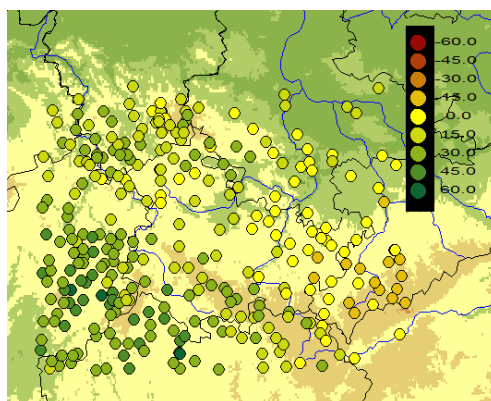


Abschlussbericht

zum Werkvertrag B. - Nr. 02/000200
zwischen der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie
Postfach 24
D-07727 Jena

und der Firma
Meteo-Research
Waltraudstr. 20 14532 Stahnsdorf

**„Anpassung der „Sachsen“ Wetterlagenklassifikation für Thüringen und
Anwendung auf das Szenario ECHAM4 OPYC3 des Klimasimulationslau-
fes B2 zur Abschätzung regionaler Klimaänderungen für Thüringen“
REWA Thüringen**



**Bearbeiter: Dr. Wolfgang Enke
Stahnsdorf, November 2003**



Inhaltsverzeichnis

1. Einführung/Ziele von REWA-Thüringen	3
2. Datenmaterial	3
3. Modell/Verfahrens-Beschreibung	5
3.1. Sinn und Aufgaben der Regionalisierung	5
3.2. Methodische Herangehensweise	5
3.3. Kritische Prämissen	7
3.4. Wetterlagenkonsistente Projektion von Zeitreihen und deren Extrema mit Hilfe globaler Klimasimulationen	11
3.4.1 Ableitung der für das engere Mitteleuropa optimierten Wetterlagen	11
3.4.2 Untersuchung des Geltungsbereiches der auf das engere Mitteleuropa optimierten Wetterlagen für das Untersuchungsgebiet Thüringen	21
3.4.3 Zerlegung der Zeitreihen in Witterungsabschnitte	23
3.4.4 Komposition von meteorologischen Datenreihen unter Anwendung eines Zufallsgenerators	26
3.4.5 Simulation von Extremen	27
4. Validierung der Regionalisierungsmethode	34
4.1. Crossvalidierung der Regionalisierungsmethode	34
4.2 Wetterlagenbedingte mittlere räumliche Niederschlagsverteilungen	35
4.3 Beschreibung des Inhaltes der beiliegenden CD	
5. Ergebnisse der Simulationsrechnungen	38
5.1. Überblick über die Auswertungen der simulierten Zeitreihen von Klimaszenarien	38
5.2. Auswertungen der simulierten Zeitreihen von Klimaszenarien	40
5.2.1 Entwicklung der Häufigkeitsverteilungen der Wetterlagen für die Dekaden 1951 bis 2050	40
5.2.2 Flächenmäßige Auswertungen der simulierten Zeitreihen von verschiedenen Klimaszenarien	41
5.2.4 Auswertungen von Extremereignissen in simulierten Zeitreihen von Klimaszenarien	45
6. Schlussfolgerungen hinsichtlich Klimaveränderungen	47
7. Bewertung und Ausblick	50
8. Literatur	51

Anhang Ia: Wetterlagen des Temperaturregimes

Anhang Ib: Wetterlagen des Feuchtereimes

Anhang II: Tabellen

Anhang III: Abbildungen



1. Einführung/Ziele von REWA-Thüringen

Vom Sächsischen Landesamt für Umwelt und Geologie wurde im Jahr 1999 ein Forschungsvorhaben an die Freie Universität Berlin vergeben, das die Auswirkungen einer möglichen globalen Klimaänderung für die besondere geographische Lage des Freistaates Sachsen untersuchte (Enke, W., 2001).

Die Untersuchung ergab beachtenswerte Ergebnisse mit wirtschaftlicher Relevanz für Sachsen und bekräftigte die in der Brandenburgstudie des Potsdam-Institutes für Klimafolgenforschung (PIK) veröffentlichten Resultate für Brandenburg (Gerstengarbe, Werner 2003). Das methodische Vorgehen zur Regionalisierung globaler Klimavorhersagen wurde im Rahmen des Projektes GLOWA-Elbe (Globaler Wandel - Elbe Einzugsgebiet) weiter entwickelt. Lag der Schwerpunkt der Modellergebnisse in der „Sachsenstudie - 1999“ noch auf der Vorhersage der mittleren Verhältnisse für Temperatur und Niederschlag, so ermöglicht das weiterentwickelte Regionalisierungsmodell die Simulation von Zeitreihen täglicher Werte unterschiedlichster Wetterelemente für vorzugebende Zeitintervalle eines Klimaszenarios. Von besonderem Interesse ist die Simulation von Extremereignissen in einer zweiten Bearbeitungsstufe. Dieses neuartige Verfahren ermöglicht die Abschätzung sowohl der Änderung der absoluten Höhe extremer Wettererscheinungen (z.B. Niederschlag oder Temperatur) als auch die Änderung der Häufigkeit des Auftretens dieser Ereignisse. Im Ergebnis der Untersuchungen liegen tägliche Werte simulierter Zeitreihen von z.B. Temperatur, Niederschlag, Sonnenscheindauer, Wind und Feuchte vor, die als Eingabedaten für wasserwirtschaftliche oder ökologische Modelle verwendet werden können.

Dieses Verfahren zur Untersetzung globaler Klimamodellsimulationen auf regionale Länderebene wurde im Rahmen dieses Vorhabens auf das Bundesland Thüringen angewandt. Für die Länder Baden-Württemberg, Bayern und Hessen laufen vergleichbare Untersuchungen.

2. Datenmaterial

Zur Realisierung des Forschungsvorhabens waren drei Gruppen von Daten notwendig:

- NCAR/NCEP¹ Reanalysen der Jahre 1950 bis 2000 im Ausschnitt erweitertes Mitteleuropa (Abb.3.1), bereitgestellt von dem National Centers for Environmental Prediction, Washington, D.C. und vom National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO. Diese Daten dienen zur Entwicklung der objektiven Wetterlagen, wie sie im Anhang Ia und Ib aufgeführt sind und als Entwicklungskollektiv der im Kap. 3 beschriebenen Regionalisierungsmethode.

- Die globale Klimasimulation eines transienten Laufes des ECHAM4-OPYC3 B2 Szenarios in T42² Auflösung vom MPI – Hamburg, Institut für Meteorologie und dem Deutschen Klima – Rechenzentrum Hamburg für die Jahre 1990 bis 2050. Diese Felder im Ausschnitt erweitertes Mitteleuropa (Abb. 3.1) dienen der Validierung des Verfahrens (1990 bis 2000) und zur Berechnung der regionalen Klimaszenarien für die Dekaden von 2021/2030 bis 2041/2050. Dieser Datensatz wurde im Rahmen des Projektes GLOWA – Elbe zur Verfügung gestellt.

- Beobachtungsdaten für die Region Thüringen und näheres Umfeld der Jahre 1961 bis 2000, mit dem Schwerpunkt auf das Zeitintervall 1981 bis 2000. Die Daten wurden vom

¹ Die Analyse des Wetters wurde rückwirkend nach einheitlichen Verfahren durchgeführt

² Auflösung des globalen Klimamodells (2.8x2.8 Grad, ca. 250 km in mittleren Breiten)



Deutschen Wetterdienst bereitgestellt und einer Ausreißer- und Homogenitätsprüfung durch die TU Dresden Fachbereich Hydrologie und Meteorologie unterzogen. Diese geprüften Reihen täglicher Beobachtungen von 311 Klima- und Niederschlagsstationen Tab. 5.1 im Anhang III bilden die Basis für die Simulation von Klimaänderungsszenarien. Die geographische Verteilung ist aus Abb. 3.7a für die 87 Klimastationen bzw. Abb. 3.7b für die 311 Niederschlagsstationen ersichtlich.

Tab. 2.1: Tägliche Wetterelemente der Klimastationen

Maximum der Lufttemperatur [°C]	Tmax
Tagesmittel Lufttemperatur [°C]	Tmit
Minimum Lufttemperatur [°C]	Tmin
Tagessumme des Niederschlages [mm]	Nieder.
rel. Feuchte Tagesmittel [%]	Rel.F.
Tagesmittel des Bedeckungsgrades[8]	Bed.
Tagesmittel der Windstärke [Bf]	Wind
tägliche Sonnenscheindauer [Std]	Sonne

Die geographische Lage, Stationshöhe, und Name der verwendeten Stationen sind im Anhang III, Tab. 5.1 zu finden.

3. Modell/Verfahrens-Beschreibung

3.1 Sinn und Aufgaben der Regionalisierung

Langzeit-Simulationen mit globalen Klimamodellen zeigten in den letzten Jahren deutliche Fortschritte. Jedoch ist die Genauigkeit von Klimavorhersagen auch weiterhin mit Unsicherheiten behaftet (Schumann u.a. 2000). Insbesondere gilt dies für die regionale Skala globaler Klimamodellierung und dabei besonders für das Feuchteregime, d.h. Niederschlag, Bewölkung und relative Feuchte. Die Nachfrage nach klimatologischen Aussagen in hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung ist jedoch groß, u.a. für eine Anwendung in der Klimafolgenforschung (Enke, 1992). Impaktmodellierer (z.B. in der Hydrologie, Ökologie oder Soziologie) benötigen Daten in räumlichen Skalen von wenigen m^2 bis zu einigen 10^3 km^2 sowie in zeitlichen Skalen von täglichen Extremwerten bis zu Jahresmittelwerten. Die typische räumliche Skala der modernsten Zirkulationsmodelle (GCMs), und diese sind bisher als einzige Quelle für Langzeitsimulationen verfügbar, beträgt hingegen einige Hundert km in der T42 Auflösung (2.8×2.8 Grad, ca. 250 km). Die Aufgabe der Regionalisierung von globalen Klimamodell-Ergebnissen ist es nun, diese Lücke zu überbrücken.

3.2 Methodische Herangehensweise

Es wurden drei Haupt-Strategien entwickelt, um das Regionalisierungsproblem zu lösen:

Sogenannte genestete hochauflösende regionale Klimamodellierung

(Giorgi 1991, von Storch et al. 1999, Jacob 2001, Schrum 2001)

In einer Modellkaskade werden dabei zeitlich und räumlich höher aufgelöste Modelle für eine ausgewählte Region aufgesetzt. Der Randantrieb erfolgt durch das jeweils übergeordnete Modell. Die typische horizontale Auflösung eines lokalen Klimamodells liegt im Bereich von 10 km. Mit diesem Modelltyp ist eine komplette Simulation des Klimas auf lokaler Ebene möglich. Diese Vorgehensweise ist jedoch sehr rechenintensiv. Ein weiterer Nachteil dieses Regionalisierungsansatzes ist, dass sich die Fehler globaler Klimamodelle direkt auf die Ergebnisse der gekoppelten hochauflösenden Klimamodelle auswirken. Bei statistischen Verfahren hingegen können systematische Fehler des globalen Klimamodells teilweise eliminiert werden.

Statistisch-dynamische Zeitscheibenmodellierung

Diese Vorgehensweise koppelt die verschiedenen Skalen, indem hochauflösende dynamische Modelle für typische Wetterlagen oder die Anströmrichtung der Luftmassen an Gebirgen (z.B. aus großräumigen Druckmustern, Frey-Bunness et al. 1995 Busch und Heimann 2001) gerechnet werden. D.h. die regionalen Modellsimulationen werden z.B. für typische Wetterlagen durchgeführt, wobei das lokale Klima jedoch unter Berücksichtigung der Häufigkeitsverteilung eines Klimaszenarios simuliert wird. Jedoch ist auch bei dieser Methodik der benötigte Personal- und Rechnereinsatz relativ hoch. Die systematischen Fehler eines globalen Klimamodells lassen sich teilweise über eine Korrektur der durch das globale Klimamodell prognostizierten Häufigkeitsverteilung der Wetterlagen eliminieren.

Rein statistische Methoden

Im Grunde kehrt statistisches Downscaling den Prozeß der Parameterisierung um, wie er in der numerischen Wetterprognose oder bei Klimamodellen benutzt wird, um

subskalige Prozesse zu beschreiben. Subskalige Prozesse sind z.B. Wettererscheinungen, die kleinräumiger sind als das verwendete Gitter des Klimamodells und deshalb nicht direkt durch die Modellgleichungen berechnet werden können. Sie müssen abgeschätzt, d.h. parametrisiert werden. Statistische Modelle hingegen benutzen für die Abschätzung subskaliger Prozesse die Resultate großräumiger Klimamodelle und setzen dort mit der Bestimmung der statistischen Beziehungen auf. Zum Downscaling eignet sich nur ein Perfect Prog-Ansatz¹ (Klein 1959), da es zeitliche Bezüge zwischen den Klimamodell-Ergebnissen und den beobachteten Wetterelementen nur im statistischen Sinne gibt (Mittelwerte, Extrema oder Streuungen der Wettererscheinungen)(v. Storch 1995).

Die verbreitetsten statistischen Methoden des Downscaling sind die multiple Regressionsanalyse (Klein 1959), die Empirischen Orthogonalfunktionen (EOFs) (Kutzbach 1967, Plaut et al. 2001), Fuzzy Clustering (Bardossy et al. 1995), die Klassifikations- und Regressionsbaum (Classification and Regression Trees, CART) - Methode (Burrows, et al. 1995), Neuronale Netzwerke (Trigo und Palutikof 1999), das Hidden Markov Modell für Wetterlagen (Bellone et. al 2000), Wettergeneratoren zur raumzeitlichen Interpolation (Wilks 1999, Semenov und Brooks 1999, Hayhoe 2000), Wetterlagen Klassifikation (Plaut und Simonnet 2001) oder die Analogiemethode (Dehn, 1999). Weitergehende Ausführungen finden sich bei Giorgi und Mearns (1991) und bei Zorita et al. (1995). Gerstengarbe und Werner näherten sich dieser Problematik über die Simulation von Zufallsreihen unter Verwendung einer multiplen Clusteranalyse, wobei sie eine Kopplung zu globalen Klimasimulationen über deren prognostizierte Temperaturänderung vornahmen (Werner, Gerstengarbe 1997).

Es ist allen statistischen Methoden gemein, dass sie sehr ökonomisch bezogen auf Personal- und Rechereinsatz sind, verglichen mit statistisch-dynamischen oder rein dynamischen Ansätzen. Ein Vergleich der Güte von dynamischer und statistischer Regionalisierung findet man bei Hellström et al. (2001). Statistische Modelle zeigten bei dieser Studie eine höhere Güte der Regionalisierung als das eingesetzte dynamische Modell.

In der Vergangenheit war die Klassifikation von Wetterlagen ein subjektives Vorgehen (Lamb 1953, Hess und Brezowsky 1969) und fand eine weite Verbreitung in wissenschaftlichen Publikationen. Mit zunehmender Leistungsfähigkeit der Rechner wurden subjektive Verfahren jedoch mehr und mehr in den Hintergrund gedrängt. Eine kritische Zusammenfassung und Bewertung subjektiver Klassifikationsverfahren gibt Lamb (1972). Wegen der größeren Flexibilität und der konzeptionellen Überlegenheit sind jedoch objektive Methoden vorzuziehen. Diese bieten zudem den Vorteil, dass sie für spezielle Fragestellungen optimiert werden können. Vom Deutschen Wetterdienst wurde eine Objektivierung von Wetterlagen durch Bissolli und Dittmann (2001) vorgenommen, die Windrichtung, Zyklonalität und Feuchtigkeitsklassen zur Beschreibung der Wetterlagen verwendeten. Enke und Spekat (1997) entwickelten Wetterlagen für Mitteleuropa, die im Rahmen der Regionalisierung von Klimamodell Outputs verwendet wurden.

¹ Die statistischen Beziehungen werden an Analysen entwickelt und auf prognostizierte Felder angewandt

3.3 Kritische Prämissen

- Im Bezug auf Klimamodelle

Die hier angewandte Regionalisierungsmethode setzt wie alle Regionalisierungsmodelle voraus, dass globale Klimamodelle in der Lage sind, das derzeitige Klima realistisch zu simulieren, d.h. die Häufigkeit und Ausprägung von Wetterlagen und deren Abfolgen korrekt wiederzugeben. Andererseits sollen in Szenarienrechnungen Änderungen des Klimas, z.B. verursacht durch eine Änderung der Zusammensetzung der Atmosphäre (stärkerer Eintrag von Treibhausgasen), so realistisch simuliert werden, dass sich möglicherweise eintretende Zirkulationsänderungen abbilden. Die Sensitivität des zur Abschätzung möglicher Klimaänderungen für das Land Sachsen verwendeten ECHAM4-Modells wurde z.B. von Bengtsson et al. (1994) und Cubasch et al. (1995) beschrieben. Bezüglich der Zuverlässigkeit von Klimasimulationen untersuchten Schumann et al. (2000) sieben unterschiedliche Modelle mit jeweils zwei verschiedenen Emissionsszenarien, darunter auch das ECHAM4 - Klimamodell aus Hamburg. Im Ergebnis ergab sich eine erstaunliche Schwankungsbreite von 1 bis 5 K Erwärmung der globalen Mitteltemperatur bei einer angenommenen CO₂-Verdopplung bis zum Jahr 2100. Der wahrscheinlichste Wert liegt nach diesen Untersuchungen bei 3 K mit einer Eintreffwahrscheinlichkeit von 20 %. Spannt man jedoch den Rahmen etwas weiter und betrachtet das Intervall von 2.5 bis 3.5 K, so errechnet sich dafür immerhin eine Eintreffwahrscheinlichkeit von 52 %. Dieser zu erwartende Wert eines Anstieges der globalen Mitteltemperatur liegt mit 2.7 K als Mittel über alle Jahreszeiten und als Mittel über 16 Klimastationen in der Sachsenstudie in vergleichbarer Größenordnung (Enke 2000), wobei jedoch die Aussagen räumlich und zeitlich detaillierter ausfallen.

Eine weitere Unsicherheit liegt in dem angenommenen Szenario über den Anstieg der Treibhausgase, die in CO₂-Äquivalent ausgedrückt werden. In der vorliegenden Studie wird das IPCC Szenario B2 einer CO₂ Äquivalent Verdopplung bis zum Jahre 2100 verwendet (IPCC 1990, 2001).

Im IPCC Report 2001 wurden 40 neue so genannte SRES-Szenarien (nach: Special Report on Emission Szenarios) vorgestellt, die die möglichen Entwicklungen im 21. Jahrhundert in den Bereichen Bevölkerungswachstum, ökonomische und soziale Entwicklung, technologische Veränderungen, Ressourcen-Verbrauch und Umweltmanagement differenzierter als bisher berücksichtigen. Die 40 Szenarien werden in die vier Hauptgruppen A1, A2, B1 und B2 unterteilt. (siehe Abb. 2.1)

Die A1-Szenarien beschreiben eine zukünftige Welt mit sehr starkem Wirtschaftswachstum, einer Weltbevölkerung, die in der Mitte des 21. Jahrhunderts ihr Maximum erreicht und danach abnimmt, und einer schnellen Einführung neuer und effizienterer Technologien. Die Welt wird zunehmend globaler, d.h. regionale Unterschiede bei den Einkommen, in kultureller und sozialer Hinsicht und in der technologischen Entwicklung gleichen sich weitgehend aus. Bei den A1-Szenarien werden je nach der vorherrschenden Nutzung der Energiequellen drei Untergruppen unterschieden: die A1FI-Szenarien mit einer intensiven Nutzung fossiler Brennstoffe, die A1T-Szenarien mit starker Nutzung nicht-fossiler Energieträger und die A1B-Szenarien mit einer ausgewogenen Mischung von fossilen und nicht-fossilen Energieträgern.

Die A2-Szenarien gehen von einer sehr heterogenen Welt aus, in der die lokalen Besonderheiten bewahrt bleiben, die Geburtenhäufigkeit weiter regional sehr unterschiedlich

bleibt und die Weltbevölkerung daher ständig zunimmt. Die ökonomische Entwicklung ist primär regional bestimmt, und das Wachstum des Bruttosozialprodukts und die technologische Entwicklung sind regional unterschiedlicher und langsamer als bei den anderen Hauptgruppen.

Die künftige Welt der B1-Szenarien entwickelt sich ähnlich global orientiert wie die der A1-Gruppe, jedoch mit einem schnellen Wandel der wirtschaftlichen Struktur zu einer Dienstleistungs- und Informationsökonomie, mit einer Reduktion des Materialverbrauchs und der Einführung sauberer und Ressourcen schonender Technologien. Die Entwicklung ist auf eine globale Lösung des Nachhaltigkeitsproblems im wirtschaftlichen, sozialen und Umwelt-Bereich ausgerichtet, einschließlich einer ausgewogenen Wohlstandsverteilung.

Das für diese Untersuchung verwendete B2-Szenario setzt auf lokale Lösungen der wirtschaftlichen, sozialen und umweltorientierten Nachhaltigkeitsfragen. Die Weltbevölkerung nimmt ständig zu, wenn auch weniger stark als bei den A2-Szenarien. Die Wirtschaftsentwicklung bewegt sich auf mittlerem Niveau, und der technologische Wandel ist weniger schnell und regional unterschiedlicher als bei den A1- und B1-Szenarien. Der Umweltschutz und eine ausgewogene Verteilung des Wohlstandes spielen zwar ebenfalls eine wichtige Rolle, aber auf lokaler und regionaler Ebene. Der Anstieg der Treibhausgasemissionen, ausgedrückt durch CO₂-Äquivalent, ist aus Abb. 2.2 ersichtlich. Im Vergleich zu anderen Szenarien zeichnet sich das B2-Szenario durch einen fast linearen Anstieg der CO₂-Emissionen bis 2100 auf ca. 13 GtC/Jahr (Abb.2.2) aus.

