

4.3. Wie sensitiv reagiert der alpine Niederschlag auf systematische Veränderungen der grossräumigen Zirkulation?

4.3.1. Einleitung

Wie bereits in Kapitel 3 ausführlich dargelegt wurde, hängt das Klima des Alpenraums entscheidend von Schwankungen in der grossräumigen atmosphärischen Zirkulation ab. Gleichzeitig weisen die im Kapitel 4.2. besprochenen Resultate aus globalen Klimasimulationen darauf hin, dass in den nächsten Jahrzehnten signifikante Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation eintreten könnten. Zudem ist damit zu rechnen, dass grössere Veränderungen auch bei einer Reihe von weiteren für das Regionalklima ebenfalls wichtigen Faktoren, wie zum Beispiel der atmosphärischen Feuchte und Temperatur oder der Landnutzung, eintreten werden.

Die zukünftige Klimaveränderung in den Alpen wird vom komplexen Zusammenwirken all dieser Einflüsse abhängen. Um ein besseres Verständnis zu erlangen ist es jedoch sinnvoll, zunächst die Sensitivität des Regionalklimas auf die einzelnen Faktoren getrennt zu untersuchen. Dies kann einerseits anhand von Simulationen mit regionalen Klimamodellen erfolgen (z. B. Frei et al. 1998). Eine Alternative besteht darin, die Sensitivität aus empirischen Daten abzuschätzen (z. B. Brandsma und Buishand 1997). In diesem Kapitel wird die empirische Methode angewendet, um die Sensitivität des alpinen Niederschlagsklimas auf Veränderungen eines ausgewählten Faktors, nämlich der grossräumigen Zirkulation, quantitativ zu untersuchen.

4.3.2. Material und Methoden

Zur Beschreibung der grossräumigen atmosphärischen Zirkulation verwenden wir, erstens, den Katalog der Grosswetterlagen Europas nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky (Gerstengarbe et al. 1993). Der Katalog unterscheidet 29 verschiedene Grosswetterlagen, Diese werden aufgrund der Verteilung des Bodendrucks und, ab 1939, der Höhe der 500 hPa Druckfläche über dem Nordatlantik und Europa / Nordafrika auf täglicher Basis ermittelt (Gerstengarbe et al. 1993). Zweitens haben wir die 29 Grosswetter-

lagen aus der Periode 1901–1990 nach alpin-synoptischen Kriterien gemäss Rickli (1995, siehe auch Wanner et al. 1998) in acht Wetterlagengruppen, plus einer neunten Gruppe für nicht klassierbare Tage, zusammengefasst (siehe Tab. 3.3). Figur 4.3 (Balkendiagramme) zeigt die relativen Häufigkeiten der neun Wetterlagengruppen für Januar und Juli. Für die relativen Häufigkeiten der neun Wetterlagengruppen wird im weiteren der Begriff «Wetterlagenspektrum» verwendet.

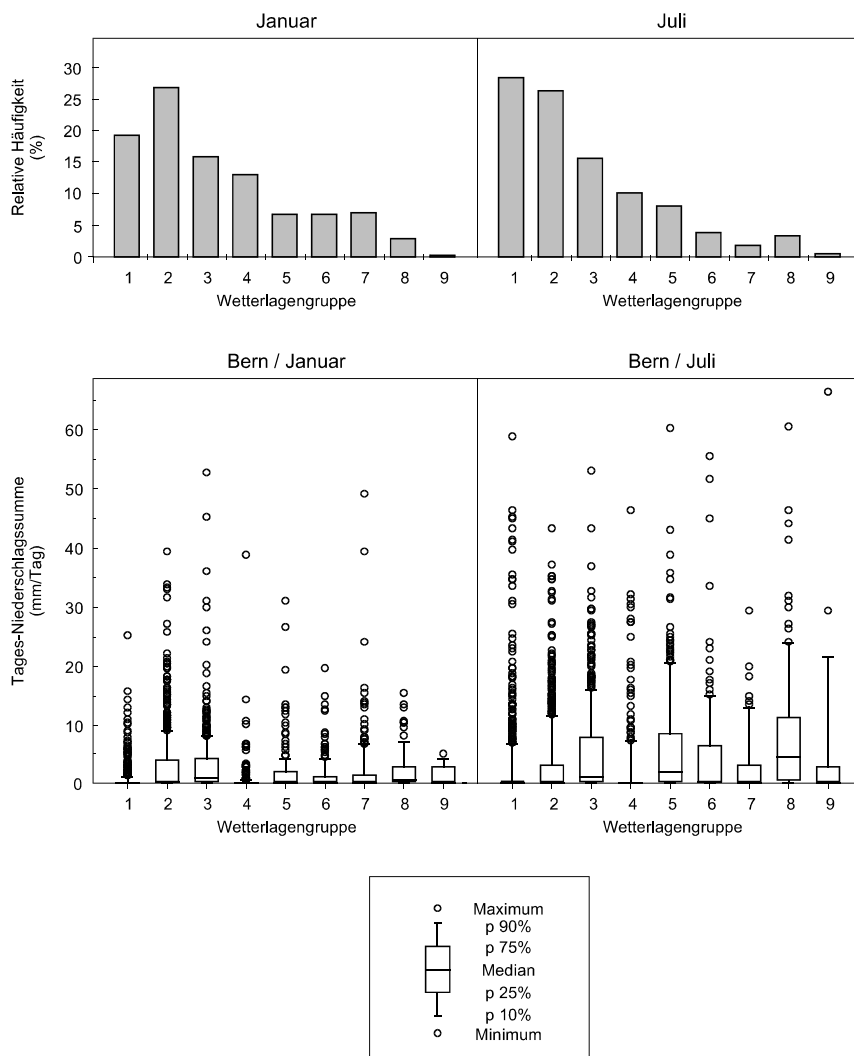
Auf der regionalen Skala verwendeten wir tägliche Niederschlagssummen für die Jahre 1901–1990 aus den beiden Stationen Bern auf der Alpennord- und Lugano auf der Alpensüdseite. Figur 4.3 (untere Hälfte) zeigt die Verteilungen der täglichen Niederschlagssummen in Bern für die verschiedenen Wetterlagengruppen im Januar und Juli.

