

DIE KLIMATE DER ERDE

Eine Klassifikation auf ökophysiologischer Grundlage der realen Vegetation

Mit 11 Abbildungen, 8 Tabellen und 3 Beilagen (V-VII, 1-4)

WILHELM LAUER, M. DAUD RAFIQPOOR und PETER FRANKENBERG

Zum fünfzigjährigen Jubiläum der *Erdkunde* - In Erinnerung an CARL TROLL

Summary: Climates of the earth - a classification on the base of eco-physiological characteristics of the real vegetation

In this contribution a classification of climates of the earth is presented on the base of eco-physiological characteristics of the real vegetation. It considers the regional differentiation of the heat and water budget as well as the interaction of the system "climate-soil-plant" in the sense of an ecological "circuit".

The delimitation of *climatic zones* is based on the spatial variation of *solar radiation*. The limits of the four principal zones (tropics, subtropics, mid-latitudes and polar regions) are quantitatively marked by *day-length variation of irradiation*.

Within the solar radiation zones, *climatic types* are defined on the base of parameters of the heat and water budget. These climatic types form spatial units (climatic regions) by the interference of the isolines indicating the duration of the thermic (*Isothermomenes*) and hygric (*Isohygromenes*) vegetation period.

The duration of the *thermic vegetation period* is defined by the number of months with average temperatures above a certain threshold-value. They mark the beginning and the end of the vegetative phase.

The duration of *hygric vegetation period* results in the water budget equation: $N - pLV$. A month, however, is humid when the precipitation reaches at least the calculated potential landscape evapotranspiration (pLV).

The *climatic map*, developed with the aid of the hygrothermic parameter, shows the present state of the climatic configuration of the earth's surface, including its actual cover of plant. The *methodical way* opens up the possibility to record quantitatively every climatic variation caused by a change of vegetation cover with the help of available data.

Brauchen wir eine weitere Klimaklassifikation?

„Die Schaffung weiterer Klassifikationen hat wohl erst dann einen Sinn, wenn eine großzügigere Erfassung möglichst vieler klimatisch-charakteristischer Größen erreicht ist“. So schrieben KARL KNOCH und ALFRED SCHULZE 1952 in ihrer zusammenfassenden Abhandlung über „Methoden der Klimaklassifikation“. Die Autoren dieses Beitrages vertreten die Auffassung, daß das Klima heute in seiner gesamten

Komplexität durch die bessere Datenlage, die Anwendung modernerer Methoden und zweckgebundener Zielvorstellungen genauer erfaßt werden kann.

Die Konzeption der vorliegenden Klassifikation der Klimate geht vom *Strahlungshaushalt* der Erde als Ursache allen Klimageschehens aus, mit dem Akzent der *Wechselwirkung des Wärme- und Wasserhaushaltes* im System *Atmosphäre-Erdoberfläche* unter besonderer Berücksichtigung des *realen Pflanzenkleides* in seiner vielfältigen räumlichen Differenzierung und seiner Funktion als Indikator des irdischen Klimas. Das Konzept läßt sich nicht ohne weiteres in das übliche System der effektiven bzw. genetischen Klassifikationen einordnen. Genetische Elemente des Klimas finden ebenso Berücksichtigung wie auch die Vegetation als effektives Element. Es wird angestrebt, rechnerisch ermittelte Parameter des Wärme- und Wasserhaushaltes für die räumliche Differenzierung der Klimatypen der Erde herauszuarbeiten. Auf der Basis einer möglichst großen Zahl von Klimastationen und Auswertung phänologischer und ökophysiologischer Proxidaten werden Klimatypen entwickelt und deren Grenzwerte quantitativ bestimmt. Daraus ergibt sich ein fundiertes Gerüst von Klimazonen und Klimatypen. Die Quantifizierung ihrer Grenzen unterscheidet dieses Konzept von den klassischen Ansätzen.

Unter den bisherigen Klassifikationen, die auf dem Pflanzenkleid der Erde aufbauten, ist zweifellos diejenige von WLADIMIR KÖPPEN (1923) die bedeutendste. Sie hat größte Verbreitung und Wertschätzung erlangt und ist wegen des prägnanten, logischen Aufbaus und des minutiösen Inhalts eine der meistbenutzten Klassifikationen. KÖPPENS erste Klassifikation (1901) basierte auf der Verbreitung des Vegetationskleides nach dem Konzept von A. DE CANDOLLE (1874). In seiner umgestalteten Klassifikation von 1918 und 1923 definierte KÖPPEN die Klimazonen mit Schwellenwerten, Andauerzeiten der Temperatur- und Niederschläge sowie Temperatur/Niederschlag-Indizes und drückte die ermittelten Typen durch eine Buchstabenkombination aus. Trotz des ausgespro-

chen gut durchdachten Systems weist diese Klimaklassifikation natürlich auch Inkonsequenzen auf, die von vielen Nachfahren diskutiert wurden, darunter auch von CARL TROLL (1964) im Zusammenhang mit seiner eigenen Klassifikation.

HERMANN v. WISSMANN faßte 1939 den Stand der Forschung zur effektiven Klimaklassifikation zusammen und setzte die gewonnenen Erkenntnisse in eine Karte der Klimagebiete Eurasiens um. Für die Abgrenzung einzelner Klimaregionen benutzte v. WISSMANN den mittleren Jahresniederschlag, die mittlere Jahrestemperatur sowie bestimmte Isothermen des kältesten bzw. des wärmsten Monats. Seine Karte basierte ebenfalls auf der Grundlage der Verbreitung von Vegetationsgebieten.

NIKOLAUS CREUTZBURG hatte 1950 in seiner kritischen Abhandlung über „Klima, Klimatypen und Klimakarten“ als Grundlage für die klimatologische Großgliederung Isothermen und Isochionen herangezogen. Seine Klimatypisierung beruht auf der geschätzten Anzahl der humiden Monate in Anlehnung an Studien von v. WISSMANN (1939) und WANG (1941).

Die Karte der Jahreszeitenklimate von TROLL u. PAFFEN (1964) basiert auf grundlegenden Kenntnissen der dreidimensionalen Vegetationsgliederung der Erde, wobei die klimatologischen Grundelemente Beleuchtung, Temperatur und Niederschlag in jahreszeitlicher Verteilung „als klimatologische Interferenz“ aufgefaßt wurden (TROLL 1964, 6). Die Klassifikation hatte zwar den jahreszeitlichen Gang der Beleuchtungsdauer und Beleuchtungsintensität als erklärende Beschreibung im Auge, eine Quantifizierung der Grenzlinien der großräumigen Klimazonen bzw. der Klimatypen blieb jedoch weiterhin offen. Lediglich für die Tropen und Teile der Steppen der Auertropen wurde erstmals das auf breiter Datenlage basierende Isohygromenenkonzept von W. LAUER (1952) zur Charakterisierung des Wasserhaushaltes in Form der Dauer der humiden bzw. ariden Jahreszeiten nach Monaten benutzt.

Grundzüge der Klimaklassifikation

1 Klimazonen – solare Parameter

HERBERT LOUIS hat in einer Abhandlung (1958, 162) dargelegt, daß die solaren Strahlungs-(Beleuchtungs-)Zonen für eine Klimaklassifikation grundlegend seien, denn „ohne sie gibt es kein feineres Verständnis für die über die Erde hin so große Variationsbreite dessen, was wir Jahreszeiten nennen“. Er begründet dies damit, daß die Grundkomposition des

Jahreszeitengefüges durch auffällige Wirkung im Landschaftsbild geprägt ist und somit die solaren Zonen „Haupteinheiten einer geographischen Klimaeinteilung“ sein könnten. So erschien es sinnvoll, das solare Strahlungsklima bei der hygrothermischen Klimaklassifikation der Erde als übergeordneten Rahmen einer klimatologischen Großgliederung zu wählen, weil die auf die Erde treffende Sonnenstrahlung in ihrer Dauer und Intensität das irdische Klima maßgeblich beeinflusst und auch für die Lebensvorgänge in der Biosphäre eine wesentliche Rolle spielt.

Für die Abgrenzung der Klimazonen der Erde wurden daher *solare Parameter* in Form der quantitativ nachvollziehbaren Schwellenwerte der jährlichen *Tageslängenschwankung* (TLS) herangezogen. Die TLS läßt sich für beide Hemisphären aus der Differenz zwischen der Tageslänge zur Sommer Sonnenwende und der Tageslänge zur Winter Sonnenwende ermitteln. Die Zeitpunkte von Sonnenaufgang und Sonnenuntergang, deren Intervall der Tageslänge entspricht, sind aus dem Nomogramm (Abb. 1) vom Äquator bis zu den Polen für ausgewählte Termine ablesbar. Die Kennziffern in Abbildung 1 beziehen sich auf die Stichtage der Tag- und Nachtgleichen und der Winter- und Sommer Sonnenwende.

Die solarklimatischen Grenzen der Großzonen verlaufen nach den astronomischen Gesetzmäßigkeiten breitenkreisparallel. Berücksichtigt man für die Abgrenzung der vier Bestrahlungsgroßzonen im Rahmen einer Klimakarte zusätzlich geographisch relevante Parameter wie etwa die Land/Meer-Verteilung, die Meeresströmungen, das Relief mit seinen unterschiedlichen Höhen und Expositionen sowie die Energietransporte in der Atmosphäre, so weichen diese Grenzgebiete in der Kartendarstellung „tolerabel“ von ihrer Ideallinie ab (LOUIS 1958, 164) und korrelieren im Prinzip weitgehend mit dem Bild der atmosphärischen Zirkulation (Abb. 2).

Es lassen sich vier solare Klimazonen als Haupteinheiten definieren (Tropen (A), Subtropen (B), Mittelbreiten (C) und Polarregionen (D)), deren Grenzen in Abhängigkeit von der Schiefe der Ekliptik mit 23,5 Grad ziemlich genau jeweils dem vierten Teil der Kreisquadranten gleichkommen und jeweils an den Wendekreisen, bei 45° nördlicher und südlicher Breite sowie an den Polarkreisen beider Halbkugeln liegen. Sie entsprechen jeweils bestimmten Tageslängen, die zwischen dem Äquator und den Polen von 3,5 bis maximal 24 Stunden schwanken.

Die solaren *Tropen* (A) sind das Gebiet zweimaligen Zenitstandes der Sonne über ebener Fläche. Der stets steile Sonnenstand verändert die Bestrahlung und die Tageslänge in den Tropen nur wenig (TLS = 3 Stun-

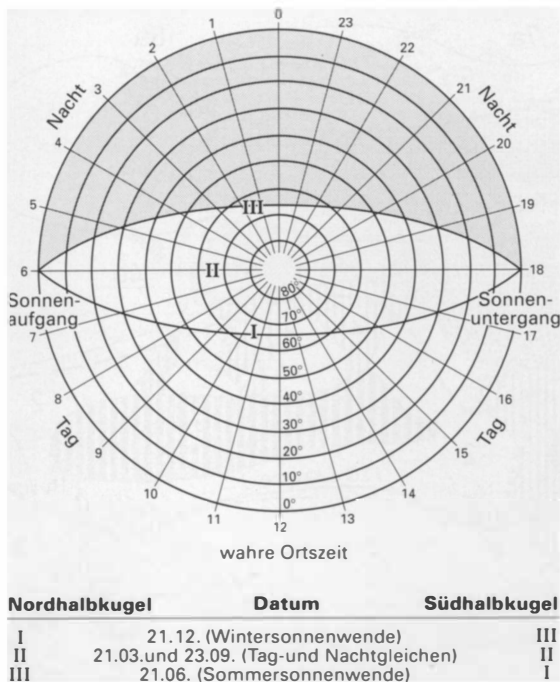


Abb. 1: Nomogramm der theoretischen täglichen Sonnenscheindauer

Quelle: nach JUNGHANS 1969

Nomogram of the theoretical length of daily sunshine

den). Sie beträgt an den Wendekreisen beim Sonnenhöchststand jeweils 10,5 bzw. 13,5 Stunden. Frost und in ozeanisch beeinflussten Räumen Wärmemangel (z. B. für megatherme Pflanzen) variieren den mathematischen Wendekreis als Tropengrenze gegen die Subtropen. Daraus resultiert hinsichtlich des Strahlungsgenusses eine jahreszeitliche Isothermie der Tropenzone, die auch für die Gebirge gilt. Zirkulationsdynamisch gehören die Tropen in den Aktionsbereich der Passat-Zirkulation (Hadley-Zelle). Zusätzliche dynamische Merkmale sind die innertropische Westwindzone, die randtropischen Monsunphänomene sowie die randtropisch-subtropischen Luv-Effekte der Passat-Zirkulation einschließlich ihrer Divergenzeffekte im Bereich der randtropischen Trockenzone (Abb. 2).

Die *Subtropen* (B) als solare Zone liegen zwischen den Wendekreisen (TLS = 3 Stunden) und dem 45. Breitenkreis (TLS = 7 Stunden) der jeweiligen Hemisphäre. Sie sind durch einen relativ hohen Sonnenstand und extreme Strahlungsexpositionen in den Gebirgen gekennzeichnet. Die Tageslängendifferenz zwischen Sommer und Winter ist bereits deutlich ausgeprägt. Kontinentalität und Maritimität geben den

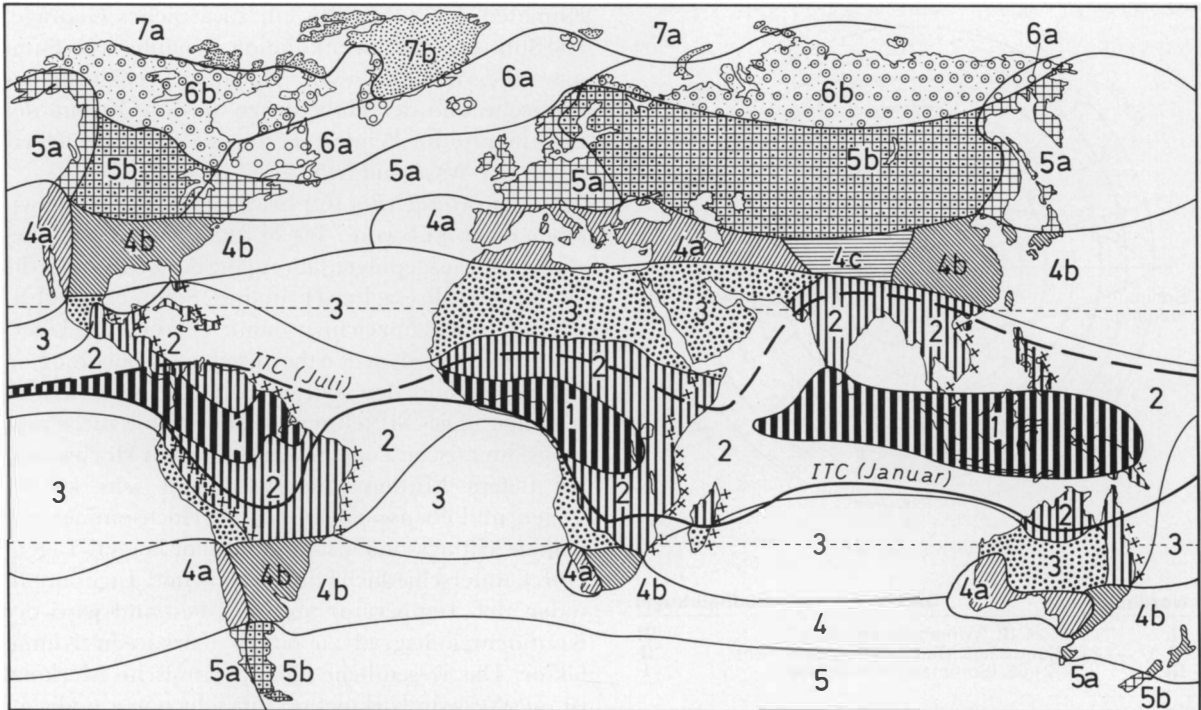
Klimaten der Subtropen ein zusätzliches Gepräge. Die Subtropen liegen zirkulationsdynamisch im Sommer unter dem Einfluß der Hochdruckgebiete an der Westseite und der Höhenträge an der Ostseite der Kontinente; im Winter geraten sie unter die Herrschaft der Westwinddrift.

In den *Mittelbreiten* (C) beider Halbkugeln – zwischen einer TLS von 7 bis 24 Stunden gelegen – bestimmt der ausgeprägte Jahresgang der Besonnung die Witterungsjahreszeiten (Frühling, Sommer, Herbst, Winter). Er kennzeichnet damit deutlich die Übergangszone zwischen den thermisch noch bevorzugten Subtropen und den extrem benachteiligten Polarregionen. Die Mittelbreiten sind damit die strahlungsklimatische Zone mit einem echten Hochwinter bei tiefem Mittagssonnenstand und sehr kurzen Tagen und ebenso einem echten Hochsommer mit hohem Mittagssonnenstand und sehr langen Tagen. Durch unterschiedlich hohe Jahres- und Tagesamplituden der Temperatur auf dem Festland wird der Kontinentalitätsgrad zu einem markanten Klimafaktor. Das wesentliche klimadynamische Merkmal ist die Westwindzirkulation mit sehr hoher täglicher Veränderlichkeit der Witterung.

Die solarklimatische *Polarzone* (D) ist durch maximale Tageslängen-Differenzen der Sonnenbestrahlung gekennzeichnet, variiert vom Polarkreis an (66,5° Breite) mit einem einmaligen „Auftritt“ der Mitternachtsonne (bei TLS = 24 Stunden) und dem totalen Fernbleiben der Sonne bis zu einem halben Jahr an den Polen. Man spricht vom Polarwinter mit kürzerer oder längerer Polarnacht und vom Polarsommer, in dem die Sonne niemals hohen Mittelstand erreichen kann, jedoch am Pol selbst das volle Halbjahr über dem Horizont und im Polarwinter unter dem Horizont bleibt.

2 Klimatypen – Hygrothermische Parameter als Grundlage der Klimatypisierung

Die vorliegende Klassifikation basiert auf der Auswertung umfangreichen Stationsmaterials zur Ermittlung der Parameter des *Wärme- und Wasserhaushaltes*, um auf der Grundlage gemessener Klimawerte über *berechnete Grenzkriterien* Klimatypen abzugrenzen (Beilage V). Das Klassifikationskonzept gründet sich auf das *reale irdische Vegetationskleid* als den besten Indikator des Klimas, da die Pflanzenwelt einerseits Wärme und Wasser für ihren Lebenskreislauf nutzt, andererseits den *Wärme- und Wasserhaushalt* wesentlich über ihr Verdunstungsverhalten steuert. Den Wasserhaushalt modifiziert sie über die Bestands-



1: Innertropische, stetige Konvergenz-Klimate der äquatorialen Zone (Westwinde und Kalmen)
 2: Wechselklimate der äußeren Tropen mit jahreszeitlich wechselndem Westwind und passatischem Ostwind
 3: Alternierende Klimate der tropisch-subtropischen Trockenzone unter dem Einfluß des Passats (südlicher Teil) und der Westwinddrift (nördlicher Teil)
 4: Alternierende Klimate der Subtropen: 4a Winterregen-Subtropen der Westseiten der Kontinente unter der Herrschaft der subtropischen Hochdruckzelle im Sommer und der Westwinddrift im Winter
 4b Sommerregen-Subtropen der Ostseiten der Kontinente mit dem Effekt des Sommermonsuns bzw. der Passat-Winde sowie Einfluß der kühl-trockenen Witterung aus der Westwinddrift im Winter
 4c Trockenes Kontinentalklima der Binnenländer
 5: Stetige Klimate der planetarischen Frontalzone in den Mittelbreiten: 5a Maritimer Typ 5b Kontinentaler Typ
 6: Alternierende Klimate der Subpolarzone: 6a Maritimer Typ 6b Kontinentaler Typ
 7: Stetige Klimate der Polarzone: 7a Maritimer Typ 7b Kontinentaler Typ
 xxx Orographisch-passatische Luvseiten-Niederschläge an den Ostküsten der Kontinente (vorwiegend in den Klimazonen 1 und 2)

Abb. 2: Klimagenetische Klassifikation

Quelle: nach LAUER 1993

Genetic classification of climates

transpiration, den Wärmehaushalt über die Ströme *fühlbarer* (L) und *latenter Wärme* (V). Je höher die Transpirationsleistung eines Pflanzenbestandes ist, um so mehr verschiebt sich die Bowen-Ratio (L/V) zugunsten des latenten Wärmestroms. Jede Änderung im Pflanzenbestand nimmt Einfluß auf das Klima, oder umgekehrt wandelt jede Klimaänderung den Pflanzenbestand. Die zur Transpiration bzw. Evaporation verbrauchte Wärmeenergie aus der Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche ist dabei für ökophysiologische Prozefläufe der realen Pflan-

zenwelt von besonderer Bedeutung. Zugleich ist die Temperatur als fühlbare Wärme ein Teilausdruck der Strahlungsbilanz. Sie wird beim Strahlungsumsatz von der Vegetation als Ausdruck der realen Bodenbedeckung maßgeblich gesteuert (KESSLER 1985). Die Klimatypisierung gründet sich auf zwei wesentliche Parameter:

- *Isothermomenen* als Linien gleicher Anzahl der *thermischen Vegetationsmonate* und
- *Isohygromenen* als Linien gleicher Anzahl der *hygri-schen Vegetationsmonate*.

