Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft in Bern
Band: 31 (1974)

Artikel: Klimatische Aspekte zur Frostverwitterung in der Hochgebirgsregion
Autor: Mathys, Hans
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-319585

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: 14.09.2025

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

Hans Mathys [1]

Klimatische Aspekte zur Frostverwitterung in der Hochgebirgsregion [2]

Zusammenfassung

Am Beispiel des Jungfrauostgrates wurde versucht, die thermischen Vorgänge zwischen Atmosphäre und Lithosphäre in situ genauer zu erfassen. Bei diesen Untersuchungen standen vor allem die atmosphärischen Einflüsse im Vordergrund. Die Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

Die Schwankungen der Felsoberflächentemperaturen sind bedeutend größer als diejenigen der Luft. Selbst in der Permafrostregion des Hochgebirges kann die Erwärmung einer Felsoberfläche den vierfachen Wert der Lufttemperatur erreichen (Fig. 5: 12 Uhr – Tautochrone). Die eindringende Wärme und Kälte wird gegen das Gesteinsinnere hin stark gedämpft und verzögert: In 40 cm Tiefe betragen die Tagesamplituden an wolkenlosen Sommertagen kaum mehr 6 ° C (Oberfläche 44 ° C!), wobei jedoch diese Erwärmung mit einer Verzögerung von neun Stunden eintritt (Fig. 2).

Entscheidend für die thermische Beanspruchung einer Felswand ist deren Exposition. Die Unterschiede zwischen Nord- und Südseite sind enorm (Fig. 4): Allein in der Luft ließen sich für die Südflanke des Jungfrauostgrates anhand der Meßresultate für das Jahr 1972 196 Frostwechseltage berechnen, während die Nordwand dagegen nur 22 aufwies. Wie eine Meßkampagne im Februar 1973 zeigte, stiegen selbst im Winter die Luft- und Felstemperaturen in der Südflanke an einigen Tagen über den Gefrierpunkt. Winterzeit bedeutet folglich für die südexponierten Felswände der hochalpinen Region nicht nur Ruhezeit.

Wie stark sich eine Felsoberfläche durch die Sonneneinstrahlung erhitzen kann, ist stark von der Oberflächenfarbe (Albedo) abhängig. In Südexposition auf 3700 m ü. M. ergaben sich bei einer dunklen Oberfläche Spitzenwerte bis zu 43 ° C, während sich eine helle Oberfläche nur bis 33 ° C erwärmte. Diese «wahren» Oberflächentemperaturen konnten dank eines modernen Infrarot-Temperaturmeßgerätes störungsfrei registriert werden.

In weiteren Detailuntersuchungen wurden die verstärkenden und hemmenden Einflüsse des Windes, des Nebels und der Feuchtigkeit ermittelt (Kap. 7.1, 7.2, 7.5).

Durch die großen Temperaturgegensätze und das vielfache Überschreiten des Gefrierpunktes in den oberflächennahen Felspartien (bis zu sechs Frostwechsel pro Tag) entstehen Druckspannungen, die zur Ermüdung des Gesteins führen. Schichtung und Klüftung bilden dabei oft den Ansatzpunkt für das tiefere Eindringen der Wärme und des Frostes (Schwächezonen).

[1] Hans Mathys, Assistent, Geographisches Institut der Universität Bern, Falkenplatz 18, 3000 Bern.

[2] Die Feldarbeit wurde ermöglicht dank der Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung wissenschaftlicher Forschung, der Hochalpinen Forschungsstation Jungfraujoch, der Kreistelefondirektion Thun und der Berner Oberländer Bahnen.

1 Problemstellung und Zielsetzung

Unbestritten nimmt die mechanische Verwitterung als morphologischer Faktor im Hochgebirge den ersten Rang ein. Bergflanken, Felswände und Gräte bieten in ihrer Vielfalt eine immense Angriffsfläche für die Prozesse der Verwitterung. Die Veränderung, welche die Gesteine durch die Atmosphäre, das Wasser und die biologischen Einflüsse erfahren, sind sehr vielfältig. Sie unterscheiden sich je nach Gesteinsart, Klimaverhältnis und Zeitdauer der Einwirkung. In steileren Gebirgen führt die Erosion durch Wasser und Eis oder durch die Schwerkraft allein das gelockerte Gestein rasch weg, so daß der anstehende Fels sofort wieder zutage tritt und die Verwitterungsprozesse neu angreifen können. Eine schützende Schuttdecke fehlt – der Massenumsatz vollzieht sich weiter.

In der vorliegenden Untersuchung geht es nicht darum, in einer möglichst lückenlosen Meßreihe Zahlenmaterial zu erhalten und statistisch zu bearbeiten; vielmehr werden in gezielten Meßkampagnen von kurzer Dauer einzelne Probleme herausgegriffen. Die Frage lautet: Was geschieht temperaturmäßig am Übergang zwischen den beiden Elementen Lithosphäre-Atmosphäre in einer Süd- bzw. Nordwand unserer Hochalpenregion?

2 Die Frostverwitterung und Zone maximaler jährlicher Frostwechsel

Die Frosteinwirkung auf festes Gestein ist der Volumenvermehrung beim Übergang von Wasser zu Eis und der damit verbundenen Druckzunahme zuzuschreiben. Aus diesen Bedingungen ergibt sich, daß die Frostsprengung nur in durchfeuchtetem Gestein wirkt, und in diesem um so kräftiger, je größer das Porenvolumen ist und je vollständiger die Poren mit Wasser gefüllt sind. Gesteinspartien schwächeren Zusammenhalts, wie Schichtfugen der Sedimentgesteine und Klüfte der Erstarrungsgesteine, fördern den Zerfall, während homogener und dichter Fels gegen Frostsprengung widerstandsfähig ist. Häufiges Gefrieren und Wiederauftauen lockert allmählich das Gefüge, erweitert Spalten und führt schließlich zum Zerfall des Gesteins. Nicht nur die Dichte, sondern auch der Verlauf der Gesteinsfugen und Schichtflächen in bezug zur Oberfläche sind für die Angreifbarkeit entscheidend. Besonders steile Lagerung kommt der Verwitterung sehr entgegen. Oft werden auch nur einzelne Minerale herausgewittert. Resistente Partien bleiben zurück (z. B. Quarzgänge). Dagegen sind Mylonitzonen (Ruschelzonen) in der Verwitterung als Schwächezonen zu betrachten.