Die Sensitivitätsanalyse hatte zum Ziel, die Auswirkungen von möglichen Veränderungen in den monatlichen Wetterlagenspektren auf die Erwartungswerte der monatlichen Niederschlagssummen an den beiden Standorten zu quantifizieren. Diese Erwartungswerte sind direkt proportional zu jenen der täglichen Niederschlagssummen, die als $m = (1/9) \sum m_i H_i / 100$, d.h. als das gewichtete Mittel der Erwartungswerte m_i für die einzelnen Wetterlagengruppen (Fig. 4.4) berechnet wurden. Die Gewichte H_i waren durch das jeweilige Wetterlagenspektrum H gegeben.

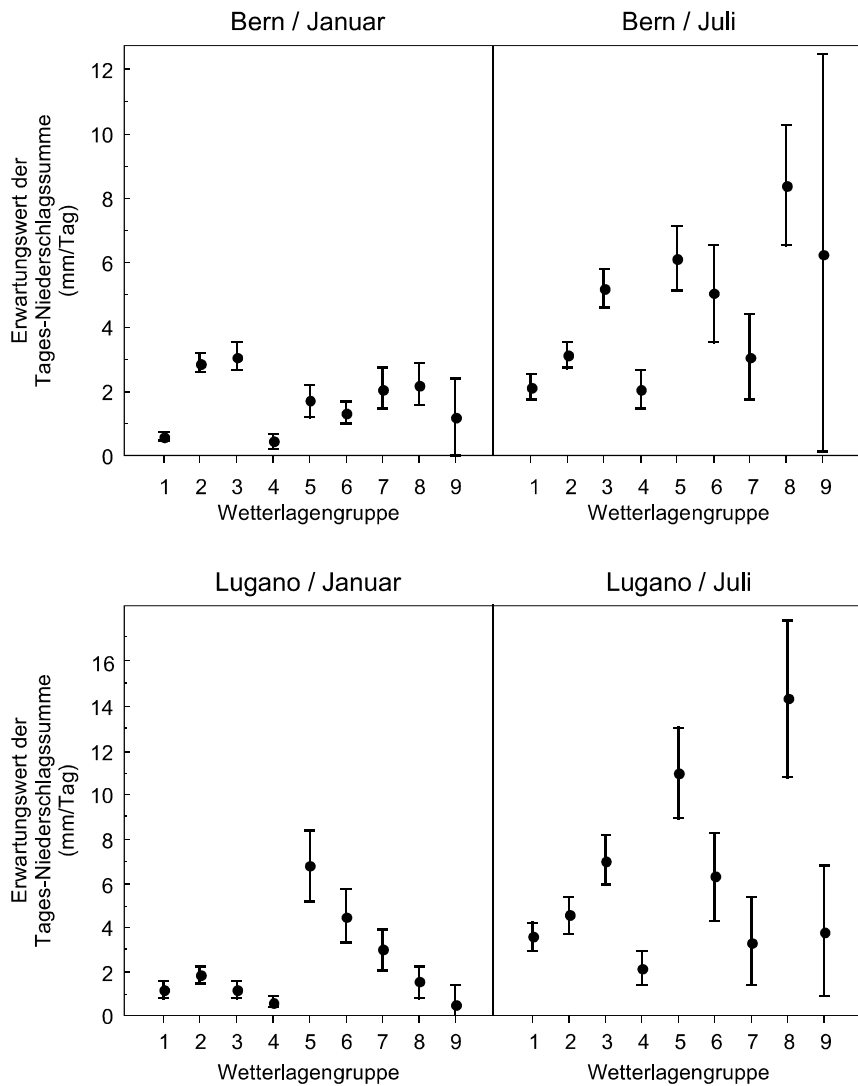
Für die Sensitivitätsanalyse erzeugten wir systematisch eine grosse Anzahl von veränderten Wetterlagenspektren (siehe unten) und berechneten dann die zugehörigen Niederschlagsanomalien. Dabei gingen wir von der Annahme aus, dass die Niederschlagswirksamkeit einer Wetterlagengruppe unabhängig von deren relativen Häufigkeit ist, so dass die aus den Messdaten geschätzten (Fig. 4.4) standorts-, monats- und wetterlagengruppenspezifischen Erwartungswerte m_i für alle Berechnungen unverändert belassen wurden. Zweitens nahmen wir an, dass sich die relative Häufigkeit einer Wetterlagengruppe mit gleichverteilter Wahrscheinlichkeit um (maximal) $\Delta_{\max} = \pm 100\%$ relativ zur jeweils gemessenen relativen Häufigkeit (Fig. 4.3, oben) ändern kann. Der gewählte Wert von $\pm 100\%$ war klein im Vergleich zur interannuellen Variabilität der relativen Häufigkeiten, deren Variationskoeffizienten in der Periode 1901–1990 und im Mittel über alle Monate und Wetterlagengruppen 140% betragen. Schliesslich wurde davon ausgegangen, dass die Veränderungen in den Häufigkeiten der Wetterlagengruppen bis auf die Bedingung, dass alle Häufigkeiten zusammen zu 100% summieren müssen, statistisch voneinander unabhängig sind.