Text nach: IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Summary for Policymakers and Technical Summary of the Working Group I Report*, Cambridge 2001, p. 63

SRES-Szenarien

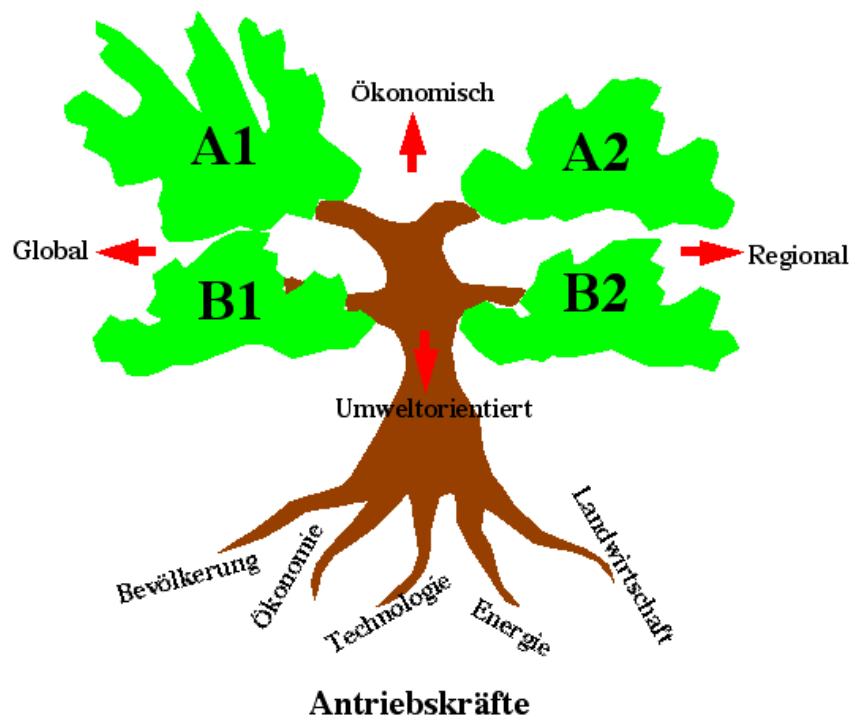


Abb. 2.1 Schematische Darstellung der Grundszenarien nach IPCC 2001

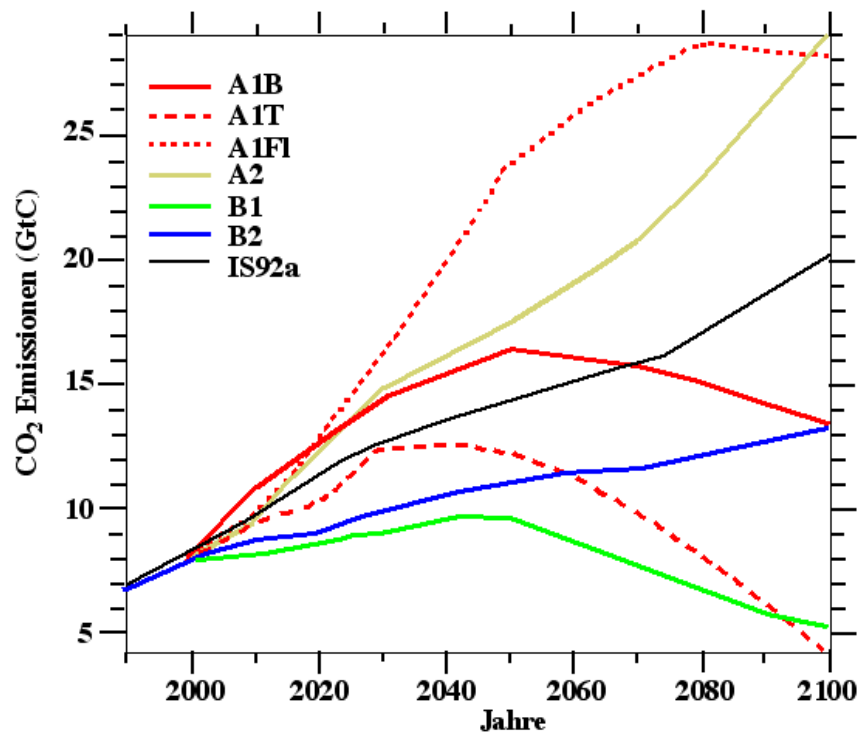


Abb. 2.2: Anstieg der CO₂ Emissionen für die unterschiedlichen Szenarien (IPCC – 2001)

Die erwarteten Änderungen der globalen Mitteltemperatur bis 2100 für 7 Szenarien sind aus Abb. 2.3 ersichtlich

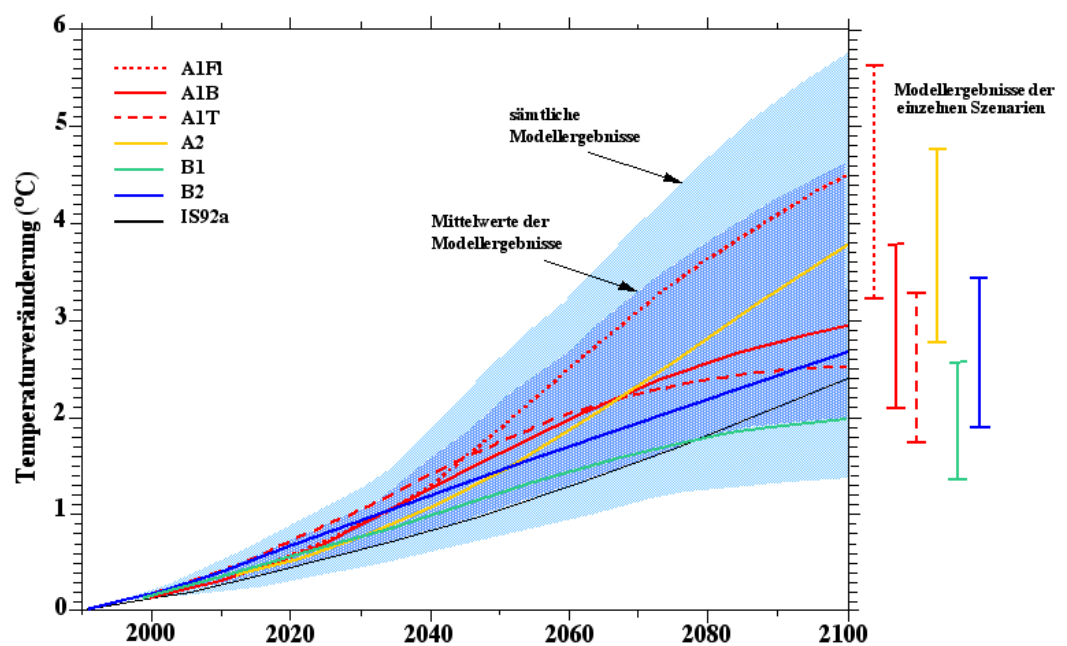


Abb. 2.3: Erwartete Änderungen der globalen Mitteltemperatur bis 2100 für 7 Szenarien

Deutlich fällt die große Schwankungsbreite der globalen Temperaturänderung für die unterschiedlichen Szenarien auf, selbst wenn man den Mittelwert unterschiedlicher Modelle betrachtet. Unter dem Eindruck der letzten Klimakonferenzen und der aktuellen Trendextrapolation des CO₂ - Anstieges (Schönwiese 2000) scheint das B2-Szenario eher moderat zu sein. Weitere Unsicherheiten liegen auch in Art- und Umfang der Parametrisierung klimarelevanter Prozesse, besonders in den ozeanischen Zyklen des Kohlenstoffkreislaufes und des Wasserkreislaufes (Balzer, Enke, Wehry 1998). Trotz aller Unsicherheiten globaler Klimamodelle stellen diese das derzeit beste Werkzeug zur Abschätzung globaler Klimaänderungen dar. Politische Entscheidungen können und müssen sich jedoch unter Berücksichtigung der gegebenen Unsicherheiten nur an diesen Ergebnissen orientieren.

- Kritische Bemerkungen im Bezug auf statistische Verfahren

Statistische Verfahren setzen auf globale Klimamodelle auf, d.h. es können mit statistischen Methoden keine eigenen Klimaprognosen erstellt werden. Anders betrachtet heißt dies natürlich auch, dass statistisch basierte Regionalisierungsverfahren fehlerhafte Ergebnisse liefern, wenn die globalen Klimasimulationen fehlerhaft sind.

Das statistische Verfahren setzt voraus, dass die am historischen Datenmaterial gewonnenen Relationen zwischen großräumigen Feldern, z.B. Geopotential¹ oder Vorticity² und lokalen Wetterelementen auf Klimamodellsimulationen angewandt werden können. Das bedeutet, dass lokale Klimaänderungen nur durch Änderungen der Häufigkeit und Intensität von Großwetterlagen im Modell hervorgerufen werden. Die verwendete Klassifizierungstechnik, wie auch andere Clustertechniken (z.B. Empirische Orthogonale Funktionen EOFs), sind auf das Zirkulationsregime der mittleren Breiten zugeschnitten. Sie setzen jedoch voraus, dass typische Zirkulationsmuster über mehrere Tage stabil sein sollten oder typische Abfolgen von Wetterlagen auftreten, was dem Großwetterlagenkonzept entspricht. Es ist außerdem anzumerken, dass zur statistischen Modellbildung tägliche atmosphärische Felder (z.B. Geopotential und Feuchte) und Stationszeitreihen für einen relativ langen simultanen Zeitraum vorliegen müssen (mindestens 20 Jahre), damit die statistische Stabilität des Verfahrens gewährleistet werden kann. Diese Forderung bedarf der besonderen Aufmerksamkeit, wenn Regionen untersucht werden sollen, die nicht über eine ausreichende Datendichte verfügen.

Entsprechende Resultate zu dieser Fragestellung wurden in vorangegangenen Projekten herausgearbeitet (Mitwirkung im BMBF Klimaschwerpunkt Enke, Spekat 1995, 1996, 1997; Enke 1986, 1988, 1997 sowie Spekat, Enke 1997, Spekat 1999, Enke 2001).

1 Potentielle Energie eines Teilchens im Schwerfeld der Erde. Dieses Feld spiegelt die Strömungsverhältnisse in der Atmosphäre wider.

2 Ein Maß für die großräumige Hebung oder Absinken der Luftmassen und somit ein wesentlicher Faktor für die Niederschlagsbildung.

3.4 Wetterlagenkonsistente Projektion von Zeitreihen und deren Extrema mit Hilfe globaler Klimasimulationen

Die Basis für die Untersetzung der Ergebnisse globaler Klimasimulationen auf die regionale Skala bildet eine objektive Wetterlagenklassifikation, wie sie bereits im Rahmen des BMBF-Projektes ‚Signalanalyse zur Regionalisierung von Klimamodell-Outputs mit Hilfe der Erkennung synoptischer Muster und statistischer Analysemethoden‘ (Enke, Spekat 1997, Enke 2000) oder in der Studie ‚Regionalisierung von Klimamodell-Ergebnissen des statistischen Verfahrens der Wetterlagenklassifikation und nachgeordneter multipler Regressionsanalyse für Sachsen‘ (Enke 2001) abgeleitet wurden. Bei letzterer handelt es sich um eine Wetterlagenklassifikation, die speziell für den Freistaat Sachsen entwickelt wurde. In den letzten Jahren fand das statistische Regionalisierungsverfahren zunehmend Interesse auch in anderen Bundesländern (Bayern, Baden - Württemberg und Hessen). Um die Ergebnisse für die einzelnen Bundesländer vergleichbar zu halten, ohne dass an den Grenzen der Untersuchungsgebiete größere Brüche auftreten, wurde das Prinzip der Spezifizierung der Wetterlagen für einzelne Bundesländer aufgegeben und auf der Basis der für das Elbe-Einzugsgebiet gültigen Wetterlagen, eine für ganz Deutschland geltende objektive Wetterlagenklassifikation weiterentwickelt. Für die vorliegende Studie wurde aufgrund des eng begrenzten Finanzrahmens im gegenseitigen Einverständnis auf eine Neuentwicklung der Wetterlagen für Thüringen verzichtet und die im Rahmen des Projektes GLOWA - Elbe (Abb. 3.2) abgeleitete Wetterlagenklassifikation verwendet. Diese Einschränkung beeinträchtigt die nachfolgend abgeleiteten Ergebnisse nur marginal, wie vergleichbare Studien für Baden Württemberg, Bayern, Sachsen und Hessen zeigten.

3.4.1 Ableitung der für das engere Mitteleuropa optimierten Wetterlagen

Die Grundfrage der Objektivierung von Wetterlagen ist, wie eine Ähnlichkeit zwischen vorgegebenen Mustern (Feldern des Geopotentials, der Temperatur usw.) bestimmt werden kann. Dies kann subjektiv geschehen, wie es für die bekannten Großwetterlagen nach Hess&Brezowsky (1969) für Mitteleuropa oder von Lamb (1972) für den Nordatlantik abgeleitet wurde. Bei der Verarbeitung großer Datenmengen, wie dies bei Klimasimulationen der Fall ist, scheidet die subjektive Bestimmung der Wetterlagen a priori aus. Als grundlegende Methoden zur Wetterlagenklassifikation bieten sich EOF-Analysen (Kutzbach, 1967), Neuronale Netze (Trigo und Palutikof 1999) oder Analogieverfahren an. EOF-Analysen haben den Vorteil, dass die Zahl der Muster-Wetterlagen durch Signifikanzabschätzungen begrenzt wird. Als Nachteil dieses Verfahrens lassen sich die höheren EOFs synoptisch nur schwer interpretieren. Neuronale Netze bestimmen die Ähnlichkeit von Wetterlagen über eine nicht-lineare Optimierung der Knoten (Gitterpunkte) durch einen selbstlernenden Prozess. Bei der Verwendung unterschiedlicher Felder und einer größeren Anzahl von Gitterpunkten neigt dieses Verfahren zur Überanpassung. Nähere Ausführungen zu Spielarten von statistischer Instabilität siehe bei Enke 1988. Als Mindestanforderung zur Verhinderung statistischer Instabilitäten, müssen längere Zeitreihen (mindestens 10 Jahre) in den Lernprozess einbezogen werden. Damit ist das Gesamtsystem jedoch nur noch schwer handhabbar.

Die Analogiemethode zur Bestimmung von Wetterlagen hat in der Meteorologie eine relativ lange Tradition. Im Deutschen Wetterdienst wurde und wird sie noch heute im Rahmen der statistischen Wettersvorhersage zur Auffindung ähnlicher Wettersituationen der Vergangenheit angewandt (Balzer, 1995).

Die Ähnlichkeit bzw. Unähnlichkeit einer Wetterlage wird bei der Analogiemethode über ein Distanzmaß bestimmt. Hierfür gibt es eine Reihe von Ansätzen:



In Enke und Spekat (1997) wird ein normalisiertes euklidisches Distanzmaß beschrieben, das es erlaubt, Distanzen zwischen Feldern unterschiedlicher Größenordnung zu berechnen, ohne dass eine a priori Normierung der Einzelfelder vorgenommen werden muss (Gl.1).

$$D = \frac{\sum_{i=1}^m (|dp_i - d_i|)}{\sum_{i=1}^m \max(|dp_i|, |d_i|)} \quad (1)$$

dp_i : Gitterpunktswert eines Vergleichsfeldes (wetterlagenspezifische gemittelte Felder)

d_i : Gitterpunktswert des zuzuordnenden (aktuellen) Feldes.

i : Zahl der Gitterpunkte

In Gl. 1 ist die Normierung der unterschiedlichen Ausgangsfelder durch die Division mit $\sum_{i=1}^m \max(|dp_i|, |d_i|)$ eingearbeitet, so dass beliebige Ausgangsfelder zur Diskriminierung verwendet werden können.

Für die hier verwendete Klassifizierung wurde der RMSD (Root Mean Square Distance) (Gl.3, S.16) als Distanzmaß genutzt. Der RMSD hat gegenüber der obigen Methode den Vorteil, dass durch die Quadrierung der Abweichung zwischen zuzuordnendem Feld (aktuelle Wetterlage) und Vergleichsfeld (mittlere Wetterlage) große Differenzen stärker gewichtet werden als bei Verwendung des Distanzmaßes in Gl. 1. Durch diese Änderung musste die in Gl.1 enthaltene implizite Normierung der Felder durch eine vorgeschaltete Normierung ersetzt werden (vgl. Abschnitt „Normierung“).

Bei der Herleitung objektiver Wetterlagen ergeben sich zwei grundlegende Möglichkeiten:

- Die Wetterlagen werden unabhängig von der letztendlich zu klassifizierenden Zielgröße (Temperatur oder Niederschlag) durch eine vollständige Clusteranalyse bestimmt. Dabei ergibt sich die optimale Anzahl der Klassen oder Wetterlagen. D.h. die Wetterlagen werden mit Hilfe der unterschiedlichen räumlichen Struktur meteorologischer Felder bestimmt. Dieses Verfahren ist bei Enke und Spekat (1997) näher beschrieben. Der entscheidende Nachteil des älteren Verfahrens ist, dass es keine unterschiedlichen Wetterlagen gibt, die vornehmlich das Feuchteregime der Atmosphäre beschreiben und Wetterlagen, die auf das Temperaturregime hin optimiert wurden. Speziell für den Freistaat Sachsen wurde im Rahmen eines Forschungsvorhabens Enke (2001) und im Rahmen des Projektes GLOWA–Elbe dieser Nachteil beseitigt und zwei Wetterlagentypen abgeleitet, die speziell auf das Temperatur- bzw. auf das Feuchteregime hin optimiert sind. Diese neue Klassifikation brachte eine deutliche Verbesserung gegenüber dem bei Enke und Spekat (1997) beschriebenen Verfahren. Als Gütemaß wird die erklärte Varianz zwischen simulierter und beobachteter Zeitreihe verwendet. Für das Tagesmaximum der Temperatur ergibt sich z.B. als Mittel über alle Jahreszeiten und Klimastationen eine erklärte Varianz von ca. 75 % für die „Sachsen“ Wetterlagen und nur ca. 30 % für die Wetterlagenklassifikation nach Hess&Brezowski (Enke, 2001).
- Die zweite generelle Herangehensweise ist ein halbempirisches Verfahren. Im ersten Schritt wird unter Auswahl einer „Leitgröße“, z.B. ein räumlich gemitteltes Tagesmaximum oder eine räumlich gemittelte Tagessumme des Niederschlages, die Einteilung dieser Leitgröße in Klassen subjektiv so vorgegeben, dass die gesamte Spannweite des Wettergeschehens abgedeckt wird. Die optimale Klassenanzahl für das Temperatur- und Niederschlagsregime wurde aus umfangreichen Simulationen bestimmt (Enke, Spekat 1997). Im konkreten Fall wurde das räumliche Mittel aus den Beobachtungen der Klimastationen Wittenberg, Cottbus, Leipzig, Oschatz, Görlitz, Dresden, Gera, Chemnitz, Zinnwald, Fichtelberg, Weiden/OPF, Freiberg, Doberlug/Kirchheim, Bitterfeld, Pillnitz, Crimmitschau, Marienberg, Leipzig-West, Aue und Plauen gebildet. Die Klassengrenzen

für die Tagessumme des Niederschlages betragen: 0.05 mm, 0.5 mm, 1.0 mm, 3.0 mm, 5.0 mm, 10 mm und 15 mm, d.h. insgesamt 8 Klassen. Für die Tagesmitteltemperatur wurden 10 Klassen im Abstand von 3 K (im Sommer 2 K) subjektiv vorgegeben. Für nähere Angaben zur Bezeichnung der Klassen und zu den Klassengrenzen siehe Tab. 3.4 bzw. Tab.3.5.

Unter Verwendung dieser subjektiven Klassenvorgabe konnte jeder Tag des Zeitraumes 1961 bis 2000 einer Temperatur- und Niederschlagsklasse zugeordnet werden.

Im nächsten Schritt werden mittlere Felder der in Tabelle 3.1 aufgeführten Felder des gleichen Zeitraumes für jede der oben genannten Temperatur- und Niederschlagsklassen berechnet. Dazu ist es notwendig, die in $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitterpunktauflösung vorliegenden NCAR - Reanalysen auf ein äquidistantes Gitter mit einer Auflösung von ca.150 km zu interpolieren. Der verwendete Ausschnitt und die geographische Lage der Gitterpunkte sind aus Abb. 3.1 ersichtlich. Das Gitter wurde auf 51° N und 10° E zentriert, so dass die abgeleiteten Wetterlagen für das Temperatur- und Feuchteregime in guter Näherung für ganz Deutschland gültig sind. Die Interpolation auf ein äquidistantes Gitter ist notwendig, um eine Gleichgewichtung der Gitterpunkte im Distanzmaß „D“ (Gl. 3) zu garantieren. Außerdem erleichtert ein äquidistantes Gitter die Berechnung abgeleiteter Größen, wie Vorticity oder horizontale Differenzen aus den Originalgrößen. Die Originalgrößen und die berechneten Feldtypen sind in Tab.3.1. zu finden.

Im letzten Schritt wird eine Screeningprozedur zur Wiedererkennung der subjektiv vorgegebenen Klassen mit Hilfe der in Tab.3.1 aufgeführten mittleren Felder durchgeführt. Um mögliche Unterschiede zwischen NCAR und ECMWF – Analysen, systematische Fehler einer Klimasimulation oder andere systematische Fehler zu minimieren, werden jahreszeitlich abhängige Korrekturfelder aus dem Vergleich zwischen NCAR – Analysen und dem Kontrolllauf des verwendeten Klimaszenarios (ECHAM4 OPYC3 B2-Szenario) berechnet und in die Screeningprozedur einbezogen.

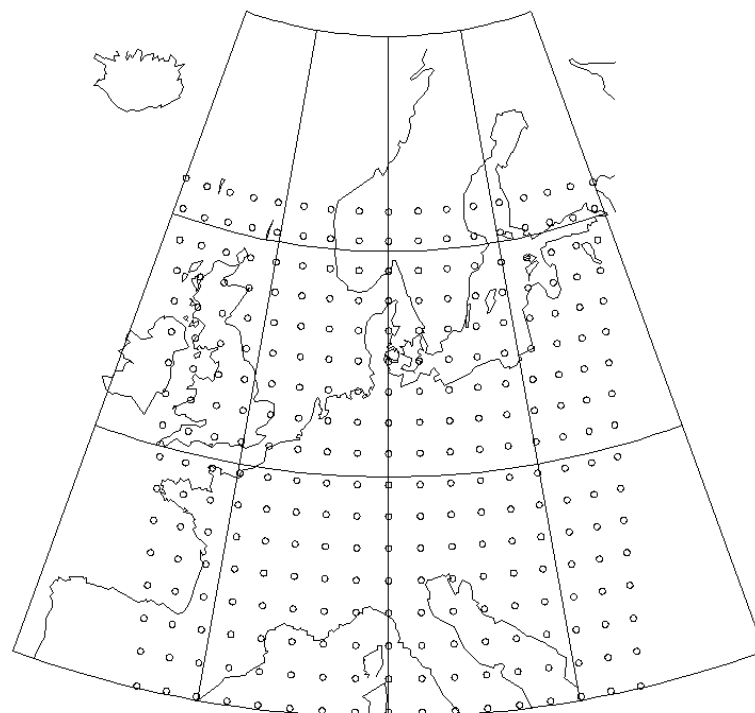


Abb. 3.1: Ausschnitt und geographische Lage der äquidistanten Gitterpunkte zur Ableitung der objektiven Wetterlagen

Tab. 3.1: Feldtypen auf der Basis der NCAR - Reanalysen zur Beschreibung der Wetterlagen des Temperatur- und Feuchteregimes für Deutschland.

Nr.	Feldtyp	Niveau	Kurzbezeichnung
1	Geopotential	1000 hPa	GP 1000
2	Geopotential	850 hPa	GP 850
3	Geopotential	700 hPa	GP 700
4	Geopotential	500 hPa	GP 500
5	Temperatur	850 hPa	TP 850
6	Temperatur	500 hPa	TP 500
7	relative Feuchte	850 hPa	RH 850
8	relative Feuchte	500 hPa	RH 500
9	horizontale Differenzen N-S*	850 hPa	HD1 850
10	horizontale Differenzen W-O*	850 hPa	HD2 850
11	horizontale Differenzen N-S*	500 hPa	HD1 500
12	horizontale Differenzen W-O*	500 hPa	HD2 500
13	Vorticity**	1000 hPa	VOR 1000
14	Vorticity**	850 hPa	VOR 850
15	Vorticity**	700 hPa	VOR 700
16	Vorticity**	500 hPa	VOR 500
17	Schichtdicke***	1000/850 hPa	RT 1000/850
18	Schichtdicke***	1000/700 hPa	RT 1000/700
19	Schichtdicke***	1000/500 hPa	RT 1000/500
20	Temperatur Differenz 850 - 500	hPa	TD 850-500

* Horizontale Differenzen: Differenzen zwischen benachbarten Gitterpunkten in N/S bzw. E/W Richtung

** Vorticity_{ij} = 4 * Gp_{ij} - (Gp_{i-1,j} + Gp_{i,j-1} + Gp_{i+1,j} + Gp_{i,j+1}) i, j Indizes der Gitterpunkte in Abb.3.1

***Schichtdicke: Differenz der entsprechenden Geopotentialflächen

Normierung

Die Skalen der meteorologischen Felder, die für die Klassifikation potentiell zur Verfügung stehen (Tab.3.1), haben sehr unterschiedliche Größenordnungen. So besitzen zum Beispiel die Werte des Geopotentialfeldes in 500 hPa die Größenordnung von 10³, während das Vorticityfeld die Größenordnung von 10¹ hat. Um die Felder unterschiedlichster Größenordnung zur Diskriminierung in Gl. 3 verwenden zu können, ist eine Normierung der Felder notwendig. Die Normierung erfolgt nach Gleichung 2.

$$x_i = \frac{x_i - \bar{x}}{S} \quad (2)$$

\bar{x} : Mittelwert

S: Spread (Wetterlagenspezifische absolute Differenz zwischen Minimum und Maximum der gemittelten Felder)

Screeningprozedur zur Wiedererkennung der subjektiv vorgegebenen Wetterlagen mittels 20 potentiell zur Verfügung stehender Feldtypen.

