

4 Die Berechnung der Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster durch ein objektives Analyseverfahren

B. RUDOLF, H. HAUSCHILD, M. REISS und U. SCHNEIDER, Offenbach

Zusammenfassung. Zur Berechnung der Gebietsmittel im Raster werden die Meßwerte der Stationen entfernungs- und richtungsgewichtet auf Gitterpunkte eines feineren Zwischenrasters interpoliert. Die dann in regelmäßigen Abständen vorliegenden Daten werden durch Mittelung zu Gebietsniederschlägen zusammengefaßt. Die Unterschiede der Ergebnisse dieses objektiven Analyseverfahrens zu den Resultaten einer Handanalyse sowie einer objektiven Analyse der Niederschlagsanomalien werden am Beispiel eines Testmonats diskutiert. Insbesondere über Bereichen mit geringer Meßdatendichte ergeben die Methoden stark voneinander abweichende Niederschlagshöhen; eine Qualitätsbeurteilung ist dort wegen der mangelhaften Datengrundlage problematisch. Von höchster Bedeutung ist also die Verbesserung der Verfügbarkeit von Meßdaten. Eine Erweiterung des objektiven Verfahrens durch die Einbeziehung von orographisch-klimatologischen Beziehungen wird voraussichtlich zuverlässigere Ergebnisse liefern.

The calculation of areal mean precipitation totals on a 2.5° grid by an objective analysis method

Summary. The gauge-measured monthly precipitation data from irregularly distributed stations are interpolated on regularly distributed grid points using a weighting method, which depends on distances and directional station distribution. The averaging of the interpolated results yields areal mean precipitation totals on a 2.5° grid. The differences of these results to the estimates derived from a manual isohyetal analysis and from an objective anomaly analysis are discussed. The differences are large for data sparse regions, and it is problematic to rate the quality of the different results if the data basis is not sufficient. So it is most important to improve the availability of measured data. The pure interpolating analysis method should be extended with regard to orographic-climatological relationships.

In diesem Beitrag wird ein objektives Verfahren zur Analyse der räumlichen Niederschlagsverteilung über den Kontinenten auf der Basis der an Stationen gemessenen Niederschlagshöhen beschrieben. Vorweg ist zu betonen, daß die Qualität der Ergebnisse dieser oder einer anderen objektiven Methode sowie auch einer manuellen Isohyetenanalyse entscheidend vom Umfang der verfügbaren Daten abhängt. Nach einer Untersuchung der WMO [9] wäre unter den im WZN vorhandenen Bedingungen (2,5°-Raster, monatliche Niederschlagshöhen) eine Datendichte von ca. 20 Stationen pro Raster erforderlich, um den Gebietsniederschlag mit einem mittleren Fehler von 10 % zu bestimmen. Wie Kapitel 2 dieses Heftes zeigt, sind wir von einer ausreichenden Datenbasis noch weit entfernt, wenn auch die Hoffnung besteht, daß die o. g. Datendichte für große Gebiete durch die Unterstützung der nationalen meteorologischen und hydrologischen Dienste einer Reihe von Staaten erreicht werden kann.

4.1 Das Prinzip der entfernungsgewichteten Interpolation

Zur Ermittlung der Gebietsniederschläge über Land im 2,5°-Raster aufgrund der an Stationen gemessenen monatlichen Niederschlagshöhen wird ein sogenanntes Gitternetzverfahren angewandt. Dabei werden die vorgegebenen Meßwerte der räumlich unregelmäßig verteilten Stationen auf regelmäßig verteilte Gitterpunkte interpoliert.

Die Gebietsniederschläge werden durch arithmetische Mittelung der für die Gitterpunkte berechneten Werte gewonnen. Die Maschenweite der Gitterpunkte wird mit 0,5° angesetzt; damit stehen 25 Gitterpunkte zur Berechnung des Gebietsniederschlags für ein Rasterfeld zur Verfügung.

Die ursprüngliche und immer noch weitverbreitete Methode zur Übertragung unregelmäßig verteilter Meßwerte auf die Punkte eines Gitternetzes ist eine gewichtete Interpolation der Meßwerte, wobei der Wichtungsfaktor jeweils vom Abstand der Station zum Gitterpunkt abhängt und z. B. als Kehrwert des quadrierten Abstands d zwischen Station und Gitterpunkt ($W = 1/d^2$ [7]) oder als Exponentialfunktion ($W = \exp(-a \cdot d^b)$ [1]) angesetzt wird.

$$\hat{z} = \frac{\sum_{k=1}^N (W_k \cdot Z_k)}{\sum_{k=1}^N W_k} \quad (4.1)$$

mit \hat{z} Wert am Gitterpunkt,
 Z Meßwert,
 W Wichtungsfaktoren für die Meßwerte der Stationen,
 k Index der Stationen,
 N Anzahl aller Stationen.

Die Methode einer rein entfernungsgewichteten Interpolation ist in vier Punkten zu kritisieren:

- Meßwerte, die auf einem Gitterpunkt liegen, können nicht ohne eine Zusatzbedingung verwendet werden (weil $d=0$). Sehr nahe an einem Gitterpunkt gelegene Meßwerte werden nicht reproduziert, die räumliche Verteilung wird geglättet.
- Bei der Interpolationsrechnung werden für jeden Gitterpunkt alle Meßwerte verwendet. Der Einfluß einer weit entfernt liegenden Station auf einen Gitterpunkt ist zwar wegen des kleinen Wichtungsfaktors sehr gering,

liegen. Dieser Einflußkreis gilt gleichermaßen für alle Gitterpunkte, bei denen mit ihm mindestens 4 und höchstens 10 Stationen erfaßt und später zur Interpolation verwendet werden. Für diejenigen Gitterpunkte, bei denen mehr als 10 Stationen mit dem zuerst definierten Radius gefunden werden, wird der Einflußkreis kleiner gewählt und zwar jeweils so groß, daß genau 10 Stationen erfaßt werden. Für die Gitterpunkte, bei denen weniger als 4 Stationen innerhalb des zuerst definierten Kreises liegen, wird der Radius gleich dem Abstand der jeweils viertnächsten Station neu festgelegt.

Diese Definition soll gewährleisten, daß für die meisten der Gitterpunkte ein einheitlicher Einflußradius verwendet wird; nur in datenarmen Gebieten werden die Meßwerte aus einer größeren und bei sehr dichter Belegung aus einer enger begrenzten Umgebung zur Interpolation herangezogen.

Anschließend werden jedem Gitterpunkt die erfaßten 4 bis 10 Stationen zugeordnet. Wenn sich eine oder mehrere dieser Stationen in einem engsten Umkreis (für dessen Radius in SPHEREMAP 5 km vorgegeben ist) befinden, dann wird der Meßwert dieser Station bzw. das arithmetische Mittel über die Meßwerte dieser Stationen direkt auf den Gitterpunkt übertragen; es erfolgt dann keine gewichtete Interpolation. Andernfalls wird die Interpolation mit der nachfolgend erläuterten Wichtungsfunktion ausgeführt, die sich aus einem entfernungsabhängigen und einem richtungsabhängigen Anteil zusammensetzt:

$$W_k = S_k^2 \cdot \left(1 + \frac{T_k}{\sum_{l=1}^K S_l} \right) \quad \text{bei } l \neq k \quad (4.2)$$

- mit S entfernungsabhängiger Anteil,
 T richtungsabhängiger Anteil,
 k, l Index für die Stationen innerhalb des Einflußkreises,
 K Anzahl der Stationen innerhalb des Einflußkreises ($4 \leq K \leq 10$).

Der entfernungsabhängige Anteil des Wichtungsfaktors ist für drei Bereiche unterschiedlich definiert:

$$S_k = \begin{cases} \frac{1}{d_k} & \text{bei } d_k \leq \frac{R}{3} \\ \frac{27}{4 \cdot R} \cdot \left(\frac{d_k}{R} - 1 \right)^2 & \text{bei } \frac{R}{3} < d_k \leq R \\ 0 & \text{bei } d_k > R \end{cases} \quad (4.3)$$

- mit d_k Abstand zwischen dem Ort der Station k und dem Gitterpunkt (i, j) ,
 R Einflußradius für den Gitterpunkt (i, j) .

Der richtungsabhängige Anteil des Wichtungsfaktors hängt von den Winkeln ab, den je zwei der Stationen innerhalb des Einflußkreises zum Gitterpunkt aufspannen.

$$T_k = \sum_{l=1}^K S_l \cdot (1 - \cos(\Theta_{k,l})) \quad \text{bei } l \neq k \quad (4.4)$$

mit $\Theta_{k,l}$ Winkel der Stationen k und l mit dem Gitterpunkt (vgl. Abb. 4.1).

Der Faktor $(1 - \cos(\Theta_{k,l}))$ hat mindestens den Wert 0 (bei je zwei in gleicher Richtung liegenden Stationen) und höchstens den Wert 2 (bei je zwei Stationen in genau entgegengesetzter Richtung). Durch den Zusatzterm T_k werden die Gewichte von in gleicher Richtung liegenden Stationen gegenüber einer einfachen entfernungsabhängigen Wichtung vermindert, und es wird verhindert, daß bei sehr ungleicher Verteilung der Stationen der auf den Gitterpunkt interpolierte Wert durch die Meßwerte der in einer Richtung liegenden größeren Anzahl der Stationen dominiert wird.

Zur Schätzung der nicht durch Messungen genau belegten Minima oder Maxima der räumlichen Verteilung werden die mit den vorhandenen Meßwerten definierten Gradienten im Niederschlagsfeld genutzt. Der Gradient des Feldes an einem betrachteten Meßpunkt ergibt sich komponentenweise ($A_{x,k}$ bzw. $A_{y,k}$) aus einer gewichteten Mittelung der Neigungen vom Meßpunkt zu allen anderen Meßpunkten im Einflußkreis; die Wichtung wird dabei nach Gleichung (4.2) bestimmt.

$$A_{x,k} = \frac{\sum_{l=1}^K W_l \cdot (Z_l - Z_k) \cdot (X_l - X_k)}{\sum_{l=1}^K W_l} \quad (4.5)$$

$$A_{y,k} = \frac{\sum_{l=1}^K W_l \cdot (Z_l - Z_k) \cdot (Y_l - Y_k)}{\sum_{l=1}^K W_l}$$

jeweils bei $l \neq k$

mit $D_{k,l}$ Abstand der Stationen k und l (vgl. Abb. 4.3).

