

Simulation einjähriger Klimazeitreihen in Süddeutschland mit dem regionalen Klimamodell CLM

Diplomarbeit

Vorgelegt von

Michael Haller

Oktober 2005

*Institut für Meteorologie und Klimaforschung
Universität Karlsruhe (TH) / Forschungszentrum Karlsruhe*

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung.....	5
2. Klimamodell und verwendete Daten.....	7
2.1 Das regionale Klimamodell CLM	7
2.2 Beobachtungsdaten und Klimagrößen.....	8
2.3 Auswertemethoden	17
3. CLM-Simulation für den August 2001	19
3.1 Auswertung der Daten.....	19
3.1.1 Orographievergleich	19
3.1.2 2m-Temperatur	21
3.1.3 Weitere Modellvariablen	24
3.1.4 Analyse einer einzelnen Wettersituation	28
3.1.5 Zusammenfassung	29
4. Kontinuierliche CLM-Simulation für 2001 mit 7km Auflösung	31
4.1 Vergleich von alter mit neuer Modellversion	31
4.2 Analyse der Ergebnisse der kontinuierlichen Simulation für 2001.....	33
4.2.1 2m-Temperatur	36
4.2.2 2m-Taupunktstemperatur Td.....	41
4.2.3 10m-Windgeschwindigkeit	44
4.2.4 Gesamtniederschlag	49
4.2.5 Konvektiver Niederschlag	52
4.2.6 Latenter Wärmestrom und Verdunstung	53
5. Statistisch-dynamische Simulationen mit 7km-Auflösung.....	55
5.1 Das SOM-Verfahren.....	55
5.2 Anwendung des SOM-Verfahrens auf das Jahr 2001	56
5.2.1 Vergleich des SOM-Verfahrens mit der Klassifizierung nach Hess und Brezowsky .	57
5.2.2 2m-Temperatur	61
5.2.3 2m-Taupunktstemperatur.....	64
5.2.4 10m-Windgeschwindigkeit	67
5.2.5 Gesamtniederschlag und Verdunstung	70
5.3 Sensitivitätstest zum Einfluss einzelner SOM-Klassen auf den Jahresniederschlag 2001	76
6. CLM-Simulation mit 2,8km-Auflösung	81
6.1 Vorbemerkungen.....	81
6.2 Analyse der Ergebnisse für 2,8km-Modelllauf.....	82
6.2.1 Darstellung der Orographie.....	82
6.2.2 2m-Temperatur	84
6.2.3 2m-Taupunktstemperatur Td.....	89

6.2.4 10m-Windgeschwindigkeit	93
6.2.5 Gesamtniederschlag und Verdunstung	97
7. Zusammenfassung und Ausblick	105
8. Anhang	108
8.1 Ergebnisse des dynamischen Downscalings	108
2m-Temperatur	108
Taupunktstemperatur	109
Windgeschwindigkeit	110
Niederschlag	111
8.2 Ergebnisse des statistisch-dynamischen Downscalings	112
Gesamtniederschlag an der Station Karlsruhe:	112
8.3 DWD – Klimakarten	114
9. Literatur	116

1. Einleitung

Globale Klimamodelle haben derzeit noch eine räumliche Auflösung von etwa 100 - 200 km und sind deshalb nicht für die Darstellung regionaler klimatischer Besonderheiten geeignet. So sind zum Beispiel die Alpen in globalen Modellen nur ein flacher Gebirgszug mit einer Höhe von etwa 1500 m, so dass deren vielfältiger Einfluss auf das Klima nicht dargestellt werden kann. Daher hat man schon in den 80er Jahren des letzten Jahrhunderts das Konzept der regionalen Klimasimulation entwickelt, ähnlich der Verwendung der regionalen Modelle für die operationelle Wettervorhersage (Schär, 2000).

Seit einiger Zeit werden neue regionale Klimamodelle entwickelt und benutzt. Deren Vorteil ist, damit Klimaszenarien auf regionaler Skala erstellen zu können und Wechselwirkungen mit der Erdoberfläche, dem Ozean und dem Wasserkreislauf sehr viel genauer untersuchen zu können. Dabei kann man aber die Auflösung des Modells nicht beliebig weiter erhöhen, da man weiterhin sehr schnell an die Leistungsgrenzen der Großrechner kommt. Zudem arbeiten die Modelle mit Parametrisierungen, weil viele Prozesse nicht explizit berechnet werden können. Im Bereich der Auflösung von unter 10 km wird die Verwendung üblicher Parametrisierungen unsicher. Deshalb stellt sich die Frage, was explizit berechnet und was parametrisiert werden soll (Leung, 2002).