Mit der Feststellung, daß die Frostverwitterung in starkem Maße von der Frostwechselhäufigkeit abhängt, drängt sich die Frage nach dem Höhenbereich jener intensiven Zone auf. Alle Autoren sind sich einig, daß eine maximale jährliche Frostwechselhäufigkeit zwischen 1200 und 1500 m auftritt. Dieses Frostwechselmaximum kann aber nicht im Sinne der Verwitterung wirksam werden, da jene Gebiete in den betreffenden Jahreszeiten meistens mit Schnee bedeckt

sind. HASTENRATH (1960) vermutet: «... daß im Sommer die Maximalstufe der Frostwechseltage in den Alpen um 3300 m oder doch zwischen 3100 und 3600 m liegt». Es dürfte wohl schwer fallen, solche Grenzen für den ganzen Alpenraum festzulegen. Nach meinen Feststellungen darf die Obergrenze noch höher gelegt werden: je nach Exposition und Neigung der betreffenden Wandpartie.

3 *Untersuchungen am Ostgrat der Jungfrau*

3.1 Untersuchungsgebiet und Standortwahl

Die Literatur über die Hochregion der Alpen ist sehr vielfältig. Allerdings sind zu den Verwitterungsproblemen meistens nur Einzelangaben zu finden, bei denen es schwierig ist, Zusammenhänge herzustellen. Die Unwirtlichkeit jener Gegenden mag das Ihre dazu beigetragen haben, daß eine systematische Forschung undurchführbar wurde.

Nach mehreren Geländebegehungen im Frühjahr 1972 zeigte sich, daß der Ostgrat der Jungfrau für die Untersuchungen ideal war. Die PTT unterhält dort auf 3700 m ü. M. eine Richtstrahlstation. Der Zugang ist durch einen unterirdischen Stollen zu jeder Jahreszeit gesichert. Betreuungsfragen und Stromprobleme sind gelöst.

3.2 Klimatische Voraussetzungen

Das Jungfraugebiet liegt in der Übergangszone am Alpenkamm zwischen alpin-maritimem Klima im Norden und Nordwesten und einem alpin-kontinentalen Klimabereich im Süden (dem inneralpinen Raum des Wallis). Durch das Aaretal und die Lütschinentäler können die vorwiegend niederschlagsbringenden West- und Nordwestwinde ungehindert bis zum steilaufragenden Hauptkamm der Jungfraukette vordringen.

Wind: Entsprechend der Topographie (Paßlage) ist die Luftströmung auf dem Jungfraujoch stark kanalisiert. Von Nordwesten her, wo der Grat unmittelbar 650 m tief abfällt, überströmt die Luft den Sattel mit sehr starkem Aufwind. Der Absturz gegen Süden (etwa 150 m) auf den flachen Jungfraufirn ist weniger wirksam.

Niederschlag und Luftfeuchtigkeit: Der jährliche Niederschlag auf dem Jungfraujoch schwankt zwischen 220 cm und 618 cm Schnee. Auf dem Firn oder Gletscher bedeutet dies eine gewaltige Akkumulationsrate. An den steilen Bergflanken oberhalb des Bergschrundes kommt es indessen nicht zu solch gewaltigen Akkumulationen. Wie lange sich eine Schneedecke an einer Felswand halten kann, hängt von folgenden Faktoren ab:

- Steilheit und Exposition
- Beschaffenheit der Felsoberfläche
- Witterungsverlauf

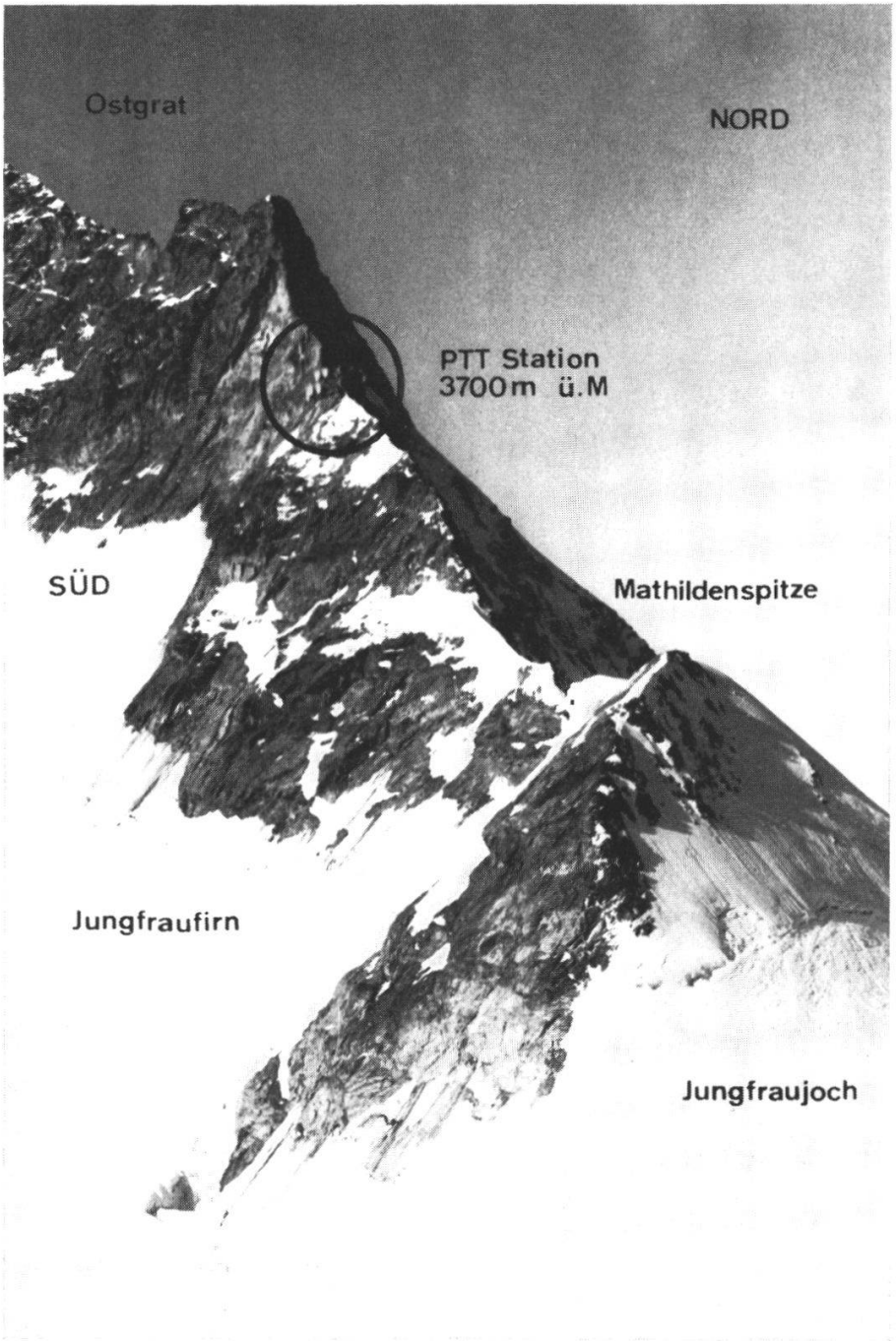

Abb. 1 Jungfrauostgrat

Durch rasche Quellwolkenbildung und zusammen mit der tiefen Temperatur in dieser Höhe kommt es oft zu Reifbildungen, was beim Abschmelzen wiederum einen Feuchtigkeitszuschuß ergibt.