Tabelle 1: Temperaturschwellenwerte der natürlichen und kultürllichen Pflanzenwelt

Temperature threshold-values for natural and cultural vegetation-formations

A. Tropen						
<i>tierra subnevada</i> 3 °C	Super-Páramo	Super-Pajonales	Puna brava	Frostschuttregionen der Höhenhalbwüsten und Wüsten		
<i>tierra helada</i> 6 °C	Páramo	Feuchtpuna	Trockenpuna	Dorn- und Sukkulentenpuna	Höhenhalbwüste und Wüste	
<i>tierra fría</i> 12 °C	Höhen- und Nebelwald	feuchte Sierra	trockene Sierra	Dorn- und Sukkulenten-Sierra	Wüsten-Sierra	hochmontane Wüste
<i>tierra templada</i> 18 °C	tropischer Bergwald	montane Feuchtwälder und Feuchtsavanne	montane Trockenwälder und Trockenpuna	montane Dornwälder und Dornsavanne	montane Wüsten-savanne	montane Wüste
<i>tierra caliente</i> 27 °C	tropischer Regenwald	Feuchtwald und Feuchtsavanne	Trockenwald und Trockensavanne	Dornwald und Dornsavanne	Wüsten-savanne	Vollwüste
B. Subtropen			C. Mittelbreiten*			
Vegetationsformation	Thermischer Schwellenwert (°C)	Vegetationsformation	Thermischer Schwellenwert (°C)			
subtropischer Feuchtwald	12	Borealer Nadelwald	≥ 5			
Nadelhöhenwald	10	Nadelfeuchtwald	≥ 5			
Sommergrüner Laubwald	10	Temperierter Laubwald	7			
Hartlaubgehölze	12	Laub-Mischwald	10			
Steppen	11	Steppen	10			
Pampa	11	Patagonische Steppen	7			
Halbwüsten	11	Halbwüsten	10			
Wüsten	11	Wüsten	10			
Hochgebirgsformation	6	Hochgebirgsformation	5			
Kulturland	10	Kulturland	7			

D. Polarzone*

Vegetationsformation	thermischer Schwellenwert (°C)
Tundra	≥ 5
subpolare Frostschuttzone	≥ 3

* In den Mittelbreiten und Polarregionen alle Monate mit $T \leq -1\text{ °C}$ als Monate mit Schneeverdunstung behandelt

Quelle: FRÖHLICH u. WILLER 1977; LAUER u. KLAUS 1975; LAUER 1981; LAUER u. RAFIQPOOR 1986; WINGER 1979, 1981; FRANKE 1982; FRANKE 1985; REHM 1984; GEISLER 1980, 1983; LARCHER 1980, 1994; WALTER 1960; WALTER u. BRECKLE 1986, 1994

2.1 Die thermische Dimension (Isothermomenen)

Die thermische Dimension der Klimatypisierung beruht auf der Länge der thermischen Vegetationszeit (in Monaten) als Ausdruck des Wärmehaushaltes von Landschaften. Die Linie gleicher Anzahl der ther-

mischen Vegetationsmonate wird als Isothermomene bezeichnet. Sie ist ein Element zur Abgrenzung der Klimatypen (vgl. Kap. 2.3). Ein kalendarischer Monat gilt als thermisch-bedingter Hauptwachstumsmonat, wenn in ihm die dominierende natürliche oder kultürlliche Pflanzenwelt – vom Wärmehaushalt

her – einen deutlichen Stoffgewinn erzielt bzw. fruktifiziert. Dies geschieht in den einzelnen dargestellten Klimaregionen pflanzenbestandstypisch bei verschiedenen Wärmeniveaus. Beginn und Ende der generativen Phase der Pflanzenwelt werden in den jeweiligen vier solaren Klimazonen (Beilage V) durch bestandstypische *Temperaturschwellenwerte* limitiert (Tab. 1). Sie variieren je nach Klimazone und Vegetationsformation, da jede spezifische Pflanzenformation beim Erreichen bzw. Überschreiten bestimmter Temperaturniveaus von einer relativen Ruheperiode in ihre volle vegetative Phase übergeht.

Das *Isothermomenen-Konzept* geht von der Überlegung aus, daß in den *Außertropen* mit sehr hoher jahreszeitlicher Veränderlichkeit der Witterung der Lebensrhythmus der Pflanzen vorwiegend *thermisch* geprägt ist. In den ganzjährig isothermen *Tropen* hingegen wird er in erster Linie *hygrisch* bestimmt. (vgl. LAUER u. FRANKENBERG 1986).

Für den Lebensrhythmus der Pflanzen ist nicht nur die Dauer der thermischen Vegetationszeit, sondern auch die *Temperatur-Intensität* (TI) als Wärmesumme während derselben entscheidend. Unter Temperaturintensität wird eine Wärmesumme der Tage verstanden, an denen ein zonentypischer thermischer Schwellenwert in der Vegetationsperiode wenigstens erreicht wird. Es ist also ein Zeitintegral, in dem eine günstige Temperatur für die pflanzliche Stoffproduktion geherrscht hat (Tab. 2).

Die Temperaturintensität wird von der Maritimität bzw. Kontinentalität eines Raumes stark beeinflusst. Im maritimen Klima, z. B. des westlichen Mitteleuropas, ist die Vegetationszeit (>10 °C) oft sehr lang, aber die Tagesmittel gehen auch im Sommer nicht viel höher, was einer geringen TI gleichkommt. Im kontinentalen Osteuropa hingegen ist die Vegetationszeit zwar kürzer, der Sommer mit hohen TI-Werten jedoch so heiß, daß viele Pflanzen zum Fruchten kommen, deren Samen im Westen nicht einmal ausreifen (WALTER 1960). Mit der Angabe des wärmsten Monats allein können daher diese Verhältnisse nicht voll erfaßt werden; erst die Wärmesumme während der Vegetationsperiode gibt an, welche thermischen Ansprüche die Pflanze an das Klima stellt. In den beigegebenen Klimadiagrammen koinzidieren die Wärmesummen mit dem Temperaturüberschuß während der thermischen Vegetationszeit (Beilage VII).

In Tabelle 3 sind Angaben über optimalen und minimalen Wärmeanspruch von Kulturpflanzen zusammengestellt. Die Daten belegen, daß zwar viele Kulturpflanzen der *Mittelbreiten*, darunter die Wintergetreidearten, schon bei 5 °C, *Hafer*, *Senf*, *Rettich* und *Kartoffel* bei Temperaturen unter 10 °C mit Wachstum beginnen. Sie können aber ihren optimalen photosynthetischen Kohlenstoff-erwerb erst beim Erreichen der Monatsmitteltemperatur von 10 °C voll entfalten. Dagegen verlangen die *subtropischen* Kulturen mehr Wärme, so z. B. *Mais* etwa 13 °C, *Kürbis*, *Sorghum*, *Baumwolle*, *Rizinus*, *Erdnuß* etc. >15 °C.

Tabelle 2: Wärmesummen-Anspruch von Kulturpflanzen
Heat-sum requirements of cultivated plants

Klimazonen	Wärmesummen	Kulturpflanzen
kalte und kühle Mittelbreiten	1000–1400 °C	Wurzelfrüchte: Futterrübe, Frühkartoffel
	1400–2200 °C	Getreidearten, Kartoffel, Lein, Futterpflanzen
	2200–3500 °C	Mais, Sonnenblumen, Zuckerrüben, Winterweizen, Soja, Wein, an der thermischen Obergrenze Anbau von Melonen und Reis
Subtropen	3500–4000 °C	Einjährige subtropische Gewächse: Baumwolle, Tabak, Rizinus, Kenaf, Erdnuß, Luffa
	>4000 °C	Ausdauernde subtropische Kulturen: Feige, Lorbeer, Tee, Citrus usw.
Tropen	>4000–>9000	Ananas, Kakao, Ölpalme, Banane, Kaffee, Kautschuk

Quelle: SELJANINOW 1937, WALTER 1960

Bei den megathermen *tropischen* Kulturen liegt der minimale Temperaturanspruch noch höher: *Bananen*, *Maniok*, *Tee*, *Ananas*, *Ölpalme*, etc. >20 °C. Es gibt deshalb keine Vegetationszeit, die für alle Pflanzen gültig wäre, selbst wenn man sich auf die gemäßigte Zone Europas beschränkte.

In den *Tropen* gibt es nur eine *höhenstufenspezifische* Abfolge der *thermischen Schwellenwerte*, an welche die Vegetation verschiedener Höhenstufen adaptiert ist. Sie kann unter der Voraussetzung ausreichender Feuchtigkeit ganzjährig ihre Biomassenproduktion fortsetzen. Während die megathermen Pflanzen der *Warmtropen* für ihren Kohlenstoff-erwerb mindestens 18 °C und Frostfreiheit benötigen, reicht die Temperaturspanne der Vegetation der *Kalttropen* von etwa 15 °C bei ca. 2000 m Höhe bis etwa 1 °C in der Nähe der Schneegrenze (Tab. 1).

In den *außertropischen Breiten* können Wachstums- und Entwicklungsphasen der Vegetation generell mit der Zahl der Monate >10 °C umschrieben werden, da eine Vielzahl der natürlichen und kultürlischen Pflanzenarten dieser Zonen erst beim Erreichen bzw. Überschreiten dieses Wärmeniveaus eine deutliche

Tabelle 3: Schwellenwerte des minimalen und optimalen Temperaturanspruchs wichtiger Kulturpflanzen der Erde
 Threshold-values of minimal and optimal heat requirements of important cultivated plants of the earth

Kulturpflanzen	minimaler Temperaturanspruch (°C)	optimaler Temperaturanspruch (°C)	optimaler Niederschlag (mm)
Kokos-Palme (<i>Cocos nucifera</i>)	24	26-27	1250-2500
Yams (<i>Dioscorea spec.</i>)	20	25-30	1500 und mehr
Zuckerrohr (<i>Saccharum officinarum</i>)	18-20 bei 15 °C stellt Wachstum ein	25-28	100-1200 als Minimum
Maniok (<i>Manihot esculenta</i>)	20	>27	>500-1500 und mehr
Kakao (<i>Theobroma cacao</i>)	>20	25-28	1500-2000
Kaffee (<i>Coffea spec.</i>)	18	>22	500->2000
Tee (<i>Camellia sinensis</i>)	18	28	1500-2500
Ananas (<i>Ananas comosus</i>)	>18	>20	600-2500
Hirse (<i>Panicum spec.</i>)	12-15	32-37	>200
Süßkartoffel (<i>Ipomoea batata</i>)	10	26-30	500-900
Tabak (<i>Nicotiana tabacum</i>)	>15	25-35	400-2000
Reis (<i>Oryza sativa</i>)	12-18	30-32	1250-1500
Oliven (<i>Olea europaea</i>)	12-15	18-22	500-700
Sesam (<i>Sesamum indicum</i>)	12-15	25-27	400-500
Kürbis (<i>Cucurbita spec.</i>)	>15	37-40	
Baumwolle (<i>Gossypium spec.</i>)	18	30	600-1500
Erdnuß (<i>Arachis hypogaea</i>)	15	30	500
Mais (<i>Zea mays</i>)	12-15	30-35	500-700
Kartoffel (<i>Solanum tuberosum</i>)	8-10	16-24	zur Keimung kein Bodenwasser nötig; Wachstum in trockenem wie feuchtem Milieu
Winterweizen (<i>Triticum aestivum</i>)	4-6	15-30	250-900
Roggen (<i>Secale cereale</i>)	4-6	25-30	wie Weizen
Gerste (<i>Hordeum vulgare</i>)	4-6	20-25	150-900
Hafer (<i>Avena sativa</i>)	4-6	25-30	wie Weizen
Zucker- u. Beta-Rüben (<i>Beta vulgare</i>)	4-5	20-25	500
Wintergetreide	4-6	20-30	
Sommergetreide	6-8	20-25	
Wiesengräser	3-4	um 25	
Coniferen-Bäume	4-10	10-25	
Laubbäume	>10	15--25	

Quelle: FRANKE 1982; FRANKE 1985; REHM u. ESPIG 1984; GEISLER 1980, 1983; LARCHER 1980, 1994

photosynthetische Stoffproduktion entfalten (LARCHER 1994).

In den *Subtropen* schwanken die Temperaturschwellenwerte zur Bestimmung der thermischen Vegetationsmonate zwischen 12 °C für die subtropischen Regenwälder und 6 °C für die Hochgebirgsformationen. In den *Mittelbreiten* liegen sie bei 10 °C im Bereich

der Laub-Mischwälder der gemäßigten Zone und bei 5 °C für die borealen Nadelwälder bzw. Hochgebirgsformationen. In den *Polarregionen* schwanken sie schließlich zwischen 5 und 3 °C.

Mit zunehmendem Strahlungsgenuß in Richtung niederer Breiten nimmt die Zahl der Tage mit >10 °C zu. In der gleichen Richtung verlängert sich auch die

thermische Vegetationszeit. Damit entsteht eine kontinuierliche thermische Klimaabfolge von der Polarzone über die Mittelbreiten und Subtropen zu den inneren Tropen zwischen 0-12 thermischen Vegetationsmonaten.

2.2 Die hygrische Dimension (Isohygromenen)

Als *hygrischer Parameter* der Klimatypen hatte W. LAUER bereits 1950 das *Isohygromenen-Konzept* auf der Basis des umgewandelten Ariditätsindex von E. DE MARTONNE (1926) zur Berechnung der humiden Monate entwickelt:

$$i = \frac{12 \cdot N}{t + 10}$$

(i = Trockenheitsindex; N = Monatsniederschlag;
t = Monatstemperatur)

In diesem methodischen Ansatz wurde die mit einem Korrekturfaktor addierte Monatsmitteltemperatur als Ersatz für die Verdunstung von Landschaftsräumen benutzt und zur Ermittlung der humiden Monate mit den monatlichen Niederschlagsmengen in Beziehung gesetzt. Seine praktische Anwendung war die Erstellung der Isohygromenenkarten Afrikas und Südamerikas und deren Vergleich mit den Vegetationszonen (LAUER 1952).

Im Bewußtsein, daß die Temperatur als Ersatz für den Verdunstungsterm der Wasserbilanz nur unzureichend ist, entwickelten W. LAUER und P. FRANKENBERG (1978) zur Bestimmung der humiden Monate einen *pflanzenökologischen Trockengrenzwert* als Quotient der aktuellen (aV) und potentiellen Verdunstung (pV) von Landschaften: [aV/pV]. Dabei wurde von einer beliebig evaporierenden Bodenoberfläche und einem beliebig transpirierenden Pflanzenbestand unter der Maßgabe pflanzenphysiologisch stets optimaler Wasserversorgung des Systems Boden-Pflanze ausgegangen. Seinen räumlichen Ausdruck fand dieses Konzept in einer Karte der hydrothermischen Klimatypen des Ostabfalls der mexikanischen Meseta. Für den afrikanischen Kontinent legten die Autoren 1981 eine ähnlich konzipierte Klimakarte vor, jedoch mit einem methodisch weiter verfeinerten Verfahren zur Berechnung der *potentiellen Landschaftsverdunstung* (pLV) als Ausdruck des Wasserhaushaltes.

Die pLV wird als die *potentielle Evapotranspiration* eines realen Landschaftsausschnitts unter der Annahme optimaler Wasserversorgung im Boden aufgefaßt. Es ist eine Wasserversorgung, die mit möglichst wenig Wasser noch eine generative Entwicklung der Pflanzen garantiert. Diese Definition basiert auf dem Gedanken, daß die klimatische Verdunstung für die

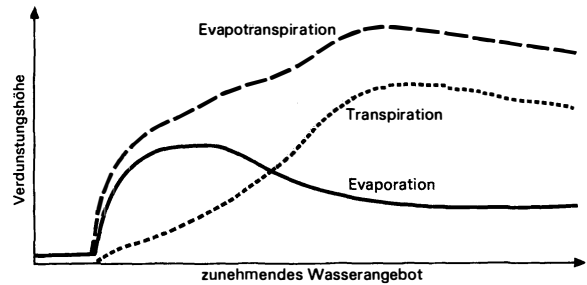


Abb. 3: Schema der Relation von Evaporation und Transpiration nach GENTILI

Quelle: KELLER 1961

Scheme of the relation between evaporation and transpiration

reale Landschaft – d. h. Boden und Vegetation – über die Evaporation bzw. Transpiration die potentielle Verdunstung freier Wasserflächen (pV) erheblich modifiziert (Abb. 3). Die Bestandstranspiration drückt bei den Vegetationsbeständen im Grunde die potentielle Landschaftsverdunstung aus, da sie in einem ökosystemaren Rahmen die transpirierenden Pflanzen und den evaporierenden Boden berücksichtigt (vgl. LARCHER 1994, 213–216). Tabelle 4 weist aus, daß unter mehr oder weniger gleichen klimatischen Bedingungen die Wälder wegen ihrer großen Massenentwicklung erkennbar mehr transpirieren als das offene Land (LARCHER 1994, 219). Andererseits kann die Vegetation in Trockengebieten ihre Transpirationsleistung bis auf ein Zehntel der potentiellen Verdunstung zurücknehmen. Je geringer der Vegetationsbesatz wird, umso mehr wird auch die pLV gegenüber der pV reduziert. WALTER (1973, 188) gibt an, daß die Werte der großklimatischen Verdunstungsmessungen mit Class-A-Pan wegen des „Oaseneffekts“ mit einem Korrekturfaktor multipliziert werden müssen, der für semiaride Gebiete bei 0,7, für humide größer (0,8–0,9), für aride kleiner (0,6–0,5) ist. Abbildung 3 verweist ebenfalls auf die Tatsache, daß die Transpiration von Vegetationsbeständen ihre Werte immer mehr steigert, wenn mit zunehmendem Niederschlag auch mehr Pflanzen gedeihen. Die Evaporation geht dann zurück, weil mit zunehmender Pflanzendichte der Boden vermehrt beschattet wird.

Die pLV unterscheidet sich von der potentiellen Evapotranspiration (pET) im Sinne von THORNTWATE (1948) insofern, als sie nicht von einer überall gleich dichten Vegetationsdecke als Verdunstungskörper ausgeht, sondern die realen Verhältnisse des evaporierenden Bodens und der transpirierenden Vegetation berücksichtigt. Auch geht sie nicht, wie das ETP-Konzept von PENMAN (1948), von einem stets

Tabelle 4: Jährliche potentielle Verdunstung freier Wasserflächen (pV) (eigene Berechnungen), optimale Bestandstranspiration (oB) (LARCHER 1994, 219) sowie daraus abgeleitete Reduktionsfaktoren (Uf) zur Bestimmung der jährlichen potentiellen Landschaftsverdunstung (pLV) (alle Angaben in mm)

Annual potential evaporation of water surfaces (pV) (own calculation), optimal transpiration of vegetation cover (oB) (from LARCHER 1994, 219) and reduction factors (Uf) derived as quotient of oB/pV for determination of potential landscape evapotranspiration (pLV)

Vegetationstyp	mittlere optimale Bestandsverdunstung (oB)	Verdunstung freier Wasserflächen (pV)	Reduktionsfaktoren (Uf) Quotient von oB/pV	pot. Landschaftsverdunstung (pLV)
Regenwald	1500–2000 (1750)	1132	1,54	1743,28
tropische Baumplantagen	2000–3000 (2500)	1526	1,63	2487,38
immergrüne Nadelwälder	300–600 (450)	332	1,3	431,6
laubwerfende Wälder der Mittelbreiten	500–800 (650)	575	1,13	649,75
Hartlaubgehölze	400–500 (450)	804	0,55	442,20
Waldsteppen	200–400 (300)	561	0,53	297,33
Trockensteppen der Subtropen	um 200	1091	0,18	196,38
Grünland, Mähwiesen, Weiden	300–400 (350)	660	0,69	448,50
Getreidefelder	400–500 (450)	650	0,69	448,50
alpine Schuttfluren	10–20 (15)	10–20 (15)	1,0	15

(Zahlen in Klammern = Mittelwerte aus den beiden maximalen und minimalen Angaben zur Bestandsverdunstung)

gleichen Transpirationsverhalten der Vegetation aus, sondern berücksichtigt den Jahresgang der optimalen Transpiration realer Vegetationsbestände in einem Landschaftsraum (LAUER u. FRANKENBERG 1981b, 34) (Abb. 4).

2.2.1 Berechnung der potentiellen Landschaftsverdunstung (pLV)

Für die Wasserbilanzierung von Räumen kontinentalen Ausmaßes wurde bei dem Landschaftsverdunstungs-Konzept von LAUER und FRANKENBERG (1981) nach einer geeigneten physikalischen Größe gesucht, die die pLV hinreichend genau beschreiben kann. In der Äquivalenttemperatur (T_{ae}) – als Maß des für den Verdunstungsvorgang verfügbaren Gesamtwärmeinhalts eines Luftquantums – und im Sättigungsdefizit (s) – als Maß der Wasseraufnahmefähigkeit eines Luftquantums – wurden die physikalischen Parameter gefunden, mit deren Hilfe sich die poten-

tielle Verdunstung freier Wasserflächen (pV) auf Monatsbasis möglichst genau berechnen läßt:

$$pV = \frac{T_{ac} \cdot rS^{0,98}}{12} \quad (1)$$

(T_{ac} = Äquivalenttemperatur; rS = relatives Sättigungsdefizit)

Die Äquivalenttemperatur (T_{ae}), die als Maß des für den Verdunstungsvorgang verfügbaren Gesamtwärmeinhalts herangezogen wird, läßt sich mit Hilfe der Formel nach LINKE (1938) berechnen:

$$T_{ac} = \frac{cp'}{cp} \cdot T + f \cdot 1548 \frac{E}{p} (1 - 0,001 t) \quad (2)$$

(T_{ae} = Äquivalenttemperatur; cp = Wärmekapazität trockener Luft; cp' = Wärmekapazität feuchter Luft; T = absolute Temperatur; f = relative Feuchte; E = maximaler Dampfdruck, p = Luftdruck; t = gemessene Temperatur)

Die Werte für die Äquivalenttemperatur (T_{ae}) wurden den Tabellen von LINKE (1938) unter Zuhilfenahme der verfügbaren Stationsdaten zur wahren Temperatur [°C] und dem Luftdruck [hPa] entnommen.

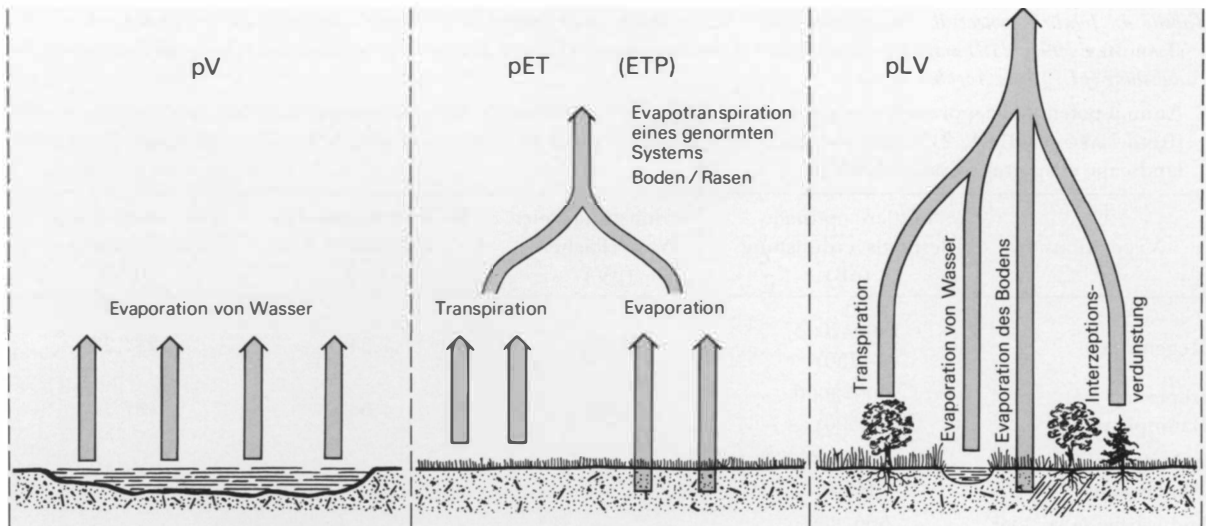


Abb. 4: Schema der verschiedenen Verdunstungsarten (pV, pET, pLV)

Quelle: nach LAUER u. FRANKENBERG 1981

Scheme of different types of evaporation (pV, pET, pLV)

Das *Sättigungsdefizit* (s) drückt die Differenz zwischen dem maximal möglichen und dem tatsächlich vorhandenen Dampfdruck aus. Es steht in sehr engem Verhältnis zur relativen Feuchte, die sich aus dem Verhältnis der wirklich vorhandenen und der maximal möglichen Menge des Wasserdampfes berechnen läßt. Ist z. B. ein Luftvolumen vollständig mit Feuchtigkeit gesättigt ($rF = 100\%$), so liegt keine Verdunstungskraft mehr vor (*Sättigungsdefizit* ≈ 0). Zieht man an einer Klimastation die gemessene relative Feuchte (rF) von der maximal möglichen (100%) ab, so bekommt man ein Maß für die Verdunstungskraft an der betreffenden Station.

