

schlag spenden, werden aber in dem Augenblick zu trockenen Winden, wo sie auch nur mit leicht absteigender Tendenz über das Plateau wehen. Die tagsüber durch eine Wolkenwand markierte Grenze der Nebel ist zugleich die Grenze der winterlichen Niederschläge. Somit überschneiden sich an den Rändern des Rotmeergrabens die sommerlichen und winterlichen Niederschläge in einer sehr interessanten, gesetzmäßigen Weise. Die geringen Winterniederschläge der Meeresküste nehmen an den Gebirgshängen als Steigungsregen und Nebel beträchtlich zu – in starker Abhängigkeit von der Windexposition –, erreichen aber am Hochlandrand ihr absolutes Ende. Die Sommerregen der Hochländer nehmen umgekehrt am Gebirgshang sehr schnell ab und hören am Fuß des Gebirges, am Rand der Grabensohle, gänzlich auf.

Für den jahreszeitlichen Ablauf des Naturgeschehens, den ich auf der eritreischen Seite studieren konnte, hat dies folgende Wirkungen.²⁸ Die Wüsten und Halbwüsten am Roten Meer sind wintergrün. Die unteren Teile der Gebirgsabhänge, die in der heißen Stufe der Kolla bleiben (bis 1000 oder 1200 m), haben ziemlich gleichmäßige Winter- und Sommerregen, allerdings in beiden Jahreszeiten so mäßig, daß kein immergrüner Regenwald entstehen kann, sondern nur ein mesophytischer Savannenwald, der weder strenge thermische noch hygrische Jahreszeiten aufweist – was in dieser Form wohl einzigartig auf der Erde ist. In den höheren Lagen, besonders in freier Ostexposition von 1500–2300 m (Woina Dega), überwiegt durchaus die Winterfeuchtigkeit, aber auch die Sommer haben ausreichend Niederschläge. Es ist die Zone des feuchten Bergwaldes, in der bei Frostfreiheit noch Kaffeekultur und Bananenbau betrieben werden können. In den gegen die östlichen Steigungswinde abgeschirmten Tälern jedoch herrscht bereits ausgesprochenes Sommerregenklima mit Wintertrockenheit wie weiter westlich auf dem Hochlande. Ein nur wenige Kilometer breiter Rand des eritreischen Altopiano empfängt aber noch die Sprühregen der östlichen Steigungswinde, was zur Folge hat, daß *dieselben Pflanzen, die weiter westlich mit ihrer Blüte- und Fruchtzeit auf die Sommerregen eingestellt sind, hier Winterblüher sind.*

²⁸ Troll, C./R. Schottenloher: Ergebnisse wissenschaftlicher Reisen in Äthiopien. Peterm. Geogr. Mitteil. 1939. – Troll, C.: Die Lokalwinde der Tropengebirge und ihr Einfluß auf Niederschlag und Vegetation. In: Studien zur Klima- und Vegetationskunde der Tropen. Bonner Geogr. Abhandl., 9, 1952.

ÖKOKLIMATISCHE ÜBERLEGUNGEN ZUM PROBLEM DER HUMIDITÄT/ARIDITÄT

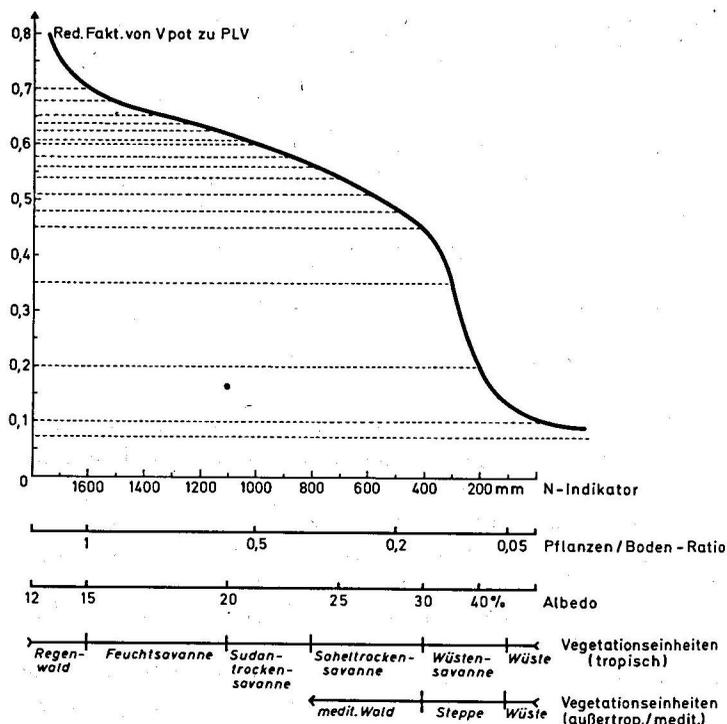
Ein Beitrag zur Klassifikation der Klimate

Von WILHELM LAUER und PETER FRANKENBERG

Problemstellung

Fragen des Wasserhaushaltes der Erde bedürfen angesichts der geringer werdenden Wasserreserven zunehmender wissenschaftlicher Erforschung. Die exakte Bilanz N–V von Landschaftsräumen zu ermitteln, ist nach wie vor sehr schwierig. Berechnungen über die potentielle Evapotranspiration (pET) als Verdunstungsterm basieren auf der Voraussetzung einer „gleich dichten Vegetation“, unbeschadet der differenzierenden Wirkung der Erdoberfläche, wie z. B. in Wüstenräumen oder in Regenwaldgebieten. Sie ermangeln bisher einer Berücksichtigung der wirklichen Vegetationsbedeckung. Zudem bedürfen die physikalisch exakten Berechnungen der pET (z. B. nach Penman) zu vieler Klimaparameter, die an der Mehrzahl der Klimastationen, vor allem in den Entwicklungsländern, nicht oder nur unzureichend ermittelt werden.