Üblicherweise betrachten regionale Klimamodelle ein Rechengebiet, das eine Seitenlänge von ca. 1000 km hat und bei höherer Auflösung noch kleiner gewählt werden muss. Die Auflösung wurde in den vergangenen Jahren zunehmend erhöht, so dass man nun mit einer Auflösung von 10 - 50 km rechnet. Aber in Gebieten mit starker orographischer Gliederung wie im Alpenraum oder auch in den deutschen Mittelgebirgen sind selbst solche Fortschritte in der Verfeinerung der Auflösung noch nicht ausreichend, um auch kleinskalige Klimaphänomene wie Berg- und Talwindssysteme, orographisch induzierte Konvektion und regionale Wasserkreislaufsysteme ausreichend darzustellen.

Bei der dynamischen Downscaling-Methode wird ein regionales Modell mit hoher räumlicher Auflösung in ein globales Modell mit gröberer Auflösung „genestet“ und kontinuierlich an den Rändern durch das globale Modell angetrieben (Fuentes, 1999). Benutzt werden dazu entweder Prognosen globaler Klimamodelle wie z.B. dem ECHAM des MPI Hamburg oder Reanalysedaten von globalen Modellen, wie z.B. ERA-40, NCEP-Daten oder GME-Analysen. Häufig werden die Informationen nur in der Richtung hin zur kleineren Auflösung weitergegeben, was man Einwege-„Nesting“ nennt. In den letzten Jahren wurden auch Simulationen mit Mehrfach-Nesting (mehrere regionale Rechengitter), mit Zweiweg-Nesting (Informationsfluss in beide Richtungen) und mit gekoppelten regionalen Modellen (Atmosphäre und Landoberfläche mit Ozean) durchgeführt (Schär, 2000).

Für Simulationen von Klimaszenarien werden in der Regel lange Simulationszeiten benötigt. Je nachdem, welche Art von Klimaschwankung man betrachten will, ist ein Simulationszeitraum von einer bis zu mehreren Dekaden erforderlich. Noch vor wenigen Jahrzehnten waren die damals verfügbaren Großrechner nicht in der Lage, solche Datenmengen zu prozessieren. Daher hat man das statistisch-dynamische Downscaling als weitere Methode zur Simulation langer Klimaszenarien entwickelt.

Bei dieser Methode werden nur einige ausgesuchte, repräsentative Wetterlagen simuliert und die daraus erhaltenen Ergebnisse statistisch überlagert. Damit wird einerseits Rechenzeit gespart, andererseits gehen Informationen verloren. Vor- und Nachteile müssen also abgewogen werden.

Das Ziel dieser Diplomarbeit ist es, kontinuierliche regionale Klimasimulationen mit hoher Auflösung für ein ganzes Jahr durchzuführen und auszuwerten, um damit das Klima eines Zeitraums von einem Jahr zu analysieren und klimarelevante kleinräumige Orographie- und Landnutzungseffekte sowie Extremereignisse erfassen zu können.

Diese Simulationen sollen mit der Klimaversion CLM des Lokalmodells des Deutschen Wetterdienstes (DWD) für ein Gebiet gerechnet werden, das Südwestdeutschland umfasst. Hierbei wird eine Gitterauflösung von 7 km verwendet. Zusätzlich soll auch die feinere Auflösung von 2,8 km für kleinere Zeiträume und einen Ausschnitt des entsprechenden Gebiets benutzt werden, um kleinskalige Phänomene besser betrachten und die Sensitivität bezüglich der Auflösung untersuchen zu können. Bei dieser Auflösung wird die Konvektionsparametrisierung nach Tiedtke (1989) nicht verwendet. Als Antriebsdaten werden GME-Analysen benutzt.

Die Modellergebnisse werden mit Stationsbeobachtungen im Simulationsgebiet verglichen. Sie repräsentieren dabei ein sehr kleines Gebiet mit seinen möglicherweise besonderen klimatischen Eigenschaften, so dass zum einen untersucht werden kann, inwieweit das Modell dies nachsimulieren kann. Zum anderen können flächenhafte Vergleiche mit Vergleichsdaten wie zum Beispiel denen des Klimastatusberichts (Müller-Westermeier et al., 2002) und des Klimakartenarchivs des DWD (DWD, 2005) durchgeführt werden.