Entsprechend der Neigung und dem Abstand zwischen Gitterpunkt und Station wird ein Inkrement zum Meßwert der Station festgelegt:

$$\delta Z_k = (A_{x,k} \cdot \delta X_k + A_{y,k} \cdot \delta Y_k) \cdot \mu_k \quad (4.6)$$

- mit δX_k x-Komponente des Abstands d_k der Station k vom Gitterpunkt,
 δY_k y-Komponente des Abstands d_k der Station k vom Gitterpunkt,
 μ_k Korrekturfaktor.

Der Faktor μ_k dabei dient der Begrenzung des Inkrements, um eine zu starke Ausprägung der Extremwerte zu verhindern.

liegen. Dieser Einflußkreis gilt gleichermaßen für alle Gitterpunkte, bei denen mit ihm mindestens 4 und höchstens 10 Stationen erfaßt und später zur Interpolation verwendet werden. Für diejenigen Gitterpunkte, bei denen mehr als 10 Stationen mit dem zuerst definierten Radius gefunden werden, wird der Einflußkreis kleiner gewählt und zwar jeweils so groß, daß genau 10 Stationen erfaßt werden. Für die Gitterpunkte, bei denen weniger als 4 Stationen innerhalb des zuerst definierten Kreises liegen, wird der Radius gleich dem Abstand der jeweils viertnächsten Station neu festgelegt.

Diese Definition soll gewährleisten, daß für die meisten der Gitterpunkte ein einheitlicher Einflußradius verwendet wird; nur in datenarmen Gebieten werden die Meßwerte aus einer größeren und bei sehr dichter Belegung aus einer enger begrenzten Umgebung zur Interpolation herangezogen.

Anschließend werden jedem Gitterpunkt die erfaßten 4 bis 10 Stationen zugeordnet. Wenn sich eine oder mehrere dieser Stationen in einem engsten Umkreis (für dessen Radius in SPHEREMAP 5 km vorgegeben ist) befinden, dann wird der Meßwert dieser Station bzw. das arithmetische Mittel über die Meßwerte dieser Stationen direkt auf den Gitterpunkt übertragen; es erfolgt dann keine gewichtete Interpolation. Andernfalls wird die Interpolation mit der nachfolgend erläuterten Wichtungsfunktion ausgeführt, die sich aus einem entfernungsabhängigen und einem richtungsabhängigen Anteil zusammensetzt:

$$W_k = S_k^2 \cdot \left(1 + \frac{T_k}{\sum_{l=1}^K S_l} \right) \quad \text{bei } l \neq k \quad (4.2)$$

- mit S entfernungsabhängiger Anteil,
- T richtungsabhängiger Anteil,
- k, l Index für die Stationen innerhalb des Einflußkreises,
- K Anzahl der Stationen innerhalb des Einflußkreises (4 ≤ K ≤ 10).

Der entfernungsabhängige Anteil des Wichtungsfaktors ist für drei Bereiche unterschiedlich definiert:

$$S_k = \begin{cases} \frac{1}{d_k} & \text{bei } d_k \leq \frac{R}{3} \\ \frac{27}{4 \cdot R} \cdot \left(\frac{d_k}{R} - 1 \right)^2 & \text{bei } \frac{R}{3} < d_k \leq R \\ 0 & \text{bei } d_k > R \end{cases} \quad (4.3)$$

- mit d_k Abstand zwischen dem Ort der Station k und dem Gitterpunkt (i, j),
- R Einflußradius für den Gitterpunkt (i, j).

Der richtungsabhängige Anteil des Wichtungsfaktors hängt von den Winkeln ab, den je zwei der Stationen innerhalb des Einflußkreises zum Gitterpunkt aufspannen.

$$T_k = \sum_{l=1}^K S_l \cdot (1 - \cos(\Theta_{k,l})) \quad \text{bei } l \neq k \quad (4.4)$$

mit Θ_{k,l} Winkel der Stationen k und l mit dem Gitterpunkt (vgl. Abb. 4.1).

Der Faktor (1 - cos(Θ_{k,l})) hat mindestens den Wert 0 (bei je zwei in gleicher Richtung liegenden Stationen) und höchstens den Wert 2 (bei je zwei Stationen in genau entgegengesetzter Richtung). Durch den Zusatzterm T_k werden die Gewichte von in gleicher Richtung liegenden Stationen gegenüber einer einfachen entfernungsabhängigen Wichtung vermindert, und es wird verhindert, daß bei sehr ungleicher Verteilung der Stationen der auf den Gitterpunkt interpolierte Wert durch die Meßwerte der in einer Richtung liegenden größeren Anzahl der Stationen dominiert wird.

Zur Schätzung der nicht durch Messungen genau belegten Minima oder Maxima der räumlichen Verteilung werden die mit den vorhandenen Meßwerten definierten Gradienten im Niederschlagsfeld genutzt. Der Gradient des Feldes an einem betrachteten Meßpunkt ergibt sich komponentenweise (A_{x,k} bzw. A_{y,k}) aus einer gewichteten Mittelung der Neigungen vom Meßpunkt zu allen anderen Meßpunkten im Einflußkreis; die Wichtung wird dabei nach Gleichung (4.2) bestimmt.

$$A_{x,k} = \frac{\sum_{l=1}^K W_l \cdot (Z_l - Z_k) \cdot (X_l - X_k)}{\sum_{l=1}^K W_l} \quad (4.5)$$

$$A_{y,k} = \frac{\sum_{l=1}^K W_l \cdot (Z_l - Z_k) \cdot (Y_l - Y_k)}{\sum_{l=1}^K W_l}$$

jeweils bei l ≠ k

mit D_{k,l} Abstand der Stationen k und l (vgl. Abb. 4.3).

Entsprechend der Neigung und dem Abstand zwischen Gitterpunkt und Station wird ein Inkrement zum Meßwert der Station festgelegt:

$$\delta Z_k = (A_{x,k} \cdot \delta X_k + A_{y,k} \cdot \delta Y_k) \cdot \mu_k \quad (4.6)$$

- mit δX_k x-Komponente des Abstands d_k der Station k vom Gitterpunkt,
- δY_k y-Komponente des Abstands d_k der Station k vom Gitterpunkt,
- μ_k Korrekturfaktor.

Der Faktor μ_k dabei dient der Begrenzung des Inkrements, um eine zu starke Ausprägung der Extremwerte zu verhindern.

$$\mu_k = \frac{\alpha}{\alpha + d_k} \quad (4.7)$$

$$\text{mit } \alpha = \frac{0,1 \cdot \{ \max(Z_k) - \min(Z_k) \}}{\{ \max(A_{x,k}^2 + A_{y,k}^2) \}^{1/2}}$$

Dieser Ansatz bewirkt, daß der Betrag des Inkrements maximal ein Zehntel des von den Meßdaten im Einflußkreis aufgespannten Wertebereichs erreichen kann.

Die Interpolation wird nun für die um das Inkrement erhöhten Meßwerte ausgeführt:

$$\hat{z}(i,j) = \frac{\sum_{k=1}^K \{ W_k \cdot (Z_k + \delta Z_k) \}}{\sum_{k=1}^K W_k} \quad (4.8)$$

mit (i, j) Ortsindizes für den Gitterpunkt mit den Beziehungen zu den geographischen Koordinaten (in Grad mit Angabe von Zehnteln, Länge positiv nach West, Breite positiv nach Nord):
geogr. Länge = 180,5° - 0,5° · i mit i = 1, 2, ..., 721,
geogr. Breite = 0,5° · j - 90,5° mit j = 1, 2, ..., 361.

Nach Ausführung der Interpolationen für alle Gitterpunkte werden die Gebietsmittel $\overline{RR}_{0,5}$ für ein Zwischenraster von 0,5° durch arithmetische Mittelung der auf die vier Eckpunkte interpolierten Werte berechnet:

$$\overline{RR}_{0,5}(I,J) = \frac{\sum_{j=J}^{J+1} \sum_{i=I}^{I+1} \{ c(i,j) \cdot \hat{z}(i,j) \}}{\sum_{j=J}^{J+1} \sum_{i=I}^{I+1} c(i,j)} \quad (4.9)$$

oder = Fehlkennung, wenn Nenner = 0

mit (I, J) Ortsindizes für die Mittelpunkte der 0,5° Zwischenrasterfelder, deren Lage um +0,25° gegenüber den Orten der Gitterpunkte verschoben ist (vgl. Abb. 4.4),
mit I = 1, 2, ..., 720 und J = 1, 2, ..., 360,
c(i, j) = 1 wenn der Gitterpunkt über Land liegt,
= 0 wenn der Gitterpunkt nicht über Land liegt.

Schließlich werden die Gebietsmittel $\overline{RR}_{2,5}$ der 2,5°-Rasterfelder über Land gewonnen, indem die Gebietsniederschläge der Zwischenraster flächentreu und unter Berücksichtigung des prozentualen Landanteils gemittelt werden.

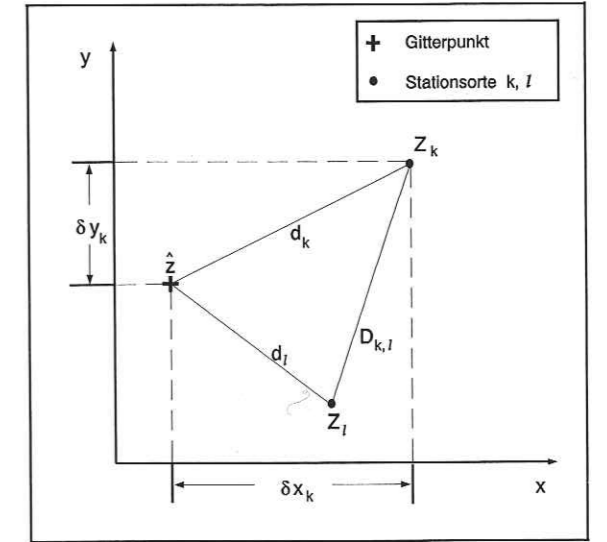


Abb. 4.3. Skizze zur Berechnung der Gradienten im Niederschlagsfeld (z = Niederschlagshöhe).

