

# Energetische Abschätzungen zur Existenz sommerlich schnee- und eisfreier Täler in der Antarktis

Von Julius Werner\*

**Zusammenfassung:** Mangels Direktmessungen wird versucht, für den Sommer die wichtigsten Wärmehaushaltsgrößen von Trockentälern des Transantarktischen Gebirges durch Analogieschlüsse zu vergleichbaren polaren Standorten grob abzuschätzen. Dabei scheint sich die Möglichkeit abzuzeichnen, die Existenz derartiger sommerlich schnee- und eisfreier antarktischer Talzonen als energetisch durchaus plausibel zu erklären.

**Summary:** Because direct measurements are lacking, rough estimations of the summerly energy budget of Dry Valleys in the Transantarctic Mountains by analogies from comparable polar sites are tried. It seems to be possible to explain such antarctic valley sites (lacking snow and ice in summer) as quite plausible respecting energy considerations.

## EINLEITENDE ANMERKUNGEN

Während der Polarsommermonate werden an verschiedenen Stellen im Bereich des Transantarktischen Gebirges weitgehend schnee- und eisfreie Talböden angetroffen. So berichteten MIOTKE (1979) und MIOTKE & HODENBERG (1980) über Untersuchungen zur physikalischen und chemischen Verwitterung im Gebiet der Dry Valleys, Süd-Victoria-Land.

Seit langem sind vergleichbare Erscheinungen an Tälern des grönländischen Küstenbereichs bekannt und von Siedlern genutzt; die relative Klimagunst derartiger Standorte äußert sich u. a. in positiven Temperaturanomalien, die auf vorwiegend trockenadiabatische Erwärmungsvorgänge in der vom Inlandeis herabfließenden Kaltluft zurückgeführt werden. — Ähnliche Effekte dürften auch bei dem hier gewagten Versuch einer Grobabschätzung zur sommerlichen Energiesituation in randantarktischen Talzonen mit zu berücksichtigen sein; die hier angestellten (mangels Direktmessungen sehr spekulativen) Überschlagsrechnungen können und sollen nur die jeweiligen Größenordnungen der Energieumsätze im Vergleich mit der Talumgebung erkennen lassen. Schließlich soll der Ausblick auf die daraus resultierenden Ablationsvorgänge zeigen, ob die Existenz derartiger Dry Valleys energetisch „plausibel“ erscheint — mehr vermag eine solche „Daumenpeilung“ nicht zu leisten.

Die Betrachtung der Energieumsätze in einem solchen antarktischen Tal auf ca. 75° s. Breite gehe von 4 Prämissen aus:

1. Der Talboden sei zu Beginn des Sommers vollkommen schneebedeckt, d. h. die Globalstrahlungs-Albedo entspreche mit  $\approx 83\%$  zunächst etwa den Werten, wie sie 1959 und 1967 in Westgrönland in vergleichbaren Höhen angetroffen wurden (AMBACH 1963, 1972) und wie sie bei SCHWERTFEGGER (1970) für einige Stationen der Antarktis zusammengestellt sind. Die völlig veränderte Energiesituation nach dem Ausapern des Gesteinsuntergrundes bleibe hier zunächst außer Betracht.

---

\* Prof. Dr. Julius Werner, Institut für Geographie der Universität, Robert-Koch-Str. 26, 4400 Münster (Westf.)

Für zweckdienliche Anregungen und Hinweise wird insbesondere Herrn Prof. Dr. W. Ambach, Innsbruck, an dieser Stelle herzlich gedankt.

