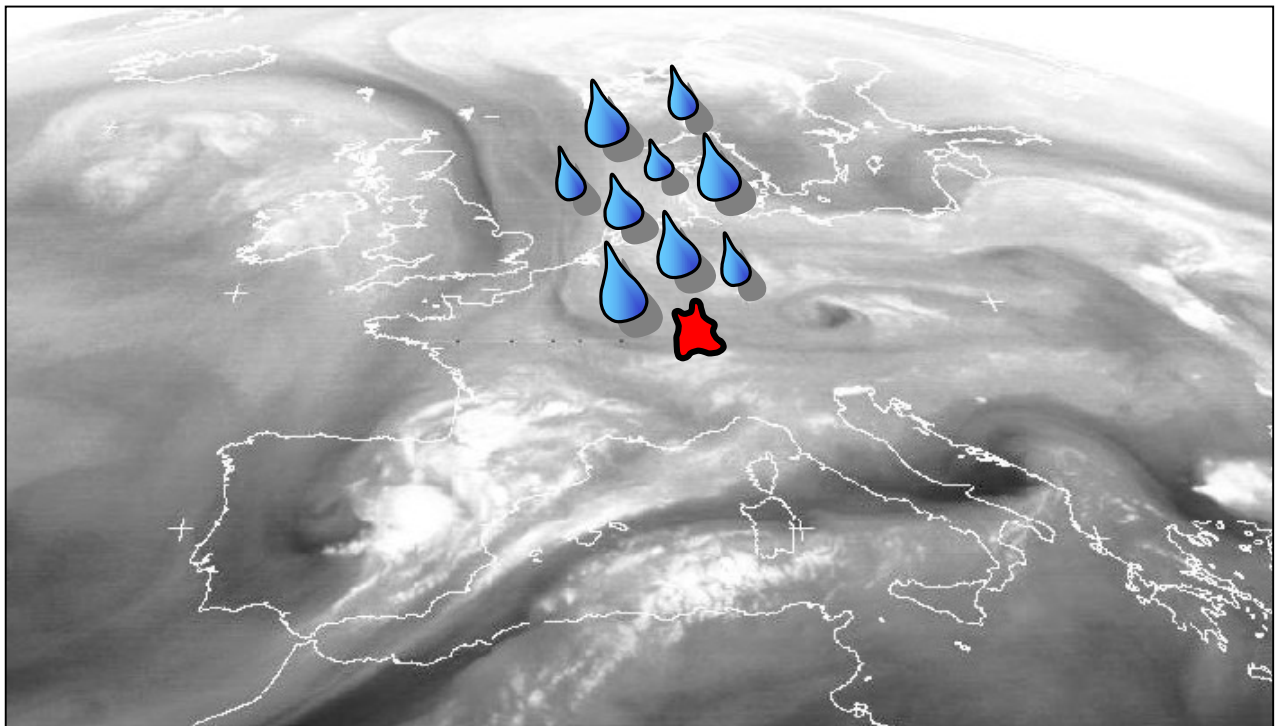


Institut für Hydrologie
Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

Sven Kotlarski

Der Zusammenhang zwischen atmosphärischer Zirkulation und Niederschlag in Baden-Württemberg



Diplomarbeit unter Leitung von Prof. Dr. S. Demuth
Freiburg i. Br., Dezember 2001

Institut für Hydrologie
Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.

Sven Kotlarski

Der Zusammenhang zwischen atmosphärischer Zirkulation und Niederschlag in Baden-Württemberg

Referent: Prof. Dr. S. Demuth
Koreferent: Dr. S. Uhlenbrook

Diplomarbeit unter Leitung von Prof. Dr. S. Demuth
Freiburg i. Br., Dezember 2001

Vorwort

Dies ist die Stelle, all jenen ein riesiges, fettes

Dankeschön



zu sagen, die zu dieser Arbeit und vor allem zu der schönen Zeit in Freiburg beigetragen haben. Besonders meinen Eltern, Großeltern, meiner Schwester, Christiane und Asako, die mich in manchmal schwierigen Zeiten und über weite Entfernungen unterstützt haben. Und auch allen anderen, die hier nicht genannt sind aber ganz sicher wissen, dass sie dazugehören. Den Freundinnen und Freunden, den KorrekturleserInnen, meinen Betreuern ... Vielen vielen Dank !!

Ach ja, und ohne diverse Süßigkeiten-, Cola- und Kaffeehersteller hätte ich die letzten zwei Monate auch nicht überstanden ...

*„Ich traue einer Statistik nie – es sei denn,
ich habe sie selbst gefälscht ...“*

W. Churchill

Inhaltsverzeichnis

Verzeichnis der Abbildungen	V
Verzeichnis der Tabellen	VII
Verzeichnis der Anhänge	VIII
Abkürzungen	IX
Symbole	IX
Zusammenfassung	XI
English Summary	XIII

1 Einleitung

1.1 Problemstellung	1
1.2 Zielsetzung	2
1.3 Vorgehensweise	3

2 Das Untersuchungsgebiet: Baden-Württemberg

2.1 Überblick	5
2.2 Topographie und naturräumliche Haupteinheiten	6
2.3 Klima	10
2.3.1 Allgemeines	10
2.3.2 Lufttemperatur	11
2.3.3 Niederschlag	12
2.3.4 Windverhältnisse	15
2.4 Hydrologie	16

3 Der Niederschlag im Untersuchungsgebiet

3.1 Datengrundlage	19
--------------------------	----

3.2	Räumliche und zeitliche Niederschlagsverteilung	21
3.2.1	Jahresmittel	21
3.2.2	Monatsmittel	23
3.2.3	Niederschlag im Jahresverlauf	25
3.2.4	Niederschlagshäufigkeit	27
3.3	Clusteranalyse der Gitterpunkte	28
3.3.1	Ziel	28
3.3.2	Theoretische Grundlagen	29
3.3.3	Transformation der Niederschlagsdaten	32
3.3.4	Durchführung und Resultate	34
3.4	Fehlerbehaftete Rasterpunkte	38
3.5	Fazit	40

4 Zirkulationsparameter

4.1	Einführung	43
4.2	Zonalindizes	45
4.2.1	Allgemeines	45
4.2.2	Datengrundlage	45
4.2.3	Methodik	47
4.2.4	NAOI	49
4.2.5	CEZI	52
4.2.6	Zusammenhang NAOI – CEZI	52
4.2.6.1	Tagesbasis	53
4.2.6.2	Monatsbasis	54
4.3	Großwetterlagen	55
4.3.1	Allgemeines	55
4.3.2	Klassifikation	58
4.3.3	Häufigkeiten und Trends	59
4.4	Objektive Wetterlagenklassifikation des DWD	60
4.4.1	Allgemeines	60

4.4.2	Klassifikation und Häufigkeiten	61
4.5	Fazit	64
5	Grundlagen der Korrelations- und Regressionsrechnung	
5.1	Allgemeines	67
5.2	Korrelationsrechnung	67
5.3	Regressionsrechnung	69
6	Zonalindizes und Niederschlag	
6.1	Einführung	73
6.2	Tagesbasis	73
6.2.1	Rasterpunkte	73
6.2.2	Cluster	76
6.3	Monatsbasis	77
6.3.1	Rasterpunkte	77
6.3.2	Cluster	79
6.4	Interpretation	80
6.5	Fazit	83
7	Großwetterlagen und Niederschlag	
7.1	Einführung	87
7.2	Tagesniederschlag bei GWL	88
7.2.1	Methodik	88
7.2.2	Ergebnisse	88
7.2.3	Gruppierung der GWL	90
7.2.4	Abhängigkeit von Andauer der GWL	91
7.2.5	Trends	92
7.3	Niederschlagsvariabilität bei GWL	93

7.3.1	Methodik	93
7.3.2	Ergebnisse	94
7.3.3	Gruppierung der GWL	95
7.4	Regressionsanalyse auf Tagesbasis	97
7.4.1	Methodik	97
7.4.2	Ergebnisse	99
7.4.2.1	Niederschlag mit <i>Tages-GWL</i> , <i>lag3-GWL</i> und <i>lag10-GWL</i>	99
7.4.2.2	Niederschlag mit <i>Tages-GWLgruppe</i> , <i>lag3-GWLgruppe</i> und <i>lag10-GWLgruppe</i>	101
7.5	Regressionsanalyse auf Monatsbasis	102
7.5.1	Methodik	102
7.5.2	Ergebnisse	103
7.5.2.1	Niederschlag mit <i>Monats-GWL</i>	103
7.5.2.2	Niederschlag mit <i>Monats-GWLgruppe</i>	104
7.6	Fazit	105

8 Objektive Wetterlagenklassen und Niederschlag

8.1	Einführung	109
8.2	Regressionsanalyse auf Tagesbasis	110
8.2.1	Methodik	110
8.2.2	Ergebnisse	111
8.3	Regressionsanalyse auf Monatsbasis	113
8.3.1	Methodik	113
8.3.2	Ergebnisse	114
8.4	Fazit	115

9 Diskussion und Ausblick

117

Literaturverzeichnis	121
-----------------------------------	------------

Anhang	i
---------------------	----------

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1.1:	Zielsetzung der vorliegenden Studie.....	3
Abb. 2.1:	Lage des Untersuchungsgebietes in Mitteleuropa.....	5
Abb. 2.2:	Die 16 deutschen Bundesländer (DTV/WESTERMANN, 1996)	5
Abb. 2.3:	Höhenstufen Baden-Württembergs (in m ü. NN)	6
Abb. 2.4:	Die naturräumlichen Haupteinheiten Baden-Württembergs (BORCHERDT, 1986)	7
Abb. 2.5:	Reliefübersicht Vogesen, Oberrheingraben und Schwarzwald.....	8
Abb. 2.6:	Ursprungsgebiete und Zugbahnen der Hauptluftmassen Mitteleuropas (verändert nach HÄCKEL, 1999)	11
Abb. 2.7:	Vereinfachtes und idealisiertes Modell des alpinen Föhns (ROEDEL, 1994)	13
Abb. 2.8:	Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen (1993-1997) an der Station Hornisgrinde, 1157 m ü. NN (Quelle: LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ, 2001).....	15
Abb. 2.9:	Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen (1992-1998) an der Station Kehl Süd, 137 m ü. NN (Quelle: LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ, 2001).....	15
Abb. 2.10:	Das Gewässernetz Baden-Württembergs (KULLEN, 1989).....	17
Abb. 3.1:	Die drei Analyseregionen für die Anwendung des BONIE-Verfahrens in Baden-Württemberg	20
Abb. 3.2:	Verfügbarkeit von Niederschlagsdaten in Baden-Württemberg für den Zeitraum 1931-1997 (GÜNTHER & REICH, 1999).....	21
Abb. 3.3:	Jahresmittel des Niederschlags (1931-1997) in mm an den BONIE-Rasterpunkten	22
Abb. 3.4:	Jährliche Niederschlagsmengen in mm als Mittel der Jahre 1931-1960 (BORCHERDT, 1986)	22
Abb. 3.5:	Monatsmittel des Niederschlags (1931-1997) in mm an den BONIE-Rasterpunkten	24
Abb. 3.6:	Anteil $R_{x,i}$ des mittleren Saisonniederschlags am mittleren Jahresniederschlag (1931-1997) für die vier Jahreszeiten Winter (DJF), Frühjahr (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON)	26
Abb. 3.7:	Durchschnittliche Anzahl an Regentagen pro Jahr für den Zeitraum 1931-1997 (Schwellenwert $0,2 \text{ mm} / \text{Tag}$)	28
Abb. 3.8:	Datenstruktur für die Clusteranalysen: 707 zu klassifizierende Objekte (= Rasterpunkte) mit je 804 Merkmalen (= transformierte Monatsniederschläge).....	30
Abb. 3.9:	Das Niederschlagsverhalten zweier fiktiver Rasterpunkte zur Verdeutlichung der Notwendigkeit einer Standardisierung der Niederschlagswerte	34
Abb. 3.10:	Entwicklung der Gesamtdistanz gegen Ende des Agglomerationsvorganges beim Ward-Verfahren	35
Abb. 3.11:	Veränderung der Gesamtdistanz mit jedem Schritt gegen Ende des Agglomerationsvorganges beim Ward-Verfahren	35
Abb. 3.12:	ausgewählte Lösung der Clusteranalyse (Ward-Verfahren mit 14 Clustern).....	36
Abb. 3.13:	fehlerbehaftete Rasterpunkte.....	39

Abb. 3.14:	Ersetzen des Niederschlags an einem Rasterpunkte durch das arithmetische Mittel der vier direkten Nachbarn	40
Abb. 4.1:	Entstehung des geostrophischen Windes infolge Kräftegleichgewicht zwischen Gradientkraft und Corioliskraft (schematisch)	44
Abb. 4.2:	Geographische Lage der für die Berechnung der Zonalindizes verwendeten Gitterpunkte	47
Abb. 4.3:	Schema zur Berechnung der Zonalindizes aus den Luftdruckwerten der Reanalysis	48
Abb. 4.4:	Vergleich der gleitenden 13-Monatsmittel des aus den Reanalysis-Daten berechneten monatlichen NAOI (NAOI aus Reanalysis) mit denjenigen der CRU und der UCAR....	51
Abb. 4.5:	Streudiagramm zur Korrelation zwischen den Tageswerten des NAOI und des CEZI	53
Abb. 4.6:	Vergleich der gleitenden 13-Monats-Mittel der Monatswerte von NAOI und CEZI	54
Abb. 4.7:	Streudiagramm zur Korrelation zwischen den Monatswerten des NAOI und des CEZI..	54
Abb. 4.8:	Streudiagramme zur jahreszeitlich getrennten Korrelation zwischen den Monatswerten des NAOI und des CEZI	55
Abb. 4.9 :	Relative Häufigkeiten der einzelnen GWL im Untersuchungszeitraum 1931-1997	59
Abb. 4.10:	Entwicklung der relativen Häufigkeit der Großwetterlage WZ während der Wintermonate (DJF) im Zeitraum 1931-1997	60
Abb. 4.11:	räumliche Ausdehnung des der Objektiven Wetterlagenklassifikation zugrundeliegenden Gitterausschnittes (dicke Umrandung, BISSOLLI & DITTMANN, 2000)	61
Abb. 4.12:	Mittlere relative Häufigkeiten der 40 Wetterlagenklassen über den Zeitraum 1979-1998	64
Abb. 5.1:	Streudiagramme zur Verdeutlichung der Aussage des Korrelationskoeffizienten r_{xy} : linke Seite $r_{xy} = 0$, rechte Seite $r_{xy} = \pm 1$ (nach SCHÖNWIESE, 2000)	69
Abb. 6.1:	räumliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten r zwischen Tagesniederschlag und täglichem NAOI (für den Zeitraum 1948-1997)	74
Abb. 6.2:	räumliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten r zwischen Tagesniederschlag und täglichem CEZI (für den Zeitraum 1948-1997)	74
Abb. 6.3:	Änderung der Korrelationskoeffizienten r zwischen täglicher Niederschlagsmenge im WINTER und NAOI bei Berücksichtigung eines Timelags (Zeitraum 1948-1997)	75
Abb. 6.4:	räumliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten r zwischen Clustermittelwerten der standardisierten Tagesniederschläge und täglichem NAOI (Zeitraum 1931-1997) ...	76
Abb. 6.5:	räumliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten r zwischen Clustermittelwerten der standardisierten Tagesniederschläge und täglichem CEZI (Zeitraum 1931-1997)	76
Abb. 6.6:	räumliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten r zwischen standardisiertem Monatsniederschlag und monatlichem NAOI (für den Zeitraum 1948-1997)	78
Abb. 6.7:	räumliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten r zwischen standardisiertem Monatsniederschlag und monatlichem CEZI (für den Zeitraum 1948-1997)	78
Abb. 6.8:	räumliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten r zwischen Clustermittelwerten der standardisierten Monatsniederschläge und monatlichem NAOI (für den Zeitraum 1948-1997)	79
Abb. 6.9:	räumliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten r zwischen Clustermittelwerten der standardisierten Monatsniederschläge und monatlichem CEZI (für den Zeitraum 1948-1997)	79

Abb. 6.10:	räumliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten r zwischen absolutem Saisonniederschlag und saisonalem NAOI für das Winterquartal DJF (Zeitraum 1948-1997)	83
Abb. 7.1:	Gruppierung der Großwetterlagen hinsichtlich der mittleren täglichen Niederschlagsmengen im Untersuchungsgebiet	90
Abb. 7.2:	Gruppierung der Großwetterlagen hinsichtlich der Variabilität des Tagesniederschlags im Untersuchungsgebiet (ausgedrückt durch den Variationskoeffizienten v)	96
Abb. 7.3:	Räumliche Verteilung der multiplen Bestimmtheitsmaße B unter Verwendung der <i>Tages-GWL</i> als Prädiktoren	99
Abb. 7.4:	Räumliche Verteilung der multiplen Bestimmtheitsmaße B unter Verwendung der <i>Tages-GWLgruppen</i> als Prädiktoren	101
Abb. 7.5:	Räumliche Verteilung der multiplen Bestimmtheitsmaße B unter Verwendung der <i>Monats-GWL</i> als Prädiktoren	104
Abb. 7.6:	Räumliche Verteilung der multiplen Bestimmtheitsmaße B unter Verwendung der <i>Monats-GWLgruppen</i> als Prädiktoren	105
Abb. 8.1:	Geographische Lage der NCEP/NCAR-Reanalysis-Gitterpunkte in der Umgebung des Untersuchungsgebietes	111
Abb. 8.2:	Räumliche Verteilung der multiplen Bestimmtheitsmaße B bei Regression auf Tagesbasis und Verwendung der <i>WLK-Indizes</i> als Prädiktoren	112
Abb. 8.3:	Räumliche Verteilung der multiplen Bestimmtheitsmaße B bei Regression auf Monatsbasis und Verwendung der <i>Monats-WLK</i> als Prädiktoren (Zeitraum Juli 1997 – Dezember 1997)	115
Abb. 8.4:	Räumliche Verteilung der multiplen Bestimmtheitsmaße B bei Regression auf Monatsbasis und Verwendung der <i>Monats-GWL</i> als Prädiktoren (Zeitraum Juli 1979 – Dezember 1997)	115

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 4.1:	Geographische Lage der Gitterpunkte zur Berechnung von NAOI und CEZI	49
Tab. 4.2:	Korrelationskoeffizienten der Kreuzkorrelation zwischen den Tageswerten des NAOI und des CEZI	53
Tab. 4.3:	Die europäischen Großwetterlagen nach HESS & BREZOWSKY (GERSTENGARBE & WERNER, 1999a)	57
Tab. 4.4:	Kennzahlen, Kennungen und Indizes der 40 Objektiven Wetterlagenklassen	63
Tab. 7.1:	Multipl. Bestimmtheitsmaß B bei Regression auf Tagesbasis und Verwendung der <i>Tages-GWL</i> als Prädiktoren	100
Tab. 7.2:	Multipl. Bestimmtheitsmaß B bei Regression auf Tagesbasis und Verwendung der <i>Tages-GWL</i> , <i>lag3-GWL</i> und <i>lag10-GWL</i> als Prädiktoren	100

Tab. 7.3:	Multiples Bestimmtheitsmaß B bei Regression auf Tagesbasis und Verwendung der <i>Tages-GWLgruppen</i> als Prädiktoren	102
Tab. 7.4:	Multiples Bestimmtheitsmaß B bei Regression auf Tagesbasis und Verwendung der <i>Tages-GWLgruppen</i> , <i>lag3-GWLgruppen</i> und <i>lag10-GWLgruppen</i> als Prädiktoren	102
Tab. 7.5:	Multiples Bestimmtheitsmaß B bei Regression auf Monatsbasis und Verwendung der <i>Monats-GWL</i> als Prädiktoren	103
Tab. 7.6:	Multiples Bestimmtheitsmaß B bei Regression auf Monatsbasis und Verwendung der <i>Monats-GWLgruppen</i> als Prädiktoren	105
Tab. 8.1:	Multiples Bestimmtheitsmaß B bei Regression auf Tagesbasis und Verwendung der <i>WLK-Indizes</i> als Prädiktoren	112
Tab. 8.2:	Multiples Bestimmtheitsmaß B bei Regression auf Tagesbasis und Verwendung der <i>WLK-Indizes</i> sowie <i>temp_max</i> als Prädiktoren	112
Tab. 8.3:	Multiples Bestimmtheitsmaß B bei Regression auf Monatsbasis und Verwendung der <i>Monats-WLK</i> bzw. der <i>Monats-GWL</i> als Prädiktoren (Zeitraum Juli 1979 – Dezember 1997).....	114

Verzeichnis der Anhänge

Anhang A:	Exemplarische Darstellung der Verteilung des Bodenluftdrucks und der Höhe der 500 hPa-Druckfläche sowie der Lufttemperatur im 500 hPa-Niveau über dem Nordatlantik und Europa für die einzelnen Großwetterlagen.	ii
Anhang B:	Räumliche Verteilung der mittleren absoluten und der mittleren standardisierten Tagesniederschläge für jede Großwetterlage im Zeitraum 1931-1997. Getrennte Darstellung für die vier Jahreszeiten Frühjahr (MAM), Sommer (JJA), Herbst (SON) und Winter (DJF).	iii
Anhang C:	Räumliche Verteilung der mittleren absoluten Tagesniederschläge für jede Großwetterlage in Abhängigkeit von der Andauer der jeweils betrachteten GWL (Zeitraum: 1931-1997).....	iv
Anhang D:	Räumliche Verteilung des mittleren absoluten Tagesniederschlags für jede Großwetterlage getrennt für die vier Jahreszeiten und die sieben Teilzeiträume 1931-1940 (Periode 1), 1941-1950 (Periode 2), 1951-1960 (Periode 3), 1961-1970 (Periode 4), 1971-1980 (Periode 5), 1981-1990 (Periode 6) und 1991-1997 (Periode 7).....	v
Anhang E:	Räumliche Verteilung der Standardabweichungen s und der Variationskoeffizienten ν des Tagesniederschlags bei Auftreten der einzelnen Großwetterlagen im Zeitraum 1931-1997 (getrennt für die 4 Jahreszeiten).....	vi

Abkürzungen

ARIDE	Assessment of the R egional I mpact of D roughts in E urope
BONIE	Ermittlung von N iederschlägen anhand b odengestützter Messungen
CEZI	C entral E uropean Z onal I ndex
DJF	die Wintermonate D ezember, J anuar und F ebruar
DWD	D eutscher W etter d ienst
ENSO	E l Niño / S outhern O scillation
GIS	G eographisches I nformationssystem
GWL	G roß w etterlage
IPCC	I ntergovernmental P anel on C limate C hange
JJA	die Sommermonate J uni, J uli und A ugust
KLIWA	K limaveränderung und W asserwirtschaft
LfU	L andesanstalt für U mweltschutz Baden-Württemberg
MAM	Die Frühjahrsmonate M ärz, A pril und M ai
N	N ord
NAO	N orth A tlantic O scillation (N ordatlantische O szillation)
NAOI	N orth A tlantic O scillation I ndex
NCAR	N ational C enter for A tmospheric R esearch
NCEP	N ational C enters for E nvironmental P rediction
NOAA	N ational O ceanic and A tmospheric A dministration
O	O st
REKLIP	Trinationale Arbeitsgemeinschaft R egio- K lima P rojekt
S	S üd
SON	die Herbstmonate S eptember, O ktober und N ovember
UCAR	U niversity C orporation for A tmospheric R esearch
USA	U nited S tates of A merica
W	W est
WLK	W etterlagen k lasse

Symbole

a	Regressionskonstante
b_i	Regressionskoeffizient des Prädiktors i ($i = 1 \dots n$)
β_i	standardisierter Regressionskoeffizient des Prädiktors i ($i = 1 \dots n$)
B	[] (multiples) Bestimmtheitsmaß

<i>CEZI</i>		Central European Zonal Index
<i>D²</i>		Quadrierte Euklidische Distanz zweier Objekte <i>A</i> und <i>B</i>
<i>ε</i>		Residuum der multiplen Regression
<i>N_{x,i}</i>	[mm]	Niederschlagssumme an Rasterpunkt <i>x</i> am <i>i</i> -ten Tag der Zeitreihe (<i>x</i> = 1 ... 707; <i>i</i> = 1 ... 18263)
<i>N_{x,j}</i>	[mm]	Niederschlagssumme an Rasterpunkt <i>x</i> im <i>j</i> -ten Monat der Zeitreihe (<i>x</i> = 1 ... 707; <i>j</i> = 804)
<i>NAOI</i>		North Atlantic Oscillation Index
<i>r</i>	[]	Korrelationskoeffizient nach PEARSON
<i>R_{x,i}</i>	[mm]	mittlerer Anteil des Saisonniederschlags der Saison <i>i</i> am Jahresniederschlag an Rasterpunkt <i>x</i> (<i>x</i> = 1 ... 707; <i>i</i> = DJF, MAM, JJA, SON)
<i>s_x</i>		Standardabweichung der Variablen <i>x</i>
<i>v_x</i>	[]	Variationskoeffizient der Variablen <i>x</i>
<i>X_i</i>		Prädiktorvariablen der multiplen Regression (<i>i</i> = 1 ... n)
<i>Y</i>		gemessene abhängige Variable der multiplen Regression
<i>Ŷ</i>		geschätzte abhängige Variable der multiplen Regression
<i>Z_{x,i}</i>	[]	standardisierter Tagesniederschlag an Rasterpunkt <i>x</i> am <i>i</i> -ten Tag der Zeitreihe (<i>x</i> = 1 ... 707; <i>i</i> = 1 ... 18263)
<i>Z_{x,j}</i>	[]	standardisierter Monatsniederschlag an Rasterpunkt <i>x</i> im <i>j</i> -ten Monat der Zeitreihe (<i>x</i> = 1 ... 707; <i>j</i> = 804)

Zusammenfassung

Der Niederschlag zählt zu den Klimaelementen mit einer besonders großen räumlichen und zeitlichen Variabilität. Sein Auftreten an einem gegebenen Ort zu einem gegebenen Zeitpunkt wird gemeinsam vom großräumigen synoptischen Zustand der Atmosphäre und von verschiedenen regionalen und lokalen Einflussfaktoren bestimmt. Die aus der Kombination dieser Einflüsse resultierenden regionalen Niederschlagsverteilungsmuster sind als Inputgröße des Abflussbildungsprozesses entscheidend für das Auftreten von Hoch- und Niedrigwassersituationen.

Ziel der vorliegenden Studie war es, die Zusammenhänge zwischen der großskaligen atmosphärischen Zirkulation und der regional differenzierten Niederschlagsverteilung in Baden-Württemberg im Hinblick auf die Entstehung hydrologischer Extreme zu untersuchen. Hierzu fanden verschiedene multivariate statistische Methoden Anwendung, insbesondere die Techniken der Korrelations- und Regressionsanalyse. Zur Beschreibung der räumlichen und zeitlichen Niederschlagsvariabilität standen interpolierte, gitterbasierte Tagesniederschläge auf einem 7 x 7 km²-Raster für den Zeitraum 1931-1997 zur Verfügung. Die atmosphärischen Zirkulationsverhältnisse wurden mittels zweier Zonalindizes (*North Atlantic Oscillation Index*, *Central European Zonal Index*) sowie mithilfe zweier Wetterlagenklassifikationen (Großwetterlagenklassifikation nach HESS & BREZOWSKY, Objektive Wetterlagenklassifikation des DWD) parametrisiert.

Bereits bei der detaillierten Betrachtung der mittleren monatlichen Niederschlagssummen zeichnen sich deutliche räumliche Muster der Niederschlagscharakteristika ab. Dies gilt sowohl für die absoluten Niederschlagsmengen als auch für deren jahreszeitlichen Gang und ist im Wesentlichen Folge der ausgeprägten Topographie des Untersuchungsraumes. Sie wirkt in starkem Maße steuernd auf die regionale Verteilung der niederschlagsrelevanten Prozesse. Dieser Sachverhalt zeigte sich auch bei der Gliederung des Untersuchungsraumes in Regionen ähnlichen Niederschlagsverhaltens. Unter Anwendung der Techniken der Clusteranalyse gelang es, die insgesamt 707 Rasterflächen in 14 räumlich zusammenhängende Gruppen zu untergliedern. Obwohl der Einfluss der absoluten Niederschlagshöhe auf die Gruppierung durch eine vorangehende Standardisierung der Niederschlagsmengen beseitigt wurde, orientieren sich die Grenzen der sich ergebenden niederschlagshomogenen Regionen deutlich an den topographischen Gegebenheiten. Die absolute Höhenlage eines Punktes sowie seine relative Lage im regionalen topographischen Kontext entscheiden offensichtlich in starkem Maße darüber, ob bei dem gegebenen atmosphärischen Antrieb über- oder aber unterdurchschnittliche Niederschlagsmengen zu verzeichnen sind.

Diese zunächst allgemein gehaltene Aussage wird gestützt durch die Betrachtung der Niederschlagsverhältnisse in Abhängigkeit der verwendeten Zirkulationsparameter. So zeigen die mittels Korrelationsanalyse untersuchten linearen Zusammenhänge zwischen Zonalindizes und Niederschlagsmengen ebenfalls deutliche räumliche Muster innerhalb des Untersuchungsraumes. Insbesondere in den Hochlagen von Schwarz- und Odenwald ist eine verstärkte Zonalität der atmosphärischen Strömung mit überdurchschnittlichen Niederschlagsmengen verbunden. Eine Ausnahme bilden hierbei allerdings die Sommermonate, während derer auch in den exponierten Hochlagen negative Korrelationen auftreten.

Auch bei der Verwendung der Wetterlagenklassifikationen als Parameter der atmosphärischen Zirkulation ergeben sich ausgeprägte räumliche Muster der Niederschlagsverteilungen. Es zeigt sich, dass in Schwarzwald, Odenwald und Alpenvorland insbesondere die advektiv geprägten West- und Nordwestlagen die größten Niederschlagsmengen verursachen. In den tiefer gelegenen Beckenlandschaften ist hingegen vor allem während des Sommers die Bedeutung antizyklonaler Wetterlagen wesentlich größer. Dies lässt auf einen größeren Anteil konvektiver Prozesse in diesen Regionen schließen. Die Abschätzung der täglichen und monatlichen Niederschlagsmengen mittels multipler linearer Regression in Abhängigkeit des Auftretens der einzelnen Großwetterlagen ergibt die besten Modellgüten (ausgedrückt durch das multiple Bestimmtheitsmaß B) für Schwarz- und Odenwald. Ähnliche räumliche Verteilungen treten bei der Regressionsanalyse unter Verwendung der Objektiven Wetterlagenklassen des DWD bzw. der dieser Klassifikation zugrundeliegenden Indizes auf.

Neben den ausgeprägten räumlichen Variabilitäten zeigen die Beziehungen zwischen atmosphärischer Zirkulation und Niederschlag auch deutliche Unterschiede im Jahresverlauf. So führt eine verstärkte Zonalität der Strömung nur in den Sommermonaten zu geringeren Niederschlagssummen, während in den übrigen Jahreszeiten im überwiegenden Teil des Untersuchungsraumes positive Korrelationen auftreten. Offensichtlich ist eine verstärkte sommerliche Zonalität der Strömung mit ungünstigeren Ausgangsbedingungen für die Entstehung der während des Sommers bedeutenden konvektiven Niederschlagsereignisse verbunden. Auch kann ein und dieselbe Großwetterlagen im Jahresverlauf zu teilweise stark unterschiedlichen mittleren Niederschlagsmengen führen. Dies gilt besonders für einige antizyklonale Wetterlagen, die nur während der Sommermonate mit bedeutenden Niederschlagsmengen verbunden sind. Generell zeigt sich weiterhin, dass im Sommer eine wesentlich größere Anzahl an Wetterlagen zu hohen Niederschlagsmengen führt, während im Winter nur die zyklonal geprägten Westlagen hohe Niederschläge aufweisen. Dies verdeutlicht die größere Bandbreite der niederschlagsauslösenden Prozesse während des Sommers.

Die ausgeprägte Topographie des Untersuchungsraumes konnte als entscheidender Steuerungsfaktor für das Auftreten von Niederschlag bei den gegebenen atmosphärischen Zirkulationsverhältnissen identifiziert werden. Sie beeinflusst die Prozesse der Niederschlagsbildung und dadurch auch die räumliche und zeitliche Niederschlagsverteilung in vielfältiger Weise. Prinzipiell gelingt es während der Wintermonate und dann insbesondere in den exponierten Hochlagen von Schwarzwald und Odenwald am besten, die örtlichen Niederschlagssummen mithilfe atmosphärischer Zirkulationsparameter zu beschreiben. Dies spricht für die größere Aussagekraft der großskaligen Zirkulation hinsichtlich advektiver Niederschlagsprozesse.

Stichworte

atmosphärische Zirkulation, Großwetterlagen, Zonalindizes, NAOI, Niederschlag, Baden-Württemberg, Korrelationsanalyse, Regressionsanalyse

English Summary

Precipitation can be considered as a highly variable climatic parameter both on the temporal and the spatial scale. Its occurrence at a given location and a given time is influenced by the large scale synoptic condition of the atmosphere as well as by a variety of regional and local factors. The resulting spatial precipitation patterns play a major role in runoff generation processes thus determining the occurrence of hydrological extremes.

The objective of this study was to establish statistical links between large scale atmospheric circulation and regional precipitation patterns in the state of Baden-Wuerttemberg (SW Germany, area = 35,752 km²) with special regard to the formation of floods and droughts. Therefore, several multivariate statistical techniques such as correlation analysis and regression analysis were applied. The spatial and temporal rainfall variability in the study area was represented by an interpolated, grid-based precipitation dataset with a grid cell size of 7x7 km² covering the period from 1931 to 1997. The large scale atmospheric pressure patterns on the other hand were described by two simple zonal indices (*North Atlantic Oscillation Index*, *Central European Zonal Index*) as well as by two circulation pattern classifications (classification of HESS & BREZOWSKY, objective classification of the German Weather Service).

A detailed analysis of the rainfall variability within the study area revealed strong spatial patterns of precipitation characteristics which are clearly governed by topographical features. Obviously, local and regional topography determines the occurrence of precipitation-generating processes to a high degree. This assumption is confirmed by the results of a cluster analysis grouping the 707 grid cells of the precipitation dataset into rainfall-homogenous classes. In order to remove the influence of total precipitation sums on the grouping, monthly precipitation rates were standardised prior to the analysis. Nevertheless, the spatial boundaries of the resulting 14 clusters clearly follow the regional topography, separating the plains of the *Upper Rhine Valley* and of the *Neckar* from the heights of the *Black Forest*, the *Odenwald* and the *Schwaebische Alb*. This leads to the conclusion that the absolute height of a site above sea level, as well as its position within the regional topographical context, determines to a large extent whether a given atmospheric forcing results in above-average or below-average rainfall sums.

The investigation of the link between circulation parameters and local precipitation confirms this general statement. A correlation analysis of the relationship between zonal indices and the amount of rainfall showed pronounced spatial patterns of the correlation coefficients. Positive correlations were found particularly in high elevations of the *Black Forest* and of the *Odenwald*. In these regions an enhanced zonality of atmospheric circulation leads to above-average precipitation in most seasons. Only during the summer, negative correlations were found even in the exposed mountainous areas.

Similar spatial patterns appear when using circulation pattern classifications for parametrization of the atmospheric flow. *Black Forest*, *Odenwald* and the *Alpine Foreland* receive most of their rainfall during advective-dominated westerly to northwesterly circulation patterns. Whereas, anticyclonic patterns are more important in the plains, especially during summer. Obviously, the relevance of

convective precipitation processes is more evident in lower-lying regions. The estimation of daily and monthly cluster-based precipitation amounts by multiple linear regression, using circulation pattern occurrences as independent variables, produced best results in the high elevations of the *Black Forest* and the *Odenwald*.

Besides those spatial patterns, the connection between atmospheric circulation and precipitation is also subject to pronounced variability throughout the year. For instance, an enhanced zonality of atmospheric flow leads to below-average precipitation only in summer. Positive correlations are found during the rest of the year. Apparently, an enhanced zonal flow results in unfavourable conditions for the creation of convective precipitation processes. Furthermore, the influence of a certain precipitation pattern on spatial rainfall distribution often varies between the different seasons. A number of anticyclonic patterns are particularly associated with wet conditions only during summertime. On the other hand, the occurrence of westerly to northwesterly cyclonic conditions causes high amounts of rainfall all over the year. Generally, a higher number of circulation patterns leads to wet conditions during summer compared to wintertime. This fact indicates the higher diversity of precipitation-generating processes in summer.

The accentuated topography of the study area was identified as major factor for precipitation occurrence at a given atmospheric condition. Topography is influencing precipitation-generating processes in a variety of ways, thus determining spatial and temporal rainfall distribution. The estimation of precipitation amounts by linear regression is most reliable in wintertime and for the exposed high elevations of the *Black Forest* and the *Odenwald*. This leads to the conclusion that advective-dominated precipitation can better be described by atmospheric circulation parameters than convective rainfall.

keywords

atmospheric circulation, circulation pattern, zonal index, NAOI, precipitation, Baden-Wuerttemberg, correlation analysis, regression analysis

1 Einleitung

1.1 Problemstellung

Der Niederschlag zählt zu den Klimaelementen mit einer besonders großen räumlichen und zeitlichen Variabilität. Sein Auftreten an einem gegebenen Ort zu einem gegebenen Zeitpunkt wird gemeinsam vom großräumigen synoptischen Zustand der Atmosphäre und von verschiedenen regionalen und lokalen Einflussfaktoren bestimmt. Insbesondere die Topographie wirkt sich durch die Modifikation der regionalen Strömungsfelder und den daraus resultierenden Stau- und Abschattungseffekten in starkem Maße auf die regionalen Niederschlagsverteilungsmuster aus (HÄCKEL, 1999). Diese wiederum sind als Inputgröße des Abflussbildungsprozesses entscheidend für das Auftreten von hydrologischen Extremsituationen, also von Hoch- und Niedrigwasser.

Die großräumige atmosphärische Zirkulation über einem Gebiet ist in diesem Zusammenhang Ausgangspunkt und Grundlage aller Prozesse, die zur Niederschlagsbildung beitragen. Sie bestimmt die wesentlichen Charakteristika der über einem Gebiet liegenden bzw. der neu herangeführten Luftmassen. Ursprungsgebiet, Zugweg und Verweildauer über Meer oder Kontinent sind Faktoren, die entscheidenden Einfluss auf die Temperatur- und Feuchteverhältnisse innerhalb einer Luftmasse ausüben. Temperatur und Feuchte wiederum beeinflussen in hohem Maße die Stabilität bzw. Instabilität der Atmosphäre und wirken somit direkt auf die Prozesse der Niederschlagsbildung ein. Insbesondere in den mittleren Breiten sind auch die über ein Gebiet ziehenden und in die großräumige atmosphärische Zirkulation eingebetteten Luftmassengrenzen (Warm- und Kaltfronten, Okklusionen) wichtige Orte der Niederschlagsbildung. Von großer Bedeutung für die regionalen Niederschlagsmuster ist weiterhin die Richtung, aus der Luftmassen herangeführt werden, denn sie entscheidet über die regionale Verteilung von Zonen mit vorherrschenden Stau- bzw. Abschattungseffekten.

Aufgrund der Vielzahl an Einflussfaktoren und der komplizierten nichtlinearen und bis dato noch nicht vollständig verstandenen Prozesse der Niederschlagsbildung, stellt deren physikalische Modellierung und damit im Zusammenhang auch die Vorhersage der räumlichen und zeitlichen Niederschlagsverteilung noch ein sehr großes Problem dar (BÁRDOSSY & PLATE, 1991; IPCC, 1996). Wie wir täglich erfahren müssen, sind die Niederschlagsprognosen der operationellen Wettervorhersagemodelle in der Regel mit großen Fehlern und Unsicherheiten behaftet. Wesentlich zuverlässiger sind dagegen Vorhersagen der Temperatur- und Druckverteilungen, denn diese Klimaelemente weisen eine viel geringere räumliche Variabilität auf und sind physikalisch einfacher zu beschreiben.

Das Problem der noch ungenügenden Erfassung und Beschreibung der niederschlagsbildenden Prozesse wird dabei immer größer, je kürzer der betrachtete Zeitraum und je detaillierter die räumliche Auflösung gewählt werden. Jedoch sind es gerade diese kleinen Skalen, die für weitergehende Untersuchungen (Niederschlag-Abfluss-Modellierung, etc.) am interessantesten sind. Doch auch die globalen Klimamodelle haben mit ihren relativ groben räumlichen Auflösungen und großen Zeitschrittweiten ihre speziellen Probleme bei der Beschreibung des Niederschlags. Diese liegen hier vor allem in der notwendigen Parametrisierung einer Vielzahl von Prozessen, die auf kleineren räumlichen und zeitlichen Skalen ablaufen (IPCC, 1996).

Neben der Möglichkeit, die Prozesse der Niederschlagsbildung mehr oder weniger detailliert auf physikalischer Basis und ausgehend vom großskaligen atmosphärischen Zustand zu modellieren und dadurch regionale Niederschlagsmuster zu erhalten (*dynamisches Downscaling*, *physikalisches Downscaling*), bietet sich weiterhin eine statistisch-empirische Vorgehensweise an (*statistisches Downscaling*). Hierbei wird mithilfe des Einsatzes statistischer Methoden versucht, Variablen, die die großräumigen atmosphärischen Verhältnisse beschreiben und beispielsweise in globalen Modellen hinreichend gut simuliert werden können, zum Niederschlag auf regionaler bzw. lokaler Basis in Beziehung zu setzen (VON STORCH et al., 1999). Auf dieser Grundlage können anschließend kleinräumige Niederschlagsprognosen erstellt werden, allerdings nur unter Annahme der Stationarität der Beziehung zwischen den verwendeten Einflussfaktoren und dem lokalen Niederschlag.

Derartige Untersuchungen für den Raum Baden-Württemberg stehen bisher noch aus, so dass die Zusammenhänge zwischen großräumigen Zirkulationsmustern und regional differenzierten Niederschlagsereignissen noch nicht hinreichend bekannt sind, um weiterführende Studien hierauf aufzubauen. Dies wäre aber dringend notwendig, um die Entstehung hydrologischer Extremereignisse besser erklären zu können sowie deren Prognose zu ermöglichen.

1.2 Zielsetzung

Aufbauend auf der beschriebenen Problematik ist es das Ziel der vorliegenden Arbeit, die Zusammenhänge zwischen der großräumigen atmosphärischen Zirkulation und der regional differenzierten Niederschlagsverteilung in Baden-Württemberg mithilfe statistisch-empirischer Methoden zu untersuchen. Dies soll vor allem im Hinblick auf die Bildung von hydrologischen Extremen (Hoch- und Niedrigwasser) geschehen. Die gefundenen Zusammenhänge sollen auf geeignete Art und Weise beschrieben und schließlich mittels eines *Geographischen Informationssystems* (GIS) visualisiert werden. In diesem Zusammenhang ist auch die regional differenzierte Beurteilung und Darstellung von Güte und Aussagekraft der gefundenen statistischen Zusammenhänge unerlässlich.

Bei der Beschreibung der großskaligen atmosphärischen Verhältnisse sollen Aussagekraft und Verwendbarkeit verschiedener Zirkulationsparameter hinsichtlich ihres Einflusses auf die regionalen Niederschlagsmuster untersucht und miteinander verglichen werden. Ein Schwerpunkt wird hierbei auf die von HESS & BREZOWSKY (1977) klassifizierten europäischen Großwetterlagen gelegt, denn diese waren bereits Grundlage mehrerer Untersuchungen zum Zusammenhang zwischen atmosphärischer

Zirkulation und verschiedenen Abflusskenngrößen (DEMUTH & STAHL, 2001; STAHL, 2001; IHF, 2001; CASPARY & BÁRDOSSY, 1995).

Die vorliegende Arbeit soll insbesondere dazu beitragen, die Ergebnisse der im Rahmen der Projekte *Assessment of the Regional Impact of Droughts in Europe* (ARIDE; DEMUTH & STAHL, 2001) und *Klimaveränderung und Wasserwirtschaft* (KLIWA, Teilprojekt „Analyse der Entstehung extremer Hochwasser“; IHF, 2001) erfolgten Studien zum Einfluss der atmosphärischen Zirkulation auf die Bildung hydrologischer Extremereignisse auf einer prozessbezogenen Basis mit „Umweg“ über den Niederschlag zu interpretieren (Abb. 1.1).

Weiterhin soll versucht werden, verschiedene zeitliche und räumliche Auflösungen hinsichtlich ihrer Anwendbarkeit bei der Beschreibung regionaler Niederschlagsmuster mittels großräumiger Zirkulationsparameter zu überprüfen und zu beurteilen.

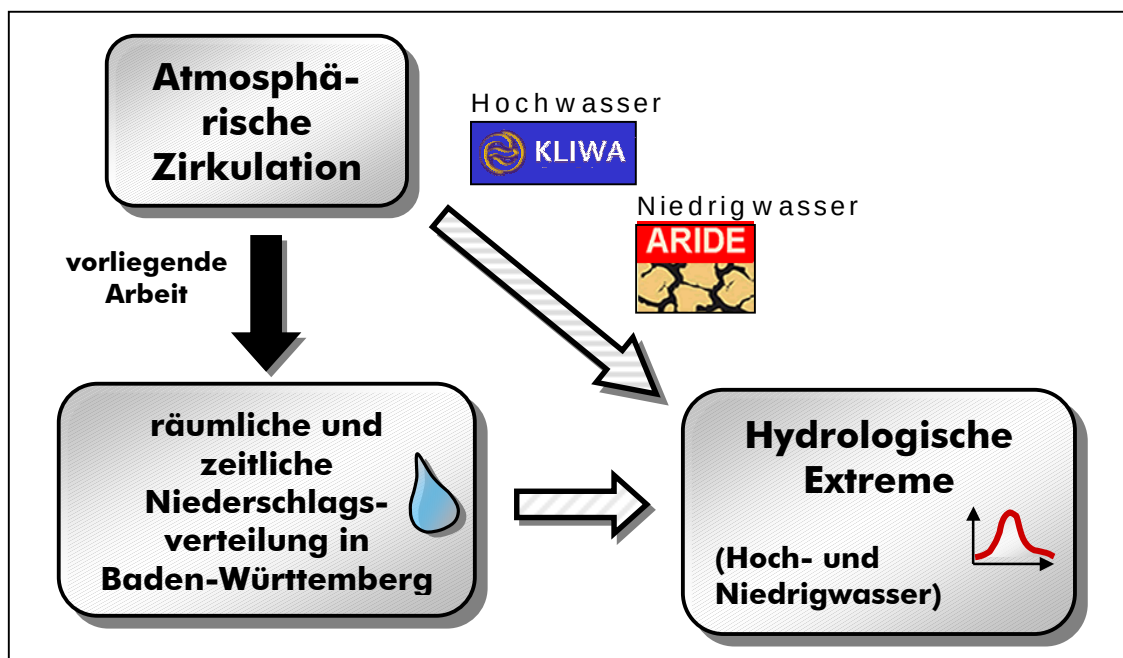


Abb. 1.1: Zielsetzung der vorliegenden Studie

1.3 Vorgehensweise

Seit Sommer 2000 stehen regionalisierte Niederschläge für Baden-Württemberg in täglicher Auflösung seit 1931 zur Verfügung (Rastergröße ca. 7x7 km²). Diese wurden vom *Deutschen Wetterdienst* (DWD) innerhalb eines KLIWA-Teilprojektes berechnet und bereits für verschiedene Untersuchungsgebiete vom Institut für Hydrologie der Universität Freiburg statistisch untersucht. Sie stellen die Grundlage zur Beschreibung der räumlichen und zeitlichen Niederschlagsvariabilität im Untersuchungsgebiet Baden-Württemberg dar. Unter anderem wird mittels dieser räumlich hoch aufgelösten Niederschlagsdatensätze unter Anwendung der Clusteranalyse versucht, das Untersuchungsgebiet in

Regionen mit ähnlichem Niederschlagsverhalten und ähnlicher Reaktion auf gegebene atmosphärische Zirkulationsmuster zu untergliedern.

Zur Beschreibung der großskaligen atmosphärischen Zirkulation wird zusätzlich zu den nach HESS & BREZOWSKY klassifizierten europäischen Großwetterlagen die vom Deutschen Wetterdienst seit 1978 erfolgte Zuordnung der täglichen Zirkulationsmuster in eine von 40 Wetterlagenklassen (*Objektive Wetterlagenklassifikation*) verwendet. Weiterhin werden mit dem *North Atlantic Oscillation Index* (NAOI) und dem *Central European Zonal Index* (CEZI) zwei weitere Zirkulationsparameter berechnet, die die Intensität der Westströmung über dem Nordatlantik bzw. über dem mitteleuropäischen Bereich beschreiben.

Zwischen diesen Parametern zur Beschreibung des synoptischen Zustandes der Atmosphäre und den räumlich und zeitlich hochaufgelösten Niederschlagsdaten werden mittels Korrelations- und Regressionsanalyse statistische Beziehungen aufgestellt, visualisiert und interpretiert. Weil davon auszugehen ist, dass die Zusammenhänge zwischen der atmosphärischen Zirkulation und dem Niederschlagsverhalten im Untersuchungsgebiet über das gesamte Jahr gesehen nicht konstant sind, werden die Beziehungen jeweils getrennt für die vier Jahreszeiten *Frühjahr* (März, April, Mai), *Sommer* (Juni, Juli, August), *Herbst* (September, Oktober, November) und *Winter* (Dezember, Januar, Februar) untersucht. Um die Anwendbarkeit unterschiedlicher zeitlicher Auflösungen zu beurteilen, erfolgt die Betrachtung der Zusammenhänge dabei auf verschiedenen zeitlichen Skalen (täglich und monatlich).

2 Das Untersuchungsgebiet: Baden-Württemberg

2.1 Überblick

Infolge der räumlichen Begrenzung der verwendeten Niederschlagsdatensätze auf das Gebiet Baden-Württembergs stellen die politischen Grenzen dieses Bundeslandes auch die Grenzen des Untersuchungsgebietes dar.

Sowohl mit seiner Fläche von 35.752 km² als auch mit seinen gut 10,5 Mio. Einwohnern (Stand: 30. November 2000) ist das 1952 gegründete Baden-Württemberg das drittgrößte der 16 deutschen Bundesländer.



Abb. 2.2: Die 16 deutschen Bundesländer (DTV/WESTERMANN, 1996)

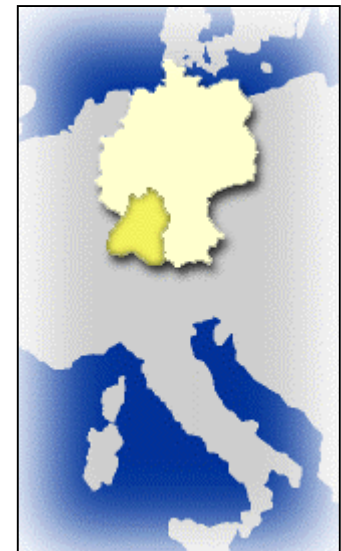


Abb. 2.1: Lage des Untersuchungsgebietes in Mitteleuropa

Es liegt zentral im mitteleuropäischen Bereich (Abb. 2.1) und grenzt im Westen an Frankreich und im Süden an die Schweiz und an Österreich. Die innerdeutschen Anrainer im Norden und Nordwesten sind die Bundesländer Hessen und Rheinland-Pfalz, im Osten ist es Bayern (Abb. 2.2). Die Gestalt des Landes bildet im Großen und Ganzen ein Rechteck, dessen größte nord-südliche Erstreckung vom Main bis zum Bodensee ca. 240 km ausmacht (ca. 47°50' N bis 49°50' N). Die maximale Ausdehnung in Ost-West-Richtung beträgt etwa 220 km (ca. 7°30' E bis 10°30' E). Höchster Punkt des Landes ist mit 1493 m ü. NN der Feldberg im Hochschwarzwald, der tiefste Punkt der Rheinpegel bei Mannheim mit 85 m ü. NN (HUTTENLOCHER, 1972).

2.2 Topographie und naturräumliche Haupteinheiten

Die große Spannweite der natürlichen Ausstattung Baden-Württembergs und das direkte nebeneinander ganz verschiedener Landschaftsräume zeigen sich vor allem in den Höhenstufen und ihrer Verteilung (Abb. 2.3). Diese sind neben Geologie, Böden, Vegetation und Klima wesentliche Grundlage für die im Folgenden beschriebene Unterteilung Baden-Württembergs in verschiedene naturräumliche Haupteinheiten (Abb. 2.4).

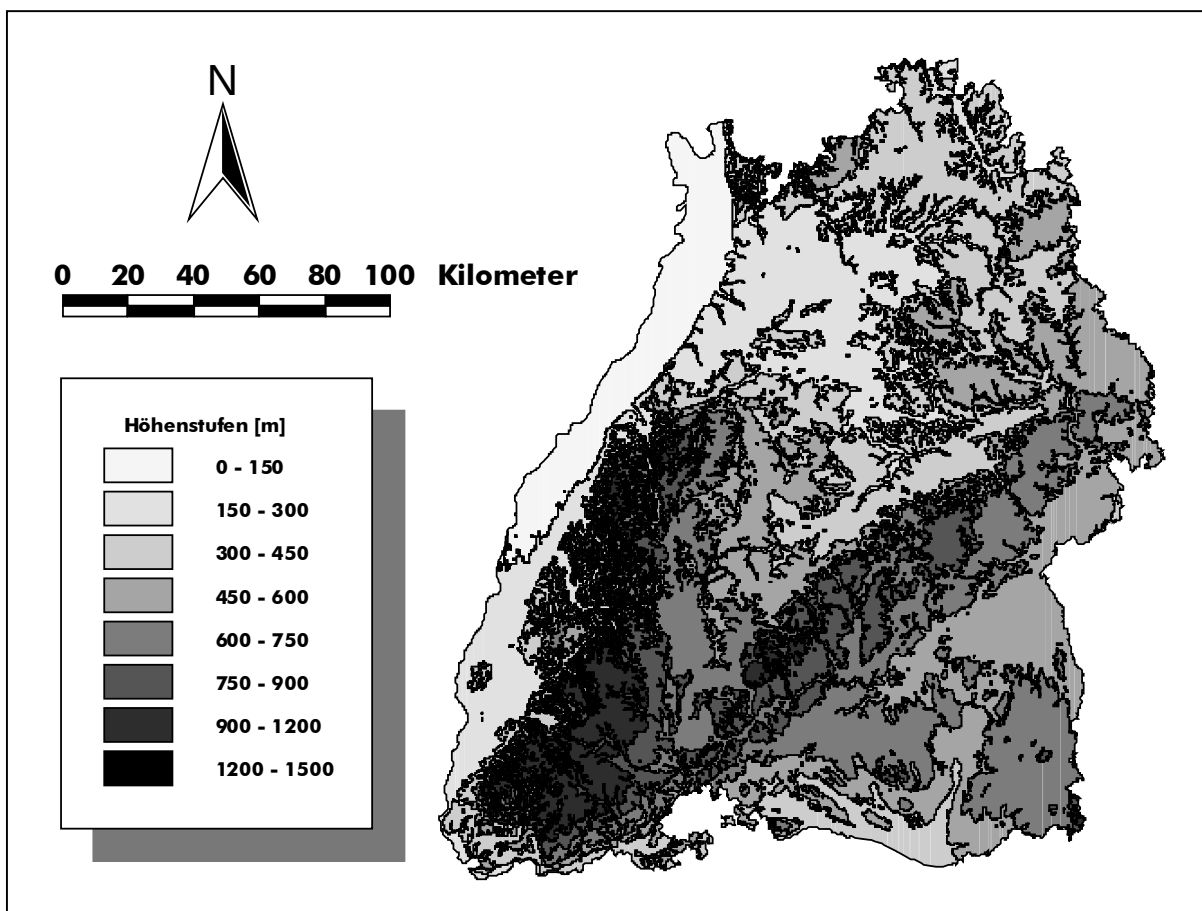


Abb. 2.3: Höhenstufen Baden-Württembergs (in m ü. NN)

Das Oberrheinische Tiefland

Das **Oberrheinische Tiefland** bildet die östliche Begrenzung des Untersuchungsgebietes. Es handelt sich um eine tertiärzeitliche Grabensenke, die gegen die benachbarten Randgebirge um z.T. mehrere tausend Meter abgesunken ist und eine von SSW nach NNO gerichtete Hauptachse aufweist. Zentrales Entwässerungsgerinne dieser Senke ist der Rhein, der inzwischen auf weiter Strecke kanalisiert ist und von Basel bis Karlsruhe die deutsch-französische Grenze darstellt. Die Grabenoberfläche liegt im Südteil bei Basel auf etwa 250 m ü. NN, im Nordteil bei Mainz noch auf ca. 130 m ü. NN (STAATLICHE ARCHIVVERWALTUNG BADEN-WÜRTTEMBERG, 1974).

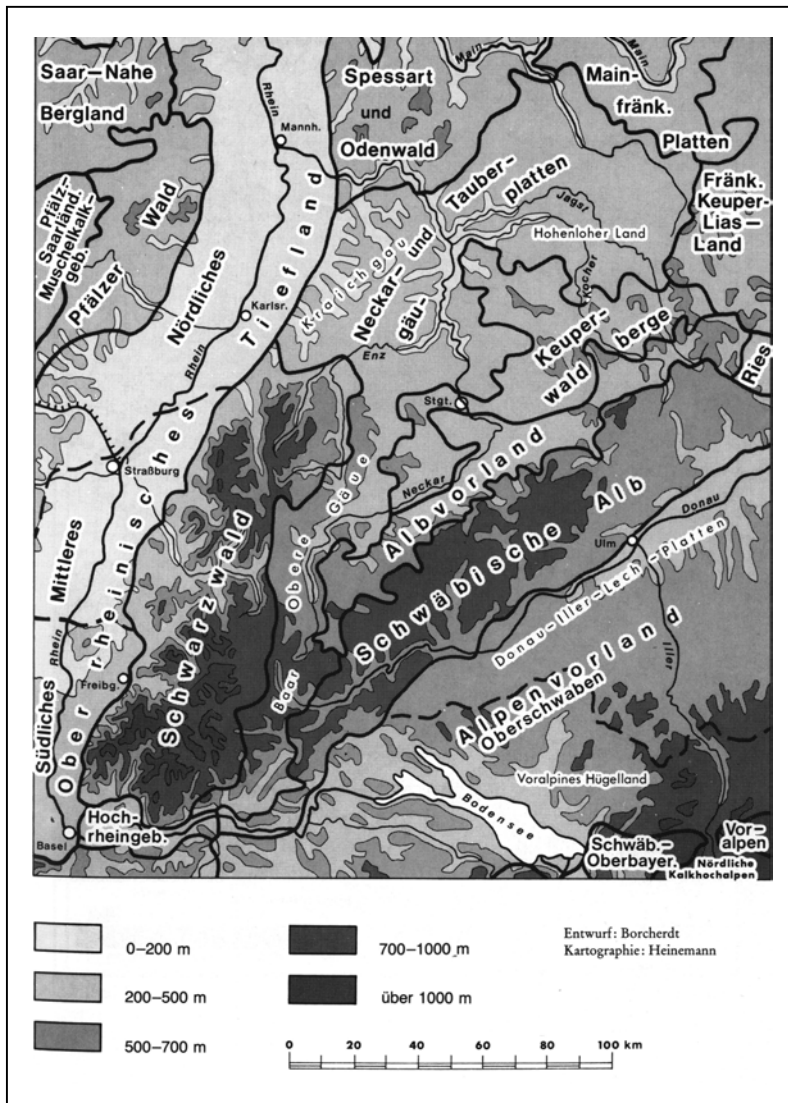


Abb. 2.4: Die naturräumlichen Haupteinheiten Baden-Württembergs (BORCHERDT, 1986)

Umrahmt wird die Senke im Westen von den Vogesen und dem Pfälzer Wald, im Norden vom Rheinischen Schiefergebirge und im Osten von Schwarzwald und Odenwald-Spessart. Nach Norden setzt sich die Bruchstörung über die Wetterau in den Hessischen Senken fort, nach Süden ist sie über den Sundgau und die Burgundische Pforte zur Rhônesenke hin geöffnet.

Das bis zu 3500 m mächtige Füllmaterial des Grabens aus tertiären und quartären Kiesen, Sanden und zwischengelagerten Tonbändern überlagert dabei das ausgeprägte Relief der Grabensohle aus mehr oder weniger tief abgesunkenen einzelnen Schollen. Randlich ragen diese Schollen z.T. noch aus der Füllmasse des Grabens heraus und bilden die den Schwarzwald, Odenwald und die Vogesen begleitenden Vorberge und niedrigen Randhügel. Eine der größten dieser herausgehobenen

Tertiärschollen, durch vulkanische Laven und Tuffe noch vergrößert, ist das Hügelland des Kaiserstuhls, das um mehr als 300 m aus der südlichen Rheinebene herausragt (HUTTENLOCHER, 1972). Geomorphologisch lässt sich das Oberrheinische Tiefland in mehrere rheinparallele Formenkomplexe gliedern: In Stromaue, Niederterrasse und Randhügelzone.

