbrauchbar, da es weitgehend seine eigenen Eigenschaften der spezifischen Strahlenabsorption anzeigen würde.

So gingen wir daran, eine für unsere besondere Aufgabe geeignete Meßeinrichtung zu schaffen. Zu diesem Zwecke traten wir in Arbeitsgemeinschaft mit dem Physikalisch-meteorologischen Observatorium Davos. In gemeinsamen Besprechungen mit dessen Vorsteher, Herrn Dr. W. Mörikofer, wurde der Plan für das zu schaffende Gerät festgelegt. Dieses wurde im genannten Institut hergestellt, und sämtliche Untersuchungen wurden durchgeführt mit dieser Einrichtung, für die uns Herr Dr. Mörikofer die notwendigen Instrumente, wie Präzisionsgalvanometer, Aspirationspsychrometer usw. in freundlichster Weise zur Verfügung stellte. Für seinen fachmännischen Rat, sein nie erlahmendes Interesse und seine freundlichen Bemühungen, uns die Untersuchungen in Davos und auf dem Weißfluhjoch zu erleichtern, wiederholen wir an dieser Stelle Herrn Dr. W. Mörikofer unsern aufrichtigen Dank; dieser gilt auch seinen Mitarbeitern, den Herren Chr. Thams und Dr. F. Prohaska.

Unsere Meßeinrichtung muß zwei Hauptanforderungen genügen: Sie soll den Wärmezustand an der Felsoberfläche möglichst genau und rasch feststellen und überdies fest und handlich genug sein, um eine rasche Aufstellung und einen gefahrlosen Transport im Gebirge zu ermöglichen. Das Thermoelement erwies sich als das unseren Bedürfnissen am besten dienende Meßinstrument. Es besteht aus zwei Lötstellen aus Kupfer und Konstantan, von denen die eine, die passive, in einer Thermosflasche auf bestimmter Temperatur gehalten wird, während die andere, die aktive Lötstelle, auf der schlecht wärmeleitenden Oberfläche eines handlichen Stempels aufgemacht, der Felsoberfläche angedrückt wird. Ein feines Galvanometer zeigt dann einen Strom an, proportional dem Wärmeunterschied, der zwischen den beiden Löt-

stellen besteht. So kann durch zweckdienliche Eichung die Temperatur der Felsoberfläche auch zur Zeit der Einstrahlung in jedem Augenblick rasch, bequem und mit einem Fehler von höchstens 0,3° C genau bestimmt werden. Im Wasserbad oder in der Luft wird eine Genauigkeit von ± 0,1° C erreicht.

Im Winter hält man durch Einfüllung von Wasser und Schnee die passive Lötstelle in der Thermosflasche mit Vorteil auf 0° C. Aber jede andere Innentemperatur dient ebenso gut dem angestrebten Zweck; es bedarf dann bei der Ermittlung der Felswärme nur einer kleinen Umrechnung, d. h. der Umstellung vom Nullpunkt des Galvanometers (= Innentemperatur der Thermosflasche) auf 0° C. Voraussetzung ist dabei, daß man die Temperatur der passiven Lötstelle im Augenblick jeder Einzelmessung genau kenne. Wir halten zu diesem Zwecke das Quecksilbergefäß eines in die Thermosflasche hineinragenden Thermometers mit der passiven Lötstelle in fester Verbindung, was jederzeit eine Ablesung ihrer Temperatur erlaubt. Die Anbringung der aktiven Lötstelle auf dem oben erwähnten Stempel muß mit Rücksicht auf unsern speziellen Zweck gleichzeitig einer Reihe von Anforderungen genügen. Die Lötstelle muß möglichst klein sein, um nicht selbst zuviel Wärme an die Gesteinsoberfläche abzugeben oder von dieser Wärme aufzunehmen, d. h. von der Meßstelle abzuleiten. Sie darf also nicht träge sein. Umgekehrt muß sie eine bestimmte Festigkeit besitzen, die erlaubt, ohne die Gefahr allzu häufigen Bruches überall und während langer Meßreihen der mechanischen Beanspruchung standzuhalten. Die Lötstelle muß ja hart an den Fels angedrückt werden und hat namentlich auf Gestein mit rauher Oberfläche starken Druck, Zug und Zerrung auszuhalten. Diesen Anforderungen tragen wir Rechnung, wenn wir der aktiven Lötstelle eine Länge von etwa 1 cm geben und sie zu einem dünnen Plättchen aushämmern. So wird sie zu einem Meßkörper, der bei möglichst großer Oberfläche eine nur geringe Wärmekapazität besitzt.

Der Oberfläche, welche die aktive Lötstelle zu tragen hat, ist natürlich besondere Aufmerksamkeit zu schenken. Wir konstruierten aus einem Stück Holz einen Stempel, der an dem einen Ende einen durchlöcherten Korkstopfen trägt. Durch diesen werden die an ihrem Ende die Lötstelle tragenden Leitungsdrähte des Thermoelementes gezogen. An der freien Oberfläche des Korkes wird eine Gummischeibe eingelegt, die Lötstelle darauf eng anliegend befestigt. (Abb. 2.) Wird nun eine Messung vorgenommen, so werden zunächst mehrere möglichst ebene, glatte Felsstellen ausgewählt, und auf diese wird die Lötstelle ziemlich fest angedrückt.

Die erste Messung kann nicht verwendet werden, denn zunächst muß sich die Lötstelle und ihre Gummiunterlage der Temperatur des

Felsens anpassen. Deshalb wird die Lötstelle mehrmals nacheinander an verschiedenen Stellen an die Gesteinsoberfläche gedrückt. Ist dies getan — eine Arbeit weniger Sekunden — d. h., hat auf diese Weise die Lötstelle die Temperatur der Felsoberfläche angenommen, so werden möglichst gleichzeitig der Ausschlag des Galvanometers, die Temperatur der passiven Lötstelle und, mittels des Aspirationspsychrometers, die Lufttemperatur abgelesen. Der Skalenwert des Galvanometers in Celsiusgraden kann aus einer für jeden Ausschlag zum voraus berechneten Tabelle sofort entnommen werden. Steht die passive Löt-

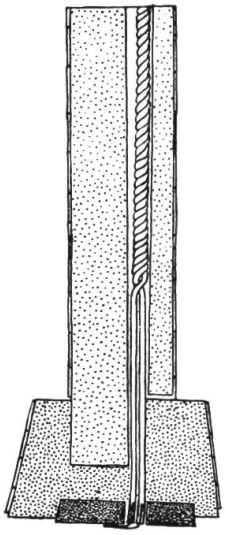


Abb. 2

Konstruktionsschema des die aktive Lötstelle tragenden Stempels in der Apparatur unserer Temperaturmessung (Erklärung im Text)

stelle um einen bestimmten Betrag über oder unter 0° C, so wird die Zahl der in der Tabelle abgelesenen C-Grade um diesen Wert vermehrt oder vermindert, je nach der Richtung, die man dem elektrischen Strom bei der Durchleitung durch das Galvanometer gibt.

Als Meßinstrument benützen wir ein Weston-Zeigergalvanometer, dessen Eichkurve für unser Thermoelement im benützten Ausschlagsbereich eine Gerade darstellt, wobei das Intervall zwischen zwei Skalenteilen einem Temperaturunterschied von 0,81° C entspricht. Wir notieren in unsern Messungen noch halbe Skalenteile, also Intervalle von 0,4° C.

Die gesamte Einrichtung findet in einem Holzkistchen von 27 cm Länge, 18 cm Breite und 10 cm Tiefe Platz. Ein darum herum gezogener Lederriemen erleichtert das Tragen, und so kann das Ganze leicht und ohne Gefahr der Beschädigung überallhin mitgenommen werden (Abb. 3). Mittelst eines Aspirationspsychrometers, das wir 1 m über oder vor dem Fels aufhängen, wird die Temperatur der freien Luft in einer bestimmten Höhe der bodennahen Luftschicht ermittelt.

Nach der beschriebenen Methode ist es möglich, in der Zeit von 5 bis 10 Minuten eine Reihe von 10 bis 20 Messungen durchzuführen,

eine Raschheit der Arbeit, die namentlich in den Zeiten des Sonnenauf- und Unterganges, während deren die Temperaturveränderungen besonders rasch vor sich gehen, von großem Vorteil ist.

c) Die Meßergebnisse

aa) *Im Winter in Davos*

Wir hatten das Glück, gerade an dem Tage, da die Apparatur fertig und nach allen Seiten geprüft war, für unsere Messungen eine

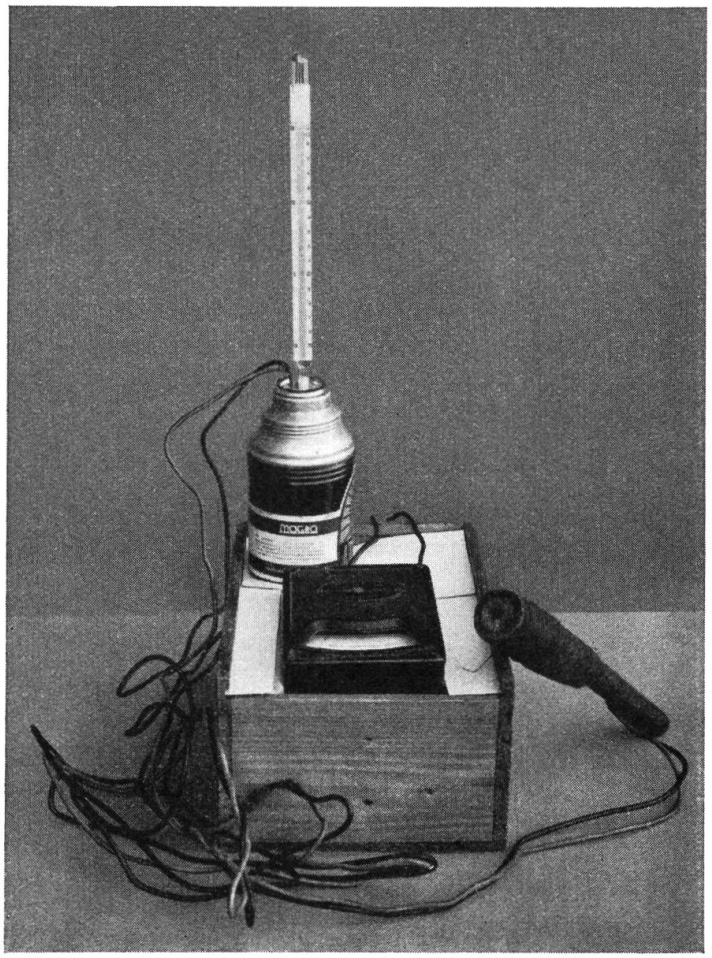


Abb. 3
Unsere Apparatur zur Temperaturmessung
(Erklärung im Text)

außerordentlich kalte Nacht und einen darauffolgenden Strahlungstag zu erleben mit einem Morgentemperatur-Minimum, wie es seit Jahrzehnten im Dezember in Davos nicht mehr verzeichnet worden war. Die an der Promenade gelegene Meteorologische Station Davos meldete vormittags 7.30 Uhr eine Lufttemperatur von — 26° C. In der Talsohle war es, entsprechend der tieferen Lage, noch kälter, am Standort unserer

Messungen, der etwa 30 m über der Promenade liegt, entsprechend wärmer. Die kalte Luft fließt, dem Berghang folgend, nach der Tiefe ab, so daß mit abnehmender Höhenlage im Davosertal die Temperatur abnimmt.

Die Messungen wurden an der nach S exponierten Stirnwand des oben genannten zirka 40 m^3 großen Diabas-Klotzes am Guggerbach ausgeführt. Der Schnee oder das Eis, die sich auf der senkrechten, nackten Felsfläche zeitweise niedersetzen mögen, waren tagsüber weggeschmolzen; auf dem waagrechten, breiten Scheitel des Blocks, wie auch rund um ihn herum, lag dagegen der Schnee wohl noch 1 m tief.

Gegen Ende der klaren, kalten Nacht vom 29. zum 30. Dezember 1939, um 6 Uhr früh, begannen wir die Messungen bei einer Lufttemperatur von — 20,2° C (Abb. 4). Die Felsoberfläche zeigte — 22,5°, war also infolge der nächtlichen Ausstrahlung um 2,3° kälter als die Luft.

Diese Verhältnisse bleiben unverändert bis nach 8 Uhr. Dann aber steigen Luft- und Felstemperatur zunächst äußerst langsam, später etwas rascher an, und um 9.55 Uhr steht die Luft auf — 19,2°, also um 1° C höher als gut 2½ Stunden zuvor, der Fels auf — 20,8°, um 1,7° höher als zu Beginn der Messungen. Um 9.56 Uhr bricht die Sonne strahlend klar hinter dem Kamm des Jakobshorns hervor. Alsbald gehen Fels- und Lufttemperatur rasch in die Höhe. Die Kurve der Felsoberfläche zeigt einen besonders steilen Anstieg; aber auch die Temperaturkurve der Luft folgt ihr eine Zeitlang mit ansehnlicher Steigung. Um 10.30 Uhr, also 34 Minuten nach Sonnenaufgang, finden wir den Fels bei — 13,4° um 1,7° wärmer als die Luft. Der Wert der nächtlichen Unterkühlung ist also bereits mehr als aufgeholt. Von hier aus erwärmt sich die Luft nur noch um ein geringes. In langsamem, stetem Anstieg ereicht sie um 12.30 Uhr mit — 13,2° den höchsten Stand dieses kalten Wintertages; dann fällt sie wiederum langsam und, von 14 Uhr an, gleichmäßig ab und erreicht bei hereingebrochener Nacht, um 21.20 Uhr, — 16,3°. Anders verhält sich die Kurve der Felstemperatur. Sie setzt ihren steten, sehr steilen Anstieg fort, bis die besonnte Fläche um 11.35 Uhr auf — 1,2° C angelangt ist. Nach weiteren 55 Minuten, um 12.30 Uhr, erreicht sie wie die Kurve der Lufttemperatur ihren höchsten Punkt. Dieser liegt bei + 0,8° C um 14° C über der Temperatur der Luft. Von der Schneekuppe des Meßfelsens rieseln zu dieser Zeit kleine Bächlein von Schmelzwasser, und dies bei einer Lufttemperatur von — 13,2° C. Zweifellos würde diese am frühen Nachmittag noch um ein geringes ansteigen, wenn die Sonnenstrahlen weiterhin, obwohl schräger, ungehindert die Felsfläche treffen würden. Dies ist aber am Ort unserer Messung nicht der Fall. Von 12.30 Uhr an werden die Sonnenstrahlen durch das Blattwerk einer Gruppe von Tannen gesiebt

und fallen nur noch spärlich auf unsere Meßfläche. Sie sind nicht mehr stark genug, um den erreichten Wärmezustand der Felsoberfläche zu erhalten. Sofort fällt die Kurve der Gesteinstemperatur ab, zunächst ebenso steil, wie sie anstieg, dann langsamer und ziemlich gleichmäßig. Um 21.20 Uhr erreicht sie den Stand von — 15,6° C und befindet sich alsdann noch um 0,7° über der Temperatur der Luft.

Der weitere Verlauf der Temperaturveränderungen wurde nur in großen Abständen verfolgt, da der Himmel sich zusehends bewölkte und überdies warme Luftmassen hereinbrachen, die einen stetigen und gleichmäßigen Anstieg der Luft- und der Gesteinstemperatur zur Folge hatten, so daß in der Morgenfrühe des 31. Dezember Luft und Felsoberfläche übereinstimmend auf — 14,2° C angestiegen waren. So konnte die Unterkühlung der Felsoberfläche unter die Temperatur der Luft wohl in ihrem Endzustand (in der Morgenfrühe des 30. Dezember) nicht aber in ihrem ganzen Verlauf ermittelt werden.

Die Kurve der Gesteinstemperatur zeigt an unserm Meßtage nicht den Verlauf, der für eine, dem ungestörten Zutritt der Sonnenstrahlung offen stehende Felsoberfläche charakteristisch ist. Finge nicht unweit der Meßstelle vom frühen Nachmittag an ein lockerer Fichtenbestand die Sonnenstrahlen teilweise auf, so würde die Erwärmung der Gesteinsoberfläche noch etwas länger andauern. Vor Sonnenuntergang würde sie abzusinken beginnen, um in einer, im Vergleich zu Abb. 4 ausgeglicheneren Kurve wieder den nächtlichen Tiefpunkt zu erreichen (Tabelle 1).

bb) *Im Winter in Zürich*

Eine ähnliche Winterserie konnten wir während einer außerordentlich heftigen Kälteperiode, wie sie nur recht selten eintritt, im Januar 1941 in Zürich aufnehmen. Der 12. Januar war ein sonnenklarer Tag, und ihm folgte eine sternenhelle Nacht. Wir wählten für unsere Messungen den oben erwähnten, mit einer Neigung von ca. 45° in S-Exposition ausgelegten schwarzen Diabas unserer Versuchsanlage im Institutsgarten. Dabei erhielten wir die aus Abb. 5 ersichtlichen Kurven.

Vormittags 9.30 Uhr stehen Luft und Stein bei — 7,0° C. Langsam und gleichmäßig steigt ihre Temperatur an und erreicht vor Sonnenaufgang, d. h. 1 Minute bevor die Sonne um 10.30 Uhr hinter den Dächern einer Häusergruppe hervorbricht, bei beiden — 6,0°. Dann ist der Anstieg der Kurve rascher; zunächst nehmen beide Kurven noch denselben Verlauf; aber kurz vor 11.00 Uhr zeigt diejenige des Steins einen wesentlich rascheren, gleichmäßigen Anstieg bis um 13.00 Uhr. Langsamer ansteigend erreicht sie um 14.40 Uhr ihr Maximum bei + 4,4°, während zu gleicher Zeit die Kurve der Lufttemperatur bei — 2,0° ebenfalls ihren höchsten Punkt erreicht. Dann fallen Luft- und Felstemperatur ab,

Tab. 1 Temperaturgang an der Oberfläche der senkrechten, nach SE exponierten Wand eines Diabas-Klotzes und der Luft im Guggerbachtobel bei Davos am 30. Dezember 1939 (vgl. Abb. 4)

1939 Dezember 30.	Temperatur der Gesteinsoberfläche in ° C	Temperatur der Luft in ° C	
6^{20}	**—22,5** [1]	**—20,2**	Himmel klar, windstill
7^{00}	—22,5	—20,2	» » »
7^{40}	—22,5	—20,2	» » »
7^{50}	—22,5	—20,2	» » »
8^{00}	—22,4	—20,2	» » »
8^{10}	—22,4	—20,2	» » »
8^{20}	—22,4	—20,2	» » »
8^{25}	—22,4	—20,2	» » »
8^{30}	—22,4	—20,2	» » »
8^{35}	—22,4	—20,2	» » »
8^{40}	—22,3	—20,2	» » »
8^{45}	—22,3	—20,2	» » »
8^{50}	—22,3	—20,2	» » »
9^{55}			Sonnenaufgang, windstill
10^{30}	—13,3	—15,0	Himmel klar, windstill
10^{34}	—12,4	—14,8	» » »
10^{42}	—11,5	—14,7	» » »
10^{52}	— 9,0	—14,3	» » »
11^{00}	— 7,6	—14,0	» » »
11^{06}	— 6,5	—13,9	» » »
11^{16}	— 4,3	—13,8	» » »
11^{22}	— 3,5	—13,7	» » »
11^{30}	— 2,0	—13,7	» » »
11^{35}	— 1,3	—13,6	» » »
11^{36}	— 1,1	—13,6	» » »
12^{01}	— 0,0	—13,4	» » »
12^{18}	+ 0,5	—13,3	» » »
12^{30}	+ **0,8**	**—13,2**	Schatten fallen auf die Meßfläche: ab 12^{29} h
12^{32}	+ 0,2	—13,3	Himmel klar
12^{40}	— 3,5	—13,9	» »
12^{48}	— 4,0	—14,0	» »
13^{00}	— 5,5	—14,2	» »
14^{00}	— 7,7	—15,0	» »
15^{20}	— 9,8	—15,4	» »
17^{00}	—11,7	—15,6	» »
19^{10}	—13,5	—16,0	» »
21^{20}	—15,5	—16,3	21^{10} h Himmel bedeckt sich zunehmend

[1] Die Tagesmaxima und -minima sind fett gedruckt.

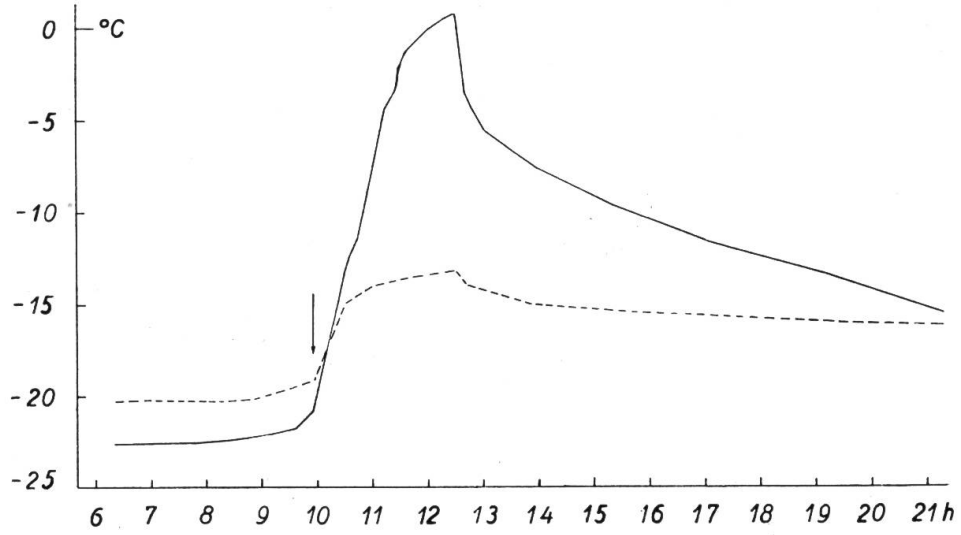


Abb. 4

Temperaturkurven, erhalten am 30. Dezember 1939 auf einer nach SW exponierten senkrechten Wand eines Diabasblockes in Davos. Ausgezogene Kurve : Gesteinsoberfläche; gestrichelt : Luft

zunächst, d. h. solange die Sonnenstrahlen noch schräg auf die Meßfläche fallen, langsam, dann rascher und wieder langsamer, bis um 19.00 Uhr Fels und Luft die Temperatur von — 6,5° erreicht haben. Dank der Klarheit der darauffolgenden Nacht konnte hier auch die Unterkühlung der Gesteinsoberfläche unter die Temperatur der Luft verfolgt werden. Von 19.00 Uhr an nahm sie stetig zu bis um 23.30 Uhr, wo die Untertemperatur des Felsens 1,7° betrug. Nachher bedeckte sich der Himmel, und bis am Morgen hatten sich Luft- und Felstemperatur wieder ausgeglichen.

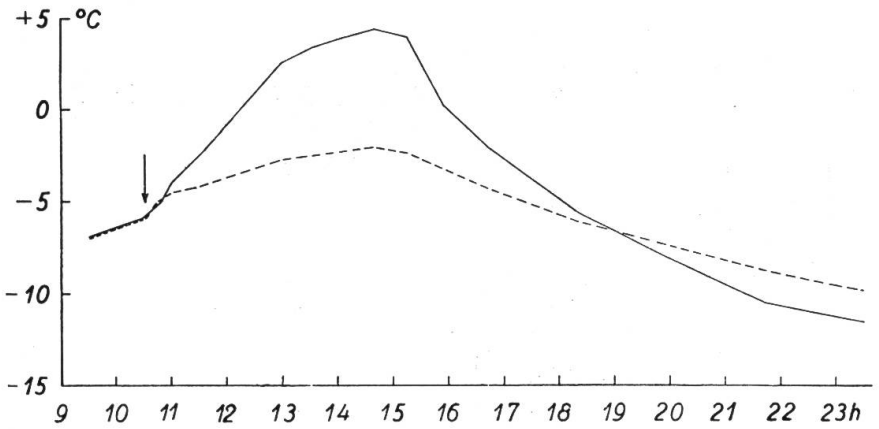


Abb. 5

Temperaturkurven, erhalten am 12. Januar 1941 in Zürich; ausgezogene Kurve : Oberfläche des Diabas; gestrichelt : Luft

Aus diesen, in den Abbildungen 4 und 5 dargestellten Winter-Kurven und aus Tabelle 2 lassen sich über den Temperaturgang der Luft und der Felsoberfläche im Gebirge und in der Ebene die folgenden allgemeinen Ergebnisse herauslesen.

Tab. 2 Temperaturgang der Luft und der Oberfläche von schwarzem Diabas am 12. Januar 1941 in Zürich (vgl. Abb. 5)

1941 Januar 12.	Diabas ° C	Luft ° C	
h			
9^{30}	— 7,0	— 7,0	Himmel klar, Wind schwach
10^{30}	— 6,0	— 6,0	» » » »
10^{45}	— 5,2	— 5,0	» » » »
11^{00}	— 4,0	— 4,5	» » » »
11^{30}	— 2,5	— 4,2	» » » »
13^{00}	+ 2,6	— 2,7	» » » »
13^{35}	+ 3,5	— 2,5	» » » »
14^{05}	+ 4,0	— 2,2	» » » »
14^{40}	+ **4,5** [1]	— **2,0**	» » » »
15^{15}	+ 4,0	— 2,4	» » » »
15^{55}	+ 0,3	— 3,2	» » » »
16^{50}	— 2,2	— 4,4	» » » »
18^{20}	— 5,5	— 6,0	» » » »
19^{00}	— 6,4	— 6,5	» » » »
21^{45}	—10,5	— 8,7	» » » »
23^{30}	—**11,5**	— **9,8**	» » » »

[1] Die Tagesmaxima und -minima sind fett gedruckt.

In klaren, sehr kalten Nächten kann die durch Ausstrahlung verursachte Unterkühlung der Gesteinsoberfläche unter die in 1 m vor der Meßstelle bestimmte Lufttemperatur in Davos 2—3° erreichen. Verglichen mit der in den meteorologischen Stationen gemessenen Lufttemperatur (1,5—2 m über dem Boden) wäre die Unterkühlung größer. In unseren Breiten dürfte sie an der Oberfläche kompakten Gesteins nicht wesentlich höhere als die von uns ermittelten Werte annehmen.

In Davos erlangt die nach SE exponierte Felsfläche am frühen Nachmittag ihre höchste Temperatur. Diese kann um 14,0° über derjenigen der Luft stehen. In Zürich dagegen, wo die Luft feuchter, die Strahlenabsorption also bedeutender und namentlich die Windwirkung wesentlich stärker ist als in Davos, kann sich die Gesteinsoberfläche nur in einem geringeren Maße erwärmen. Im übrigen zeigen die Temperaturkurven von Davos und Zürich einen ähnlichen Verlauf.

Die tiefste gemessene Felstemperatur von — 22,6° dürfte dem absolut tiefsten Wert, dem die Vegetation nackten Gesteins am geneigten

Hang in einiger Höhe über der Talsohle in Mitteleuropa ausgesetzt ist, zwar nicht gleich, aber doch im allgemeinen Falle nahekommen. Nur in ausgesprochenen « Kältelöchern », in denen auch im Gebiete der Schweiz Temperaturen von unter — 40° gemessen wurden, dürften sich gelegentlich wesentlich tiefere Temperaturen einstellen. Der Unterschied, der im Zeitpunkt der stärksten Erwärmung zwischen Fels- und Lufttemperatur besteht, dürfte dagegen keinen Höchstwert darstellen. An windgeschützten Orten, wo die Sonnenstrahlen bis zum Abend ungestört einfallen, kann bei einem die Wärme schlecht leitenden und nach SW exponierten Fels dieser Unterschied auch im Winter wohl noch wesentlich höhere Werte erreichen (Tabelle 2).

cc) *Im Frühjahr in Davos*

Die Frühjahrsmessungen in Davos wurden am 22. März 1940 auf der rechten Seite des Guggerbaches an dem unterhalb der hohen Promenade in SW-Exposition anstehenden Dolomitfelsen durchgeführt. Den Silikatblock, an dem wir im Winter unsere Messungen ausführten, hatten wir gegen diesen anstehenden Fels vertauscht, weil dieser besser frei liegt und nicht wie jener schon am frühen Nachmittag von nahestehenden Bäumen beschattet wird.

Frühmorgens um 6.30 Uhr liegt die Felstemperatur bei — 2,5° um nur 0,3° unter derjenigen der Luft (Abb. 6). Gegen 7.30 Uhr beginnen beide ziemlich gleichmäßig anzusteigen; aber schon 20 Minuten später trennen sich die Kurven, um in stetem, beim Fels aber rascherem Anstieg um 15.10 Uhr gleichzeitig ihren höchsten Punkt zu erreichen. Dann vermag die schon schräg einfallende Sonnenstrahlung die Höchsttemperatur (Fels + 25,0°, Luft + 9,5°) nicht mehr zu halten. Fels- und Lufttemperatur fallen ab, zunächst wenig, dann schneller, die Kurve der Felsoberfläche sogar außerordentlich rasch, bis um 17.00 Uhr die Abkühlung wiederum in stark verlangsamtem Tempo weitergeht. Von 15.50 Uhr bis um 17.00 Uhr, also im Zeitraum von 70 Minuten, fällt die Felstemperatur von + 22,6° auf + 7,9°, also um volle 14,7° C. Dann verlaufen die beiden Kurven wieder parallel. Um 21.00 Uhr steht die Temperatur des Felsens bei + 3,3° noch um 2,8° über derjenigen der Luft. Die Tagesschwankung der ersteren beträgt also 27,5°, diejenige der letzteren 11,7°, die maximale Erhöhung der Felstemperatur über diejenige der Luft 15,5° C.

dd) *Im Frühjahr auf dem Weißfluhjoch ob Davos, 2700 m ü. M.*

Bei unsern Untersuchungen im Hochgebirge wählten wir unweit der Bergstation der Parsennbahn auf dem Weißfluhjoch einen an der Berglehne festliegenden Serpentinklotz von ungefähr 0,7 m³ Mächtigkeit.

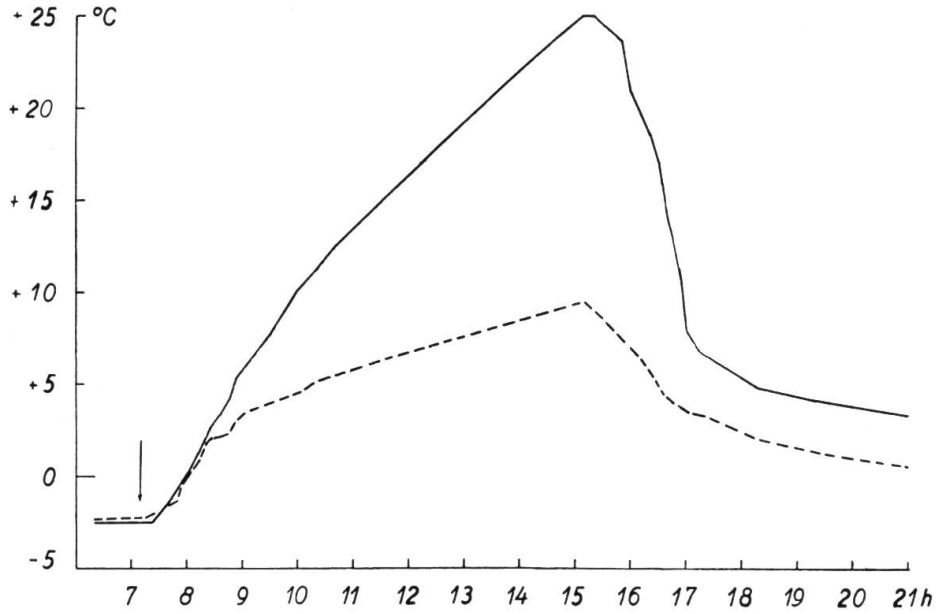


Abb. 6
Temperaturkurven, erhalten am 22. März in Davos; ausgezogene Kurve: Oberfläche des anstehenden Kalkfelsens; gestrichelt: Luft

Dieser ist durch den Kamm des « Mittelgrates » gegen den N-Wind geschützt. Seine ebene Scheitelfläche ist leicht nach S geneigt; die Stirnwände sind senkrecht und nach E, W und S exponiert. Die ersten drei

Tab. 3 Temperaturgang der Luft und der Oberfläche anstehenden Dolomits im Guggerbachtobel, Davos, am 22. März 1940 (vgl. Abb. 6)

1940 März 22.	Dolomit ° C	Luft ° C	
h			
6^{20}	— **2,5** [1]	— **2,2**	Himmel klar, Wind schwach
6^{45}	— 2,5	— 2,2	» » » »
6^{50}	— 2,5	— 2,2	» » » »
7^{00}	— 2,5	— 2,2	» » » »
7^{10}	— 2,5	— 2,2	» » » »
7^{15}	— 2,5	— 2,2	» » » »
7^{20}	— 2,5	— 2,0	» » » »
7^{25}	— 2,5	— 2,0	» » » »
7^{30}	— 2,0	— 2,0	» » » »
7^{35}	— 1,7	— 1,7	» » » »
7^{40}	— 1,5	— 1,5	» » » »
7^{45}	— 1,0	— 1,5	» » » »
7^{50}	— 0,6	— 1,3	» » » »
7^{55}	— 0,3	0,0	» » » »

[1] Die Tagesmaxima und -minima sind fett gedruckt.

1940 März 22.	Dolomit ° C	Luft ° C	
h			
8^{00}	0,0	0,0	Himmel klar, Wind schwach
8^{05}	+ 0,3	+ 0,2	» » » »
8^{10}	+ 1,0	+ 0,5	» » » »
8^{15}	+ 1,5	+ 1,0	» » » »
8^{20}	+ 2,0	+ 2,0	» » » »
8^{25}	+ 2,8	+ 2,0	» » » »
8^{30}	+ 3,0	+ 2,0	» » » »
8^{35}	+ 3,3	+ 2,0	» » » »
8^{40}	+ 3,6	+ 2,2	» » » »
8^{45}	+ 4,0	+ 2,3	» » » »
8^{50}	+ 4,6	+ 3,0	» » » »
9^{00}	+ 5,7	+ 3,3	» » » »
10^{00}	+10,0	+ 4,5	» » » »
10^{15}	+11,0	+ 5,0	» » » »
10^{20}	+11,3	+ 5,2	» » » »
10^{25}	+11,5	+ 5,2	» » » »
10^{30}	+12,0	+ 5,3	» » » »
11^{00}	+13,5	+ 5,8	» » » »
11^{30}	+15,0	+ 6,3	» » » »
12^{00}	+16,5	+ 6,8	» » » »
13^{00}	+19,2	+ 7,0	» » » »
14^{00}	+22,0	+ 8,5	» » » »
14^{40}	+23,8	+ 9,0	» » » »
14^{50}	+24,2	+ 9,1	» » » »
15^{00}	+24,5	+ 9,4	» » » »
15^{10}	**+25,0**	**+ 9,5**	» » » »
15^{20}	+25,0	+ 9,0	» » » »
15^{30}	+24,5	+ 8,5	» » » »
15^{40}	+24,0	+ 8,0	» » » »
15^{50}	+23,5	+ 7,5	» » » »
16^{00}	+20,8	+ 7,0	» » » »
16^{10}	+20,0	+ 6,5	» » » »
16^{20}	+18,5	+ 5,8	» » » »
16^{25}	+18,0	+ 5,3	» » » »
16^{30}	+17,0	+ 5,0	» » » »
16^{35}	+15,7	+ 4,4	» » » »
16^{40}	+14,0	+ 4,3	» » » »
16^{45}	+13,0	+ 4,0	» » » »
16^{55}	+10,7	+ 3,6	» » » »
17^{00}	+ 8,0	+ 3,5	» » » »
17^{15}	+ 6,8	+ 3,4	» » » »
17^{25}	+ 6,5	+ 3,3	» » » »
18^{15}	+ 4,8	+ 2,0	» » » »
19^{20}	+ 4,2	+ 1,4	» » » »
21^{00}	+ 3,3	— 0,5	» » » »

genannten Flächen wurden in die vom 12. bis 14. April 1941 durchgeführten Untersuchungen einbezogen. Ringsherum lag der Schnee noch einige Dezimeter, stellenweise aber mehrere Meter tief.

An dem sonnenklaren Morgen des Ostersamstages (12. April) begannen wir die Messungen; am Nachmittag aber bedeckte sich (wie so oft zuvor, wenn wir die Arbeit begonnen hatten) der Himmel so vollständig und dauerhaft, daß wir sie unterbrachen und nach der letzten, um 12.30 Uhr aufgenommenen Messung der Vormittagsserie nur noch bei hereinbrechendem Abend den Stand der Temperatur von Luft und Fels registrierten.

Tab. 4 Temperaturgang der Luft und verschieden exponierter Oberflächen eines Serpentinblocks, auf dem Weißfluhjoch ob Davos am 12. April 1941 (vgl. Abb. 7)

1940 April 12.	Serpentin			Luft	
	E-Exp. ° C	S-Exp. ° C	W-Exp. ° C	° C	
h					
6^{00}	**—16,0** [1]	**—16,0**	**—16,0**	**—13,5**	Himmel klar, Wind schwach
6^{30}	—15,7	—15,7	—15,7	—13,0	» » » »
7^{00}	—14,5	—14,5	—15,3	—12,5	» » » »
7^{30}	—12,5	—13,0	—15,0	—12,0	» » » »
8^{15}	— 4,5	—10,7	—13,8	—11,8	» » » »
8^{40}	0,0	— 8,7	—13,0	—11,5	» » » »
9^{20}	+ 2,5	— 6,0	—11,8	—11,3	» $^{2}/_{10}$ bedeckt, Wind schwach
9^{45}	+ 4,0	— 3,0	—10,0	—10,5	» $^{4}/_{10}$ » » »
11^{10}	+ 8,0	+ 3,0	— 8,7	— 9,5	» $^{6}/_{10}$ » » »
12^{30}	**+14,3**	**+10,0**	**— 3,4**	— 9,5	» $^{7}/_{10}$ » » »
13^{10}	+10,8	+ 8,0	— 3,8	**— 9,4**	» $^{8}/_{10}$ » » »
17^{10}	— 1,5	— 4,2	— 5,5	— 9,8	» dicht » » »

[1] Die Tagesmaxima und -minima sind fett gedruckt.

In der darauffolgenden Nacht und am Morgen des Ostertages blieb der Himmel bedeckt; gegen Mittag aber lichtete sich die Bewölkung, und von 13.00 Uhr an schien die Sonne strahlend klar, diesmal dauerhaft bis zum Abend. Die folgende Nacht war sternenklar, und der Ostermontag wurde vollends zu einem Strahlungstage, dazu verhältnismäßig windstill, wie wir ihn für unsere Messungen nur wünschen konnten. Diese günstige Gelegenheit ausnützend, führten wir in kleineren und größeren Zeitintervallen die Messungen über Nacht und Tag fort und erhielten so eine unter günstigen Bedingungen aufgenommene Serie, die sich über mehr als 27 Stunden erstreckt (Abb. 7—9).