In den Kap. 2.1 und 2.2 werden zunächst das CLM und seine Eigenschaften sowie die Beobachtungsdaten näher diskutiert. Danach werden in Kap. 3 Ergebnisse einer kürzeren Simulation für den August 2001 vorgestellt, bevor im nächsten Kapitel die Auswertung des kontinuierlichen Modelllaufs für das Jahr 2001 erläutert wird. In Kap. 5 werden die Ergebnisse der statistisch-dynamischen Methode analysiert, in Kap. 6 die eines Laufs mit höherer Auflösung. Kap. 7 stellt die Ergebnisse zusammenfassend dar.

2. Klimamodell und verwendete Daten

2.1 Das regionale Klimamodell CLM

Das CLM ist die Klimaversion des Lokalmodells (LM) des Deutschen Wetterdiensts (DWD). Es unterscheidet sich nur in der Art des Prä- und Postprozessings, sowie in den spezifischen Einstellungen, die nötig sind, um das Modell über längere Zeiträume betreiben zu können. Ein Restart-Modus wurde eingefügt, mit dem man das Modell von einem späteren Zeitpunkt aus erneut starten kann (Kücken et al., 2002)

Eine erste Version des CLM entstand im Jahr 2001 aus der LM-Version 2.19. Beteiligt an der Entwicklung sind u.a. die Brandenburgische Technische Universität Cottbus (BTU), der DWD, das Forschungszentrum Karlsruhe (FZK), das Potsdam Institut für Klimafolgenforschung (PIK), das GKSS Forschungszentrum Geesthacht und die Universität Bonn.

Seitdem gibt es weiterentwickelte Versionen des CLM, bei denen unter anderem aufgetretene Fehler korrigiert worden sind. Die Versionen basieren weiterhin alle auf der LM-Version 2.19. Die Entwicklung weiterer CLM-Versionen läuft parallel zur Weiterentwicklung des LM. So wird ab 2006 eine neue LM-Version 4.1 eingeführt, die alle für den Klimamodus wichtigen Änderungen enthält und damit auch als CLM-Version 4.1 genutzt werden soll. In regelmäßigen Abständen sollen dann die von den beteiligten Instituten durchgeführten Änderungen im CLM Quellcode vom DWD in das LM übernommen werden. Dadurch wird die Funktion des LM als Wettervorhersagemodell nicht beeinflusst.

Die für diese Arbeit verwendete Version des CLM benutzt die gleichen dynamischen und physikalischen Komponenten wie das operationelle LM. Die Gl.en werden mit einem split-expliziten Leapfrog-Verfahren mit drei Zeitebenen gelöst (Doms u. Schättler, 2005). Es wird ein Strahlungsschema nach Ritter und Geleyn (1992) verwendet, sowie die Konvektionsparametrisierung nach einem Massenflussverfahren von Tiedtke (1989). Die Turbulenzparametrisierung basiert auf einer prognostischen Schließung der Ordnung 2,5 nach Mellor und Yamada (1982).

Die Modellparameter werden im CLM wie im operationell verwendeten LM gesetzt. Der Zeitschritt zum Beispiel beträgt 40s für Rechnungen mit 7km Auflösung. Das Modell rechnet mit 35 Atmosphärenschichten und enthält ein Mehrschichten-Bodenmodell mit 10 Schichten. Darin ist die Simulation von Schneebedeckung sowie von Gefrier- und Schmelzprozessen im Boden enthalten. Die unterste Atmosphärenschicht hat eine Dicke von ca. 70 m.

Mehr zu den Eigenschaften des LM/CLM findet man in den Dokumentationen und Nutzeranleitungen (User Guides), die vom DWD bzw. vom *Consortium for Small-Scale Modelling*, COSMO herausgegeben werden (DWD 2001).

Zum Antrieb des CLM werden GME-Analysedaten verwendet. Dazu werden beim Modellstart Informationen zur Initialisierung an das CLM weitergegeben und für das ganze Simulationsgebiet aus den Datensets der externen Parametern des LM/CLM oder aus den GME-Daten vorgegeben. Dazu gehören Parameter wie die Geländehöhe, der Pflanzenbedeckungsgrad und der Bodentyp sowie Felder der einzelnen Klimagrößen wie des Geopotentials, des Windes, der Temperatur und der Feuchte. Anschließend werden alle sechs Stunden an den Rändern des Simulationsgebietes GME-Daten dem CLM weitergegeben. Darin enthalten sind unter anderem die Temperatur, der Wind, die Feuchte und der Druck.

