

Zur physikalischen Verwitterung im Taylor Valley, Victoria-Land, Antarktis

Von Franz-Dieter Miotke *

Zusammenfassung: Im Dezember-Januar 1976-77 wurden im Taylor Valley (77° 40' Süd, 162° 45' Ost) die täglichen Temperaturveränderungen im Gestein und im Lockermaterial in 2 dreitägigen Meßreihen ermittelt. Bei wolkenlosem Himmel ergaben sich tägliche Temperaturunterschiede von ca. 35°C. Die Maximaltemperaturen erreichten knapp +30°C. Die Tagesmaxima und -minima verzögerten sich mit fortschreitender Tiefe um einige Stunden und wurden gleichzeitig immer weniger deutlich. Der Permafrost beginnt auf dem Nussbaum Riegel im Feinmaterial zwischen 20 und 30 cm, im Gestein zwischen 70 und 100 cm, je nach Albedo und Reliefsituation. Reine Schattenstandorte können einen höheren Permafrostspiegel aufweisen. Die Messungen des Mikroklimas im Gestein und im Boden werden für die Klärung der physikalischen Verwitterungsprozesse, temperaturbedingte Spannungen, Frost- und Salzsprengung herangezogen. Die Höhe der absoluten Temperaturen über 0°C ermöglicht in der Antarktis auch chemische Verwitterungsvorgänge an der Oberfläche der Gesteine.

Außerordentlich gut erhaltene glaziale Schlipfspuren auf dem 850 m hohen Nussbaum Riegel lassen es zweifelhaft erscheinen, daß diese Oberflächen bereits seit langer Zeit eisfrei sind.

Summary: Daily temperature variations in the rocks and soils of Taylor Valley, Antarctica (77° 40' South, 162° 45' East) were recorded during December and January 1976/77. Two series of measurements were taken, each series being 3 days long. Under clear skies daily temperature ranges of about 35° C are possible. Maximum temperatures reach +30° C. Within deeper horizons daily maximum and minimum temperatures become less distinctive and show delays of some hours.

Permafrost on Nussbaum Riegel (Taylor Valley) rises up to 70—100 cm below the rock surface, and 20—30 cm below the surface of the soil. Depending on the albedo and relief situations permafrost rises in certain places even closer to the surface.

Temperature and soil moisture data were used to explain the physical weathering processes of rocks in Taylor Valley. Micro-climate is a dominant factor in frost cracking and temperature-caused tension in the rocks. Temperature differences within the rocks and soils initiate salt weathering processes.

High summer temperatures above 0° C allow chemical weathering processes on the rock surface in Antarctica.

Very well preserved small-scale features of glacial erosion on the top of Nussbaum Riegel (850 m) in the center of Taylor Valley do not support the theory that this part of the valley has been free of ice for a long time.

EINFÜHRUNG

In den eisfreien Dry Valleys in Süd-Victoria-Land unterliegen die Gesteine einer intensiven physikalischen Verwitterung. Anstehendes Gestein ist zumeist völlig zerbrochen, der anfallende Schutt bedeckt die Hänge und bildet häufig immense Schutthalden unter den Wänden. Auch im Detail ist zu beobachten, daß die Schuttstücke mehr oder weniger mit offenen Bruchlinien durchsetzt sind. Sowohl die Großform als auch die Verwitterungserscheinungen im Mikrobereich weisen große Ähnlichkeiten mit den heißen Wüsten auf. Das Vorkommen so ähnlicher Formen legt den Schluß nahe, daß auch die Formungsbedingungen sehr ähnlich sein müssen. Soweit es die Aridität betrifft, ist das zutreffend, die Temperaturen könnten jedoch nicht unterschiedlicher sein.

Die stark zerrütteten Gesteine und der hohe Schuttanfall in den eisfreien Gebieten der Antarktis suggerieren den Eindruck, daß die physikalischen Verwitterungsprozesse sehr schnell ablaufen müssen. Bei näherer Betrachtung der Literatur muß jedoch festgestellt werden, daß wir weder über die wirksamen Prozesse noch die Verwitterungsgeschwindigkeiten in der Antarktis Klarheit besitzen. Die extremen klimatischen Bedingungen der Ant-

* Prof. Dr. Franz-Dieter Miotke, Geographisches Institut der Universität, Schneiderberg 50, 3000 Hannover.

arktisch werden kaum in anderen Gebieten der Erde erreicht. Das gilt sowohl für die tiefen Temperaturen, wie für die außerordentliche Aridität. Annähernd ähnliche Bedingungen dürften nur im nördlichsten Grönland zu suchen sein. Vergleiche mit anderen Polargebieten sind daher nur mit großen Einschränkungen möglich.

Der Mangel an Detailkenntnissen über den Ablauf der Verwitterungsprozesse in der Antarktis läßt daher auch zu, daß es noch immer widersprechende Auffassungen insbesondere bezüglich der Verwitterungsgeschwindigkeit gibt. Im Extrem wird eine sehr langsame Verwitterung angenommen, die nahezu nach Null konvergiert. Entsprechend werden auch die hangformenden Prozesse in der Antarktis häufig als sehr langsam beschrieben.

Wie schnell verwittern Gesteinsoberflächen in den Dry Valleys? Diese Problematik kann an einem Beispiel illustriert werden: Die Frage, seit wann die Dry Valleys in Süd-Victoria-Land eisfrei und welche Vereisungsstadien in der jüngeren geologischen Vergangenheit abgelaufen sind, ist für die Klärung der Glazialgeschichte der Antarktis von besonderer Bedeutung. Die genauere Kenntnis des Ablaufs der Eisakkumulationen in der Antarktis würde wichtige Hinweise über die Klimaentwicklung der Erde und die glazialeustatischen Meeresspiegelschwankungen im Quartär geben.

Das Alter der Vereisungen im Taylor Valley wurde von ARMSTRONG, HAMILTON & DENTON (1968) diskutiert. Altersbestimmungen mittels der Kalium-Argon-Methode an vulkanischen Förderprodukten im Talverlauf ergaben Werte um 2,7 Millionen Jahre vor



Abb. 1: Glaziale Schliifformen in wannenartigen Ausschürfungen auf dem Nussbaum Riegel im Taylor Valley. Im Hintergrund das Matterhorn (1700 m) mit Matterhorn- und Lacroix-Gletscher auf einer höheren Talterrasse in 1000–1250 m Höhe. Zwischen den dunklen herausragenden Gängen und den Gletschern liegt ein tiefer Taleinschnitt, der bis auf 60 m hinunterreicht.

Fig. 1: Small roches moutonnées within glacially eroded depressions on top of Nussbaum Riegel in Taylor Valley. The peak of the Matterhorn (1700 m) is in the background and the Matterhorn Glacier (left) and Lacroix Glacier on a high level valley terrace are also shown. Between dark protruding dikes and the above-named glaciers the deeply eroded gorge reaches a depth of 60 m.

heute. Die vulkanischen Gesteine, Tuffe und Laven, überlagern glazial überschiffene, anstehende Gesteine im Talboden und auf höheren Hangterrassen, sind örtlich aber wiederum von späteren Eisvorstößen überfahren worden, deren Alter somit jünger sein muß. Während glaziale Ablagerungen im tieferen Talboden ein relativ junges Alter von wenigen tausend Jahren haben können (VUCETICH & ROBINSON 1978, BERG & BLACK 1966), werden die höheren Talbereiche als wesentlich älter angesehen (u. a. PEWÉ 1960). SELBY & WILSON (1971) errechnen für heute eisfreie Kare im benachbarten Wright Valley ein Mindestalter von 9,5 Millionen Jahren vor heute. Sie gehen von der Annahme aus, daß heutige kalte Gletscher die Gesteinsunterlage nicht erodieren. Vorhandener Gletscherschliff muß daher aus früheren wärmeren Klimaperioden stammen, als das wärmere Gletschereis noch Gesteine ausräumen konnte. Ein früheres wärmeres Klima erklären sie aus einer ehemals nördlicheren Lage des antarktischen Kontinents.

Betrachtet man glaziale Schliffformen auf dem 850 m hohen Nussbaum Riegel in der Mitte des Taylor Valley, so erscheint es erstaunlich, daß derartig frische Formen (s. Abb. 1 u. 2) ein sehr hohes Alter haben.



Abb. 2: Detail der glazialen Schliffformen auf dem Nussbaum Riegel im Bereich von Abb. 1.

Fig. 2: Small-scale features of glacial erosion on top of Nussbaum Riegel close to Fig. 1.

Die gut ausgebildeten glazialen Schliffformen in Marmor und metamorphen Kalksilikaten, deren Existenz bereits von ANGINO, TURNER & ZELLER (1962) erwähnt wurden, zeigen, daß zu ihrer Bildungszeit das Taylor Valley bis über 850 m hinaus mit Eis gefüllt gewesen sein muß. Aus der Reliefsituation im Taylor Valley ergibt sich, daß der Haupteisstrom durch den nördlich vom Nussbaum Riegel gelegenen Taleinschnitt nach Osten zum Meer gerichtet war (s. Abb. 3). Beim Anwachsen des Taylor-Gletschers floß ein Teil des Eises über die Talschwelle südlich am Nussbaum Riegel vorbei. Schließlich wurde der Nussbaum Riegel insgesamt überfahren. Am Südwestende des Nussbaum Riegel, dicht unterhalb seines höch-

sten Bereiches in ca. 850 m Höhe, floß das Eis als Überlauf der nördlichen Tiefenlinie von Nordwest nach Südost über die metamorphen, steil einfallenden Gesteine. Der Eisschliff dokumentiert sich in wannenartigen Ausschürfungen und in den Kleinformen, die bis in Zentimetergröße erhalten sind. Kleine Rundhöcker zeigen durch ihre asymmetrische Form die ehemalige Fließrichtung deutlich an. Kleine, typisch dreieckige Ausbisse sind bestens erhalten (s. Abb. 2).

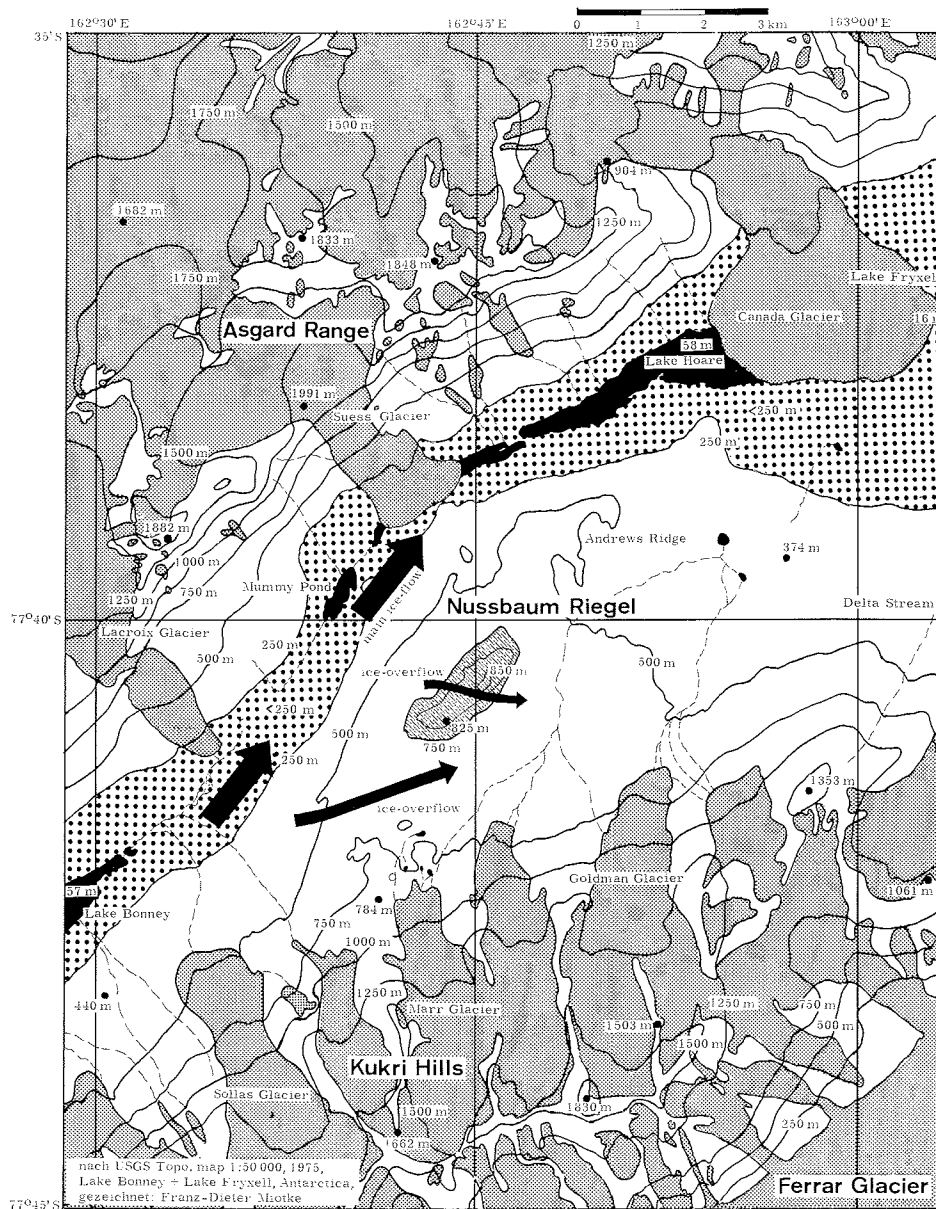


Abb. 3: Das zentrale Taylor Valley, Antarktis.