2. Die Talumgebung liege in durchschnittlich 1500 m NN, der Talboden in rd. 500 m NN; von der daraus resultierenden theoretischen Obergrenze trockenadiabatischer Lufterwärmung mögen oberflächennah 5 K wirksam werden. Diese Temperaturdifferenz deckt sich weitgehend mit den von MIOTKE & HODENBERG (1980) im Dezember 1978 durchschnittlich beobachteten Lufttemperaturen um  $-5^{\circ}\text{C}$  in einem derartigen Tal und den etwa  $-10^{\circ}\text{C}$ , die gemäß den Dezember-Klimadaten der WMO (1979) sowie einiger nationaler Wetterdienste in der Umgebung bei rd. 1500 m NN geherrscht haben dürften.
3. Die Schneeoberfläche um 1500 m NN möge im Mittel etwa 1 K kälter sein als die oberflächennahe Luft; in dem gedachten Tal des Transantarktischen Gebirges möge die (noch nicht schmelzende) Schneefläche Durchschnittstemperaturen aufweisen, die um 2 K unter denen der trockenadiabatisch erwärmten Luft liegen.
4. Bedingt durch mutmaßliche Lee-Effekte mit der Tendenz zur Wolkenauflösung und Niederschlagsverringern werden die Brutto-Akkumulation gegenüber den Hochflächen als um 10 % niedriger und die Globalstrahlung im Tal als um 10 % höher angenommen. Dabei wird von der Vorstellung ausgegangen, daß die Lufterwärmung eine Wolken- und Nebelauflösung begünstigt, so wie es in Lee-Lagen von Gebirgen mittlerer Breiten zumal dann beobachtet wird, wenn aus synoptischen Gründen derartige Querströmungen häufig auftreten und/oder lange andauern. Zwar weist in 1500 m NN die optische Luftmasse geringere Werte auf als in 500 m NN; dennoch kann der größere Anteil diffuser Himmelsstrahlung in tieferen Lagen durchaus höhere Globalstrahlungs-Gesamtsummen bedingen als auf den Hochflächen.

## DIE WÄRMEHAUSHALTSGRÖSSEN

### Globalstrahlung

Für einen durchschnittlichen Antarktis-Sommertag in  $75^{\circ}$  s. Breite wurde in 1500 m NN von  $2700 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$  ausgegangen. Dieser Betrag deckt sich hinreichend gut sowohl mit den von SCHWERDTFEGGER (1970) zusammengestellten Antarktis-Werten als auch mit den von AMBACH in Westgrönland (Carrefour, 1850 m NN und Camp VI-EGIG, 1013 m NN) bestimmten sommerlichen Globalstrahlungstagesmitteln. Für das angenommene Antarktis-Tal möge sich dieser Wert (unabhängig von der Schneebedeckung) um 10 % auf  $2970 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$  erhöhen. Der nicht schmelzende Schnee möge davon 17 %, der Felsschutt 80 % absorbieren, womit sich die in Tab. 1 eingetragenen Beträge ergeben.

### Langwellige Strahlungsbilanz

Der angenommene Mittelwert von  $-450 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$  entspricht wiederum vergleichbaren Angaben aus

1	Tal-Umgebung	Talsohle ( $\approx 500$ m NN)	
	$\approx 1500$ m NN schneebedeckt	schneebedeckt	weitgehend schneefrei
Globalstrahlung total	+ 2700	+ 2970	+ 2970
Globalstrahlung absorbiert	+ 460	+ 505	+ 2375
langwellige Strahl.-Bilanz	-450	-465	-710
fühlbarer Wärmestrom	+ 120	+ 240	-1400
latenter Wärmestrom	-65	-85	-130
Schnee- und Untergrunderwärmung	-65	-65	-135
Überschußenergie z. Schneeschmelze	0	+ 130	0

Tab. 1: Mögliche Energiehaushaltsgrößen im Bereich des Transantarktischen Gebirges bei  $\approx 75^{\circ}$  s. Breite während des Sommers. Tageswerte in  $\text{J} \cdot \text{cm}^{-2}$ .

Tab. 1: Probable components of the energy budget in the area of the Transantarctic Mountains in about  $75^{\circ}$  s. latitude during summer. Diurnal values in  $\text{J} \cdot \text{cm}^{-2}$ .

der Antarktis selbst; die Differenzen ergeben sich aus Überschlagsrechnungen mittels der Ångström-Formel für die langwellige atmosphärische Gegenstrahlung und der Stefan-Boltzmann-Gleichung für die Ausstrahlung der jeweiligen Oberflächen bei der Emissivität  $\epsilon = 0,95$  für Schnee bzw.  $0,90$  für Felschutt.