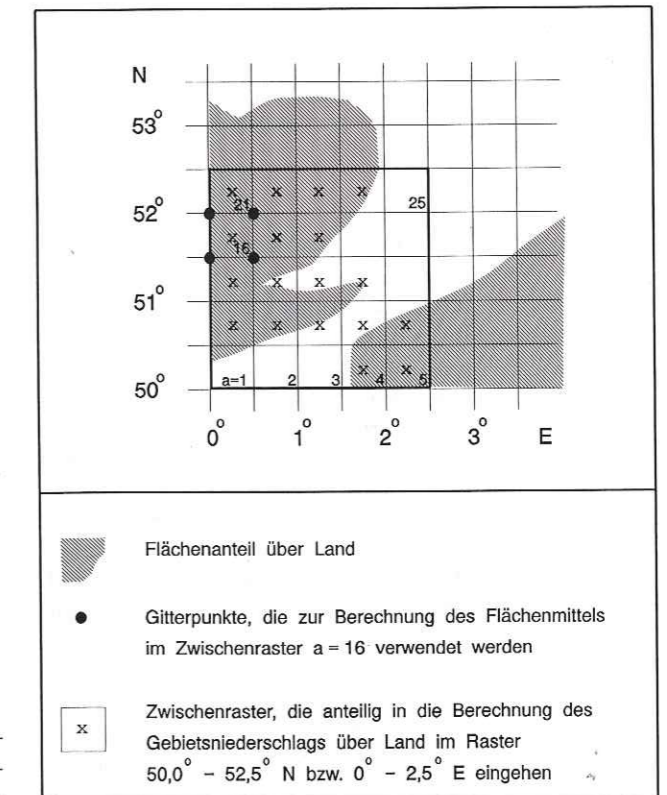


Abb. 4.4. Skizze zur Berechnung der Gebietsmittel im 2,5°-Raster aus den im Zwischenraster interpolierten Werten.

$$\overline{RR}_{2,5}(X,Y) = \frac{\sum_{J=Y-2}^{Y+2} \sum_{I=X-2}^{X+2} \{ \overline{RR}_{0,5}(I,J) \cdot F(I,J) \cdot L(I,J) \}}{\sum_{J=Y-2}^{Y+2} \sum_{I=X-2}^{X+2} \{ F(I,J) \cdot L(I,J) \}} \quad (4.10)$$

mit (X,Y) Ortsindizes für das 2,5°-Raster mit den Beziehungen zu den Ortsindizes des Zwischenrasters:

$$I = X \cdot 5 - 2 \quad \text{mit } X = 1, 2, \dots, 144,$$

$$J = Y \cdot 5 - 2 \quad \text{mit } Y = 1, 2, \dots, 72,$$

F(I,J) Fläche des 0,5°-Zwischenrasters in km² (gerundet)

$$\text{mit } F(I,J) = 3090 \cdot \cos(\phi)$$

mit ϕ geographische Breite der Mitte des 0,5°-Zwischenrasters in Grad,

L(I,J) prozentualer Anteil der Landoberfläche an der Fläche des 0,5°-Zwischenrasters.

Abbildung 4.4 zeigt die Lage der Gitterpunkte und Rasterfelder im geographischen Koordinatensystem. Für alle über dem Ozean liegenden Rasterfelder wird bei der Gebietsniederschlagsberechnung eine Fehlkenntung gesetzt. Dies könnte auch erfolgen, wenn ein Rasterfeld durch zu wenige Punktdaten belegt ist und andere Daten (z. B. Satellitenaufnahmen) zur Schätzung des Niederschlags besser geeignet erscheinen; Kriterien hierfür wurden aber bisher noch nicht festgelegt.

4.3 Diskussion der Eignung des Verfahrens

Für die Wahl der Interpolationsmethode von Shepard bzw. des Computer Codes SPHEREMAP sprechen folgende Punkte:

- Das Verfahren ist vielfach erprobt; es wurde bereits von ca. 500 Institutionen angewandt [8].
- Es wurde von Legates [7] zur Berechnung einer globalen Niederschlagsklimatologie in einem 0,5°-Raster auf der Basis von ca. 24 000 Stationswerten angewandt.
- Es wurde von Bussi eres und Hogg [4] f ur den Niederschlag mit anderen Verfahren (nach Cressman, nach Barnes und nach einer statistischen Methode) verglichen. Die Ergebnisse dieser Studie sprechen f ur die Methode nach Shepard, wenn auch dieser Vergleich in einer anderen Gr o enordnung (Maschenweite 5 km) erfolgte.
- F ur die Bewertung des Ergebnisses an einem Gitterpunkt stehen die Anzahl der f ur die Interpolation verwendeten Stationen und deren Entfernungen zum Gitterpunkt zur Verf ugung.
- Das Verfahren kann auch zur Interpolation auf beliebige Punkte verwendet werden, z. B. auf Punkte, an denen auch Me swerte verf ugbar sind, so daß die M oglichkeit einer Bewertung des Verfahrens selbst besteht.
- Das Rechenverfahren ist stabil und ökonomisch, denn es enth alt keine iterativen Ansätze. F ur eine globale Analyse wird auf der CRAY-YMP eine Rechenzeit von etwa

5 min (CPU) bei einem Gitterabstand von 0,5° und einer Anzahl von rund 6600 Me swerten benötigt. Bei einer erheblich gr o eren Anzahl an Me swerten — wie vom WZN angestrebt wird — wird die Rechenzeit jedoch mehrere Stunden betragen.

— Die Methode liegt in einer f ur die Kugeloberfläche geeigneten Transformation vor. Der Quellcode konnte im verf ugbaren Zeitrahmen installiert und ausgetestet werden.

Bei der Anwendung auf monatliche Niederschlagshöhen — insbesondere in Anbetracht der bislang gegebenen mangelhaften Datendichte — lässt die Theorie des in 4.2 beschriebenen Verfahrens trotz seiner Optimierung hinsichtlich der unter 4.1 genannten Kritikpunkte Unzulänglichkeiten in den Ergebnissen erwarten:

— Die Interpolation erfolgt selbst bei großen Distanzen zwischen den Me spunkten. Dies führt trotz der Berücksichtigung der Gradienten über datenarmen Gebieten (wie über Afrika) zu unrealistisch äquidistanten Isohyeten und zu einer Abflachung der räumlichen Verteilung; denn zur Interpolation des Niederschlags f ur einen am Rand eines Trockengebietes liegenden Gitterpunkt werden Stationen herangezogen, die im benachbarten Bereich mit hohen Niederschlägen liegen.

— Bei ausgeprägter orographischer Struktur und einer dazu nicht repräsentativen Stationsverteilung ist eine Fehleinschätzung des Gebietsniederschlags zu erwarten, da die Niederschlagshöhe erfahrungsgem  und begründet durch physikalische Zusammenhänge von der orographischen Struktur (Höhe und Gestalt von Gebirgen) wie auch von meteorologischen Faktoren (Wind, Feuchte) abhängig ist. Eine Erweiterung des objektiven Analyseverfahrens durch Einbeziehung von orographisch-klimatologischen Beziehungen wird voraussichtlich zuverlässigere Ergebnisse liefern.

— F ur die Interpolation auf einen Gitterpunkt werden maximal nur 10 Me swerte verwendet. Bei einer gr o eren Stationsdichte, die z. B.  ber Europa, den USA oder Australien bei Nutzung aller mittlerweile verf ugbaren Daten gegeben ist, würde folglich auf Me swerte bei der Berechnung der Gebietsniederschläge im Raster verzichtet. Durch eine Verfeinerung des Zwischenrasters oder durch die Zusammenfassung von Me swerten zu „Superstationen“ kann dieses Problem gelöst werden; auch ist in solchen F llen ein Abgleich mit dem arithmetischen Mittel über die Me swerte aus dem jeweiligen Rasterfeld oder mit dem aus einem Polygonverfahren resultierenden Ergebnis möglich.

4.4 Erste Ergebnisse

4.4.1 Vergleich von objektiver und manueller Analyse

Das Analyseverfahren SPHEREMAP wurde bisher f ur drei Testmonate (Februar, Juni und August 1987) angewandt. Die Niederschlagsverteilungen sind klimatologisch plausibel und passen zu den eingegebenen Me sdaten. Abbildung F.5 enthält als Beispiel die f ur den August 1987 berechneten

$$\overline{RR}_{2,5}(X,Y) = \frac{\sum_{J=Y-2}^{Y+2} \sum_{I=X-2}^{X+2} \{ \overline{RR}_{0,5}(I,J) \cdot F(I,J) \cdot L(I,J) \}}{\sum_{J=Y-2}^{Y+2} \sum_{I=X-2}^{X+2} \{ F(I,J) \cdot L(I,J) \}} \quad (4.10)$$

mit (X,Y) Ortsindizes für das 2,5°-Raster mit den Beziehungen zu den Ortsindizes des Zwischenrasters:

$$I = X \cdot 5 - 2 \quad \text{mit} \quad X = 1, 2, \dots, 144,$$

$$J = Y \cdot 5 - 2 \quad \text{mit} \quad Y = 1, 2, \dots, 72,$$

F(I,J) Fläche des 0,5°-Zwischenrasters in km² (gerundet)

$$\text{mit} \quad F(I,J) = 3090 \cdot \cos(\phi)$$

mit ϕ geographische Breite der Mitte des 0,5°-Zwischenrasters in Grad,

L(I,J) prozentualer Anteil der Landoberfläche an der Fläche des 0,5°-Zwischenrasters.

Abbildung 4.4 zeigt die Lage der Gitterpunkte und Rasterfelder im geographischen Koordinatensystem. Für alle über dem Ozean liegenden Rasterfelder wird bei der Gebietsniederschlagsberechnung eine Fehlkenntnis gesetzt. Dies könnte auch erfolgen, wenn ein Rasterfeld durch zu wenige Punktdaten belegt ist und andere Daten (z. B. Satellitenaufnahmen) zur Schätzung des Niederschlags besser geeignet erscheinen; Kriterien hierfür wurden aber bisher noch nicht festgelegt.