Für die vorliegende Diplomarbeit wurden im Wesentlichen zwei Modellversionen des CLM für mehrere Modellläufe verwendet. Zunächst wurde mit der Modellversion CLM 2.0_2.19 ein Modelllauf über zwei Monate gerechnet. Dabei sollte das Modell zunächst überprüft und erste Vergleiche mit Stationsbeobachtungen durchgeführt werden, die in Kap. 3 dargestellt sind. Ab April 2005 stand eine neue Modellversion des CLM zur Verfügung, die einige Änderungen in der Modellphysik enthält, insbesondere in der Turbulenzparametrisierung und der Berechnung der 2m-Temperatur. Ergebnisse des Vergleichs der beiden Modellversionen werden in Kap. 4.1 diskutiert.

Da die Entwicklung des CLM weitergeführt wird, sind einige Arbeiten am Modell geplant oder schon in der Durchführung. So wird daran gearbeitet, das Boden-Vegetationsmodell VEG3D in das CLM einzufügen, um den Boden und dessen Wechselwirkungen mit der Atmosphäre besser simulieren zu können. Parallel zu dieser Arbeit werden am Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) weitere Module in das CLM eingebaut, die aber hier noch nicht berücksichtigt wurden. Durch den modularen Aufbau des Modells ist eine Ankopplung möglich. So soll das See-Modell FLake, das von D. Mironov (2005) entwickelt wurde, eingefügt werden. Zur Optimierung der Ausgabe der Modelldaten soll NetCDF als Standard-Dateiformat eingeführt werden.

2.2 Beobachtungsdaten und Klimagrößen

Für die Bewertung der Modellergebnisse ist es erforderlich, vom gleichen Zeitraum Messdaten im Simulationsgebiet zur Verfügung zu haben, d.h. hier werden Daten aus Südwestdeutschland für den Zeitraum 2001 benötigt.

Dazu wurden Daten von Messstationen der Hessischen Landesanstalt für Umwelt und Geographie (HLUG, 2005) sowie von der Landesanstalt für Umweltschutz (LfU, 2005) und Daten von einigen ausgewählten Klimastationen des DWD (DWD, 2005) benutzt. Insgesamt stehen Daten von 24 Stationen zur Verfügung. Bei den Klimadaten des DWD werden die Tageswerte der Stationen benutzt, während die Daten der HLUG und der LfU halbstündig aus dem Internet verfügbar sind.

Bei den drei Stationen Erpfingen/Alb, Kehl und Weil am Rhein gab es im Jahr 2001 größere Datenlücken durch Ausfälle. Daher wurden an diesen Stationen teilweise keine Tagesmittelwerte gebildet. Auf die Darstellung des Monatsmittels wurde daher für manche Monate ebenfalls verzichtet. In Tab. 1 sind alle Stationen zusammenfassend mit ihren Koordinaten und gemessenen Größen dargestellt.