Dieser Gedanke stellt die Grundlage zur Berechnung des *relativen Sättigungsdefizits* (rS) dar, das als Ausdruck der Verdunstungskraft an einer Station angesehen wird. Sie läßt sich berechnen aus:

$$rS = 100 - rF \quad (3)$$

Durch die Verwendung der Äquivalenttemperatur an Stelle der gemessenen Lufttemperatur bei der Berechnung der potentiellen Verdunstung freier Wasserflächen (pV) werden die beiden Komponenten des Wärmehaushalts eines Luftquantums (fühlbare und latente Wärme) an einer Station berücksichtigt. Erst die Relation von fühlbarer und latenter Wärme gestattet Rückschlüsse auf das hygrothermische Klima: je höher der resultierende Wert, um so weniger Wärme ist in latenter Form gebunden und um so geringer ist auch das Feuchtevolumen in Relation zur vorhandenen fühlbaren Wärme und umgekehrt. KRÜGER (1942) hatte bereits in seiner Dissertation die Raummuster der Äquivalenttemperatur und ihre Bedeutung für die Vegetation untersucht.

Das *relative Sättigungsdefizit* (rS) drückt die Wasseraufnahmefähigkeit der überlagernden Luftschicht für den ver-

dunstenden Wasserdampf aus. Darin ist implizit auch der Faktor Wind enthalten, weil er sehr eng mit dem relativen Sättigungsdefizit korreliert. In der Formel zur Berechnung der pV sind somit alle wesentlichen, die Verdunstung beeinflussenden Parameter enthalten, nämlich ein *Energie-Term*, ein *Sättigungsdefizit-Term* und indirekt auch der Faktor *Wind*. Da in Wirklichkeit sich das relative Sättigungsdefizit (rS) asymptotisch dem Wert Null annähert, wurde es zusätzlich mit dem Faktor 0,98 potenziert (LAUER u. FRANKENBERG 1981)

Im nächsten Schritt wird die potentielle Landschaftsverdunstung (pLV) mit Hilfe eines Reduktionsfaktors (U_f) aus der pV ermittelt:

$$pLV = pV \cdot U_f \quad (4)$$

Durch den Einsatz eines landschaftstypischen Reduktionsfaktors (U_f) bei der Ermittlung der pLV kommt man dem Problem der Variabilität im Verdunstungsverhalten verschiedener Bodenbedeckungstypen unterschiedlicher Klimaregionen näher.

In den *Außertropen* wurden zur Bestimmung der *monatlichen* Reduktionsfaktoren (U_f) Angaben zur *Bestandstranspiration* der umfangreichen Literatur entnommen, die belegen, daß die Verdunstung freier Wasserflächen von der potentiellen Landschaftsverdunstung durchweg positiv oder negativ abweicht (Tab. 4). Da in den *Außertropen* mit ausgeprägtem thermischen Jahreszeitenklima und großer Veränderlichkeit des Regenregimes im Zusammenhang mit Maritimität und Kontinentalität das Verdunstungsverhalten von Landschaften saisonal sehr stark variiert, berücksichtigt die monatlichen Reduktionsfak-

Tabelle 5: Bestimmung von gleitenden Reduktionsfaktoren (Uf) am Beispiel von Grünland

Determination of reduction factors (Uf) shown as example by greenland (meadows)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr
oB	7,7	11,9	30,1	60,02	111,3	130,9	128,1	102,9	63,7	34,3	12,6	6,3	700
pV	14,8	17,6	28,4	43,5	62,1	77,5	83,5	74,7	56,9	34,9	21,2	14,4	529,5
Uf	0,52	0,68	1,06	1,38	1,79	1,69	1,53	1,38	1,12	0,98	0,59	0,44	1,32

oB (mm): optimale Bestandstranspiration von Grünland gemittelt nach Angaben verschiedener Autoren; pV (mm): Monatsmittelwerte der berechneten Gebietsverdunstung freier Wasserflächen aller Stationen im Bereich des Bodenbedeckungstyps Grünlandzone; UF = Reduktionsfaktoren als Ratio von oB/pV

Quelle: WENDLING 1975; KAVIANI 1974; KELLER 1961; KONSTANTINOV 1966; PENMAN 1963; PŘIBÁN u. ONDOK 1980; WECHMANN 1964; LARCHER 1994

toren den *saisonalen* Wandel der Transpiration der gegebenen realen Vegetationseinheiten und der Evaporation des Systems *Klima-Boden-Pflanze*. In Gebieten mit einem für die pflanzliche Stoffproduktion günstigeren Wärme- und Wasserhaushalt können beispielsweise höhere pLV-Werte errechnet werden als in Räumen ungünstigerer Wärme- und Wasserhaushaltsbedingungen. Somit ergibt sich innerhalb einer jeden Bodenbedeckungsregion ein differenziertes Bild der potentiellen Landschaftsverdunstung.

Für die *Außertropen* wurden Monatswerte der *optimalen Bestandsverdunstung* (oB) für jeden auf der Karte der realen Vegetation und Bodennutzung (Beilage VI) ausgegliederten Bodenbedeckungstyp zusammengestellt. Die monatlichen Werte der potentiellen Verdunstung freier Wasserflächen (pV) wurden für die innerhalb derselben Bodennutzungsregion liegenden Stationen berechnet und anschließend aus den monatlichen pV-Werten aller in der gleichen Bodennutzungszone liegenden Stationen Mittelwerte der monatlichen potentiellen Gebietsverdunstung freier Wasserflächen (pV) bestimmt. Durch die *Division* der monatlichen Werte der optimalen Bestandstranspiration (oB) durch die monatliche potentielle Gebietsverdunstung freier Wasserflächen (pV) ergaben sich *monatliche* Werte für Reduktionsfaktoren (Uf), die zur Berechnung der pLV aller Stationen des gleichen Bodennutzungstyps eingesetzt werden konnten.

$$Uf = oB/pV \tag{5}$$

(Uf = Reduktionsfaktor; oB = optimale Bestandstranspiration (aus der Literatur); pV = potentielle Verdunstung (berechnet n. (1))

In Tabelle 5 ist die Bestimmung der Reduktionsfaktoren (Uf) am Beispiel von Grünland aufgeführt. Nach diesem Schema wurden für alle auf der Karte der realen Vegetation vorkommenden Landschaftstypen der *Außertropen* unter Berücksichtigung von Kontinentalität und Maritimität der Räume monatliche gleitende Reduktionswerte festgelegt.

In den isothermen *Tropen* erfolgt die Differenzierung des Klimas vor allem nach den hygrischen Kriterien. Bei den tropischen Landschaften gehen wir von

der Tatsache aus, daß in den Monaten der Trockenzeit wegen fehlender Vegetationsdecke bzw. der Laublosigkeit der Bestände die potentielle Landschaftsverdunstung auf ein Minimum reduziert sein muß. Andererseits sind die regengrünen Feucht- und Trockenwälder der wechselfeuchten Tropen in der Regenzeit in der Lage, bei genügendem Niederschlag erheblich mehr zu transpirieren. Sie treten physiologisch praktisch an die Stelle eines Regenwaldes. Daher müssen auch für die tropischen Landschaften gleitende *monatliche Reduktionsfaktoren* entwickelt werden, die das Verdunstungspotential verschiedener Teilregionen innerhalb der einzelnen tropischen Bodenbedeckungstypen nach den topoklimatischen Einflüssen kleinräumig besser zum Ausdruck bringen.

LAUER und FRANKENBERG (1978, 1981b) entwickelten für die Tropen ein Modell der gleitenden Reduktionsfaktoren, indem die Jahresniederschlagsmenge unter Berücksichtigung von Albedo sowie einer Boden/Pflanzen-Ratio eingebaut wurde (Abb. 5). Dieses Konzept wurde insofern erweitert, als ausgehend von Daten zur Bestandsverdunstung gleitende Reduktionsfaktoren unter Berücksichtigung monatlicher Niederschlagssummen zur Berechnung der monatlichen pLV entwickelt wurden.

Um das wahre Verdunstungsverhalten tropischer Landschaften annähernd zu bestimmen, wurden zunächst auf der Basis von Daten zur optimalen Bestandstranspiration (vgl. auch Tab. 4) für alle tropischen Landschaftstypen zwischen den innertropischen Regenwäldern und den randtropischen Wüsten zwei Reduktionswerte für die jeweils optimale und minimale Niederschlagsversorgung der Bestände festgelegt (Tab. 6). Dabei wurden die berechneten monatlichen pV-Werte der Regenwaldstationen z. B. mit einem Faktor 1,5 multipliziert, wenn in dem entsprechenden Monat 200 mm Niederschlag gefallen war. Andernfalls wurde der monatliche pV-Wert um 0,8 reduziert. Dem Faktorwert 1,5 liegen empirische Befunde zum Trans-

Tabelle 6: Monatliche Niederschlagsschwellenwerte und Reduktionsfaktoren (Uf) für tropische Landschaften
 Monthly precipitation threshold-values and selected reduction factors (Uf) for tropical landscape types

<i>tierra helada</i> und <i>tierra fría</i>	Páramo Höhen- und Nebelwald	Feuchtpuna Feucht- Sierra	Trockenpuna Trocken- Sierra	Dornpuna Dorn- Sierra	Wüstenpuna Höhen(halb)wüste	
	N ≥ 100 mm Uf = 1,0	N ≥ 75 mm Uf = 0,8	N ≥ 50 mm Uf = 0,6	N ≥ 30 mm Uf = 0,4	N ≥ 30 mm Uf = 0,2	
	N < 100 mm Uf = 0,5	N < 75 mm Uf = 0,5	N < 50 mm Uf = 0,4	N < 30 mm Uf = 0,2		
<i>tierra templada</i> und <i>tierra caliente</i>	Bergwald (z.T. Wolkenwald) Regenwald	montane Feuchtsavanne (Kulturland)	montane Trockensavanne	montane Dornsavanne	montane Halbwüste Wüsten- savanne	montane Wüste Vollwüste
	N ≥ 200 mm Uf = 1,5	N ≥ 150 mm Uf = 1,2	N ≥ 125 mm Uf = 1,0	N ≥ 100 mm Uf = 0,7	N ≥ 50 mm Uf = 0,5	N ≤ 50 mm Uf = 0,2
	N < 200 mm Uf = 0,8	N < 150 mm Uf = 0,7	N < 125 mm Uf = 0,5	N < 100 mm Uf = 0,4	N < 50 mm Uf = 0,3	

pirationsverhalten von tropischen Regenwäldern zugrunde, die zeigen, daß in ihnen eine Bestandsverdunstung von 1500–2000 mm/Jahr erreicht werden kann (LARCHER 1994, vgl. auch Tab. 4). Zur Bestimmung der *gleitenden Reduktionsfaktoren* wurden für 192 tropische Klimastationen aus den

berechneten monatlichen pV-Werten nach den Niederschlags-Schwellenwerten der Tab. 6 mit Hilfe der beiden festgelegten Uf-Werte jeweils die monatlichen Werte der potentiellen Landschaftsverdunstung (pLV) ermittelt, die zur Bildung eines Jahresmittelwerts der pLV führten. Durch die Division der Jahres-pLV durch die Jahres-pV ergab sich ein gewichteter Uf-Jahresmittelwert für die entsprechende Station. Für dieselben Stationen wurde auch aus der Summe der Monatsniederschläge ein Mittelwert berechnet. Dadurch ergab sich für jede Station ein Wertepaar aus Uf-Mittelwert und N-Mittelwert, mit deren Hilfe eine lineare Regression berechnet wurde (Abb. 6). Die Regressionsgrade, die mit einem sehr hohen Korrelationskoeffizienten ($r = 0,93452$) den engen Zusammenhang zwischen den Uf-Werten und den monatlichen Niederschlagsmengen aufzeigt, wurde als Bezugsbasis zur Bestimmung der Uf-Werte herangezogen. Die Werte der monatlichen potentiellen Landschaftsverdunstung (pLV) ergeben sich nun als Produkt der berechneten pV-Werte und der aus der Regressionsgrade mit Hilfe des Monatsniederschlags abzulesenden Uf-Werte. Sie werden mit Hilfe der Formel (4) berechnet.

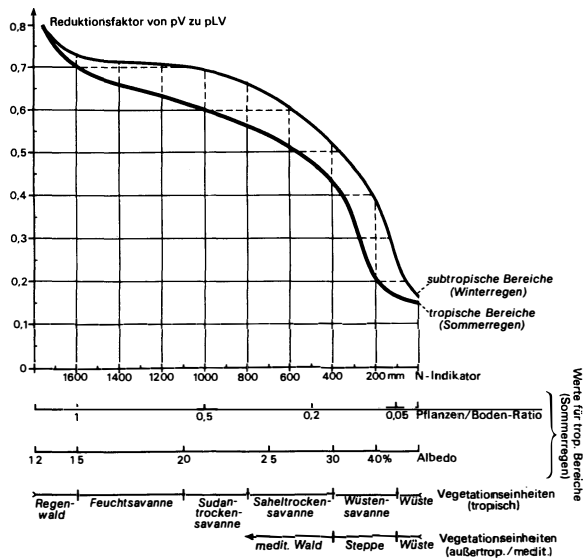


Abb. 5: Modell gleitender Reduktionsfaktoren zur Ableitung der potentiellen Landschaftsverdunstung (pLV) aus der potentiellen Verdunstung freier Wasserflächen (pV) auf Jahresbasis

Model of gliding reduction factors to determine the potential evapotranspiration (pLV) from the potential evaporation of free water surfaces (pV)

2.2.2 Bestimmung der humiden Monate (HM)

Humide und aride Monate des Jahres gelten als quantitativer Ausdruck des Wasserhaushaltes an einer Station. Sie ergeben sich aus der Differenz der monatlichen Werte des Niederschlags (N) und der berechneten potentiellen Landschaftsverdunstung (pLV). Ein Monat ist bestandsökologisch humid, wenn in ihm der gefallene Niederschlag (N) die poten-

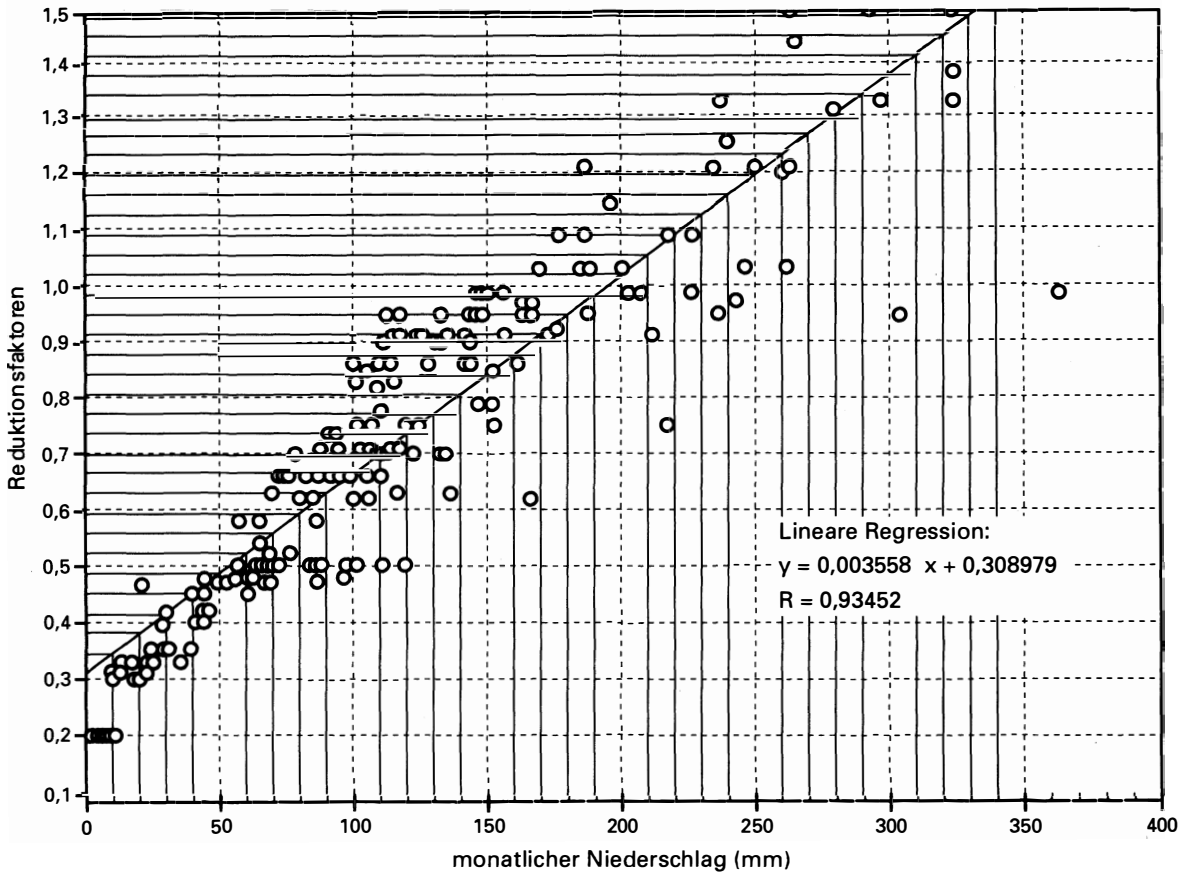


Abb. 6: Regressionsanalyse des Beziehungsgefüges zwischen Niederschlag und gewichteten Reduktionsfaktoren
 Linear regression analysis between precipitation and reduction factors

tielle Landschaftsverdunstung (pLV) wenigstens erreicht ($N \geq pLV$):

$$HM = N - pLV \quad (6)$$

Sie wurden als Isohygromenen (Linien gleicher Anzahl von humiden Monaten) zur räumlichen Differenzierung des hygrischen Klimas irdischer Landschaften bei der Klassifikation verwendet.

Bei der Ermittlung der humiden und ariden Monate nach dem oben beschriebenen Weg sind allerdings zwei insbesondere für die Kulturlandschaften außertropischer Räume wesentliche Voraussetzungen noch nicht erfüllt. In den Monaten der Nacherntezeit (sog. *Brachezeit*) und in denen mit *Schneebedeckung* wird keine potentielle Landschaftsverdunstung bestimmt, da man in diesen Monaten nicht von einer Biomassenoptimierung der Vegetation ausgehen kann. Für diese Zeiten sind Reduktionsfaktoren bzw. Absolutwerte zur Ableitung einer potentiellen Verdunstung unbedeckter Böden (pBV) bzw.

einer potentiellen Schneeverdunstung (pSV) berechnet worden. Die Anzahl der humiden bzw. ariden Monate ergibt sich aus der Gegenüberstellung der berechneten pBV- bzw. pSV-Werte mit den Niederschlagswerten der entsprechenden Monate. Die Anzahl der Monate ohne Pflanzenbedeckung wurde phänologischen Karten von SCHNELLE (1965, 1970) entnommen. Als Monate mit Schneebedeckung wurden nach den Bestimmungen des Deutschen Wetterdienstes (1980) solche definiert, in denen im langjährigen Mittel in mehr als der Hälfte der Tage Schneebedeckung auftritt. Es sind dies Monate mit einer Mitteltemperatur von $< -1^\circ\text{C}$ (Abb. 7). Bei der Berechnung der pLV wird in den sog. Schneemonaten unabhängig davon, ob die schneebedeckten Gebiete Vegetation tragen oder als unbedeckter Boden gelten, von einer spezifischen Schneeverdunstung ausgegangen.

Abbildung 8 demonstriert die Schritte zum Berechnungsgang der humiden Monate. Exemplarisch wer-

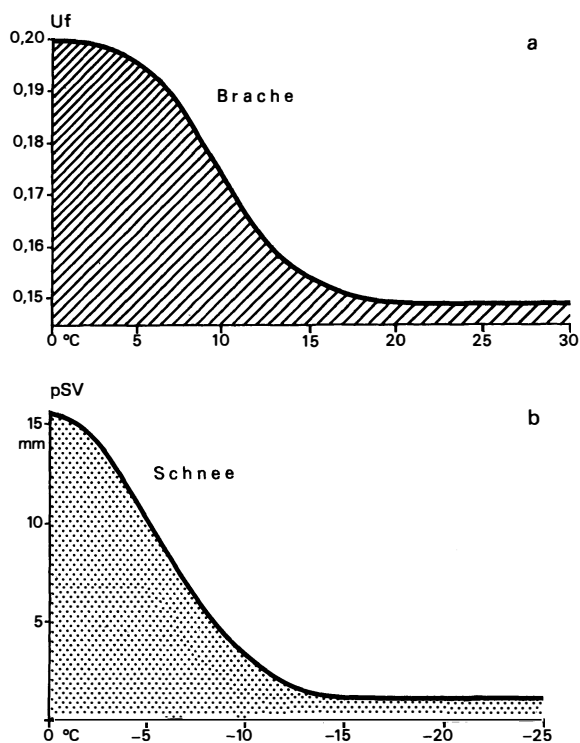


Abb. 7: Reduktionsfaktoren (U_f) zur Ableitung der potentiellen Verdunstung von nacktem Boden (pBV) (oben) und Absolutbeträge der potentiellen Schneeverdunstung (pSV) (unten)

Reduction factors (U_f) for determination of the pV of uncultivated land (pBV) (top), and the absolute amount of potential evaporation by snow (pSV) (bottom)

den in Tabelle 7 am Beispiel der Klimastation Luxemburg die in der vorliegenden Klimaklassifikation verwendeten und berechneten Daten nach den o.g. Formeln unter Einsatz der LINKESchen Tabellen zur Bestimmung der Äquivalenttemperatur vorgeführt.