Ein Lösungsversuch liegt darin, statt pET eine „potentielle Landschaftsverdunstung“ (pLV) zu berechnen, die den realen Gegebenheiten der Vegetationsbedeckung nahekommt. Diese muß aus einer Verdunstungsgleichung für E_0 (Verdunstung freier Wasserflächen) abgeleitet werden, die eng mit den Werten nach Penman oder von Class-a-pan korreliert. Sie muß überdies der Forderung einer einfachen Berechnung genügen.



Die Ableitung der potentiellen Landschaftsverdunstung

Die potentielle Landschaftsverdunstung (pLV) ist definiert als die potentielle Verdunstung eines gegebenen Landschaftsausschnittes unter der Annahme stets optimaler Wasserversorgung des Bodens, einer „realen Landschaft“ mit ihrer wirklichen Vegetationsbedeckung und den gegebenen ökophysiologischen Reaktionstypen der Pflanzenwelt; pLV unterscheidet sich also von pET vor allem dadurch, daß der abstrakte Term „gleich dichte Vegetation“ durch die „reale Vegetationsbedeckung der Landschaft“ ersetzt wird. So kann die potentielle Verdunstung wirklichkeitsnäher ermittelt werden und damit auch der Wasserbilanzierung gegebener Landschaftsräume näherkommen – pLV wird über

gleitende Reduktionsfaktoren aus E_0 ermittelt, wobei die Vegetationsbedeckung des Bodens und die Albedo entscheidende Einflußgrößen sind (vgl. Abb.).

Die Ableitung der „Verdunstung freier Wasserflächen“

E_0 ist im Prinzip eine Funktion von für die Verdunstung verfügbarer Energie und dem Sättigungsdefizit. Die Schwierigkeit der Ermittlung dieser Verdunstungsgröße besteht vor allem darin, den Energieterm zu fassen. Dies geschieht über die „Äquivalenttemperatur“ (T_{ae}) als Maß des Gesamtwärmeinhalts der Luftschicht, die über dem verdunstenden Körper liegt. Das Produkt aus Äquivalenttemperatur und relativem Sättigungsdefizit [$T_{ae} \cdot S$] stellt sich als ein guter Ausdruck der Jahressumme der Verdunstung freier Wasserflächen heraus, wie Vergleiche mit Werten nach Penman und Class-a-pan zeigen. Als Ausgangswert zur Berechnung dieser Größe benötigt man nur die Temperatur, die relative Feuchte und den Luftdruck, Meßgrößen, die fast jede Station liefert. Monatswerte der Verdunstung freier Wasserflächen – ermittelt über das Produkt von Äquivalenttemperatur und relativem Sättigungsdefizit – zeigen die besten Übereinstimmungen mit gemessenen Werten (Class-a-pan), wenn die Werte von S mit dem Faktor 0,98 potenziert wurden:

$$pLV = \frac{T_{ae} \cdot S^{0,98}}{12}$$

Anwendungsbeispiel Afrika

In der konkreten Anwendung der abgeleiteten Größen pLV und E_0 ist die Wasserbilanz von Afrika errechnet worden: einerseits auf der Basis $N-E_0$, andererseits auf der Basis $N-pLV$. Für Ostafrika wurden humide Monate mit Trockengrenzwerten bei $N = E_0$ und $N = pLV$ berechnet und vergleichend kartographisch verdeutlicht. Der Ansatz über den Trockengrenzwertenwert $N = pLV$ führt zu ähnlichen Ergebnissen, wie sie Lauer auf der Basis des De Martonneschen Index 1951 und 1952 bereits vorgestellt hatte, was zeigt, daß nicht die „klimatische Wasserbilanz“ zur Erfassung des Verdunstungsvorganges

von Landschaften genügt, sondern die Vegetation in ihrem Verdunstungsverhalten berücksichtigt werden muß. Die über pLV ermittelte Anzahl der humiden Monate kann die Grundlage einer „landschaftsrealistischen“ Klimaklassifikation sein (vgl. Lauer/Frankenberg 1978).

Mit der Ableitung einer „potentiellen Landschaftsverdunstung“ (pLV) glauben die Verfasser, einen Weg gewiesen zu haben, der zu einer realistischeren Abschätzung der Wasserbilanz in verschiedenen Räumen führen kann. Die über die Größe pLV ermittelte Wasserbilanz wird als landschaftsökologische Wasserbilanz bezeichnet, da zugleich E_0 durch eine einfache Berechnungsformel mit Hilfe der Äquivalenttemperatur und dem relativen Sättigungsdefizit überdies noch physikalisch abgesichert ist, wird eine Möglichkeit geboten, mit wenigen Ausgangsdaten eine möglichst realistische Abschätzung einer klimatischen Wasserbilanz zu erreichen als Basis zur Ermittlung der potentiellen Landschaftsverdunstung.

Literatur

- Lauer, W. (1951): Hygrische Klimate und Vegetationszonen der Tropen mit besonderer Berücksichtigung Ostafrikas. In: Erdkunde, 5, S. 284–293.
- (1952): Humide und aride Jahreszeiten in Afrika und Südamerika und ihre Beziehungen zu den Vegetationsgürteln. Bonner Geogr. Abh., 9, S. 15–98.
- /P. Frankenberg (1978): Untersuchungen zur Ökoklimatologie des östlichen Mexiko. – Erläuterungen zu einer Klimakarte 1:500000. Colloquium Geographicum, 13, S. 1–134.
- Penman, H. L. (1948): Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. Proceedings Roy. Soc. A., 193, S. 120–145.

III

BEITRÄGE ZUR REGIONALEN KLIMAGEOGRAPHIE