#### *Fühlbarer Wärmestrom*

Für den Vertikalstrom fühlbarer Wärme  $Q_H$  wird in guter Übereinstimmung mit sommerlichen Messungen in Devon Island, Carrefour und Mirny ein Tagesmittel von  $+120 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$  angesetzt. Geht man von der Abschätzung AMBACHS (1976) aus, gemäß der in Carrefour bei Änderung des Temperaturunterschiedes zwischen Schneeoberfläche und Luft um  $1 \text{ K}$  der fühlbare Wärmestrom um  $109 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$  differiert, dann dürften die in der ca.  $1500 \text{ m NN}$  hohen antarktischen Talumgebung angenommenen  $+120 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$  angesichts der dort wohl etwas höheren Windgeschwindigkeit einer mittleren Temperaturdifferenz von rd.  $1 \text{ K}$  entsprechen. Da der Vertikalstrom fühlbarer Wärme durch das Produkt von Austauschkoefizient und Temperaturdifferenz zwischen Oberfläche und Luft ( $T_O - T_L$ ) beschrieben wird, weist  $Q_H$  normalerweise für  $T_O < 0^\circ\text{C}$  und bei Fehlen leelagebedingter trockenadiabatischer Erwärmungseffekte keine systematische Abhängigkeit von der Meereshöhe auf. So stimmt der in Mirny ( $35 \text{ m NN}$ ) im Nov./Dez. 1957 bestimmte Mittelwert von  $+123,5 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$  mit dem von AMBACH im Mai/Juli 1967 für Carrefour ( $1850 \text{ m NN}$ ) gefundenen Durchschnittswert  $+129,8 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$  weitgehend überein.

Unter der Annahme von  $(T_O - T_L) = -2 \text{ K}$  am Boden eines derartigen Trockentales im Transantarktischen Gebirge ergibt sich der in Sp. 3 von Tab. 1 mit  $+240 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$  beträchtliche Gewinn an fühlbarer Wärme. — Um auch einen Vergleichswert für einen angenommenen schneefreien Talboden zu erhalten, wurde — wiederum unter Bezug auf die Messungen von MIOTKE & HODENBERG (1980) am Felschutt in den Dry Valleys — für  $(T_O - T_L)$  ein Mittelwert von  $+10 \text{ K}$  angenommen. Daraus gelangt man bei gleicher Bewindung aber größerer Oberflächenrauigkeit ( $z_o \approx 0,05 \text{ cm}$ ) zu dem in Sp. 4 eingesetzten hohen Energieverlustbetrag um  $-1400 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ . Immerhin kann dieser besonders grob geschätzte Wert eine gewisse Bestätigung seiner mutmaßlichen Größenordnung dadurch erhalten, daß auf eine seit langem mit Erfolg für den Wärmeübergang zwischen Wasser ( $z_o \approx 0,01 \text{ cm}$ ) und Luft verwendete Bestimmungsgleichung zurückgegriffen wird (WERNER 1977, 1982):

$$Q_H = -49,2 \cdot u^{0,65} \cdot (T_O - T_L) \quad \text{in } \text{J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}.$$

Dieser gegen vertikale Temperaturschichtungsunterschiede relativ „robuste“ Ansatz erbringt mit der Windgeschwindigkeit  $u = 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  und  $(T_O - T_L) = +10 \text{ K}$  als Ergebnis  $Q_H = -1211 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ , d. h. einen gegenüber Sp. 4 um rd.  $13 \%$  geringeren Wert. Hier ist jedoch zu berücksichtigen, daß  $z_o$  über teilweise nacktem Felschutt bei  $0,05 \text{ cm}$  liegen dürfte, wodurch sich der Betrag für  $Q_H$  erhöht. — Die Untersuchungen in der kanadischen Arktis bei Pond Inlet, N.W.T., haben hierzu einige verwertbare Anhaltspunkte geliefert (WERNER 1973).

Die von den nackten Felspartien abgegebene fühlbare Wärme verstärkt das Schmelzen und Verdunsten benachbarter Schneeflächen in derartigen Tälern durch Advektion erwärmter Luft erfahrungsgemäß sehr wirkungsvoll.

#### *Latenter Wärmestrom*

Das sommerliche Tagesmittel des Vertikalstromes latenter Wärme  $Q_E$  wurde für  $1500 \text{ m NN}$  mit  $-65 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$  angesetzt, was bei kalter Schneeoberfläche einem Verdunstungsbetrag von  $\approx 0,02 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$  als Wasseräquivalent entspricht. Unter Rückgriff auf Angaben von AMBACH (1976) für Carrefour läßt sich der latente Wärmestrom nach einigem Rechnen mit „plausiblen Annahmen“ durch die Dalton-Formel beschreiben, die über Schneeflächen der Rand-Antarktis in rd.  $1500 \text{ m NN}$

$$Q_E = -113 \cdot (E_O - e_L) \quad \text{in } \text{J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$$

lauten könnte. Dabei sind der Sättigungsdampfdruck  $E_O$  zur Schneeoberflächentemperatur  $T_O$  sowie der Dampfdruck der Luft  $e_L$  in mbar einzusetzen. Der in Anlehnung an Carrefour angenommene Mittelwert

von 0,6 mbar für  $(E_O - e_L)$  ergibt jene  $-65 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ , die in Sp. 2 aufgeführt sind, sofern Oberflächenrauigkeit und mittlere Windgeschwindigkeit sich nicht allzu sehr von Carrefour unterscheiden.