Zur Erzeugung neuer Wetterlagenspektren wurden die relativen Häufigkeiten der Wetterlagengruppen 1 bis 7 systematisch in kleinen Schritten und in allen möglichen Kombinationen um bis zu $\pm 100\%$ der jeweils gemessenen

relativen Häufigkeiten (Fig. 4.3, oben) abgeändert. Die relative Häufigkeit der Wetterlagengruppe 9 wurde immer unverändert belassen, während diejenige der Wetterlagengruppe 8 derart abgeändert wurde, dass sich alle relativen Häufigkeiten zu 100% summierten. Wetterlagenspektren, bei denen eine oder mehrere relative Häufigkeiten ausserhalb des Bereichs 0–100% zu



Figur 4.3: Relative Häufigkeiten der neun nach alpin-synoptischen Kriterien definierten Gruppen europäischer Wetterlagen (oben), sowie zugehörige Verteilungen der täglichen Niederschlagssummen in Bern (unten) für Januar (links) und Juli (rechts). Alle Daten beziehen sich auf die Periode 1901–1990 (n = 2790).



Figur 4.4: Erwartungswerte der täglichen Niederschlagssummen in Bern (oben) und Lugano (unten) im Januar (links) und Juli (rechts) für die neun nach alpin-synoptischen Kriterien definierten Gruppen europäischer Wetterlagen. Balken stellen die 90%-Konfidenzintervalle dar. Alle Daten beziehen sich auf die Periode 1901–1990.

liegen kamen oder bei denen die relative Häufigkeit der Wetterlagengruppe 8 um mehr als 100% ihres heutigen Wertes abgeändert werden musste, wurden ausgeschlossen. Für jeden Standort und Monat ergaben sich auf diese Weise zirka zwei bis acht Millionen gültige Wetterlagenspektren sowie zugehörige Anomalien für den Erwartungswert des Niederschlags (relativ zum Erwartungswert für 1901–1990), welche dann statistisch ausgewertet wurden.

Um die erhaltenen Resultate in den Kontext der gemessenen Klimavariabilität sowie den von globalen Klimamodellen simulierten Veränderungen zu stellen, wurden die folgenden zwei Berechnungen durchgeführt:

Erstens wurden für alle 18 aufeinanderfolgenden Fünfjahresperioden im Zeitraum 1901–1990 aus den beobachteten Daten die jeweiligen monatlichen Wetterlagenspektren und Niederschlagsanomalien berechnet. Um festzustellen, inwieweit die gemessenen Niederschlagsanomalien auf Veränderungen in den Häufigkeiten der Wetterlagen zurückgeführt werden können, wurden sie mit den aus den fünfjährigen Wetterlagenspektren berechneten Anomalien korreliert.

Zweitens wurden zwei fünfjährige Simulationen mit dem globalen Klimamodell ECHAM3/T106 (horizontale Auflösung $1.125^\circ \times 1.125^\circ$) unter heutigen und « $2xCO_2$ »-Klimabedingungen (Bengtsson et al. 1995 und 1996, Simulation Nr. 23 in Tab. B2) wie folgt analysiert: Zuerst wurden alle vom Klimamodell simulierten täglichen Bodendruckkarten manuell einer der 29 europäischen Grosswetterlagen zugeordnet (R. Rickli, unpublizierte Analysen). Dann wurden die monatlichen Wetterlagenspektren für die neun alpinen Wetterlagengruppen ermittelt und schliesslich daraus wieder die zugehörigen Niederschlagsanomalien berechnet.