Nach der Normierung aller 20 potentiell zur Verfügung stehenden Feldtypen nach Gleichung 2 wurde eine Screening – Diskriminanz - Analyse zur Bestimmung der optimalen Feldtypen-kombination durchgeführt, um die empirisch vorgegebenen Wetterlagen mit den daraus gemittelten Feldern bestmöglich wiederzuerkennen. Das verwendete Distanzmaß D ist in Gleichung 3 zu finden.

$$D = RMSD = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n R_i^2} \quad (3)$$

- R: Differenz zwischen den normierten mittleren Feldern und den normierten Feldern des zu diskriminierenden Tages an den Gitterpunkten
n: Anzahl der Gitterpunkte.

Die Screening – Diskriminanz - Analyse selektiert aus den in Tab. 3.1 aufgeführten potentiellen Feldtypen im ersten Schritt dasjenige Feld, das im Mittel über alle Tage die beste Diskriminierung bezüglich einer vorgegebenen Zielgröße aufweist. Als Maß für die Diskriminierung wird die Differenz zwischen den beiden extremsten Klassen herangezogen. D.h. inwieweit ist eine Wetterlagenklassifikation in der Lage, die Spannweite des realen Wettergeschehens abzubilden. Im vorliegenden Fall wird das Gebietsmittel der Tagesmitteltemperatur (Temperatur optimierte Wetterlagen) bzw. der 24-stündigen Niederschlagssumme (Feuchte optimierte Wetterlagen) der in Abb. 3.6 dargestellten Klimastationen als Zielgröße verwendet. Im zweiten Schritt wird dasjenige Feld gesucht, welches in Kombination mit dem ersten Feld die beste Diskriminierung aufweist. Die Screening Prozedur wird solange weitergeführt bis entweder die vorgegebene maximale Anzahl von vier Feldern erreicht wird, oder sich die Diskriminierung nur noch marginal verbessert. Für die Beschreibung des Temperaturregimes wurden die Felder der Schichtdicke der 1000/850 hPa (Feldnr. 17) und die der Schichtdicke 1000/700 hPa (Feldnr. 18) für alle Jahreszeiten selektiert (vgl. Tab.3.1). Für die Beschreibung des Feuchteregimes selektierte die Screening-Diskriminanz-Analyse die Felder: Vorticity 850 hPa (Feldnr. 14), relative Feuchte 850 hPa (Feldnr.7), relative Feuchte 500 hPa (Feldnr. 8) und die horizontalen Differenzen N-S 500 hPa (Feldnr. 11). Nach einer weiteren subjektiven Wertung und Testläufen, die die Stabilität der verwendeten Felder berücksichtigten, wurden die in Tab. 3.2 aufgelisteten Felder endgültig verwendet.

Tab. 3.2 Selektierte Felder und Gewichte der Felder zur Bestimmung der Wetterlagen des Temperatur- und Feuchteregimes.

	Wetterlagen des Feuchteregimes				Wetterlagen des Temperaturregimes			
	Pred.	Pred.	Pred.	Pred.	Pred.	Pred.	Pred.	Pred.
Frühling	14	13	17	16	18	17	5	15
Sommer	14	13	16	7	17	16		
Herbst	14	13	16	7	17	16		
Winter	14	13	15	17	17	16	13	1

Pred.: Nr. der Felder nach Tab. 3.1;(Gleichgewichtung der Felder)

Nr.	Feldtyp	Niveau	Kurzbezeichnung
1	Geopotential	1000 hPa	GP 1000
5	Temperatur	850 hPa	TP 850
13	Vorticity*	1000 hPa	VOR 1000
14	Vorticity*	850 hPa	VOR 850
15	Vorticity*	700 hPa	VOR 700
16	Vorticity*	500 hPa	VOR 500
17	Schichtdicke	1000/850 hPa	RT 1000/850
18	Schichtdicke	1000/700 hPa	RT 1000/700

* Vorticity_{i,j} = 4*Gp_{i,j} – (Gp_{i-1,j}+ Gp_{i,j-1}+ Gp_{i+1,j}+ Gp_{i,j+1}) i, j Indizes der Gitterpunkte in Abb.3.1

Endgültige Zuordnung der Einzeltage zu den Wetterlagen

Mit der oben beschriebenen Screening-Diskriminanz-Analyse und subjektiven Bewertung wurde für jede Jahreszeit eine optimale Kombination von Feldern bestimmt, mit deren Hilfe im nächsten Schritt die endgültige Zuordnung der einzelnen Tage zu den 10 Wetterlagen des Temperaturregimes und den 8 Wetterlagen des Feuchteregimes erfolgte.

Wie aus der synoptischen Erfahrung bekannt, ist die Zuordnung eines Tages zu **einer** Wetterlage eine Vergrößerung des realen Wettergeschehens. In Wirklichkeit ist jeder Tag ein Gemisch aus verschiedenen Wetterlagen. Deshalb wird zusätzlich eine „unscharfe“ Zuordnung der Einzeltage zu den Wetterlagen vorgenommen, die den prozentualen Anteil der Wetterklassen am Einzeltag angibt.

Die bisher vorgestellte Methode der objektiven Wetterlagen Klassifikation führt mit Hilfe des Distanzmaßes RMSD eine eindeutige Zuordnung der Wettersituation jeden Tages zu einer konkreten Klasse durch. Diese Vorgehensweise hat sowohl Vor- als auch Nachteile. Zum einen erlaubt die eindeutige Zuordnung für jeden Tag eine eindeutige Aussage bezüglich der meteorologischen Situation zu treffen, zum anderen ist die Wettersituation eines Tages, wie schon erwähnt, immer ein Gemisch aus verschiedenen Wetterlagen. Deshalb führt eine eindeutige Zuordnung zu einer bestimmten Wetterlage möglicherweise zu Ungenauigkeiten in der Anwendung. Konkret hängt dies von der Aufgabenstellung ab, die die Wetterlagenklassifikation erfüllen soll. Es erweist sich aber als sinnvoll, zusätzlich eine unscharfe Zuordnung der Wetterlagen vorzunehmen.

Zu diesem Zweck wird die Zuordnung jeden Tages zu einer Klasse nicht eindeutig gewählt, sondern es wird der approximierter prozentuale Anteil der 10 Wetterlagen für das Temperaturregime bzw. für die 8 Wetterlagen des Feuchteregimes für den jeweiligen zu klassifizierenden Tag berechnet.

Im ersten Schritt wird für jeden Tag zu jeder Wetterlagenklasse das Distanzmaß (D) ermittelt. Aus den Distanzmaßen zu jeder der 10 bzw. 8 Wetterlagen eines Tages wird nachfolgend das Maximum bestimmt.

$$D_{\max} = \max(D_i) ; \text{ für } i=1, n \text{ mit } n= \text{Klassenanzahl}$$

Im nächsten Schritt wird die Summe der Differenzen der einzelnen Distanzmaße zum Maximum ermittelt.

$$D_{\text{sum}} = \sum_{i=1}^n (D_{\max} - D_i) \quad (\text{Gl.4})$$



Mit D_{max} und D_{sum} und einem Fuzzifizierungsexponent „F“ erfolgt eine Normierung der einzelnen Distanzmaße nach Gl. 5.

$$D_{nor_i} = \left(\frac{D_{max} - D_i}{D_{sum}} \right)^F; \text{ für } i=1,n \text{ mit } n = \text{Klassenanzahl} \quad (\text{Gl.5})$$

Der Fuzzifizierungsexponent „F“ ist ein Maß für die Zuordnungsschärfe. Je größer er gewählt wird, um so eindeutiger wird die Zuordnung zur dominierenden Klasse. Mit $F \rightarrow \infty$ steigt der Anteil der dominierenden Klasse auf 100 %.

Die Berechnung des prozentualen Anteils r_i jeder Klasse zur Gesamtwettersituation eines Tages erfolgt unter Verwendung der Gleichungen 5 bis 7:

$$D_{sum_{nor}} = \sum_{i=1}^n D_{nor_i} \text{ mit } n = \text{Klassenanzahl} \quad (\text{Gl. 6})$$

$$r_i = \frac{D_{nor_i}}{D_{sum_{nor}}} \times 100\%; \text{ für } i = 1,n \text{ mit } n = \text{Klassenanzahl} \quad (\text{Gl. 7})$$

In Tabelle 3.3 ist ein Beispiel für die fuzzifizierte Wetterlagenklassifikation für das Temperaturregime zu finden. Am Beispiel des 25.01.1999 zeigt sich deutlich, dass die für diesen Tag gefundene extrem warme Wetterlage 10 zwar mit 32.6 % den höchsten prozentualen Anteil aufweist, die beiden benachbarten Klassen 8 und 9 jedoch einen erheblichen Anteil zur Gesamtwetterlage beitragen.

Tab. 3.3: Beispiel für eine unscharfe Zuordnung der Wetterlagen anhand der Wetterlagen des Temperaturregimes, Winter.

Datum	Klasse		sexK	exKa	seKa	Kalt	Nor-	Norm	Nor+	Warm	seWA	exWA
19990124	8	Warm	0.0	0.0	0.3	1.3	3.3	10.0	23.8	28.7	19.7	12.8
19990125	10	exWA	0.0	0.0	0.1	0.4	1.2	3.9	11.4	21.8	28.6	32.6
19990126	9	seWA	0.0	0.0	0.2	0.9	2.9	9.9	23.2	27.4	28.1	7.4
19990127	6	Norm	0.0	0.7	4.0	12.4	27.9	40.5	12.3	2.0	0.2	0.0
19990128	5	Nor-	0.0	1.1	12.3	19.4	29.5	23.8	10.6	2.4	0.8	0.0
19990129	3	seKa	1.9	23.0	36.4	21.4	11.6	4.3	1.2	0.2	0.0	0.0
19990130	2	exKa	1.0	30.1	29.3	21.0	12.8	4.7	1.0	0.1	0.0	0.0
19990131	5	Nor-	0.0	9.0	11.5	27.2	29.2	17.5	4.9	0.8	0.0	0.0

Tab. 3.4: Bezeichnung und Klassengrenzen der empirischen Wetterlagen des Temperaturregimes auf der Basis des räumlichen Mittels der Maximumtemperatur über die 20 in Abb. 3.6 aufgeführten Klimastationen.

	Bezeichnung	Abkürzung	Intervall			
			Frühling	Sommer	Herbst	Winter
1	sehr extrem kalt	sexK	$\leq -2 \text{ °C}$	$\leq 14 \text{ °C}$	$\leq -2 \text{ °C}$	$\leq -12 \text{ °C}$
2	extrem kalt	exKa	$> -2 \leq 1 \text{ °C}$	$> 14 \leq 16 \text{ °C}$	$> -2 \leq 1 \text{ °C}$	$> -12 \leq -8 \text{ °C}$
3	sehr kalt	seKa	$> 1 \leq 4 \text{ °C}$	$> 16 \leq 18 \text{ °C}$	$> 1 \leq 4 \text{ °C}$	$> -8 \leq -5 \text{ °C}$
4	kalt	Kalt	$> 4 \leq 7 \text{ °C}$	$> 18 \leq 20 \text{ °C}$	$> 4 \leq 7 \text{ °C}$	$> -5 \leq -2 \text{ °C}$
5	leicht unternormal	Nor-	$> 7 \leq 10 \text{ °C}$	$> 20 \leq 22 \text{ °C}$	$> 7 \leq 10 \text{ °C}$	$> -2 \leq 1 \text{ °C}$
6	unternormal	Norm	$< 10 \leq 13 \text{ °C}$	$> 22 \leq 24 \text{ °C}$	$> 10 \leq 13 \text{ °C}$	$> 1 \leq 4 \text{ °C}$
7	leicht übernormal	Nor+	$> 13 \leq 16 \text{ °C}$	$> 24 \leq 26 \text{ °C}$	$> 13 \leq 16 \text{ °C}$	$> 4 \leq 7 \text{ °C}$
8	warm	Warm	$> 16 \leq 19 \text{ °C}$	$< 26 \leq 28 \text{ °C}$	$> 16 \leq 19 \text{ °C}$	$> 7 \leq 10 \text{ °C}$



9	sehr warm	seWa	$>19 \leq 21 \text{ } ^\circ\text{C}$	$>28 \leq 30 \text{ } ^\circ\text{C}$	$>19 \leq 21 \text{ } ^\circ\text{C}$	$>10 \leq 13 \text{ } ^\circ\text{C}$
10	extrem warm	exWa	$>21 \text{ } ^\circ\text{C}$	$>30 \text{ } ^\circ\text{C}$	$>21 \text{ } ^\circ\text{C}$	$>13 \text{ } ^\circ\text{C}$

Die Benennung der Klassen von sexKa: sehr extrem kalt, bis exWa: extrem warm, ist relativ zu den mittleren Verhältnissen der Jahreszeit zu verstehen. Die Bezeichnung und die Klassengrenzen sind in Tab.3.4 zu finden.

Im Rahmen der vorliegenden Klimastudie wurde die kategorische, d.h. die eindeutige Wetterlagenklassifikation verwendet, da das Verfahren der wetterlagenkonsistenten Projektion von Zeitreihen noch nicht für eine unscharfe Wetterlagenklassifikation entwickelt wurde (vgl. Kap. 3.4.4 und 3.4.5).

Gegenüber einer empirischen Zuordnung der Einzeltage mit Hilfe einer räumlich gemittelten Temperatur bzw. Niederschlagszeitreihe, führt die mittels Screening - Diskriminanz - Analyse erzeugte objektive Wetterlagenklassifikation naturgemäß zu einer größeren Unschärfe.

Abb. 3.2 zeigt den Vergleich der Klassenmittelwerte des Gebietsmittels der Tagesmaximumtemperatur für Sachsen (verwendete Stationen siehe Abb. 3.6) zwischen der subjektiven Zuordnung mit Hilfe der in Tabelle 3.4 vorgegebenen Klassengrenzen, und der mittels Screening – Diskriminanz - Analyse wiedererkannten objektiven Wetterlagen des Temperaturregimes. Es zeigt sich, dass eine recht gute Übereinstimmung zwischen objektiver und subjektiver Klassifikation zu verzeichnen ist. Dies zeigt sich ebenso im Vergleich der über alle Jahreszeiten gemittelten Häufigkeitsverteilungen beider Klassifikationen (Abb. 3.3).

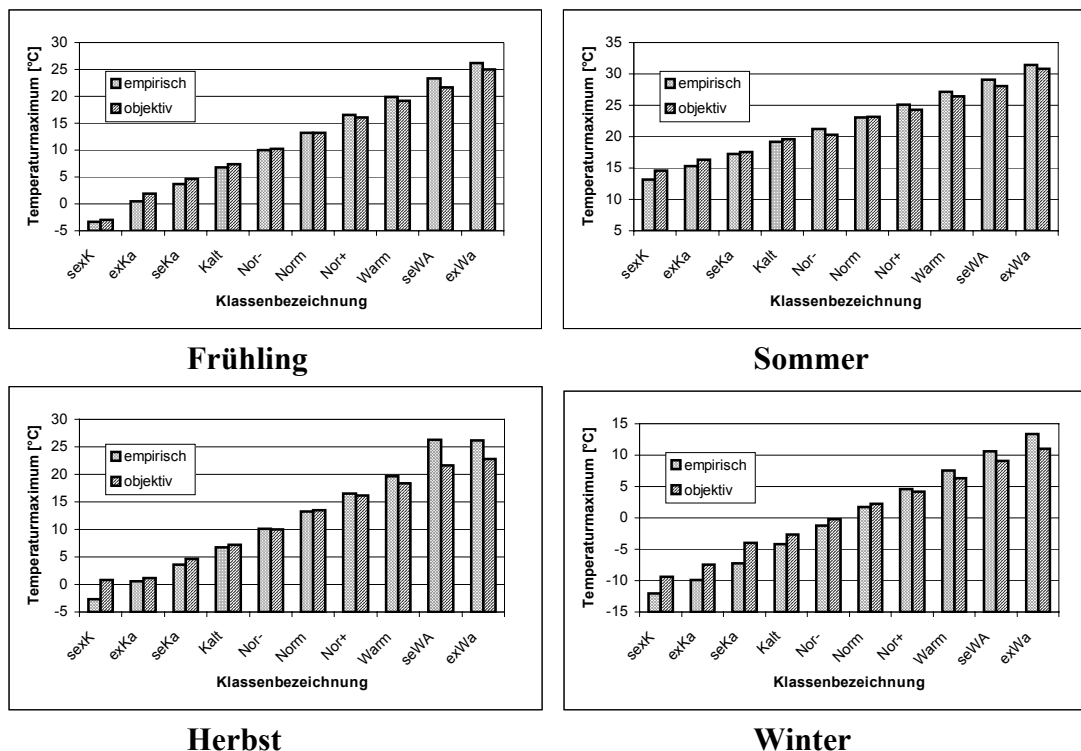


Abb. 3.2: Vergleich der Klassenmittelwerte der Tagesmaximumtemperatur zwischen subjektiver Klassifikation und der mittels Screening – Diskriminanz - Analyse wiedererkannten objektiven Wetterlagen des Temperaturregimes.

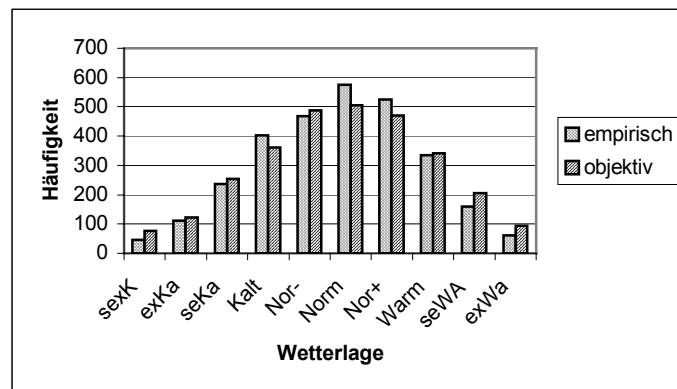


Abb. 3.3: Vergleich der Häufigkeitsverteilungen zwischen subjektiver Klassifikation und der mittels Screening – Diskriminanz - Analyse wiedererkannten objektiven Wetterlagen des Temperaturregimes als Mittel über alle Jahreszeiten.

Während der Unterschied zwischen subjektiver und objektiver Wetterlagenklassifikation des Temperaturregimes relativ gering ist, treten die Unterschiede zwischen beiden Klassifikationen beim Niederschlag aufgrund der größeren räumlichen und zeitlichen Variabilität deutlicher hervor. Es zeigt sich, dass sich das Wetterelement Niederschlag allein auf der Basis einer Wetterlagenklassifikation wesentlich schwieriger modellieren lässt als dies für die Temperatur der Fall ist. In Tabelle 3.5 sind die Bezeichnungen und die Klassengrenzen für die räumlich gemittelte 24-stündige Niederschlagssumme dargestellt.

Tab. 3.5: Bezeichnung und Klassengrenzen der subjektiven Wetterlagen des Feuchtereigimes auf der Basis des räumlichen Mittels der 24-stündigen Niederschlagssumme über die in Abb. 3.6 dargestellten Klimastationen.

Klasse	Bezeichnung	Abkürzung	Intervall
1	sehr trocken	seTr	$0 \leq 0.05\text{mm}$
2	trocken	Troc	$>0.05 \leq 0.5 \text{ mm}$
3	wenig Niederschlag	weNi	$< 0.5 \leq 1.0 \text{ mm}$
4	leichter Niederschlag	leNi	$> 1.0 \leq 3.0 \text{ mm}$
5	mittlerer Niederschlag	miNi	$> 3.0 \leq 5.0 \text{ mm}$
6	stärkerer Niederschlag	maNi	$> 5.0 \leq 10.0 \text{ mm}$
7	starker Niederschlag	stNi	$> 10.0 \leq 15.0 \text{ mm}$
8	sehr starker Niederschlag	ssNi	$> 15 \text{ mm}$

Betrachtet man die Abb. 3.4, so ist eine deutliche Abschwächung der mittleren Niederschlagssummen in den niederschlagsreichen Klassen über alle Jahreszeiten hinweg ersichtlich. Dies bestätigt die allgemeine Erfahrung, dass sich extreme Niederschläge mit statistischen Methoden allgemein nur unzulänglich vorhersagen lassen.

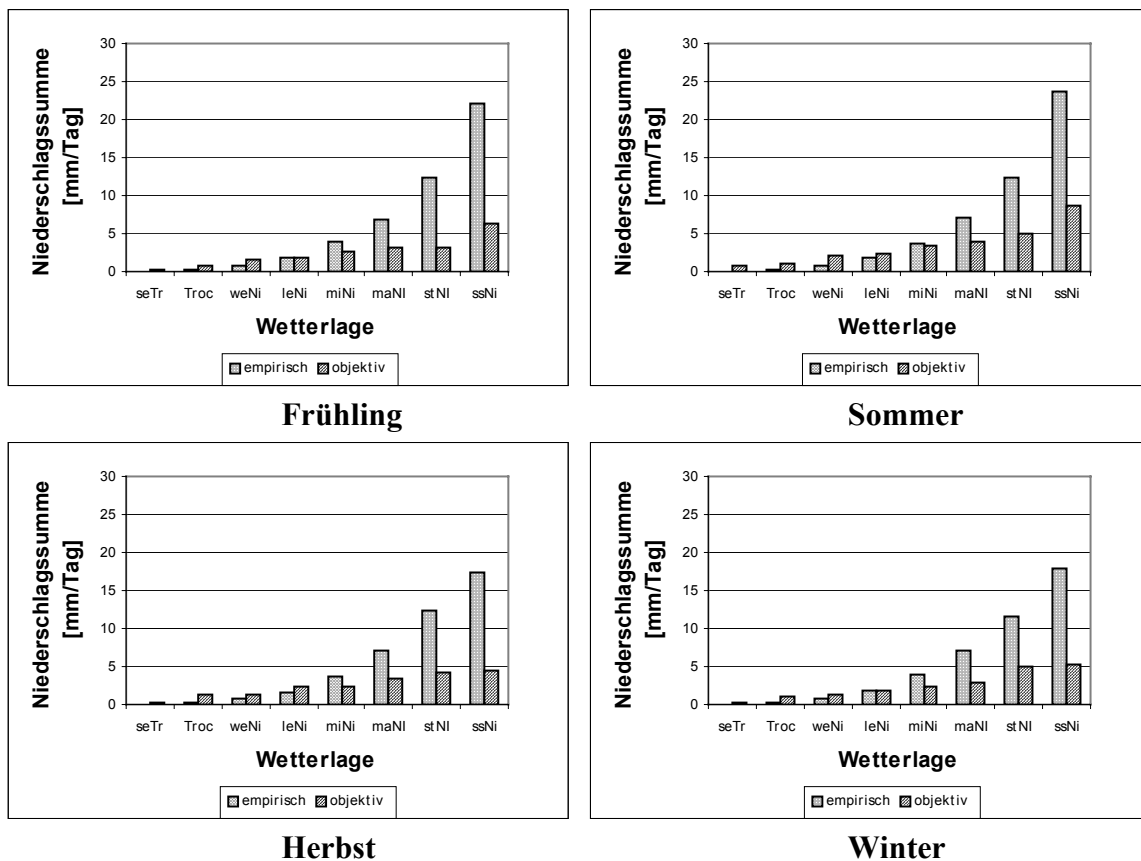


Abb. 3.4: Vergleich der Klassenmittelwerte der 24-stündigen Niederschlagssumme zwischen subjektiver Klassifikation und der mittels Screening-Diskriminanz-Analyse wiedererkannten objektiven Wetterlagen des Feuchteregimes.

Bezieht man den Vergleich der Häufigkeitsverteilungen (Abb. 3.5) in die Betrachtungen mit ein, so fällt ein scheinbarer Widerspruch auf. Die extremen Niederschlagsklassen der objektiven Wetterlagen treten häufiger auf als dies bei der subjektiven Klassifikation der Fall ist.