Der erste Meßtag (Abb. 7) fiel wiederum in eine Periode scharfer Kälte. Die Vormittagsserie des 12. April beginnt mit einer Lufttemperatur von — 13,5°, der Fels, mit einer nach S geneigten Scheitelfläche und den nach E bzw. W schauenden Stirnflächen, stand bei — 16,0° um 2,5° tiefer. Die vom Sonnenaufgang an beschienene E-Meßfläche zeigt naturgemäß als erste den Anstieg der Temperatur. Sie erreicht um

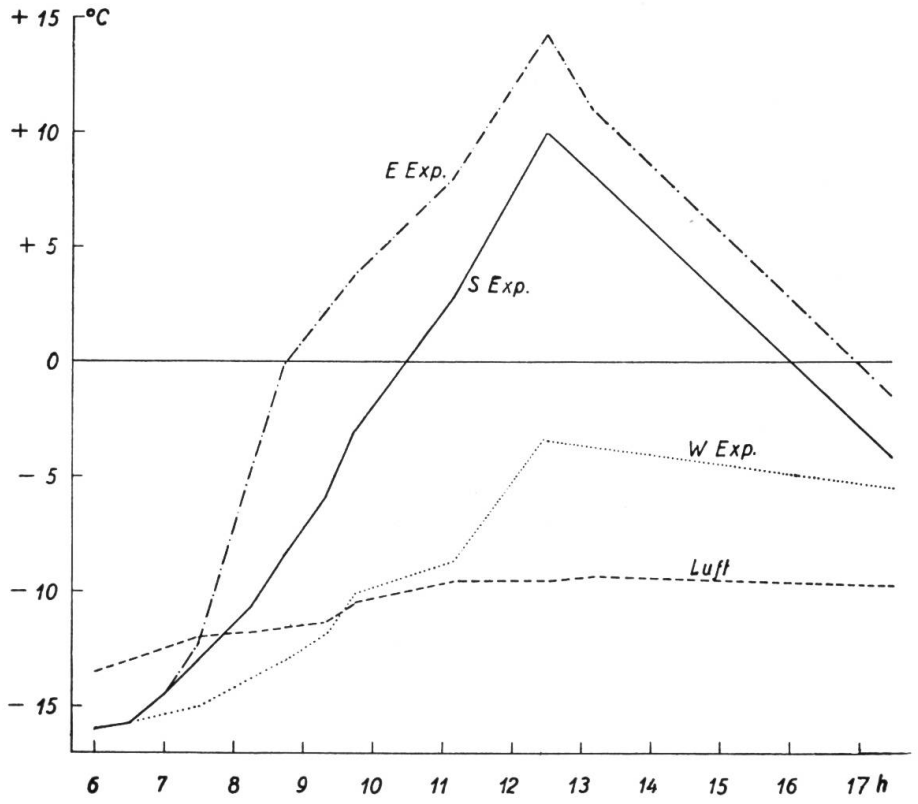


Abb. 7
Temperaturkurven, erhalten an einem Serpentinblock auf dem Weißfluhjoch ob Davos am 12. April 1941

12.30 Uhr + 14,3°, was einer vormittäglichen Erwärmung von 30,3° gleichkommt. Langsamer steigt die Temperatur der Scheitelfläche an. Sie erreicht eine maximale Höhe von + 10,0°, während die nach W exponierte Fläche bei — 3,4° ihre höchste Temperatur zeigt. Diese Ergebnisse stellen nicht die höchsten Werte der möglichen Erwärmung dar, am ehesten noch die E-Fläche, die während des ganzen Morgens im Genuß der direkten Strahlung stand und wohl auch unter den günstigsten Verhältnissen am Nachmittag nicht mehr weit über die erreichte Temperatur hinausgekommen wäre. Die Scheitelfläche dagegen, die beim höchsten Sonnenstand, in den Mittagsstunden hätte stark erwärmt wer-

den können und erst ziemlich spät am Nachmittag den höchsten Punkt ihrer Erwärmung erreicht hätte, wurde in der Strahlenaufnahme gehemmt durch die zunehmende Bewölkung. Besonders ungünstig liegen die Verhältnisse für die W-exponierte Fläche, die von keiner direkten Sonnenstrahlung getroffen wurde.

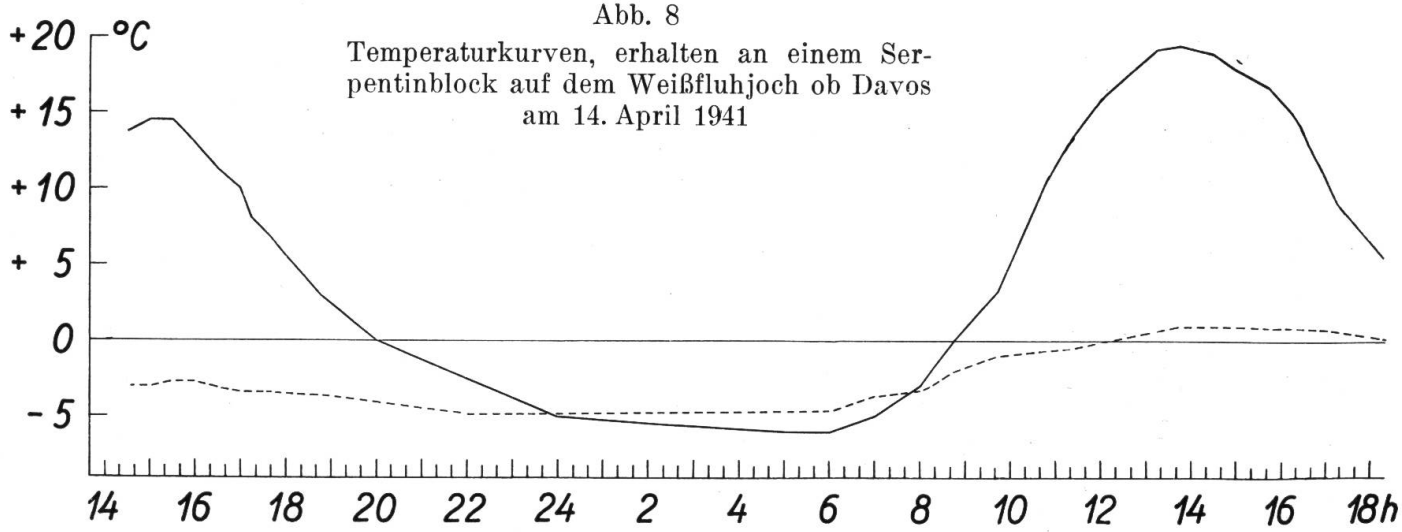
Trotz der am Nachmittag schlechten Untersuchungsverhältnisse verdient aber die gewonnene Meßreihe insofern Interesse, als sie zeigt, wie weitgehend verschieden die Temperatur der verschieden exponierten Flächen eines Steinblocks von weniger als 1 m^3 sein kann. Vergleichen wir z. B. die E- und die W-exponierten Stirnflächen um 12.30 Uhr, so beträgt der Temperaturunterschied 17,7°; um 11.10 Uhr beträgt er 16,7°. Solche Verschiedenheiten können also bei sonnigem Wetter täglich während vieler Stunden auftreten. Der absteigende Ast der Kurven dieser Meßreihe verbindet den mittäglichen und den abendlichen Zustand der Temperatur unserer Meßflächen sowie der Luft, vermag aber kein Bild zu geben vom wirklichen Verlauf des jeweiligen Temperaturabfalles (Abb. 7).

Ein vollständigeres und klareres Bild von der wirklichen maximalen Erwärmung an einem klaren Strahlungstag gibt die Meßreihe des 14. April (Abb. 9). Sie zeigt aber insofern andere Verhältnisse, als die allgemeine klimatische Lage im Vergleich zu der zwei Tage zuvor aufgenommenen Reihe stark verändert ist; die Kälte hatte wesentlich nachgelassen, und die Ausgangstemperaturen liegen für den Fels um 10,0°, für die Luft um 8,9° höher.

Doch betrachten wir zunächst den Temperaturgang von Luft und Gestein in der Nacht vom 13. zum 14. April (Abb. 8). Alle unsere Messungen haben gezeigt, daß zu Beginn der Nacht sämtliche Felsflächen in ihrer Temperatur übereinstimmen und meist um ein geringes über derjenigen der Luft stehen. Bedeckt sich alsdann der Himmel oder legen sich Nebel über das Land, so gleichen sich die Felsflächen vollkommen an die Temperatur der über ihnen lagernden Luftschicht an. Bleibt die Luft aber klar, so sinkt die Temperatur der Gesteinsoberfläche tiefer.

Gleiche Temperatur zeigen sämtliche Flächen unseres Meßblocks und die Luft am 13. April um Mitternacht. Während dieser Nacht (vom 13. zum 14. April) berücksichtigten wir deshalb nur die Scheitelfläche unseres Meßfelsens, deren Temperatur wir in zwei- oder mehrstündigen Intervallen bestimmten. Am 13. April war während des ganzen Vormittags der Himmel bedeckt geblieben; erst um die Mittagszeit hatte sich das Gewölk gelichtet, und von 14.00 Uhr an strahlte die Sonne ohne Unterbruch bis zum Abend. Der Wärmezustand der Scheitelfläche unseres Meßfelsens erreichte um 15.00 Uhr seinen Höhepunkt bei +14,5°,

Abb. 8
Temperaturkurven, erhalten an einem Serpentinblock auf dem Weißfluhjoch ob Davos am 14. April 1941



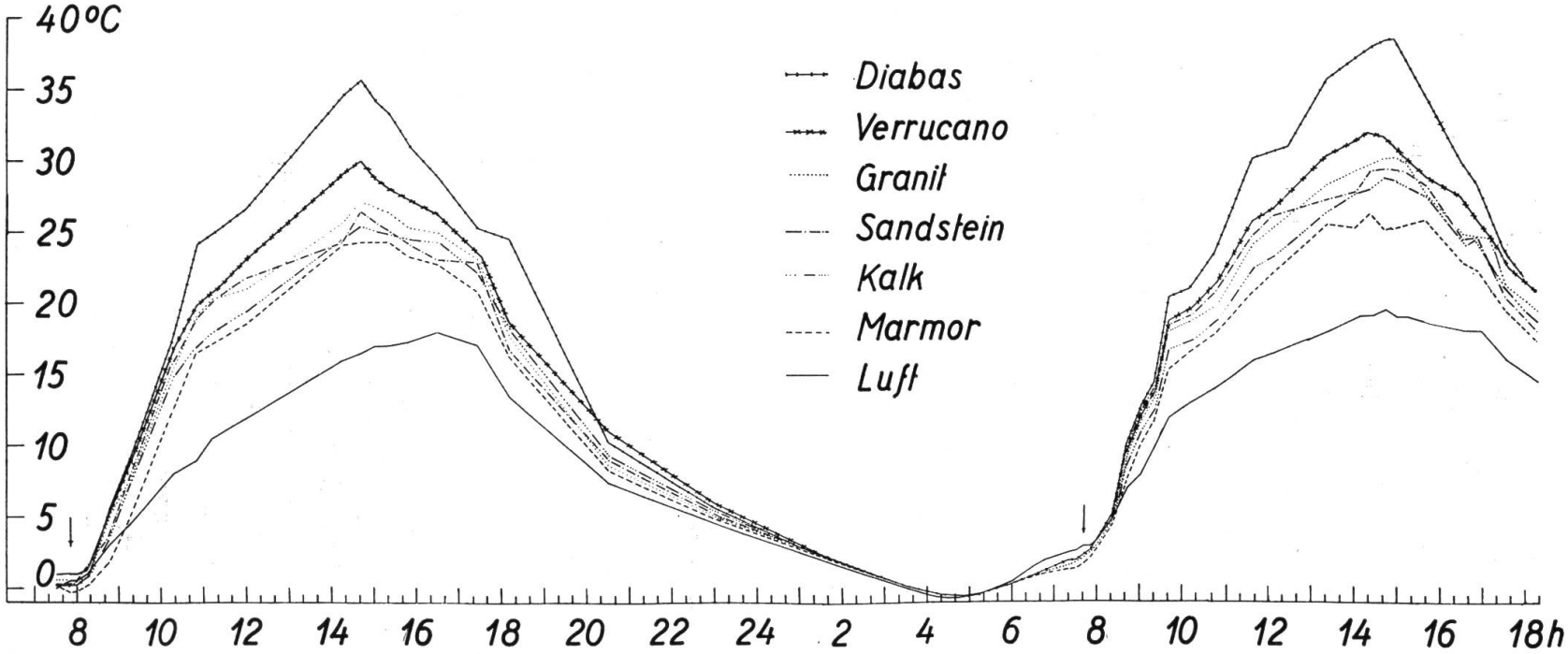


Abb. 10. Temperaturkurven, erhalten an verschiedenen Gesteinen in Zürich am 1./2. April 1940. Tag-/Nacht-/Tag-Serie

während die Luft zu gleicher Zeit —3,0°, also 17,5° weniger zeigte. Eine halbe Stunde lang verharrte der Fels in diesem Zustande; dann sank die Temperatur mit mittlerem Gefälle bis um 20.00 Uhr, wo sie den Gefrierpunkt erreichte und nachher langsamer, bis sie mit —4,8° kurz vor Mitternacht bei der Temperatur der Luft angelangt war. Diese hatte sich nur wenig, nämlich während mehr als 8 Stunden um 2,1° abgekühlt. Nach Mitternacht stieg die Lufttemperatur während 15 Stunden um nur 0,2° auf —4,6° an. Die Felsoberfläche dagegen kühlte sich weiterhin ab bis um 5.00 Uhr und erreichte —6,0°. Dann verharrte sie bei dieser Temperatur bis um 6.00 Uhr und stand alsdann um 1,4° unter derjenigen der Luft. Von diesem Zeitpunkt an steigen beide Kurven gleichmäßig an bis um 7.00 Uhr; dann nimmt diejenige der Felstemperatur einen steileren Anstieg, dank dem sie kurz vor 8.00 Uhr die Temperaturkurve der Luft schneidet. Wir haben diesen Temperaturgang der Luft und der Scheitelfläche unseres Meßfelsens im Zusammenhang mit demjenigen des vorausgehenden und des nachfolgenden Tages in Abb. 8 graphisch dargestellt. Den den Meßtag des 14. April betreffenden Teil dieser Abbildung werden wir in Abb. 9 im Zusammenhang mit den entsprechenden Kurven der E- und O-exponierten Flächen wiederfinden.

Das Ergebnis der Messungen am 14. April haben wir in Abb. 9 dargestellt. Die helle Nacht vom 13. zum 14. April hatte eine Unterkühlung aller Felsflächen um 1,5° unter die Lufttemperatur gebracht. Von 6.00 Uhr an beginnen sich Luft und Felsoberflächen zu erwärmen. Zuerst ist es wiederum die E-Fläche, deren Temperatur kurz nach 7.00 Uhr diejenige der Luft übersteigt, ein Zustand, welchen die Scheitelfläche erst kurz vor 8.00 Uhr, die W-Seite sogar erst um 8.40 Uhr erreicht. Im vormittäglichen Anstieg gleichen die Temperaturkurven weitgehend den beschriebenen Meßreihen vom 12. April. Sie zeigen aber darüber hinaus die weitere ungestörte Entwicklung in der Mittagszeit und die natürlichen Höhepunkte aller vier Kurven.

Die Kurve der E-Fläche erreicht diesmal schon um 11.20 Uhr ihren Höhepunkt, fällt aber nicht rasch ab wie am 12. April, sondern behält ihre Temperatur beinahe unverändert bei, so daß sie 2 Stunden später, um 13.00 Uhr, sich nur um 1° abgekühlt hat. Dann fällt die Kurve etwas steiler, aber immer noch verhältnismäßig langsam ab, und erst nach 15.00 Uhr folgt ein Abfall, ebenso steil, wie die Kurve am Vormittag anstieg. Nach 18.00 Uhr steht sie nur noch um 1° über der Kurve der Lufttemperatur (Abb. 9).

Die der Sonne zugeneigte Scheitelfläche wiederholt im allgemeinen den Kurvenverlauf von zwei Tagen zuvor, setzt aber am frühen Nachmittag ihren Anstieg fort, erreicht um 13.45 Uhr ihren höchsten Punkt

und steht alsdann um 2,7° über demjenigen der Kurve der E-Fläche. Wie bei dieser ist der darauffolgende Temperaturabfall zunächst gering, dann, nach 16 Uhr, rascher und gegen Abend wiederum stark verlangsamt, wie wir dies von allen bisher betrachteten Kurven kennen. Um 18.20 Uhr ist die Scheitelfläche noch um 4,1° wärmer als die E-Fläche oder um 5,1° höher als die Temperatur der Luft.

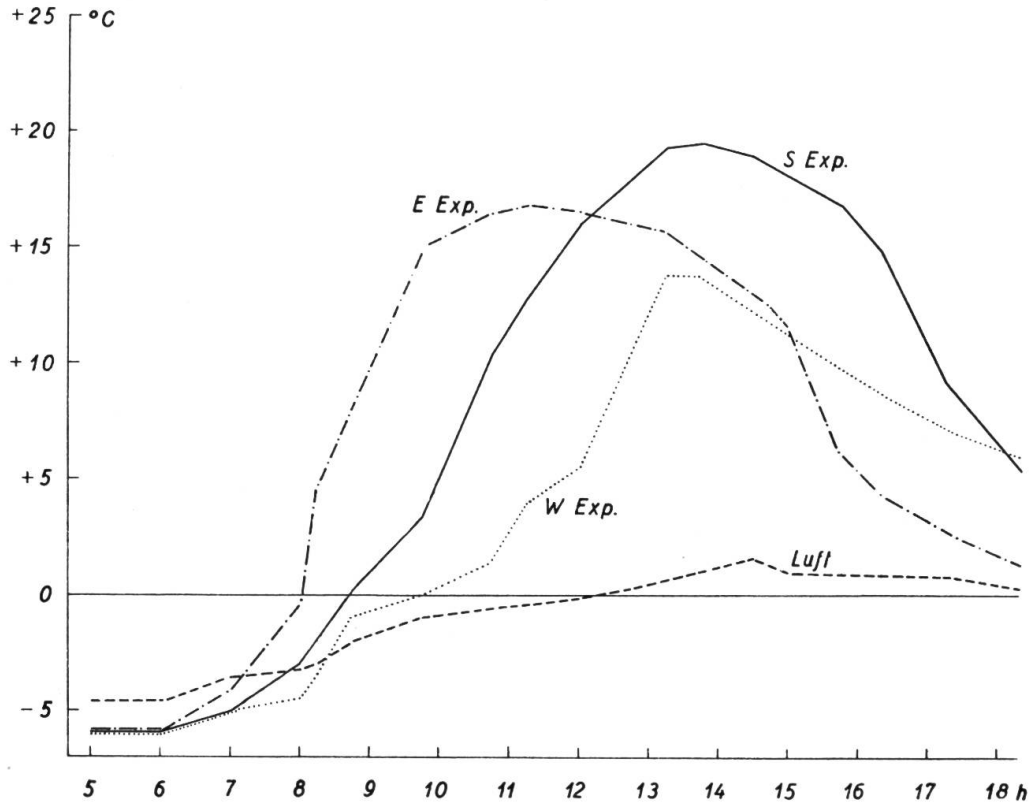


Abb. 9

Temperaturkurven, erhalten an einem Serpentinblock auf dem Weißfluhjoch ob Davos am 14. April 1941

Auch die W-Fläche wiederholt im Anstieg ihrer Erwärmung das am 12. April beobachtete Verhalten. Da sie nunmehr aber auch ihrerseits vom frühen Nachmittag an in den direkten Strahlungsbereich der Sonne kommt, so steigt die Kurve weiterhin an, um zwischen 13 Uhr und 14 Uhr mit 13,8° ihren höchsten Stand zu erreichen. Obschon sie aber noch stundenlang von den Sonnenstrahlen getroffen wird, genügt die dabei aufgenommene Wärme nicht mehr, um diesen Höchststand der Temperatur beizubehalten. Wenn auch langsamer als die übrigen Kurven, sinkt sie doch ab und steht um 18.20 Uhr bei +6,0° über allen anderen Kurven, nämlich um 4,7° über derjenigen der E- und um 0,6°

Tab. 5 Temperaturgang der Luft und verschieden exponierter Oberflächen eines Serpentinblocks, auf dem Weißfluhjoch ob Davos am 13./14. April 1941 (vgl. Abb. 8, 9)

Datum		Serpentin E-Exp. ° C	Serpentin S-Exp. ° C	Serpentin W-Exp. ° C	Luft ° C	
	h					
1941	14^{30}		+13,7		— 3,0	Himmel klar, Wind schwach
13. April	15^{00}		+14,5		— 3,0	» » » »
	15^{30}		+14,5		— 2,7	» » » »
	16^{00}		+13,0		— 2,7	» » » »
	16^{30}		+11,2		— 3,1	» » » »
	17^{00}		+10,0		— 3,4	» » » »
	17^{15}		+ 8,0		— 3,4	» » » »
	17^{40}		+ 6,7		— 3,4	» » » »
	18^{00}		+ 5,5		— 3,5	» » » »
	18^{10}		+ 5,0		— 3,5	» » » »
	18^{45}		+ 3,0		— 3,6	» » » »
	20^{00}		+ 0,0		— 4,0	» » » »
	22^{00}		— 2,5		— **4,8**	» » » »
	24^{00}		— 5,0		— 4,8	» » » »
14. April	5^{00}	— **6,0**[1]	— **6,0**	— **6,0**	— 4,6	» » » »
	6^{00}	— 6,0	— 6,0	— 6,0	— 4,6	» » » »
	7^{00}	— 4,2	— 5,0	— 5,0	— 3,6	» » » »
	8^{00}	— 0,3	— 3,0	— 4,5	— 3,3	» » » »
	8^{15}	+ 4,5	— 2,0	— 3,7	— 3,0	» » » »
	8^{45}	+ 7,5	— 0,0	— 1,0	— 2,0	» » » »
	9^{45}	+15,0	+ 3,3	0,0	— 1,0	» » » »
	10^{45}	+16,5	+10,3	+ 1,3	— 0,6	» » » »
	11^{15}	+**16,8**	+13,0	+ 4,0	— 0,5	» » » »
	12^{00}	+16,5	+16,0	+ 5,5	— 0,1	» » » »
	13^{15}	+15,7	+19,3	+**13,8**	+ 0,7	» » » »
	13^{45}	+14,5	+**19,5**	+13,8	+ **1,0**	» » » »
	14^{30}	+13,0	+19,0	+12,1	+ 1,0	» » » »
	15^{00}	+11,5	+18,0	+11,2	+ 1,0	» » » »
	15^{45}	+ 6,2	+16,8	+ 9,5	+ 0,9	» » » »
	16^{20}	+ 4,3	+14,8	+ 8,6	+ 0,9	» » » »
	17^{15}	+ 2,7	+ 9,2	+ 7,1	+ 0,8	» » » »
	18^{20}	+ 1,3	+ 5,4	+ 6,0	+ 0,3	» » » »

[1] Die Tagesmaxima und -minima sind fett gedruckt.

über derjenigen der Scheitelfläche. Die von den einzelnen Kurven und der Abszissenachse begrenzten Flächen der Abb. 9 sind recht verschieden groß. Sie stellen ein Maß für die Durchschnittstemperatur dar, welche die verschiedenen Felsflächen und die Luft während eines strahlenden Frühlingstages im Hochgebirge kennzeichnen.

Besser als die Kurvenbilder vom 12. April zeigen uns die Meßergebnisse vom 14. April den Temperaturgang an der Oberfläche der in verschiedenen Himmelsrichtungen exponierten Flächen des Meßfelsens. Aus ihnen geht hervor, daß die Erwärmung zeitlich und in ihrem gesamten Ausmaß in sehr hohem Maße verschieden ist. Den höchsten Wert erreichte die Temperatur der nach S geneigten Scheitelfläche mit +19,5°. Zwei Tage zuvor war sie infolge zunehmender Bewölkung am frühen Nachmittage auf derselben Meßfläche bei +10,0° stehen geblieben. Während sie damals nur ganz wenige Minuten bei diesem Höchstpunkt verweilte und nachher verhältnismäßig rasch absank, zeigte derselbe Meßpunkt am 14. April während beinahe 10 Stunden höhere Werte. Volle 6 Stunden lang stand die Temperatur um 6°, im Zeitpunkt der stärksten Erwärmung sogar um 9,5° höher als am 12. April. Während sie damals um 17.30 Uhr bereits auf —4,2° abgesunken war, stand sie am zweiten Meßtage zu derselben Tageszeit noch auf +8,5°.

Weniger bedeutend sind die Temperaturunterschiede auf der nach E exponierten Stirnfläche. Diese hatte am 12. April den höchsten Punkt bei +14,2° erreicht; am 14. April zeigte sie den Wert von +16,0°. Am ersten Meßtage hatte die Meßfläche in außerordentlich raschem Anstieg die Höchsttemperatur von einem wesentlich tieferen Ausgangspunkt, nämlich von —16,0°, aus erreicht. Damals betrug die Temperaturerhöhung des Meßpunktes 30,2°, am 14. April dagegen nur 22,6°. Wie die Kurve der S-exponierten Scheitelfläche zeigt auch diejenige der nach E exponierten Stirnfläche ein lange anhaltendes Verharren im Zustande der stärksten Erwärmung, unter der Bedingung, daß die Sonnenstrahlung, wie dies bei klarem Wetter der Fall ist, bis zum Sonnenuntergang anhält.

In dem Ausmaß ihrer Erwärmung und in der Dauer, während der die höhere Temperatur beibehalten bleibt, steht die nach W exponierte Fläche den beiden bereits besprochenen gegenüber weit zurück. Die Strahlung der am Meßtage tief stehenden Sonne genügt nicht, um die Temperatur der Gesteinsoberfläche auf den Stand der übrigen Meßflächen zu bringen. Wohl erwärmt sie sich um gute 12° über die Temperatur der Luft und vermag die eingestrahlte Wärme auch länger zu halten als die übrigen Flächen und steht um 18 Uhr noch um 0,6° über der Temperatur der Meßstelle (Abb. 9), aber aus der Fläche, die ihre Kurve einschließt, geht deutlich hervor, daß die mittlere Oberflächentemperatur und der gesamte Wärmegewinn um ein beträchtliches kleiner ist als diejenigen der übrigen besprochenen Meßstellen. Die nach N exponierte Fläche gewinnt durch Leitung von den übrigen Expositionsflächen her nur soviel Wärme, daß sie sich höchstens um Bruchteile eines Grades

über die Temperatur der Luft zu erheben vermag. Ihre Höchsttemperatur liegt deshalb um etwa 17° unter derjenigen der Scheitel-, um etwa 15° unter derjenigen der nach W und um etwa 12° unter derjenigen der nach E exponierten Stirnfläche.

Aus diesen Ergebnissen geht die fundamentale Bedeutung der Hangrichtung für das Klima einer Gesteinsfläche hervor. Sie zeigen, wie grundverschieden die Wärmeverhältnisse der Wuchsorte von Flechten und Algen an der Oberfläche eines Felsblocks von verhältnismäßig geringem Ausmaß sein können. (Tabelle 5.)

ee) *Im Frühjahr in Zürich*

Die in Zürich aufgenommenen Frühjahrskurven zeigen in ihrem allgemeinen Verlauf nicht viel Neues. Doch kommt in ihnen die im Vergleich zum Winter wesentlich gesteigerte Strahlungskraft der höher stehenden Sonne in der viel stärkeren Erwärmung der Gesteine und der Luft zum Ausdruck. Überdies zeigt sich in dieser Meßreihe die unterschiedliche Wärmeabsorption durch die verschiedene Farbe der Gesteine und, wenn auch nicht von der letzteren getrennt erfaßbar, die verschiedene Wärmeleitfähigkeit. Die spezifische Wirkung der Farbe bzw. der Struktur des Gesteins können wir in unsern Kurven nicht getrennt zum Ausdruck bringen. Sie sind nur in ihrer Zusammenwirkung, eben in der Erwärmung der Gesteinsoberfläche registrierbar, und nur, wenn wir über die spezifische Leitfähigkeit der einzelnen Gesteine in dem Zustande, wie sie in unsern Versuchen verwendet wurden, Bescheid wüßten, wären wir in der Lage, die Gesamtgröße der Erwärmung in ihre beiden Hauptkomponenten zu zerlegen.

Der 1. April 1940 steigt als selten klarer Tag herauf. Zu Beginn der Messungen um 7.30 Uhr ist die Sonne noch durch die Häuser verdeckt. Die Luft zeigt 0,0° C (Abb. 10, Tab. 6), ebenso die Oberfläche des weißen Marmors, auf der eine feine, kaum sichtbare Eiskruste liegt. Am nächsten liegt bei +1° C die Temperatur des Verrucano. Diejenigen der übrigen Gesteine, Sandstein, Diabas, Granit und Kalk, liegen zwischen 0 und +1,0° C; die Unterschiede betragen nur Bruchteile eines Grades und liegen somit innerhalb der Fehlergrenzen der Messung.

Um 7.48 Uhr fallen die ersten direkten Sonnenstrahlen auf den Sandstein, 2 Minuten später auf den Diabas und weitere 3 Minuten später auf den weißen Marmor; um 7.54 Uhr erreichen sie den Granit, 8.10 Uhr den Kalk und schließlich um 8.20 Uhr den Verrucano. (In den Abbildungen der Temperaturkurven ist der Zeitpunkt der ersten auf das Gestein fallenden Sonnenstrahlen jeweils durch einen Pfeil hervorgehoben.) Am Abend gleicht sich diese verschiedene Dauer der direkten Bestrahlung wieder aus, indem sich die Sonnenstrahlen in derselben

Tab. 6 Temperaturgang der Luft und der Oberfläche verschiedener Gesteine am 1./2. April 1940 in Zürich (vgl. Abb. 10)

		Diabas °C	Verrucano °C	Granit °C	Sandstein °C	Kalk °C	Marmor °C	Luft °C
	h							
1. April 1940	7^{30}	+ **0,2**[1]	+ **0,2**	+ **0,6**	+ **0,2**	+ **0,2**	+ **0,2**	**0,0**
	7^{50}	+ 0,2	+ 0,4	+ 0,6	+ 0,2	+ 0,6	— 0,2	+ 0,5
	8^{00}	+ 0,2	+ 1,0	+ 0,6	+ 0,5	+ 0,6	— 0,2	+ 0,5
	8^{15}	+ 0,8	+ 1,2	+ 0,9	+ 1,6	+ 0,8	+ 0,4	+ 1,0
	8^{45}	+ 5,5	+ 5,3	+ 5,3	+ 3,4	+ 3,5	+ 1,8	+ 3,0
	9^{15}	+ 9,5	+ 8,9	+ 8,0	+ 8,0	+ 8,0	+ 5,0	+ 4,5
	10^{15}	+17,2	+16,9	+15,5	+16,0	+14,7	+13,0	+ 8,2
	10^{50}	+24,2	+19,9	+19,1	+19,0	+16,9	+16,6	+ 9,0
	11^{10}	+24,9	+20,9	+20,3	+20,1	+18,0	+17,2	+10,6
	12^{00}	+26,5	+23,2	+21,1	+21,8	+19,5	+18,6	+12,0
	14^{15}	+33,8	+28,9	+25,6	+24,3	+24,5	+24,2	+16,1
	14^{40}	**+35,7**	**+30,0**	**+27,1**	**+26,5**	**+25,5**	**+24,4**	+16,5
	15^{00}	+34,3	+28,8	+26,8	+25,7	+25,2	+24,4	+17,1
	15^{20}	+33,3	+28,0	+26,4	+25,1	+24,9	+24,4	+17,1
	15^{50}	+31,0	+27,2	+25,3	+24,5	+24,1	+23,3	+17,4
	16^{30}	+29,0	+26,3	+25,0	+23,1	+24,3	+22,7	**+18,0**
	17^{25}	+25,3	+23,7	+23,1	+22,9	+22,2	+20,8	+17,1
	18^{10}	+24,5	+18,7	+17,5	+16,7	+18,0	+16,3	+13,5
	20^{30}	+10,3	+11,2	+ 8,8	+ 9,1	+ 9,5	+18,4	+ 7,5
	23^{00}	+ 5,8	+ 6,1	+ 5,2	+ 5,4	+ 5,5	+ 5,0	+ 4,7
2. April 1940	3^{50}	— 0,1	— 0,1	— 0,1	— 0,1	— 0,1	— 0,1	— 0,3
	4^{00}	— 0,2	— 0,2	— 0,2	— 0,2	— 0,2	— 0,2	— 0,5
	4^{15}	— 0,4	— 0,4	— 0,4	— 0,4	— 0,4	— 0,4	— 0,6
	4^{30}	— 0,5	— 0,5	— 0,5	— 0,5	— 0,5	— 0,5	— **0,7**
	4^{45}	— **0,6**	— **0,6**	— **0,6**	— **0,6**	— **0,6**	— **0,6**	— 0,7
	5^{00}	— 0,5	— 0,5	— 0,5	— 0,5	— 0,5	— 0,5	— 0,5
	5^{15}	— 0,4	— 0,4	— 0,4	— 0,4	— 0,4	— 0,4	— 0,4
	6^{00}	+ 0,3	+ 0,3	+ 0,3	+ 0,3	+ 0,3	+ 0,3	+ 0,5
	6^{30}	+ 0,9	+ 0,9	+ 0,9	+ 0,9	+ 0,9	+ 0,8	+ 1,8
	6^{45}	+ 1,2	+ 1,2	+ 1,2	+ 1,2	+ 1,2	+ 1,0	+ 2,0
	7^{20}	+ 2,0	+ 1,6	+ 1,6	+ 1,6	+ 1,6	+ 1,4	+ 2,6
	7^{30}	+ 2,0	+ 1,8	+ 1,8	+ 1,8	+ 1,8	+ 1,4	+ 2,7
	7^{40}	+ 2,4	+ 2,0	+ 2,0	+ 2,0	+ 2,0	+ 1,7	+ 3,0
	7^{50}	+ 2,7	+ 2,5	+ 2,5	+ 2,5	+ 2,5	+ 2,0	+ 3,0
	8^{00}	+ 3,5	+ 3,0	+ 3,0	+ 3,0	+ 3,0	+ 3,0	+ 4,4
	8^{20}	+ 5,1	+ 4,5	+ 4,5	+ 4,5	+ 4,5	+ 4,5	+ 5,1
	8^{40}	+10,2	+ 9,5	+ 9,2	+ 9,7	+ 8,5	+ 7,5	+ 7,1
	9^{00}	+12,9	+12,0	+11,7	+12,5	+11,0	+10,0	+ 8,0
	9^{20}	+14,5	+14,0	+13,4	+14,1	+12,5	+12,7	+10,0
	9^{40}	+20,5	+18,8	+18,1	+18,5	+16,8	+15,4	+12,0
	10^{10}	+21,0	+19,7	+18,8	+19,2	+17,4	+16,6	+13,0

[1] Die Tagesmaxima und -minima sind fett gedruckt.

		Diabas °C	Verrucano °C	Granit °C	Sandstein °C	Kalk °C	Marmor °C	Luft °C
	h							
2. April 1944	10^{45}	+23,5	+21,5	+19,9	+20,9	+19,0	+17,8	+14,0
	11^{15}	+27,4	+23,7	+22,1	+20,8	+20,8	+19,5	+15,0
	11^{40}	+30,7	+25,8	+24,2	+24,8	+22,5	+20,8	+16,0
	12^{10}	+30,8	+26,7	+25,4	+26,2	+23,3	+22,2	+16,5
	13^{25}	+35,5	+30,2	+28,4	+27,2	+26,3	+20,5	+18,0
	14^{05}	+37,6	+31,5	+29,3	+28,0	+27,7	+25,3	+19,0
	14^{25}	+38,0	**+32,0**	+29,8	+29,3	+28,0	**+26,3**	+19,0
	14^{45}	**+38,5**	+31,7	+29,0	**+29,4**	**+28,8**	+25,2	**+19,5**
	15^{00}	+38,5	+31,0	**+30,2**	+29,3	+28,5	+25,3	+19,0
	15^{05}	+37,0	+30,0	+30,0	+29,2	+28,2	+25,5	+19,0
	15^{45}	+34,5	+28,8	+27,7	+28,3	+27,5	+25,8	+18,5
	16^{35}	+29,7	+27,5	+25,2	+24,4	+24,2	+22,8	+18,0
	16^{55}	+28,5	+25,5	+24,6	+24,7	+24,4	+22,2	+18,0
	17^{35}	+23,5	+22,5	+21,2	+20,4	+21,0	+19,4	+16,0
	18^{00}	+22,0	+21,6	+20,3	+19,0	+19,5	+18,2	+15,0

Reihen- und zeitlichen Aufeinanderfolge wieder von den Gesteinen zurückziehen. Von 8.00 Uhr an macht sich der Einfluß der direkten Bestrahlung bemerkbar; zuerst, wie zu erwarten ist, bei dem als erstem beschienenen Sandstein, dessen Kurve zunächst am steilsten ansteigt; dann folgt der schwarze Diabas, schon um 8.20 Uhr die Kurve des ersteren schneidend. Von nun an bis lange nach Sonnenuntergang zeigt er stets die höchste Temperatur. Auf ihn folgt der rote Verrucano, dessen Kurvenbild zwischen demjenigen des Diabas und der grauen Gesteine, d. h. des Sandsteins, Granits und des Kalkes liegt. Am tiefsten bleibt den ganzen Tag über die Temperatur des weißen Marmors, was auf dessen verhältnismäßig große Reflexion der einfallenden Strahlen zurückzuführen ist. Er zeigt aber an unserm Meßtage gegenüber den übrigen Gesteinen in seinem thermischen Verhalten eine Besonderheit. Obschon er als einer der ersten in den Bereich der Strahlung gelangt, zeigt seine Kurve schon kurz vor, während und unmittelbar nach Sonnenaufgang einen Abfall bis auf —0,2°, und erst um 8.10 Uhr, also nachdem seine Oberfläche bereits 17 Minuten lang bestrahlt war, erhebt sich die Kurve wieder über die 0°-Linie. Dieses gegenüber den übrigen Kurven abweichende Verhalten ist auf den Wärmeverlust, den das Abschmelzen der feinen Eiskruste auf dem Stein verursacht (Schmelz- und Verdunstungskälte), zurückzuführen.

Bis kurz vor 11.00 Uhr steigen die Kurven gleichmäßig an, diejenige des Marmors freilich stets um 3—4° hinter den anderen zurück-

bleibend. Dann, kurz vor 11.00 Uhr, streben sie auseinander. Zunächst löst sich durch wesentlich rascheren Anstieg die Kurve des schwarzen Diabas von der Gruppe des Verrucanos, Granits und Sandsteins. Diese Kurven verlaufen eine kurze Zeitlang ziemlich gleichmäßig nebeneinander, um vor 12.00 Uhr wiederum eigene Richtung einzuschlagen. Nur die Kurve des Marmors bleibt weit zurück. Sie erreicht den höchsten Punkt der Erwärmung um 14.40 Uhr und bleibt hier bis um 15.20 Uhr stehen. Bei 24,3° steht sie alsdann um 2,1° unter der Kurve des Sandsteins und um 11,5° unter derjenigen des Diabas.