Die Randgebirge: Schwarzwald, Vogesen, Odenwald, Pfälzer Wald

Zu beiden Seiten der oberrheinischen Tiefebene erfolgt der Übergang in die Mittelgebirgskörper durch die unterschiedlich breite Randhügelzone mit dazwischengeschalteten holozänen Schwemmfächern der Mittelgebirgsflüsse. Auf diese Randhügelzone folgen dann westlich bzw. östlich des südlichen Oberrheingrabens die kristallinen, vorwiegend aus Gneisen und Graniten bestehenden Mittelgebirgskörper der **Vogesen** und des **Schwarzwaldes** (Abb. 2.5). Diese sind durch bedeutende Randverwerfungen gegen das Grabeninnere begrenzt und besitzen einen sehr

ähnlichen geologischen Aufbau und unterlagen demzufolge einer ähnlichen Reliefentwicklung. Aufgrund der steil zum Oberrheinischen Tiefland abfallenden Gebirgsflanken und der damit verbundenen hohen Reliefenergie sind die grabenseitigen Flanken beider Mittelgebirge tief zertalt. Die grabenabgewandten Gebirgsflanken sind hingegen wesentlich flächiger ausgebildet und fallen sanfter zum Umland hin ab.

In beiden Gebirgen kam es durch Erosion zur Freilegung rein kristalliner Bereiche, die mit dem Feldberg (1493 m ü. NN) im südlichen Schwarzwald und dem Grand Ballon (1424 m ü. NN) in den Südvogesen die jeweils höchsten Erhebungen bilden. Die nicht so hoch aufragenden Teilräume im nördlichen Bereich sind zum Großteil noch durch unterschiedlich mächtige, dem Kristallin aufliegende Buntsandsteindecken gekennzeichnet (REKLIP, 1995).

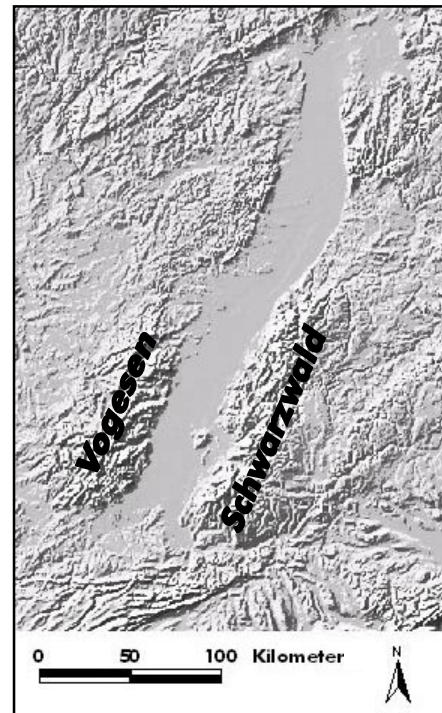


Abb. 2.5: Reliefübersicht Vogesen, Oberrheingraben und Schwarzwald

Obwohl die Vogesen bereits auf französischem Gebiet liegen und somit nicht direkt zum Untersuchungsgebiet zu zählen sind, haben sie doch entscheidenden Einfluss auf das Klima Baden-Württembergs, insbesondere auf die klimatischen Verhältnisse im Oberrheinischen Tiefland. Vor allem in ihrem südlichen Bereich sind die Vogesen analog zum Schwarzwald mit Höhen von mehr als 1000 m ü. NN als mächtiges kristallines Gebirge ausgebildet, das eine erhebliche Barriere für aus dem Westen heranziehende atlantische Luftmassen bildet. Aufgrund ihrer Erstreckung quer zur Hauptwindrichtung sind sie ein Schulbeispiel zur Untersuchung und Darstellung des Luv-Lee-Effektes, in dessen Folge das Klima im westlichen Bereich des Oberrheingrabens (also im Lee der Vogesen) durch recht hohe Temperaturen und Niederschlagsarmut gekennzeichnet ist (s.u.).

Bereits wieder auf bundesdeutschem Gebiet, jedoch nicht zu Baden-Württemberg sondern zu Rheinland-Pfalz zählend, bildet der **Pfälzer Wald** die nördliche Fortsetzung der Vogesen. Er baut sich im wesentlichen aus Buntsandsteindecken auf. Höchster Punkt ist mit 609 m ü. NN der Eschkopf.

Der **Odenwald** im äußersten Norden Baden-Württembergs ist im Kleinen ein Spiegelbild des Schwarzwaldes. Er schließt sich östlich an das nördliche Oberrheinische Tiefland an und auch er besitzt neben mit Buntsandstein bedeckten Tafeln (*Buntsandsteinodenwald*) eine Kristallinkuppel (*Grundgebirgsodenwald*). Ähnlich wie der Schwarzwald weist der Westteil des Odenwalds eine recht starke Zertalung auf, während der Ostteil flächig ausgebildet ist. Im Vergleich zu Schwarzwald und Vogesen ist der Odenwald jedoch ein Hügelland mit wesentlich geringeren Höhen, gleichzeitig jedoch sehr intensiver Zerschneidung des Gebirges an der Westflanke. Die höchste Erhebung ist der Katzenbuckel, eine alttertiäre bis jungkretazische Vulkanschlotfüllung

mit einer Höhe von 626 m ü. NN (STAATLICHE ARCHIVVERWALTUNG BADEN-WÜRTTEMBERG, 1974).

Das Südwestdeutsche Schichtstufenland

Das Südwestdeutsche Schichtstufenland besteht aus einer Folge von Abtragungsflächen, die das dem Grundgebirge ursprünglich auflagernde und sanft nach Südosten einfallende Deckgebirge anschneiden. Dabei ist auf den Hochschollen von Schwarzwald und Odenwald nur das unterste Glied, der Buntsandstein, übrig geblieben, während auf der Schwäbischen Alb (s.u.) noch das gesamte Schichtpaket bis zum Weißjura erhalten ist. Die terrassenförmig ausgebildeten Abtragungsflächen fallen allesamt leicht nach SO ein und sind jeweils durch relativ steile Abhänge (*Stufen*) voneinander getrennt.

Vornehmlich auf die Ausräumarbeit des Neckars geht dabei das fächerförmig zwischen Schwarzwald und Schwäbischer Alb eingespannte Neckarländische Stufenland (das **Unterland**) zurück. Zu ihm gehören drei gesteinsbedingte Landschaftsstreifen. Von NW nach SO und von kleineren zu größeren Höhen gehend sind dies die ausgedehnten Muschelkalkflächen der **Gäuplatten** (u.a. gehört hierzu auch das Neckarbecken), das sich nach Nordosten hin stark verbreiternde **Keuperbergland** und die Terrassen und Hügel des **Albvorlandes**.

Die Schwäbische Alb

Im Schichtfallen nach SO schließt sich an das Albvorland der Stufenrand der Schwäbischen Alb an. Sie bildet das Dach der Schichtstufentreppe Südwestdeutschlands und liegt um etwa 300 m höher als ihr Vorland. Die Stufenstirn (der *Albtrauf*) bildet dabei die letzte und zugleich höchste Landstufe des Oberrheinischen Systems in Südwestdeutschland mit dem Lemberg (1015 m ü. NN) als höchster Erhebung. Hieran schließt sich die leicht nach SO abfallende Albhochfläche an. Die Höhe der Albtrauf nimmt entsprechend der ungleichmäßigen tertiärzeitlichen Heraushebung und der Abnahme der Schichtmächtigkeiten von SW (Lemberg, 1015 m ü. NN) nach NO (Ipf, 658 m ü. NN) hin ab (STAATLICHE ARCHIVVERWALTUNG BADEN-WÜRTTEMBERG, 1974).

Die Schwäbische Alb ist die größte Karstlandschaft Mitteleuropas. Diese Sonderstellung verdankt sie dem Gestein, aus dem sie aufgebaut ist: dem stark verkarstungsfähigen *Weißem Jura*. Sein mindestens 400 m mächtiges Paket ist von verzweigten Höhlensystemen durchzogen und weist eine Vielzahl typischer Karstformen auf (Trockentäler, Dolinen, Tropfsteinhöhlen, Karstquellen etc.).

Das Südwestdeutsche Alpenvorland

Das Baden-Württembergische Alpenvorland ist Teil der voralpinen Senke, die sich vom Genfer See im SW bis zum Wiener Becken erstreckt und das nördliche Vorland des Hochgebirgswalls der Alpen bildet. Hier sind die Juraschichten vom Mitteltertiär an um bis zu 4000 m tief abge-

sunken. Aus den sich gleichzeitig hebenden Alpen haben die Flüsse Sedimente herantransportiert und den Senkungstrog, der zeitweise als flaches Meeresbecken, zeitweise als großer Süßwassersee ausgebildet war, hiermit gefüllt. Die dadurch im Trog entstandene, bis zu 3000 m mächtige tertiäre Gesteinsfolge wird in ihrer Gesamtheit als *Molasse* bezeichnet.

Das Südwestdeutsche Alpenvorland wird im W und N durch die Albtafel und die Donau und im S durch den Bodensee begrenzt. Es wurde während des Pleistozäns mehrfach von den aus den großen Alpentälern austretenden Gletschern überfahren. Die hierbei aus den Alpen mitgebrachten Schuttmassen der Gletscher verhüllen heute weithin den Molasseuntergrund und haben in Zungenbecken, Moränenwällen und Schotterfeldern einen eigenen Formenschatz hinterlassen (HUTTENLOCHER, 1972). Dieser ist insbesondere in der würmeiszeitlichen Jungmoränenlandschaft im Südtel des Alpenvorlandes noch sehr gut erhalten. Die Jungmoränenlandschaft bildet zusammen mit der Vulkanlandschaft des Hegaus und dem tektonisch angelegten und durch die Eismassen der Vorlandgletscher vertieften Bodenseebecken die tiefsten Bereiche des Südwestdeutschen Alpenvorlandes (ca. 400 m ü. NN). Aus dieser Senke heraus steigt die Landoberfläche relativ steil nach NW, N, und NO hin bis zu den höchsten Punkten Oberschwabens an (Höchst, 833 m ü. NN; Gehrenberg, 754 m ü. NN; Altdorfer Wald, 771 m ü. NN). Von hier dacht sich das Gelände nach N dann allmählich wieder auf etwa 600 bis 650 m Höhe in der Donaurandzone ab (STAATLICHE ARCHIVVERWALTUNG BADEN-WÜRTTEMBERG, 1974).

2.3 Klima

2.3.1 Allgemeines

Das Gebiet Baden-Württembergs zählt zum warm-gemäßigten Regenklima der mittleren Breiten. Dies hat seine Ursache in der ganzjährigen Lage Mitteleuropas im Zirkulationsgürtel der zyklonalen Westwinddrift der Mittelbreiten. In den in diese allgemeine Westwinddrift eingelagerten Frontalzyklonen werden Luftmassen verschiedenen Ursprungs und somit verschiedener thermischer und hygrischer Eigenschaften miteinander verwirbelt. Mitteleuropa liegt dadurch im Einzugsbereich der allochtonen Einflüsse von Luftmassen aus im wesentlichen fünf verschiedenen Quellgebieten:

- **maritim-gemäßigte**, auf dem Weg über den Atlantik gealterte und erwärmte Polarluft aus Westen (mP_w) → milde Temperaturen, feucht
- **maritim-polare** bis **arktische** Kaltluft aus Nordwesten bis Norden (mP) → kalt, meist feucht
- **maritim-tropische** Warmluft aus Südwesten (mT_k) → warm, feucht
- **kontinental-tropische** Warmluft aus Süden bis Südosten (cT) → warm, trocken
- **kontinentale** Luftmassen aus Osten bis Nordosten (cP) → im Winter sehr kalt, im Sommer sehr warm, trocken

(WEISCHET & ENDLICHER, 2000).

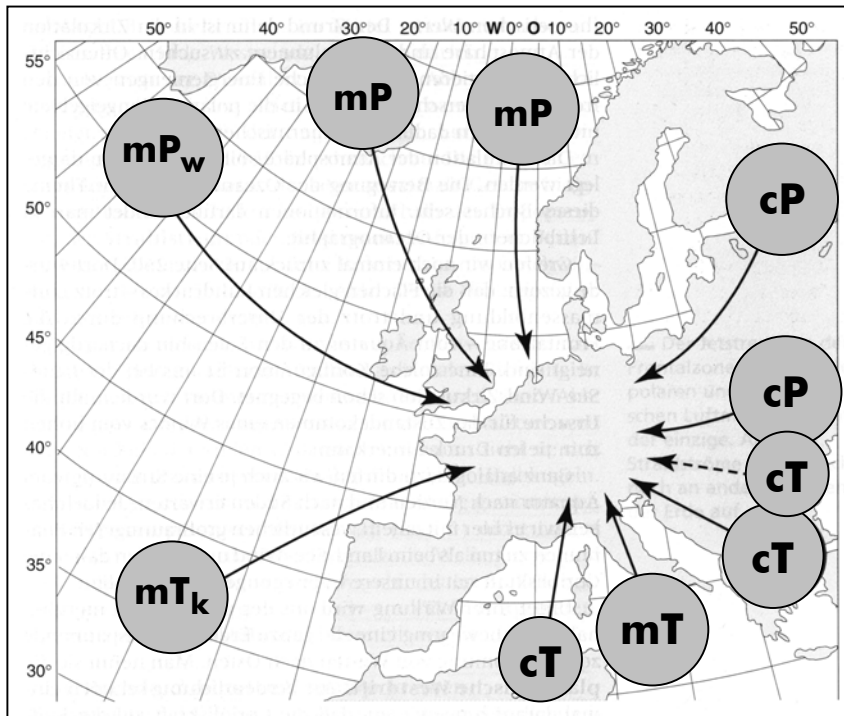


Abb. 2.6: Ursprungsgebiete und Zugbahnen der Hauptluftmassen Mitteleuropas (verändert nach HÄCKEL, 1999)

Über Mitteleuropa werden somit im Prinzip Luftmassen aus allen Himmelsrichtungen wirksam (Abb. 2.6), jedoch mit deutlicher zeitlicher Dominanz des Westsektors (*allochtones Westwetter*). Mit diesen überwiegend westlichen Winden werden das ganze Jahr über feuchte Luftmassen vom Atlantik nach Mitteleuropa herangeführt. Dieser ozeanische Einfluss, der generell von NW nach SO (also kontinenteinwärts) abnimmt, sorgt für relativ milde Winter und nicht zu heiße Sommer. Dabei wei-

sen die meisten Klimaelemente einen starken jahreszeitlichen Gang auf, dessen Ursache vor allem in den im Jahresverlauf breitenkreisbedingten stark veränderlichen Beleuchtungsverhältnissen (Tageslänge, Sonnenhöhe) und der daraus resultierenden Verschiebung der Zirkulationsgürtel liegt (WEISCHET & ENDLICHER, 2000).

Durch die zuvor beschriebene stark ausgeprägte Topographie Baden-Württembergs mit seinen Mittelgebirgen und den dazwischen liegenden flachen Landschaften weisen auch die klimatischen Verhältnisse eine deutliche räumliche Struktur auf. Dominierend ist hierbei die Abhängigkeit der Klimaelemente von der Geländehöhe, insbesondere die der Temperatur und des Niederschlags (s.u.).

2.3.2 Lufttemperatur

Die mittlere vertikale Abnahme der Lufttemperatur beträgt über das gesamte Jahr gesehen im Untersuchungsgebiet etwa $0,6 \text{ K}/_{100 \text{ m}}$. Im Winter kommt es dabei aufgrund der größeren Inversionshäufigkeiten zu etwas geringeren mittleren Gradienten als im Sommer. So ist beispielsweise der Oberrheingraben (Jahresmitteltemperatur ca. 10°C) zur Winterzeit bei länger anhaltenden Hochdruckwetterlagen mit Kaltluft gefüllt, was bei genügend hoher Luftfeuchtigkeit zu oftmals mehrere Tage anhaltendem Nebel oder Hochnebel führt. Die höheren Lagen des Schwarzwaldes (Jahresmitteltemperatur ca. 4°C) ragen dann meist aus dieser Kaltluftschicht heraus und haben nicht selten bis zu 10°C höhere Temperaturen bei guter Fernsicht (REKLIP, 1995).

Das für mitteleuropäische Verhältnisse insgesamt sehr milde Klima der Oberrheinebene ist dabei eine ins Auge fallende Besonderheit. Dies ist zum einen darauf zurückzuführen, dass die warmen und feuchten Luftmassen des westlichen Mittelmeerraumes von SW her durch die Burgundische Pforte leichten Zugang haben. Andererseits ist der Oberrheingraben durch seine relativ hohen Randgebirge weitgehend gegen kalte Luftströmungen aus anderen Richtungen geschützt (REKLIP, 1995). In seinem westlichen Bereich macht sich zusätzlich noch die Leewirkung der Vogesen bei Westwetterlagen bemerkbar.

Die jährliche Temperaturschwankung im Untersuchungsgebiet, ausgedrückt als Differenz zwischen Juli- und Januarmittel der Lufttemperatur, ist mit ca. 16,5 °C am geringsten in den Bergländern im Westen des Landes und im Schwarzwald. Im Gegensatz dazu stehen die tiefliegenden Beckenlandschaften in den östlichen Landesteilen mit ihren warmen Sommern und kalten Wintern. Am Bodensee liegt die jährliche Temperaturschwankung (trotz der ausgleichenden Wirkung der Wassermassen) bei über 19 °C (HUTTENLOCHER, 1972). Dies ist Ausdruck der von NW nach SO zunehmenden Kontinentalität infolge Abschirmung des ozeanischen Einflusses durch die vorgelagerten Mittelgebirge.

2.3.3 Niederschlag

Ohne dabei auf das nächste Kapitel vorgreifen zu wollen, seien hier bereits einige grundsätzliche Angaben zu den Niederschlagsverhältnissen im Untersuchungsgebiet gemacht:

Die zur Niederschlagsbildung führende Abkühlung feuchter Luftmassen kann auf unterschiedliche Art und Weise erfolgen und hat unterschiedliche Ursachen, so dass man generell zwischen verschiedenen Niederschlagstypen unterscheiden kann. Vereinfachend werden diese unterschiedlichen Niederschlagsarten oftmals in zwei große Gruppen unterteilt: in die *konvektiven* und die *advektiven* Niederschläge. Das Auftreten beider Arten und ihre Kombination ist hierbei entscheidend sowohl für die räumlichen Niederschlagsmuster im Untersuchungsgebiet als auch für die zeitliche Variabilität der Niederschlagsmengen im Jahresverlauf.

Advektiver Niederschlag

Erfolgt die Zufuhr von Luft überwiegend in horizontaler Richtung, so spricht man von *advektivem* Niederschlag. Hierzu zählen insbesondere die *zyklonalen Niederschläge*, die an Frontalercheinungen zwischen unterschiedlichen Luftmassen (Warmfronten, Kaltfronten, Okklusionen) und somit an wandernde Tiefdruckgebiete geknüpft sind. Diese werden mit der großräumigen atmosphärischen Zirkulation verfrachtet und überziehen Baden-Württemberg deshalb vornehmlich aus südwestlichen bis nordwestlichen Richtungen. Aber auch nördliche, südliche und sogar östliche Anströmrichtungen sind unter bestimmten synoptischen Verhältnissen möglich. Da der Druckgegensatz zwischen Subtropen und Subpolargebiet im Winterhalbjahr ausgeprägter ist als im Sommer und sich weiterhin die Zirkulationsgürtel im Sommer etwas nach Norden verschieben, ist die zyklonale Tätigkeit in West- und Mitteleuropa im Herbst und Winter intensiver als

im Frühjahr und Sommer. Weiterhin werden im Winter die dann kalten Luftmassen durch die relativ hohe Temperatur des Nordatlantiks, örtlich noch verstärkt durch den Golfstrom, zusätzlich labilisiert (WEISCHET & ENDLICHER, 2000). Hieraus resultiert das für maritime Klimate charakteristische Wintermaximum der Niederschläge, das insbesondere in den höher gelegenen Regionen Baden-Württembergs aufzufinden ist.

Mit den zyklonalen Niederschlägen oft einhergehend, aber auch unabhängig von Wetterfronten auftretend, zählen weiterhin die *Steigungs-, Stau- bzw. orographischen Niederschläge* zum advektiven Niederschlagstyp. Sie treten dort auf, wo bei horizontaler Luftversetzung gegen ein Gebirgshindernis Luftmassen zum Aufstieg

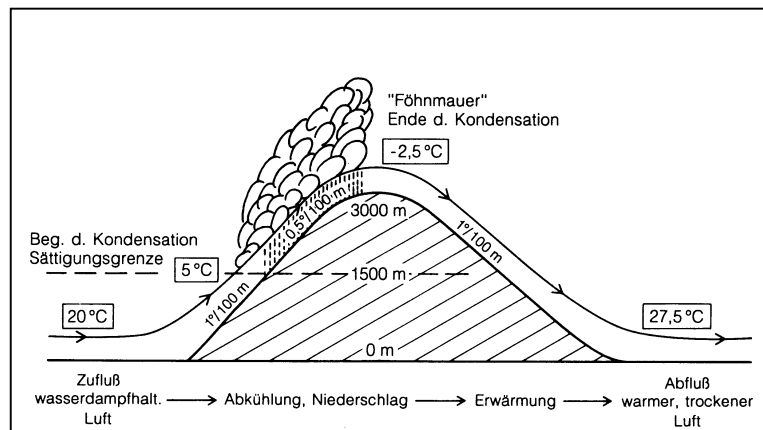


Abb. 2.7: Vereinfachtes und idealisiertes Modell des alpinen Föhns (ROEDEL, 1994)

gezwungen werden (Abb. 2.7). Dies hat Abkühlung, Kondensation, Wolkenbildung und schließlich Niederschlag auf der windzugewandten Gebirgsseite (*Luv*) zur Folge, während auf der windabgesandten Seite (*Lee*) Erwärmung, Wolkenauflösung und Trockenheit zu beobachten ist. Man spricht vom sog. *Föhn*.

Für die Intensität der Stauniederschläge ist neben der Gebirgshöhe auch die Lage der Gebirge relativ zur synoptischen Hauptwindrichtung von Bedeutung. Im Falle der Vogesen und des Schwarzwaldes handelt es sich um eine Ausrichtung quer zur vorherrschenden Windrichtung aus Westen, weshalb bei den feuchten Westwetterlagen an den Westflanken dieser beiden Gebirge intensive Stauerscheinungen mit hohen Niederschlagsmengen zu beobachten sind. Gleichzeitig liegen die Ostflanken dann im Regenschatten der Gebirge und verzeichnen wesentlich geringere Niederschlagsmengen. Dies macht sich auch in den mittleren Jahressummen des Niederschlags bemerkbar. So bewirken im äußersten Nordwesten Baden-Württembergs bei Mannheim der Pfälzer Wald und im Süden der Rheinebene bei Breisach die Vogesen einen besonders deutlichen Regenschatteneffekt. Mannheim mit 606 mm und Breisach mit 605 mm zählen zu den trockensten Orten in Baden-Württemberg (STAATLICHE ARCHIVVERWALTUNG BADEN-WÜRTTEMBERG, 1974).

Vor allem in den beschriebenen advektiven Niederschlagsprozessen liegt die Ursache für die im Untersuchungsgebiet auftretende starke Höhenabhängigkeit der Jahressummen der Niederschläge. Im Einflussbereich der zyklonalen Westwinddrift ist generell eine Zunahme der Niederschlagsmengen beim advektiven Typ bis in Höhen von über 3500 m zu beobachten. Der Grund hierfür liegt in der Vertikalverteilung der absoluten Luftfeuchtigkeit und dem in großen Höhen sein Maximum erreichenden horizontalen Wasserdampftransport als Produkt aus spezifi-

scher Feuchte und Windgeschwindigkeit. Näheres hierzu ist in BLÜTHGEN & WEISCHET (1980) nachzulesen.

Konvektiver Niederschlag

Im Gegensatz zu den advektiven Prozessen werden beim *konvektiven* Niederschlag die Luftpakete im wesentlichen vertikal und nicht horizontal bewegt, und das i.d.R. auf wesentlich kleinerem Raum (*Thermikschlänche*). Vertikale Luftbewegungen führen zur Bildung von Haufenwolken, die als Schauer örtlich begrenzt Niederschlag mit hoher, wechselnder Intensität und kurzer Dauer verursachen. Begünstigt bzw. ausgelöst werden diese konvektiven Vorgänge durch starke Einstrahlung und daraus resultierende labile Schichtungsverhältnisse in den unteren Teilen der Troposphäre, also einer starken Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe. Weiterhin ist ein genügend hoher Feuchtegehalt der Luft Voraussetzung für derartige Konvektiveignisse. Konvektive Niederschläge allerdings können auch durch den orographisch erzwungenen Aufstieg feucht-warmer Luftmassen an Gebirgsrändern, also durch ihrer Natur nach advektive Vorgänge ausgelöst werden (BLÜTHGEN & WEISCHET, 1980).

Da die strahlungsbedingte Aufheizung und die damit verbundene Labilisierung der Atmosphäre von unten wesentliche Voraussetzung für konvektiven Niederschlag ist, tritt dieser in den Mittelbreiten vorrangig im Sommer und dann hauptsächlich in den frühen Nachmittagsstunden auf (stärkste Aufheizung). Gebiete mit überwiegend konvektivem Niederschlag zeigen aus diesem Grund meist ein mehr oder weniger ausgeprägtes Sommermaximum des Niederschlags im Jahresverlauf. Dieses ist auch charakteristisch für Gebiete mit starker Kontinentalität, denn hier treten die advektiv verursachten Niederschläge mangels Herantransport feuchter Luftmassen gegenüber den konvektiven in den Hintergrund.

In Baden-Württemberg sind vor allem die tiefer gelegenen Beckenlandschaften mit ihrer starken Aufheizung während der Sommermonate Orte mit überwiegend konvektiv geprägtem Niederschlagsgeschehen, so beispielsweise die gesamte Oberrheinebene und die Gäuplatten des Neckarlandes. Sie weisen deshalb ein deutliches Sommermaximum des Niederschlags auf. Da das Kondensationsniveau in der warmen Jahreszeit höher liegt als im Winter, reichen im Sommer selbst die hohen Gipfel von Schwarzwald und Vögesen z.T. nicht mehr aus, um Stauercheinungen hervorzurufen. Dies lässt die Bedeutung advektiver Ereignisse während des Sommers noch weiter zurückgehen. Konsequenz hieraus ist weiterhin, dass die feuchten Luftmassen aus Westen bis Nordwesten im Sommer auf die Alpen treffen, ohne sich vorher an den vorgelagerten Mittelgebirgszügen abregnet zu haben. Dadurch ist die Stauwirkung der Alpen während des Sommers besonders groß und reicht bis weit in das Voralpenland hinein (BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT, 2000).

Der Anteil des Schnees am Gesamtniederschlag liegt im Untersuchungsraum etwa zwischen 10 % (Rheintal, Neckarbecken) und mehr als 30 % (Südsschwarzwald). Eine Schneedecke von mindestens 10 cm Höhe kann in der Rheinebene und im mittleren Neckartal durchschnittlich nur an weniger als 10

Tagen im Jahr beobachtet werden, während sie in den Höhenlagen des Schwarzwaldes an mehr als 100 Tagen auftritt (STAATLICHE ARCHIVVERWALTUNG BADEN-WÜRTTEMBERG, 1974).

2.3.4 Windverhältnisse

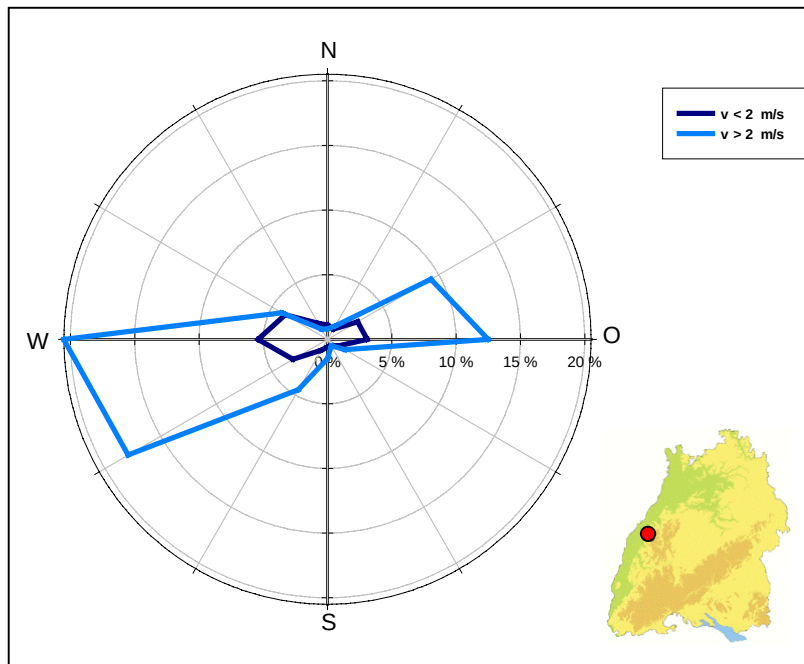


Abb. 2.8: Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen (1993-1997) an der Station Hornisgrinde, 1157 m ü. NN (Quelle: LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ, 2001)

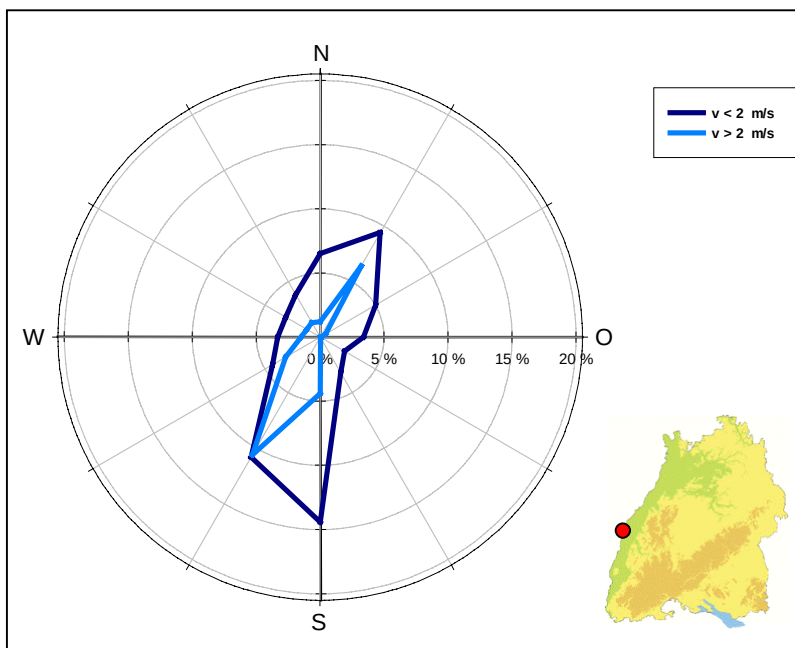


Abb. 2.9: Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen (1992-1998) an der Station Kehl Süd, 137 m ü. NN (Quelle: LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ, 2001)

In Baden-Württemberg sind im allgemeinen Winde aus W bis SW am häufigsten, wobei im Sommer die Winde aus W und z.T. auch NW etwas mehr überwiegen, im Winter diejenigen aus SW. Mit zunehmender Höhe über dem Meeresspiegel ist dabei generell eine Tendenz zu einer Drehung der Windrichtung von SW nach W zu beobachten (STAATLICHE ARCHIVVERWALTUNG BADEN-WÜRTTEMBERG, 1974). Eine weitere häufige Windrichtung ist N bis NO, weshalb zweigipfelige Windrosen für weite Teile des Landes typisch sind.

Diese synoptischen Hauptwindrichtungen sind allerdings ungestört nur auf den freiliegenden Kuppen und Gipfellaugen von Schwarzwald, Odenwald und Schwäbischer Alb zu beobachten (z.B. Hornisgrinde: Abb. 2.8). In stärker gegliedertem Gelände kommt es hingegen zu deutlichen Veränderungen der Hauptwindrichtungen. So wirken sich beispielsweise in den ebenen Gebieten mittlerer Höhenlage oftmals Umströmungseffekte der benachbarten Mittelgebirge aus, was je nach regionaler Topographie

zu teilweise stark modifizierten Häufigkeitsverschiebungen der Windrichtungen führt (LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ, 2001). In Tallagen kommt es durch den Kanalisierungseffekt weiterhin i.d.R. zu einer Ausrichtung der bodennahen Windrichtungen auf Talrichtung. Selbst in der weiten Oberrheinebene bewirken die hohen Randgebirge eine deutliche Verschiebung der Häufigkeitsmaxima in Richtung der SW-NO liegenden Talachse (z.B. Kehl: Abb. 2.9). Des weiteren sind an den Randzonen von Schwarzwald, Odenwald und Schwäbischer Alb bei Strahlungswetter häufig thermisch bedingte Berg-Tal-Windsysteme zu beobachten, die einen ausgeprägten Tagesgang aufweisen und sich z.T. deutlich in den mittleren Häufigkeitsverteilungen der Windrichtungen niederschlagen.

Die mittleren Windgeschwindigkeiten liegen über das gesamte Jahr gesehen in weiten Teilen Baden-Württembergs zwischen 2 und 3 m/s . Lediglich in einigen etwas tiefer eingeschnittenen Tälern des Neckars, der Donau sowie einiger Schwarzwaldflüsse bleiben die mittleren Jahreswerte unter 2 m/s . Die höchsten Erhebungen der Schwäbischen Alb und des Nordschwarzwaldes weisen im Mittel hingegen Windgeschwindigkeiten von über 5 m/s , die des Südschwarzwaldes sogar mehr als 6 m/s auf (STAATLICHE ARCHIVVERWALTUNG BADEN-WÜRTTEMBERG, 1974).

2.4 Hydrologie

Der Untersuchungsraum wird von den beiden Strömen Rhein (Richtung N) und Donau (Richtung O) entwässert. Zwischen dem Rheineinzugsgebiet (ca. 78% der Landesfläche) und dem Donaueinzugsgebiet (ca. 22% der Landesfläche) verläuft die europäische Hauptwasserscheide zwischen Nordsee und Schwarzem Meer. Die rheinische Entwässerung ist jedoch gegenüber der danubischen wesentlich gefällreicher und daher aggressiver. Vom Feldberg, in dessen unmittelbarer Umgebung die europäische Hauptwasserscheide sowie der Quellbereich der Donau liegen, sind es rund 300 km bis zur lokalen Erosionsbasis des Rheins bei Bingen mit 77 m ü. NN. Die Donau muss hingegen fast 2000 km zurücklegen, um im Eisernen Tor an der jugoslawisch-rumänischen Grenze (69 m ü. NN) etwa die gleiche Höhe zu erreichen. Aus diesem Grund hat die Donau bereits seit dem Jungtertiär große Teile ihres Einzugsgebietes an den Rhein und im Norden auch an den Main verloren. Besonders im Bereich des Schwarzwaldes und der Schwäbischen Alb kam es zu Anzapfungen und Flussumkehrungen zugunsten des rheinischen Systems und damit zu einer Verschiebung der europäischen Hauptwasserscheide (KULLEN, 1989).

Das Einzugsgebiet der Donau bildet heute einen sich nach O verbreiternden Keil, der im Schwarzwald bei Furtwangen seine westliche Spitze hat und den Großteil der Schwäbischen Alb und das nördliche Oberschwaben umfasst. Die Donau bildet etwa die Mittelachse dieses Einzugsgebietes. Im Bereich der Schwäbischen Alb verliert sie an zahlreichen Stellen des verkarsteten Untergrunds einen Großteil ihres Wassers unterirdisch an das Rheinsystem. Zeitweise kann es sogar bis zur vollständigen Versickerung des Donauwassers in das Karstsystem kommen. Die Wasserführung der Donau ist trotz der zahlreichen Zuflüsse aus der Schwäbischen Alb und aus Oberschwaben relativ gering, bei Verlassen des Untersuchungsgebiet am Pegel Neu-Ulm beträgt die mittlere Wasserführung nur ca. 110 m^3/s (STAATLICHE ARCHIVVERWALTUNG BADEN-WÜRTTEMBERG, 1974).

3 Der Niederschlag im Untersuchungsgebiet

3.1 Datengrundlage

Die der vorliegenden Arbeit zugrundeliegenden Niederschlagsdaten wurden vom *Deutschen Wetterdienst* (DWD) im Rahmen des Projektes *Klimaveränderung und Wasserwirtschaft* (KLIWA) bereitgestellt. Mithilfe des Interpolationsverfahrens BONIE (Akronym für die Ermittlung von **N**iederschlägen anhand **b**odengestützter Messungen) wurden hierzu für den Raum Baden-Württemberg die Tageswerte des Niederschlags an 707 Gitterpunkten eines regelmäßigen Gitternetzes für den Zeitraum 1931 - 1997 berechnet. Die Machenweite des Gitters beträgt in O-W-Richtung 6' und in N-S-Richtung 4', woraus ein Abstand der Rasterpunkte von jeweils ca. 7 km und somit eine Rasterzellgröße von ca. 7 x 7 km² resultieren.

Das verwendete Interpolationsverfahren BONIE stellt eine Kombination aus statistisch optimaler Interpolation (ähnlich der *Kriging*-Methode) und numerischer Klassifikation bei der Erkennung von Niederschlagsverteilungsmustern dar. Es kann sowohl für hydroklimatologische Untersuchungen als auch, in seiner operativen Variante, operationell zur Hochwasservorhersage angewendet werden (GÜNTHER & REICH, 1999). Das Grundprinzip des Verfahrens besteht in der Interpolation von irregulär im Analysegebiet verteilten Niederschlagsmessreihen auf ein Netz von regelmäßig angeordneten Gitterpunkten. Hierzu wird das vorhandene Datenmaterial (die zugrundeliegenden Messreihen) einer statistischen Analyse unterzogen, mit Hilfe derer sog. *Hintergrundfelder* extrahiert werden. Diese Hintergrundfelder entsprechen unterschiedlichen räumlichen Verteilungsmustern des Niederschlags als Ausdruck externer Einflüsse in Form unterschiedlicher atmosphärischer Bedingungen. In Abhängigkeit von dem für das jeweilige Beobachtungsintervall (z.B. einen Tag) zugeordneten Hintergrundfeld wird bei der anschließenden räumlichen Interpolation ein speziell angepasster Parametersatz verwendet (räumliche Korrelation der Niederschlagswerte, Abhängigkeit des Niederschlags vom Relief und der geographischen Lage, ...). Dies ermöglicht eine relativ genaue Bestimmung der räumlichen Niederschlagsverteilung selbst bei lokalen Datenausfällen. Eine umfassendere Beschreibung des BONIE-Verfahrens findet sich in GÜNTHER & REICH (1999).

Aufgrund der beschriebenen Notwendigkeit der Bestimmung eines Hintergrundfeldes und der Aufstellung einer räumlichen Korrelationsfunktion des Niederschlags ist es vorteilhaft, das BONIE-Verfahren nur für niederschlagshomogene Gebiete nicht zu großer räumlicher Ausdehnung anzuwenden.

Sowohl Hintergrundfeld als auch räumliche Korrelationsfunktion lassen sich hierin nämlich durch relativ einfache Ausdrücke beschreiben, was den Rechenaufwand des Verfahrens merklich reduziert. Aus diesem Grund wurde das Gebiet Baden-Württembergs in die drei Regionen *Neckar / Tauber* (Region 1), *Donau* (Region 2) und *Oberrhein* (Region 3) aufgeteilt (Abb. 3.1). Auf diese wurde das BONIE-Verfahren jeweils getrennt angewendet. Idealerweise sollten die Regionen im Falle hydroklimatologischer Untersuchungen so gewählt werden, dass ihre Grenzen mit denen eines oder mehrerer benachbarter Einzugsgebiete übereinstimmen. Im Falle von Baden-Württemberg, wo zunächst eine operative Variante von BONIE implementiert wurde, dienten allerdings vorrangig politische Grenzen als Begrenzungen der Interpolationsregionen.

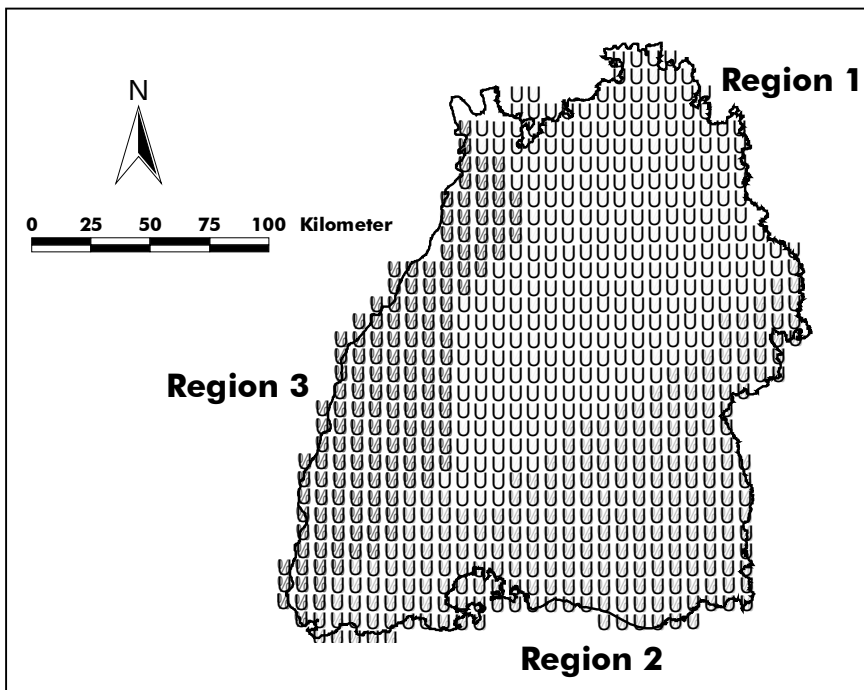


Abb. 3.1: Die drei Analyseregionen für die Anwendung des BONIE-Verfahrens in Baden-Württemberg

Die Aufteilung des gesamten Untersuchungsgebietes in mehrere Analyseregionen und die getrennte Anwendung des BONIE-Verfahrens auf diese Regionen kann allerdings auch erhebliche Nachteile haben. So kann es unter ungünstigen Ausgangsbedingungen (z.B. bei wenigen, inhomogen verteilten Niederschlagsmesswerten oder bei stark unterschiedlichen Werten zweier dicht benachbarter Messstellen in Randlage) zu über-

steigerten Extrapolationen an den Rändern der Regionen und infolge dessen zu fehlerbehafteten Gitterpunktwerten kommen. Dies war bei der Anwendung des BONIE-Verfahrens für den Raum Baden-Württemberg auch der Fall und führte lokal zu starken räumlichen und zeitlichen Inkonsistenzen der interpolierten Niederschlagswerte (s.u.).

Als Grundlage der Interpolation dienten insgesamt 611 unterschiedlich lange und vielfach mit Lücken versehene Niederschlagsmessreihen. Auf diese wurde vor Beginn der Interpolation ein Korrekturverfahren nach RICHTER (1995) zur Eliminierung der systematischen Messfehler bei der Niederschlagsmessung angewendet. Das verwendete Verfahren berücksichtigt neben der Niederschlagsart die Exposition der Messstelle (Korrektur des Windfehlers) und die aktuellen atmosphärischen Bedingungen (Korrektur der Verdunstungs- und Benetzungsfehler).

Das Vorhandensein einer großen Zahl kurzer sowie aufgrund von Stationsverlegungen wahrscheinlich inhomogener Reihen wurde dabei bewusst in Kauf genommen, um zumindest zeitweise eine hohe

räumliche Dichte der Messstellen und damit eine bessere Erfassung der Niederschlagsfelder in den stark orographisch beeinflussten Gebieten zu erreichen. Für die Region 1 waren dies im einzelnen 248, für die Region 2 193 und für die Region 3 170 Messreihen (GÜNTHER & REICH, 1999). Zu Beginn des Interpolationszeitraumes war die Anzahl der verfügbaren Reihen dabei wesentlich geringer als gegen Ende (Abb.

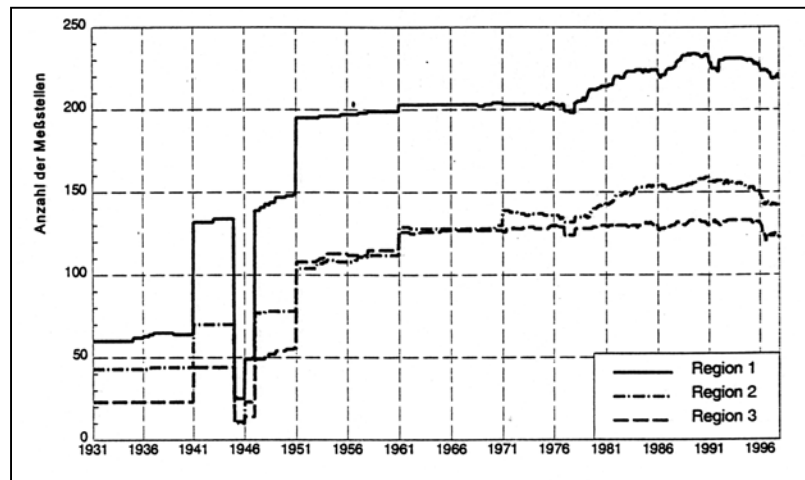


Abb. 3.2: Verfügbarkeit von Niederschlagsdaten in Baden-Württemberg für den Zeitraum 1931-1997 (GÜNTHER & REICH, 1999)

3.2). Ein absolutes Minimum an verfügbaren Daten liegt in den Jahren 1945 und 1946 und ist auf die Besetzung Deutschlands gegen Ende des 2. Weltkrieges zurückzuführen. Die Sprünge in der Datenverfügbarkeit am Beginn eines neuen Jahrzehnts (1951, 1961, 1971) haben ihren Grund in der nachträglichen Erfassung von Daten in maschinell lesbarer Form (GÜNTHER & REICH, 1999).

3.2 Räumliche und zeitliche Niederschlagsverteilung

3.2.1 Jahresmittel

Abbildung 3.3 stellt die mit Hilfe der beschriebenen gitterbasierten Niederschlagsdaten errechneten Jahresmittel des Niederschlags in mm für den Zeitraum 1931–1997 dar. Die räumliche Verteilung der Niederschlagsmengen und deren absolute Werte stimmen generell sehr gut mit den Angaben anderer Autoren überein (DEUTSCHER WETTERDIENST, 1953; BORCHERDT, 1986: Abb. 3.4).

Deutlich ist die starke Höhenabhängigkeit der absoluten jährlichen Niederschlagsmengen zu erkennen. Die Topographie des Untersuchungsgebietes (Abb. 2.3) spiegelt sich hierin sehr gut wider. Dies ist vor allem auf die starke Abhängigkeit der advektiven Niederschlagsprozesse von der Orographie zurückzuführen. Wie in Kapitel 2 ausgeführt, steigen im Einflussbereich der zyklonalen Westwinddrift die advektiv verursachten Niederschlagsmengen bis in Höhen von ca. 3500 m ü. NN an. Da die höchste Erhebung des Untersuchungsraumes, der Feldberg mit 1493 m ü. NN, noch weit unterhalb dieser Grenze liegt und advektive Prozesse insbesondere in den Wintermonaten eine entscheidende Rolle spielen, kommt es im gesamten Gebiet zu einem generellen Anstieg der jährlichen Niederschlagsmengen mit der Höhe. Dieses der Topographie nachgezeichnete Muster wird allerdings infolge kleinräumiger Luv-Lee-Erscheinungen noch modifiziert, so dass es regional und lokal zu Abweichungen vom topographisch bestimmten großräumigen Niederschlagsmuster kommt. So macht sich im Alpenvor-

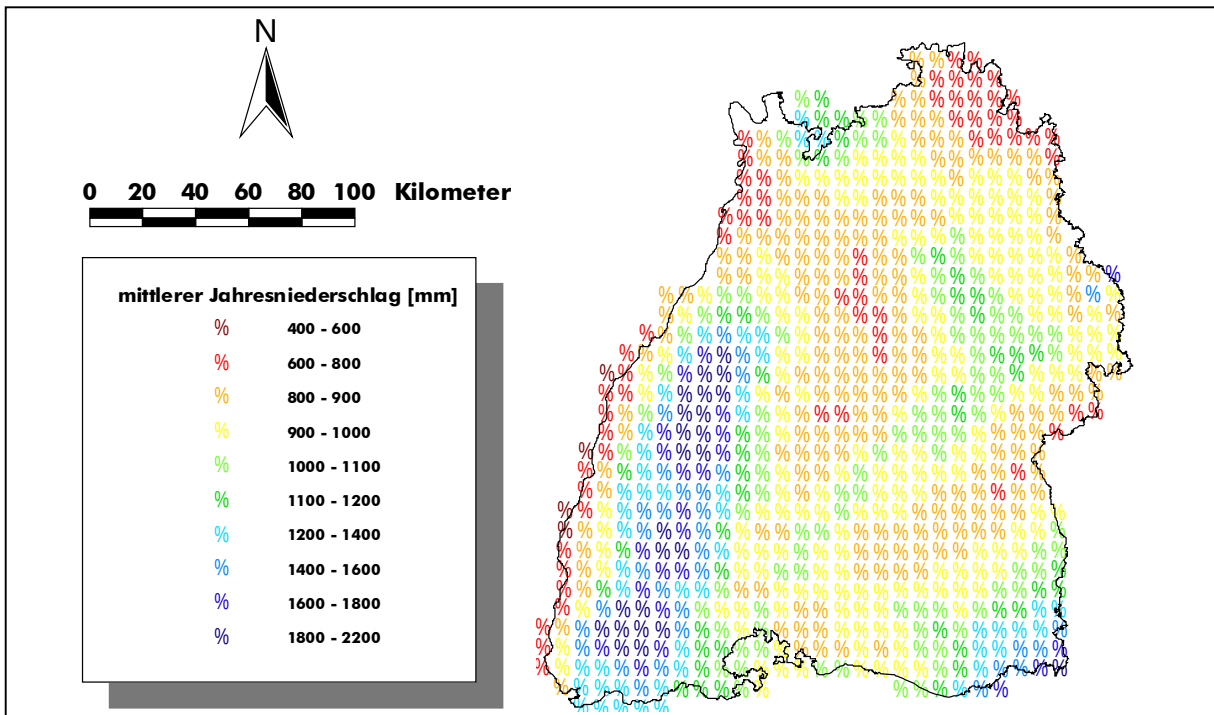


Abb. 3.3: Jahresmittel des Niederschlags (1931-1997) in mm an den BONIE-Rasterpunkten

land im äußersten Südosten des Untersuchungsgebietes bereits der Stau effekt der Alpen bemerkbar und verursacht hier im Jahresmittel sehr hohe, z.T. schon mit dem Hochschwarzwald zu vergleichende Niederschlagsmengen bei insgesamt noch wesentlich geringerer Höhenlage. Andererseits kommt es in den recht hoch gelegenen Gebieten östlich des Südschwarzwaldes infolge seiner abschirmenden Wirkung gegenüber feuchten Luftmassen aus dem Westen zu relativ geringen jährlichen Niederschlagsmengen.

Die niederschlagsreichsten Gebiete Baden-Württembergs sind mit Jahressummen von z.T. mehr als 2000 mm die Höhenlagen von Nord-, Mittel- und Südschwarzwald sowie der südöstlichste Teil des Alpenvorlandes. Dabei zeigt sich, dass der Nord-schwarzwald trotz seiner geringeren Höhe (Hornisgrinde, 1164 m ü. NN) mindestens ebenso hohe Niederschlagsmengen erhält wie der Südschwarzwald (Feldberg, 1493 m ü. NN). Der Grund hierfür ist in der starken Lee-Wirkung der südlichen Voge- sen zu suchen, an deren Westflanke sich bereits ein großer Teil des atmosphärischen

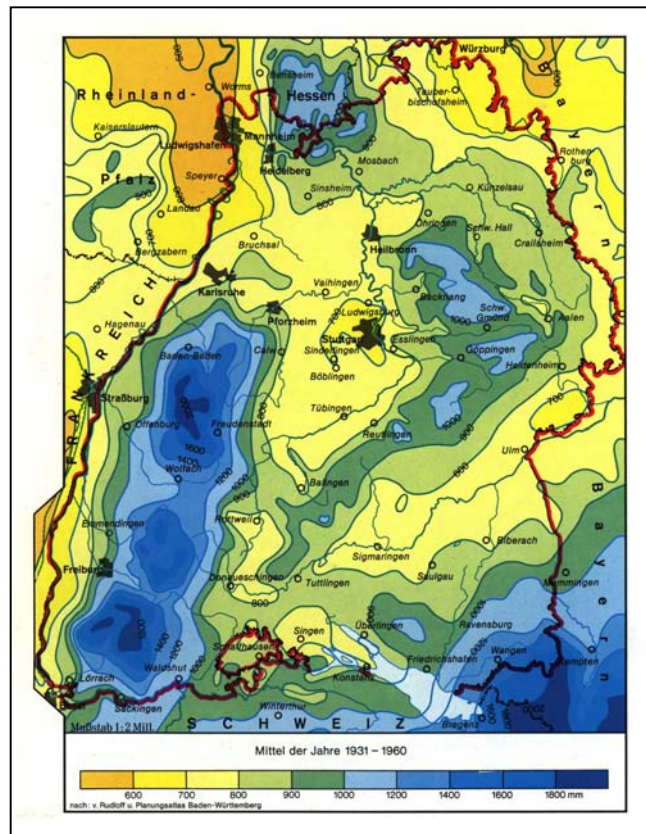


Abb. 3.4: Jährliche Niederschlagsmengen in mm als Mittel der Jahre 1931-1960 (BORCHERDT, 1986)

Wasserangebotes ausregnet und den Stauwirkungen am Südschwarzwald somit nicht mehr zur Verfügung steht. Der nördliche Schwarzwald hingegen wird von westlichen bis nordwestlichen Winden relativ ungehindert erreicht, weshalb die hier auftretenden Stauwirkungen intensiver sind. Weitere Gebiete mit Jahreswerten des Niederschlags von über 1000 mm sind der Odenwald und die Schwäbische Alb. Die im Bereich der Alb auftretenden hohen Niederschlagsmengen sind insbesondere auf sommerliche Stauwirkungen bei nordwestlichen Winden zurückzuführen, denn bei den im Winter häufigen Südwestwetterlagen befindet sich die Schwäbische Alb vollkommen im Lee des Südschwarzwaldes und erhält demzufolge zu dieser Jahreszeit nur geringe Niederschläge (s.u.) (DEUTSCHER WETTERDIENST, 1953). Bei den beiden in Abbildung 3.3 zu erkennenden Rasterpunkten nordwestlich der Schwäbischen Alb mit auffallend hohen Niederschlagsmengen im Vergleich zu ihren Nachbarn handelt es sich um fehlerbehaftete Punkte, auf die im Folgenden noch ausführlicher eingegangen wird.

Die übers Jahr gesehen trockensten Regionen Baden-Württembergs sind die gesamte Oberrheinebene, das Neckarbecken, das Donautal südöstlich der Schwäbischen Alb sowie die Main-Fränkischen Platten im äußersten Nordosten. Hier kommt es zu Jahressummen von weniger als 800 mm, z.T. sogar zu weniger als 600 mm und damit in Kombination mit den recht hohen Temperaturen schon fast zu semi-ariden Verhältnissen. Bis auf das Donautal handelt es sich durchweg um Gebiete niedriger Höhenlage sowie um Gebiete mit einem nordwestlich bis südwestlich vorgelagerten Höhenzug, der für eine Abschirmung gegenüber den advektiv herantransportierten feuchten Luftmassen aus Westen sorgt. Im Fall der Oberrheinebene sind es die Vogesen und der Pfälzer Wald, beim Neckarbecken der Schwarzwald, beim Donautal die Schwäbische Alb und bei den Main-Fränkischen Platten Odenwald und Spessart, die für diesen Leeeffekt verantwortlich sind.

3.2.2 Monatsmittel

Die beschriebene räumliche Verteilung der Jahressummen der Niederschläge im Untersuchungsgebiet kaschiert mögliche jahreszeitliche Unterschiede in der Niederschlagsverteilung und mittelt diese heraus. Deshalb wurden neben den absoluten Jahressummen auch für jeden der zwölf Monate die mittleren Monatssummen für den Zeitraum 1931-1997 berechnet (Abb. 3.5).

Deutlich zu erkennen sind die durchweg hohen Niederschlagsmengen von Schwarzwald, Odenwald und Alpenvorland. Die hohen jährlichen Niederschlagsmengen dieser Gebiete sind also auf hohe Niederschläge über das gesamte Jahr hinweg zurückzuführen. Ein auffallendes Verhalten zeigt dabei das Alpenvorland: Während es in den Sommermonaten fast an die hohen Werte des Schwarzwaldes herankommt, bleibt es Winter deutlich hinter diesen zurück. Der Grund hierfür liegt zum Einen in der im Sommer leicht von SW nach NW drehenden Hauptwindrichtung und der dadurch hervorgerufenen Intensivierung der Stauwirkungen an der Alpennordseite. Weiterhin steigt das Kondensationsniveau in den Sommermonaten aufgrund der höheren Lufttemperaturen generell an. Selbst die Hochlagen von Schwarzwald und Vogesen erreichen dieses nun zeitweise nicht mehr, so dass die aus westlichen bis nordwestlichen Richtungen advektiv herangeführten feuchten Luftmassen auf die Alpenregion treffen, ohne vorher ihre Feuchte durch Abregnen an den Mittelgebirgen verloren zu haben. Dadurch ist die Stauwirkung der Alpen in den Sommermonaten besonders groß und reicht bis weit in das

Alpenvorland hinein (BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT, 2000).

Generell sind während des Sommers wesentlich geringere räumliche Niederschlagsgradienten zu beobachten als im Winter. Sehr gut zeigt sich dies am starken winterlichen Niederschlagsgradienten zwischen Schwarzwald und zentraler Oberrheinebene. Während des Sommers ist dieser Gradient deutlich schwächer ausgeprägt, obwohl immer noch vorhanden. Die Ursache hierfür liegt im vorrangig advektiven Charakter des winterlichen Niederschlagsgeschehens in Baden-Württemberg und im gegenüber den Sommermonaten tiefer liegenden Kondensationsniveau. Selbst geringe Erhebungen und insbeson-

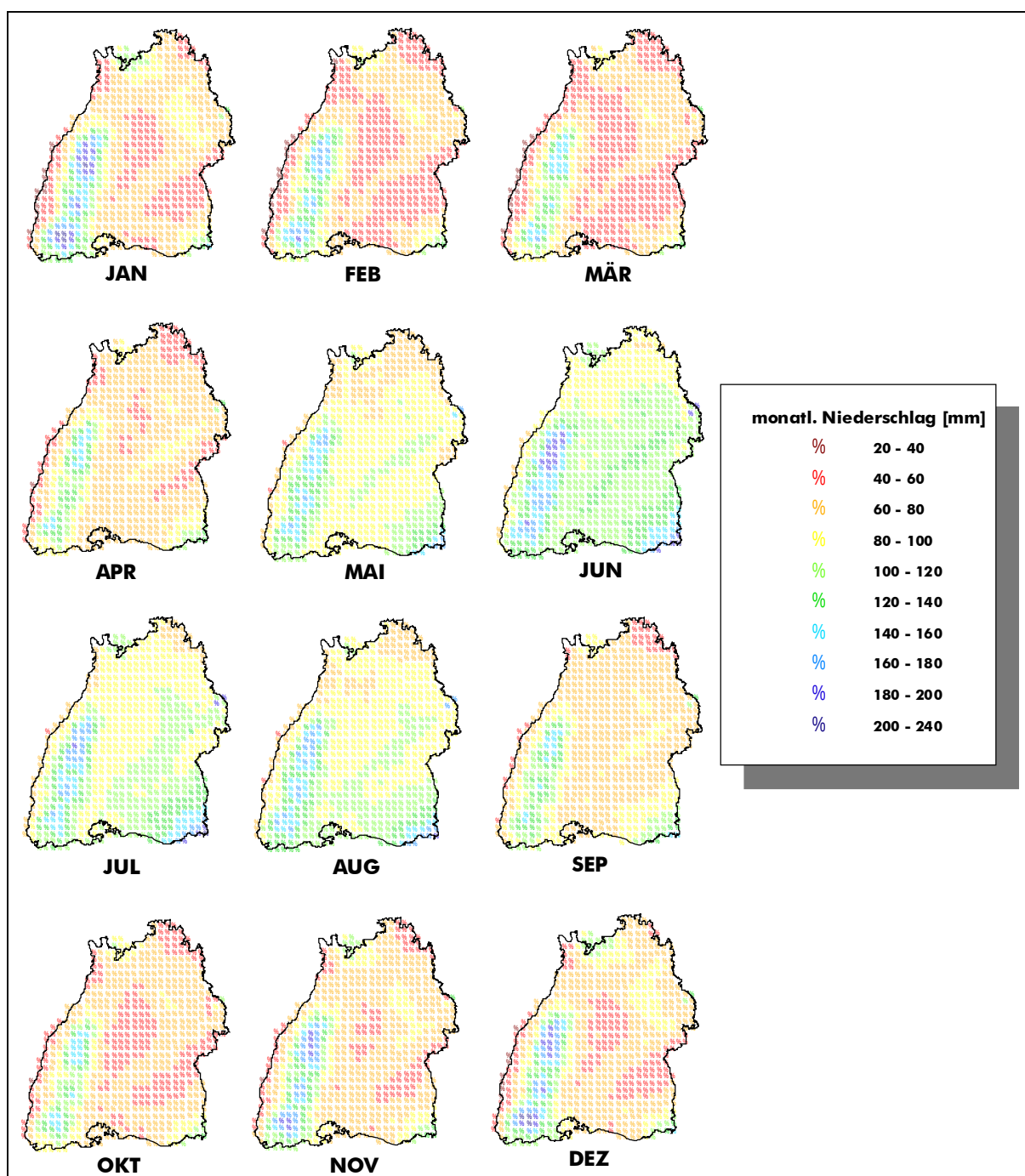


Abb. 3.5: Monatsmittel des Niederschlags (1931-1997) in mm an den BONIE-Rasterpunkten

dere die Höhenlagen des Schwarzwaldes verursachen deshalb in der kalten Jahreszeit wesentlich ausgeprägtere Luv-Lee-Erscheinungen und es kommt zu einer sehr stark von der Orographie geprägten räumlichen Niederschlagsverteilung (BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT, 2000). Die Zone maximaler Niederschläge wandert dabei im Jahresverlauf leicht vom Nordschwarzwald (Sommer) in Richtung Südschwarzwald (Winter). Der Grund hierfür liegt in der Tatsache, dass der Südschwarzwald bei den im Sommer häufiger auftretenden Nordwestwinden teilweise noch im Regenschatten der vorgelagerten Vogesen liegt, während die nordwestlichen Luftmassen den Nordschwarzwald ungehindert erreichen und noch einen Großteil ihrer ursprünglichen Feuchtigkeit mit sich führen.