Fig. 3: The central Taylor Valley, Antarctica.

Eine singuläre Eiskappe des Nussbaum Riegel kann für diese einseitig gerichteten Formen nicht angenommen werden. Da die frischen Schliftformen auch im steilen Abhang des Nussbaum Riegel nach Südosten erhalten sind, muß auch eine längere Erhaltung der Detailformen unter einer schützenden Moränendecke, die erst kürzlich abgetragen wurde, ausgeschlossen werden.

Wenn man bedenkt, daß die hier anstehenden metamorphen Gesteine keine besonders hohe Festigkeit aufweisen, müssen die Verwitterungsprozesse auf dem Nussbaum Riegel als außerordentlich langsam angenommen werden, um diesen sehr jung aussehenden Kleinformen ein hohes Alter zuzubilligen. Außerdem darf auch der Windschliff nicht unterschätzt werden (MIOTKE 1979). Verlaufen die Verwitterungsprozesse nicht extrem langsamer als in anderen Gebirgsregionen der Erde, muß man jedoch davon ausgehen, daß die Vereisung, die das Taylor Valley bis über 850 m mit Eis ausfüllte, wesentlich jünger eingeschätzt werden muß, als bisher diskutiert wurde. Über die Verwitterungsmechanismen und die Formungsgeschwindigkeit in den Dry Valleys des Süd-Victoria-Landes sind unsere Kenntnisse noch sehr begrenzt. Vor allem fehlen uns mikroklimatische Daten aus dem bodennahen Bereich und aus dem Gestein selbst. Einen Beitrag zu diesen Fragen zu leisten, war ein Ziel der Untersuchungen auf dem Nussbaum Riegel im Taylor Valley. *

DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET

Die Temperaturmessungen und Untersuchungen zur physikalischen Verwitterung wurden im Dezember 1976 und Januar 1977 im Taylor Valley, Süd-Victoria-Land, durchgeführt.

Innerhalb des Gebietes der Dry Valleys ist dieses Tal das südlichste, welches zur Zeit nicht völlig von einem Gletscher durchflossen wird. Der Taylor-Gletscher endet heute im oberen Talbereich. Das sich anschließende 35 km lange, weitgehend eisfreie Talende wird allerdings von kleineren Seitengletschern erreicht, die sich über die Talflanken örtlich bis zum Talboden erstrecken (s. Abb. 4). Im Norden wird das Tal von der eisbedeckten Asgard Range (1900 m), im Süden von den ebenfalls eisbedeckten Kukri Hills (2000 m) begrenzt.

Vor dem Taylor-Gletscher, der bis auf ca. 100 m Talhöhe reicht, liegt der Bonney-See in 57 m Höhe. In einem steilen, canyonartigen V-Tal, das sich anschließt, liegen weitere kleinere eisbedeckte Seen, die durch Seitengletscher und Moränenloben aufgestaut wurden. Südlich dieses tiefen Taleinschnittes erhebt sich der Nussbaum Riegel auf über 850 m Höhe. Nach Süden zu den anschließenden Kukri Hills (2000 m) dacht sich der Nussbaum Riegel um einige hundert Meter auf unter 600 m ab. Der Höhenrücken ragt somit als isolierter Berg aus der Talmitte auf (s. Abb. 3 u. 5).

Das Gebiet der Dry Valleys im Süd-Victoria-Land (76° 30' Süd bis 78° 30' Süd und 160°—166° Ost) liegt im nördlichen Transantarktischen Gebirge (Abb. 3), westlich vom McMurdo Sound, der Bucht, zwischen den Gebirgen und Ross Island. Nach Süden schließt sich die Royal Society Range an, deren höchster Gipfel, Mount Lister, 4025 m erreicht. In der östlichen Abdachung dieser abrupt entlang einer Bruchlinie vom Meeresspiegel aufragenden Gebirgsfront ist eine weitere Reihe kurzer Täler teilweise eisfrei. Im Osten steigt

* Die Forschungsreise in die Antarktis 1976/77 wurde durch die amerikanische National Science Foundation ermöglicht, die die An- und Abreise von Kalifornien sowie die Logistik finanzierte. Als Austauschwissenschaftler hatte ich Gelegenheit, innerhalb des US Antarctic Research Program (USARP) von Dezember 1976 bis Februar 1977 selbständig geomorphologische Forschungen in den Dry Valleys durchführen zu können. Mein besonderer Dank gilt dem Program Manager of Polar Earth Sciences der National Science Foundation (NSF), Herrn Dr. M. D. Turner, der mich zu den Arbeiten ermutigte und zahlreiche hilfreiche Anregungen vermittelte. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft finanzierte dankenswerterweise die Reisekosten in die USA sowie wissenschaftliche Geräte. Den beiden damaligen Studenten Herrn H.-U. Gosemann und Herrn J. Venzke sei für ihre Mitarbeit auch hier gedankt.

der große ostantarktische Eisschild an, aus dem Gletscherströme in und durch das Transantarktische Gebirge fließen. Die westlichsten Bergspitzen, die noch als Nunatakker aus dem Eis herausragen, erreichen Höhen von über 2500 m.

Die Geologie

Der noch heute tätige Vulkan Mount Erebus (3794 m) auf Ross Island und eine Reihe weiterer erloschener Vulkankegel, z. B. Mount Bird (1800 m), Mount Terror (3262 m) und Mount Discovery (2692 m), demonstrieren die junge Tektonik des Gebietes. Auch im Taylor Valley und den angrenzenden Dry Valleys sind junge vulkanische Förderstellen, allerdings nur geringer Ausdehnung, bekannt.

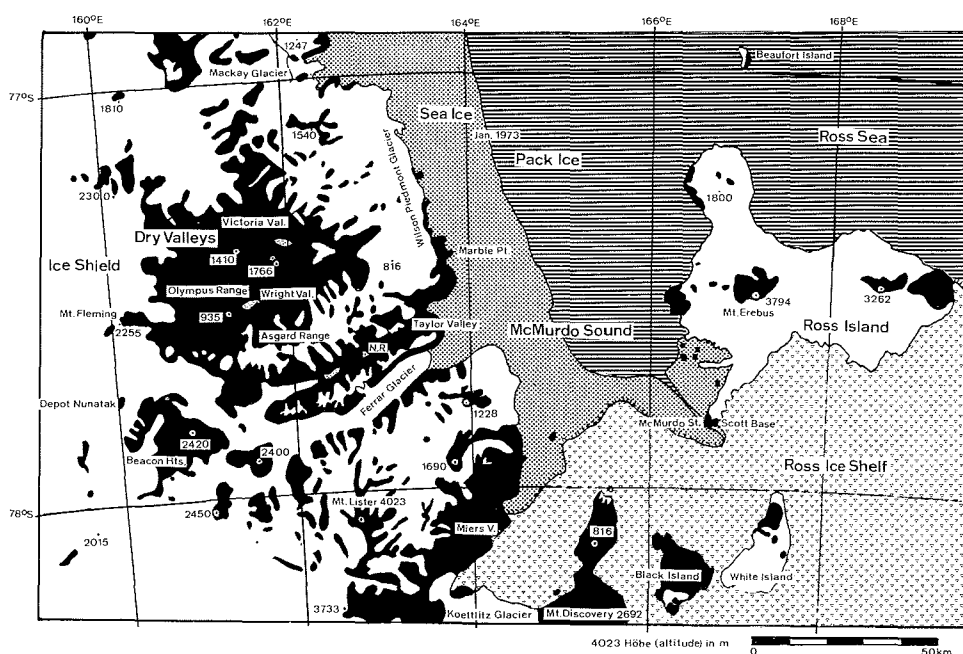


Abb. 4: Die Dry Valleys in Süd-Victoria-Land, Antarktis.

Fig. 4: The Dry Valleys in South Victoria Land, Antarctica.

Zeugen einer intensiven Bruchtektonik und eingedrungener Magna sind die zahlreichen Gänge (Dikes), die die anstehenden Gesteine des Nussbaum Riegel durchziehen (s. Abb. 5). Die Gangscharen sind nicht alle gleichalt, auch ist das Ganggestein von unterschiedlicher Zusammensetzung. Granit-Gneis, Granodiorit, augitischer Lamprophyr, Porphyry, Mikrogranit und Hornblende-Lamprophyr sind von HASKELL et al. (1965) als Ganggesteine differenziert worden.

Die alten Gesteine des Basement werden durch ein paläozoisches Erosionsniveau diskordant gekappt (Kukri Peneplain) und von bis zu 1000 m mächtigen Beacon-Sandsteinen überlagert, deren Alter überwiegend als devonisch angesehen wird. In die Deckschichten und das Basement sind örtlich bis zu 300 m mächtige dunkle Dolorite intrudiert. Dabei kam es zu örtlich ausgeprägten metamorphen Gesteinsveränderungen.

Präkambrische und kambrische Schiefer, Marmor und andere metamorphe Gesteine des Basements, die in nördlich orientierten Zonen angeordnet sind, wurden durch Gneise und Granite umrahmt. Die bewegte tektonische Vergangenheit des Basements läßt sich exemplarisch im Nussbaum Riegel ablesen: Steil einfallende metamorphe Schichten bilden eine Synklinale, die von Nordwest nach Südost mitten durch den Nussbaum Riegel verläuft. Drei Gesteinseinheiten wurden von HASKELL et al. (1965) unterschieden. Die unterste ist dem Olympus Granit-Gneis benachbart und besteht aus 150 m zwischengelagertem Marmor, Metaquarziten und Quarz-Labradorit-Biotit-Schiefern. Die zweite Gesteinsserie, 180 m mächtig, besteht aus Marmorschichten (bis zu 90 m mächtig) und zwischengeschaltetem Kalksilikat-Hornfels und in geringerem Ausmaß aus dunklen Biotit-Schiefern und Metaquarziten. Der Marmor ist klar geschichtet und grobkristallin, er neigt zum Vergrusen. Die dritte Gesteinsgruppe besteht aus 60 m Metaquarziten mit eingelagerten Schiefern und Kalksilikat-Hornfels. Die metamorphen Gesteinsabfolgen im Nussbaum Riegel können mit ähnlichen Vorkommen in benachbarten Tälern korreliert werden.

Das Alter der Oberflächentformen

Die Oberflächen des Nussbaum Riegel sind durch Eisschliff geprägt. Zumeist sind die überschliffenen anstehenden Gesteine frei von mächtigen Moränenüberlagerungen. Im Bereich der Kristallingesteine liegen große Platten, die aus dem Gesteinsverband gelöst wurden, an der Oberfläche.



Abb. 5: Der höchste Bereich des Nussbaum Riegel erreicht über 850 m Höhe. Die fast senkrecht einfallenden Schichten (links Kristallingestein, rechts Marmor) werden von Gängen durchzogen. Im Hintergrund die Asgard Range. Blick nach Norden.

Fig. 5: The top of Nussbaum Riegel reaches an altitude of over 850 m. Almost vertically dipped strata (left igneous rocks, right marble) are dissected by dikes. Background shows the Asgard Range to the North.