Auch die Luft hat sich unterdessen zunehmend erwärmt. Sie erreicht ihre höchste Temperatur aber erst fast 2 Stunden später; denn in dem Maße, wie sich die Gesteine erwärmen, geben sie außer den Leitungsverlusten, Heizkörpern ähnlich, langwellige Strahlen ab, welche die bodennahe Schicht, in der die Lufttemperatur gemessen wurde, zunehmend erwärmen. Durch diesen Vorgang sinkt die Temperatur der Gesteinsoberfläche schließlich auf diejenige der Luft und später noch tiefer ab. In dem Zeitpunkt, in dem die Temperatur sämtlicher Gesteinsoberflächen am höchsten steht, zeigt die Luft +16,5° C, oder um 8,2 bis 19,0° weniger als die Gesteine. Die Höhepunkte ihrer Kurven liegen so, wie gemäß ihrer spezifischen Strahlenabsorption, also ihrer Farbe, zu erwarten war, nämlich übereinander : weißer Marmor, um ein weniges höher die grauen Gesteine (Sandstein, Granit und Kalk), noch höher der rote Verrucano und zuoberst der schwarze Diabas. Die durch das Gefüge, den Wassergehalt usw. verursachte verschiedene Wärmeleitfähigkeit ist in diesem Effekt verborgen.

Der Abfall der Kurven am Nachmittag vollzieht sich in ähnlicher Weise wie der vormittägliche Anstieg und ohne Überraschungen. Um 20.15 Uhr sinkt die Kurve des Diabas unter diejenige des Verrucano und diejenige des Granits unter diejenige des Sandsteins. Dies liegt für beide Fälle in der oben erwähnten Tatsache begründet, daß der Verrucano wohl 20 Minuten länger als der Diabas und der Granit um ebensoviel länger als der Sandstein sich im Genuß der abendlichen Sonnenstrahlung befinden. Harmonisch fallen alle Kurven einschließlich derjenigen der Luft ab und gleichen sich erst lange nach Mitternacht aus. Der kleine Unterschied von 0,2° zwischen der Temperatur der Luft und derjenigen der Gesteine liegt innerhalb der Fehlergrenzen der Methodik.

Eine Unterkühlung unter die Lufttemperatur trifft trotz des wolkenlosen Himmels in der Nacht nicht ein. Offenbar genügt die Wärmereserve, die aus dem Innern der Gesteine nach deren Oberfläche zu und vielleicht sogar aus der Unterlage an das Gestein abgegeben wird, um die ausgestrahlte Wärme so zu kompensieren, daß die Temperatur nicht unter diejenige der Luft sinkt.

Luft und Gestein kühlen sich stetig und gleichmäßig ab, bis sie um 4.30 Uhr in der Morgenfrühe bei —0,4° (Gestein), bzw. —0,6° (Luft) ihren tiefsten Punkt erreicht haben. Von da an zeigen sie mit dem Fortschreiten der Morgendämmerung einen langsamen Anstieg. Unterdessen hat sich ein Teil des Wasserdampfes der Luft als eine feine Eiskruste auf allen Gesteinen niedergesetzt.

Am 2. Meßtage, dem 2. April, fallen die Sonnenstrahlen um je etwa 3 Minuten früher, also von 7.45 bis 8.07 Uhr, aber natürlich wiederum in derselben Aufeinanderfolge wie am Tage zuvor auf das Gestein. Aber schon vorher, d. h. in der Zeit von 4.30 Uhr bis gegen 8.00 Uhr, erwärmen sich Luft und Gestein, dieses aber um 1,2° weniger als die Luft. Diese Erscheinung findet ihre Erklärung wiederum in dem Wärmeverlust, den die Gesteinsoberfläche beim Abschmelzen der Eiskruste und beim Verdampfen des dabei gebildeten Wassers erleidet. Um 8.20 Uhr haben sich Luft und Gestein wieder aneinander angeglichen, und nun wiederholen sich im allgemeinen und im einzelnen die Vorgänge des ersten Meßtages; nur ist der Tag noch klarer, der Himmel noch heller, so daß die Strahlung die Gesteine noch intensiver erwärmt.

Die Kurven gehen darum höher, diejenige der Luft um 1,5°, des Marmors um 1,9°, des Sandsteins um 3,0°, des Granits um 3,2° und diejenige des Diabas um 2,8° höher. Die Übererwärmung über die Lufttemperatur ist bei den verschiedenen Gesteinen ziemlich dieselbe wie am Vortage.

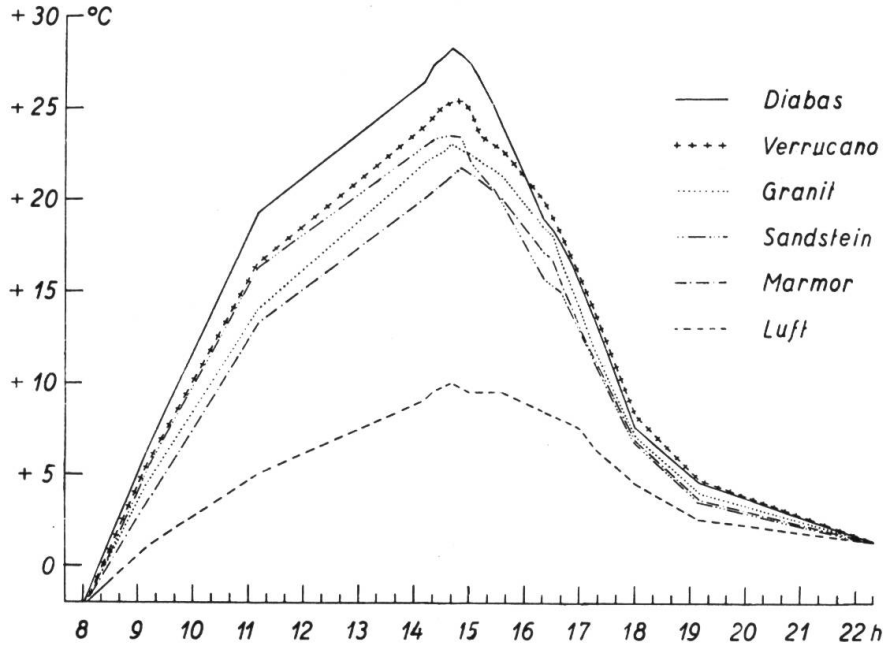


Abb. 11
Temperaturkurven, erhalten an verschiedenen Gesteinen in Zürich am 15. März 1940

Ähnliche Kurvenbilder hatten wir an einem ebenfalls klaren Strahlungstage bereits zwei Wochen früher, am 15. März 1940 erhalten.

Die diesbezüglichen Meßwerte sind in Tabelle 7 und die entsprechenden Kurven in Abb. 11 dargestellt. Sie bestätigen die Ergebnisse der Meßreihe vom 1./2. April und bedürfen keiner Einzelbeschreibung. Auffallend mag in den Kurvenbildern höchstens die Tatsache sein, daß am Nachmittage die Kurve des Diabas unter diejenige des Verrucano sinkt, indessen die Kurve des Sandsteins, die während des ganzen Vormittages über denjenigen des Granits und des weißen Marmors stand, am Nachmittag zeitweise erheblich unter diese abfällt. Die Erklärung für diese Erscheinung liegt darin, daß sich die direkte Sonnenstrahlung am Nachmittag zuerst vom Sandstein und erst zuletzt vom Granit und Verrucano zurückzieht (Tab. 6).

Tab. 7 Temperaturgang der Luft und der Oberfläche verschiedener Gesteine am 15. März 1940 in Zürich (vgl. Abb. 11)

1940 15. März	Diabas °C	Verrucano °C	Granit °C	Sandstein °C	Marmor °C	Luft °C
h						
8^{05}	**— 1,6**[1]	**— 2,0**	**— 2,0**	**— 1,6**	**— 2,0**	**— 2,0**
9^{10}	+ 6,3	+ 5,5	+ 4,5	+ 5,5	+ 3,5	+ 1,0
11^{10}	+19,3	+16,5	+14,0	+16,5	+13,2	+ 5,0
14^{10}	+26,3	+24,0	+22,0	+23,0	+20,0	+ 9,0
14^{20}	+27,3	+24,5	+22,3	+23,3	+20,5	+ 9,5
14^{30}	+27,7	+25,0	+22,5	+23,4	+20,8	+ 9,5
14^{40}	**+28,1**	+25,3	**+23,0**	**+23,5**	+21,3	**+10,0**
14^{50}	+27,8	**+25,4**	+22,7	+23,4	**+21,7**	+ 9,5
15^{00}	+27,4	+24,8	+22,5	+22,1	+21,4	+ 9,5
15^{10}	+26,6	+23,5	+22,1	+20,9	+21,0	+ 9,5
15^{25}	+25,2	+23,0	+21,7	+20,9	+20,5	+ 9,5
15^{35}	+24,0	+22,7	+21,3	+19,7	+20,0	+ 9,5
16^{20}	+18,9	+20,0	+18,5	+15,7	+17,1	+ 8,5
16^{30}	+18,3	+19,1	+18,0	+15,3	+16,7	+ 8,0
16^{40}	+17,5	+18,0	+16,5	+14,9	+15,3	+ 8,0
16^{50}	+16,5	+16,6	+15,3	+14,0	+14,3	+ 8,0
17^{00}	+15,3	+15,8	+14,0	+13,2	+13,1	+ 7,5
17^{15}	+13,6	+13,8	+12,0	+11,6	+11,5	+ 6,5
18^{00}	+ 7,5	+ 8,3	+ 7,1	+ 6,7	+ 6,8	+ 4,5
19^{10}	+ 4,5	+ 4,7	+ 4,0	+ 3,5	+ 3,6	+ 2,5
22^{20}	+ 1,3	+ 1,3	+ 1,3	+ 1,3	+ 1,3	+ 1,3

[1] Die Tagesmaxima und -minima sind fett gedruckt.

Ähnliche Meßreihen wie im Winter und im Frühjahr nahmen wir auch im Sommer in Davos und in Zürich auf. Wir setzten uns dabei zum Ziel, so weitgehend als möglich die maximale Erwärmung einer Gesteinsoberfläche zu ermitteln, um im Vergleich mit den tiefsten Temperaturen der kalten Jahreszeit die maximale Amplitude des Temperaturganges einer Gesteinsfläche im Laufe eines Jahres festzustellen.

ff) *Im Sommer in Davos*

Die Messungen wurden am 19. und 20. August 1940 an derselben Stelle wie im Frühjahr am anstehenden Dolomit im Guggerbachtobel durchgeführt. Bei klarem, wolkenlosem Himmel und kaum merkbarem Winde beginnen wir sie um 5 Uhr (Abb. 12, Tabelle 8). Mit +6,6° steht

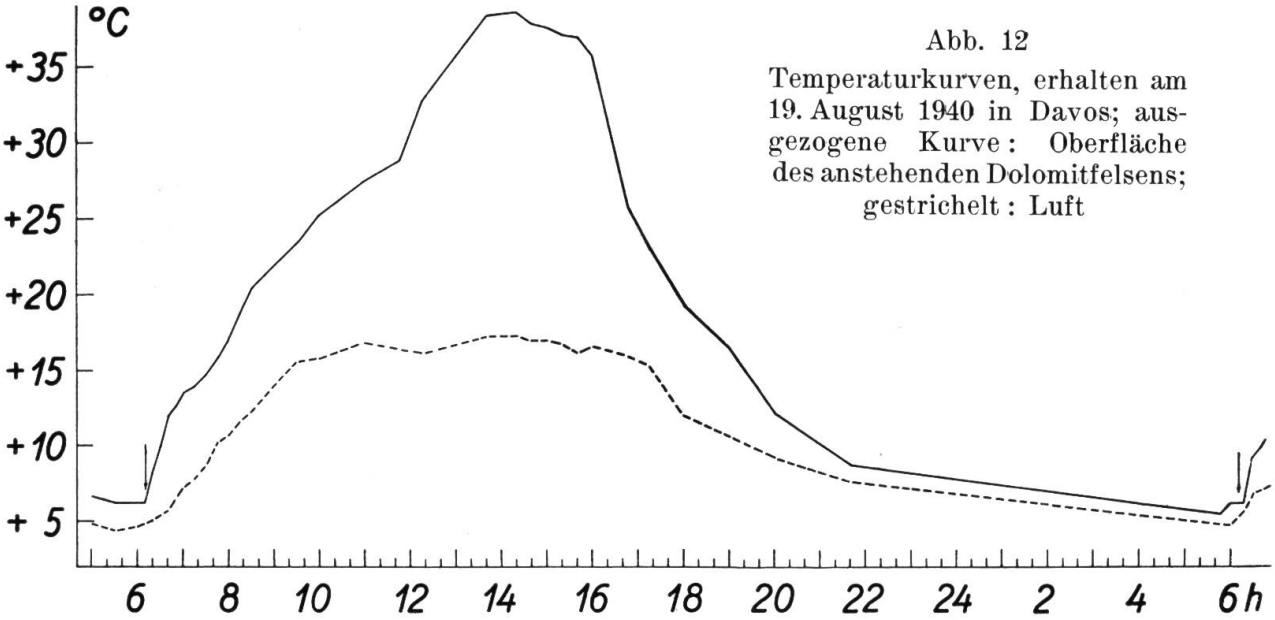


Abb. 12
Temperaturkurven, erhalten am 19. August 1940 in Davos; ausgezogene Kurve: Oberfläche des anstehenden Dolomitfelsens; gestrichelt: Luft

die Temperatur der Gesteinsoberfläche um 1,8° über derjenigen der Luft. Während einer halben Stunde kühlen sich beide noch ab; dann beginnt um 5.30 Uhr die Kurve der Lufttemperatur leicht anzusteigen, während diejenige der Gesteinsoberfläche eine halbe Stunde lang bei +6,2° verharrt. Um 6.10 Uhr fallen die ersten Sonnenstrahlen auf den Fels, und nun nehmen gleichzeitig beide Kurven einen verhältnismäßig raschen Anstieg, der bei der Gesteinstemperatur bis um 14.20 Uhr anhält. Zu dieser Zeit erreicht die Meßstelle mit +38,5° die höchste Temperatur des Untersuchungstages.

Der Erwärmungsvorgang hätte sich höchstwahrscheinlich noch um ein Beträchtliches fortgesetzt, wenn nicht von 10 Uhr an der Himmel sich immer dichter bewölkt hätte. Von 2 Zehnteln Himmelsbedeckung um 10 Uhr erreichte diese ihren höchsten Wert mit 6 Zehnteln um 14.20

Tab. 8 Temperaturgang der Luft und der Oberfläche anstehenden Dolomits am 19./20. August 1940 in Davos (vgl. Abb. 12)

Datum 1940		Dolomit °C	Luft °C	Himmelsbedeckung	Wind
19. Aug.	5^{00}	+ 6,6	+ 4,8	Himmel klar	windstill
	5^{30}	+ **6,2**[1]	+ **4,4**	» »	»
	6^{00}	+ 6,2	+ 4,6	» »	»
	6^{10}	+ 6,2	+ 4,8	6^{10} h Sonnenaufgang	»
	6^{20}	+ 8,2	+ 5,0	Himmel klar	»
	6^{30}	+ 9,8	+ 5,4	» »	»
	6^{40}	+11,9	+ 5,6	» »	»
	6^{50}	+12,7	+ 6,4	» »	»
	7^{00}	+13,5	+ 7,2	» »	»
	7^{15}	+13,9	+ 7,8	» »	»
	7^{30}	+14,7	+ 8,6	» »	»
	7^{45}	+15,9	+10,2	» »	»
	8^{00}	+17,2	+10,6	Luft dunstig	Wind
	8^{15}	+18,8	+11,7	» »	»
	8^{30}	+20,5	+12,2	» »	»
	9^{30}	+23,3	+15,6	» »	»
	10^{00}	+25,2	+15,8	Himmel bewölkt, $^{2}/_{10}$ oft Wolken vor Sonne	» ziemlich stark
	11^{00}	+27,6	+16,9	Himmel bewölkt, $^{3}/_{10}$	» » »
	11^{45}	+28,9	+15,5	» » $^{3}/_{10}$	» » »
	12^{15}	+32,7	+16,2	» » $^{4}/_{10}$	» » »
	13^{40}	+38,3	+**17,3**	» » $^{5}/_{10}$	» » »
	14^{20}	+**38,5**	+17,3	» » $^{6}/_{10}$ oft Wolken vor Sonne	» mittelstark
	14^{40}	+37,8	+17,0	Himmel bewölkt, $^{5}/_{10}$	» »
	15^{00}	+37,5	+17,0	» » $^{4}/_{10}$	» »
	15^{20}	+37,0	+16,8	» » $^{4}/_{10}$	» »
	15^{40}	+36,8	+16,2	» » $^{4}/_{10}$	» »
	16^{00}	+35,6	+16,6	» » $^{4}/_{10}$	» »
	16^{45}	+25,8	+16,0	Meßfläche seit 16^{15} h im Schatten	» »
	17^{15}	+23,0	+15,4	Himmel bewölkt, $^{5}/_{10}$	» »
	18^{00}	+19,3	+12,0	» » $^{5}/_{10}$	» »
	19^{00}	+16,5	+10,6	Himmel klar	» »
	20^{00}	+12,2	+ 9,2	» »	» schwach
	21^{40}	+ 8,8	+ 7,6	Nacht sternenklar	» »
20. Aug.	5^{45}	+ 5,5	+ 4,8	Himmel leicht bewölkt, $^{2}/_{10}$	» »
	6^{00}	+ 6,2	+ 4,8	» » » $^{2}/_{10}$	» »
	6^{10}	+ 6,2	+ 5,4	6^{11} h Sonnenaufgang	» »
	6^{18}	+ 6,2	+ 5,7	Himmel leicht bewölkt, $^{2}/_{10}$	» »
	6^{25}	+ 8,4	+ 6,4	» » » $^{2}/_{10}$	» »
	6^{30}	+ 9,2	+ 6,8	» » » $^{2}/_{10}$	» »
	6^{40}	+ 9,8	+ 7,0	» » » $^{2}/_{10}$	» »
	6^{55}	+11,0	+ 7,4	» » » $^{2}/_{10}$	» »

[1] Die Tagesmaxima und -minima sind fett gedruckt.

Uhr, und zeitweise war die Sonne durch Wolken verdeckt. Ab 14.40 Uhr ging die Wolkenbildung zurück, und um 19 Uhr war der Himmel wieder klar.

Hatte bereits die Himmelsbedeckung eine verringerte Einstrahlung zur Folge, so wirkte überdies der Wind, der schon um 8 Uhr einsetzte und zeitweise, namentlich in der Mittagszeit, eine hohe Geschwindigkeit annahm, temperaturausgleichend. Diese, hinsichtlich der Bewölkung und Windstärke veränderliche Wetterlage findet ihren Ausdruck in den beiden Kurven der Meßreihe, deren Verlauf weniger regelmäßig ist als derjenige der entsprechenden Kurven anderer Meßtage mit stabileren Witterungsbedingungen.

Der starken Luftbewegung ist wohl der flache Verlauf der Temperaturkurve der Luft in der Zeit von 10 bis 17 Uhr zuzuschreiben. Ohne den durch den Wind herbeigeführten raschen Austausch der Luftmassen würde diese Kurve wohl einen wesentlich höheren und stärker ausgeprägten Gipfel erhalten haben.

In ihren absteigenden Ästen gleichen unsere Kurven denjenigen anderer Meßtage, ebenso in ihrem Verlauf während der Nacht vom 19. zum 20. August. Wie am Morgen des ersten, so finden wir auch in der Morgenfrühe des zweiten Meßtages die Temperatur der Gesteinsoberfläche um ein geringes über derjenigen der Luft.

Der Temperaturanstieg des Gesteins betrug am 19. August 32,3°, der Abstieg vom Mittag des 19. zum Morgen des 20. August sogar 33,0°. Dies ist die höchste Tagesschwankung, die unsere Meßreihen im Gebirge zu ermitteln vermochten. Sie dürften aber, wie weiter oben ausgeführt wurde, nicht das Maximum dessen darstellen, was unter optimalen Bedingungen, insbesondere bei windstillem Wetter, erwartet werden kann (Tabelle 8).

gg) *Im Sommer in Zürich*

Der 9. August 1940 ist ein windstiller Strahlungstag. Um 5.40 Uhr zeigen die Luft und die Oberflächen sämtlicher geprüfter Gesteinsarten Temperaturen von 14,5—14,9° (Abb. 13, Tab. 9). Morgentau überzieht die Meßflächen mit einem feinen Film. Nach 8.30 Uhr fallen die ersten Sonnenstrahlen darauf. Bis der Tau weggedunstet ist, bleibt das Gestein während kurzer Zeit um 0,3° (Verrucano) bis 1,4° (weißer Marmor) in seiner Temperatur hinter derjenigen der Luft zurück. Dann aber steigen sämtliche Kurven rasch und kontinuierlich an, am raschesten und am höchsten gehend die Oberfläche des schwarzen Diabas, weniger steil und weit diejenige des Verrucano, des Granits, des Sandsteins und des Kalks, und am langsamsten erwärmt sich die Oberfläche des weißen Marmors, die bei 33,9° ihr Temperaturmaximum zeigt.

Diese verschieden rasche und verschieden starke Erwärmung ist in erster Linie auf die unterschiedliche Farbe der Gesteine zurückzuführen. Doch kommt daneben auch der Oberflächenbeschaffenheit, der Struktur und Textur, dem Wasser- und Luftgehalt und damit der verschiedenen Wärmeleitfähigkeit der einzelnen Gesteinsarten eine ebenso hohe Bedeutung zu.

Während mit 28,0° die Lufttemperatur erst um 16.45 Uhr, also im späten Nachmittag ihren höchsten Punkt erreicht, liegen diese Zeitpunkte höchster Erwärmung bei den Gesteinen früher am Tage, und zwar um so früher, je wärmer sie sind, beim Diabas schon um 14.45 Uhr. Kaum ist dieser Zustand erreicht, so fallen die Kurven alsbald ab, und zwar wiederum um so steiler, je höher ihr Gipfel liegt. So nähern sie sich und liegen kurz vor Mitternacht nur noch um 1,8°, in der Morgenfrühe des nachfolgenden Tages sogar nur noch um 0,8° auseinander.

Während der Dauer von 9—10 Stunden erwärmt sich

der schwarze Diabas	von	+ 14,5°	auf	49,1°,	also	um	34,6°,
der graue Granit	»	+ 14,5°	»	41,4°,	»	»	26,9°,
der rote Verrucano	»	+ 14,9°	»	41,4°,	»	»	26,5°,
der graue Sandstein	»	+ 14,5°	»	40,8°,	»	»	26,3°,
der gelb-graue Kalk	»	+ 14,5°	»	36,2°,	»	»	21,7°,
der weiße Marmor	»	+ 14,5°	»	33,9°,	»	»	19,4°,
die Luft (in 12 Std.)	»	+ 14,6°	»	28,0°,	»	»	13,4°.

Aus dieser Zusammenstellung geht hervor, wie weitgehend verschieden unter völlig einheitlichen Bedingungen des Makroklimas das Mikroklima an der Oberfläche verschiedenen Gesteins hinsichtlich des Temperaturganges sein kann.

In den von uns aufgenommenen, vollständigen Tagesmeßreihen stellt die auf dem Diabas festgestellte Temperatur von +49,1° das Maximum der Erwärmung dar. Drei Tage später zeigte in Einzelmessungen (also außerhalb vollständiger Tagesserien) dieselbe Beobachtungsstelle im frühen Nachmittag sogar 50,9°. Dies ist die absolut höchste Temperatur, die wir in unsern Untersuchungen ermittelten. Berührt man bei dieser Temperatur die Gesteinsoberfläche mit der Hand, so fühlt sie sich « heiß » an, und wer darauf nicht vorbereitet ist, zieht meist erschreckt die Hand zurück. Wenn uns also Bergsteiger erzählen, daß das Gestein oft « sehr heiß » werden könne, so mag es sich dabei um Temperaturen von um 50° herum handeln. Solche dürften aber im Gebirge verhältnismäßig selten vorkommen. Dort wirkt ja der Wind in viel höherem Maße temperaturausgleichend, als dies in unserer Versuchsanlage in Zürich und gar in Davos der Fall war.

Wenn wir während unserer Messungen gelegentlich Kollegen, Studierende, Gärtner usw. durch Auflegen der Hand auf eine « heiße » Gesteinsfläche die Temperatur abschätzen ließen, wurden uns fast immer zu hohe, manchmal sogar wesentlich zu hohe Werte genannt. Bei einer Temperatur der Gesteinsoberfläche von 48° wurden z. B. genannt :

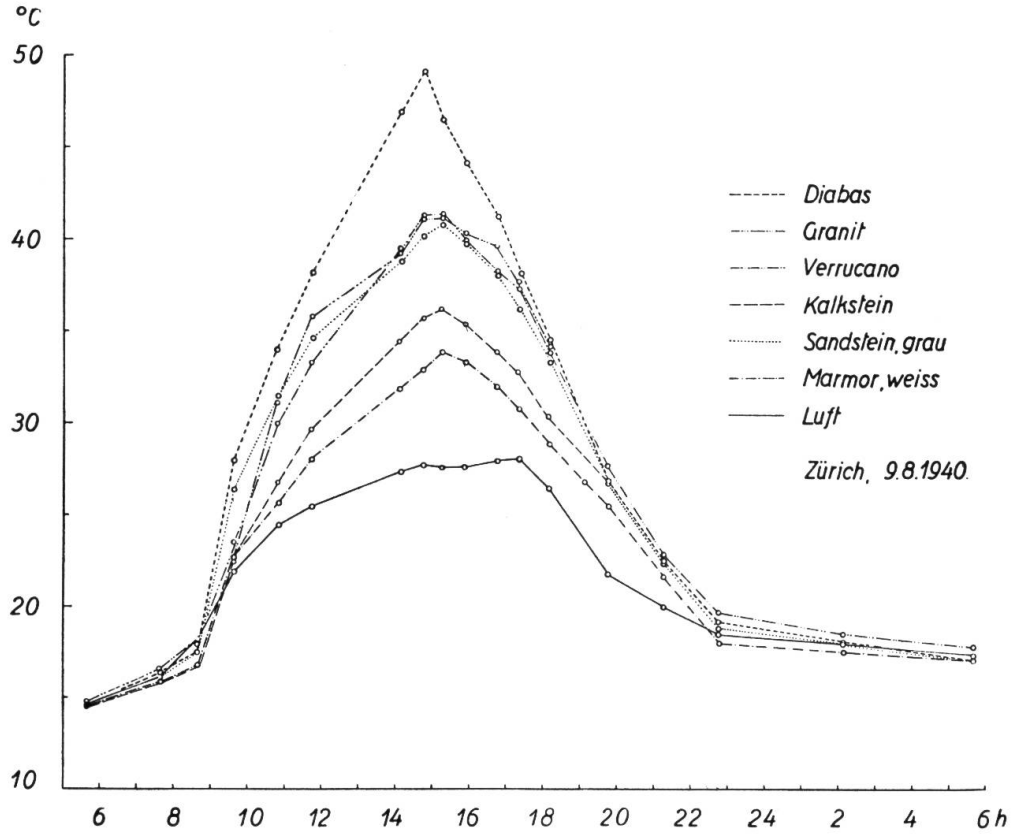


Abb. 13
Temperaturkurven, erhalten am 9. August 1940 an verschiedenen Gesteinen in Zürich

55°, 60°, ja sogar 70°. « Heißes » Gestein oder « heißer » Boden bedeutet für die Leute in unsern Breiten im allgemeinen eher eine Überraschung, und psychologisch ist es darum erklärlich, daß sie in einem solchen Falle die Höhe der Temperatur überschätzen.

Verglichen mit unsern Meßergebnissen scheinen uns auch die in die biologische Literatur eingegangenen Angaben über hohe Gesteinstemperaturen in der Natur eher zu hoch zu sein. 60° oder 70° oder gar noch höhere Werte dürften außerordentlich seltene Ausnahmefälle von Bodentemperaturen darstellen. Vielleicht wird eine Vervollkommnung der Meßtechnik in dieser Hinsicht zu einer Korrektur solcher Temperatur-Höchstwerte führen.

Ähnlich ging es ja auch mit den, Biologen und Physiologen immer etwas überraschenden Höchsttemperaturen von 80°, 90° C und mehr,

unter denen manche Pflanzen, insbesondere Algen und Bakterien, in Thermalgewässern zu leben imstande sein sollten. Die genauen Untersuchungen der Deutschen Limnologischen Sunda-Expedition (Ruttner, Thienemann und Feuerborn) 1928/29 zeigten, daß die Temperaturen am wirklichen Wuchsort der betreffenden Algen wesentlich niedriger liegen, und daß « bei höheren Temperaturen als 66° weder Cyanophyceen noch andere Algen gefunden wurden » (Geitler und Ruttner, 1935, S. 682).

Tab. 9 Temperaturgang der Luft und der Oberfläche verschiedener Gesteine am 9. August 1940 in Zürich (vgl. Abb. 13)

1940 9. August	Diabas °C	Verrucano °C	Granit °C	Sandstein °C	Kalk °C	Marmor °C	Luft °C
5^{40}	**+14,5** [1]	**+14,9**	**+14,5**	**+14,5**	**+14,5**	**+14,5**	**+14,6**
7^{40}	+16,3	+16,7	+16,7	+16,3	+16,3	+16,0	+16,2
8^{40}	+17,4	+17,9	+17,4	+17,4	+17,4	+16,8	+18,2
9^{40}	+28,0	+23,5	+27,6	+26,4	+22,7	+22,7	+21,9
10^{50}	+34,0	+30,0	+31,2	+31,5	+26,8	+25,7	+24,5
11^{45}	+38,2	+33,3	+35,8	+34,6	+29,7	+28,1	+25,7
14^{10}	+46,9	+39,5	+39,4	+38,8	+34,5	+31,9	+27,4
14^{45}	**+49,1**	**+41,4**	**+41,4**	+40,2	+35,8	+33,0	+27,8
15^{15}	+46,5	+41,4	+41,4	**+40,8**	**+36,2**	**+33,9**	+27,6
15^{50}	+44,3	+39,8	+40,4	+39,8	+35,4	+33,3	+27,6
16^{45}	+41,2	+38,0	+39,6	+38,0	+33,9	+32,0	**+28,0**
17^{20}	+38,1	+37,3	+37,7	+36,1	+32,8	+30,8	+28,1
18^{10}	+34,5	+33,7	+34,5	+33,3	+31,3	+28,9	+26,5
19^{45}	+26,8	+27,7	+26,8	+26,8	+26,8	+25,5	+21,8
21^{15}	+22,5	+22,9	+22,5	+22,4	+22,5	+21,6	+20,0
22^{45}	+19,2	+19,7	+19,2	+18,8	+19,2	+18,0	+18,5
2^{10}	+18,1	+18,5	+18,0	+18,0	+18,1	+17,8	+18,0
5^{40}	+17,1	+17,9	+17,1	+17,1	+17,1	+17,1	+17,5

[1] Die Tagesmaxima und -minima sind fett gedruckt.

hh) *Höchst- und Tiefstwerte. Der Umfang des Temperaturganges an der Oberfläche des Gesteins und in der über ihr liegenden Luft*

In Tabelle 10 haben wir die in unseren Temperaturmessungen ermittelten Höchstwerte zusammengestellt. In der 1. senkrechten Zahlenreihe finden wir die tiefsten Temperaturen der einzelnen Meßserien eingetragen. Unter ihnen stehen die in Davos an der Gesteinsoberfläche und in der über ihr liegenden Luft gemessenen Werte von —22,5 bzw. —20,2° an erster Stelle. Sie stammen aus einer scharfen Kälteperiode und dürften an der Meßstelle nur selten noch tiefer gehen. Auf der Höhe des Davoser Talbodens oder anderswo in « Kältelöchern » dagegen können wohl gelegentlich noch wesentlich tiefere Temperaturen eintreten.

Die tiefsten in Zürich gemessenen Werte von —11,5° (Diabas) und —9,8° (Luft) dürften nur in ausgesprochenen Kälteperioden und darum nicht jedes Jahr eintreten. Die höchsten Ausgangstemperaturen unserer Meßreihen liegen naturgemäß im Sommer, und zwar in Zürich. Wir stellten sie mit +14,9 (Diabas) und +14,6° (Luft) am 9. August 1940 fest. In Davos sind die entsprechenden Werte +6,2 (Dolomit) und +4,4° (Luft). Auf dem Weißfluhjoch konnten leider in der kalten Jahreszeit keine Meßreihen durchgeführt werden, da alsdann der Serpentinblock, an dem wir im Frühjahr arbeiteten, unter Schneemassen vergraben liegt. Im Sommer aber überraschte uns zweimal, nachdem wir auf dem Weißfluhjoch die Arbeit begonnen hatten, ein Witterungsumschlag. So blieb uns nichts anderes übrig, als jeweils die Apparatur zusammenzupacken und unverrichteter Sache wieder zu Tal zu fahren.

In der zweiten vertikalen Zahlenreihe sind die Unterkühlungswerte unter die Temperatur der Luft, soweit solche festgestellt wurden, eingetragen. Sie liegen innerhalb einer Spanne von 0,3—2,3°, dürften aber unter besonders günstigen Bedingungen der Ausstrahlung wohl noch größere Beträge erreichen.

Die höchsten Gesteinstemperaturen wurden in Zürich festgestellt (siehe 3. Zahlenreihe). Unter den verschiedenen berücksichtigten Gesteinsarten erreichte der schwarze Diabas die Maximaltemperatur von 50,9°. Die übrigen blieben um ein Beträchtliches, der weiße Marmor gar um volle 17,0° hinter dieser Temperatur zurück.

In ihrer Fähigkeit, Strahlungsenergie zu absorbieren und dadurch die Temperatur ihrer Oberfläche über diejenige der Luft zu erhöhen, zeigen die einzelnen Gesteinsarten wesentliche Unterschiede (siehe 4. Zahlenreihe). Am weitesten geht in dieser Hinsicht die nach E exponierte Steilwand des Serpentinblocks auf dem Weißfluhjoch. Mit +14,3° steht sie um 23,7° über der Temperatur der Luft, die zu gleicher Zeit —16,0° zeigt. Annähernd so hohe Werte erreichte auch die nach S geneigte Scheitelfläche desselben Meßblocks mit 19,4° am 12. und mit 18,5° am 14. April 1941. Am 19. August 1940 erwärmte sich der im Guggerbachtobel bei Davos anstehende Dolomit um 21,2° über die an jenem Tage festgestellte Höchsttemperatur der Luft. Aber auch in unserer Meßanlage in Zürich wurden hohe Werte festgestellt, so am 9. August 1940 auf dem Diabas mit 21,2°. Die übrigen Meßgesteine blieben um nennenswerte Beträge hinter diesem Wert zurück.

Von besonderer Bedeutung für die Biologie der Lithophyten sind nun die in der 5. Zahlenreihe unserer Tabelle eingetragenen Werte der größten Tagesschwankungen der Temperatur. Für die Luft liegen sie zwischen 4,1° (Weißfluhjoch, 2700 m ü. M.) und 20,2° (in Zürich). Daß der erstgenannte Wert die höchstgelegene Meßstation im Gebirge be-

Tab. 10 Übersichtliche Zusammenstellung der in unseren Untersuchungen ermittelten Extremwerte des Temperaturganges an der Oberfläche verschiedener Gesteine und in verschiedenen Höhenlagen.

		Tag der Untersuchung	Tiefste Temperatur	Stärkste Unterkühlung unter die Temperatur der Luft	Höchste Temperatur	Höchste Erwärmung über die Temperatur der Luft	Größte Tagesschwankung	Jahresschwankung der Temperatur
	Winter							
in Zürich	Luft	12. 1. 1941	— 9,8		— 2,0		7,8	37,8
	Sandstein	12. 1. 1941	—11,0	1,2				51,8
	Diabas	12. 1. 1941	—11,5	1,7	+ 4,5	6,5	16,0	62,4
	Granit	12. 1. 1941	—10,6	0,8				52,0
	weißer Marmor	12. 1. 1941	—10,8	1,0				44,7
	Kalk	12. 1. 1941	—10,8	1,0				47,0
	Verrucano	12. 1. 1941	—10,2	0,4				51,6
in Davos	Luft	30. 12. 1939	—20,2		—13,2		7,0	37,5
	Diabas, senkrechte Wand	30. 12. 1939	—22,5	2,3	+ 0,8	14,0	23,3	
	Frühjahr							
in Zürich	Luft	1./2. 4. 1940	— 0,7		+19,5		20,2	
		15. 3. 1940	— 2,0		+10,0		12,0	
	Sandstein	1./2. 4. 1940	— 0,6		+29,4	9,9	30,0	
		15. 3. 1940	— 1,6		+23,5	13,5	25,1	
	Diabas	1./2. 4. 1940	— 0,6		+38,5	19,0	39,1	
		15. 3. 1940	— 1,6		+28,1	18,1	29,7	
	Granit	1./2. 4. 1940	— 0,6		+30,2	10,7	30,8	
		15. 3. 1940	— 2,0		+23,0	13,0	25,0	

	weißer Marmor	1./2. 4. 1940	— 0,6		+26,3	6,8	26,9
		15. 3. 1940	— 2,0		+21,7	11,7	23,7
	Kalk	1./2. 4. 1940	— 0,6		+28,8	9,3	29,4
		15. 3. 1940					
	Verrucano	1./2. 4. 1940	— 0,6		+32,0	12,5	32,6
		15. 3. 1940	— 2,0		+25,4	15,4	
in Davos	Luft	22. 3. 1940	— 2,3		+ 9,5		11,7
	Dolomit, S-exp., geneigte Fläche	22. 3. 1940	— 2,5	0,3	+25,0	15,5	27,5
Weißfluhjoch	Luft	12. 4. 1941	—13,5		— 9,4		4,1
		13./14. 4. 1941	— 4,8		+ 1,0		5,8
	Serpentin, nach S geneigte Scheitelfl. . . .	12. 4. 1941	—16,0	2,5	+10,0	19,4	26,0
		13./14. 4. 1941	— 6,0	1,2	+19,5	18,5	25,5
	E-exp. Stirnfläche . . .	12. 4. 1941	—16,0	2,5	+14,3	23,7	30,3
		13./14. 4. 1941	— 6,0	1,2	+16,8	15,8	22,8
	W-exp. Stirnfläche . .	12. 4. 1941	—16,0	2,5	— 3,4	6,0	12,6
		13./14. 4. 1941	— 6,0	1,2	+13,8	12,8	19,8
	Sommer						
in Zürich	Luft	9. 8. 1940	+14,6		+28,0		13,4
	Sandstein	9. 8. 1940	+14,5		+40,8	12,8	26,3
	Diabas	9. 8. 1940	+14,5		+49,1	21,2	34,6
		12. 8. 1940			+50,9		
	Granit	9. 8. 1940	+14,5		+41,4	13,4	26,9
	weißer Marmor	9. 8. 1940	+14,5		+33,9	5,9	19,4
	Kalk	9. 8. 1940	+14,5		+36,2	8,2	21,7
	Verrucano	9. 8. 1940	+14,9		+41,4	13,4	26,5
in Davos	Luft	19. 8. 1940	+ 4,4		+17,3		12,9
	Dolomit	19. 8. 1940	+ 6,2		+38,5	21,2	32,3

trifft, der zweite die tiefstgelegene, ist nicht verwunderlich. Die Abnahme der Tagesschwankung mit zunehmender Meereshöhe kennen wir ja schon aus der allgemeinen Klimalehre, und für die bodennahe Luftschicht ist diese Tatsache ebenfalls erwiesen.