In den Tälern von Victoria-Land dürfte  $(E_O - e_L)$  einen Zahlenwert näher bei 1 mbar aufweisen; mit 0,75 mbar erhält man  $-85 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$  für Schneeflächen, was einem Verdunstungs-Wasseräquivalent von durchschnittlich  $0,03 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$  entspricht. — Um auch für den Felschutt in den Talungen einen rohen Anhaltswert für den latenten Wärmestrom zu erhalten, wurde die potentielle Verdunstung mit der für freie Wasserflächen bewährten Formel

$$Q_{\text{Epot}} = -98 \cdot u^{0,65} \cdot (E_O - e_L) \quad \text{in } \text{J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$$

(WERNER 1977, 1982) bei  $(E_O - e_L) = 1,0 \text{ mbar}$  und  $u = 4,0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  bestimmt. Für die aktuelle Verdunstung wurden behelfsweise 50 % von  $Q_{\text{Epot}}$  in Ansatz gebracht, wodurch sich die  $-130 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$  in Sp. 4 ergeben, sofern man wiederum auch hier von einer gegenüber Wasser größeren Oberflächenrauigkeit ausgeht.

#### *Schnee-, Eis- und Fels erwärmung*

Die Beträge für Schneeflächen wurden in Anlehnung an AMBACH (1976) geschätzt; insbesondere die Temperaturmessungen von MIOTKE & HODENBERG (1980) scheinen bei weitgehend schneefreiem Lockermaterial für einen im Vergleich mit Schnee und Eis reichlich doppelt so hohen Durchschnittswert zu sprechen.

### FOLGERUNGEN FÜR DIE MASSEN Bilanz

Per Saldo ergibt sich für die angenommene randantarktische schneebedeckte Talsohle mit  $+130 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$  ein Energieüberschuß, dem pro angenommenem Ablationstag rechnerisch eine Schmelze von knapp  $0,4 \text{ cm}$  Wasseräquivalent entspricht. So geht STAUFFER (1980) — ebenfalls in Anlehnung an AMBACH (1963, 1972) für sommerliche Schneeflächen Grönlands — von  $0,9 \text{ cm}$  pro Ablationstag aus. Da in Grönland bei  $\approx 70^\circ \text{ n.}$  Breite durch großräumige sommerliche Luftmassenadvektion infolge zyklonaler Ereignisse wahrscheinlich eine wesentlich höhere Energiezufuhr vorliegt als in der Antarktis bei  $\approx 75^\circ \text{ s.}$  Breite, dürften die  $0,4 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$  einen nicht ganz abwegigen Wert darstellen.

Der vergleichsweise hohe Energieumsatz in einem angenommenen schneefreien Tal (Sp. 4 von Tab. 1) paßt durchaus zu den von MIOTKE & HODENBERG (1980) im Dezember 1978 nicht selten angetroffenen Gesteinsoberflächentemperaturen um  $+30^\circ \text{C}$  in den Dry Valleys; hier treten die physikalisch bedingten energetischen Unterschiede zwischen Schnee- und Felsflächen hochpolarer Lage deutlich hervor.

Die von REINWARTH auf der 12. Internationalen Polartagung in Innsbruck 1981 mitgeteilten Wasseräquivalente der durchschnittlichen Netto-Akkumulation entsprechen mit  $30 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$  in der Atka-Bucht und  $22 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$  an der Filchner-Station recht gut den Werten in der Übersichtskarte von SCHWERDT-FEGER (1970). Daraus möge der Schluß gezogen werden, daß im Bereich des Transantarktischen Gebirges bei  $75^\circ \text{ s.}$  Breite im Mittel  $20 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2}$  erwartet werden können. Für die Massenbilanz ergeben sich daraus die in Tab. 2 eingesetzten Werte.