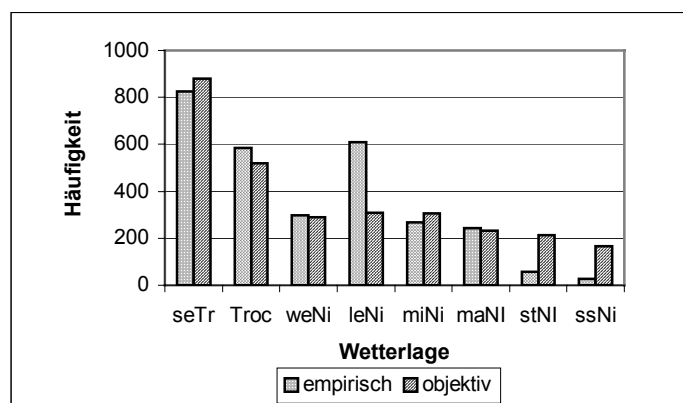


Abb. 3.5: Vergleich der Häufigkeitsverteilungen zwischen subjektiver Klassifikation und der mittels Screening-Diskriminanz-Analyse wiedererkannten objektiven Wetterlagen des Feuchteregimes als Mittel über alle Jahreszeiten.

Ein Blick auf die stark reduzierten mittleren Niederschläge in den objektiven Wetterklassen (Abb.3.4) zeigt, dass durch das Verfahren der Objektivierung mittels Screening – Diskriminanz – Analyse ein “Verschmieren“ der Niederschlagsereignisse auf benachbarte Klassen erfolgt.

Aufgrund der deutlich besseren Trennschärfe der objektiven Wetterlagen des Temperaturregimes wird diese Klassifikation als Basis für alle weiteren Untersuchungen verwendet. Die Wetterlagen des Feuchteregimes werden erst im Rahmen der Modellierung von Niederschlagsprozessen und deren Extremwerten herangezogen.

Die mittleren Druckmuster der objektiven Wetterlagen für das engere Mitteleuropa für das Temperatur- und Feuchteregime sind im Anhang Ia und Ib zu finden.

3.4.2 Untersuchung des Geltungsbereiches der auf das engere Mitteleuropa optimierten Wetterlagen für das Untersuchungsgebiet Thüringen

Zu Beginn der Untersuchungen wurde der Fragestellung nachgegangen, inwieweit sich die für das engere Mitteleuropa neu abgeleiteten objektiven Wetterlagen auch für das Bundesland Thüringen eignen. Da die methodische Entwicklung des Verfahrens in der Anfangsphase maßgeblich im Rahmen des Projektes GLOWA-Elbe (2002) stattfand, stützte sich die Entwicklung der Wetterlagenklassifikation auf die in Abb. 3.6 dargestellten Stationen. Erst zu einem späteren Zeitpunkt wurde die Eignung der Wetterlagen für andere Bundesländer und das engere Mitteleuropa überprüft und als geeignet befunden. Als Maß für die Beurteilung der Wetterlagentypen wird die Differenz zwischen den extremsten Klassen herangezogen. D.h. inwieweit ist eine Wetterlagenklassifikation in der Lage, die Spannweite des realen Wettergeschehens abzubilden.

Tabelle 3.6 zeigt einen Vergleich der wetterlagenspezifischen Mittelwerte der Tagesmitteltemperatur und der 24–stündigen Niederschlagssummen als Mittel über 50 Klimastationen des Elbe – Einzugsgebietes (Abb. 3.6) und als Mittel über 87 Klimastationen des Thüringen Gebietes (Abb. 3.7a) bzw. 311 Niederschlagsstationen (Abb. 3.7b) für beide Wetterlagentypen. Das untersuchte Zeitintervall beträgt 20 Jahre, 1981 bis 2000. Vergleicht man die in Tabelle 3.6 aufgeführten wetterlagenspezifischen Tagesmitteltemperaturen, so lässt sich feststellen, dass beide Klassifikationstypen eine recht gute Beschreibung der realen Temperaturverhältnisse liefern. Die für das Elbe Einzugsgebiet optimierten Wetterlagen liefern für Thüringen erwartungsgemäß eine fast identische Aufspreizung zwischen den Mittelwerten der kältesten und der wärmsten Klasse. Bis auf den Winter sind die Differenzen zwischen der wärmsten und der kältesten Klasse sogar etwas größer. D.h. die Wetterlagenklassifikation eignet sich besonders gut für die Simulation der Witterung in Thüringen. Für die Differenz der Niederschlagssummen zwischen trockenster und feuchtester Klasse lassen sich zwischen beiden Regionen keine nennenswerten Unterschiede ausmachen.

Allgemein zeigt sich, dass die Anwendung der für das engere Mitteleuropa zugeschnittenen Wetterlagen für die Simulation des Wetter- und Witterungsverlaufes für Thüringen sehr gut geeignet ist. Auch unter dem Aspekt der Anwendung des Verfahrens für andere Regionen in Deutschland, ist es notwendig und sinnvoll, eine einheitliche Wetterlagenklassifikation für das engere Mitteleuropa zu verwenden. Nur so werden Brüche zwischen den untersuchten Regionen vermieden und eine Vergleichbarkeit der einzelnen Klimastudien gewährleistet. Für die weiteren Untersuchungen wird die auf das engere Mitteleuropa optimierte Wetterlagenklassifikation des Temperatur- und Feuchteregimes verwendet.

Tabelle 3.6: Vergleich der wetterlagenspezifischen Tagesmitteltemperaturen und der 24 –stündigen Niederschlagssummen zwischen GLOWA - Elbe – Einzugsgebiete und Klimastationen, wie sie im Thüringen – Projekt verwendet werden

Wetterlage Frühling		Diff	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Tagesmitteltemperatur	Thüringen	25.7	-7.2	-1.1	1.4	3.8	6.2	8.5	11.0	13.7	15.3	18.5
	GLOWA-50	24.0	-5.9	-4.1	1.4	3.9	6.3	8.9	11.0	13.6	14.7	18.1
Niederschlagssumme	Thüringen	6.8	0.4	0.9	1.8	2.2	2.4	3.4	3.8	7.2		
	GLOWA-50	6.1	0.3	0.8	1.7	1.7	2.6	3.2	3.2	6.4		

Wetterlage Sommer		Diff	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Tagesmitteltemperatur	Thüringen	13.7	10.4	12.0	13.3	14.7	16.0	17.8	19.0	20.4	21.7	24.1
	GLOWA-50	12.8	11.0	12.3	13.8	15.4	16.0	18.0	18.4	20.3	21.3	23.8
Niederschlagssumme	Thüringen	10.0	0.6	1.3	2.0	2.9	3.2	6.3	7.0	10.6		
	GLOWA-50	8.0	0.8	1.1	2.0	2.4	3.5	4.1	4.9	8.8		

Wetterlage Herbst		Diff	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Tagesmitteltemperatur	Thüringen	18.5	-1.0	-0.2	2.4	4.9	6.8	10.4	12.7	14.0	16.2	17.5
	GLOWA-50	17.9	-1.1	-0.1	2.2	4.5	6.5	10.5	12.2	14.0	16.1	16.8
Niederschlagssumme	Thüringen	5.1	0.3	1.4	1.8	2.4	2.3	3.3	3.4	5.4		
	GLOWA-50	4.2	0.3	1.2	1.4	2.4	2.4	3.5	4.2	4.5		

Wetterlage Winter		Diff	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Tagesmitteltemperatur	Thüringen	18.0	-10.6	-10.2	-6.8	-5.7	-2.6	-0.2	1.6	4.0	5.9	7.4
	GLOWA-50	19.9	-12.4	-10.2	-7.0	-5.6	-2.7	-0.1	1.7	3.5	6.2	7.5
Niederschlagssumme	Thüringen	4.1	0.4	1.4	1.9	2.4	2.8	2.4	4.5	3.1		
	GLOWA-50	5.0	0.2	1.0	1.3	1.8	2.4	2.8	5.0	5.2		

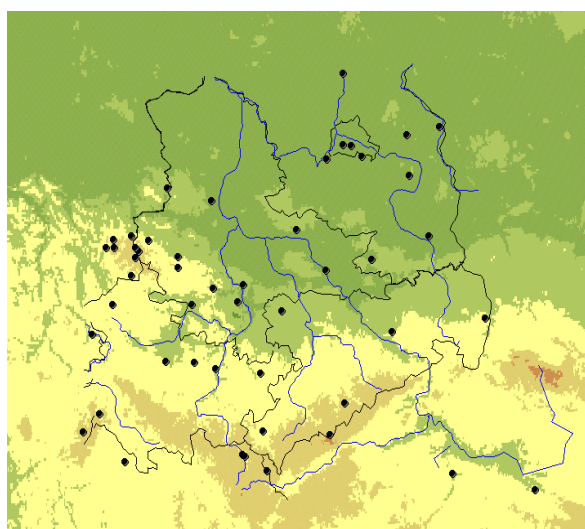


Abb. 3.6: Geographische Verteilung der verwendeten 50 Klimastationen (GLOWA-Elbe - Projekt)

3.4.3 Zerlegung der Zeitreihen in Witterungsabschnitte

Die Grundidee der wetterlagenkonsistenten Projektion von Zeitreihen geht von der Annahme aus, dass das reale Wettergeschehen durch eine Abfolge von Wetterlagen beschrieben werden kann und dass als Ergebnis dieser Abfolge Witterungsabschnitte zu beobachten sind, die sich z.B. in unternormal kalt und übertormal warm unterteilen lassen. Zur Definition eines Witterungsabschnittes kann eine beliebige klimatologische Zeitreihe herangezogen werden (**Leitgröße**), die das zu untersuchende Gebiet repräsentiert und die es erlaubt, unterschiedliche Witterungscharakteristika zu definieren.

Im vorliegenden Forschungsvorhaben wird die jahresgangbereinigte tägliche Tagesmitteltemperatur als Mittel über 87 Klimastationen in Thüringen und angrenzenden Regionen als „Leitgröße“ verwendet. Die geographische Verteilung der zur Mittelung verwendeten 87 Klimastationen und deren Höhenlage ist aus Abbildung 3.7a ersichtlich. Abb.3.7b zeigt die geographische Verteilung der 311 Klima- und Niederschlagsstationen, wie sie im Projekt Verwendung finden.

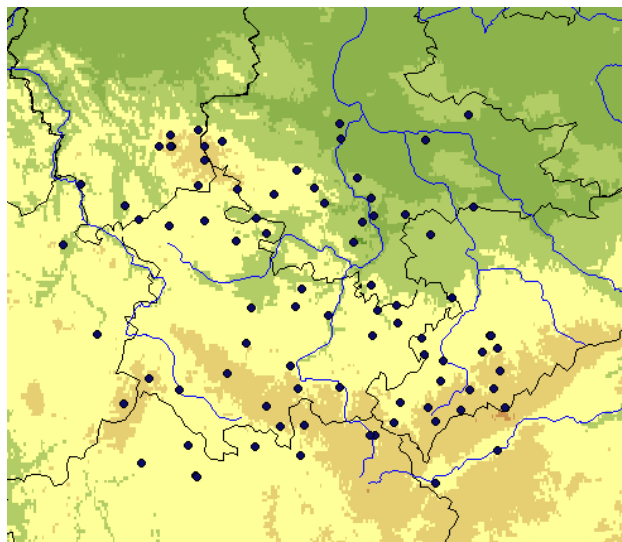


Abb. 3.7a: Geographische Verteilung der 87 verwendeten Klimastationen für Thüringen

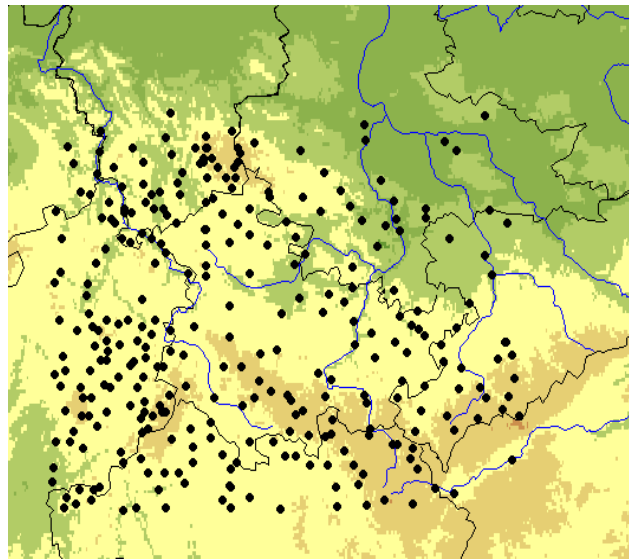


Abb. 3.7b: Geographische Verteilung der 311 verwendeten Klima- und Niederschlagsstationen für Thüringen

Anhand der Prinzipskizze Abb. 3.8, soll das Verfahren näher erläutert werden: Die räumlich gemittelten und jahresgangbereinigten Tagesmittelwerte der untersuchten Region (Leitgröße) werden einer zeitlichen Glättung unterzogen, so dass ein ruhiger Verlauf der Zeitreihe gegeben ist (Abb. 3.8 rote Kurve). Diese Kurve ist durch Witterungsabschnitte gekennzeichnet, die übernormal warme oder unternormal kalte Perioden zeigen. Diese Witterungsabschnitte, die durch „Nulldurchgänge“ der Leitgröße voneinander getrennt sind, werden aufsteigend nummeriert. Jedem Tag dieser Zeitreihe ist die Nummer der dazugehörigen Wetterlage und das dazugehörige Datum zugeordnet (grüne Zahlenreihe in Abb. 3.8).

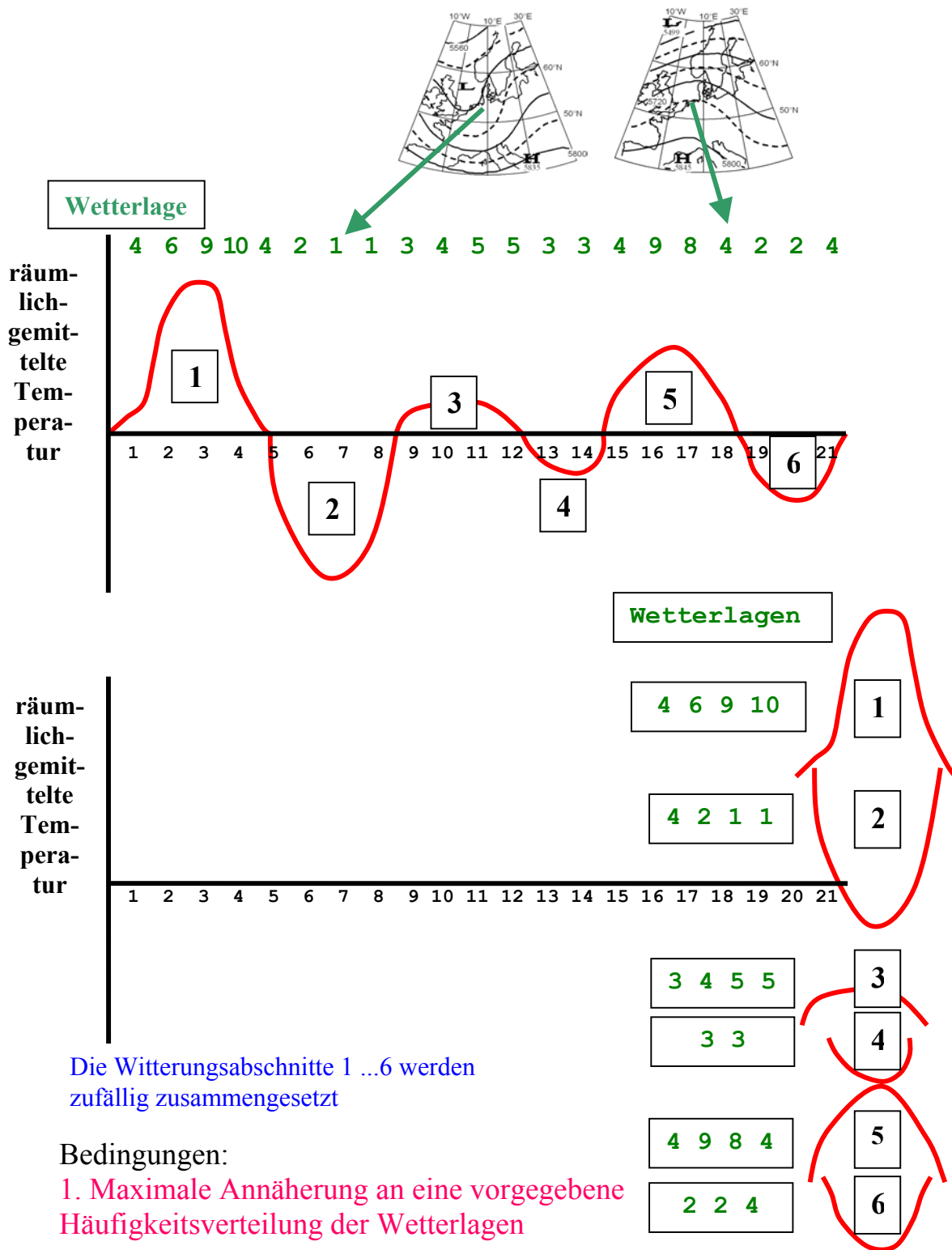


Abb. 3.8: Prinzipskizze: Zerlegung der gemittelten und geglätteten Leitgröße ‚Jahresgang bereinigte Tagesmitteltemperatur‘ in Witterungsabschnitte durch Untergliederung in warme und kalte Temperaturintervalle

3.4.4 Komposition von meteorologischen Datenreihen unter Anwendung eines Zufallsgenerators

Mit Hilfe eines Zufallsgenerators werden gleichverteilte Zufallszahlen erzeugt, mit deren Hilfe die einzelnen Witterungsabschnitte (Witterungsintervalle 1...6 in Abb. 3.8 unten) schrittweise zu einer neuen Zeitreihe zusammengesetzt werden (Abb. 3.9). Die zufällig ausgewählten Witterungsabschnitte mit den dazugehörigen Wetterlagen (Anhang Ia und Ib) werden unter der Bedingung selektiert, dass die **resultierende** Häufigkeitsverteilung der Wetterlagen eine bestmögliche Annäherung an eine **vorgegebene** Häufigkeitsverteilung der Wetterlagen ergibt (vgl. Abb. 4.1a im Anhang III, rote Balken). Dabei können einzelne Witterungsabschnitte durchaus mehrfach in die synthetische Reihe eingebaut werden. Diese Optimierung kann sowohl im Hinblick auf das Temperaturregime unter Verwendung der temperaturoptimierten Wetterlagen als auch der Wetterlagen, die auf das Feuchteregime optimiert wurden, durchgeführt werden. In der ersten Stufe des Regionalisierungsverfahrens wird eine Optimierung auf das Temperaturregime vorgenommen. Die Wetterlagen des Feuchteregimes kommen im Kap. 3.4.5.2 bei der Bestimmung der Änderung der Niederschlagsextreme zur Anwendung.

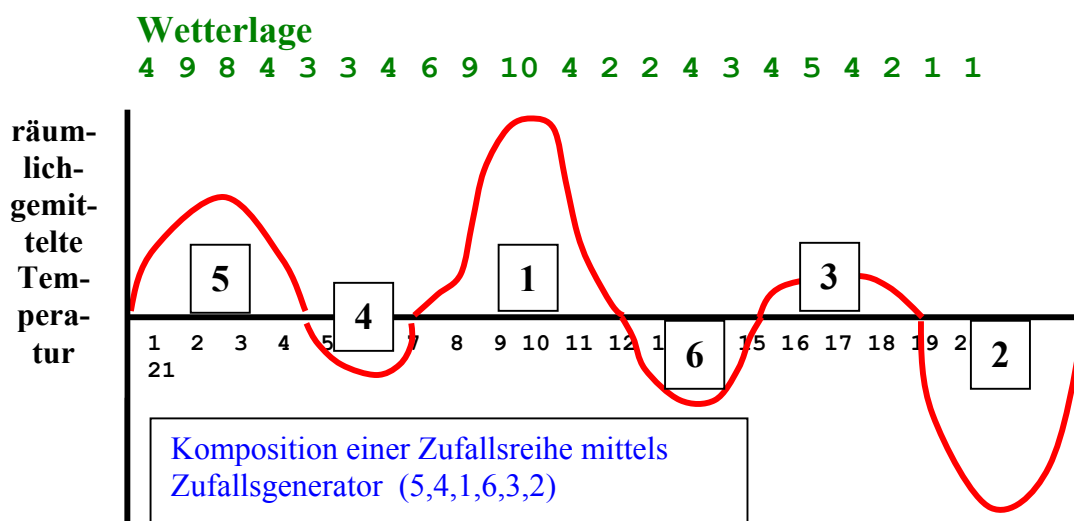


Abb. 3.9: Prinzipskizze: Komposition der Witterungsabschnitte zu einer neuen Zeitreihe unter Verwendung eines Zufallsgenerators

Es bleibt noch die Frage offen, wie die Stetigkeit der Übergänge zwischen den Witterungsabschnitten erreicht werden kann. Für die Leitgröße Gebietsmittel der Tagesmitteltemperatur, ist dies a priori gegeben, da die Witterungsperioden als Übergänge zwischen übernormal warmen und unternormal kalten Abschnitten definiert werden (Abb. 3.8). Problematischer ist dies für die Stetigkeit der Übergänge zwischen den Wetterlagen. Um auch hier einen stetigen Übergang zu gewährleisten, wird eine Matrix der Übergangswahrscheinlichkeiten zwischen den Wetterlagen für jede Jahreszeit und jeden Wetterlagentyp berechnet, wie sie beispielsweise in Tab. 3.7 zu finden ist.

Tab. 3.7: Übergangswahrscheinlichkeiten der Wetterlagen [%] der Temperatur-optimierten Wetterlagenklassifikation, Frühling

Nummer der Wetterlage Ausgangstag	Nr. der Wetterlage Folgetag									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	64	36	0	0	0	0	0	0	0	0
2	6	55	26	4	10	0	0	0	0	0
3	0	14	46	22	17	1	0	0	0	0
4	0	1	18	47	30	3	0	0	0	0
5	0	1	4	20	46	26	3	0	0	0
6	0	0	1	4	19	41	29	5	0	0
7	0	0	1	1	9	20	41	25	2	0
8	0	0	0	2	0	7	20	47	21	4
9	0	0	1	1	0	1	6	26	48	18
10	0	1	2	0	2	1	1	6	27	59

Eine aufeinanderfolgende Witterungsperiode muss bezüglich der Wetterlagen des Temperaturregimes eine Übergangswahrscheinlichkeit von $\geq 10\%$ aufweisen. Wie aus Tabelle 3.7 ersichtlich, sind Sprünge über drei Klassen relativ unwahrscheinlich.

Am Ende der Prozedur zur Erzeugung einer konsistenten Zufallsreihe bezogen auf die Häufigkeitsverteilung der Wetterlagen steht eine Abfolge von Witterungsabschnitten zur Verfügung, denen sowohl täglich Wetterlagen des Temperatur- und Feuchteregimes als auch die Wetterbeobachtung aller Klimastationen zugeordnet sind. **Dieser datumsorientierte Bezug bleibt erhalten, so dass eine räumliche Konsistenz der Stationen und der Wettererscheinungen in der Zufallsreihe gegeben ist, auch wenn alle Wetterelemente wie Temperatur oder Niederschlag auf dieser Verarbeitungsstufe nur als Abweichung vom stationsspezifischen Jahresgang vorliegen.**

Zu einer Zeitreihe, die die realen Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse im Jahresverlauf widerspiegelt gelangt man, indem auf jede Beobachtungsreihe der stationsspezifische Jahresgang wieder aufprägt wird. Es ist dabei unerheblich, an welcher Stelle der Zufallsreihe mit der Aufprägung des Jahresganges begonnen wird, solange man sich innerhalb der entsprechenden Jahreszeit befindet.