Genauso wie beim mittleren Jahresniederschlag fallen auch bei den Monatsniederschlägen einige Punkte nordwestlich der Schwäbischen Alb auf, deren Niederschlagswerte völlig aus dem räumlichen Muster der übrigen Rasterpunkte herausfallen (s.u.).

3.2.3 Niederschlag im Jahresverlauf

Auf Basis der errechneten Monatsmittel des Niederschlags an den 707 Rasterpunkten wurden mittlere saisonale Niederschlagssummen für die vier Jahreszeiten *Winter* (DJF), *Frühjahr* (MAM), *Sommer* (JJA) und *Herbst* (SON) berechnet. Diese wurden anschließend zum mittleren Jahresniederschlag am jeweiligen Rasterpunkt in Beziehung gesetzt:

$$R_{x,i} = \frac{N_{x,i}}{N_{x,ges}} \quad , x = 1 \dots 707, \quad i = DJF, MAM, JJA, SON \quad (3.1)$$

wobei $R_{x,i}$ den Anteil des Saisonniederschlags der Saison i am Jahresniederschlag an Rasterpunkt x , $N_{x,i}$ die mittlere Niederschlagssumme [mm] in der Saison i und $N_{x,ges}$ die mittlere jährliche Niederschlagssumme [mm] am Rasterpunkt x darstellt. Es gilt weiterhin

$$R_{x,DJF} + R_{x,MAM} + R_{x,JJA} + R_{x,SON} = 1 \quad , x = 1 \dots 707 \quad (3.2)$$

Abbildung 3.6 stellt die so erhaltenen Anteile $R_{x,i}$ des jeweiligen mittleren Saisonniederschlags am mittleren Jahresniederschlag dar. Bei der Interpretation ist zu beachten, dass die vier Jahreszeiten jeweils unterschiedliche Längen haben (Winter: 90 bzw. 91 Tage, Frühjahr: 92 Tage, Sommer: 92 Tage, Herbst: 91 Tage). Leicht höhere Werte im Frühjahr und Sommer könnten deshalb allein durch die unterschiedliche Saisonlänge erklärt werden.

Im Winter und im Sommer ist eine ausgeprägte räumliche Variabilität der $R_{x,i}$ zu erkennen. Für Frühjahr und Herbst hingegen liegt der Anteil des mittleren Saisonniederschlags am Jahresniederschlag fast im gesamten Untersuchungsgebiet zwischen 19 und 25 % und somit bei etwas weniger als einem Viertel. Diese beiden Jahreszeiten sind geprägt vom Übergang zwischen vornehmlich advektiv geprägten Niederschlägen im Winter zu überwiegend konvektiven während des Sommers. Advektiv und

konvektiv „bevorzugte“ Regionen unterscheiden sich aus diesem Grunde in diesen beiden Jahreszeiten nur minimal hinsichtlich der saisonalen Niederschlagsmengen.

Anders verhält es sich während der Sommer- und Wintermonate: In beiden Jahreszeiten kommt es zu deutlichen räumlichen Unterschieden der $R_{x,i}$. Es lassen sich Regionen mit einem Sommermaximum des Niederschlags von solchen mit einem Wintermaximum unterscheiden. Im Untersuchungsraum überwiegen demnach eindeutig Gebiete mit maximalen Niederschlagsmengen während des Sommers. Am deutlichsten ist dieses Sommermaximum im Bereich der südlichen Oberrheinebene und südöstlich des Höhenzuges der Schwäbischen Alb ausgeprägt. Der Anteil des Sommerniederschlags liegt hier teilweise bei über 37%, während im Winter z.T. $R_{x,i}$ von kleiner als 16 % auftreten. Weitere Regionen mit deutlichem, allerdings nicht so stark ausgeprägtem Sommermaximum des Niederschlags sind die nördliche Oberrheinebene, das gesamte Südwestdeutsche Schichtstufenland, die Schwäbische Alb und das Alpenvorland. Der Grund für die im Vergleich zum Winter hohen sommerlichen Niederschlagsmengen liegt zum Einen in der starken Prägung vieler Gebiete durch konvektive Ereignisse, die wegen der notwendigen Aufheizung von der Bodenoberfläche her vor allem im Sommer auftreten. Gegenüber advektiv verursachten Niederschlägen sind die angesprochenen Gebiete zudem im Sommer wie im Winter durch westlich vorgelagerte Höhenzüge abgeschirmt, sie befinden sich in deren Lee-Bereich. Dies erklärt auch die Tatsache, dass die Regionen mit deutlichem Sommermaximum des Niederschlags gleichzeitig auch die trockensten im Untersuchungsgebiet sind. Eine Ausnahme machen hierbei allerdings die Schwäbische Alb und das südöstliche Alpenvorland. Die Ursache für die

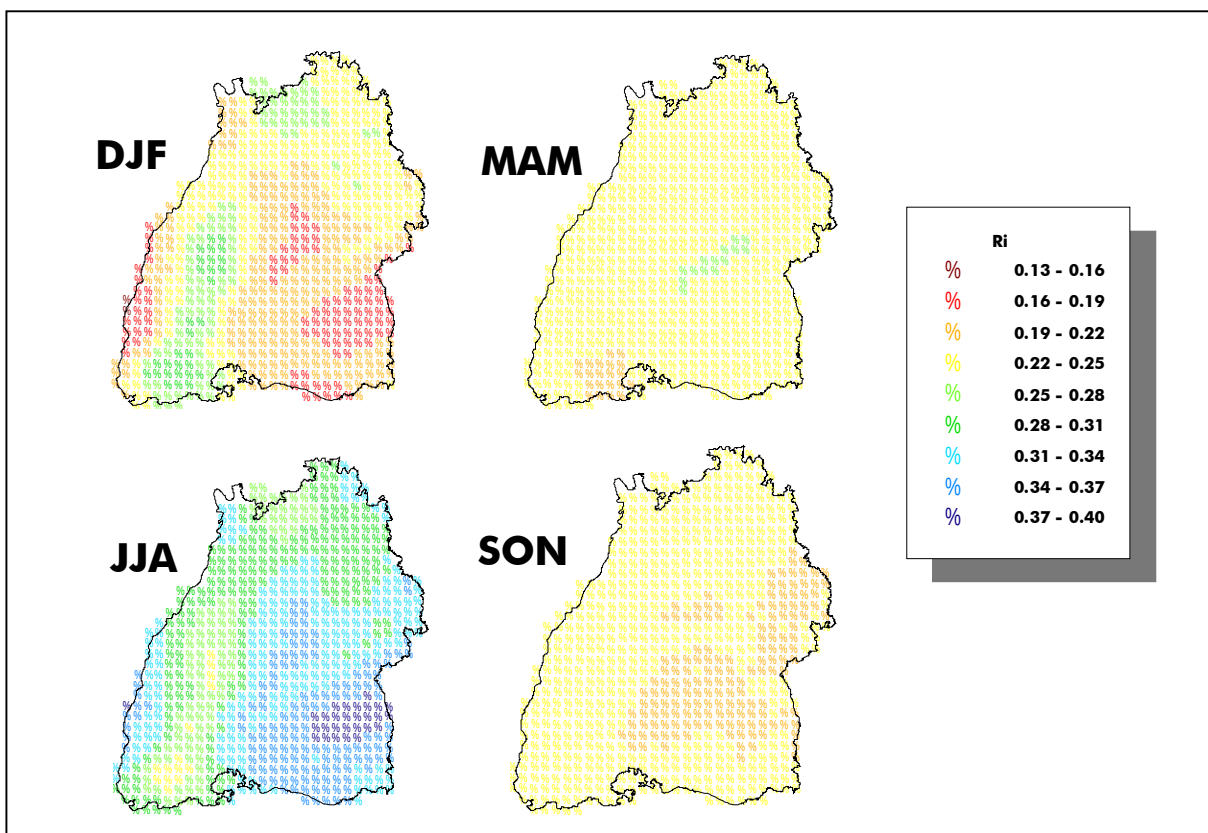


Abb. 3.6: Anteil $R_{x,i}$ des mittleren Saisonniederschlags am mittleren Jahresniederschlag (1931-1997) für die vier Jahreszeiten Winter (DJF), Frühjahr (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON)

vergleichsweise hohen sommerlichen Niederschläge ist hier in erster Linie nicht im konvektiven Niederschlagscharakter sondern im Folgenden zu suchen: Die Alb liegt im Winter (Hauptwindrichtung SW) im Lee des Schwarzwaldes und erhält deshalb überwiegend im Sommer (Hauptwindrichtung W bis NW) advektive Niederschläge. Im Falle des Alpenvorlandes macht sich in den Sommermonaten der dann stärkere Stau effekt der Alpen bemerkbar und führt zum Sommermaximum des Niederschlags (s.o.).

Die einzigen Regionen Baden-Württembergs mit einem Wintermaximum des Niederschlags sind die Höhenlagen des Schwarzwaldes. Die $R_{x,i}$ liegen hier während des Sommers zwischen 22 und 28 % und steigen im Winter auf Werte von z.T. über 30 % an. Wie schon mehrfach angesprochen ist der Grund hierfür im vorrangig advektiven Charakter des Niederschlags in diesen Gebieten zu suchen. Die intensivere Westwindzirkulation sowieso das niedriger liegende Kondensationsniveau sorgen hier für maximale Niederschlagsmengen während der Wintermonate.

Die Randgebiete des Schwarzwaldes sowie der Odenwald zeigen im Winter wie im Sommer ähnliche Niederschlagsanteile. In beiden Jahreszeiten liegen sie zwischen 25 und 28 % und damit jeweils etwas höher als in Frühjahr und Herbst. Diese Regionen weisen im Jahresverlauf also zwei Niederschlagsmaxima auf, eines im Sommer und eines Winter. Ähnliches gilt für die westlichen Regionen des Schichtstufenlandes, allerdings ist das winterliche Niederschlagsmaximum hier deutlich stärker ausgeprägt als das sommerliche.

3.2.4 Niederschlagshäufigkeit

In Abbildung 3.7 ist die räumliche Verteilung der durchschnittlichen Anzahl an Regentagen pro Jahr zu sehen. Als Schwellenwert wurde dabei 0,2 mm herangezogen. D.h. ein Tag gilt als Regentag, sobald die Niederschlagsmenge 0,2 mm überschreitet. Mit 0,2 mm wurde dabei ein Wert größer als 0,0 mm gewählt, weil im Zuge des Interpolationsverfahrens BONIE die Werte mehrerer Messstationen zum Niederschlagswert an einem gegebenen Rasterpunkt beitragen. Ein Schwellenwert von 0,0 mm würde deshalb mit ziemlicher Sicherheit überschritten werden, sobald eine der Stationen im Einflussbereich des Rasterpunktes Niederschlag aufweist, selbst wenn diese Station relativ weit entfernt liegt. Räumliche Unterschiede kämen bei einem Schwellenwert von 0,0 mm also nicht so deutlich zum Vorschein wie bei einem etwas höher liegenden Wert.

Genau wie bei den absoluten Niederschlagsmengen zeigen sich auch bei der Verteilung der Niederschlagshäufigkeiten deutliche räumliche Muster. Die größte Anzahl an Regentagen weisen Schwarzwald und Odenwald auf. Hier wird der Schwellenwert von 0,2 mm teilweise an über 200 Tagen im Jahr überschritten. Etwas geringere Werte zeigen die Schwäbische Alb und das Südwestdeutsche Alpenvorland.

Die geringsten Niederschlagshäufigkeiten treten in der Oberrheinebene auf. Die Werte liegen hier z.T. unter 150 Tagen im Jahr. Vorsicht ist allerdings bei der Interpretation der sehr geringen Häufigkeiten im äußersten Westen des Untersuchungsgebietes und nordwestlich der Schwäbischen Alb geboten. Bei letzteren Rasterpunkten kann davon ausgegangen werden, dass ihre Niederschlagswerte fehlerbehaftet

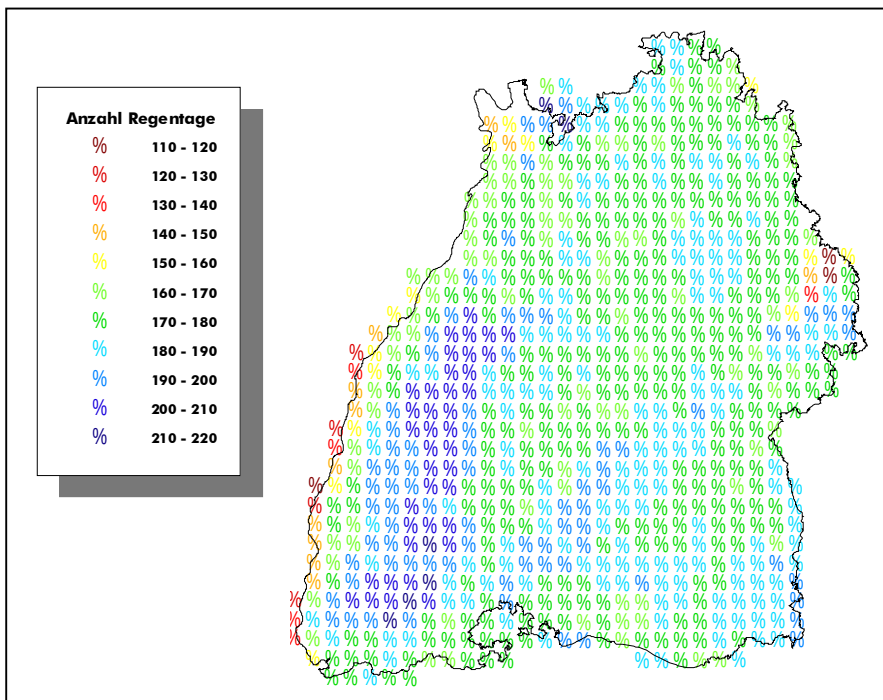


Abb. 3.7: Durchschnittliche Anzahl an Regetagen pro Jahr für den Zeitraum 1931-1997 (Schwellenwert $0,2 \text{ mm} / \text{Tag}$)

sind. Hierauf wird im Folgenden noch ausführlicher eingegangen. Weiterhin werden die sehr niedrigen Werte in der südlichen Oberrheinebene wahrscheinlich teilweise durch die Eigenschaften des verwendeten Interpolationsverfahrens hervorgerufen. Diese Rasterpunkte liegen in einem relativ großen Gebiet geringer Niederschlagsmengen (der Oberrheinebene) und zusätzlich noch am Rande der Interpolationsregion. Bei der In-

terpolation „fehlen“ westlich von diesen Punkten gelegene Niederschlagsstationen, nur die Niederschlagsverhältnisse im östlichen Bereich gehen ein. Eine dort festzustellende Abnahme der Niederschlagsmengen vom Schwarzwald in Richtung Oberrhein wird auf die Punkte am Rande interpoliert, was die dortigen Niederschlagsmengen etwas verfälschen kann. Die absolute Wirkung eines solchen Interpolationsfehlers ist am größten bei Tagen mit geringen Niederschlagsmengen, die Zuweisung der Regentage mit dem Schwellenwert von $0,2 \text{ mm}$ in diesen Gebieten also besonders kritisch.

3.3 Clusteranalyse der Gitterpunkte

3.3.1 Ziel

Mittels der Technik der Clusteranalyse sollte versucht werden, das Untersuchungsgebiet in Regionen mit ähnlichem Niederschlagsverhalten, insbesondere mit ähnlicher Niederschlagsreaktion auf bestimmte Zirkulationscharakteristika zu untergliedern. Hierzu wurden die vorher transformierten und zeitlich aggregierten Niederschlagswerte an den insgesamt 707 Rasterpunkten der drei Interpolationsregionen als Eingangsinformation in das Clusteranalyseverfahren eingegeben. Ziel war eine Gruppierung aller Rasterpunkte in wenige, wenn möglich räumlich zusammenhängende Cluster. Die dadurch übersichtlicher gewordene, räumlich auf die Cluster aggregierte Information, die vorher einzeln in den Niederschlagswerten der 707 Gitterpunkte enthalten war, sollte zu einem späteren Zeitpunkt zur Untersuchung der räumlich variablen Beziehungen zwischen atmosphärischer Zirkulation und Niederschlag im Untersuchungsgebiet verwendet werden. Aber schon allein die infolge der Clusteranalyse erfolgende Aufteilung Baden-Württembergs in mehrere mehr oder weniger niederschlagshomogene

Regionen lässt wertvolle Schlüsse auf das räumliche Niederschlagsverhalten im Untersuchungsgebiet zu.

Alle Clusteranalysen, sowohl die hierarchischen als auch die Clusterzentrenanalysen, wurden mit dem in vielen vorangegangenen Arbeiten bereits verwendeten Statistikpaket *SPSS 10.0 für Windows* durchgeführt.

3.3.2 Theoretische Grundlagen

Das primäre Ziel clusteranalytischer Auswertungsverfahren ist die Zusammenfassung einer Menge von Klassifikationsobjekten (in dieser Studie die Menge der 707 Gitterpunkte) in möglichst homogene Gruppen. Diese Gruppen werden als *Cluster* (Klassen, Typen) bezeichnet. Mit dem Begriff „homogen“ sind dabei die folgenden beiden Vorstellungen verbunden (BACHER, 1994):

1. Die Objekte, die derselben homogenen Gruppe angehören, sollen untereinander möglichst ähnlich sein (*Homogenität innerhalb der Cluster*).
2. Die Objekte, die unterschiedlichen homogenen Gruppen angehören, sollen möglichst verschieden sein (*Heterogenität zwischen den Clustern*).

Je nach Art der Zuordnung der untersuchten Klassifikationsobjekte zu den Clustern können grundsätzlich *deterministische* von *probabilistischen* Verfahren unterschieden werden. Bei ersteren werden die Objekte mit einer Wahrscheinlichkeit von 0 oder 1 den Clustern zugeordnet (also deterministisch), während die probabilistische Zuordnung mit einer zwischen 0 und 1 liegenden Wahrscheinlichkeit erfolgen kann. Die deterministischen Verfahren können weiterhin in *überlappungsfreie* (jedes Klassifikationsobjekt gehört nur einem Cluster an) und *überlappende* Verfahren (ein Klassifikationsobjekt kann mehreren Clustern angehören) unterteilt werden. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden ausschließlich deterministische, überlappungsfreie Analysen durchgeführt, denn Ziel war es, eine eindeutige Zuordnung jedes Rasterpunktes zu nur einem Cluster zu erhalten.

Die in dieser Studie zu gruppierenden *Objekte* oder *Fälle* sind die insgesamt 707 Rasterpunkte des Niederschlagsnetzes. Jeder Punkt soll anhand seiner *Merkmale* einem Cluster zugeordnet werden. Die verwendeten *Merkmale* oder *Variablen* sind die aus der Zeitreihe der täglichen Niederschläge berechneten und transformierten Monatssummen des Niederschlags an einem Rasterpunkt (s.u.). Bei einer Zeitreihe von insgesamt 67 Jahren Länge erhält man somit $67 \cdot 12 = 804$ Variablen. D.h., jedes Objekt (also jeder Rasterpunkt) wird durch insgesamt 804 Werte (nämlich die 804 transformierten Monatssummen des Niederschlags an diesem Punkt) beschrieben. Anders ausgedrückt: Jeder Rasterpunkt stellt einen 804-komponentigen Vektor in einem 804-dimensionalen Merkmalsraum dar (Abb. 3.8).

Eine zentrale Frage jeder Clusteranalyse ist, wie die „Ähnlichkeit“ zweier Objekte definiert wird: Wann sind zwei Objekte einander „ähnlich“ und sollten demzufolge demselben Cluster zugeordnet werden bzw. wann sind zwei Objekte „unterschiedlich“ und sollten zu zwei verschiedenen Clustern gehören? Das gebräuchlichste Maß, das die Ähnlichkeit zweier Objekte beschreibt, ist die *Quadrierte*

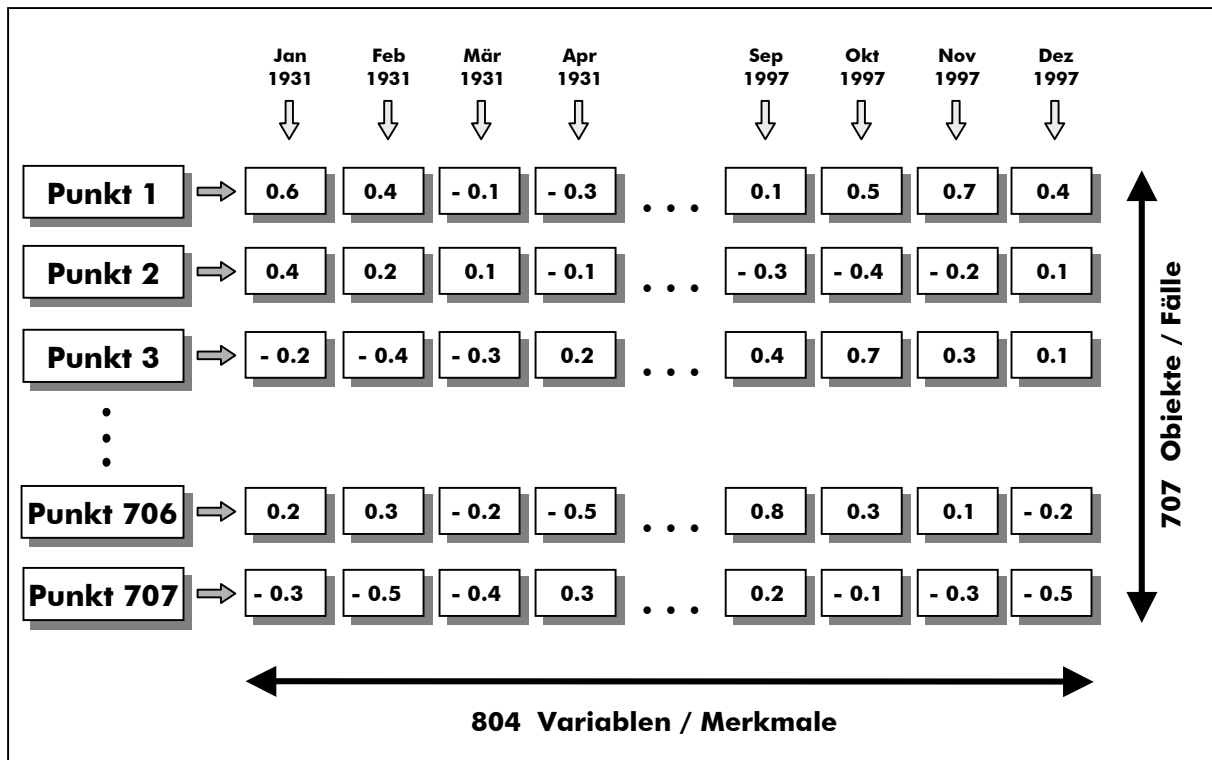


Abb. 3.8: Datenstruktur für die Clusteranalysen: 707 zu klassifizierende Objekte (= Rasterpunkte) mit je 804 Merkmalen (= transformierte Monatsniederschläge)

Euklidische Distanz D^2 . Sie ist definiert als Summe der quadrierten Differenzen der Variablenwerte der beiden betrachteten Objekte A und B, in unserem Falle also:

$$D^2 = \sum_{j=1}^{804} (A_j - B_j)^2 \quad (3.3)$$

wobei A_j und B_j jeweils den Wert der j -ten Variable für Objekt A bzw. Objekt B darstellen. Einander „ähnliche“ Objekte weisen somit einen niedrigen Wert für D^2 auf, einander „unähnliche“ einen hohen. Problem dieses Ähnlichkeitsmaßes ist allerdings, dass die Größe von D^2 wesentlich von den Dimensionen der einzelnen Variablen abhängt, was insbesondere bedeutet, dass Variablen mit hohen absoluten Werten und demzufolge meist auch hohen absoluten Variationen von Objekt zu Objekt die Größe von D^2 sehr stark bestimmen. Dem kann mittels einer *z-Transformation* bzw. *Standardisierung* abgeholfen werden. Dabei wird jeder Wert einer Variablen X auf folgende Weise transformiert:

$$Z = \frac{X - \bar{X}}{\sigma_x} \quad (3.4)$$

X ist hierbei der ursprüngliche Variablenwert, $\bar{X}$ der Mittelwert der Variablen X und σ_x die Standardabweichung von X . Die neue Variable Z hat nun einen Mittelwert von 0 und eine Standardabweichung von 1. Die auf diese Art und Weise standardisierten Variablen können nun in die Clusteranalyse eingehen. Im vorliegenden Falle wurde eine Standardisierung allerdings nicht für notwen-

dig erachtet, da alle Variablen auf dieselbe Weise transformierte Monatswerte des Niederschlags am jeweiligen Rasterpunkt darstellen und somit annähernd dasselbe Niveau besitzen.

Das verwendete Programmpaket *SPSS 10.0 für Windows* bietet grundsätzlich zwei verschiedene Verfahrensgruppen zur deterministischen, überlappungsfreien Clusteranalyse an, die *Hierarchische Clusteranalyse* und sowie die *Clusterzentrenanalyse (K-Means-Verfahren)*:

Hierarchische Clusteranalyse

Bei den hierarchischen Verfahren wird zunächst jedes einzelne Objekt als ein Cluster betrachtet. Im ersten Schritt werden die beiden ähnlichsten Objekte miteinander zu einem neuen Cluster vereinigt (also diejenigen Objekte, die z.B. untereinander die geringste Quadrierte Euklidische Distanz aufweisen). Dieses Verfahren der Zusammenfassung der beiden jeweils einander ähnlichsten Cluster wird nun solange fortgesetzt, bis nur noch ein einziger Cluster existiert. Man spricht von einem *hierarchisch agglomerativen Algorithmus*. Ab dem zweiten Schritt stellt sich jedoch das Problem, wie die Distanzen zweier Cluster berechnet werden sollen, denn die Cluster enthalten nun ja z.T. mehr als nur ein einziges Objekt. Die Definition der Quadrierten Euklidischen Distanz in Gleichung 3.3 bezieht sich indes nur auf zwei einzelne Objekte. In der Frage, wie die Distanz zwischen zwei Clustern zu definieren ist, unterscheiden sich nun die verschiedenen Agglomerationsmethoden der hierarchischen Clusteranalyse.

Eine oft benutzte, einfache Methode ist das sog. *Single-Linkage-Verfahren* („*nächstgelegener Nachbar*“). Dabei werden die Objekte jedes Clusters paarweise miteinander verglichen, indem für jedes Paar die Distanz entsprechend dem verwendeten Distanzmaß bestimmt wird. Die Distanz des ähnlichsten Objektpaares (also die insgesamt kleinste Distanz) wird als Distanz der beiden betrachteten Cluster gewählt. Ein Nachteil dieses Verfahrens ist allerdings, dass es dazu tendiert, einige wenige sehr umfangreiche Cluster (enthalten viele Objekte) und viele kleinere Cluster (enthalten sehr wenige Objekte) zu bilden (BAHRENBURG et al., 1992).

In der vorliegenden Studie wurde mit dem *Ward-Verfahren* deshalb eine andere Agglomerationsmethode gewählt, mit der in vorangegangenen Untersuchungen schon gute Ergebnisse erzielt worden waren (z.B. STAHL, 2001). Hierbei werden für jeden Cluster zunächst die Mittelwerte der einzelnen Variablen berechnet. Anschließend werden die Quadrierten Euklidischen Distanzen der einzelnen Objekte eines Clusters zum jeweiligen Clustermittelwert ermittelt und für alle Cluster aufsummiert. Es werden in jedem Agglomerationsschritt nun die beiden Cluster zu einem neuen Cluster vereinigt, durch deren Vereinigung sich der geringste Zuwachs in der Gesamtsumme der Quadrierten Euklidischen Distanzen ergibt (BROSIOUS & BROSIOUS, 1995).

Clusterzentrenanalyse (K-Means-Verfahren)

Die beschriebenen hierarchischen Verfahren sind zwar sehr genau (die Ähnlichkeit der Objekte wird sehr detailliert untersucht), dafür aber auch sehr rechenaufwendig. Die Rechenzeit steigt in etwa mit der dritten Potenz der Anzahl der Objekte an (BÜHL & ZÖFEL, 2000). Für große Stich-

proben mit vielen Fällen kann daher oftmals keine hierarchische Analyse durchgeführt werden. Einen Ausweg bietet hier die iterative *Clusterzentrenanalyse*. Sie führt keinen aufwendigen paarweisen Vergleich der Objekte durch sondern untersucht das Ähnlichkeitskriterium auf einfachere Weise. Nachteil ist allerdings, das man von vornherein die erwünschte Anzahl an Clustern vorgeben muss und auf diese nicht, wie bei den hierarchischen Verfahren, aus den Ergebnissen schließen kann.

Das K-Means-Verfahren berechnet aus der Datenmatrix zunächst für jeden Cluster ein Clusterzentrum. Alternativ können die anfänglichen Clusterzentren auch vom Benutzer eingegeben werden. Jedes Objekt wird nun demjenigen Cluster zugeordnet, zu dessen Zentrum die geringste Quadrierte Euklidische Distanz besteht. Nach der Zuordnung aller Objekte zu den Clustern werden die Clusterzentren als Variablenmittelwerte aller Objekte eines Clusters neu berechnet. In einer Schleife werden nun alle Objekte nochmals demjenigen Cluster zugeordnet, zu dessen Zentrum die geringste Distanz besteht. Dieser iterative Prozess, bestehend aus Neuberechnung der Clusterzentren und Zuordnung jedes Objektes zu einem Cluster anhand möglichst geringer Distanz zu dessen Zentrum, wird solange wiederholt, bis sich die Zuordnung der Objekte nicht mehr verändert oder bis eine vorgegebene maximale Anzahl an Iterationen erreicht wird (BACHER, 1994).

Bei der Durchführung einer Clusteranalyse sind dem Benutzer generell eine Reihe von Wahlmöglichkeiten gegeben, weshalb das endgültige Ergebnis nicht als objektiv betrachtet werden kann. Es sollte deshalb immer kritisch hinsichtlich seiner Realitätsnähe und Interpretierbarkeit hinterfragt werden. Die Wahlmöglichkeiten liegen v.a. in der Bestimmung des Distanzmaßes (z.B. Quadrierte Euklidische Distanz), der Auswahl der Verfahrensgruppe (hierarchisch, K-Means, ...) und der Wahl einer bestimmten Agglomerationsmethode (Single-Linkage, Ward, ...). Je nach Entscheidung hierüber wird die Zuordnung der einzelnen Objekte zu den Clustern im Endergebnis unterschiedlich ausfallen.

Eine weitere entscheidende Frage, die sich bei allen Verfahren stellt (allerdings zu unterschiedlichen Zeitpunkten), ist die nach der zu wählenden Clusteranzahl. Beim K-Means-Verfahren muss diese von vornherein festgelegt werden. Die hierarchischen Verfahren hingegen liefern bei k Objekten auch k mögliche Endergebnisse, nämlich eine Lösung mit k Clustern (erster Schritt), eine mit $k-1$ Clustern, ... bis hinunter zu nur einem einzigem Cluster (letzter Agglomerationsschritt). Welche dieser Lösungen soll nun ausgewählt werden? Hierzu gibt es eine Reihe von Auswahlhilfen und Prüfgrößen, die ausführlich in BACHER (1994) beschrieben sind. Generell empfiehlt es sich, mit verschiedenen Lösungen für die Anzahl der Cluster zu experimentieren und hierbei gleichzeitig immer den Bezug zur Fragestellung im Hinterkopf zu behalten (BAHRENBURG et al., 1992).

3.3.3 Transformation der Niederschlagsdaten

Aufgrund der großen Datenmenge (707 Rasterpunkte mit täglichen Niederschlagswerten über einen Zeitraum von 67 Jahren) und der beschränkten Rechenkapazitäten wurden vor Durchführung der Clusteranalysen zunächst die Monatssummen der Niederschläge an jedem Rasterpunkt berechnet. Da-

durch wurde die Zahl der Variablen von über 24.000 (Anzahl der Tage im betrachteten Zeitraum) auf 804 reduziert (Anzahl der Monate im betrachteten Zeitraum). Der damit einhergehende Informationsverlust durch zeitliche Aggregierung der Niederschlagswerte wurde dabei in Kauf genommen. Jedoch haben auch Monatssummen des Niederschlags an einem Rasterpunkt immer noch eine starke Aussagekraft hinsichtlich der Reaktion des Niederschlags auf bestimmte atmosphärische Verhältnisse. Die in einem bestimmten Monat herrschende („mittlere“) Zirkulation hat immer noch starken Einfluss auf die (mittleren) Niederschlagsverhältnisse in diesem Monat; dieser Einfluss wird nun allerdings mit einer wesentlich größeren zeitlichen Auflösung betrachtet.

Neben der zeitlichen Aggregierung der Niederschlagsdaten auf Monatswerte wurde weiterhin mittels Standardisierung eine Transformation dieser Monatssummen vorgenommen:

$$Z_{x,j} = \frac{N_{x,j} - \bar{N}_{x,monat(j)}}{s_{N_{x,monat(j)}}}, \quad x = 1 \dots 707, \quad j = 1 \dots 804 \quad (3.5)$$

$N_{x,j}$ ist hierbei der monatliche Niederschlag am Rasterpunkt x im j -ten Monat. Die Funktion **monat(j)** liefert die Monatsbezeichnung des j -ten Monats, also entweder *Januar*, *Februar*, ..., *November* oder *Dezember*. $\bar{N}_{x,monat(j)}$ stellt demzufolge den mittleren monatlichen Niederschlag an Rasterpunkt x im jeweiligen Monat (*Januar*, *Februar*, ... oder *Dezember*) dar, und $s_{N_{x,monat(j)}}$ die Standardabweichung des Niederschlags an Rasterpunkt x im jeweiligen Monat. $Z_{x,j}$ ist der neue, standardisierte Monatsniederschlag an Punkt x im j -ten Monat und ist dimensionslos. Er gibt an, um wieviele Standardabweichungen der Niederschlag des jeweiligen Monats vom mittleren Niederschlag dieses Monats (*Januar* bis *Dezember*) abweicht. Positive Z-Werte zeigen eine Abweichung vom Mittelwert nach oben, negative Z-Werte eine Abweichung nach unten an.

Der Grund für die Verwendung standardisierter Werte ist leicht ersichtlich: Würden die absoluten Monatssummen der Niederschläge als Grundlage der Clusteranalyse dienen, so ergäbe sich ein Bild, das sich sehr stark an den Abbildungen 3.3 (mittlere Jahressummen der Niederschläge) und 3.5 (mittlere Monatssummen der Niederschläge), also an den absoluten Niederschlagsmengen orientieren würde. Gebiete mit hohen Niederschlägen würden zu denselben Clustern zusammengefasst werden, Gebiete mit geringen Niederschlägen ebenso. Ziel dieser Clusteranalyse ist aber **nicht** die Ausweisung von Regionen mit ähnlichen absoluten Niederschlagshöhen, sondern die Abgrenzung von Gebieten mit ähnlicher Niederschlagsreaktion auf bestimmte atmosphärische Bedingungen. Aus diesem Grunde muss eine Normierung auf den mittleren Niederschlag an diesem Punkt erfolgen (Zähler in Gleichung 3.5). Der Term $N_{x,j} - \bar{N}_{x,monat(j)}$ kann auch als *Niederschlagsanomalie* bezeichnet werden.

Neben der Verwendung dieser Anomalie ist eine weitere Normierung auf die Variabilität des Niederschlags am entsprechenden Punkt sinnvoll (Nenner in Gleichung 3.5). Dieselbe Niederschlagsanomalie hat an einem Rasterpunkt mit geringer Niederschlagsvariabilität eine wesentlich stärkere Bedeutung als an einem Punkt mit hoher Variabilität. Abb. 3.9 verdeutlicht diesen Sachverhalt anhand zweier fiktiver Rasterpunkte: Sowohl Punkt A als auch Punkt B weisen einen Mittelwert des monatlichen Niederschlags von 50 mm auf, Punkt A allerdings eine wesentlich höhere Variabilität ($\sigma = 33,5$

mm im Vergleich zu $\sigma = 12,0$ mm). Dasselbe „Ereignis“ X (ein Monatsniederschlag von ca. 95 mm Höhe) hat an Punkt B deshalb eine wesentlich stärkere Bedeutung und Aussagekraft als an Punkt A. Es fällt hier gewissermaßen komplett „aus der Reihe“. Würde man nur die absolute Niederschlagsanomalie betrachten, so würden beide Punkte denselben transformierten Wert haben und evtl. demselben Cluster zugeordnet werden, obwohl sie mit stark unterschiedlicher relativer Intensität auf die gegebenen atmosphärischen Verhältnisse reagieren.

Die in Gleichung 3.5 erfolgende getrennte Standardisierung für die Monate Januar bis Dezember führt weiterhin dazu, dass der Einfluss des Jahresganges auf das Resultat der Clusteranalyse gemindert wird. Wiederum sollen ja nicht Regionen ähnlichen Jahresganges des Niederschlags voneinander abgegrenzt werden, sondern Regionen ähnlicher Reaktion auf bestimmte atmosphärische Zirkulationsmuster, obwohl beide Effekte natürlich miteinander in Zusammenhang stehen.

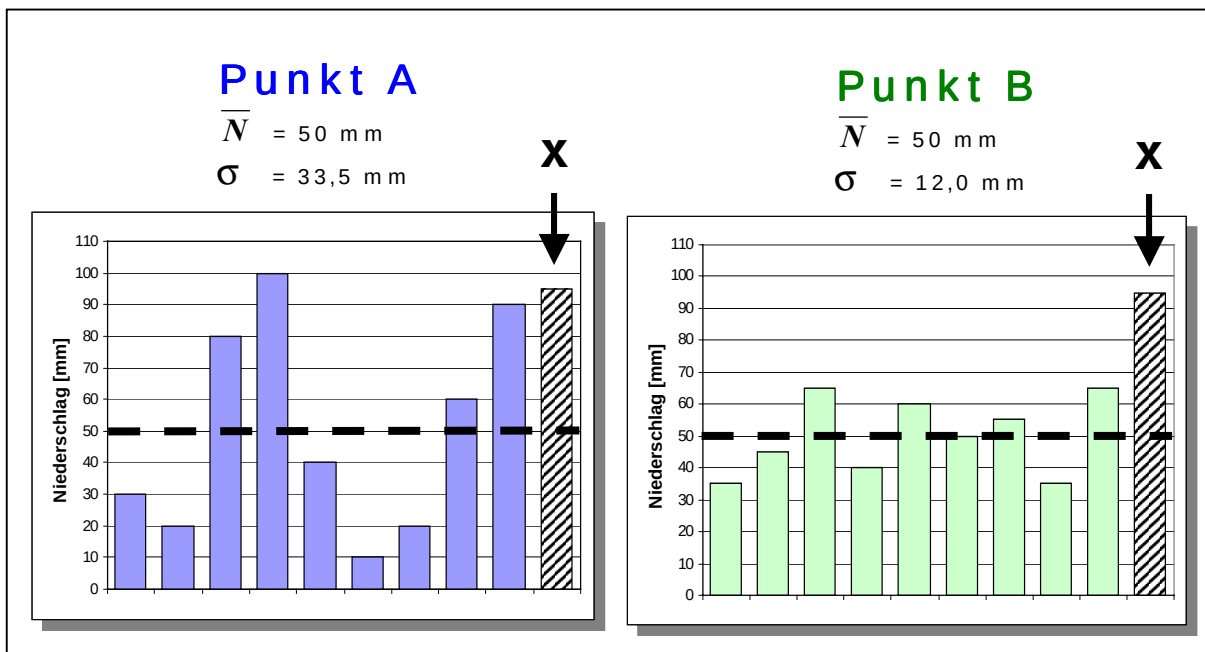


Abb. 3.9: Das Niederschlagsverhalten zweier fiktiver Rasterpunkte zur Verdeutlichung der Notwendigkeit einer Standardisierung der Niederschlagswerte

3.3.4 Durchführung und Resultate

Im Anschluss an die Transformation der Niederschlagsdaten wurden eine hierarchische Clusteranalyse nach dem Ward-Verfahren und mit der Quadrierten Euklidischen Distanz als Distanzmaß sowie mehrere Clusterzentrenanalysen (für verschiedene Clusteranzahlen) durchgeführt. Beide Methoden lieferten durchweg räumlich zusammenhängende Cluster, was von vornherein nicht unbedingt erwartet werden kann, da die räumliche Lage der Gitterpunkte nicht als Variable in die Analyse eingeht. Insofern kann dieses Ergebnis als Bestätigung des gewählten Ansatzes angesehen werden: Räumlich nah beieinander liegende Rasterpunkte sollten generell ja auch ähnliche Niederschlagscharakteristika aufweisen. Eine Ausnahme stellten bei einigen Analysen lediglich die im nächsten Unterkapitel beschrie-

benen vermutlich fehlerbehafteten Rasterpunkte dar. Sie bildeten teilweise sogar eigene Cluster. Auch dieser Sachverhalt belegt in gewisser Weise die Richtigkeit des gewählten Ansatzes.

Aufgrund der Tatsache, dass bei den hierarchischen Verfahren die Auswahl einer geeigneten Clusteranzahl nicht von vornherein festgelegt werden muss sondern aus dem Verlauf der hierarchischen Clusterbildung und aus verschiedenen Hilfsgrößen abgeleitet werden kann, wurde beschlossen, das Ward-Verfahren gegenüber der Clusterzentrenanalyse zu bevorzugen.

Die Abbildungen 3.10 und 3.11 zeigen hierzu die gegen Ende des Ward-Verfahrens (während der letzten 50 Agglomerationssschritte) zu beobachtende Entwicklung der Gesamtdistanz (Abb. 3.10) und die Änderung der Gesamtdistanz beim jeweiligen Agglomerationsschritt (Abb. 3.11). Wie oben bereits

dargelegt, beschreibt die Gesamtdistanz beim Ward-Verfahren die Summe aller Quadrierten Euklidischen Distanzen der Objekte zu ihrem jeweiligen Clustermittelwert. Sie ist somit ein Maß für die Homogenität der Objekte innerhalb der Cluster: Eine geringe Gesamtdistanz zeigt eine große Homogenität innerhalb der Cluster an und umgekehrt. Mit zunehmendem Fortschreiten des Verfahrens nimmt diese Gesamtdistanz immer weiter zu (Abb. 3.10), da sich die Clusteranzahl stetig verringert und die einzelnen Objekte im Durchschnitt somit immer schlechter durch ihren Clustermittelwert repräsentiert werden. Zu Beginn der Analyse, wenn jedes einzelne Objekt noch einen eigenen Cluster darstellt, ist die Gesamtdistanz Null (Clustermittelwert und Objekt sind ja identisch), am Ende des Verfahrens ist sie maximal.

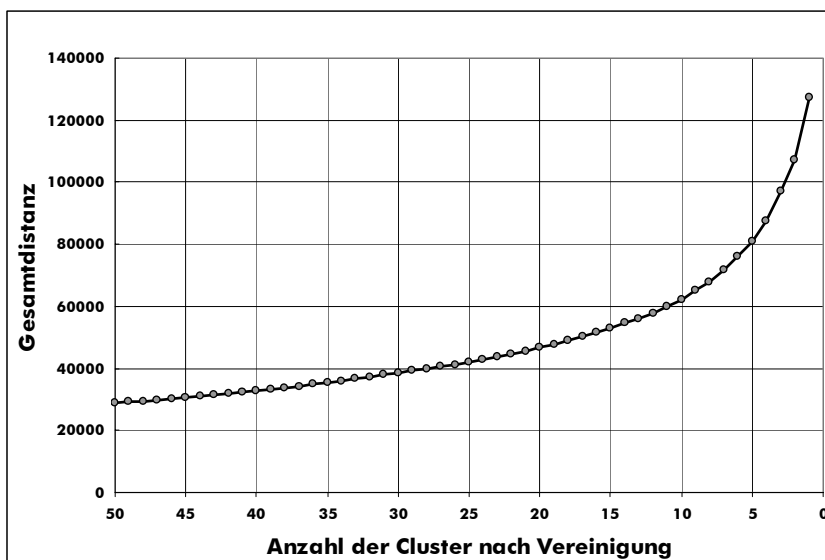


Abb. 3.10: Entwicklung der Gesamtdistanz gegen Ende des Agglomerationsvorganges beim Ward-Verfahren

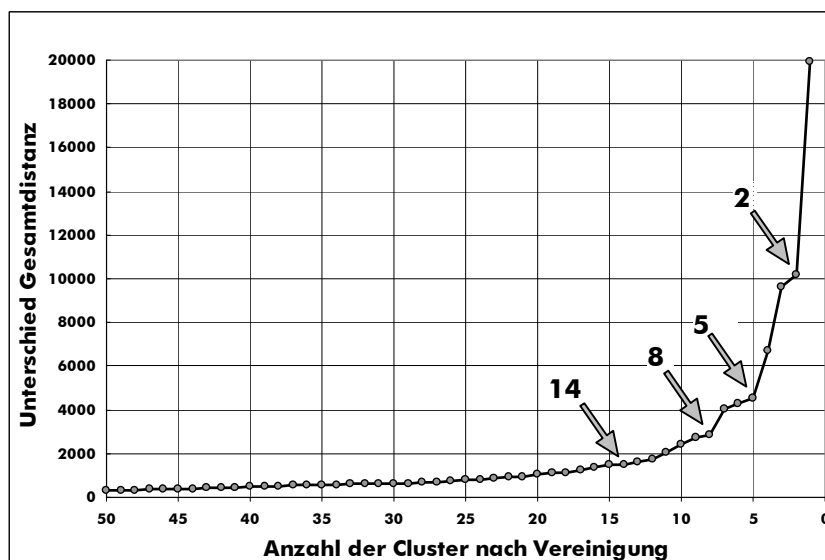


Abb. 3.11: Veränderung der Gesamtdistanz mit jedem Schritt gegen Ende des Agglomerationsvorganges beim Ward-Verfahren

Etwas aussagekräftiger für die Bestimmung einer optimalen Clusteranzahl ist Abbildung 3.11. Man sieht hier, dass neben der Gesamtdistanz selber auch die Änderung der Gesamtdistanz im Vergleich zum vorausgehenden Agglomerationsschritt stetig ansteigt. Dies bedeutet, dass sich mit jedem Schritt die Homogenität innerhalb der Cluster in immer stärkerem Maße verschlechtert. Ziel ist es nun, Punkte in der Kurve zu finden, ab denen die jeweilige Änderung der Gesamtdistanz auf ein höheres Niveau steigt. Optimale Lösungen für die Clusteranzahl liegen jeweils **vor** Anstieg der Kurve auf ein solches höher gelegenes Niveau: Vorher ist die Verschlechterung der Homogenität innerhalb der Cluster mit jedem Agglomerationsschritt noch relativ gering, danach aber hoch. Der Verlauf der Kurve lässt somit ab einer als sinnvoll erachteten maximalen Clusteranzahl von ca. 20 auf optimale Lösungen bei 14, 8, 5 oder 2 Clustern schließen (markiert durch Pfeile). Dies sind diejenigen Stellen, ab denen die Änderung der Gesamtdistanz auf ein höheres Niveau steigt, wobei dieser Anstieg ab 14 Clustern noch relativ gering ist, nach 8, 5 und 2 Clustern hingegen wesentlich ausgeprägter. Bei genauerer Betrachtung der diesen Lösungen entsprechenden räumlichen Verteilungen der Cluster zeigte sich allerdings, dass die 2-, 5- und 8-Cluster-Lösungen die räumliche Variabilität des Niederschlags im Untersuchungsgebiet nicht detailliert genug wiedergeben können. So wurden beispielsweise die in Anhang B dargestellten rasterpunktbasierten (!) Verteilungen des mittleren absoluten und standardisierten Niederschlags bei Auftreten der einzelnen Großwetterlagen nur sehr grob aufgelöst (s. Kapitel 7). Anders verhält es sich bei der 14-Cluster-Lösung: Sie umgrenzt die Regionen mit ähnlichem Niederschlagsverhalten recht gut und kann die räumliche Niederschlagsvariabilität im Untersuchungsgebiet wesentlich besser beschreiben. Aus diesen Gründen wurde die 14-Cluster-Lösung des Ward-Verfahrens als endgültige Lösung ausgewählt (Abb. 3.12).

Es zeigt sich, dass sich Regionen ähnlichen Niederschlagsverhaltens trotz vorheriger Standardisierung der Monatsniederschläge stark an den topographischen Verhältnissen orientieren. Dies unterlegt den überragenden Einfluss der Topographie auf die Niederschlagsprozesse im Untersuchungsgebiet. Im Folgenden soll eine kurze Beschreibung der Lage und der räumlichen Ausdehnung der 14 Cluster erfolgen:

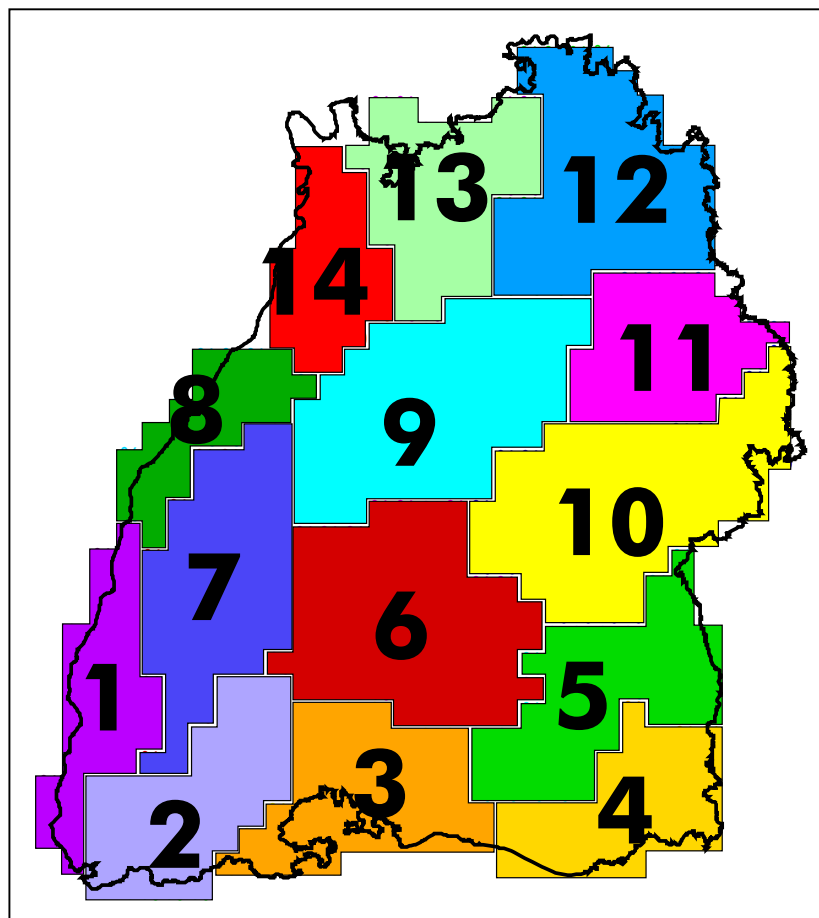


Abb. 3.12: ausgewählte Lösung der Clusteranalyse (Ward-Verfahren mit 14 Clustern)

Cluster 1

Er zählt zu den kleineren Clustern und umfasst die tiefgelegenen Gebiete des südlichen Oberrheingrabens. Seine östliche Begrenzung fällt recht genau auf den Übergang von Oberrheinebene bzw. Vorbergzone zum Schwarzwald.

Cluster 2

Cluster 2 hat eine etwas größere Ausdehnung und beinhaltet den südlichsten Teil des Schwarzwaldes incl. der Baar.

Cluster 3

Cluster 3 befindet sich südlich der Schwäbischen Alb und grenzt im Westen an den Südschwarzwald an. Er umfasst die niedrigen bis mittleren Höhenlagen des Hegaus und den westlichen Bodensee.

Cluster 4

Er liegt in der südöstlichen Ecke des Untersuchungsraumes und beinhaltet den südöstlichen Teil des baden-württembergischen Voralpenlandes sowie die östlichen Teile des Bodensees.

Cluster 5

Die nordwestlichen Gebiete des Voralpenlandes werden durch Cluster 5 repräsentiert. Seine nordwestliche Begrenzung fällt recht genau mit dem Übergang von Voralpenland zu Schwäbischer Alb zusammen.

Cluster 6

Cluster 6 umfasst den südwestlichen Teil der Schwäbischen Alb sowie Teile des Albvorlandes und der oberen Gäulandschaften.

Cluster 7

Der nördliche und mittlere Schwarzwald sowie die höchsten Erhebungen des Südschwarzwaldes werden durch Cluster 7 beschrieben. Zusammen mit Cluster 2 hat er die größte mittlere Höhenlage.

Cluster 8

Der relativ kleine Cluster 8 befindet sich in der mittleren Oberrheinebene und reicht vom Rhein bis in das Kraichgau hinein. Er weist eine sehr geringe mittlere Höhe auf.

Cluster 9

Cluster 9 liegt zentral im Untersuchungsgebiet und umfasst Teile des Kraichgaus sowie fast das gesamte Neckarbecken. Seine südliche Grenze beschreibt den Übergang von den Gäuplatten zu Albvorland bzw. Schwäbischer Alb.

Cluster 10

Cluster 10 beschreibt die nordöstlichen Gebiete der Schwäbischen Alb sowie Teile des östlichen Albvorlandes.

Cluster 11

Er umfasst die östlichen Keuperberghöhen und somit Gebiete einer mittleren Höhenlage.

Cluster 12

Der nordöstlichste Teil des Untersuchungsraumes wird von Cluster 12 eingenommen. Es handelt sich um die Main-Fränkischen Platten östlich des Odenwaldes und um den nördlichsten Teile des Neckarbeckens.

Cluster 13

Cluster 13 umfasst den Odenwald sowie den nördlichen Kraichgau.

Cluster 14

Der nördliche Teil der Oberrheinebene westlich des Odenwaldes wird durch Cluster 14 repräsentiert. Er bildet die nordwestliche Begrenzung des Untersuchungsraumes und weist durchweg eine sehr geringe Höhenlage auf.

3.4 Fehlerbehaftete Rasterpunkte

Bei der obigen Darstellung der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Niederschlagsmengen sowie bei der Durchführung der Clusteranalysen hatte sich gezeigt, dass einige Rasterpunkte im Nordosten des Gebietes völlig aus dem räumlichen Muster herausfallen, teilweise sogar eigene Cluster bilden. Es war nicht möglich, das auffällige Niederschlagsverhalten an diesen Punkten mittels lokaler Besonderheiten (beispielsweise besonderer lokaler Topographie) zu erklären. Es muss deshalb davon ausgegangen werden, dass die Niederschlagswerte an diesen Punkten zumindest teilweise fehlerbehaftet sind und diese Fehler bei den durchgeführten Analysen zum Vorschein kamen. Aus diesem Grunde wurde versucht, die Gebiete fehlerbehafteter Niederschläge räumlich einzugrenzen und wenn möglich Korrekturverfahren anzuwenden. Abbildung 3.13 zeigt die im Rahmen der vorangegangenen Analysen aufgefallenen „kritischen“ Punkte. Vergleicht man deren Lage mit der Darstellung der drei Interpolationsregionen, für die das BONIE-Verfahren getrennt angewendet wurde (Abb. 3.1), so fällt auf, dass

alle fraglichen Punkte in Region 1 liegen und unmittelbar an Region 2 angrenzen. Dies legt die Vermutung nahe, dass auch bei diesen Punkten die Lage am Rande des Interpolationsgebietes zu Fehlern in den interpolierten Niederschlagswerten geführt hat.

Bei genauerer Betrachtung der Niederschlagsverhältnisse an den vermutlich fehlerbehafteten Gitterpunkten und insbesondere beim Vergleich ihres Niederschlagsverhaltens mit dem der unmittelbaren Nachbarn zeigt sich, dass zwei unterschiedliche „Fehlerarten“ auftreten:

Die drei südwestlichen Punkte (in Abb. 3.13 grau unterlegt; von links unten nach rechts oben: 1-238, 1-255, 1-281) zeigen ein gegenüber den Nachbarpunkten auffälliges Niederschlagsverhalten nur in den Jahren 1936-1940 (1-238, 1-255) bzw. 1931-1940 (1-281). In diesen Zeiträumen weisen alle drei Punkte zu hohe Niederschläge auf, die Monatssummen betragen teilweise mehr als das doppelte der Monatssummen der Nachbarn. In der restlichen Zeit zeigen sich hingegen keine Auffälligkeiten. Aus diesem Grunde wurde beschlossen, die täglichen Niederschlagswerte dieser drei Gitterpunkte für die angegebenen Zeiträume (1931-1940 bzw. 1936-1940) durch das arithmetische Mittel des Niederschlags an den jeweiligen vier direkten Nachbarpunkten zu ersetzen (Abb. 3.14). Der restliche Zeitraum bleibt unverändert, so dass die hier enthaltenen, wahrscheinlich verlässlichen Informationen nicht verloren gehen.

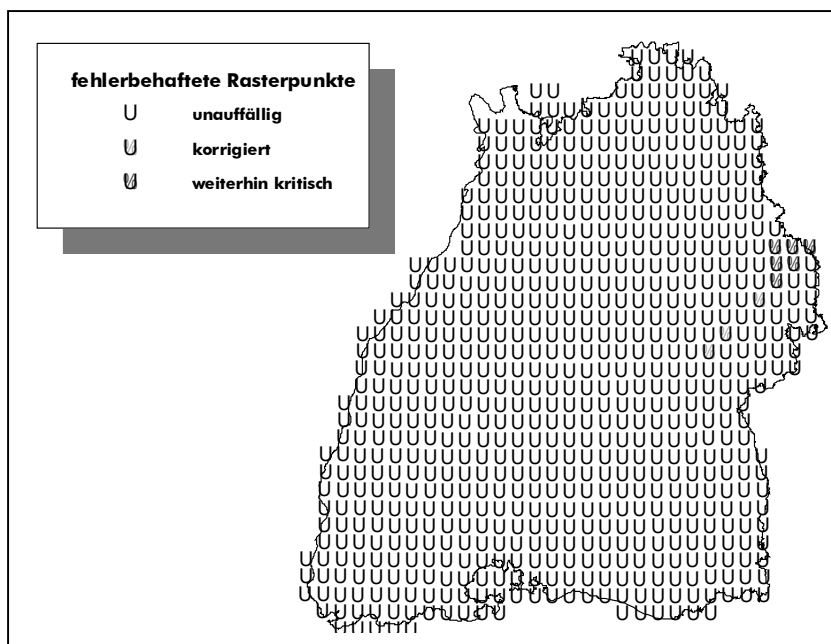


Abb. 3.13: fehlerbehaftete Rasterpunkte

Anders verhält es sich bei den sechs weiteren, in Abbildung 3.13 schwarz unterlegten Gitterpunkten. Bei diesen konnte kein fehlerbehafteter Zeitraum eingegrenzt werden. Sie weisen generell sehr wenige Niederschlagstage auf (vergl. Abb. 3.7), an diesen allerdings z.T. unrealistisch hohe Niederschlagsmengen. Da die sechs Punkte am äußersten Rand des Untersuchungsgebietes liegen und verlässliche Nachbarpunkte z.T. ganz fehlen, schien eine Korrektur der Niederschlagswerte hier nicht sinnvoll. Die korrigierten Werte wären höchstwahrscheinlich ebenfalls sehr kritisch zu beurteilen. Aus diesem Grunde wurden die Niederschlagszeitreihen hier **nicht** korrigiert, sondern unverändert im Datensatz belassen. Bei der Interpretation der Niederschlagscharakteristika an diesen Punkten ist also Vorsicht geboten! Jedoch wurde der Niederschlag dieser Gitterpunkte bei der Berechnung von Clustermittelwerten der absoluten und standardisierten Niederschläge nicht mit berücksichtigt.