2.3 Hygrothermische Klimatypen

Das Kartenbild demonstriert die Interferenz der Isothermomenen und Isohygromenen, wodurch 73 Klimatypen entstehen, als deren räumlicher Ausdruck sich *Klimaregionen* ergeben (vgl. Kartenlegende Beilage V).

Die *thermische Vegetationszeit* ist definiert durch die Länge der *temperaturbedingten* Wachstumsperiode der Pflanzen, ausgedrückt durch die Anzahl der Monate (*Isothermomenen*).

Die ermittelten Werte für die Länge der *thermischen Vegetationszeit* variieren zwischen 0 und 12 Monaten. In der Karte sind die Einheiten der thermischen

Vegetationsmonate auf 5 Klassen reduziert und in Buchstaben-Symbolen zusammengefaßt: 0–2 Monate = sehr kurze (sk), *oligotherme* Vegetationszeit; 3–4 Monate = kurze (k), *mikrotherme* Vegetationszeit; 5–6 Monate = mittlere (m), *mesotherme* Vegetationszeit; 7–9 Monate = lange (l), *makrotherme* Vegetationszeit und 10–12 Monate = sehr lange (sl), *megatherme* Vegetationszeit (Abb. 9).

Die *Tropen* gliedern sich thermisch in zwei Stufen, die *Warmtropen* als Gebiet ganzjähriger Wachstumsphase (12 thermische Vegetationsmonate) und die *Kalttropen* mit 12 und weniger thermischen Vegetationsmonaten.

In den *Subtropen* reduziert sich die thermische Vegetationszeit sukzessive von 12 Monaten auf geringere Werte, wobei die Räume mit 10–12 und 7–9 thermischen Vegetationsmonaten (sl und l) flächenhaft vorherrschen. Kürzere Vegetationszeiten finden sich in Gebirgen.

In den kühlgemäßigten, maritim getönten *Mittelbreiten* dominieren 5–6 thermische Vegetationsmonate. Sie ziehen sich in Küstennähe bis in *subpolare Regionen*. In den hochkontinentalen, kaltgemäßigten Binnenländern geht die thermische Vegetationszeit rasch auf 3–4 Monate und weniger zurück. Sie sinkt gegen die vergletscherten (Gebirgs-)Regionen und die kalten hohen Breiten der *Polarzone* auf 2 bis 0 Monate ab.

Die *hygrische Vegetationszeit* ist definiert durch die Länge der *feuchtigkeitsbestimmten* Wachstumsperiode, ausgedrückt in der Anzahl der humiden Monate (*Isohygromenen*). Ein Monat gilt als humid, wenn in ihm das Niederschlagsaufkommen die potentielle Landschaftsverdunstung (pLV) der standörtlichen Pflanzenwelt mindestens erreicht ($N \geq pLV$, vgl. LAUER u. FRANKENBERG 1981, 1986). Als potentielle Verdunstung einer Landschaft wird die Evapotranspiration des Systems Boden/Pflanze angenommen, die bei hinreichender Wasserversorgung eine optimale Nettoprimärproduktion der Pflanzenwelt garantiert.

Die Wasserbilanz in zeitlich aufgelöster Form ergibt eine 12er Skala der Anzahl der humiden Monate, die wir auf 6 Humiditätsstufen von ökologischer Relevanz reduziert haben: 0 (*perarid*, pa), 1–2 (*arid*, a), 3–4 (*semiarid*, sa), 5–6 (*subhumid*, sh), 7–9 (*humid*, h), 10–12 (*perhumid*, ph) (Abb. 9 u. Beilage V).

Die *Verschneidung* von *Isothermomenen* und *Isohygromenen* ergibt ein Muster von hygrothermischen *Klimatypen*, die durch Buchstaben-Kombinationen (*Klimaformeln*) kenntlich gemacht sind (vgl. Abb. 9): z. B. C m h = kühlgemäßigtes Mittelbreiten-Klima mit 5–6 thermischen Vegetationsmonaten und 7–9 humiden Monaten (= kühlgemäßigtes, mesothermes, humides Mittelbreiten-Klima). Die ausgewählten Farbflächen

Tabelle 7: Klimadaten der Station Luxemburg nach Berechnungen des angewandten Methodenansatzes
Climatic data for Luxemburg-City, calculated according to the applied method

Klimaelemente	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Niederschlag	73	56	43	54	60	64	66	74	63	55	64	68
Temperatur	0,3	1,0	4,9	8,5	12,8	15,7	7,4	16,7	13,8	9,0	4,6	1,3
Luftdruck	975,8	975,9	975,6	975,4	975,3	977,0	976,5	975,4	977,5	976,8	975,6	974,7
T _{ac}	10,3	10,5	13,3	17,5	22,8	27,6	31,3	29,4	24,3	18,2	13,3	10,8
rF	89	85	76	72	73	75	75	77	80	86	90	93
rS	11	15	24	28	27	25	25	23	20	14	10	7
rS ^{0,98}	10,5	14,2	22,5	26,2	25,3	23,4	23,4	22,4	21,6	18,8	13,3	9,5
Uf	0,42	0,57	0,79	1,00	1,57	1,34	1,33	1,27	1,22	1,07	0,81	0,65
pV	8,9	12,4	24,9	38,2	48,0	53,9	61,1	52,9	38,1	20,1	10,6	6,0
pLV	3,7	7,1	19,7	38,2	75,4	72,2	81,3	67,2	46,5	21,5	8,6	3,9
N-pLV	69,3	48,9	23,3	15,8	-15,4	-8,2	-15,3	6,8	16,5	33,5	55,4	64,1

Luxemburg: 49° 37' N/6° 3' E; 334 m NN; C m h β; Laub-Mischwald

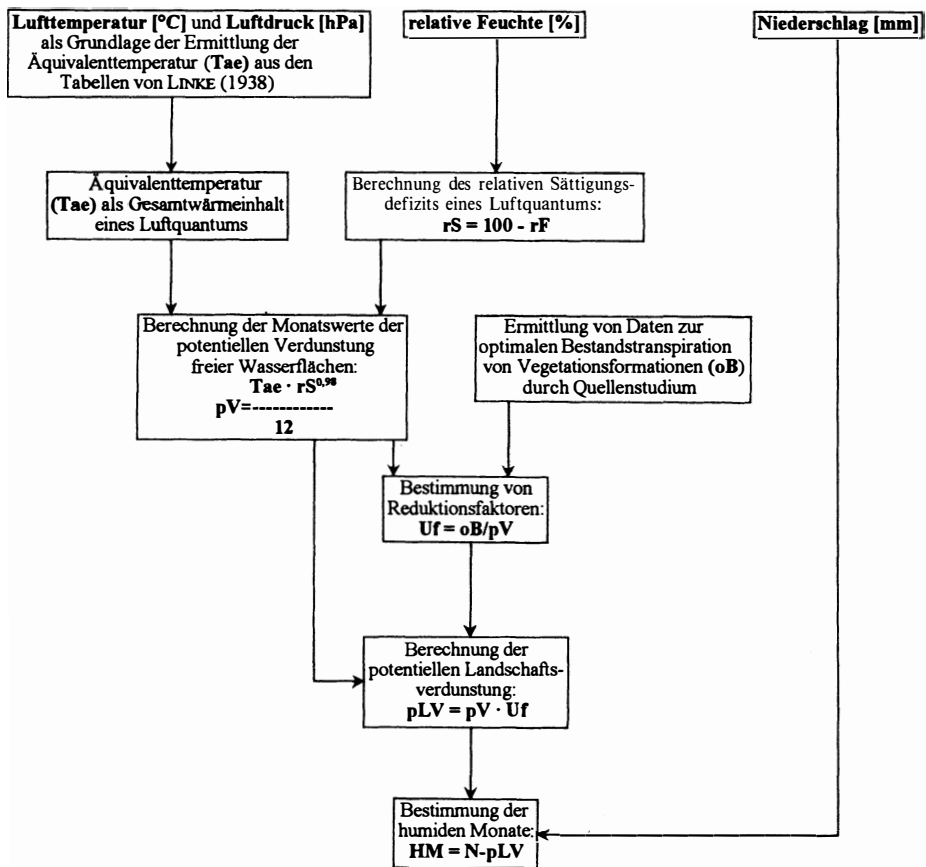


Abb. 8: Schritte zum Berechnungsweg der humiden und ariden Monate
Calculation steps of pLV

Tabelle 8: Wasserverbrauch ausgewählter Kulturpflanzen [l/m²] der Oasen in SW-Ägypten (nach Angaben von BLISS 1983, 109 umgerechnet) sowie die monatlichen Niederschlagsmengen einer Regenwald-Station (Borumbu/Zaire) als Vergleich

Water consumption for selected cultivated plants [l/m²] in the oases of SW-Egypt (after data of BLISS 1983, 109), and the monthly rainfall amounts for a tropical rain forest station (Borumbu/Zaire) in comparison

Kulturen	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Σ (l/m ²)
Weizen	168	208	190								158	120	844
Tomaten	181	212	226	86							120	133	958
Reis					212	235	234	228	201				1108
Palmen	87	85	119	131	154	171	170	165	143	125	99	86	1535
Oliven	76	77	104	115	135	150	149	144	125	110	86	75	1418
Borumbu/Zaire als Vergleich	72	87	145	185	158	141	175	166	180	210	192	105	1861

geben Hinweise auf den bestimmenden Charakter der hygrischen oder thermischen Komponente. Die Tropen z. B. werden deutlich durch die hygrische Abstufung gegliedert. Auch in den Subtropen dominiert die hygrische Komponente. In den Mittelbreiten hingegen treten als Gliederungsmerkmale eher die Flächen der thermisch bestimmten Vegetationszeit farblich in Erscheinung. Dieses Prinzip setzt sich auch in den hohen Breiten der kaltgemäßigten Mittelbreiten und in der Polarregion fort.

Maritimität/Kontinentalität ist ein sehr wesentlicher Klimafaktor, für deren Berechnung IVANOV (1959) eine Formel verwendete, in der die Jahres- und Tagesschwankung der Temperatur sowie das Sättigungsdefizit in Abhängigkeit von der geographischen Breite ihren Ausdruck finden:

$$K = \frac{A_J + A_T + 0,25 D_F}{0,36\varphi + 14} \cdot 100$$

K = Kontinentalitätsgrad (%), A_J = Jahresschwankung der Temperatur, A_T = Tagesschwankung der Temperatur, D_F = Sättigungsdefizit, φ = Geographische Breite, 14 = Konstante)

In der Klimakarte wurde der Kontinentalitätsgrad für die außertropischen Regionen in Anlehnung an die Weltkarte von IVANOV dargestellt. Die mit Hilfe dieser Formel gewonnenen Kontinentalitätswerte sind so abgestuft, daß ein indifferentes Klima, bei dem sich maritime und kontinentale Einflüsse die Waage halten bzw. aufheben, den Wert 100% erhält (BLÜTHGEN 1966). Die Linie von 100% fällt im Durchschnitt mit dem Verlauf der Küstenlinie zusammen und trennt (hoch)maritime [< 100%, (α)] von submaritim/subkontinentalen [100–120%, (β)] und kontinentale [120–200%, (γ)] von hochkontinentalen [> 200%, (δ)] Gebieten. Die Kennbuchstaben α, β, γ, δ werden der Klimaformel als Zusatzinformation für die Kontinentalität bzw. Maritimität eines Rau-

mes angehängt, z. B.: C m h α = kühlgemäßigtes, mesothermes (5–6 thermische Vegetationsmonate), humides (7–9 humide Monate), (hoch)maritimes Mittelbreitenklima.

Die in der Karte verwendeten *Klimaformeln* lassen sich nach den kleinräumigen Besonderheiten der regionalen Klimatypen in Anlehnung an Schlüsselbuchstaben der Klassifikation von KÖPPEN (1923) (wie z. B. n = häufiger Nebel, ns = Sommernebel, nw = Winternebel; w = winter trocken, s = sommer trocken, m = Monsunregen etc.) erweitern. Demnach wäre beispielsweise ein subtropisches, megathermes, semiarides, (hoch)maritimes Klima mit Sommernebel an der Westküste des Kaplandes mit folgender Formel zu belegen: B sl sa α ns.

3 Klimakarte – Karte der realen Vegetation – Klimadiagramme

3.1 Klimakarte (Beilage V)

Das Kartenbild gibt die Vielfalt der irdischen Klimate wieder und wird von vier Linienelementen beherrscht (Grenzen der Klimazonen, Isothermomenen, Isohygromenen, Kontinentalitätslinien).

Die *solaren Klimazonen* (A, B, C, D) sind durch spezifische Grundfarben gekennzeichnet und durch markante graue Linien abgegrenzt. Die Linien der hygrothermischen Klimatypen (Isothermomenen und Isohygromenen) durchziehen das gesamte Kartenblatt und formen Klimaregionen, in die die Klimatypen als Formeln eingetragen sind (Abb. 9). Dünne graue Linien bringen die Kontinentalitätsstufen zum Ausdruck.

Die subtropischen Winterregengebiete und die hochmaritimen Küstenlandschaften der Mittelbrei-

KLIMAZONEN	KLIMATYPEN								
	Dauer der thermischen Vegetationszeit (Monaten)			Dauer der hygrischen Vegetationszeit (Monaten)					
				perarid pa 0	arid a 1-2	semiarid sa 3-4	subhumid sh 5-6	humid h 7-9	perhumid ph 10-12
TROPEN A	Kaltropen (lang)	l	≤12	A l pa	A l a	A l sa	A l sh	A l h	A l ph
	Warmtropen (sehr lang)	sl	12	A sl pa	A sl a	A sl sa	A sl sh	A sl h	A sl ph
SUBTROPEN B	oligothem (sehr kurz)	sk	0-2	B sk pa	B sk a	B sk sa	B sk sh	B sk h	B sk ph
	microthem (kurz)	k	3-4	B k pa	B k a	B k sa	B k sh	B k h	B k ph
	mesothem (mittel)	m	5-6	B m pa	B m a	B m sa	B m sh	B m h	B m ph
	macrothem (lang)	l	7-9	B l pa	B l a	B l sa	B l sh	B l h	B l ph
	megathem (sehr lang)	sl	10-12	B sl pa	B sl a	B sl sa	B sl sh	B sl h	B sl ph
MITTELBREITEN C	megathem (sehr lang)	sl	10-12		C sl a	C sl sa	C sl sh	C sl h	C sl ph
	macrothem (lang)	l	7-9		C l a	C l sa	C l sh	C l h	C l ph
	mesothem (mittel)	m	5-6		C m a	C m sa	C m sh	C m h	C m ph
	microthem (kurz)	k	3-4		C k a	C k sa	C k sh	C k h	C k ph
POLAR- REGIONEN D	oligothem (sehr kurz)	sk	0-2			C sk sa	C sk sh	C sk h	C sk ph
	microthem (kurz)	k	3-4				D k sh	D k h	D k ph
VERGLETSCHERTE GEBIETE IN A, B, C und D		e	0						

Abb. 9: Legendenkonzept und Differenzierung der Klimatypen nach der Dauer der thermischen und hygrischen Vegetationszeit

Map-legend and the differentiation of climatic types based on the lengths of the thermic and hygric vegetation periods

ten als Gebiete mit Winterregenmaxima sind durch je eine Schraffur gekennzeichnet. An den Küsten mit Nebelbildung sind die jahreszeitlichen Maxima des Auftretens mit Signaturen markiert.

3.2 Karte der realen Vegetation (Beilage VI)

Das Klassifikationskonzept hat als Bezugsbasis eine Übersichtskarte der *realen Vegetation und Boden-nutzung* der Erde. Sie wurde unter Zuhilfenahme vieler thematischer Karten zur natürlichen Vegetation und zu den wesentlichen Bodenbedeckungstypen erstellt und gibt – soweit es der Maßstab gestattet – den gegenwärtigen Zustand des Pflanzenkleides der Erdoberfläche mit den wesentlichen anthropogenen Veränderungen der potentiellen natürlichen Vegetation wieder. Sie enthält zusätzlich die Haupt-Agrar-

regionen der Erde mit den charakteristischen Anbau-techniken, Bodennutzungstypen und Feldfrüchten.

3.3 Klimadiagramme (Beilage VII)

Der Klimakarte sind *Klimadiagramme* beigelegt. Vor allem werden hygrische und thermische Klimaparameter in ihrem jahreszeitlichen Ablauf dargestellt. Sie bieten eine schnelle Informationshilfe für Klimatypen als regionale Einheiten der Klassifikation und charakterisieren die standörtlichen ökoklimatischen Merkmale der ausgliederten Klimatypen.

Die Diagramme enthalten Monatswerte der Lufttemperatur (T), des Niederschlags (N) und der potentiellen Landschaftsverdunstung (pLV) als Linienelemente. Die Verschneidung der Kurven von N und pLV gibt die landschaftsökologische Wasserbilanz wieder. In Monaten positiver Wasserbilanz verläuft die Niederschlagskurve über der Kurve von pLV, womit der Niederschlagsüberschuß

gekennzeichnet wird (blaue Farbe). Die Monate negativer Wasserbilanz (Niederschlagsdefizit) sind rot wiedergegeben. Die Länge der thermischen Vegetationszeit ist gekennzeichnet durch die Schnittpunkte der Linien des bestandstypischen thermischen Schwellenwerts mit der Temperaturkurve. Die resultierende Fläche (senkrecht schraffiert) drückt die Zeitspanne mit Temperaturüberschuß aus. Auf der Basis der Diagramme sind Länge der thermischen Vegetationszeit (maigrün) und Monate der thermischen Vegetationsruhe (gelb) dargestellt. Die Zeitspanne des Niederschlagsüberschusses (humide Monate) sind blau schraffiert. Die rote Punktsignatur zeigt die ariden Monate im Jahresablauf. Die Basisleiste des Diagramms verdeutlicht überdies, inwieweit sich thermische und hygrische Vegetationszeit überlappen oder auseinanderklaffen. Daraus ist die Gunst der Klimafaktorenkonstellation für den optimalen Biomassenzuwachs der Pflanzenformationen abzulesen.

4 Interpretation des Kartenbildes

4.1 Tropen-Zone (A)¹⁾

Das Kartenbild zeigt eine deutliche Dominanz von klimazonenspezifischen Grundfarben. In der ganzjährig isothermen Warmtropenzone wechseln die Farben vom Grün zum Gelb entsprechend der vom Äquator in Richtung auf die tropisch-subtropischen Trockengebiete abnehmenden Humidität, d. h. Verkürzung der hygrischen Vegetationszeit. Obwohl jede Klimaregion durch die Interferenz von hygrischen und thermischen Faktoren geprägt ist, zeichnet sich in den Tropen eine hygrische Dominanz der Klimatypen ab, so z. B. in Afrika, als Musterbeispiel, vom immerfeuchten tropischen Regenwald (Borumbu, Brazzaville) bis zum vollariden tropisch-subtropischen Trockenraum der Sahara (Niamey, Timbuktu, Tamanrasset). Auffällig ist dabei die geringe Ausdehnung der perhumiden Regionen mit 10-12 hygrischen Vegetationsmonaten. Geschlossene Gebiete perhumiden Klimas treten reichlich im südostasiatischen Archipel auf. In Südamerika ist das perhumide Klimagebiet Amazoniens (Iquitos, Uaupés) durch einen Korridor am unteren Amazonas geteilt (Santarém), mit einer hygrischen Zeit von 7-9 Monaten. Das Guayanabergland und die Nordostabdachung der Anden zwischen Kolumbien und Bolivien haben tropisch-megathermes, perhumides Klima. Ebenso treten durch passatische Luveffekte an den Ostküsten der randlichen Tropen perhumide, megatherme Charakterlandschaften auf, auch in Bereichen mon-

sunaler Effekte an den Westseiten der inneren und randlichen Tropen (Douala).

Der Höhenwandel zwischen Warm- und Kalttropen wird durch den Wechsel der Farbe von grün-gelber in grünliche bis blaue Tönungen ausgedrückt. Der kontinuierliche Übergang der kalt/feuchten und der kalt/trockenen Höhenklimate, wie z. B. am Andenstrang entlang, wird durch die abnehmende Farbintensität gekennzeichnet (Beilage V, Legende). Den hypsometrischen Wandel des hydrothermischen Klimas tropischer Gebirge demonstriert exemplarisch ein West-Ost-Profil der Klimadiagramme im Bereich der zentralen Anden zwischen San Juan über Arequipa, Hunacayo, Puerto Maldonado nach Iquitos (Beilage VII). Die Gebirge Südamerikas, die afrikanischen Vulkane, das Hochland von Äthiopien, der Himalaya sowie die südostasiatischen Bergländer ragen als kalte Inseln aus den warmtropischen Tiefländern heraus.

Die Diagramme von Puyo und Quito (Ecuador, Beilage VII) zeigen die Typenmerkmale des warmtropischen Tieflands- und des kalten Höhenklimas. Kennzeichnend für beide Stationen ist die ganzjährige Isothermie mit fehlendem Jahresgang der Temperatur. Das Pflanzenwachstum richtet sich in den tropischen Hochgebirgen vollständig nach der Länge der hygrischen Vegetationszeit. Die Pflanzen entwickeln Anpassungsmerkmale im kühlen Hochgebirgsklima und existieren noch in der Nähe der Schneegrenze als offene Vegetationsdecke. Die thermische Vegetationszeit erstreckt sich im Bereich des Äquators über das ganze Jahr. Unterbrechungen erfolgen durch die Abnahme der hygrischen Vegetationszeit vom Páramo über die Puna zu den Hochgebirgshalbwüsten vom Klimatyp A 1 ph über alle Humiditätsstufen bis zu den kühlen perariden Klimaten in den randlichen Tropen (A 1 pa). Die Station La Paz (Beilage VII) ist ein Beispiel für die randlichen Trockentropen in ca. 4000 m. Die thermische Vegetationszeit ist nur schwach unterbrochen, die hygrische dagegen geht über 4 Monate nicht hinaus und umfaßt die Regenzeit zwischen Dezember und März. Abbildung 10 demonstriert die dreidimensionale Anordnung der Klimate in den tropischen Gebirgen.

4.2 Subtropen-Zone (B)

Die Subtropen, als solare Strahlungszone zwischen den Wendekreisen und dem 45. Breitenkreis – in der Karte durch rote und braune Farbtöne gekennzeichnet – nehmen eine vermittelnde Stellung zwischen dem tropischen Tageszeitenklima und dem durch markante thermische Jahreszeiten gekennzeichneten Mittelbreitenklima ein. Charakteristisch ist ein klein-

¹⁾ Die in Klammern genannten Stationen beziehen sich auf Diagramme der Beilage VII.