Station	x-Koord	y-Koord	Höhe ü. NN [m]	Betreiber	T2m	Td2m	$ \bar{v} $	rF	Nd
Gießen	8,67°	50,58°	150	HLUG	x		x	x	
Hanau	8,92°	50,13°	110	HLUG	x		x	x	
Kl.Feldberg	8,43°	50,22°	825	HLUG	x		x	x	
Limburg	8,05°	50,38°	106	HLUG	x		x	x	
Michelstadt	9,0°	49,67°	205	HLUG	x		x	x	
Spessart	9,4°	50,15°	488	HLUG	x		x	x	
Viernheim	8,57°	49,53°	99	HLUG	x		x	x	
Wasserkuppe	9,93°	50,48°	950	HLUG	x		x	x	
Wiesbaden	8,23°	50,05°	130	HLUG	x		x	x	
Aalen	10,1°	48,85°	420	LfU	x	x	x		
Erpfingen/Alb	9,21°	48,34°	799	LfU	x	x	x		
Freiburg-Mitte	7,83°	48,0°	240	LfU	x	x	x		
Freudenstadt	8,41°	48,47°	750	LfU	x	x	x		
Heilbronn	9,23°	49,16°	152	LfU	x	x	x		
Kehl-Süd	7,83°	48,56°	137	LfU	x	x	x		
Tuttlingen	8,81°	47,98°	643	LfU	x	x	x		
Ulm	9,98°	48,39°	480	LfU	x	x	x		
Weil am Rhein	7,63°	47,58°	275	LfU	x	x	x		
Frankfurt/M.	8,58°	50,03°	112	DWD	x	x			x
Karlsruhe	8,35°	49,03°	112	DWD	x	x			x
Kempten	10,33°	47,72°	705	DWD	x	x			x
Konstanz	9,18°	47,67°	443	DWD	x	x			x
Stuttgart	9,22°	48,68°	371	DWD	x	x			x
Würzburg	9,95°	49,77°	268	DWD	x	x			x
Freiburg	7,85°	48,0°	269	DWD					x
Michelstadt	9,1°	49,72°	453	DWD					x
Gießen	8,7°	50,59°	186	DWD					x
Kl. Feldberg	8,45°	50,22°	805	DWD					x
Ulm	9,95°	48,38°	571	DWD					x
Freudenstadt	8,41°	48,45°	797	DWD					x

Tab. 1: Übersicht aller verwendeten Stationen (HLUG, 2005; DWD, 2005; LfU, 2005)

Die insgesamt 24 Stationen kann man grob in vier Klassen einteilen. Dokumentiert wird diese Einteilung durch Klimadiagramme von ausgewählten Stationen. Alle darin enthaltenen Daten beziehen sich auf die Klimaperiode 1961-1990 (Mühr 2005).

- *Stationen im Oberrheingraben:* Das Oberrheintal zeichnet sich durch ein besonderes Klima aus. Es gehört zu den wärmsten Gebieten in ganz Deutschland und verzeichnet auch teilweise die deutschlandweit höchsten Sonnenstunden im Jahr. Auch gibt es ein besonderes Strömungsfeld im Oberrheingraben, das durch die Kanalisierung des Rheintals, flankiert von Vogesen und Pfälzer Bergland und Schwarzwald hervorgerufen wird. Im Mittel schwenken Westwinde im Rheintal auf Südwest um und Ostwinde auf Nordost. In dieser Region liegen die folgenden Stationen: Weil am Rhein, Freiburg, Kehl, Karlsruhe, Viernheim und - eingeschränkt - Frankfurt/Main,

Hanau und Wiesbaden. Aus dem Klimadiagramm von Karlsruhe entnimmt man, dass bei einer Höhenlage zwischen 100 und 150 m die Jahresmitteltemperaturen etwa 10 ° C betragen, wobei es kein Monatsmittel unter 0 ° C gibt. Die Niederschläge bewegen sich in einem Bereich von 600 - 800 mm und haben ein Maximum im Sommer.

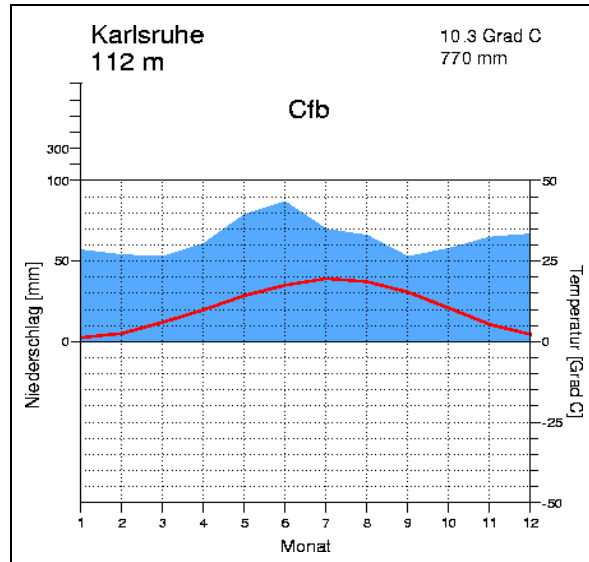


Abb. 1: Klimadiagramm für Karlsruhe (Mühr 2005)

- *Mittelgebirgslagen:* Diese Stationen liegen meist in Tälern der Mittelgebirge oder auf Ebenen der Süddeutschen Schichtstufenlandschaft und unterliegen oft den entsprechenden kleinklimatischen Besonderheiten wie Kanalisierung, Berg-Talwindssysteme und Abschattung. Im Allgemeinen liegen sie jedoch höher als die Rheintalstationen. Dazu zählen die Stationen Michelstadt, Limburg, Giessen, Spessart, Würzburg, Ulm, Tuttlingen, Stuttgart und Heilbronn. Die Station Stuttgart-Echterdingen verzeichnet auch einen Monat mit einem Mittel unter 0 ° C. Die Niederschläge reichen von etwa 600 bis 800 und zeigen ebenfalls ein Sommermaximum.