Die offensichtlichen Interpolationsfehler an den beschriebenen Gitterpunkten bei Anwendung des BONIE-Verfahrens werden nach Auskunft des Deutschen Wetterdienstes (DEUTSCHER WETTERDIENST, 2001a) wahrscheinlich durch die Lage der Punkte am Rande des Interpolationsgebietes hervorgerufen. Bei ungünstiger Messnetzarchitektur und insbesondere bei zeitweisem Ausfall von Messstationen und dadurch auftretenden größeren räumlichen Lücken im Messnetz, kann es in den Randgebieten zu übersteigerten Extrapolationen kommen und somit zu sehr hohen oder aber sehr niedrigen Niederschlagswerten. Dies ist bei den sechs zuletzt genannten Rasterpunkten offensichtlich über den gesamten Interpolationszeitraum hinweg der Fall. Bei den drei korrigierten Gitterpunkten sind die Interpolationsfehler hingegen wohl durch den zeitweisen Ausfall von Messstationen im Zeitraum 1931-1940 bzw. in der zu dieser Zeit sowieso noch geringen Anzahl an Niederschlagsmessstationen bedingt (vergl. Abb. 3.2).

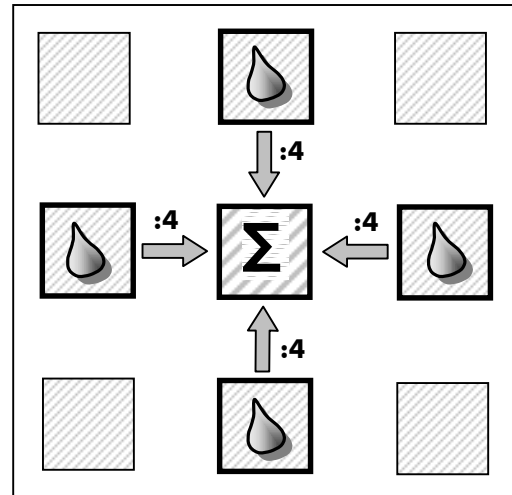


Abb. 3.14: Ersetzen des Niederschlags an einem Rasterpunkte durch das arithmetische Mittel der vier direkten Nachbarn

3.5 Fazit

Die vom Deutschen Wetterdienst zur Verfügung gestellten Niederschlagsdaten stellen eine sehr gute Datengrundlage für eine zeitlich und räumlich hochaufgelöste Analyse des Niederschlagsverhaltens im Untersuchungsgebiet dar. Das 7x7 km²-Niederschlagsraster bestehend aus insgesamt 707 Gitterpunkten erlaubt eine detaillierte Betrachtung regionaler und lokaler Unterschiede der Niederschlagscharakteristika. Allerdings zeigte sich, dass es im Zuge des Interpolationsverfahrens insbesondere in den Randgebieten der Interpolationsregionen zu Problemen und zu teilweise nicht nachvollziehbaren Niederschlagswerten kam. Diese fehlerbehafteten Rasterpunkte konnten z.T. korrigiert werden.

Bei der Betrachtung der mittleren jährlichen und monatlichen Niederschlagssummen fällt die starke Abhängigkeit der Niederschlagshöhen von der Topographie auf. Besonders die absolute Höhenlage eines Gebietes hat starken Einfluss auf die Niederschlagssummen: Mit zunehmender Höhe steigen die Niederschläge generell an. Dabei sind die räumlichen Niederschlagsgradienten im Winter bei vorrangig advektiv ausgelösten Niederschlägen wesentlich stärker ausgeprägt als im Sommer. Des weiteren können regionale Einflüsse der Topographie auf das Niederschlagsverhalten, insbesondere Luv-Lee-Erscheinungen ausgemacht werden. Generell erhalten die West- und Nordwestflanken der Mittelgebirge bei vergleichbarer Höhenlage höhere Niederschlagsmengen als die Ost- und Südostflanken.

Mittels einer hierarchischen Clusteranalyse gelang es, den Untersuchungsraum in 14 Regionen zu untergliedern, die in ähnlicher Art und Weise auf dieselben mittleren atmosphärischen Bedingungen mit Niederschlag reagieren. Insbesondere ergaben sich räumlich weitgehend zusammenhängende Cluster. Obwohl nicht absolute sondern standardisierte monatliche Niederschlagssummen an den Gitterpunk-

ten als Grundlage der Clusteranalyse dienen, zeigt sich eine starke Orientierung der Clustergrenzen an den topographischen Verhältnissen. Dies verdeutlicht den überragenden Einfluss der Topographie auf die räumliche Niederschlagsverteilung im Untersuchungsgebiet.

4 Zirkulationsparameter

4.1 Einführung

Will man den Einfluss der großräumigen atmosphärischen Zirkulation auf lokale oder regionale Klimagrößen untersuchen, so ist es erforderlich, die weite Spanne der möglichen synoptischen Zirkulationsverhältnisse auf eine bestimmte Art und Weise zu klassifizieren. Daneben besteht die Möglichkeit, Zirkulationsindizes zu definieren mit deren Hilfe gewisse Eigenschaften der großräumigen atmosphärischen Verhältnisse durch einige wenige numerische Werte repräsentiert werden. Ein Vorteil der letzteren Vorgehensweise ist, dass diese Zirkulationsindizes direkt als Zahlenwerte in statistische Verfahren oder die Modellerstellung eingehen können.

In der vorliegenden Arbeit werden beide Wege verfolgt: Die Klassifikation der Zirkulationsverhältnisse mithilfe der europäischen *Großwetterlagen* (GWL) nach HESS & BREZOWSKY und der *Objektiven Wetterlagenklassifikation* des DWD sowie die Berechnung zweier sog. *Zonalindizes*, die die Stärke des meridionalen Druckgegensatzes über einem bestimmten Gebiet beschreiben.

Grundsätzlich bietet es sich an, die atmosphärische Zirkulation mittels der großräumigen Luftdruckverteilung in verschiedenen Niveaus der Atmosphäre zu beschreiben und zu klassifizieren. Luftdruckgegensätze sind der entscheidende Steuerungsfaktor für die Bewegung von Luftmassen (WEISCHET, 1977). Sie bestimmen Bewegungsrichtung und Geschwindigkeit der transportierten Luft und entscheiden somit über Herkunftsort, Zugweg und Verweildauer der Luftmassen über bestimmten Gebieten. Diese Faktoren haben wiederum starken Einfluss auf Temperatur- und Feuchteverhältnisse innerhalb der betrachteten Luftmasse mit direkter Wirkung auf die lokale Witterung. Weiterhin kann aus der großräumigen Druckverteilung auf die Lage von Hoch- und Tiefdruckgebieten mit ihren charakteristischen Witterungserscheinungen sowie (mithilfe zusätzlicher Informationen) auf die Lage der meist niederschlagsintensiven Luftmassengrenzen (Warm- und Kaltfronten, Okklusionen) geschlossen werden.

Sich frei (d.h. ohne Reibungseinfluss von der Erdoberfläche her) bewegende Luftmassen haben auf der Nordhalbkugel grundsätzlich das Gebiet hohen Luftdruckes auf ihrer rechten und das Gebiet niedrigeren Druckes auf ihrer linken Seite und bewegen sich *isobarenparallel* (*Isobaren* = Linien gleichen Luftdruckes). Solche Verhältnisse findet man i.d.R. ab einer Höhe von ca. 1000 m über Grund vor (MALBERG, 1997). Man spricht vom *geostrophischen Wind*. Verantwortlich hierfür ist einerseits die

Druckkraft oder Gradientkraft G , die eine Beschleunigung der Luftmassen in Richtung des niedrigen Luftdruckes bewirkt:

$$G = -\frac{dp}{dx} \quad (4.1)$$

Der Betrag der Gradientkraft G ist gleich der Luftdruckänderung dp längs des Weges dx , also gleich dem *Luftdruckgradienten*. Sie weist in Richtung des Luftdruckgefälles, daher das Minus-Vorzeichen in Gleichung 4.1.

Die zweite wirkende Kraft ist die *Corioliskraft* C . Es handelt sich hierbei um eine *Scheinkraft*, die aufgrund der Erdrotation und der sich gegeneinander drehenden Bezugssysteme zu beobachten ist:

$$C = 2 * \rho * \omega * \sin(\varphi) * v \quad (4.2)$$

ρ steht hierbei für die Luftdichte, ω für die Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation, φ für die geographische Breite und v für die Geschwindigkeit des betrachteten Luftpaketes, also die Windgeschwindigkeit. Die Corioliskraft wirkt auf der Nordhalbkugel immer in Bewegungsrichtung nach rechts, auf der Südhalbkugel nach links und wird mit zunehmender Geschwindigkeit des betrachteten Körpers größer (MALBERG, 1997).

Wird ein ruhendes Luftpaket auf der Nordhalbkugel einem Druckgradienten ausgesetzt, so wird es zunächst in Richtung niedrigerem Luftdruck beschleunigt. Diese Beschleunigung bewirkt eine Erhöhung der Geschwindigkeit und somit das Auftreten der Corioliskraft, die das Luftteilchen etwas nach rechts ablenkt. Da aber weiterhin eine resultierende Beschleunigung in Richtung tiefem Druck existiert, erhöht sich die Geschwindigkeit des Luftteilchens immer weiter und auch die Corioliskraft steigt an. Das Luftpaket wird noch weiter in Bewegungsrichtung nach rechts abgelenkt. Schließlich wird die

isobarenparallele Strömung des Luftteilchens erreicht (Abb. 4.1), in der sich Gradientkraft und Corioliskraft die Waage halten und keine weitere Ablenkung oder Beschleunigung stattfindet:

$$C = -G \quad (4.3)$$

Dies ist der geostrophische Wind. Er kann gut in Höhenwetterkarten des 500 hPa-Niveaus beobachtet werden: Die Windrichtungen orientieren sich hier stark an den Isobaren. Wird zusätzlich zu Gradient- und Corioliskraft in Bodennähe noch die Reibungskraft wirksam, so verschiebt sich das beschriebene

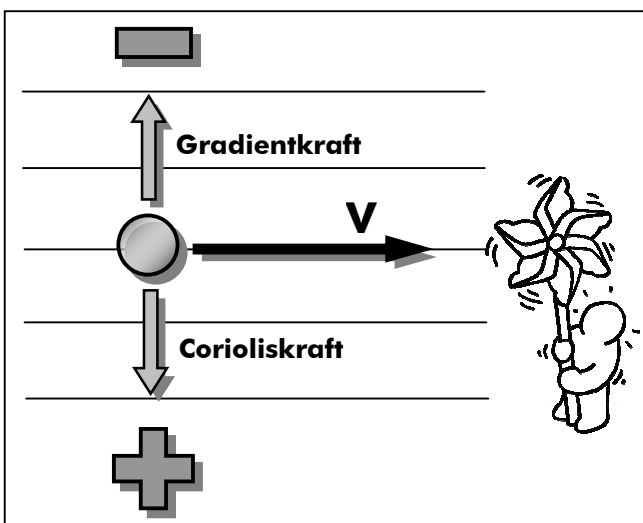


Abb. 4.1: Entstehung des geostrophischen Windes infolge Kräftegleichgewicht zwischen Gradientkraft und Corioliskraft (schematisch)

Kräftegleichgewicht und es resultiert ein Massentransport in Richtung des tieferen Druckes.

Entscheidend für die Interpretation der später noch zu beschreibenden Zonalindizes ist die Tatsache, dass die Geschwindigkeit des geostrophischen Windes und damit die Versatzgeschwindigkeit von Luftmassen mit zunehmendem Druckgradienten ansteigen. Verantwortlich hierfür sind die Abhängigkeit der Gradientkraft vom herrschenden Druckgradienten (4.1) sowie die Abhängigkeit der Corioliskraft von der Geschwindigkeit des betrachteten Luftpaketes (4.2). Dies führt dazu, dass die Windgeschwindigkeiten im Bereich starker Luftdruckgradienten (anschaulich: im Bereich von räumlich eng zusammenliegenden Isobaren) generell **höher** sind. Weiterhin führt ein und derselbe Druckgradient in hohen Breiten zu kleineren Windgeschwindigkeiten als in niedrigen (Abhängigkeit der Corioliskraft von der geographischen Breite, HÄCKEL, 1999).

4.2 Zonalindizes

4.2.1 Allgemeines

Zonalindizes beschreiben die Stärke des meridionalen Luftdruckgegensatzes, der über einem Gebiet herrscht. Dieser Druckgegensatz hat insbesondere im Einflussbereich der planetarischen Frontalzone, und somit in den mittleren Breiten mit ihrer vorherrschenden Westwinddrift eine hohe Aussagekraft hinsichtlich regionalem Klima und regionaler Witterung (JACOBET et al., 2001).

Die planetarische Frontalzone stellt den schmalen Übergangsbereich zwischen den subtropischen Luftmassen mit ihren im Mittel hohen Luftdrücken und der polaren Luft mit tieferen mittleren Drücken im selben Höhengniveau dar. Sie ist gekennzeichnet durch einen hohen Luftdruckgradienten, der sich durch eine starke Drängung der Isobaren in der Bodenwetterkarte bzw. der Linien gleicher Höhenlage einer Druckfläche in den Höhenwetterkarten äußert. Entsprechend den oben dargelegten Eigenschaften des geostrophischen Windes führen die im Bereich der planetarischen Frontalzone auftretenden starken Luftdruckgradienten zu hohen Windgeschwindigkeiten. Diese sind umso höher, je ausgeprägter die jeweiligen Druckgradienten sind. Starke meridionale Gradienten des Luftdruckes (also N-S-Gradienten) bedingen deshalb im Bereich der planetarischen Frontalzone im Mittel eine stärkere Zonalität der Strömung (daher die Bezeichnung Zonalindex) . Für den mitteleuropäischen Bereich bedeutet dies insbesondere eine Intensivierung des Herantransportes nordatlantischer Luftmassen aus Westen und eine höhere Frequenz des Auftretens der in die Frontalzone eingelagerten Tiefdrucksysteme (JACOBET et al., 2001).

4.2.2 Datengrundlage

Im Rahmen dieser Arbeit wurden zwei verschiedene Zonalindizes verwendet, die die Stärke des meridionalen Luftdruckgegensatzes über zwei verschiedenen Gebieten im Bereich der mittleren Breiten der Nordhalbkugel beschreiben: Ein *North Atlantic Oscillation Index* (NAOI) für den Nordatlantik und ein *Central European Zonal Index* (CEZI) für den Bereich Mitteleuropa. Die Auswahl dieser Indizes

und der Methodik zu ihrer Berechnung erfolgte in Anlehnung an die Studie von JACOBET et al. (2001).

Der NAOI war bisher als Parameter zur Beschreibung der *Nordatlantischen Oszillation* (*Northatlantic Oscillation*, NAO) Gegenstand einer unüberschaubaren Anzahl von Untersuchungen (s.u.) und für ihn liegen aus verschiedenen Quellen jahrzehntelange Zeitreihen auf Monatsbasis vor (monatlicher NAOI). Da in der vorliegenden Arbeit die Beziehungen zwischen atmosphärischer Zirkulation und Niederschlag insbesondere auch auf Tagesbasis untersucht werden sollten, wurde allerdings die Berechnung einer Zeitreihe des **täglichen** NAOI notwendig. Für den CEZI hingegen lagen weder tägliche noch monatliche Werte vor, so dass auch hier eine eigene Berechnung erfolgen musste.

Als Quelle der für die Berechnung der Indizes notwendigen täglichen Luftdruckdaten auf Meeresniveau wurde das amerikanische *NCEP/NCAR Reanalysis Project* herangezogen (KALNAY et al., 1996). Dieses Projekt resultierte aus einer Zusammenarbeit zwischen den *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) und dem *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) - beide USA - und liefert die Werte einer Vielzahl meteorologischer Parameter in täglicher Auflösung seit 1948 an den Gitterpunkten eines globalen dreidimensionalen Modellgitters. Eine ausführliche Beschreibung des Reanalysis-Projektes und der verfügbaren Daten findet sich in KALNAY et al. (1996) und NOAA (2001). Im Folgenden soll hierzu nur ein kurzer Überblick gegeben werden:

Ziel und Zweck einer Reanalysis ist es, dreidimensionale Datensätze der wichtigsten meteorologischen Elemente über einen möglichst langen Zeitraum bereitzustellen, um hiermit anschließend weitere Untersuchungen (z.B. Studien zur Klimavariabilität und Klimaveränderung) durchzuführen. Solche dreidimensionalen Datensätze können, insbesondere wenn es sich um vollständige globale Datensätze mit möglichst feiner räumlicher Auflösung handeln soll, nicht allein aus Beobachtungen abgeleitet werden. Hierzu sind die vorhandenen Beobachtungsnetze zu spärlich, besonders über weiten Teilen Afrikas und Asiens sowie generell über den Ozeanen (ca. $\frac{2}{3}$ der Erdoberfläche!). Beobachtungen müssen auch nicht nur an der Erdoberfläche sondern zusätzlich in verschiedenen Höhen in der freien Atmosphäre vorgenommen werden (STENDEL & ARPE, 1998).

Eine Lösungsmöglichkeit dieses Datenproblems besteht in der Anwendung numerischer Modelle der Atmosphäre und in der Verwendung der vom Modell gelieferten gitterbasierten Datensätze. Es handelt sich somit um ein Verfahren, wie es auch operationell in der numerischen Wettervorhersage eingesetzt wird: Vereinfacht gesagt werden die zu einem bestimmten Zeitpunkt zur Verfügung stehenden Beobachtungsdaten in das Modell eingegeben und von diesem, nach Bereinigung von Fehlern, auf ein regelmäßiges Gitternetz bzw. in eine spektrale Funktion interpoliert. Anschließend wird das Modell gestartet und berechnet zeitschrittweise die neuen räumlichen Verteilungen der beobachteten Parameter sowie zusätzlicher Elemente, die nicht beobachtet sondern allein mithilfe des Modells bestimmt werden (z.B. Niederschlag). Hieraus lassen sich dann beispielsweise gitterbasierte Tagesmittelwerte aller betrachteten Elemente extrahieren. Um Inhomogenitäten in den so erhaltenen Zeitreihen zu vermeiden, ist es wichtig, für den gesamten betrachteten Zeitraum dasselbe Modell zu verwenden („frozen system“). Jedoch besteht auch dann immer noch das Problem der sich mit der Zeit verändernden Beobachtungsnetze und der unterschiedlichen Qualität der Messungen.

In der vorliegenden Studie wurde der Datensatz „NCEP-NCAR CDAS-1 DAILY Intrinsic Mean Sea Level“ des NCEP/NCAR Reanalysis Projects verwendet. Dieser liefert den täglichen Luftdruck auf Meeresniveau für ein globales $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ -Gitter seit dem 01. Januar 1948.

4.2.3 Methodik

Die Berechnung des NAOI und des CEZI in dieser Arbeit erfolgte analog zum üblichen Verfahren der Berechnung des saisonalen winterlichen NAOI. Dieser wird von der überwiegenden Zahl der Autoren definiert als „Differenz der normalisierten mittleren Luftdrücke“ (jeweils Mittelwerte für die Winter-saison) zwischen einer Station auf den Azoren bzw. in Portugal (Einflussbereich des Azorenhochs) und einer Station auf Island (Einflussbereich des Islandtiefs). Bei diesem Verfahren werden die saisonalen Luftdruckzeitreihen beider Stationen zunächst normalisiert, indem von jedem einzelnen Wert der Mittelwert des Luftdrucks abgezogen und diese *Luftdruckanomalie* anschließend durch die Standardabweichung des Luftdruckes an dieser Station geteilt wird. Anschließend wird für jeden Zeitschritt die Differenz zwischen dem normalisierten Luftdruck der südlichen Station (Azoren oder Portugal) und jenem der nördlichen Station (Island) errechnet. Diese Differenz ist der NAOI (HURRELL, 1995; HURRELL & VAN LOON, 1997; OSBORN, 2001). Positive Werte des NAOI beschreiben somit einen relativ starken mittleren Druckgegensatz zwischen Azorenhoch und Islandtief (z.B. übernormaler Luftdruck im Bereich der Azoren und unternormaler Luftdruck im Bereich des Islandtiefs), negative

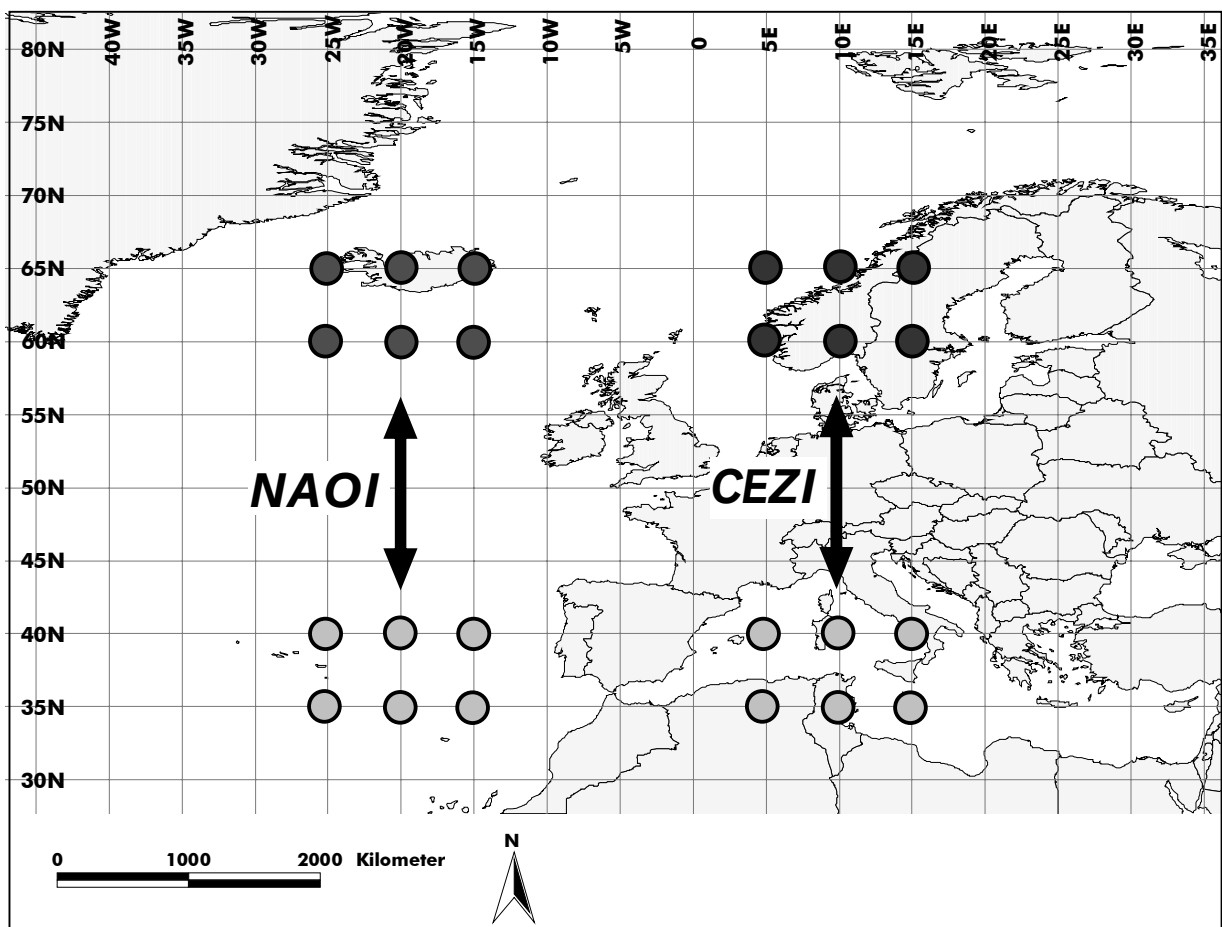


Abb. 4.2: Geographische Lage der für die Berechnung der Zonalindizes verwendeten Gitterpunkte

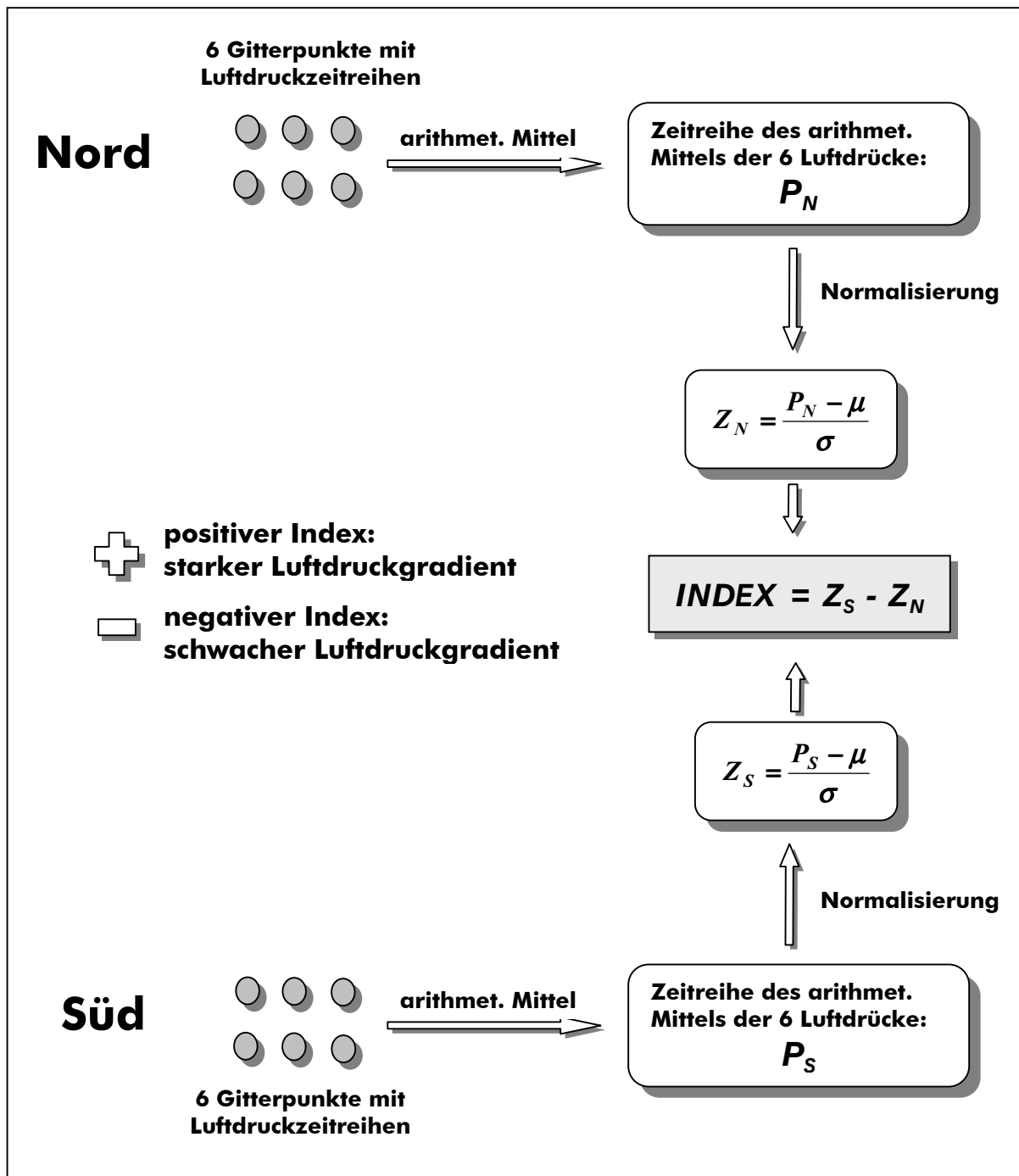


Abb. 4.3: Schema zur Berechnung der Zonalindizes aus den Luftdruckwerten der Reanalysis

Werte einen schwachen (z.B. niedriger Luftdruck über den Azoren und übernormaler Luftdruck bei Island). Die beschriebene Normalisierung durch Division der Anomalien durch die langjährige Standardabweichung ist notwendig, um den Einfluss des wesentlich stärker schwankenden Luftdrucks über Island zu reduzieren. Würde nicht normalisiert werden, so wäre die Zeitreihe des NAOI fast allein durch die Luftdruckschwankungen über Island bestimmt, die Verhältnisse über den Azoren würden demgegenüber stark zurücktreten (SCHÖNWIESE, 1994).

Unter Verwendung der NCEP/NCAR Reanalysis wurden nach diesem Verfahren die beiden Zonalindizes NAOI und CEZI in täglicher und monatlicher Auflösung von 1948 bis 1997 berechnet:

täglicher Index

Zunächst Normalisierung der Tageswerte des Luftdrucks an nördlichem und südlichem Punkt durch Subtraktion des mittleren täglichen Luftdrucks und anschließende Division durch die Standardabweichung der Tageswerte. Anschließend Bildung der Differenz der normalisierten Drücke zwischen südlichem und nördlichem Punkt.

monatlicher Index

Dasselbe Verfahren wie beim täglichen Index, jedoch jeweils Verwendung von Monatsmitteln.

Tab. 4.1: Geographische Lage der Gitterpunkte zur Berechnung von NAOI und CEZI

NAOI		CEZI	
nördlicher Punkt	60N 15W	nördlicher Punkt	60N 5E
	60N 20W		60N 10E
	60N 25W		60N 15E
	65N 15W		65N 5E
	65N 20W		65N 10E
	65N 25W		65N 15E
südlicher Punkt	35N 15W	südlicher Punkt	35N 5E
	35N 20W		35N 10E
	35N 25W		35N 15E
	40N 15W		40N 5E
	40N 20W		40N 10E
	40N 25W		40N 15E

Anstatt der Stationszeitreihen des Luftdruckes an einem nördlichen und einem südlichen Stützpunkt wurde jedoch das arithmetische Mittel des Luftdrucks an jeweils 6 Gitterpunkten des Reanalysis-Modellgitters im Norden und im Süden des betrachteten Bereiches verwendet (Abb. 4.2). Gegenüber der Zugrundelegung von nur einem einzigen nördlichen und einem einzigen südlichen Punkt hat dies den Vorteil, dass zufällige Fluktuationen in der Luftdruckzeitreihe eines einzelnen Punktes durch Mittelung in den Hintergrund treten. Insgesamt wurden somit die Luftdruckzeitreihen von 24 Punkten verwendet (Tab. 4.1). Abbildung 4.3 zeigt zur Verdeutlichung schematisch die Vorgehensweise bei der Berechnung der beiden Zonalindizes.

4.2.4 NAOI

Der NAOI beschreibt die Stärke des meridionalen Luftdruckgegensatzes zwischen ca. 35N - 40N und 60N - 65N über dem östlichen Nordatlantik (s. Abb. 4.2), und demzufolge in etwa die Stärke des Druckgegensatzes zwischen den beiden quasistationären Steuerungszentren über dem Nordatlantik:

dem *Azorenhoch* im Süden und dem *Islandtief* im Norden.. Der Zusammenhang zwischen dem NAOI und den regionalen klimatischen Verhältnisse in West- und Mitteleuropa wurde bereits in einer Vielzahl von Studien untersucht (s.u.). Dies hängt mit der Funktion dieses Indizes als Parameter zur Beschreibung der Nordatlantischen Oszillation zusammen. Sie hat als wichtiger Steuerungsfaktor der Variabilität der atmosphärischen Zirkulation auf der Nordhemisphäre auch entscheidenden Einfluss auf das Klima Europas (GREATBACH, 2000).

Die NAO beschreibt großräumige Verschiebungen der atmosphärischen Masse im Bereich des Nordatlantiks. Da der Luftdruck ein Maß für die atmosphärische Masse über einem bestimmten Ort ist, äußern sich diese Verschiebungen in Luftdruckschwankungen zwischen dem subtropischen Hochdruckgebiet im Bereich der Azoren und dem subpolaren Tief südöstlich von Grönland (LAMB & PEPPLER, 1987). Diese beiden Aktionszentren weisen generell die Tendenz auf, sich entweder beide gleichzeitig zu intensivieren (Druck im Islandtief ▲, Druck im Azorenhoch ▼) oder gleichzeitig abschwächen (Druck im Islandtief ▼, Druck im Azorenhoch ▲). Dieser Effekt der gleichzeitigen Intensivierung oder Abschwächung beider Zentren ist insbesondere in den Wintermonaten ausgeprägt (MÄCHEL et al., 1998).

Die gleichzeitige Intensivierung beider Zentren führt dabei zu einem starken meridionalen Luftdruckgegensatz über dem Nordatlantik und demzufolge zu einem hohen Wert des NAOI. Man spricht von einer *High-Index-Phase*, während der sich die zonale Strömung über dem Nordatlantik intensiviert. Hiermit ist insbesondere während des Winters ein Anstieg der Zahl nordatlantischer Orkantiefs verbunden (SCHÖNWIESE, 1994; MALBERG & BÖKENS, 1997). Gleichzeitig verschieben sich die winterlichen Hauptwanderwege der atlantischen Tiefdruckgebiete und damit die Achse des maximalen atmosphärischen Feuchtetransports etwas nach Norden (ULBRICH & CHRISTOPH, 1999; HURRELL, 1995; HURRELL & VAN LOON, 1997). Dies führt zu relativ milden Wintern in Nordeuropa und kalten Wintern mit unternormalen Temperaturen in Grönland („*Greenland below*“; GREATBACH, 2000).

Umgekehrt ist es während der *Low-Index-Phase*, die durch einen niedrigen Luftdruckgradienten über dem Nordatlantik gekennzeichnet ist. Sie ist verbunden mit einer schwachen Zonalität der Luftströmungen und mit einer winterlichen Verlagerung der Hauptzugbahnen der Zyklonen nach Süden in Richtung Mittel- und Südeuropa. Kennzeichnend hierfür sind relativ strenge Winter in Nordeuropa (der Herantransport milder Luftmassen aus dem Westen ist abgeschwächt und gleichzeitig ist die Hauptachse des Transportes in Richtung Südeuropa verlagert) und milde Temperaturen in Grönland („*Greenland above*“; GREATBACH, 2000).

Die Umstellung von einer positiven zu einer negativen Phase der NAO vollzieht sich i.d.R. auf einer Zeitskala von 2 bis 5 Jahren, jedoch sind hierbei keine signifikanten Perioden festzustellen. Weiterhin sind die kurzfristigen Schwankungen durch relativ unregelmäßige längerfristige Oszillationen überlagert (MÄCHEL, 1998). Ausführlichere Beschreibungen der NAO finden sich z.B. in LAMB & PEPPLER (1987) und GREATBACH (2000).

Obwohl die NAO ein primär nordatlantisches Phänomen ist, hat sie Einfluss auf die klimatischen Verhältnisse der gesamten Nordhalbkugel. Es konnten sogar Verbindungen zur *Southern Oscillation* (SO) der Südhemisphäre aufgezeigt werden (ROGERS, 1984). Der Zusammenhang zwischen der NAO und

dem Klima Europas und Nordafrikas, insbesondere den Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen, wurde bisher in einer Vielzahl von Studien untersucht. So fanden LAMB & PEPPLER (1987) einen negativen Zusammenhang zwischen dem NAOI und den winterlichen Niederschlagssummen in Marokko. Dies lässt sich gut mit der beschriebenen Verlagerung der Hauptzugbahnen atlantischer Tiefdrucksysteme in Richtung Nordeuropa während High-Index-Wintern erklären. Ähnliche Resultate beschreiben HURRELL & VAN LOON (1997): Sie erhielten positive Zusammenhänge zwischen NAOI und winterlichem Niederschlag in weiten Teilen Nordeuropas und deutliche negative Zusammenhänge in Südeuropa. Auch der Einfluss der NAO auf regionale Abflussparameter war bisher Gegenstand einer Reihe von Untersuchungen. So fanden SHORTHOUSE & ARNELL (1997) starke Zusammenhänge zwischen dem winterlichen NAOI und den Abflüssen in Nordeuropa. Innerhalb des ARIDE-Projektes (DEMUTH & STAHL, 2001) wurden die Korrelationen zwischen NAOI und regionalen Dürreindizes in Europa untersucht. Signifikante Zusammenhänge wurden hier insbesondere für Nordeuropa und die Iberische Halbinsel gefunden.

Generell ist es aber wichtig herauszustellen, dass positive wie negative NAO-Phasen eine ganze Reihe unterschiedlicher Zirkulationsformen beinhalten, was ihre Aussagekraft hinsichtlich regionaler Klimaparameter erheblich beeinträchtigt. So sind beispielsweise positive NAO-Phasen nicht nur mit vorherrschenden Westwindzirkulationen verbunden, sondern z.T. auch mit gemischten Zirkulationsformen in Mitteleuropa, die oft durch ein blockierendes Hochdruckgebiet über Mitteleuropa und demzufolge niedrigen winterlichen Temperaturen gekennzeichnet sind (JACOBET et al., 1998).

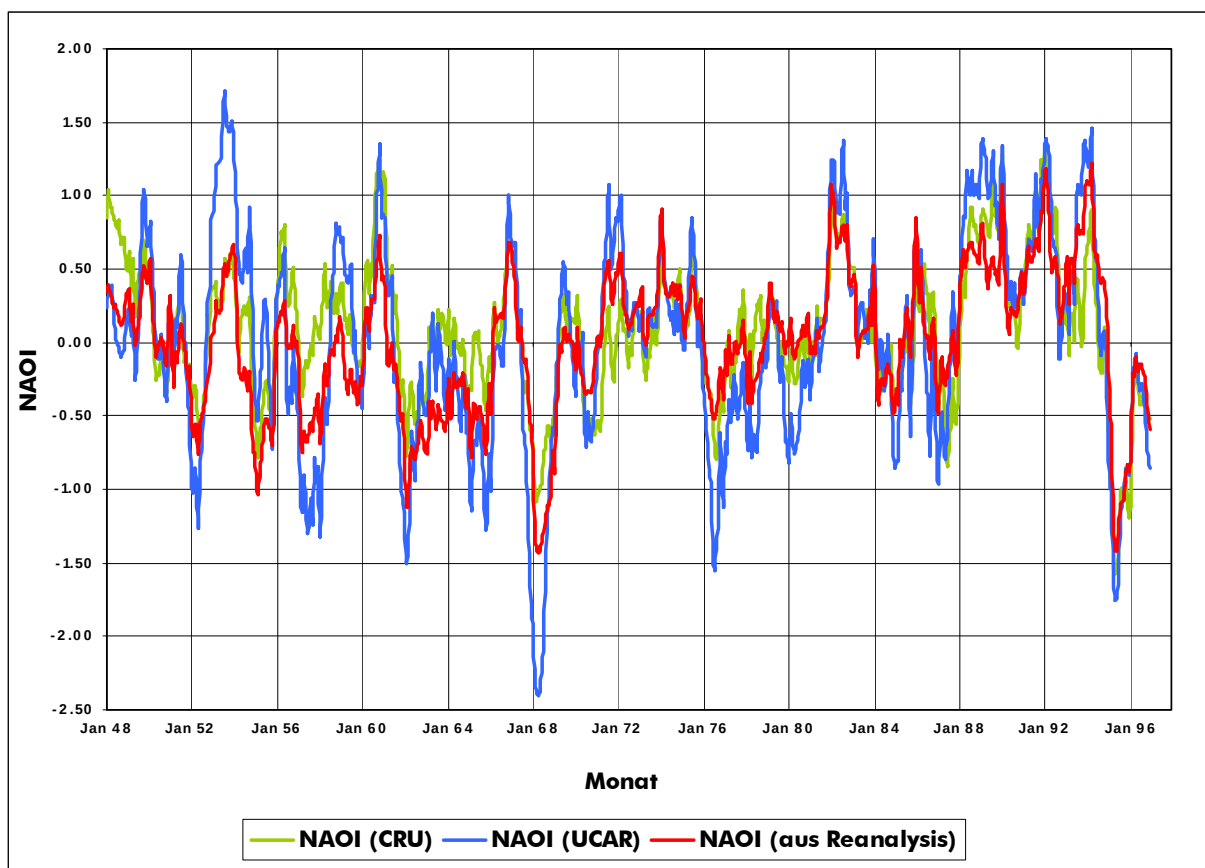


Abb. 4.4: Vergleich der gleitenden 13-Monatsmittel des aus den Reanalysis-Daten berechneten monatlichen NAOI (NAOI aus Reanalysis) mit denjenigen der CRU und der UCAR

Bisher liegen kaum Untersuchungen zum Zusammenhang zwischen der NAO und Klimavariablen auf Tagesbasis vor. Der im Rahmen dieser Studie berechnete NAOI mit täglicher Auflösung konnte deshalb nicht durch Vergleich mit anderen Quellen überprüft werden, wohl aber der monatliche NAOI. Dieser wurde sowohl mit dem monatlichen NAOI der *Climatic Research Unit* (CRU) der *University of East Anglia* als auch mit demjenigen der *University Corporation for Atmospheric Research* (UCAR) verglichen (Abb. 4.4). Es zeigten sich sehr gute Übereinstimmungen. Kleinere Unterschiede im zeitlichen Verlauf des NAOI, insbesondere in der Schwankungsbreite der Werte, können auf die unterschiedlichen Berechnungsarten zurückgeführt werden. Diese Ergebnisse bestätigen die Wahl des beschriebenen Verfahrens zur Berechnung des NAOI aus Gitterpunktdaten der NCEP/NCAR Reanalysis.

4.2.5 CEZI

Neben dem NAOI als Indikator für die meridionale Luftdruckdifferenz über dem Nordatlantik wurde in Anlehnung an die Studie von JACOBET et al. (2001) mit dem CEZI ein weiterer Zonalindex berechnet. Das Berechnungsverfahren zur Ermittlung des CEZI wurde analog zu demjenigen des NAOI gewählt. Auch beim CEZI wurden Zeitreihen mit täglicher sowie monatlicher Auflösung für den Zeitraum 1949 bis 1997 erstellt. Jedoch wurde hier nicht die Druckdifferenz über dem Nordatlantik sondern diejenige über Mitteleuropa zugrundegelegt. Die verwendeten Gitterpunkte der NCEP/NCAR Reanalysis befanden sich zwischen 5E und 15E (Abb. 4.2, Tab. 4.1). Analog zum NAOI beschreibt also auch der CEZI die Intensität der zonalen Strömung, allerdings nicht über dem Atlantik sondern über dem Bereich Mitteleuropas.

Der Vorteil der Verwendung eines Zonalindex für den mitteleuropäischen Bereich liegt gegenüber dem NAOI in der direkten Aussagekraft dieses Index für das Untersuchungsgebiet. Insbesondere bei Betrachtung der Zusammenhänge zwischen Zirkulation und Niederschlag in Baden-Württemberg auf Tagesbasis ist der NAOI höchstwahrscheinlich weniger aussagekräftig als der CEZI. Die täglichen Luftdruckverhältnisse über dem Nordatlantik steuern vermutlich nur in sehr geringem Maße die Werte der Klimaparameter desselben Tages in Mitteleuropa, die räumliche Entfernung ist wahrscheinlich zu groß. Demgegenüber beschreibt der CEZI die Luftdruckverhältnisse direkt im Bereich des Untersuchungsraumes, kann also wohl insbesondere bei täglicher Auflösung einen höheren Informationsbeitrag leisten.

4.2.6 Zusammenhang NAOI – CEZI

Mithilfe der Techniken der Korrelationsanalyse (s. Kapitel 5) wurde der lineare Zusammenhang zwischen den beiden berechneten Zonalindizes sowohl auf Tages- als auch auf Monatsbasis untersucht. Die Ergebnisse werden im Folgenden beschrieben.

4.2.6.1 Tagesbasis

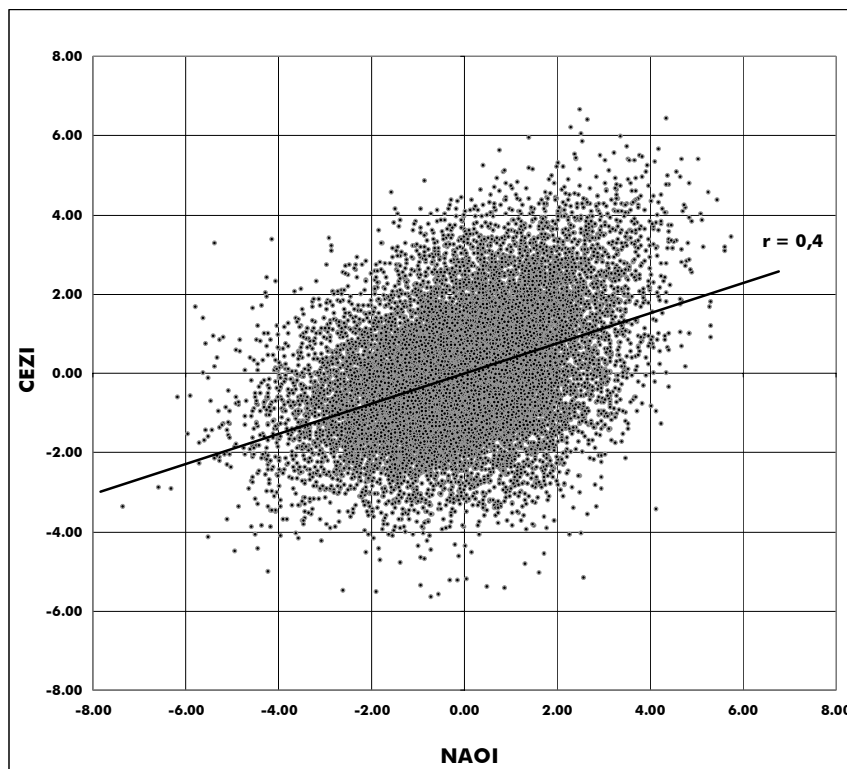


Abb. 4.5: Streudiagramm zur Korrelation zwischen den Tageswerten des NAOI und des CEZI

Der *Produktmoment-Korrelationskoeffizient* r zwischen den Tageswerten des NAOI und des CEZI beträgt ca. $r = 0,4$. Abbildung 4.5 zeigt das zugehörige Streudiagramm. Man kann hier von einem deutlichen positiven Zusammenhang der beiden Indizes sprechen, d.h. NAOI und CEZI haben die Tendenz, sich beide in dieselbe Richtung zu verändern. Hohe bzw. niedrige Werte des einen Indizes gehen mit hohen bzw. niedrigen Werten des anderen einher.

Neben dieser einfachen Korrelation zwischen den Tageswerten der beiden Indizes wurde weiterhin eine *Kreuzkorrelation* durchgeführt. Hierbei wurden die Tageswerte des NAOI mit den um 1 bis 6 Tage später auftretenden Werten des CEZI korreliert. Ausgangspunkt dieses Vorgehens, die Werte des NAOI mit den zeitlich etwas später auftretenden Werten des CEZI zu korrelieren (man spricht von einem sog. *Timelag*), war die Überlegung, dass sich die Luftdruckverhältnisse über dem Nordatlantik (NAOI) erst nach einigen Tagen direkt in den Luftdruckverhältnissen über Mitteleuropa (CEZI) widerspiegeln. Die Luftmasseneigenschaften müssen im Zuge der allgemeinen Westwinddrift quasi erst „herantransportiert“ werden. Tabelle 4.2 zeigt die Ergebnisse der Kreuzkorrelation ausgedrückt wiederum durch den Korrelationskoeffizienten r . Wie erwartet zeigen sich etwas stärkere lineare Zusammenhänge, wenn man anstatt der Werte desselben Tages (Timelag = 0 Tage) diejenigen mit ein bis zwei Tagen Verschiebung miteinander korreliert (Timelag = 1 Tag oder 2 Tage). Der maximale Korrelationskoeffizient tritt mit $r = 0,45$ bei einem Timelag von einem Tag auf. Ab 3 Tagen werden die linearen Zusammenhänge zunehmend schwächer.

Tab. 4.2: Korrelationskoeffizienten der Kreuzkorrelation zwischen den Tageswerten des NAOI und des CEZI

Timelag	r
0 Tage	0,40
1 Tag	0,45
2 Tage	0,42
3 Tage	0,35
4 Tage	0,30
5 Tage	0,25
6 Tage	0,21

4.2.6.2 Monatsbasis

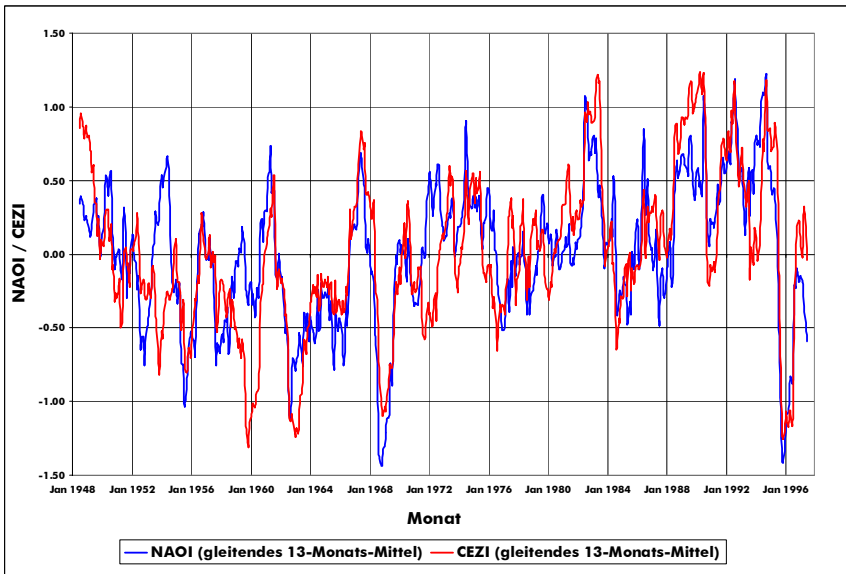


Abb. 4.6: Vergleich der gleitenden 13-Monats-Mittel der Monatswerte von NAOI und CEZI

Neben den Zusammenhängen der Tageswerte der beiden Zonalindizes wurde die Korrelation auch auf Monatsbasis untersucht. Abbildung 4.6 zeigt einen Vergleich der Zeitreihen der beiden monatlichen Indizes ausgedrückt durch die jeweiligen gleitenden 13-Monats-Mittel. Diese Darstellungsform wurde aus Gründen einer besseren Übersichtlichkeit gewählt. Deutlich ist die sehr gute Übereinstimmung beider Indizes zu erkennen,

prinzipiell zeigen sie einen sehr ähnlichen Verlauf. Lediglich in einigen wenigen Perioden kommt es zu einem leicht gegensätzlichen Verhalten (1954, 1959, 1972). Diese gute Übereinstimmung beider Indizes drückt sich auch im Korrelationskoeffizienten der Monatswerte aus, dieser beträgt $r = 0,66$. Abbildung 4.7 zeigt das zugehörige Streudiagramm. Der gegenüber den Tageswerten stärkere Zusammenhang zwischen den Monatswerten von NAOI und CEZI lässt sich gut durch den geringeren Einfluss kurzzeitiger, zufälliger Fluktuationen des Luftdruckfeldes bei Betrachtung von Monatsmittelwerten erklären: Die mittlere monatliche Zonalität der Strömung über dem Nordatlantik steht in starkem Zusammenhang mit derjenigen über Mitteleuropa. Bei den Tageswerten ist dieser Zusammenhang aufgrund einer Vielzahl von kurzzeitigen Fluktuationen, die nicht in großräumiger Verbindung miteinander stehen müssen, schwächer.

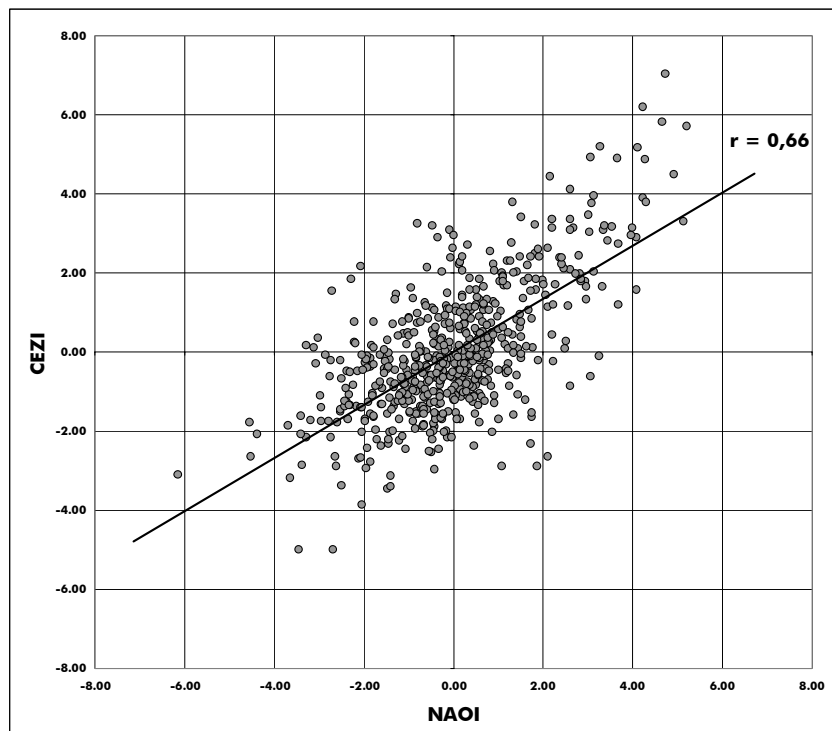


Abb. 4.7: Streudiagramm zur Korrelation zwischen den Monatswerten des NAOI und des CEZI

Der lineare Zusammenhang beider monatlicher Indizes wurde weiterhin getrennt für die vier Jahreszeiten untersucht (Abb. 4.8). Es zeigt sich, dass der gute lineare Zusammenhang zwischen den Monatswerten von NAOI und CEZI vor allem auf die Verhältnisse in Winter und Frühjahr zurückzuführen ist. Zu diesen Jahreszeiten bestehen sehr gute lineare Zusammenhänge beider Indizes. Weiterhin sind hier auch die Schwankungsbreiten sowohl des NAOI als auch des CEZI wesentlich

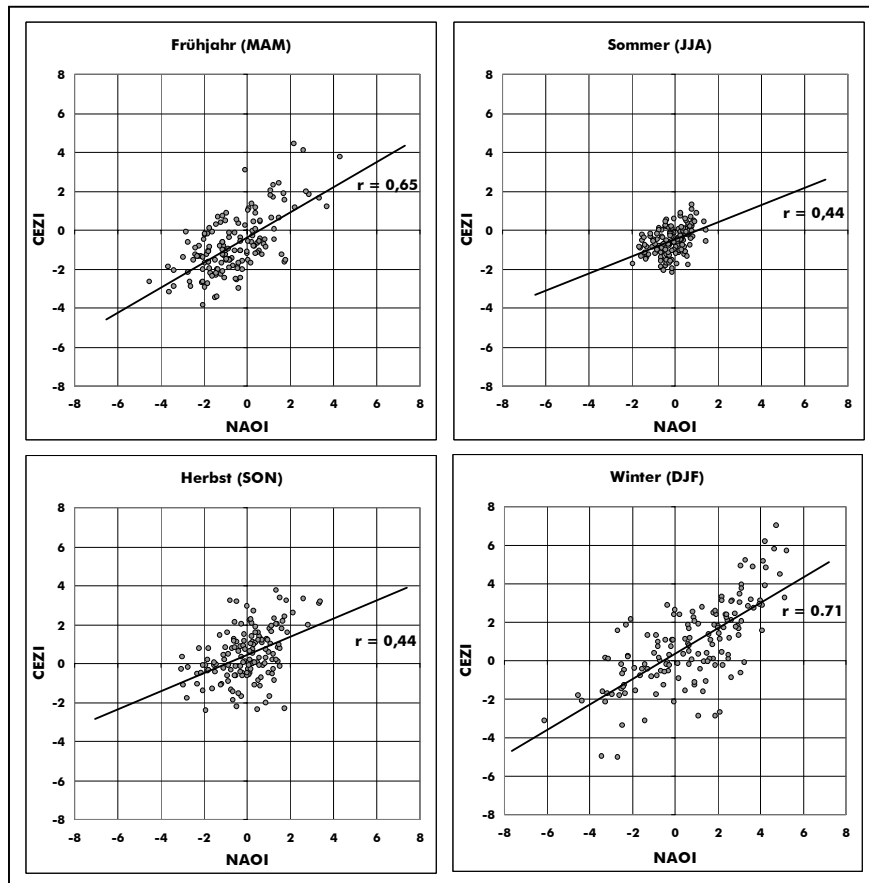


Abb. 4.8: Streudiagramme zur jahreszeitlich getrennten Korrelation zwischen den Monatswerten des NAOI und des CEZI

größer als z.B. im Sommer. Diese Ergebnisse lassen sich durch die während des Winterhalbjahres ausgeprägtere planetarische Frontalzone erklären (s.o.). Die Strömungen über Nordatlantik und Mitteleuropa stehen dann in stärkerem Zusammenhang miteinander. Die oben bereits beschriebene Tendenz von Azorenhoch und Islandtief, sich beide entweder gleichzeitig zu intensivieren oder aber abzuschwächen, ist vor allem im Winter zu beobachten, was die höhere Schwankungsbreite der winterlichen Indizes erklärt.

4.3 Großwetterlagen

4.3.1 Allgemeines

In den Jahren 1941 bis 1943 entstand unter Leitung von F. BAUR erstmals ein sog. „Kalender der Großwetterlagen Europas“ für die Jahre 1881 bis 1939. Als *Großwetterlage* (GWL) wurde damals

„Die mittlere Luftdruckverteilung eines Großraumes, mindestens von der Größe Europas, während eines mehrtägigen Zeitraumes, in welchem gewisse Züge aufeinanderfolgender Wetterlagen gleich bleiben, eben jene Züge, welche die Witterung in den einzelnen Teilgebieten des Großraumes bedingen.“

verstanden (GERSTENGARBE & WERNER, 1999). Die Merkmale, die zur Abgrenzung der einzelnen Großwetterlagen voneinander dienten, waren zum einen die geographische Lage der die Zirkulation steuernden Hoch- und Tiefdruckzentren und zum anderen die Lage und Erstreckung von Frontalzonen. Auf dieser Grundlage erfolgte die Definition von insgesamt 21 Großwetterlagen im europäisch-ostatlantischen Gebiet.

Mit der Ausdehnung und Vervollkommnung der aerologischen Synoptik nach dem 2. Weltkrieg kam es im Folgenden zu mehrfachen Modifikationen und Verbesserungen dieser ursprünglichen Klassifikation, insbesondere durch HESS und BREZOWSKY. Dies resultierte in der im Jahre 1977 veröffentlichten dritten Neubearbeitung des „Katalogs der Großwetterlagen Europas“ (HESS & BREZOWSKY, 1977). Nach weiteren Überarbeitungen und kleineren Korrekturen veröffentlichten GERSTENGARBE & WERNER 1999 schließlich eine fünfte, verbesserte und ergänzte Auflage des Katalogs von HESS & BREZOWSKY, die die täglich bestimmten Großwetterlagen Europas vom 01. Januar 1881 bis zum 31. Dezember 1998 enthält (GERSTENGARBE & WERNER, 1999a). Im Gegensatz zum ursprünglichen Ansatz von BAUR wurden hierin nun nicht mehr 21 sondern 29 Großwetterlagen unterschieden. Grundlage der Klassifikation bildeten die durch Reibungseinfluss vom Boden her nicht mehr beeinflussten Strömungsverhältnisse im 500 hPa-Niveau, also die Lage steuernden Zentren in der Höhe (Höhenhoch- und Höhentiefdruckgebiete, Höhenträge) sowie die Erstreckung der Frontalzonen. Dennoch musste auch hier die Luftdruckverteilung im Meeresniveau z.T. mit berücksichtigt werden, da für den Zeitraum 1881 bis 1938 nur Bodenwetterkarten zur Verfügung standen (GERSTENGARBE & WERNER, 1999a). Die Homogenität der Daten bleibt allerdings trotz der nach dem 2. Weltkrieg leicht abgewandelten Klassifikation gewährleistet (WERNER et al., 2000).

Mit Hilfe der europäischen Großwetterlagen ist es möglich, die weite Spanne der räumlichen Druckverteilungen über Europa und dem Nordatlantik in insgesamt 29 Klassen zu untergliedern. Jede der insgesamt 29 Großwetterlagen steht dabei für eine bestimmte Strömungsanordnung und ist demzufolge mit charakteristischen Luftmasseneigenschaften und einer charakteristischen Witterung verbunden.

Der Einfluss des Auftretens bestimmter Großwetterlagen auf die lokale und regionale Witterung sowie auf die daraus resultierenden hydrologischen Verhältnisse wurde bereits in zahlreichen Studien untersucht. So geben GERSTENGARBE & WERNER in ihrer aktualisierten Version des Katalogs der europäischen Großwetterlagen die typischen Temperatur- und Niederschlagsanomalien bei Auftreten dieser GWL in den verschiedenen Jahreszeiten an. CAPPEL (1975) untersuchte die Großwetterlagen detailliert hinsichtlich ihrer Auftretenshäufigkeit in extremen Nass- und Trockenmonaten in Deutschland. DEMUTH & STAHL (2001), STAHL (2001) und HASSLER (2001) verwendeten die Klassifikation nach HESS & BREZOWSKY zur Beschreibung des Zusammenhangs zwischen atmosphärischer Zirkulation und hydrologischer Dürre in Europa. Hinsichtlich Ihres Einflusses auf extreme Hochwassersituationen im südwestdeutschen Raum wurden die Großwetterlagen im Rahmen des KLIWA-Projektes untersucht (IHF, 2001). Hierbei zeigte sich, dass vor allem zyklonale Westlagen und insbesondere die Großwetterlage **WZ** stark mit dem Auftreten extremer Hochwässer gekoppelt sind. Auch CASPARY & BÁRDOSSY (1995) identifizierten das Auftreten zyklonaler zonaler Großwetterlagen während des Winters, insbesondere der Großwetterlage **WZ**, als entscheidenden Auslöser für extreme winterliche Hochwässer in zahlreichen Mittelgebirgsregionen Deutschlands.