<i>tierra nevada</i> 0 °C	A e ph Nev. Antisana/Ecuador Schneegrenze 4700 m	A e h Cordillera Blanca/Peru Schneegrenze 5000 m	A e sh Cordillera Real/Bolivien Schneegrenze 5200 m	A e sa Nev. Sajama/Bolivien Schneegrenze 5300 m	A e a V. El Misti/Peru temp. Schneegrenze 6000m	A e pa V. Lullailaco/Chile Schneegrenze fehlt
<i>tierra subnevada</i> (sk) 3 °C	A sk ph El Refugio-Cotopaxi Strukturböden 4600 m	A sk h Vilenoita/Peru Strukturböden 4700m	A sk sh Chacaltaya/Bolivien Strukturböden 4500m	A sk sa Sajama/Bolivien Strukturböden 4850 m	A sk a El Misti/Peru Strukturböden <5000 m	A sk pa Lullailaco/Chile Strukturböden 5000m
<i>tierra helada</i> (l-k) 6 °C	A l ph Río Pita/Ecuador 3860 m N = 872 mm	A m h Cerro de Pasco/Peru 4500 m N = 935 mm	A m sh Ulla Ulla/Bolivien 4460 m N = 490 mm	A m sa El Alto/La Paz 4071 m N = 585 mm	A m a Charaña/Bolivien 4059 m N = 306 mm	A l pa San Pedro d. Atacama 3200 m N = 50 mm
<i>tierra fría</i> (sl) 12 °C	A sl ph n Papallacta/Ecuador 3160 m N = 1256 mm	A sl h Quito/Ecuador 2818 m N = 1250 mm	A sl sh Adisababa/Äthiopien 2450 m N = 1256 mm	A sl sa n Huancayo/Peru 3380 m N = 724 mm	A sl a Arequipa/Peru 2525 m N = 104 mm	A sl pa Chuquicamata/Chile 2700 m N = ?
<i>tierra templada</i> (sl) 18 °C	A sl ph Puyo/Ecuador 960 m 4454 mm	A sl h San Jose/Costa Rica 1120 m N = 1944 mm	A sl sh Guatemala-Stadt 1300 m N = 1281 mm	A sl sa Negelli/Äthiopien 1500 m N = 550 mm	A sl a Characato/Ecuador 2451 m N = 141 mm	A sl pa Vitor/Peru 1589 m N = 23 mm
<i>tierra caliente</i> (sl) 27 °C	A sl ph Tiputini/Ecuador 220 m N = 2470 mm	A sl h Santarém/Brasilien 20 m N = 1975 mm	A sl sh Guayaquil/Ecuador 6 m N = 843 mm	A sl sa Maracaibo/Venezuela 40 m N = 533 mm	A sl a Salinas/Ecuador 8 m N = 108 mm	A sl pa n/w Lima/Peru 11 m N = 10 mm
Anzahl der humiden Monate	12 11 10	9 8 7	6 5 4	3 2 1	0	
Anzahl der ariden Monate	0 1 2	3 4 5	6 7 8	9 10 11	12	
Humiditätstyp	perhumid (ph)	humid (h)	subhumid (sh)	semiarid (sa)	arid (a)	perarid (pa)
Wasserbilanz	N ₂ pLV	N ₂ pLV	N ₂ pLV	N<pLV	N<pLV	N<pLV
	Feuchttropen (N ≥ pLV)			Trockentropen (N ≤ pLV)		
	Tagesschwankung der Temperatur > Jahresschwankung der Temperatur (Ts > Js)					

Abb. 10: Dreidimensionale Anordnung der Klimate in den tropischen Gebirgen
Three-dimensional arrangement of climates in tropical high mountains

räumiges Ineinandergreifen der Isothermomenen und Isohygromenen, größtenteils bedingt durch das intensive Relief entlang der Faltengebirgsstränge Eurasiens, der Südan den, des ostaustralischen und südafrikanischen Randgebirges. Ausgeprägte Expositionsunterschiede zur Sonneneinstrahlung sind ein charakteristisches Merkmal der Subtropen. Auffällig ist im Kartenbild die unterschiedliche Farbtönung zwischen den *West- und Ostseiten der Kontinente* als Ausdruck der klimatischen Unterschiede. Die *Westseiten* stehen im Sommer unter dem Einfluß der subtropischen Antizyklonen, die Trockenheit verursachen. Im Winterhalbjahr dominiert die Mittelbreiten-Westdrift, die Niederschläge erbringt. An den *Ostseiten der Kontinente* bestimmen permanente Höhenträge das Klima mit sommerlichen Regenmaxima. In den Binnenländern der Subtropen ist ein trockenes Kontinentalklima ausgebildet.

Die *subtropischen Winterregengebiete* nehmen an den Westseiten der Kontinente räumlich begrenzte Areale ein, da die hohen N-S-streichenden Gebirgszüge als Barriere und Klimascheide wirken und damit die

Winterregengebiete einschränken (Kalifornien, Mittelchile, Südafrika, vgl. Beilage V). Im europäischen Winterregengebiet fehlen aber langgestreckte, N-S-verlaufende Gebirge. Hinzu kommen dynamische Aspekte des warmen europäischen Mittelmeers, wo die Zyklonogenese sich verstärkt und sich regenbürtige Effekte bis in den Westhimalaya entfalten können. Die subtropischen Winterregengebiete des Kaplandes (Kapstadt) und S-Australiens (Perth) reichen nicht weit genug nach Süden, so daß die wandernden Zyklonen der Westdrift diese Regionen nur randlich streifen und die Winterregengebiete auf enge Bereiche konzentriert sind.

In den Winterregengebieten liegen die längeren phytoökologisch und hydrothermisch optimalen Vegetationsphasen vorwiegend in den Übergangszeiten (Frühjahr und Herbst), weil im Winter die thermische Vegetationszeit und im Sommer die hygrische teilweise eingeschränkt ist (Rom, Bengasi, Iraklion, Beilage VII). Dennoch oder gerade deshalb hat die Flora hohe Diversität und ein vielfältiges Reservoir an Kulturpflanzen. Die subtropischen Winterregen-

gebiete gelten als ausgesprochene Gunsträume. Die humide Zeit liegt in den kühlen Wintermonaten mit eingeschränkter thermischer Vegetationszeit. Die Pflanzen gedeihen von den Speichervorräten der Winter- und Frühjahrsniederschläge (Lissabon, Madrid, San Francisco) und besonders durch künstliche Bewässerung.

Ein auffälliges ökologisches Phänomen sind die Nebel entlang der trockenen Westküsten-Subtropen. Sie sind Folge der zirkulationsdynamisch bedingten kühlen Meeresströmungen (Humboldt-Strom, Kalifornien-Strom, Benguela-Strom, Kanaren-Strom). Sie treten vorwiegend als sommerliche Nebel auf und sorgen für das Aufkommen einer reichhaltigen, niederwüchsigen Flora, die mit speziell entwickelten Organen Wasser aus dem Nebel aufnehmen und die wüstenhaften Landstriche an der Küste beleben (Westküsten Perus, Chiles, Südafrikas und der westlichen Sahara u. a. m.).

Während die *nordhemisphärischen Subtropen* eine Staffelung hygrothermischer Klimatypen von hochmaritim (α) bis hochkontinental (δ) aufweisen, verursachen die riesigen Meeresflächen in den *südhemisphärischen Subtropen* eine höhere Maritimität (α) der Klimate mit gedämpfter Temperaturkurve unter strahlungsklimatisch gleichen Bedingungen. Dies hat zur Folge, daß die südhemisphärischen Subtropen eine längere Andauer der thermischen Vegetationszeit gegenüber den vergleichbaren Breitenlagen auf der Nordhemisphäre aufweisen.

In den *Sommerregensubtropen* der Ostseiten der Kontinente fällt die hygrische Vegetationsperiode in die thermisch günstige Jahreszeit (Xian, Wen-Xhou). Auflandige, monsunartige Niederschläge im Sommer und außertropische Kaltluftinbrüche im Winter sorgen für ergiebige bzw. geringfügige Regenfälle je nach Luv- und Lee-Effekten, so daß auf der Basis langandauernder Humidität und ebenso langer thermischer Vegetationszeit agrarische Gunsträume in den Bereichen der Ostküsten Ostasiens (Tokyo), der USA (Jacksonville), SE-Südamerikas (Buenos Aires) sowie Südafrikas (Durban) und Australiens entstehen.

In Richtung der *kontinentalen Binnenräume* nehmen die Niederschläge und damit vor allem die Länge der hygrischen Vegetationszeit ab. In diesen Räumen, z. B. Prärien und Plains (Denver, Dallas), argentinische Pampa (Buenos Aires), Binnenländer Südafrikas und Australiens, liegen z. T. die großen Kornkammern der Erde. Sie gehören aber auch zu den agrarischen Risikoräumen, bedingt durch die hohe Variabilität der mittleren thermischen und hygrischen Vegetationszeit in Intervallen von Jahren. In Ostasien nimmt landeinwärts ebenfalls die Trocken-

heit zu, aber mit einer zusätzlichen hypsometrisch abnehmenden Anzahl der thermischen Vegetationsmonate bis auf die Höhe des tibetischen Hochplateaus. Von dort aus nimmt zum Karakorum-Hindukusch-System hin die Anzahl der humiden Monate bei fast gleichbleibender thermischer Vegetationszeit erneut zu, nimmt aber an den westlichen Abdachungen wieder ab (Beilage V). Der ganze mittlere Orient ist durch exzessive Trockenheit des Raumes geprägt. Die Ausläufer des Winterregenregimes reichen bis in das Hindukusch-Karakorum-System (REIMERS 1992, WEIERS 1995), wo sie die Luv-Seiten der Gebirge noch mit Niederschlag versorgen, wohingegen die Leeseite des Hindukusch-Pamir- und des Karakorum-Systems Sommerregen empfangen, wie auch das gesamte tibetische Hochland.

Ein beträchtlicher Teil der semi- bis perariden *Trockengebiete* der Erde liegt in den Subtropen, wo die pLV äußerst gering ist und wegen der spärlichen Vegetationsdecke erheblich von der potentiellen Verdunstung (pV) abweicht (El Goléa).

Innerhalb der *Trockengebiete* der Subtropen erstreckt sich ein Korridor als Trockenachse. Er markiert den Wechsel der Regenregime vom Sommer- zum Winterregen (El Paso, Tamanrasset, Calvinia), deutlich ausgeprägt im mittelasiatischen Gebirgsraum, in den Rocky Mountains, in Südamerika zwischen der peruanisch-chilenischen Küste und dem argentinischen Patagonien sowie im westlichen Kapland und West- und Südastralien um Perth und Adelaide.

Im Bereich der ariden und perariden tropisch-subtropischen Trockengebiete liegen die großen *Kulturoasen*. Sie entwickeln ein selbständiges, mesoskaliges Topoklima, das von einem trockenen Klima umgeben wird. Durch die Zufuhr von Bewässerungswasser entspricht der Wasserhaushalt fast einem Feuchtwald und seiner Verdunstungsrate (Borumbu und Kairo-Oase; Tab. 8 u. Beilage VII).

Das ökologische Gefüge der subtropischen Gebirge wird weitgehend durch die thermische Höhenstufung geprägt bei steter Abnahme der thermischen Vegetationszeit und bei Zu- bzw. Abnahme der hygrischen Vegetationszeit je nach einem Vertikalprofil der Niederschlagsmengen. Die Dauer der thermischen Vegetationszeit erreicht in den mittleren Höhenlagen den größten Gunsteffekt (Beilage VII: Kabul, Chorog, Yatung).

4.3 Mittelbreiten-Zone (C)

Die *Mittelbreiten* liegen auf den beiden Hemisphären zwischen dem strahlungsklimatisch definierten 45. Breitenkreis mit einer mittleren Solarstrahlungs-

summe von 150 W/m^2 (BORCHERT 1978) sowie den Polarkreisen, an denen im Jahr noch eine mittlere Sonnenstrahlungssumme von etwa 100 W/m^2 ankommt. Da die mittleren Jahrestemperaturen in Richtung höherer Breiten merklich abnehmen, läßt sich in der gleichen Richtung eine kühlgemäßigte Variante von einer kaltgemäßigten unterscheiden. Diese Differenzierung ist auch im Kartenbild der Mittelbreitenzone durch beige-grüne und violette Farbtonung klar zu erkennen. Die Trennlinie ist gut sichtbar durch den Verlauf einer intensiv rot gezeichneten Isothermomene. Sie markiert das kühl-mesotherme Gebiet der Laub-Mischwald-Vegetation (Oslo) gegen die mikrothermen, borealen Nadelwaldregionen der kalten Mittelbreiten (Ochotsk) als Ausdruck der Dauer der thermischen Vegetationszeit. Der Verlauf dieser Grenze wird im Bereich der Gebirge Ost-sibiriens und Westkanadas durch Reliefeinfluß modifiziert. Entlang den *Westküsten der kühlen Mittelbreiten* von Nordspanien bis zu den norwegischen Fjorden verursacht der Golfstrom eine lange thermische Vegetationszeit (Brest) bei 10-12 humiden Monaten und hoher Maritimität. Das *westeuropäische Binnenland* subkontinental-kühlgemäßigten Charakters weist im Kartenbild hygrisch eine weitgehend einheitliche Fläche von 7-9 humiden Monaten auf mit der Interferenz mesothermer Dauer der thermischen Vegetationszeit (5-6 Monate) mit einer west-östlichen Zunahme des Kontinentalitätsgrades von subkontinental (β) bis hochkontinental (δ) in den Räumen Westsibiriens (Moskau, Kustanai).

Die Klimadiagramme (Warschau, Odessa) belegen, daß in den kühlen Mittelbreiten mit Regen zu allen Jahreszeiten nahezu überall eine sommerliche, klimatische Aridität auftritt, mit der Konsequenz der höheren Verdunstungsraten des Pflanzenkleides. Wasserreserven aus der positiven Bilanz des Winters kompensieren den sommerlichen Wasserstreß. Mit zunehmender Kontinentalität führt er sogar regelmäßig zu phytoökologischen Trockenphasen im Hochsommer.

Mit zunehmender Breitenlage nimmt in den *kalten Mittelbreiten* die Dauer der thermischen Vegetationszeit ab, die der hygrischen jedoch zu, größtenteils allerdings durch eine länger andauernde *Schneebedeckung*. Nur in der kurzen, thermisch wie phytoökologisch günstigen Zeit steigen die Sommertemperaturen zwischen Juni-August bis auf ca. $12-15^\circ\text{C}$ an. Die 3-4monatige günstige Wachstumszeit reicht zur Fruktifizierung der anspruchslosen sommergrünen Baumarten (Lärche) der hochkontinentalen borealen Zone NE-Sibiriens bis zur Samenreife aus. In dieser kurzen Zeit wird die gesamte gefallene Nie-

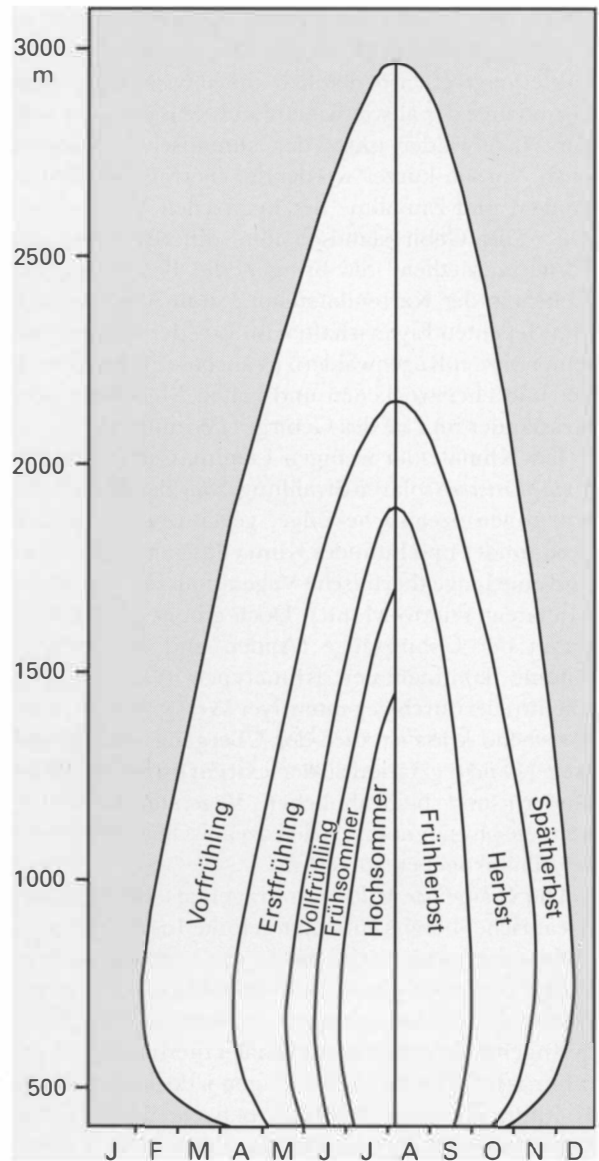


Abb. 11: Veränderung der phänologischen Jahreszeiten im Gebirge mit zunehmender Höhe. Die durch Frost und Schneebedeckung bedingte Winterruhe ist aufgerastert
Quelle: nach GAMS 1961

Variation of the phenological seasons in mountain areas according to increasing height. Periods of winter-rest caused by frost and snowcover are shown by dotted raster

derschlagsmenge der getauten Schneedecke aufgebraucht. Die klimatische Aridität wird z. T. durch die Bodenfeuchte aus dem aufgetauten Permafrost kompensiert (Oimjakon).

Auch in *Nordamerika* sind die Mittelbreiten in einen kühleren und einen kalten Bereich geteilt, wobei die klimatisch begünstigte Westseite durch den Barrieren-

effekt des Pazifischen Gebirgssystems geringeren Umfang einnimmt (Kodiak). Die großflächige Osthälfte zeigt ebenso deutlich die physiognomischen Grundzüge der altweltlichen Laub-Mischwälder und der Nadelwälder unter der klimatischen Vorgabe nach Norden kürzer werdender thermischer Bedingungen und Zunahme der hygrischen Vegetationszeit. Die Gebirgslandschaften differenzieren das Klima zusätzlich. Sie bringen die Bedeutung des Reliefs in der Kartendarstellung zum Ausdruck mit kühl/feuchten Eigenschaften im Luv der Gebirge mit temperierten Regenwäldern (Vancouver) von Westen her und eher trockenen und kalten Merkmalen der Grasländer im Lee des Gebirges (Winnipeg).

Die Klimate der wenigen Landmassen in der *südhemisphärischen* solaren Strahlungszone der Mittelbreiten tragen ozeanische Züge, gekennzeichnet durch perhumides und humides Klima das ganze Jahr über und eine lange thermische Vegetationszeit von 10–12 Monaten (Puerto Montt). Doch gibt es an den Ostseiten der Gebirgszüge (Anden und Neuseeland) Räume kontinentaler Klimatypen (Colonia Sermiento) bei durchweg intensiver Westwinddrift. Entsprechend krass ist auch der Übergang von üppiger Regenwaldvegetation zu den extrem trockenen Grasländern und heideähnlichen Vegetationsformationen, die physiognomisch den ozeanischen Heiden der Nordhalbkugel entsprechen.

Die *Gebirge der Mittelbreiten* ragen als kühl/feuchte, ozeanische, bereits subpolar getönte Inseln aus einer mehr oder weniger thermisch wie hygrisch einheitlichen Umgebung heraus. Klimaökologische Gunsträume sind strahlungsexponierte mittlere Hanglagen geringerer Neigung mit maximaler thermischer Vegetationszeit. Tiefliegende Tallagen jedoch sind wegen Kaltluftseebildung thermisch benachteiligt. Zu den Gipfelregionen hin nimmt die thermische Vegetationszeit ab und konvergiert in Mitteleuropa bei etwa 2800 m NN gegen Null (Beilage VII: Feldberg, Mt. Washington, Zugspitze; Abb. 11). Die im Mittel positive Wasserbilanz in größeren Höhen dient als Wasserreservoir und versorgt die Bewässerungswirtschaft in trockenen Tallandschaften (Innsbruck).

4.4 Polarzone (D)

Die *solarklimatische Polarzone* ist durch maximale Tageslängendifferenzen der Sonnenbestrahlung gekennzeichnet. Sie variiert vom Polarkreis an mit einem einmaligen Auftritt der Mitternachtssonne und dem totalen Fernbleiben der Sonne bis zu einem

halben Jahr an den Polen. Sie ist gegliedert in drei Klimatypen (Klimaregionen) mit drei Stufen einer blauen Farbskala. Eine Isothermomene trennt die mikrothermen, *subpolaren* Tundragebiete (Reykjavik) mit 3–4 thermischen Vegetationsmonaten von der oligothermen, fast vegetationslosen Frostschuttregion des *polaren* Klimatyps (Kap Tscheljuskin) mit 0–2 thermischen Vegetationsmonaten. Der *hochpolare* Klimatyp entspricht den Eiskalotten innerhalb der solaren Polarzone. Neben den solarklimatischen Aspekten spielt für die räumliche Differenzierung des Klimas auch die atmosphärische Zirkulation eine wichtige Rolle, denn sie steuert die jahreszeitliche Verlagerung des polaren Kältehochs und damit das klimatische Geschehen im Bereich der solarklimatischen polaren Zone.

In *Subpolarregionen* der Tundra ist das *Schneeklima* das entscheidende Merkmal. Nicht hohe Niederschlagsmengen, sondern die langen Winter mit fast ganzjähriger Schneebedeckung sowie eingeschränkter Verdunstung sorgen für eine *hohe Humidität* von mindestens 7–9 bzw. 10–12 Monaten in der subpolaren und polaren Klimaregion. Den Einfluß des Golfstroms in der Subpolarregion zeigt die Station Reykjavik mit hochmaritimem, mikrothermem, perhumidem Klima. Der ausgeglichene Jahresgang der Temperatur erlaubt mit einer thermischen Vegetationszeit von 3–5 Monaten das Wachstum der heideartigen Gewächse und Grasländer. Die kontinentalen Subpolarregionen zeigen dagegen eine höhere Schwankungsbreite im Jahresgang mit einer kurzen thermischen Vegetationszeit, aber höheren Wärmegraden, die auch dort den entsprechenden Vegetationsformationen einen Lebenszyklus ermöglichen (Nome).

Das *hochpolare Eisklima* (D e ph) verkörpert die geschlossene Eisdecke im Bereich von Grönland (vgl. Beilage V) mit durchweg kontinentalem Charakter und winterlichen Temperaturen um -20°C sowie 2–3 wenig über dem Gefrierpunkt liegenden Sommermonatsmitteltemperaturen zwischen Juni und August.

Die fast geschlossene Eisdecke der Antarktis hat ein beträchtlich kälteres Klima. Hier liegen die Durchschnittstemperaturen um ca. 30° niedriger als in der Arktis. Am Rande der Eisbedeckung gibt es eine Reihe nichtvereister Räume, die die Eigenschaft einer oligothermen Frostschuttzone mit bis zu 3 thermischen Vegetationsmonaten besitzen.