PÉWÉ (1960) erklärt die 0,9—2,4 m aus dem anstehenden Gestein herausragenden Ganggesteine (Abb. 5) durch eine sehr lange Abtragungszeit. Wie Beobachtungen im Gelände jedoch zeigten, waren einige Doloritgänge bereits unter dem Eis herauspräpariert worden. Die glazialen Ausschürffungsformen geben örtlich klare Hinweise in dieser Richtung. Die wannenartigen, glazial ausgeräumten Depressionen sind häufig deutlich zwischen den größeren Doloritgängen angeordnet. Nicht überall werden die Dikes daher ausschließlich durch die postglaziale Verwitterung und Abtragung herausgearbeitet worden sein. Unterstützt wird diese Annahme durch den Fakt, daß der Verwitterungsschutt der näheren Umgebung der Gänge sehr gering ist. Meist sind die dunklen Schuttstücke nur wenige Meter von der ursprünglichen Stelle des Ganges hangabwärts gewandert. Ihre Lage ist besonders auf dem hellen Marmor sehr deutlich zu erkennen. Nur unter einigen großen Gängen haben sich größere Schuttmassen angesammelt, in denen sich in Einzelfällen sogar Loben am Hang ausgebildet haben. Insgesamt ist die Schutt- oder Moränenüberdeckung der Hänge des Nussbaum Riegel jedoch sehr gering oder weitflächig fast gar nicht vorhanden. PÉWÉ (1960) sieht darin einen Beweis für ein sehr hohes Alter der eisfrei gewordenen Oberfläche. Der Mangel an Moränenformen und Moränenmaterial wird durch die sehr lange Windabrasion gedeutet. Dazu im Widerspruch stehen jedoch die bereits beschriebenen sehr frisch aussehenden glazialen Schliffformen in wenig resistenten Gesteinen auf den höchsten Bereichen des Nussbaum Riegel. Wenn man davon ausgeht, daß die höchsten zentralen Bereiche der Südseite des Nussbaum Riegel von Eis überfahren wurden, das aus dem Hauptstrom des tiefen Taleinschnittes seitwärts übergeflossen ist, könnte das Eis vielleicht ursprünglich nur sehr wenig Moräne beinhaltet haben.

Das heutige Klima der Dry Valleys

Daten über das heutige Klima der Dry Valleys liegen bislang nur begrenzt vor. Die Beobachtungsdauer ist relativ kurz, so daß nicht sicher ist, ob in bestimmten engeren Zeitabschnitten Jahre mit wesentlich anderen Temperaturen und Niederschlagsmengen auftreten können. Eine sehr entscheidende Frage ist es, ob nicht doch einmal Regen und damit stärkere Durchfeuchtung der Hänge oder sogar oberflächlicher Abfluß auf den Hängen stattfinden kann.

Es gibt seit den späten 50er Jahren Wetterbeobachtungen und Messungen in der McMurdo Station und der nahen Scott Base an der Küste. In den Dry Valleys sind nur wenige Win-

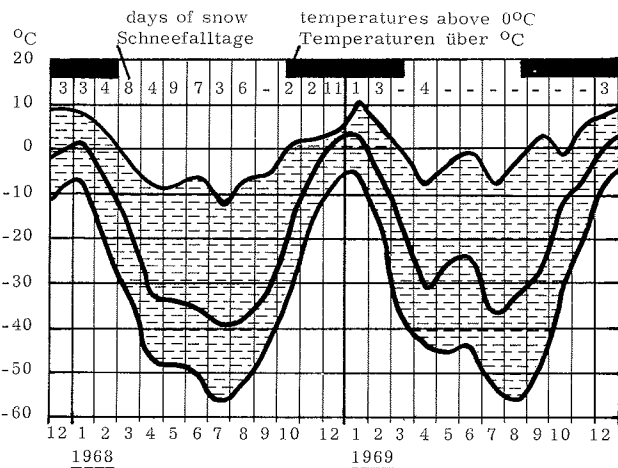


Abb. 6: Lufttemperaturen an der Vanda-Station, Dry Valleys, Antarktis, 77° 31' S, 161° 40' E (nach THOMPSON et al. 1971). Die Temperaturspanne zwischen den Minima und Maxima ist in den Wintermonaten wesentlich größer als im Sommer. Plötzlicher Temperaturanstieg im Winter wird durch den Einbruch wärmerer Luftmassen aus dem Norden verursacht.

Fig. 6: Air temperatures at Vanda Station, Dry Valleys, Antarctica, 77° 31' S, 161° 40' E (after THOMPSON et al., 1971). Variations between minimum and maximum temperatures are considerably greater in winter than during the summer period. Sudden temperature rises in winter are caused by warm air masses drifting in from the north.

terdaten erstellt worden. Die von THOMPSON et al. (1971) aus dem Wright Valley publizierten Meßwerte sind für den Vergleich mit dem Taylor Valley noch am besten geeignet (Abb. 6). Diese im Diagramm umgezeichneten Daten lassen die sehr großen Temperaturschwankungen innerhalb eines Monats erkennen. Die Jahresmitteltemperatur betrug -20°C . Auch die Variabilität der Niederschläge in den zwei dargestellten Jahren ist erheblich. Für 1969 wurden 8,2 cm, für 1970 nur 0,7 cm Gesamtschneefall geschätzt. Der Schnee wird stark verweht, so daß große Flächen auch im Winter fast ganz ohne Schneebedeckung bleiben. Eine genaue Niederschlagsbestimmung ist wegen der Schneeverwehung nicht möglich. Feiner Schnee bleibt nicht liegen und älterer, trockener, feinkörniger Schnee wird vom Boden aufgewirbelt und mischt sich unter den frisch gefallenen Schnee. Die relativen Luftfeuchtigkeiten lagen zwischen $<10\%$ bis $>80\%$.

DIE PHYSIKALISCHE GESTEINSVERWITTERUNG IM UNTERSUCHUNGSGEBIET

Die physikalische Verwitterung in den eisfreien Gebieten der Dry Valleys ist ein sehr komplexer Prozeß. Folgende oft gleichzeitig tätigen Wirkungsfaktoren müssen in Betracht gezogen werden:

1. Temperaturunterschiede im sommerlichen Tagesgang erzeugen im oberflächennahen Gesteinsbereich Spannungen, die zur Zerrüttung beitragen.
2. Während der langen Winterperiode ohne Sonneneinstrahlung sinken die Temperaturen in den Dry Valleys auf absolute Minimumwerte von ca. -60°C ab. Von April bis September bleiben selbst die monatlichen Mitteltemperaturen noch unter -30°C (s. THOMPSON, CRAIG & BROMLEY 1971, 1971a). Die aus den tiefen Temperaturen resultierenden Kontraktionen erzeugen erhebliche Spannungen im Gestein. Im Feinmaterial von Moränen und Hangschutt bilden sich überall Polygonrisse. Während der Wintermonate ist nur eine zeitweilige relative Aufwärmung durch Eindringen von wärmeren Luftmassen in die Antarktis möglich.
3. Wenn in den Sommermonaten örtlich Schneetauwasser die Gesteine durchfeuchtet, kommt es beim Temperaturwechsel um den Gefrierpunkt zur Frostsprengung. Bei der außerordentlichen Aridität fehlt aber häufig die nötige Feuchtigkeit im Gestein und Boden, um den Volumenunterschied flüssiges Wasser-Eis wirksam werden zu lassen.
4. Die extreme Aridität kann als Ursache für die fast überall in Oberflächennähe vorhandenen Salze angesehen werden. Über die Herkunft der Salze soll hier nicht diskutiert werden. Zumeist handelt es sich um Karbonate, Sulfate und Chloride. Die an der Oberfläche oder in den Gesteinsrissen auskristallisierenden Salze erzeugen eine ausgeprägte Salzsprengung.

Neben der physikalischen Verwitterung darf auch die chemische Verwitterung nicht gänzlich ignoriert werden. Verfärbte z. T. rote Bodenhorizonte zeigen vorhandene Oxidation und Reduktion im Boden an. Tafonibildungen sind auf älteren Relieftteilen zu beobachten. In Dünnschliffen konnten auch zersetzte Feldspäte erkannt werden. Auf die Prozesse der Salzsprengung und chemischen Verwitterung soll jedoch in einer weiteren Veröffentlichung ausführlich eingegangen werden.

Die Temperaturveränderungen als Faktor der physikalischen Verwitterung

Bis auf die winterlichen Kontraktionen, die während der Abwesenheit von Sonneneinstrahlung wirksam werden, ist die im Hochsommer ganztägig scheinende Sonne letztlich der

Motor für die Prozesse der chemischen und physikalischen Verwitterung. Die kurzwellige Sonnenstrahlung wird im Boden und Gestein in Wärme umgewandelt. Dabei können die Gesteinsoberflächen stark über die jeweils herrschende Lufttemperatur aufgeheizt werden. Entscheidend für den Grad der Erhitzung von oberflächennahen Gesteinspartien sind: die Exposition zur Sonne, der Winkel der Einstrahlung auf das Gestein, die Farbe (Albedo), die Struktur und Lithologie des Gesteins sowie die Leitfähigkeit der Gesteinsminerale. Außerdem wirkt sich die Größe der Gesteinsmasse aus. Weiter von der bestrahlten Gesteinsoberfläche entfernte innere Gesteinspartien werden immer weniger erwärmt. Es ergibt sich ein Temperaturgefälle zum Inneren. Die zeitliche Verzögerung des Erreichens der



Abb. 7: Gesteinsoberflächen auf dem Nussbaum Riegel sind meist weniger stark zerrüttet als tiefere Bereiche in 20–40 cm Tiefe, wo offensichtlich die Salzverwitterung sehr intensiv ist. In dieser Gesteinstiefe zerfällt das Gestein völlig. Auch hier ist die Schichtung primär entscheidend für Riffbildung.

Fig. 7: Rock surfaces on Nussbaum Riegel are almost always better preserved than those of deeper horizons at a depth of 20–40 cm, where salt weathering processes are apparently very intensive. At this depth rocks disintegrate completely. Initially joints are predominantly along bedding lines.

Tagesmaxima und -minima demonstriert den unterschiedlich schnellen Wärmefluß im Gestein und Boden. Obwohl bei klarem, wolkenlosen Himmel die Sonne Tag und Nacht scheint, ergeben sich doch durch unterschiedlich hohen Sonnenstand und das Herumwandern der Sonne für die einzelnen Gesteinspartien Tageszeiten mit unterschiedlich intensiver Einstrahlung und zeitweisem Schatten.

Durch eintretende völlige oder wechselhafte Bewölkung kann die Strahlung so schnell verändert werden, daß die Temperaturen rapide sinken oder ansteigen. Auch eine stärkere Umspülung der Gesteine durch kalte Luft bei höheren Windgeschwindigkeiten kann die Aufheizung der Boden- und Gesteinsoberflächen herabsetzen. Aus den hier angedeuteten Unterschieden, die noch dazu einem dauernden Wechsel unterliegen, ergibt sich die Notwendigkeit, das Mikroklima eines sehr kleinen Gesteinsbereichs durch Serienmessungen der

Temperaturen detailliert zu erfassen. Die kleinräumig ungleichen Temperaturen und die dauernden Temperaturwechsel im Gestein erzeugen nicht nur Spannungen in der Gesteinsstruktur, sie sind auch entscheidend für eine unterschiedliche Austrocknung im Gestein. Zonen stärkerer Erwärmung werden daher vorhandene Feuchtigkeit aus dem Gestein ansaugen. Beim Verdunsten dieser Gesteinsfeuchtigkeit werden mitgeführte Salze auskristallisiert. Beim Auskristallisieren unter der Gesteinsoberfläche kommt es zur Salzsprengung. Wie in einer weiteren Veröffentlichung gezeigt werden soll, ist dieser Mechanismus auch bei der Entstehung von Tafonis in der Antarktis wirksam. Hierzu wurden 1979 u. a. Temperaturmessungen im Bull Pass-Gebiet durchgeführt, über die gesondert berichtet werden wird.

Ist genügend Feuchtigkeit im Gestein vorhanden, kann der tägliche Temperaturwechsel um den Gefrierpunkt zur intensiven Frostverwitterung führen. Es muß jedoch davon ausgegangen werden, daß unter den extrem ariden Bedingungen in den Dry Valleys die Steine meist zu trocken für eine stärkere Frostsprengung sind. Im Hochsommer (Dezember—Januar) wurden im Bereich des Nussbaum Riegel folgende durchschnittliche Bodenfeuchten gemessen:

- 0— 1% nahe der Oberfläche
- 0— 5% bis 20 cm Tiefe
- 5—10% bis 50 cm Tiefe

Örtlich enthält der Permafrostboden bis über 40% Eis. Flüssiges Wasser gelangt nur dort in den Boden und in das Gestein, wo der Schnee durch die Rückstrahlung des Gesteins taut. Das ist nur am Schneerand der Fall. Der größte Anteil des Schnees sublimiert und steht damit nicht für eine Durchfeuchtung des Bodens zur Verfügung. Da der Schneerand im Verlauf des Frühjahrs oder Sommers zurückwandert, ist auch die Zone, in der Wasser in Boden und Gestein eindringen kann, jährlich nur zeitweise an einer bestimmten Stelle gegeben. Nach dem Abwandern des Schneerandes trocknet der Boden und das Gestein von der Oberfläche ausgehend wieder aus. In den Boden eingesickertes Wasser gefriert beim Erreichen des Permafrostes, der sich zumeist um 20 cm unter der Oberfläche befindet. Erreicht die sommerliche Auftauzone Eis im Boden, kann Wasser kapillar aufsteigen, wobei auch Salz an die Oberfläche transportiert wird.