3.4.5 Simulation von Extremen

Die bis zu diesem Zeitpunkt beschriebene Regionalisierungsmethode bestimmt mögliche Klimaänderungsszenarien auf regionaler Ebene ausschließlich aus der sich ändernden Häufigkeit der Wetterlagen des Temperaturregimes, wie sie durch ein globales oder regionales Klimamodell prognostiziert werden. Da sich die Erzeugung der stationsspezifischen Zufallsreihen auf historische Messreihen stützt, können Extremereignisse in Klimaszenarien die im historischen Datensatz beobachteten Extremereignisse in ihrer absoluten Höhe nicht überschreiten, wohl aber die Häufigkeit des Auftretens von extremen Ereignissen. Die Änderung der absoluten Höhe von Extremereignissen in Klimaszenarien erfolgt für den Niederschlag über eine Anpassung der Niederschlagsverteilung, wie sie in Kap. 3.4.5.2 beschrieben wird. Für andere Größen wie Temperatur, relative Feuchte oder Wind wird eine wetterlagenspezifische Regressionsanalyse verwendet (Kap. 3.4.5.1)

3.4.5.1 Wetterlagenspezifische Regressionsanalyse zur Simulation von Extremen der Temperatur, der relativen Feuchte, des Bedeckungsgrades und der Windgeschwindigkeit.

Man kann mit ziemlicher Gewissheit davon ausgehen, dass sich die zu erwartende Klimaänderung nicht nur in einer Änderung der Häufigkeitsverteilung der Wetterlagen niederschlägt, sondern dass sich das Wettergeschehen auch innerhalb der einzelnen Wetterlagen ändert. D.h. eine warme Wetterlage kann z.B. deutlich feuchter werden oder mit höheren Windgeschwindigkeiten verbunden sein als dies gegenwärtig der Fall ist. Diese Änderung muss ihren Ausdruck in einer Veränderung der Ausprägung (Gradient, Schichtdicke, Wirbelgröße usw.) der in Tab. 3.1 aufgeführten wetterlagenspezifisch gemittelten Feldtypen finden. Um einen möglichen systematischen Fehler des Klimamodells gegenüber dem Jetzklima zu kompensieren, wird die systematische Änderung der Felder zwischen der Dekade 2001/2010 und der untersuchten Dekade des Szenarios z.B. 2041/2050 berechnet. Dabei wird vorausgesetzt, dass die Dekade 2001/2010 das gegenwärtige Klima repräsentiert, eine Näherung, die mit gutem Gewissen durchgeführt werden kann. Würde man zur Abschätzung der Extremwerte die wetterlagenspezifische Änderung der mittleren Felder zwischen NCAR-Analysen und einer Szenariendekade verwenden, so würde zusätzlich zum Fehler des Klimamodells im Kontrolllauf (1980/2000) noch der Unterschied zwischen NCAR - Reanalysen und EZMW Analysen einfließen, da die Klimasimulationen des ECHAM4 OPYC3 Laufes vom MPI - Hamburg an Hand der EZMW – Analysen der Jahre 1979 -1998 geeicht wurden. Man befindet sich auf der sicheren Seite, wenn man sich zur Abschätzung der Extremwerte auf die Änderung der Felder zwischen Dekade 2001/2010 und der untersuchten Dekade des Szenarios stützt. Die wetterlagenspezifischen multiplen Regressionsgleichungen erfolgt mittels einer erwartungstreuen Screening Regressionsanalyse (Enke, 1986) am Entwicklungskollektiv der Jahre 1981/2000. Als potentielle Prediktoren stehen die in Tabelle 3.8 aufgelisteten Felder zur Verfügung. Die geographische Verteilung der 17*17 Gitterpunkte ist aus Abb. 3.2 ersichtlich. Aus Testrechnungen mit verschiedenen Zielgrößen (Temperatur, Sonnenscheindauer, relative Feuchte) wurde derjenige Gitterpunkt bestimmt, der für eine bestimmte Region Deutschlands im Mittel über alle Wetterelemente die maximale Korrelation aufweist. Für die Region Hessen ist dies der Gitterpunkt 9 in West-Ost Richtung und 10 in Nord-Süd Richtung. Zur Veranschaulichung ist die räumliche Korrelationsmatrix der Tagesmitteltemperatur im Winter mit den in Tab. 3.8 aufgeführten potentiellen Prediktoren bei Verwendung von maximal 5 Prediktoren aufgeführt (Tab. 3.9).



Tab. 3.8: Potentielle Prediktoren aus NCAR/NCEP Reanalysen und Szenarienrechnungen vom MPI-Hamburg, ECHAM4/OPYC3 globales Modell, Szenario B2, die zur Regressionsanalyse zur Verfügung stehen.

Nr.	Feldbezeichnung	Niveau	Kurzbezeichnung
1	Geopotential	1000 hPa	GP 1000
2	Geopotential	850 hPa	GP 850
3	Geopotential	700 hPa	GP 700
4	Geopotential	500 hPa	GP 500
5	Temperatur	850 hPa	TP 850
6	Temperatur	500 hPa	TP 500
7	relative Feuchte	850 hPa	RH 850
8	relative Feuchte	500 hPa	RH 500
9	horizontale Differenzen N-S	850 hPa	HD1 850
10	horizontale Differenzen W-O	850 hPa	HD2 850
11	horizontale Differenzen N-S	500 hPa	HD1 500
12	horizontale Differenzen W-O	500 hPa	HD2 500
13	Vorticity	1000 hPa	VOR 1000
14	Vorticity	850 hPa	VOR 850
15	Vorticity	700 hPa	VOR 700
16	Vorticity	500 hPa	VOR 500
17	Schichtdicke	1000/850 hPa	RT 1000/850
18	Schichtdicke	1000/700 hPa	RT 1000/700
19	Schichtdicke	1000/500 hPa	RT 1000/500
20	Temperatur Differenz 850 - 500	hPa	TD 850-500
21	Maximaler Temperaturgradient	850 hPa	T850max
22	Maximaler Temperaturgradient	700 hPa	T700max
23	Feld Nr. 20 * Feld Nr. 5		
24	Feld Nr. 20 * Feld Nr. 7		
25	(Feld Nr. 5 + Feld Nr. 6)/2		
26	Gemittelte Geopotentialhöhe 1000-, 850-, 700- und 500 hPa		
27	(Feld Nr. 7 + Feld Nr. 8)/2		
28	Gemittelte Vorticity 1000-, 850-, 700-, und 500 hPa		
29	(Feld Nr. 9 + Feld Nr. 11)/2		
30	(Feld Nr. 10 + Feld Nr. 12)/2		

$$\text{Vorticity}_{ij} = 4 * Gp_{ij} - (Gp_{i-1,j} + Gp_{i,j-1} + Gp_{i+1,j} + Gp_{i,j+1})$$

Tab. 3.9: Räumliche Korrelationsmatrix der Gitterpunkte (Abb. 3.1) zwischen Tagesmitteltemperatur im Winter, gemittelte Beobachtungen von 87 Klimastationen in Hessen, mit den in Tab. 3.8 aufgeführten potentiellen Prediktoren bei Verwendung von maximal 5 Prediktoren.

Nr. GP	6	7	8	9	10	11	12	13
6	0.44	0.51	0.56	0.59	0.59	0.56	0.57	0.55
7	0.53	0.61	0.69	0.73	0.73	0.68	0.60	0.58
8	0.58	0.67	0.75	0.80	0.80	0.75	0.68	0.61
9	0.63	0.71	0.79	0.84	0.87	0.80	0.73	0.63
10	0.62	0.70	0.77	0.82	0.83	0.80	0.71	0.65
11	0.60	0.66	0.70	0.78	0.78	0.75	0.68	0.61
12	0.55	0.61	0.66	0.68	0.70	0.67	0.61	0.54
13	0.53	0.56	0.60	0.61	0.60	0.59	0.52	0.53

Für die nachfolgenden Rechnungen wurden nun nur noch die Feldwerte des Gitterpunktes 9,10 (Tab. 3.9) verwendet.

Die berechnete mittlere wetterlagenspezifische Änderung ergibt sich dann, indem man in Gl. 8 die Änderung der Prediktoren zwischen der Dekade 2001/2010 und der Dekade des entsprechenden Szenarios einsetzt.

$$\text{Gl. 8: } \Delta P = a_1 \cdot (P_{V_1} - P_{S_1}) + a_2 \cdot (P_{V_2} - P_{S_2}) \dots a_5 \cdot (P_{V_5} - P_{S_5})$$

- ΔP : Änderung der Zielgröße (z.B. Tagesmitteltemperatur)
- P_{V_n} : Prediktor der Dekade 2001/2010
- P_{S_n} : Prediktor der Dekade des Szenarios
- a_n : Regressionskoeffizienten

Die für jede Klimareihe berechnete **wetterlagenspezifische** Änderung eines Szenarios (z.B. 2041/2050 gegenüber 2001/2010) des Temperaturmaximums, des Temperaturminimums, der Tagesmitteltemperatur, der relativen Feuchte, des Bedeckungsgrades und der Windgeschwindigkeit wird nun auf jede Simulation dieser Zeitreihen aufgeprägt.

Zur Veranschaulichung ist in Abb. 3.10 die wetterlagenspezifische Änderung der Schichtdicke 1000/850 hPa und die bei Anwendung der multiplen, wetterlagenspezifischen Regressionsgleichung (Tab. 3.10) resultierende Änderung der Tagesmitteltemperatur im Winter, als Mittel über alle 87 Klimastationen dargestellt.

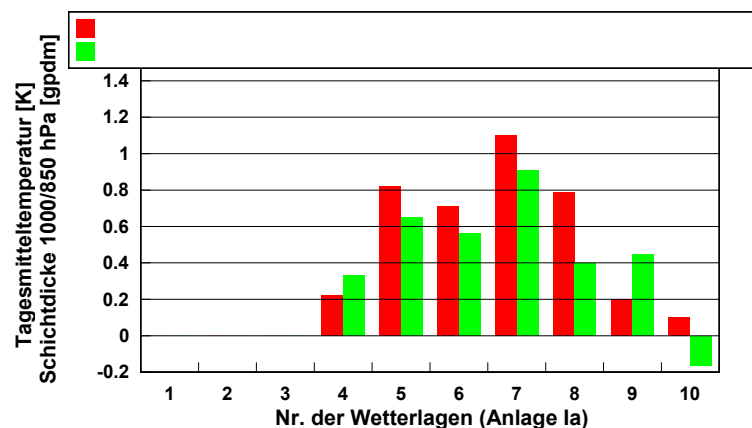


Abb. 3.10: Wetterlagenspezifische Änderung der Tagesmitteltemperatur für das Szenario Frühling 2041/2050 (Multiple Regression über die wetterlagenspezifische Änderung [2041/2050-2001/2010] Tab. 3.9)



Tab. 3.10: Multiple, wetterlagenspezifische Regressionsgleichungen zur Abschätzung der wetterlagenspezifischen Änderung der Tagesmitteltemperatur im Klimaszenario 2041/2050, Frühling, Mittel über alle 87 Klimastationen

WL	R	Konstante	NR	Reg	NR	Reg	NR	Reg	NR	Reg	NR	Reg
1	0.93	-173.3	17	0.134	8	-0.080	1	-0.009	12	-0.041	9	-0.110
2	0.81	-195.7	17	0.191	13	0.126	7	0.015	21	0.023	18	-0.019
3	0.79	-222.9	17	0.162	14	0.149	16	-0.079	2	0.007	27	0.026
4	0.78	-202.5	17	0.168	13	0.109	7	0.024	2	0.004	6	-0.095
5	0.80	-193.7	17	0.149	13	0.106	7	0.012	22	-0.294	23	0.000
6	0.82	-202.8	17	0.155	13	0.126	7	0.018	21	0.005	20	0.051
7	0.79	-253.3	17	0.194	13	0.131	7	0.022	16	-0.066	8	-0.007
8	0.90	-278.6	17	0.209	13	0.111	7	0.021	2	0.004	16	-0.062
9	0.93	-214.3	17	0.218	21	0.023	8	-0.009	5	-0.247	30	-0.018
10	0.89	-242.6	17	0.107	9	0.039	12	-0.033	21	0.034	7	0.006

WL: Wetterlage:

R: multipler Korrelationskoeffizient am Entwicklungskollektiv:

NR.: Nummer der verwendeten Prediktoren nach Tab. 3.8

Reg: Regressionskoeffizient

3.4.5.2 Wetterlagenspezifische Simulation von Extremen des Niederschlages

Für die Simulation einer Änderung von Extremwerten des Niederschlages in Klimaszenarien wird der Weg über die Einbeziehung der auf das Niederschlagsregime optimierten Wetterlagen (Anhang Ib) beschritten, da eine Regressionsanalyse bezogen auf hohe Niederschlagsmengen keine brauchbaren Zusammenhänge zu den in Tab. 3.8 aufgeführten Feldern liefert.

Wie aus dem vorangegangenen Kapitel ersichtlich, wird ein Klimaänderungsszenario nicht nur durch die Änderung der Häufigkeit der Wetterlagen bestimmt, sondern zusätzlich durch die Änderung des Wettergeschehens innerhalb der Wetterlagen. Außerdem beschreiben die Wetterlagen des Feuchte- und Temperaturregimes unterschiedliche atmosphärische Zustände und erlauben somit eine komplexere Betrachtungsweise von Klimaänderungsszenarien. Wie schon in Kap. 3.4.3 näher ausgeführt, lassen sich zwei generelle Typen von Zeitreihen erzeugen. Während der erster Typ auf die Häufigkeitsverteilung der temperaturoptimierten Wetterlagen eines Szenarios hin optimiert wurde, basiert der zweite Typ der simulierten Zeitreihen auf Wetterlagen, die hinsichtlich des Feuchteregimes optimiert wurden.

Für beide Zeitreihentypen kann nun die Häufigkeitsverteilung der 24-stündigen Niederschlagssummen berechnet werden. In Abb. 3.11 ist dies zur Veranschaulichung für die Wintermonate des Szenarios 2041/2050 im Vergleich zum Zeitraum 1981/2000 dargestellt. Die 24-stündigen Niederschlagssummen wurden als Mittel über die in Abb. 3.7a dargestellten Klimastationen gebildet.

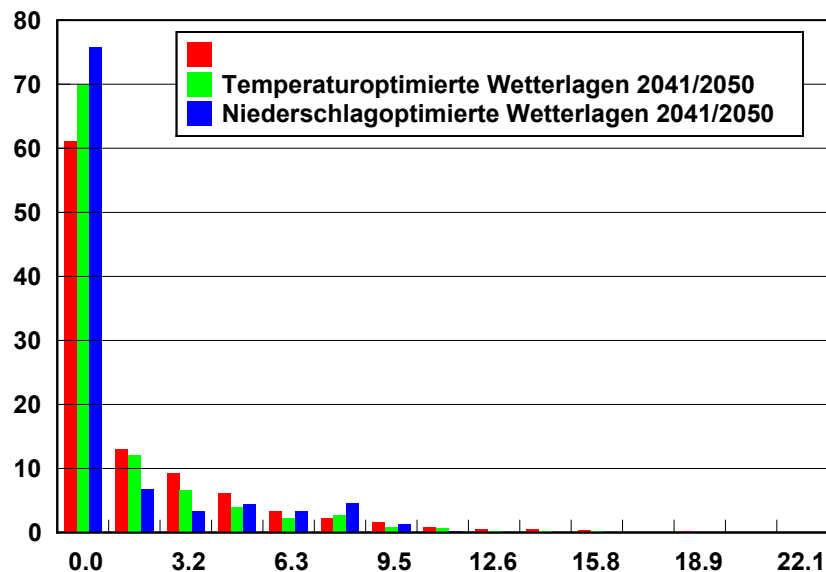


Abb. 3.11: Vergleich der Häufigkeitsverteilungen der 24-stündigen Niederschlagssummen für die Sommermonate des Szenarios 2041/2050 im Vergleich zum Zeitraum 1981/2000. Die 24-stündigen Niederschlagssummen wurden als Mittel über die in Abb. 3.7a dargestellten Niederschlagsstationen gebildet.

Die Häufigkeitsverteilung des Niederschlages unter Verwendung der temperaturoptimierten Wetterlagen (grüne Balken in Abb. 3.11) zeigt eine deutliche Zunahme der Häufigkeit der trockensten Klasse im Vergleich zum Intervall 1981/2000 (rote Balken). Bei der Verwendung der auf das Niederschlagsregime optimierten Wetterlagen (blaue Balken) wird dieser Effekt noch verstärkt. Gleichzeitig nimmt die Häufigkeit der Klassen mit geringen Niederschlägen ab. Eine leichte Zunahme der Häufigkeit mittlerer Niederschläge wird aus Abb. 3.11 ebenfalls ersichtlich.

In einem nächsten Schritt wird die Häufigkeitsverteilung der 24-stündigen Niederschlagssummen der auf das **Temperaturregime optimierten** Zeitreihen eines Szenarios an die Häufigkeitsverteilung der 24-stündigen Niederschlagssummen der auf das **Feuchteregime optimierten** Zeitreihen des gleichen Szenarios angepasst. Dies geschieht unter der plausiblen Annahme, dass die Niederschlagsreihen durch eine Kombination mit dem Feuchteregime besser simuliert werden als dies durch die ausschließliche Verwendung der Wetterlagen des Temperaturregimes der Fall ist. Eine einfache Substitution der simulierten Niederschlagsreihe des Temperaturregimes durch die des Feuchteregimes ist nicht möglich, da sonst die Konsistenz der Zeitreihen zwischen den Wetterelementen und die räumliche Konsistenz nicht mehr gewährleistet ist. D.h. die synoptische Kongruenz zwischen den Wetterelementen Temperatur, relativer Feuchte, Sonnenscheindauer und Niederschlag würde verletzt.

Die Anpassung wird wie folgt vorgenommen:

Entgegen der ursprünglichen Version, in der eine **stationsspezifische Anpassung** der Häufigkeitsverteilungen der Niederschlagsverteilung durchgeführt wurde, wird nun eine **Anpassung** der mittleren Niederschlagsverteilung der auf das Temperaturregime optimierten Zeitreihen an die auf das Feuchteregime optimierten Zeitreihen **des Untersuchungsgebietes** durchgeführt. Die stationsspezifische Anpassung hat zwar den Vorteil, dass die individuellen



Besonderheiten der Niederschlagsverteilungen einer Station berücksichtigt werden, dadurch wird jedoch die räumliche Konsistenz zwischen den simulierten Niederschlagsreihen verletzt. Bei der Anwendung hydrologischer Modelle auf Klimasimulationen hat jedoch die räumliche und zeitliche Konsistenz der simulierten Zeitreihen Priorität. Deshalb wurde die Anpassung an das räumliche Mittel des Niederschlages des Untersuchungsgebietes durchgeführt.

Die Anpassung erfolgt für jede Klasse, beginnend mit der trockensten Klasse der auf das Temperaturregime optimierten Wetterlagen. Alle gemittelten Tagesniederschläge des Untersuchungsgebietes, die in die anzupassende Klasse fallen, werden markiert. Mittels eines gleich verteilten Zufallsgenerators wird ein markierter Tag zufällig ausgewählt und zu allen Messwerten dieses Tages 10 % der gemessenen Niederschlagssumme¹ dazu addiert, sofern die anzupassende Häufigkeit in der Klasse größer ist als jene in der Häufigkeitsverteilung, an die angepasst werden soll. Dies bedeutet, dass an Stationen mit viel Niederschlag mehr addiert wird als dies bei Stationen mit geringen Niederschlagsmengen der Fall ist. Danach wird die Häufigkeitsverteilung der gemittelten Niederschläge des Untersuchungsgebietes erneut berechnet und dieser Vorgang so lange iteriert, bis die anzupassende Häufigkeit der Niederschlagsklasse des Temperaturregimes optimal an die Häufigkeit der Niederschlagsklasse des Feuchteregimes angenähert wurde. Ist dies der Fall, wird die nächst höhere Niederschlagsklasse angepasst. Der gesamte Prozess wird bis zu 3 mal über alle Klassen iteriert, so dass letztlich eine nahezu perfekte Anpassung beider Niederschlagsverteilungen erreicht wird.

Die Anpassung erfolgt für jede Dekade und jede Simulation separat.

Durch die Kombination der Szenarien beider Wetterlagentypen ist es nicht nur möglich die mittleren Niederschlagsverhältnisse besser zu beschreiben, sondern auch die Änderung der Häufigkeit und die Ausprägung extremer Niederschläge lassen sich auf diese Weise besser abschätzen.

¹ Die Marke von 10 % ergab sich aus einer Vielzahl von Simulationen und der Bewertung der erzeugten Niederschlagsstrukturen.

4 Validierung der Regionalisierungsmethode

4.1 Crossvalidierung der Regionalisierungsmethode

Stammen die Witterungsabschnitte der Führungsgröße und die Häufigkeitsverteilungen der Wetterlagen des Temperatur- und Feuchteregimes aus dem selben Zeitintervall, an die die zu simulierende Zeitreihe angepasst werden soll, so bezeichnet man diese Anpassung als Simulation der Zeitreihe am Entwicklungskollektiv.

In Abb. 4.1a (Anhang III) ist der Vergleich der Häufigkeitsverteilungen der Wetterlagen des Temperaturregimes und des Feuchteregimes zwischen den analysierten Zeitreihen der Wetterlagen und den simulierten Zeitreihen für den Zeitraum 1961 bis 2000 gegenübergestellt. Es ist ersichtlich, dass bezüglich des Temperaturregimes eine „perfekte“ Simulation der Häufigkeiten der Wetterlagen gelingt. Die mittlere Fehlklassifikation über alle Klassen und Jahreszeiten gemittelt beträgt 0.05 %. Für das Feuchteregime gelingt eine „gute“ Simulation der beobachteten Wetterlagenhäufigkeiten. Die mittlere Fehlklassifikation über alle Klassen und Jahreszeiten gemittelt beträgt 0.24 %. Dabei muss man berücksichtigen, dass die Simulation der Zeitreihen nur unter Verwendung der temperaturoptimierten Wetterlagen erfolgte, und dass die Simulation von Niederschlagsereignissen größere Schwierigkeiten bereitet als dies für die Temperatur der Fall ist.

Abb. 4.1b und 4.1c (Anhang III) zeigen eine Gegenüberstellung der Häufigkeitsverteilungen der Wetterlagen des Temperatur- und des Feuchteregimes, unterteilt nach Jahreszeiten, zwischen den analysierten Zeitreihen und den simulierten Zeitreihen für den Zeitraum 1961 bis 1980 bzw. 1981 bis 2000. Die Halbierung des Zeitraumes gegenüber dem Intervall 1961 bis 2000, der für die Simulation zur Verfügung steht, hat bezüglich des Temperaturregimes keinen nennenswerten Einfluss. Das Modell ist in der Lage, beide Zeitintervalle sehr gut zu modellieren. Bemerkenswert ist die höhere Häufigkeit warmer Klassen, besonders im Winter, aber auch im Frühling und Sommer im Zeitraum 1981/2000. Für die Simulation des Feuchteregimes hat die Verkleinerung des Entwicklungskollektivs auf 20 Jahre eine leichte Verschlechterung der Simulationsergebnisse zur Folge.

Für die Crossvalidierung des Zeitintervalls 1981/2000 wird mittels eines Zufallsgenerators unter Verwendung der Witterungsabschnitte der Jahre 1961 bis 1981 (vgl. Kap. 3.4.3 und 3.4.4) eine Zufallsreihe erzeugt, die eine möglichst gute Anpassung an die Häufigkeitsverteilung des Temperatur- und Feuchteregimes der Jahre 1981 bis 2000 aufweist. Abb. 4.1d stellt die analysierten Häufigkeitsverteilungen der Wetterlagen des Simulationszeitraumes 1981/2000 (rote Balken), den Häufigkeitsverteilungen der Wetterlagen des simulierten Zeitraumes 1981/2000 (grüne Balken) gegenüber. Die Häufigkeiten der Wetterlagen der zur Simulation des Zeitraumes 1981/2000 verwendeten Witterungsabschnitte der Jahre 1961 bis 1980 sind als blaue Balken dargestellt.

Für die Crossvalidierung des Zeitintervalls 1961/1980 werden entsprechend die Witterungsabschnitte der Jahre 1981 bis 2000 verwendet (Abb.4.1e).