Wesentlich und auffallend höhere Werte liefern uns in dieser Hinsicht alle unsere Gesteinsoberflächen. Die bei ihnen festgestellten maximalen täglichen Temperaturschwankungen liegen zwischen 12,6° (W-exponierte Steilwand des Serpentinblocks auf dem Weißfluhjoch) und 39,1° (Diabas am 2. April in Zürich). Die übrigen zwischen diesen Extremen liegenden Werte reihen sich näher an den höchsten unter ihnen als an den niedrigsten Wert an. Während nämlich nur ihrer 2 unter demjenigen von 20° liegen, sind es deren 7, die über dem Wert von 30° stehen.

Die Feststellung der Jahresschwankung der Temperatur (siehe 6. Zahlenreihe) hat nur einen Sinn für die einzelnen Orte der Untersuchungen. Standorte von Lithophyten sind ja auch an bestimmte Gegenden gebunden, an Zürich oder Davos, oder Weißfluhjoch usw. Soweit dies auf Grund unserer Untersuchungen möglich war, haben wir auch diesen Wert in unsere Tabelle (letzte Zahlenreihe) eingetragen.

Die Jahresschwankung erreicht für die Meßstelle in Zürich folgende Beträge: Luft 37,8°. Für Davos ermittelten wir beinahe denselben Wert: 37,5°. Wiederum ist es unter den verschiedenen Gesteinen der Diabas, der an der Spitze steht. An seiner Oberfläche unterliegt die Temperatur innerhalb eines Jahres einer Schwankung von 62,4°; dann folgen: Granit mit 52,0°, Sandstein mit 51,8°, Verrucano 51,6°, Kalkstein 47,0° und schließlich der weiße Marmor mit 44,7°, dessen Fähigkeit, die Strahlungsenergie in sich aufzunehmen, dank seiner hellen Farbe im Vergleich zu allen andern Gesteinen am geringsten ist.

Den im vorstehenden Kapitel genannten Temperaturen und Temperaturschwankungen ist die epilithische Vegetation, insbesondere diejenige der Algen und Flechten in der Ebene und im Gebirge ausgesetzt, und zwar nicht nur gelegentlich, sondern in einem immer wiederkehrenden Wechsel Jahr für Jahr. Daraus geht hervor, daß sie hinsichtlich des Temperaturganges an der Gesteinsoberfläche einem außerordentlich harten, extremen Klima ausgesetzt ist.

Damit ist auch schon gesagt, daß die Auslese der Organismen, die einen solchen Wuchsort zu besiedeln vermögen, sehr scharf sein muß, daß also nur eine ganz bestimmte biologische Gruppe von Pflanzen auf und in der Gesteinsoberfläche zu leben imstande sein wird; es kann sich dabei nur um solche Organismen handeln, die Temperaturen und Temperaturunterschiede im genannten Bereiche und Ausmaße zu ertragen vermögen, also ausgesprochen eurytherme Formen, unter denen in erster Linie Cyanophyceen erwartet werden dürfen.

ii) *Das Strahlungsklima und die Bedeutung der Hanglage*

In unseren Temperaturmessungen auf dem Weißfluhjoch vom 12. bis zum 14. April 1941 treten, hinsichtlich des Temperaturganges, die großen Unterschiede im Hangklima auf kleinem Raum deutlich in Erscheinung. Sie sind die Folge der zeitlich und in ihrer Tages- bzw. Jahressumme verschiedenen Strahlungsenergien, die auf unterschiedlich exponierten Oberflächen des in die Untersuchung einbezogenen Gesteinsblocks auffallen, bzw. von denselben absorbiert werden. Die festgestellten Temperaturen vermitteln uns auf indirektem Wege ein Bild vom Strahlungsklima, dem ein am Berghang frei liegender Felsblock von ungefähr der Form eines Würfels ausgesetzt ist. Solche Unterschiede zeigen sich am Gesteinssplitter, am Felskopf, am Felszahn und am Berg. Immer ist das Standortsklima der dort vorhandenen Vegetation in sehr weitgehendem Maße von der Hanglage, und zwar ebensowohl von der Hangneigung als auch von der Hangrichtung abhängig.

Auf einer horizontalen Fläche steht jeder Punkt, gleichgültig ob er im Süden, Osten, Norden oder Westen derselben liege, unter demselben Strahlungsgenuß. Die Lage des Meßpunktes spielt also keine Rolle. Anders liegen die Verhältnisse auf einer geneigten Fläche, einem Hang, der entsprechend seiner Neigung und Richtung gegenüber der Horizontalfläche bald begünstigt, bald benachteiligt ist. Während für den Wärmegewinn durch direkte Sonnenstrahlung Neigung und Richtung des Hanges maßgebend sind, ist für das diffuse Licht, die Himmelsstrahlung, die Hangrichtung von geringerem Belang. Bei trübem Wetter ist die Strahlung für alle Hangrichtungen praktisch gleich; ihre Intensität ändert nur mit der Hangneigung, und zwar mit dem cos-Wert des Einfallswinkels. Um so größere Bedeutung erlangt die Hangrichtung bei wolkenlosem Himmel. Je geringer der Anteil der diffusen Strahlung an der Gesamtstrahlung ist, um so größer werden im Lichtklima die Unterschiede der verschiedenen Hanglagen.

Bei solchen Vergleichen ist die geographische Breite ausschlaggebend. In den Tropen z. B., d. h. in denjenigen Gebieten, wo die Sonne im Zenit steht, spielt die Hangrichtung, besonders in der Mittagszeit, eine untergeordnete Rolle. Ähnlich verhält es sich in großen Breiten, wo der Anteil der direkten Sonnenstrahlung gegenüber der diffusen Strahlung gering ist. Es ist darum zu erwarten, daß der Hangrichtung eine ganz besondere Bedeutung zukommen muß in mittleren Breiten, innerhalb deren ja auch unser Untersuchungsgebiet liegt, und hier ganz besonders im Gebirge, wo mit zunehmender Meereshöhe die Temperatur ab-, die Strahlungsintensität aber gleichzeitig zunimmt. Das heißt also, daß kaum irgendwo auf der Erde die Hangrichtung, also die Expo-

sition, für die Vegetationsverhältnisse eine so große Rolle spielt wie in unserm Untersuchungsgebiet.

« In den Alpen sind Nord- und Südhang zwei grundverschiedene Standorte für alles, was lebt und auf die Sonne angewiesen ist. Während zur selben Frühjahrszeit am schneebedeckten Nordhang alles noch tot ist, blühen am Südhang zwischen dem abschmelzenden Schnee ja oft noch unter der Schneedecke schon die ersten Blumen. Es ist darum kein Wunder, daß man im Gebirge frühzeitig auf die hangklimatischen Unterschiede aufmerksam wurde und sie dort zuerst untersuchte. » (Geiger, l. c. S. 205.)

Wir kennen die Größe der Strahlungsenergien nicht, die die einzelnen Wuchsorte der von uns bearbeiteten Algen kennzeichnen. So wenig uns die von den meteorologischen Stationen für das Großklima einer Gegend ermittelten Daten des Temperaturganges und der Feuchtigkeit Auskunft zu geben vermögen über die wirklichen Verhältnisse am Wuchsort, z. B. einer Kartoffelpflanzung, eines Rebberges usw., so wenig vermögen die bisher durchgeführten Messungen uns zu orientieren über die Strahlungsverhältnisse an bestimmten Algenwuchsstellen des nackten Gesteins.

Das Lichtklima eines Ortes hängt ja von einer großen Zahl von Faktoren ab. Es sind dies in erster Linie : seine geographische Lage (insbesondere die Breite), die Höhe über Meer, seine Ausdehnung auf horizontaler, geneigter oder senkrechter Fläche, die Orientierung derselben nach den Himmelsrichtungen, offene Lage oder Lage z. B. am Grunde einer Talschlucht, Gestaltung der nächsten Umgebung (Beschattung durch Baum- und Strauchwerk oder durch Graswuchs) und schließlich die Feingestaltung der Oberfläche des Substrats. Die Gesteinsoberfläche ist ja im allgemeinen nicht eine glatte Fläche, sondern sie erweist sich, unter der Lupe betrachtet, als ein Relief mit Vertiefungen und Erhöhungen im kleinen bis kleinsten Ausmaß. Wäre also das Lichtklima der Felsoberfläche im ganzen bekannt, so spielte erst noch die Verteilung von Licht und Schatten am engstbegrenzten Mikro-Standort eine ausschlaggebende Rolle.

Das Lichtklima in dieser Weise für Kleinstandorte bis in die Einzelheiten zu ermitteln, vermag man noch in keinem Lande. Wir müssen uns also damit begnügen, zunächst einmal uns Rechenschaft zu verschaffen über die Strahlungsverhältnisse im Gebiete unserer Untersuchungen oder einzelner Beobachtungspunkte innerhalb desselben und zu versuchen, die dort gemachten Feststellungen so weitgehend als möglich für die einzelnen Wuchsorte sinngemäß anzuwenden. Dabei werden wir aber bald erkennen, daß auch diese Möglichkeiten beschränkt sind,

und als Biologe, der mit den Lebensbedingungen von Kleinpflanzen am Mikro-Standort dauernd zu tun hat, pflichten wir W. Kaempfert (1942) herzhaft bei, wenn er (S. 28) sagt: « Für alle genannten und zahlreiche weitere Anwendungsbereiche wäre die Herausgabe eines umfassenden Tabellenwerks von Nutzen, das Einzelwerte und Strahlungssummen über bestimmte Zeitabschnitte für sämtliche mittleren Breiten, alle Zeiten des Jahres, jede Hanglage und verschiedene Trübungszustände der Luft enthielte. Hier müßten sich auch Angaben über die Größenordnung der unter gegebenen Bedingungen möglichen Stärke von diffuser und reflektierter Strahlung sowie Hinweise auf die Abwandlung der Werte bei gekrümmten Flächen finden lassen. Schließlich käme noch eine Unterteilung in verschiedene Spektralbereiche in Frage. » Als Botaniker in einem Lande mit geringer horizontaler, aber um so größerer vertikaler Ausdehnung möchten wir ein solches Werk gerne ausgedehnt wissen auf alle für den Biologen interessanten Höhenlagen.

Was das Gebiet der Schweiz anbetrifft, so liegen wertvolle Strahlungsmessungen vor, die uns helfen können, wenigstens die Bedeutung der Hanglage lichtklimatisch zu werten. Diese betreffen aber beinahe ausschließlich das Hochgebirge, in erster Linie die Höhenorte Davos (Dorno, 1911) und Arosa (Götz, 1926), also Stationen auf 1560, bzw. 1800 m ü. M. Aber es fehlt vorläufig an einer diesbezüglichen Bearbeitung für verschiedene Landesgegenden und Höhenlagen, aus der wir die speziellen Verhältnisse für den einzelnen Wuchsort unserer Algen ableiten könnten.

Mörikofer [a) 1932, b) 1933] weist mit Nachdruck auf die Notwendigkeit hin, systematisch durchgeführte Strahlungsmessungen auch auf das tiefer gelegene Land auszudehnen und dabei neben der bisher beinahe ausschließlich berücksichtigten direkten Sonnenstrahlung, der Totalstrahlung, auch die diffuse Himmelsstrahlung in den Aufgabenkreis der Strahlungsforschung einzubeziehen, um dadurch allmählich ein Bild zu bekommen vom täglichen, jahreszeitlichen und jährlichen Gang der Gesamtstrahlung auf verschiedenen Höhenstufen.

Für Finnland liegt dank den Berechnungen von Lunelund [a) 1925, b) 1927 und c) 1939] eine derartige, einigermaßen ins einzelne gehende Bearbeitung vor. Dieser Autor ermittelte auf Grund der in den finnischen meteorologischen Stationen aufgenommenen Strahlungsmessungen die durch direkte Sonnenstrahlung für verschieden orientierte und verschieden geneigte Flächen charakteristischen täglichen, monatlichen und jährlichen Wärmesummen, und dies für jeden zweiten Breitengrad seines Landes (60—70° n. Br.). Neuerdings (Lunelund, 1939) wurden entsprechende Berechnungen auch für die Himmelsstrahlung durchgeführt. Auf Grund dieser Tabellen läßt sich für jede Gegend Finn-

lands, für jede irgendwie orientierte und geneigte Fläche (Horizontalfläche, geneigter Hang oder Steilwand) und für jeden Zeitpunkt das Lichtklima eines Ortes in seinen Hauptzügen ermitteln.

Für das kleinhügelige Finnland, dessen sämtliche klimatischen Beobachtungsstationen in Höhen von 0 bis höchstens 220 m ü. M. gelegen sind, war diese Aufgabe wohl etwas einfacher als für das Gebirgsland der Schweiz, in dem unser Untersuchungsgebiet Höhenlagen von 250 bis 4000 m ü. M. umfaßt.

Im folgenden möchten wir versuchen, aus den diesbezüglichen Mitteilungen von Dorno für Davos, von Götz für Arosa, von Mörikofer für Davos und Basel und von ausländischen Autoren, insbesondere von Lunelund (Finnland) und Schubert (Potsdam), soviel herauszuholen, als für das Verständnis des Lichtklimas unserer Algenstandorte möglich ist. Dabei betrachten wir zunächst nur die Strahlung der Sonne. Die diffuse Himmelsstrahlung vermögen wir leider nicht zu erfassen, da hierüber nicht genügende Unterlagen vorhanden sind. Es sei aber mit Mörikofer (1932, S. 27) betont, daß sie für den ganzen Naturhaushalt ein klimatischer und biologischer Faktor von nicht zu unterschätzender Bedeutung ist. Wie die direkte Sonnenstrahlung bringt sie uns Wärme, sichtbares und ultraviolettes Licht. Was ihre Wärmewirkung anbetrifft, so ist sie bei klarem Himmel gegenüber der Sonnenstrahlung gering. Sie erwärmt aber auch bei bedecktem Himmel, also Tag für Tag, die Erde und die Vegetation und erlangt durch diese viel größere Strahlungsdauer eine Bedeutung, die derjenigen der Sonnenstrahlung mindestens gleichkommt.

Unter den für das Gebiet der Schweiz veröffentlichten Ergebnissen der Strahlungsmessungen verwenden wir in erster Linie diejenigen von Arosa (Götz, 1926). Sie sind neueren Datums als die veröffentlichten Ergebnisse der Messungen von Davos (Dorno, 1911) und für unsere speziellen Belange auch etwas ausführlicher. Im allgemeinen aber haben die für Arosa angegebenen Werte in weitgehendem Maße auch für Davos und sämtliche ähnlich gelegenen Orte in den Tälern des rätischen Hochgebirges Geltung.

Zunächst interessieren uns die Strahlungssummen des Jahres, und zwar berücksichtigen wir die diesbezüglichen Werte sowohl für die Horizontalfläche als auch für Hänge verschiedener Neigung und für Steilwände, die in den vier Haupt-Himmelsrichtungen exponiert sind.

Die auf die horizontale Fläche im Laufe eines Jahres auffallende Wärmemenge beträgt für die Täler des Bündner Hochgebirges rund 80 kgcal/cm^2. Sie ist nicht geringer für die Südschweiz, also das Gebiet des Tessins (Untersuchungen von Süring in Agra bei Lugano, 555 m ü. M.). In diesem tiefer gelegenen Landesteil kompensiert die offenere

Tab. 11 Tägliche Wärmesummen (gcal/cm²) der Flächen eines Würfels sowie verschieden geneigter Süd- und Nordhänge in Arosa bei durchschnittlicher Sonnenscheindauer. Nach *F. W. P. Götz* (1926).

	Ostwand	Westwand	Südwand	Südhang					Horiz. Ebene	Nordhang					Nordwand	Maximum	
			90°	75°	60°	45°	30°	15°	0°	— 15°	— 30°	— 45°	— 60°	— 75°	— 90°		α°
15. Januar .	55	46	242	257	254	233	197	147	87	22						258	68°
15. Februar	88	85	300	239	338	324	290	231	159	77	1					339	62°
15. März .	119	112	268	318	346	357	331	290	226	151	63					370	56°
15. April .	142	121	183	248	296	324	330	314	277	220	149	67	8	2	1	333	34°
15. Mai . .	148	106	107	172	226	267	291	295	279	249	194	130	56	21	11	297	21°
15. Juni . .	157	109	86	154	217	266	300	314	306	280	233	171	96	38	20	315	13°
15. Juli . .	178	129	112	191	262	316	352	364	350	315	257	182	95	36	20	364	15°
15. August .	183	154	183	267	335	378	399	392	358	301	222	129	35	13	6	400	26°
15. September	137	128	250	312	353	367	359	325	289	197	110	15				367	45°
15. Oktober	90	90	270	302	322	316	288	240	176	101	19					323	56°
15. November	65	63	273	292	293	273	234	179	112	38						296	67°
15. Dezember	48	35	221	238	233	210	177	130	73	13						240	71°
Jahr . . .	43,000	35,900	75,800	93,500	106,100	110,700	107,900	98,000	**82,000**	59,900	38,200	21,300	8,900	3,400	1,700	110,700	45°

Lage, d. h. die längere Sonnenscheindauer, die geringere Strahlungsintensität der Sonne. Diese Werte stehen hoch über denjenigen vieler, namentlich tiefer gelegener Meßstationen. So ist z. B. Warschau mit nur 51, Potsdam mit 53 und Karlsruhe mit 55 kgcal/cm² ausgewiesen. Aber auch Beobachtungsstationen unter geringerer Breite stehen in ihren Strahlungssummen hinter Davos und Arosa zurück, so z. B. Montpellier, dessen jährliche Strahlungsmenge rund 72 kgcal ausmacht. Meßorte im Gebirge, deren Lage noch offener ist als diejenige von Davos und Arosa, also Orte mit größerer Sonnenscheindauer, würden zweifellos noch weit bedeutendere Wärmesummen an den Tag legen.

Im allgemeinen dürfte der geographischen Breite als variablem Faktor des Strahlungsklimas nur geringe Bedeutung zukommen, ganz besonders innerhalb der Schweiz, deren gesamte Ausdehnung sich über weniger als zwei Breitengrade erstreckt. Dagegen fällt die Höhenlage um so stärker ins Gewicht. Dabei ist zu erwarten, daß die Strahlungsintensität mit zunehmender Meereshöhe zunimmt. Die die Sonnenstrahlung schwächenden Einflüsse kommen ja um so stärker zur Geltung, je länger der Weg ist, den ein Strahl in der Atmosphäre zurücklegen muß, je dichter die Luft und je reicher sie an absorbierenden Medien (Staub, Dunst, Wasserdampf) ist. Die Strahlung ist deshalb morgens und abends schwächer als mittags, im Winter schwächer als im Sommer und im Tiefland schwächer als im Hochgebirge.

Über die Zunahme der Strahlungsintensität mit der Meereshöhe konnte Mörikofer bereits wertvolle orientierende Angaben machen. Aus ihnen geht hervor, daß beim Aufstieg aus der schweizerischen Niederung (300 m) in die Höhe von 1600 bis 1800 m die Totalstrahlung der Sonne im Sommer und Herbst um 15 % (bei hohen Sonnenständen) bis 35 % (bei niederen Sonnenständen), im Winter und Frühjahr aber um 40—70 % zunimmt. Durchschnittlich wächst die Intensität je 100 m Steigung um 2—4 %, oberhalb 1600 m nur noch um 1 %. Wesentlich stärker ausgeprägt sind die Unterschiede bei der ultravioletten Strahlung, auf die wir aber nicht näher eintreten möchten, weil wir ihre spezifische Wirkung auf die von uns untersuchten Algen ja nicht kennen. Die Niederung hat aber nicht nur geringere Strahlungsintensitäten, sondern auch eine viel größere Tagesschwankung als das Hochgebirge.

In welchem Verhältnis steht nun der Lichtgenuß verschieden orientierter und verschieden geneigter Hänge zu demjenigen der Horizontalfläche? Vergleichen wir, unter Berücksichtigung der wirklichen Verhältnisse der Himmelsbedeckung, in Arosa den Lichtgenuß der nach den Haupt-Himmelsrichtungen exponierten Steilwände, so sehen wir (Götz, 1926, S. 39), daß unter ihnen die Südwand mit 75 800 gcal/cm² jähr-

licher Wärmesumme an erster Stelle steht. Ihr folgt mit 43 000 Einheiten die Ostwand, mit dem Wert von 35 900 die Westwand und mit nur 1700 Einheiten die Nordwand. Diese empfängt rund 45mal weniger Strahlung als die Südwand. Alle Steilwände aber, selbst die warme Südwand, stehen in ihrer jährlichen Wärmesumme ungünstiger als die Horizontalfläche, die mit einer Jahressumme von 82 000 gcal/cm² rund 8 % über dem entsprechenden Wert der Südwand steht. Sie empfängt rund 48mal mehr Wärme als die Nordwand.

Wir haben die von Götz (l. c. S. 39) angegebenen Zahlenwerte zwecks besserer Anschaulichkeit graphisch dargestellt (Abb. 14). Aus

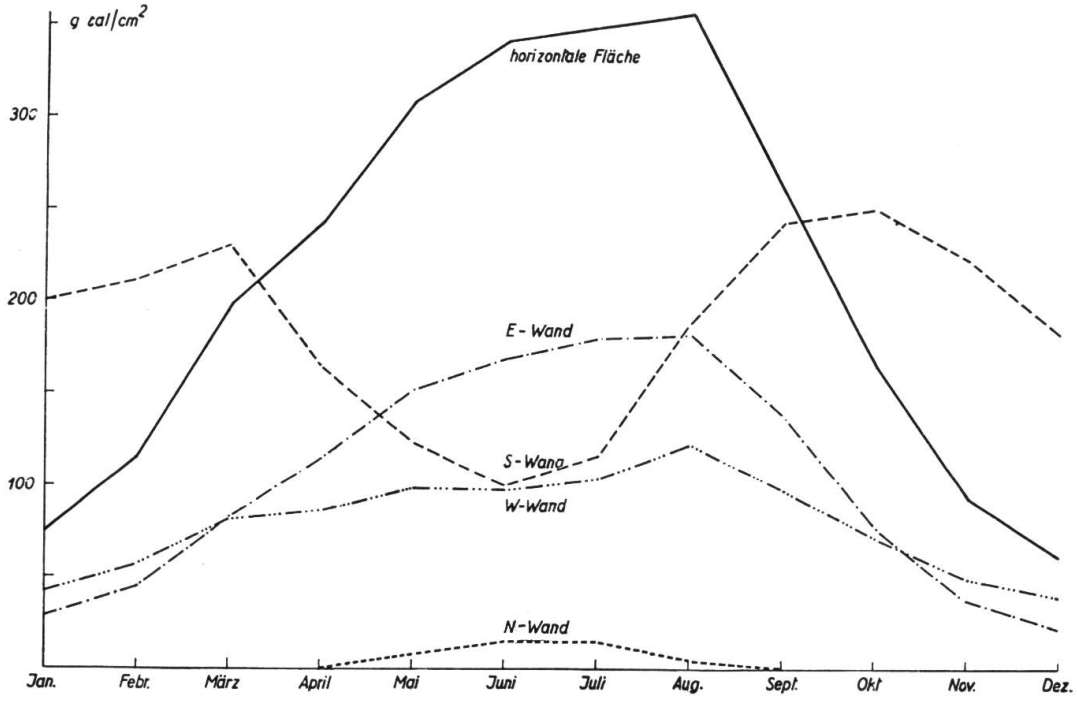


Abb. 14
Tägliche Wärmesummen der Sonnenstrahlung, jeweils am 15. des Monats auf eine horizontale Fläche und verschieden exponierte senkrechte Wände. Nach F. W. P. Götz (1926)

dem Größenverhältnis der zwischen Abszisse und Ordinate eingeschlossenen Flächen läßt sich der verschiedene Genuß an Strahlungsenergie erkennen.

Aus Abbildung 14 geht besonders anschaulich die Verteilung des Strahlungsgenusses der verschieden orientierten Flächen während der verschiedenen Jahreszeiten hervor. Mit Ausnahme der Südwand zeigen alle in Abbildung 14 berücksichtigten Flächen ihre größten Strahlungswerte während und gegen Ende des Sommers. Die Südwand dagegen weist in der warmen Jahreszeit ein ausgesprochenes und lange andauerndes Minimum auf, im Frühjahr und, besonders deutlich, im Herbst

dagegen je ein Maximum. Sie ist also im Sommer kälter als die Ost- und nur um ein ganz Geringes wärmer als die Westwand; während aller übrigen Jahreszeiten aber ist sie die wärmste.

Günstiger als die Steilwände liegen im allgemeinen mehr oder weniger geneigte Hänge. Unter ihnen sind es erwartungsgemäß die nach Süden exponierten Flächen, die mit den größten Strahlungssummen ausgewiesen sind.

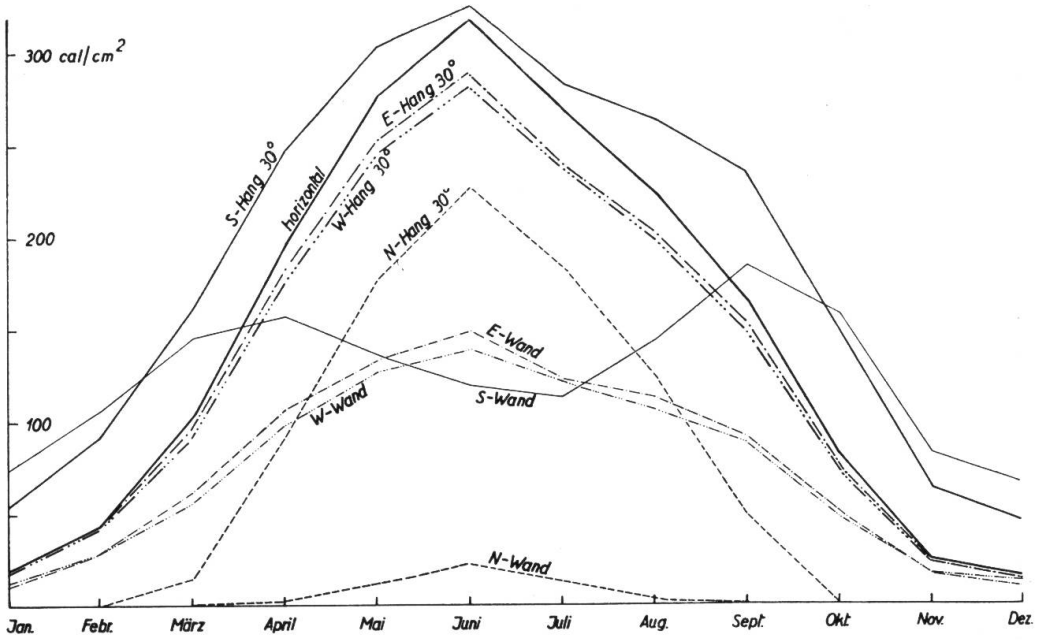


Abb. 15
Tägliche Wärmesummen der Sonnenstrahlung, jeweils am 15. des Monats auf eine horizontale Fläche und verschieden exponierte senkrechte Wände und geneigte Hänge in Potsdam. Nach J. Schubert (1928)

In Abb. 16 haben wir die von Götz gelieferten Werte für verschiedene Neigungswinkel des Südhanges sowie der horizontalen Fläche graphisch dargestellt. Die Kurven verschiedener Hangneigung zeigen darin einen weitgehend unter sich ähnlichen Verlauf. Sie weisen alle das sommerliche Minimum und die beiden Maxima im Frühjahr und im Herbst auf. Es springt aber weiterhin in die Augen, daß die Wärmesumme mit zunehmender Hangneigung zunächst ansteigt, bei 45° ein Maximum erreicht und bei noch größeren Neigungswinkeln wiederum regelmäßig abnimmt. Ähnliche Verhältnisse zeigt Abb. 17 für verschiedene Neigung des Nordhanges. Darin aber liegt ein wesentlicher Unterschied, daß seine jährliche Wärmesumme mit zunehmendem Neigungswinkel fortlaufend abnimmt, bis, ausgehend von einem Strahlungswert von 82 000 gcal/cm² auf der horizontalen Fläche, der minimale entsprechende Wert von 1700 Einheiten auf der senkrechten Nordwand erreicht ist.

Erweist sich der um 45° geneigte Südhang in seiner jährlichen Wärmesumme als der unter allen Hangrichtungen und -neigungen am meisten begünstigte, so wechselt im Laufe der Jahreszeiten die für die dannzumaligen Strahlungsverhältnisse günstigste Hangneigung. Die-

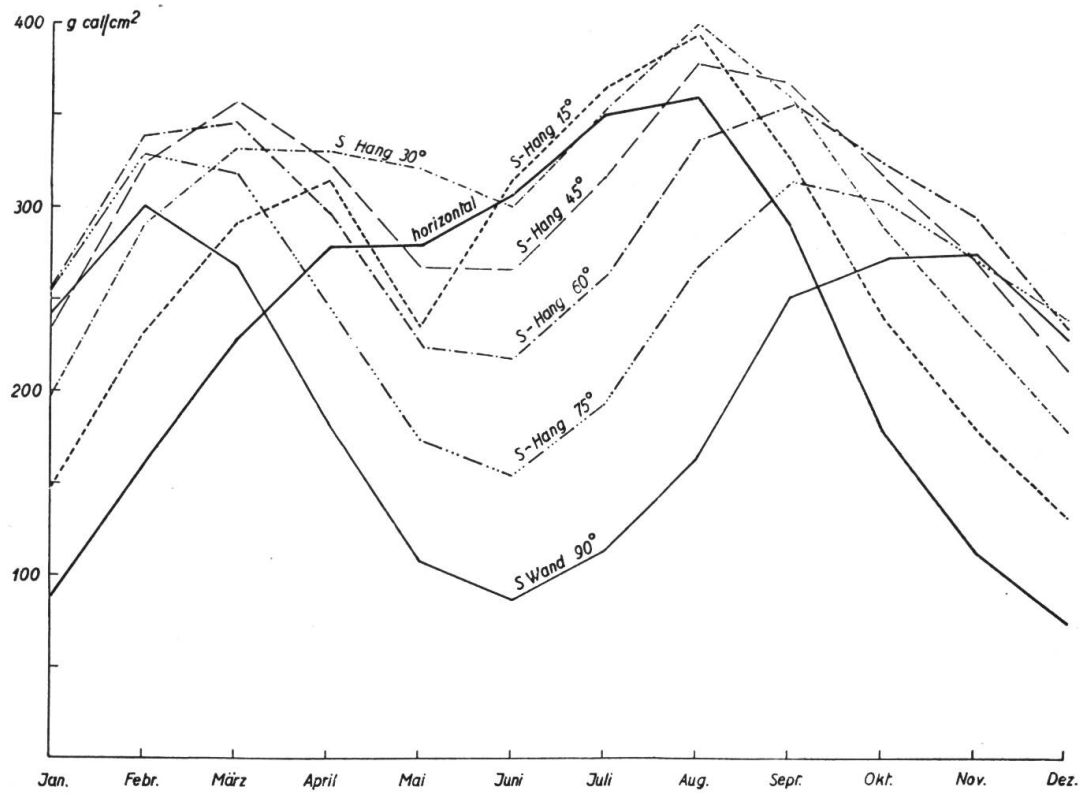


Abb. 16
Tägliche Wärmesummen der Sonnenstrahlung, jeweils am 15. des Monats auf eine horizontale Fläche und verschieden geneigte Südhänge in Arosa. Nach F. W. P. Götz (1926)

jenige von 45° steht zwar auch an der ersten Stelle für den Monat September. Doch kann die für sie gültige mittlere tägliche Wärmesumme (367 gcal/cm²) in andern Monaten mit anderen günstigsten Hangneigungen noch übertroffen werden. Im August z. B. weist der um 26° geneigte Südhang den für mittlere tägliche Wärmesummen höchsten Betrag von 400 Einheiten auf. Die günstigste Hangneigung wechselt also von Monat zu Monat, und zwar lehrt uns die diesbezügliche Zusammenstellung von Götz (Tab. 30, S. 39), daß in der ersten Jahreshälfte (Januar bis Juni) der günstigste Neigungswinkel von 68 bis auf 13° absinkt, während er von Juli bis Dezember in ungefähr derselben Weise wieder ansteigt. Wir haben diese Verhältnisse in Abb. 18 anschaulich dargestellt.

Die für Arosa gefundene günstigste Hanglage (Südhang 45°) hat auch für Finnland Geltung. Ist ihr Wärmegenuß aber in Arosa 65mal größer als derjenige der ungünstigsten Hanglage, also der senkrechten Nordwand, so ist dieses Verhältnis für Finnland nur 17 : 1.

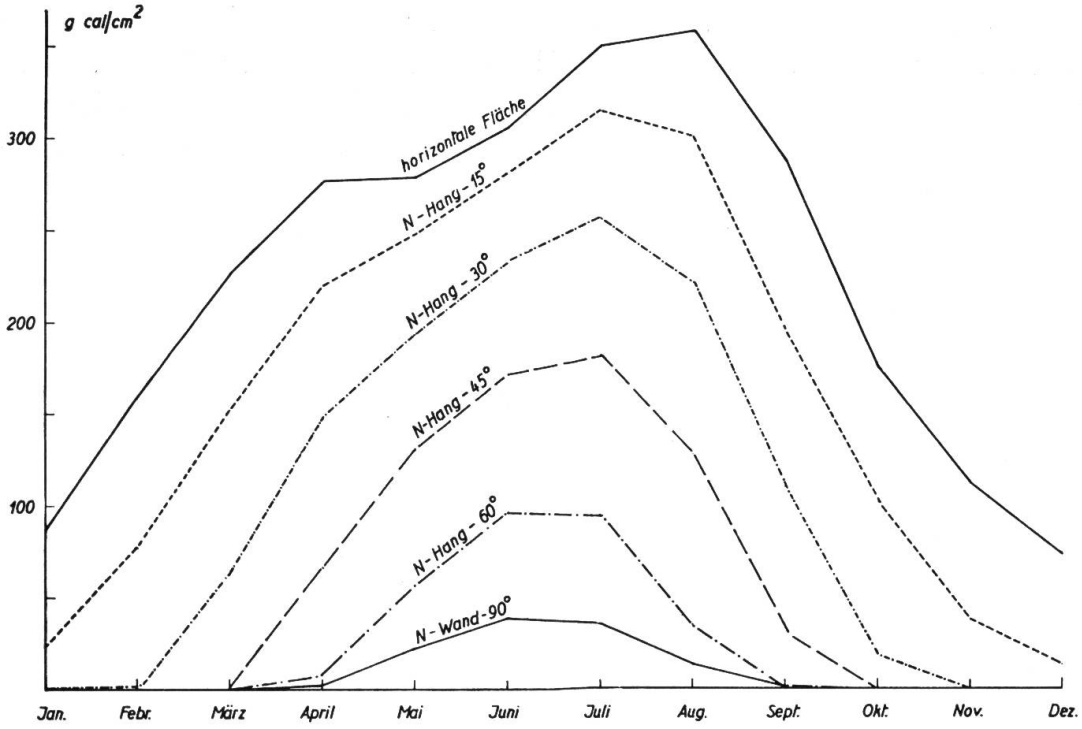


Abb. 17
Tägliche Wärmesummen der Sonnenstrahlung, jeweils am 15. des Monats auf eine horizontale Fläche und verschieden geneigte Nordhänge in Arosa. Nach F. W. P. Götz (1926)

In welcher Weise das Strahlungsklima auf der West- und Ostseite von der Hangneigung abhängt, geht aus den Mitteilungen von Götz nicht hervor. Aus den ähnlichen Berechnungen von Lunelund für Finnland dürfen wir aber schließen, daß auch im Gebiete der Schweiz auf den östlich und westlich exponierten Hängen im allgemeinen der

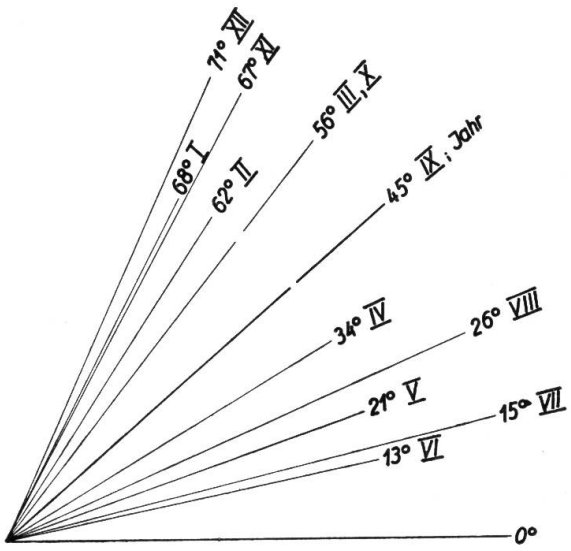


Abb. 18
Die hinsichtlich des Strahlungsgenusses günstigste Neigung eines Südhanges im Laufe des Jahres in Arosa. Die römischen Ziffern bedeuten die Monate. Nach F. W. P. Götz (1926)

Strahlungsgenuß größer ist als auf den entsprechend orientierten Steilwänden. Dabei spielt freilich die geographische Breite mit hinein, wie aus den Vergleichsmessungen verschiedener Breiten (60 bis 70° N) in Finnland hervorgeht.

Lunelund gibt eine Tabelle (l. c., S. 33), in der die verschiedenen Hanglagen in der Reihenfolge ihres jährlichen Strahlungsgenusses angeordnet sind. Greifen wir dabei die den 60. Breitegrad betreffenden Werte heraus, so folgen die verschiedenen Expositionen mit abnehmendem Strahlungsgenuß in nachstehender Weise aufeinander. Die Jahressumme der Horizontalfläche ist dabei = 100 gesetzt. Das Zeichen ⊥⊙ bedeutet die zur maximalen Strahlung um Mittag stets senkrechte Richtung.

1.		⊥⊙	239	12.	SW	(15°)	117	22.	W	(90°)	67.7
2.	S	(45°)	151	13.	SW	(90°)	105	23.	NW	(30°)	59.9
3.	S	(60°)	149	14.	**Horizont.**			24.	NW	(45°)	48.3
4.	S	(30°)	142		**Fläche**		**100**	25.	N	(30°)	45.6
5.	S	(75°)	137	15.	W	(15°)	98.7	26.	NW	(60°)	39.3
6.	SW	(45°)	135	16.	W	(30°)	97.6	27.	NW	(75°)	33.1
7.	SW	(60°)	132	17.	W	(45°)	93.0	28.	NW	(90°)	27.4
8.	SW	(30°)	129	18.	W	(60°)	88.0	29.	N	(45°)	25.3
9.	S	(15°)	125	19.	W	(75°)	79.1	30.	N	(60°)	14.6
10.	SW	(75°)	122	20.	NW	(15°)	79.0	31.	N	(75°)	10.9
11.	S	(90°)	118	21.	N	(15°)	71.8	32.	N	(90°)	8.8

Da die Mitteilung von Götz weniger ins Detail geht als die entsprechende Arbeit von Lunelund, ist ein Vergleich der für Finnland einerseits und Arosa anderseits festgestellten Verhältnisse nicht in vollem Umfange möglich. Dagegen bieten eine Anzahl Werte hierfür eine willkommene Möglichkeit. Wir ordnen zu diesem Zwecke die Hanglagen, für die Götz Jahressummen angibt, nach dem Wert ihres Strahlungsgenusses und vergleichen diese Reihenfolge mit derjenigen der entsprechenden Werte für Finnland (60° n. Br.). Dabei ergibt sich folgendes Bild :

Arosa Exposition		Finnland Exposition
1. S (45°)		1. S (45°)
2. S (30°)	* ↑	2. S (60°)
3. S (60°)	↓	3. S (30°)
4. S (15°)	↑	4. S (75°)
5. S (75°)	↓	5. S (15°)
6. horizontal	↑	6. S (90°)
7. S (90°)	↓	7. horizontal
8. N (—15°)		8. N (—15°)
9. E (90°)		9. E (90°)
10. N (—30°)	↑	10. W (90°)
11. W (90°)	↓	11. N (—30°)
12. N (—45°)		12. N (—45°)
13. N (—60°)		13. N (—60°)
14. N (—75°)		14. N (—75°)
15. N (—90°)		15. N (—90°)

* Das ↔ Zeichen bedeutet, daß die beiden Hanglagen gegenüber der Reihenfolge in der Liste von Arosa vertauscht sind.