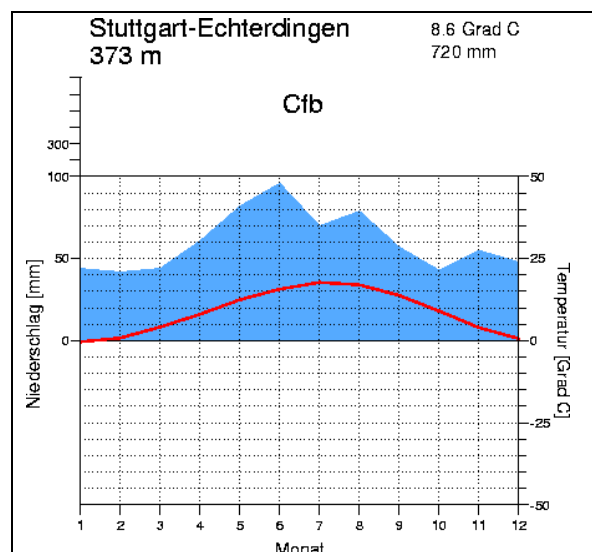


Abb. 2: Klimadiagramm für Stuttgart (Mühr 2005)

- Bergstationen:* Die Lage von Stationen auf Mittelgebirgskämmen bedeutet oft, dass das Klima sehr spezifische Ausprägungen aufweist. Schon durch die Höhenunterschiede ergeben sich markante Unterschiede in Temperatur, Feuchte, Niederschlagsmengen und den Windverhältnissen. Unter den 24 Stationen lassen sich vier Stationen darin einordnen: die Wasserkuppe als höchste Erhebung der Rhön mit 950 m, der kleine Feldberg im Taunus mit 825 m, Erpfingen auf der Schwäbischen Alb mit 799 m und Freudenstadt im Schwarzwald mit 750 m. Bei allen Stationen findet man Monate mit einem Temperaturmittel unter 0° C. Die Wasserkuppe verzeichnet sogar ein Januarmittel von -2,6 ° C. Die Jahresmittel liegen nur bei 5 – 7 ° C, während die Jahresniederschläge deutlich höher sind als bei allen anderen Stationen und teilweise 1000 mm pro Jahr übertreffen. An der Station Freudenstadt erreichen sie sogar fast 1700 mm pro Jahr mit ganzjährig hohen Niederschlägen und einem leichten Anstieg im Winter.

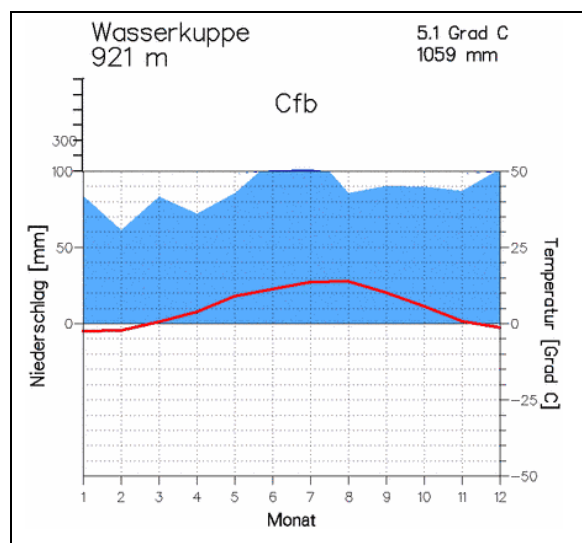


Abb. 3: Klimadiagramm für die Wasserkuppe (Mühr 2005)

- Voralpengebiet:* Die Stationen Kempten und Konstanz nehmen eine Sonderstellung ein. Kempten wird klimatisch hauptsächlich durch die nahen Alpen geprägt und liegt ähnlich hoch wie Freudenstadt und verzeichnet ebenfalls hohe monatliche Niederschlagssummen und eine Jahressumme von über 1000 mm. Die Station Konstanz am Bodensee wird dagegen vor allem durch das spezielle Bodenseeklima geprägt (Kottmeier, 2005), liegt aber auch schon bereits im Einflussbereich der Alpen, was sich insbesondere bei starken Föhnlagen auswirkt. Obwohl sie höher liegt als alle Rheintalstationen, beträgt das Jahresmittel der Temperatur über 9° C und die Niederschlagsmengen sind höher als bei den Stationen am Oberrhein.