Diese beiden skizzierten Möglichkeiten allein kommen als Wasserquellen für eine Frostverwitterung in den Dry Valleys in Frage. Regen fällt nicht. Eine Ausnahme sind die wenigen Bereiche, wo Gletscherschmelzwasser abfließt. Daraus ergibt sich, daß auch bei häufigem Temperaturwechsel der Frostsprengung nur eine begrenzte Bedeutung für die physikalische Gesteinszerrüttung in den Dry Valleys zukommen kann. Sehr wahrscheinlich ist daher die Wirkung der Salzsprengung hier relativ wesentlich höher einzuschätzen. Wegen der mangelnden Feuchtigkeit werden die vorhandenen Salze in den Gesteinen und im Boden nicht ausgespült und wegtransportiert. Das Vorhandensein von Salzen im Gestein und der jährliche Wechsel von kurzzeitig geringer Durchfeuchtung und darauf folgend von der Oberfläche ausgehender Austrocknung ist ideal für Salzsprengungsprozesse.

Alle bisher beschriebenen exogenen Prozesse spielen sich zumeist in den obersten Zentimetern der Gesteine und maximal in den obersten Dezimetern des Bodens ab. Ausnahmen sind entlang offener durchgehender Bruchlinien im Gestein zu beobachten. Es ist daher nicht verwunderlich, daß Absplittern, Abschuppung, Desquamation und Vergrusung überall zu beobachten sind. Dabei können expositionsabhängige Unterschiede auf kleinstem Raum erkannt werden.

Das Aufbrechen von Gestein findet vorherrschend entlang von inneren Schwächelinien statt. Schichtgrenzen, Gesteinsinhomogenitäten, Kristallgrenzen bei metamorphem und kristalli-

nem Gestein und Haarrisse werden durch die physikalische Verwitterung bei der Gesteinszerrüttung benutzt. Besitzen die Gesteine keine derartigen bereits vorhandenen Schwäche-zonen, sind sie häufig unzerbrochen, während in direkter Nähe, also bei gleichen Verwitterungsbedingungen, andere Gesteinstypen eine völlig aufgelöste Struktur aufweisen.

Die Bedeutung endogener Verwitterung

Diese Beobachtung demonstriert eindringlich, daß die exogenen physikalischen Verwitterungsprozesse nur dort ansetzen können, wo das Gestein bereits Schwächelinien besitzt. GERBER & SCHEIDEGGER (1969) unterschieden daher zwischen exogener und endogener Verwitterung. Die Ursachen für die endogene Gesteinszerrüttung sind vielgestaltig, sie wirken zumeist gleichzeitig oder nacheinander kluftbildend auf ein bestimmtes Gestein ein.

Grundsätzlich müssen die Klüfte in tektonisch verursachte Brüche und Gesteinsrisse, die durch postorogene Spannungen entstanden sind, unterschieden werden. Letztere können entweder die Folge von „remanenten tektonischen Spannungen“ (EISBACHER 1973) sein, oder durch Spannungsumlagerungen bei der Entlastung von Gesteinen entstanden sein (MÜLLER-SALZBURG 1969). Die durch die Überlagerung von mächtigen Gesteinsschichten erzeugten hohen Drucke führen zu Spannungen im tieferen Gestein, die durch Gleitvorgänge auf Klüften und teilweiser Umkristallisation nicht völlig abgebaut werden, es bleibt ein dreidimensionaler Spannungszustand erhalten. Wird der Druck einseitig durch Erosion vermindert oder aufgehoben, so erfolgt eine Spannungsumlagerung in einen einachsigen Beanspruchungszustand, der zur Auflockerung im Klufnetz führt (MÜLLER-SALZBURG 1969). Die im Gestein bestehenden Fugen werden im tieferen Gesteinsverband durch die allseitigen Druckverhältnisse fest geschlossen. Erst wenn die Druckspannung durch Entlastung im oberflächennahen Bereich vermindert wird, öffnen sich die Fugen, der Reibungswiderstand zwischen den durch Klüfte geteilten Gesteinskörpern läßt nach, und die Festigkeit des Gesteinsverbandes nimmt rapide ab. Auch die Schichtfugen werden nun gelockert.

Das natürliche Spannungsfeld, das sich aus einer gravitativen und tektonischen Komponente zusammensetzt, kann rezenter und remanenter Natur sein (EISBACHER 1973). Durch die Verminderung der gravitativen Druckkomponente, z. B. in Taleinschnitten, kommt es zu einer Abnahme der vertikalen Spannungskomponente, die bis auf Null absinken kann. Besonders unter dem Talboden ist dadurch eine erhebliche Entspannungsdeformation zu erwarten, die eine Zerrüttung des bisher festgepreßten Gesteinskörpers verursacht. Die hangparallel druckentlasteten Talhänge unterliegen nach der Ausräumung des seitlichen Widerlagers noch einer Spannung, die durch das Auflagerungsgewicht der Gesteine in der Talflanke erzeugt wird. Die Talhänge werden daher weniger entlastet als der Talboden, dennoch führt auch hier eine oberflächenparallele Öffnung und lokale Neubildung von Klüften statt. Nach GERBER & SCHEIDEGGER (1969) unterliegen besonders der Hangfuß und die unteren Bereiche von Wänden einem hohen Streß, der zu starker Zerklüftung und Gesteinslockerung führt. Eine intensive Schuttbildung ist die Folge.

Durch extreme Druck- und Temperaturunterschiede kommt es beim Aufsteigen des Gesteins aus größeren Tiefen, verbunden mit einer fortschreitenden Abtragung des Hangenden zu Spannungen, die Klüfte bilden. Auch beim Aufsteigen von Magma in die vorhandenen Klüfte und den dadurch verursachten Metamorphisierungsvorgängen ergeben sich Temperaturspannungen vor allem bei der späteren Abkühlung. Nicht klar abzuschätzen ist der Einfluß von Gezeitenbewegungen der Erdkruste auf die Bildung von Brüchen im Gestein. Für das hier beschriebene Untersuchungsgebiet ist auch die zeitweise Eisbelastung und spätere Entlastung für die Klufbildung einzukalkulieren. Es kann nicht klar genug betont werden, daß die exogenen Verwitterungsprozesse nur dort das Gestein zerbrechen können,

wo bereits Schwächelinien im Gestein vorhanden sind. Natürlich kommt es auch in der Folge zu neuen Bruchlinien bei der Verwitterung, diese sind jedoch nur eine Folge der durch erweiterte Risse im Gestein erzeugten Spannungen. Ohne bereits existierende Klüfte kann nur sehr wenig Wasser in die Gesteinskörper eindringen. Ohne Wasser kann

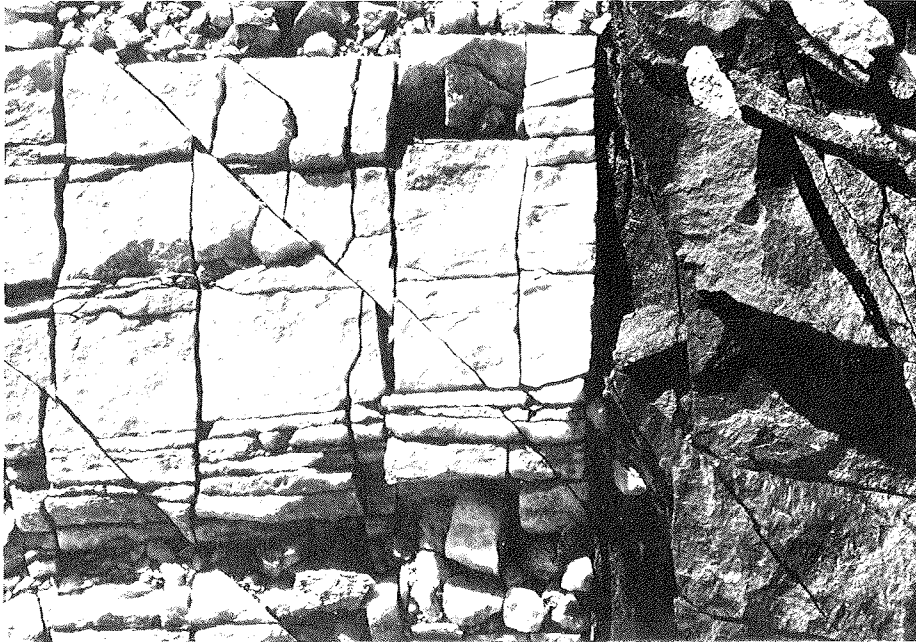


Abb. 8: Kontaktfläche zwischen Marmor (links) und Doloritgang (rechts). Die Risse folgen einem gerichteten Muster. Im Marmor läßt sich auch eine aufgebrochene Schichtung (unten im Bild) erkennen.

Fig. 8: Contact between marble (left) and the dolorite dike (right). Joints follow oriented pattern. Within the marble, openings along the strike are recognizable (lower part of photo).

weder Frost- noch Salzsprengung eintreten. Es bleiben dann nur noch die durch Temperaturunterschiede an der heutigen Oberfläche verursachten Spannungen, die bis dahin unzerbrochene Gesteinspartien zerrütten können.

DIE TEMPERATURMESSUNGEN IM BODEN UND IM GESTEIN DES NUSSBAUM RIEGEL IN 830 m HOHE

Die durch direkte Sonneneinstrahlung erzeugte Aufheizung der Gesteine und des Bodens in der Antarktis ist entscheidend für die Art der ablaufenden Verwitterungsprozesse. Auch als ökologischer Standortfaktor für das Leben auf der nicht eisbedeckten Landmasse des Kontinents (Bakterien, Algen, Flechten und Mikrofauna) ist der sommerliche Temperaturverlauf im Gestein und Boden neben der vorhandenen Feuchtigkeit, dem Grad der Versalzung und der Dauer der Schneebedeckung von entscheidender Bedeutung.

Die Temperaturen in den nicht schneebedeckten Gebieten der Dry Valleys sind im Sommer um ca. 7°C wärmer, im Winter um ca. 5–7°C kälter als in den benachbarten schneebedeckten Gebieten (THOMPSON et al. 1971). Manche Autoren sehen in diesen lokalkli-

matischen Unterschieden einen der wesentlichen Gründe für die Eisfreiheit der Dry Valleys. Bodentemperaturmessungen über einen längeren Zeitraum sind aus dem Süd-Victoria-Land erst von wenigen Standorten bekannt. ROBERTSON & MACDONALD (1962) veröffentlichten Meßreihen über ein Jahr aus Tiefen zwischen 0,30 bis 4,57 m bei Scott Base (77°51' Süd, 166°48' Ost), aus denen ersichtlich ist, daß über die Tiefe von 4,57 m hinaus eine jährliche Temperaturveränderung von 4°C vorhanden ist. THOMPSON et al. (1971) publizierten monatliche Temperaturwerte über den Zeitraum 1968 bis 1969 aus Bodentiefen

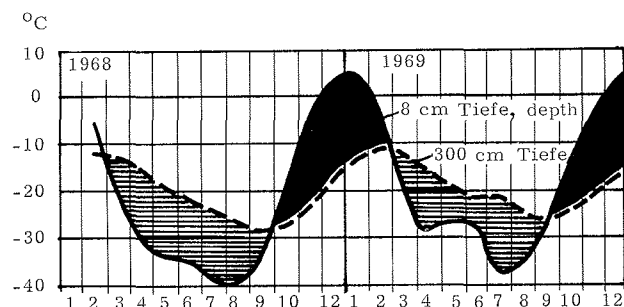


Abb. 9: Bodentemperaturen an der Vanda-Station, Dry Valleys, Antarktis, 77° 31' S, 161° 40' E (nach THOMPSON et al. 1971).