Es geht aus dieser Gegenüberstellung hervor, daß die Reihenfolge der verschiedenen Hanglagen, bzw. diejenige ihrer jährlichen Strahlungssummen für Arosa und Finnland weitgehend dieselbe ist. Zwar erweist sich, verglichen mit Arosa, für Finnland viermal eine Hanglage mit der ihr in der Liste unmittelbar folgenden vertauscht. Größere Unterschiede in der Reihenfolge aber finden wir nirgends. Daraus dürfen wir schließen, daß, wenn einmal die Werte für sämtliche in Finnland berücksichtigten Hanglagen auch für Arosa bearbeitet sein werden, die Reihenfolge der begünstigten und der weniger begünstigten Flächen auch für diese Station nicht wesentlich anders sein wird, als wie sie heute für Finnland vorliegt. Hierin aber bietet sich uns in Verbindung mit den Angaben Mörikofers über die Zunahme der Strahlung mit der Meereshöhe die Möglichkeit, den Wärmegenuß zahlreicher Hanglagen innerhalb unseres Untersuchungsgebietes, für welche Jahressummen der Sonnenstrahlung noch nicht vorliegen, wenigstens der Größenordnung nach gegeneinander abzuwägen.

Wir setzen nun zum Vergleich mit den Aroser Verhältnissen auch einige Werte hinzu, die Schubert (1928) unter Berücksichtigung der mittleren Bewölkung aus den Potsdamer Strahlungsmessungen von 1907 bis 1923 für verschiedene Hanglagen mitteilte (Abb. 15, Tab. 12). In der Arbeit dieses Autors finden wir keine Jahressummen. Summieren wir aber die je zwölf Werte, die für die Tage der Monatsmitte angegeben sind, für die berücksichtigten Hanglagen und die Horizontalfläche und vergleichen die Reihenfolge dieser abnehmenden Zahlenreihe, so weit dies möglich ist, mit derjenigen von Arosa und von Finnland, so sehen

Tab. 12 Tagessummen der Sonnenstrahlung in kgcal/cm² für den mittleren Monatstag für Potsdam, unter Berücksichtigung der vorhandenen mittleren Bewölkung, berechnet von J. Schubert (1928, S. 12)

Strahlungssumme für	Horizontal-Fläche	Südhang 30°	Südwand 90°	Osthang 30°	Ostwand 90°	Westhang 30°	Westwand 90°	Nordhang 30°	Nordwand 90°
15. Januar	20	54	74	18	13	19	14		
15. Februar	44	91	106	42	29	42	29		
15. März	102	161	146	96	61	92	56	15	
15. April	196	248	158	182	106	175	99	91	1
15. Mai	276	303	136	251	133	245	126	176	11
15. Juni	319	326	120	289	148	281	139	228	23
15. Juli	269	283	113	240	122	239	121	183	14
15. August	223	263	143	204	112	198	106	124	4
15. September	165	235	184	153	91	149	88	50	0
15. Oktober	81	149	157	76	49	76	49		
15. November	25	63	82	24	17	25	18		
15. Dezember	15	45	65	14	10	15	12		
Jahr (12 Werte der Monatsmitte)	1735	2221	1484	1589	891	1556	857	867	53
% der Horizontalfläche	100	128	86	91	51	89	49	50	3

wir, daß auch hier die Übereinstimmung (ein Vergleich ist freilich nur in geringem Maße möglich) eine beinahe vollständige ist. Mit der Aroser Reihe stimmt diejenige von Potsdam völlig überein; verglichen mit derjenigen von Finnland erscheinen einzig die Werte der Südwand und des um 30° geneigten Westhanges gegeneinander vertauscht.

Verglichen mit den Aroser und Davoser Strahlungswerten (maximale Jahressumme eines 45° geneigten Südhanges rund 111 kgcal/cm², minimaler entsprechender Wert auf der senkrechten Nordwand 1,7 Einheiten) ist der Wärmegenuß entsprechender Hanglagen in geringerer Meereshöhe kleiner, in höhern Lagen dagegen entsprechend größer. Abgesehen von Einzelmessungen und den generellen Angaben Mörikofers kennen wir aber die diesbezüglichen Werte für den einzelnen Ort unserer Untersuchungen nicht. Aber auch wenn wir sie für die verschiedenen Expositionen in der Ebene und auf den höchsten Berggipfeln kennen würden, so wäre damit, namentlich nach unten hin, die Stufenleiter im Strahlungsreichtum unserer Algenstandorte noch keineswegs erschöpft. Algen wachsen ja nicht nur an offenen Stellen, die gemäß ihrer Exposition ein Maximum an Strahlung empfangen, sondern vielfach sind sie beschattet von Baum- und Buschwerk oder durch überhängenden Fels in Nischen und Höhlen. Ihr Lichtgenuß kann alsdann tausend-, ja zehntausendmal geringer sein als derjenige selbst einer an sich schon ungünstig gelegenen Nordwand. Diesbezügliche Strahlungsmessungen sind von vielen Seiten ausgeführt worden (Wiesner, 1907 u. a.).

kk) *Die wärmste Hanglage*

Die Temperatur der Boden- oder Gesteinsoberfläche ist unmittelbar von der Menge der direkt oder indirekt zugestrahlten Energie abhängig, jedoch nicht ausschließlich. Da zu allen Jahreszeiten der um 13° (Juni) bis 71° (Dez.) geneigte Südhang die höchste Einstrahlung besitzt, müßte er, falls nicht noch andere Faktoren dabei ausschlaggebend wären, das ganze Jahr hindurch die höchsten Temperaturen der Boden- bzw. Gesteinsoberfläche, oder in entsprechender Weise auch der tieferen Schichten im Boden und Gestein, aufweisen.

Unsere Untersuchungen zeigten aber, daß dies nicht der Fall ist, fanden wir doch bei unsern Temperaturmessungen in Zürich, am Weißfluhjoch und in Davos immer wieder die höchsten Tagestemperaturen nicht am Süd-, sondern am Südwesthang. Diese Tatsache ist zwar aus den von uns mitgeteilten Meßreihen nicht ersichtlich. In Einzel-Vergleichsmessungen aber stellten wir sie immer fest. Worin liegt hierfür der Grund ?

Die Höhe der Temperatur, zu der eine Gesteinsoberfläche dank der Sonnen- und Himmelsstrahlung im Laufe eines Tages gelangen kann,

ist, abgesehen von der absorbierten Strahlungsgröße, zunächst abhängig von der Ausgangstemperatur des Gesteins. Liegt diese, wie dies in der Frühe eines Sommermorgens der Fall sein kann, schon ziemlich hoch (z. B. Dolomitgestein in Davos am 19. August 1940 bei +6,2°, oder Verrucano in Zürich am 9. August 1940 bei +14,9°), so wird naturgemäß die zugestrahlte Wärme zu höhern Gesteinstemperaturen führen, als dies der Fall sein kann, wenn der Stein von einer tiefern Temperatur aus erwärmt werden muß (Diabas in Davos am 30. Dezember 1939 bei —22,5°, oder Diabas in Zürich am 12. Januar 1941 bei —11,5°). Es entspricht darum durchaus unserer Erwartung, daß wir in tiefern Lagen höhere Gesteinstemperaturen feststellen als im Gebirge, obschon dort geringere Strahlungsmengen auf das Gestein fallen als hier.

Die Intensität der Strahlung kommt ja nicht in der Temperatur an sich zum Ausdruck, sondern in der Temperatur*erhöhung*, die eine Gesteins- oder Bodenfläche verschiedener Neigung und Richtung im Laufe eines Tages (oder Monats oder Jahres) aufweist. Vergleichen wir auf diesen Punkt hin die Ergebnisse unserer Messungen, so finden wir im Hochgebirge die größten Werte der Erhöhung über die Temperatur der Luft, nämlich am 12. April 1941 auf dem Weißfluhjoch. Damals erwärmte sich die Ostwand unseres Serpentinquaders von —16,0 auf +14,3° C, was einer Temperaturerhöhung im Laufe eines Tages von 30,3° oder einer Erwärmung über die Temperatur der Luft von 23,7° entspricht. Der Wärmegewinn hätte noch größer sein können auf der nach S geneigten Wand. Eine solche, mit zirka 10° Neigung hatten wir zwar berücksichtigt. Um eine maximale Einstrahlung zu erlangen, hätte sie im April aber stärker, nämlich um 34° nach S geneigt sein müssen. Für das Frühjahr war ihre Neigung also um zirka 25° zu gering.

Die größten Tagesschwankungen, die nicht ausschließlich das Ergebnis der Einstrahlung zu sein brauchen, sondern in denen auch Veränderungen im Großklima, zum Beispiel durch Heranschaffung höher oder tiefer temperierter Luftmassen mitspielen können, finden wir diesmal in Zürich, ebenfalls im Frühjahr. Daß diese tief gelegene Station die Meßorte im Gebirge in der maximalen Tages-Amplitude der Temperatur übertrifft, liegt an Zufälligkeiten. Einmal konnten wir hier die für die Messungen besonders günstigen Tage, das heißt namentlich windstille Strahlungstage auswählen, während dies in Davos und auf dem Weißfluhjoch in viel geringerem Maße möglich war. Setzten wir uns, wenn uns von Davos ein Strahlungstag gemeldet wurde, in den Zug, so konnte es vorkommen, daß mitten in den Messungen das Wetter umschlug, womit unsere Meßreihe im Hinblick auf Höchstwerte wertlos wurde. So erfolgten unsere Untersuchungen weder in Davos noch auf dem Weißfluhjoch (Ausnahme : Wintermessung in Davos am 30. Dezember 1939)

an derart ausgewählt günstigen Tagen, wie sie uns in Zürich zur Verfügung standen.

Die höchsten Maximaltemperaturen der Gesteinsoberfläche ermittelten wir in Zürich, geringere in Davos und die geringsten auf dem Weißfluhjoch. Die drei Meßstationen folgen aufeinander in der umgekehrten Reihenfolge, als sie der Intensität der Strahlung entsprechen würde. Dies liegt in erster Linie in der verschiedenen Ausgangstemperatur der Meßreihen, das heißt in der mit der Höhe abnehmenden Lufttemperatur begründet (mittlere Jahrestemperatur von Zürich +8,5°, von Davos +2,7°, des Weißfluhjochs —3,4° [nach freundlicher Ermittlung aus den bisher aufgenommenen Beobachtungen durch Herrn Dr. J. Florin] und des Jungfraujochs —7,0° [nach W. Mörikofer]).

Diese Abnahme der Maximal- und Mitteltemperatur mit der Meereshöhe gilt nicht nur für das Gestein, sondern auch für den bewachsenen Boden, wie dies aus den Untersuchungen Maurers (1916) hervorgeht. Dieser Autor berechnete die mittlere Bodentemperatur in 1,2 m Tiefe für Meereshöhen von 600 bis 3000 m für das Gebiet des Simplonmassivs (Westalpen). Er stellte dabei eine eindrucksvoll regelmäßige Abnahme um 0,43° (Mittel) je 100 m Höhendifferenz fest, während die Abnahme der Lufttemperatur in demselben Gebiet 0,56° (Mittel) je 100 m beträgt.

Diese Ausgangstemperatur, von der aus die Sonnen- und Himmelsstrahlung einen Berg, einen Felsblock oder Gesteinssplitter zu erwärmen hat, ist nun auch für die unterschiedlich exponierten Hanglagen oder Steilwände verschieden.

Wäre die Höchsttemperatur einer Gesteinsfläche ausschließlich von der Menge der zugestrahlten Wärme abhängig, so müßte der um 45° geneigte Südhang im Mittel des Jahres die höchste Temperatur erreichen. Wir haben weiter oben mitgeteilt, daß dies nicht der Fall ist. Unsere höchsten gemessenen Temperaturen liegen auf der nach SW exponierten Seite eines gerundeten Meßblocks (z. B. anstehender Dolomit in Davos oder Verrucano-Block in Zürich).

Wir führen diese Tatsache darauf zurück, daß sich vom frühen Morgen an, wenn zunächst nur die Osthänge von der aufgehenden Sonne beschienen werden, durch die diffuse Himmelsstrahlung, durch Leitung von der Ostwand her und durch Austausch der Luftmassen auch die Süd-, West- und Nordhänge erwärmen. Mit der Ostwand erwärmt sich ja auch die Lufttemperatur um den Meßblock, und kurze Zeit nach Sonnenaufgang nehmen, wie wir sahen, alle nicht direkt beschienenen Felsflächen die Temperatur der Luft an. Fällt nun die höher steigende Sonne mit größerer Strahlung auf den Südhang, so wird sie diesen auf eine höhere Temperatur bringen als sie den Osthang brachte (höhere Ausgangstemperatur und intensivere Strahlung), und wenn sie am frühen

Nachmittag auch den Südwesthang mit ihren Strahlen bestreicht, hat auch dieser mit der höheren Temperatur der Luft und dank der bereits seit dem Morgen empfangenen Himmelsstrahlung und wohl auch der Wärmeleitung im Gestein eine höhere Temperatur angenommen, als sie der Südhang zur Zeit, da die ersten direkten Sonnenstrahlen auf ihn fielen, aufweist. Die Strahlungskraft der Sonne ist aber noch stark genug, um den Südwesthang noch weiterhin zu erwärmen, und so nimmt dieser schließlich eine noch höhere Temperatur an als der Südhang.

Dieser Befund ist in Übereinstimmung mit Beobachtungen anderer Forscher, zum Beispiel Kerners, trotzdem dieser Autor seine Messungen nicht an der Gesteinsoberfläche, sondern in der Erde, und zwar in 70 bis 80 cm Tiefe durchführte. Er fand die größten Temperaturunterschiede zwischen den einzelnen Hanglagen im Sommer. Die kälteste Hangrichtung ist, wie erwartet werden kann, die nördliche. Die Lage der wärmsten aber wechselt im Laufe des Jahres.

Vom Januar bis März liegt das Temperaturmaximum im Südwesten, wandert dann rasch nach Südosten, und im Laufe des Sommers und Herbstes vollzieht sich die Rückwanderung nach Südwesten.

Geiger erklärt diese Wanderung des Temperaturmaximums von einer Hangrichtung zur andern durch den Wärmeverlust, den der Boden erleidet durch die Verdunstung des am Morgen an seiner Oberfläche vorhandenen Wassers. Dieser Verlust ist geringer, wenn nachmittags die Sonne ihre stärkste Wirkung auf die Südwesthänge ausübt.

Bei unsern Temperaturmessungen auf dem Gestein konnten wir zu verschiedenen Malen eine Verzögerung der vormittäglichen Erwärmung durch Verdunstung des an der Gesteinsoberfläche haftenden Wassers (Tau) nachweisen. Wir denken aber nicht, daß diese Erklärung für sich allein für die maximale Erwärmung in Südwestlage ausreichen kann. Der höheren Ausgangstemperatur, von der aus die Erwärmung durch direkte Sonnenstrahlung erfolgt, dürfte, wie weiter oben ausgeführt wurde, dabei die erste Bedeutung zukommen.

Ein durchaus ähnliches Bild ergaben auch die Messungen E. Gerlachs (1929). Dieser Autor bestimmte in elf Meßreihen im Sommer 1926 den Temperaturgang im Kambium auf den verschieden exponierten Seiten eines alten Fichtenstammes und teilt über den Eintrittsort und die Eintrittszeit des täglichen Temperaturmaximums folgende Daten mit:

Tagesstunde	14½	15	15½	16	16½
Ort des Tagesmaximums . . .	SE	S	Luft	SW	N
Betrag des Maximums	31°	31°	24°	**32°**	24°

Das absolute Tagesmaximum liegt also wiederum auf der südwestexponierten Seite des Stammes. Auch hier dürften, ähnlich den Verhält-

nissen auf unseren Gesteinsoberflächen, nicht in erster Linie die Feuchtigkeitsverhältnisse den Ausschlag geben, sondern vielmehr die Erklärung Geltung haben, mit der wir die maximale Erwärmung auf der Südwestseite der Gesteinsoberfläche zu erläutern suchten.

In welcher Weise die lebende Pflanze auf diese Wärmeverteilung in verschiedenen Expositionslagen reagiert, zeigt besonders eindrücklich A. Scamoni an der Aufblühfolge der Blütenstände einer 15jährigen freistehenden Kiefer. Der Baum brachte in vier Astquirlen insgesamt 181 männliche Blütenstände zur Entwicklung. Von diesen blühte ein Teil auf bis zum 15. Mai, ein anderer bis zum 16. Mai, mittags, ein weiterer Teil bis zum Abend des gleichen Tages und die restlichen Blütenstände bis zum 17. Mai. Die ersten offenen Blüten erschienen nicht in Süd-, sondern in Südwestlage an der Baumkrone.

Als Algenwuchsorte kommen Horizontalflächen nur in seltenen Fällen in Frage. Wir begegnen ihnen am ehesten etwa in der Aufprallzone vor Wasserfällen oder auf dem breiten Rücken größerer Rundhöckermassive. Sonst aber sind ebene Flächen Stellen extremer Trockenheit und darum meist der Vegetation der Flechten vorbehalten. Dagegen finden wir von der Ebene bis ins Hochgebirge in jeder möglichen Hangrichtung und -neigung Algenwuchsorte in größter Zahl. Das Expositionsklima spielt daher in der Biologie der Algen eine ausschlaggebende Rolle. Was im besonderen das Lichtklima eines Wuchsortes anbetrifft, so werden wir bei der Besprechung der Vegetation in Abhängigkeit von den Gegebenheiten des Lebensraumes sehen, daß ihm für die Art und Zusammensetzung einer Vegetation grundlegende Bedeutung zukommt. Im einzelnen werden wir uns auch mit den Fragen des Lichtgenusses zu beschäftigen haben bei der Besprechung der Außenbedingungen, unter denen die Lichenisation der Algen, d. h. die Flechtenbildung erfolgen kann.

II) *Jahressummen der Sonnenstrahlung auf verschieden exponierten Flächen und in verschiedenen Höhenlagen unseres Untersuchungsgebietes*

Da es außer allem Zweifel steht, daß die Zusammensetzung der Algenvegetation und die Ausbildungsweise der Lager mancher ihrer Vertreter (*Gloeocapsa* u. a.) in weitgehendem Maße vom Lichtreichtum ihres Wuchsortes abhängt, so obliegt uns auch die Aufgabe, die Ansprüche der einzelnen Arten und Vegetationseinheiten an das Lichtklima mengenmäßig zu erfassen. Da uns aber für den einzelnen Wuchsort keine diesbezüglichen Messungsergebnisse zur Verfügung stehen, sind wir gezwungen, auf Grund der Unterlagen, die uns die lichtklimatische Forschung bisher lieferte, den Lichtgenuß einer Algen-Sammelstelle abzuschätzen. Dies ist tatsächlich weitgehend möglich, wenn wir nur nicht zu große

Ansprüche an die Genauigkeit der dabei ermittelten Werte stellen und nicht der Versuchung erliegen, aus einer solchen Betrachtung weitgehendere Schlüsse zu ziehen, als solche wirklich gesichert sind.

Wir gehen dabei aus von den für Arosa und Davos mitgeteilten jährlichen Wärmesummen für die horizontale Fläche sowie verschieden exponierte und unterschiedlich geneigte Hänge (Tab. 11 und 11 a). Sodann berücksichtigen wir die Änderung, die die diesbezüglichen Zahlen in tiefern bzw. höhern Lagen erfahren, und zwar setzen wir für tiefe und mittlere Höhenlagen je 100 m Höhendifferenz eine Abnahme dieser Zahl um 3% ein (Mörikofer, l. c., nennt für Lagen unter 1600 m im jährlichen Durchschnitt 2—4 %) und, entsprechend der weiteren Angabe Mörikofers, für Lagen über 1600 m eine Zunahme von 1% je 100 m Vertikaldistanz. Im weiteren legen wir unsern Berechnungen die Zahlen zugrunde, die Götz (Arosa, Tab. 11 und 11 a), Lunelund (Finnland) und Schubert (Potsdam, Tab. 12) angeben für das Verhältnis des Lichtreichtums verschiedener Hanglagen im Vergleich mit demjenigen der horizontalen Fläche. Unter Berücksichtigung aller dieser Grundlagen können wir also den Lichtgenuß unserer Algenwuchsorte, soweit sie offen dem Licht ausgesetzt sind, in grober Annäherung berechnen.

Dabei möchten wir aber nicht das Gewicht auf den einzelnen Wert legen. Der eine oder andere mag in unserer Tabelle etwas zu hoch oder zu niedrig sein. Darauf kommt es uns aber nicht an. Vielmehr sollen uns diese Zahlen als Grundlage dienen, um Typen aufzustellen, eine kleine Zahl von Stufen, von denen jede eine verhältnismäßig breite Skala des Strahlungsgenusses umfaßt.

In Tabelle 12 a finden wir unser Untersuchungsgebiet in sechs Höhenstufen eingeteilt. Diese umfassen in den Lagen von 500—2000 m über Meer eine Vertikaldistanz von je 500 m. Die ganz großen Höhen, von 2000 bis 4000 m, in denen die jährliche Wärmesumme nur noch in einem verhältnismäßig geringen Maße zunimmt, faßten wir in einer einzigen Stufe zusammen.

Ausgehend von dem von Arosa und Davos für die horizontale Fläche angegebenen Wert von 82 kgcal/cm² berechneten wir nun die jährliche Wärmesumme für die verschiedenen Höhenstufen. Diese betragen, in stark abgerundeten Zahlen ausgedrückt: 90 Einheiten für Stufe 6, 80 für Stufe 5, 67 für Stufe 4, 55 für Stufe 3, 50 für Stufe 2 und unter 50 kgcal/cm² für Stufe 1.

Von der Horizontalfläche aus wurde nun auf Grund der diesbezüglichen Zahlen von Arosa und unter Herbeiziehung derjenigen von Davos (Dorno, Mörikofer), von Finnland (Lunelund) und von Potsdam (Schubert) die jährliche Wärmesumme für die unterschied-

Tab. 12a Jährliche Summen der Sonnenstrahlung unterschiedlicher Hanglagen in verschiedenen Höhenstufen unseres Untersuchungsgebietes in kgcal/cm²

Höhenstufe	Horizontalfläche	S 75°	S 60°	S 45°	S 30°	S 15°	S 90°	E 90°	W 90°	N −15°	N −30°	N −45°	N −60°	N −75°	N −90°
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
2001—4000 m ü. M. . . .	90	103	116	122	118	108	83	47	40	66	43	23	10	4	2
				VI						IV					
1501—2000 m ü. M. . . .	80	91	103	108	105	96	74	42	35	58	38	21	9	3	2
1001—1500 m ü. M. . . .	67	76	86	90	88	80	62	35	30	49	32	17	7	3	1
				V										II	
501—1000 m ü. M. . . .	55	63	71	74	72	66	51	29	24	40	26	14	6	2	1
										III					
bis 500 m ü. M.	50	57	65	67	66	60	46	26	22	37	24	13	6	2	1
				IV											
% der Horizontalfläche .	100	114	129	135	131	120	92	52	44	73	48	26	11	4	2

Die Ziffern I—VI bezeichnen die Stufen des Strahlungsgenusses.

lichen Hanglagen in den sechs Höhenstufen berechnet. Diese Werte finden wir in den vertikalen Zahlenreihen 2—15 unserer Tabelle 12 a dargestellt.

Wir ersehen daraus, daß die höchste Wärmesumme mit 122 Einheiten für den um 45° geneigten Südhang in zirka 3000 m Meereshöhe errechnet wurde, während die lichtärmste Nordwand in der Ebene mit einer 122mal kleineren Wärmesumme, nämlich mit nur einer Einheit ausgewiesen ist. Und zwischen diesen extremen Werten liegen diejenigen aller übrigen Hanglagen. Sie betreffen offene Flächen, auf die die Sonnenstrahlung ungehindert einfallen kann.

Nun sind wir uns wohl bewußt, daß alle in unserer Tabelle genannten Werte zu klein sind, um den wahren Lichtgenuß der in Betracht gezogenen Flächen auszudrücken. Sie betreffen ja nur die Sonnenstrahlung und lassen die Himmelsstrahlung unberücksichtigt. Nur aus Mangel an Unterlagen haben wir die Himmelsstrahlung nicht mit in unsere Berechnungen einbezogen. Wenn einmal entsprechende Untersuchungen über die Gesamtstrahlung vorliegen, werden sich alle Strahlungssummen etwas erhöhen. Wir dürfen aber annehmen, daß diese Erhöhung innerhalb der für unsere Werte gültigen Genauigkeitsgrenze keine unregelmäßigen Verschiebungen hervorbringen wird; mit zunehmender Meereshöhe nimmt die diffuse Strahlung ab, so daß die Unterschiede zwischen Hochgebirge und Niederung durch Einbezug der diffusen Himmelsstrahlung eher geringer werden.

Nun kommt es aber, wie wir bereits mitteilten, nicht auf den Einzelwert an, sondern auf seine Größenordnung. Wir haben darum die errechneten Wärmesummen wiederum in sechs Stufen eingeteilt und möchten nun alle von uns untersuchten Algenwuchsorte, entsprechend ihrer Lage im Gebiet und ihrem besonderen Expositionsklima, in diese Stufen einordnen. Es liegt ihnen folgende Wertegruppierung zugrunde :

Jährliche Summe der Sonnenstrahlung

Stufe	6	über 100 kgcal/cm²
»	5	71—100 kgcal/cm²
»	4	41— 70 kgcal/cm²
»	3	11— 40 kgcal/cm²
»	2	1— 10 kgcal/cm²
»	1	unter 1 kgcal/cm²

In Tabelle 12 a haben wir die entsprechend ihrer Wärmesumme in die sechs Stufen gehörenden Hanglagen durch ausgezogene Linien gegeneinander abgegrenzt und finden dabei folgende Gruppierung der Hanglagen. Stufe 6 umfaßt die lichtreichsten Süd-, Südwest- und Südosthänge in höchsten Lagen (1500—4000 m). Stufe 5 : Horizontalfläche und

Südwand in hohen und höchsten Lagen, sodann Südhänge mittlerer Neigung, namentlich in mittleren Höhen (500—2000 m). Stufe 4 : Horizontalfläche sowie Südhänge starker (75°) und schwacher (15°) Neigung in mittleren Höhen, Ostwand und schwach geneigte Nordhänge in hohen und höchsten Lagen, sodann Südwand und alle Südhänge in tiefern Lagen. Stufe 3 : Ost- und Westwand sowie schwach geneigte Nordhänge (—30 bis —45°) durch alle Höhenstufen des Untersuchungsgebietes. Stufe 2 : alle offenen Nordhänge von —60 und mehr Grad Neigung. Stufe 1 : Höhlen, Grotten und beschattete Orte in allen Höhenstufen.

E. Der Wasserhaushalt der Gesteinsoberfläche

Für die Feuchtigkeitsverhältnisse der Gesteinsoberfläche einer Gegend ist in erster Linie die Gesamtmenge und Verteilung der Niederschläge im Ablauf eines Jahres maßgebend. Regen und Schnee benetzen nicht nur den Fels zur Zeit ihres Niederfallens bzw. Abschmelzens, sondern sie bilden auch die Quelle und Reserve des Riesel- und Sickerwassers, das während der Zwischenregenzeiten bestimmte Stellen des Gesteins naß oder feucht erhält.

Die von uns untersuchten Standorte von Gesteinsalgen erstrecken sich über alle Klimagebiete der Schweiz, liegen also in klimatischen Zonen, deren Niederschläge im jährlichen Mittel einer 25jährigen Periode (1901 bis 1925) zwischen 55 cm (Grächen im Wallis) und 290 cm (Säntisgipfel) liegen. Wie weiter oben bereits erwähnt wurde (S. 28), ergaben neuere Niederschlagsmessungen mittelst Totalisatoren für manche Hochgebirgsstationen wesentlich höhere Werte, für den Säntisgipfel z. B. volle 4 m, für den Mönchsgrat im Gebiet der Jungfrau sogar noch mehr.

Es ist zu erwarten, daß so große Unterschiede im Wasserreichtum einer Gegend, ähnlich wie in der Vegetation der höhern Pflanzen, auch in derjenigen der Algen und Flechten zum Ausdruck kommen. Wir werden bei der Beschreibung dieser Vegetation sehen, daß dies tatsächlich der Fall ist. Von ungleich größerer Bedeutung als der Niederschlagsreichtum aber ist die Menge und zeitliche Verteilung, in der dieses Wasser der Algenvegetation zur Verfügung steht. Die Niederschläge kommen ja auf dem Gestein in ganz anderer Weise zur Auswirkung als auf dem bewachsenen oder nackten Boden, auf der senkrechten Wand wiederum anders als auf dem waagrecht liegenden Gestein oder an der mehr oder weniger geneigten Felslehne.

Fällt Regen auf eine Fläche horizontal liegenden oder geneigten, bewachsenen oder unbewachsenen Bodens, so wird das Wasser zum mindesten eine Zeitlang im Erdreich aufgesogen. Es dringt in die Tiefe, ver-

teilt sich in feinsten Bahnen, erfüllt Hohlräume, benetzt kleinste Erdkrümchen und bleibt, durch starke Oberflächenkräfte festgehalten, an ihnen haften. Erst wenn die wasserhaltende Kraft gemäß der Kapazität des Bodens voll beansprucht ist, bleibt Wasser über dem Boden stehen oder beginnt abzufließen. In derselben Weise wie auf großen Flächen vollzieht sich dieser Vorgang auch in kleinen und kleinsten Ansammlungen von feinem Detritus, Rohhumus und gereiftem Boden. Auch hier versickert ein Teil der Niederschläge und wird dabei festgehalten. Anders verhält sich das Wasser auf dem nackten Gestein. Je kompakter dieses ist, um so weniger wird es durch Adhäsions- und Kapillarkräfte an ihm festgehalten. Sofern nicht Vertiefungen vorhanden sind, wird es zum allergrößten Teil alsbald abfließen, und schon wenige Minuten, nachdem es zu regnen aufgehört hat, kann die Gesteinsoberfläche wieder trocken sein. Je steiler der Fels ansteht, um so länger wird es überdies dauern, bis seine Oberfläche benetzt ist; der Alpenwanderer weiß gut genug, daß es unter bestimmten Windverhältnissen recht ansehnlicher Regenmengen und einer langen Regendauer bedarf, bis eine senkrechte Wand naß ist. Sie steht damit unter ganz anderen Feuchtigkeitsverhältnissen als eine weniger geneigte oder gar waagrechte Gesteinsfläche unweit daneben. Solche Verhältnisse liegen auch in anderen Gebirgen vor. So berichtet Diehls (l. c. S. 506) : « Die Feuchtigkeit des Standortes (einer Steilwand in den Südtiroler Dolomiten) ist sehr eigentümlich. Regen trifft diese 85° und mehr geneigten Felswände nur ausnahmsweise. Ich habe sie bei heftigem Regen genau beobachtet und nur selten einen Tropfen an die Wand fallen sehen. »

Tritt eine Felswand in ihrer ganzen Ausdehnung oder an einzelnen Stellen unter überhängendem Gestein mehr oder weniger zurück, wie dies in den Alpen, im Jura und im Mittelland vielerorts der Fall ist, so kann sie von den Niederschlägen jahraus jahrein völlig unberührt bleiben. Der Benetzungsgrad solcher Flächen steht dann ausschließlich unter dem Einfluß des Wassergehaltes der Luft, der Bergfeuchtigkeit und gegebenenfalls mehr oder weniger reichlichen Kondensationswassers. Aus diesen Überlegungen geht hervor, daß eine Gesteinsoberfläche in der Ausnützung des meteorischen Wassers ungleich ungünstiger dasteht als bewachsener oder kahler Boden, eine senkrecht anstehende Wand ungünstiger als eine waagrechte oder geneigte und die unter überhängendem Gestein zurücktretende wiederum ungünstiger als die Steilwand. Solche verschiedenartigen Verhältnisse können in der Natur auf engstem Raum, z. B. im Umkreis eines Quadratmeters, verwirklicht sein. Die von den meteorologischen Stationen ermittelten Niederschlagsmengen einer Lokalität sind darum ein durchaus ungenügender Maßstab für die wirklichen Feuchtigkeitsverhältnisse eines Algen- oder Flechtenstandortes

auf dem Gestein. Eine ganze Reihe von Faktoren (Oberflächenbeschaffenheit, Hangneigung, Dichte oder Zerrissenheit des Gesteins usw.) sind in der ökologischen Beurteilung eines Felsstandortes von ebenso hoher Bedeutung.

a) Riesel- und Sickerwasser

Einer Felsfläche stehen neben dem an einer bestimmten Stelle auffallenden Regenwasser noch andere Reserven zur Verfügung. Ist sie geneigt, so erhält sie, namentlich in Mulden oder abwärts verlaufenden Rinnen nicht nur das Wasser, das während des Regens unmittelbar darauf fällt, sondern überdies noch dasjenige, das von höher gelegenen Flächen abfließt. Solches oberflächlich abfließende Rieselwasser kann in einem kleinen Bergbach, in einem von Stufe zu Stufe über den Fels fallenden Rinnsal oder in einem mehr oder weniger dünnen und dünnsten Film das Gestein benetzen. Führt eine solche Rinne nur Regenwasser ab, so wird sie während kürzerer oder längerer Schönwetterperioden versiegen; wird sie aber von Schmelzwasser gespeist, so kann sie die ganze warme Jahreszeit über und dazu noch im Winter während der Mittags- und Nachmittagsstunden Wasser führen.

Ein anderer Teil des niedergehenden Wassers fließt nicht oberflächlich ab, sondern versickert in dem den Fels bedeckenden Schutt, in Erdansammlungen in Wannen, Trögen und Felsterrassen, im Wurzelwerk höherer Pflanzen, in Gras- und Moospolstern, oder es dringt durch Spalten, Klüfte, Ritzen und feinste Haarrisse ins Innere des Gesteins ein. Dieses Wasser wird auf und im Fels während längerer oder kürzerer Zeit zurückbehalten. Aber an manchen Stellen sammelt es sich und tritt, wenigstens zum Teil, als Sickerwasser an der Gesteinsoberfläche später wieder zutage.

Wie die Rieselwasserrinnen sind die Austrittstellen von Sickerwasser und die ganzen von ihnen benetzten Areale hinsichtlich der Feuchtigkeit *begünstigte* Stellen, die der Besiedelung durch eine Lithophytenvegetation ganz andere Bedingungen darbieten als die Gesteinsflächen, die nur von dem an Ort und Stelle niedergehenden Regen und abschmelzenden Schnee benetzt werden.

Im zweiten Teil der vorliegenden Arbeit werden wir sehen, daß der Wasserhaushalt eines Standortes darüber entscheidet, ob eine Vegetation sich darauf anzusiedeln vermag oder nicht. Findet eine solche ihre Existenzmöglichkeit, so ist es wiederum der Benetzungsgrad, der die Artenzusammensetzung weitgehend bestimmt.

Um die Vegetation des Gesteins zu verstehen, müssen wir in erster Linie seine Feuchtigkeitsverhältnisse kennen. Es erwächst uns darum

zunächst die Aufgabe, diese in ihrer Vielgestaltigkeit zu erfassen und zu typisieren, um darüber diskutieren und auf dieser Grundlage die Vegetationseinheiten umgrenzen und charakterisieren zu können.

b) Versuche über die Durchsickerung von Regenwasser durch Erdschichten gleichen Volumens, aber verschiedener Zusammensetzung und verschiedenartiger Bewachsung

Es konnte uns nicht genügen, festzustellen, daß auf der Felswand Biotope, die hinsichtlich des verfügbaren Wassers als « begünstigt » oder « nicht begünstigt » genannt werden müssen, dicht nebeneinander liegen können. Wie bereits erwähnt, sind Art und Dauer der Benetzung für den Typus und die Zusammensetzung einer Vegetation von entscheidender Bedeutung; viele Exkursionen mußten wir darum, über die Jahreszeiten verteilt, ein oder mehrere Male wiederholen, um über die Abhängigkeit einer Algen- oder Flechtengemeinschaft vom Benetzungsgrad des Standortes ein einigermaßen klares Bild zu gewinnen.

Aber alle Beobachtungen in der Natur vermochten nicht deutlich genug Auskunft zu geben über die Fragen : wie lange kann eine größere oder kleinere Erdansammlung nach einem Regenfall Sickerwasser an die unter ihr abfallende Felswand abgeben ? Wieviel Wasser ist notwendig, um eine Oberfläche von bestimmter Größe dauernd oder während einer bestimmten Zeit naß zu erhalten ? Innerhalb welcher Grenzen variiert die hierfür notwendige Wassermenge auf einer S- oder N-exponierten Wand ? Um diese Fragen wenigstens in ihrer Größenordnung quantitativ erfassen zu können, führten wir unter Verhältnissen, die den in der Natur vorhandenen weitgehend ähnlich sind, Versuche durch, unter klimatischen Bedingungen, die mehr oder weniger genau festgestellt werden konnten.

Die Nordterrasse des Land- und Forstwirtschaftsgebäudes der Eidgenössischen Technischen Hochschule an der Universitätsstraße 2 in Zürich schien uns als Versuchsfeld geeignet. Sie trägt einen Dachgarten von 250 m^2 Fläche und ist auf der West-, Süd-, Ost- und Nordseite von einer Kunststeineinfassung umrahmt. In dieser letzteren sind 14 Tröge ausgespart, die alle dieselbe Form und Größe haben. Sie sind 0,68 m tief, an ihrem obern Rande 2,4 m lang und 0,45 m breit; am Grunde sind sie 2,3 m lang und 0,35 m breit; sie verengern sich also nach unten etwas und fassen einen Raum von je 0,64 m^3. Je ein Rohr von 3 cm Durchmesser durchstößt am Grunde die der Terrasse zugekehrte Wand dieser Tröge, um das nach Regengüssen die Kapazität der Erdmasse übersteigende Wasser seitlich abzuleiten (Tafel 2, b). Vor ungefähr 25 Jahren wurden diese 14 Tröge mit Erde verschiedener Art und Mischung (Ge-

steinssplitter, Sand, Humus usw.) gefüllt und mit Sträuchern und Kräutern verschiedener Art bepflanzt. Seither wurden Erdfüllung und Vegetation in ihrer natürlichen Entwicklung kaum gestört. Während der vergangenen 2½ Jahrzehnte entwickelte sich in jedem dieser Tröge eine reiche Vegetation, die heute die Erde in mehr oder weniger geschlossenen Beständen bedeckt. Trog Nr. 1 liegt auf der S-Seite der Terrasse. Er ist mit Wildrebe und einem lockern Bestand von Gras, Klee und Wegerich bewachsen. Die Tröge Nrn. 2, 3 und 4 liegen auf der W-Seite. In ihnen wurzeln üppige, 1—2 m hohe *Forsythia*-Sträucher, deren Laub die Tröge beinahe auf ihrer ganzen Fläche überwölbt. Der Boden ist mit dichtem Gras, insbesondere mit *Poa pratensis* ssp. *angustifolia*, bewachsen. In den auf der N-Seite gelegenen Trögen Nrn. 5—11 haben sich verschiedene Wolfsmilcharten, die vor rund 25 Jahren angepflanzt wurden, erhalten und zu mehr oder weniger dichten Beständen entwickelt. In Nr. 5 bestreitet der Bastard *Euphorbia cyparissias* × *E. virgata* ungefähr die Hälfte des Bestandes, die andere Hälfte entfällt auf Knaulgras, Fromental und Weißdorn. In Nr. 6 herrscht *Euphorbia cyparissias* fast unumschränkt. Nur ein junger Kirschbaum und ein Weißdorn vermochten sich einzunisten. In Nr. 7 wurzeln eine Weinrebe und ein Weißdorn; im übrigen aber ist er von dichtstehenden *Euphorbia*-Bastarden bedeckt. Auf Trog Nr. 8 wurde die gepflanzte *Euphorbia cyparissias* durch Hopfenschneckenklee, Rotklee, Hahnenfuß und verschiedene Gräser bis auf etwa die Hälfte des Bestandes zurückgedrängt. Nr. 9 trägt hochragende, ziemlich dichtstehende *Euphorbia* und als Unterwuchs Sauerklee. Nr. 10 zeigt einen gemischten Bestand von Zypressenwolfsmilch, Hopfenschneckenklee, Wicke, Glockenblume und Gräsern, in dem sich ein Vogelbeerbaum von 2 m Höhe entwickelte. Nr. 11 trägt Wildrebe, Weinrebe, Spitzahorn, Wicke und Hopfenschneckenklee, Nr. 12 Holzpflanzen wie Wildrebe, Hornstrauch, Spitzahorn, Weißdorn. Dazwischen gelangen Gräser, Wicke, Fettkraut und Hopfenschneckenklee zur Entfaltung.