Als ein ausgesprochenes klimatisches *Sonderphänomen* lassen sich die zwischen ca. 55° und 60° südlicher Breite liegenden *subantarktischen Inseln* (Südgeorgien, Kerguelen, Macquarie-, St. Paul-, Südsandwich-, Campbell-Inseln etc.) charakterisieren. Sie haben das thermisch ausgeglichene, ewig kühl und nasse

Klima der Erde (10–12 humide Monate), das der ganzjährigen Isothermie am nächsten kommt. Die Jahresschwankung der Temperatur beträgt nur ca. 3,5 °C, und die 24stündigen Schwankungen sind in den einzelnen Monaten mit 0,5–2 °C noch geringer (TROLL 1964). Die physiognomischen und ökologischen Merkmale der Büschelgräser, Hartpolsterfluren, Zwergspaliererrasen und wolligen Stauden dieser Inseln erinnern zum Teil sogar floristisch an die Klimate der immerfeuchten Hochgebirge der inneren Tropen.

Fazit

Als Fazit seien einige wesentliche Merkmale der Klassifikation thesenhaft formuliert und Perspektiven aufgezeigt:

Die Klassifikation gibt das gegenwärtige Bild der Klimate der Erde auf der Basis von umfangreichem Stationsmaterial und Proxidaten wieder. Die Begrenzungslinien der Klimazonen, Klimatypen und Kontinentalitätsstufen bilden das fundierte Gerüst. Die Quantifizierung der vier Linienelemente unterscheidet das Konzept von den bisherigen Ansätzen. Die Bezugsbasis der Klassifikation ist eine Karte der realen Vegetation und Bodennutzung der Erde.

Die Klassifikation ordnet sich zwischen den genetischen und effektiven Klassifikationen ein. Sie beruht auf der Wechselwirkung des Systems „Klima – Erdoberfläche – Pflanze“ als ein ökologischer Regelkreis, in dem die genetischen Aspekte des Klimas ebenso berücksichtigt sind wie die reale Bodenbedeckung als effektives Element.

Der Bestrahlungsgang in seiner fundamentalen Bedeutung für die großräumige Einteilung der Erde bildet den übergeordneten Rahmen der Klimazonierung. Die Bestrahlungsgrenzen weichen wegen Reliefeinfluß und Land/Wasser-Verteilung von ihrem Idealverlauf leicht ab.

Die Vielfalt von Klimatypen entsteht durch die Interferenz der Linien gleicher Andauer der thermischen (Isothermomenen) und hygrischen (Isohygromenen) Vegetationszeit in Monaten, abgeleitet aus berechneten Parametern des Wärme- und Wasserhaushalts realer Landschaften. Die Linien der hygrothermischen Klimatypen durchziehen das gesamte Kartenblatt und bilden Klimaregionen innerhalb der jeweiligen Bestrahlungszonen einschließlich der Klimate der Hochgebirge.

Die Klimatypen differenzieren das Kartenbild in mannigfacher Weise. Sie heben z. B. die Kleinkammerung der hygrothermischen Klimate im Bereich der Faltengebirge gegenüber anderen Landschaften

markant heraus, verdeutlichen die klimatische Asymmetrie der Nord- und Südhalbkugel und unterstreichen die Dominanz der hygrischen Komponente der Tropen bzw. der thermischen Komponente der Außertropen u. a. m.

Die angewandte Methode der Klassifikation macht es möglich, durch den Einsatz der elektronischen Datenverarbeitung jede künftige Änderung des Systems „Klima – Erdoberfläche – Vegetation“ nachzuvollziehen und die Grenzverschiebungen neu zu quantifizieren. Der Klassifikationsansatz eignet sich daher auch für Prognosezwecke.

Literatur

- ALBRECHT, F. (1962): Die Berechnung der natürlichen Verdunstung (Evapotranspiration) der Erdoberfläche aus klimatologischen Daten. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 83, Offenbach.
- ARNON, I. (1972): Crop production in dry regions. Plant Science Monographs, Vol. II. London.
- ATANASIUS, N. (1951): Die Wasserversorgung unserer Kulturpflanzen in Abhängigkeit von Klima und Boden. In: Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone 32, Die Agrarmeteorologische Tagung in Stuttgart-Hohenheim, 9–13.
- BAC, S. (1964): Meßergebnisse des Wasserverbrauchs von Kulturpflanzen mit Großlysimetern. In: Wissenschaftliche Zeitschrift der Karl-Marx-Universität Leipzig. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe 13, 793–798.
- BALEK, J. (1977): Hydrology and water resources in tropical Africa. Amsterdam, Oxford, New York.
- BAUMGARTNER, A. (1965): The heat, water and carbon dioxide budget of plant cover: Methods and measurements. In: Proc. Montpellier Sympos, UNESCO, Paris, 495–572.
- (1979): Verdunstung im Walde. In: GÜNTHER, K.H. (Hg.): Wald und Wasser. Entwicklung und Stand. Hamburg, Berlin, 39–53.
- BAUR, F. (Hg) (1970): Meteorologisches Taschenbuch. Umrechnungstabellen zur Ermittlung der Äquivalenttemperatur. Leipzig, 486–489.
- BALNEY, H. F. u. CRIDDLE, W. D. (1962): Determining consumptive use and irrigation water requirements. United States Department of Agriculture, Technical Bulletin No. 1275. Washington.
- BLISS, F. (1983): Die Oasen Bahriya und Farāfra. Bestimmungsfaktoren und Folgen des sozialen und wirtschaftlichen Wandels in zwei Oasengesellschaften der westlichen Wüste Ägyptens. Bonn.
- BLÜTHGEN, J. (1966): Allgemeine Klimatologie. 2. Auflage. Berlin.
- BORCHERT, G. (1978): Klimatologie in Stichworten. Kiel.
- BUDYKO, M. I. (1974): Climate and Life. New York.

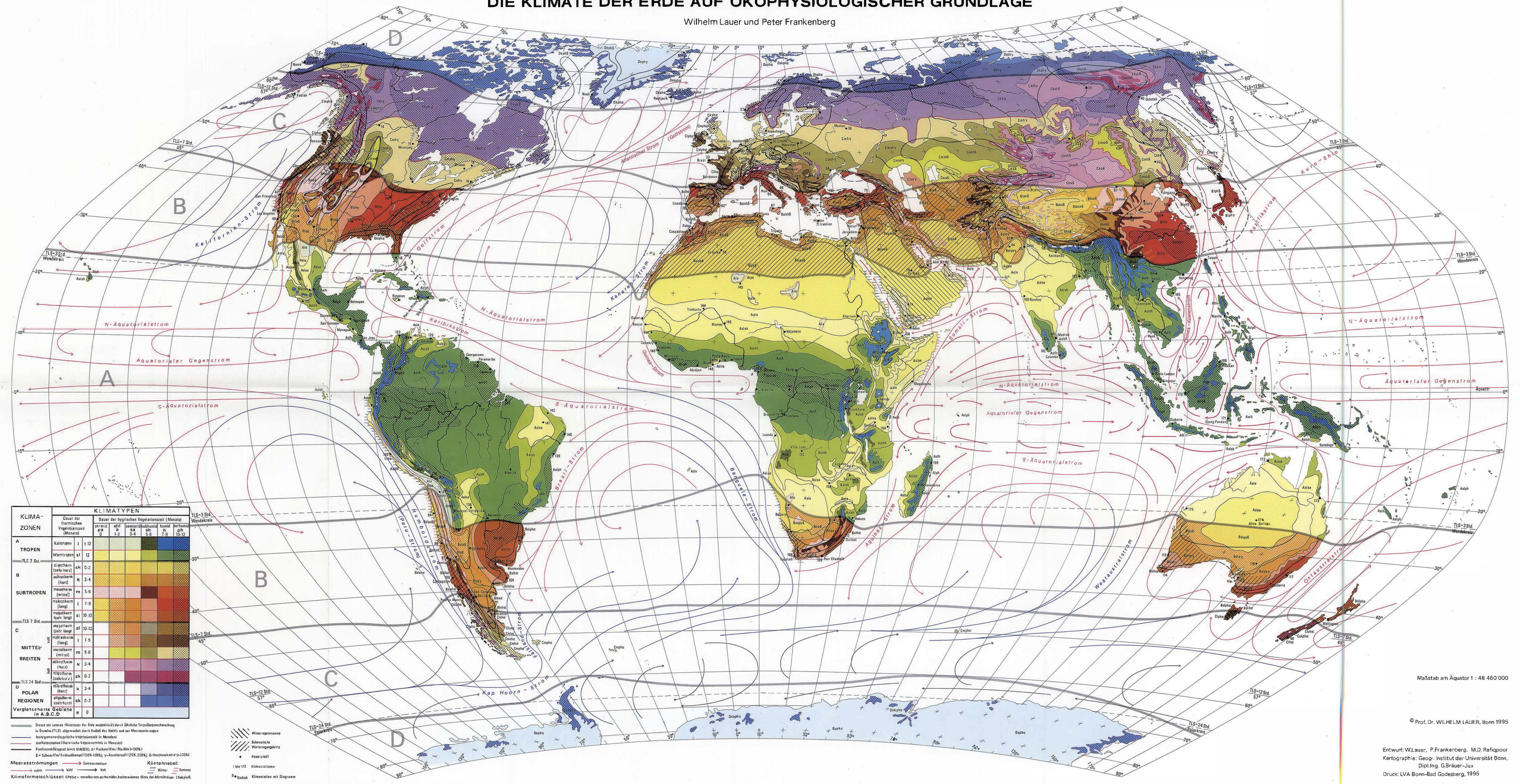
- CANDOLLE, A. DE (1874): *Geographie botanique raisonnée*. Archives des sciences de la bibl. Univ. de Genève.
- CREUTZBURG, N. (1950): Klima, Klimatypen und Klimakarten. In: Petermanns Geogr. Mitteilungen 49, 59–69.
- DEUTSCHER WETTERDIENST (Hg.) (1980–1982): Klimadaten von Europa. Teil I: Nord-, West- und Mitteleuropa. Teil II: Südwesteuropa und Mittelmeerländer. Teil III: Südost- und Osteuropa. Offenbach a. M.
- EHLERS, W. (1976): Evapotranspiration and drainage in tilled and untilled loess soil with winter wheat and sugarbeet. In: Zeitschrift für Acker- und Pflanzenbau 142, 285–303.
- EIDMANN, F. E. (1961): Über den Wasserhaushalt von Buchen- und Fichtenbeständen. IUFRO 2. Teil, 1, 11/4.
- FLOHN, H. (1957): Zur Frage der Einteilung der Klimazonen. In: Erdkunde 11, 161–175.
- FRANKE, G. (1982): *Nutzpflanzen der Tropen und Subtropen*. Leipzig.
- FRANKE, W. (1985): *Nutzpflanzenkunde*. Nutzbare Gewächse der gemäßigten Breiten, Subtropen und Tropen. Stuttgart, New York.
- FRANKENBERG, P. (1978): Florengographische Untersuchungen im Raume der Sahara – Ein Beitrag zur pflanzengeographischen Differenzierung des nordafrikanischen Trockenraumes. Bonner Geogr. Abhandlungen 58. Bonn.
- FRANKENBERG, P.; LAUER, W. u. RHEKER, J. R. (1990): *Das Klimatabellenbuch*. Braunschweig.
- FREITAG, E. (1965): Studien zur phänologischen Agrarklimatologie Europas. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 14, Nr. 98. Offenbach a. M.
- FRÖHLICH, W. u. WILLER, M. (1977): Bodentemperaturen und obere Waldgrenze. Vorläufiger Bericht über Untersuchungen an den Hochbergen Ostafrikas. In: Die Erde 108, 347–355.
- GAMS, H. (1961): Die Pflanzenwelt. In: *Landes- und Volkskunde Voralberg I*. Innsbruck, 135–172.
- GEISLER, G. (1980): *Pflanzenbau*. Ein Lehrbuch – Biologische Grundlagen und Techniken der Pflanzenproduktion. Berlin.
- (1981): *Ertragsbildung von Kulturpflanzen des gemäßigten Klimas*. Darmstadt.
- GOLF, W. (1975): Auswertung von Wärmehaushaltsmessungen zur Ermittlung der Verdunstung von Waldbeständen. In: Zeitschrift für Meteorologie 25, 112–116.
- HANDEL-MAZZETTI, H. v. (1931): Die pflanzengeographische Gliederung und Stellung Chinas. In: *Bot. Jahrb. f. Syst. Pflanzengeschichte* 64, 309–323.
- HANN, J. (1907): Die äquivalente Temperatur als klimatischer Faktor. In: *Meteorol. Zeitschrift* 24, 501–504.
- HAUDE, W. (1954): Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. In: *Mitt. des Deutschen Wetterdienstes* 8, Bad Kissingen.
- HENNING, I. u. HENNING, D. (1980): Kontinent-Karten der potentiellen Landverdunstung, berechnet mit dem Penman-Ansatz. In: *Meteorologische Rundschau* 33, 18–30.
- HOČEVAR, A. u. MATIČIČ, B. (1978): Tagesgang der Gras-evaporation bei drei verschiedenen Wetterverhältnissen im Talbecken von Ljubljana. In: *Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik* 32, Wien, 81/1–81/7.
- HOYNINGEN-HUENE, J. v. (1980): Mikrometeorologische Untersuchungen zur Evapotranspiration von bewässerten Pflanzenbeständen. *Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover* 19. Hannover.
- HOYNINGEN-HUENE, J. v. u. BRADEN, H. (1978): Bestimmung der aktuellen Verdunstung von landwirtschaftlichen Kulturen mit Hilfe mikrometeorologischer Ansätze. In: *Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges.* 26, 5–20.
- IHNE, E. (1886): Karte von Apfelblüte und Syringa vulgaris in Europa. In: *Meteorol. Zeitschrift*, 121 ff.
- IVANOV, N. N. (1959): Belts of continentality on the globe. *Izvest. Wsesoj. Geogr. Obschtsch.* 91, 410–423 [Russisch].
- JÄTZOLD, R. (1962): Die Dauer der ariden und humiden Zeit des Jahres als Kriterium für Klimaklassifikation. In: *H. v. Wissmann-Festschrift*, Tübingen, 89–108.
- (1970): Ein Beitrag zur Klassifikation des Agrarklimas der Tropen. In: *Tübinger Geogr. Stud.* 34, *Wilhelmy-Festschrift*, 57–69.
- JUNGHANS, H. (1969): Sonnenscheindauer und Strahlungsempfang geneigter Ebenen. *Abh. d. Met. Dienstes der DDR*, Nr. 85, 11, Berlin.
- KAUSCH, W. (1957): Die Transpiration als Ursache für tägliche Grundwasserschwankung. In: *Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft LXX*, 436–444.
- KAVIANI, R. (1974): Untersuchungen zur potentiellen Verdunstung von Rasenflächen mit unterschiedlichem Grundwasserstand mit Hilfe von Lysimetern im Vergleich zu berechneten Werten. In: *Zeitschrift für Acker- und Pflanzenbau* 139, 249–258.
- KELLER, R. (1948) Zum Wasserverbrauch von Vegetation und Wirtschaft. In: *Erdkunde* 2, 93–100.
- (1951): Natur und Wirtschaft im Wasserhaushalt der rheinischen Landschaften und Flußgebiete. *Forschungen zur Dt. Landeskunde* 57. Remagen.
- KESSLER, A. (1985): Anthropogene Änderungen des Strahlungshaushaltes der Erdoberfläche. In: *Erdkunde* 39, 175–179.
- KLAUSING, O. (1961): Wasserstand und Wasserbilanz von Vegetation und Boden an Standorten bestimmter Pflanzengesellschaften des Mittelmeergebietes. *Angewandte Pflanzensoziologie* 18. Stolzenau.
- KNOCH, K. u. SCHULZE, A. (1952): Methoden der Klimaklassifikation. *Petermanns Mitteilungen Ergänzungsheft* 249.
- KNOCH, W. (1907): Die äquivalente Temperatur, ein einheitlicher Ausdruck der klimatischen Faktoren Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit. In: *Meteorol. Zeitschrift* 24, 433–444.
- KONSTANTINOV, A. R. (1966): *Evaporation in Nature*. Jerusalem.
- KÖPPEN, W. (1901): Versuch einer Klassifikation der Kli-

- mate, vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. In: Geographische Zeitschrift 6, 593-611 u. 657-679.
- (1918): Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahreslauf. In: Petermanns Mitteilungen 64, 193-203 u. 243-248.
- (1923): Die Klimate der Erde. Grundriß der Klimakunde. Berlin, Leipzig.
- KRISHNAN, A. a. SASTRI, A. S. (1979): Energy balance and photosynthetic and water use efficiency of *Cenchrus ciliaris* Gras. In: Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B 27, 95-104.
- KRÜGER, E. (1942): Die Verteilung der äquivalenten Temperatur auf der Erde und ihre Bedeutung für die Vegetation. Diss. Berlin.
- KUTSCH, H. (1978): Das Zerealienklima der marokkanischen Meseta. Transpirationsdynamik von Weizen und Gerste und verdunstungsbezogene Niederschlagswahrscheinlichkeit. Trierer Geographische Studien 3.
- LARCHER, W. (1980): Ökologie der Pflanzen. Stuttgart.
- (1994): Ökophysiologie der Pflanzen. Stuttgart.
- LAUER, W. (1952): Humide und aride Jahreszeiten in Afrika und Südamerika und ihre Beziehungen zu den Vegetationsgürteln. (Diss. Bonn 1950) In: Bonner Geogr. Abh. 9, 15-98.
- (1975): Vom Wesen der Tropen. Klimaökologische Studien zum Inhalt und zur Abgrenzung eines irdischen Landschaftsgürtels. Abh. d. Akad. d. Wiss. u. d. Lit., Mainz, Math.-nat. Kl., Nr. 3.
- (1978): Ökologische Klimatypen am Ostabfall der mexikanischen Meseta. In: Erdkunde 32, 101-110.
- (1982): Zur Ökoklimatologie der Kallaway-Region (Bolivien). In: Erdkunde 36, 223-248.
- (1991): Climatology. In: PANCEL, L. (Ed.): Tropical Forestry Handbook, Vol. 1. Berlin, Heidelberg u. a., 95-164.
- (1995): Klimatologie - Das Geographische Seminar. Braunschweig.
- LAUER, W. u. KLAUS, D. (1975): Geoecological investigations of the timberline of Pico de Orizaba. In: Arctic and Alpine Research 7, 315-330.
- LAUER, W. u. FRANKENBERG, P. (1978): Untersuchungen zur Ökoklimatologie des östlichen Mexiko. Erläuterungen zu einer Klimakarte 1:500.000. In: Colloquium Geographicum 13, 1-134.
- (1981a): Eine Karte der hygrothermischen Klimatypen Afrikas. In: Erdkunde 35, 245-248.
- (1981b): Untersuchungen zur Humidität und Aridität von Afrika. Das Konzept einer potentiellen Landschaftsverdunstung. Bonner Geogr. Abhandlungen 66. Bonn.
- (1982): Weltkarten der Relation von fühlbarer und latenter Wärme. In: Erdkunde 36, 137-142.
- (1986): Eine Karte der hygrothermischen Klimatypen von Europa. In: Erdkunde 40, 85-94.
- LAUER, W. u. RAFIQPOOR, M. D. (1986): Geoökologische Studien in Ecuador. Bericht über eine Studienreise 1985. In: Erdkunde 40, 68-72.
- LEBEDEV, A. N. (1970): The Climate of Africa. Jerusalem.
- LEIGH, E. G. JR.; RAND, S. A. a. WINDSOR, D. M. (Eds.) (1983): The ecology of a tropical forest. Seasonal rhythm and long-term changes. Oxford.
- LINKE, F. (1938): Bedeutung und Berechnung der Äquivalenttemperatur. In: Meteorologische Zeitschrift 55, 345-350.
- LOMAS, J. (1980): Climate and Forestry. In: La-Yaaran 30, 33-36.
- LOUIS, H. (1958): Der Bestrahlungsgang als Fundamentalserscheinung der geographischen Klimaunterscheidung. In: PASCHINGER, H. (Hg.): Geographische Forschungen. Festschrift für H. Kinzl, Schlern-Schriften 190, 155-164.
- MARTONNE, E. DE (1926): Une nouvelle fonction climatique: L'indice d'aridité. In: La Météorologie 2, 449-459.
- MIERDEL, P. (1971/72): Zur Bestimmung der Waldverdunstung nach den Methoden des Wärmehaushaltes und des turbulenten Austausches. In: Zeitschrift für Meteorologie 22, 216-222.
- MITSCHERLICH, G. (1971): Wald, Wachstum und Umwelt. 2. Bd.: Wald, Klima und Wasserhaushalt. Frankfurt.
- MÜLLER, M. J. (1983): Handbuch ausgewählter Klimastationen der Erde. Forschungsstelle Bodenerosion der Universität Trier. 3. Ergänzte und verbesserte Auflage, Trier.
- OHLMEYER, P. a. HOYNINGEN-HUENE, J. V. (1976): Problems of the estimation of consumptive use in extremely arid climates. ICID National Committee of the Federal Republic of Germany, Bull. 5. Bonn.
- PAPADAKIS, A. I. Gx. (1965): Potential evaporation. Some considerations on Penman method - a simpler and more accurate formula "stomatic" evaporimeter. Buenos Aires.
- (1975): Climates of the world and their potentialities. Buenos Aires.
- PAUCKE, H. u. LUX, E. (1978): Zur wasserregulierenden Wirkung des Waldes. In: Acta Hydrophysica 23, 129-176.
- PENMAN, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. In: Proceedings of the Royal Society A 193, 120-145.
- (1949): The dependence of transpiration on weather and soil conditions. In: The Journal of Soil Science 1, 74-89.
- PFAU, R. (1966): Ein Beitrag zur Frage des Wassergehaltes und der Beregnungsbedürftigkeit landwirtschaftlich genutzter Böden im Raume der Europäischen Wirtschaftsgemeinschaft. In: Meteorologische Rundschau 19, 33-46.
- PRIBÁN, K. a. ONDOK, J. P. (1980): The daily and seasonal course of evapotranspiration from a central European Sedge-Gras-Marsch. In: Journal of Ecology 68, 547-559.
- RASCHKE, E. (1972): Die Strahlungsbilanz des Systems Erde-Atmosphäre. In: Zeitschrift für Geophysik 38, 967-1000.
- REHM, S. u. ESPIG, G. (1984): Die Kulturpflanzen der Tropen und Subtropen. Stuttgart.
- REIMERS, F. (1992): Untersuchungen zur Variabilität der Niederschläge in den Hochgebirgen Nordpakistans und angrenzender Gebiete. Beiträge und Materialien zur Regionalen Geographie 6. Institut für Geographie der TU-Berlin.