4.3 Diskussion der Eignung des Verfahrens

Für die Wahl der Interpolationsmethode von Shepard bzw. des Computer Codes SPHEREMAP sprechen folgende Punkte:

- Das Verfahren ist vielfach erprobt; es wurde bereits von ca. 500 Institutionen angewandt [8].
- Es wurde von Legates [7] zur Berechnung einer globalen Niederschlagsklimatologie in einem 0,5°-Raster auf der Basis von ca. 24 000 Stationswerten angewandt.
- Es wurde von Bussi eres und Hogg [4] f ur den Niederschlag mit anderen Verfahren (nach Cressman, nach Barnes und nach einer statistischen Methode) verglichen. Die Ergebnisse dieser Studie sprechen f ur die Methode nach Shepard, wenn auch dieser Vergleich in einer anderen Gr o enordnung (Maschenweite 5 km) erfolgte.
- F ur die Bewertung des Ergebnisses an einem Gitterpunkt stehen die Anzahl der f ur die Interpolation verwendeten Stationen und deren Entfernungen zum Gitterpunkt zur Verf ugung.
- Das Verfahren kann auch zur Interpolation auf beliebige Punkte verwendet werden, z. B. auf Punkte, an denen auch Meßwerte verf ugbar sind, so daß die Möglichkeit einer Bewertung des Verfahrens selbst besteht.
- Das Rechenverfahren ist stabil und ökonomisch, denn es enth alt keine iterativen Ansätze. F ur eine globale Analyse wird auf der CRAY-YMP eine Rechenzeit von etwa

5 min (CPU) bei einem Gitterabstand von 0,5° und einer Anzahl von rund 6600 Meßwerten benötigt. Bei einer erheblich gr o eren Anzahl an Meßwerten — wie vom WZN angestrebt wird — wird die Rechenzeit jedoch mehrere Stunden betragen.

— Die Methode liegt in einer f ur die Kugeloberfläche geeigneten Transformation vor. Der Quellcode konnte im verf ugbaren Zeitrahmen installiert und ausgetestet werden.

Bei der Anwendung auf monatliche Niederschlagshöhen — insbesondere in Anbetracht der bislang gegebenen mangelhaften Datendichte — lässt die Theorie des in 4.2 beschriebenen Verfahrens trotz seiner Optimierung hinsichtlich der unter 4.1 genannten Kritikpunkte Unzulänglichkeiten in den Ergebnissen erwarten:

— Die Interpolation erfolgt selbst bei großen Distanzen zwischen den Meßpunkten. Dies führt trotz der Berücksichtigung der Gradienten über datenarmen Gebieten (wie über Afrika) zu unrealistisch äquidistanten Isohyeten und zu einer Abflachung der räumlichen Verteilung; denn zur Interpolation des Niederschlags f ur einen am Rand eines Trockengebietes liegenden Gitterpunkt werden Stationen herangezogen, die im benachbarten Bereich mit hohen Niederschlägen liegen.

— Bei ausgepr agter orographischer Struktur und einer dazu nicht repräsentativen Stationsverteilung ist eine Fehleinschätzung des Gebietsniederschlags zu erwarten, da die Niederschlagshöhe erfahrungsgem  und begründet durch physikalische Zusammenhänge von der orographischen Struktur (Höhe und Gestalt von Gebirgen) wie auch von meteorologischen Faktoren (Wind, Feuchte) abhängig ist. Eine Erweiterung des objektiven Analyseverfahrens durch Einbeziehung von orographisch-klimatologischen Beziehungen wird voraussichtlich zuverlässigere Ergebnisse liefern.

— F ur die Interpolation auf einen Gitterpunkt werden maximal nur 10 Meßwerte verwendet. Bei einer gr o eren Stationsdichte, die z. B.  ber Europa, den USA oder Australien bei Nutzung aller mittlerweile verf ugbaren Daten gegeben ist, würde folglich auf Meßwerte bei der Berechnung der Gebietsniederschläge im Raster verzichtet. Durch eine Verfeinerung des Zwischenrasters oder durch die Zusammenfassung von Meßwerten zu „Superstationen“ kann dieses Problem gelöst werden; auch ist in solchen F llen ein Abgleich mit dem arithmetischen Mittel über die Meßwerte aus dem jeweiligen Rasterfeld oder mit dem aus einem Polygonverfahren resultierenden Ergebnis möglich.

4.4 Erste Ergebnisse

4.4.1 Vergleich von objektiver und manueller Analyse

Das Analyseverfahren SPHEREMAP wurde bisher f ur drei Testmonate (Februar, Juni und August 1987) angewandt. Die Niederschlagsverteilungen sind klimatologisch plausibel und passen zu den eingegebenen Meßdaten. Abbildung F.5 enthält als Beispiel die f ur den August 1987 berechneten

Gebietsniederschläge. Dieses hier präsentierte Ergebnis ist jedoch als vorläufig anzusehen, da die Datenbasis durch die Eingliederung von zusätzlichen, auf dem Postweg gelieferten Meßdaten erheblich verbessert werden kann.

F ur denselben Monat wurden Handanalysen f ur alle Kontinente ausgearbeitet. Dabei wurden orographische Karten als Unterdrucke verwendet, um bei der Linienführung die Geländeform berücksichtigen zu können. Zudem wurden die Verteilungen der mittleren Niederschlagshöhe aus den WMO/UNESCO-Klimaatlantanten als Hintergrundinformation herangezogen. Die Handanalysen, die zu Beginn des Vorhabens mit dem Ziel der Einarbeitung in die Problematik der Niederschlagsmessung und deren räumliche Analyse entworfen wurden, sind — abgesehen von der Datenbasis — völlig unabhängig vom Ergebnis der objektiven Analyse.

Die durch die Isohyeten bzw. durch die dazwischen liegenden Klassenbereiche definierte Handanalyse wurde auf das 2,5°-Raster übertragen. Dazu wurden die Isolinien digitalisiert (d. h. in kleinste Schritte aufgelöst und als Ortskoordinatendateien gespeichert) und durch ein Rechenprogramm auf ein sehr feinmaschiges Gitternetz interpoliert. Die Werte im 2,5°-Raster resultieren aus einer arithmetischen Mittelung der interpolierten Gitterpunktwerte. Das Ergebnis ist in Farbbild F.6 wiedergegeben.

Der manuelle Kartenentwurf beruht auf einem kleineren Datenkollektiv als das Rechenergebnis, denn f ur letzteres konnten bereits ca. 800 Meßwerte in Australien und Neuseeland sowie ca. 50 Werte aus der Publikation „Monthly Climatic Data of the World“ in besonders datenarmen Gebieten nachgetragen werden. Trotz der etwas unterschiedlichen Datenbasis sollen die Ergebnisse hier gezeigt und verglichen werden, um problematische Punkte der Analysemethoden darzustellen.

Auf den ersten Blick scheinen die objektiv berechnete Niederschlagsverteilung und der manuell erstellte Kartenentwurf gut übereinzustimmen. Werden aber die Differenzen, manuelle Analyse minus objektive Analyse im Raster, gebildet, wie in der Karte F.7 dargestellt, so sind Abweichungen bis zu 200 mm festzustellen. Gelbe bis rote Färbung kennzeichnet die Felder, wo die objektive Analyse ein höheres Ergebnis liefert. Dies ist besonders über breiteren Randstreifen von Trockengebieten zu finden, wenn nur wenige Meßwerte zur Verf ugung sind, z. B. am Rande der innertropischen Konvergenzzone über Afrika.

Die Differenzen sind jedoch kein geeignetes Kriterium f ur eine bewertende Einstufung der Unterschiede. Denn über einem Trockengebiet beispielsweise ist eine Differenz von 10 mm monatlicher Niederschlagshöhe sehr wesentlich, über einem Starkregengebiet dagegen vernachlässigbar klein. Andererseits resultieren über Trockengebieten aus kleinen Differenzen (z. B. 1 mm gegen 0,1 mm) extrem große Quotienten, die dennoch nicht von Bedeutung sind, anders als über niederschlagsreichen Gebieten (z. B. 500 mm gegen 50 mm). Zur Einstufung der Unterschiede zweier Datensätze wurde ein Klassifizierungsschema aufgestellt, mit dem absolute und relative Differenzen kombiniert werden: Bei einer monatlichen Niederschlagshöhe von bis zu 10

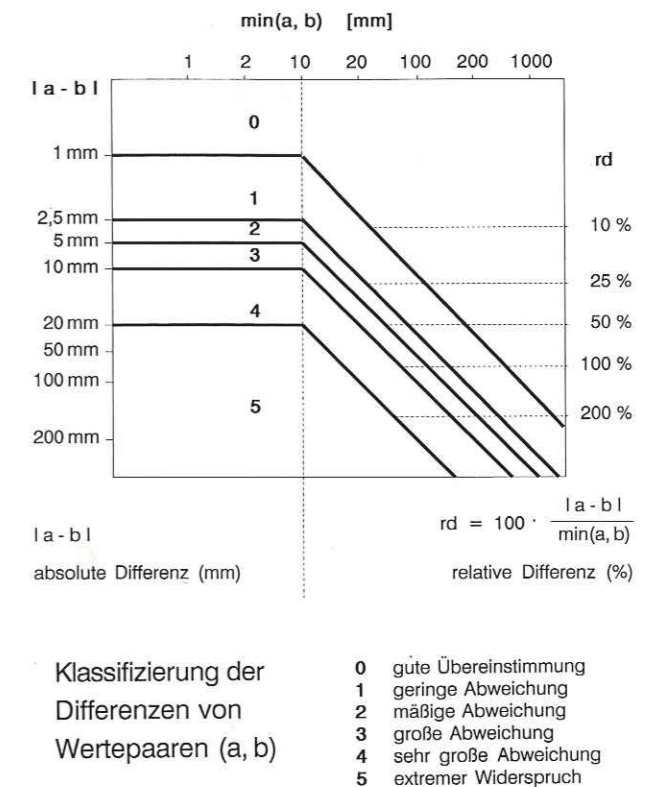


Abb. 4.5. Diagramm zur Klassifizierung der Differenzen und Bewertung der Abweichung f ur Niederschlagswertepaare (a, b).

mm (f ur den kleineren der verglichenen Werte) wird der Betrag der Differenz der Absolutwerte, bei gr o eren Niederschlagshöhen dagegen die relative Differenz (Betrag der Differenz bezogen auf den kleineren der verglichenen Werte) als Grenze einer Klasse angesetzt. Nach dem Diagramm in Abbildung 4.5 werden z. B. zwei monatliche Niederschlagshöhen als übereinstimmend eingestuft, wenn ihre Differenz kleiner als 1 mm oder ihre relative Differenz kleiner als 10 % ist; bis zu 2,5 mm bzw. 25 % gilt die Abweichung als gering.