Gemäß der mittleren täglichen Energiebilanz verdunsten in 60 angenommenen Sommertagen bei 1500 m NN insgesamt rd.  $1 \text{ cm}$  Wasseräquivalent, woraus sich bei fehlender Ablation die Brutto-Akkumulation mit  $21 \text{ cm}$  Wasserwert ergibt. In einem um 1000 m tiefer gelegenen Tal mögen 90 % der Brutto-Akkumulation der Umgebung, d. h. knapp  $19 \text{ cm}$  Wasseräquivalent, vorliegen. Unter Abzug der 60-Tage-Verdunstung ( $2 \text{ cm}$ ) und einer mutmaßlichen Ablation an geschätzten 20 Tagen — AMBACH (1972) geht in W.-Grönland bei 500 m NN von knapp 100 Ablationstagen pro Jahr aus — ( $8 \text{ cm}$ ) verbleiben für die Netto-Akkumulation  $9 \text{ cm}$  Wasserwert pro Jahr. Dieser geringe Betrag wird mit Sicherheit weiter gegen 0 gehen, da die hohe Energieabgabe bereits ausgeaperter Schuttpartien die Schmelzvorgänge beschleunigt. Wenn auch Ablationsprozesse innerhalb niedrig gelegener schneebedeckter aber unverglet-

	Tal-Umgebung ≈ 1500 m NN schneebedeckt	Talsole ≈ 500 m NN schneebedeckt
1	2	3
Brutto-Akkumul.	21	19
Verdunstung	1	2
Ablation	0	8
Netto-Akkumul.	20	9

Tab. 2: Mögliche Massenbilanzgrößen im Bereich des Transantarktischen Gebirges bei  $\approx 75^\circ$  s. Breite. Jahreswerte in cm Wasseräquivalent.

Tab. 2: Probable components of the mass balance in the area of the Transantarctic Mountains in about  $75^\circ$  s. latitude. Annual values in cm water equivalent.

scherer Täler des antarktischen Randbereichs zu Beginn des Sommers sicherlich nur sehr zögernd in Gang kommen, so dürften die ersten nackten Gesteinspartien in ihrer unmittelbaren Umgebung die Ablation und Verdunstung wirkungsvoll verstärken.

Angesichts der in einer solchen Talsole offenbar nur sehr geringen jährlichen Akkumulation erscheint also die Existenz sommerlich zeitweise schneefreier, von keinem Gletscher durchflossener Trockentäler energetisch keineswegs als abwegig. Es bleibt nur zu hoffen, daß Spekulationen mit „plausiblen Annahmen“ wie die hier vorgelegten möglichst bald durch gesicherte Messungen in situ ersetzt werden können.

#### Literatur

- Ambach, W. (1963): Untersuchungen zum Energieumsatz in der Ablationszone des Grönländischen Inlandeises. — *Medd. Grönland* 174 (4)
- Ambach, W. (1972): Zur Schätzung der Eis-Nettoablation im Randgebiet des Grönländischen Inlandeises. — *Polarforschung* 42 (1): 18—23.
- Ambach, W. (1976): Zum Wärmehaushalt im Akkumulationsgebiet des Grönländischen Inlandeises: Interpretation der thermischen Stabilität von kalten Schneeschichten. — *Polarforschung* 46 (1): 46—59.
- Miotke, F.-D. (1979): Zur physikalischen Verwitterung im Taylor Valley, Victoria-Land, Antarktis. — *Polarforschung* 49 (2): 117—142.
- Miotke, F.-D. & R. v. Hodenberg (1980): Zur Salzsprengung und chemischen Verwitterung in den Darwin Mountains und den Dry Valleys, Victoria-Land, Antarktis. — *Polarforschung* 50 (1/2): 45—80.
- Schwerdtfeger, W. (1970): The climate of the Antarctic. In: S. Orvig, Ed., *Climates of the Polar Regions, World Survey of Climatology* 14: 253—355, Amsterdam — London — New York.
- Stauffer, B. (1980): Wechselwirkung zwischen Klima und polaren Eiskappen. — In: H. Oeschger, B. Messerli & M. Svilar, Hrsg., *Das Klima: Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft* 286—296, Berlin — Heidelberg — New York.
- Werner, J. (1973): Untersuchungen zur Wechselwirkung zwischen Windprofil und Meereisdecke in der kanadischen Arktis bei Pond Inlet, N.W.T. — *Polarforschung* 43 (1/2): 23—31.
- Werner, J. (1977): Kraftwerksabwärme in der Hydrosphäre. Physiographische Untersuchungen zur Benutzung von Oberflächengewässern der Bundesrepublik Deutschland für Kühlzwecke bei der Erzeugung elektrischer Energie. — *Westf. Geogr. Studien* (34): 1—73.
- Werner, J. (1982): Brauchbare Energieumsatzformeln für den Grenzbereich Gewässeroberfläche/Luft. — *Wasserwirtschaft* 72 (1): 18—22.
- World Meteorological Organization, Hrsg. (1979): *Monthly Climatic Data for the World* 32 (1).