Die Abweichung eines gegebenen monatlichen Wetterlagenspektrums J vom jeweils in der Periode 1901–1990 gemessenen Referenzspektrum H wurde anhand der Masszahl $\kappa = (1/9) \sum |100(J_i - H_i)/H_i|$, d. h. dem Mittel der Absolutwerte der relativen Abweichungen der relativen Häufigkeiten J_i von ihren Referenzwerten H_i , gemessen. Die wichtigste Eigenschaft von κ ist, dass es mit wachsendem Unterschied zwischen zwei Wetterlagenspektren monoton ansteigt. Die genaue Definition von κ war irrelevant, da diese Zahl nur für Vergleichszwecke herangezogen wurde.

4.3.3. Resultate

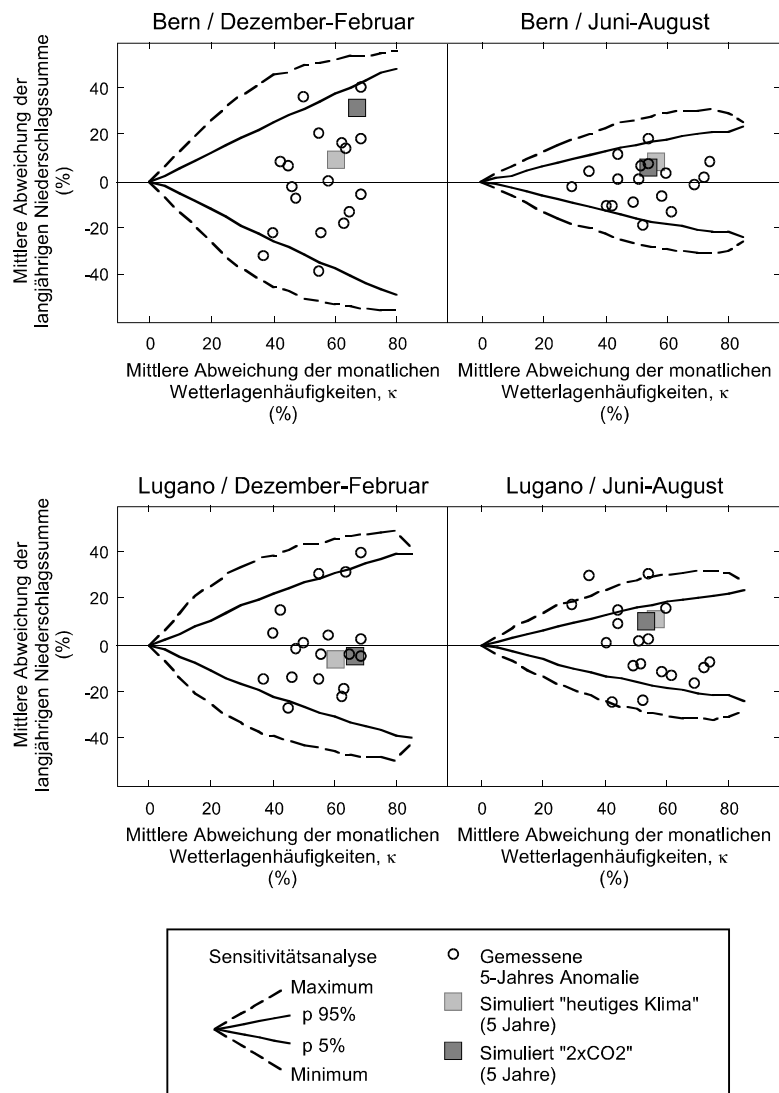
Figur 4.5 fasst die Resultate der Analysen für die drei Winter- (links) und die drei Sommermonate (rechts) zusammen. Die durchgezogenen und gestrichelten Linien zeigen die erhaltenen Streubreiten der Niederschlagssensitivitäten in Abhängigkeit vom «Distanzmass» κ . Die Streubreiten hingen nicht-linear von κ ab und waren an beiden Standorten für den Winter generell grösser als für den Sommer (Fig. 4.5, links vs. rechts). Für Werte von κ

grösser als ca. 80% ergaben sich nur noch wenige (<100) gültige Wetterlagenspektren, so dass die entsprechenden Streubreiten stark schwankten (nicht gezeigt). Die mittleren Streubreiten für die drei Herbst- und Frühlingsmonate (nicht gezeigt) lagen typischerweise zwischen den für den Winter und den Sommer gezeigten Werten, wobei für den Herbst an beiden Standorten die grösseren Sensitivitäten gefunden wurden.