Fällt Regen, so wird er in den mit niedriger und locker stehender Vegetation bedeckten Trögen Nrn. 1, 8, 9, 10 rasch und leicht an die Oberfläche der Erdfüllung, d. h. auf den bewachsenen Boden gelangen. Diese Tröge werden während einer bestimmten Regendauer am meisten Wasser aufnehmen. Weniger Regenwasser gelangt dagegen auf die Füllung der Tröge Nrn. 7, 11 und 12, weil ein Teil davon vom mehr oder weniger dicht geschlossenen Blätterdach der Holzpflanzen außerhalb der Trogeinfassung abgeleitet wird.

Am geringsten wird die Menge des im Boden versickernden Wassers in den Trögen 2—4 sein, bei denen das ausgebreitete Laubdach der *Forsythia*-Sträucher den größten Teil auffängt und über die Innen- und

Außenseite der Terrasseneinfassung ableitet, also wiederum der Trogfüllung entzieht.

Untereinander verschieden sind also die 14 Tröge durch die Wassermenge, die während einer Regenzeit von bestimmter Dauer aufgenommen wird. Verschieden sind sie auch infolge der unterschiedlichen Art ihrer Füllung durch ihre wasserhaltende Kraft und den verschiedenen Filtrationswiderstand, dem das aufgenommene Wasser beim Durchsickern des Bodens begegnet. Überdies ist der beim Einsetzen des Regens vorhandene Wassergehalt der Füllungen in den Trögen nicht derselbe, und die Menge des an Stengeln und Blättern der Trogvegetation haftenden Wassers, das verdunstet, bevor es mit dem Boden in Berührung kommt. Noch eine Reihe anderer Faktoren ist von Trog zu Trog verschieden. Aus der Zusammenwirkung aller dieser Verhältnisse ergibt sich als Resultante eine längere oder kürzere Dauer, die es braucht, bis Sickerwasser aus den einzelnen Trögen abfließt. Verschieden ist auch seine Gesamtmenge.

Ähnliche, bewachsene und unbewachsene Erdansammlungen in natürlichen Mulden und Trögen, auf Terrassen und Zinnen auf und über der Felswand sind es, die in unsern Untersuchungsgebieten die Niederschläge auffangen, diese eine Zeitlang aufgespeichert halten und erst nach kürzerer oder längerer Zeit, nachdem der Regen aufgehört hat, einen Teil dieses Wassers in geringen Mengen, meist tropfenweise, aber auf eine längere Dauer mehr oder weniger regelmäßig verteilt, in Form von Sickerwasser wieder abgeben und dadurch den Algen die benetzten Stellen der Felswand bewohnbar machen.

Unsere ersten Versuchsfragen lauten : Wie lange dauert es, bis nach einsetzendem Regen Sickerwasser aus den 14 Versuchströgen von gleicher Dimension, aber verschiedener Füllung und Bewachsung abfließt ? Wie lange hält diese Wasserabgabe an, nachdem es zu regnen aufgehört hat, und welches sind ihre Mengen in der Zeiteinheit ?

Dabei war es uns nicht darum zu tun, die Mechanik der Durchsickerung des Wassers durch verschiedene Erde und Böden oder gar den Einfluß ihrer Zusammensetzung und Struktur und ihrer Pflanzendecke auf die Wasserdurchlässigkeit einzeln zu prüfen. Hierzu hätten wir je Versuch stets nur einen einzigen Faktor, z. B. die Zusammensetzung oder die Struktur der Füllung oder die Art und Dichte der Vegetation verändern dürfen. Auch hätte jeder Versuch in einer größeren Anzahl von Wiederholungen durchgeführt werden müssen. Dies aber ist die Aufgabe des Bodenkundlers oder des Physikers. Uns lag es ausschließlich daran, an einem Versuchsbeispiel zu zeigen, daß tatsächlich Schutt-, Erd- und Humusansammlungen und deren Pflanzendecke, wie sie auf der natürlichen Felswand vom kleinsten bis zum größten Ausmaß in reichster

Variation vorkommen, für den Wasserhaushalt einer tiefer liegenden Gesteinsoberfläche und ihre Vegetation von höchster Bedeutung sind. Überdies wollten wir die Größenordnung dieser Wasserabgabe feststellen, um zu sehen, von wie großen Wassermengen ein « Tintenstrich » auf einer Felswand unterhalten werden kann. Dadurch, daß wir 13 Tröge von gleicher Größe und Form, jedoch mit verschiedener Erdfüllung und Vegetationsdecke gleichzeitig prüften, wollten wir zeigen, wie mannigfaltig verschieden die Wasserabgabe am natürlichen Standorte sich gestalten kann.

Nach einigen Vorversuchen warteten wir im Frühjahr 1940 nach einer Reihe sonnenklarer, warmer Tage, während deren unsere Tröge durch Verdunstung an ihrer Oberfläche und durch die Transpirationstätigkeit ihrer Pflanzendecke von ihrem Wasservorrat einen beträchtlichen Teil abgegeben hatten, auf den Regen.

Dieser setzte am 26. Mai um 19.00 Uhr ein, und es regnete bis um Mitternacht. Während dieser vier Stunden fielen 6,3 mm Niederschlagsmenge. Der darauffolgende Tag war regenfrei. Am 28. Mai begann ein heftiger Regen, der, wenn auch zeitweise nur sehr schwach, mit kurzen Unterbrüchen bis zum 30. Mai um 21.00 Uhr anhielt. Während dieser Zeit fielen insgesamt 68 mm. Dann folgte eine Schönwetterperiode von zehntägiger Dauer. Insgesamt waren also 74,5 mm Regen gefallen.

Die geringe Niederschlagsmenge des 26. Mai wurde von den Trögen verschluckt, ohne daß Wasser durch die Rohre abfloß. Denselben Zustand fanden wir am 28. Mai um 24.00 Uhr vor, nachdem also während fast 11 Stunden bereits 11 mm Regen gefallen waren. Erst am 29. Mai, um 8.00 Uhr, floß Wasser aus acht Trögen (Nrn. 1, 5, 6, 7, 8, 10, 11 und 12), während die Rohre von fünf Trögen (Nrn. 2, 3, 4, 9 und 13) zu diesem Zeitpunkt noch trocken waren. Schließlich begann auch aus diesen Wasser abzutropfen, nämlich ab 5.15 Uhr aus Nr. 13, ab 15.15 Uhr aus Nr. 2, ab 16.45 Uhr aus Nr. 9, und in der Morgenfrühe des 30. Mai, um 7.30 Uhr, folgten auch die letzten Tröge Nrn. 3 und 4. In diese war also während 42½ Stunden Wasser gefallen, ohne daß sie davon auch nur einen Tropfen durch das Abflußrohr abgegeben hätten. Von 7.45 Uhr bis um 7.30 Uhr des folgenden Tages, also während rund 24 Stunden, floß Wasser aus sämtlichen Rohren. Seit 23.00 Uhr am 31. Mai hatte es zu regnen aufgehört, und die Sonne schien wieder. Die Außenwände der Tröge waren bereits wieder trocken; das Sickerwasser aber floß oder tropfte weiter und hätte die Steilwand der Trogeinfassung unterhalb der Abzugstelle benetzt, wenn das Wasser nicht durch die etwas vorstehenden Rohre abgeleitet worden wäre. Die Verhältnisse sind also ähnlich wie diejenigen einer Felswand, die unterhalb ähnlicher natürlicher Mulden und Tröge abfällt.

Wie die 13 Tröge zu verschiedenen Zeiten mit der Wasserableitung begonnen hatten, so hörten sie damit auch zu verschiedenen Zeitpunkten wieder auf. Zunächst setzte das Wasser bei denjenigen Trögen aus, die als letzte zu tropfen begonnen hatten, nämlich den mit dichtem Gebüsch bedeckten Nrn. 3, 2 und 5, dann 4 und 1; die übrigen folgten, und um 24.00 Uhr des 31. Mai floß Wasser nur noch aus Trog Nr. 12. Am kommenden Morgen, dem 1. Juni, war auch in seinem Abflußrohr das Wasser versiegt. Von 21.00 Uhr am 30. Mai war kein Regen mehr gefallen.

Wir haben die Ergebnisse dieses Versuchs in Tabelle 13 zahlenmäßig und einen Teil davon in Abb. 19 graphisch dargestellt. Diese Figur besteht aus zwei Koordinatensystemen : Auf der Abszissenachse des obern finden wir die Versuchsdauer mit Tag und Stunden eingetragen; auf der dazugehörigen Ordinate ist die durch die Rohre ab-

Tab. 13 Versuche über die Durchsickerung von Regenwasser durch Erdschichten gleichen Volumens, aber verschiedener Art und Bewachsung auf der N-Terrasse des Land- und Forstwirtschaftlichen Institutes der Eidg. Techn. Hochschule. Abflußmengen in cm^3/min. Abb. 19)

Datum 1940		Trog Nr.												
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	h													
28. Mai	24^{00}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
29. Mai	8^{30}	31,8	0	0	0	10,8	27,9	36,6	43,0	0	6,6	23,8	52,5	0
	10^{15}	39,5	0	0	0	15,0	30,1	35,8	35,0	0	11,9	32,0	47,0	5,9
	11^{30}	31,5	0	0	0	14,3	24,5	27,5	27,6	0	13,0	25,0	38,5	8,7
	15^{15}	153,0	80,0	0	0	98,0	106,5	110,0	114,0	0	93,0	109,0	122,0	113,0
	16^{45}	70,0	42,0	0	0	53,5	57,0	58,5	57,0	3,4	56,5	53,0	59,0	45,0
	18^{00}	48,0	17,5	0	0	29,0	34,0	38,0	33,0	6,0	33,0	33,5	37,5	26,5
30. Mai	7^{45}	20,0	12,0	15,0	18,0	18,0	24,0	27,0	24,0	25,5	26,0	24,0	28,0	23,0
	9^{45}	11,5	4,0	6,0	9,5	11,0	15,0	17,0	15,0	13,5	16,0	14,5	18,5	15,0
	12^{00}	8,0	1,1	3,5	6,0	6,5	10,5	13,0	10,5	9,0	11,0	10,0	11,5	9,5
31. Mai	7^{30}	2,5	0	0,6	1,5	1,0	2,5	3,5	3,0	3,2	4,0	3,5	5,0	4,5
	10^{00}	1,9	0	0	0,5	0	2,0	2,5	2,0	2,0	2,8	2,0	3,3	2,3
	12^{00}	0,05	0	0	0	0	1,0	1,0	1,5	1,4	1,6	1,0	3,0	1,4
	14^{00}	0	0	0	0	0	0,4	0,3	0,7	0,4	0,8	0,3	2,0	0,4
	16^{00}	0	0	0	0	0	0,2	0,1	0,4	0	0,4	0,1	1,5	0,1
	18^{00}	0	0	0	0	0	0	0,1	0,3	0	0,3	0	1,2	0,05
	24^{00}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,3	0
1. Juni	8^{30}	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Abflußdauer in Stunden		53,5	40,3	26,8	27,8	49,5	57,5	63,5	63,5	47,3	63,5	57,5	72,0	57,8

fließende oder abtropfende Menge des Sickerwassers in Kubikzentimeter/Minuten dargestellt. Die Abszissenachse des untenstehenden Koordinatensystems gibt ebenfalls die Zeit an, und die Beschriftung der darüberliegenden Abszissenachse gilt auch für sie. Auf der dazugehörigen Ordinate sind die Niederschlagsmengen während der einzelnen Stunden eingetragen. Die Höhe der aufrechtstehenden Rechtecke stellt also die Niederschlagsmenge in Millimetern der betreffenden Stunde dar, wie sie von den Pluviometerstreifen der kaum 300 m von der Meßstelle entfernten Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt in Zürich abgenommen wurden. Um das Bild (Abb. 19) nicht allzu unübersichtlich zu gestalten, haben wir nicht die Kurven sämtlicher dreizehn Tröge eingetragen, sondern unter ihnen nur sechs ausgewählt, und zwar in der Weise, daß daraus ein Bild von dem spezifischen Verhalten einzelner Tröge und von der Verschiedenartigkeit ihrer Wasserabgabe ersichtlich ist.

Trog Nr. 12 ist derjenige, der während der längsten Dauer Sickerwasser abgibt, der also einen Tropfen empfangener Regenmenge am längsten zurückbehält und am gleichmäßigsten wieder abgibt. Er gehört mit zu jenen Trögen, bei denen schon 19½ Stunden nach dem Beginn des Regens Sickerwasser abfloß. Diese Wasserabgabe dauert 72 Stunden, also noch 35½ Stunden über das Ende des Regenfalls hinaus. Nehmen wir, wie dies im groben Mittel etwa zutreffen mag, an, daß die Steilwände unserer Trogeinfassung nach dem Aussetzen des Regens jedesmal noch je eine Stunde lang naß bleiben, so sind sie in unserer Regenperiode vom 26. Mai bis zum Ende des Versuchs, d. h. bis am 1. Juni, 9.00 Uhr, 49 Stunden lang naß. Während dieser Zeit wären es auch die supponierten Flächen unterhalb der Abflußrohre; während die ersteren aber rasch trocknen, bleiben die letzteren noch so lange benetzt, als Sickerwasser abfließt. Das macht für Trog Nr. 12 insgesamt 84 Stunden aus. Das bedeutet aber für die ins Auge gefaßte Regenperiode eine Verlängerung der Benetzung um das 1,7fache, also annähernd das Doppelte. Bei jedem Regenfall, der in der Niederschlagsmenge und Verteilung dem von uns betrachteten Fall gleich oder ähnlich ist, werden im großen ganzen die Verhältnisse innerhalb derselben Größenordnung verlaufen, d. h. daß die durch Sickerwasser benetzte Wand um das 1,5- bis 2fache länger naß ist als die übrigen Steilwände der Trogeinfassung. Diese Verhältnisse lassen sich in ihrem Wesen unschwer auf die Felswand in der Natur übertragen. Wie verhalten sich nun hinsichtlich der Abgabe von Sickerwasser die andern Tröge ? Am nächsten kommen dem Trog Nr. 12 diejenigen Nrn. 7, 8 und 10, dann 13 mit Benetzungszeiten der Sickerwasserflächen, die das 1,6fache der nur regenbenetzten Flächen ausmachen. Dann folgen Nrn. 6, 11, 9 und 1 mit der je 1,4fachen

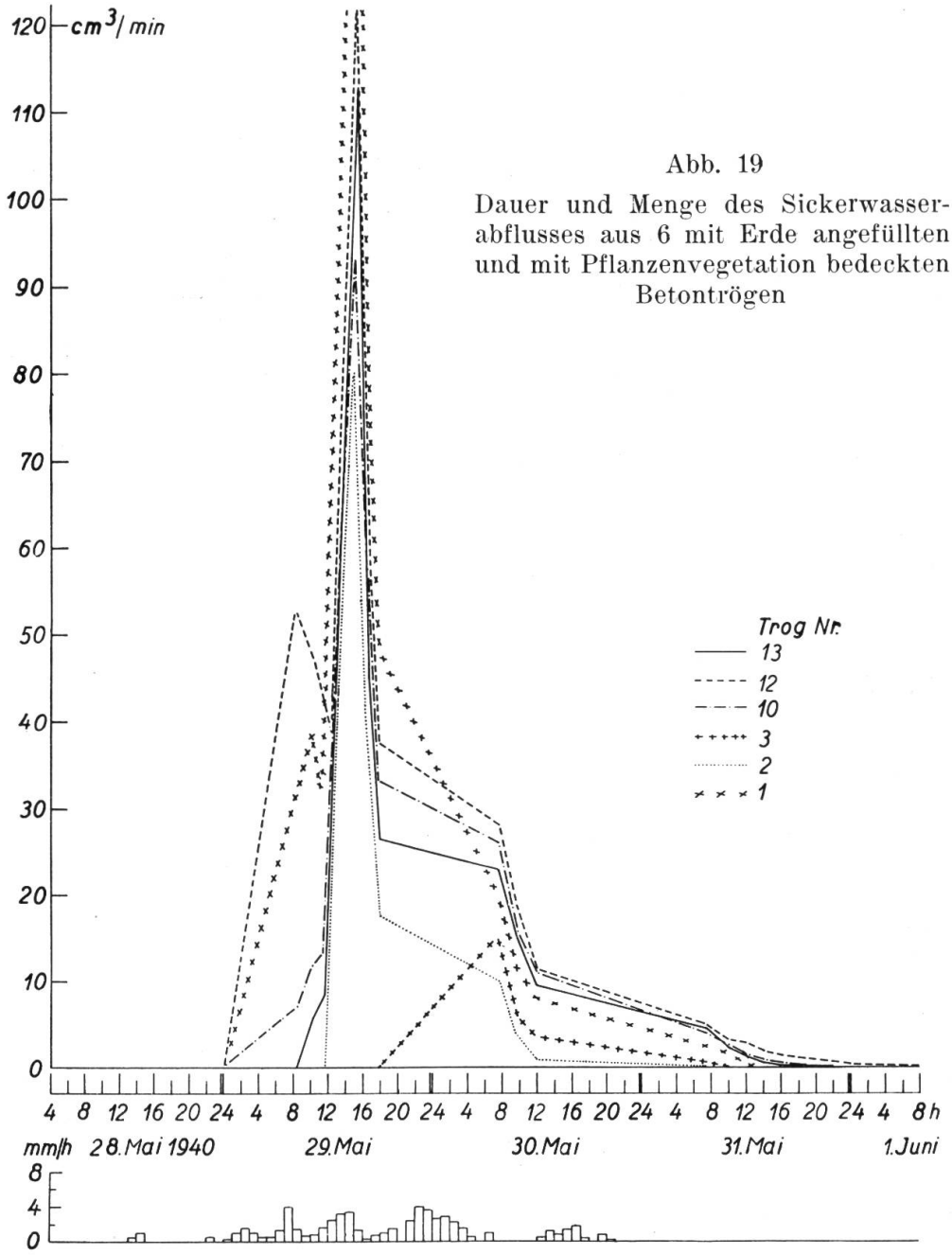


Abb. 19
Dauer und Menge des Sickerwasserabflusses aus 6 mit Erde angefüllten und mit Pflanzenvegetation bedeckten Betontrögen

und schließlich die übrigen Tröge mit der 1,3fachen Benetzungsdauer. Wir sehen also, daß, falls das Sickerwasser nicht durch ein vorstehendes Rohr abgeleitet, sondern an einer unterhalb der Austrittstelle des Wassers abfallenden Steilwand abfließen würde, diese in jedem Fall gegenüber den anderen Steilflächen, die nur vom fallenden Regen direkt benetzt werden, eine Vorzugsstellung einnimmt. Am wenigsten wirksam in der Verlängerung der Benetzungsdauer zeigen sich die Tröge Nrn. 3 und 4. Das ist nicht zu verwundern. Sie empfangen viel weniger Regenwasser als die übrigen; denn das Laubwerk ihres üppig entwickelten,

dichten Gesträuches (*Forsythia,* Wildrebe usw.) leiteten einen beträchtlichen Teil des fallenden Regens nach allen Seiten, also außerhalb des Troges ab, so daß nur ein geringer Teil des Wassers vom Erdreich aufgenommen wird. Solche, durch Art und Dichte der Bewachsung geschaffenen unterschiedlichen Verhältnisse spielen ja auch an der Felswand eine bedeutende Rolle. Es ließe sich nun versuchen, das verschiedene Verhalten unserer Tröge durch die Verschiedenheit der die Durchsickerung des Wassers bestimmenden Faktoren, Art der Erdfüllung, Bewachsung usw. im einzelnen zu erklären. Das liegt nicht in unserer Absicht. Dazu sind unsere Messungen zu grob, und namentlich liegen die Zeitpunkte, an denen die Bestimmung der Abflußmengen bestimmt wurde, zu ungleich und vielfach zu weit auseinander. Uns interessiert einzig das Wesen der Erscheinung und die Größenordnung ihres Ausmaßes, eben so weit, als sie uns helfen, die Sickerwasserstreifen und damit die « Tintenstriche » als vielgestaltige Standorte der Algenvegetation des nackten Gesteins zu erklären.

Tab. 14 Versuche über die Durchsickerung von Regenwasser durch Erdschichten gleichen Volumens, aber verschiedener Art und Bewachsung auf der Nord-Terrasse des Land- und Forstwirtschaftlichen Institutes der Eidg. Techn. Hochschule. Abflußmengen in cm³/min. (Abb. 20)

Datum 1940		Trog Nr.												
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	h													
10. Sept.	8⁰⁰	0	0	0	0	0	38,5	60,0	18,6	0	0	0	34,6	18,0
	10⁰⁰	0	0	0	0	7,0	22,0	31,0	20,5	0	0	0	22,5	15,5
	14³⁰	0	0	0	0	53,0	62,0	66,0	59,0	27,0	0	0	47,0	49,0
	18⁰⁰	77,0	85,0	37,0	69,0	86,0	97,0	96,0	96,0	98,0	81,0	91,0	124,0	140,0
11. Sept.	8⁰⁰	6,0	2,0	3,0	6,0	6,0	11,0	14,0	12,0	13,0	13,0	10,5	11,5	10,0
	18⁰⁰	8,0	1,0	2,5	6,5	7,0	10,5	13,0	11,0	12,0	12,0	11,0	12,0	11,5
12. Sept.	8⁰⁰	5,7	0	2,0	4,5	4,0	7,0	8,5	8,0	8,5	8,5	7,0	8,9	8,6
	11⁰⁰	2,7	0	0,5	1,7	1,4	5,0	5,6	5,0	5,8	5,4	3,5	6,0	6,0
	15⁰⁰	0	0	0	0	0	2,5	2,6	2,4	3,0	2,8	0,7	3,3	3,2
	18⁰⁰	0	0	0	0	0	1,4	1,6	1,6	2,1	1,8	0,2	2,5	2,3
	21⁴⁵	0	0	0	0	0	1,5	1,2	1,2	1,7	1,4	0,3	2,0	2,0
13. Sept.	8⁰⁰	0	0	0	0	0	0,5	0,5	0,5	1,2	0,6	0,1	1,3	1,0
	12⁰⁰	0	0	0	0	0	0	0	0	0,7	0	0	0,9	0,6
	18⁰⁰	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,2	0
	21⁰⁰	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Abflußdauer in Stunden		45	38	45	45	53	76	76	82	75,5	64	64	85	82

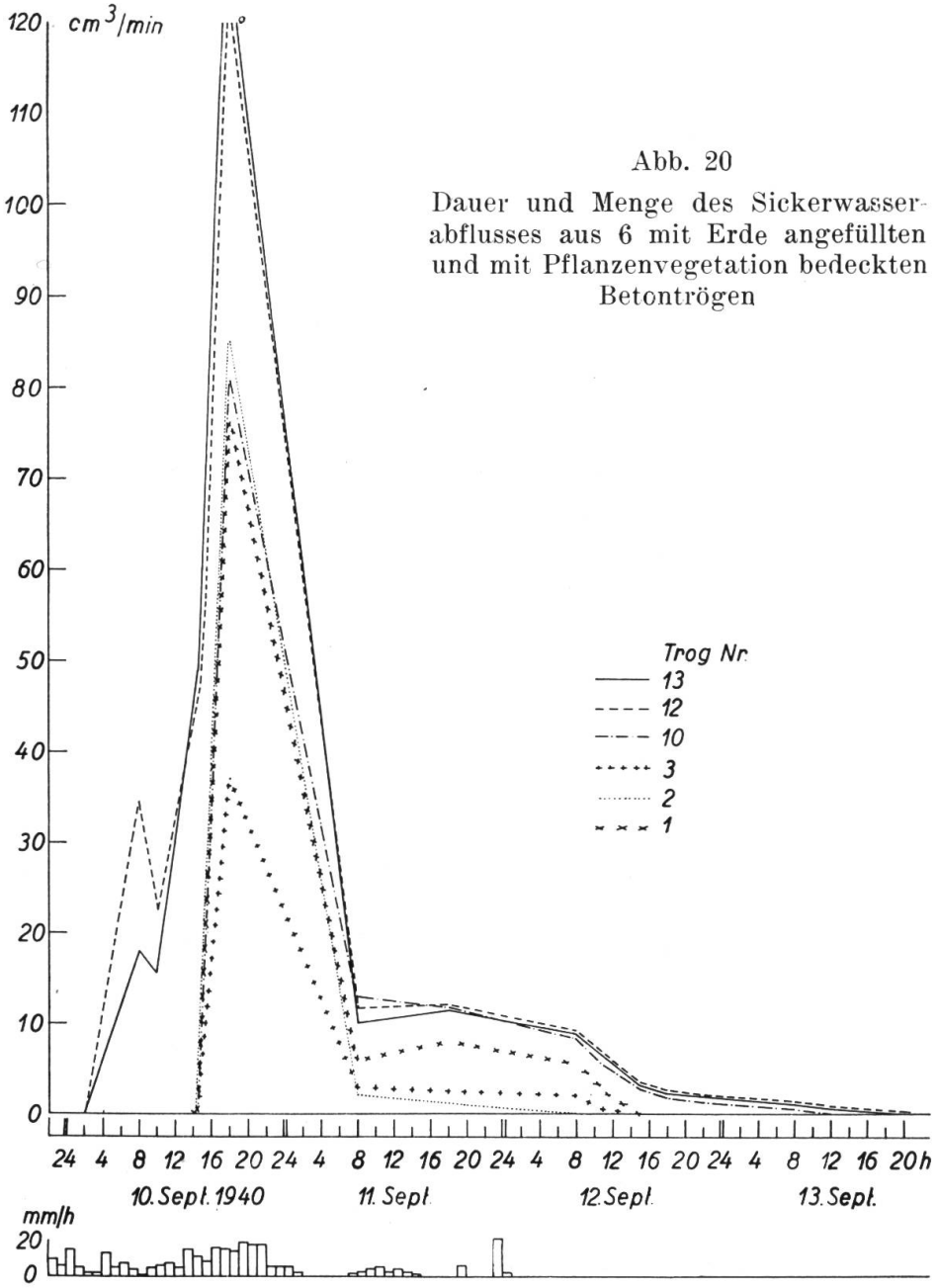


Abb. 20
Dauer und Menge des Sickerwasserabflusses aus 6 mit Erde angefüllten und mit Pflanzenvegetation bedeckten Betontrögen

Eine ähnliche Meßreihe unternahmen wir gegen Ende des Sommers vom 9. bis 13. September des gleichen Jahres. Am 9. des Monats um 6.10 Uhr begann ein recht beträchtlicher Regenfall, und dieser dauerte in wechselnder Stärke und mit nur kurzen Unterbrüchen bis um 1.00 Uhr des 12. September, also während insgesamt 67 Stunden, an. Während dieser Zeit fielen 87 mm. In Tabelle Nr. 14 sind wiederum die Ergebnisse dieser Meßreihe zahlenmäßig und in Abb. 20 ein Teil davon graphisch dargestellt. Die Koordinatensysteme entsprechen denjenigen der Abbildung 19. Um Platz zu sparen, haben wir wiederum nur einen Teil

der Tröge in die Abbildung aufgenommen; überdies wurden die Regenstunden und Regenmengen erst vom 9. September, 22.00 Uhr an, eingetragen. Bis zu diesem Zeitpunkt waren während 18 Stunden in ungefähr gleichmäßiger Stärke bereits 22 mm Regen gefallen. Morgens 2.00 Uhr des 10. September, also 20 Stunden nach dem Beginn des Regenfalles, waren noch sämtliche Abflußrohre trocken. Um 8.00 Uhr dagegen floß Wasser bereits aus fünf Trögen (Nrn. 6, 7, 8, 12 und 13). Um 10.00 Uhr folgte Trog Nr. 5, um 14.30 Uhr Nr. 9 und um 18.00 Uhr auch die übrigen, so daß von diesem Zeitpunkt an Sickerwasser aus allen Rohren floß.

Die Reihenfolge, in der die verschiedenen Tröge die Wasserabgabe wieder einstellten, ist im allgemeinen dieselbe wie im Mai-Versuch. Namentlich die Tröge mit kurzer Abflußdauer (Nrn. 1—5), diejenigen mit langer Dauer (Nrn. 8 und 13) und Trog Nr. 12 mit der längsten Dauer des Abflusses reihen sich in genau derselben Weise ein wie im Frühjahr. Die Tröge mit mittellanger Dauer stehen teilweise in derselben Reihenfolge. So verhalten sich Nrn. 6 und 11 wie im Mai, während sich Nrn. 8 und 10 um ein geringes verändert in die Reihe einordnen. Tatsächlich zeigt nur Trog 9 ein etwas mehr verändertes Verhalten, indem er im Frühjahr als sechster Trog, im September dagegen erst als zehnter die Abgabe von Sickerwasser einstellte. So geht aus dieser Zusammenstellung deutlich hervor, daß die Abflußdauer in sehr weitgehendem Maße von der Art der Erdfüllung und deren Bewachsung bestimmt wird.

Das größte Interesse, das unser Versuch bietet, liegt wiederum in der Frage, wie lange nach dem Ende des Regenfalles Sickerwasser aus den verschiedenen Röhren abfließt und um das Wievielfache eine supponierte Steilwand unter der Austrittstelle des Sickerwassers länger benetzt ist, als eine nur von Regenwasser benetzte Steilfläche.

In dieser Hinsicht führt der zweite Versuch zu Ergebnissen, die recht nahe an diejenigen des ersten herankommen. So dauert die Benetzung der Sickerwasserfläche bei Trog Nr. 12 um 1,7mal länger als bei einer nur regenbenetzten Fläche, ein Ergebnis, das mit dem des Mai-Versuchs vollkommen übereinstimmt. Genau stimmen auch die Tröge Nrn. 8 und 13 mit der je 1,6fachen Dauer überein. Die übrigen Werte differieren in den beiden Versuchsreihen um 6,2 % (Nrn. 7, 10 und 11), um 7,1 % (Nr. 6), um 7,7 % (Nrn. 3, 4 und 5), um 14,3 % (Nrn. 1 und 9) und um 15,3 % bei Nr. 2.

Nun wollen wir aus dieser Übereinstimmung nicht mehr herauslesen, als daraus wirklich gelesen werden darf. Nicht nach jedem Regenfall braucht die zusätzliche Benetzungsdauer, die das Sickerwasser bewirkt, der 1,1- bis 1,7fache Betrag der Regendauer zu sein. Bei geringem Regenfall fließt ja kein Sickerwasser ab, weil die gesamte aufgenom-

mene Regenmenge die Kapazität der Erdfüllung der Tröge nicht übersteigt oder nicht einmal erreicht. Bei ansehnlichen Regenfällen, wie sie unsere beiden Versuchsperioden darstellen, dagegen können Dauer und Menge der Niederschläge doch beträchtliche Schwankungen aufweisen, ohne daß das Endresultat, das für unsere Problemstellung ausschlaggebend ist, sich wesentlich verändert. Eine sehr lange Regendauer oder eine wesentlich höhere Niederschlagsmenge vermögen die Dauer des Sickerwasser-Abflusses nicht mehr stark zu beeinflussen; denn die Kapazität eines Troges, die durch die Art seiner Erdfüllung und Bewachsung bedingt ist, ist ja unter unveränderten Außen- und Innenbedingungen konstant und kann ein bestimmtes Maß nicht übersteigen.

Durch unser gesamtes Untersuchungsgebiet finden wir in nackten oder verschiedenartig bewachsenen Ansammlungen von Erde oder Detritusmaterial über steil abfallenden Felswänden, aber auch in Nischen, Trögen und auf Vorsprüngen der Steilwände selbst, Verhältnisse, die hinsichtlich der Speicherfähigkeit für das Wasser denjenigen unserer Versuchströge weitgehend entsprechen. An ihrer tiefsten Stelle fließt das Wasser ab und benetzt je nach der Menge des Sickerwassers eine größere oder kleinere Fläche der darunter abfallenden Wand.

c) Versuche zur Bestimmung der Wassermenge, die nötig ist, um eine Gesteinsoberfläche von bestimmter Größe dauernd zu benetzen

Hatten uns die im vorigen Kapitel beschriebenen Versuche und einige weitere Meßreihen, die aus Gründen der Raumersparnis hier nicht dargestellt werden sollen, die aber in ihren Ergebnissen sehr weitgehend mit jenen übereinstimmten, ein Bild verschafft über die Dauer der Sickerwasserabgabe aus Erdmassen von gleichem Rauminhalt (0,64 m^3), aber mit verschiedener Erdfüllung und verschiedener Bewachsung, so galt es nun zu prüfen, welche Mengen des Sickerwassers notwendig sind, um eine Gesteinsfläche von bestimmter Größe und unter verschiedenen Außenbedingungen dauernd naß zu halten. Zu diesem Zwecke unternahmen wir auf derselben Terrasseneinfassung einige Versuche. Wir wählten dazu die nach N exponierte und später auch die nach S exponierte der Terrasse zugekehrte Wand der Tröge Nr. 1 bzw. Nr. 11.

Aus Glasbüretten ließen wir tropfenweise und in bestimmter zeitlicher Folge Wasser auf die rauhe Oberfläche der Kunssteinfassung fallen. Die Bürettenöffnung wurde so eingestellt, daß die Wassertropfen bei ihrer Loslösung vom Glasrand durch den Stein angezogen wurden und sich ohne zu große Fallbeschleunigung in einem feinsten Film auf der Gesteinsoberfläche verteilten. Im Laufe des Versuchs, während dessen sich das Wasser im Behälter (einer 5-Liter-Weithalsflasche) mit fort-

schreitender Tageszeit erwärmte oder abkühlte, wurde die Zahl der je Minute abgegebenen Tropfen dauernd geprüft, da die durch die Temperaturerhöhung veränderte Viskosität des Wassers eine leichte Veränderung in der Abtropfgeschwindigkeit verursachte. Diese wurde nach Ablauf von je einer halben Stunde neu reguliert, so daß sie während der gesamten Versuchsdauer weitgehend konstant blieb (Tafel 3 a).

Ein erster Versuch wurde am 25. Mai 1940, einem sonnig-warmen Tage durchgeführt.

Morgens um 8.15 Uhr ließen wir auf unsere nach N exponierte, also nicht direkt besonnte Gesteinsfläche in Intervallen von je 4½ Minuten je einen Tropfen aus der Bürette fallen. Dieser Wassernachschub genügte, um unter gleichbleibenden Verhältnissen eine 1,9 dm^2 große Fläche dauernd naß zu erhalten. Natürlich wurde die Ausmessung dieser letzteren erst begonnen, nachdem sich auf der Wand zwischen benetzter und unbenetzter Fläche ein Gleichgewicht eingestellt hatte. Zu Beginn der Benetzung wurden ja auf dem mehr oder weniger porösen Gestein die Wassertropfen eine Zeitlang aufgesaugt, und zwar so lange, bis die Fläche, für die der Wassernachschub genügte, wirklich benetzt war und das nachfließende Wasser in der Hauptsache nur noch die andauernd verdunstende Wassermenge zu ersetzen hatte.

Die Verdunstungsgeschwindigkeit ist abhängig von der Porosität des Gesteins und der Beschaffenheit seiner Oberfläche und geht je Flächeneinheit um so rascher vor sich, je höher ihre Temperatur und je größer der Unterschied zwischen der Dampfspannung an der Oberfläche der Flüssigkeit und in der umgebenden Luft ist, je rascher ferner die Luftbewegung über der nassen Oberfläche, je kleiner diese selbst und je geringer schließlich der herrschende Luftdruck ist. Zahlenmäßig genau hat sich aber die Beziehung dieser Größen untereinander bisher noch nicht völlig einwandfrei feststellen lassen; vor allem fehlt es noch an einer voll befriedigenden Formel für die Zunahme der Verdunstungsmenge mit der Zunahme der Windgeschwindigkeit (*Bongards,* 1926, S. 118).

Unsere, in einem früheren Kapitel beschriebenen Temperaturmessungen haben gezeigt, daß eine Gesteinsoberfläche, die von der Sonne nicht direkt beschienen wird, die Temperatur der Luft aufweist. Sie betrug während der Dauer unseres Versuchs 14,4° C, die relative Luftfeuchtigkeit 70%; die Windgeschwindigkeit mochte ungefähr 1 m/sek betragen.

1 Tropfen entsprach (Mittel aus 100 Tropfen) 0,06 cm^3. Die Benetzung der Wand erfolgte also durch einen dauernden Strom von 0,013 cm^3/min. Dies entspricht einem Wassernachschub von 1 cm^3 in

77 Min. Diese Menge genügt also, um unter den gegebenen Bedingungen auf der Gesteinsoberfläche 1,9 dm^2 zu benetzen.

Zu derselben Zeit ließen wir aus einer anderen Bürette in langsamerem Rhythmus, nämlich in Intervallen von je 8½ Minuten, Wasser abtropfen. Dies entsprach einer Benetzung von 0,007 cm^3/min oder einem Wassernachschub von je 1,0 cm^3 in 143 Minuten. Diese Menge ist unter den gegebenen Verhältnissen imstande, eine Fläche von 0,75 dm^2 naß zu erhalten. Der rund halben Wassermenge entspricht also eine ungefähr halb so große Benetzungsfläche (das Verhältnis zwischen den Wassermengen und den Größen der Verdunstungsflächen ist um ein geringes verschieden, weil die Windwirkung auf verschieden großen Verdunstungsflächen nicht genau gleich ins Gewicht fällt).