Fig. 9: Soil temperatures at Vanda Station, Dry Valleys, Antarctica, 77° 31' S, 161° 40' E (after THOMPSON et al., 1971).

von 8 cm und 300 cm, die wie die Meßreihe von ROBERTSON & MACDONALD (1962) auch die Wintermonate mit erfassen (Abb. 9). Diese Kurven geben eine Abgrenzung der Temperaturbandbreite und der jährlichen Temperaturveränderungen im Boden. R. RUTFORD (1964) (schriftliche Mitteilung) konnte in den Ellsworth Mountains am Mount Mogensen (77°30' Süd, 85°50' West) Maximumtemperaturen in 1 cm Tiefe von Lockermaterial von knapp über +30°C messen. Die Lufttemperatur betrug +3°C. Tägliche Temperaturmeßreihen aus anstehenden Gesteinen sind meines Wissens bisher nicht bekannt.

Für geomorphologische und biologische Fragestellungen sind insbesondere sommerliche Temperaturmessungen von Interesse, die sowohl die positiven absoluten Maximalwerte als auch die kurzfristigen schnellen Temperaturveränderungen erfassen. Mittelwerte und Einzelmessungen sind von geringerer Aussagekraft.

Die Meßmethode

Während der geomorphologischen Untersuchungen auf dem Nussbaum Riegel wurden jeweils 3tägige Temperaturmeßreihen vom 31. 12. 1976 bis 2. 1. 1977 und vom 17. 1. 1977 bis zum 19. 1. 1977 in verschiedenen Boden- und Gesteinsstandorten erstellt. Mit etwas Glück gelang es jeweils, die Situation sowohl bei klarem als auch bei bedecktem Himmel zu erfassen, so daß die Übergänge der Abkühlung und Aufheizung beobachtet werden konnten. Die Meßabstände betragen zwischen 20 bis 40 Minuten. Die Messungen wurden von 3 Personen in Schichten von jeweils 4 Stunden durchgeführt.

Gemessen wurden die Temperaturen an 30 Meßpunkten mittels Thermistoren, für die 3 mm weite Löcher in die Gesteine gebohrt wurden. Zur Messung wurden die Thermistoren mittels einer Kabelverbindung jeweils an ein elektronisches Meßgerät angeschlossen und der temperaturabhängige Widerstand festgestellt, der in Grad Celsius umgerechnet wurde. Zusätzlich wurde ein Dreifachtemperaturschreiber eingesetzt. Neben den Boden- und Gesteinstemperaturen wurden jeweils Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit ermittelt. Die Windgeschwindigkeit war während der Messungen jeweils relativ gering, maximal 3 Beaufort.

Die Meßstellen wurden in hellen Marmor, in dunkles Ganggestein, in Boden und unter

Schnee eingebracht, um ein repräsentatives Spektrum der oberflächennahen Temperaturen zu erfassen, die Aussagen über das jeweilige sommerliche Mikroklima erlauben.

Die Meßpunkte auf dem Nussbaum Riegel

1. Meßstellen in hellem, grobkörnigem Marmor (Meßpunkte 1—10) *

Es wurde eine 70 cm tiefe Grube in das Marmorgestein geschlagen, in deren Seiten die Bohrlöcher für die Thermistoren gebohrt wurden. Nach dem Einbringen der Meßfühler wurde der Aufschluß verfüllt, so daß die Isolation gesichert war. Die Abfolge der Meßpunkte reichte von 0,3 bis 70 cm Tiefe. Direkt daneben wurden 3 weitere Thermistoren direkt unter der Gesteinsoberfläche eingesetzt. Ein weiterer wurde in einem mit Marmorgrus gefüllten Spalt begraben (s. Abb. 10).



Abb. 10: Die Meßpunkte 1—17 lagen im Kontaktbereich Marmor-Dolorit auf dem Nussbaum Riegel in ca. 830 m Höhe. Südlich unterhalb des Höhenrückens erkennt man die breite Tiefenzone, durch die früher Eis geflossen ist. Im Zentrum des Bildes der Marr Glacier, an dessen Ende dunkle vulkanische Förderpunkte sichtbar sind.

Fig. 10: Temperature measurements were taken at the contact area of marble and dolorite on top of Nussbaum Riegel at an altitude of 830 m. South of the ridge is the depression through which the ice formerly flowed. In the center of the photo the Marr Glacier is shown, under which dark basaltic scoria has accumulated.

Bei Lufttemperaturen von wenigen Graden unter Null steigen die Gesteinstemperaturen bis etwa 10 cm unter der Oberfläche nachmittags steil an (lokaler Sonnenhöchststand ca. 13 h) und erreichen gegen Morgen ihr Minimum, obwohl die Sonne Tag und Nacht scheint.

* M. P. = Meßpunkt, M. F. = Meßfühler.

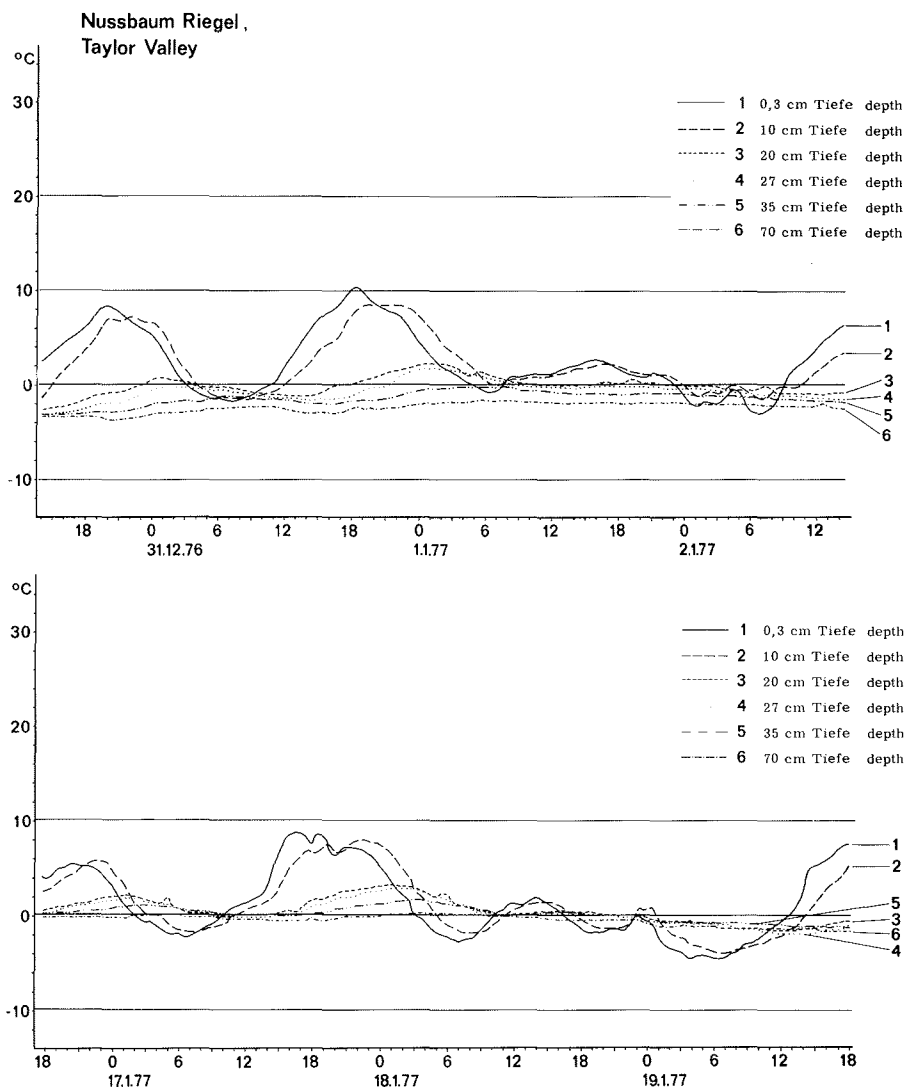


Abb. 11: Nussbaum Riegel, Taylor Valley: Temperaturen in hellem, grobkörnigem Marmor.

Fig. 11: Nussbaum Riegel, Taylor Valley: temperatures in light, coarse grained marble.

Bei eintretender Bewölkung (1. 1. und 18. 1. 1979) bleiben die Kurven sehr flach, reichen aber mittags noch gerade über 0°C . Ab 20 cm unter der Oberfläche bleiben auch die Mittagsamplituden sehr flach. Das flache Maximum tritt hier um einige Stunden später auf als in direkter Oberflächennähe. Daraus kann abgelesen werden, daß der tägliche Wärmefluß in das Gestein sehr langsam verläuft und nicht tief reicht. Unter 30 cm sind die täglichen Wärmeschwankungen kaum noch wahrnehmbar. Im Marmorgrus isoliert die Luft zwischen den Körnern, Maxima und Minima sind gedämpft und treten verspätet auf. Minimal ist die tägliche Temperaturspanne im anstehenden Marmor mit 15°C (-4° bis $+11^{\circ}\text{C}$) bestimmt worden. Innerhalb von 18 Tagen des Hochsommers sind die Temperaturen auch in 70 cm um ca. 3°C gestiegen und erreichen gerade die 0°C -Grenze.

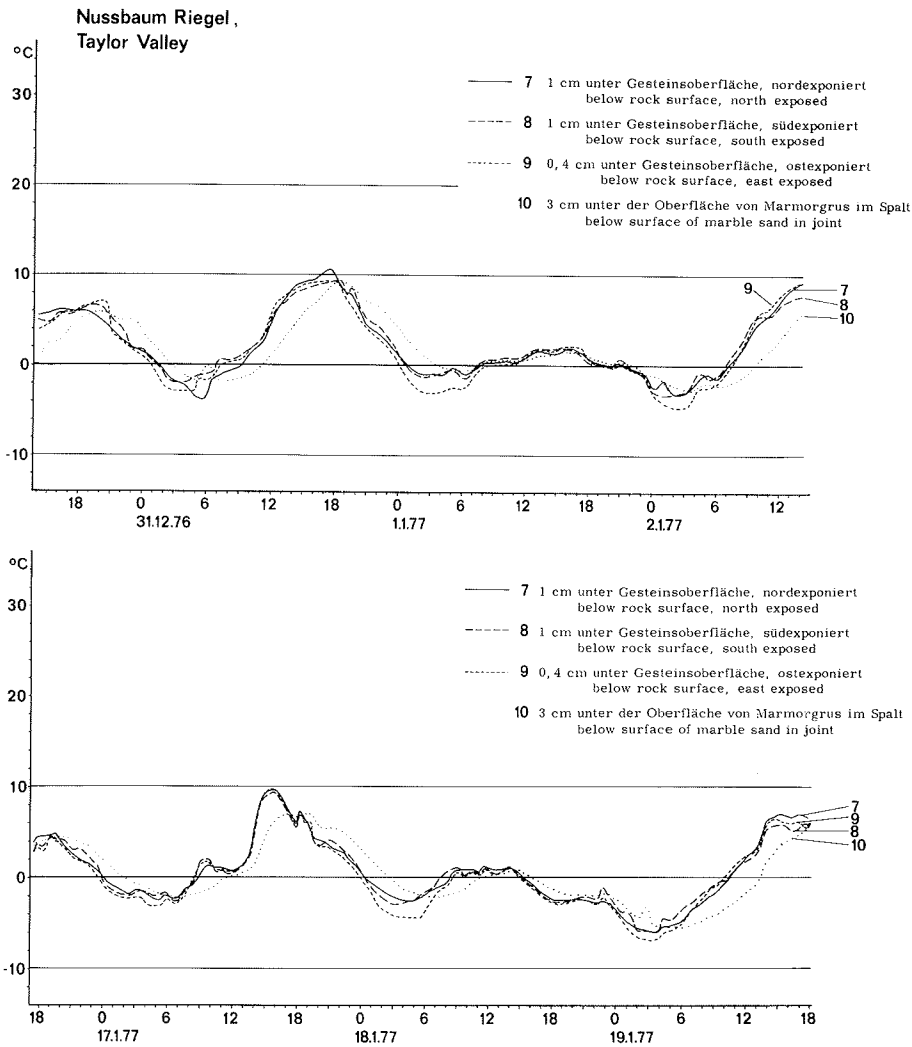


Abb. 12: Nussbaum Riegel, Taylor Valley: Temperaturen in hellem, grobkörnigem Marmor, flach nach Norden exponiert.

Fig. 12: Nussbaum Riegel, Taylor Valley: temperatures in light, coarse grained marble, surface slightly tilted to the north.