- RICHTER, D. (1969): Darstellung von Methoden zur rechnerischen Bestimmung der Gebietsverdunstung. Abhandlungen des Meteorologischen Dienstes der DDR 98. Berlin.
- RIJKS, D. A. (1965): The use of water by cotton crops in Abyan, South Arabia. In: *Journal of Applied Ecology* 2, 317-343.
- SCHMIEDECKEN, W. (1978): Die Bestimmung der Humidität und ihrer Abstufungen mit Hilfe von Wasserhaushaltsberechnungen – ein Modell am Beispiel aus Nigeria. In: *Coll. Geogr.* 13, 137-159.
- SCHMIEDECKEN, W. u. STIEHL, E. (1983): Wald und Wasserhaushalt. Klimatologische und hydrologische Untersuchungen in der Rureifel. In: *Coll. Geogr.* 16, 165-195.
- SCHMITHÜSEN, J. (Hg.) (1976): *Atlas zur Biogeographie*. Mannheim, Wien, Zürich.
- SCHNELLE, F. (1945): Phänologische Charakterisierung typischer Klimagebiete Europas. In: *Petermanns Mitteilungen* 91, 3-10.
- (1965): Beiträge zur Phänologie Europas I. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* 14, Nr. 101, Offenbach.
 - (1970): Beiträge zur Phänologie Europas II. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* 16, Nr. 118, Offenbach.
- SCHRÖDER, D. (1971): Der Wasserverbrauch verschiedener Kulturpflanzen und seine Beziehungen zu Düngung, Ertrag, Niederschlag und Wurzelwachstum. Diss. Bonn.
- (1973): Der Wasserverbrauch des Weizens und Roggens und seine Beziehungen zu Düngung, Ertrag, Niederschlag und Wurzelwachstum. In: *Zeitschrift für Acker- und Pflanzenbau* 138, 300-318.
- SCHROEDER, M. (1985): Jahreswerte der Waldverdunstung und ihrer Teilgrößen an der Großlysimeteranlage St. Arnold. In: *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen* 29, 95-97.
- SCHREPFER, H. (1922): Blüte- und Erntezeit des Winterroggens in Deutschland nebst Anhang über den phänologischen Herbst. *Arb. d. Dt. Landwirt. Ges.* 321.
- (1923): Das phänologische Jahr der deutschen Landschaften. In: *Geogr. Zeitschr.* 29, 260-276.
- SELJANINOW (1937): *Agro-klimatisches Weltnachschlagewerk*. Leningrad, Moskau [Russisch].
- STOCKER, O. (1956): Die Abhängigkeit der Transpiration von Umweltfaktoren. In: RUHLAND, W. (Hg.): *Handbuch der Pflanzenphysiologie*. 3: Pflanzen und Wasser. Berlin, 436-488.
- TERJUNG, W. H. a. LUIE, St. S.-F. (1972): Energy input-output climates of the world: a preliminary attempt. In: *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B* 20, 129-166.
- THORNTHWAITE, C. W. (1933): Climates of the earth. In: *Geographical Review* 23, 433-440.
- (1943): Problems in the classification of climates. In: *Geographical Review* 33, 233-255.
 - (1948): An approach toward a rational classification of climate. In: *Geographical Review* 38, 55-91.
 - (1951): The water balance in tropical climates. In: *American Meteorological Society* 32, 166-173.
- THORNTHWAITE, C. W. a. MATGER, J. R. (1951): The role of evapotranspiration in climate. In: *Arch. Meteor., Geoph., Biokl., Ser. B* 3, 16-39.
- TROLL, C. (1925): Ozeanische Züge im Pflanzenkleid Mitteleuropas. In: *Freie Wege vergleichender Erdkunde*. Drygalski-Festschrift. München, Berlin, 307-335.
- (1964): Karte der Jahreszeiten-Klimate der Erde – Mit einer farbigen Karte von C. Troll und KH. Paffen. In: *Erdkunde* 18, 5-28.
 - (Hg.) (1966): *Der neue Herder Handatlas*. Freiburg, Basel, Wien.
- WALTER, H. (1960): *Einführung in die Phytologie*. Band III: Grundlage der Pflanzenverbreitung, I. Teil: Standortlehre. Stuttgart.
- (1973): *Allgemeine Geobotanik*. Stuttgart.
- WALTER, H. u. MEDINA, E. (1969): Die Bodentemperatur als ausschlaggebender Faktor für die Gliederung der subalpinen und alpinen Stufe in den Anden Venezuelas. In: *Ber. d. Dtsch. Bot. Ges.* 82, 275-281.
- WALTER, H. u. BRECKLE, S.-W. (1986 u. 1994): *Ökologie der Erde*. I, II, III, IV. Stuttgart.
- WANG, T. (1941): Die Dauer der ariden, humiden und nivalen Zeiten des Jahres in China. *Tübinger Geogr. u. Geol. Abh.* 2, 7. Öhringen.
- WECHMANN, A. (1964): *Hydrologie*. München/Wien.
- WEIERS, S. (1995): Zur Klimatologie des NW-Karakorum und angrenzender Gebiete. Statistische Analysen unter Einbezug von Wettersatellitenbildern und eines Geographischen Informationssystems (GIS). *Bonner Geogr. Abh.* 92. Bonn.
- WENDLING, U. (1975): Zur Messung und Schätzung der potentiellen Verdunstung. In: *Zeitschrift für Meteorologie* 25, 103-111.
- WENDLING, U.; JÖRN, P.; MÜLLER, J. u. SCHWEDE, K. (1980): Ergebnisse von Verdunstungsmessungen über Gras mit einem Off-line-Datenerfassungssystem. In: *Zeitschrift für Meteorologie* 30, 136-143.
- WINIGER, M. (1979): Bodentemperaturen und Niederschlag als Indikatoren einer klimaökologischen Gliederung tropischer Gebirgsräume. Methodische Aspekte und Anwendbarkeit dargelegt am Beispiel des Mt. Kenya. In: *Geomethodica* 4, 121-150.
- (1981): Zur thermisch-hygrischen Gliederung des Mount Kenya. In: *Erdkunde* 35, 248-263.
- WISSMANN, H. v. (1939): *Die Klima- und Vegetationsgebiete Eurasiens*. In: *Zeit. Ges. Erdk.* Berlin, 1-14.
- World Atlas of Agriculture* (1969) – Ed. by Instituto Geográfico de Agostini under the aegis of the International Association of Agricultural Economists. Novara.
- World Map of the Length of Growing Seasons with Ocean Surface Salinity* (1962). The Edingburgh World Atlas.

DIE KLIMATE DER ERDE AUF ÖKOPHYSIOLOGISCHER GRUNDLAGE

Wilhelm Lauer und Peter Frankenberg



KLIMA-ZONEN	KLIMATYPEN						
	Dauer der thermischen Vegetationszeit (Monate)	Dauer der hygrischen Vegetationszeit (Monate)	pa	sa	sh	ph	
A TROPEN	Kälttropen	i ≤ 12	g	1,2	3,4	5,6	7,8
	Wärmertropen	si 12	g	1,2	3,4	5,6	7,8
B SUBTROPEN	oligotherm (sehr kurz)	sk 0-2	g	1,2	3,4	5,6	7,8
	mesotherm (kurz)	k 3-4	g	1,2	3,4	5,6	7,8
	megatherm (mittel)	rm 5-6	g	1,2	3,4	5,6	7,8
C MITTELBREITEN	makrotherm (lang)	l 7-9	g	1,2	3,4	5,6	7,8
	megatherm (sehr lang)	sl 10-12	g	1,2	3,4	5,6	7,8
	mesotherm (mittel)	rm 5-6	g	1,2	3,4	5,6	7,8
D POLARREGIONEN	mikrotherm (kurz)	k 3-4	g	1,2	3,4	5,6	7,8
	oligotherm (sehr kurz)	sk 0-2	g	1,2	3,4	5,6	7,8

Grenze der setanen Mikrotropen der Erde ausgedrückt durch übliche Vegetationszonierung
 in Stunden (TLSt.) abgewandelt durch Einfluß des Reliefs und der Meeresströmungen.
 Isopycnen (isopycnische Vegetationszeit in Monaten)
 Isothermen (isothermische Vegetationszeit in Monaten)
 Isohyeten (isohyete Vegetationszeit in Monaten)
 Isothermen (isothermische Vegetationszeit in Monaten)

Meeresströmungen → Sommerzeit → Küstenebel
 → Winterzeit → Nebel
 → Sommerzeit → Nebel
 → Winterzeit → Nebel

Klimaformelschlüssel: Cpa = mesotherm, g = hohe, h = hohe, l = hohe, m = hohe, s = hohe, si = hohe, sk = hohe, sl = hohe, st = hohe, su = hohe, sv = hohe, sw = hohe, sy = hohe, sz = hohe, ta = hohe, tb = hohe, tc = hohe, td = hohe, te = hohe, tf = hohe, tg = hohe, th = hohe, ti = hohe, tj = hohe, tk = hohe, tl = hohe, tm = hohe, tn = hohe, to = hohe, tp = hohe, tq = hohe, tr = hohe, ts = hohe, tt = hohe, tu = hohe, tv = hohe, tw = hohe, tx = hohe, ty = hohe, tz = hohe

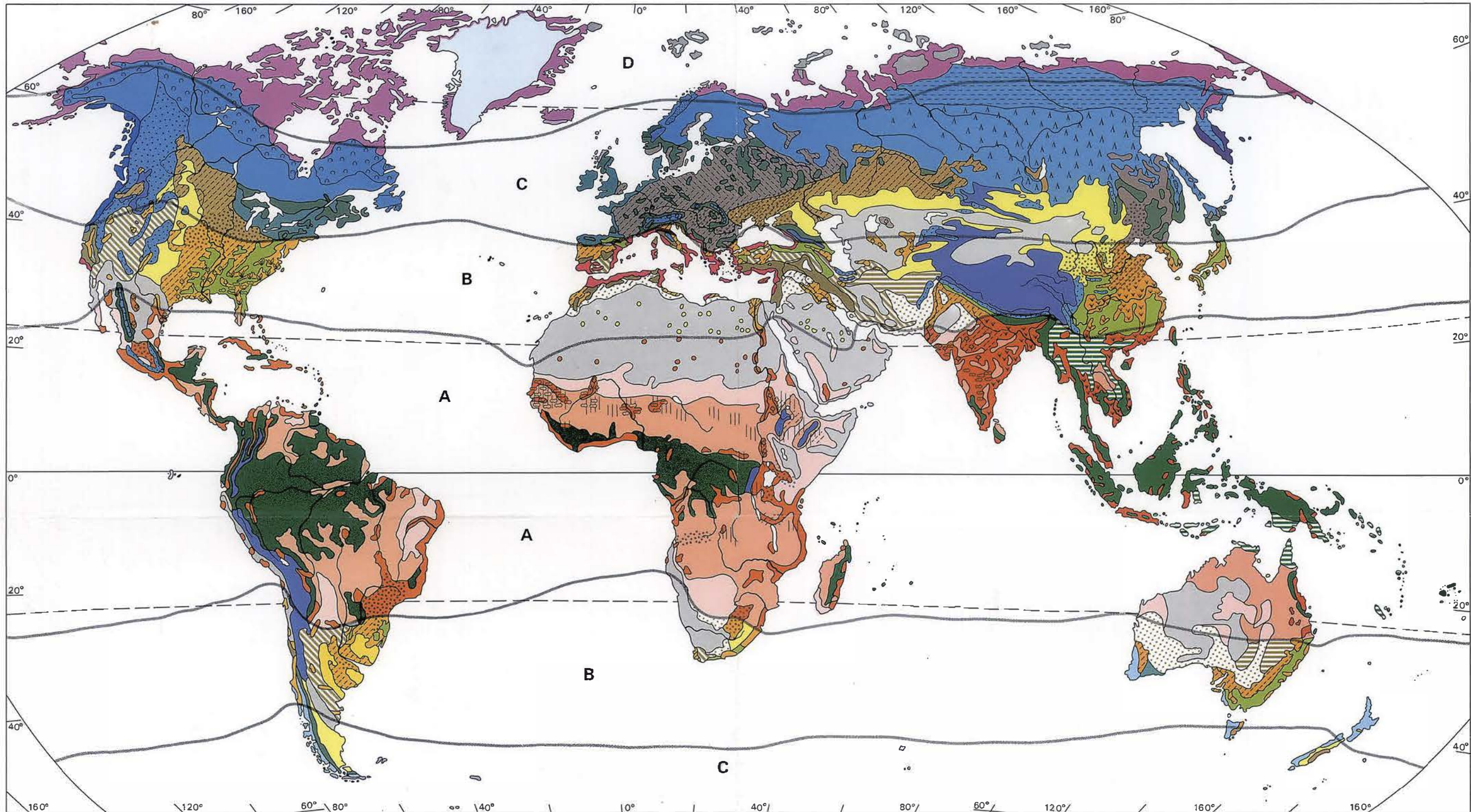
Maßstab am Äquator 1 : 48 460 000

© Prof. Dr. WILHELM LAUER, Bonn 1995

Entwurf: W.Lauer, P.Frankenberg, M.D. Rafiqpoor
 Kartographie: Geogr. Institut der Universität Bonn,
 Dipl.Ing. G.Bräuer-Jux
 Druck: LVA Bonn-Bad Godesberg, 1995

Reale Vegetation und Bodennutzung

W. Lauer und M. D. Rafiqpoor



- Tropische Regenwälder mit Landweidewirtschaft
- Halbimmergrüne Regenwälder und regengrüne Monsunwälder mit Landweidewirtschaft
- Regengrüne Savannen- und Waldformationen mit Pflanzbau und extensiver Weidewirtschaft
- Regengrüne Dornstrauchformationen mit extensiver Weidewirtschaft und z.T. stationärer Farmwirtschaft
- Tropisch-subtropische Halbwüsten und Wüsten mit Nomadismus, Transhumanz und Daserwirtschaft
- Gemischte Landbauflächen der tropischen Kulturen

- Degradierete subtropische Feuchtwälder mit Weidewirtschaft und Landbau (z.T. Sonderkulturen)
- Devastierete mediterrane Hartholzgehölze mit extensiver Weidewirtschaft
- Xeromorphe Baum- und Strauchformationen mit extensiver Weidewirtschaft
- Xeromorphe Strauchsteppen mit extensiver Weidewirtschaft und z.T. Nomadismus
- Xeromorphe Dornsteppen (Wüstensteppe) mit extensiver Weidewirtschaft
- Langgrassteppen mit extensiver Farmwirtschaft und Weidewirtschaft
- Kurzgrassteppen mit extensiver Weidewirtschaft (z.T. Farmwirtschaft)
- Gemischte Landbauflächen der Subtropen (z.T. spezialisierte Farmwirtschaft)
- Mediterraankulturen der Winterregen-Subtropen

- Boreale, immergrüne Nadelwälder
- Boreale, immergrüne Gebirgsnadelwälder
- Boreale, sommergrüne Koniferenbaumgehölze
- Boreale, sommergrüne Nadelwälder und Gebirgsnadelwälder
- Boreale, sommergrüne Koniferenbaumgehölze und Nadelwälder
- Boreale, sommergrüne Wiesen mit Baumgehölz
- Ozeanische Heide
- Temperierte Koniferen-Regenwälder
- Immergrüne Laubwälder (valdivianische Regenwälder) und subtropische Lorbeerwälder
- Sommergrüne / immergrüne Laub-Mischwälder
- Gemischte Landbauflächen der Mittelbreiten
- Spezialisierte Landwirtschaft (Farmwirtschaft)
- Intensive Grünlandwirtschaft

- Tundrangebiete
- Frostschutt- und nicht nutzbare Gebiete
- Schnee- und Eisregionen
- Hochgebirgssteppen aller Klimazonen mit z.T. Ackerbau und extensiver Weidewirtschaft

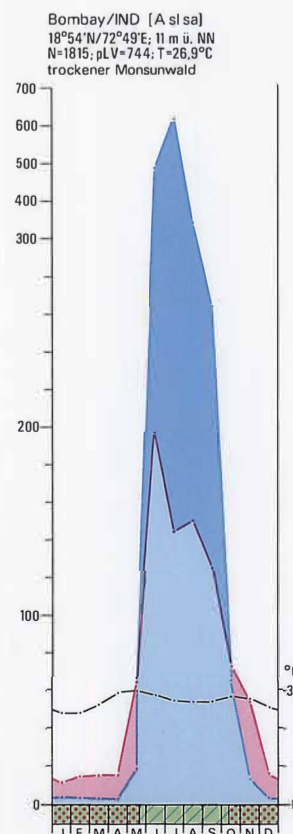
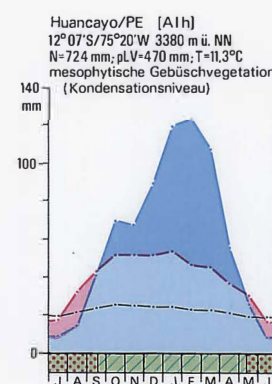
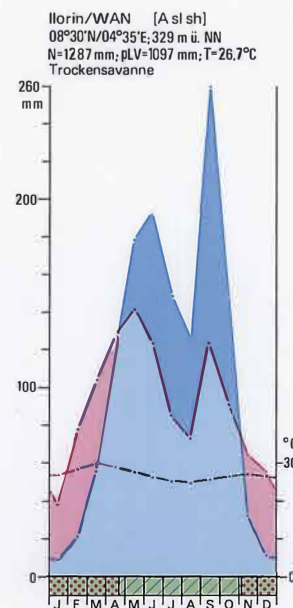
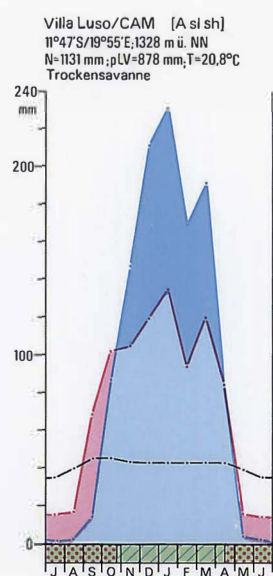
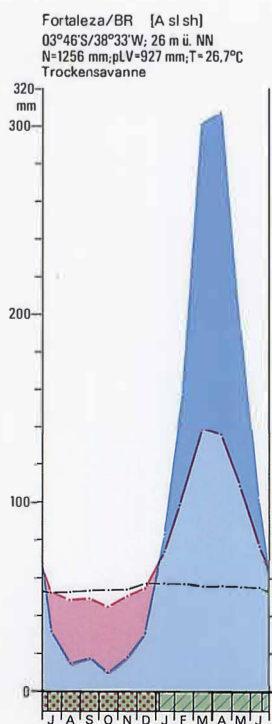
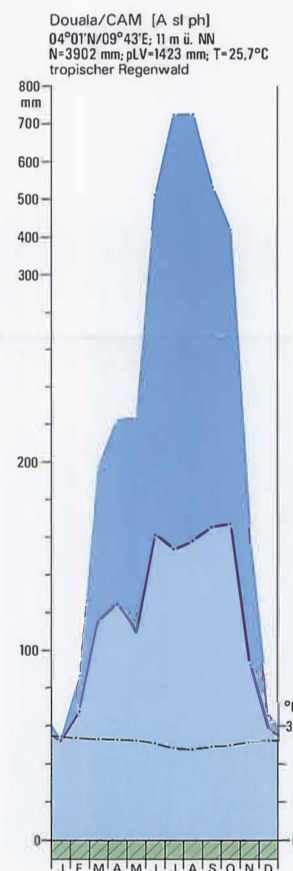
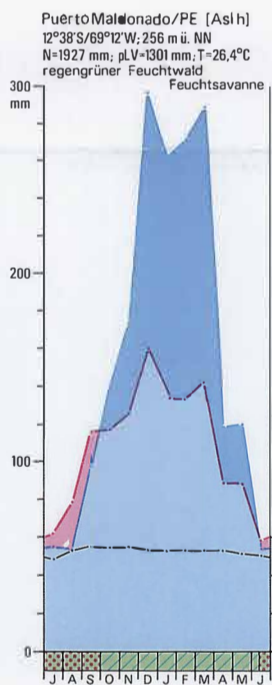
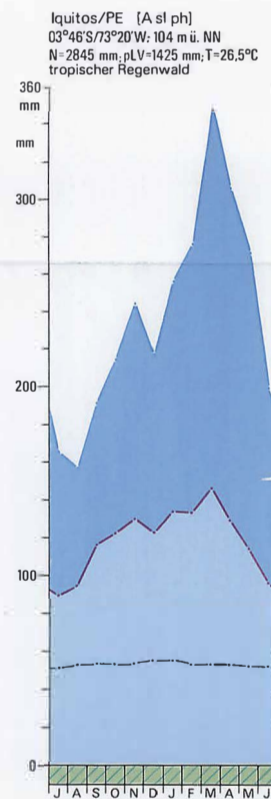
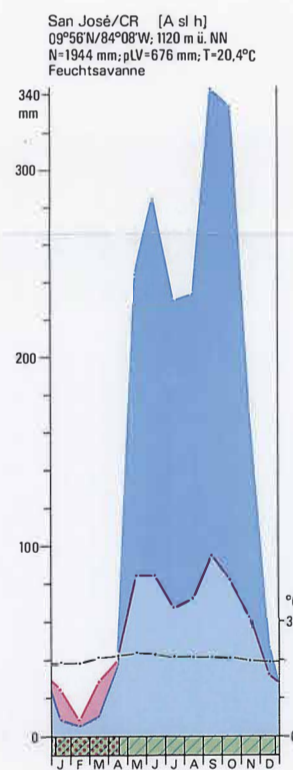
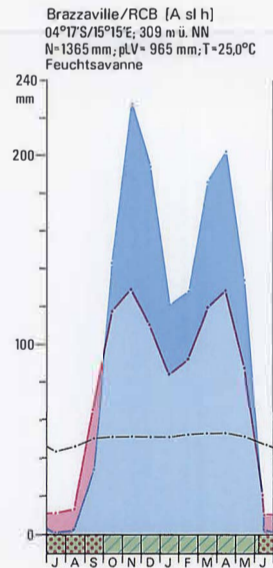
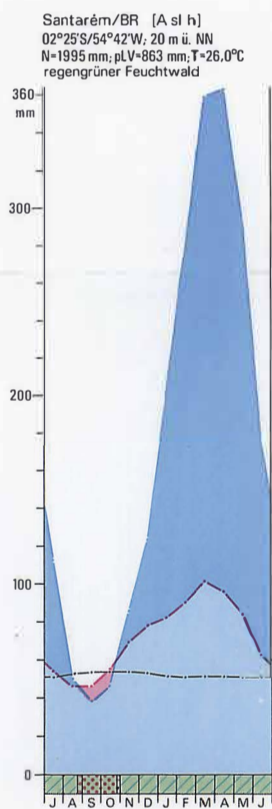
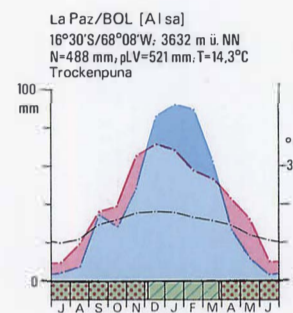
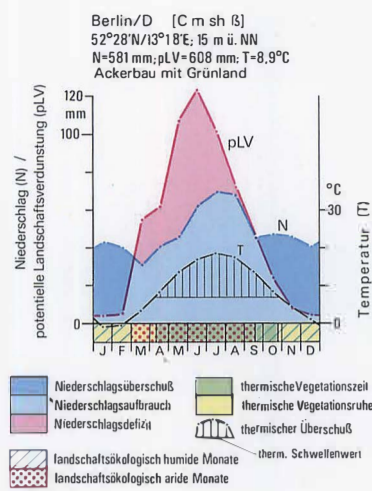
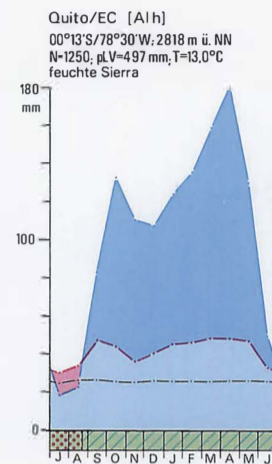
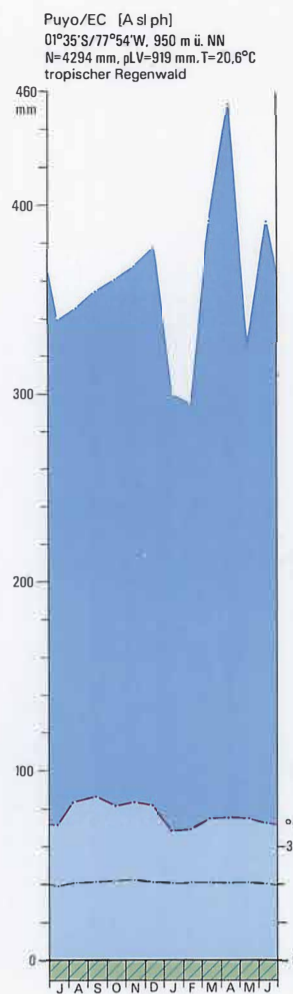
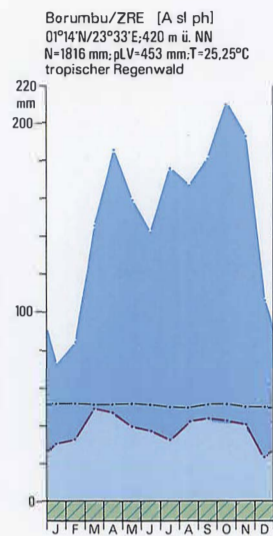
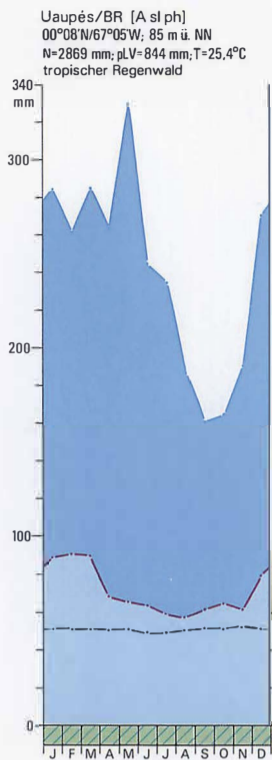
- | | |
|--|--|
| Weizen | Reis |
| Roggen | Baumwolle |
| Mais | Erdnuß |
| Hirse | Tabak |