Um 10.20 Uhr desselben Tages, bei einer relativen Luftfeuchtigkeit von 56% und einer Temperatur der Gesteinsoberfläche von 18,5° ließen wir Tropfen in kürzeren Intervallen, nämlich aus den Büretten Nr. I : 1 Tr./24″, Nr. II : 1 Tr./50″, Nr. III : 1 Tr./214″ und Nr. IV : 1 Tr./490″ ($8\,^1/_6$ Min.) auf die Terrassenwand fallen. Die Tropfgeschwindigkeiten aus den Büretten I—IV standen also im Verhältnis von 20,5 : 9,8 : 2,3 : 1. Die entsprechenden benetzten Flächen I—IV maßen 10,0 dm^2, 5,0 dm^2, 1,5 dm^2 und 0,5 dm^2. Sie standen also im Verhältnis von 20 : 10 : 3 : 1; dieses kommt damit dem Verhältnis der vier Tropfgeschwindigkeiten nahe genug, um die Gesetzmäßigkeit, nach der die Gesteinsbenetzung durch bestimmte Wassermengen erfolgt, zu veranschaulichen.

Reduzieren wir die Wassermengen, mit denen wir um 8.15 Uhr den Stein benetzten, auf die ihnen entsprechenden Werte um 10.20 Uhr, so sehen wir, daß die um 10.20 Uhr durch eine bestimmte Wassermenge benetzte Fläche kleiner ist als um 8.15 Uhr.

Auf eine Tropfenfolge nach je 214″ zurückgerechnet, ergibt sich für Bürette III um 8.15 Uhr eine Fläche von 2,4 dm^2, gegenüber einer solchen von 1,5 dm^2 um 10.20 Uhr; und bei Bürette IV eine Fläche von 0,8 dm^2 gegenüber 0,5 dm^2 um 10.20 Uhr. In beiden Fällen ist das Größenverhältnis der benetzten Flächen von 8.15 Uhr und 10.20 Uhr 1,6 : 1, d. h. also, daß derselbe Wassernachschub um 8.15 Uhr eine 1,6mal größere Fläche zu benetzen vermag als um 10.20 Uhr. Mit fortschreitender Tageszeit wird die benetzte Fläche immer kleiner, bis sie gegen Abend, wenn die Temperatur der Gesteinsoberfläche sinkt, die relative Luftfeuchtigkeit dagegen ansteigt, wieder größer wird. Eine ganze Reihe von ähnlichen Messungen an verschiedenen Sommertagen haben zu weitgehend denselben Ergebnissen geführt.

Solche Untersuchungen wiederholten und erweiterten wir anfangs desselben Jahres an derselben Meßstelle. Wir gingen dabei in erster Linie

darauf aus, zu ermitteln, innerhalb welcher Grenzen bei gleichmäßigem Wassernachschub der Schwankungsbereich der Größe der benetzten Fläche im Laufe eines Tages liegen kann. Auf der Höhe der Bürettenöffnungen stellten wir einen Thermo-Hygrographen auf, durch den wir während der Versuchsdauer (vom 2. bis zum 8. September 1940) den Gang der relativen Feuchtigkeit und der Temperatur der Luft registrierten. Die dabei erhaltenen Kurven sind in Abb. 21 wiedergegeben. Die Versuche fielen in eine ausgesprochene sommerliche Schönwetterperiode.

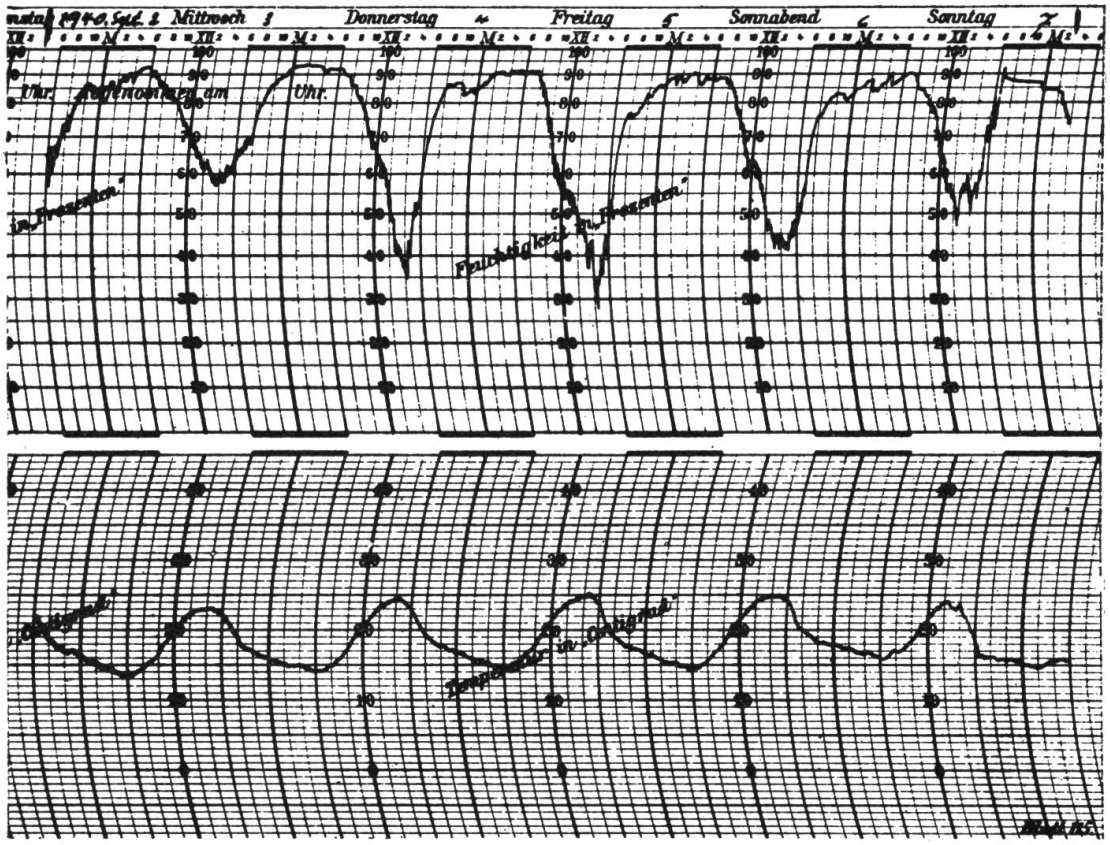


Abb. 21
Gang der Temperatur und der relativen Feuchtigkeit der Luft während der Dauer der Wandbenetzungsversuche vom 3. bis zum 8. September 1940

Versuchsbedingungen und -ergebnisse des 4. September sind in Tabelle 15 dargestellt. Es geht aus ihr in erster Linie die Tatsache hervor, daß eine Wassermenge von 0,14 cm^3/min (d. h. 2,3 Tropfen/min) zur Zeit der intensivsten Verdunstung (um 16.45 Uhr) eine Fläche zu benetzen vermag, die nicht ganz den dritten Teil derjenigen Fläche ausmacht, die in der Morgenfrühe (um 7.30 Uhr) von derselben Wassermenge benetzt wurde.

Tab. 15 Benetzungsversuch einer Steilfläche am 4. September 1940 auf der nach N exponierten Wand der Gartenterrasse

Tageszeit	Wasserabgabe in cm³/min	Rel. Luftfeuchtigkeit in %	Lufttemperatur[1] in °C	Sättigungsdefizit in mm	Größe der benetzten Fläche in dm²
7^{30}	0,14	85	14,5	1,8	15,0
9^{00}	0,14	81	16,0	2,6	11,0
12^{00}	0,14	70	20,0	5,2	9,2
14^{00}	0,14	63	22,5	7,6	5,5
16^{15}	0,14	60	23,0	8,5	4,8
16^{45}	0,14	60	23,5	8,8	4,1
18^{15}	0,14	66	21,5	6,6	6,2

[1] Da die Terrassenwand nicht besonnt war (N-Exposition), hatte sie während der gesamten Versuchsdauer die Temperatur der Luft.

Ein ähnliches Ergebnis lieferte ein Versuch, der am 7. September unter vergleichbaren Verhältnissen auf derselben N-exponierten Wand durchgeführt wurde (Tab. 16).

Tab. 16

Tageszeit	Wasserabgabe in cm³/min	Rel. Luftfeuchtigkeit in %	Lufttemperatur in °C	Sättigungsdefizit in mm	Größe der benetzten Fläche in dm²
7^{00}	0,03	88	15,0	1,6	2,03
8^{30}	0,03	80	16,5	2,8	2,00
10^{00}	0,03	68	19,0	5,3	1,15
11^{40}	0,03	62	21,5	7,4	0,81
12^{40}	0,03	58	22,5	8,7	0,60
14^{15}	0,03	47	24,5	12,2	0,50
14^{45}	0,03	42	25,0	13,8	0,48
15^{15}	0,03	42	25,0	13,8	0,48
15^{30}	0,03	43	25,0	13,5	0,55
16^{00}	0,03	43	25,0	13,5	0,53

Die Verringerung der benetzten Fläche in der Zeit von 7.00 bis 16.00 Uhr auf den rund vierten Teil ist in erster Linie dem größeren Sättigungsdefizit der Luft und der höheren Erwärmung der Verdunstungsfläche zuzuschreiben.

Viel bedeutender sind die Schwankungen in der Größe der benetzten Fläche, wenn die Sonne darauf scheint und die Wand sich um einen

namhaften Betrag über die Temperatur der Luft hinaus erwärmt. Über die Größenordnung dieser Schwankung gibt ein Versuch Auskunft, den wir am 5. September 1940, einem sonnenklaren Tage, auf der nach S exponierten Wand der Versuchsterrasse (Trog Nr. 11) durchführten.

Tab. 17 Benetzungsversuch einer nach S exponierten Wand am 5. September 1940

Tageszeit	Wasserabgabe in cm³/min	Rel. Luftfeuchtigkeit in %	Lufttemperatur in ° C	Sättigungsdefizit in mm	Größe der benetzten Fläche in dm²
7⁰⁰	1,16	90	14,0	1,2	53,0
8⁰⁰	1,16	85	15,0	2,2	51,5
9⁰⁰	1,16	79	16,5	2,9	36,6
10⁰⁰	1,16	73	18,0	4,2	24,0
11⁰⁰	1,16	68	19,5	5,5	11,0
12⁰⁰	1,16	65	21,0	6,4	10,0
13⁰⁰	1,16	62	22,0	7,5	9,0

Aus Tabelle 17 geht hervor, daß die benetzte Fläche, die um 7.00 Uhr 53 dm² groß war, am frühen Nachmittag nur noch 9 dm², also rund sechsmal kleiner war.

Im Interesse einer besseren Anschaulichkeit haben wir die Zahlenwerte der Tabelle 17 in Abb. 22 graphisch dargestellt. Unten rechts im Bilde finden wir in senkrechten, schraffierten Kolonnen für die Zeit von 7.00 bis 13.00 Uhr die Temperatur (14—22° C) und unmittelbar daneben die gleichzeitige relative Luftfeuchtigkeit eingetragen. Die gegenläufige Bewegung dieser beiden Klimafaktoren, die bereits in Abb. 21 zum Ausdruck kommt, tritt auch in diesem Versuch in Erscheinung. Rechts oben ist in schwarz ausgefüllten Kolonnen der Dampfhunger, das Sättigungsdefizit der Luft eingetragen. Dieses steigt von 1,2 mm um 7.00 Uhr bis auf 7,5 mm um 13.00 Uhr. Auf der rechten Seite der Abbildung sind sieben Kreise mit verschiedenem Durchmesser und einem gemeinsamen Punkt aufgezeichnet. Diese Kreise schließen die Flächen ein, die um 7.00 Uhr (größter), um 8.00 Uhr (zweitgrößter Kreis) und zu den übrigen berücksichtigten Tageszeiten bis 13.00 Uhr (kleinste Kreisfläche) durch einen andauernden, tropfenweisen Wassernachschub von 1,2 cm³/min feucht gehalten wurden. Denken wir uns also an dem allen Kreislinien gemeinsamen Punkt eine andauernd 1,2 cm³/min liefernde Sickerwasserstelle auf einer senkrechten Felswand, so werden an einem Sommertage (unter Verhältnissen, wie sie an unserm Versuchstage

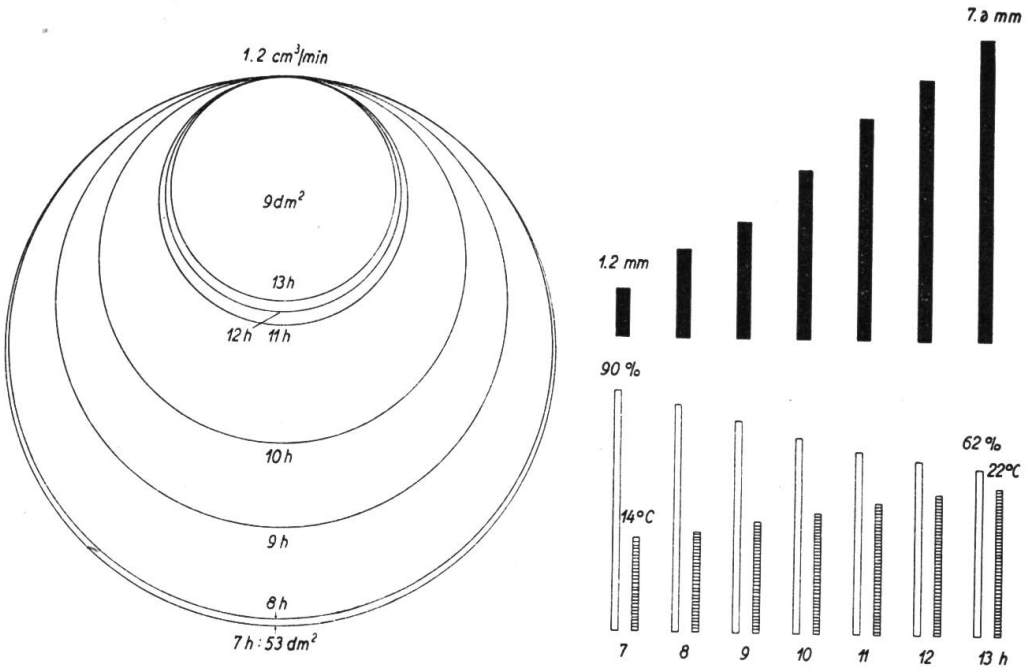


Abb. 22

Größe der benetzten Fläche auf einer nach Süden exponierten, senkrechten Kunststeinwand, die mit einer Wassermenge von 1,2 cm³/min. andauernd feucht gehalten wird, im Laufe eines Vormittages im Sommer. Auf der rechten Seite der Abbildung, unten: Temperatur (zunehmend) und relative Luftfeuchtigkeit (abnehmend); oben: Sättigungsdefizit der Luft (zunehmend)

vorlagen) Flächen benetzt werden, deren Größe (nicht Form) derjenigen unserer Kreisflächen entspricht.

Am natürlichen Standort im Gebirge mit noch geringerer relativer Luftfeuchtigkeit, größerem Sättigungsdefizit, stärkerer Erwärmung der Gesteinsoberfläche und höherer Windgeschwindigkeit dürfte die Verkleinerung, die die am Morgen benetzte Fläche im Laufe des Tages erfährt, noch wesentlich bedeutender sein.

Dieser Versuch vom 5. September 1940 zeigt, daß eine kontinuierlich nachgeschobene, tropfenweise abgegebene Wassermenge von 1,16 cm³/min genügt, um in der Ebene (zirka 400 m ü. M.) zur Zeit der intensivsten Sonnenstrahlung eine Fläche von 9,0 dm² naß zu erhalten. Diese Stelle ist bei gleichbleibender Wasserabgabe also andauernd, Tag und Nacht, benetzt und wird unter ähnlichen Verhältnissen in der Natur der Wuchsort einer üppigen Algenvegetation sein.

Unmittelbar außerhalb dieses Areals dagegen tritt im Laufe des Nachmittages während kurzer Zeit Trockenheit ein. Die betreffende Stelle ist an einem Tage wie demjenigen, an dem unsere Messungen vorgenommen wurden, von 12.00 Uhr bis in den Nachmittag hinein trocken. Eine andere, von der Tropfstelle etwas weiter entfernt liegende Fläche ist wiederum etwas länger trocken, und schließlich gelangen wir, nur

zirka einen halben Meter von der Tropfstelle entfernt, in ein Gebiet. das nur des Nachts benetzt wird. In noch größerer Entfernung erreichen wir Felsflächen, die vom Sickerwasser nicht berührt und nur von Niederschlägen befeuchtet werden.

Aus diesen Überlegungen geht mit aller Deutlichkeit hervor, wie außerordentlich stark die Feuchtigkeitsverhältnisse an der Felswand in geringer Entfernung variieren können, d. h. wie dauernd benetzte Flächen und solche, die nur durch Niederschläge befeuchtet werden, dicht nebeneinander liegen können. Was wir, von einer kleinen Wassermenge ausgehend, zeigten, läßt sich unschwer auf Verhältnisse mit größeren Sickerwassermengen übertragen.

d) Untersuchungen über den Taufall in Zürich

Für den Wasserhaushalt der Algen- und Flechtenvegetation der Gesteinsoberfläche ist der Taufall von ungleich größerer Bedeutung als für die höheren Pflanzen. Diese sind in einem Boden verwurzelt, der für das Wasser der Niederschläge ein um ein Vielfaches wirkungsvolleres Reservoir darstellt als die nackte Gesteinsoberfläche. Von dieser fließen Regen und Schmelzwasser rasch ab, und kurze Zeit (oft wenige Stunden oder gar Minuten), nachdem es zu regnen aufgehört hat, ist der Wuchsort der epilithischen Vegetation wieder trocken. Noch ungünstiger liegen die Verhältnisse in dieser Hinsicht für Steilwände, die bei schwächeren Niederschlägen nicht oder in nur sehr geringem Maße benetzt werden. In der Erde dagegen, in der die höheren Pflanzen verwurzelt sind, bleibt auch während langer Trockenperioden ein gewisser Wasservorrat erhalten.

Um einen ausgetrockneten Boden von nennenswerter Mächtigkeit gemäß seiner Kapazität mit Wasser zu versorgen, also die Lebensbedingungen der in ihm wurzelnden höheren Pflanzen hinsichtlich ihres Wasserhaushalts merklich zu verbessern, bedarf es beträchtlicher Wassermengen; dagegen kann schon eine verhältnismäßig sehr geringe Menge genügen, um die dünne Vegetationsschicht der Algen und Flechten auf der Oberfläche und die peripheren Schichten des Gesteins selbst optimal mit Wasser zu versorgen. In den meisten Fällen reicht ja schon eine Niederschlagshöhe von Bruchteilen eines Millimeters aus, um die gesamte Vegetation der Gesteinsalgen völlig unter Wasser zu setzen, ihren Wuchsort also maximal zu durchtränken. Jede zusätzliche Niederschlagsmenge vermag ihren Wasserhaushalt in keiner Weise zu verbessern.

Aus dieser Überlegung geht hervor, daß dem Taufall für die niedere Vegetation auf dem trockenen Substrat der Gesteinsoberfläche eine ausschlaggebende Bedeutung zukommen muß, ganz besonders an Wuchsorten mit lange andauernden Trockenzeiten.

Sinkt infolge der nächtlichen Ausstrahlung die Temperatur der Gesteinsoberfläche unter den Taupunkt der Luft, so wird sich ein Teil des in ihr enthaltenen Wasserdampfes auf dem Gestein bzw. auf der ihm anliegenden Vegetation kondensieren, bei Temperaturen über 0° als Tau, bei Werten genügend unter 0° als Reif.

Da aber zur Zeit der Ausstrahlung (bei Nacht) die Gesteinsoberfläche nicht nur gegenüber der darüberliegenden Luft, sondern auch mit Bezug auf die unter der Oberfläche liegenden Gesteinsschichten eine Unterkühlung aufweist, so führt dieses Temperaturgefälle nach der Oberfläche zu zu einer Kondensation auch eines Teils des im Gesteinsinnern enthaltenen Wassers, und nach der Grenzfläche zu muß die Menge dieses Kondenswassers zunehmen. L. Diels (1914, S. 512) beobachtete anläßlich seiner Temperaturmessungen im Gestein der Südtiroler Dolomitriffe diese Kondensation, indem sich am Fuß der Thermometer, die er 0,2—2,2 cm ins Gestein gesteckt hatte, am Morgen Wasser niedergeschlagen hatte.

Um nun die Bedeutung des Taufalls für unsere Felsvegetation mengenmäßig einschätzen zu können, sollten wir die Zahl der Tautage im Jahr und die Mengen des täglichen Taufalls kennen. Solche Erhebungen wurden aber weder in der Schweiz noch in irgendeinem anderen Lande in genügendem Umfange durchgeführt. Wohl wird von manchen meteorologischen Stationen der Taufall registriert. Aber das dabei gewonnene Material ist lückenhaft und scheint zur statistischen Verarbeitung wenig geeignet zu sein. Überdies ist ja der Taufall eine Angelegenheit insbesondere der bodennahen Luftschicht, die die Meteorologen bisher als eine Störungszone betrachteten und deshalb aus dem Bereiche ihrer Registrierungen absichtlich ausschlossen.

Sind also die Erhebungen über den Taufall schon im Gebiete der meteorologischen Stationen des Tief- und Mittellandes nur äußerst spärlich und nie über eine längere Zeitdauer ausgeführt worden, so ist es nicht verwunderlich, daß für das nackte Gestein im Gebirge überhaupt keine derartigen Angaben vorliegen.

Indessen lassen die wenigen diesbezüglichen Messungen, die in der Literatur verarbeitet worden sind, erkennen, daß der Tau in der warmen Jahreshälfte am häufigsten ist (in gemäßigten Breiten erreicht er im Herbst bei noch hohem Wassergehalt der Luft und starker nächtlicher Ausstrahlung sein Maximum) und daß seine Häufigkeit mit wachsender geographischer Breite und Meereshöhe abnimmt. Für das mittlere Norddeutschland wurden z. B. 96,6 (Wasserleben, 152 m ü. M.) bzw. 117,8 (Hochheim, 217 m), für Upsala 72,0, für Nordspanien 124,3 und für Korea 113,2 Taunächte im Jahr ermittelt (nach Conrad, 1936, S. B. 454).

Etwas besser sind wir unterrichtet über die Größenordnung der Taumengen je Taunacht. Diese liegen bei 0,06 mm in Ungarn (Parchinger), 0,10 in Bukowina (Parchinger), 0,08 in Montpellier (Houdaille), 0,11 in Greifswald (Mittel aus 25 Nächten, nach Leick). F. Houdaille errechnete als Mittel von 109 Taunächten des Jahres 1893 0,08 mm oder eine Gesamt-Ergiebigkeit des Taufalls von 8,31 mm Höhe im Jahr. Für den Zeitraum der Jahre 1893—1895 verteilte sich diese Menge wie folgt auf die vier Jahreszeiten, Winter 1,40, Frühjahr 1,88, Sommer 1,90, Herbst 2,49. Für das trockene Klima von Montpellier beträgt die Taumenge ungefähr 1% der jährlichen Niederschlagsmenge (nach Conrad, 1936, S. B. 453). Die größte überhaupt gemessene Ergiebigkeit des Taufalls beträgt 0,3—0,4 mm je Taunacht.

Für das Gebiet der Schweiz liegen nach freundlicher Mitteilung des Direktors der Meteorologischen Zentralanstalt in Zürich keinerlei Angaben über Taumessungen vor. Wir haben darum versucht, durch eigene Beobachtungen für unser Untersuchungsgebiet wenigstens einige Anhaltspunkte zu erlangen über die Häufigkeit des Taufalls innerhalb kurzer Zeitspannen und über die Mengen des durch Kondensation verflüssigten Wasserdampfes der Luft. Wir zeichneten also vom Frühjahr bis zum Herbst die Tage auf, an denen sich um 7.00 Uhr vormittags Taubildung feststellen ließ. Dabei berücksichtigten wir einerseits die Pflanzen im Institutsgarten und anderseits die im Garten nebeneinander ausgelegten Gesteinsblöcke, an denen wir in früheren Jahren die Temperaturmessungen durchgeführt hatten (Sandstein, Diabas, Granit, Marmor, Kalkstein und Verrucano). Leider waren die Witterungsverhältnisse im Jahre 1944 für Beobachtungen dieser Art wenig günstig, indem die Zahl der klaren Nächte verhältnismäßig gering war und immer wieder nach einer kurzen Reihe sonniger Tage mehr oder weniger lange andauernde Regenperioden eintraten.

Will man die Zahl der Taunächte für eine Gegend oder einen Ort angeben, so muß man sich bewußt sein, daß diese Zahl abhängig ist von der Natur und Beschaffenheit der Oberfläche, auf der der Taufall registriert wird.

Die Kondensation des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes ist ja in erster Linie abhängig von der Temperatur des Taufängers bzw. seiner Unterkühlung unter die Temperatur der Luft. Nun haben wir aber bei unsern Temperaturmessungen an der Gesteinsoberfläche gesehen, daß diese Unterkühlung eine Funktion der Ausstrahlung und damit abhängig ist vom Wärmegehalt und vom Wärmeleitvermögen des Substrats. Die Natur des Taufängers spielt also neben dem Wassergehalt der Luft die Hauptrolle bei der Taubildung.

Schon aus dieser Überlegung heraus ist zu erwarten, daß die Taubildung in der Natur auf geringe Entfernung hin stark verschieden sein kann. Dies beobachten wir tatsächlich an vielen Taumorgen beim Gang zur Arbeitsstätte. Unmittelbar vor der Hausfront ist der Gartenkies trocken. In einiger Entfernung aber sind die Kieselsteine naß, was an ihrer dunkleren Färbung schon von weitem erkennbar ist. Das Straßenpflaster ist wiederum trocken, aber die asphaltierte Nebenstraße ist so naß, daß man sich unwillkürlich frägt, ob in der Nacht Regen gefallen sei. Nur unter den Bäumen blieb eine Kreisfläche, die der Projektion der Laubkrone entspricht, trocken.

Treten wir in den offenen Garten, in dem wir unsere Taumessungen durchführen, so finden wir die Blätter der Kulturpflanzen, des Grases, der Sträucher und Bäume naß, bei manchen Arten, wie z. B. bei *Hypericum calycinum,* sind sie mit dicht aneinanderschließenden, glitzernden Tautropfen bedeckt.

Ein Blick auf unsere zur Temperaturmessung ausgelegten Gesteinsklötze zeigt uns ein verschiedenartiges Bild. Bei mittelstarkem Taufall ist der obere Teil des Kalksteinblocks naß. Er hebt sich durch etwas dunklere Färbung deutlich vom trocken gebliebenen unteren Teil ab. Naß ist auch die Kuppe des Granitblocks und diejenige des Verrucano. Beim Marmor läßt sich kaum entscheiden, ob er naß geworden oder trocken geblieben ist, denn die Benetzung hat bei ihm keine Änderung der Oberflächenfärbung zur Folge. Am stärksten benetzt erscheint der schwarze Diabas, auf dessen geschliffener, geneigter Fläche kleine Bächlein die geringen Taumengen nach unten ableiten.

Vergleichen wir verschiedene ebene horizontale Flächen untereinander, wie sie in der Natur der Vegetation zur Verfügung stehen, auf die einzelnen Faktoren hin, die bei ihnen die Taubildung begünstigen, so werden wir große Unterschiede feststellen. Kompaktes Gestein von heller Farbe wird für die Kondensation des Wasserdampfes in der Luft weniger geeignet sein als ein dunkler Felsgrund, dessen Ausstrahlung unter sonst gleichen Bedingungen ja größer ist. Ackererde, Gartenkies oder gar lockerer Moorboden von dunkler Farbe werden sich abermals günstiger erweisen, weil bei ihnen der Wärmenachschub aus der Tiefe geringer ist als im kompakten Gestein, wodurch die Oberfläche sich stärker unterkühlen muß.

Blätter lebender Pflanzen aber stellen wohl die wirksamsten Taufänger dar. Bei ihnen sind die hauptsächlichsten Faktoren vereinigt, die die Kondensation des Wasserdampfes begünstigen : große Oberfläche im Verhältnis zum Volumen, geringe Wärmekapazität, oft zerschlitzte Form (große Randlänge), vielfach versehen mit Zähnen, Stacheln usw. (günstige Ansatzstellen des Kondenswassers), und zu alledem wirkt noch die

andauernd vor sich gehende Transpiration temperaturerniedrigend, so daß die Unterkühlung unter die Temperatur der Luft noch höhere Werte erreichen kann, als dies auf einer sonst gleichen, aber toten Oberfläche der Fall ist.

Zunächst werden wir die Häufigkeit des Taufalls und die Menge des kondensierten Wassers auf lebenden Pflanzenblättern ins Auge fassen. In unserm Versuchsgarten in Zürich notierten wir vom Frühjahr bis zum Herbst 1944 (Mai bis Oktober) insgesamt 83 Taunächte, nämlich deren 17 im Mai, 12 im Juni, 14 im Juli, 17 im August, 15 im September und 8 im Oktober. Diese Verteilung auf die einzelnen Monate und auch die Gesamtzahl steht in engstem Zusammenhang mit der Zahl der Regentage bzw. der Nächte mit bedecktem Himmel und dürfte in Jahren mit beständigeren Schönwetterperioden erheblich höhere Werte erreichen. Während unserer Beobachtungsperiode zeigte es sich, daß die Zahl der Taunächte im Laufe eines Jahres nicht wesentlich geringer ist als diejenige der klaren Nächte. Dieselbe Beobachtung machten wir auch anläßlich eines zweieinhalbwöchigen Aufenthaltes in Arosa vom 9. bis zum 26. August 1944, während dessen sich mit Ausnahme zweier Regentage auf der offenen Wiesenfläche jeden Morgen Tau nachweisen ließ.

Taufall auf lebenden Laubblättern

Die Stärke der Wasserkondensation in einer Taunacht bestimmten wir einerseits auf den Blättern eines Apfelbaumes von strauchartigem Wuchs und anderseits auf denjenigen einer dichten Pflanzung von *Hypericum calycinum*.

Die Bestimmung der in einer Nacht gefallenen Taumenge ist auf Laubblättern nicht ganz leicht. Auf denjenigen des Apfelbaums, des Kürbis, des Tabaks und vieler andern Pflanzen wird das Blatt auf seiner ganzen Oberfläche, bei manchen Arten sogar beidseitig (Apfelbaum, Johanniskraut u. a.) benetzt. Die Tröpfchen kondensierten Wassers vereinigen sich rasch und fließen über den Blattrand oder am Blattstiel herunter. Nur wenn die Blattspreite konkav, in der Mitte also etwas niedergedrückt ist, sammelt sich der Tau der Oberseite, und so kann das Blatt zur Messung verwendet werden. Auf der Unterseite ist bei horizontaler Stellung des Blattes die Taubildung geringer. Das Wasser bleibt darum ohne weiteres haften. Bei den Untersuchungen am Apfelbaum wurden darum derart ausgebildete Blätter mit konkav eingewölbter Spreite, die in horizontaler Lage am Zweige standen und von Nachbarblättern in ihrer Ausstrahlung nicht gehindert wurden, ausgewählt.

An vier aufeinanderfolgenden Tagen wurde die auf den Apfelblättern gefallene Taumenge bestimmt. Vormittags gegen 7.00 Uhr, also kurz bevor die Sonnenstrahlen hinter einer Baumgruppe hervor in den Obst-

garten fielen, wurden einige Dutzend Blätter, die den oben beschriebenen Anforderungen genügten, mit einer gut schneidenden Schere unter ihrer Spreite abgeschnitten und mitsamt dem an ihnen haftenden Tau in ein weites Glasgefäß fallen gelassen. Am Grunde desselben sammelte sich ein Teil des Wassers, während ein anderer Teil an der Blattoberfläche haften blieb. Im verschlossenen Behälter wurde das Wasser vom gesammelten Blattmaterial abgeschüttelt. Dieses Wasser wurde gewogen. Die Blätter aber wurden zwischen Filtrierpapier getrocknet, und aus der Gewichtsdifferenz des Papiers vor und nach der Trocknung vermochten wir auch die Menge des durch Adhäsion festgehaltenen Wassers zu erfassen. Nun planimetrierten wir die Flächen der verwendeten Apfelblätter aus und konnten somit die Gewichtsmenge Wassers errechnen, die in der betreffenden Taunacht auf die Flächeneinheit der Blätter gefallen war.

Etwas einfacher gestaltete sich die Arbeit mit den Blättern von *Hypericum calycinum*. Auf ihrer Oberfläche vereinigen sich die einzelnen Tautröpfchen weit weniger leicht untereinander; auch haften sie auffallend stark am Blatt. Die Gefahr des Abfließens ist also weit geringer. Die Auswahl der im Versuch zu verwendenden Blätter war damit etwas leichter.

Versuchsergebnisse

Am 22. September, einem Tag mit verhältnismäßig starkem Taufall, sammelten wir 42 Blätter des Apfelbaums, die zusammen eine Fläche von 0,166 m² bedeckten (Blattfläche einfach gerechnet). Auf ihnen gewannen wir eine Taumenge von 25,5 g. Dies entspricht einer gleichmäßig über eine Fläche verteilten Schicht von 0,154 mm Höhe, also einer Niederschlagshöhe von demselben Ausmaß.

Am 23., 29. und 30. September wiederholten wir solche Messungen und erhielten dabei auf den Apfelblättern Taumengen, die einer Niederschlagshöhe von 0,101 mm (23. September; Blattfläche 0,192 m²), 0,182 mm (29. September, Blattfläche 0,186 m²) und 0,048 mm (30. September, Blattfläche 0,176 m²) entsprachen. Aus diesen Zahlen ergibt sich ein Mittelwert von 0,137 mm.

An denselben Tagen bestimmten wir auch die Taumengen auf je einigen hundert Blättern von *Hypericum*. Dabei ermittelten wir folgende Werte :

am	22. September	0,143 mm	(315	Blätter	von	zusammen	0,293 m²)
»	23. »	0,098 mm	(466	»	»	»	0,351 m²)
»	29. »	0,167 mm	(312	»	»	»	0,287 m²)
»	30. »	0,078 mm	(650	»	»	»	0,469 m²)

Mittelwert aus vier Taunächten 0,122 mm.

An den einzelnen Tagen zeigt sich die je Flächeneinheit kondensierte Wassermenge ziemlich verschieden. Auf den Apfelblättern ist diejenige des taureichsten Tages 3,8mal, auf den *Hypericum*-Blättern dagegen 2,1mal größer als der entsprechende Wert der tauärmsten Nacht. Auch die beiden Versuchspflanzen erweisen sich in ihrer Fähigkeit, Tau niederzuschlagen, verschieden; doch liegen die unter ihnen vergleichbaren Werte (Mittelwerte 0,137 : 0,122) innerhalb derselben Größenordnung.

Aus den Mitteilungen einer großen Zahl von Physiologen geht hervor, daß dem Taufall im Wasserhaushalt der höhern Pflanzen nach verschiedenen Richtungen hin eine nicht zu unterschätzende Bedeutung zukommt. Dabei spielen der Zeitpunkt und die Zeitdauer, während deren das kondensierte Wasser auf den Blättern liegt, eine größere Rolle als die Menge desselben. Die Dauer der Blattbenetzung aber ist von einer so großen Zahl verschiedener Faktoren abhängig, daß diesbezügliche Werte von allgemeiner Gültigkeit kaum angegeben werden können.

Der Landwirt zieht zur Zeit der Heuernte morgens 4 Uhr aus, um sein Gras taufrisch zu mähen, denn er weiß, daß vom Zeitpunkt des Sonnenaufgangs an der Tau rasch wegdunstet und daß eine halbe oder eine ganze Stunde später das auf dem Osthang stehende Gras schon trocken sein kann. Länger bleibt der Tau auf dem West- oder gar auf dem Nordhang liegen. Anders verhält es sich im Spätherbst. Gehen wir in dieser Jahreszeit durch einen auf einer horizontalen Fläche gelegenen Kleeacker, so können wir gegen Ende eines sonnenklaren Tages wohl die am höchsten gelegenen Blätter und Stengel trocken finden; an den nassen Schuhen aber erkennen wir, daß das Innere des Rasens noch beinahe ebenso naß ist, wie es am frühen Vormittag war. Ja im Herbst kann man vielfach beobachten, wie sich wenige Minuten, nachdem sich die Strahlen der untergehenden Sonne von einer Wiese zurückgezogen haben, schon Abendtau auf den Blättern niederschlägt. Bei unsern Taumessungen in der *Hypericum*-Pflanzung konnten wir oft feststellen, daß gegen Ende eines sonnigen Herbsttages wohl die oberflächlich gelegenen Schosse trocken, das Innere des dichten Bestandes aber vom Tau des vorangegangenen Morgens noch völlig durchnäßt war. In manchen Hanglagen kann es vorkommen, daß die taubenetzten Pflanzen an der Oberfläche ihrer Blätter während einer Reihe von Tagen nicht trocken werden, trotzdem jeden Tag die Sonne scheint, und viele Stunden lang kann der Tau liegen bleiben, wenn sich nach Sonnenaufgang der Himmel bedeckt.

Die Raschheit, mit der der Tau wegdunstet, hängt in erster Linie von der Wetterlage ab (wolkenloser oder bedeckter Himmel, Windstärke), von der Jahreszeit (Lufttemperatur, Intensität der Sonnen- und

Himmelsstrahlung), von der Lage des Blattes (horizontale Fläche oder Richtung und Neigung des Hanges, Stellung der Blätter am Baum, am Zweig oder Stengel), sodann von der Beschaffenheit des Blattes selbst (Größe, Form, Farbe und Bau des Gewebes), also von einer großen Zahl von Faktoren, die mit Hinsicht auf die Verdunstung des Taus in komplizierter Weise ineinanderspielen.

Nun ist für unsere Algenvegetation nicht diejenige Taumenge ausschlaggebend, die sich auf Gras und Laub niederschlägt; für sie spielt vielmehr jene Wassermenge eine Rolle, die als Tau auf eine nackte bzw. von einer sehr dünnen Vegetationskruste bewachsene Gesteinsoberfläche fällt. Der Versuch, diese Menge zu ermitteln, begegnet aber nicht geringen Schwierigkeiten.

Fragen wir bei Bergleuten, Bergsteigern, Jägern usw. nach taunassem Gestein, so wollen sie solches nicht beobachtet haben. Tatsächlich ist es keineswegs leicht, festzustellen, ob eine Fläche anstehenden Gesteins vom Tau benetzt ist oder nicht. Dies steht offenbar damit im Zusammenhang, daß ein in seinen oberflächlichen Schichten trockener Fels nennenswerte Wassermengen zu verschlucken vermag, ohne daß dies an seiner Oberfläche sichtbar in Erscheinung treten würde. Da nun die verhältnismäßig geringen Taumengen in kleinsten Quantitäten sich auf dem Gestein niederschlagen, so werden diese andauernd ins Innere des Substrats gezogen. Erst wenn das für eine bestimmte Gesteinsart charakteristische Fassungsvermögen erschöpft ist, bleibt der Tau an der Oberfläche haften oder fließt, wenn die Fläche geneigt ist, in kleinsten Bahnen ab.

Natürlich verhalten sich in dieser Hinsicht verschiedenartige Gesteine unterschiedlich. Dies beobachteten wir auch an unsern im Garten ausgelegten Blöcken. Am leichtesten läßt sich der Tauniederschlag auf der geschliffenen Oberfläche des harten und kompakten Diabas feststellen, ebenso auf dem Verrucano. Von einer bestimmten Menge aufgenommenen Wassers an macht sich am Kalkstein ein Farbumschlag bemerkbar, woraus ein Taufall von nennenswertem Ausmaße abgelesen werden kann. Weniger deutlich zeigt er sich auf dem Granit, und erst nach einer verhältnismäßig starken Durchtränkung des Gesteins läßt sich beim weißen Marmor entscheiden, ob seine Oberfläche wirklich benetzt sei.