2. Meßstellen im dunklen Ganggestein (Meßpunkte 11—17)

Dicht benachbart zu den Meßpunkten 1—10 im Marmor wurden 3 Meßfühler zwischen 25 cm und 100 cm unter der Oberfläche in dunkles Ganggestein eingesetzt, das nach Süden exponiert ist. Es wurde nur nachts von der Sonne direkt beschienen und lag tagsüber im Schatten. Das Einstrahlungsmaximum lag hier nach Mitternacht. Anders als im hellen Marmorgestein (vgl. M. P. 4) zeichnet sich hier in 25 cm Tiefe noch ein sehr ausgeprägter täglicher Temperaturunterschied von max. 11°C aus. Erst in 100 cm Tiefe ist fast keine

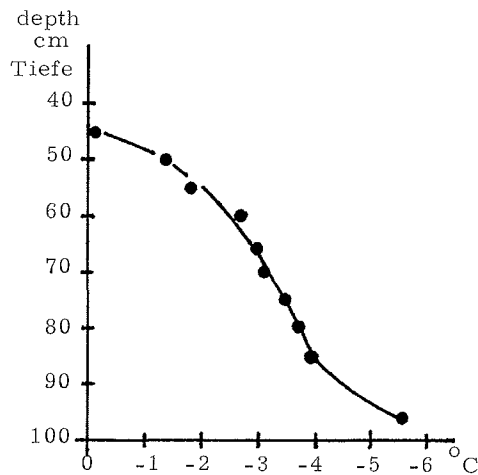


Abb. 13: Temperaturgefälle in dunklem Ganggestein: $0,084\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ (zwischen 50 und 100 cm Tiefe). Temperaturwerte über 40 cm Tiefe wechseln stark je nach täglicher Einstrahlung, siehe M. F. 11—13.

Fig. 13: Temperature gradient in dark dike rock: $0,084\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ (at a depth of 50—100 cm). Temperatures above 40 cm differ strongly during daily variations in radiation (see thermistor data 11—13).

tägliche Temperaturveränderung mehr festzustellen, allerdings ist die Temperatur nach 18 Tagen auch hier um knapp 3°C auf -2°C angestiegen.

Weitere 4 Meßfühler wurden in ein freiliegendes knapp 40 cm langes Gesteinsstück aus gleichem Ganggestein (wie M. P. 11—13) eingesetzt. Das Gesteinsstück wurde so orientiert, daß eine gewölbte Bruchfläche zum höchsten Sonnenstand nach Norden gerichtet war. 4 mm hinter dieser Fläche wurde M. F. 15 eingebaut. Auf der Rückseite des Steins wurde ebenfalls in 4 mm Entfernung von der Oberfläche der M. F. 14 eingebracht. M. F. 16 wurde 6 mm unter der Gesteinsoberfläche, M. F. 17 in die Mitte des Steins in 40 cm Tiefe eingesetzt. Die Temperaturen reagieren empfindlich auf Veränderungen der Einstrahlung mit umlaufender Sonne. Bei Bewölkung fallen die Temperaturen schnell, da der Stein von der kalten Luft (-2°C bis -7°C) umspült wird. Die täglichen Temperaturunterschiede bei klarem Himmel betragen maximal 20°C . Die Temperaturspitzen wurden bei der mittäglichen Einstrahlung von Norden erreicht.

3. Meßstellen in Moräne (Feinmaterial mit Schuttstücken) (M. P. 18—10)

Der tägliche Temperaturverlauf in grobsandigem lockeren Feinmaterial, in dem nur vereinzelt größere Gesteinsstücke schwimmen, zeigt, daß die hohen Luftgehalte isolieren. Die Temperaturmaxima und Minima werden gedämpft. Sie treten tiefer unter der Oberfläche stärker verzögert auf und verschwinden schließlich in geringerer Tiefe als im anstehenden Gestein.

4. Meßstellen in Sand und Schnee (Schneefleckrand) (M. P. 21—25)

Die Temperaturmessungen im Randbereich von Schneeflecken zeigen klar, wie stark sich die hohe Albedo der hellen Schneeoberfläche auswirkt. Die Temperaturen bleiben fast ausschließlich unter 0°C . Lediglich der M. F. 25, der nur 4 cm unter der Schneeoberfläche im Schnee steckte, wurde so sehr durch eingedrungene Strahlung aufgeheizt, daß Temperaturen bis $+5^{\circ}\text{C}$ erreicht wurden. Der Metallkörper schmolz den Schnee in unmittelbarer Nähe und befand sich dann in einer Mikroschneehöhle. Die Temperaturen im Sand unter dem Schnee steigen im Laufe des Sommers um einige Grad an, kommen aber nicht über den Gefrierpunkt. Schnee kann nur am äußersten Rande tauen, wo Wärme vom Boden außer-

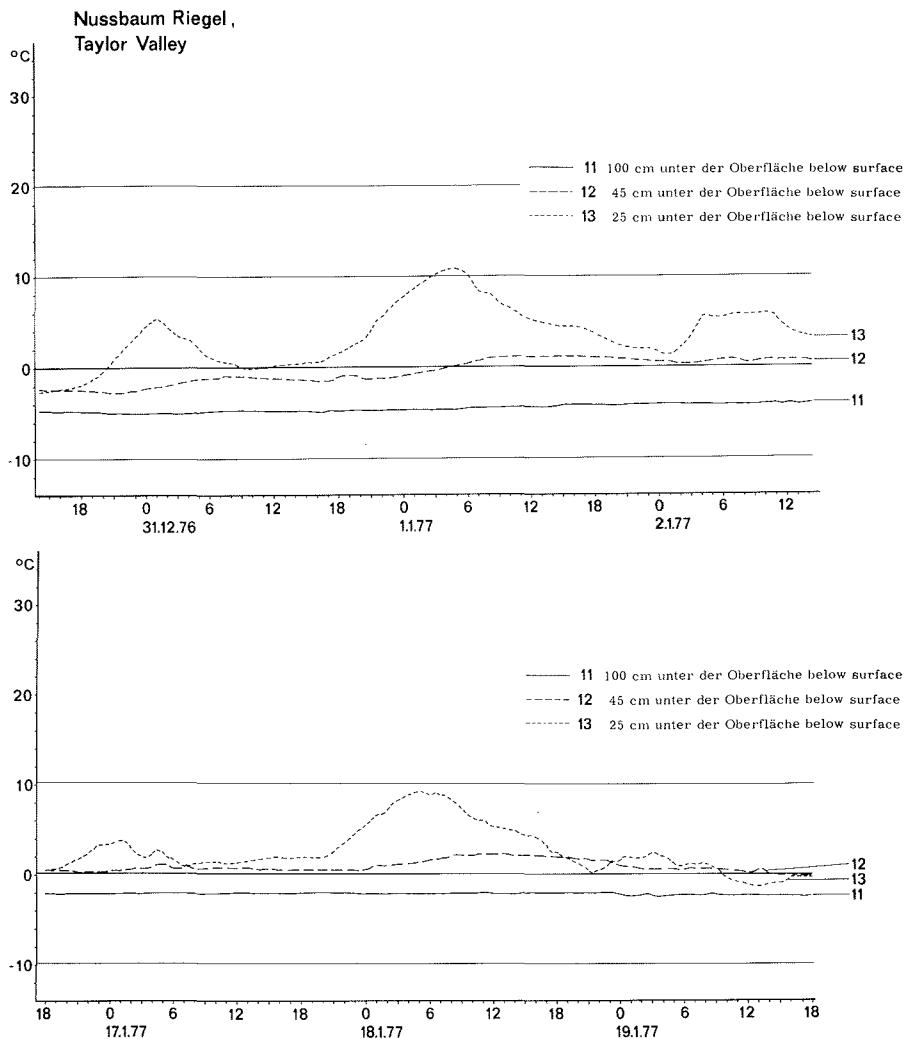


Abb. 14: Nussbaum Riegel, Taylor Valley: Temperaturen in sehr dunklem Ganggestein, nach Süden exponiert.

Fig. 14: Nussbaum Riegel, Taylor Valley: temperatures in very dark dike rock, south exposed.

halb der Schneebedeckung zur Verfügung steht. Der Bereich, wo Schneeschmelzwasser den Boden und das Gestein durchfeuchten kann, ist somit ziemlich schmal. Er wandert mit dem Zurücktauen der größeren Schneeflecken im Laufe des Frühjahres und des Sommers.

5. Meßstellen unter Stein auf Sand (M. P. 26—30)

Dieser Meßstellenkomplex wurde angelegt, um die maximal möglichen Temperaturen festzustellen. Es war durch zahlreiche Messungen in den Hängen des Nussbaum Riegel aufgefallen, daß die Temperaturen unter Steinen, die über Sand lagen, am höchsten waren.

Werte nahe 30°C waren nicht selten und am ehesten dort zu erwarten, wo die Sonnenstrahlen senkrecht auf die Gesteinsoberfläche auftrafen.

Die Temperaturen unter Steinplatten über Sand erreichen maximale Werte, weil die Sandunterlage isoliert, die Wärmeleitung nach unten gebremst ist. Die Leitfähigkeit im anstehenden Gestein ist dagegen wesentlich besser, so daß hier die Wärme schneller in das umgebende Gestein abgeleitet wird und somit die Temperaturen weniger hohe Werte erreichen

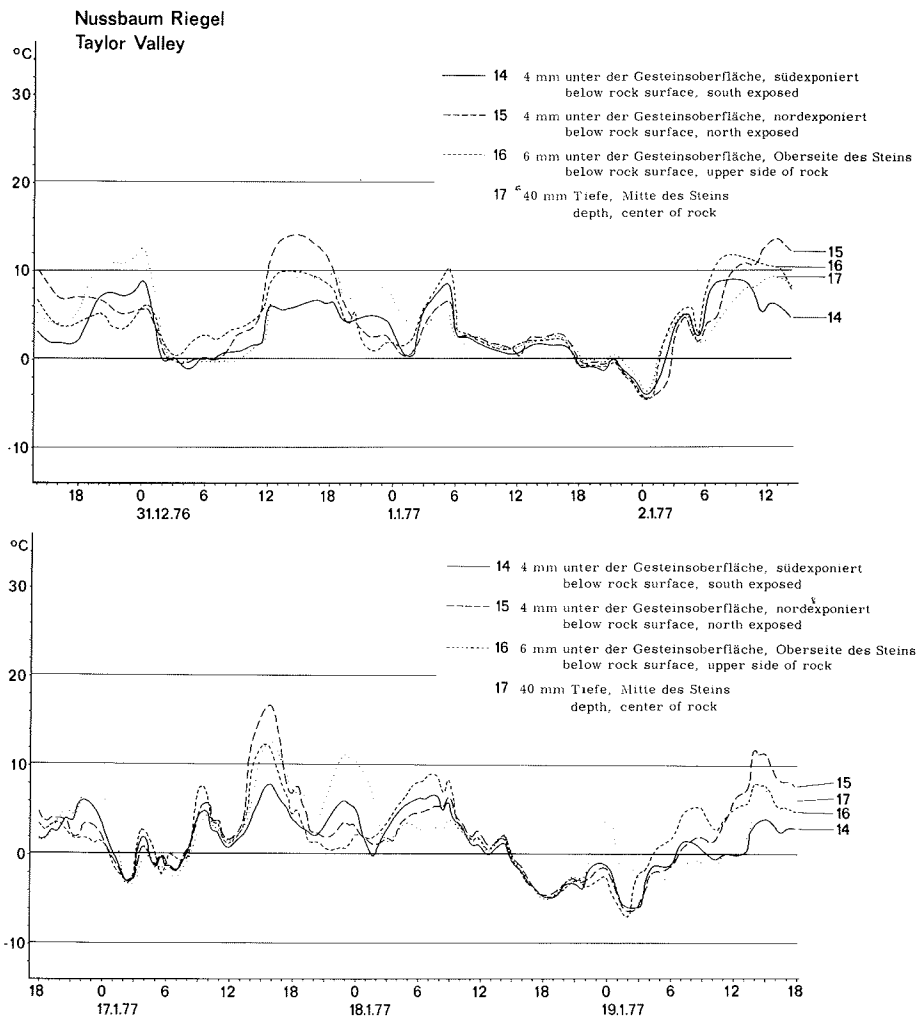
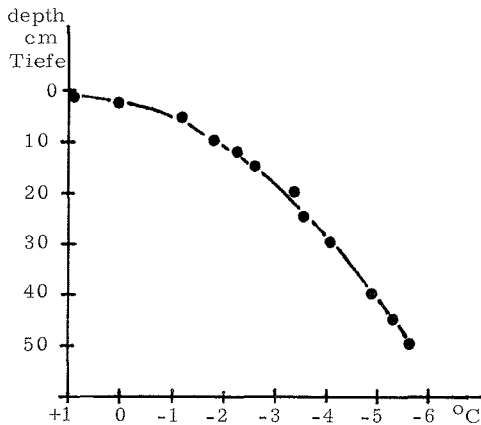


Abb. 15: Nussbaum Riegel, Taylor Valley: Temperaturen in freiliegendem, sehr dunklem Dolorit-Stück.