Die aus den Messungen ermittelten fünfjährigen Klimazustände sind in Figur 4.5 als Kreise eingetragen. Die Abweichungen κ der beobachteten fünfjährigen Wetterlagenspektren vom Referenzspektrum betragen im Mittel über alle Monate und Fünfjahresperioden 52%, mit einer mittleren monatlichen Schwankungsbreite von 29 bis 90% (nicht gezeigt). Die zugehörigen gemessenen Niederschlagsanomalien betragen in Bern im Mittel über die drei Winter- und Sommermonate $\pm 40\%$ bzw. $\pm 19\%$ (Fig. 4.5, oben). Für Lugano (Fig. 4.5, unten) wurde für den Winter eine etwas kleinere (-27 bis +39%), und für den Sommer eine grössere (-25 bis +30%) Streubreite erhalten. Im Mittel über die drei Frühlingsmonate (bzw. die drei Herbstmonate) schwankten die fünfjährigen Niederschlagsanomalien in Bern zwischen $\pm 25\%$ (bzw. -15 bis +19%) und in Lugano zwischen -22 und +35% (bzw. -37 bis +30%, nicht gezeigt). Bis auf zwei Ausnahmen (Fig. 4.5, unten rechts) lagen die Niederschlagsanomalien für alle Jahreszeiten innerhalb des durch die Sensitivitätsanalysen abgesteckten Bereichs.

Die Korrelationen zwischen den gemessenen und den aus den Wetterlagenspektren geschätzten fünfjährigen Niederschlagsanomalien wiesen an beiden Standorten einen deutlichen Jahresgang mit zwei Maxima in den Übergangsjahreszeiten auf (nicht gezeigt). Im Mittel über die zwei Standorte und die jeweiligen Monate betragen die Korrelationen für den Winter 0.46, für den Frühling 0.57, für den Sommer 0.2, und für den Herbst 0.56 ($n=18$).

Die aus den zwei globalen Klimasimulationen erhaltenen fünfjährigen Zirkulations- und Niederschlagsanomalien (Rechtecke in Fig. 4.5) lagen sowohl für den Winter als auch für den Sommer (Fig. 4.5) wie auch für die beiden anderen Jahreszeiten (nicht gezeigt) voll im Rahmen der beobachteten Klimavariabilität. Bei beiden globalen Simulationen betrug κ im Mittel über alle Monate ca. 60%. Die anhand der simulierten Wetterlagenspektren abgeschätzten Niederschlagsanomalien schwankten an den zwei Standorten je nach Monat zwischen -22 und +38% (nicht gezeigt). Die grössten Abweichungen wurden unter der «2xCO₂»-Simulation für den Winter in Bern erhalten (Fig. 4.5, oben links). Das Modell selber erzeugte im Mittel über den gesamten Alpenraum für den Winter eine Niederschlagszunahme um 30% und für den Sommer eine Abnahme um 40% (siehe auch Kapitel 4.4).



Figur 4.5: Vergleich der empirisch ermittelten Streubreiten (gestrichelte und durchgezogene Linien) der Sensitivitäten des langjährigen Niederschlags in Bern (oben) und Lugano (unten) auf atmosphärische Zirkulationsveränderungen mit i) gemessenen Zirkulations- und Niederschlagsanomalien (Kreise), sowie ii) mit den von einem globalen Klimamodell simulierten Zirkulations- und zugehörigen, statistisch abgeschätzten Niederschlagsanomalien (Rechtecke). Die Streubreiten der Niederschlagssensitivitäten wurden aus mehreren Millionen numerischen Experimenten pro Monat und Standort gewonnen. Bei den Experimenten wurden die relativen Häufigkeiten von acht nach alpin-synoptischen Kriterien definierten Gruppen europäischer Wetterlagen in allen möglichen Kombinationen systematisch um bis zu $\pm 100\%$ ihres heutigen Wertes variiert und daraus die zugehörigen neuen Erwartungswerte des langjährigen Niederschlags ermittelt. Alle Berechnungen wurden auf Monatsbasis durchgeführt und beziehen sich auf die Periode 1901–1990. Gezeigt werden gemittelte Resultate für die Monate Dezember bis Februar (links) und Juni bis August (rechts).

4.3.4. Diskussion

Die erhaltenen Resultate deuten darauf hin, dass der langjährige mittlere Niederschlag im Alpenraum sehr sensitiv auf systematische Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation reagieren kann. Diese ist jedoch äusserst komplex und müsste für eine Sensitivitätsstudie idealerweise durch mehrere Statistiken zur Druckverteilung, Strömungsrichtung und -geschwindigkeit auf verschiedenen Höhenniveaus und Raum- und Zeitskalen beschrieben werden. Um der grossen Variabilität der Zirkulation auf der dekadischen Zeitskala gerecht zu werden, waren wir allerdings gezwungen, unsere Analyse auf das tägliche Bodendruckfeld zu beschränken, da dieses das einzige direkt mit der Zirkulation verknüpfte Feld ist, für welches Daten über knapp ein Jahrhundert vorliegen. Es stellt sich somit die Frage, inwieweit die hier verwendete, relativ einfache Methode es erlaubt, den tatsächlich möglichen Bereich von Niederschlagsveränderungen aufgrund von Veränderungen in der Zirkulation korrekt zu erfassen.