Betrachtet man die Häufigkeitsverteilung der Wetterlagen des Temperaturregimes in Abb. 4.1d, so wird die Zunahme der warmen Wetterlagen in der Periode 1981/2000 (rote Balken) gegenüber dem Zeitraum 1961/1980 (blaue Balken) sichtbar. Die simulierten, crossvalidierten Häufigkeitsverteilungen (grüne Balken) in den einzelnen Jahreszeiten passen sich sehr gut an die Häufigkeitsverteilung des Zeitraumes 1981/2000 an.

In gleicher Weise gilt dies für die Crossvalidierung des Zeitraumes 1961/1980.

Für das Feuchteregime sind die crossvalidierten Simulationsergebnisse erwartungsgemäß etwas schlechter. Dies liegt zum einen an der größeren Variabilität und Komplexität von Niederschlagsprozessen und zum anderen an der Halbierung des Entwicklungszeitraumes.

4.2 Wetterlagenbedingte mittlere räumliche Niederschlagsverteilungen

Bei der Darstellung der räumlichen Verteilung von Niederschlagssummen besteht das Problem in der Abhängigkeit der gemessenen Niederschläge von der Höhenlage der Messstation. Besteht aber, wie in diesem Fall, nicht die Absicht die Höhenabhängigkeit der Niederschläge räumlich darzustellen, sondern die Besonderheiten der Wetterlagen bezüglich des Niederschlagsregimes herauszuarbeiten, so bietet sich die Darstellung der wetterlagenspezifischen Niederschläge als prozentualer Anteil an der Gesamtsumme der Saisonniederschläge einer Niederschlagsmessstelle an. Interpretiert man die Abb. 4.2.1 bis 4.2.8, so bedeutet die Farbgebung der Stationskreise, dass n- Prozent (laut Legende) der Saisonniederschläge der Station bei der Wetterlage 1,2 ...oder 8 fallen.

Aus diesen Abbildungen lassen sich folgende Aussagen gewinnen:

Die relative Häufigkeit der Niederschläge weist eine strenge Abhängigkeit vom Typ der Wetterlage auf. Die Wetterlagen, in Anhang Ib, sind aufsteigend von trocken zu feucht hin sortiert

Die trockenen Klassen Abb. (4.2.1, 4.2.3, 4.2.5 und 4.2.7) weisen in allen Jahreszeiten keine nennenswerten räumlichen Differenzierungen auf. Der prozentuale Anteil dieser Wetterlagen am Gesamtniederschlag einer Saison liegt meist weit unter 10%.

Regionale Unterschiede entstehen vor allem durch die Strömungsrichtung in der unteren und mittleren Troposphäre und die Nähe der Klimastation zu Extrema der Vorticity, wie sie durch die Wetterlagen repräsentiert werden. Besonders deutlich wird dies an Hand der Abb. 4.2.2 aus dem Vergleich der Niederschläge zwischen Wetterlage 7 und 8. Bei der Wetterlage 8 (Frühling) im Anhang Ib liegt das wetterbestimmende Tief in 500hPa und damit das Zentrum der zyklonalen Vorticity über dem Böhmischem Becken. Damit verbunden ist eine nördlich bis nordwestliche Luftströmung mit Stauwirkungen im Mittelgebirgsvorland. Entsprechend findet man starke Niederschläge nördlich der Mittelgebirge und abgeschwächte Niederschläge im Lee der Mittelgebirge. Gut ist auch der Luv/Lee – Effekt des Harzes zu sehen. Bei der Wetterlage 7 (Frühling) im Anhang Ib liegt das wetterbestimmende Bodentief mit Zentrum über Thüringen während sich der Höhentrog noch über Westeuropa befindet. Die resultierende mittlere Höhenströmung für Thüringen ist Südwest bis Süd. Die regionalen Unterschiede sind aufgrund der gradientschwachen Lage in Bodennähe relativ gering. Ein Lee- Effekt ist nordwestlich der Mittelgebirge zu beobachten, wenn auch die Niederschlagsmenge gegenüber der Wetterlage 8 deutlich geringer ausfällt.

Ein anderer Effekt ist im Winter zu beobachten (Abb. 4.2.8). Hier werden die räumlichen Strukturen der Niederschlagsverteilung durch die Nähe zum Maximum bzw. Minimum der Vorticity dominiert. Bei der Wetterlage 7 (Abb.4.2.7) liegt das Zentrum der zyklonalen Vorticity näher an Thüringen. Damit treten im Vergleich zur Wetterlage 8 insgesamt stärkere Niederschläge auf und es zeigen sich wieder strömungsbedingte räumliche Strukturen im Niederschlagsfeld.

Zusammenfassend zeigen die Auswertungen der räumlichen Verteilung der Niederschläge in Abhängigkeit von den Wetterlagen, dass eine Wetterlagen basierte Methode zur Bildung regionaler Klimaszenarien durchaus aus großräumigen Strömungsmustern regionale Besonderheiten eines Klimaänderungsszenarios extrahieren kann.

4.3 Beschreibung des Inhaltes der beiliegenden CD

Unter dem Verzeichnis: **Beobachtungsreihen** wurden für den Zeitraum 1980 – 2000 die in Tabelle 5.3 näher bezeichneten statistischen Maßzahlen berechnet. Diese sind im Verzeichnis **Beobachtungsreihen\ergeb_1981_2000\Masszahlen** in den Dateien **Statz_origin_’Zeitraum’_’Stationsbezeichnung’.dat** abgelegt. Beispielhaft sind für die Station Jena- Sternwarte die statistischen Auswertungen im Anhang II zu finden.

Unter dem Verzeichnis: **Jetztklima\ergeb_1981_2000\Masszahlen** wurden für den Zeitraum 1981 – 2000 die in Tabelle 5.3 näher bezeichneten statistischen Maßzahlen für alle simulierten Zeitreihen berechnet. Diese sind in den Dateien **Statz_NCARan_’Zeitraum’_’Stationsbezeichnung’.dat_’Simulationsnummer’** abgelegt.

Unter dem Verzeichnis :
Jetztklima\ergeb_1981_2000\simulierte_Reihen_ wurden für den Zeitraum 1981 – 2000 die simulierten Zeitreihen selbst gespeichert.
Es wurde jedoch nicht nur eine Simulation pro Station und Zeitintervall durchgeführt, sondern zur besseren Beschreibung der möglichen Variabilität des Jetztzeit – Klimas wurden insgesamt 10 Simulationen durchgeführt. Aus statistischer Sichtweise ist das beobachtete Klima der letzten 20 Jahre nur **eine Realisierung** aus einer Vielzahl **potentiell möglicher Realisierungen**. Um den Ereignisraum des Jetztzeit – Klimas besser zu erfassen, wurden deshalb die mit der Simulationsnummer A0 bis A9 bezeichneten **Simulationen** durchgeführt und im entsprechenden Verzeichnis abgelegt. Zusätzlich wurde ein Mittel über alle Klimastationen (.....mittel.dat) bereitgestellt. Diese Mittel wurden ebenso zur Validierung des Modells verwendet.

Unter dem Verzeichnis
SzenarioB2\ergeb_’Zeitraum’\Masszahlen\Statz_’Szenarientyp’_1981_2000_’Stationsname_Simulation’ “ sind die Simulationsergebnisse für die Zeiträume der Klimaszenarien 2021 – 2030
2031 – 2040
2041 – 2050
abgelegt.

Es wurde jedoch nicht nur eine Simulation pro Station und Zeitintervall berechnet, sondern zur besseren Beschreibung der möglichen Variabilität des Klimaszenarios wurden insgesamt 10 Simulationen durchgeführt. Zusätzlich wurde ein Mittel über alle Klimastationen (.....mittel.dat) bereitgestellt.

Unter dem Dateinamen :
Statdiff_Simulationstyp_’Zeitraum’_’Stationsbezeichnung’.dat_’Simulationsnummer’ wurden in den gleichen Verzeichnissen für ausgewählte statistische Größen Fehlermaße berechnet, die sich aus der vergleichenden Bewertung der statistischen Maßzahlen (Tab. 5.3) zwischen Originalreihen und simulierten Reihen ergeben.



Unter dem Dateinamen :

Mittel_Statdiff_Simulationstyp_’Zeitraum’_’Stationsbezeichnung’.dat

wurden in den gleichen Verzeichnissen für ausgewählte statistische Größen Fehlermaße berechnet, die sich aus der vergleichenden Bewertung der statistischen Maßzahlen (Tab.3) zwischen Originalreihen und dem Mittelwert aus den 10 Simulationen A0 bis A9 der entsprechenden Station ergeben.

Unter dem Verzeichnis :

SzenarioB2\ergeb_’Zeitraum^simulierte_Reihen_ wurden für die Zeiträume

2021 – 2030

2031 – 2040

2041 - 2050

die simulierten Zeitreihen selbst gespeichert.

Unter dem Dateinamen :

’Stationskürzel’.dat_’Simulationsnummer’

sind die einzelnen Zeitreihen abgelegt. Die Struktur der Dateien ist aus Tab. 5.2 ersichtlich.

Für jede Station und jedes Zeitintervall stehen je 10 Simulationen zur Verfügung.

5 Ergebnisse der Simulationsrechnungen

5.1 Überblick über die Auswertungen der simulierten Zeitreihen von Klimaszenarien

Die Besonderheit des beschriebenen Verfahrens gegenüber dem bisherigen Regionalisierungsverfahren (Enke 2000, 2001) besteht in der Möglichkeit der Bereitstellung beliebig vieler Simulationen von Zeitreihen auf Tageswertbasis der in Tab. 5.1 (Anhang II) aufgeführten Klima- und Niederschlagsstationen eines beliebigen Szenarios (z.B. für die Dekade 2041/2050). Auch die Länge der simulierten Zeitreihe ist nicht a priori festgelegt, da die mittels Zufallsgenerator zusammengesetzten Witterungsabschnitte sowohl in beliebiger Reihenfolge als auch beliebig häufig für den Aufbau einer Zeitreihe verwendet werden können (Kap. 3.4.3).

Im Verzeichnis `SzenarioB2\ergeb_\'Zeitraum\'simulierte_Reihen\'Stationskürzel\'.dat_\'Simulationsnummer\'`

stehen in der beigegefügt CD unter dem Stationsnamen (Tab. 5.1a und 5.1b), je **10 Simulationen (,0\' bis ,9\')** einer **20-jährigen** Zeitreihe für den Zeitraum 1981/2000, und die Dekaden 2021/2030, 2031/2040 und 2041/2050 zur Verfügung. Die 10 Simulationen unterscheiden sich durch verschiedene Läufe des Zufallsgenerators bei der Rekombination der Witterungsabschnitte (vgl. Kap. 3.4.4). Zusätzlich existiert eine Zeitreihe `,mittelwe...\'\.dat`, die durch Mittelung der täglichen Einzelwerte aller Stationen gebildet wurde.

In Tabelle 5.2 (Anhang II) ist ein Ausschnitt der Simulation ,0\' des Szenarios `_2041_2050` der Zeitreihe für die Klimastation Jena- Sternwarte aufgeführt. Die Sonnenscheindauer, Tagesmaximum- und Tagesminimumtemperatur wurden nicht für alle Klimastationen geliefert, so dass die Datenbasis für diese Wetterelemente deutlich eingeschränkt ist.

Die Begrenzung auf 10 Simulationen von einer Länge zu je 20 Jahren ist das Ergebnis aus Voruntersuchungen, die die Variationsbreite eines Klimaszenarios aus 100 Simulationen berechneten. Daraus ergab sich jedoch, dass mit 10 Simulationen der wesentlichste Teil der Variation erfasst werden kann.

Diese Zeitreihensimulationen bilden die Basis für alle nachfolgenden Auswertungen und bieten zudem die Möglichkeit, hydrologische Modelle, Modelle der Agrar- und Fortwirtschaft, Schneemodelle usw. mit diesen Datensätzen anzutreiben.

Die erste umfassende Auswertung ist die Berechnung von statistischen Maßzahlen, wie sie aus Tabelle 5.3 hervorgeht. Diese Auswertungen sind in tabellarischer Form für jede Station, für je 10 Simulationen und für alle Dekaden zwischen 2021 bis 2050 in den Verzeichnissen:

`„SzenarioB2\ ergeb_\'Zeitraum\'Masszahlen\Statz_\'Szenariotyp_1981_2000_ Stationsname_Simulation“`,

z.B. `daten\e300xa_2041_2050\Maßzahlen\Statz_e300xa_1981_2000_Jena-Sternwarte_00`“ zu finden. Dies bedeutet, dass

- für die Dekade 2041_2051
- unter Verwendung der Beobachtungsdaten des Zeitintervalls 1981/2000
- für das Klimamodell e300xa (ECHAM4-OPYC B2)
- für die Simulation ,00'
- für die Klimastation Jena-Sternwarte

die in Tab. 5.4 aufgeführten statistischen Maßzahlen zu finden sind.

Aus der Vielzahl der Simulationen ist es schwierig, eine geeignete Verdichtung der Informationen durchzuführen, die es am Ende erlaubt, eine realistische Gesamtbewertung der Klima-



änderungsszenarien zu geben. Eine Möglichkeit der Modellbewertung bietet der direkte Vergleich von Beobachtungsreihen und simulierten Zeitreihen eines Szenarios ausgewählter statistischer Maßzahlen, wie er beispielhaft in Tab.5.5 anhand der Station Jena- Sternwarte, Simulation „00“ vorgestellt wird. Es eignen sich jedoch nur einige der in Tab. 5.3 aufgeführten Maßzahlen für den direkten Vergleich zwischen Beobachtungsreihen und simulierten Reihen eines Klimaszenarios.

Die Zeile: „Summe aller Tage <1mm der Jahre 1981/2000 -24 von 4494 Tagen“ in Tab. 5.5 bedeutet, dass über die gesamte Zeitreihe des Szenarios 2041/2050 betrachtet, die Anzahl der trockenen Tage um 24 pro 20 Jahre (1,2/Jahr) gegenüber 1981/2000 abnimmt, es also über das Jahr betrachtet etwas feuchter wird. Aus der nachfolgenden Zeile in Tab. 5.5 ist zu entnehmen, dass sich auch die Zahl der nassen Tage mit Niederschlag >25 mm um ca. 0.8Tage/Jahr gegenüber dem Vergleichszeitraum 1981/2000 verringert.

Detaillierte Aussagen gewinnt man aus der Aufschlüsselung der Änderung der monatlichen Niederschlagssummen. Hier zeigt sich, dass für die Station Jena - Sternwarte in den Monaten Juli, August und November eine Abnahme der Monatssummen der Niederschlageshöhe um 12 mm, 13 mm bzw. 8 mm zu erwarten ist. In den übrigen Monaten sind die Änderungen sehr gering.

Eine Abnahme der Jahreshöchstwerte, auch in den höheren Dauerstufen (Summe der Niederschläge über n-Tage), wie sie aus den nachfolgenden Zeilen der Tab. 5.5 zu entnehmen sind, deutet auf eine Abschwächung lang anhaltender Niederschlagsereignisse hin. Dies trifft besonders für die Sommermonate zu.

Für die Wetterelemente laut Tab. 5.5 werden die monatspezifischen Differenzen der Mittelwerte zwischen beobachteter und simulierter Zeitreihe berechnet. Deutlich ist die Zunahme der Tagesmaximumtemperatur ersichtlich, die in den Wintermonaten bis zu 4 K (Januar) und in den Sommermonaten bis zu 3.1 K (August) betragen kann. Für die übrigen Wetterelemente, laut Tab. 2.1, sind die monatspezifischen Auswertungen nachfolgend zu finden. Aus programmtechnischen Gründen werden zusätzlich weitere Wetterelemente ausgegeben, die jedoch inhaltsleer sind.

Am Ende der Tabelle 5.5 werden die Differenzen zwischen simulierter und beobachteter Zeitreihe der Frost-, Eis-, Sommer- und Heißen Tage aufgeführt. Auch hier spiegelt sich in einer drastischen Abnahme der Frost- und Eistage sowie einer Zunahme der Sommer- und Heißen Tage die lokale Klimaerwärmung wider.

Eine weitere Verdichtung der Verifikationsergebnisse erfolgt in Tabelle 5.6. Hier werden die Ergebnisse der 10 Simulationen, die für jede Klimastation und jede Dekade berechnet wurden, gemittelt und den Beobachtungszeitreihen gegenübergestellt. Diese gemittelten Simulationen zeigen das Klimaszenario mit der höchsten Eintreffwahrscheinlichkeit an, während die einzelnen Simulationen die Bandbreite des möglichen Szenarios beleuchten. An Hand der Station Jena - Sternwarte (Tab. 5.6) wird die Änderung der einzelnen Wetterelemente des Szenarios 2041/2050 gegenüber 1981/2000 als Mittel über 10 Simulationen erläutert.

Die Zeile „Summe aller Tage <1mm -26.1 von 5004 Tagen“ bedeutet, dass über die gesamte Zeitreihe des Szenarios 2041/2050 betrachtet die Anzahl der trockenen Tage um 1.3 pro Jahr gegenüber 1981/2000 abnimmt, es also etwas feuchter wird. Das Mittel über 10 Simulationen weist gegenüber der Einzelsimulation „A0“ (Tab. 5.5) eine geringfügig größere Abnahme der Anzahl der trockenen Tage auf. Für die Zahl der nassen Tage mit Niederschlag >25mm beobachtet man gegenüber der Einzelsimulation eine Abnahme der Anzahl der Tage auf 0.45 Tage/Jahr als Mittel über 10 Simulationen.

Bei der Änderung der monatlichen Niederschlagssummen zeigen sich deutliche Unterschiede zwischen den Ergebnissen in Tabelle 5.5 und 5.6. für die Station Jena - Sternwarte. Als Mittel über 10 Simulationen ist die Abnahme der Sommerniederschläge deutlich geringer, als dies

bei der Einzelsimulation A00 mit 9 mm Niederschlagsabnahme pro Monat der Fall ist. Die feuchteste Simulation (A05) weist eine Zunahme der Monatsniederschläge von 7 mm auf. Betrachtet man Stationen, die verstärkt Luv/Lee Effekten unterliegen, so sind die prognostizierten Klimaänderungen für die Dekade 2041/2050 deutlich höher (Sonneberg +22.8 mm/Monat im Winter und -19.2 mm/Monat im Sommer). Dieses Ergebnis verdeutlicht die Variationsbreite der Szenarienrechnungen für den Niederschlag im Sommer und Winter. In den Übergangsjahreszeiten fällt die Niederschlagsänderung im Mittel über 10 Simulationen gering aus. Das Signifikanzniveau (95 % oder 99 %) der zu erwartenden Klimaänderung für das jeweilige Wetterelement ist monatspezifisch in der darunter liegenden Zeile aufgeführt. Für den Niederschlag und die Temperaturgrößen ergeben sich fast durchweg signifikante Änderungen. Es ist jedoch zu beachten, dass sich die getroffene Signifikanzaussage ausschließlich aus der Variabilität der 10 Simulationen eines Szenarios bestimmt. Die Unsicherheiten des simulierten Klimaszenarios, die durch die Verwendung des globalen Klimamodells E-CHAM4 gegeben sind, können hier nicht berücksichtigt werden. Sie bedürfen einer „externen“ Bewertung durch die Klimamodellierer.

Am Ende der Tabelle 5.6 sind die Änderungen der Jahreshöchstwerte der Dauerstufen (1, 2, 3, 5 und 10) gegenüber 1981/2000 für die Station Jena - Sternwarte aufgeführt.

Während für das hydrologische Winterhalbjahr über alle Dauerstufen hinweg sich nur eine leichte Abnahme der Jahreshöchstwerte der Dauerstufen ergibt, wird für das hydrologische Sommerhalbjahr bei höheren Dauerstufen eine stärkere Abnahme berechnet. Dies deutet auf eine Abschwächung lang anhaltender Niederschläge im Sommerhalbjahr hin.

Bei den anderen Wetterelementen ist der Unterschied zwischen den Einzelsimulationen und dem Mittel über 10 Simulationen relativ gering. Dies bedeutet, dass die Unsicherheit der Prognose, die aus dem Zufallscharakter künftigen Wettergeschehens herrührt, insbesondere für die Temperatur deutlich geringer ist. Mögliche Unsicherheiten, die vom verwendeten globalen Klimamodell herrühren, sind davon unbenommen.

Diese am Beispiel der Station Jena - Sternwarte erläuterten Auswertungen wurden für jede Klimastation berechnet und stehen dem interessierten Leser auf CD zur Verfügung.

Die folgenden Kapitel beschäftigen sich zum einen mit der flächenhaften Auswertung der Simulationsergebnisse und zum anderen mit der Auswertung extremer Wetter- und Witterungsereignisse, wie sie durch Auswertung der simulierten Zeitreihen für unterschiedliche Klimaszenarien möglich sind.

5.2 Auswertung der simulierten Zeitreihen von Klimaszenarien

5.2.1 Entwicklung der Häufigkeitsverteilungen der Wetterlagen für die Dekaden 1951 bis 2050

In den Abb. 5.2.1a bis 5.2.1d (Anhang III) sind der zeitliche Verlauf der Entwicklung der Häufigkeitsverteilungen, der auf das Temperaturregime optimierten Wetterlagen (Anhang Ia), und in Abb.5.2.1e bis 5.2.1h (Anhang III) der auf das Niederschlagsregime optimierten Wetterlagen (Anhang Ib) für die Dekaden von 1961/1970 bis 2041/2050 dargestellt.

Die Temperatur optimierten Wetterlagen sind entsprechend ihres Klassenmittelwertes der Temperatur aufsteigend von sehr kalt nach sehr warm mit der geläufigen Farbgebung von blau über gelb zu dunkelrot angeordnet.

Im Frühling (Abb.5.2.1a) und im Herbst (Abb. 5.2.1c) sind sowohl in den zurückliegenden Jahrzehnten als auch bis zur Dekade 2041/2050 nur eine leichte Zunahme der Häufigkeit

warmer Wetterlagen zu erkennen. Im Sommer (Abb. 5.2.1b) und im Winter (Abb. 5.2.1e) ist hingegen eine starke Zunahme der Häufigkeit warmer Wetterlagen deutlich sichtbar. Schon die warmen Dekaden 1981/1990 und 1991/2000 zeichnen sich gegenüber den vorangegangenen Jahrzehnten durch eine erhöhte Häufigkeit warmer Wetterlagen aus. Aus der Veränderung der Häufigkeit der Wetterlagen über die Jahrzehnte lässt sich die zu erwartende Klimaerwärmung in groben Zügen schon an dieser Stelle ablesen. Die auf das Temperaturregime optimierte Wetterlagenklassifikation erweist sich aufgrund der zur Klassifikation verwendeten Felder (Geopotential und Schichtdicke) als besonders stabil gegenüber Feldern, wie sie für die Wetterlagen des Niederschlagsregimes (Wirbelgröße, Feuchte u.ä.) aus globalen Klimamodellen verwendet werden. Deshalb stützt sich das Regionalisierungsverfahren wesentlich auf die Wetterlagen des Temperaturregimes.

Die Häufigkeitsverteilung der Wetterlagen des Niederschlagsregimes (Abb. 5.2.1e – 5.2.1h) zeigen weniger ausgeprägte Trends und lassen sich deshalb nicht auf den ersten Blick interpretieren.

5.2.2 Flächenmäßige Auswertung der simulierten Zeitreihen von verschiedenen Klimaszenarien

Wie schon in den vorangegangenen Kapiteln näher ausgeführt, dient die Mittelung über 10 Klimasimulationen zur Stabilisierung der Aussagen über die regionale Ausprägung einer globalen Klimaänderung. Deshalb stützen sich die nachfolgenden Untersuchungen bis auf wenige Ausnahmen auf diese Mittelwerte, wie sie am Beispiel von Jena - Sternwarte in den Tabellen 5.4 bis 5.6 zu finden sind.