Sonnenscheindauer und Bewölkung: Für das Untersuchungsgebiet am Ostgrat der Jungfrau ist der Horizont sehr stark eingeengt. Auf der Südseite beträgt die mögliche Sonnenscheindauer 2949 Stunden pro Jahr. Dagegen erhält die Nordflanke nur noch 965 Stunden: Vom September bis in den April fällt kein einziger

Sonnenstrahl in die Nordwand. Das Bewölkungsminimum liegt in den Sommermonaten Juni, Juli und August zwischen 9 und 11 Uhr. Dies ist ganz entscheidend für die Besonnung der Südwände!

Temperatur: Aus der dreißigjährigen Beobachtungsreihe der Station Sphinx ergibt sich für das Jungfraujoch eine mittlere Jahrestemperatur von – 8,3 ° C. Mit dieser MAAT (Mean Annual Air Temperature) befindet sich das Untersuchungsgebiet eindeutig im Permafrostbereich. Als Permafrost wird in der Literatur allgemein Dauerfrostboden (permanently frozen ground) verstanden. In einiger Tiefe unter der natürlichen Bodenoberfläche muß sich die Temperatur während zwei oder mehreren Jahren unter dem Gefrierpunkt bewegen. Diese ewige Gefrornis (Pergelisol) wird von der Auftauschicht (Mollisol) überlagert. Daß die MAAT sehr stark vom Relief abhängig ist, wird in der Folge deutlich gezeigt.

3.3 Die geologischen Verhältnisse

Das Plateau des Jungfraujochs liegt in der Kontaktzone zwischen dem Gasterngranit, der den Sockel des Jungfraumassivs bildet, und dem darüberliegenden Jungfraugranit. Bereits die Mathildenspitze (3565 m), die erste Erhebung des Ostgrates, und erst recht der nach Westen nachfolgende steilaufragende Grat der Jungfrau, befinden sich in dem nach Norden in die Luft hinausstreichenden Lappen des Jungfraugranites. Es ist jenes Gestein, das die Gipfel des Mönchs und der Jungfrau aufbaut. Der Jungfraugranit ist petrographisch ein Chlorit-Serizit-Gneis (± granitisch).

Auf der Südflanke fallen die Gneisplatten dachziegelartig ab. Im großen und ganzen bilden diese Platten eine glatte, kaum begehbare Wand. Anders auf der Nordseite: Da stehen ruppige Felszacken aus der Wand heraus!

3.4 Die Versuchsanordnung

Auf der Süd- und Nordseite befinden sich die Meßstandorte etwa 40 m unterhalb des stark zerklüfteten Ostgrates, damit die Gratlage möglichst vermieden werden konnte. Tiefer in die Wände zu steigen wäre des Steinschlags wegen zu gefährlich gewesen. In je fünf Bohrlöchern von verschiedener Tiefe wurden als Meßwertgeber elektrische Widerstandstemperatursonden luftdicht eingegossen. Zugleich wurde auf beiden Seiten die Lufttemperatur registriert. Mit dieser Anlage konnten erste Zusammenhänge zwischen Gesteinstemperaturen und den atmosphärischen Bedingungen erfaßt werden.

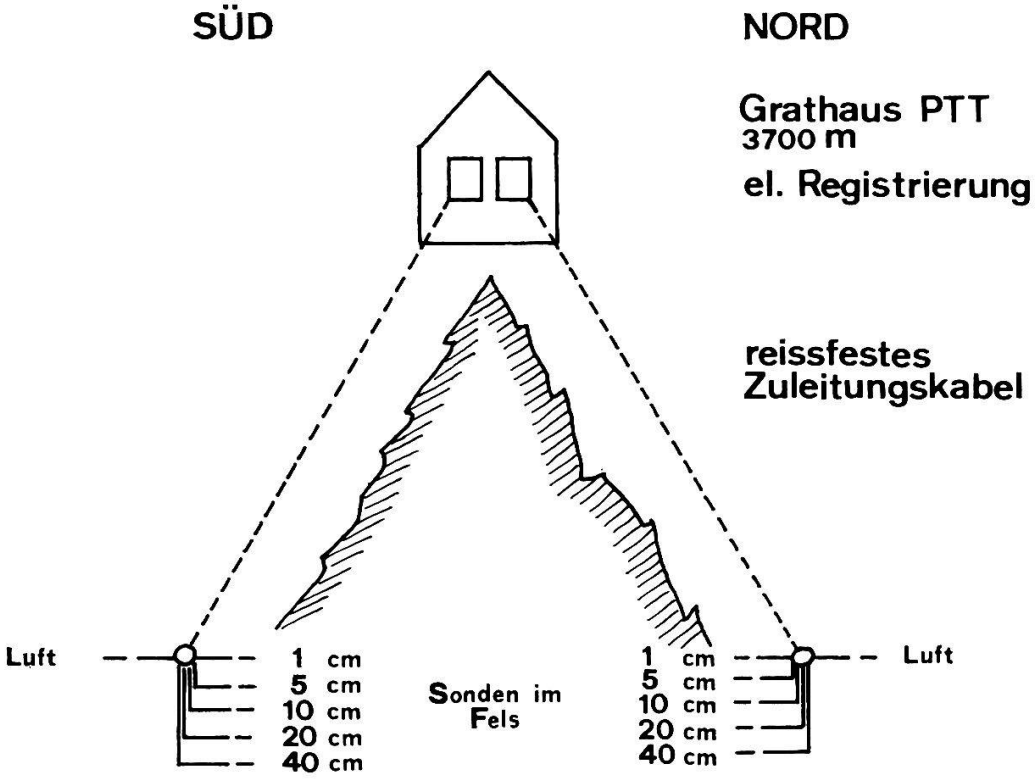

Fig. 1 Versuchsanordnung

4 *Temperaturverläufe an drei wolkenlosen Tagen*

4.1 Südseite

Nach den Gesetzen der Wärmeübertragung ist der Temperaturverlauf in 1 cm Tiefe den extremsten Schwankungen unterworfen. An allen drei Tagen wird das Maximum um 11.30 Uhr erreicht. Nach diesem Zeitpunkt fallen die Sonnenstrahlen bereits wieder in einem kleineren Winkel auf die südgeneigte Felswand. Um 14.30 Uhr fällt der erste Schatten in die Wand, die Temperaturen des Gesteins schwingen träge aus. Die Tagesmaxima verzögern sich gegen das Gesteinsinnere: Zwischen 1 cm und 40 cm beträgt die Verzögerung etwas mehr als 9 Stunden.