Tab. 4.3: Die europäischen Großwetterlagen nach HESS & BREZOWSKY (GERSTENGARBE & WERNER, 1999a)

Nr.	Bezeichnung	Großwetter- typ	Abkürzung
zonale Zirkulationsform			
1	Westlage, antizyklonal	West	WA
2	Westlage, zyklonal		WZ
3	Südliche Westlage		WS
4	Winkelförmige Westlage		WW
gemischte Zirkulationsform			
5	Südwestlage, antizyklonal	Südwest	SWA
6	Südwestlage, zyklonal		SWZ
7	Nordwestlage, antizyklonal	Nordwest	NWA
8	Nordwestlage, zyklonal		NWZ
9	Hoch Mitteleuropa	Hoch Mitteleuropa	HM
10	Hochdruckbrücke (Rücken) Mitteleuropa		BM
11	Tief Mitteleuropa	Tief Mitteleuropa	TM
meridionale Zirkulationsform			
12	Nordlage, antizyklonal	Nord	NA
13	Nordlage, zyklonal		NZ
14	Hoch Nordmeer-Inland, antizyklonal		HNA
15	Hoch Nordmeer-Inland, zyklonal		HNZ
16	Hoch Britische Inseln		HB
17	Trog Mitteleuropa		TRM
18	Nordostlage, antizyklonal	Nordost	NEA
19	Nordostlage, zyklonal		NEZ
20	Hoch Fennoskandien, antizyklonal	Ost	HFA
21	Hoch Fennoskandien, zyklonal		HFZ
22	Hoch Nordmeer-Fennoskandien, antizyklonal		HNFA
23	Hoch Nordmeer-Fennoskandien, zyklonal		HNFZ
24	Südostlage, antizyklonal	Südost	SEA
25	Südostlage, zyklonal		SEZ
26	Südlage, antizyklonal	Süd	SA
27	Südlage, zyklonal		SZ
28	Tief Britische Inseln		TB
29	Trog Westeuropa		TRW
	Übergangslage		U

4.3.2 Klassifikation

Generell wird von einer Großwetterlage gefordert, dass ihre charakteristische Strömungsanordnung über mehrere Tage im Wesentlichen gleich bleibt. Meistens wird eine Minstdauer von 3 Tagen vorausgesetzt. Vollzieht sich allerdings der Übergang von einer Großwetterlage zu einer anderen nur langsam, so können ein bis zwei Übergangstage auftreten. Diese Übergangstage werden meist der vorhergehenden oder der nachfolgenden Großwetterlage zugeordnet, sofern diese längere Zeit andauern. Ist dies nicht möglich und herrscht ein uneinheitliches Druckbild vor, so werden die entsprechenden Tage als unbestimmt (U) klassifiziert (GERSTENGARBE & WERNER, 1999a).

Bei der Klassifikation des täglichen Strömungsmusters in eine der 29 Großwetterlagen wird weiterhin grundsätzlich zwischen Wetterlagen mit zyklonalem Drehsinn über Mitteleuropa (Zusatz „Z“) und antizyklonalem Drehsinn (Zusatz „A“) unterschieden. Dies trägt der großen Bedeutung dieses Faktors für den Witterungscharakter in Mitteleuropa Rechnung.

Tabelle 4.3 gibt eine Übersicht der 29 Großwetterlagen mit ihren jeweiligen Abkürzungen. Jeweils typische Luftdruckverteilungen auf Meeresniveau sowie im Niveau der 500 hPa-Druckfläche sind in Anhang A auf der beiliegenden CD-ROM dargestellt. Grundsätzlich kann hierbei eine Einteilung aller GWL in drei großräumige Zirkulationsformen vorgenommen werden (GERSTENGARBE & WERNER, 1999a):

zonale Zirkulation

Die zonale Zirkulationsform ist durch eine mehr oder weniger glatte West-Ost-Strömung gekennzeichnet, in der einzelne Tiefdrucksysteme vom Nordatlantik in Richtung europäischem Festland wandern. Ursache für die Ausbildung dieser Zirkulationsform sind das gleichzeitige Auftreten eines hochreichenden subtropischen Hochdruckgebietes über dem Nordatlantik und eines hochreichenden Tiefs über dem subpolaren Raum. Alle Westlagen werden der zonalen Zirkulationsform zugerechnet.

gemischte Zirkulation

Bei dieser Zirkulationsform sind zonale und meridionale Strömungskomponenten in etwa gleich groß. Der Austausch von Luftmassen verschiedener geographischer Breiten (beispielsweise Arktik ↔ Subtropen) erfolgt nicht auf dem kürzesten meridionalen Weg sondern mit deutlichem zonalem Strömungsanteil. Typische Beispiele sind die Südwest- und Nordwestlagen.

meridionale Zirkulation

Charakteristisch für die meridionale Zirkulationsform sind stationäre Hochdruckgebiete zwischen 50°N und 65°N und Troglagen mit nord-südlicher Achsenausrichtung. Die Luftmassenbewegung weist hier eine überwiegend meridionale Komponente auf. Je nach konkreter Lage

der Steuerungszentren zählen Nord- und Südlagen sowie die Ostlagen zu dieser Zirkulationsform.

Weiterhin ist es möglich, jeweils mehrere verwandte Großwetterlagen unter Berücksichtigung der Zirkulationsform sowie der hauptsächlichen Richtung der Luftzufuhr zu sog. *Großwettertypen* (GWT) zusammenzufassen (Tab. 4.3). Die Verwendung der Großwettertypen ist insbesondere sinnvoll für Untersuchungen, bei denen die Unterteilung in spezielle, mit Rücksicht auf die Witterungsverhältnisse eng definierte Großwetterlagen nicht benötigt wird, z.T. sogar störend sein kann (zu geringer Stichprobenumfang bei Anwendung statistischer Methoden; GERSTENGARBE & WERNER, 1999a).

4.3.3 Häufigkeiten und Trends

Die Auftretshäufigkeiten der einzelnen Großwetterlagen sind sehr starken jahreszeitlichen sowie auch zwischenjährlichen Schwankungen unterworfen. So weisen die relativen Häufigkeiten der meisten Wetterlagen einen mehr oder weniger starken Jahresgang auf (Abb. 4.9). Die in der Häufigkeit dominierenden Wetterlagen sind hiernach **WZ** sowie die beiden Hochdruckwetterlagen **HM** und **BM**. Diese drei Wetterlagen allein machen zu allen Jahreszeiten mehr als 20 % des Gesamtzeitraumes aus.

Bei den dargestellten Häufigkeiten handelt es sich allerdings nur um mittlere Häufigkeiten über den gesamten untersuchten Zeitraum 1931-1997. Hiermit ist noch nichts über eventuelle interannuelle Häufigkeitsänderungen und Trends ausgesagt. Diese sind bei einigen Wetterlagen durchaus zu beobachten, insbesondere wenn nicht nur mittlere jährliche sondern auch saisonale Häufigkeiten betrachtet werden. Ergebnisse dieser Häufigkeitsanalysen sowie Untersuchungen zu Persistenzänderungen der Großwetterlagen sind ausführlich in BÁRDOSSY & CASPARY (1990), KLAUS (1993) und HASSLER (2001) beschrie-

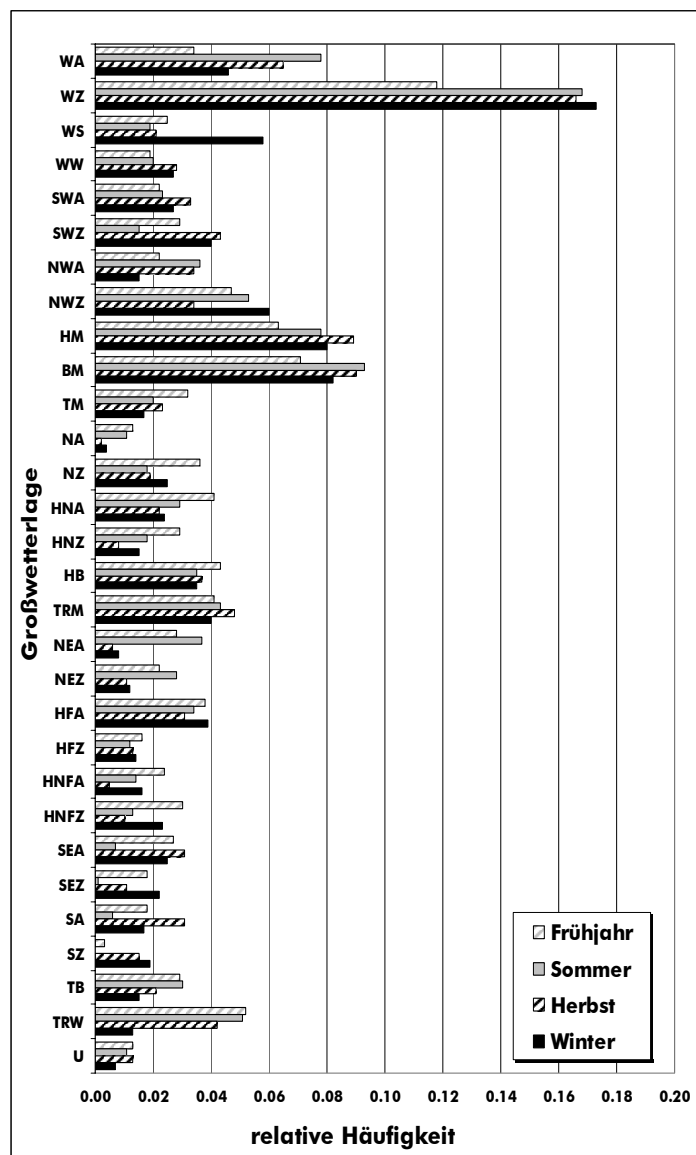


Abb. 4.9 : Relative Häufigkeiten der einzelnen GWL im Untersuchungszeitraum 1931-1997

ben. An dieser Stelle sei nur auf ein besonders auffälliges und wichtiges Phänomen hingewiesen: Die seit den 50er Jahren zu beobachtende stetige Zunahme der Häufigkeit zonaler Zirkulationsformen während der Wintermonate. Verantwortlich hierfür ist in erster Linie die Großwetterlage **WZ**, deren Häufigkeitsentwicklung während des Winters einen eindeutigen positiven Trend aufweist (Abb. 4.10). Verbunden mit dieser winterlichen Intensivierung der zonalen Zirkulation sind relativ milde und feuchte Winter, in denen der Niederschlag hauptsächlich als Regen fällt. Parallel zur Häufigkeitszunahme in den Wintermonaten weisen die zonalen Zirkulationsformen im Frühjahr hingegen abnehmende Häufigkeiten auf (BÁRDOSSY & CASPARY, 1990).

Hinsichtlich ihrer Persistenz ist bei fast allen Großwetterlagen eine Andauer von drei Tagen am häufigsten. Anschließend nehmen die Häufigkeiten mit zunehmender Länge des Andauerns generell ab. Eine Andauer von nur einem oder zwei Tagen soll per Definition der Großwetterlage (s.o.) überhaupt nicht auftreten. Bis auf wenige Ausnahmen kann prinzipiell jede Großwetterlage nach Ende ihres Auftretens in jede andere übergehen, wobei die Übergangswahrscheinlichkeiten aber stark differenziert sein können (GERSTENGARBE & WERNER, 1999a).

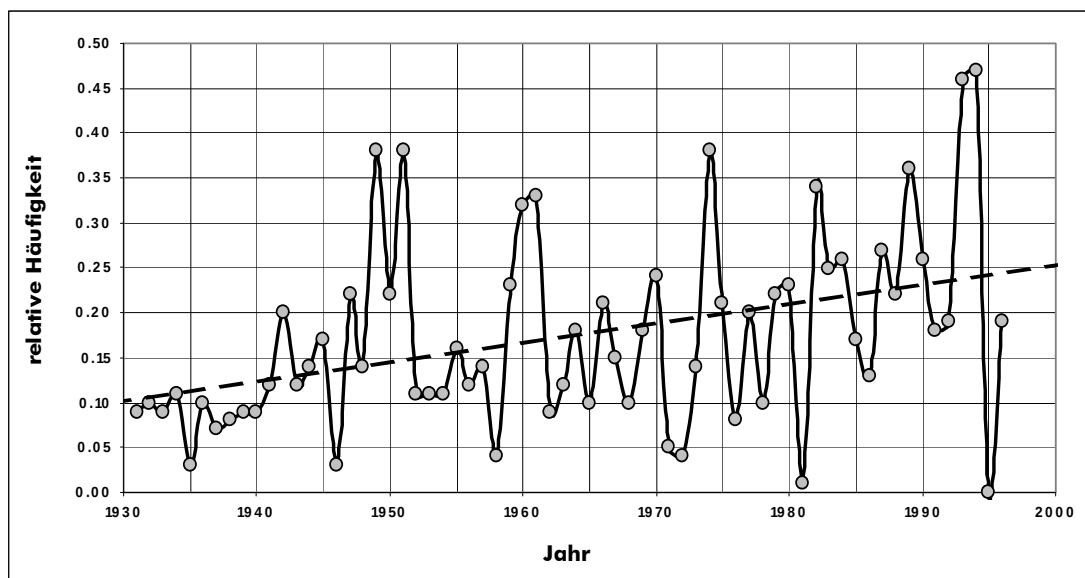


Abb. 4.10: Entwicklung der relativen Häufigkeit der Großwetterlage **WZ** während der Wintermonate (DJF) im Zeitraum 1931-1997

4.4 Objektive Wetterlagenklassifikation des DWD

4.4.1 Allgemeines

Im Gegensatz zu den weit verbreiteten Großwetterlagen nach HESS & BREZOWSKY, die nach einer mehr oder minder subjektiven Methode bestimmt werden, beruht die Objektive Klassifikation des Deutschen Wetterdienstes auf eindeutig definierten und jederzeit numerisch nachvollziehbaren Me-

thoden. Ein und dieselbe synoptische Wetterlage wird somit unabhängig vom jeweiligen Bearbeiter derselben *Wetterlagenklasse* (WLK) zugeordnet. Weiterhin gibt es im Gegensatz zur Grosswetterlagenklassifikation keine unbestimmten Fälle.

Die Objektive Wetterlagenklassifikation kann auf jede beliebige meteorologische Situation über Mitteleuropa angewendet werden und nutzt Ergebnisse des operationellen numerischen Wetteranalyse- und Vorhersagesystems des DWD. Es ordnet einmal täglich die Wetterlage über Mitteleuropa einer von 40 möglichen Klassen zu. Das Klassifizierungsgebiet überdeckt dabei Deutschland und benachbarte Regionen. Kriterien für die Einteilung sind die Zyklonalität (Hoch- bzw. Tiefdruckeinfluss) im 950- und 500 hPa-Niveau, die großräumige Anströmrichtung in 700 hPa und der Feuchtegehalt der Troposphäre (BISSOLLI & DITTMANN, 2000).

Beginn der Klassifikation war der 01.07.1979, so dass inzwischen eine mehr als 20-jährige Zeitreihe der Objektiven Wetterlagenklassen vorliegt. Während des gesamten Zeitraumes wechselte das zugrundeliegende Vorhersagemodell zweimal, die Klassifikationsmethode blieb jedoch dieselbe. Zu jedem Analysetermin wurden zusätzlich zur zugeordneten Wetterlagenklasse auch die der Klassifikation zugrundeliegenden quantitativen Kriterien (die Indizes) festgehalten und können für weitere Auswertungen in Betracht gezogen werden.

4.4.2 Klassifikation und Häufigkeiten

Die tägliche Datengrundlage der Klassifikation bildet die numerische Wetteranalyse eines der operationellen Vorhersagemodelle des DWD, also der modellierte Ist-Zustand der Atmosphäre, zum Zeitpunkt 12 UTC. Bei den benutzten Vorhersagemodellen handelte es sich vom 01.07.1979 bis 31.12.1991 um das *BKF-Modell* (BKF = baroklin-feucht), vom 01.01.1992 bis 21.11.1999 um das *Europa-Modell* (EM) und seit dem 22.11.1999 werden die Analysen des *erweiterten Global-modells* des DWD (GME) verwendet (BISSOLLI & DITTMANN, 2000).

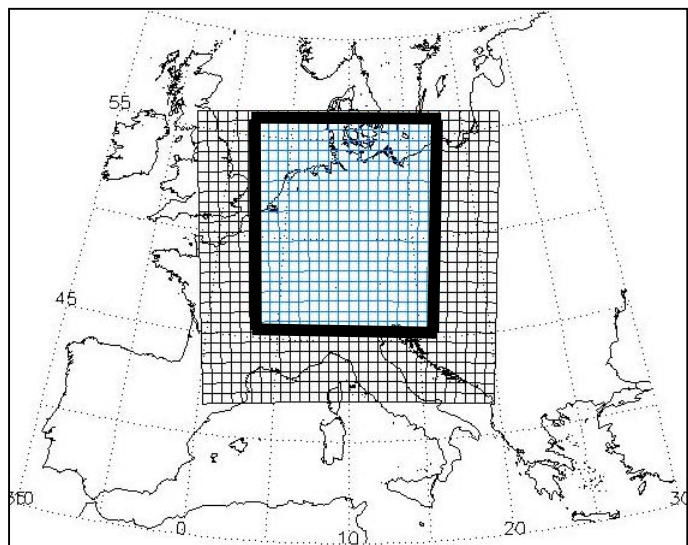


Abb. 4.11: räumliche Ausdehnung des der Objektiven Wetterlagenklassifikation zugrundeliegenden Gitterausschnittes (dicke Umrandung, BISSOLLI & DITTMANN, 2000)

Der der Klassifikation zugrundeliegende räumliche Ausschnitt umfasst im Wesentlichen das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland sowie Teile der direkten Nachbarstaaten (Abb. 4.11). Die Klassifikation ist deshalb streng genommen auch nur für dieses begrenzte Gebiet gültig. Weiterhin werden im betrachteten Modellausschnitt die Gitterpunkte unterschiedlich stark gewichtet (einfache Wichtung am Rand bis dreifache Wichtung im Zentrum). Grundlage zur Berechnung der Objektiven Wetterlagen-

klassen sind die vom jeweils benutzten Vorhersagemodell gelieferten räumlichen Verteilungen folgender meteorologischer Größen im betrachteten Gitterbereich:

- das Geopotential in 950, 850, 700, 500 und 300 hPa
- die Lufttemperatur in 950, 850, 700, 500 und 300 hPa
- die relative Feuchte in 950, 850, 700, 500 und 300 hPa
- die zonale und meridionale Komponente des Windes in 700 hPa

Aus den Gitterpunktwerten dieser Größen werden zu jedem Analysetermin die folgenden vier *WLK-Indizes* errechnet (BISSOLLI & DITTMANN, 2000):

Windindex

Der Windindex beschreibt die vorherrschende Windrichtung im 700 hPa-Niveau. Zur Berechnung des Indizes wird zunächst aus den u- und v-Komponenten des Windes in 700 hPa für jeden Gitterpunkt die Windrichtung bestimmt. Die Windrichtungen werden anschließend in mehrere Sektoren eingeteilt, und unter Berücksichtigung der Wichtung der Gitterpunkte wird der Sektor mit der maximalen Belegung ermittelt. Liegen in ihm mindestens $\frac{2}{3}$ aller gewichteten Windrichtungen, so wird von einer *vorherrschenden Windrichtung* gesprochen und als endgültige Windklasse wird diejenige der vier Hauptwindrichtungen gewählt, in der der größte Anteil des Sektors mit der maximalen Belegung liegt. Die so ermittelte Windklasse geht als Windindex in die Klassifikation ein:

Nordost (NO):	0°-90°
Südost (SO):	90°-180°
Südwest (SW):	180°-270°
Nordwest (NW):	270°-360°
unbestimmt (XX):	es existiert keine vorherrschende Windrichtung (max. Belegung $< \frac{2}{3}$)

2 Zyklonalitätsindizes

Das Kriterium für die Zyklonalitätsindizes ist das gewichtete Gebietsmittel des $\nabla^2(\phi)$. $\nabla^2(\phi)$ ist der auf die Geopotentialfläche ϕ angewandte *Laplace-Operator*, der ein Maß für die Krümmung der Geopotentialfläche darstellt. Der gemittelte $\nabla^2(\phi)$ wird sowohl für das 950 hPa- als auch für das 500-hPa-Niveau berechnet. Positive Werte zeigen eine zyklonale Krümmung (Zyklonalitätsklasse „zyklonal“), negative Werte eine antizyklonale Krümmung der betrachteten Geopotentialfläche an (Zyklonalitätsklasse „antizyklonal“).

Feuchteindex

Kriterium für den Feuchteindex ist das Gebietsmittel des *precipitable water* (PW), das durch vertikale Integration des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre vom Boden bis zum 300 hPa-Niveau berechnet wird. Liegt PW über dem vieljährigen Monatsmittelwert des betrachteten Monats, so wird die Feuchteklasse „feucht“ zugewiesen, ansonsten die Feuchteklasse „trocken“.

Tab. 4.4: Kennzahlen, Kennungen und Indizes der 40 Objektiven Wetterlagenklassen

Nr.	Kennung	Windklasse	Zyklonalität in 950 hPa	Zyklonalität in 500 hPa	Feuchteklasse
1	XXAAT	XX	antizyklonal	antizyklonal	trocken
2	NOAAT	NO	antizyklonal	antizyklonal	trocken
3	SOAAT	SO	antizyklonal	antizyklonal	trocken
4	SWAAT	SW	antizyklonal	antizyklonal	trocken
5	NWAAT	NW	antizyklonal	antizyklonal	trocken
6	XXAAF	XX	antizyklonal	antizyklonal	feucht
7	NOAAF	NO	antizyklonal	antizyklonal	feucht
8	SOAAF	SO	antizyklonal	antizyklonal	feucht
9	SWAAF	SW	antizyklonal	antizyklonal	feucht
10	NWAAF	NW	antizyklonal	antizyklonal	feucht
11	XXAZT	XX	antizyklonal	zyklonal	trocken
12	NOAZT	NO	antizyklonal	zyklonal	trocken
13	SOAZT	SO	antizyklonal	zyklonal	trocken
14	SWAZT	SW	antizyklonal	zyklonal	trocken
15	NWAZT	NW	antizyklonal	zyklonal	trocken
16	XXAZF	XX	antizyklonal	zyklonal	feucht
17	NOAZF	NO	antizyklonal	zyklonal	feucht
18	SOAZF	SO	antizyklonal	zyklonal	feucht
19	SWAZF	SW	antizyklonal	zyklonal	feucht
20	NWAZF	NW	antizyklonal	zyklonal	feucht
21	XXZAT	XX	zyklonal	antizyklonal	trocken
22	NOZAT	NO	zyklonal	antizyklonal	trocken
23	SOZAT	SO	zyklonal	antizyklonal	trocken
24	SWZAT	SW	zyklonal	antizyklonal	trocken
25	NWZAT	NW	zyklonal	antizyklonal	trocken
26	XXZAF	XX	zyklonal	antizyklonal	feucht
27	NOZAF	NO	zyklonal	antizyklonal	feucht
28	SOZAF	SO	zyklonal	antizyklonal	feucht
29	SWZAF	SW	zyklonal	antizyklonal	feucht
30	NWZAF	NW	zyklonal	antizyklonal	feucht
31	XXZZT	XX	zyklonal	zyklonal	trocken
32	NOZZT	NO	zyklonal	zyklonal	trocken
33	SOZZT	SO	zyklonal	zyklonal	trocken
34	SWZZT	SW	zyklonal	zyklonal	trocken
35	NWZZT	NW	zyklonal	zyklonal	trocken
36	XXZZF	XX	zyklonal	zyklonal	feucht
37	NOZZF	NO	zyklonal	zyklonal	feucht
38	SOZZF	SO	zyklonal	zyklonal	feucht
39	SWZZF	SW	zyklonal	zyklonal	feucht
40	NWZZF	NW	zyklonal	zyklonal	feucht

Die 40 Wetterlagenklassen entsprechen den 40 Variationsmöglichkeiten, die sich durch Kombination der vier Indizes ergeben :

- 5 Windklassen (NO, SO, SW, NW, XX)
- * 2 Zyklonalitätsklassen in 950 hPa („zyklonal“, „antizyklonal“)
- * 2 Zyklonalitätsklassen in 500 hPa („zyklonal“, „antizyklonal“)
- * 2 Feuchteklassen („feucht“, „trocken“)
- = 40 Wetterlagenklassen

Tabelle 4.4 zeigt eine Auflistung der 40 Wetterlagenklassen mit den entsprechenden Indizes. In Abbildung 4.12 sind ihre mittleren relativen Auftretshäufigkeiten im Zeitraum 1979-1998 dargestellt. Weitergehende Auswertungen sind in BISSOLLI & DITTMANN (1998) zu finden.

4.5 Fazit

In der vorliegenden Studie werden insgesamt vier Parameter verwendet, die allesamt die Luftdruckverteilung über Europa und dem Nordatlantik charakterisieren. Es handelt sich hierbei um zwei Zonalindizes für den nordatlantischen und den mitteleuropäischen Raum, die Großwetterlagenklassifikation nach HESS & BREZOWSKY sowie die Objektive Wetterlagenklassifikation des DWD.

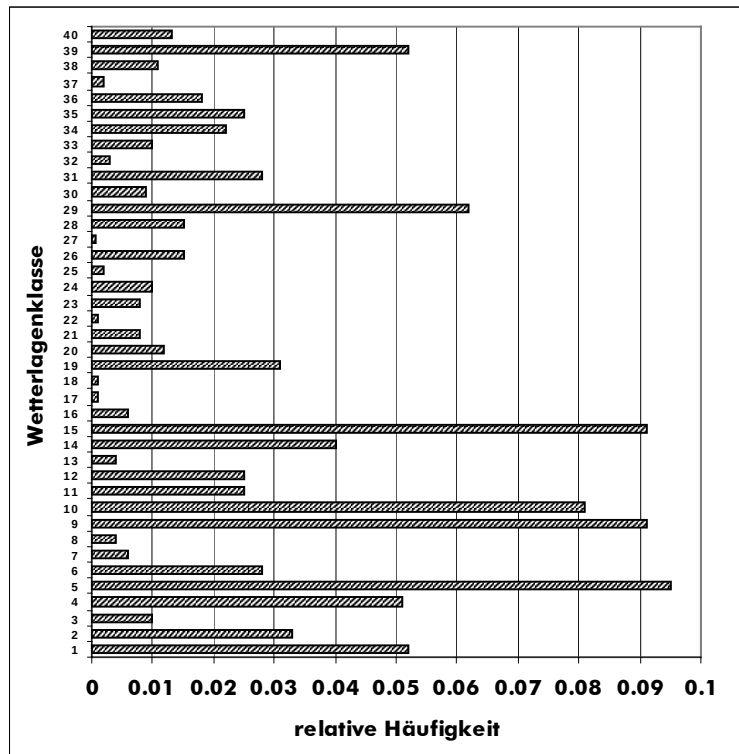


Abb. 4.12: Mittlere relative Häufigkeiten der 40 Wetterlagenklassen über den Zeitraum 1979-1998

Die beiden Zonalindizes NAOI und CEZI beschreiben die meridionale Druckdifferenz über dem nordatlantischen Raum (NAOI) und über Mitteleuropa (CEZI) und damit die Zonalität der Luftströmungen in diesen Bereichen. Beide Indizes wurden in täglicher und monatlicher Auflösung mithilfe von Luftdruckdaten der NCEP/NCAR Reanalysis berechnet. Sie weisen relativ starke lineare Zusammenhänge auf, insbesondere auf Monatsbasis. Diese Zusammenhänge sind im Winter wesentlich stärker als im Sommer.

Die Großwetterlagenklassifikation nach HESS & BREZOWSKI ordnet einmal tägliche die aktuelle Wetterlage über Europa und dem Nordatlantik einer von 29 Großwetterlagen zu. Entscheidend für die Klassifikation sind die durch Bodenreibung ungestörten Strömungsverhältnisse im 500 hPa-Niveau. Die Klassifikation liegt in täglicher Auflösung seit dem 01. Januar 1881 vor.

Im Gegensatz zu der noch recht subjektiven Großwetterlagenklassifikation nach Beruht die Objektive Wetterlagenklassifikation des DWD auf einem rein numerischen automatisierten und jederzeit nachvollziehbaren Verfahren. Hierbei wird die Wetterlage über Mitteleuropa täglich einer von 40 Wetterlagenklassen zugeordnet. Kriterien für die Klassifikation sind das Geopotential, die Lufttemperatur, die relative Feuchte sowie die Windverhältnisse in verschiedenen Druckniveaus. Nachteil dieser Klassifikation ist die wesentlich kürzere Zeitreihe: tägliche Wetterlagenklassen liegen lediglich für den Zeitraum ab 01. Juli 1979 vor.

5 Grundlagen der Korrelations- und Regressionsrechnung

5.1 Allgemeines

Um die Zusammenhänge zwischen den in Kapitel 3 dargestellten Niederschlagsverhältnissen in Baden-Württemberg und den Zirkulationsparametern aus Kapitel 4 mathematisch zu untersuchen und zu formulieren, wurden in dieser Studie vornehmlich die Techniken der Korrelations- und Regressionsanalyse angewandt. Die Grundlagen dieser Techniken, die Voraussetzungen für ihre Anwendung sowie die Interpretationsmöglichkeiten sollen im Folgenden kurz beschrieben werden.

Ziel der Korrelations- und Regressionsrechnung ist die genaue quantitative Bewertung des Zusammenhangs zwischen mehreren Datensätzen sowie die Aufdeckung der dahinterliegenden mathematischen Funktionen (SCHÖNWIESE, 2000). Diese Datensätze werden i.d.R. durch Stichproben der jeweils betrachteten Größen aus mehr oder weniger umfangreichen Grundgesamtheiten dargestellt.

Dabei wird in der Korrelationsrechnung der Frage nach der **Güte** bzw. **Stärke** des Zusammenhangs dieser Stichproben nachgegangen und in einer Gütemaßzahl, dem *Korrelationskoeffizienten*, zum Ausdruck gebracht. Hingegen dient die Regressionsrechnung der Ermittlung eines expliziten funktionalen Zusammenhangs, der dann in einer zwei-, drei- oder mehrdimensionalen Beziehungsgleichung beschrieben wird. Hier steht also neben der Güte insbesondere auch die **Art** des Zusammenhangs zwischen den betrachteten Stichproben im Vordergrund. Beide Verfahren sind jedoch sehr eng miteinander verwandt.

5.2 Korrelationsrechnung

Um die Stärke des Zusammenhangs zwischen mehreren Variablen zu beurteilen, können die Techniken der Korrelationsanalyse angewendet werden. Je nach Art der zugrundegelegten mathematischen Form der Abhängigkeit unterscheidet man eine *lineare* von einer *nichtlinearen*, sowie je nach Zahl der auf Zusammenhang zu prüfenden Variablen eine *einfache* von einer *multiplen* Korrelation. In der vorliegende Studie wurde jedoch lediglich der einfachste Fall betrachtet, die *lineare Einfachkorrelation*. Es wurden jeweils nur zwei Variablen untersucht, für die die Stärke ihres linearen Zusammenhangs geprüft werden sollte. Anschaulich bedeutet dies, die Güte einer Anpassungsgeraden zu beurteilen, die

durch die Punktwolke des durch die beiden Variablen aufgespannten zweidimensionalen Merkmalsraumes gelegt wird.

Das gebräuchlichste Maß zur Beschreibung dieses zweidimensionalen linearen Zusammenhangs zweier Variablen X und Y ist der von PEARSON entwickelte Produktmoment-Korrelationskoeffizient r_{xy} (im Folgenden kurz als *Korrelationskoeffizient* bezeichnet). Mit seiner Hilfe wird versucht, den linearen Zusammenhang in einer einzigen zwischen +1 und -1 liegenden Maßzahl zu erfassen:

$$r_{xy} = \frac{n \sum x_i y_i - \sum x_i \sum y_i}{\sqrt{(n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2)(n \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2)}} = \frac{s_{xy}}{s_x s_y} \quad (5.1)$$

n stellt hierbei den zugrundeliegenden Stichprobenumfang dar. s_{xy} ist die Kovarianz der beiden Variablen X und Y und s_x und s_y die jeweiligen Standardabweichungen.

r_{xy} nimmt nur Werte zwischen +1 und -1 an. Zwei Merkmale X und Y werden als *unkorreliert* bezeichnet, wenn der zugehörige Korrelationskoeffizient $r_{xy} = 0$ ist. Dieser Fall tritt ein, wenn sich die Wertepaare im zweidimensionalen Streudiagramm gleichmäßig verteilen (Abb. 5.1 a) oder sich aber exakt längs einer der beiden Koordinatenachsen anordnen (Abb. 5.1 b,c). Je näher sich der Betrag des Korrelationskoeffizienten aber 1 nähert, desto stärker sind die beiden Variablen miteinander korreliert. Bei einem r_{xy} von +1 oder -1 liegen die Wertepaare exakt auf einer Geraden (Abb. 5.1 d,e). Es besteht ein vollkommener positiver ($r_{xy} = +1$) bzw. negativer ($r_{xy} = -1$) linearer Zusammenhang. Das Quadrat B_{xy} des Korrelationskoeffizienten wird als *Bestimmtheitsmaß* bezeichnet:

$$B_{xy} = r_{xy}^2 \quad (5.2)$$

Diese Maßzahl gibt die gemeinsame Varianz der beiden Variablen X und Y an, genauer gesagt den Quotienten aus der mithilfe der Ausgleichgeraden erklärten Varianz einer der beiden Größen und der Gesamtvarianz dieser Größe. Das Bestimmtheitsmaß kann Werte zwischen 0 und +1 annehmen und wird oftmals in [%] angegeben (Anteil der erklärten Varianz an der Gesamtvarianz).

Bei der linearen Einfachkorrelation werden die beiden Variablen X und Y symmetrisch behandelt. D.h. es interessiert nicht, ob X von Y oder umgekehrt Y von X abhängt. Es wird also keine Aussage über die Ursache eines gefundenen Zusammenhangs gemacht. Es kann durchaus auch vorkommen, dass zwei Größen einen hohen Korrelationskoeffizienten aufweisen, obwohl sie in überhaupt keinem direkten Zusammenhang miteinander stehen. Die Ursache für den gefundenen Zusammenhang liegt dann oft in einem dritten, nicht explizit betrachteten Merkmal, von dem beide Größen abhängig sind. Man spricht von einer *Scheinkorrelation*. Korrelationsrechnungen wollen und können also keine ursächlichen Zusammenhänge (Abhängigkeiten) zwischen Variablen aufzeigen, sondern können nur Hinweise auf möglicherweise vorliegende direkte Beeinflussungen geben. Aus dieser Erkenntnis folgt der Grundsatz, in der Klimatologie und Hydrologie niemals Größen miteinander zu korrelieren, die in keinem physikalischen Zusammenhang miteinander stehen (SCHÖNWIESE, 2000).

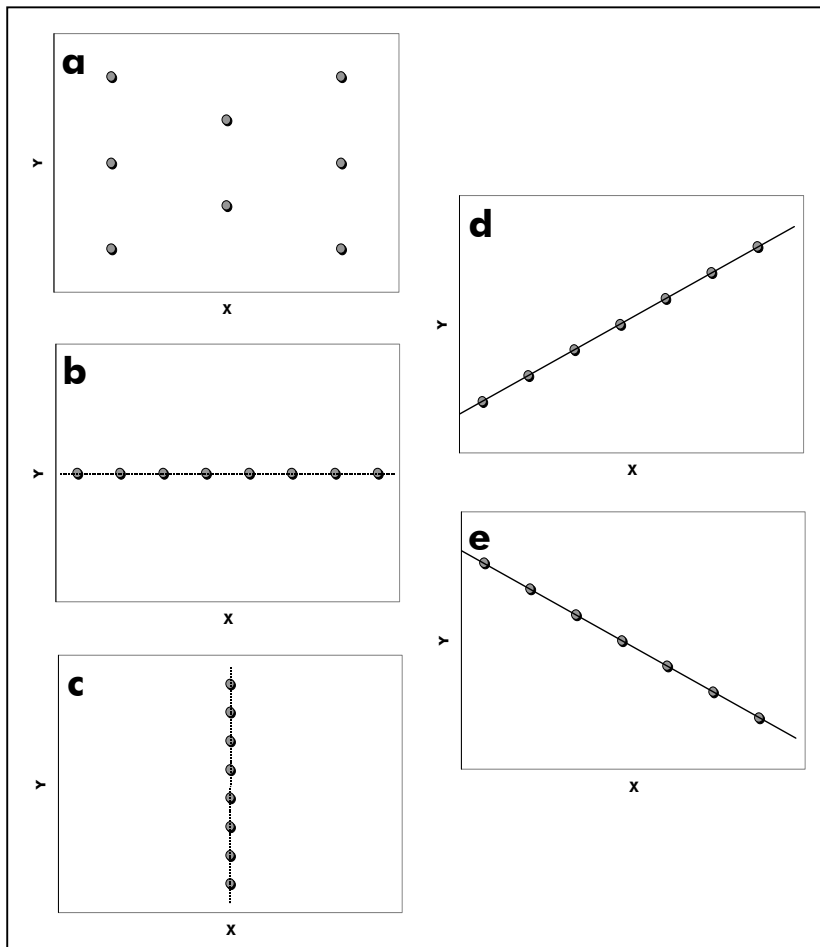


Abb. 5.1: Streudiagramme zur Verdeutlichung der Aussage des Korrelationskoeffizienten r_{xy} : linke Seite $r_{xy} = 0$, rechte Seite $r_{xy} = \pm 1$ (nach SCHÖNWIESE, 2000)

Wichtig ist weiterhin zu erwähnen, dass die gefundenen linearen Zusammenhänge zunächst nur für die untersuchten Stichproben, nicht aber unbedingt für die dahinterstehenden Grundgesamtheiten gelten. Um von der Existenz einer Korrelation in der Stichprobe auf diejenige in der Grundgesamtheit zu schließen, kann der *t-Test* angewendet werden. Er ist allerdings nicht verteilungsfrei, sondern lässt sich streng genommen nur dann durchführen, wenn eine zweidimensionale Normalverteilung der beiden Zufallsvariablen vorliegt. Weiterhin wird generell eine Datenunabhängigkeit innerhalb der analysierten Stichproben gefordert, was insbesondere bei Zeitreihen oftmals nicht gegeben ist. Auch ist die Abhängigkeit

des Korrelationskoeffizienten vom Stichprobenumfang zu beachten. Bei großen Stichproben kann es leicht vorkommen, dass ein zu starker Zusammenhang ausgewiesen wird (BROSIOUS & BROSIOUS, 1995). Für weitergehende Beschreibungen der Korrelationsanalyse sei an dieser Stelle auf BAHRENBERG (1975) und SCHÖNWIESE (2000) verwiesen.

5.3 Regressionsrechnung

Die Regressionsanalyse versucht, die Art des Zusammenhangs zwischen Variablen festzustellen und diesen Zusammenhang in einer mathematisch exakten Beziehung zu formulieren. Mit ihrer Hilfe ist es möglich, zu untersuchen wie eine Variable von einer oder mehreren anderen abhängt oder anders ausgedrückt, wie man von einer oder mehreren Variablen auf eine andere schließen kann. Dies setzt immer eine Trennung zwischen Ausgangsgrößen (*unabhängige Variablen, Prädiktoren*) und einer Zielgröße (*abhängige Variable, Regressand*) voraus.

Der einfachste Fall der Regressionsanalyse liegt vor, wenn nur zwei Variablen zueinander in Beziehung gesetzt werden. Diese sog. *Einfachregression* ist sehr stark mit der im vorigen Unterkapitel be-

schriebenen zweidimensionalen Korrelationsanalyse verwandt. Anschaulich liefert die Regressionsanalyse die mathematische Formel für die Ausgleichsgerade, die im Streudiagramm an die Punktwolke angepasst wird (Abb. 5.1). Soll jedoch von zwei oder mehr Prädiktoren auf die abhängige Variable geschlossen werden, so spricht man von einer *multiplen Regression*. Je nach Art der zugrundegelegten mathematischen Beziehung kann man weiterhin die *lineare* von der *nichtlinearen Regression* unterscheiden. In dieser Studie werden die Techniken der *multiplen linearen Regression* benutzt, d.h. von mehreren Prädiktoren X_1 bis X_n soll mittels eines linearen mathematischen Modells auf die Zielgröße Y (hier den Niederschlag) geschlossen werden:

$$Y = a + b_1X_1 + b_2X_2 + \dots + b_nX_n + \varepsilon \quad (5.2)$$

Hierin ist Y die (gemessene) Zielvariable, also der Regressand, und die X_i die (ebenfalls gemessenen) unabhängigen Variablen. a ist die sog. *Regressionskonstante* und die b_i werden als *partielle Regressionskoeffizienten* bezeichnet. Sie werden nach dem Gaußschen *Prinzip der kleinsten Quadrate* bestimmt und geben an, um wie viele Einheiten Y zunimmt, wenn das betrachtete X_i um eine Einheit größer wird, während alle anderen unabhängigen Variablen konstant bleiben. Die Regressionskoeffizienten sind somit ein Maß für das Gewicht, mit dem die einzelnen Prädiktoren auf die abhängige Variable einwirken. Dieses Gewicht hängt allerdings ganz entscheidend von der Skalierung der Variablen ab, weshalb sich generell empfiehlt, alle Variablen vor Aufstellung der Regressionsgleichung zu standardisieren. Die neuen, standardisierten Regressionskoeffizienten werden dann als b_{si} oder β_i bezeichnet und können direkt miteinander verglichen werden (BAHRENBURG et al., 1992). ε ist in Gleichung 5.2 das *Residuum der Regression* oder der *Schätzfehler*. Dieser stellt im optimalen Fall einen Zufallsfehler dar, der allein durch Messfehler der X_i bzw. von Y zustande kommt. In der Realität steht er aber meist auch für den Einfluss von nicht berücksichtigten unabhängigen Variablen. Das Residuum ist eine Restgröße, die bei der Aufstellung des mathematischen Modells nicht berücksichtigt wird. Demzufolge ergibt sich der für die Zielgröße Y vorhergesagte Wert $\hat{Y}$ zu

$$\hat{Y} = a + b_1X_1 + b_2X_2 + \dots + b_nX_n \quad (5.3)$$

Diese Gleichung wird auch als *Schätzgleichung* bezeichnet. Das Residuum ε stellt also die Differenz zwischen dem durch das Regressionsmodell berechneten $\hat{Y}$ und dem gemessenen Y dar:

$$\varepsilon = Y - \hat{Y} \quad (5.4)$$

Im Falle von rein zufälligen Messfehlern, die allein zu einer Differenz zwischen Y und $\hat{Y}$ führen, und einer wirklich vorhandenen linearen Beziehung zwischen Prädiktoren und Regressand, sind die Residuen normalverteilt. Dies ist jedoch in der Praxis so gut wie nie der Fall. Weiterhin sollte die Varianz des Schätzfehlers konstant bleiben, d.h. im Bereich kleiner Y sollte ε dieselbe Variationsbreite aufzeigen wie bei großen Y und weiterhin nicht in systematischer Weise um den Nullwert herum schwanken (Prinzip der *Homoskedastizität*). Ist dies dennoch der Fall, so muss der gewählte Regressionsansatz prinzipiell hinterfragt werden (BAHRENBURG et al., 1992; BROSIUS & BROSIUS, 1995).

Analog zur Korrelationsanalyse gibt es auch bei der multiplen linearen Regressionsrechnung ein *multiple Bestimmtheitsmaß* B . Dieses kann Werte zwischen 0 und 1 annehmen und gibt an, welcher Anteil der Varianz von Y durch die Prädiktoren X_1 bis X_n erklärt wird. Das multiple Bestimmtheitsmaß ist somit ein geeignetes Maß zur Beurteilung der Güte der gefundenen Regressionsbeziehung. Allerdings hängt auch das multiple B vom Stichprobenumfang sowie von der Anzahl der verwendeten Prädiktoren ab. Mehr Prädiktoren führen bei gleichbleibendem Stichprobenumfang i.d.R. zu einer besseren Erklärung der Varianz der Zielgröße, also zu einem höheren Bestimmtheitsmaß (BROSIUS & BROSIUS, 1995). Daher kann man B beliebig groß machen, wenn man nur genügend viele erklärende Variablen in das Modell aufnimmt (HACKL & KATZENBEISSER, 1994). Werden aber zu viele Prädiktoren im Vergleich zum Stichprobenumfang benutzt, so ist die gefundene Regressionsbeziehung nur noch wenig aussagekräftig (Problem des *Overfitting*).

Weiterhin sollte bei der Erstellung der Regressionsbeziehung darauf geachtet werden, dass die verwendeten Prädiktoren untereinander nicht zu stark korreliert sind. Ist dies dennoch der Fall, so spricht man von *Multikollinearität*. Werden beispielsweise zwei stark miteinander korrelierte unabhängige Variablen in das Modell einbezogen, so bringt die zweite Variable kaum zusätzlichen Informationsgewinn, da ihre Werte ja bereits sehr gut durch die erste repräsentiert werden. Außerdem geht das lineare Regressionsmodell in 5.2 von der Vermutung aus, die Variable Y lasse sich darstellen als Summe von linearen Effekten der Variablen X_1 bis X_n . Das bedeutet implizit, dass sich diese Effekte im Idealfall eindeutig voneinander trennen lassen und dass man unabhängig von der Zahl der berücksichtigten unabhängigen Variablen gleiche Regressionskoeffizienten b_i erhält. Beim Auftreten von Multikollinearität ist dies aber nicht der Fall und die Regressionskoeffizienten b_i sind immer unter Berücksichtigung der übrigen in die Analyse einbezogenen Variablen zu interpretieren (BAHRENBERG et al., 1992).

Aus diesem Grunde und aufgrund der Gefahr des Overfittings (s.o.) kann es sinnvoll sein, nicht alle zur Verfügung stehenden unabhängigen Variablen in das Modell mit einzubeziehen, sondern eine Auswahl zu treffen. Ziel ist es dabei, aus den insgesamt 2^k Kombinationsmöglichkeiten (mit k = Anzahl der zur Verfügung stehenden Prädiktoren) diejenige herauszufinden, die mit möglichst wenig Prädiktoren eine möglichst gute Modellanpassung liefert (ausgedrückt durch das multiple Bestimmtheitsmaß). Dies trägt zu einem besseren Verständnis der Einflussfaktoren auf die Zielgröße bei. Hierzu stehen eine Reihe automatisierter Strategien zur Verfügung, die u.a. sicherstellen, dass eventuell auftretende Multikollinearitäten zwischen den ausgewählten Prädiktoren möglichst schwach bleiben. Die unterschiedlichen Verfahren zur Auswahl der Prädiktoren liefern deshalb in vielen Fällen ähnliche oder teilweise sogar identische Ergebnisse. Eine detailliertere Erläuterung der verschiedenen Auswahlverfahren findet sich in BAHRENBERG (1975) und BAHRENBERG et al. (1992). Eine Auswahl der Prädiktorvariablen muss jedoch nicht zwingend durchgeführt werden. Die Berücksichtigung möglichst vieler Variablen kann immerhin zu einer Erhöhung des Bestimmtheitsmaßes und damit zu einer weitgehendenden Erklärung der Varianz der Zielgröße führen (DEMUTH, 1993). Jedoch sollte immer auf ein ausgeglichenes Verhältnis zwischen Stichprobenumfang (also Anzahl der anzupassenden Gleichungen) und Anzahl der Prädiktoren geachtet werden. Da der Stichprobenumfang der in dieser Studien durchgeführten Regressionsanalysen i.d.R. sehr hoch war (insbesondere bei Regression auf Tagesbasis), wurde durchweg das *Einschlussverfahren* angewandt, d.h. es fand keine Auswahl der Prädiktoren statt und alle zur Verfügung stehenden Variablen wurden mit in die Modellerstellung einbezogen.

Genau wie bei der Korrelationsanalyse gelten die gefundenen Regressionskoeffizienten b_i sowie auch das multiple Bestimmtheitsmaß B zunächst nur für die betrachtete Stichprobe, nicht automatisch für die dahinterstehenden Grundgesamtheiten. Um auf diese zu schließen, können Testverfahren angewendet werden (z.B. *F-Test*, *t-Test*), die allerdings nicht verteilungsfrei sind sondern meist normalverteilte Residuen voraussetzen. Näheres hierzu ist ebenfalls BAHRENBURG et al. (1992) zu entnehmen.

6 Zonalindizes und Niederschlag

6.1 Einführung

Die aus den Reanalysis-Daten errechneten Zonalindizes NAOI und CEZI (s. Kapitel 4) wurden auf verschiedenen zeitlichen und räumlichen Skalen zu den Niederschlagsmengen im Untersuchungsgebiet in Beziehung gesetzt. Hierzu fanden in erster die Linie die in Kapitel 5 beschriebenen Techniken der Korrelationsanalyse Anwendung, wobei die Untersuchungen auf täglicher sowie auf monatlicher Basis erfolgten. Hinsichtlich der räumlichen Auflösung wurden die Beziehungen sowohl einzeln für jeden Rasterpunkt des 7x7 km²-Gitternetzes als auch für die Clustermittelwerte der Niederschläge berechnet. Durch Vergleich beider Verfahren war eine Beurteilung der Güte der zugrundeliegenden Einteilung des Untersuchungsraumes in niederschlagshomogene Cluster möglich (zur Clusteranalyse s. Kapitel 3.3). Eine gute Gruppierung der Rasterpunkte in mehrere Cluster sollte trotz gröberer räumlicher Auflösung in der Lage sein, die räumliche Variabilität der Korrelationen zwischen Niederschlag und Zonalindizes gut wiederzugeben.

Da die Tageswerte des NAOI und des CEZI nur für den Zeitraum ab 1948 berechnet werden konnten (erst ab 1948 lagen die Luftdruckwerte der NCEP/NCAR Reanalysis vor), beziehen sich alle Untersuchungen dieses Kapitels nicht auf den gesamten Zeitraum, für den Niederschlagsdaten vorliegen (1931-1997), sondern nur auf die Periode 1948-1997. Dieser Informationsverlust musste angesichts der für 1931 bis 1947 nicht vorliegenden Indizes in Kauf genommen werden.

6.2 Tagesbasis

6.2.1 Rasterpunkte

Mit Hilfe des Programmpaketes *SPSS für Windows 10.0* wurde zunächst für jeden der 707 Gitterpunkte der Produktmoment-Korrelationskoeffizient zwischen absolutem Tagesniederschlag und den beiden Zonalindizes NAOI und CEZI berechnet. Da davon ausgegangen werden muss, dass die Beziehungen zwischen Zonalindizes und Niederschlag über das Jahr gesehen nicht konstant sind, wurden die Korrelationen getrennt für die vier Jahreszeiten ermittelt. Aufgrund des hohen Stichprobenumfangs (jeweils über 4500 Wertepaare) sind bereits Werte von $|r| > 0,05$ signifikant auf dem 1%-Niveau (zweiseitiger t-Test).

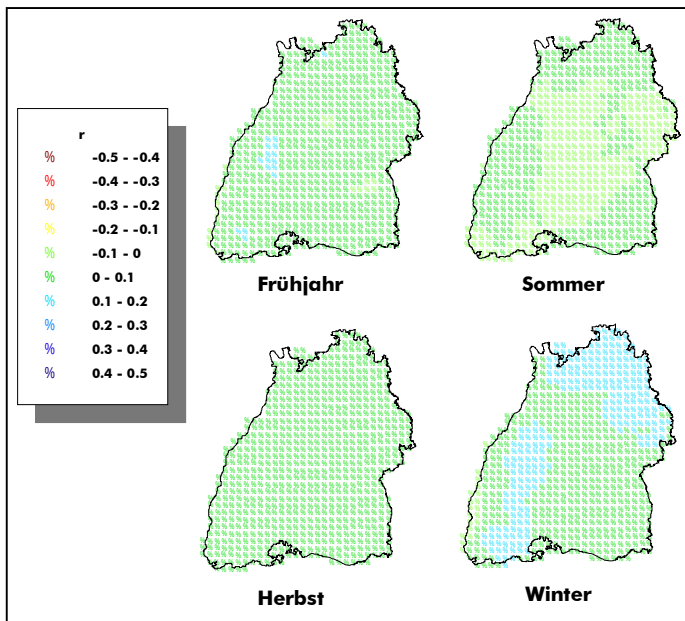


Abb. 6.1: räumliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten r zwischen Tagesniederschlag und täglichem NAOI (für den Zeitraum 1948-1997)

Die Korrelationen zwischen Tagesniederschlag und NAOI (Abb. 6.1) sind i.d.R. leicht positiv. Lediglich in den Sommermonaten treten größere Gebiete mit negativen Korrelationskoeffizienten auf. Generell können die Zusammenhänge aber nur als schwach bezeichnet werden. Es sind leichte jahreszeitliche Unterschiede zu erkennen. Die höchsten Werte für r treten während des Winters auf, sie liegen im Bereich von Schwarzwald, Odenwald, den Main-Fränkischen Platten und im Keuperbergland über 0,1. Deutlich zeichnet sich der Schwarzwald im räumlichen Verteilungsmuster der Korrelationskoeffizienten mit seinen relativ hohen Werten ab.

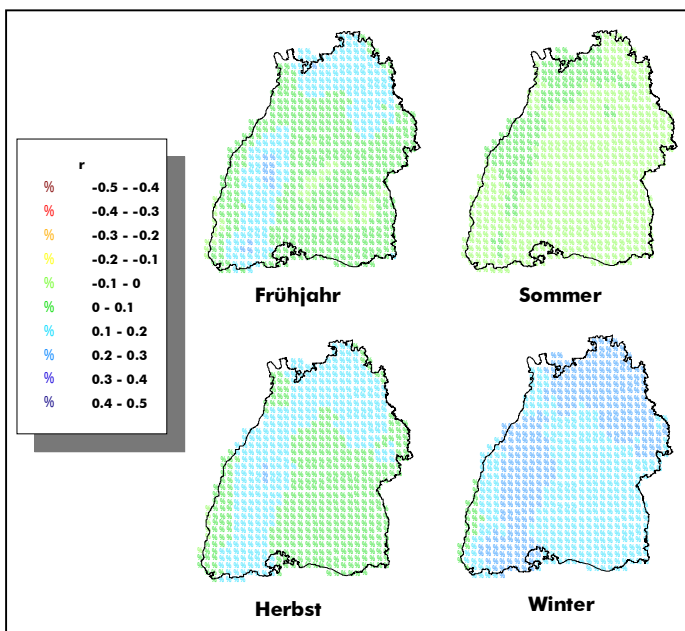


Abb. 6.2: räumliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten r zwischen Tagesniederschlag und täglichem CEZI (für den Zeitraum 1948-1997)

Die Zusammenhänge zwischen Tagesniederschlag und CEZI (Abb. 6.2) sind durchweg etwas aussagekräftiger, die r liegen generell auf einem höheren Niveau. Weiterhin ist der jahreszeitliche Gang ausgeprägter. Deutlich fällt insbesondere der Unterschied zwischen den Wintermonaten mit recht hohen positiven Korrelationskoeffizienten (bis zu + 0,3) und dem Sommer mit leicht negativen r im überwiegenden Teil des Untersuchungsraumes auf. Frühjahr und Herbst zeigen leichte positive Zusammenhänge zwischen Niederschlag und CEZI. Genau wie beim NAOI zeichnen sich auch hier einige topographische Eigenschaften im räumlichen Muster der Korrelationskoeffizienten ab.

Insbesondere der Schwarzwald sowie der Streifen vom Odenwald bis zum östlichen Keuperbergland unterscheiden sich mit ihren relativ hohen positiven Korrelationskoeffizienten von den umliegenden Gebieten.

Insgesamt muss jedoch festgestellt werden, dass die Korrelationskoeffizienten auf sehr niedrigem Niveau liegen: ein Wert von 0,3 wird an keinem Rasterpunkt und zu keiner Jahreszeit überschritten. Die

linearen Zusammenhänge können deshalb nur als relativ schwach bezeichnet werden, obwohl sie durchaus signifikant sind.

Für den NAOI wurde weiterhin untersucht, wie sich die Korrelationskoeffizienten verändern, wenn ein Timelag berücksichtigt, d.h. der tägliche NAOI mit den etwas später auftretenden Tagesniederschlägen im Untersuchungsgebiet korreliert wird. Die Idee hinter diesem Vorgehen ist dieselbe wie bei der in Kapitel 4 untersuchten Kreuzkorrelation zwischen NAOI und CEZI: Es ist generell zu hinterfragen, ob die am selben Tag über dem Nordatlantik herrschenden Luftdruckverhältnisse in hohem Maße steuernd für die täglichen Niederschlagsmengen in Baden-Württemberg sein können. Unter Umständen müssen die Luftdruckverhältnisse über dem Nordatlantik erst „herantransportiert“ werden, bevor sie direkt aussagekräftig für den in Mitteleuropa auftretenden Niederschlag sind.

Aus diesem Grunde wurde eine Kreuzkorrelation zwischen NAOI und Tagesniederschlag an den Rasterpunkten mit Timelags von einem Tag bis zu acht Tagen durchgeführt. Für die Jahreszeiten Frühjahr, Sommer und Herbst zeigten sich hierbei keine deutlichen Änderungen der Korrelationskoeffizienten, lediglich im Winter kam es zu leichten Veränderungen (Abb. 6.3): Die r sind bei Berücksichtigung eines Timelags von ein bis zwei Tagen durchweg etwas stärker positiv. Der NAOI scheint in diesen Fällen etwas aussagekräftiger zu sein. Ab drei Tagen nehmen die Korrelationskoeffizienten dann allerdings wieder ab und nähern sich Werten um 0 bzw. driften sogar etwas ins Negative. Hier ist der NAOI kaum noch aussagekräftig. Die oben bereits beschriebenen räumlichen Muster der Korrelationskoeffizienten bleiben allerdings erhalten, wobei nach drei Tagen die räumlichen Unterschiede mit zunehmender Länge des Timelags abnehmen. Auch dieser Sachverhalt spricht für einen maximalen Einfluss des NAOI auf die Niederschlagsverhältnisse bei kurzen Timelags von 0 bis 3 Tagen. Zu beachten ist, dass in Abbildung 6.3 eine andere, feiner abgestufte Skaleneinteilung benutzt wurde als in den Abbildungen 6.1 und 6.2. Nur so konnten die meist geringen Veränderungen der Korrelationskoeffizienten angemessen dargestellt werden.

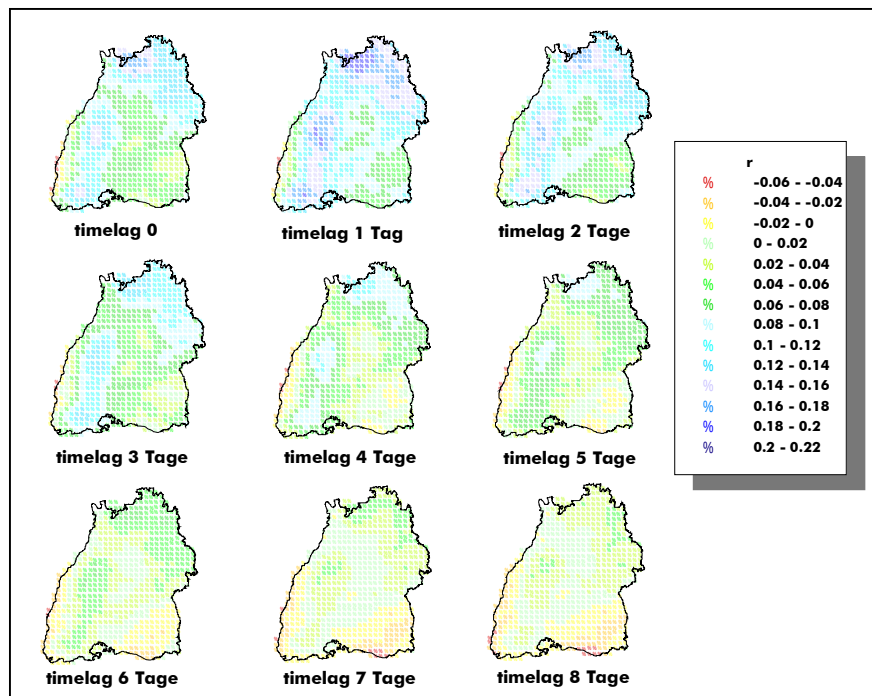


Abb. 6.3: Änderung der Korrelationskoeffizienten r zwischen täglicher Niederschlagsmenge im **WINTER** und NAOI bei Berücksichtigung eines Timelags (Zeitraum 1948-1997)

6.2.2 Cluster

Um die Güte der Aufteilung des Untersuchungsraumes in niederschlagshomogene Cluster zu beurteilen, wurden die Korrelationsanalysen zwischen Niederschlag und Zonalindizes nicht nur für die Niederschläge an den einzelnen Rasterpunkten sondern auch für die Clustermittelwerte des Niederschlags durchgeführt (Abb. 6.4, Abb. 6.5). Die Frage war, ob die gröbere räumliche Auflösung der clustergemittelten Niederschläge dennoch die räumliche Variabilität der Korrelationskoeffizienten auf Rasterpunktbasis (Abb. 6.1, Abb. 6.2) annähernd beschreiben kann.