Abbildung 4.6 zeigt die räumliche Verteilung der klassifizierten Differenzen. Die gr o ten Abweichungen sind über datenarmen Gebieten und insbesondere am Rand von Starkregengebieten festzustellen, so jeweils nördlich und südlich der ITCZ. Dies ist deutlich zu erkennen, wenn diese Karte mit den Abbildungen F.5 (SPHEREMAP-Analyse) und F.8 (Anzahl der Meßwerte pro 2,5°-Feld) verglichen wird. Hier tritt der in Abschnitt 4.3 beschriebene prinzipielle Defekt der Interpolationsmethode in Erscheinung, durch den die Verteilung bei schmalen Übergangsbereichen zwischen geringer und großer Niederschlagshöhe bei einer nur geringen Me datenbelegung verschmiert wird.

Bestätigt wird diese Einschätzung durch das Ergebnis einer Korrelations- und Regressionsrechnung f ur die Gebietsmittel im Raster aus beiden Analysen. Abbildung 4.7 zeigt ein Streudiagramm f ur die subjektiv bzw. objektiv

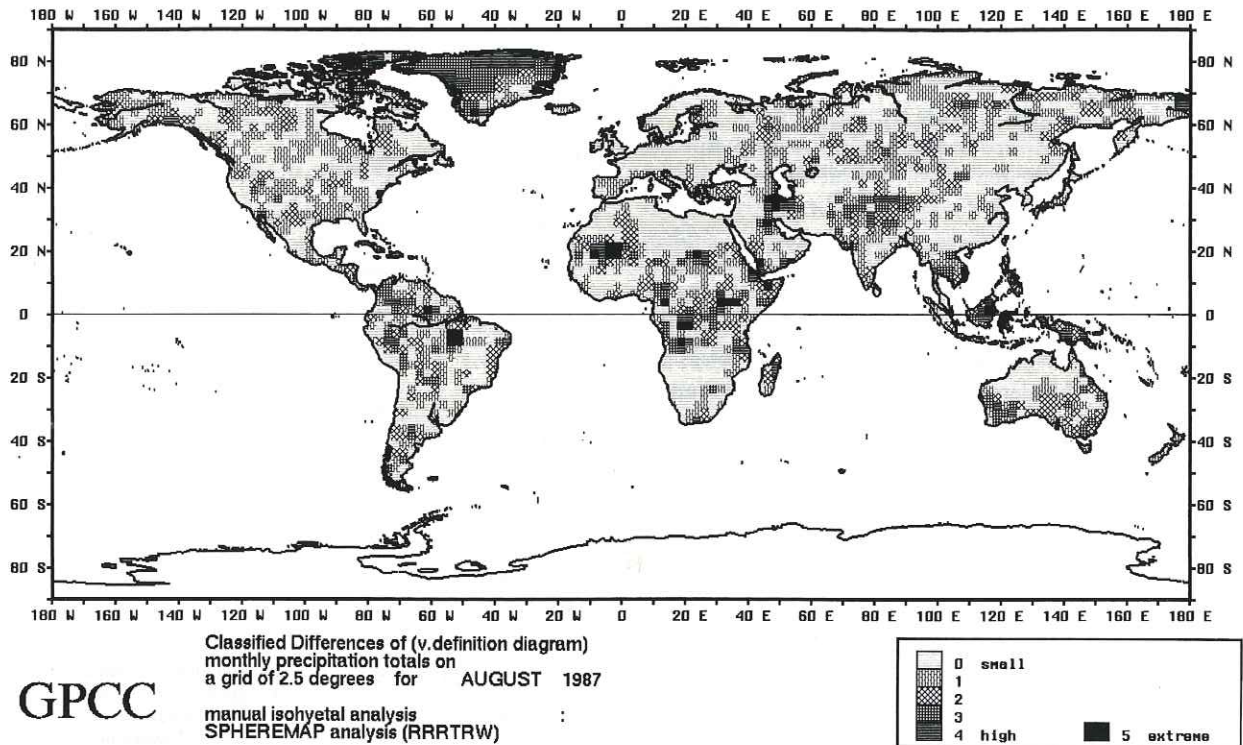


Abb. 4.6. Verteilung der klassifizierten Differenzen der Niederschlagshöhen aus den Ergebnissen im 2,5°-Raster der manuellen Analyse und der objektiven SPHEREMAP-Analyse für den Monat August 1987.

gewonnenen Werte aller wenigstens teilweise über Land liegenden Felder. (Das sind 3065 aus den 10 368 den Globus überdeckenden 2,5°-Feldern). Im Mittel liefert die objektive Analyse für den betrachteten Monat etwas höhere Werte, verbunden mit einer Steigung der Regressionsgeraden von 1,075.

Während diese durchschnittliche Abweichung als gering eingestuft werden kann, ist jedoch eine große Streuung festzustellen. In einigen Rastern weicht das Ergebnis der objektiven Analyse um das Mehrfache von dem der subjektiven ab. Diese extremen Abweichungen sind an Gebiete mit sehr geringer Datendichte gebunden, denn im Streudiagramm, das ausschließlich für die 780 im Binnenland gelegenen Rasterfelder mit mindestens zwei Meßwerten gilt (vgl. Abb. 4.7 b), sind solche Ausreißer nicht mehr zu finden.

4.4.2 Analyse der Niederschlagsanomalie

Es wird vermutet, daß die räumliche Verteilung der Niederschlagsanomalie weniger von der orographischen Struktur abhängt als die der absoluten Niederschlagshöhe. Die Verteilung der Niederschlagsanomalie wurde gewonnen, indem für alle Stationen, bei denen sowohl der Meßwert der monatlichen Niederschlagshöhe im August 1987 als auch der zugehörige Bezugswert (August 1931–1960) vorhanden

ist, der Relativwert aus beiden gebildet wurde. Anschließend erfolgte die Interpolation der Relativwerte mit SPHEREMAP sowie die Mittelung im 2,5°-Raster. Die in Farbbild F. 9 gezeigte Verteilung der Anomalien zeigt prozentual weniger Niederschlag als normal über Nordafrika, Mitteleuropa und Asien, mehr dagegen über Nordamerika (jedoch nicht in Küstenbereichen), Rußland, Nordeuropa und Indien.

Das Produkt aus der gerasterten Anomalieanalyse (z. B. für August 1987, Abb. F. 9) und der gerasterten Verteilung der mittleren monatlichen Niederschlagshöhen (entsprechend für den August, Abb. F. 2) liefert absolute Niederschlagshöhen für den Einzelmonat. Dieses in Abbildung F. 10 für den August 1987 dargestellte Ergebnis ist indirekt durch orographische Faktoren geprägt, wenn sie in der Klimakarte richtig enthalten sind, allerdings nur insoweit, wie sie auch für den Einzelmonat typisch sind.

Dieses Ergebnis soll wiederum mit dem der Absolutwertanalyse aus Farbbild F. 5 verglichen werden; Abbildung 4. 8 zeigt dazu die klassifizierten Differenzen. Die Abweichungen sind in solchen Rasterfeldern sehr groß, wo entweder für beide Analysemethoden gar keine Meßwerte vorhanden sind oder wo zwar Meßwerte bei der Absolutwertanalyse berücksichtigt worden sind, jedoch mangels der Bezugswerte der entsprechenden Stationen die Relativwerte für die Anomalieanalyse nicht gebildet werden können. Die größten Fehler in der Anomalieanalyse treten dann auf,

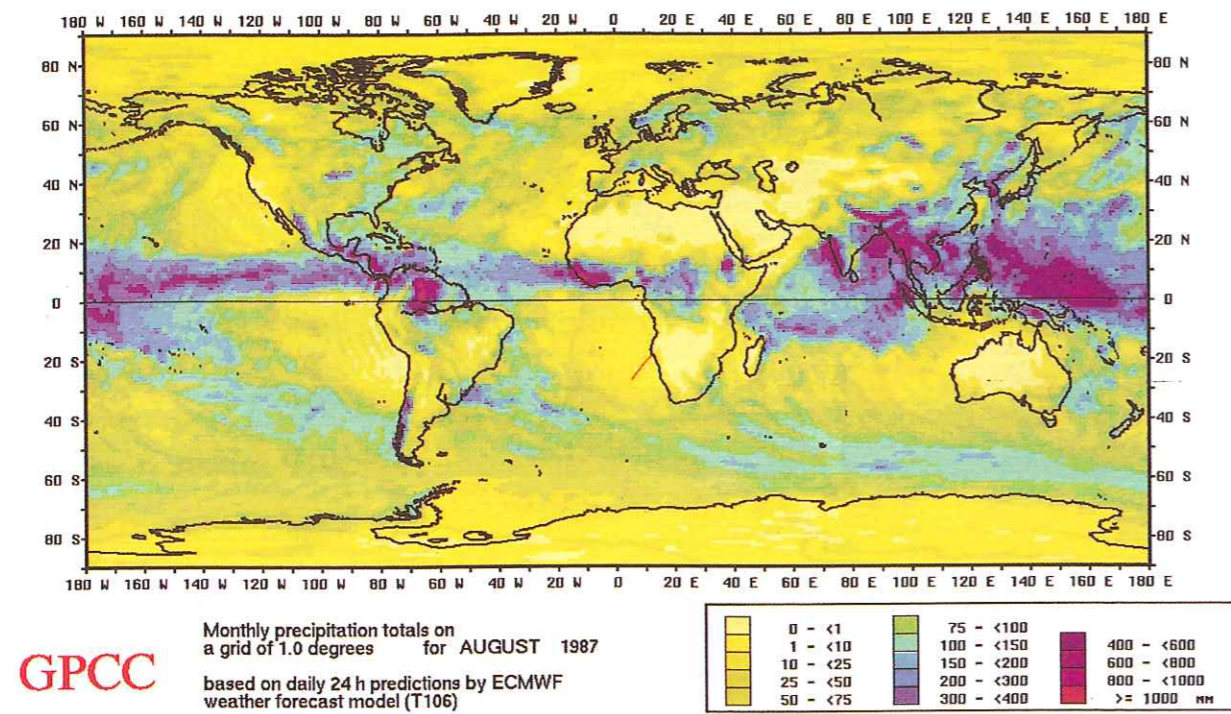


Abb. F.15. Verteilung der monatlichen Gebietsniederschläge im 1°-Raster, abgeleitet aus 24-h-Vorhersagen des EZMW-Modells T106, für den August 1987.