Das Minimum der 1-cm-Kurve liegt kurz vor Sonnenaufgang. Alle andern Kurven (5, 10, 20 und 40 cm) erscheinen als abgeschwächtes Ebenbild der ersteren.

Daß die Periode vom 24. bis zum 26. August eine generelle Erwärmungsphase ist, wird klar, wenn die Maxima oder Minima der Kurven verglichen werden.

Der 24. August bedeutet für 1 cm, 5 cm und die Luft noch ein Frosttag, für alle andern Tiefen ist er ein eisfreier Tag. Der 25. und der 26. August sind komplett eisfreie Tage. Nach all diesen Ausführungen liegen diese obersten 40 cm der Südseite eindeutig in der Auftauschicht (Mollisol) des Permafrostes.

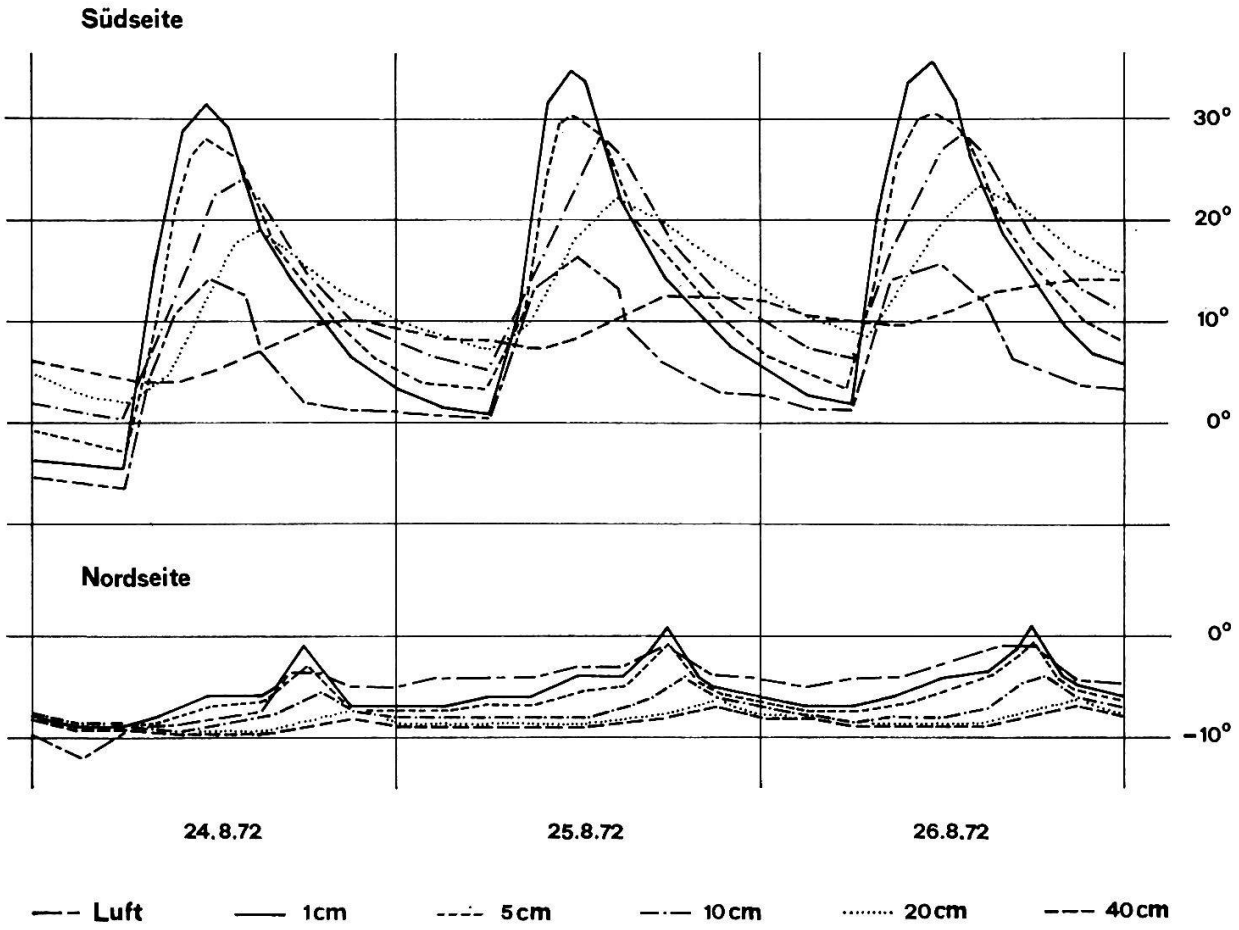

Fig. 2 Tagesamplituden der Temperatur

4.2 Nordseite

Entsprechend der Sonnenscheindauer trifft die Sonne nur noch sehr flach über Mittag und am Abend auf diese Wandpartie. Das Ausmaß der Tagesamplituden ist nicht mehr groß.

Auf dieser Seite bleibt die Lufttemperatur an den drei Tagen immer unter dem Gefrierpunkt. Nur für die Temperatur in 1 cm Tiefe gibt es knapp zwei Frosttage – alle andern Temperaturen bewegen sich im Bereich der Eistage. Immerhin zeichnet sich auch auf der Nordseite eine Erwärmungsphase ab: Ansteigen der täglichen Maxima und Minima. Am 25. und 26. August betragen die Auftautiefen nur etwa 3 cm. Dazu ist zu bemerken, daß der Meßperiode vom 24. bis 26. August eine Kältephase von sechs Tagen mit Lufttemperaturen bis zu – 14 ° C vorausging. Jetzt «erholt» sich auch die Nordseite langsam.