Hierzu wurden jedoch nicht die absoluten Tagesniederschläge der Rasterpunkte eines Clusters gemittelt sondern die jahreszeitlich standardisierten Niederschläge. D.h., vor der Mittelung wurden die Tageswerte des Niederschlags an jedem Rasterpunkt zunächst für jede Jahreszeit getrennt standardisiert:

$$Z_{x,i} = \frac{N_{x,i} - \overline{N_{x,season(i)}}}{s_{N_{x,season(i)}}}$$

$$, x = 1 \dots 707, i = 1 \dots 18263 \quad (6.1)$$

$N_{x,i}$ stellt hierbei den Tagesniederschlag am Rasterpunkt x am i -ten Tag im Untersuchungszeitraum (1948-1997) dar. Die Funktion *season(i)* liefert die Bezeichnung der Saison, in dem der i -te Tag liegt, also *Frühjahr*, *Sommer*, *Herbst* oder *Winter*. $\overline{N_{x,season(i)}}$ stellt den mittleren Tagesniederschlag an Rasterpunkt x in der jeweiligen Saison dar, und $s_{N_{x,season(i)}}$ die Standardabweichung des Niederschlags an Rasterpunkt x in dieser Saison. $Z_{x,i}$ ist der neue, standardisierte Tagesniederschlag an Punkt x am i -ten Tag und ist dimensi-

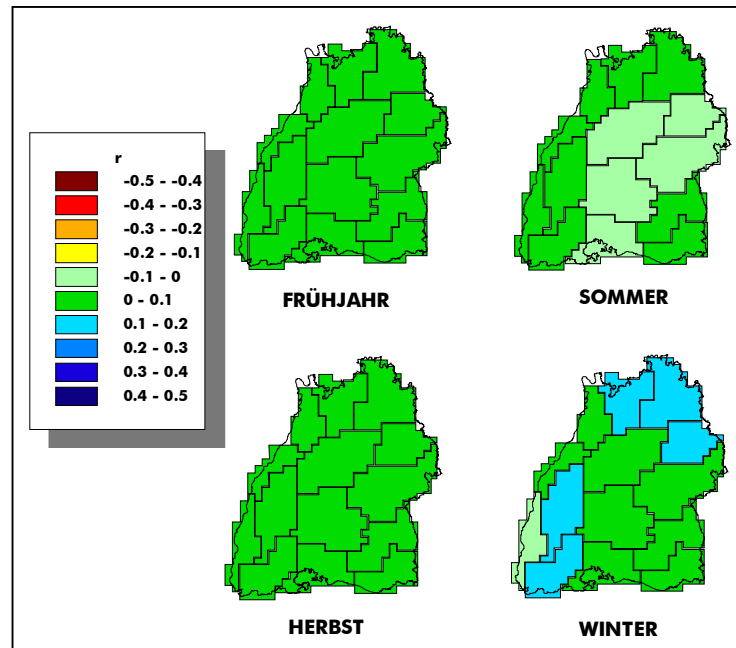


Abb. 6.4: räumliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten r zwischen Clustermittelwerten der standardisierten Tagesniederschläge und täglichem NAOI (Zeitraum 1931-1997)

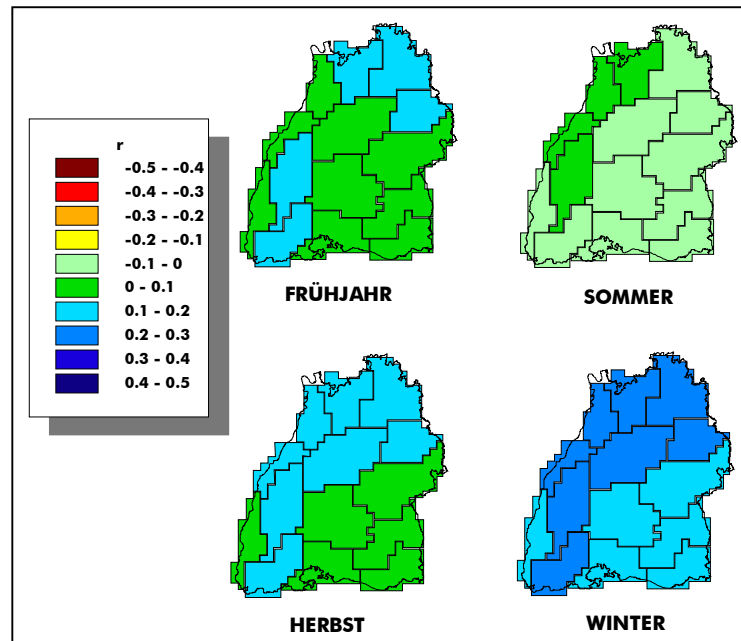


Abb. 6.5: räumliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten r zwischen Clustermittelwerten der standardisierten Tagesniederschläge und täglichem CEZI (Zeitraum 1931-1997)

onslos. Er gibt an, um wieviele Standardabweichungen der Tagesniederschlag vom mittleren Tagesniederschlag am jeweiligen Rasterpunkt in der jeweiligen Saison abweicht. Positive Z-Werte zeigen eine Abweichung vom Mittelwert nach oben, negative Z-Werte eine Abweichung nach unten an.

Dieses Verfahren entspricht der in Kapitel 3.3 beschriebenen Standardisierung der Monatswerte des Niederschlags vor Durchführung der Clusteranalyse. Es war notwendig, da die Cluster nur niederschlagshomogen sind bezüglich standardisierter Niederschläge. Durch die Transformation der Monatsniederschläge in Gleichung 3.5 vor Durchführung der Clusteranalyse wurde ja insbesondere der Effekt der absoluten Niederschlagshöhen herausgerechnet (s. Kapitel 3.3). Die Standardisierung der Niederschläge schien somit auch bei der Berechnung der Clustermittelwerte des Niederschlags sinnvoll. Der Unterschied zu Gleichung 3.5 liegt allerdings darin, dass nunmehr nicht die Monats- sondern die Tageswerte des Niederschlags standardisiert wurden und die Standardisierung nicht mehr getrennt für die zwölf Monate sondern einfacher und in etwas gröberer Auflösung für die vier Jahreszeiten erfolgte. Diese Vereinfachung schien hier aber vertretbar, zumal die Korrelationen getrennt für genau diese vier Jahreszeiten berechnet wurden. Die vorherige Standardisierung der Niederschläge bei Berechnung der clusterbasierten Korrelationskoeffizienten stellt dabei keine Verfälschung dar und spricht nicht gegen einen Vergleich von rasterpunktbasierter und clusterbasierter Korrelation. Wäre die rasterpunktbasierter Korrelation ebenfalls auf Grundlage standardisierter Niederschläge durchgeführt worden, so hätten sich dieselben Korrelationskoeffizienten ergeben, da diese invariant gegenüber vorheriger Standardisierung der Variablen sind (dies ergibt sich aus Gleichung 5.1).

Der Vergleich der Abbildungen 6.1 und 6.4 bzw. 6.2 und 6.5 zeigt, dass die räumliche Variabilität der Korrelationskoeffizienten und somit die räumliche Variabilität des Zusammenhangs zwischen Zonalindizes und Tagesniederschlag durch die Cluster sehr gut repräsentiert werden kann. Die wesentlichen räumlichen Muster der rasterbasierten r kommen sehr gut in den Korrelationskoeffizienten zwischen NAOI bzw. CEZI und den Clustermittelwerten des Niederschlags zum Ausdruck. Dies stellt eine eindeutige Bestätigung der gefundenen Aufteilung des Untersuchungsraumes in niederschlagshomogene Cluster dar.

6.3 Monatsbasis

6.3.1 Rasterpunkte

Bei der rasterpunktbasierter Korrelation zwischen Niederschlag und Zonalindizes auf Monatsbasis wurden nicht die absoluten Monatssummen der Niederschläge sondern standardisierte Werte zugrundegelegt. Es wurden die $Z_{x,j}$ aus Gleichung (3.5) verwendet, d.h. die getrennt für die 12 Monate standardisierten Monatssummen des Niederschlags an jedem Rasterpunkt. Dies geschah aus Gründen der besseren Vergleichbarkeit zwischen rasterpunktbasierter und clusterbasierter Analyse.

Gegenüber der Analyse auf Tagesbasis ist der Stichprobenumfang bei Untersuchung der Monatswerte erheblich reduziert, er beträgt $n = 150$ (jeweils 3 Monatswerte pro Jahreszeit für jedes der 50 Jahre im Untersuchungszeitraum). Geht man davon aus, dass die Monatswerte des Niederschlags und der Zonalindizes nicht schon selber die Grundgesamtheit sondern nur eine Stichprobe daraus darstellen (soll also eigentlich eine längere Periode als diejenige von 1948 bis 1997 untersucht werden), so sind Korrelationskoeffizienten von $|r| > 0,16$ auf dem 5%-Niveau signifikant (zweiseitiger t-Test). Bei Zugrundelegung einer Irrtumswahrscheinlichkeit von nur 1 % erhöht sich dieser kritische Wert von $|r|$ auf 0,21.

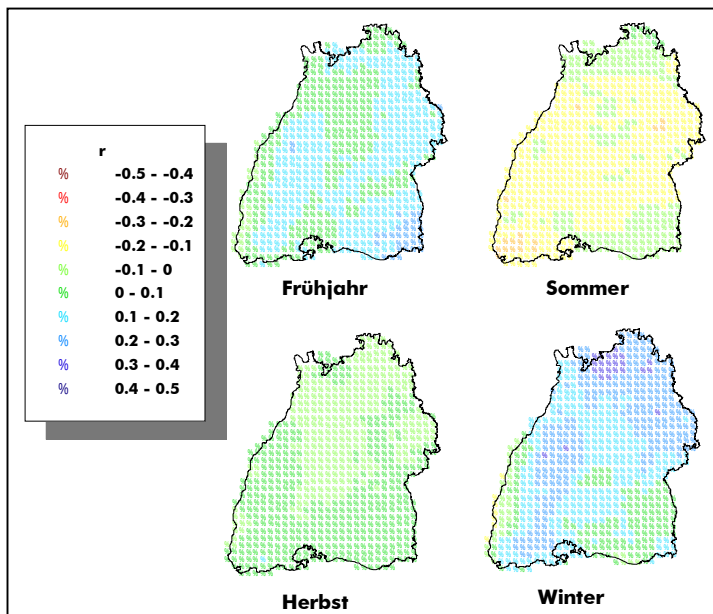


Abb. 6.6: räumliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten r zwischen standardisiertem Monatsniederschlag und monatlichem NAOI (für den Zeitraum 1948-1997)

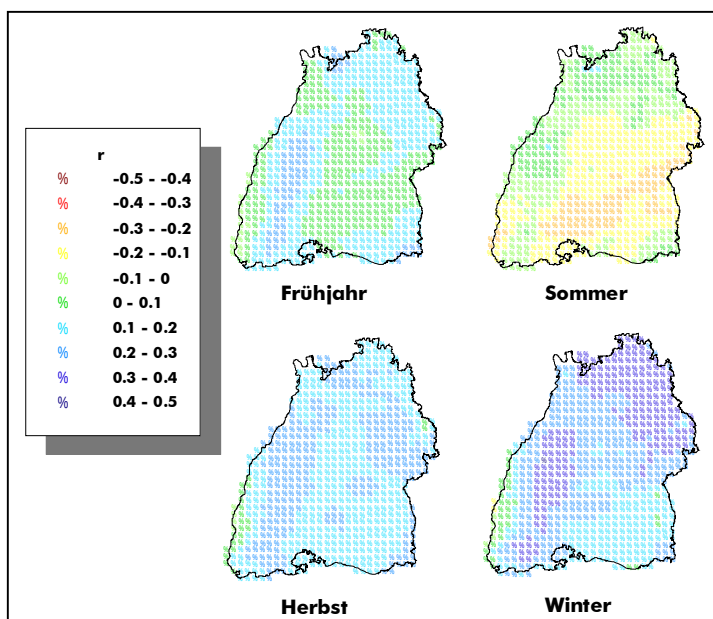


Abb. 6.7: räumliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten r zwischen standardisiertem Monatsniederschlag und monatlichem CEZI (für den Zeitraum 1948-1997)

Die Korrelationen auf Monatsbasis sind generell stärker als diejenigen auf Tagesbasis. Weiterhin sind die jahreszeitlichen Unterschiede insbesondere zwischen Sommer- und Wintermonaten deutlicher ausgeprägt. Bei der Korrelation zwischen standardisiertem Monatsniederschlag und NAOI (Abb. 6.6) zeigen sich wiederum die stärksten positiven Zusammenhänge während des Winters.

Im Äußersten Norden des Untersuchungsgebietes liegen die Korrelationskoeffizienten dann z.T. über 0,3. Auch die Frühjahrsmonate weisen bis auf kleine Bereiche in der südlichen Oberrheinebene positive lineare Zusammenhänge auf, allerdings auf etwas niedrigerem Niveau. Deutlich negative Zusammenhänge sind hingegen im Sommer zu beobachten. Der Großteil des Untersuchungsraumes weist dann Werte zwischen $-0,1$ und $-0,2$ auf. In der räumlichen Verteilung der r zeichnen sich wiederum die topographischen Verhältnisse ab. Auffallend sind dabei die relativ hohen Korrelationskoeffizienten von Schwarzwald, Odenwald und Keuperbergland im Winter sowie die des Alpenvorlandes im Frühjahr. Auch der Übergang vom südlichen Oberrheingraben zu den Höhen des Südschwarzwaldes spiegelt sich insbe-

sondere während des Winters und des Frühjahrs in der räumlichen Verteilung der Korrelationskoeffizienten wider (negative r im Oberrheingraben, positive im Südschwarzwald). Im Sommer sind mit der gewählten Farbabstufung hingegen topographische Eigenheiten nur sehr undeutlich zu erkennen.

Genau wie bei der Untersuchung der Zusammenhänge auf Tagesbasis sind auch bei Betrachtung von Monatswerten die Korrelationen zwischen CEZI und Niederschlag (Abb. 6.7) durchweg etwas stärker als diejenigen zwischen NAOI und Niederschlag. Auch bei Verwendung des CEZI treten die höchsten positiven Werte im Winter auf. Im Südschwarzwald und im Nordosten des Untersuchungsraumes erreichen die Korrelationskoeffizienten Werte von bis zu 0,4. Im Gegensatz zum NAOI weisen im Falle des CEZI die Herbstmonate allerdings höhere Korrelationen auf als die des Frühjahrs. Außer im südlichen Oberrheingraben liegen sämtliche r im Herbst über 0,1. Wiederrum ist es der Sommer, der als einzige Jahreszeit deutliche negative Korrelationskoeffizienten zeigt. Diese liegen südwestlich der Schwäbischen Alb und im südlichen Oberrheingraben zwischen $-0,2$ und $-0,3$. Im Norden des Untersuchungsraumes sind dann allerdings teilweise leicht positive Zusammenhänge zu erkennen. Weiterhin zeichnet sich auch beim CEZI die Topographie in der räumlichen Verteilung der Korrelationskoeffizienten deutlich ab.

6.3.2 Cluster

Neben den rasterbasierten Korrelationskoeffizienten wurden auch auf Monatsbasis die Koeffizienten für die Clustermittelwerte des Niederschlags berechnet. Grundlage hierfür waren die Clustermittelwerte der Z_{xj} aus Gleichung 3.5, d.h. die

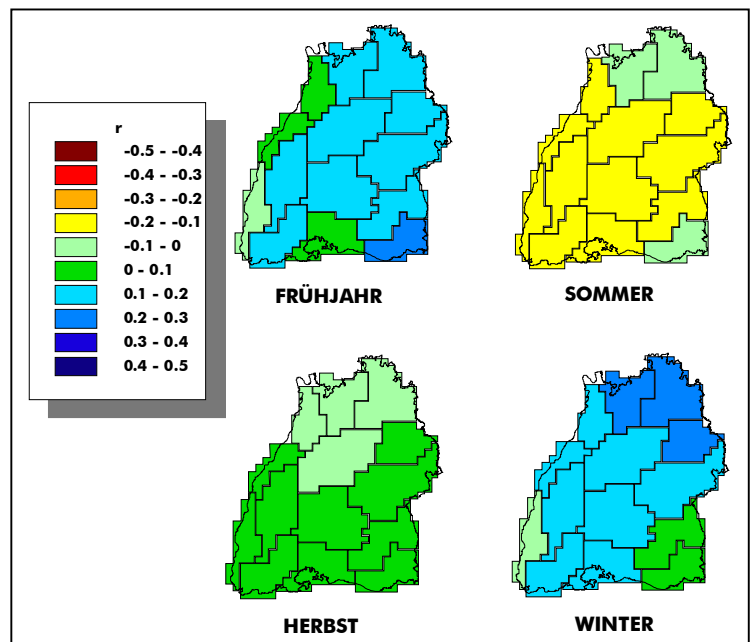


Abb. 6.8: räumliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten r zwischen Clustermittelwerten der standardisierten Monatsniederschläge und monatlichem NAOI (für den Zeitraum 1948-1997)

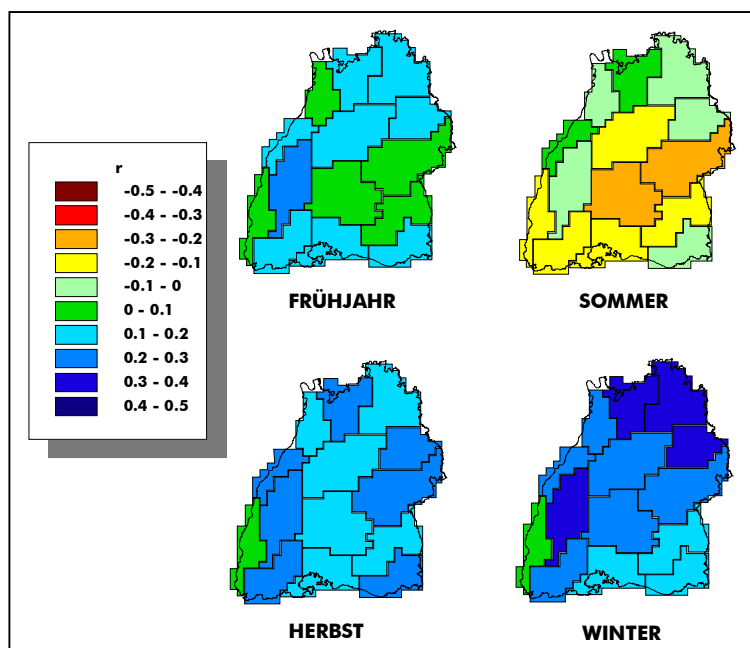


Abb. 6.9: räumliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten r zwischen Clustermittelwerten der standardisierten Monatsniederschläge und monatlichem CEZI (für den Zeitraum 1948-1997)

Clustermittel der getrennt für die 12 Monate standardisierten Monatssummen der Niederschläge. Es handelte sich somit um dieselbe Datenbasis wie bei der rasterbasierten Betrachtung.

Die räumliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten für die Clustermittelwerte (Abb. 6.8 und 6.9) zeichnet sehr gut die Verteilung der rasterbasierten Koeffizienten (Abb. 6.6 und 6.7) nach. Die wesentlichen räumlichen Charakteristika werden durch die Cluster gut erfasst, was eine weitere Bestätigung der Güte der ausgewählten Aufteilung des Untersuchungsraumes in 14 niederschlagshomogene Cluster ist. Eine Ausnahme bilden lediglich die Cluster 2 und 7 bei der winterlichen Korrelation mit dem NAOI (Abb. 6.8). Sie liegen in der Klasse 0,1 – 0,2, während die überwiegende Anzahl der in ihnen enthaltenen Rasterpunkte in der nächsthöheren Klasse 0,2 – 0,3 liegt. Bei genauerer Untersuchung dieser Auffälligkeit wurde aber festgestellt, dass die Cluster 2 und 7 einen Korrelationskoeffizienten von 0,20 aufweisen, also genauso gut der nächsthöheren Klasse zugeordnet werden könnten. Diese auf den ersten Blick unstimmigen Ergebnisse sind also allein auf eine in diesem Fall ungünstige Klasseneinteilung zurückzuführen.

6.4 Interpretation

Insgesamt können die mithilfe der Clusteranalyse ermittelten linearen Zusammenhänge zwischen den Zonalindizes und dem Niederschlag in Baden-Württemberg nur als schwach bis mittelstark bezeichnet werden. Die Produktmoment-Korrelationskoeffizienten r erreichen im positiven Bereich Werte von maximal 0,4, im negativen Bereich reichen sie bis an –0,3 heran. Dabei sind die Korrelationen auf Monatsbasis generell etwas stärker als diejenigen auf Tagesbasis. Diese Tatsache verwundert nicht, da die täglichen Niederschlagssummen einer Vielzahl von Einflussfaktoren unterliegen, die durch die verwendeten einfachen atmosphärischen Indizes nicht oder nur zu geringem Teil erfasst werden können. Hierzu zählen neben dem genauen atmosphärischen Strömungsmuster beispielsweise die konkrete Lage der Fronten und Tiefdruckgebiete, regionale Modifikationen der großräumigen Strömung und insbesondere die Stabilitätsverhältnisse der über dem Untersuchungsraum liegenden Luftmassen. Dieselben Tageswerte eines Zonalindizes können mit stark unterschiedlichen Ausprägungen dieser Einflussfaktoren verbunden sein. Beim Übergang zu größeren zeitlichen Skalen nimmt der Einfluss dieser nicht direkt erfassten Faktoren etwas ab, da kurzzeitig ablaufende Fluktuationen herausgemittelt werden. Die einfachen Zonalindizes, die auf dem meridionalen Luftdruckgegensatz basieren und die generelle Intensität der Westströmung beschreiben, sind dann etwas aussagekräftiger.

Dennoch werden natürlich auch auf Monatsbasis nicht alle Einflussfaktoren in dem Maße berücksichtigt, wie es notwendig wäre. Ein einziger Zonalindex kann nicht alle wesentlichen Prozesse erfassen, weshalb es zu Abweichungen von der zugrundegelegten linearen Beziehung zwischen Zonalindizes und Niederschlag kommen muss, selbst wenn diese wirklich vorhanden wäre. Dies ist eine Erklärung dafür, dass sich die Korrelationskoeffizienten auch auf Monatsbasis noch auf recht niedrigem Niveau bewegen.

Zusammenhänge zwischen NAOI / CEZI und den Niederschlagsverhältnissen in Baden-Württemberg sind jedoch trotz der niedrigen Korrelationen auf jeden Fall vorhanden. Hierfür sprechen vor allem

zwei Gründe: Die deutlichen räumlichen Muster, die sich bei der Verteilung der Korrelationskoeffizienten auf systematische Art und Weise abzeichnen sowie der deutliche Jahresgang der Beziehungen. Dies spricht gegen ein rein zufälliges Zustandekommen der Korrelationen.

Sowohl auf Tages- als auch auf Monatsbasis und insbesondere in Frühjahr und Winter zeigen die Hochlagen des Schwarzwaldes, der Odenwald, die östlich davon liegenden Main-Fränkischen Platten, das östliche Keuperbergland sowie teilweise auch die Schwäbische Alb und das Alpenvorland deutlich höhere Korrelationskoeffizienten als ihr Umland. Diese Gebiete reagieren auf eine hohe Zonalität der Strömung (ausgedrückt durch hohe Werte der Zonalindizes) recht deutlich mit übernormalen Niederschlagsmengen. Mit Ausnahme der Region östlich des Odenwaldes sind diese Gebiete genau diejenigen, die auch die höchsten absoluten Jahresniederschläge im Untersuchungsraum aufweisen (Abb. 3.3 und 3.4), und das – wie in Kapitel 3 erläutert wurde – vor allem aufgrund ihrer Exposition gegenüber den aus Westen herantransportierten feuchten Luftmassen und den damit verbundenen advektiven Niederschlagsvorgängen. Dies erklärt ihre „Anfälligkeit“ gegenüber verstärkter Zonalität der Strömung vor allem während der advektiv dominierten Jahreszeiten (Winter, z.T. auch Frühjahr und Herbst). Einen Sonderfall stellen dabei die Regionen im äußersten Nordwesten des Untersuchungsraumes dar, die trotz ihrer relativ geringeren Höhenlage starke positive Korrelationskoeffizienten aufweisen. Auch sie reagieren mit überdurchschnittlichen Niederschlägen auf eine verstärkte Zonalität der Strömung. Grund hierfür ist wahrscheinlich die fehlende Abschirmung gegenüber den im Winter häufigen Südwestwetterlagen: Die Luftmassen aus W bis SW können ungehindert den Kraichgau zwischen Schwarzwald und Odenwald passieren und erreichen das östliche Keuperbergland und die Main-Fränkischen Platten noch mit relativ hohem Feuchtegehalt. Dies ermöglicht dort das Auftreten von Stauwirkungen trotz der verhältnismäßig geringen Höhenlage dieser Regionen.

Auf der anderen Seite weisen während des Sommers weite Teile des Untersuchungsraumes negative Korrelationskoeffizienten auf. Bei der monatlichen Korrelation mit dem CEZI sind dies in erster Linie der südliche Teil des Oberrheingrabens, das Neckarbecken sowie die direkt südöstlich an den Kamm der Schwäbischen Alb angrenzenden Gebiete (Abb. 6.7 und 6.9). Hierbei handelt es sich um die hinsichtlich ihrer Jahressummen trockensten Regionen Baden-Württembergs (Abb. 3.3. und 3.4) sowie gleichzeitig um die Gebiete mit dem am deutlichsten ausgeprägten Sommermaximum des Niederschlags (Abb. 3.6). Diese Regionen mit ihren überwiegend konvektiven Niederschlägen reagieren während des Sommers mit unternormalen Niederschlagsmengen auf hohe Indexwerte. Die Erklärung hierfür liegt wohl in dem geringeren Anteil advektiver Niederschläge in diesen Gebieten insbesondere während des Sommers. Eine verstärkte Zonalität der Strömung und damit verbundener advektiver Herantransport feuchter und relativ kalter Luftmassen aus Westen führt dann zu keinem wesentlichen Niederschlagsgewinn. Es kommt im Gegenteil sogar zu unternormalen Niederschlägen, was auf die geringere Wahrscheinlichkeit konvektiver Ereignisse infolge geringerer Einstrahlung (Wolkenbildung in der feuchten Luft in höheren Stockwerken der Atmosphäre) zurückgeführt werden könnte. Generell sind derartige Interpretationen ohne die Betrachtung weiterer meteorologischer Parameter jedoch mit Vorsicht zu genießen.

Vergleicht man die Stärke der linearen Beziehungen NAOI – Niederschlag und CEZI – Niederschlag, so fällt auf, dass der CEZI durchweg eine etwas höhere Aussagekraft besitzt als der NAOI. Auffallend sind die Unterschiede insbesondere im Herbst bei monatlicher Korrelation (Abb. 6.6 und 6.7): Der

NAOI weist dann Korrelationskoeffizienten nahe Null auf, während die Werte für den CEZI außer im südlichen Oberrheingraben durchweg deutlich positiv sind.

Um die Beziehungen zwischen Zonalindizes und Niederschlag in Baden-Württemberg in einen größeren Rahmen einzuordnen, wurde ein Vergleich mit den Ergebnissen anderer Autoren durchgeführt. Wie in Kapitel 4 bereits erläutert liegen eine Reihe von Untersuchungen zum Einfluss der Nordatlantischen Oszillation auf das Klima Europas vor. Da der NAOI ursprünglich nur für die Wintermonate definiert war und sein Einfluss auf die klimatischen Verhältnisse Europas in den Wintermonaten am größten ist (deutlichere Ausbildung der planetarischen Frontalzone, stärkere Schwankungsbreite des NAOI) beziehen sich die bereits vorliegenden Studien vor allem auf diese Jahreszeit. So untersuchten HURRELL & VAN LOON (1997) beispielsweise die Korrelationen zwischen NAOI und den absoluten Niederschlagsmengen in Europa auf saisonaler Basis (Dezember bis März) anhand von Stationszeitreihen. Sie fanden durchweg hohe positive Korrelationen in Nordeuropa (z.B. Bergen, Norwegen: $r = 0,77$) und negative im Süden Europas (z.B. Madrid, Spanien: $r = -0,69$). Dieser generelle Unterschied zwischen Nord- und Südeuropa wird mit der in Kapitel 4 bereits beschriebenen Verlagerung der Hauptzugrichtung der Zyklonen in Richtung Nordeuropa in High-Index-Wintern erklärt. Dort kommt es deshalb zu höheren Niederschlagsmengen, während in Südeuropa relative Trockenheit auftritt. Umgekehrt ist es in Low-Index-Wintern. Für die dem Untersuchungsgebiet am nächsten liegenden Niederschlagsstationen weisen HURRELL & VAN LOON negative Korrelationskoeffizienten zwischen NAOI und saisonalem winterlichen Niederschlag aus:

Frankfurt (50,1°N; 8,7°E):	$r = -0,19$
Mailand (45,4°N; 9,3°E):	$r = -0,35$
Lyon (45,7°N; 5,0°E):	$r = -0,37$

Baden-Württemberg befindet sich danach bereits im südlichen Teil Europas, der negative Korrelationen aufweist. Dies widerspricht eindeutig den obigen Ergebnissen, denn für die Wintermonate wurden für den überwiegenden Teil des Untersuchungsraumes positive Zusammenhänge zwischen NAOI und Niederschlag gefunden (Abb. 6.6). Allerdings erfolgten die Untersuchungen in der vorliegenden Studie auf Tages- und Monatsbasis, nicht jedoch gemittelt für die gesamte Wintersaison. Aus diesem Grunde wurde zusätzlich eine Korrelationsanalyse zwischen saisonalem NAOI und den absoluten winterlichen (Dezember bis Februar) Niederschlagssummen in Baden-Württemberg durchgeführt (Abb. 6.10). Hierbei ergab sich nun ein etwas anderes Bild: Die Korrelationskoeffizienten liegen niedriger als auf Tages- und auf Monatsbasis, und in einigen Teilen des Landes treten negative r von bis zu $-0,3$ auf. Hierbei handelt es sich vor allem um die Gebiete mit deutlichem Sommermaximum des Niederschlags (südliche Oberrheinebene, südwestdeutsches Alpenvorland). Derart deutliche negative Korrelationskoeffizienten sind weder auf Tages- noch auf Monatsbasis zu beobachten.

Die im gesamten Land tiefer liegenden Korrelationskoeffizienten bei Berechnung der Korrelationen auf saisonaler Basis sind zunächst überraschend und können nur auf den Skaleneffekt beim Übergang von Monats- bzw. Tagesbasis auf Saisonbasis zurückgeführt werden. Offensichtlich werden die Korrelationen bei Verwendung der absoluten Saisonsummen des Niederschlags durchweg etwas schwächer, teilweise reichen sie weiter in den negativen Bereich hinein. Gegenüber der Berechnung auf Tagesbasis können die schwächeren positiven Koeffizienten z.T. auf den wesentlich geringeren Stich-

probenumfang bei der saisonalen Analyse zurückgeführt werden. Gegenüber der Untersuchung auf Monatsbasis spielt weiterhin die etwas unterschiedliche Datengrundlage eine Rolle: Bei den monatlichen Korrelationen wurden standardisierte Monatswerte zugrundegelegt, wobei die Standardisierung getrennt für jeden der 12 Monate des Jahres erfolgte (s.o.). Jeder Monat wurde also unabhängig von seinen absoluten Niederschlagsmengen gleich behandelt, während bei der Verwendung von absoluten

Saisonmitteln natürlich diejenigen Monate, die im mittleren Jahresverlauf höhere Niederschläge aufweisen, stärkeren Einfluss auf die Korrelationskoeffizienten haben.

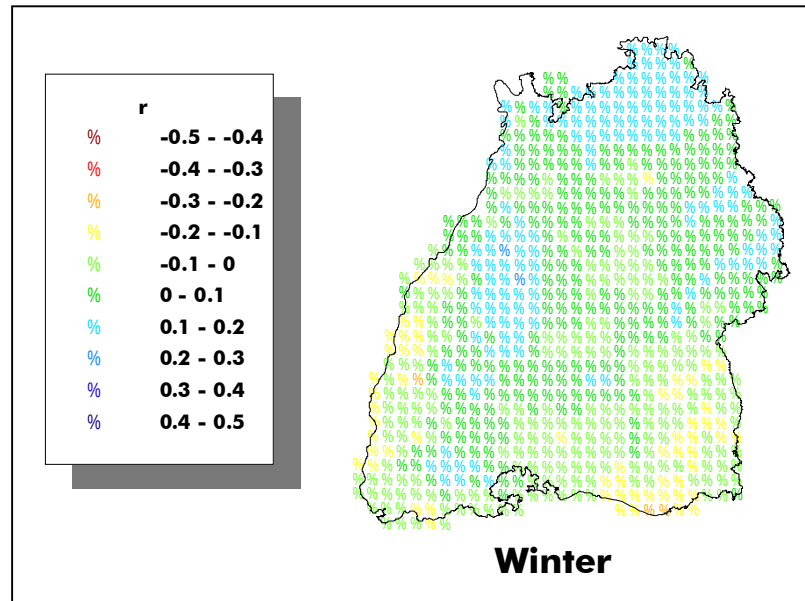


Abb. 6.10: räumliche Verteilung der Korrelationskoeffizienten r zwischen absolutem Saisonniederschlag und saisonalem NAOI für das Winterquartal DJF (Zeitraum 1948-1997)

Insgesamt lassen sich mit der saisonalen Untersuchung die Ergebnisse von HURRELL & VAN LOON etwas besser nachvollziehen. Die auf saisonaler Basis berechneten negativen Korrelationskoeffizienten im Winter treten insbesondere in Tallagen auf, die gegenüber advektiven Niederschlagsvorgängen abgeschirmt sind und ein Sommerregenmaximum aufweisen. Dies ist auch bei den drei Stationen Frankfurt, Lyon und Mailand der HURRELL & VAN LOON-Untersuchung der Fall, wobei das Niederschlagsmaximum in Lyon und Mailand allerdings erst im Spätsommer bzw. Frühherbst eintritt. Hier dominieren wohl vor allem konvektive Niederschlagsereignisse, so dass diese Stationen auf eine generelle Verstärkung der Zonalität der Strömung im Winter nicht mit deutlich überdurchschnittlichen Niederschlägen reagieren. Vielmehr überwiegt hier höchstwahrscheinlich der Effekt der Verlagerung der Hauptzyklonenbahnen und damit der Achse des maximalen atmosphärischen Wassertransports in Richtung Nordeuropa in High-Index-Wintern (s.o.) und es kommt zu negativen Zusammenhängen zwischen NAOI und den winterlichen Niederschlagssummen.

6.5 Fazit

Bei der Untersuchung der linearen Zusammenhänge zwischen den Zonalindizes NAOI und CEZI und dem Niederschlag im Untersuchungsgebiet auf Tagesbasis ergaben sich nur recht schwache Beziehungen. Sämtliche Korrelationskoeffizienten liegen im Intervall $[-0,1; 0,3]$. Die Wintermonate weisen dabei deutliche positive Zusammenhänge auf, während sich die Korrelationskoeffizienten während des Sommers vorwiegend im leicht negativen Bereich bewegen. Insbesondere im Frühjahr und Winter zeichnen sich deutliche, im Wesentlichen der Topographie folgende Muster in der räumlichen Vertei-

lung der r ab: Die Hochlagen des Schwarzwaldes sowie der Nordwesten des Untersuchungsraumes unterscheiden sich durch höhere Werte der Korrelationskoeffizienten von den umliegenden Gebieten. Untersucht man die Korrelation zwischen dem (über dem Nordatlantik gemessenen) NAOI und den Tagesniederschlägen unter Berücksichtigung eines Timelags, so ergeben sich etwas höhere Korrelationskoeffizienten und somit eine etwas höhere Aussagekraft des NAOI bei einem Timelag von ein bis zwei Tagen, allerdings nur während des Winters.

Vergleichbare räumliche Muster und einen ähnlichen jahreszeitlichen Gang der Zusammenhänge ergab die Korrelationsanalyse auf Monatsbasis. Jedoch lagen die Korrelationskoeffizienten nun trotz des geringeren Stichprobenumfangs auf einem deutlich höheren Niveau. Im Winter werden Werte von bis zu $r = 0,4$ erreicht, im Sommer liegen die Koeffizienten in einigen Gebieten bei $-0,3$. Der jahreszeitliche Gang ist auf Monatsbasis noch deutlicher als bei Zugrundelegung von Tageswerten. Insbesondere bei Verwendung des CEZI zeigt fast der gesamte Untersuchungsraum während des Winters hohe positive und im Sommer leichte bis mittlere negative Zusammenhänge. Auch sind die räumlichen Muster der Korrelationskoeffizienten auf Monatsbasis stärker ausgeprägt.

Bei einem Vergleich der rasterbasierten Analysen mit den Analysen unter Zugrundelegung von Clustermittelwerten des Niederschlags, ergab sich eine sehr gute Anpassung der räumlichen Muster der rasterbasierten Korrelationskoeffizienten durch die Korrelationen der Clustermittelwerte. Die wesentlichen räumlichen Unterschiede in der Verteilung der r werden durch die Cluster sehr gut erfasst. Dies stellt eine Bestätigung der Güte der ausgewählten 14-Cluster-Lösung zur Unterteilung des Untersuchungsraumes in niederschlagshomogene Regionen dar.

Trotz des recht niedrigen Niveaus der Korrelationskoeffizienten kann man von wirklich vorhandenen Beziehungen zwischen den Zonalindizes und dem Niederschlag im Untersuchungsgebiet ausgehen. Hiefür sprechen das Auftreten deutlicher, sich an der Topographie orientierender räumlicher Muster sowie der eindeutige jahreszeitliche Gang der Beziehungen. Eine reine Zufälligkeit der errechneten Zusammenhänge kann ausgeschlossen werden. Generell ist die Aussagekraft des CEZI dabei etwas höher als diejenige des NAOI. Die Korrelationskoeffizienten bei Verwendung des CEZI liegen auf höherem Niveau und die räumlichen Unterschiede sind etwas deutlicher ausgeprägt. Auch die Variationen der Beziehungen über das Jahr hinweg sind hier markanter.

Die deutlich positiven Zusammenhänge zwischen Zonalindizes und Niederschlag in den Wintermonaten sind auf die zu dieser Jahreszeit vornehmlich advektiv dominierten Niederschläge zurückzuführen. Eine stärkere Zonalität der Strömung und der damit in Zusammenhang stehende intensivere Herantransport feuchter atlantischer Luftmassen aus Westen bewirken dann höhere Niederschlagsmengen. Dies gilt insbesondere für die gen Westen exponierten Regionen des Untersuchungsraumes (Schwarzwald, Odenwald, östliches Keuperbergland): Sie weisen während des Winters die höchsten positiven Korrelationen auf. Offensichtlich überwiegt hier der positive Effekt einer allgemeinen Intensivierung der zonalen Zirkulation in High-Index-Wintern über den niederschlagsmindernden Effekt einer Verlagerung der Hauptzyklonenbahnen in Richtung Nordeuropa. Lediglich die relativ geschützten und abgeschirmten Tallagen weisen während des Winters negative Zusammenhänge auf, und dies vor allem bei Untersuchung der Beziehungen auf saisonaler Basis.

Die negativen Korrelationen weiter Teile des Untersuchungsraumes während der Sommermonate sind wahrscheinlich auf den dann geringeren Anteil advektiver Niederschläge zurückzuführen. Eine allgemeine Intensivierung der zonalen Zirkulation wirkt dann nicht mehr niederschlagsfördernd sondern verursacht umgekehrt geringere Niederschlagsmengen. Dies könnte auf die dann ungünstigeren Bedingungen für die Entstehung konvektiver Ereignisse zurückzuführen sein. Um diese Vermutung mit genügender Sicherheit belegen zu können, müssten allerdings weitere meteorologische Parameter betrachtet werden.

Generell muss festgestellt werden, dass sich im Untersuchungsgebiet deutliche räumliche Unterschiede hinsichtlich des Zusammenhangs zwischen Zonalindizes und Niederschlagsmengen ergeben. Es scheint nicht sinnvoll, die Beziehungen beispielweise durch nur einen mittleren Korrelationskoeffizienten für ganz Baden-Württemberg zusammenfassend zu beschreiben. Selbst räumlich nah beieinander liegende Regionen können deutlich unterschiedliche Reaktionen auf eine verstärkte Zonalität der atmosphärischen Strömung zeigen (z.B. Oberrheinebene – Schwarzwald). Dies hängt in erster Linie mit der ausgeprägten Topographie des Untersuchungsraumes und der dadurch hervorgerufenen räumlichen Variabilität der niederschlagsbildenden Prozesse zusammen.

7 Großwetterlagen und Niederschlag

7.1 Einführung

Die nach HESS & BREZOWSKY (1977) klassifizierten europäischen Großwetterlagen wurden mittels verschiedener statistischer Methoden zu den Niederschlagsverhältnissen in Baden-Württemberg in Beziehung gesetzt. Wie in Kapitel 4 bereits dargelegt, beruht die Großwetterlagenklassifikation im Wesentlichen auf den Strömungsverhältnissen über Europa und dem Nordatlantik im 500 hPa-Niveau. Mit ihrer Hilfe ist es möglich, die gesamte Bandbreite der räumlichen Druckverteilungen in der freien Atmosphäre über diesem Gebiet in insgesamt 29 Klassen zu untergliedern. Diese Klassen beschreiben wesentliche Einflussfaktoren auf die klimatischen Verhältnisse in Mitteleuropa, insbesondere Ursprungsgebiete und Zugbahnen von advektiv herangeführten Luftmassen sowie die Lage von Hoch- und Tiefdruckgebieten.

Das Auftreten einer bestimmten Großwetterlage kann deshalb mit charakteristischen Witterungsercheinungen im Untersuchungsgebiet verbunden sein. Hierzu zählen neben den Temperaturverhältnissen auch die Niederschlagswahrscheinlichkeiten und -mengen. Diese Zusammenhänge zwischen Großwetterlagen und regionaler Witterung sind jedoch über das Jahr hinweg oftmals nicht konstant, da dieselbe Großwetterlage je nach Jahreszeit mit verschiedenen Luftmasseneigenschaften verbunden sein kann (GERSTENGARBE & WERNER, 1999a). Dies hängt in erster Linie mit dem jahreszeitlichen Wechsel des Verhältnisses zwischen Ozean- und Landoberflächentemperaturen zusammen. Aufgrund des hohen Wärmespeichervermögens des Ozeans weisen maritime Luftmassen während des Winters gegenüber kontinentalen Luftmassen i.d.R. relativ hohe, im Sommer jedoch relativ niedrige Temperaturen auf (HÄCKEL, 1999). Dies führt hat u.a. zu jahreszeitlich wechselnden Stabilitätsverhältnissen innerhalb von Luftmassen desselben Ursprungsgebietes und derselben Zugbahn mit Auswirkungen auf deren Niederschlagsträchtigkeit. Aus diesem Grunde wurden auch die Beziehungen zwischen Niederschlag und Großwetterlagen getrennt für die vier Jahreszeiten untersucht.

Weiterhin muss beachtet werden, dass sich die niederschlagsbestimmenden atmosphärischen Verhältnisse selbst innerhalb desselben großräumigen Zirkulationsmusters von Fall zu Fall unterscheiden können (MATYASOVSKY et al., 1993), weshalb die Großwetterlagenklassifikation nicht alle wesentlichen Einflussfaktoren auf den Niederschlag erfassen kann. Das Aufstellen von Zusammenhängen auf

alleiniger Grundlage der europäischen Großwetterlagen kann also zu keiner vollständigen Erklärung des Niederschlagsverhaltens im Untersuchungsgebiet führen. Dies muss von vornherein klar sein.

7.2 Tagesniederschlag bei GWL

7.2.1 Methodik

Für jede der 29 Großwetterlagen wurde für jeden Rasterpunkt der mittlere tägliche Niederschlag bei Auftreten dieser GWL für den Zeitraum 1931-1997 berechnet, und zwar getrennt für die vier Jahreszeiten. Für jede Großwetterlage wurde dabei sowohl das arithmetische Mittel des **absoluten** Tagesniederschlags als auch das arithmetische Mittel des getrennt für die Jahreszeiten **standardisierten** Tagesniederschlags bestimmt. Bei der Berechnung der standardisierten mittleren Niederschläge lagen also die $Z_{x,i}$ aus Gleichung 6.1 zugrunde. Dieses Verfahren wurde gewählt, um die relative Niederschlagsanfälligkeit jedes Rasterpunktes bei Auftreten einer bestimmten GWL zu verdeutlichen. Durch die Standardisierung wird sowohl der Einfluss der mittleren absoluten Niederschlagshöhe als auch der vorhandenen Schwankungsbreite des Niederschlags an den Rasterpunkten auf das räumliche Bild eliminiert. Ein hoher standardisierter Wert zeigt einen für diesen Punkt und diese Jahreszeit übernormalen Tagesniederschlag, ein niedriger Wert eine unternormale Niederschlagsmenge an. Durch die Normierung auf die Standardabweichung (Gleichung 6.1) erhält man weiterhin eine Information darüber, wie außergewöhnlich der jeweilige Niederschlagswert für den betrachteten Rasterpunkt und die betrachtete Jahreszeit ist. Die arithmetischen Mittel der standardisierten Tagesniederschläge erlauben deshalb eine aussagekräftigere Beurteilung der Niederschlagsreaktion eines Rasterpunktes auf die einzelnen Großwetterlagen.

7.2.2 Ergebnisse

Die Resultate der Untersuchung zum Einfluss der Großwetterlagen auf die täglichen Niederschlagsmengen sind in Anhang B auf der beiliegenden CD-ROM dargestellt. Für jede Großwetterlage ist die räumliche Verteilung der mittleren absoluten und der mittleren standardisierten Tagesniederschläge zu sehen.

In beiden Fällen sind – wie nicht anders zu erwarten – deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Großwetterlagen zu erkennen. Weiterhin treten bei fast allen Großwetterlagen deutliche räumliche Muster der Niederschlagsmengen sowie jahreszeitliche Unterschiede hervor. Im Falle der absoluten Niederschläge (obere Bildhälften) zeichnet sich bei fast allen GWL und zu allen Jahreszeiten der Schwarzwald durch verhältnismäßig hohe Regenmengen gegenüber den umliegenden Gebieten ab. Bei einigen Wetterlagen verzeichnet er mittlere tägliche Niederschlagsmengen von bis zu 20 mm. Zu ganzjährig sehr feuchten Verhältnissen führen hier insbesondere die Wetterlagen **WZ**, **WS**, **NWZ**, **NZ** und **TM**. Auch der Odenwald, die Schwäbische Alb sowie das Alpenvorland fallen fast durchweg durch ihre hohen Niederschlagsmengen auf. Andererseits zeigen die tiefer gelegenen Landschaften (Oberrheingraben, Neckarbecken) sowie das nordwestliche Alpenvorland bei allen Wetterlagen und zu

fast allen Jahreszeiten geringere Niederschläge. Die stärksten räumlichen Niederschlagsgradienten sind bei den advektiv geprägten West- und Nordwestlagen zu verzeichnen.

Bei einigen Wetterlagen treten darüber hinaus deutliche jahreszeitliche Unterschiede des Niederschlagsverhaltens auf. Hierbei handelt es sich insbesondere um einige antizyklonal geprägte Wetterlagen, die v.a. während des Sommers zu bedeutenden Niederschlagsmengen führen, in den übrigen Jahreszeiten jedoch mit recht trockenen Verhältnissen verbunden sind (s.u.).

Die zu erkennenden räumlichen Unterschiede der absoluten Niederschlagsmengen erlauben wie oben bereits erläutert jedoch keine direkte Aussage über die relative Bedeutung der einzelnen Großwetterlagen für das Auftreten von Niederschlag in den einzelnen Regionen. Die generell bei allen GWL höheren Niederschlagsmengen von Schwarzwald, Odenwald und Alpenvorland dominieren die räumlichen Verteilungen.

Dieses Problem tritt bei Betrachtung der mittleren standardisierten Niederschlagsmengen (untere Bildhälfte) nicht auf. Der Einfluss der absoluten Niederschlagshöhen an den einzelnen Rasterpunkten ist eliminiert und die räumlichen Muster sind aussagekräftiger hinsichtlich des Einflusses der jeweiligen GWL auf die Niederschlagsmengen. Schwarzwald, Odenwald und Alpenvorland weisen nun bei einigen Wetterlagen deutlich niedrigere Werte auf als die tiefer gelegenen Regionen. Dies ist v.a. bei antizyklonalen Wetterlagen (**WA**, **BM**, **HNA**, **HB**, **NEA**, **HFA**, **HNFA**, **SEA**, **SA**) und den zyklonalen Ostlagen (**NEZ**, **HFZ**, **HNfZ**, **SEZ**) der Fall. Hier dominieren wohl konvektive Niederschlagsvorgänge, deren relative Bedeutung in den tieferen Beckenlagen wesentlich größer ist als in den von advektiven Niederschlägen dominierten exponierten Hochlagen (s. Kapitel 3). Dort treten zwar auch bei antizyklonal geprägten Wetterlagen sowie bei den Ostlagen immer noch größere absolute Niederschlagsmengen auf, jedoch ist deren generelle Bedeutung angesichts der hohen advektiv verursachten Niederschlagsmengen bei anderen Wetterlagen geringer. Bei diesen handelt es sich insbesondere um die zyklonal geprägten West- und Nordlagen (**WZ**, **WS**, **WW**, **NWZ**, **NZ**). Sie führen in Schwarzwald, Odenwald sowie i.d.R. auch im Alpenvorland ganzjährig zu hohen standardisierten Niederschlagsmengen.

Eine vollständige Beschreibung der in Anhang B dargestellten Vielzahl an räumlichen Verteilungsmustern sowie deren Interpretation sind an dieser Stelle nicht möglich und bleiben dem Leser überlassen. Es sei jedoch darauf hingewiesen, dass es bei der Studie der mittleren GWL-bezogenen Niederschläge hilfreich ist, die Topographie des Untersuchungsgebietes (Kapitel 2), die jahreszeitliche Verteilung der Niederschlagsmengen (Kapitel 3) sowie die mittleren Strömungsmuster der einzelnen Großwetterlagen (Anhang A) zu berücksichtigen.

7.2.3 Gruppierung der GWL

Auf Grundlage der mittleren absoluten Tagesniederschläge bei den einzelnen Großwetterlagen wurde eine Gruppierung der GWL vorgenommen. Hierbei wurde jede Großwetterlage einer der fünf Gruppen

- 1 → *sehr nass*
- 2 → *nass*
- 3 → *feucht*
- 4 → *trocken*
- 5 → *sehr trocken*

zugeordnet. Aufgrund des teilweise unterschiedlichen Niederschlagsverhaltens der Großwetterlagen im Jahresverlauf erfolgte die Gruppierung getrennt für die vier Jahreszeiten (Abb. 7.1).

Es ist wichtig zu betonen, dass es sich hierbei um ein rein subjektives Zuordnungsverfahren handelt, bei welchem das Niederschlagsverhalten der Großwetterlagen untereinander und unter Berücksichtigung der innerjährlichen Variabilität verglichen wird. Weiterhin vernachlässigt die Gruppierung jegliche räumlichen Unterschiede der Niederschlagsmengen, es wird lediglich das größere Gesamtbild betrachtet.

Die Großwetterlagen **SZ** und **SEZ**

wurden für den Sommer keiner der fünf Klassen zugeordnet. Sie zeigten ein sehr uneinheitliches Bild der Niederschlagsverteilung mit sehr hohen Niederschlagsmengen im Nordwesten des Untersuchungsraumes und trockenen Bedingungen im Südosten. Der Grund für diese inhomogene Verteilung der Niederschlagsmengen ist in erster Linie in der geringen Häufigkeit dieser zwei Großwetterlagen in den

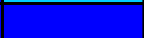
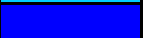
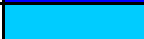
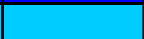
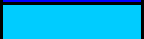
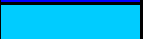
				
Gruppe 1	Gruppe 2	Gruppe 3	Gruppe 4	Gruppe 5
(sehr nass)	(nass)	(feucht)	(trocken)	(sehr trocken)
				
nicht gruppiert				
GWL	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter
WA				
WZ				
WS				
WW				
SWA				
SWZ				
NWA				
NWZ				
HM				
BM				
TM				
NA				
NZ				
HNA				
HNZ				
HB				
TRM				
NEA				
NEZ				
HFA				
HFZ				
HNFA				
HNFZ				
SEA				
SEZ				
SA				
SZ				
TB				
TRW				

Abb. 7.1: Gruppierung der Großwetterlagen hinsichtlich der mittleren täglichen Niederschlagsmengen im Untersuchungsgebiet

Sommermonaten zu suchen (s. Abb. 4.9). Die Wetterlage **SEZ** tritt während des gesamten Untersuchungszeitraumes (1931-1997) im Sommer nur an insgesamt vier Tagen auf, die Wetterlage **SZ** sogar nur an drei Tagen. Diese geringen Häufigkeiten führen zu einer starken Abhängigkeit der mittleren Niederschlagsverteilungsmuster von den konkreten atmosphärischen Bedingungen an diesen drei bzw. vier Tagen und lassen eine Interpretation der mittleren Niederschlagsmengen kaum zu.

Aus der Darstellung der für die vier Jahreszeiten getrennt vorgenommenen Klassifizierung lässt sich überblicksmäßig sowohl die relative Bedeutung der einzelnen Großwetterlagen für den Niederschlag im Untersuchungsgebiet als auch der wechselnde Einfluss der GWL im Jahresverlauf entnehmen.

So gibt es auf der einen Seite Großwetterlagen, die sich über das gesamte Jahr hinweg relativ gleichartig verhalten und durchweg zu recht feuchten oder aber recht trockenen Verhältnissen führen. So sind beispielsweise die Wetterlagen **WZ**, **WS**, **WW** und **NWZ** durchweg mit hohen Niederschlagsmengen verbunden, was auf den ganzjährigen direkten Herantransport feuchter atlantischer Luftmassen zurückzuführen ist. Die Hochdruck- bzw. antizyklonalen Wetterlagen **WA**, **SWA**, **NWA**, **HM**, **BM**, **NA** und **HB** führen hingegen über das ganze Jahr hinweg zu äußerst geringen Niederschlagsmengen.

Auf der anderen Seiten kommt es bei einigen Wetterlagen zu im Jahresverlauf deutlich unterschiedlichen Niederschlagsverhältnissen. In allen diesen Fällen sind dabei die sommerlichen Niederschlagsmengen höher als die winterlichen, was auf einen hohen Anteil konvektiver Niederschlagsprozesse schließen lässt. Es handelt sich hierbei insbesondere um die antizyklonalen Wetterlagen **HNA**, **HFA**, **HNFA** und **SA**. Offensichtlich herrschen bei diesen Großwetterlagen während des Sommers günstige atmosphärische Ausgangsbedingungen für die Entwicklung konvektiver Schauer vor (ausreichender Feuchtegehalt der Atmosphäre bei ungehinderter Einstrahlung). Die Großwetterlage **NEA** ist ebenfalls im Sommer, vor allem aber im Herbst mit höheren Niederschlagsmengen verbunden als zu den anderen Jahreszeiten.

Vergleicht man in Abbildung 7.1 die Gruppenhäufigkeiten in den einzelnen Jahreszeiten miteinander, so fällt auf, dass während des Winters nur einige wenige Großwetterlagen zu bedeutenden Niederschlägen führen (**WZ**, **WS**, **WW**, **NWZ**, **NZ**). Zu den anderen Jahreszeiten und vor allem während des Sommers sind hingegen eine wesentlich größere Anzahl unterschiedlicher Wetterlagen für die Niederschläge verantwortlich. Dies lässt auf eine größere Variabilität der sommerlichen Niederschlagsprozesse schließen (advektiv **und** konvektiv).

Generell entspricht die in der vorliegenden Studie vorgenommene Gruppierung der 29 Großwetterlagen sehr gut der von GERSTENGARBE & WERNER (1999a) angegebenen allgemeinen Charakterisierung der einzelnen GWL hinsichtlich über- oder unternormaler Niederschlagverhältnisse in Europa.

7.2.4 Abhängigkeit von Andauer der GWL

Die errechneten mittleren Niederschlagsmengen bei Auftreten einer bestimmten GWL geben noch keine Auskunft darüber, wie sich die Niederschlagsverhältnisse mit zunehmender Andauer einer

Großwetterlage verändern. Um diese Fragestellung zu untersuchen, wurden die mittleren absoluten Niederschlagsmengen bei einer Großwetterlage in Abhängigkeit von der vorherigen Andauer dieser GWL berechnet. In diesem Falle wurde allerdings nicht zwischen den vier Jahreszeiten unterschieden, sondern alle Berechnungen beziehen sich auf das gesamte Jahr. Anhang C enthält die Ergebnisse dieser Untersuchung.

Dargestellt ist für jede der 29 Großwetterlagen die Verteilung der mittleren täglichen Niederschlagsmengen am ersten, zweiten, dritten, ... bis achten Tag des hintereinanderfolgenden Auftretens der jeweiligen GWL. Zu beachten ist, dass das Maximum der Periodendauer (Länge des hintereinanderfolgenden Auftretens einer GWL) meist bei 3 Tagen liegt und die Häufigkeiten danach rasch abnehmen. Für die Berechnung der durchschnittlichen Niederschlagssummen am ersten, zweiten bis dritten Tag des Auftretens einer GWL standen also i.d.R. wesentlich mehr Fälle zur Verfügung als am vierten bis achten Tag, weshalb die Angaben der mittleren Tagesniederschläge für kürzere Andauern auf einer wesentlich besseren Datengrundlage beruhen. Bei längeren Andauern bestimmen hingegen einige wenige Tage die mittleren räumlichen Verteilungen, weshalb diese Verteilungen nur mit äußerster Vorsicht interpretiert werden können.

An dieser Stelle soll nicht auf jede Großwetterlage einzeln eingegangen werden, sondern nur eine Beschreibung der wesentlichen Auffälligkeiten erfolgen. Grundsätzlich zeigt die Mehrzahl der GWL mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Unterschiede je nach Länge des aufeinanderfolgenden Auftretens. Generelle Muster, die sich bei „gleichartigen“ Großwetterlagen wiederholen, treten allerdings nicht auf. Andererseits zeigen einige Großwetterlagen relativ konstante Niederschlagsverhältnisse über die Dauer ihres Auftretens hinweg. Hierzu zählen u.a. alle zyklonal geprägten Westwetterlagen (**NWZ**, **SWZ**, **WZ**, **WW**, **WS**). Diese austauschstarken GWL sind generell mit hohen Niederschlagsmengen verbunden und transportieren täglich neue atlantische Luftmassen in das Untersuchungsgebiet. Hierin liegt wohl die Ursache für die relativ konstanten Niederschlagsmengen. Aber auch die Hochdruckwetterlagen **HM** und **BM** weisen nur eine recht geringe Veränderung der Niederschlagsmengen mit zunehmender Andauer auf, jedoch auf wesentlich trockenerem Niveau.

7.2.5 Trends

Um eine Aussage darüber treffen zu können, ob sich die in Anhang B dargestellten mittleren Beziehungen zwischen den Großwetterlagen und den Niederschlagsmengen innerhalb des Untersuchungszeitraumes verändert haben, wurde weiterhin eine zeitabhängige Berechnung der mittleren Niederschlagsverhältnisse durchgeführt. Die Annahme der Stationarität der Beziehungen ist insbesondere für die spätere Regressionsanalyse zwischen Großwetterlagenhäufigkeiten und Niederschlagsmengen von Bedeutung. Der gesamte Untersuchungszeitraum (1931-1997) wurde in sieben Perioden unterteilt, von denen die ersten sechs jeweils eine 10-jährige Dauer haben, die letzte hingegen nur sieben Jahre umfasst:

Periode 1	→	<i>1931 – 1940</i>
Periode 2	→	<i>1941 – 1950</i>
Periode 3	→	<i>1951 – 1960</i>

Periode 4	→	<i>1961 – 1970</i>
Periode 5	→	<i>1971 – 1980</i>
Periode 6	→	<i>1981 – 1990</i>
Periode 7	→	<i>1991 – 1997</i>

Für jede dieser Perioden wurde der mittlere absolute Tagesniederschlag für jede GWL berechnet, wobei auch hier zwischen den vier Jahreszeiten unterschieden wurde. Anhang D zeigt die Ergebnisse dieser Untersuchung. Zu beachten ist die relativ willkürliche Einteilung der Perioden, die durchaus Einfluss auf die in jeweils sieben Grafiken dargestellte zeitliche Entwicklung der Niederschlagsmengen haben kann.