Die erste Gruppe von Abbildungen (5.2.2a bis 5.2.2h) (Anhang III) zeigt die räumliche Verteilung der Änderung der **Maximum-Temperatur [K]** gegenüber der Periode 1981/2000 für die 3 Dekaden zwischen 2021 und 2050 (Sommer und Winter) und für die Dekade 2041/2050 (Frühling und Herbst), als Mittel über 10 Simulationen. Aus diesen Abbildungen lassen sich folgende Aussagen gewinnen:

1. Es existieren keine signifikanten geographisch gegliederten Unterschiede für die Maximum-Temperatur. Dies trifft sowohl für die einzelnen Jahreszeiten als auch für die 3 untersuchten Dekaden zwischen 2021 und 2050 zu. Ansatzweise fallen die zu erwartenden Temperaturänderungen in den Gebirgsregionen des Thüringer Waldes, des Erzgebirges und des Harzes, im Winter und Sommer etwas geringer aus, wenn dies auch von Dekade zu Dekade variiert.
2. Die erwartete Erwärmung (Mittelwert über alle Klimastationen für die Dekade 2041/2050) ist im Herbst mit 1.0 K am geringsten, sie beträgt im Frühling 1.1 K, im Sommer 2.5 K und im Winter 3.4 K. Für den Fichtelberg fällt die Erwärmung mit 3.0 K im Winter und 2.3 K im Sommer ca. 0.5 K geringer aus als dies für tiefer gelegene Stationen der Fall ist. Für Chemnitz liegt die erwartete Klimaerwärmung mit 2.4 K im Sommer und 3.9 K im Winter in der gleichen Größenordnung. Für die anderen Jahreszeiten ist die Differenz zu höher gelegenen Stationen deutlich geringer.
3. Der Erwärmungsprozess schreitet von Dekade zu Dekade nicht gleichförmig voran. Dieser Effekt wird besonders im Winter (Abb. 5.2.2c bis e) deutlich. Nach einer recht warmen Dekade 2021/2030 folgt eine kühlere Dekade 2031/2040. Danach folgt eine Dekade mit einer erneuten kräftigen Erwärmung. Dies bedeutet nicht, dass die zu erwartende Erwärmung in den einzelnen Dekaden exakt so eintreffen wird, wie prognostiziert. Es beleuchtet nur die Variabilität des zukünftigen Klimas von Dekade zu Dekade, überlagert durch einen allgemeinen Trend des Temperaturanstieges.

Die Abbildungen 5.2.3a - h zeigen die räumliche Verteilung der Änderung der **Tagesmitteltemperatur**[K] gegenüber der Periode 1981/2000 für die Dekade 2041/2050, getrennt für alle 4 Jahreszeiten, als Mittel über 10 Simulationen. Auffällig ist die höhere Stationsdichte. Eine Anzahl der Klimastationen melden nur Tagesmitteltemperaturen. Aus diesen Abbildungen lassen sich folgende Aussagen gewinnen:

1. Für Frühling und Herbst existieren keine signifikanten geographisch gegliederten Unterschiede für die Mitteltemperatur. Im Sommer sind die zur erwartenden Erwärmungen im Thüringer Becken im Vergleich zu den Mittelgebirgen und Brandenburg über alle Dekaden betrachtet geringer. Im Winter ist der umgekehrte Effekt zu beobachten. Hier sind in den höheren Lagen geringere Temperaturanstiege zu erwarten als dies im Flachland der Fall ist.
2. Die erwartete Erwärmung (Mittelwert über alle Klimastationen für die Dekade 2041/2050) ist im Frühling mit 0.9 K am geringsten, sie beträgt im Herbst 1.0 K, im Sommer 2.1 K und im Winter 3.1 K. Für den Fichtelberg fällt die Erwärmung mit 2.7 K im Winter und 2.3 K im Sommer ca. 0.5 K geringer aus als dies für tiefer gelegene Stationen der Fall ist. Für die Station Chemnitz liegt die erwartete Klimaerwärmung mit 2.1 K im Sommer und 3.3 K im Winter in der gleichen Größenordnung. Für die anderen Jahreszeiten ist die Differenz zu höher gelegenen Stationen deutlich geringer.
3. Der Erwärmungsprozess schreitet von Dekade zu Dekade nicht gleichförmig voran. Dieser Effekt wird besonders im Winter (Abb. 5.2.3c bis e) deutlich. Nach einer recht warmen Dekade 2021/2030 folgt eine kühlere Dekade 2031/2040. Danach folgt eine Dekade mit einer erneuten kräftigen Erwärmung. Dies bedeutet nicht, dass die zu erwartende Erwärmung in den einzelnen Dekaden exakt so eintreffen wird, wie prognostiziert. Es beleuchtet nur die Variabilität des zukünftigen Klimas von Dekade zu Dekade, überlagert durch einen allgemeinen Trend des Temperaturanstieges.

Die Abbildungen 5.2.4a - d zeigen die räumliche Verteilung der Änderung der **Tagesminimumtemperatur**[K] gegenüber der Periode 1981/2000 für die Dekade 2041/2050, getrennt für alle 4 Jahreszeiten, als Mittel über 10 Simulationen. Eine Darstellung der Entwicklung der Minimum- Temperatur über alle 3 Dekaden erscheint nicht aussagekräftig genug, da die Änderungen generell geringer ausfallen. Aus diesen Abbildungen lassen sich folgende Aussagen gewinnen:

Die prognostizierten Änderungen der **Minimum- Temperatur** fallen im Vergleich zur Maximum- Temperatur mit Ausnahme des Winters deutlich geringer aus. Im Mittel über alle Stationen (für die Dekade 2041/2050) beträgt die Erwärmung im Frühling 0.6 K, im Sommer 1.7 K, im Herbst 0.5 K und im Winter 3.2 K. Die zu erwartenden Temperaturänderungen der Klimastationen Fichtelberg und Chemnitz unterscheiden sich nur unwesentlich von den Mittelwerten über alle Klimastationen. Trotz der geringen Änderungen sind diese mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 1% gesichert, wenn man nur die Unsicherheit in Betracht zieht, die sich aus der Variabilität von 10 Simulationen selbst ergibt.

Es kann festgestellt werden, dass keine signifikanten geographisch gegliederten Unterschiede für die Minimum- Temperatur existieren. Dies trifft sowohl für die einzelnen Jahreszeiten zu als auch für die 3 untersuchten Dekaden zwischen 2021 und 2050.

Die Abbildungen 5.2.5a-d zeigen die räumliche Verteilung der Änderung der **relativen Feuchte** [%] gegenüber der Periode 1981/2000 für die Dekade 2041/2050, getrennt über alle 4 Jahreszeiten und als Mittel über 10 Simulationen. Eine Darstellung der Entwicklung der relativen Feuchte über alle 3 Dekaden ist nicht aussagekräftig genug, da die Änderungen generell gering ausfallen. Aus diesen Abbildungen lassen sich folgende Aussagen gewinnen: Die prognostizierten Abnahme der relativen Feuchte ist mit ca. -1.8% im Mittel über alle Stationen und Monate gering.



Die Abnahme der relativen Feuchte ist mit 3.9% im Sommer noch am größten, in den Übergangsjahreszeiten am geringsten.

Im Winter deuten sich regionale Unterschiede an, die den Luv/Lee Effekten entsprechen, wie sie in den prognostizierten Niederschlagsänderungen auftreten (Abb. 5.2.8). Im Sommer nimmt die relative Feuchte eher in den höher gelegenen Regionen ab. In den übrigen Jahreszeiten gibt es keine regionalen Unterschiede bzw. die Unterschiede zwischen den Stationen erlauben keine meteorologische Interpretation.

Die Abbildungen 5.2.6a-d zeigen die räumliche Verteilung der Änderung der **Sonnenscheindauer** [Std.] für die Dekade 2041/2050 gegenüber der Periode 1981/2000, getrennt über alle 4 Jahreszeiten und als Mittel über 10 Simulationen. Eine Darstellung der Entwicklung der Sonnenscheindauer über alle 3 Dekaden ist nicht aussagekräftig genug, da die Änderungen generell gering ausfallen. Die Zahl der Klimastationen, die die Sonnenscheindauer messen, ist deutlich reduziert. Aus diesen Abbildungen lassen sich folgende Aussagen gewinnen:

Die Zunahme der Sonnenscheindauer ist im Sommer mit 0.9 Stunden am größten, im Frühling und Herbst ist eine Zunahme der Sonnenscheindauer um 0.6 bzw. 0.5 Stunden pro Tag zu erwarten. Im Winter gibt es keine Änderung der Sonnenscheindauer. Eine geographische Strukturierung der prognostizierten Änderung der Sonnenscheindauer ist nicht zu erkennen.

Die Abbildungen 5.2.7a-d zeigen die räumliche Verteilung der Änderung des **Gesamtbedeckungsgrades** [/8.] für die Dekade 2041/2050 gegenüber der Periode 1981/2000, getrennt über alle 4 Jahreszeiten und als Mittel über 10 Simulationen. Eine Darstellung der Entwicklung über alle 3 Dekaden ist nicht aussagekräftig genug, da die Änderungen generell gering ausfallen. Aus dieser Abbildung lassen sich folgende Aussagen gewinnen:

Die Abnahme des Bedeckungsgrades ist nur im Sommer zu erkennen, wo die zunehmende Kontinentalität von Südwest nach Nordost zu einer Reduktion des Gesamtbedeckungsgrades führt.

Die Abbildungen 5.2.8a-d zeigen die räumliche Verteilung der Änderung des Tagesmittels der **Windgeschwindigkeit** [m/s] gegenüber der Periode 1981/2000 für die Dekade 2041/2050, getrennt über alle 4 Jahreszeiten und im Mittel über 10 Simulationen. Eine Darstellung der Entwicklung der Windgeschwindigkeit über alle 3 Dekaden ist nicht aussagekräftig genug, da die Änderungen generell gering ausfallen. Aus diesen Abbildungen lassen sich folgende Aussagen gewinnen:

1. Eine leichte Zunahme des Tagesmittels der Windgeschwindigkeit ist nur im Winter mit 0.6 Bf als Mittel über alle Klimastationen zu erkennen. In den übrigen Jahreszeiten ist eine leichte Abnahme zu verzeichnen (Frühling -0.1Bf, Sommer -0.3, Herbst-0.1)
2. Eine geographische Strukturierung der prognostizierten Änderung des Tagesmittels der Windgeschwindigkeit zeigt für den Sommer eine stärkere Abnahme im Nordosten des Untersuchungsgebietes. Dies ist stimmig mit einer Zunahme der Kontinentalität von Südwest nach Nordost im Sommer. Im Winter ist eher eine Zunahme der Windgeschwindigkeit in den höheren Lagen zu beobachten. In den Übergangsjahreszeiten sind keine orographisch bedingten Strukturen erkennbar.

Die Abbildung 5.2.9 zeigt die räumliche Verteilung der prozentualen Änderung der Monatssumme des **Niederschlags** gegenüber der Periode 1981/2000 für die 3 Dekaden zwischen 2021 und 2050 für den Winter, im Mittel über 10 Simulationen. In Abb. 5.2.10 findet man die vergleichbaren Darstellungen für den Sommer, und in den Abbildungen 5.2.11 bzw. 5.2.12 für Frühling und Herbst.

Aus diesen Abbildungen lassen sich folgende Aussagen gewinnen:



1. Es existieren signifikante geographisch gegliederte Unterschiede für die Änderung der Monatssumme des Niederschlages für den Winter, wo eine verstärkte Süd- bis Südwestanströmung zu Stauwirkungen vor dem Thüringer Wald, Fichtelgebirge, Erzgebirge und Harz führen. In Ansätzen ist dieser Effekt auch im Sommer sichtbar
2. Die Entwicklung der Niederschläge erfolgt von Dekade zu Dekade nicht gleichförmig. Auf relativ feuchte Jahrzehnte folgen trockenere Jahrzehnte. Dieser Effekt ist besonders in den Sommermonaten zu beobachten (Abb. 5.2.10).
3. Im Winter ist eine deutliche Zunahme der monatlichen Niederschlagssummen zu erwarten. Im Mittel beträgt diese über alle 311 Niederschlagsstationen gemittelt 22.9 % gegenüber dem Vergleichszeitraum 1981/2000. Besonders in den Stau beeinflussten Regionen ist eine Zunahme der stationspezifischen Niederschläge von 40 bis zu 50 % an Einzelstationen auch noch darüber, zu erwarten. Im unmittelbaren Lee Bereich gibt es eine Reihe von Stationen, die auch im Winter eine Verringerung der Niederschläge zu erwarten haben.
4. Im Sommer und Herbst ist mit einer moderaten Abnahme der mittleren Monatsniederschläge zu rechnen. Im Mittel über alle 310 Niederschlagsstationen und 10 Simulationen beträgt die Änderung der Monatsniederschläge im Sommer 7,5 % und im Herbst 9,7 %. Im Frühling ist die zu erwartende Niederschlagsänderung mit +3 % geringfügig.
5. Die Variabilität von Station zu Station ist in den Sommermonaten deutlich größer als dies für die übrigen Jahreszeiten zu beobachten ist.
6. Es besteht eine allgemeine Tendenz zu größerer Trockenheit von Südwest nach Nordost. Besonders die Region um den Harz zeigt eine deutliche Abnahme der Niederschläge im Sommer.

Die Abbildungen 5.2.13 bzw. 5.2.14 zeigen die räumliche Verteilung der prozentualen Änderung der Monatssummen des Niederschlages gegenüber der Periode 1981/2000 für die 3 Dekaden zwischen 2021 und 2050, für den hydrologischen Winter (November bis April) bzw. für den hydrologischen Sommer (Mai bis Oktober) als Mittel über 10 Simulationen. Es ist daraus ersichtlich, dass die deutlich hervortretenden Unterschiede zwischen den meteorologischen Jahreszeiten bei den hydrologischen Jahreszeiten weniger gut zum Ausdruck kommen. Die Einbeziehung der meteorologischen Übergangsjahreszeiten in den hydrologischen Winter bzw. Sommer führen zu einer „Verwischung“ der jahreszeitlichen Unterschiede. Sonst lassen sich ebenso aus diesen Abbildungen die im vorangegangenen Abschnitt getroffenen Aussagen ableiten.

Die Abbildungen 5.2.15 und 5.2.16 zeigen 10 Simulationen der räumlichen Verteilung der Änderung der Monatssummen der Niederschläge gegenüber der Periode 1981/2000 für die Dekade 2041/2050 für den Winter und Sommer. Aus diesen Abbildungen lassen sich folgende Aussagen gewinnen:

1. Zwischen den einzelnen Simulationen wird eine deutliche Variabilität sichtbar, wobei die großräumige Struktur stets erhalten bleibt. Im Winter variiert die prognostizierte Niederschlagsänderung als Mittel über alle Stationen zwischen 11.0 % (Simulation A7) als trockenste Simulation und 19.8 % (A5) als feuchteste Simulation. Im Sommer schwankt die prognostizierte Änderung zwischen -9.6 % (A0) und -1.9 % (A5).
2. Besonders im Winter (Abb. 5.2.13) führt die verstärkte Südwestanströmung zu einer Verstärkung des Luv/Lee-Effektes.
3. Die allgemeine Tendenz zu größerer Trockenheit von Südwest nach Nordost bleibt auch in den Einzelsimulationen erhalten.
4. Die Variabilität zwischen den einzelnen Simulationen ist im Winter am größten.



Die Abbildungen 5.2.17a und 5.2.17d zeigen 10 Simulationen der räumlichen Verteilung der absoluten Änderung der Monatssummen der Niederschläge gegenüber der Periode 1981/2000 für die Dekade 2041/2050 für die 4 Jahreszeiten. Aus diesen Abbildungen lassen sich folgende Aussagen gewinnen:

1. Gut ist der Luv/Lee Effekt mehr oder weniger über alle Jahreszeiten hinweg zu erkennen. Besonders drastisch fällt dieser Effekt im Winter durch eine Häufung von Wetterlagen mit Südwestanströmung auf.
2. Die Variabilität von Station zu Station ist im Sommer deutlich höher als in den übrigen Jahreszeiten.
3. Die prognostizierte Niederschlagsänderung hängt deutlich von der Höhe der Niederschlagsstation über NN ab. Die Ursache für diese Tatsache sind die mit der Höhe zunehmenden mittleren Jahresniederschläge.

5.2.4 Auswertung von Extremereignissen in simulierten Zeitreihen von Klimaszenarien

Die simulierten Zeitreihen, wie sie auf der beiliegenden CD im Verzeichnis , **Szenario\Simulierte_Reihen\Stationskürzel’.dat_’Simulationsnummer’** stehen, bilden auch die Basis für die Auswertung von Extremen. Es liegt auf der Hand, dass extreme Ereignisse mit statistischen Verfahren aber auch mit regionalen Klimamodellen, schwer zu modellieren sind. Je extremer die Ereignisse, je seltener sind diese per Definition. Statistische Verfahren wiederum neigen umso stärker zu statistischer Instabilität, je geringer der Datenumfang ist.

Bei numerischen Modellen liegen die Ursachen für die Unsicherheiten bei der Modellierung extremer Niederschläge auf einer anderen Ebene. Zum einen sind extreme Niederschlagsereignisse meist kleinräumig und können somit besonders durch Klimamodelle nicht prognostiziert werden (subskalig), zum anderen gibt es eine Reihe von Problemen bei der Parametrisierung dieser Prozesse. Dementsprechend sind die getroffenen Aussagen zu Extremen unter dem Aspekt der größeren Unsicherheit zu bewerten, als dies für Aussagen über mittlere Zustände des Klimaänderungsszenarios nötig ist.

Relativ zuverlässig sind die Aussagen, die man der Abb. 5.2.18 entnehmen kann, da diese auf den Simulationen der Tagesmaximum- und Tagesminimum- Temperatur beruhen und somit unter allen Klimaelementen die zuverlässigsten Aussagen erlauben.

Wie nicht anders zu erwarten, wirkt sich die Zunahme der Tagesmaxima und – mittel sehr deutlich auf die Verringerung der Anzahl der Frost- und Eistage aus. Auch die Zunahme der Anzahl der Sommertage und Heißen Tage entspricht den Erwartungen, die aus der Zunahme der Tagesmaxima im Sommer resultieren. Die Zahl der Frosttage nimmt über die 24 verfügbaren Klimastationen mit Tagesminimum Temperatur und 10 Klimasimulationen gemittelt für die Dekade 2041/2050 gegenüber dem Vergleichszeitraum 1981/2000 um ca. 31 Tage pro Jahr ab. Auch die Station Sonneberg verzeichnet eine Abnahme der Frosttage um 30 Tage/Jahr. In Städten, wie z.B. Jena, nimmt die Zahl der Frost- und Eistage etwas weniger ab als dies über alle Stationen gemittelt der Fall ist. Die Ursache dürfte in der a priori geringen Häufigkeit von Frost- und Eistagen liegen. Als Mittel über 24 Klimastationen liegt die Abnahme der Eistage bei ca. 20 Tagen.

Deutlich ist die Zunahme der Zahl der Sommer- und Heißen Tage ersichtlich. Hier liegen die schon Hitze belasteten Städte, wie Erfurt oder Jena, mit zusätzlichen 15 Sommertagen und 3 heißen Tagen deutlich vor den höher gelegenen Stationen. In höheren Bergregionen, wie dem Fichtelberg, werden generell keine Heißen Tage erreicht. Die detaillierten Ergebnisse sind der beiliegenden CD zu entnehmen.

Die über alle verfügbaren Klimastationen und Simulationen gemittelten Änderungen der Monatsmitteltemperatur des Tagesmaximums sowie die der Tagesmitteltemperatur sind Abb. 5.19 zu entnehmen. Deutlich ist die stärkste Erwärmung sowohl bei der Maximum- Temperatur als auch bei der Tagesmitteltemperatur im Winter sichtbar, wie dies schon bei der Betrachtung der räumlichen Verteilung der Tagesmaxima im Winter (Abb. 5.2.2c) zu sehen war. Frühling und Herbst setzen sich gegenüber den anderen Jahreszeiten deutlich ab. Betrachtet man die Änderung der Häufigkeit der Wetterlagen, die direkt aus den täglichen Feldern des globalen Modells berechnet werden (Abb. 5.2.1a und c), so fällt die geringe Zunahme der Häufigkeit der warmen Wetterlagen im Klimaszenario auf. Dies ist für den Winter und den Sommer (Abb. 5.2.1b und d) deutlich anders.

Interessant ist die Veränderung der höchsten jemals gemessenen und simulierten Tagesmaxima der Lufttemperatur für die einzelnen Dekaden, dargestellt in Abb.5.20. Im Vergleich zu den beobachteten Werten (rote Säulen in Abb. 5.20) verzeichnet man in allen Jahreszeiten einen Anstieg der höchsten Tagesmaxima. Die höchsten Anstiege mit ca. 3 K sind in den Übergangsjahreszeiten zu verzeichnen. Im Sommer werden bis zu 40 °C erwartet. Dieser Wert liegt ca. 1 K höher als der bisher gemessene höchste Temperaturwert in Thüringen. In Freiburg und Karlsruhe wurden am 13.8.2003 bereits schon 40,2°C Tagesmaximum gemessen. Die Folge dürfte vor allem eine stärkere Kreislaufbelastung der Bevölkerung in größeren Städten sein (vgl. Zunahme der Anzahl Heißer Tage). Analog verläuft die Zunahme der höchsten Tagesminima der Lufttemperatur. Auch hier werden diese besonders im Sommer zu Belastungen führen. Inwieweit sich die winterliche Erwärmung auf die Pflanzenwelt und die Verbreitung von Schädlingen auswirkt, kann nur erahnt werden. Hier sind auf diesen Ergebnissen aufsetzende Untersuchungen durch Modelle der entsprechenden Fachgebiete notwendig.

Untersucht man die Zahl der Tage mit mehr als 9 mm Niederschlagshöhe (Abb.5.21), so wird besonders im Herbst und Sommer, aber auch im Frühling, die Abnahme der mittleren Niederschläge deutlich. Im Winter ist hingegen mit einer deutlichen Zunahme von Niederschlagsereignissen > 9mm Tagessumme zu rechnen. Vergleicht man zusätzlich die prozentuale Änderung von Niederschlagsereignissen > 40mm (Abb.5.22) und >80 mm (Abb. 5.23), so findet man im Sommer eine deutliche Zunahme dieser Ereignisse. Dies legt eine Intensivierung der Schauer- und Gewittertätigkeit in dem hier untersuchten Klimaszenario nahe, trotz einer Abnahme der mittleren Niederschläge im Sommer. Im Winter hingegen ist sowohl mit einer Zunahme der Häufigkeit mäßig starker Niederschlagsereignisse zu rechnen, als auch mit einer Zunahme der Häufigkeit starker Niederschlagsereignisse.

Das Gesamtbild über die Jahreszeiten betrachtet ist für den Niederschlag nicht so einheitlich, wie dies bei der Temperatur der Fall ist. Die Ursache dafür liegt in der bekannten stärkeren Variabilität der Niederschläge. Die stärkste Zunahme der mittleren Niederschläge ist im Winter zu erwarten. Dieser Umstand deutet auf eine Intensivierung der Tiefdrucktätigkeit hin. Es werden häufigere und stärkere Tagesniederschläge erwartet.

Bei der Interpretation extremer Ereignisse ist natürlich größere Vorsicht geboten, da man die Schwierigkeit bei der Simulation von extremen Niederschlägen in Rechnung stellen muss. Die Interpretation sollte dahin gehen, dass sich vor allem im Winter, Herbst und Sommer die Häufigkeit von Starkniederschlagsereignissen gegenüber den bisher aufgetretenen Werten des Zeitraumes 1980 bis 2000 erhöht.

Schlussfolgerungen hinsichtlich Klimaveränderungen

Das vorliegende Regionalisierungsverfahren stützt sich auf eine objektive Wetterlagenklassifikation. An Hand einer Führungsgröße, z.B. einer regional gemittelten Temperaturreihe, wird die Zeitreihe täglicher Wetterlagen und Klimabeobachtungen in Witterungsabschnitte zerlegt. In einem weiteren Schritt werden die mittels Zufallsgenerator ausgewählten Witterungsabschnitte so zusammengesetzt, dass sie einer vorgegeben Häufigkeitsverteilung der Wetterlagen (Kontrolllauf oder Szenario) möglichst nahe kommen.