Ein Problem des verwendeten Ansatzes besteht darin, dass die untersuchten Wetterlagenspektren nicht aufgrund physikalischer, sondern lediglich aufgrund rein kombinatorischer Überlegungen definiert wurden. Somit ist es möglich, dass gewisse verwendete Kombinationen von Wetterlagenhäufigkeiten keinen stabilen Zustand im Hinblick auf die langjährige Energiebilanz und das gekoppelte System Ozean-Meereis-Atmosphäre darstellen. Auch stellt sich die Frage, inwieweit im Klimasystem bevorzugte Klimazustände existieren (z. B. Palmer 1999), so dass im Gegensatz zu unserem Vorgehen davon auszugehen wäre, dass langjährige Veränderungen in den relativen Häufigkeiten der verschiedenen Wetterlagengruppen miteinander korrelieren. Die Beantwortung dieser Fragen könnte möglicherweise durch die Analyse sehr langer Simulationen mit globalen Klimamodellen (z. B. von Storch et al. 1997) erfolgen, was allerdings den Rahmen der vorliegenden Untersuchung sprengen würde. Da wir jedoch eine sehr grosse Anzahl von möglichen Zirkulationsveränderungen untersucht haben, ist zu erwarten, dass selbst wenn ein Teil der untersuchten Wetterlagenspektren sich als physikalisch nicht haltbar erweisen sollte, dies die erhaltenen Streubreiten für die Sensitivitäten (Fig. 4.5) nicht wesentlich beeinflussen würde.

Ebenfalls genauer zu untersuchen wäre die zugrunde gelegte Annahme, dass zwischen den langjährigen relativen Häufigkeiten der Wetterlagengruppen und ihren Niederschlagseffizienzen kein systematischer Zusammenhang besteht. Falls zum Beispiel die relative Häufigkeit einer niederschlagsreichen Wetterlage dadurch zunimmt, dass sich ihre mittlere Andauer verlängert, und dabei in den zusätzlichen Tagen im Schnitt zunehmend trockenere Luft herangeführt wird, hätte dies eine Abnahme der mittleren Niederschlags-

effizienz für diese Wetterlage zur Folge. Unsere Berechnungsmethode würde in diesem Fall die Sensitivität des Niederschlags auf eine Zunahme der Häufigkeit dieser Wetterlage überschätzen. Andererseits sind gegenteilige Fälle genausogut denkbar. So könnte die Niederschlagseffizienz einer Wetterlage mit zunehmender Häufigkeit der Wetterlage zunehmen, beispielsweise indem bei verlängertem Andauern der Wetterlage die Atmosphäre zunehmend labil wird und somit die mittlere Niederschlagswahrscheinlichkeit und -summe zunehmen.

Eine weitere Fehlerquelle in unserer Untersuchung war durch mögliche Inhomogenitäten in den verwendeten Datensätzen, insbesondere was die Europäischen Grosswetterlagen betrifft (Salvisberg 1996), gegeben. Da wir aber vor allem langjährige Statistiken verwendeten und die zeitliche Abfolge der Messdaten für unsere Untersuchung unwesentlich war, dürften Inhomogenitäten für unsere Anwendung keine so grosse Rolle spielen. Ausserdem wurden für beide Standorte sehr ähnliche Resultate erhalten (Fig. 4.5), was darauf hinweist, dass die genaue Wahl des Arbeitspunktes für die Sensitivitätsanalyse nicht so wichtig war.

Trotzdem muss man davon ausgehen, dass die gefundenen Niederschlags-sensitivitäten ziemlich sicher eine *untere Grenze* für die im Prinzip möglichen, in der Zukunft zu erwartenden Veränderungen darstellen. Die Gründe dafür hängen vor allem damit zusammen, dass wir eine Reihe von simplifizierenden Annahmen getroffen haben, welche die Zahl der Freiheitsgrade reduzierten, so dass das mögliche Spektrum an Veränderungen eher unter denn überschätzt wurde:

Erstens verwendeten wir zur Beschreibung der Zirkulation ein recht grobes Verfahren, so dass einerseits die Effekte systematischer Änderungen in den höheren Atmosphärenschichten oder der Anströmungsgeschwindigkeit des Alpenkörpers unberücksichtigt blieben. Andererseits wurden nur neun Wetterlagengruppen unterschieden, wobei für alle darin vorkommenden Wetter-situationen die gleichen mittleren Niederschlagseffizienzen angenommen wurden. Aufgrund dieser Mittelung wurde vermutlich die Rolle von möglichen Veränderungen in den Häufigkeiten einzelner, aber besonders niederschlagswirksamer Wetterlagen unterschätzt.