Generell zeigen sich wiederum für jede Großwetterlage spezifische Verläufe. Allgemein geltende Muster sind kaum auszumachen. Bei der überwiegenden Anzahl der GWL kommt es zu leichten Veränderungen der mittleren Niederschlagsmengen zwischen den einzelnen Perioden. Auch hier ist der Effekt der unterschiedlichen Auftrittshäufigkeiten der GWL in den Perioden zu berücksichtigen. Jedoch lassen sich keine systematischen Trends erkennen, so dass von einer mehr oder weniger stationären Beziehung zwischen dem Auftreten der Großwetterlagen und dem mittleren absoluten Tagesniederschlag ausgegangen werden kann.

7.3 Niederschlagsvariabilität bei GWL

7.3.1 Methodik

Neben den mittleren täglichen Niederschlagssummen bei Auftreten der einzelnen Großwetterlagen wurde weiterhin die Variabilität der Tagesniederschläge für jede Großwetterlage untersucht. Im Hintergrund stand hierbei die Frage, wie aussagekräftig die einzelnen GWL für die täglichen Niederschlagssummen sind und inwieweit die GWL für Prognosen des Tagesniederschlags geeignet sind. Bei Wetterlagen mit einer hohen Schwankungsbreite der täglichen Niederschlagssummen kann davon ausgegangen werden, dass die durch die Wetterlagenklassifikation erfassten Einflussfaktoren auf den Niederschlag (also insbesondere die Strömungsverhältnisse in der freien Atmosphäre) nicht ausreichend sind, um die täglichen Niederschlagsmengen abzuschätzen. Weitere Parameter müssten in diesem Falle herangezogen werden. Liegt der tägliche Niederschlag bei einer GWL jedoch andererseits auf konstantem Niveau, so hat diese Großwetterlage offensichtlich eine hohe Aussagekraft hinsichtlich des Niederschlagsgeschehens. Durch die räumlich differenzierte, rasterpunktbasierte Betrachtung der Variabilitäten können weiterhin Erkenntnisse darüber erlangt werden, inwiefern sich die Aussagekraft der Großwetterlagen von Region zu Region unterscheidet.

Zur Beurteilung der Variabilität des Niederschlags wurde zunächst für jeden Rasterpunkt die Standardabweichung der Tagesniederschläge für jede der 29 Großwetterlagen und getrennt für jede Jahreszeit berechnet:

$$s_{x,GWL} = \sqrt{\frac{1}{n_{GWL} - 1} \sum (N_{x,GWL,i} - \bar{N}_{x,GWL})^2} \quad , x = 1 \dots 707, i = 1 \dots n_{GWL} \quad (7.1)$$

$s_{x,GWL}$ ist die Standardabweichung der täglichen Niederschlagsmengen am Rasterpunkt x und n_{GWL} die Anzahl der in der betrachteten Saison insgesamt auftretenden Tage mit der Großwetterlage GWL . Die $N_{x,GWL,i}$ bezeichnen die täglichen Niederschlagssummen an den i Tagen mit Auftreten der betrachteten Großwetterlage. $\bar{N}_{x,GWL}$ ist das arithmetische Mittel dieser Tagesniederschläge.

Die Standardabweichung verwendet also die quadratischen Abweichungen der einzelnen Tagesniederschlagssummen von ihrem arithmetischen Mittel als Variationsmaß. Jedoch ist sie im vorliegenden Fall kein geeignetes Maß zur Darstellung der räumlichen Muster der Niederschlagsvariabilität und zum Vergleich der Aussagekraft der einzelnen Großwetterlagen. Generell werden nämlich die absoluten Abweichungen der Tagesniederschläge $N_{x,GWL,i}$ von ihrem jeweiligen Mittelwert $\bar{N}_{x,GWL}$ umso größer sein, je höher dieser Mittelwert ist. Dies gilt insbesondere, da innerhalb des Untersuchungszeitraumes an jedem Rasterpunkt auch niederschlagsfreie Tage auftreten ($N_{x,GWL,i} = 0$), an denen der Term $N_{x,GWL,i} - \bar{N}_{x,GWL}$ in Gleichung 7.1 allein durch den mittleren Niederschlag am jeweiligen Rasterpunkt bei der jeweiligen Großwetterlage bestimmt wird. Rasterpunkte mit hohen mittleren Niederschlägen sowie Großwetterlagen mit hohen mittleren Niederschlägen werden demnach i.d.R. eine höhere Standardabweichung aufweisen. Dies behindert sowohl den Vergleich der Rasterpunkte untereinander als auch der Großwetterlagen untereinander hinsichtlich der oben beschriebenen Fragestellung.

Aus diesem Grunde wurde nicht die Standardabweichung sondern der Variationskoeffizient v als Maß zur Darstellung der Niederschlagsvariabilität gewählt:

$$v_{x,GWL} = \frac{s_{x,GWL}}{\bar{N}_{x,GWL}} \quad , x = 1 \dots 707 \quad (7.2)$$

$v_{x,GWL}$ stellt hierbei den Variationskoeffizienten des Tagesniederschlags am Rasterpunkt x bei der Großwetterlage GWL dar. $s_{x,GWL}$ ist die zugehörige Standardabweichung aus Gleichung 6.1 und $\bar{N}_{x,GWL}$ der mittlere Tagesniederschlag. Der Variationskoeffizient normiert die Standardabweichung auf den Mittelwert der zugrundeliegenden Datenreihe und eliminiert somit den Effekt des Anstiegs der Standardabweichung mit zunehmendem Mittelwert. Er ist im vorliegenden Fall wesentlich aussagekräftiger hinsichtlich der Variabilität des Niederschlags.

7.3.2 Ergebnisse

Die räumlichen Verteilungen der Variationskoeffizienten v sowie auch der zugrundeliegenden Standardabweichungen s sind in Anhang E dargestellt.

Betrachtet man die räumlichen Muster der Standardabweichungen (obere Bildhälften), so fallen die bei allen Wetterlagen und zu allen Jahreszeiten hohen Werte des Schwarzwaldes sowie meist auch diejenigen des Odenwaldes, des Alpenvorlands und der Schwäbischen Alb auf. Die tiefer gelegenen Beckenlandschaften weisen demgegenüber durchweg niedrigere Standardabweichungen auf. Die räumlichen Unterschiede sind dabei vor allem bei den feuchten Wetterlagen (**WS, SWZ, TM, HNZ, TRM, HFZ, WW, NWZ, WZ, NZ**) am stärksten ausgeprägt. Beide Tatsachen bestätigen die Vermutung, dass die absoluten Niederschlagsmengen entscheidend für die Höhe der Standardabweichungen sind, hohe Werte von s also insbesondere in den niederschlagsreichen Regionen sowie bei Auftreten feuchter Wetterlagen zu beobachten sind.

Etwas aussagekräftiger sind aus diesem Grunde die Verteilungen der Variationskoeffizienten (untere Bildhälften). Im Vergleich zu den Standardabweichungen zeichnen sich räumliche Muster nun nicht mehr so deutlich ab. Ihr Zusammenhang mit den topographischen Verhältnissen im Untersuchungsgebiet ist wesentlich schwächer. Dennoch sind räumliche Muster z.T. immer noch vorhanden. So fallen die Hochlagen des Schwarzwaldes i.d.R. durch gegenüber den umliegenden Gebieten etwas niedrigere Variationskoeffizienten des Tagesniederschlags auf. Aus dem offensichtlich schwächeren Einfluss der Topographie auf die Variationskoeffizienten lässt sich schließen, dass diese für die (normierte) Variabilität des Tagesniederschlags bei den einzelnen Großwetterlagen nicht im selben Maße bestimmend ist wie für die mittleren Niederschlagsmengen.

Beim Vergleich der Jahreszeiten untereinander fällt auf, dass die Variationskoeffizienten des Niederschlags sich bei den einzelnen Großwetterlagen über das Jahr hinweg nur wenig voneinander unterscheiden. Bei der überwiegenden Anzahl der Großwetterlagen herrschen in allen vier Jahreszeiten ähnliche Verhältnisse vor. Wesentlich ausgeprägter sind die Unterschiede zwischen den einzelnen Großwetterlagen (s.u.).

7.3.3 Gruppierung der GWL

Um einen Überblick über die Ergebnisse zu erhalten, wurde genau wie im Falle der mittleren Tagesniederschläge eine Gruppierung der Großwetterlagen hinsichtlich der Variabilität ihrer täglichen Niederschlagssummen vorgenommen. Grundlage waren die räumlichen Verteilungen der Variationskoeffizienten in den vier Jahreszeiten. Auch an dieser Stelle muss darauf hingewiesen werden, dass die Gruppierung nicht auf objektiven Kriterien beruht sondern subjektiv vorgenommen wurde und dass weiterhin die räumlichen Muster der Variationskoeffizienten nicht mit in die Gruppierung eingingen.

Jede Großwetterlage wurde getrennt für die vier Jahreszeiten anhand der für den gesamten Untersuchungsraum integral betrachteten Größe der Variationskoeffizienten einer der folgenden fünf Gruppen zugeordnet :

- 1 → *sehr hohe Variabilität*
- 2 → *hohe Variabilität*

- 3 → *mittlere Variabilität*
 4 → *niedrige Variabilität*
 5 → *sehr niedrige Variabilität*

Wiederum wurden die beiden Wetterlagen **SEZ** und **SZ** aufgrund ihrer äußerst niedrigen sommerlichen Auftrittshäufigkeit im Sommer nicht klassifiziert.

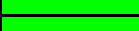
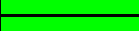
				
Gruppe 1 (sehr hohe Variabilität)	Gruppe 2 (hohe Variabilität)	Gruppe 3 (mittlere Variabilität)	Gruppe 4 (niedrige Variabilität)	Gruppe 5 (sehr niedrige Variabilität)
 nicht gruppiert				
GWL	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter
WA				
WZ				
WS				
WW				
SWA				
SWZ				
NWA				
NWZ				
HM				
BM				
TM				
NA				
NZ				
HNA				
HNZ				
HB				
TRM				
NEA				
NEZ				
HFA				
HFZ				
HNFA				
HNFZ				
SEA				
SEZ				
SA				
SZ				
TB				
TRW				

Abb. 7.2: Gruppierung der Großwetterlagen hinsichtlich der Variabilität des Tagesniederschlags im Untersuchungsgebiet (ausgedrückt durch den Variationskoeffizienten v)

Die tabellarische Darstellung der Gruppierung (Abb. 7.2) verdeutlicht die recht geringen jahreszeitlichen Unterschiede der Niederschlagsvariabilität bei den einzelnen Großwetterlagen. Alle GWL bewegen sich über das Jahr hinweg auf relativ konstantem Niveau. Größere Unterschiede treten nicht zwischen den Jahreszeiten sondern in erster Linie zwischen den Großwetterlagen auf. So weisen insbesondere die Wetterlagen **WS**, **WW**, **NWZ** und **NZ** sehr niedrige Variationskoeffizienten auf. Diese Wetterlagen sind gleichzeitig mit sehr hohen Niederschlagsmengen verbunden (vergleiche Abb. 7.1). Auf der anderen Seite sind alle Wetterlagen mit hohen Variabilitäten gleichzeitig mit relativ trockenen Verhältnissen verknüpft. Dies fällt insbesondere bei der Großwetterlage **HM** auf, die in allen Jahreszeiten als *sehr trocken* eingestuft wurde (Abb. 7.1), aber die höchsten Variationskoeffizienten aufweist (Abb. 7.2). Offensichtlich ist die (normierte) Niederschlagsvariabilität der trockenen antizyklonal geprägten Wetterlagen, bei denen es wenn überhaupt nur zu konvektiven

Niederschlägen kommt, am höchsten. Andererseits führen die feuchten zyklonalen West- und Nordwestlagen durchweg zu geringeren (normierten) Variabilitäten, also zu konstant hohen Niederschlagsmengen.

Zu beachten ist allerdings der Einfluss der Normierung der Standardabweichung in 7.2 durch Division durch den mittleren Niederschlag. Dieses Verfahren ist nicht ganz risikofrei. Der unerwünschte Effekt der generell steigenden Standardabweichungen mit steigendem Mittelwert wird hiermit zwar korrigiert, jedoch besteht durchaus die Gefahr einer „zu starken“ Korrektur. Rasterpunkte bzw. Großwetterlagen mit hohem mittleren Niederschlag können dann einen zu niedrigen Variationskoeffizienten aufweisen (Division der Standardabweichung durch einen hohen Wert), der u.U. nicht angemessen ist. Umgekehrt wird die Standardabweichung an Rasterpunkten bzw. bei Großwetterlagen mit niedrigem mittleren Niederschlag durch einen kleinen Wert dividiert; der Variationskoeffizient nimmt dann u.U. unangemessen hohe Werte an.

7.4 Regressionsanalyse auf Tagesbasis

7.4.1 Methodik

Unter Anwendung der Techniken der Regressionsanalyse (s. Kapitel 5) wurde versucht, die täglichen Niederschlagsmengen der Jahre 1931-1997 im Untersuchungsgebiet mathematisch in Abhängigkeit des Auftretens der einzelnen Großwetterlagen zu beschreiben. Hierzu wurde das Modell der *multiplen linearen Regression* gewählt. Als zentrale Prüfgröße zur Abschätzung der Güte der angepassten Modelle diente jeweils das multiple Bestimmtheitsmaß B (= Anteil der durch das Modell erklärten Varianz der Zielgröße an der Gesamtvarianz dieser Größe; vergl. Kapitel 5). Bedeutende Interkorrelationen zwischen den einzelnen Prädiktoren traten nicht auf.

Aufgrund des jahreszeitlich wechselnden Einflusses einiger Großwetterlagen auf die Niederschlagsverhältnisse im Untersuchungsgebiet (s. Kapitel 7.2) wurden sämtliche Analysen getrennt für die vier Jahreszeiten durchgeführt. Als abhängige Variablen dienten jeweils die Clustermittelwerte der jahreszeitlich standardisierten Tagesniederschläge $Z_{x,t}$ (Gleichung 6.1). Durch Verwendung der Mittelwerte des Niederschlags in den 14 Clustern mussten für die einzelnen Analysen nur jeweils 14 Regressionsmodelle aufgestellt werden. Wäre die Untersuchung hingegen auf Rasterpunktbasis durchgeführt worden, so hätten jeweils 707 Modellanpassungen durchgeführt werden müssen, was Modellprüfungen und –beurteilungen aufgrund der sehr hohen Datenmenge unmöglich gemacht hätte.

Als Prädiktoren dienten Auftreten und Häufigkeit der einzelnen Großwetterlagen sowie Auftreten und Häufigkeit der in Kapitel 7.2.3 beschriebenen Großwetterlagengruppen (Gruppierung nach mittleren Niederschlagsmengen). Hiermit sollte versucht werden, die große Zahl der Prädiktoren bei Verwendung der 29+1 Großwetterlagen zu reduzieren und gleichzeitig die Aussagekraft des Regressionsmodells nicht deutlich zu vermindern. Zusätzlich zu den fünf bereits definierten Gruppen *sehr nass*, *nass*, *feucht*, *trocken* und *sehr trocken* wurde weiterhin die Gruppe **6** (*unbestimmt*) eingeführt. Diese enthält die Großwetterlage **U** sowie im Sommer die Großwetterlagen **SEZ** und **SZ**. Zu beachten ist, dass

die Großwetterlagengruppierung getrennt für die vier Jahreszeiten durchgeführt wurde und somit eine bestimmte Großwetterlage je nach Jahreszeit unterschiedlichen Gruppen zugeordnet werden kann (vergleiche Abb. 7.1).

Folgende Variablen wurden in unterschiedlichen Kombinationen als Prädiktoren der Regressionsanalysen auf Tagesbasis verwendet:

Tages-GWL

Für jede der 29+1 Großwetterlagen wurde eine sog. *Dummy-* oder *binäre Variable* definiert. Diese nimmt den Wert **1** an (= „tritt auf“), wenn die jeweilige Großwetterlage am betrachteten Tag auftritt, ansonsten den Wert **0** (= „tritt nicht auf“). Da jedem Tag der 67-jährigen Zeitreihe 1931-1997 nur eine einzige Großwetterlage zugeordnet wurde, weist an jedem Tag auch nur eine einzige der 30 Dummy-Variablen den Wert **1** auf, alle anderen 29 Variablen sind mit **0** belegt.

Tages-GWLgruppe

Analog zu den einzelnen Großwetterlagen wurden 6 Dummy-Variablen für die sechs Großwetterlagengruppen (s.o.) definiert. Diese Variablen nehmen den Wert **1** an, wenn die am betrachteten Tag auftretende Großwetterlage der jeweiligen Großwetterlagengruppe zugeordnet ist, ansonsten den Wert **0**. Auch hier ist somit an jedem Tag nur eine der sechs Dummy-Variablen mit **1** belegt, die anderen fünf haben den Wert **0**.

lag3-GWL

Die *lag3*-Variablen enthalten die absoluten Auftretshäufigkeiten der einzelnen Großwetterlagen in einem dreitägigen Zeitfenster vor dem jeweils betrachteten Tag. Tritt eine bestimmte Großwetterlage beispielsweise an zwei der drei vorangegangenen Tage auf so nimmt ihre *lag3*-Variable für den betrachteten Tag den Wert **2** an. Kam eine Großwetterlage hingegen in den letzten drei Tagen nicht vor, so ist *lag3* mit **0** belegt. Die Addition aller 30 *lag3*-Variablen (für jede Großwetterlage eine eigene Variable) eines bestimmten Tages ergibt somit immer den Wert **3**.

Mit Hilfe der *lag3*-Variablen wurde versucht, den Einfluss der Witterung an den drei vorangegangenen Tagen auf den Niederschlag eines bestimmten Tages mit in das Regressionsmodell einzubeziehen. Dieser Einfluss kann insbesondere bei austauscharmen Hochdruckwetterlagen vermutet werden (kein Herantransport neuer, feuchter Luftmassen und zunehmende „Austrocknung“ der Atmosphäre).

lag3-GWLgruppe

Genau wie für die Großwetterlagen wurden auch für die sechs Großwetterlagengruppen *lag3*-Variablen definiert. Diese enthalten jeweils die absolute Häufigkeit der betrachteten Großwetterlagengruppe in den drei vorangegangenen Tagen. Die Addition aller sechs *lag3*-Variablen eines Tages ergibt auch hier den Wert **3**.

lag10-GWL

Um den Einfluss der Witterung in einem noch längeren vorangehenden Zeitfenster auf den Tagesniederschlag mit einzubeziehen, wurden weiterhin *lag10*-Variablen für die einzelnen Großwetterlagen definiert. Diese Geben die absolute Auftrittshäufigkeit der jeweiligen Großwetterlage in einem zehntägigen Zeitfenster vor dem betrachteten Tag an. Die Addition aller 30 *lag10*-Variablen ergibt den Wert **10**.

lag10-GWLgruppe

Als weitere Prädiktoren wurden auch die *lag10*-Variablen der sechs Großwetterlagengruppen berechnet. Sie geben analog zu den *lag10*-GWL-Variablen die Auftrittshäufigkeit der jeweils betrachteten Großwetterlagengruppe in einem zehntägigen vorangehenden Zeitfenster an. Auch hier ergibt die Addition aller *lag10*-GWLgruppen-Variablen **10**.

7.4.2 Ergebnisse

7.4.2.1 Niederschlag mit Tages-GWL, lag3-GWL und lag10-GWL

abhängige Variablen : Clustermittelwerte der standardisierten Tagesniederschläge

Prädiktoren : Tages-GWL (+ lag3-GWL, lag10-GWL)

Zunächst wurde für jeden Cluster ein Regressionsmodell unter alleiniger Verwendung der Tages-GWL-Variablen aufgestellt. Die Tages-GWL für die Großwetterlage U („unbestimmt“) ging jedoch von vornherein nicht in das Modell ein. Der Grund hierfür liegt in der Tatsache, dass eine der 30 binären Variablen immer vollständig durch die 29 anderen erklärt werden kann. Weist nämlich bereits eine der 29 Variablen den Wert **1** auf, so muss die dreißigste automatisch den Wert **0** annehmen. Sind umgekehrt alle 29 Variablen mit **0** belegt, so hat die dreißigste zwangsläufig den Wert **1**. Die Hinzunahme des dreißigsten Prädiktors bringt somit keinen Informationsgewinn. Aufgrund ihrer schwierigen Interpretation wurde die binäre Variable der unbestimmten Großwetterlage **U** als nicht in das Modell ein-

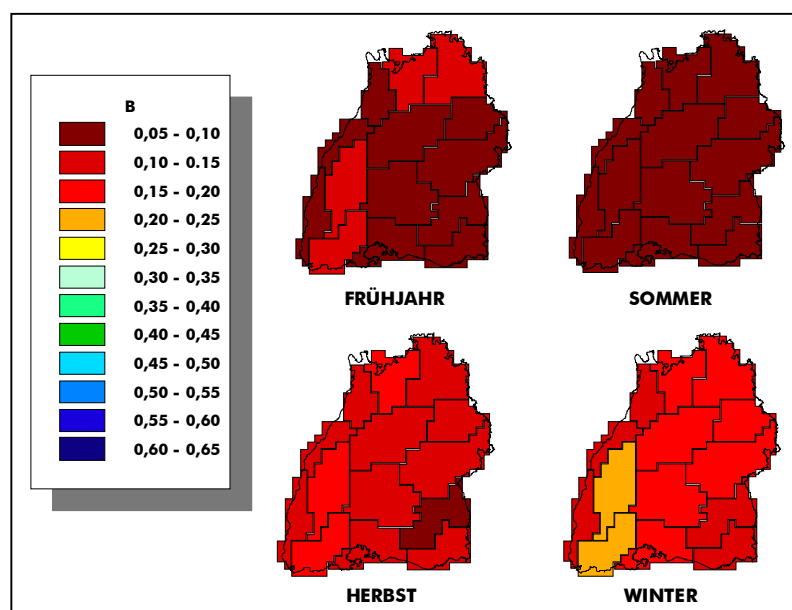


Abb. 7.3: Räumliche Verteilung der multiplen Bestimmtheitsmaße *B* unter Verwendung der Tages-GWL als Prädiktoren

gehender Prädiktor ausgewählt.

Insgesamt gingen somit 29 unabhängige Variablen in die Analysen ein. Multikollinearitätsprobleme traten nicht auf, da keine deutlichen Interkorrelationen der einzelnen Prädiktoren untereinander zu verzeichnen waren (alle Korrelationskoeffizienten $|r| < 0,2$).

Die resultierenden multiplen Bestimmtheitsmaße liegen für alle Cluster und alle Jahreszeiten auf einem sehr niedrigen Niveau (Tab. 7.1, Abb. 7.3). Das maximale Bestimmtheitsmaß beträgt 0,22 (Cluster 2 und 7 im Winter). Vergleicht man die vier Jahreszeiten untereinander, so fallen Herbst und insbesondere Winter durch ihre relativ hohen multiplen Bestimmtheitsmaße auf, während das Niveau im Frühjahr und im Sommer etwas niedriger liegt. Die Cluster 2, 7 und 13 weisen dabei in allen Jahreszeiten die höchsten Werte auf. Hier gelingt es offenbar noch am besten, die täglichen Niederschlagswerte mittels der *Tages-GWL*-Variablen abzuschätzen.

In einer weiteren Stufe wurden die *lag3-GWL*- sowie die *lag10-GWL*-Variablen mit in die Regressionsanalyse einbezogen (jeweils unter Ausschluss der Variable für die Großwetterlage **U**). Trotz der nun wesentlich höheren Anzahl an Prädiktoren zeigen sich keine deutlichen Verbesserungen der Bestimmtheitsmaße, es kommt durchweg nur zu leichten Anstiegen (Tab. 7.2). Hieraus ist zu schließen, dass die Hinzunahme der *lag3-GWL*- und *lag10-GWL*-Variablen keinen wesentlichen Informationsgewinn bringt. Die atmosphärischen Verhältnisse in einem drei- bzw. zehntägigen vorangehenden Zeitfenster scheinen nur geringen Einfluss auf die Niederschlagsmengen im Untersuchungsgebiet zu haben. Zumindest sind sie im Falle des gewählten Ansatzes der multiplen linearen Regression nur von geringer Bedeutung.

Bei der Prüfung der Modellansätze anhand der Residuen zeigte sich, dass diese durchweg von der Normalverteilung abweichen, der gewählte Modellansatz also prinzipiell zu hinterfragen ist.

Tab. 7.1: Multiples Bestimmtheitsmaß **B** bei Regression auf Tagesbasis und Verwendung der *Tages-GWL* als Prädiktoren

Cluster	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter
1	0.08	0.07	0.11	0.11
2	0.13	0.09	0.16	0.22
3	0.08	0.07	0.12	0.17
4	0.08	0.09	0.12	0.15
5	0.07	0.07	0.10	0.13
6	0.09	0.07	0.12	0.16
7	0.14	0.10	0.17	0.22
8	0.09	0.09	0.13	0.15
9	0.09	0.09	0.13	0.16
10	0.09	0.09	0.12	0.16
11	0.10	0.10	0.14	0.17
12	0.11	0.10	0.14	0.17
13	0.12	0.10	0.16	0.19
14	0.09	0.09	0.13	0.15

Tab. 7.2: Multiples Bestimmtheitsmaß **B** bei Regression auf Tagesbasis und Verwendung der *Tages-GWL*, *lag3-GWL* und *lag10-GWL* als Prädiktoren

Cluster	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter
1	0.11	0.09	0.12	0.12
2	0.15	0.10	0.17	0.23
3	0.10	0.09	0.13	0.18
4	0.10	0.11	0.13	0.16
5	0.09	0.10	0.12	0.14
6	0.11	0.09	0.14	0.18
7	0.16	0.12	0.19	0.23
8	0.11	0.11	0.14	0.16
9	0.11	0.10	0.15	0.17
10	0.11	0.11	0.14	0.17
11	0.12	0.11	0.16	0.18
12	0.12	0.12	0.16	0.18
13	0.14	0.12	0.17	0.20
14	0.11	0.11	0.14	0.16

7.4.2.2 Niederschlag mit *Tages-GWLgruppe*, *lag3-GWLgruppe* und *lag10-GWLgruppe*

abhängige Variablen : Clustermittelwerte der standardisierten Tagesniederschläge

Prädiktoren : *Tages-GWLgruppe* (+ *lag3-GWLgruppe*, *lag10-GWLgruppe*)

Um die Anzahl der in die Regressionsanalyse eingehenden Prädiktoren zu reduzieren sowie die Aussagekraft der Großwetterlagengruppierung zu überprüfen, wurde eine weitere Regressionsanalyse unter Verwendung der Gruppenvariablen durchgeführt. Wiederum wurden zunächst nur die *Tages-GWLgruppen* berücksichtigt unter Vernachlässigung der vollständig durch die anderen Variablen zu erklärenden unbestimmten Gruppe 6. Die Anzahl der Prädiktoren betrug somit 5. Auch bei dieser Analyse lagen die Interkorrelationen auf niedrigem Niveau ($|r| < 0,25$).

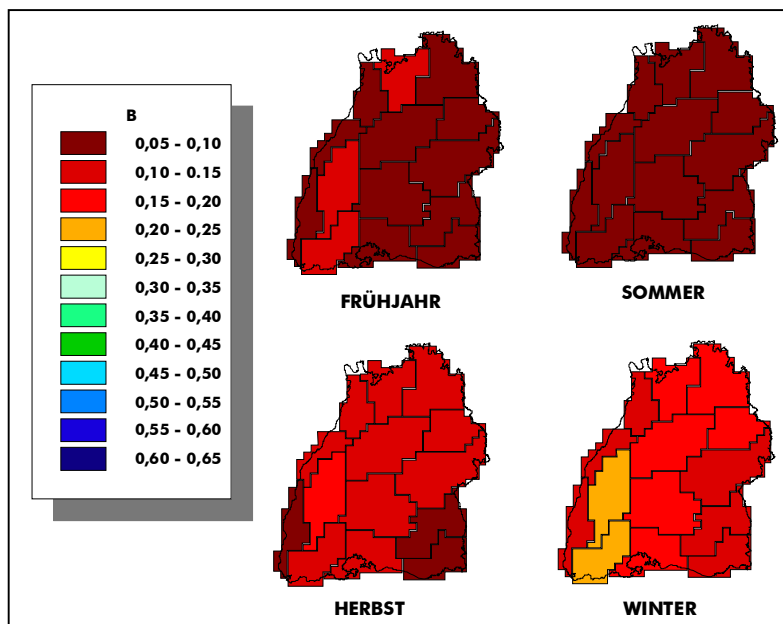


Abb. 7.4: Räumliche Verteilung der multiplen Bestimmtheitsmaße *B* unter Verwendung der *Tages-GWLgruppen* als Prädiktoren

Die resultierenden Bestimmtheitsmaße (Tab. 7.3, Abb.7.4) weisen durchweg etwas niedrigere Werte auf als bei Verwendung der einzelnen Großwetterlagen, jedoch sind die Differenzen nur minimal (vergl. mit Tab. 7.1 bzw. Abb. 7.3). Es treten dieselben räumlichen Muster auf (höchste Werte für die Cluster 2, 7 und 13) sowie derselbe Jahresgang der Bestimmtheitsmaße (höchste Werte in Herbst und Winter). Trotz der nun wesentlich geringeren Anzahl an Prädiktoren sind die Modellgüten also durchaus miteinander vergleichbar, was eine Bestätigung

der durchgeführten Großwetterlagengruppierung darstellt (jedoch unter Beachtung der generell nur sehr niedrigen Aussagekraft beider Ansätze).

Weiterhin wurden in einer zweiten Stufe die *lag3-GWLgruppen* und *lag10-GWLgruppen* als zusätzliche Prädiktoren herangezogen. Auch in diesem Falle traten keine Multikollinearitätsprobleme auf. Die resultierenden Bestimmtheitsmaße (Tab. 7.4) wiesen auch hier trotz der nun größeren Anzahl an Prädiktoren nur sehr leichte Zunahmen auf, was wiederum die geringe Aussagekraft der *lag3-* und *lag10-*Variablen verdeutlicht.

Tab. 7.3: Multiples Bestimmtheitsmaß B bei Regression auf Tagesbasis und Verwendung der *Tages-GWLgruppen* als Prädiktoren

Cluster	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter
1	0.07	0.07	0.10	0.11
2	0.12	0.08	0.15	0.21
3	0.07	0.06	0.11	0.17
4	0.07	0.08	0.10	0.14
5	0.06	0.07	0.09	0.13
6	0.08	0.07	0.11	0.16
7	0.13	0.10	0.16	0.22
8	0.09	0.08	0.12	0.15
9	0.09	0.08	0.12	0.16
10	0.08	0.08	0.11	0.15
11	0.09	0.09	0.13	0.17
12	0.10	0.09	0.14	0.17
13	0.12	0.09	0.15	0.19
14	0.08	0.08	0.12	0.14

Tab. 7.4: Multiples Bestimmtheitsmaß B bei Regression auf Tagesbasis und Verwendung der *Tages-GWLgruppen*, *lag3-GWLgruppen* und *lag10-GWLgruppen* als Prädiktoren

Cluster	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter
1	0.08	0.07	0.10	0.11
2	0.12	0.09	0.15	0.21
3	0.07	0.07	0.11	0.17
4	0.07	0.09	0.11	0.15
5	0.06	0.08	0.10	0.13
6	0.08	0.08	0.11	0.16
7	0.13	0.10	0.17	0.22
8	0.09	0.09	0.12	0.15
9	0.09	0.09	0.13	0.16
10	0.08	0.09	0.11	0.15
11	0.10	0.09	0.14	0.17
12	0.11	0.09	0.14	0.17
13	0.12	0.09	0.15	0.19
14	0.09	0.08	0.13	0.15

7.5 Regressionsanalyse auf Monatsbasis

7.5.1 Methodik

Zur mathematischen Beschreibung des Zusammenhangs zwischen Niederschlagsmengen und dem Auftreten der Großwetterlagen auf **Monatsbasis** wurde ebenfalls das Modell der multiplen linearen Regression herangezogen. Auch hier fand die Abschätzung der Modellgüten unter Verwendung des multiplen Bestimmtheitsmaßes B statt.

Als abhängige Variablen der jahreszeitlich getrennt durchgeführten Regressionsanalysen dienten die Clustermittel der $Z_{x,j}$ aus Gleichung 3.5, also die Clustermittelwerte der standardisierten Monatsniederschläge im Zeitraum 1931-1997. Für jede Untersuchung mussten somit anstatt 707 Modellanpassungen bei rasterpunktbasierter Betrachtung nur jeweils 14 Anpassungen durchgeführt werden. Als Prädiktoren dienten die absoluten monatlichen Häufigkeiten der einzelnen Großwetterlagen bzw. der Großwetterlagengruppen (Gruppierung nach mittleren Niederschlagsmengen, Kapitel 7.2.3). Analog zur Untersuchung auf Tagesbasis sollte durch Verwendung der GWL-Gruppen die Anzahl der in das Regressionsmodell einfließenden Prädiktoren reduziert werden:

Monats-GWL

Die 29+1 *Monats-GWL*-Variablen enthalten die absoluten monatlichen Häufigkeiten der einzelnen Großwetterlagen, also die Anzahl der Tage im jeweils betrachteten Monat, an dem die je-

weilige Großwetterlage auftritt. Die Summe aller *Monats-GWL*-Variablen eines Monats ergibt die Anzahl der Tage dieses Monats (je nach Monat und Jahr 28, 29, 30 oder 31).

Monats-GWLgruppe

Die 29+1 Gruppenvariablen enthalten die absoluten Häufigkeiten der sechs Großwetterlagen-gruppen (Gruppierung nach mittleren Niederschlagsmengen incl. einer unbestimmten Gruppe, s.o.) im jeweils betrachteten Monat. Auch hier ergibt die Summe aller sechs *Monats-GWLgruppe*-Variablen jeweils die Anzahl der Tage im betrachteten Monat.

NAOI

Weiterhin wurde untersucht, ob die Hinzunahme des monatlichen *NAOI* als weiterer Prädiktor und damit die Berücksichtigung der Intensität der zonalen Strömung zusätzlichen Informationsgewinn bringt. Hierzu wurde der monatliche *NAOI* der CRU der University of East Anglia gewählt. Dieser lag für den gesamten Zeitraum ab 1931 vor, während der reanalysisbasierte *NAOI* hingegen erst ab 1948 berechnet werden konnte und aus diesem Grunde nicht verwendet wurde.

7.5.2 Ergebnisse

7.5.2.1 Niederschlag mit Monats-GWL

abhängige Variablen : Clustermittelwerte der standardisierten Monatsniederschläge
Prädiktoren : *Monats-GWL* (+ monatlicher *NAOI*)

Für jeden der 14 Cluster wurde zunächst ein multiples lineares Regressionsmodell unter Verwendung der *Monats-GWL*-Variablen als Prädiktoren angepasst. Bedeutende Interkorrelationen der Prädiktoren waren nicht zu verzeichnen (alle $|r| < 0,4$).

Die resultierenden Bestimmtheitsmaße (Tab. 7.5, Abb. 7.5) liegen gegenüber der Untersuchung auf Tagesbasis nun auf wesentlich höherem Niveau. Diese Tatsache ist allerdings auch Folge des deutlich reduzierten Stichprobenumfangs (ca. $\frac{1}{30}$, da alle Tageswerte zeitlich zu Monatswerten aggregiert wurden) bei gleicher Anzahl an Prädiktoren. Ein direkter Vergleich der Untersuchungen auf Tages- und auf Monatsbasis darf nur unter Berücksichtigung dieses geringeren Stichprobenumfangs durchgeführt werden. Die maximalen Bestimmtheitsmaße liegen über 0,6. Sie treten in Herbst und Winter und

Tab. 7.5: Multiples Bestimmtheitsmaß *B* bei Regression auf Monatsbasis und Verwendung der *Monats-GWL* als Prädiktoren

Cluster	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter
1	0.38	0.38	0.51	0.53
2	0.45	0.43	0.56	0.62
3	0.36	0.43	0.48	0.57
4	0.32	0.36	0.48	0.58
5	0.34	0.35	0.46	0.57
6	0.39	0.41	0.48	0.58
7	0.48	0.48	0.61	0.64
8	0.43	0.48	0.59	0.58
9	0.42	0.42	0.53	0.59
10	0.38	0.40	0.49	0.59
11	0.44	0.48	0.54	0.58
12	0.47	0.50	0.57	0.59
13	0.48	0.52	0.62	0.61
14	0.44	0.47	0.60	0.56

vor allem in den Hochlagen von Schwarzwald und Odenwald auf (Cluster 2, 7 und 13). Es lässt sich wiederum ein deutlicher Jahresgang der Modellgüten beobachten mit relativ niedrigen Bestimmtheitsmaßen in den Frühjahrs- und Sommermonaten und wesentlich höheren Werten im Herbst und vor allem im Winter. Auch die räumlichen Verteilungen der B zeigen ähnliche Muster wie bei der Untersuchung auf Tagesbasis: Die maximalen Modellgüten treten jeweils in den exponierten Hochlagen auf, während insbesondere im südlichen Oberrheingraben und im gesamten Südosten des Untersuchungsraumes niedrigere Bestimmtheitsmaße zu verzeichnen sind.

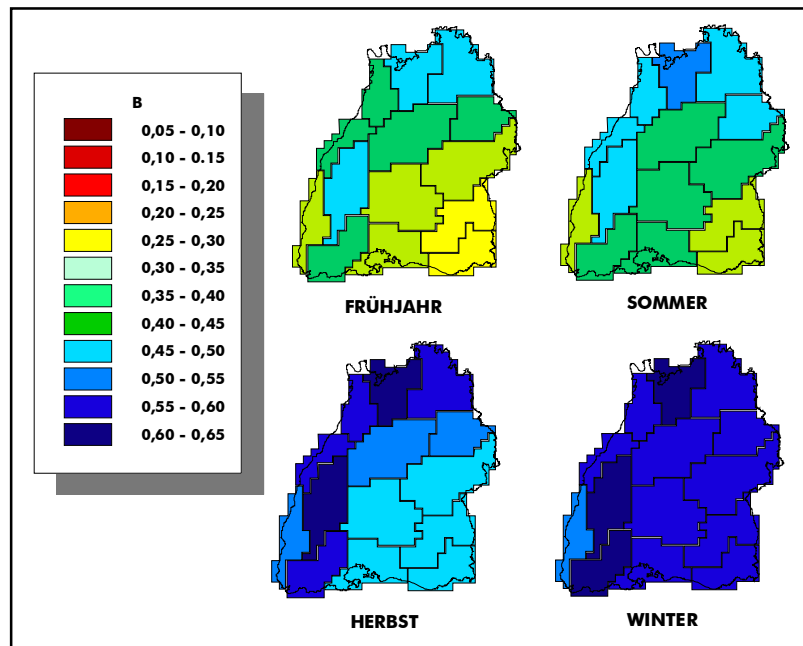


Abb. 7.5: Räumliche Verteilung der multiplen Bestimmtheitsmaße B unter Verwendung der *Monats-GWL* als Prädiktoren

Im Gegensatz zu den Regressionsanalysen auf Tagesbasis waren die Residuen der monatlichen Regressionsanalysen angenähert normalverteilt und wiesen einheitliche Streuungen um die Null-Achse auf (Homoskedastizität). Der gewählte Ansatz der multiplen linearen Regression scheint hier also im Großen und Ganzen gerechtfertigt zu sein.

Eine Hinzunahme des NAOI als zusätzlicher Prädiktor brachte keine bedeutenden Verbesserungen der Bestimmtheitsmaße.

7.5.2.2 Niederschlag mit *Monats-GWL*gruppe

abhängige Variablen : Clustermittelwerte der standardisierten Monatsniederschläge

Prädiktoren : *Monats-GWL*gruppe (+ monatlicher NAOI)

In einer zweiten Untersuchung auf Monatsbasis wurden anstatt der monatlichen GWL-Häufigkeiten die Häufigkeiten der GWL-Gruppen als Prädiktoren verwendet. Auch dies geschah mit dem Hintergedanken einer Reduzierung der Anzahl der Prädiktoren von 30 (Verwendung von *Monats-GWL*) auf 6 (Verwendung von *Monats-GWL*gruppe). Die Interkorrelationen zwischen den sechs Prädiktoren lagen teilweise auf einem recht hohen Niveau, die maximalen Korrelationskoeffizienten betrugen ca. 0,6 (Korrelationskoeffizient zwischen Gruppe 5 und Gruppe 2 im Herbst). Trotz dieser teilweise recht hohen Werte wurde beschlossen, jeweils alle Prädiktoren mit in die Modelle einfließen zu lassen, um möglichst gute Anpassungen zu erreichen.

Die sich ergebenden Bestimmtheitsmaße liegen auf etwas niedrigerem Niveau (Tab. 7.6, Abb. 7.6). Für alle vier Jahreszeiten sowie für alle Cluster ergeben sich Werte für B , die um 0,05 bis 0,15 unter den Werten bei Verwendung der Großwetterlagenhäufigkeiten liegen. Der Jahresgang der Modellgüten zeigt jedoch einen sehr ähnlichen Verlauf mit maximalen Werten im Winter. Auch die räumlichen Verteilungen der Bestimmtheitsmaße weisen dieselben Muster auf.

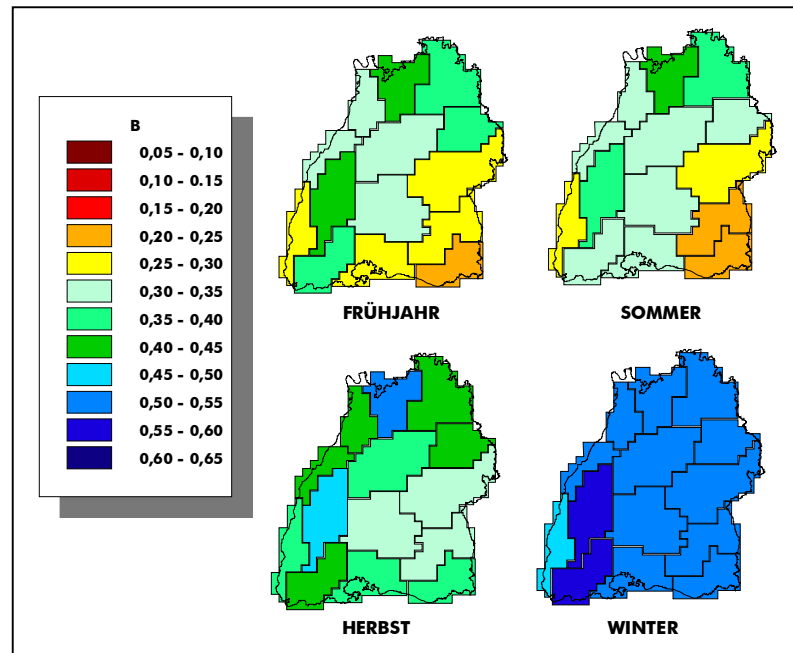


Abb. 7.6: Räumliche Verteilung der multiplen Bestimmtheitsmaße B unter Verwendung der Monats-GWLgruppen als Prädiktoren

Die Prüfung der Residuen zeigte, dass eine Normalverteilung der Residuen bei allen Modellanpassungen angenähert gegeben war. Auch die Voraussetzung der Homoskedastizität der Residuen war erfüllt. Die Hinzunahme des monatlichen NAOI als zusätzliche unabhängige Variable ergab keine bedeutenden Modellverbesserungen.

Tab. 7.6: Multiples Bestimmtheitsmaß B bei Regression auf Monatsbasis und Verwendung der Monats-GWLgruppen als Prädiktoren

Cluster	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter
1	0.29	0.27	0.38	0.47
2	0.36	0.34	0.45	0.57
3	0.28	0.31	0.36	0.51
4	0.22	0.24	0.38	0.51
5	0.25	0.24	0.34	0.50
6	0.31	0.32	0.34	0.53
7	0.40	0.37	0.49	0.59
8	0.35	0.34	0.44	0.54
9	0.34	0.33	0.39	0.53
10	0.29	0.28	0.35	0.53
11	0.35	0.33	0.42	0.53
12	0.37	0.38	0.44	0.52
13	0.41	0.41	0.51	0.54
14	0.35	0.34	0.44	0.51

7.6 Fazit

Es wurden die täglichen absoluten sowie die täglichen standardisierten Niederschlagsmengen bei Auftreten der einzelnen Großwetterlagen nach HESS & BREZOWSKY berechnet. Bei fast allen Großwetterlagen sowie zu allen Jahreszeiten zeigen die exponierten Hochlagen von Schwarz- und Odenwald sowie das Südwestdeutsche Alpenvorland die höchsten absoluten Tagesniederschläge. Hier macht sich u.a. die starke Höhenabhängigkeit der absoluten Niederschlagsmengen bemerkbar. Bei den meisten Wetterlagen treten mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Unterschiede der mittleren Niederschlagsmengen je nach Andauer der jeweiligen GWL auf. Systematische zeitliche Trends der Beziehung zwischen Auftreten einer Großwetterlage und den durch sie verursachten mittleren Niederschlagsmengen konnten nicht gefunden werden.

Die Betrachtung der standardisierten Niederschläge erlaubt gegenüber den absoluten Niederschlagsmengen eine räumlich differenziertere Beurteilung des spezifischen Einflusses der jeweiligen Großwetterlage auf die Niederschlagssummen an einem Ort. Hierbei zeigen sich deutliche regionale Unterschiede innerhalb des Untersuchungsraumes. Schwarzwald, Odenwald sowie Alpenvorland zeigen insbesondere bei den advektiv geprägten West- und Nordwestlagen im Vergleich zu ihrem Umland hohe standardisierte Niederschlagsmengen. Bei antizyklonalen Wetterlagen mit ihren vornehmlich konvektiv ausgelösten Niederschlagsereignissen sowie bei den zyklonalen Ostlagen liegen die mittleren standardisierten Tagesniederschläge hier jedoch auf einem im Vergleich zu den tiefergelegenen Beckenlagen niedrigeren Niveau. Dies spricht für die wesentlich größere Bedeutung advektiver Prozesse in den exponierten Hochlagen, insbesondere für das Auftreten von Stauerscheinungen. In den tieferen Beckenlagen tritt die Bedeutung advektiver Prozesse hingegen zugunsten konvektiv verursachter Niederschläge zurück.

Die jahreszeitlich differenzierte Klassifizierung der 29 Großwetterlagen in die fünf Gruppen *sehr nass*, *nass*, *feucht*, *trocken* und *sehr trocken* zeigte, dass während der Sommermonate eine wesentlich geringere Anzahl an Wetterlagen zu hohen Niederschlagsmengen führt als im Winter. Dies verdeutlicht die größere Variabilität der Niederschlagsprozesse während des Sommers. Des weiteren treten bei ein und derselben Großwetterlage z.T. deutliche jahreszeitliche Unterschiede des Niederschlagsverhaltens auf. Hiervon sind insbesondere einige antizyklonale Wetterlagen betroffen, die im Sommer zu wesentlich höheren Niederschlagsmengen führen als zu den anderen Jahreszeiten. Dies lässt auf sehr günstige sommerliche atmosphärische Ausgangsbedingungen für das Auftreten konvektiver Niederschlagsereignisse bei diesen Wetterlagen schließen (ausreichender Feuchtegehalt der Atmosphäre bei ungehinderter Einstrahlung).

Bei der Untersuchung der Variabilität der täglichen Niederschlagsmengen bei Auftreten der einzelnen Großwetterlagen (ausgedrückt durch die räumliche Verteilung des Variationskoeffizienten v) zeigten sich bei fast allen GWL recht konstante Verhältnisse im Jahresverlauf. Variabilitätsunterschiede treten i.d.R. nicht zwischen den einzelnen Jahreszeiten sondern vor allem zwischen den Großwetterlagen auf. Insbesondere die mit hohen Niederschlagsmengen verbundenen zyklonal geprägten West- und Nordlagen zeigen relativ niedrige Variationskoeffizienten. Auf der anderen Seite sind antizyklonal geprägte Wetterlagen durchweg mit einer recht hohen Niederschlagsvariabilität verbunden.

Es wurde versucht, die clustergemittelten Niederschlagsmengen mithilfe multipler linearer Regressionsmodelle in Abhängigkeit von Auftreten und Häufigkeit der einzelnen Großwetterlagen zu beschreiben. Diese Regressionsanalysen wurden sowohl auf Tages- als auch auf Monatsbasis durchgeführt. Hierbei zeigte sich, dass die **täglichen** Niederschlagsmengen mit dem gewählten Modellansatz nur unbefriedigend beschrieben werden können. Es treten maximale Bestimmtheitsmaße von 0,22 auf. Die Regression auf **Monatsbasis** führte mit Bestimmtheitsmaßen von bis zu 0,64 hingegen zu wesentlich besseren Modellgüten, die allerdings zumindest teilweise auch auf den geringeren Stichprobenumfang der monatlichen Regressionsanalyse zurückzuführen sind. Jedoch treten sowohl bei täglicher wie auch bei monatlicher Auflösung dieselben jahreszeitlichen Verläufe sowie dieselben räumlichen Verteilungen der Bestimmtheitsmaße auf. Prinzipiell gelingt es im Herbst und insbesondere im Winter wesentlich besser, die clusterbasierten Niederschlagsmengen mithilfe der Großwetterlagen zu be-

schreiben. Zu diesen Jahreszeiten treten die höchsten Modellgüten, ausgedrückt durch die jeweiligen multiplen Bestimmtheitsmaße, auf. Hinsichtlich der räumlichen Verteilung der Bestimmtheitsmaße zeichnen sich durchweg die Hochlagen von Schwarz- und Odenwald sowie z.T. auch das östliche Keuperbergland sowie die Main-Fränkischen Platten durch ihre höheren Modellgüten von den restlichen Regionen ab. Diese beiden Tatsachen lassen den Schluss zu, dass sich insbesondere die advektiv verursachten Niederschläge (diese sind insbesondere im Winterhalbjahr sowie in den exponierten Hochlagen von Schwarz- und Odenwald von großer Bedeutung) mithilfe der Großwetterlagenklassifikation beschreiben lassen. Die großräumigen Muster der atmosphärischen Druckverteilung sind für advektive Niederschlagsprozesse offensichtlich aussagekräftiger als für Konvektive Ereignisse. Bei letzteren müssen Faktoren, die durch die Großwetterlagenklassifikation nicht direkt erfasst werden, eine wesentlich bedeutendere Rolle spielen (konkrete Temperaturverhältnisse, Einstrahlungsbedingungen etc.).

Eine Hinzunahme der Großwetterlagenhäufigkeiten in einem drei- bzw. zehntägigen vorangehenden Zeitfenster als zusätzliche Prädiktoren der Regression auf Tagesbasis erbrachte keine weiteren Modellverbesserungen. Mit dem gewählten Ansatz der multiplen linearen Regression können diese möglichen Einflussfaktoren nicht erfasst werden. Genausowenig erhöhten sich die Bestimmtheitsmaße in merklichem Umfang bei Hinzunahme des monatlichen NAOI als zusätzlichem Prädiktor.

Werden in den Regressionsmodellen die Großwetterlagengruppen (Gruppierung hinsichtlich mittlerer täglicher Niederschlagsmengen) anstatt der einzelnen Großwetterlagen verwendet, so sinken die Modellgüten etwas. Allerdings ist dies auch auf die nun kleinere Anzahl an unabhängigen Variablen (6 statt 29) zurückzuführen. Grundsätzlich liefert jedoch auch die gruppenbasierte Regression auf Monatsbasis verhältnismäßig gute Ergebnisse und bestätigt die vorgenommene Gruppierung der Großwetterlagen hinsichtlich ihrer mittleren täglichen Niederschlagsmengen.

8 Objektive Wetterlagenklassen und Niederschlag

8.1 Einführung

Neben der Großwetterlagenklassifikation nach HESS & BREZOWSKY wurde auch die objektive Wetterlagenklassifikation des DWD als weiterer Parameter zur Beschreibung der großräumigen atmosphärischen Zirkulation herangezogen. Die Klassifikation gilt speziell für den zentraleuropäischen Raum und beruht auf einem eindeutig nachvollziehbaren numerischen Verfahren (s. Kapitel 4.4). Grundlage für die tägliche Zuweisung des atmosphärischen Zustandes in eine der 40 Wetterlagenklassen sind die großräumige Anströmrichtung, die Zyklonalität sowie der Feuchtegehalt der Atmosphäre.

Entscheidender Nachteil der Objektiven Wetterlagenklassifikation gegenüber den europäischen Großwetterlagen ist die relativ kurze Zeitreihe. Die täglichen Wetterlagenklassen liegen erst seit dem 01. Juli 1979 vor, weshalb in dieser Studie lediglich ein etwa 18-jähriger Zeitraum betrachtet werden konnte (01.07.1979 – 31.12.1997). Dies schließt eine direkte Vergleichsmöglichkeit der beiden Klassifikationen im Grunde aus. Die sehr kurze Zeitreihe ist wohl auch der wesentliche Grund dafür, dass bisher kaum Studien zum Zusammenhang zwischen den Objektiven Wetterlagenklassen und der regionalen Verteilung klimatologischer und hydrologischer Parameter vorliegen.

Aufgrund der erst zu einem sehr späten Zeitpunkt erfolgten Datenübermittlung konnte die Objektive Wetterlagenklassifikation nicht in ähnlichem Umfang wie die europäischen Großwetterlagen untersucht werden. Die mittleren Niederschlagsmengen sowie die Variabilität des Niederschlags bei den einzelnen Wetterlagenklassen wurden aus diesem Grunde nicht betrachtet. Die Untersuchung des Zusammenhangs zwischen Wetterlagenklassifikation und den Niederschlagsverhältnissen im Untersuchungsgebiet beschränkt sich in der vorliegenden Studie auf die Anpassung von Regressionsmodellen sowohl auf täglicher als auch auf monatlicher Basis. Genau wie im Falle der europäischen Großwetterlagen wurde hierzu der multiple lineare Ansatz gewählt mit den clusterbasierten Niederschlägen als abhängigen Variablen und den absoluten Wetterlagenhäufigkeiten als Prädiktoren. Weiterhin kamen die der Objektiven Wetterlagenklassifikation zugrundeliegenden Indizes zum Einsatz.

Bei einer vorausgehenden Überprüfung der Daten zeigte sich, dass im gesamten Zeitraum von 1979 bis 1997 insgesamt 30 Tage nicht klassifiziert waren, für diese Tage also weder die der Klassifikation zugrundeliegenden Indizes noch die zugehörige Wetterlagenklasse vorlagen. Grund für die nicht er-

folgte Zuordnung dieser Tage waren jeweils Probleme bei der Modellierung des atmosphärischen Zustandes mithilfe des operationellen Vorhersagemodells (DEUTSCHER WETTERDIENST, 2001b). Es wurde beschlossen, die 30 nicht klassifizierten Tage vollkommen aus den Berechnungen herauszunehmen. Dies machte im Folgenden die Verwendung von relativen monatlichen WLK-Häufigkeiten als Prädiktoren auf Monatsbasis anstelle der absoluten Häufigkeiten notwendig.

8.2 Regressionsanalyse auf Tagesbasis

8.2.1 Methodik

Bei der Durchführung der jahreszeitlich differenzierten Regressionsanalyse auf Tagesbasis fand wiederum das Modell der multiplen linearen Regression Anwendung (Gleichung 5.3). Die abhängigen Variablen bildeten die Clustermittelwerte der standardisierten Tagesniederschläge ($Z_{x,i}$ aus Gleichung 6.1). Als Prädiktoren wurden nicht (wie bei den GWL) binäre Variablen zur Beschreibung des Auftretens der einzelnen Wetterlagenklassen sondern die zugrundeliegenden Indizes verwendet. Dadurch wurde die Anzahl der Prädiktoren wesentlich verringert und gleichzeitig konnten die konkreten Werte dieser Indizes in die Regression mit eingehen. Weiterhin wurde geprüft, ob die Verwendung der bodennahen Lufttemperatur als zusätzlicher Prädiktor die Modellgüte verbessert. Aufgrund der kurzen Zeitreihe der Objektiven Wetterlagenklassifikation bezog sich die gesamte Analyse auf den Zeitraum 01. Juli 1979 bis 31. Dezember 1997.

Im Einzelnen gingen folgende Variablen als Prädiktoren ein:

NO, SO, SW, NW

Diese vier binären Variablen beschreiben das Auftreten (= 0) bzw. das Nichtauftreten (=1) der vier Windklassen (s. Kapitel 4.4). Die unbestimmte Klasse XX wurde nicht berücksichtigt, da ihre binäre Variable vollständig durch die vier anderen bestimmt wird und ihre Verwendung somit keinen zusätzlichen Informationsgewinn bringt (jeweils nur eine Windklasse tritt pro Tag auf, demnach hat auch nur eine der insgesamt fünf binären Variablen den Wert 1).

zyk500, zyk950

Die Variablen zyk500 und zyk950 enthalten die Gebietsmittel des $\nabla^2(\phi)$ in 500 bzw. 950 hPa, also die der Wetterlagenklassifikation zugrundeliegenden Zyklonalitätsindizes. Hohe positive Werte zeigen eine starke zyklonale Krümmung der jeweiligen Geopotentialfläche, hohe negative Werte entsprechend eine starke antizyklonale Krümmung an.

feuchte

Der Prädiktor *feuchte* enthält den numerischen Wert des der Klassifikation zugrundeliegenden Feuchteindizes, also das Gebietsmittel des *precipitable water*.

temp_max

Zur zusätzlichen Einbeziehung der Lufttemperatur als Prädiktor wurde eine Zeitreihe der bodennahen Lufttemperatur mit täglicher Auflösung berechnet. Da hierzu keine Stationsdaten vorlagen wurde wiederum auf die NCEP/NCAR Reanalysis zurückgegriffen (s. Kapitel 4.2). Diese liefert u.a. die tägliche Maximaltemperatur in 2 m Höhe über Grund in [K] für ein globales Modellgitter. Aus den im Umfeld des Untersuchungsraumes liegenden Reanalysis-Gitterpunkten (Abb.8.1) wurden die Punkte 4 (48,6°N 7,5°O) und 5 (48,6°N 9,4°O) verwendet, da sie als einzige im Untersuchungsgebiet bzw. in unmittelbarer Nähe dazu liegen. Das jeweilige arithmetische Mittel der täglichen bodennahen Maximaltemperaturen an den beiden Gitterpunkten (= *temp_max*) ging als zusätzlicher Prädiktor in die Regressionsanalyse ein.

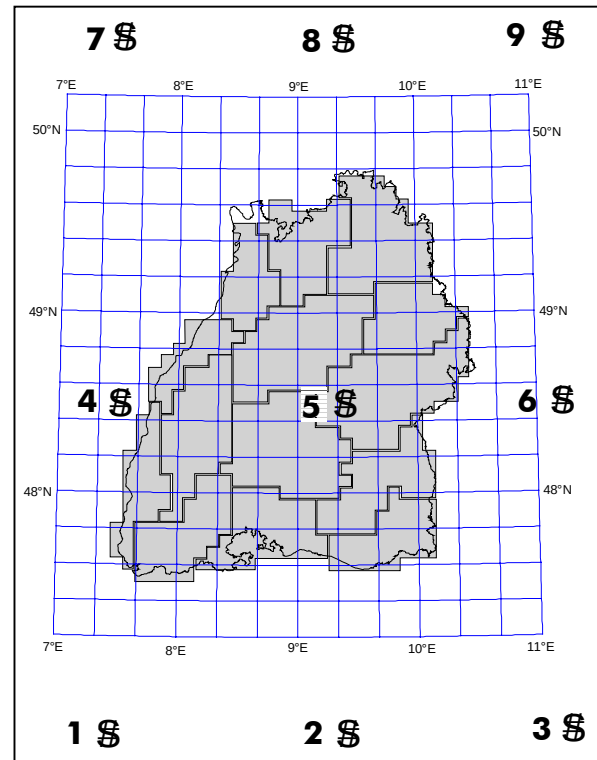


Abb. 8.1: Geographische Lage der NCEP/NCAR-Reanalysis-Gitterpunkte in der Umgebung des Untersuchungsgebietes

8.2.2 Ergebnisse

abhängige Variablen : Clustermittelwerte der standardisierten Tagesniederschläge

Prädiktoren : NO, SO, SW, NW, zy500, zy950, feuchte (+ *temp_max*)

Es wurde zunächst für jeden der 14 Cluster ein multiples lineares Regressionsmodell unter alleiniger Verwendung der Indizes der Wetterlagenklassifikation angepasst (keine Berücksichtigung von *temp_max*). Die maximalen Korrelationskoeffizienten der einzelnen Prädiktoren betrugen $|r| = 0,58$.

Die sich ergebenden Bestimmtheitsmaße (Tab. 8.1, Abb. 8.2) liegen wiederum auf sehr niedrigem Niveau, Werte von 0,3 werden nicht überschritten. Jedoch zeigen sich auch hier ein deutlicher jahreszeitlicher Gang der Modellgüten sowie eine ausgeprägte räumliche Variabilität der Bestimmtheitsmaße. Wiederum treten die maximalen Werte für **B** während der Herbst- und insbesondere während der Wintermonate auf. Weiterhin zeigen die Schwarzwald-Cluster sowie im Winter auch Odenwald und Schwäbische Alb die besten Modellanpassungen.