5 *Die Meßperiode im Juli 1973*

Innerhalb dieser Grenzen bewegen sich die Felstemperaturen auf der Süd- bzw. Nordseite. Aus dieser Darstellung geht klar hervor, daß die Südseite ther-

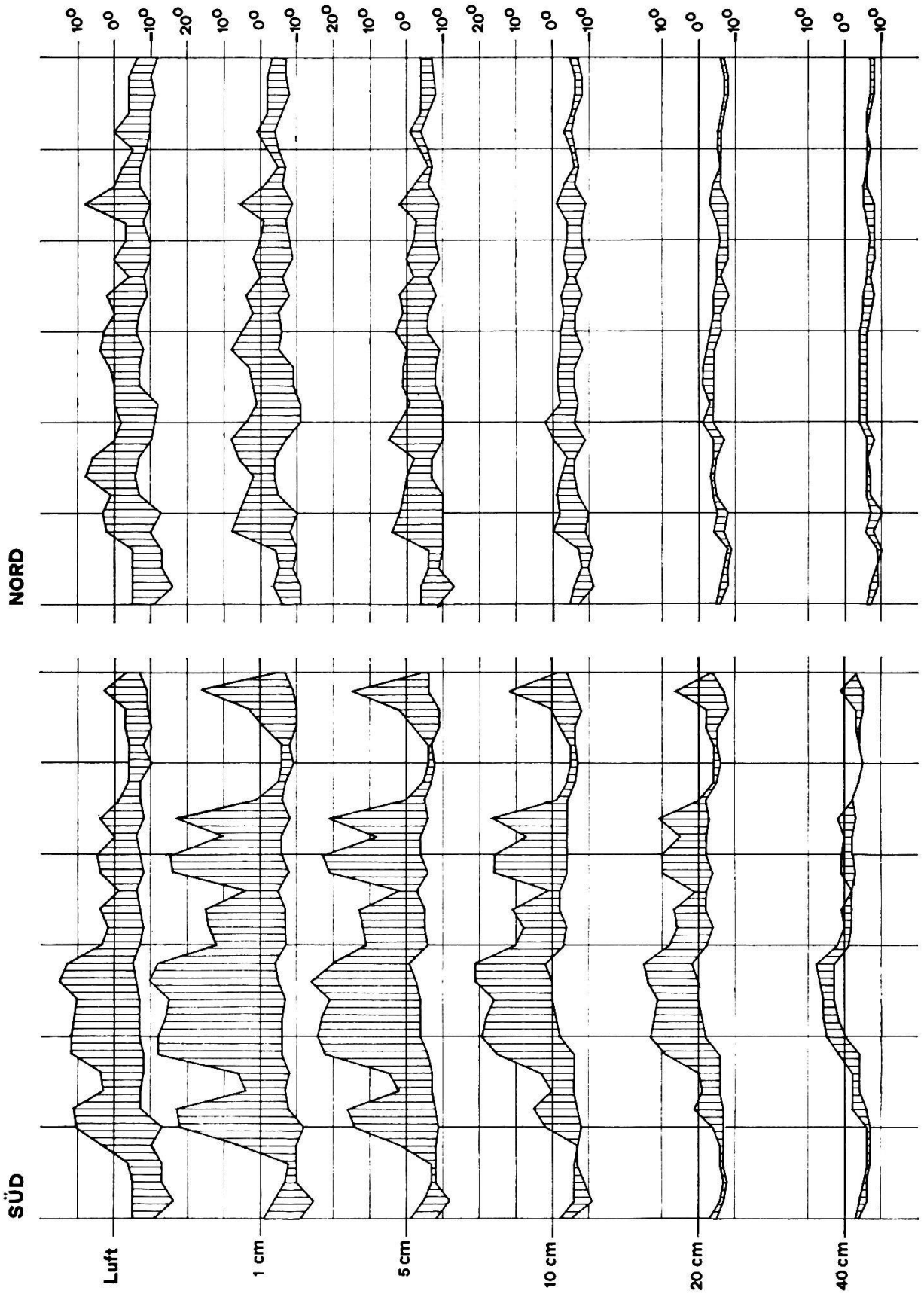

Fig. 3 Die Tagesamplituden während des Monats Juli 1973 (Nord- und Südseite)

misch viel stärker und tiefgreifender beansprucht wird (positive Temperaturen sind bis in 40 cm Tiefe zu verzeichnen) als die Nordseite. Dort liegen schon die 20-cm-Temperaturen alle im Permafrostbereich (Pergelisol). Bei einer Meßperiode während des Monates Februar 1973 konnten auf der Südseite fünf Frosttage (Nordseite: keine) festgestellt werden. An jenen Tagen ließen sich denn südseitig auch Abschmelzungsvorgänge beobachten. Es zeigte sich, daß selbst zu dieser Jahreszeit klimatische Verhältnisse herrschen können, die zur Verwitterung beitragen. Winterzeit heißt also auch für diese hochalpine Region nicht unbedingt Ruhezeit.

6 *Frostwechselzahlen der Luft*

Aus dem Vergleich Ostgrat Jungfrau 3700 m ü. M. – Meteorologische Station Sphinx 3573 m ü. M. konnten die Frostwechselzahlen für ein Jahr berechnet werden.

Südwand: 21 eisfreie Tage
196 Frosttage
148 Eistage
Es gibt keinen Monat im Jahr, da in der Südwand nicht Frostwechsel auftreten können.

Nordwand: 15 eisfreie Tage
22 Frosttage
328 Eistage
Es darf wohl behauptet werden, daß in den Nordwänden sehr wenig geschieht.

Wenn hier von Frostwechseltagen gesprochen wird, so darf nicht vergessen werden, daß an einem Tag gerade an der Felsoberfläche mehrere Frostwechsel auftreten können. (Es wurden auf der Südseite bis zu sechs Frostwechsel pro Tag registriert!). Anderseits aber ist es durchaus möglich, daß in der Luft Frostwechsel auftreten, während die Felswand unter einer isolierenden Schneeschicht liegt.

7 *Einige Detailuntersuchungen*

7.1 Einfluß von Nebel

Der Morgen des 8. Juli beginnt vorerst wolkenlos. Bereits um 09.30 Uhr hüllen erste Quellwolken den Ostgrat ein. Die Sonne kann aber immer noch durchscheinen. Die Strahlung wird durch die weißen, reflektierenden Wolken noch intensiver. Die Felstemperatur kann praktisch ungehindert ansteigen und zeigt den normalen Tagesverlauf.