Auf der glänzenden Oberfläche des horizontal ausgelegten Diabas schlägt sich der Tau als eine aus feinsten Tröpfchen zusammengesetzte Schicht von mattem Aussehen zunächst in den Ecken nieder, folgt dann den vier Kanten und dringt von hier aus in Form einer nach innen ellipsoidisch begrenzten Fläche, deren Achsen den Mittellinien der Länge

und Breite entsprechen, nach dem Mittelpunkt der Platte vor. Ist dieser erreicht, so hat die weitere Kondensation eine Vergrößerung der Tautröpfchen zur Folge. Diese vereinigen sich immer mehr untereinander, so daß schließlich (bei starkem Taufall) eine mehr oder weniger kontinuierliche Wasserschicht auf der Gesteinsfläche liegt. In derselben Richtung, d. h. von den Ecken und Kanten her gegen das Zentrum der Platte zu fortschreitend, erfolgt mit dem Höhersteigen der Sonne auch die Trocknung. Die im Verhältnis zu den mittleren Partien an den Ecken und am Rande der Platte rascher vor sich gehende Abkühlung zur Zeit der Ausstrahlung und die raschere Erwärmung zur Zeit der Einstrahlung tritt in dieser Erscheinung sichtbar zutage.

Beim Kalksteinblock (siehe Tafel 2 a) benetzen sich zuerst die Zacken, Kämme und Kuppen seines am höchsten gelegenen Teils. Bei schwachem Taufall werden überhaupt nur sie benetzt. Je stärker aber die Kondensation ist, um so tiefer greift die Zone der Benetzung in die unteren Partien hinab, und immer läßt sich in der Farbänderung, die der Kalkstein durch die Benetzung erleidet, die Grenzlinie zwischen benetzter und trockener Oberfläche deutlich erkennen.

Ein Blick auf den Diabas- oder Kalkblock kann uns in der Morgenfrühe sofort darüber orientieren, ob wenig oder viel Tau gefallen sei, und bei nicht zu starkem Taufall würde sich die Ermittlung der benetzten Fläche als ein ziemlich gutes Maß für die Stärke der erfolgten Kondensation erweisen.

Es interessierte uns nun, zu ermitteln, welche Mengen kondensierten Wassers sich innerhalb eines eng begrenzten Versuchsfeldes auf der Oberfläche verschiedenen Materials absetzen und in welchem Verhältnis dieselben zueinander und zu den auf Laubblättern festgestellten Taumengen stünden. So bestimmten wir an einer Reihe von Tagen den Tau, der sich einerseits auf zwei in Form und Größe gleichen Flächen eines geneigten Glasdaches und fünf horizontal ausgelegten Glasscheiben und anderseits auf einer Eisenblechplatte und auf der geschliffenen Oberfläche unseres Diabasblocks niederschlugen.

Tauniederschlag auf Glasplatten

Einen Teil der Versuchshausanlagen des Institutes für spezielle Botanik unserer Hochschule bildet die Vegetationshalle, ein Glasbau von 100 m² Bodenfläche und 5 m Firsthöhe mit einem Satteldach, dessen eine Fläche mit 30° Neigung nach Westen abfällt. Das Dach ist gefügt aus Glasplatten von je 50 cm Breite, die oben und unten übereinander greifen, während sie seitlich in Metallrahmen eingekittet sind. Diese verlaufen also vom First bis an den unteren Rand und teilen jede der beiden

Dachflächen in eine größere Anzahl parallel abwärts verlaufender Glasfelder (Tafel 4 b). Durch fünf offenstehende Glasportale — die Flügeltüren sind beseitigt — steht der Innenraum dieser Glashalle mit der Außenluft in Verbindung, so daß im Innern des Hauses, namentlich nachts, praktisch dieselbe Temperatur herrscht wie in der Atmosphäre außerhalb desselben.

Fällt nun Tau, so setzt sich dieser in feinsten Tröpfchen auf dem Glas des Daches nieder. Je mehr Wasser kondensiert wird, um so mehr vereinigen sich die Tautröpfchen untereinander, und schließlich fließt das Wasser unter der Wirkung seiner Schwere in vielen kleinsten Bächlein nach unten. Am untern Rande des Glasdaches wurden nun zwei Paar von Auffangrinnen aus Schwarzblech in der Weise aufgehängt, daß sie das vom Rand des Glasdaches in Tropfen abfallende Wasser auffingen und in einen Trichter leiteten, durch den es in eine, durch einen aufgelegten Karton verschlossene Sammelflasche floß. Der größte Teil des kondensierten Wassers wurde in dieser Weise erfaßt, nicht dagegen dasjenige Wasser, das durch Adhäsion am Glas festgehalten blieb und nicht abfloß, sondern unter normalen Verhältnissen zunächst langsam, mit höher steigender Sonne aber immer rascher wegdunstete.

Um nun in unserm Versuch auch diese Menge des kondensierten Wassers möglichst vollständig zu erfassen, ließen wir es nicht abdunsten, sondern nahmen es, bevor die Sonnenstrahlen auf das Glasdach zu fallen begannen, in getrocknetem und gewogenem Filtrierpapier, das wir auf die nasse Glasfläche legten, auf, und aus der Gewichtszunahme, die das Filtrierpapier dabei erfuhr, bestimmten wir die Menge des aufgenommenen Wassers. So entging unserer Messung tatsächlich nur derjenige Teil, der, entsprechend den gegebenen Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnissen, am Ort der Untersuchung, vom Beginn der Taubildung bis zum Zeitpunkt der Abtrocknung des Glases verdunstet war.

Wählen wir zur Besprechung eines Beispiels das Ergebnis des 2. Oktober 1942. Der Thermo-Hygrograph, der in 12 cm über dem Boden aufgestellt war, verzeichnete morgens 7.00 Uhr den Tiefstpunkt der Temperatur bei + 12,2° und eine gleichzeitige relative Luftfeuchtigkeit von 98 %. Um diese Zeit war bereits eine beträchtliche Taumenge in die Flasche abgeflossen; aber am Dachrand tropfte es noch weiter; das Dach war auf seiner ganzen Fläche naß. Um 8.30 Uhr, als die Sonne hinter einer dicht belaubten, mächtigen Blutbuche des nachbarlichen Gartens heraufstieg, bevor also die Sonnenstrahlen auf das nach Westen abfallende Dach fielen, trockneten wir das Glas ab und gewannen dabei auf der im Versuch berücksichtigten, 5,7 m^2 messenden Fläche I 130 g Wasser. In die Sammelflasche waren 790 g abgeflossen; von einer Glasfläche von 5,7 m^2 hatten wir also insgesamt 920 g oder cm^3 gewonnen. Dies

entspricht, auf die in Betracht gezogene Fläche gleichmäßig verteilt, einer Schicht flüssigen Wassers von 0,161 mm Höhe, d. h. einer Niederschlagsmenge von zirka $^1/_6$ mm. Diese Menge genügt, um das Glasdach bis um 11 Uhr naß zu erhalten. Auf einer nach E exponierten Fläche wird natürlich der Tau rascher, auf einer N-exponierten Fläche dagegen noch langsamer abdunsten als auf unserem nach Westen abfallenden Dach.

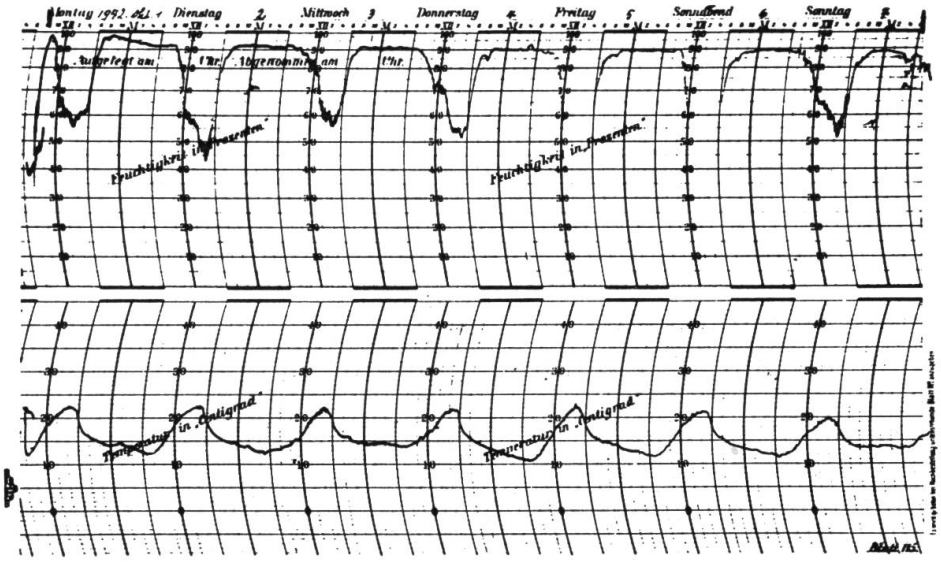


Abb. 23
Gang der Temperatur und der relativen Feuchtigkeit der Luft während der Taumessungen in der Zeit vom 1. bis zum 7. Oktober 1942

Dieses Beispiel vom 2. Oktober 1942 gehört einer Meßreihe an, die wir vom 1. bis zum 8. Oktober an sieben aufeinanderfolgenden Taunächten durchführten. Die diesbezüglichen Ergebnisse finden wir in Tabelle 18 zusammengestellt. Auf der linken Seite der Zahlentafel sind neben den Angaben über die Witterungsverhältnisse im Zeitpunkt der Messungen und der vormittäglichen Tiefsttemperatur die Wassermengen aufgezeichnet, die wir auf dem Glasdach feststellten. Diese Mengen liegen im Mittel zweier gleich großer und gleich beschaffener Versuchsflächen zwischen 950 und 425 cm³ je Taunacht. Auf der rechten Seite der Tabelle sind diese Werte als Höhen des Kondenswassers in Millimeter eingetragen. Diese variieren zwischen 0,166 (am 5. Oktober) und 0,075 mm (am 8. Oktober). Als Mittel der sieben Versuchsnächte und der beiden Versuchsflächen stellten wir eine Höhe von 0,134 mm fest. Die äußerste Kolonne rechts in der Tabelle gibt die Mittelwerte der sieben Versuchsnächte für die beiden Dachflächen getrennt wieder. Diese betragen 0,133 (Dachfläche I) und 0,135 mm (Fläche II) und stimmen recht gut miteinander überein.

Einen weiteren Versuch stellten wir an, indem wir fünf rechteckige Glasfenster von 0,48 m Breite und 0,98 m Länge, also einer Fläche von 0,47 m^2, horizontal über den Boden legten. Auch auf ihnen schlug sich in Taunächten eine dünne Wasserschicht nieder, und diese wurde wiederum in Filtrierpapier aufgenommen und gewogen.

Die dabei in fünf aufeinanderfolgenden Nächten (3. bis 8. Oktober 1942) ermittelten Taumengen sind in der untern Hälfte der Tabelle 18 zusammengestellt. Die auf einem Fenster festgestellten Taumengen liegen zwischen 70,0 cm^3, entsprechend 0,146 mm Höhe (Fenster I am 3. Oktober) und 21,2 cm^3 oder 0,086 mm (Fenster IV am 8. Oktober). Die Mittelwerte für die fünf Fenster je Taunacht variieren zwischen 59,5 cm^3 oder 0,124 mm (3. Oktober) und 26,8^3 cm oder 0,096 mm (8. Oktober).

Vergleichen wir die Mittelwerte der einzelnen Taunächte untereinander, so beobachten wir eine ständige Abnahme der Taumengen von Tag zu Tag. Dies hängt mit der in entsprechender Weise abnehmenden Luftfeuchtigkeit und mit dem zeitweiligen Ansteigen der Tiefsttemperatur zusammen. Als Mittel aus den fünf Versuchsnächten ergaben sich für die fünf Fenster Werte, die zwischen 0,114 mm (Fenster I) und 0,082 mm (Fenster V) liegen. Verglichen mit den auf dem Glasdach ermittelten Werten sind diejenigen der ausgelegten Glasfenster im Mittel um 28 % kleiner. Verschiedene Windexposition und verschiedener Wärmenachschub aus der Tiefe können Ausschläge von dieser Größenordnung durchaus bewirken.

Im Laufe des Jahres 1944 führten wir solche Taumessungen weiter. Wir haben bereits weiter oben mitgeteilt, daß wir während der Halbjahresperiode Mai bis Oktober 1944 insgesamt 83 Taunächte zählten. Die im Frühjahr und im Sommer festgestellten Mengen kondensierten Wassers sind im allgemeinen niedrig. Oft lag auf einem oder auf mehreren ausgelegten Glasfenstern eine feinste Tröpfchenschicht, während die übrigen Fenster völlig trocken geblieben waren. In fünf Nächten im Mai ermittelten wir Werte von 0,016, 0,074, 0,039, 0,067 und 0,128 mm, was einem Mittelwert von nur 0,076 mm entspricht.

Die im Herbst 1944 auf Laubblättern des Apfelbaums und des Johanniskrauts festgestellten Taumengen haben wir bereits weiter oben besprochen. Es obliegt uns nun noch die Aufgabe, die in dieser Versuchsperiode auf toten Flächen ermittelten Werte zu besprechen. Wiederum verfolgten wir den Taufall auf dem Glasdach der Vegetationshalle im Garten und auf zwei (statt wie früher fünf) ausgelegten Glasfenstern. Neu wurde eine Eisenblechplatte in den Versuch einbezogen, ebenso der Diabasklotz, der uns früher bei den Temperaturmessungen gedient hatte. Dieser wurde in horizontaler Lage, mit der geschliffenen Fläche nach oben gekehrt, in die Versuchsanlage eingeordnet (Tafel 4 b). Die in der

Tab. 18 Ergebnisse der Taumessungen im Herbst 1942

	Gemessene Taumengen in cm³							Niederschlagshöhe durch Taufall in mm							
1942, Oktober	1.	2.	3.	5.	6.	7.	8.	1.	2.	3.	5.	6.	7.	8.	Mittel aus 7 Tautagen
Witterung während der Nacht			Sternenklar, ab 6 h Nebel		Sternenklar, nebelfrei	Sternenklar, nebelfrei	Sternenklar			Sternenklar, ab 6 h Nebel		Sternenklar, nebelfrei	Sternenklar, nebelfrei	Sternenklar	
Wind			Schwach		Schwach	Schwach	Schwach			Schwach		Schwach	Schwach	Schwach	
Zeit	7.00	8.00	6.00	7.30	7.00	7.00	6.30	7.00	8.00	6.00	7.30	7.00	7.00	6.30	
Tiefsttemperatur	12,0°	12,2°	12,0°	11,0°	12,0°	11,5°	13,0°	12,0°	12,2°	12,0°	11,0°	12,0°	11,5°	13,0°	
Glasdachfläche I. 5,7 m²	825	920	821	920	750	595	460	0,144	0,161	0,144	0,161	0,132	0,104	0,086	0,133
» II. 5,7 m²	820	916	879	980	805	595	390	0,144	0,161	0,154	0,173	0,141	0,104	0,068	0,135
» I/II. Mittel 5,7 m²	822,5	918	850	950	778	595	425	**0,144**	**0,161**	**0,149**	**0,166**	**0,136**	**0,104**	**0,075**	**0,134**
															Mittel aus 5 Tautagen
Fenster I. 0,48 m²			70,0	61,1	57,1	52,2	34,0			0,146	0,127	0,119	0,109	0,071	0,114
» II. 0,48 m²			61,2	55,5	51,3	43,0	28,5			0,127	0,115	0,107	0,089	0,059	0,099
» III. 0,48 m²			60,1	53,0	49,4	42,0	26,0			0,125	0,110	0,103	0,088	0,054	0,096
» IV. 0,48 m²			58,3	46,2	42,0	40,1	21,2			0,121	0,096	0,088	0,083	0,044	0,086
» V. 0,48 m²			48,0	43,9	42,2	38,5	24,1			0,100	0,090	0,088	0,080	0,050	0,082
Fenster I/V. Mittel			59,5	51,9	48,4	43,2	26,8			**0,124**	**0,107**	**0,101**	**0,090**	**0,056**	**0,096**

Zeit vom 16. September bis zum 7. Oktober in diesen Versuchen ermittelten Ergebnisse sind in Tabelle 19 zusammengestellt.

Tab. 19 Ergebnisse der Taumessungen im Herbst 1944

1944	September					Oktober		Mittel aus 7 Taunächten
	16.	22.	23.	29.	30.	4.	7.	
	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm
Glasdach	0,105	0,169	0,025	0,204	0,054	0,011	0,316	0,126
Fenster I u. II, Mittel	0,150	0,158	0,017	0,108	0,011	0,005	0,222	0,096
Eisenblechplatte . .	0,101	0,147	0,041	0,205	0,036	0,048	0,168	0,109
Diabas	0,026	0,062	0,009	0,141	0,001	0,002	0,065	0,044

Die Mittelwerte aus den sieben Taunächten bewegen sich zwischen 0,126 mm (Glasdach) und 0,044 mm (Diabas). Dieser letztere ist durch eine Taumenge von nur 35 % derjenigen des Glasdaches ausgewiesen. Mit den Messungen im Herbst 1942 stimmen die zwei Jahre später ermittelten Werte auffallend gut überein. So reicht z. B. das Glasdach (0,126 mm) mit 95 % an den früheren Wert (0,134 mm) heran, und für die Glasfenster (0,096 mm) ist die Übereinstimmung sogar eine hundertprozentige.

Kehren wir nun zurück zu der Frage, ob und in welchem Ausmaße sich auf dem anstehenden Felsgestein Tau niederschlage, so können wir auf Grund unserer Messungen aussagen, daß sich an der Gesteinsoberfläche eine Kondensation von Wasserdampf aus der Luft tatsächlich vollzieht. Dies wird namentlich der Fall sein, wenn das Gestein zerklüftet und mit einer im Verhältnis zum Volumen großen Oberfläche der Ausstrahlung unterworfen ist. Massives Gestein, bei dem die nach außen abgegebene Wärme verhältnismäßig leicht und rasch aus der Tiefe nachgeschoben werden kann, wird dagegen seltener und von geringeren Taumengen benetzt werden. Aber überall, wo gegen Ende der Nacht Unterkühlungen unter die Temperatur der Luft eintreten, ist Bildung von Tau oder (im Winter) Reif zu erwarten. So gehen wir wohl kaum fehl, wenn wir mit Hinsicht auf den Wasserhaushalt der Gesteinsoberfläche neben der Benetzung durch die Niederschläge und durch Riesel- und Sickerwasser auch dem Taufall eine nicht zu unterschätzende Bedeutung beimessen.

Nun haben wir noch die Aufgabe, die auf Laubblättern ermittelten Taumengen mit denjenigen toter Flächen zu vergleichen. Im Rahmen der wenig zahlreichen Messungen, die wir durchführten, hat dies nur einen

Sinn für Werte, die am gleichen Tage innerhalb ein und derselben Versuchsanlage ermittelt wurden.

Auf Apfelblättern errechneten wir eine Tauhöhe von 0,137 mm, auf den Blättern des Johanniskrauts eine solche von 0,122 mm (in beiden Fällen Mittelwerte aus vier Messungen). Daß diese Zahlen für die beiden Pflanzenarten so nahe beieinander liegen, ist ein Zufall. Die verschiedene Beschaffenheit (Farbe, Größe, Dicke, Form und Gewebebau) der Blätter läßt erwarten, daß in der Fähigkeit, Tau niederzuschlagen, von Art zu Art große Unterschiede vorhanden sein müssen. Daß dies tatsächlich der Fall ist, hat bereits J. Sachs (1861) festgestellt. Nach v. Rosenberg-Lipinski (1871) soll z. B. Gerste mehr Tau bilden als unter gleichen Bedingungen der Hafer.

Wenn also Rasenflächen je Quadratmeter wesentlich mehr Tau liefern als unbewachsener Sandboden, so dürfte dies weit mehr auf die im Rasen größere tausammelnde Oberfläche als auf die je Flächeneinheit stärkere Kondensation zurückgeführt werden können. Wir werden darum keineswegs staunen, wenn Hiltner (1932) in jungem Erlenwuchs eine 2,2fache, im Kleefeld eine 2,5fache, in Pferdebohnen eine 6,6fache und im Kartoffelacker sogar eine mehr als 7mal größere Taumenge ermittelte als über einer vegetationsfreien Bodenfläche von derselben Größe.

Den oben genannten Tauhöhen von 0,137 mm für die Apfelblätter bzw. von 0,122 mm für die Blätter des Johanniskrauts stehen solche von 0,134 mm (Herbst 1942) und 0,126 mm (Herbst 1944) für das Glasdach, von 0,096 mm (1942 und 1944) für die horizontal ausgelegten Glasfenster, von 0,109 mm für die Eisenblechplatte und von 0,044 mm für den Diabasklotz gegenüber.

Auf dem geneigten Glasdach erhielten wir also im Herbst 1942 Werte, die diejenigen der Laubblätter in der Versuchsperiode 1944 beinahe erreichen. Eine solche Gegenüberstellung ist aber nicht angängig; denn es ist zu erwarten, daß während der Versuchsperiode 1942 auch die Apfelblätter einen höheren Wert ergeben hätten als zwei Jahre später. Vergleichen wir aber die gleichzeitig ermittelten Werte vom Herbst 1944, so finden wir die Apfelblätter mit einem Tauwert ausgewiesen, hinter dem das Glasdach um 8 %, die horizontalen Glasfenster um 30 %, das Eisenblech um 20 % und der Diabas sogar um 68 % zurückstehen.

Beim ersten Blick auf diese Zahlen ist man eher überrascht über den geringen Unterschied zwischen den Taumengen transpirierender Blätter einerseits und denjenigen toter Flächen anderseits. Dabei muß aber berücksichtigt werden, daß mit abnehmender Lufttemperatur auch die Transpirationstätigkeit abnimmt (siehe die Arbeiten von Gäumann und Jaag 1936—1939 und von Gäumann 1942) und daß sie mit zunehmender Benetzung der Oberfläche gar auf ein Minimum reduziert

wird. Dadurch ist der Unterkühlung unter die Lufttemperatur eine Grenze gesetzt, ja das Blatt und die dasselbe umgebende Lufthülle gelangen überdies in den Genuß der Wärme, die bei der Kondensation des Wasserdampfes frei wird.

Nun möchten wir noch die auf die Flächeneinheit berechneten Taumengen des Apfelbaums und des Johanniskrauts mit den entsprechenden Werten, die von andern Autoren für andere Pflanzenarten ermittelt wurden, kurz vergleichen. Zattler (1931) ermittelte im Hopfengarten der Bayerischen Landesanstalt für Pflanzenbau in München an abgeschnittenen Blättern eine mittlere Menge kondensierten Wassers von 118,9 g je Quadratmeter Blattfläche (einfach gerechnet). Dies entspricht einer Tauhöhe von 0,119 mm. Dieser Wert liegt um 13% tiefer als der mit derselben Meßmethode von uns für den Apfelbaum, und um 4% tiefer als der für die Blätter des Johanniskrauts festgestellte Mittelwert. In der Größenordnung aber stimmen die beiderlei Ergebnisse durchaus überein.

Nun sollen auch noch die auf unsern verschiedenen Taufängern festgestellten Wassermengen mit den entsprechenden Werten anderer Autoren verglichen werden. Aus unsern Messungen im Herbst 1942 und 1944 ergibt sich ein Mittelwert von 0,130 mm Höhe für das geneigte Glasdach, von 0,096 mm für die horizontal ausgelegten Glasfenster, von 0,109 mm für die Eisenblechplatte und von 0,044 mm für den Diabas. Dies sind Werte, die in einer oder in zwei kurzen Meßperioden ermittelt wurden. Sie stellen also weder Mittelwerte für das Jahr noch für den Herbst dar. Es genügt uns aber, festzustellen, daß sie sich durchaus innerhalb derselben Größenordnung bewegen, die von anderen Autoren für andere Länder mitgeteilt wurden und die, wie wir weiter oben erwähnten, zwischen 0,11 mm (Greifswald, nach Leick) und 0,08 mm (Montpellier, nach Houdaille) liegen. Der in unsern beiden Herbst-Meßreihen auf den Glasfenstern festgestellte Wert von 0,113 mm stimmt vollkommen mit demjenigen von Greifswald überein. Aber auch wenn wir die kurze, tauarme Meßreihe vom Mai 1944 mitberücksichtigen, liegt unser Gesamtmittelwert mit 0,082 mm noch innerhalb der von ausländischen Autoren mitgeteilten Niederschlagshöhen.

In neuerer Zeit wurde nun von E. Leick (1932) und anderen Autoren mit Nachdruck die Forderung erhoben, daß Taumessungen mit standardisierten Taufängern durchgeführt werden sollten, damit die Ergebnisse verschiedener Forscher und verschiedener Länder sinnvoll zueinander in Beziehung gesetzt werden können. Dieser gewiß berechtigten Forderung suchten wir gerecht zu werden, indem wir nach Beendigung der im vorstehenden beschriebenen Versuchsreihen Vergleichsmessungen durchführten, einerseits an drei der weiter oben erwähnten, horizontal ausgelegten Glasfenster, am geneigten Glasdach der Vegetationshalle

und an drei Tauplatten, die Herr Kollege Dr. W. Lüdi, Direktor des Geobotanischen Forschungsinstituts Rübel, uns in freundlicher Weise zur Verfügung gestellt hatte. Diese waren hergestellt aus einem Gemisch von Kieselgur, Gips und Wasser (2 : 4 : 8) und hatten ein Ausmaß von 10 : 10 : 1 cm.

Am Morgen des 19. November 1944 wurden folgende Tauwerte (in Niederschlagshöhen) festgestellt :

Glasfenster	I	(5,7 m²)	0,149 mm
»	II	(5,7 m²)	0,128 mm
»	III	(5,7 m²)	0,119 mm
Mittel	I—III	. . . . .	0,133 mm
Glasdach		(6,4 m²)	0,153 mm
Tauplatte	I	(0,01 m²)	0,151 mm
»	II	(0,01 m²)	0,122 mm
»	III	(0,01 m²)	0,149 mm
Mittel	I—III	. . . . .	0,141 mm

Es zeigt sich, daß sich auf den drei verwendeten Tauplatten Wassermengen kondensierten, die, je Flächeneinheit, um ein geringes über denjenigen Mengen liegen, die sich auf den ausgelegten Glasfenstern niedergeschlagen hatten. Noch etwas höhere Werte ergab das geneigte Glasdach. Die Tauplatten lieferten also ein Ergebnis, das ziemlich gut in der Mitte steht zwischen den einerseits horizontal und anderseits schräg liegenden Glasflächen, deren tausammelnde Oberfläche um ein Vielfaches größer ist als diejenige der standardisierten Tauplatten.

Durch diese Vergleichsuntersuchung, die wegen des bald nach dem Tautag des 19. November hereingebrochenen Winters bis zum Abschluß der vorliegenden Arbeit leider nicht wiederholt werden konnte, dürfte es möglich sein, die Ergebnisse unserer Taumessungen mit denjenigen anderer Autoren in Beziehung zu setzen.

F. Die Bedeutung des Windes für die Vegetation der Gesteinsoberfläche

Auf höhere Pflanzen übt der Wind einen direkten physiologischen Einfluß aus. Dieser zeigt sich als morphogener Reiz z. B. bei Bäumen an stark windexponierten Standorten. Man spricht in diesem Falle von « Windformen ». Eine solche Beeinflussung konnte — vielleicht nur der Kleinheit des Vegetationskörpers wegen — bei Algen und Flechten unseres Wissens bisher nicht nachgewiesen werden.

Dagegen dürfte, wie bei höheren Pflanzen so auch bei Mikrophyten, der Wind einen unmittelbaren Einfluß ausüben auf die Wasserabgabe,

die Transpiration, der Algenzellen und -lager. Gäumann und Jaag (1939 a und b) und Gäumann (1942) haben in umfangreichen Untersuchungen und an einem ausgedehnten Versuchsmaterial gezeigt, in wie hohem Maße die Transpiration von Laubpflanzen von der Windbewegung abhängig ist.

Derartige Untersuchungen liegen für Algophyten noch nicht vor. Es ist aber kaum daran zu zweifeln, daß eine solche Beeinflussung auch bei ihnen, insbesondere bei atmophytischen Algen von strauchartigem Wuchs (*Trentepohlia* u. a.) vorhanden ist, ja sie dürfte bei diesen noch weit bedeutender sein als bei höheren Pflanzen, da jenen ja im Gegensatz zu diesen die die Wasserabgabe einschränkende Kutikula fehlt, ihr Vegetationskörper also eines speziellen Transpirationsschutzes entbehrt.

Die höchste Bedeutung aber kommt dem Winde zu als Standortsfaktor. Wie weiter oben bereits erwähnt wurde, erhöht er den Austausch der Luftmassen über dem Gestein und bewirkt dabei eine Verringerung des vertikalen Temperaturgefälles und zugleich einen Ausgleich der Luftfeuchtigkeit. Die ausgleichende Wirkung des Windes zeigt sich zur Zeit der vorwiegenden Ausstrahlung, d. h. in der Nacht, in einer Temperaturerhöhung in der bodennächsten Luftschicht, zur Zeit der Einstrahlung dagegen, d. h. am Tage, in einer Temperaturerniedrigung. Diese ausgleichende Wirkung fällt besonders ins Gewicht, wenn des Nachts die kalte (schwere) Luft unter wärmeren Luftmassen über dem Gestein liegt, die Stabilität der Atmosphäre zur Zeit der Temperaturinversion also ein Maximum erreicht hat. Der Landwirt kennt den Wind als Milderer des Klimas über dem Boden und fürchtet windstille Nächte im Frühjahr und im Herbst, also in den Zeiten der Spät- und Frühfröste.

Geiger (1942) hat gezeigt, daß die temperaturausgleichende Wirkung des Windes am größten ist bei geringen Windgeschwindigkeiten (0—1 m/sec), also beim Übergang von Windstille zu beginnendem Winde; dann nimmt sie ab, bis sie bei 4—6 m/sec einen Grenzzustand erreicht, von dem ab eine weitere Erhöhung der Windstärke keine weitere Wirkung auf die Temperatur mehr ausübt. Bei großen Windstärken kann die Verdunstung derart erhöht werden, daß die damit verbundene Temperaturerniedrigung durch Verdunstungskälte die thermische Wirkung des Windes aufhebt.

Diesen Tatsachen trugen wir in unsern Temperaturmessungen an der Gesteinsoberfläche Rechnung, indem wir zur Ermittelung maximaler Erwärmung und maximaler Abkühlung Meßzeiten und Meßorte wählten, in denen der Wind eine möglichst geringe Rolle spielte.

Wie liegen nun die Windverhältnisse an der Gesteinsoberfläche, also am Wuchsort unserer Algenvegetation? Es war uns leider nicht möglich, eigene diesbezügliche Untersuchungen durchzuführen, und so

sind wir auf die in der Literatur auffindbaren Angaben angewiesen. Aber auch diese sind dürftig und vermögen uns nicht befriedigende Auskunft zu geben; wohl stellen sie die Windgeschwindigkeit fest in der bodennahen Luftschicht; die Messungen reichen aber nur bis in 2,5 bzw. 5 cm über den Boden. Innerhalb der bodennächsten Schicht, d. h. von 0—2,5 cm Entfernung von der Gesteinsoberfläche aber dürften Verhältnisse vorliegen, die nicht aus den Messungen in höheren Luftschichten (2,5—150 cm) extrapoliert werden können, und es gibt hier noch ein interessantes Beobachtungsfeld zu beackern.

Halten wir indes soviel fest, als die bei Geiger (1942) zusammengestellten Tatsachen in bezug auf die bodennahe Luftschicht aussagen. Nach diesem Autor ließe sich die vertikale Verteilung der Windstärke innerhalb der bodennahen Luftschicht hinreichend genau darstellen durch eine Parabel höherer Ordnung von der Form

$$v_z = v_1 \cdot z^{\alpha}$$

Hierin bedeutet v_z die Windgeschwindigkeit in m/sec in der Höhe von z Metern und v_1 die Windgeschwindigkeit in 1 m Höhe. α ist ein Exponent, dessen Wert abhängig ist von der Höhe; er nimmt infolge der mit der Höhe geringer werdenden Bodenreibung ab, kann aber nach Hellmann für die untersten 1,5 m als konstant angesehen werden. Im weiteren ist der Exponent α abhängig vom Temperaturgradienten.

Im weitern hat Paeschke (1937) gezeigt, daß der Exponent α auch von der Unterlage abhängig ist. Er beträgt $^1/_5$ über einer Schneefläche, die dem Wind die geringste Reibung bietet. Der Wert $^1/_3$ wurde errechnet für die Windbewegung über einem Rübenacker. Für unsere Gesteinsoberflächen, deren Rauhigkeit von Ort zu Ort wechselt, im allgemeinen aber eher gering ist, dürfte α dem tieferen Wert von $^1/_5$ näher stehen als demjenigen von $^1/_3$.

Indessen weist Geiger mit Nachdruck darauf hin, daß das besprochene Gesetz der Windänderung nur für längere Beobachtungsreihen, nicht aber für den einzelnen Fall Gültigkeit hat. Dies zeigt sich in den Kurven, die Wilhelm Schmidt (1919) veröffentlicht hat und aus denen hervorgeht, daß mit zunehmender Höhe über dem Boden eine Zunahme oder aber ebensogut auch eine Abnahme der Windgeschwindigkeit erfolgen kann.

Hellmanns (1919) Versuche über die Windbewegung in der bodennahen Luftschicht zeigen einen Tagesgang von großer Gleichförmigkeit. Die Windgeschwindigkeit zeigt in allen Luftschichten von 0 bis 2,0 m über dem Boden nur geringe Schwankungen. Diese nehmen gegen Mittag zu und klingen gegen Abend wieder ab. Die mittägliche Windbewegung fällt aber mit zunehmender Bodennähe immer weniger ins Ge-

wicht, so daß in der bodennächsten Luftschicht die Zahl der windstillen Stunden ungleich größer ist als in irgendeiner anderen Höhe über der Erde.

G. Die Feuchtigkeit in der bodennahen Luftschicht

Wie die Erdoberfläche den großen Umschlagsort der Strahlungswärme darstellt, so ist sie auch der Ort, von dem aus die Feuchtigkeitsverhältnisse der erdnahen Luft- und der oberflächennahen Erdschichten gesteuert werden.

Gelangt durch Kondensation von Wasserdampf in der Atmosphäre Wasser in Form von Regen, Schnee, Tau oder Reif auf die Grenzfläche zwischen Erde und Luft, so erfolgt von hier aus die Verteilung nach dem Erdinnern (Versickerung) und nach der Atmosphäre zu (Verdunstung).

Durch die Erdoberfläche gelangt auch das versickerte Wasser schließlich wiederum in die Atmosphäre. Nur von ihr aus (also nur von unten her) erfolgt eine Anreicherung des Wasserdampfes der Luft. Der Anteil, den dabei verschieden gestaltete Gebiete der Erdoberfläche liefern, ist nun verschieden groß. Am meisten wird eine freie Wasserfläche an die Luft abgeben, eine geringere Menge (auf gleiche Oberfläche, Temperatur und Dampfhunger der Luft bezogen) bewachsener Boden, am wenigsten eine nackte Gesteinsfläche. Die Wasserabgabe einer Blattpflanze beträgt nach den Arbeiten von Gäumann und Jaag (1936 bis 1939) und Gäumann (1942) ja nur einen sehr geringen Teil einer gleich großen, freien Wasserfläche. Beim Gestein vollends ist es die verhältnismäßig außerordentlich geringe Wasserkapazität, die eine nennenswerte Abgabe von Wasserdampf während längerer Dauer verunmöglicht. Diese ist indessen nicht Null, denn je poröser ein Gestein ist, um so mehr vermag es Wasser zu halten und während einer mehr oder weniger langen Periode an die Luft abzugeben.

Infolge der am Erdboden dauernd vor sich gehenden Verdunstung befindet sich in den untersten Luftschichten tagsüber stets eine örtliche Anreicherung des Wasserdampfgehaltes. Der Dampfdruck nimmt alsdann mit zunehmender Höhe immer ab, was in den Werten des Dampfdruckes sowohl wie der relativen Luftfeuchtigkeit zum Ausdruck kommt. Geiger spricht in diesem Falle vom Naßtyp.

Messungen V. Rossis (1933) vom 10. bis 16. Juli 1930 in Finnland zeigen die Abnahme der Feuchtigkeit sehr deutlich. Unmittelbar über dem Erdboden stellte dieser Autor einen Dampfdruck von zirka 10,5 mm (rel. Luftfeuchtigkeit 70 %) fest, in 0,5 m Höhe einen solchen von zirka 9,5 (65 % rel. Luftfeuchtigkeit) und in 2 m über dem Boden einen Dampfdruck von 9,1 (rel. Luftfeuchtigkeit 64 %).

Nun kann des Nachts und bis in die frühen Morgenstunden hinein, d. h. in der Zeit des Taufalls bis zum Zeitpunkt der wiederbeginnenden Verdunstung durch die in den kältesten, untersten Luftschichten erfolgende Kondensation der Wassergehalt der Luft sich vermindern. Trockenere Luft liegt alsdann unter feuchterer, ein Zustand, den Geiger als Trockentyp bezeichnet.

Aus den Untersuchungen Franssilas (1936) in Finnland geht nun hervor, daß in der bodennächsten Luftschicht in der Mittagszeit ein Maximum der Dampfspannung liegt. Dies entspricht der starken Verdunstung an der maximal erwärmten Erdoberfläche und dem geringen Austausch der Luftmassen unmittelbar über ihr. Schon in 20 cm und dann besonders deutlich in 1 m Höhe über der Grenzfläche tritt infolge des Massenaustausches, d. h. der Fortschaffung feuchter und der Heranschaffung trockener Luftmassen ein sekundäres Minimum ein.

Daß diese Verteilung der Luftfeuchtigkeit auch für die der Gesteinsoberfläche anliegende Luftschicht Gültigkeit habe, scheint uns nicht wahrscheinlich zu sein, wenigstens nicht für die große Zahl der zwischen Perioden der Benetzung liegenden Tage. Die verhältnismäßig geringe Feuchtigkeitsreserve in der oberflächlichen Schicht des Felsgrundes wird bald bis auf geringe, fest haftende Reste abgegeben sein, und dann dürfte eine Befeuchtung der Luft von der Seite des Gesteins her kaum mehr in größerem Umfange in Frage kommen. Über einer Algenvegetation, deren Wuchsort durch Riesel- und Sickerwasser andauernd feucht gehalten wird, dürfte dagegen die Abnahme der Luftfeuchtigkeit über der Grenzfläche in derselben Weise erfolgen wie über einem mit höheren Pflanzen bewachsenen Boden.

Diese Erwartungen können sich aber leider auf keinerlei quantitativ festgestellte eigene Beobachtungen stützen. Sie stehen aber in Übereinstimmung mit den Befunden von Firbas (1924) : « Wo sich in offenen Pflanzengesellschaften der Boden bedeutend über die Lufttemperatur erwärmen kann, nimmt die relative Feuchtigkeit (bei Tage) gegen den Boden zu ab. » Indessen hoffen wir, in Bälde uns solchen Messungen in unserm Untersuchungsgebiet zuwenden zu können.