Vorteile des Verfahren:

- Die zugrundeliegende Wetterlagenklassifikation verwendet überwiegend solche Felder, die von globalen Klimamodellen möglichst gut prognostiziert werden können.
- Systematische Fehler der globalen Klimamodelle können teilweise eliminiert werden.
- Die mittleren regionalen Klimaänderungen bestimmen sich aus der prognostizierten Änderung der Häufigkeitsverteilung der Wetterlagen.
- Das Verfahren garantiert den Erhalt der inneren statistischen Struktur der Zeitreihen und deren räumliche Konsistenz im Untersuchungsgebiet.
- Die Simulationsergebnisse des Jetztzeit - Klimas wurden crossvalidiert. Insgesamt rechtfertigen die Simulationsergebnisse eine Anwendung des Verfahrens auf Klimaszenarien.

Die Simulation von Extremwerten erfolgt für den Niederschlag über eine Anpassung der Niederschlagsverteilungen, wie sie einerseits durch die Anwendung der Wetterlagen des Temperaturregimes und andererseits durch die Wetterlagen des Feuchteregimes bestimmt werden. Für die anderen Wetterelemente, insbesondere für die Temperatur, erfolgt die Bestimmung der Extreme über eine wetterlagenspezifische Regressionsanalyse.

Folgende Ergebnisse können extrahiert werden:

Maximum- Temperatur

1. Es existieren keine signifikanten geographisch gegliederten Unterschiede für die Maximum- Temperatur. Dies trifft sowohl für die einzelnen Jahreszeiten als auch für die 3 untersuchten Dekaden zwischen 2021 und 2050 zu. Ansatzweise fallen die zu erwartenden Temperaturänderungen in den Gebirgsregionen des Thüringer Waldes, des Erzgebirges und des Harzes, im Winter und Sommer etwas geringer aus, wenn dies auch von Dekade zu Dekade variiert.
2. Die erwartete Erwärmung (Mittelwert über alle Klimastationen für die Dekade 2041/2050 ist im Herbst mit 1.0 K am geringsten, sie beträgt im Frühling 1.1 K, im Sommer 2.5 K und im Winter 3.4 K. Für den Fichtelberg fällt die Erwärmung mit 3.0 K im Winter und 2.3 K im Sommer ca. 0.5 K geringer aus als dies für tiefer gelegene Stationen der Fall ist. Für die Station Chemnitz liegt die erwartete Klimaerwärmung mit 2.4 K im Sommer und 3.9 K im Winter in der gleichen Größenordnung. Für die anderen Jahreszeiten ist die Differenz zu höher gelegenen Stationen deutlich geringer.
3. Der Erwärmungsprozess schreitet von Dekade zu Dekade nicht gleichförmig voran. Dieser Effekt wird besonders im Winter (Abb. 5.2.2c bis e) deutlich. Nach einer recht warmen Dekade 2021/2030 folgt eine kühlere Dekade 2031/2040. Danach folgt eine Dekade mit einer erneuten kräftigen Erwärmung. Dies bedeutet nicht, dass die zu erwartende Erwärmung in den

einzelnen Dekaden exakt so eintreffen wird, wie prognostiziert. Es beleuchtet nur die Variabilität des zukünftigen Klimas von Dekade zu Dekade, überlagert durch einen allgemeinen Trend des Temperaturanstieges.

Mitteltemperatur

1. Für Frühling und Herbst existieren keine signifikanten geographisch gegliederten Unterschiede für die Mitteltemperatur. Im Sommer sind die zur erwartenden Erwärmungen im Thüringer Becken im Vergleich zu den Mittelgebirgen und Brandenburg über alle Dekaden betrachtet geringer. Im Winter ist der umgekehrte Effekt zu beobachten. Hier sind in den höheren Lagen geringere Temperaturanstiege zu erwarten als dies im Flachland der Fall ist.
2. Die erwartete Erwärmung (Mittelwert über alle Klimastationen für die Dekade 2041/2050 ist im Frühling mit 0.9 K am geringsten, sie beträgt im Herbst 1.0 K, im Sommer 2.1 K und im Winter 3.1 K. Für den Fichtelberg fällt die Erwärmung mit 2.7 K im Winter und 2.3 K im Sommer ca. 0.5 K geringer aus als dies für tiefer gelegene Stationen der Fall ist. Für die Station Chemnitz liegt die erwartete Klimaerwärmung mit 2.1 K im Sommer und 3.3 K im Winter in der gleichen Größenordnung. Für die anderen Jahreszeiten ist die Differenz zu höher gelegenen Stationen deutlich geringer.
3. Der Erwärmungsprozess schreitet von Dekade zu Dekade nicht gleichförmig voran. Dieser Effekt wird besonders im Winter (Abb. 5.2.3c bis e) deutlich. Nach einer recht warmen Dekade 2021/2030 folgt eine kühlere Dekade 2031/2040. Danach folgt eine Dekade mit einer erneuten kräftigen Erwärmung. Dies bedeutet nicht, dass die zu erwartende Erwärmung in den einzelnen Dekaden exakt so eintreffen wird, wie prognostiziert. Es beleuchtet nur die Variabilität des zukünftigen Klimas von Dekade zu Dekade, überlagert durch einen allgemeinen Trend des Temperaturanstieges.

Minimum- Temperatur [K]

1. Die prognostizierten Änderungen der **Minimum- Temperatur** fallen im Vergleich zur Maximum- Temperatur mit Ausnahme des Winters deutlich geringer aus. Im Mittel über alle Stationen für die Dekade 2041/2050 beträgt die Erwärmung im Frühling 0.6 K, im Sommer 1.7 K, im Herbst 0.5 K und im Winter 3.2 K.
2. Die zu erwartenden Temperaturänderungen der Klimastationen Fichtelberg und Chemnitz unterscheiden sich nur unwesentlich von den Mittelwerten über alle Klimastationen. Trotz der geringen Änderungen sind diese mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 1% gesichert, wenn man nur die Unsicherheit in Betracht zieht, die sich aus der Variabilität von 10 Simulationen selbst ergibt.
3. Es existieren keine signifikanten geographisch gegliederten Unterschiede für die Minimum- Temperatur. Dies trifft sowohl für die einzelnen Jahreszeiten als auch für die 3 untersuchten Dekaden zwischen 2021 und 2050 zu.

Relative Feuchte

1. Die prognostizierte Abnahme der relativen Feuchte ist mit ca. -1.8 % im Mittel über alle Stationen und Monate gering.
2. Die Abnahme der relativen Feuchte ist mit 3.9 % im Sommer noch am größten, in den Übergangsjahreszeiten am geringsten.
3. Im Winter deuten sich regionale Unterschiede an, die den Luv/Lee Effekten entsprechen, wie sie sich in den prognostizierten Niederschlagsänderungen auftreteten (Abb. 5.2.8). Im Sommer nimmt die relative Feuchte eher in den höher gelegenen Regionen ab. In den übrigen Jahreszeiten gibt es keine regionalen Unterschiede oder die Unterschiede zwischen den Stationen erlauben keine meteorologische Interpretation.



Sonnenscheindauer

1. Die Zunahme der Sonnenscheindauer ist im Sommer mit 0.9 Stunden am größten, im Frühling und Herbst ist eine Zunahme der Sonnenscheindauer um 0.6 bzw. 0.5 Stunden pro Tag zu erwarten. Im Winter gibt es keine Änderung der Sonnenscheindauer.
2. Eine geographische Strukturierung der prognostizierten Änderung der Sonnenscheindauer ist nicht zu erkennen.

Gesamtbedeckungsgrad

Die Abnahme des Bedeckungsgrades ist nur im Sommer zu erkennen, wo die zunehmende Kontinentalität von Südwest nach Nordost zu einer Reduktion des Gesamtbedeckungsgrades führt.

Windgeschwindigkeit

1. Eine leichte Zunahme des Tagesmittels der Windgeschwindigkeit ist nur im Winter mit 0.6 Bf als Mittel über alle Klimastationen zu erkennen. In den übrigen Jahreszeiten ist eine leichte Abnahme zu verzeichnen (Frühling -0.1Bf, Sommer -0.3, Herbst-0.1).
2. Eine geographische Strukturierung der prognostizierten Änderung des Tagesmittels der Windgeschwindigkeit zeigt für den Sommer eine stärkere Abnahme im Nordosten des Untersuchungsgebietes. Dies ist stimmig mit einer Zunahme der Kontinentalität von Südwest nach Nordost im Sommer. Im Winter ist eher eine Zunahme der Windgeschwindigkeit in den höheren Lagen zu beobachten. In den Übergangsjahreszeiten sind keine orographisch bedingten Strukturen erkennbar.

Niederschlag

1. Es existieren signifikante geographisch gegliederte Unterschiede für die Änderung der Monatssumme des Niederschlages für den Winter, wo eine verstärkte Süd- bis Südwestanströmung zu Stauwirkungen vor dem Thüringer Wald, Fichtelgebirge, Erzgebirge und Harz führen. In Ansätzen ist dieser Effekt auch im Sommer sichtbar.
2. Die Entwicklung der Niederschläge erfolgt von Dekade zu Dekade nicht gleichförmig. Auf ein relativ feuchtes Jahrzehnt folgt ein trockeneres Jahrzehnt. Dieser Effekt ist besonders in den Sommermonaten zu beobachten.
3. Im Winter ist eine deutliche Zunahme der monatlichen Niederschlagssummen zu erwarten. Im Mittel beträgt diese über alle 310 Niederschlagsstationen gemittelt 22.9 % gegenüber dem Vergleichszeitraum 1981/2000. Besonders in den Stau beeinflussten Regionen ist eine Zunahme der stationsspezifischen Niederschläge von 40 bis zu 50 % an Einzelstationen auch noch darüber, zu erwarten. Im unmittelbaren Lee Bereich gibt es eine Reihe von Stationen, die auch im Winter eine Verringerung der Niederschläge erwarten lassen.
4. Im Sommer und Herbst ist mit einer moderaten Abnahme der mittleren Monatsniederschläge zu rechnen. Im Mittel über alle 310 Niederschlagsstationen und 10 Simulationen beträgt die Änderung der Monatsniederschläge im Sommer 7,5 % und im Herbst 9,7 %. Im Frühling ist die zu erwartende Niederschlagsänderung mit +3 % geringfügig.
5. Die Variabilität von Station zu Station ist in den Sommermonaten deutlich größer als dies für die übrigen Jahreszeiten zu beobachten ist.
6. Es besteht eine allgemeine Tendenz zu größerer Trockenheit von Südwest nach Nordost. Besonders die Region um den Harz zeigt eine deutliche Abnahme der Niederschläge im Sommer.
7. Zwischen den einzelnen Simulationen wird eine deutliche Variabilität sichtbar, wobei die großräumige Struktur stets erhalten bleibt. Im Winter variiert die prognostizierte Niederschlagsänderung als Mittel über alle Stationen zwischen 11.0 % (Simulation A7) als trocken-



te Simulation und 19.8 % (A5) als feuchteste Simulation. Im Sommer schwankt die prognostizierte Änderung zwischen -9.6 % (A0) und -1.9 % (A5).

8. Besonders im Winter führt die verstärkte Südwestanströmung zu einer Verstärkung des Luv/Lee-Effektes.
9. Die allgemeine Tendenz zu größerer Trockenheit von Südwest nach Nordost bleibt auch in den Einzelsimulationen erhalten.
10. Die Variabilität zwischen den einzelnen Simulationen ist im Winter am größten.
11. Die Variabilität von Station zu Station ist im Sommer deutlich höher als in den übrigen Jahreszeiten.
12. Die prognostizierte Niederschlagsänderung hängt deutlich von der Höhe der Niederschlagsstation über NN ab. Die Ursache für diese Tatsache ist die mit der Höhe zunehmenden mittleren Jahresniederschläge.

Extremereignisse

1. Es tritt eine sehr deutliche Verringerung der Anzahl der Frost- und Eistage auf. Die Zahl der Sommertage und Heißen Tage nimmt deutlich zu.
2. Im Sommer werden bis zu 40° C erwartet. Dieser Wert liegt ca. 1 K höher als der bisher gemessene Wert und dürfte vor allem in größeren Städten zu stärkeren Kreislaufbelastungen der Bevölkerung führen. Analog verläuft die Zunahme der höchsten Tagesminima.
3. Im Herbst und Sommer aber auch im Frühling ist mit einer Abnahme der mittleren Niederschläge zu rechnen. Im Winter ist hingegen mit einer deutlichen Zunahme von Niederschlagsereignissen > 9 mm Tagessumme zu rechnen.
4. Im Sommer ist mit einer Zunahme Ereignisse >40 mm/Tag und >80 mm/Tag zu rechnen. Dies legt eine Intensivierung der Schauer- und Gewittertätigkeit in dem hier untersuchten Klimaszenario nahe trotz einer Abnahme der mittleren Niederschläge im Sommer.
5. Im Winter hingegen ist sowohl mit einer Zunahme der Häufigkeit mäßig starker Niederschlagsereignisse zu rechnen als auch mit einer Zunahme der Häufigkeit starker Niederschlagsereignisse.

Bewertung und Ausblick

Das vorgestellte statistische Regionalisierungsverfahren ist ein Baustein in der Beurteilung künftiger Entwicklung des lokalen und regionalen Klimas von Thüringen. Es stützt sich, wie alle regionalen Klimasimulationen, auf Klimaszenarien globaler Klimamodelle und überträgt damit auch deren Unsicherheiten auf die regionale Skala. Statistische Regionalisierungsverfahren eliminieren jedoch systematische Fehler des globalen Klimamodells, sofern sie aus dem Vergleich zwischen „Jetztklima“ und dem Kontrolllauf des globalen Klimamodells sichtbar werden. Das statistische Regionalisierungsverfahren ist relativ zuverlässig für die Vorhersage mittlerer Änderungen. Die Aussagen sind mit größerer Vorsicht zu bewerten, wenn es sich um Aussagen von Extremereignissen handelt.

Es bieten sich für die Zukunft weitere Arbeiten zur Verbesserung der Extremwertstatistik und eine erneute Simulation mit einer ECHAM5 globalen Klimasimulation an. Auch die Ankopplung des statistischen Regionalisierungsverfahrens an das hoch auflösende regionale Klimamodell REMO lässt interessante Resultate erwarten.

6 Literatur

- Balzer, K. 1995:** Automatische Wettervorhersage mittels statistischer Interpretation , Promet (4).
- Balzer, K., W. Enke, W. Wehry, 1998:** Wettervorhersage: Mensch und Computer - Daten und Modelle Springer- Verlag Berlin.
- Bardossy, A., L. Duckstein, and I. Bogardi, 1995:** Fuzzy rule-based classification of atmospheric circulation patterns. *Int. J. Climatol.*, **15**, 1087-1097.
- Bissolli, P., E. Dittmann 2001:** The objective weather type classification of the German Weather Service and its possibilities of application to environmental and meteorological investigations, *Meteorol. Zeitschrift*, **10**, 2053 – 2060.
- Bellone, E., Hughes, J.P., Guttorp, P. 2000:** A hidden Markov model for downscaling synoptic atmospheric patterns to precipitation amounts. *Climate Research*, **15**, 1-12.
- Bengtsson et al., 1994:** Will Greenhouse Gas-Induced Warming over the Next 50 Years Lead to Higher Frequency and Greater Intensity of Hurricanes? MPI-Report No. 139, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Burrows, et al., 1995:** CART decision-tree statistical analysis and prediction of summer season maximum surface ozone for Vancouver, Montreal and Atlantic Region of Canada. *J. Appl. Met.*, **34**, 1848-1862.
- Busch, U., Heimann, D., 2001:** Statistical-dynamical extrapolation of a nested regional climate simulation. *Climate Research*, **19**, 1-13.
- Cubasch et al., 1995:** Regional Climate Changes as Simulated in Time-Slice Experiments, MPI-Report No. 153, Max-Planck-Institut, Hamburg.
- Dehn, M., 1999:** Application of an analog downscaling technique to the assessment of future landslide activity—a case study in the Italian Alps. *Climate Research* **13**, 103-113.
- Enke, W., 1986:** Ein Verfahren zur Aufstellung statistischer Prognose-Algorithmen als Einheit von Cluster-, Diskriminanz- und Regressionsanalyse. *Z. f. Meteorologie*, **36**, 117-122.
- Enke, W., 1992:** Extremer Nordsommer 1992, PIK Reports No.2 Vol.1.
- Enke, W., 1988:** Ein erwartungstreues lineares Selbstorganisationsmodell. *Z.f. Meteorol.*, **38**, 308-314.
- Enke, W., 1997:** Untersuchung möglicher wetterlagenspezifischer Trends des Bodenzons; in: 4. Deutsche Klimatagung vom 1. bis 3. Oktober 1997 in Frankfurt a.M., *Annalen der Meteorologie*, **34**, 85-86.
- Enke, W. , A. Spekat, 1995:** A Two-Step Method to transform Climate Model Outputs into Regional and Local Weather Elements; in: 6th International Meeting on Statistical Climatology, 19-23 June 1995, Galway, Ireland, 339-342.
- Enke, W. , A. Spekat, 1996:** A Two-Step Method to transform Climate Model Outputs into Regional and Local Weather Elements; in: 13th Conference on Probability and Statistics in the Atmospheric Sciences (Preprints), 21-23 February 1996, San Francisco, CA, 370-373. Published by American Meteorological Society.
- Enke, W. , A. Spekat, 1997:** Downscaling Climate Model Outputs into Local and Regional Weather Elements by Classification and Regression. *Climate Research*, **8**, 195-207.
- Enke, W., 2000:** Regionalisierung von Klimamodell-Ergebnissen mittels des statistischen Verfahrens der Wetterlagenklassifikation und nachgeordneter multipler Regression für Sachsen, 5. Deutsche Klimatagung , Hamburg, 2.-6.-Oktober 2000.
- Enke, W. 2001:** Regionalisierung von Klimamodell – Ergebnissen des statistischen Verfahrens der Wetterlagenklassifikation und nachgeordneter multipler Regressionsanalyse für Sachsen Abschlussbericht, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Januar 2001.
- Frey-Buness, F., D. Heimann, R. Sausen, 1995:** A statistical-dynamical downscaling procedure for global climate simulations. *Theor. Appl. Climatol.*, **50**, 117-131.



- GLOWA-Elbe 2002:** Entwicklung von regionalen Klimaänderungsszenarien für das Gebiet der Elbe unter Einbeziehung des atmosphärischen Stoffeintrages in den Boden, Laufendes Verbundprojekt des BMBF.
- Giorgi, F., L.O. Mearns, 1991:** Approaches to the Simulations of Regional Climate Change: A Review, *Rev. Geophys.*, **29**, 191-216.
- Hayhoe, H. N., 2000:** Improvements of stochastic weather data generators for diverse climates. *Climate Reserarch*, **14**, 75-87.
- Hellström, C., Chen, D., Achberger, C., Räisänen, J. 2001:** Comparison of climate change scenarios for Sweden based on statistical and dynamical downscaling of monthly precipitation. *Climate Research*, **19**, 45-55.
- Balzer, K, 1995,** Automatische Wettervorhersage mittels statistischer Interpretation. *PROMET 1995*, Heft 4.
- Hess, P., H. Brezowsky, 1969:** Katalog der Großwetterlagen Europas. *Ber. Dtsch. Wetterdienst, Offenbach a.M.*, Vol. 15, Rep. 113.
- IPCC 1990: Climate Change,** The IPCC Scientific Assessment, Intergovernmental Panel on Climate Change, Eds. Houghton, J.T., Jenkins, G.J., Ephraums, J.J., Cambridge University Press 1990.
- IPCC 2001: Climate Change,** The IPCC Scientific Assessment, Intergovernmental Panel on Climate Change, Eds. Houghton, J.T., Jenkins, G.J., Ephraums, J.J., Cambridge University Press 2000.
- Jacob, D. 2001:** A note to simulation of the annual and inter annual water budget of Baltic Sea drainage. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **77**, 61-73.
- Klein, W.H., 1959:** Objective Prediction of Five-Day Mean Temperature during Winter. *J. Meteorol.*, **16**, 672-682.
- Kutzbach, J., 1967:** Empirical Eigenvectors of Sea Level Pressure, Surface Temperature, and precipitation Complexes over North America. *J. Appl. Meteorol.*, **6**, 791-802.
- Lamb, H.H., 1953:** British Weather around the Year - I. *Weather*, **8**, 131-136.
- Lamb, H.H., 1972:** *Climate, Present, Past and Future*, Vol. 1, Methuen, London.
- Plaut, G., Simonnet, E, 2001:** Large-scale circulation classification weather regimes, and local climate over France, the Alps and Western Europe. *Climate Research*, **17**, 303-324.
- Schönwiese, C. D., at al., 2000:** Statistische Analysen zur Früherkennung globaler und regionaler Klimaänderungen aufgrund anthropogenen Treibhauseffektes, UBA- Forschungsvorhaben 297 41 132.
- Spekat, A., 1997:** Objectively derived Circumpolar Circulation Patterns: a Starting Point for Downscaling in the North Polar Region; in: 10th Conference on Applied Climatology, 20-23 October 1997, Reno, NV, 135-136, published by American Meteorological Society.
- Spekat A., W. Enke, 1997:** Anwendung einer objektiven Wetterlagenklassifikation auf den Kontroll-Lauf 591 des ECHAM4-Modells; in: 4. Deutsche Klimatagung vom 1. bis 3. Oktober 1997 in Frankfurt a.M., *Annalen der Meteorologie*, **34**, 71-72.
- Spekat, A., 1999:** Ein statistisches Verfahren zur Regionalisierung der Ergebnisse globaler Klimamodelle, Konferenz Energie und Umwelt, Freiberg 24.03. und 25.03. 1999, S.138
- UBA, 2000:** Klimafaktor Mensch: Die Indizien verdichten sich, *Presse-Info*, Nr. 24/2000
- Semenov, M.A. and Brooks, R.J. 1999:** Spatial interpolation of the LARS-WG stochastic weather generator in Great Britain. *Climate Research*, **11**, 137-148.
- Schrum, C., 2001:** Regionalization of climate change for North Sea and Baltic Sea. *Climate Research*, **18**, 31-37.
- Von Storch, H., E. Zorita and U. Cubasch, 1993:** Downscaling of Global Climate Change Estimates to Regional Scales: an Application to Iberian Rainfall in Wintertime. *J. of Climate*, **6**, 1161-1171.
- Von Storch, H., 1995:** Inconsistencies at the interface of climate impact studies and global climate research. *Meteorol Z NF*, **4**:72-80
- Von Storch, H., Güss, S., Heimann, M. 1999:** *Das Klimasystem und seine Modellierung*, Springer Verlage Berlin.



Schumann, A., Geyer, J., Antl, M. 2000: Probabilistische Abschätzung der möglichen Folgen von Klimaänderungen auf den Abfluss der Donau bis oberhalb der Illermündung; Vortrag auf dem Symposium: Klimaänderungen und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft 29.-30.11.2000 Karlsruhe

Trigo, R. M., Palutikof, J.P. 1999: Simulation of daily temperatures for climate change scenarios over Portugal: a neural network model approach. *Climate Research*, 13, 45-59.

Wilks, D.S., 1999: Multiside downscaling of daily precipitation with a stochastic weather generator. *Climate Research*, 11, 125-136.

Werner, P.C., Gerstengarbe, F-W., 1997: A Proposal for the development of climate scenarios. *Climate Research*, 8, 3, 171-182.

Zorita, E., J.P. Hughes, D.P. Lettenmaier, H.v. Storch, 1995: Stochastic Characterization of Regional Circulation Patterns for Climate Model Diagnosis and Estimation of Local Precipitation. *J. of Climate*, 8, 1023-1042.

Danksagung

An dieser Stelle sage ich allen beteiligten Kollegen des Thüringen- Projektes, besonders Herrn Dr. Schmidt und Herrn Kunka für anregende Diskussionen und vorausschauende Betreuung des Forschungsvorhabens dank. Frau Bartels vom Deutschen Wetterdienst danke ich für die problemlose Bereitstellung der benötigten Ausgangsdaten. Herrn Dr. Reimer von der FU – Berlin, Bereich Meteorologie, danke ich für die Bereitstellung der Daten globaler Klimasimulation des ECHAM4_OPYC3 Laufes vom DKRZ Hamburg.