Zweitens wurden die Erwartungswerte des Niederschlags für die einzelnen Wetterlagengruppen (Fig. 4.4) als konstant angenommen. Die relativ kleinen Korrelationen zwischen den gemessenen und den aus den Wetterlagenspektren geschätzten fünfjährigen Niederschlagsanomalien weisen hingegen darauf hin, dass die Niederschlagseffizienz der einzelnen Wetterlagengruppen in der Vergangenheit variiert hat, insbesondere im Sommer und Winter, wo die kleinsten Korrelationen gefunden wurden. Die grossen gefundenen

Streubreiten des Niederschlags innerhalb der einzelnen Wetterlagengruppen (Fig. 4.3 unten) sowie die Analysen von Wilby (1994) und Schubert (1994) lassen erwarten, dass die fünfjährigen Erwartungswerte in vielen Fällen statistisch signifikant voneinander abweichen. Die Berücksichtigung dieser Variabilität (ob zufälligen Ursprungs oder nicht) würde die gefundenen Streubreiten (Fig. 4.5) auf jeden Fall weiter vergrössern, da die einzelnen Erwartungswerte multiplikativ in die Berechnung der Niederschlagssumme eingehen.

Drittens ist die Annahme konstanter Erwartungswerte für die einzelnen Wetterlagengruppen unter einem geänderten Klima wahrscheinlich nicht haltbar. So zeigten beispielsweise die Simulationsexperimente von Frei et al. (1998), dass in einer wärmeren und feuchteren Atmosphäre grosse Veränderungen im Niederschlagsklima auch ohne nennenswerte Zirkulationsveränderungen möglich sind. Ein zweites Beispiel liefert die empirische Untersuchung für den Schweizer Alpenraum von Brandsma und Buishand (1997). Darin wird gezeigt, dass, falls an einem bestimmten Tag Niederschlag eintritt, der Erwartungswert desselben stark mit dem Tagesmittel der Temperatur korreliert, für das in Zukunft grössere systematische Veränderungen zu erwarten sind. Die Überlagerung einer systematischen Zirkulationsveränderung mit weiteren Veränderungen lässt eine erhöhte Wahrscheinlichkeit für grössere systematische Verschiebungen im Niederschlagsklima erwarten.

Viertens zeigte die Wiederholung der Sensitivitätsanalysen mit maximalen Veränderungen in den relativen Häufigkeiten der Wetterlagengruppen um lediglich $\pm 50\%$, dass unsere Resultate nicht durch die extremsten angenommenen Veränderungen dominiert wurden. Der grösste Effekt zeigte sich lediglich bei den Extrema der Streubreiten, welche bei $\Delta_{\max} = \pm 50\%$ für $\kappa > \text{ca. } 20\%$ deutlich kleiner waren, während die 5%- und 95%-Quantile für beide Standorte und alle Jahreszeiten sehr nahe bei den für $\Delta_{\max} = \pm 100\%$ (Fig. 4.4) erhaltenen Resultaten lagen.

Schliesslich ist uns mindestens eine Studie mit einem regionalen Klimamodell bekannt (Heimann et al. 1998), in welcher für den Sommer auf der Alpennordseite unter der Annahme des IPCC-Szenarios IS92a für das Ende des 21. Jahrhunderts grossflächige Abnahmen in der langjährig mittleren Niederschlagssumme um bis zu 40% gefunden wurden. Der Grund lag vor allem in einer starken Zunahme der Ostlagen mit verstärkter Zufuhr warmer und kontinentaler Luftmassen aus Ost- und Südeuropa (Heimann et al. 1998). Dieses Resultat ist zwar wegen grösserer systematischer Fehler in der zugrundegelegten globalen Klimasimulation mit Vorsicht zu interpretieren, demonstriert aber deutlich, dass die in Figur 4.5 gezeigten Sensitivitäten in physikalisch basierten Simulationen durchaus überschritten werden können.