Aufgrund der relativ geringen Anzahl an Prädiktoren und Verwendung der direkten Indexwerte der WLK-Klassifikation wurde beschlossen, die β -Koeffizienten der sich ergebenden Regressionsmodelle genauer zu betrachten. Diese Koeffizienten stellen Regressionskonstanten im Falle einer Standardisie-

Tab. 8.1: Multiples Bestimmtheitsmaß B bei Regression auf Tagesbasis und Verwendung der WLK-Indizes als Prädiktoren

Cluster	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter
1	0.20	0.15	0.20	0.19
2	0.21	0.19	0.23	0.28
3	0.16	0.15	0.19	0.23
4	0.16	0.14	0.18	0.21
5	0.16	0.15	0.16	0.20
6	0.19	0.18	0.20	0.25
7	0.23	0.20	0.26	0.30
8	0.19	0.15	0.21	0.24
9	0.18	0.17	0.19	0.24
10	0.17	0.18	0.18	0.26
11	0.17	0.16	0.19	0.25
12	0.17	0.16	0.19	0.25
13	0.17	0.16	0.20	0.26
14	0.17	0.13	0.18	0.22

Tab. 8.2: Multiples Bestimmtheitsmaß B bei Regression auf Tagesbasis und Verwendung der WLK-Indizes sowie $temp_max$ als Prädiktoren

Cluster	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter
1	0.21	0.15	0.21	0.19
2	0.23	0.20	0.25	0.28
3	0.17	0.15	0.21	0.23
4	0.16	0.14	0.19	0.22
5	0.16	0.15	0.17	0.20
6	0.20	0.18	0.21	0.26
7	0.26	0.21	0.28	0.30
8	0.21	0.15	0.22	0.24
9	0.20	0.17	0.21	0.24
10	0.18	0.19	0.19	0.26
11	0.19	0.17	0.21	0.25
12	0.20	0.17	0.21	0.25
13	0.21	0.18	0.23	0.26
14	0.19	0.14	0.20	0.22

rung sämtlicher Prädiktoren vor der Modellanpassung dar und erlauben einen direkten Vergleich des Einflusses der einzelnen Prädiktoren auf die zu erklärende Variable (s. Kapitel 5.3). Generell treten von Jahreszeit zu Jahreszeit und von Cluster zu Cluster leicht unterschiedliche Verhältnisse der einzelnen β -Koeffizienten zueinander auf. Jedoch fallen durchweg die Prädiktoren *zyk500* und *zyk950* sowie meist auch der Prädiktor *feuchte* durch ihre hohen positiven Koeffizienten auf. Hohe Werte dieser Variablen scheinen also (unter Berücksichtigung der gegebenen Modellunsicherheiten) über das gesamte Jahr hinweg und in allen Clustern relativ hohe Niederschlagsmengen hervorzurufen. Deutlich negative β -Koeffizienten zeigt hingegen insbesondere in Frühjahr und Winter der Prädiktor *SO*, der das Auftreten der Windklasse „Südost“ beschreibt. Diese Hauptwindrichtung ist während Frühjahr und Winter offensichtlich mit relativ geringen Niederschlagsmengen verbunden.

Bei der Prüfung der Residuen der erstellten Regressionsmodelle zeigte sich allerdings, dass diese in den meisten Fällen verhältnismäßig stark von Normalverteilungen abweichen und auch die Voraussetzung der Homoskedastizität nur bedingt erfüllt ist. Der zugrundegelegte lineare Modellansatz ist

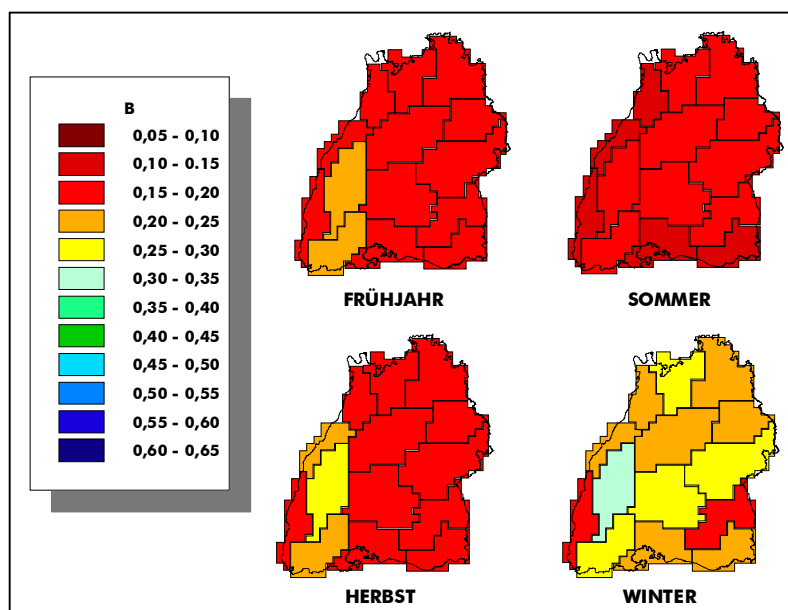


Abb. 8.2: Räumliche Verteilung der multiplen Bestimmtheitsmaße B bei Regression auf Tagesbasis und Verwendung der WLK-Indizes als Prädiktoren

also u.U. nur bedingt geeignet, um die täglichen Niederschlagsmengen mithilfe der Indizes der Wetterlagenklassifikation zu beschreiben.

In einer zusätzlichen Regressionsanalyse wurde der Prädiktor *temp_max* mit in die Modellerstellung einbezogen. Hierdurch sollte geprüft werden, ob die zusätzliche Verwendung der bodennahen Lufttemperatur als erklärende Variable zu verbesserten Modellgüten führt. Diese könnte insbesondere für konvektive Niederschlagsprozesse einen zusätzlichen Erklärungsbeitrag leisten. Es zeigte sich jedoch, dass die Bestimmtheitsmaße unter Verwendung von *temp_max* nur in geringem Maße steigen (Tab. 8.2). Dies kann ausschließlich auf die nun um eins höhere Anzahl an Prädiktoren zurückgeführt werden. Die Verwendung von *temp_max* bringt somit bei Zugrundelegung eines linearen Modellansatzes keinen zusätzlichen Informationsgewinn.

8.3 Regressionsanalyse auf Monatsbasis

8.3.1 Methodik

Unter Zugrundelegung des multiplen linearen Regressionsmodells wurde versucht, die Clustermittel der standardisierten Monatsniederschläge ($Z_{x,j}$ aus Gleichung 3.5) mithilfe der monatlichen Auftretshäufigkeiten der 40 Objektiven Wetterlagenklassen mathematisch zu beschreiben. Ein analoges Verfahren wurde in Kapitel 7.5 bereits für die Auftretshäufigkeiten der europäischen Großwetterlagen durchgeführt. Zu beachten ist nun allerdings der wesentlich kürzere Zeitraum, der der Regressionsanalyse zugrunde liegt (s.o.). Dies bedeutet einen verringerten Stichprobenumfang bei gleichzeitiger Erhöhung der Anzahl der Prädiktoren (40 statt 30) und erschwert den direkten Vergleich der beiden Untersuchungen. Aus diesem Grunde wurde parallel zur Verwendung der Objektiven Wetterlagenklassifikation eine Untersuchung auf Basis der Großwetterlagenhäufigkeiten unter Zugrundelegung des Zeitraumes 1979 – 1997 durchgeführt.

Folgende Variablen gingen somit als Prädiktoren in die Regressionsmodelle ein:

Monats-WLK

Die 40 *Monats-WLK*-Variablen enthalten die relativen monatlichen Häufigkeiten der einzelnen Objektiven Wetterlagenklassen, also den Anteil der Tage im jeweils betrachteten Monat, an dem die jeweilige Wetterlagenklasse auftritt. Die Summe aller *Monats-WLK*-Variablen eines Monats ergibt 1.

Monats-GWL

Die *Monats-GWL*-Variablen enthalten die absoluten monatlichen Häufigkeiten der 29+1 Großwetterlagen (s. Kapitel 7.5).

8.3.2 Ergebnisse

abhängige Variablen : Clustermittelwerte der standardisierten Monatsniederschläge

Prädiktoren : *Monats-WLK* bzw. *Monats-GWL*

Unter Verwendung des multiplen linearen Regressionsansatzes wurden zunächst die relativen monatlichen Häufigkeiten der Objektiven Wetterlagenklassen (*Monats-WLK*-Variablen) zu den clustergemittelten standardisierten Monatsniederschlägen in Beziehung gesetzt. Die maximalen Korrelationskoeffizienten der Prädiktoren untereinander betrugen ca. $|r| = 0,7$ und lagen somit auf einem recht hohen Niveau.

Tab. 8.3: Multiples Bestimmtheitsmaß B bei Regression auf Monatsbasis und Verwendung der *Monats-WLK* bzw. der *Monats-GWL* als Prädiktoren (Zeitraum Juli 1979 – Dezember 1997)

Cluster	Frühjahr		Sommer		Herbst		Winter	
	WLK	GWL	WLK	GWL	WLK	GWL	WLK	GWL
1	0.93	0.84	0.71	0.47	0.83	0.88	0.72	0.75
2	0.90	0.82	0.76	0.56	0.81	0.81	0.81	0.81
3	0.85	0.72	0.81	0.53	0.77	0.80	0.80	0.78
4	0.82	0.73	0.73	0.65	0.80	0.76	0.73	0.76
5	0.87	0.74	0.78	0.60	0.75	0.76	0.72	0.75
6	0.90	0.83	0.80	0.59	0.79	0.83	0.77	0.82
7	0.93	0.89	0.81	0.61	0.80	0.88	0.75	0.82
8	0.90	0.90	0.80	0.56	0.78	0.89	0.72	0.74
9	0.87	0.88	0.78	0.59	0.76	0.91	0.74	0.76
10	0.84	0.85	0.75	0.55	0.78	0.82	0.73	0.82
11	0.84	0.87	0.82	0.57	0.72	0.85	0.75	0.77
12	0.83	0.90	0.85	0.66	0.79	0.79	0.78	0.72
13	0.87	0.88	0.75	0.53	0.80	0.83	0.74	0.75
14	0.85	0.88	0.73	0.53	0.79	0.87	0.74	0.68

Die sich ergebenden multiplen Bestimmtheitsmaße B (Tab. 8.3, Abb. 8.3: zu beachten ist die gegenüber allen vorherigen Abbildungen veränderte Skaleneinteilung) liegen generell sehr hoch. Dies ist wohl im Wesentlichen Folge des sehr geringen Stichprobenumfangs (222 = Anzahl der Monate im betrachteten Zeitraum) im Verhältnis zur hohen Prädiktorenzahl ($n = 40$). U.U. kann hierbei schon von einem Overfitting des Modells gesprochen werden. Die maximalen Bestimmtheitsmaße betragen 0,93, sie treten in den Frühjahrsmonaten im Bereich des Schwarzwaldes sowie der südlichen Oberrheinebene auf. Zu den restlichen Jahreszeiten liegen die Bestimmtheitsmaße auf einem deutlich niedrigeren Level. Auffallend ist, dass die schlechtesten Modellgüten nun während des Winters auftreten.

In einem zweiten Ansatz wurden anstatt der relativen monatlichen WLK-Häufigkeiten die absoluten Häufigkeiten der 29+1 Großwetterlagen als Prädiktoren verwendet (*Monats-GWL*). Der Unterschied zu der in Kapitel 7.5 durchgeführten Analyse besteht einzig und allein in der wesentlich kürzeren zugrundeliegenden Zeitreihe (1979-1997 anstatt 1931-1997). Die Bestimmtheitsmaße dieser Regressionsanalyse (Tab. 8.3, Abb. 8.4) liegen ebenfalls auf hohem Niveau, sie erreichen Werte von bis zu 0,91. Maximale Modellgüten treten dabei im Frühjahr und Herbst auf, während sich der Sommer

durch seine niedrigeren Bestimmtheitsmaße von den übrigen Jahreszeiten deutlich unterscheidet. Dies ist auch der auffälligste Unterschied beim Vergleich mit der Regressionsanalyse unter Verwendung der WLK-Klassifikation. Offensichtlich sind die Objektiven Wetterlagenklassen mit dem gewählten Modellansatz etwas besser zur Beschreibung der täglichen sommerlichen Niederschlagsmengen geeignet. Diese Aussage muss jedoch vor dem Hintergrund der hohen Anzahl an Prädiktoren im Vergleich zum Stichprobenumfang gesehen werden, wodurch sich die Aussagkraft der hohen Bestimmtheitsmaße relativiert.

Eine Prüfung der Residuen zeigte sowohl bei Verwendung der *Monats-WLK*- als auch der *Monats-GWL*-Variablen weitestgehend normalverteilte Werte sowie keine Verletzung des Prinzips der Homoskedastizität. Dies spricht für die generelle Anwendbarkeit des gewählten multiplen linearen Regressionsansatzes.

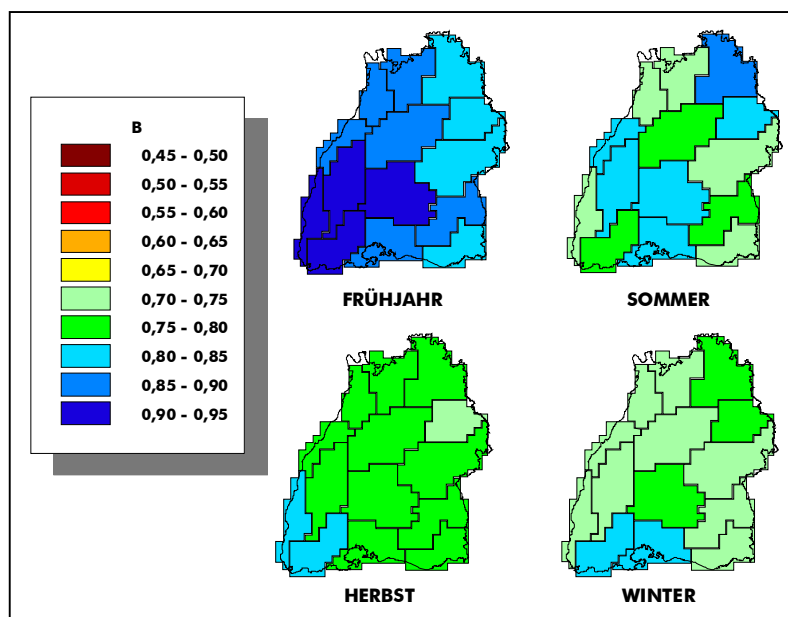


Abb. 8.3: Räumliche Verteilung der multiplen Bestimmtheitsmaße B bei Regression auf Monatsbasis und Verwendung der *Monats-WLK* als Prädiktoren (Zeitraum Juli 1997 – Dezember 1997)

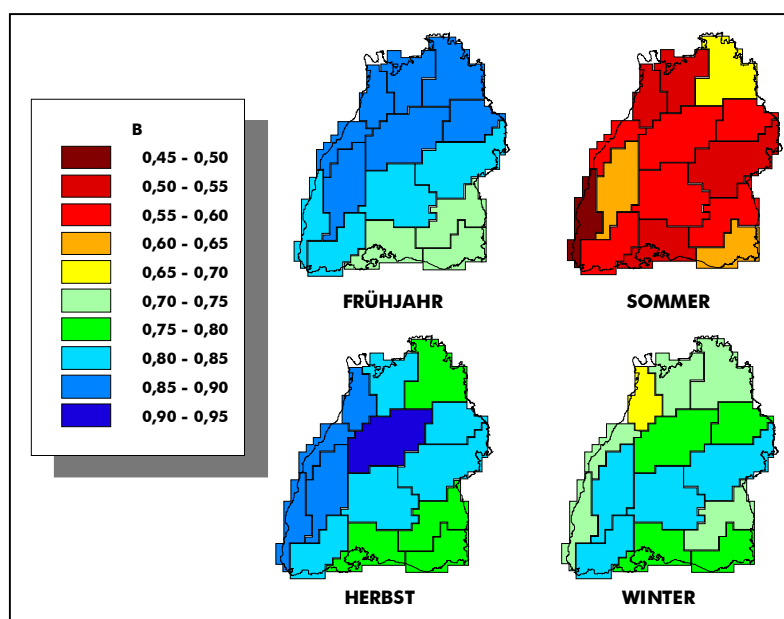


Abb. 8.4: Räumliche Verteilung der multiplen Bestimmtheitsmaße B bei Regression auf Monatsbasis und Verwendung der *Monats-GWL* als Prädiktoren (Zeitraum Juli 1979 – Dezember 1997)

8.4 Fazit

Unter Zugrundelegung multipler linearer Regressionsmodelle wurden die täglichen und monatlichen clusterbasierten Niederschlagsmengen im Untersuchungsgebiet zu den Häufigkeiten der Objektiven Wetterlagenklassen sowie den zugrundeliegenden Indizes in Beziehung gesetzt. Infolge der erst seit Ende der 70er Jahre vorliegenden Objektiven Wetterlagenklassifikation des DWD konnte hierbei nur der relativ kurze Zeitraum von Juli 1979 bis Dezember 1997 betrachtet werden.

Die Regressionsanalyse auf täglicher Basis unter Verwendung der Windklassen, der Zyklonalitätsindizes und des Feuchteindizes als Prädiktoren ergab maximale Bestimmtheitsmaße von 0,3. Diese treten vor allem während des Winters auf. Wiederum zeigt sich, dass die besten Modellanpassungen für das Gebiet des Schwarzwaldes (Cluster 2 und 7) sowie im Winter auch für den Odenwald (Cluster 13) und die Schwäbische Alb (Cluster 6 und 10) erreicht werden. Bei Betrachtung der β -Koeffizienten (Regressionskonstanten bei Verwendung standardisierter Prädiktoren) wird deutlich, dass hohe Werte der Zyklonalitätsindizes sowie der Luftfeuchte über das gesamte Jahr hinweg einen positiven Einfluss auf die Niederschlagsmengen ausüben. Das Auftreten der Hauptwindrichtung SO hat hingegen in Frühjahr und Winter eine Verringerung der Niederschlagsmengen zur Folge. Die Hinzunahme der bodennahen Maximaltemperatur als zusätzliche unabhängige Variable führte mit dem gewählten Modellansatz zu keinem zusätzlichen Informationsgewinn.

Die Regressionsanalyse auf Monatsbasis wurde unter Verwendung der relativen monatlichen WLK-Häufigkeiten als Prädiktoren durchgeführt. Zu beachten ist die im Vergleich zur Verfügung stehenden Stichprobenumfang (222) hohe Anzahl an Prädiktoren (40). Es ergeben sich sehr hohe Bestimmtheitsmaße von bis 0,93. Diese treten nun vor allem in den Frühjahrsmonaten auf. Die winterlichen Modellgüten sind hingegen durchweg niedriger als diejenigen der anderen Jahreszeiten.

Ein etwas anderes Bild zeigt sich, wenn anstatt der WLK-Häufigkeiten die absoluten monatlichen Großwetterlagenhäufigkeiten unter Zugrundelegung desselben Zeitraumes (Juli 1979 – Dezember 1997) als Prädiktoren verwendet werden. Die Bestimmtheitsmaße liegen auf ähnlich hohem Niveau, jedoch weist im jahreszeitlichen Gang nun der Sommer weitaus schlechtere Modellanpassungen auf als die übrigen Jahreszeiten. Offensichtlich ist die Wetterlagenklassifikation etwas besser zur Beschreibung der monatlichen sommerlichen Niederschlagsmengen geeignet als die europäischen Großwetterlagen. Jedoch sind die größere Anzahl an Prädiktoren bei Verwendung der WLK-Klassifikation sowie die generelle Gefahr des Overfittings infolge des geringen Stichprobenumfangs zu beachten. Die aus diesem Grunde verminderte Aussagekraft der multiplen Bestimmtheitsmaße stellt Interpretationen der zeitlichen und räumlichen Verteilung der Modellgüten auf eine unsichere Basis. Auch die im Gegensatz zu den meisten vorangegangenen Untersuchungen zu beobachtenden niedrigen Bestimmtheitsmaße der Wintersaison im Vergleich zu den übrigen Jahreszeiten sind deshalb nur schwer zu interpretieren. Eine generelle Umstellung der niederschlagsrelevanten Prozesse zwischen 1931 und 1979, die zu einem veränderten jahreszeitlichen Gang der Modellgüten und zu schlechteren winterlichen Bestimmtheitsmaßen ab 1979 führen könnte, scheint jedoch nur sehr unwahrscheinlich zu sein.

9 Diskussion und Ausblick

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, die räumliche und zeitliche Niederschlagsverteilung in Baden-Württemberg in Abhängigkeit der großräumigen atmosphärischen Zirkulationsverhältnisse zu untersuchen. Hierzu standen interpolierte, gitterbasierte Tagesniederschläge auf einem $7 \times 7 \text{ km}^2$ -Raster für den Zeitraum 1931 – 1997 zur Verfügung. Als Parameter der atmosphärischen Zirkulation wurden die europäische Großwetterlagenklassifikation nach HESS & BREZOWSKY (1977), die Objektive Wetterlagenklassifikation des DWD sowie zwei Zonalindizes zur Beschreibung des meridionalen Luftdruckgegensatzes im Bereich der mittleren Breiten herangezogen.

Bereits bei der detaillierten Betrachtung der mittleren monatlichen Niederschlagssummen im Untersuchungsgebiet zeigten sich deutliche räumliche Muster der Niederschlagscharakteristika. Dies gilt sowohl für die absoluten Niederschlagsmengen als auch für deren jahreszeitlichen Gang und ist im Wesentlichen Folge der ausgeprägten Topographie des Untersuchungsraumes. Sie wirkt in starkem Maße steuernd auf die regionale Verteilung der niederschlagsrelevanten Prozesse. Dieser Sachverhalt zeigte sich auch bei der Gliederung des Untersuchungsgebietes in Regionen ähnlichen Niederschlagsverhaltens. Unter Anwendung der Techniken der Clusteranalyse gelang es, die insgesamt 707 Rasterflächen in 14 räumlich zusammenhängende Gruppen zu untergliedern, deren Grenzen sich deutlich an den topographischen Gegebenheiten orientieren. Um den Einfluss der absoluten Niederschlagsmengen, die stark höhenabhängig sind, zu eliminieren, wurden die Analysen unter Verwendung der standardisierten Monatsniederschläge durchgeführt. Die Tatsache, dass die Begrenzungen der so ermittelten niederschlagshomogenen Regionen dennoch deutlich von der Topographie bestimmt werden, lässt auf den überragenden Einfluss dieses Faktors schließen. Offensichtlich entscheiden die absolute Höhe sowie die Lage eines Punktes relativ zur regionalen topographischen Struktur in starkem Maße darüber, ob bei gegebenem atmosphärischen Antrieb über- oder aber unterdurchschnittliche Niederschlagsmengen zu verzeichnen sind.

Diese allgemeine, zunächst losgelöst vom konkreten atmosphärischen Zustand getroffene Aussage wird gestützt durch die Betrachtung der Niederschlagsverhältnisse in Abhängigkeit der verwendeten Zirkulationsparameter. So zeigen die mittels Korrelationsanalyse untersuchten linearen Zusammenhänge zwischen Zonalindizes und Niederschlagsmengen ebenfalls deutliche räumliche Muster innerhalb des Untersuchungsgebietes. Die Verwendung von Clustermittelwerten des Niederschlags anstelle der rasterpunktbasierten Niederschlagsmengen ergibt dabei eine sehr gute Anpassung dieser räumlichen Verteilungen, was für die Anwendbarkeit und Aussagekraft der clusterbasierten Analysen spricht. Die deutlichsten positiven Zusammenhänge zwischen Zonalität der Strömung und Niederschlag treten in den Hochlagen von Schwarz- und Odenwald, im östlichen Keuperbergland sowie im

Alpenvorland auf. Eine verstärkte Zonalität ist in diesen Gebieten i.d.R. mit überdurchschnittlichen Niederschlagsmengen verbunden. Die gilt nicht für die Sommermonate, während derer auch in den exponierten Hochlagen negative Korrelationskoeffizienten auftreten (s.u.).

Auch bei der Betrachtung der Zusammenhänge zwischen dem Auftreten der einzelnen Großwetterlagen und den täglichen Niederschlagsmengen zeichnen sich ähnliche räumliche Muster ab. Die Hochlagen von Schwarzwald und Odenwald sowie das Alpenvorland erhalten bei fast allen Großwetterlagen die höchsten absoluten Niederschläge. Werden allerdings nicht absolute sondern standardisierte Tageswerte des Niederschlags betrachtet, so kann der spezifische, räumlich differenzierte Einfluss der einzelnen Großwetterlagen auf das Niederschlagsverhalten wesentlich besser beurteilt werden. Hierbei zeigt sich, dass in Schwarzwald, Odenwald und Alpenvorland insbesondere die advektiv geprägten West- und Nordwestlagen die größten Niederschlagsmengen verursachen. Antizyklonale Wetterlagen sowie die zyklonalen Ostlagen haben in diesen Gebieten hingegen nur eine relativ geringe Bedeutung. In den tiefer gelegenen Beckenlandschaften zeigt sich vor allem in den Sommermonaten ein anderes Bild: Hier sind die während antizyklonaler Wetterlagen auftretenden Niederschlagsmengen von wesentlich größerer Bedeutung, was auf einen weit stärkeren Einfluss konvektiver Niederschlagsprozesse schließen lässt. Die Abschätzung der täglichen und monatlichen clusterbasierten Niederschlagsmengen mittels einer multiplen linearen Regression in Abhängigkeit von Auftreten und Häufigkeit der einzelnen Großwetterlagen ergibt die besten Modellgüten (ausgedrückt durch das multiple Bestimmtheitsmaß **B**) wiederum für Schwarz- und Odenwald. Ähnliche räumliche Verteilungen treten bei der Regressionsanalyse unter Verwendung der Objektiven Wetterlagenklassen des DWD bzw. der dieser Klassifikation zugrundeliegenden Indizes auf.

Insgesamt wird deutlich, dass der Einfluss der großskaligen atmosphärischen Zirkulation auf die Niederschlagsverhältnisse im Untersuchungsraum eine starke räumliche Variabilität zeigt, die vor allem durch dessen ausgeprägte Topographie bedingt ist. Je nach Lage eines Ortes im regionalen topographischen Kontext führen unterschiedliche atmosphärische Strömungsmuster zu relativ hohen bzw. relativ niedrigen Niederschlagsmengen. Deutlich zeichnet sich die im Vergleich zum Umland hohe Bedeutung advektiv geprägter Niederschlagsereignisse in den Hochlagen von Schwarz- und Odenwald ab. Auch führt eine verstärkte Zonalität der Strömung in diesen exponierten Lagen im Mittel zu deutlich höheren Niederschlagsmengen. Eine Ausnahme bilden hierbei lediglich die Sommermonate, während derer sich im überwiegenden Teil des Untersuchungsraumes negative Zusammenhänge zwischen den Zonalindizes und den Niederschlagsmengen ergeben. Scheinbar ist eine stärkere sommerliche Zonalität mit ungünstigeren Ausgangsbedingungen für die Entstehung der während des Sommers bedeutenden konvektiven Niederschlagsereignisse verbunden. Eine genauere Betrachtung dieser Zusammenhänge muss jedoch weiterführenden Studien vorbehalten bleiben.

Die sich bei der räumlich differenzierten Analyse der Zusammenhänge zwischen Zonalindizes und Niederschlagsmengen abzeichnenden deutlichen jahreszeitlichen Unterschiede sind auch bei Verwendung der europäischen Großwetterlagen als Zirkulationsparameter zu erkennen. So zeigt die jahreszeitlich differenzierte Gruppierung der 29 Großwetterlagen in die fünf Klassen *sehr nass*, *nass*, *feucht*, *trocken* und *sehr trocken*, dass einige Wetterlagen je nach betrachteter Saison zu stark unterschiedlichen Niederschlagsmengen führen. Dabei handelt es sich in erster Linie um antizyklonale Wetterlagen, die nur während der Sommermonate mit bedeutenden Niederschlägen verbunden sind, zu den

übrigen Jahreszeiten jedoch mit sehr trockenen Verhältnissen einhergehen. Im Gegensatz dazu führen die austauschintensiven West- und Nordwestlagen über das ganze Jahr hinweg zu sehr hohen, die Mehrzahl der Hochdrucklagen zu sehr niedrigen Niederschlagsmengen. Insgesamt zeigt sich, dass während des Winters eine weit geringere Anzahl an Großwetterlagen mit hohen Niederschlagsmengen verbunden ist, während in den Sommermonaten eine größere Bandbreite der atmosphärischen Zirkulationsmuster zu bedeutenden Niederschlägen führt. Dies verdeutlicht die größere Variabilität der sommerlichen Niederschlagsprozesse im Untersuchungsgebiet und damit das Nebeneinander von advektiv und von konvektiv geprägten Vorgängen.

Aufgrund der größeren Bandbreite der niederschlagsauslösenden Prozesse können die sommerlichen Niederschlagsmengen jedoch mittels multipler linearer Regressionsmodelle unter Verwendung der Großwetterlagenhäufigkeiten als Prädiktoren nur relativ schlecht abgeschätzt werden. Die höchsten Modellgüten (ausgedrückt als Bestimmtheitsmaß B) treten i.d.R. in den Wintermonaten auf. Zusammen mit der räumlichen Verteilung der Modellgüten (höchste Bestimmtheitsmaße in den exponierten Hochlagen) lässt dies den Schluss zu, dass es insbesondere advektive Niederschlagsprozesse sind, die mit den gewählten Ansätzen und mittels der gewählten Zirkulationsparameter als Einflussgrößen beschrieben werden können. Zur Klärung konvektiv geprägter Vorgänge ist hingegen die Einbeziehung weiterer Parameter, die durch die Wetterlagenklassifikationen nicht in ausreichendem Maße erfasst werden, notwendig.

Grundsätzlich können die täglichen Niederschlagsmengen nur schlecht in Abhängigkeit der verwendeten Wetterlagenklassifikationen nachvollzogen werden. So führen die kurzzeitigen Fluktuationen der durch die Wetterlagen nicht ausreichend erfassten Einflussfaktoren zu einer hohen Variabilität der täglichen Niederschläge, insbesondere während der Sommermonate. Eine genaue Schätzung der Tagesniederschläge mittels der verwendeten Modellansätze wird dadurch verhindert und die Verwendung der erstellten Regressionsmodelle als Inputgröße beispielsweise für hydrologische Modelle ist wenig sinnvoll. Bessere Ergebnisse zeigen allerdings die Untersuchungen auf Monatsbasis. Die Beziehungen zwischen Zirkulation und Niederschlag sind hier generell aussagekräftiger, wenn auch nur bedingt für die quantitative Anwendung geeignet. Ein Vergleich der beiden Wetterlagenklassifikationen (HESS & BREZOWSKY bzw. DWD) und ihrer jeweiligen Aussagekraft gestaltet sich angesichts der vergleichsweise kurzen Zeitreihe der Objektiven Wetterlagenklassifikation schwierig.

Trotz der Schwierigkeiten hinsichtlich einer genauen quantitativen Abschätzung der Niederschlagsmengen stellen die Resultate dieser Studie ein geeignetes Hilfsmittel zur qualitativen, prozessbezogenen Interpretation der Zusammenhänge zwischen atmosphärischer Zirkulation und hydrologischen Extremen dar. Insbesondere für die Wintermonate wird es hierbei im Folgenden allerdings notwendig sein, die zwischenzeitliche Speicherung des gefallenen Niederschlags in Form von Schnee zu berücksichtigen. Dies gilt vor allem im Hinblick auf winterliche Hochwasserereignisse. Anstelle des in dieser Studie betrachteten gefallenen Niederschlags (fest und flüssig) sollte dann das zur Abflussbildung zur Verfügung stehende Niederschlagsdargebot als Summe aus gefallenem flüssigen Niederschlag und Schneeschmelze betrachtet werden. Derartige Daten lagen zum Zeitpunkt dieser Studie noch nicht vor.

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit können weiterhin einen Beitrag zur Abschätzung des Einflusses einer möglichen Klimaänderung auf die räumliche und zeitliche Niederschlagsverteilung im Un-

tersuchungsgebiet leisten. Voraussetzung hierzu ist allerdings, dass die für die Vergangenheit auf statistisch-empirischem Wege festgestellten Beziehungen zwischen atmosphärischer Zirkulation und Niederschlag auch in Zukunft gelten werden und es im Zuge einer Klimaveränderung nicht zu bedeutenden Verschiebungen dieser Zusammenhänge kommt. Weiterhin liegen zur Zeit noch keine gesicherten Ergebnisse über mögliche Veränderungen der großskaligen atlantisch-europäischen Zirkulation vor, so dass Aussagen hinsichtlich zukünftiger Häufigkeitsänderungen bestimmter Wetterlagen noch mit großen Unsicherheiten behaftet sind. Vergleiche verschiedener globaler Klimamodelle zeigen, dass hierbei zwischen den einzelnen Modellen immer noch recht deutliche Unterschiede bestehen (WANNER et al., 2000).

Abschließend ist zu sagen, dass in der vorliegenden Arbeit die räumliche und zeitliche Variabilität des Zusammenhangs zwischen atmosphärischer Zirkulation und Niederschlag in Baden-Württemberg aufgezeigt werden konnte. Die ausgeprägte Topographie des Untersuchungsraumes wurde dabei als entscheidender Steuerungsfaktor für das Auftreten von Niederschlag bei den gegebenen atmosphärischen Zirkulationsverhältnissen identifiziert. Sie beeinflusst die Prozesse der Niederschlagsbildung und dadurch auch die räumliche und zeitliche Niederschlagsverteilung in vielfältiger Weise. Es wurde eine deutliche jahreszeitliche Variabilität sowohl der Zusammenhänge zwischen Zirkulation und Niederschlag als auch der resultierenden Modellgüten festgestellt. Prinzipiell gelang es während der Wintermonate und dann insbesondere in den exponierten Hochlagen von Schwarzwald und Odenwald am besten, die örtlichen Niederschlagssummen mithilfe atmosphärischer Zirkulationsparameter zu beschreiben. Dies verdeutlicht die größere Aussagekraft der großskaligen Zirkulation hinsichtlich advektiver Niederschlagsprozesse.

Literaturverzeichnis

BACHER, J. (1994): Clusteranalyse – Anwendungsorientierte Einführung. Oldenbourg Verlag, München.

BAHRENBURG, G. & GIESE, E. (1975): Statistische Methoden und ihre Anwendung in der Geographie. B.G. Teubner, Stuttgart.

BAHRENBURG, G., GIESE, E. & NIPPER, J. (1990): Statistische Methoden in der Geographie. Band 1: Univariate und bivariate Statistik. 3., überarbeitete Auflage. B.G. Teubner, Stuttgart.

BAHRENBURG, G., GIESE, E. & NIPPER, J. (1992): Statistische Methoden in der Geographie. Band 2: Multivariate Statistik. 2. Auflage. B.G. Teubner, Stuttgart.

BÁRDOSSY, A. & CASPARY, H.J. (1990): Detection of Climate Change in Europe by Analyzing European Atmospheric Circulation Patterns from 1881 to 1989. *Theor. Appl. Climatol.*, 42: 155-167.

BÁRDOSSY, A. & PLATE, E.J. (1991): Modeling daily rainfall using a semi-markov representation of circulation pattern occurrence. *Journal of Hydrology*, 122: 33-47.

BÁRDOSSY, A. & PLATE, E.J. (1992): Space-Time Model for Daily Rainfall Using Atmospheric Circulation Patterns. *Water Resources Research*, 28 (5): 1247-1259.

BARNSTON, A.G. & LIVEZEY, R.E. (1987): Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Monthly Weather Review*, 115: 1083-1125.

BISSOLLI, P. & DITTMANN, E. (1998): Objektive Wetterlagenklassifikation. Internetpublikation des Deutschen Wetterdienstes: <http://www.dwd.de/research/kliis/ksb/ksb98/ksb56.htm>.

BISSOLLI, P. & DITTMANN, E. (2000): Objektive Wetterlagenklassifikation des Deutschen Wetterdienstes. Beschreibung des Verfahrens und der Wetterlagenklassen. Internetpublikation des Deutschen Wetterdienstes: <http://www.dwd.de>.

BLÜTHGEN, J. & WEISCHET, W. (1980): Allgemeine Klimageographie. 3., neu bearbeitete Auflage. Walter de Gruyter, Berlin, New York.

BORCHERDT, C. (Hrsg.) (1986): Geographische landeskunde von Baden-Württemberg. Landeszentrale für Politische Bildung Baden-Württemberg. Kohlhammer, Stuttgart.

BROSIUS, G. & BROSIUS, F. (1995): SPSS – Base System und Professional Statistics. 1. Auflage. International Thomson Publishing Company, Bonn, Albany.

BÜHL, A. & ZÖFEL, P. (2000): SPSS Version 10 - Einführung in die moderne Datenanalyse unter Windows. 7., überarbeitete und erweiterte Auflage. Addison Wesley Verlag, München.

BUNDESMINISTERIUM FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND REAKTORSICHERHEIT (Hrsg.) (2000): Hydrologischer Atlas von Deutschland. Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz, Berlin.

CAPPEL, A. (1975): Die Großwetterlagen in extremen Naß- und Trockenmonaten. *Meteorol. Rdsch.*, 28. Jg., Heft 3.

CASPARY, H.J. & BÁRDOSSY, A. (1995): Markieren die Winterhochwasser 1990 und 1993 das Ende der Stationarität in der Hochwasserhydrologie infolge von Klimaänderungen ?. *Wasser & Boden*, 47 (3): 18-24.

DEMUTH, S. (1993): Untersuchung zum Niedrigwasser in Europa. *Freiburger Schriften zur Hydrologie*, Band 1. Professur für Hydrologie an der Universität Freiburg i. Br..

DEMUTH, S. & STAHL, K. (Hrsg.) (2001): ARIDE – Assessment of the Regional Impact of Droughts in Europe. Final Report. Institute of Hydrology, University of Freiburg, Germany.

DEUTSCHER WETTERDIENST (1953): Klima-Atlas von Baden-Württemberg. Eigenverlag, Bad Kissingen.

DEUTSCHER WETTERDIENST (2001a): Persönliche Korrespondenz mit Dr. Thomas Reich, Deutscher Wetterdienst, Geschäftsfeld Hydrometrie, Berlin.

DEUTSCHER WETTERDIENST (2001b): Persönliche Korrespondenz mit Dr. Peter Bissolli, Deutscher Wetterdienst, FE 24, Offenbach.

DTV / WESTERMANN (1996): Diercke Taschenatlas der Welt. 9. aktualisierte Auflage. Gemeinschaftsausgabe Deutscher Taschenbuchverlag, München und Westermann Schulbuchverlag, Braunschweig.

EMMRICH, P. (1991): 92 Jahre nordhemisphärischer Zonalindex – Eine Trendbetrachtung. *Meteorol. Rdsch.* 43: 161-169.

GERSTENGARBE, F.-W. & WERNER, P.C. (1999a): Katalog der Großwetterlagen (1881-1998). Nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky. 5., verbesserte und ergänzte Auflage. Internetpublikation des Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam: <http://www.pik-potsdam.de/~uwerner/gwl/>.

GERSTENGARBE, F.-W. & WERNER, P.C. (1999b): The Complete Non-Hierarchical Cluster Analysis. PIK Report No. 50, Potsdam Institut für Klimafolgenforschung.

GREATBACH, R.J. (2000): The North Atlantic Oscillation. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 14: 213-242.

GÜNTHER, T. & REICH, T. (1999): Bereitstellung von langen Reihen interpolierter Gitterpunktwerte des Niederschlags (Tageswerte) mit Hilfe des Verfahrens BONIE für Baden-Württemberg (KLIWA-Gitter_NA1.1.1/BW). Abschlussbericht KLIWA, Teilprojekt A 1.1.1/BW. Deutscher Wetterdienst.

HACKL, P. & KATZENBEISSER, W. (1994): Statistik für Sozial- und Wirtschaftswissenschaften. Lehrbuch mit Übungsaufgaben. 9., überarbeitete und erweiterte Auflage. R. Oldenbourg Verlag, München, Wien.

HÄCKEL, H. (1999): Meteorologie. 4., völlig überarb. und neugestaltete Aufl.. Ulmer, Stuttgart.

HASSLER, B. (2001): Der Einfluss von Klimavariabilitäten auf Hydrologische Dürre in Europa – Szenarien. Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg i.Br..

HESS, P. & BREZOWSKY, H. (1977): Katalog der Großwetterlagen Europas 1881-1976. 3., verbesserte und ergänzte Auflage. Ber. Deutscher Wetterdienst 15 (113), Offenbach/Main.

HURRELL, J.W. (2000): North Atlantic Oscillation (NAO) Indices – Information. Internetpublikation der University Corporation for Atmospheric Research (UCAR): <http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.htm>.

HURRELL, J.W. (1995): Decadal Trends in the North Atlantic oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269: 676-679.

HURRELL, J.W. & VAN LOON, H. (1997): Decadal Variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Clim. Change*, 36: 301-326.

HUTTENLOCHER, F. (1972): Baden-Württemberg - Kleine geographische Landeskunde. 4., ergänzte Auflage. Verlag G. Braun, Karlsruhe, 222 S..

IHF (2001): KLIWA-Projekt A.2.1.6: Analyse der Entstehung extremer Hochwässer. Abschlussbericht für die erste Projektphase. Im Auftrag der Landesanstalt für Umweltschutz, Baden-Württemberg. Institut für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br. (IHF), unveröffentlicht.

IPCC (1996): Climate Change 1995. The Science of Climate Change. Contribution of WGI to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge.

JACOBET, J., BECK, C., PHILIPP, A. (1998): Annual to Decadal Variability in Climate in Europe. Objectives and results of the German Contribution to the European Climate Research Project ADVICE. Würzburger Geographische Manuskripte, Heft 43.

JACOBET, J., JÖNSSON, P., BÄRRING, L., BECK, C., EKSTRÖM, M. (2001): Zonal Indices for Europe 1780-1995 and Running Correlations with Temperature. *Climatic Change*, 48: 219-241.

KALNAY, E. et al. (1996): The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 437-471.

KAPALA, A., MÄCHEL, H. & FLOHN, H. (1998): Behaviour of the Centres of Action above the Atlantic since 1881. Part II: Associations with Regional Climate Anomalies. *International Journal of Climatology*, 18: 23-36.

KERR, R.A. (2000): A North Atlantic Climate Pacemaker For the Centuries. *Science*, 288: 1984-1986.

KERR, R.A. (1999): A New Force in High-Latitude Climate. *Science*, 284: 241-242.

KERR, R.A. (1997): A New Driver for the Atlantic's Moods and Europe's Weather? . *Science*, 275: 754-755.

KLAUS, D. (1978): Perioden- und Hauptkomponentenanalyse der Großwetterlagen-Häufigkeiten Europas und der Ozeantemperaturfluktuationen des Nordatlantiks. *Meteorol. Rdsch.* 31 (2): 47-55.

KLAUS, D. (1993): Zirkulations- und Persistenzänderungen des europäischen Wettergeschehens im Spiegel der Grosswetterlagenstatistik. *Erdkunde* 47 (2): 85-104.

KULLEN, S. (1989): Baden-Württemberg. 3., aktualisierte Auflage, Neubearbeitung. Ernst Klett Verlag, Stuttgart

LAMB, P.J. & PEPPLER, R.A. (1987): North Atlantic Oscillation: Concept and an Application. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 68: 1218-1225.

LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ (2001): Windstatistiken in Baden-Württemberg: Interaktive Windrosenkarte. Internetpublikation der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg: <http://www.lfu.baden-wuerttemberg.de/lfu/abt3/windstatistik/index.htm>.

LANDESANSTALT FÜR UMWELTSCHUTZ (1997): Statistische Untersuchungen langfristiger Veränderungen des Niederschlags in Baden-Württemberg. Handbuch Wasser 2, Band 42. Eigenverlag, Karlsruhe.

MÄCHEL, H. (1998): Schwankungen der Nordatlantik-Oszillation (NAO) im Zeitraum 1881-1995. Internetpublikation des Meteorologischen Instituts der Universität Bonn: <http://www>

- MÄCHEL, H., KAPALA, A. & FLOHN, H. (1998): Behaviour of the Centres of Action above the Atlantic since 1881. Part I: Characteristics of Seasonal and Interannual Variability. *International Journal of Climatology*, 18: 1-22.
- MATYASOVSKY, I., BOGARDI, I., BÁRDOSSY, A. & DUCKSTEIN, L. (1993): Space-time precipitation reflecting climate change. *Hydrological Sciences Journal*, 38 (6): 539-558.
- NOAA (2001): The NCEP/NCAR Reanalysis Project At The NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center. Internetpublikation der National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA): <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/>.
- OSBORN, T. (2001): North Atlantic Oscillation Index Data. Internetpublikation der Climatic Research Unit der University of East Anglia: http://www.cru.uea.ac.uk/~timo/projpages/nao_update.htm.
- REKLIP (1995): Klimaatlas Oberrhein Mitte-Süd - Atlas Climatique du Fossé Rhénan Méridional. REKLIP – Trinationale Arbeitsgemeinschaft Regio-Klima Projekt. vdf Hochschulverlag, Zürich; IFG, Offenbach; Editions Coprur, Strasbourg.
- RICHTER, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, 194.
- ROGERS, J.C. (1984): The Association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 112: 1999-2015.
- SCHIRMER, H. (1973): Die räumliche Verteilung der Bänderstruktur des Niederschlags in Süd- und Südwestdeutschland. *Forschungen zur Deutschen Landeskunde*, Band 205. Selbstverlag der Bundesforschungsanstalt für Landeskunde und Raumordnung, Bonn – Bad Godesberg, 59 S..
- SCHÖNWIESE, C.-D. (2000): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. 3., verbesserte und erweiterte Auflage. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart.
- SHORTHOUSE, C.A. & ARNELL, N.W. (1997): Spatial and temporal variability in European river flows and the North Atlantic Oscillation. In: FRIEND '97 – Regional Hydrology: Concepts and Models for Sustainable Water Resource Management, *IAHS Publ.* no. 246: 77-85.
- STAATLICHE ARCHIVVERWALTUNG BADEN-WÜRTTEMBERG (Hrsg.) (1974): Das Land Baden-Württemberg. Amtliche Beschreibung nach Kreisen und Gemeinden. Band I: Allgemeiner Teil. Verlag W. Kohlhammer, Stuttgart.
- STAATSMINISTERIUM BADEN-WÜRTTEMBERG (2001): Unser Land – Daten und Fakten. Internetpublikation des Staatsministeriums Baden-Württemberg: www.baden-wuerttemberg.de/land/unserland/daten/.

STAHL, K. (2001): Hydrological Drought – A Study across Europe. Dissertation zur Vergabe des Doktorgrades der Geowissenschaftlichen Fakultät der Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg i. Br..

STAHL, K. & DEMUTH, S. (1999) Methods for Regional Classification of Streamflow Drought Series: Cluster Analysis. [ARIDE Technical Report no. 1](#). Institute of Hydrology, University of Freiburg, Germany.

STATISTISCHES LANDESAMT BADEN-WÜRTTEMBERG (Hrsg.) (2000): Baden-Württemberg 2000. Der NEUE ATLAS für das ganze Land. Eigenverlag.

STENDEL, M. & ARPE, K. (1998): The ECMWF Reanalysis Project. Internetpublikation des Max Planck Instituts für Meteorologie, Hamburg: <http://www.mpimet.mpg.de/Depts/Modell/REANA/>.

ULBRICH, U. & CHRISTOPH, M. (1999): A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics*, 15: 551-559.

UHLENBROOK, S., STEINBRICH, A., TETZLAFF, D. & LEIBUNDGUT, C. (2001): Regional Analysis of the Generation of Extreme Floods. IAHS Publication, in press.

VON STORCH, H. & ZWIERS, F.W. (1999): Statistical Analysis in Climate Research. Cambridge University Press, Cambridge.

VON STORCH, H., GÜSS, S., HEIMANN, M. (1999): Das Klimasystem und seine Modellierung – Eine Einführung. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

WANNER, H., GYALISTRAS, D., LUTERBACHER, J., RICKLI, R., SALVISBERG, E., SCHMUTZ, C. (2000): Klimawandel im Schweizer Alpenraum. vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, Zürich.

WEISCHET, W. & ENDLICHER, W. (2000): Regionale Klimatologie. Teil 2: Die Alte Welt. Teubner Studienbücher der Geographie. B.G. Teubner, Stuttgart, Leipzig.

WERNER, P.C., GERSTENGARBE, F.-W., FRAEDRICH, K., OESTERLE, H. (2000) Recent climate change in the North Atlantic/European Sector. *Int. J. Climatol.*, 20: 463-471.

Anhang

Anhang A

Beschreibung

Exemplarische Darstellung der Verteilung des Bodenluftdrucks und der Höhe der 500 hPa-Druckfläche sowie der Lufttemperatur im 500 hPa-Niveau über dem Nordatlantik und Europa für die einzelnen Großwetterlagen.

Verzeichnis

Bodenluftdruck → auf beiliegender CD-ROM im Verzeichnis `\\anhang_a\boden`
500 hPa → auf beiliegender CD-ROM im Verzeichnis `\\anhang_a\500_hPa`

Struktur

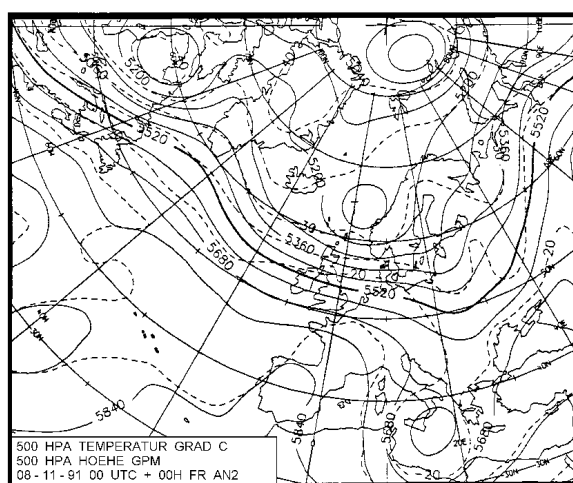
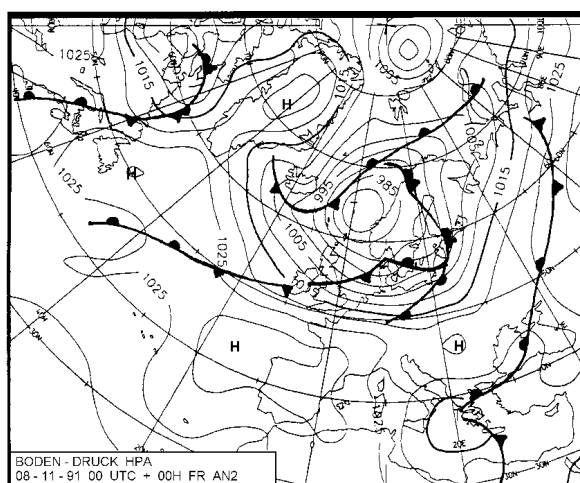
Für jede Großwetterlage eine Datei für den Bodenluftdruck und eine Datei für die Höhe der 500 hPa-Druckfläche und der Lufttemperatur im 500 hPa-Niveau.

Format

GIF

Beispiel

Exemplarische Druckverteilung am Boden (links) und Höhe der 500 hPa-Fläche sowie Lufttemperatur im 500 hPa-Niveau (rechts) bei der Großwetterlage **WZ**.



Anhang B

Beschreibung

Räumliche Verteilung der mittleren absoluten und der mittleren standardisierten Tagesniederschläge für jede Großwetterlage im Zeitraum 1931-1997. Getrennte Darstellung für die vier Jahreszeiten Frühjahr (MAM), Sommer (JJA), Herbst (SON) und Winter (DJF).

Verzeichnis

Auf beiliegender CD-ROM im Verzeichnis `\anhang_b`

Struktur

Für jede Großwetterlage eine Datei mit folgendem Aufbau:

Obere Bildhälfte

Arithmetisches Mittel der absoluten Tagesniederschläge bei Auftreten der jeweiligen Großwetterlage ([mm/Tag]).

Untere Bildhälfte

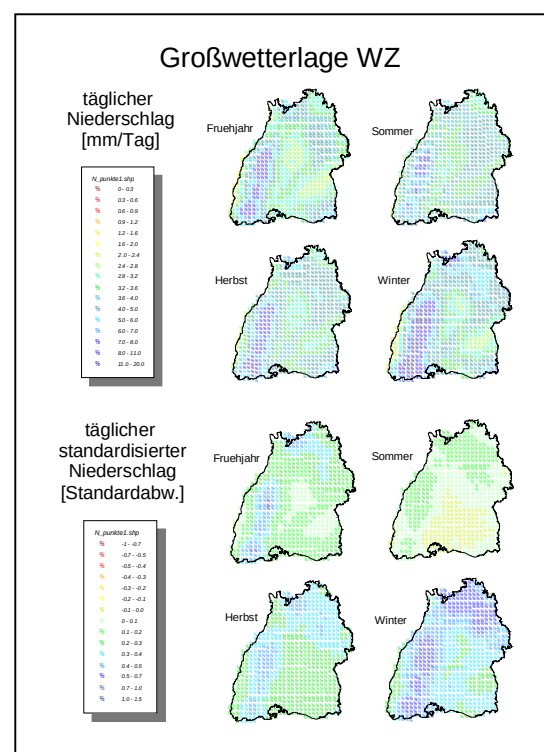
Arithmetisches Mittel der standardisierten Tagesniederschläge bei Auftreten der jeweiligen Großwetterlage ([Standardabweichungen]). Die Standardisierung erfolgte, indem von jedem Tageswert zunächst das arithmetische Mittel des Niederschlags der jeweiligen Jahreszeit abgezogen und anschließend durch die Standardabweichung der Tageswerte der jeweiligen Jahreszeit dividiert wurde.

Format

JPG

Beispiel

Räumliche Verteilung der mittleren absoluten und der mittleren standardisierten Tagesniederschläge bei Auftreten der Großwetterlage **WZ**.



Anhang C

Beschreibung

Räumliche Verteilung der mittleren absoluten Tagesniederschläge für jede Großwetterlage in Abhängigkeit von der Andauer der jeweils betrachteten GWL (Zeitraum: 1931-1997).

Verzeichnis

Auf beiliegender CD-ROM im Verzeichnis \\anhang_c

Struktur

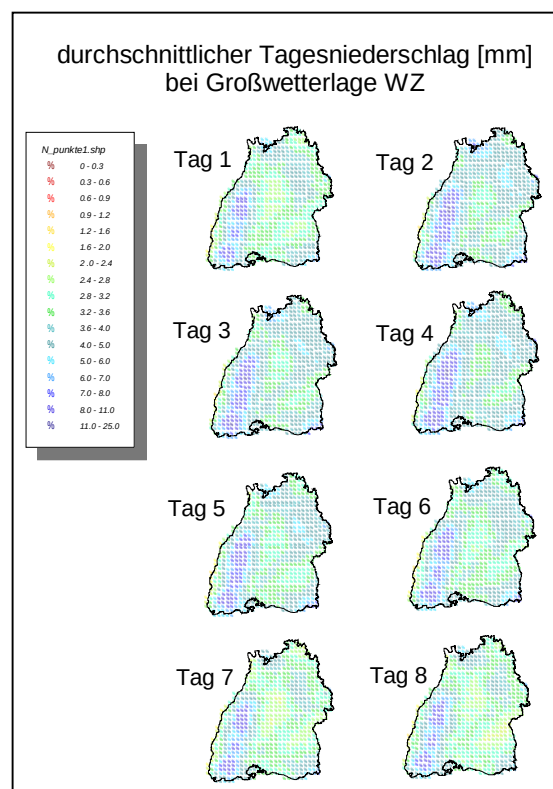
Für jede Großwetterlage eine Datei mit der räumlichen Verteilung des arithmetischen Mittels der absoluten Tagesniederschläge am ersten bis achten Tag des hintereinanderfolgenden Auftretens der jeweiligen Großwetterlage ([mm]).

Format

JPG

Beispiel

Räumliche Verteilung der mittleren absoluten Tagesniederschläge in Abhängigkeit der Dauer des Auftretens der Großwetterlage **WZ**.



Anhang D

Beschreibung

Räumliche Verteilung des mittleren absoluten Tagesniederschlags für jede Großwetterlage getrennt für die vier Jahreszeiten und die sieben Teilzeiträume 1931-1940 (Periode 1), 1941-1950 (Periode 2), 1951-1960 (Periode 3), 1961-1970 (Periode 4), 1971-1980 (Periode 5), 1981-1990 (Periode 6) und 1991-1997 (Periode 7).

Verzeichnis

Frühjahr	→	auf beiliegender CD-ROM im Verzeichnis \\anhang_d\fruehjahr
Sommer	→	auf beiliegender CD-ROM im Verzeichnis \\anhang_d\sommer
Herbst	→	auf beiliegender CD-ROM im Verzeichnis \\anhang_d\herbst
Winter	→	auf beiliegender CD-ROM im Verzeichnis \\anhang_d\winter

Struktur

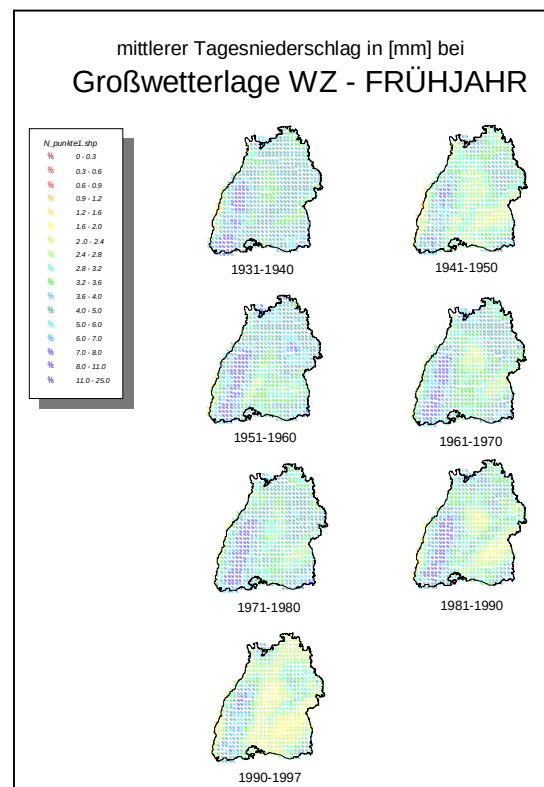
Für jede Großwetterlage und jede Jahreszeit eine Datei mit der räumlichen Verteilung des arithmetischen Mittels der absoluten Tagesniederschläge bei Auftreten der jeweiligen Großwetterlage in der jeweils betrachteten Periode ([mm]).

Format

JPG

Beispiel

Räumliche Verteilung der mittleren absoluten Tagesniederschläge in den sieben Perioden bei Auftreten der Großwetterlage **WZ** im Frühjahr.



Anhang E

Beschreibung

Räumliche Verteilung der Standardabweichungen s und der Variationskoeffizienten v des Tagesniederschlags bei Auftreten der einzelnen Großwetterlagen im Zeitraum 1931-1997 (getrennt für die 4 Jahreszeiten).

Verzeichnis

Auf beiliegender CD-ROM im Verzeichnis \\anhang_e

Struktur

Für jede Großwetterlage eine Datei mit folgendem Aufbau:

Obere Bildhälfte

Standardabweichung der absoluten Tagesniederschläge bei Auftreten der jeweiligen Großwetterlage ([mm]).

Untere Bildhälfte

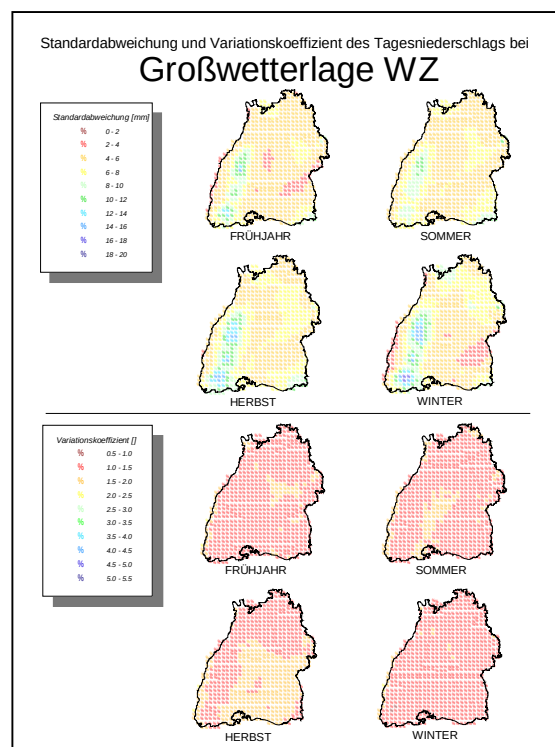
Variationskoeffizient der absoluten Tagesniederschläge bei Auftreten der jeweiligen Großwetterlage ([]).

Format

JPG

Beispiel

Räumliche Verteilung der Standardabweichungen und der Variationskoeffizienten der absoluten Tagesniederschläge bei Auftreten der Großwetterlage **WZ**.



Ehrenwörtliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass die Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel angefertigt wurde.

Freiburg i.Br., den 18.12.2001

Sven Kotlarski