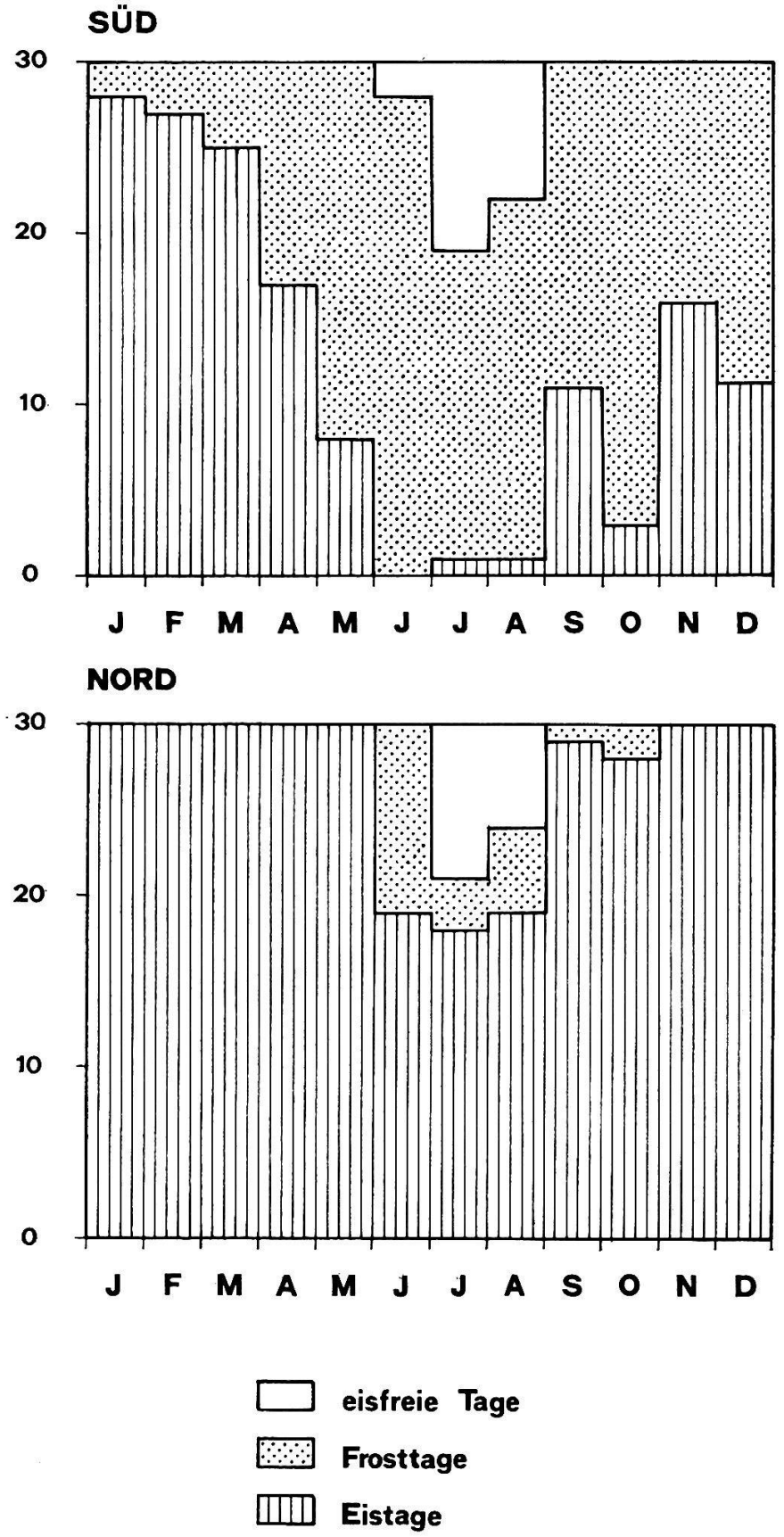

Fig. 4 Frostwechselzahlen der Luft auf der Nord- bzw. Südseite für das Jahr 1972

Anders zwei Tage später: Um 09.00 Uhr hüllt dichter Nebel Grat und Wände ein. Die Sonne ist bald nicht mehr sichtbar. Die Lufttemperatur fällt in der Folge empfindlich. Die Felstemperatur hat zum Zeitpunkt des Verschwindens der Sonne wie an einem normalen Sonnentag 12 ° C erreicht. Diese 12 ° C bilden an diesem Tag das Maximum: Schon um 11 Uhr ist die 1-cm-Temperatur wieder unter den Gefrierpunkt gesunken. Um 12.30 Uhr bricht die Sonne wieder durch und läßt die 1-cm-Kurve noch einmal auf 4,5 ° C ansteigen, was immerhin ein wiederholtes Überschreiten des Gefrierpunktes zur Folge hat.

7.2 Einfluß des Windes

Schon 1950/51 hat DIRMHIRN in einem Versuch mit Gesteinsplatten den Einfluß des Windes auf die Oberflächentemperaturen dargestellt. Sie glaubte allerdings, daß diese Reduktion für den anstehenden Fels weniger groß sei.

Am 17. Juli, das Wetter ist wolkenlos, es weht ein leichter Südwind, beschreibt die 1-cm-Kurve den normalen steilen Anstieg nach Sonnenaufgang. Um sechs Uhr hebt ein starker Südwind an, der Temperaturanstieg wird abrupt unterbrochen. 14 ° C werden in der Folge nicht mehr überstiegen und bilden an diesem Tag das Maximum. Am Mittag verstärkt sich der Wind, hohe Wolkenfelder ziehen vorüber, die Temperaturen fallen. Gegenüber dem Vortag (windstill und wolkenlos) beträgt die Temperaturreduktion in 1 cm Tiefe 17 ° C.

Umgekehrt ist nicht zu übersehen, daß der Wind des Nachts eine Temperaturerhöhung bewirken kann. Im Februar wurde ein Temperaturanstieg durch einen aufkommenden Föhnsturm von – 22 ° C um Mitternacht auf – 8 ° C um 03.00 Uhr beobachtet.

Dabei ist natürlich entscheidend, aus welchem Gebiet ein Wind kommt, zum Beispiel aus einer erhitzten Firnmulde oder aus einer kalten Nordwand.

7.3 Die «wahre» Oberflächentemperatur

Die Vermutung liegt nahe, daß in all den Messungen die Temperaturen in 1 cm Tiefe bereits stark abgeschwächt wiedergegeben werden. Wie stark aber diese Dämpfung in der allerobersten Schicht ist, darüber liegen keine Angaben vor. Die Schwierigkeit der Oberflächenmessung wurde in den meisten Experimenten dadurch gelöst, daß man Platin-Widerstandssonden an die Oberfläche klebte. Damit waren aber atmosphärische Störungen nicht ganz ausgeschlossen. Diese Schwierigkeit wurde nun mit einem Infrarot-Temperaturmeßgerät[3] behoben. Mit diesem Gerät können die Temperaturen verschiedenster Oberflächen berührungslos gemessen werden. (Die vom Objekt ausgesandte Infrarotstrahlung wird auf einer Skala registriert. Den Strahlungsgesetzen entsprechend wird dieser Infrarotstrahlung eine bestimmte Temperatur zugeordnet.) Damit konnten nun die tatsächlichen Oberflächentemperaturen bestimmt werden.