Fig. 15: Nussbaum Riegel, Taylor Valley: temperatures in piece of very dark dolorite above ground.

können. Dieser Mechanismus erklärt auch die Salzanreicherungen unter den Steinen im Pavement. Die Wärmemaxima unter den Steinen erhöhen die Verdunstung und erzeugen einen Kapillarstrom der Salzlösungen im Boden auf diese Bereiche hin. Diese Wärmeinseln können über 30°C wärmer sein als ihre weitere Umgebung im Feinmaterial. Über diese

Prozesse wird in einer weiteren Veröffentlichung ausführlich berichtet. Zu diesem Fragenkreis wurden, basierend auf den hier beschriebenen Ergebnissen, zahlreiche Messungen in den Darwin Mountains (80° Süd) durchgeführt.



Lufttemperaturen in: 2 m - $-8,8^{\circ}\text{C}$
 air temperatures in: 1 m - $-7,7^{\circ}\text{C}$
 5 cm - $-6,0^{\circ}\text{C}$
 direkt auf dem Boden: $-2,2^{\circ}\text{C}$
 directly on surface:

Abb. 16: Temperaturgefälle im Hangschutt: $0,095^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ (zwischen 10–50 cm), Nussbaum Riegel, 18. 12. 1976.

Fig. 16: Temperature gradient in slope debris: $0,095^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ (at a depth of 10–50 cm), Nussbaum Riegel, Dec. 18, 1976.

Die Temperaturunterschiede unter dem Stein erreichten innerhalb weniger Stunden 35°C . Es ist daraus zu erkennen, daß diese thermisch begünstigten Bereiche die Frostgrenze noch täglich überschreiten können, wenn die nähere Umgebung bereits sehr viel tiefere Temperaturen besitzt. Ist genügend Feuchtigkeit im Gestein, kommt zu der hier intensiven Salzverwitterung auch noch Frostsprengung. Allerdings ist zu berücksichtigen, daß je nach Salzgehalt im Wasser der Gefrierpunkt erniedrigt wird und die Frostgrenze dann nicht bei 0°C angenommen werden darf.

6. Die Lufttemperaturen während der Messungen

Die Lufttemperaturen in 1 m Höhe blieben während der Meßreihen ausschließlich unter 0°C . Sie lagen zwischen -8° und -2°C . Ein Thermometer in 2 m Höhe, das von der Sonne direkt bestrahlt wurde, zeigte zeitweise während der Mittagszeit einige Grade über dem Gefrierpunkt (max. $+5^{\circ}\text{C}$) an.

ZUSAMMENFASSENDE SCHLUSSBETRACHTUNG

Die sommerliche Sonneneinstrahlung heizt bei klarem Himmel das Gestein und den Boden bis maximal über 30°C auf. Die täglichen Temperaturschwankungen reichen bis ca. 1 m Tiefe, doch sind ausgeprägte Temperaturamplituden nur bis etwa 20 cm Tiefe festzustellen. Modifizierende Unterschiede ergeben sich durch Gesteins- und Bodentyp sowie deren Exposition. Generell leitet anstehendes Gestein die Wärme tiefer und schneller. Tägliche Temperaturunterschiede in direkter Oberflächennähe erreichen 35°C , z. B. von $-7,5^{\circ}\text{C}$ bis $+27,5^{\circ}\text{C}$. Mit fortschreitender Tiefe verzögern sich die Tagesmaxima und -minima immer mehr. Gleichzeitig werden sie immer flacher und weniger deutlich.

Der Permafrost beginnt auf dem Nussbaum Riegel im Feinmaterial zwischen 20 und 30 cm, im Gestein zwischen 70 und 100 cm, je nach Albedo und Reliefsituation. Reine Schattenstandorte können einen höheren Permafrostspiegel aufweisen.

Die täglich schnell wechselnden Temperaturen in oberflächennahen Gesteinsbereichen erzeugen temperaturbedingte Spannungen im Gestein, deren Dauerwirkung im Gestein

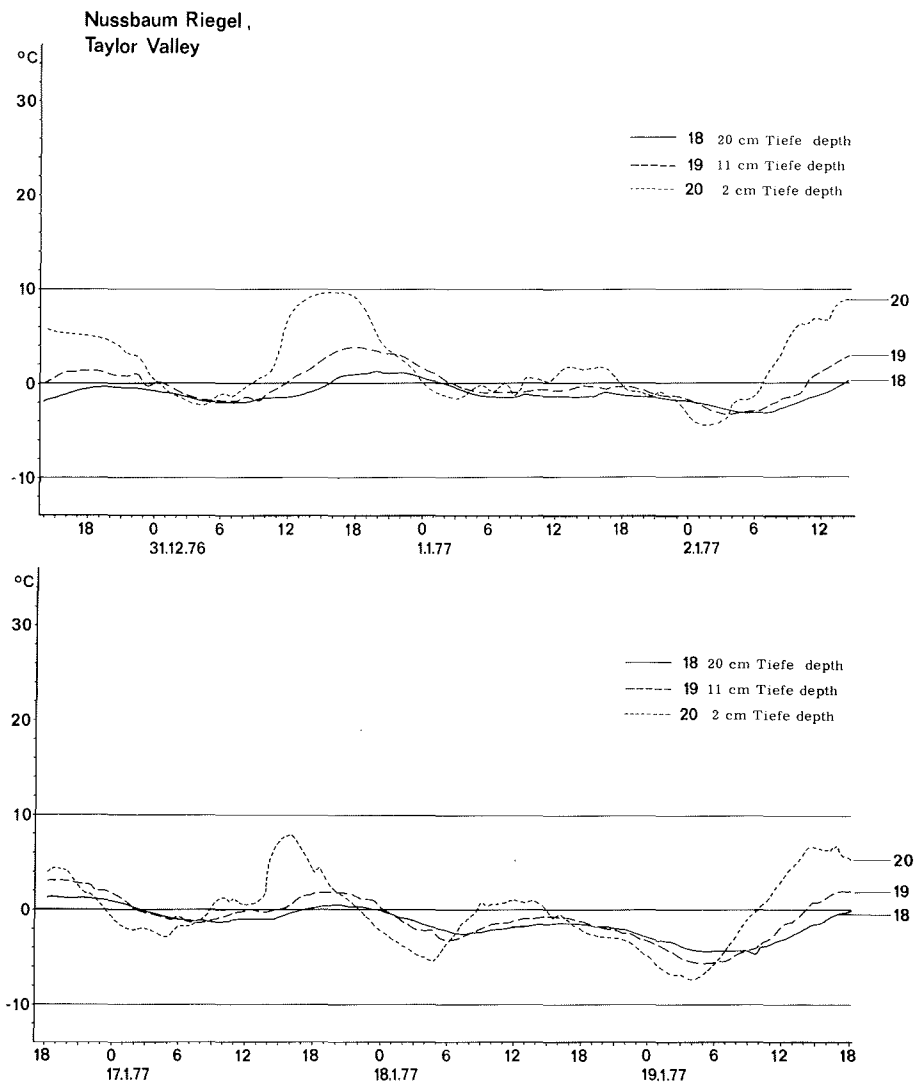


Abb. 17: Nussbaum Riegel, Taylor Valley: Temperaturen in Möränenfeinmaterial.

Fig. 17: Nussbaum Riegel, Taylor Valley: temperatures in fine-grained moraine material.

* Messungen, die der Autor im März 1977 in der Negev-Wüste, Israel, im Kalkgestein durchführte, ergaben tägliche Temperaturunterschiede von maximal 44°C (+8° bis + 42°C). Die täglichen Temperaturkurven aus Israel zeigen große Ähnlichkeit im Verlauf mit denen aus der Antarktis, sie sind quasi parallel nach oben verschoben. Die höhere Strahlungsenergie in Israel bewirkt, daß die ausgeprägten Tagesschwankungen der Temperatur wesentlich tiefer reichen als in der Antarktis.

für die Verwitterung noch nicht klar abgeschätzt werden kann. Bei vorhandener Gesteinsfeuchtigkeit und Temperaturwechsel um den Gefrierpunkt wird tägliche Frostsprengung wirksam. Die auf engem Raum im Gestein sehr unterschiedlichen Temperaturen und deren häufiger Wechsel verursachen eine örtlich verschiedene Verdunstung. Zu den Stellen

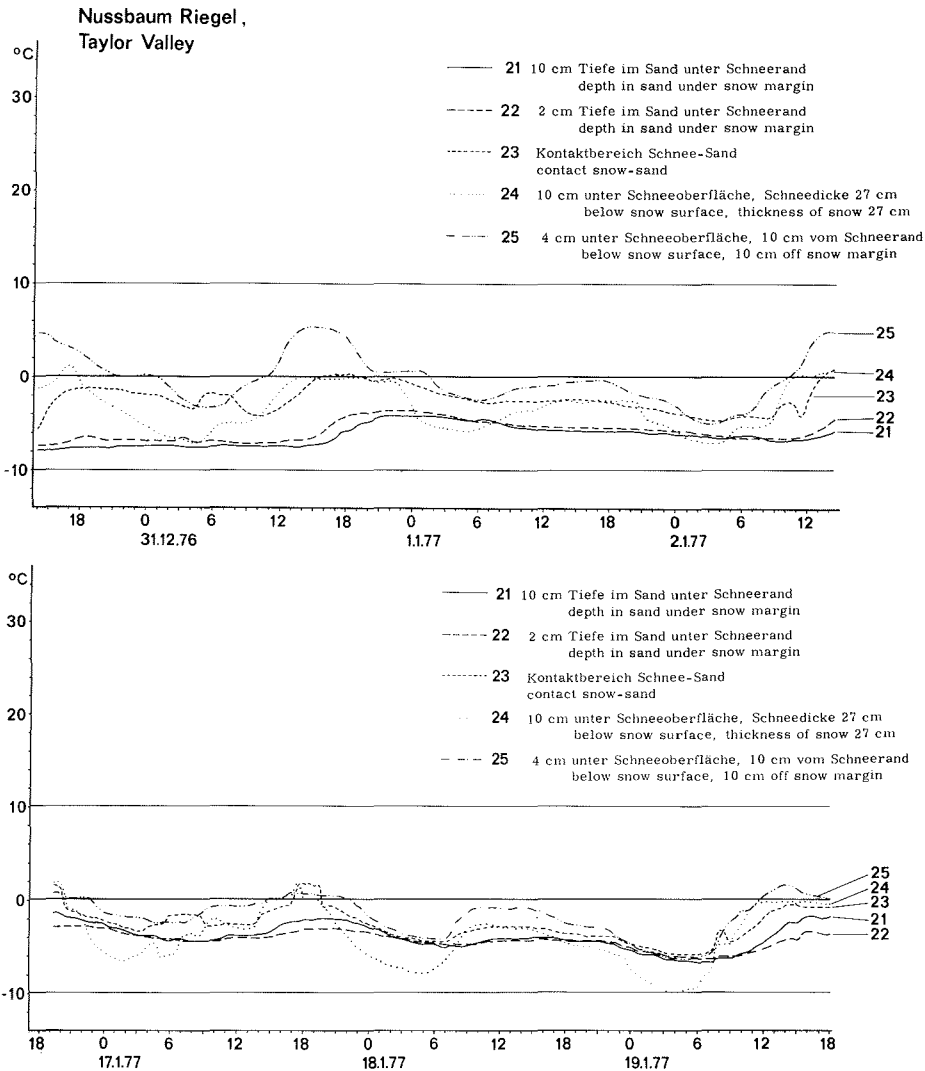


Abb. 18: Nussbaum Riegel, Taylor Valley: Temperaturen am Schneefleckenrand.

Fig. 18: Nussbaum Riegel, Taylor Valley: temperatures at the margin of snow field.

höherer Verdunstung wird die Gesteinsfeuchtigkeit gesogen, und mit ihr werden die gelösten Salze in Oberflächennähe transportiert, wo sie auskristallisieren und zur Gesteinssprengung führen. Die sogenannte Salzsprengung muß, wie in anderen Trockengebieten, für die physikalische Verwitterung anteilmäßig besonders hoch eingeschätzt werden. Temperaturbedingte Gesteinsspannungen, Frost- und Salzsprengung verursachen

eine physikalische Gesteinsverwitterung in der Antarktis, die auf die Gesteinsoberflächen konzentriert ist. Zusätzlich wirken diese Prozesse entlang vorhandener Risse im Gestein auch etwas tiefer in das Gestein hinein.