A,B,C,D = solare Strahlungszone

Maßstab am Äquator 1: 79 000 000

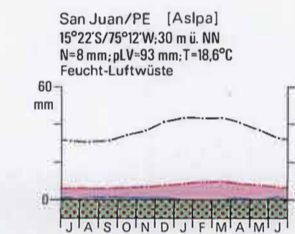
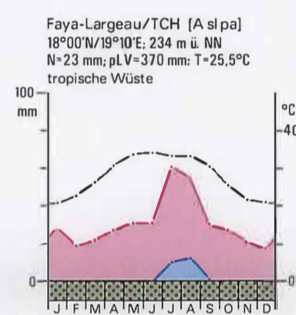
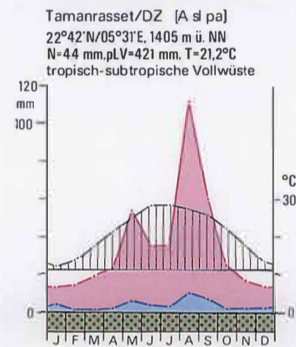
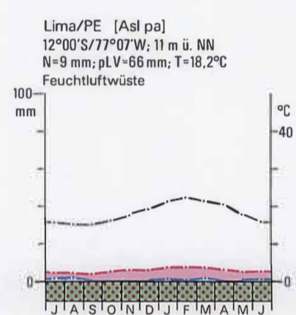
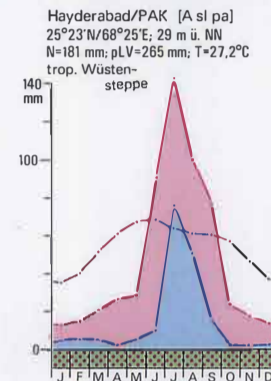
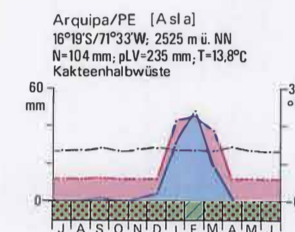
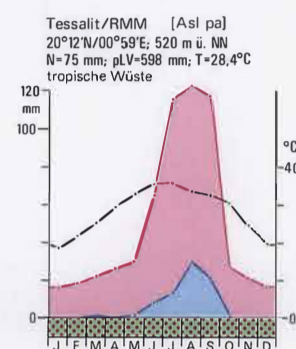
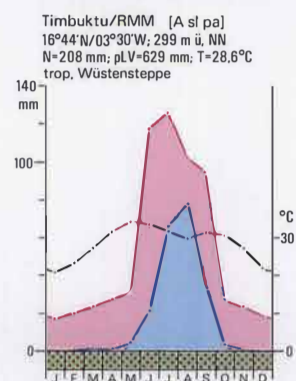
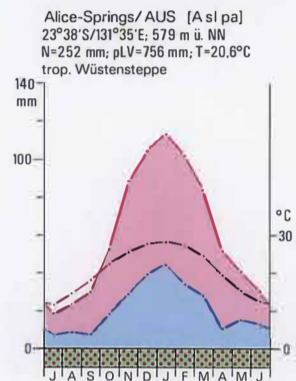
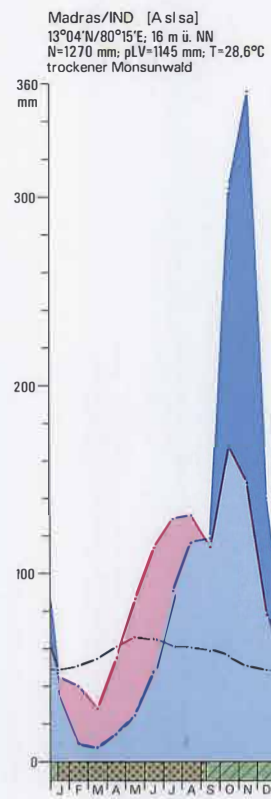
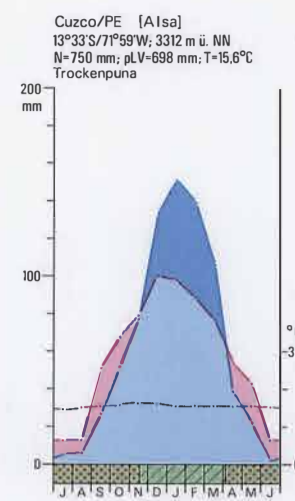
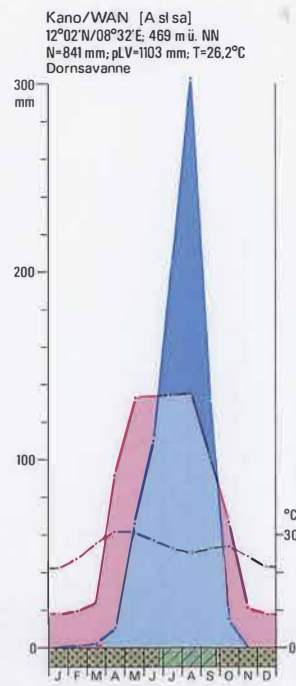
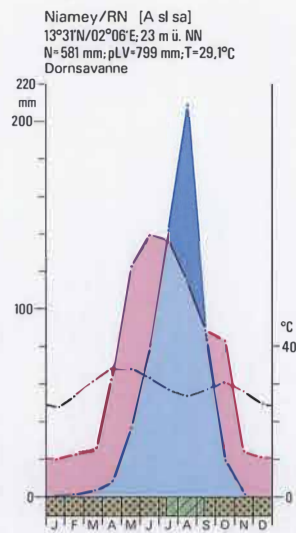
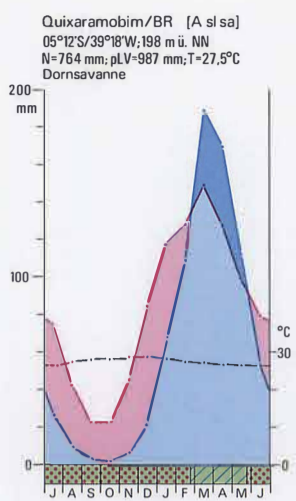
KLIMADIAGRAMME Tropen

© W. Lauer und M. D. Rafiqpoor



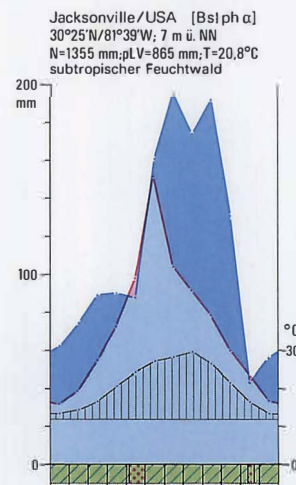
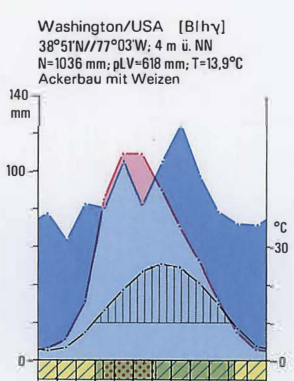
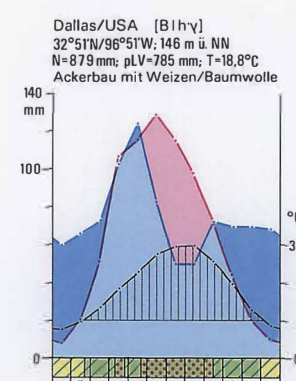
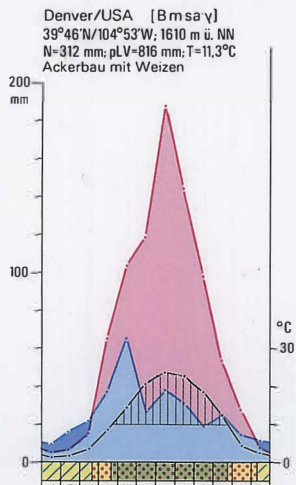
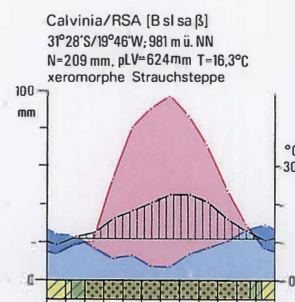
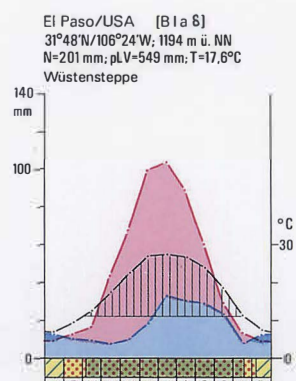
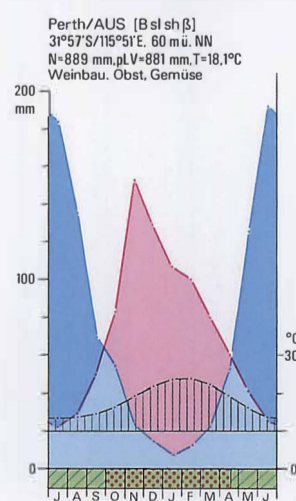
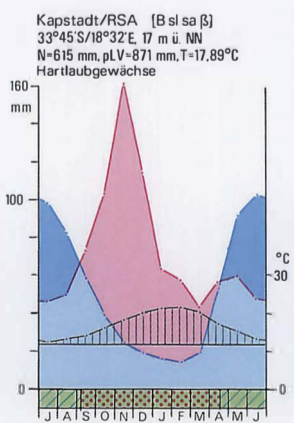
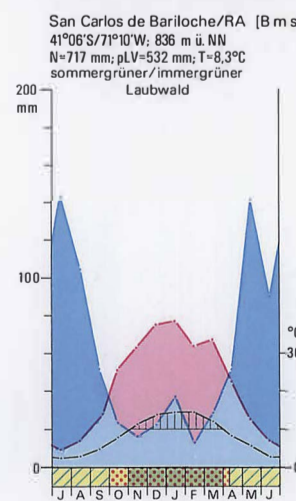
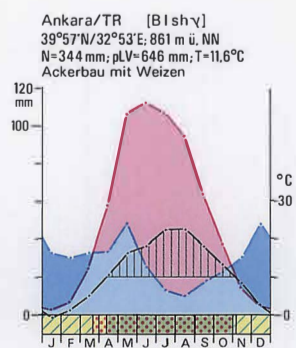
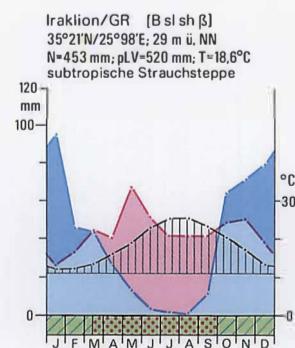
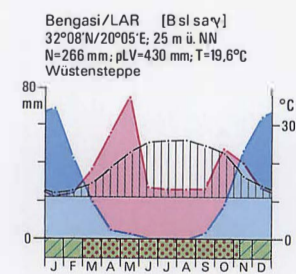
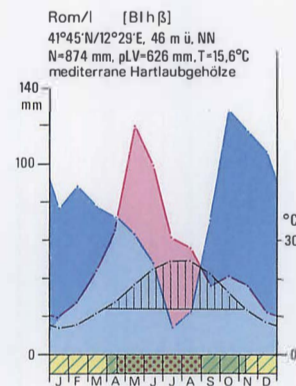
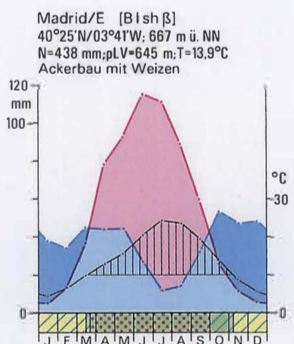
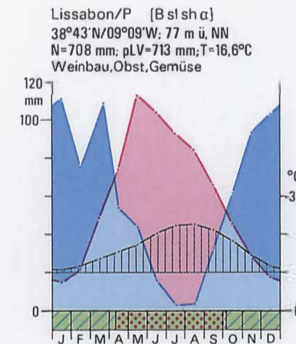
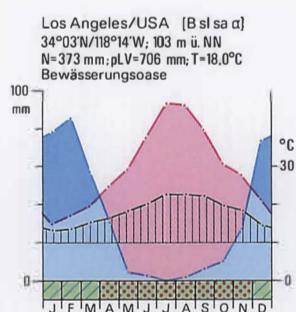
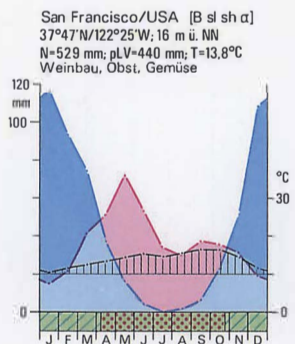
KLIMADIAGRAMME Tropen

©W. Lauer und M. D. Rafiqpoor



Legende siehe Beilage VII,1

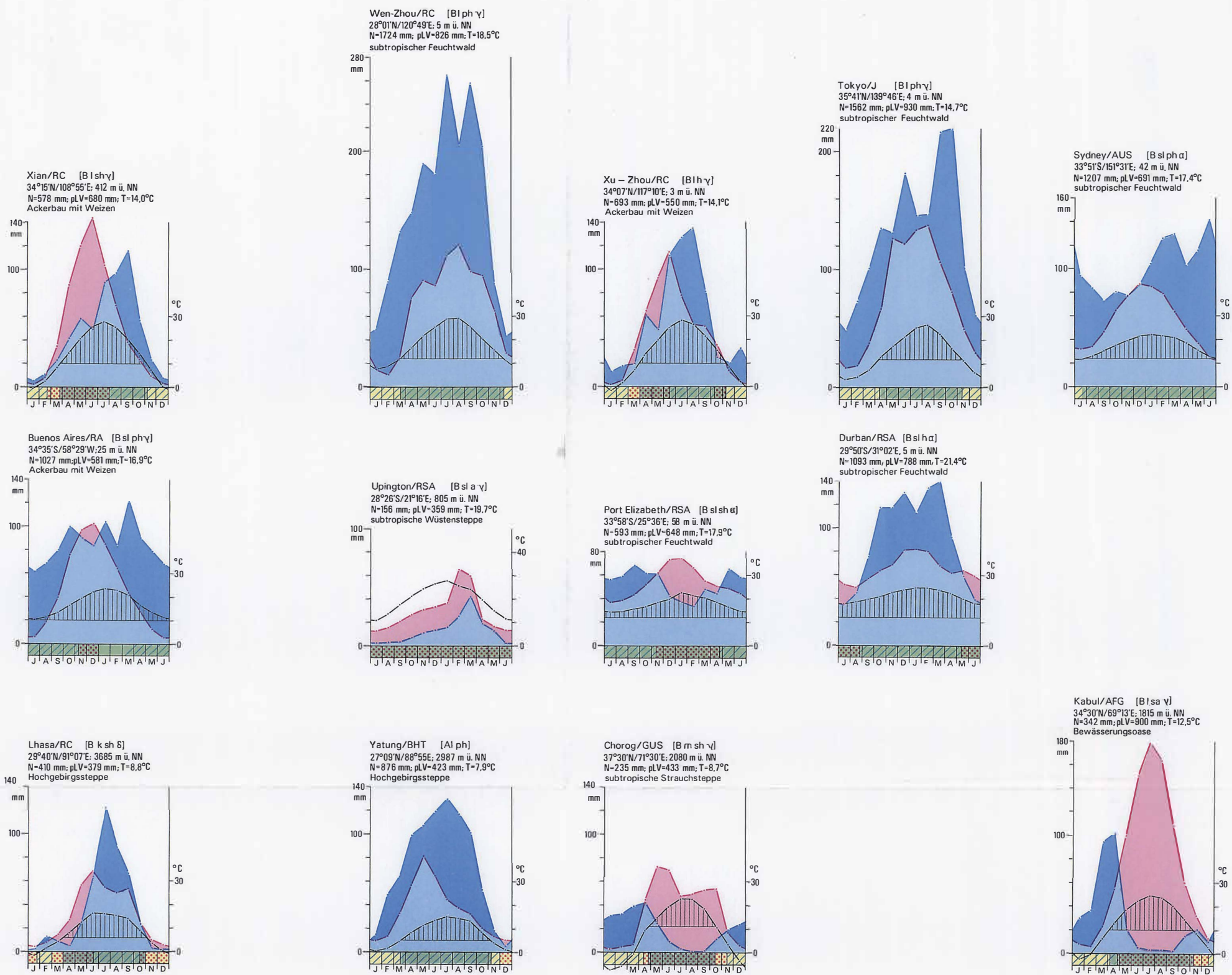
Subtropen



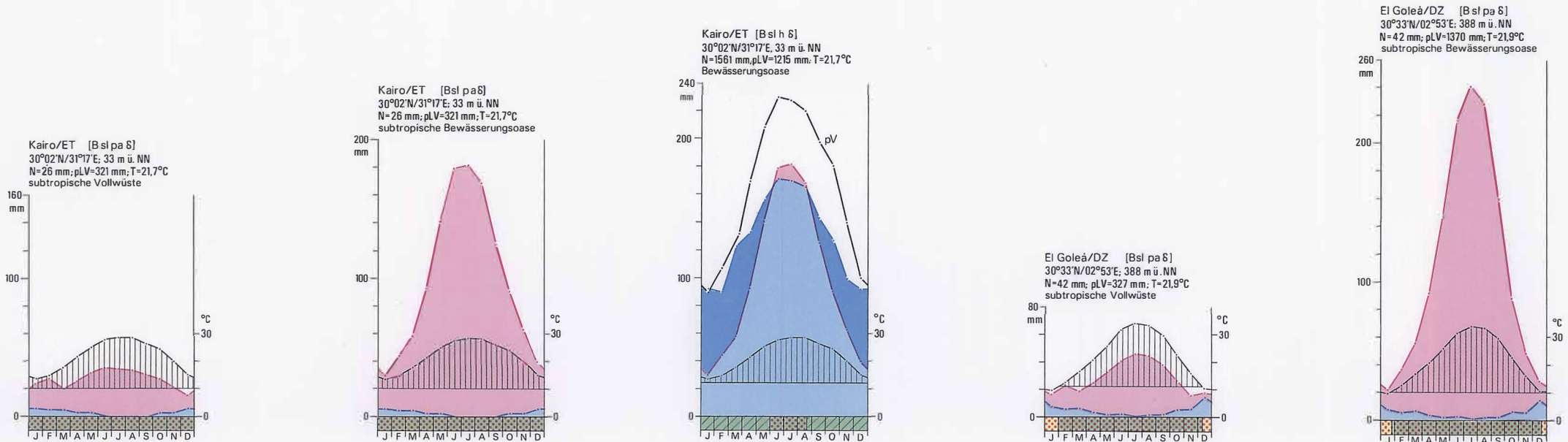
KLIMADIAGRAMME

Subtropen

© W. Lauer und M. D. Rafiqpoor



Oasen



Legende siehe Beilage VII,4

KLIMADIAGRAMME Polarzone, kalte und kühle Mittelbreiten