[3] PRT-10 der Barnes Engeneering Company.

Um zugleich eine Vorstellung über die unterste Luftschicht zu erhalten, wurden die Lufttemperaturen in 1, 5, 10, 20 und 40 cm über der Felsoberfläche registriert.

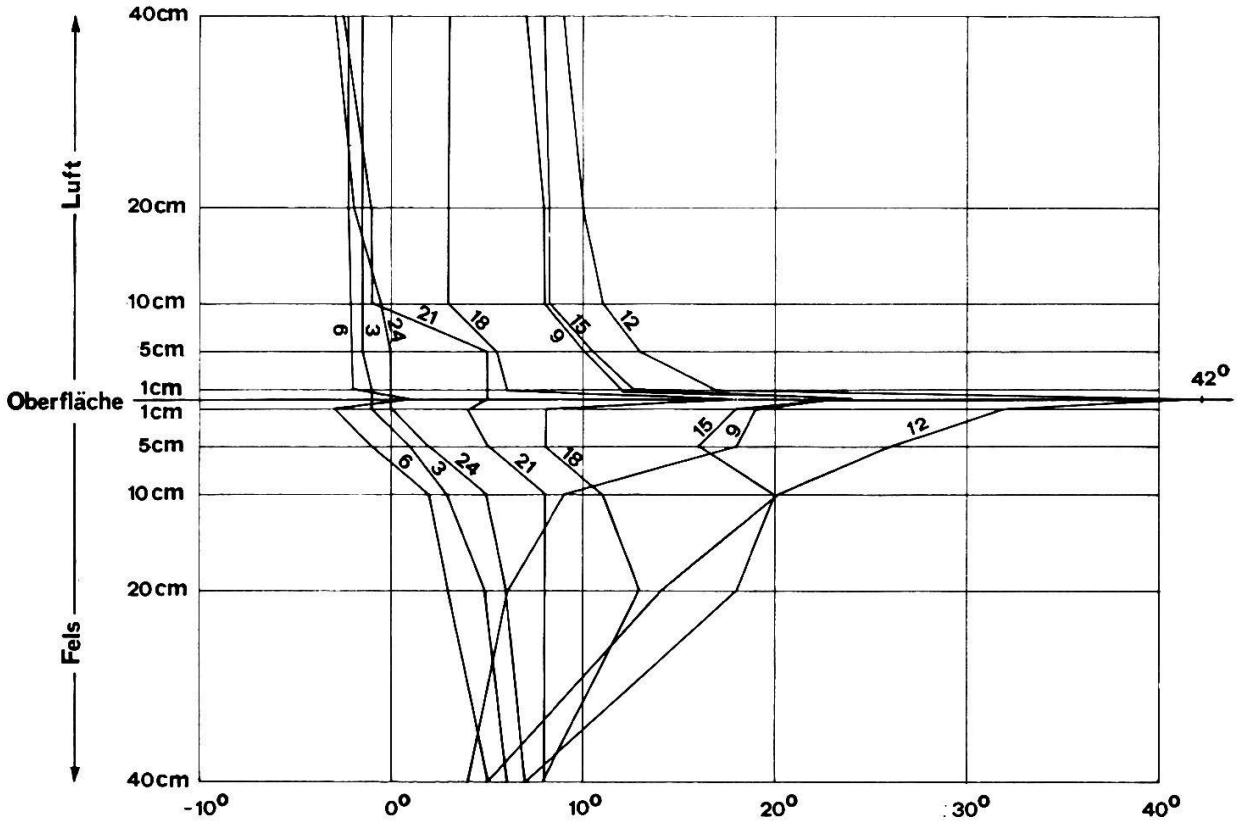

Fig. 5 Tautochronendarstellung der Luft- und Felstemperaturen (6. 8. 1973)

Gemessen an der Oberfläche, bewegen sich die Tautochronen zwischen zwei Extremen, die durch die 12-Uhr- und die 3-Uhr-Tautochronen gekennzeichnet sind. Um 12 Uhr liegt bei stark positiver Strahlungsbilanz das Temperaturmaximum (42 ° C) an der Felsoberfläche. Die Temperatur nimmt zuerst rasch, danach mit zunehmender Tiefe langsamer ab. Dies ist der typische Einstrahlungstyp. Um 3 Uhr ist bei negativer Strahlungsbilanz das Minimum an der Oberfläche; die Temperatur nimmt mit der Tiefe zu. (Das Maximum ist in 40 cm ja stark verzögert!) Somit hätten wir den Ausstrahlungstyp.

Oft scheint der Verlauf der Tautochronen etwas komplizierter: Beispielsweise ist die höchste Temperatur um 21 Uhr in 10 cm Tiefe. Unterhalb 10 cm fließt immer noch Tageswärme abwärts, während oberhalb dieser 10 cm bereits die Kälte der Nacht eindringt. Das Gegenbeispiel liefert die 6-Uhr-Tautochrone: Von der Oberfläche her setzt schlagartig die Erwärmung ein (Sonnenaufgang um 5.30 Uhr).

Im allgemeinen fällt auf, wie gering die Temperaturdifferenzen zwischen 10 cm und 40 cm sind; die entscheidende Erwärmung setzt zwischen 10 cm und der Oberfläche ein.

7.4 Oberfläche hell und dunkel

Die Farbe eines Körpers ist ausschlaggebend für dessen Temperaturaufnahme. Nur ein absolut schwarzer Körper absorbiert sämtliche auf ihn treffenden Strahlen (Albedo = 0 %), und nur der absolut weiße reflektiert sie alle (Albedo = 100 %). Natürliche Körper, wie Felsoberflächen, liegen zwischen diesen beiden Extremwerten. Dabei verändert sich diese Reflexion nach dem Sonnenstand (Neigungswinkel des einfallenden Strahles).

Zur Mittagszeit konnten an der Südflanke zwischen dunkeln und hellen Stellen Temperaturdifferenzen bis zu 12 ° C gemessen werden. In den Ausaperungsphasen spielt somit die Farbe der darunterliegenden Oberfläche eine große Rolle. Sehr stark wirkt sich diese Tatsache auch beim unterschiedlichen Schuttbedekkungsgrad der Gletscher und Firne aus.