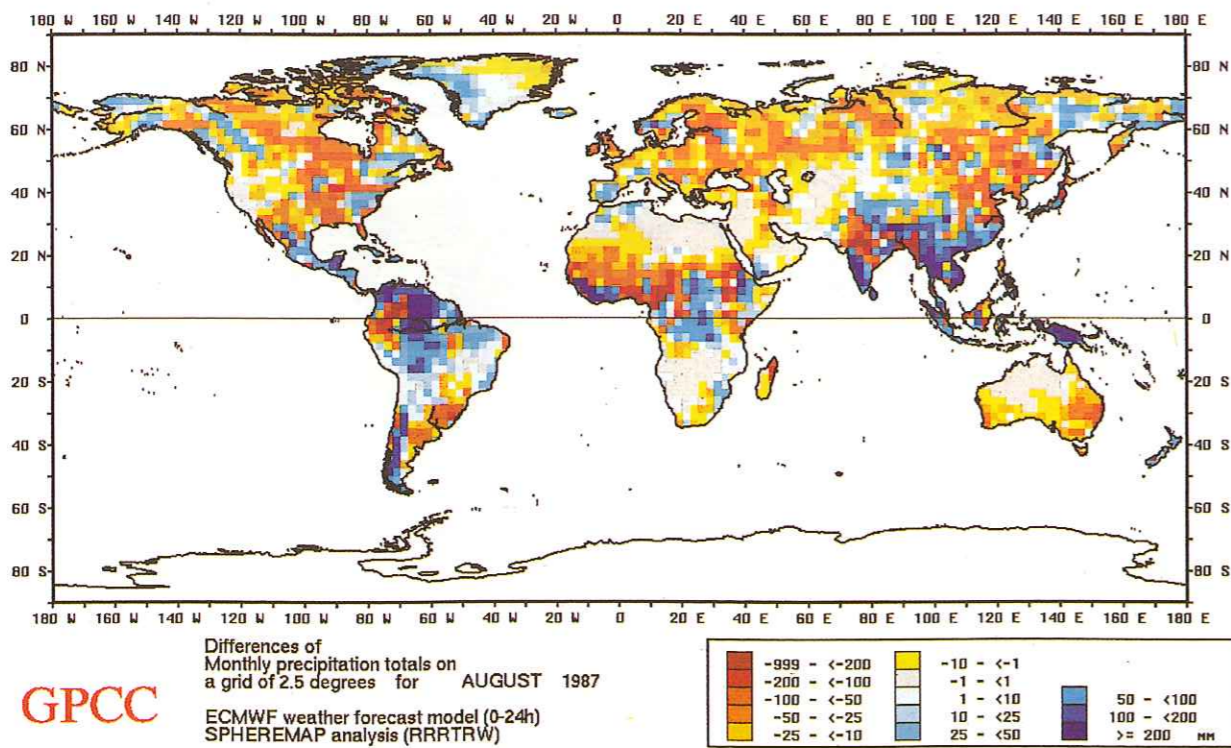


Abb. F.16. Differenzen der monatlichen Gebietsniederschläge im 2,5°-Raster aus den 24-h-Vorhersagen des EZMW-Modells T106 und aus der objektiven Analyse der konventionellen Meßdaten für den August 1987.

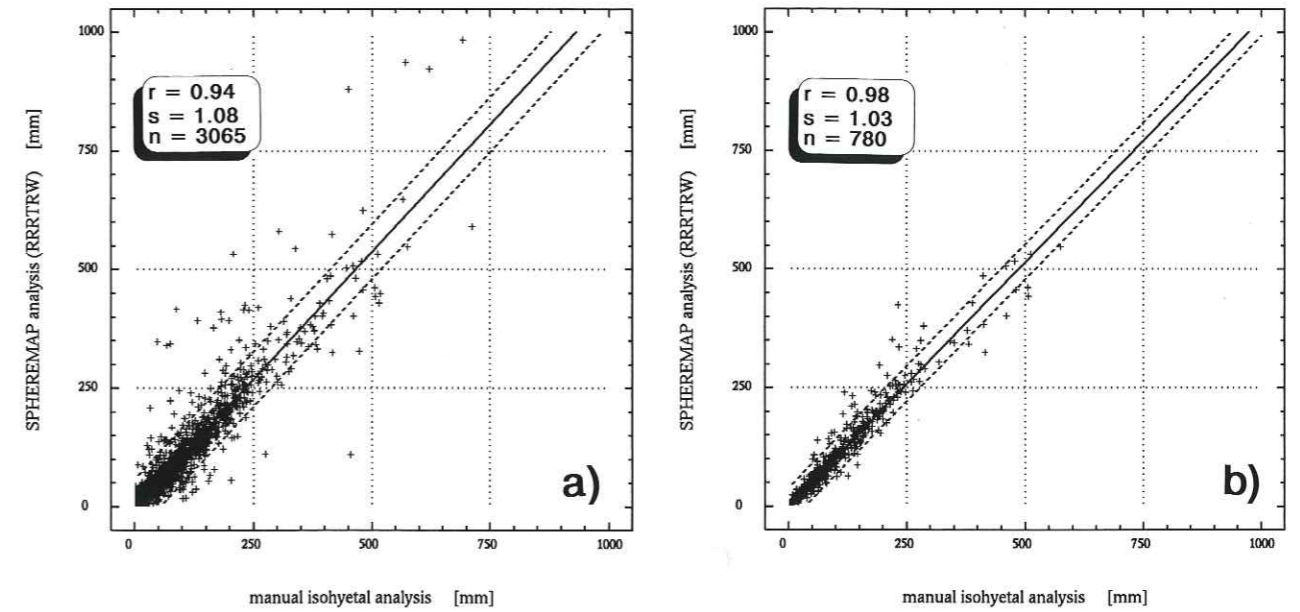


Abb. 4.7. Streudiagramme für die Ergebnisse der klassifizierten Differenzen der Niederschlagshöhen im 2,5°-Raster aus der manuellen Analyse und der objektiven SPHEREMAP-Analyse für den Monat August 1987
a) nur für alle wenigstens teilweise über Land liegenden Felder,
b) nur für die Felder mit einem Landflächenanteil von mehr als 25 % und mit Meßwerten von mindestens 2 Stationen.

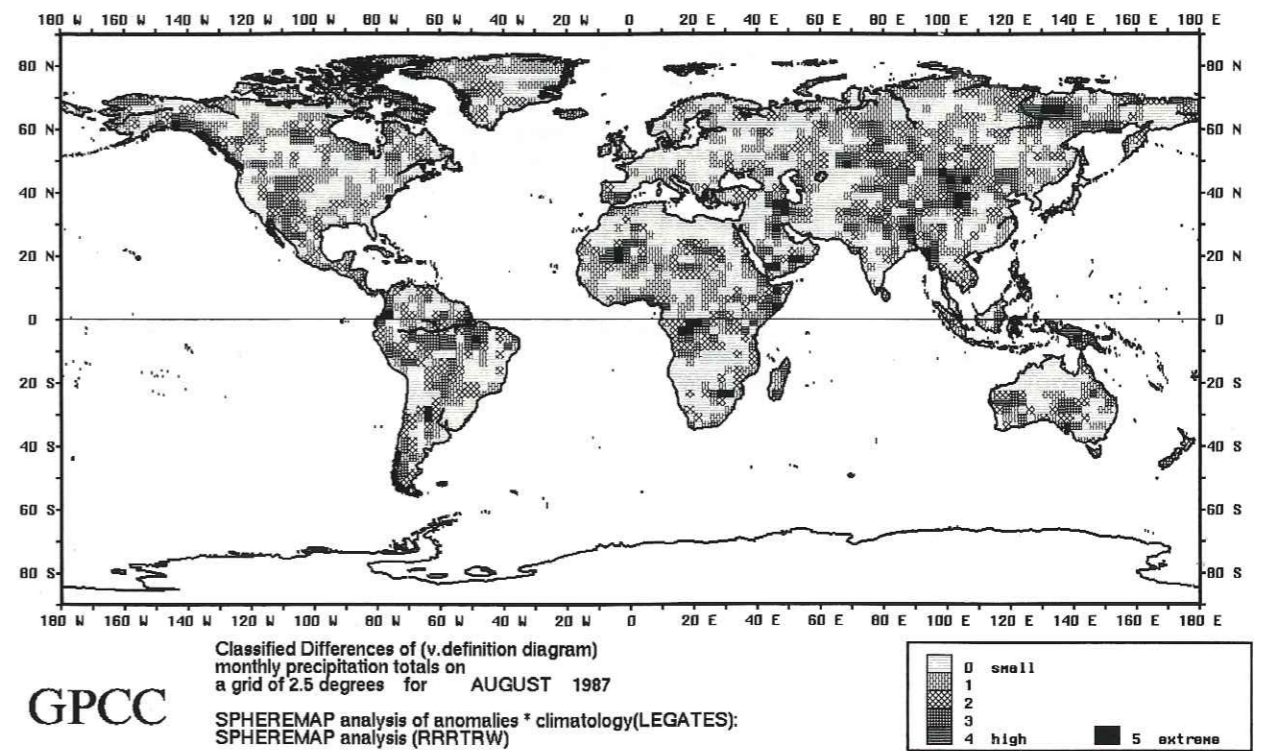


Abb. 4.8. Verteilung der klassifizierten Differenzen aus den Ergebnissen im 2,5°-Raster der objektiven SPHEREMAP-Analyse der Niederschlagsanomalien (multipliziert mit den mittleren Niederschlagshöhen) und der objektiven SPHEREMAP-Analyse der absoluten Niederschlagshöhen für den Monat August 1987.