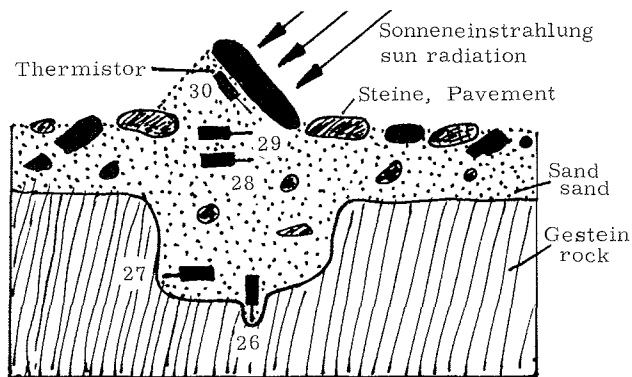


Abb. 19: Meßstellen unter Stein (M. F. 26—30), Dez./Jan. 1976/77.

Fig. 19: Location of thermistors (26—30) under rock surfaces: Dec./Jan. 1976/77.

Die Höhe der erreichten absoluten Temperatur über Null Grad Celsius ermöglicht in der Antarktis chemische Verwitterungsvorgänge an der Oberfläche der Gesteine, die mit denen aus anderen Klimaräumen vergleichbar sind. In Zusammenarbeit mit dem Institut für Mineralogie der Universität Hannover, Frau Dr. von Hodenberg, wurden verwitterte Gesteine aus den Dry Valleys untersucht. Dünnschliffe zeigten deutlich zersetzte Feldspäte, die demonstrieren, daß chemische Verwitterung auch im antarktischen Klima möglich ist. Allerdings ist dabei zu berücksichtigen, daß die Zeit im Jahr für derartige chemische Verwitterung vergleichsweise kurz ist. Die chemische Verwitterung schreitet langsam voran, muß aber nicht unbedingt anderen Prozessen folgen als in wärmeren Klimaten. Die chemisch-physikalischen Reaktionen sind von Faktoren wie: Ausgangsgestein, Temperatur, Feuchtigkeit, Trocken-Feucht-Wechsel, pH-Wert etc. abhängig. Bei zeitweise gleichen Bedingungen, mögen sie auch jeweils nur kurz sein, laufen gleiche chemische Reaktionen ab. Diese chemisch-physikalischen Bedingungen und resultierende Prozesse müssen wir daher untersuchen, um ähnliche Verwitterungsprozesse in verschiedenen Klimaräumen zu verstehen. Dabei ist es möglich, daß zeitweise im Jahr sehr ähnliche bis gleiche Verwitterungsbedingungen in verschiedenen Klimaten der Erde auftreten können. Die Verwitterungsgeschwindigkeit wird gegebenenfalls außerordentlich unterschiedlich sein, so daß gleiche Verwitterungsstadien nach sehr verschieden langer Zeitdauer erreicht werden.

Die klimamorphologischen Untersuchungen in der Antarktis sind aus obigen Gründen auf mikroklimatische Messungen zu basieren, die vor allem den kurzzeitigen Wechsel im Mikrobereich der Oberfläche erfassen. Temperaturmessungen im Gestein und Boden, die den sommerlichen Tagesgang erfassen, sind hierzu ein notwendiger Beitrag. Lufttemperaturen allein und Mittelwerte aus einem größeren Gebiet sind für die Untersuchung der Verwitterungsprozesse und das Studium der Hangformung in der Antarktis nicht ausreichend.

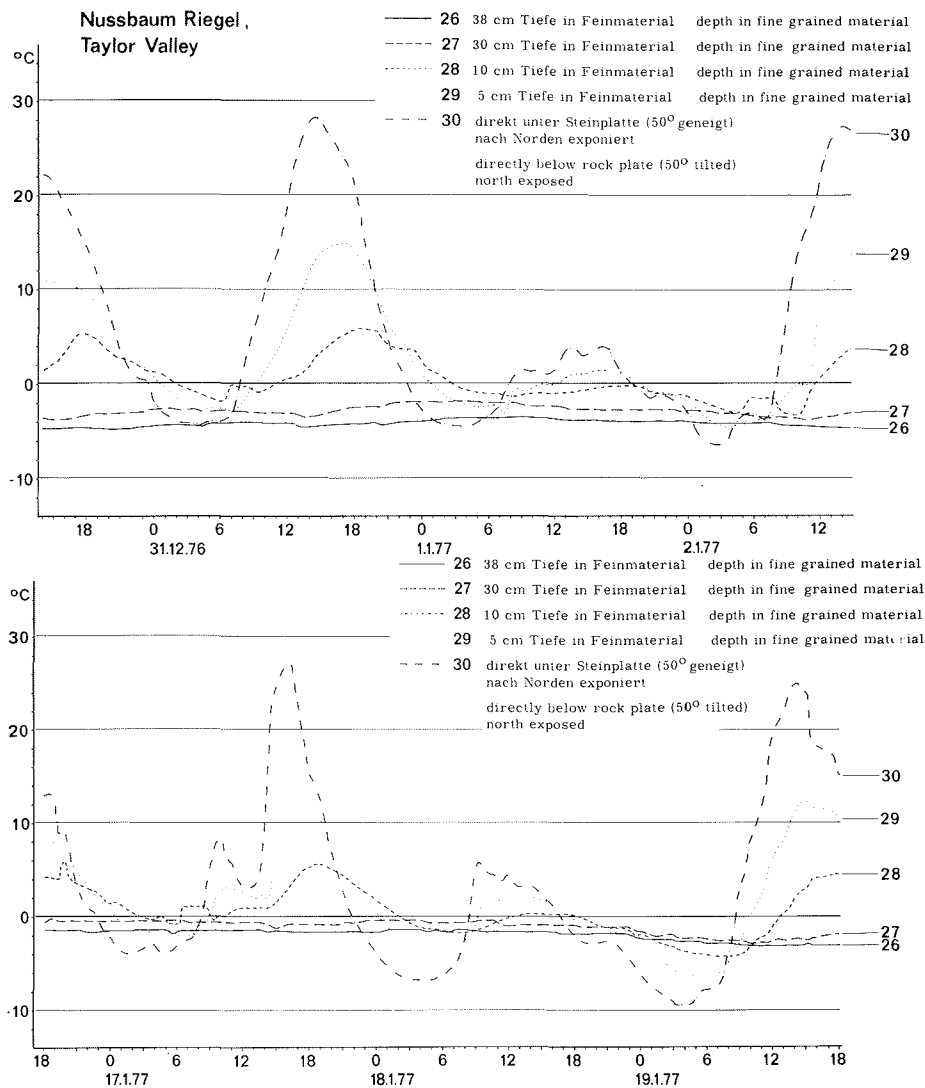


Abb. 20: Nussbaum Riegel, Taylor Valley: Temperaturen unter Stein auf Feinmaterial.

Fig. 20: Nussbaum Riegel, Taylor Valley: temperatures under rock on fine-grained moraine material.

Literatur

- Angino, E. E., Turner, M. D. & E. J. Zeller (1962): Reconnaissance Geology of Lower Taylor Valley, Victoria Land, Antarctica. — Geol. Soc. Am. Bull. 73: 1553—1561.
- Armstrong, R. L., Hamilton, W. & G. H. Denton (1968): Glaciation in Taylor Valley, Antarctica, older than 2,7 million years. — Science 159: 187—189.
- Berg, T. E. & R. F. Black (1966): Preliminary Measurements of Growth of Nonsorted Polygons, Victoria Land, Antarctica. — Antarctic Res. Ser. 8: 61—108.
- Black, R. F. & T. E. Berg (1964): Glacier Fluctuations Recorded by Patterned Ground, Victoria Land. — SCAR Geol. Symp. Cape Town: 107—122.
- Bull, C. (1966): Climatological Observations in Ice-Free Areas of Southern Victoria Land, Antarctica. — Antarctic Res. Ser. 9: 177—1994.

- Calkin, P. E. & C. Bull (1972): Interaction of the East Antarctic Ice Sheet, Alpine Glaciation and Sea-Level in the Wright Valley Area, Southern Victoria Land. — In: Antarctic Geology and Geophysics: Symposium on Antarctic Geology: 435—440, Oslo.
- Denton, G. H. & R. L. Armstrong (1968): Glacial Geology and Chronology of the McMurdo Sound Region. — US Antarctic J. III (4): 99—101.
- Denton, G. H., Armstrong, R. L. & M. Stuiver (1969): Histoire glaciaire et chronologie de la région du détroit de McMurdo, sud de la Terre Victoria, Antarctide, note préliminaire. — Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynamique 11: 265—278.
- Eisbacher, G. H. (1973): In-situ Gesteinsspannungen und Mechanismen der Klüftöffnung. — Geol. Rdsch. 62 (1): 29—53.
- Gerber, E. & A. E. Scheidegger (1969): Stress-Induced Weathering of Rock Masses. — Eclogae Geol. Helv. 62 (2): 401—415.
- Ghent, E. D. (1970): Chemistry and Mineralogy of the Falconer Pluton and Associated Rocks, Lower Taylor Valley, South Victoria Land, Antarctica. — Trans. N. Z. Royal Soc., Earth Sci. 8 (9): 117—132.
- Gunn, B. M. & G. Warren (1962): Geology of Victoria Land between Mawson and Mulock Glaciers, Antarctica. — N. Z. Geol. Survey Bull. n. s. 71: 1—157.
- Hamilton, W. et al. (1965): Diabase Sheets of the Taylor Glacier Region, Victoria Land, Antarctica. — US Geol. Survey Prof. Paper 456-B: 1—71, Washington.
- Haskell, T. R. et al. (1965): The Geology of the Middle and Lower Taylor Valley of the South Victoria Land, Antarctica. — Trans. N. Z. Royal Soc. 2 (12): 169—186.
- McCraw, J. D. (1962): Volcanic Detritus in Taylor Valley, Antarctica. — N. Z. J. Geol. Geophys. 5: 740—745.
- Mead, K. L. (1978): Bibliography of International Dry Valley Publications 1907—1977. — Antarctic Div., N. Z. Dept. Scient. Industr. Res.: 1—162, Christchurch.
- Miotke, F.-D. (1979): Die Formung und Formungsgeschwindigkeit von Windkantern in Victoria-Land, Antarktis. — Polarforschung 49 (1): 30—43.
- Müller-Salzburg, L. (1969): Geomechanische Auswirkungen von Abtragungsvorgängen. — Geol. Rdsch. 59 (1): 163—178.
- Péwé, T. L. (1960): Multiple Glaciation in the McMurdo Region, Antarctica, a progress report. — J. Geol. 68 (5): 498—514.
- Péwé, T. L. (1962): Age of Moraines in Victoria Land, Antarctica. — J. Glaciol. 4 (31): 93—100.
- Robertson, E. I. & W. J. P. Macdonald (1962): Electrical Resistivity and Ground Temperature at Scott Base, Antarctica. — N. Z. J. Geol. Geophys. 5: 797—809.
- Taylor, G. (1922): The Physiography of the McMurdo Sound and Granite Harbour Region (British Antarctic Terra Nova Exp. 1910—13), London.
- Thompson, D. C. & W. J. P. Macdonald (1961): Meteorology — Scott Base. — N. Z. Meteor. Serv., Meteor. Office Note 48: 37—56.
- Thompson, D. C. & W. J. P. Macdonald (1962): Radiation Measurements at Scott Base. — N. Z. J. Geol. Geophys. 5: 874—909.
- Thompson, D. C., Bromley, A. M. & R. M. F. Craig (1971): Ground Temperatures in an Antarctic Dry Valley. — N. Z. J. Geol. Geophys. 14 (3): 477—483.
- Thompson, D. C., Craig, R. M. F. & A. M. Bromley (1971): Climate and Surface Heat Balance in an Antarctic Dry Valley. — N. Z. J. Sci. 14 (2): 245—251.
- Selby, M. J. & A. T. Wilson (1971): Possible Tertiary Age for some Antarctic Cirques. — Nature 229: 623—624.
- Vucetich, C. G. & P. H. Robinson (1978): Quarternary Stratigraphy and Glacial History of the Lower Taylor Valley, Antarctica. — N. Z. J. Geol. Geophys. 21 (4): 467—482.