7.5 Oberfläche naß und trocken

Wie wichtig die Feuchtigkeit neben der Temperatur im komplexen Verwitterungsprozeß ist, wurde bereits im Eingangskapitel beschrieben. Sehr oft bewirken schmelzende Schneeflecken, geringe Schneefälle und Reif nasse Felswände. In der Nacht gefriert dieses Wasser infolge Minustemperaturen der Luft und der Unterlage: Es bildet sich eine Eisschicht über dem Fels. Meistens genügt dann ein einziger Sonnentag, um diesen feinen Eisfilm zum Verschwinden zu bringen. Für die darunterliegende Felspartie bedeutet dieser Eisfilm zuerst ein Hemmnis zur Erwärmung. Ist das Eis einmal geschmolzen, steigt die Temperatur rasch an, denn die Reflexzahl wird kleiner. (Nasse Flächen erscheinen bekanntlich dunkler als trockene!) Nun setzt die Verdunstung ein. Der Anstieg der Temperatur flacht ab, da ein Teil der Wärme zur Verdunstung aufgewendet wird. Ist die Oberfläche einmal trocken, geht der Tagesverlauf normal weiter.

7.6 Verschiedene Expositionen

Im Rahmen einer kleinen Expedition konnten am 19. August 1973 während 12 Stunden auf dem Finsteraarhorngipfel (4274 m ü. M.) in allen vier Expositionen Felstemperaturen gemessen werden. Wohl handelt es sich hier um eine Gipfellage, doch wurden alle Messungen durch Abseilen in die Felswände 20 m unterhalb des eigentlichen Gipfels durchgeführt.

Ohne Zweifel ist die Exposition einer Felswand das wichtigste im ganzen Verwitterungsgeschehen. Bereits die Untersuchungen am Ostgrat der Jungfrau haben gezeigt, daß sich Nord- und Südseite in der thermischen Beanspruchung extrem unterscheiden. Wie nun der Verlauf der Kurven zeigt, halten sich die West- und Ostwände ziemlich die Waage. Allerdings bleiben sie um mehr als 10 ° C hinter der Südwand zurück.

Es ist erstaunlich, wie wenig die Temperatur trotz zunehmender Höhe abnimmt. Um 11.30 Uhr werden in der Südflanke am Finsteraarhorn beachtliche 22 ° C festgestellt. Zur selben Zeit beträgt die Temperatur auf der Südseite des

Jungfrauostgrates 28 °C (570 m tiefer, an weit geschützterer Stelle). Es darf aber nicht vergessen werden, daß die Intensität der Globalstrahlung mit der Höhe zunimmt, denn die traversierte Luftmasse ist geringer (kleinerer Wasserdampf – und Aerosolgehalt der Luft).

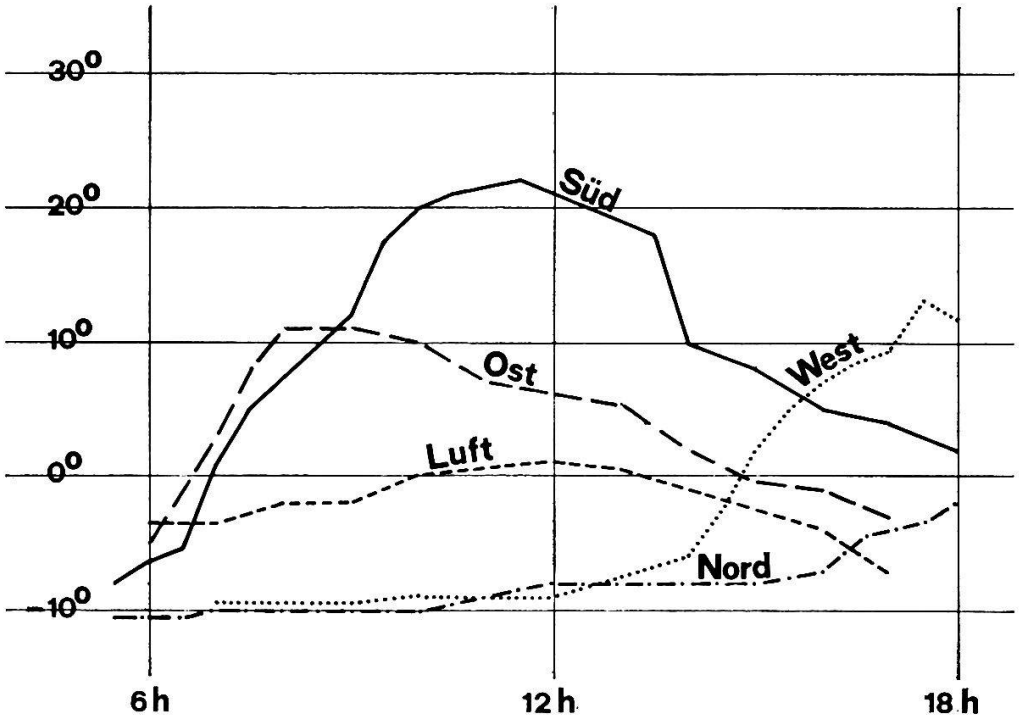

Fig. 6 Temperaturverlauf in verschiedenen Expositionen (Finsteraarhorn) (19. 8. 1973: wolkenloser Sommertag)

Literatur

BROWN, R. J. E. (1970): Permafrost in Canada, University of Toronto Press, Canada.

DIMITZ, L. (1949): Untersuchungen über die Frostdauer in 2 m und 5 cm über dem Erdboden. Wetter und Leben, Heft 3/4: 58–61.

DIRMHIRN, I. (1952): Oberflächentemperaturen der Gesteine im Hochgebirge. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Wien. Heft 1: 43–50.

FURRER, G. und FITZE, P.: Beitrag zum Permafrostproblem der Alpen. Vierteljahrsschrift der Natf. Ges. Zürich, Jg. 115, Heft 3: 353–368.

GALIBERT, G. (1965): La Haute Montagne Alpine. Toulouse.

HASTENRATH, S. (1960): Zur vertikalen Verteilung der Frostwechsel und Schneedeckenverhältnisse in den Alpen. Diss. Bonn.

HOOKER, V. E. und DUVALL, W. I. (1971): In Situ Rock Temperature. US Department of the Interior: Report of Investigations 7589.

QUERVAIN DE, F. (1967): Technische Gesteinskunde. Birkhäuser, Basel und Stuttgart.

SCHÜEPP, M.: Zahlentabellen und Karten für die einzelnen Wetterelemente der MZA, Heft c bis g.

STELZER, F. (1962): Frostwechsel und Zone der maximalen Verwitterung in den Alpen. Wetter und Leben, Heft 9/10: 210–213.

VORNDRAN, E. (1969): Untersuchungen über die Schuttentstehung und Ablagerungsformen in der Hochregion der Silvretta (Ostalpen). Diss. Kiel.