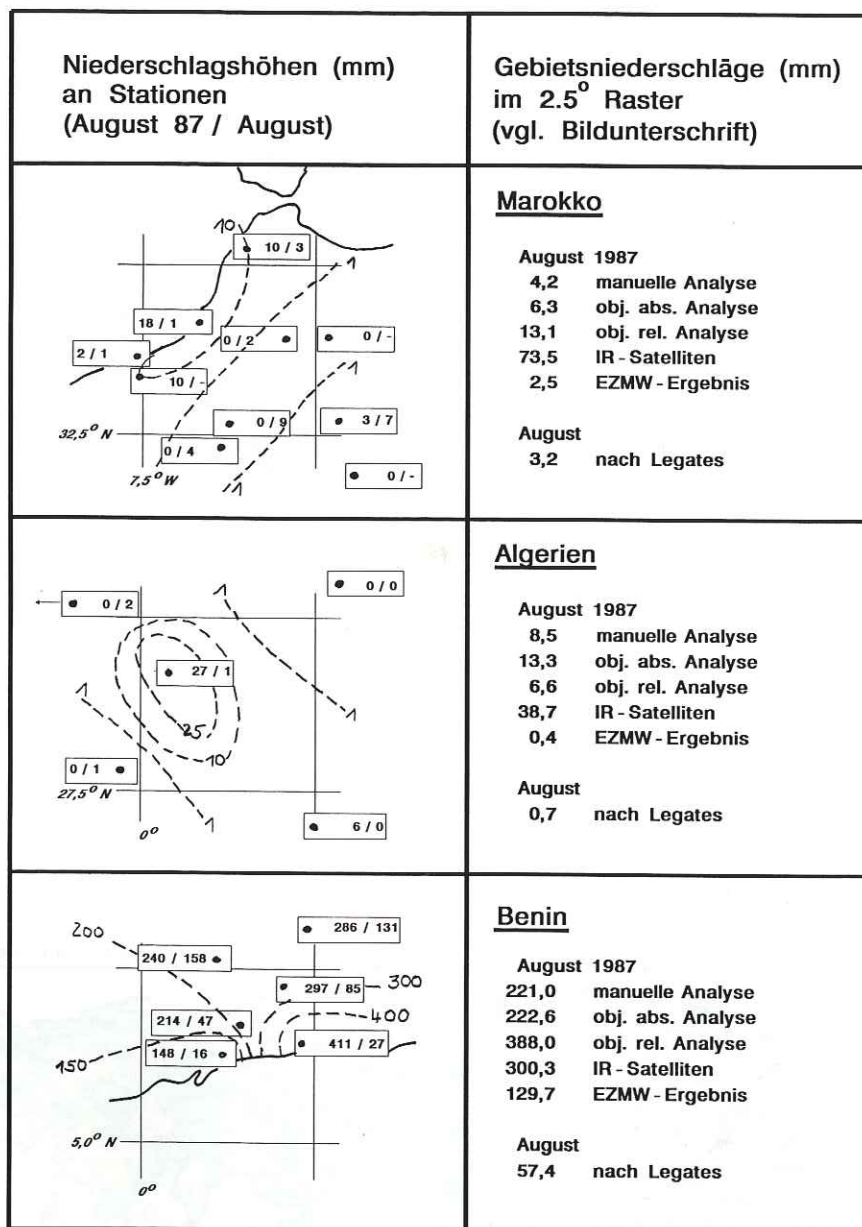


Abb. 4.9. Die Gebietsniederschläge (mm) nach verschiedenen Methoden bzw. Datenquellen für ausgewählte Rasterfelder sowie die an Stationen gemessenen monatlichen/mittleren monatlichen Niederschlagshöhen (umrandet, Punkt = Stationsort) und die manuell entworfenen Isohyeten (gestrichelt) für den Monat August 1987.

wenn sich mit niedrigen Meßwerten (z. B. 5 mm) und noch wesentlich kleineren Bezugswerten ($\ll 1$ mm) große Anomalien an Stationen ergeben, die dann durch das Interpolationsverfahren auf benachbarte Gebiete mit höheren mittleren Gebietsniederschlägen im Raster (z. B. 100 mm) übertragen werden können.

Wegen des bisher sehr unterschiedlichen Umfangs der für diese beiden Analysevarianten jeweils verfügbaren Datenkollektive (rund 4000 Stationen mit Meßwerten für den

August 1987, davon nur rund 2800 mit Bezugswerten) können hier die Unterschiede nicht im Detail diskutiert werden. Mittlerweile ist die Bezugswertedatei des WZN erheblich vergrößert worden, so daß beide Auswertungen auf der Basis eines umfangreicheren Datenkollektivs und für mehrere Testmonate wiederholt werden sollen, um festzustellen, ob — und wenn ja, in welchen Gebieten und unter welchen Bedingungen — die Ergebnisse der Anomalieanalyse zuverlässiger als die der Absolutwertanalyse sind.

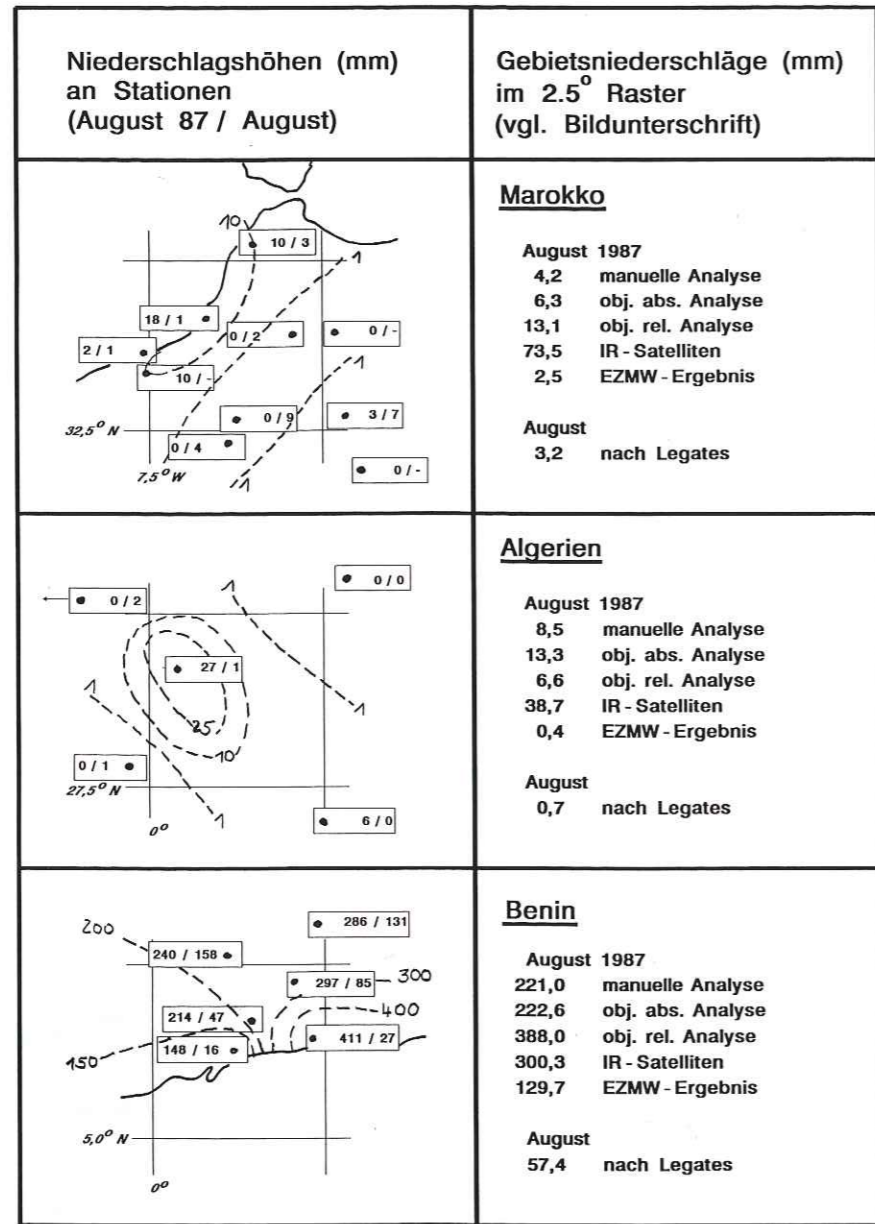


Abb. 4.9. Die Gebietsniederschläge (mm) nach verschiedenen Methoden bzw. Datenquellen für ausgewählte Rasterfelder sowie die an Stationen gemessenen monatlichen/mittleren monatlichen Niederschlagshöhen (umrandet, Punkt = Stationsort) und die manuell entworfenen Isohyeten (gestrichelt) für den Monat August 1987.

wenn sich mit niedrigen Meßwerten (z. B. 5 mm) und noch wesentlich kleineren Bezugswerten ($\ll 1$ mm) große Anomalien an Stationen ergeben, die dann durch das Interpolationsverfahren auf benachbarte Gebiete mit höheren mittleren Gebietsniederschlägen im Raster (z. B. 100 mm) übertragen werden können.

Wegen des bisher sehr unterschiedlichen Umfangs der für diese beiden Analysevarianten jeweils verfügbaren Datenkollektive (rund 4000 Stationen mit Meßwerten für den

August 1987, davon nur rund 2800 mit Bezugswerten) können hier die Unterschiede nicht im Detail diskutiert werden. Mittlerweile ist die Bezugswertedatei des WZN erheblich vergrößert worden, so daß beide Auswertungen auf der Basis eines umfangreicheren Datenkollektivs und für mehrere Testmonate wiederholt werden sollen, um festzustellen, ob — und wenn ja, in welchen Gebieten und unter welchen Bedingungen — die Ergebnisse der Anomalieanalyse zuverlässiger als die der Absolutwertanalyse sind.