Die gefundene grosse Streubreite an Sensitivitäten (Fig. 4.5) scheint in einem gewissen Widerspruch zu den geringen Veränderungen im Niederschlag zu stehen, wie sie aus den Simulationen mit dem ECHAM3-Modell abgeschätzt wurden. Ähnlich kleine Effekte von simulierten Zirkulationsveränderungen auf den Niederschlag wurden für den Alpenraum von Gyalistras et al. (1994) und für andere Regionen zum Beispiel von Matyasovszky et al. (1993), Kidson und Watterson (1995), Zorita et al. (1995), Saunders und Byrne (1996) und Wilby et al. (1998) gefunden. Ob diese Resultate damit zu tun haben, dass bisher nur eine beschränkte Anzahl von globalen Simulationen untersucht wurde oder ob prinzipiell Zirkulationsveränderungen, die zu grossen Niederschlagsanomalien führen, gar nicht so wahrscheinlich sind, ist schwer zu sagen. Die Beurteilung dieser Frage wird einerseits durch die räumlich variierende Abhängigkeit des Niederschlags von der Zirkulation (Fig. 4.4), andererseits durch Probleme mit der Genauigkeit der globalen Klimamodelle und den verwendeten Prozeduren zur Abschätzung des regionalen Klimaänderungssignals erschwert. In diesem Zusammenhang ist allerdings darauf hinzuweisen, dass die Berücksichtigung weiterer Einflussgrössen als nur der Zirkulation die hier erhaltenen Abschätzungen der Niederschlagsveränderungen stark modifizieren könnte (z. B. Gyalistras et al. 1994, Charles et al. 1999, siehe auch die Diskussion der direkt durch das ECHAM3-Modell simulierten Niederschlagsveränderung im Kapitel 4.4.).

Die einzige grössere Veränderung des Niederschlags in der «2xCO₂»-Simulation mit dem ECHAM3-Modell wurde für Bern im Winter gefunden (Fig. 4.5, oben links). Eine genauere Analyse zeigte, dass in diesem Fall im Vergleich zur Simulation für das heutige Klima in allen drei Wintermonaten die relativen Häufigkeiten der Wetterlagengruppen 2 und 3 zu Lasten der Gruppen 1, 4 und 6 zunahm. Diese Zunahme der westlichen und nördlichen Strömungskomponente ist konsistent mit den Analysen der gleichen Modellsimulation von Beersma et al. (1997). Für Bern, wo die Wetterlagengruppen 2 und 3 im Gegensatz zu Lugano besonders niederschlagswirksam sind (Fig. 4.4 links), ergab sich somit eine Niederschlagszunahme. Dieses Beispiel illustriert schön, wie sich ein und dieselbe Zirkulationsveränderung in einem topographisch komplexen Gebiet wie den Alpen unterschiedlich auswirken kann. Die geringe Anzahl von nur fünf simulierten Jahren erlaubt es jedoch nicht, die erhaltenen Veränderungen eindeutig auf die CO₂-Erhöhung zurückzuführen: wie die Streubreite der gemessenen Fünfjahreszustände zeigt (Kreise in Fig. 4.5, oben links), könnten solche Anomalien ohne weiteres durch Zufallsschwankungen im Modellklima zustande gekommen sein.

4.3.5. Fazit

Die vorliegende Untersuchung zeigt klar, dass relative kleine, jedoch systematische Veränderungen in der grossräumigen atmosphärischen Zirkulation signifikante Auswirkungen auf das Niederschlagsklima der Alpennord- wie Alpensüdseite haben können. Insbesondere hat ein beträchtlicher Anteil der untersuchten Veränderungsmuster für die Häufigkeiten der Europäischen Grosswetterlagen Niederschlagsanomalien zur Folge, welche im Vergleich zu der in diesem Jahrhundert beobachteten natürlichen Klimavariabilität gross sind. Die grössten Sensitivitäten wurden für den Winter gefunden, gefolgt vom Herbst, Frühling und Sommer.

Die von einem globalen Zirkulationsmodell unter der Annahme erhöhter Treibhausgaskonzentrationen simulierten Veränderungen im Bodendruckfeld liessen keine Schlüsse über signifikante Veränderungen im alpinen Niederschlagsklima allein aufgrund veränderter Wetterlagenhäufigkeiten zu. Dieses Resultat ist im Einklang mit Resultaten aus anderen Studien und für andere Regionen. Es ist jedoch in Anbetracht der geringen Anzahl von nur fünf simulierten Jahren, der beschränkten Aussagekraft eines einzigen Klimamodells und der relativ groben verwendeten Prozedur zur Abschätzung des Zirkulationseffekts auf den Niederschlag zu relativieren.

Schliesslich ist anzumerken, dass in diesem Kapitel lediglich versucht wurde, das Potential für Veränderungen im Alpinen Niederschlagsklima aufgrund von sich ändernden Wetterlagenhäufigkeiten abzuschätzen. Unsere Berechnungen beruhen auf einer relativ einfachen Methode, bei der nicht alle möglichen Freiheitsgrade ausgelotet wurden. Insbesondere ist zu erwarten, dass eine Reihe von weiteren Faktoren, die ebenfalls den lokalen Niederschlag beeinflussen, die Effekte von Zirkulationsveränderungen verstärken oder diesen entgegenwirken können. Somit sind die gefundenen Sensitivitäten als eine untere Grenze für die maximal möglichen Veränderungen zu interpretieren, die bei einem weiteren Voranschreiten der globalen Erwärmung eintreten könnten.