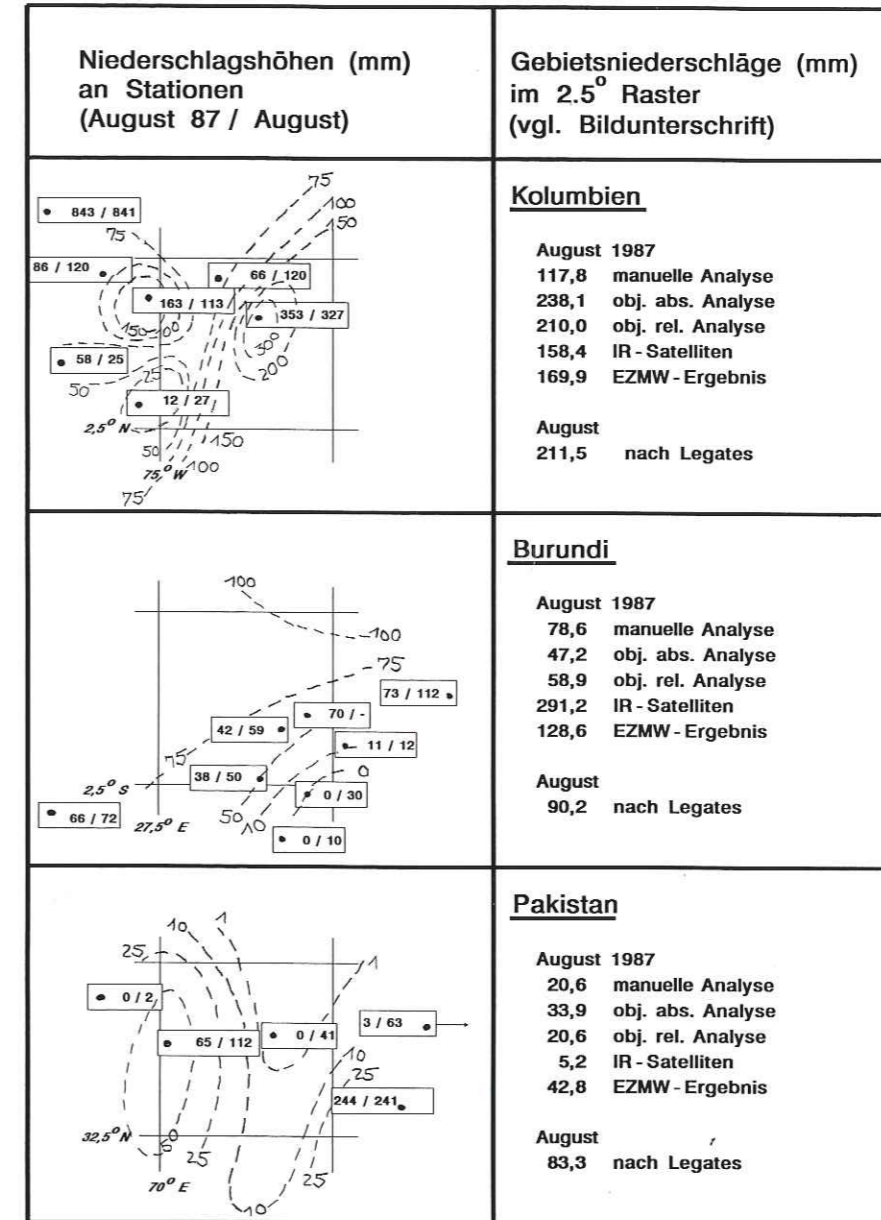


Abb. 4.9. (Fortsetzung)

4.4.3 Vergleich für ausgewählte Rasterfelder

Um die in den vorigen Abschnitten 4.4.1 und 4.4.2 generell angesprochenen Probleme zu illustrieren, sollen die Ergebnisse der unterschiedlichen Analysemethoden für sechs ausgewählte Rasterfelder zusammen mit allen verfügbaren Basisdaten dargelegt werden. Ausgewählt wurden Felder, in denen manuelle und objektive Analyse zu deutlich unterschiedlichen Ergebnissen führen, obwohl in diesen Gebieten einige Meßwerte von Stationen vorhanden sind. Abbildung 4.9 enthält entsprechende Ausschnitte aus der Handanalyse mit den subjektiv entworfenen Isohyeten und den Stationspunkten einschließlich der Meßwerte aus dem August 1987 und, jeweils hinter dem Schrägstrich, der zugehörigen Be-

zugswerte aus dem August (Periode 1931 bis 1960). Daneben sind die mit den verschiedenen Methoden geschätzten Gebietsniederschläge aufgelistet, nämlich die Ergebnisse der Handanalyse, der objektiven Analyse der Absolutwerte und der objektiven Anomalieanalyse (multipliziert mit der mittleren Verteilung für den August nach Legates), die Schätzung aus den Infrarot-Satellitenaufnahmen, das Resultat aus den täglichen numerischen Wettervorhersagen des EZMW sowie der für den August im Mittel gültige Wert nach Legates.

Ein Urteil über die Qualität der Ergebnisse und über die aus den verschiedenen Methoden bzw. Datenquellen resultierenden Unterschiede möge sich der Leser nach einem Studium der Beispiele selbst bilden. Auf zwei Dinge soll jedoch hingewiesen werden:

— Bei der Handanalyse werden offensichtlich Maxima in der Niederschlagsverteilung möglichst eng durch Isohyeten eingegrenzt, wozu auch meist Gründe vorliegen (Küstennähe der hohen Meßwerte wie im Beispiel Marokko, Belegung des Maximum durch nur einen einzigen, im Vergleich zur Umgebung sehr hohen Meßwert wie im Beispiel Algerien).

— Unterschiede zwischen der objektiven Absolutwertanalyse und der mit den Legates-Daten multiplizierten Anomalieanalyse resultieren teilweise daraus, daß die für die Stationen vorhandenen Bezugswerte nicht zum Gebietsmittel nach Legates passen (ohne hier die Qualität des Gebietsmittels nach Legates zu bewerten) oder aber daß sich die Gradienten der Anomalieverteilung und der Absolutwertverteilung erheblich unterscheiden (vgl. Beispiel Benin, wo die Anomalien nach Norden, die Absolutwerte dagegen nach Westen und Südwesten abfallen).

Die Autoren schließen aus den gezeigten Beispielen sowie aus einer Reihe von weiteren Vergleichen der Ergebnisse im Detail, daß die von einem Experten erstellte subjektive manuelle Analyse durchaus als Maßstab für die Beurteilung der Qualität der objektiven Ergebnisse geeignet ist. Insbesondere wird aus den gezeigten Beispielen deutlich, daß selbst eine Anzahl von vier oder fünf Meßwerten in einem 2,5°-Raster eine nur schwache Basis zur Schätzung des Gebietsniederschlags ist.

4.5 Bis zur Routinereife notwendige Arbeiten

An erster Stelle steht die Notwendigkeit zur Verbesserung der Datenbasis. Der DWD wird sich weiterhin verstärkt um einen bilateralen Datenaustausch mit anderen Ländern und Institutionen bemühen. Daneben soll die Möglichkeit geprüft werden, fiktive Punktdaten aus anderen Quellen, z. B. aus regelmäßig publizierten regionalen oder nationalen Niederschlagsverteilungen, abzuleiten.

Das vom WZN bisher getestete Analyseverfahren sollte erweitert und verbessert werden, indem orographisch-klimatologische Beziehungen — zumindest für Gebiete mit großen Höhenunterschieden — einbezogen werden. Dabei müssen allerdings hinsichtlich orographischer Struktur, Klimazone und Windregime unterschiedliche Gebiete getrennt betrachtet werden. Ansätze zur Ermittlung von Gebietsniederschlägen unter Verwendung digitaler Geländedaten liefern z. B. Behr [2] für Österreich und Benichou [3]

für Frankreich. Weitere Ausführungen zu diesem Punkt enthält das Kapitel 9.4.

Vor der Routinereife eines der Verfahren sind noch weitere Vergleiche der Rechenergebnisse mit subjektiv bzw. manuell entworfenen Karten sowie mit den Originalmeßwerten notwendig. Durch Untersuchungen für Gebiete mit sehr dichter Datenbelegung (Referenzdatensätze) ist eine Qualitätseinstufung für die im Raster berechneten Gebietsniederschläge abzuleiten, wobei sowohl die Meßdatendichte als auch die orographischen und klimatischen Gegebenheiten im untersuchten Gebiet herangezogen werden können. Daraus wiederum sollte auf die zur Berechnung der Gebietsniederschläge notwendige Mindestdatendichte geschlossen und die zuverlässigste Variante der Analyseverfahren ausgewählt werden können.

Literatur

- [1] Barnes, S. L.: Mesoscale objective map analysis using weighted time-series observations. — NOAA Tech. Memo. ERL NSSL-62 U.S. Dept. of Commerce, 60 p. (1973).
- [2] Behr, D.: Ermittlung von Niederschlagsverteilungen und Gebietsniederschlägen unter Einbeziehung digitaler Geländeinformationen. — Inst. f. Hydraulik, Gewässer- u. Wasserwirtschaft, TU Wien (1984).
- [3] Benichou, P.: Annual and interannual variability of statistical relationships between precipitation and topography in a mountainous area. — 10th Conf. on Prob. and Stat. in Atm. Sci., 273—278 (1987).
- [4] Bussi eres, N., Hogg, W.: The objective analysis of daily rainfall by distance weighting schemes on a mesoscale grid. — Canad. Meteorol. Oceanograph. Soc., Atmosph.-Ocean 27(3), 521—541 (1989).
- [5] Legates, D. R.: A climatology of global precipitation. — Publ. Climatol., 40 (1), Newark, Delaware, 103 p. (1987).
- [6] Shepard, D.: A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. — Proc. 23rd ACM Nat. Conf., Brandon/Systems Press, Princeton NJ, 517—524 (1968).
- [7] Thiebaut, H. J., Pedder, M. A.: Spatial Objective Analysis with Applications in Atmospheric Science. — Acad. Press, London, 300 p. (1987).
- [8] Willmott, C. J., Rowe, C. M., Philpot, W. D.: Small-scale climate maps: A sensitivity analysis of some common assumptions associated with grid-point interpolation and contouring. — The Amer. Cartograph. 12(1), 5—16 (1985).
- [9] WMO: Review of requirements for area-averaged precipitation data, surface-based and space-based estimation techniques, space and time sampling, accuracy and error, data exchange. WCP-100, WMO/TD-No. 115, Geneva, 67 p. (1985).