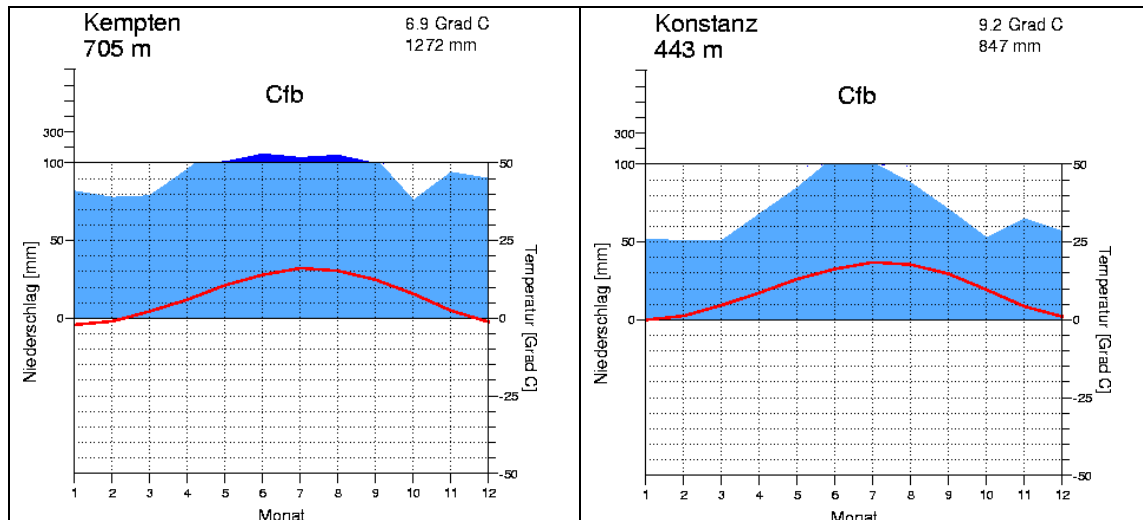


Abb. 4: Klimadiagramme ausgewählter Stationen (Mühr 2005)

In den folgenden Kapiteln können nicht die Ergebnisse aller Stationen dargestellt werden. Daher werden insbesondere die Daten von den drei Stationen **Michelstadt**, **Wiesbaden** und **Wasserkuppe** genauer untersucht. Sie wurden aus den 24 zur Verfügung stehenden Messstationen ausgewählt, weil sie jeweils eine der oben eingeführten vier Gebietsklassen repräsentieren.

Das im Rheintal gelegene Wiesbaden repräsentiert die Lage in einem Flusstal mit hohen Temperaturen im Jahresmittel, Michelstadt liegt dagegen in einem engen, nord-süd ausgerichteten Tal an einem Nebenfluss des Mains, umrandet von den Höhenzügen des Odenwalds. Die Bergstation Wasserkuppe als höchste Erhebung der Rhön hat ganzjährig tiefere Temperaturen und gleichzeitig hohe Niederschlagssummen.

Station	T2m [°C] 1961-90	T2m [°C] 1971-00	T2m [°C] 2001	Nd [mm] 1961-90	Nd [mm] 1971-00	Nd [mm] 2001
Gießen		9.4	10.0		641	703
Hanau			11.3			
Kl.Feldberg		5.9	7.2		986	1055
Limburg	9.3		9.6	682		
Michelstadt			10.1	915		953
Spessart			8.2			
Viernheim			11.4	726		
Wasserkuppe		5.1	4.5		1059	
Wiesbaden	9.8		11.0	634		
Aalen			8.9	931		
Erpfingen/Alb						
Freiburg-Mitte	10.8	11.1	11.2	956	930	1177
Freudenstadt	6.6	6.9	7.2	1680	1682	2128
Heilbronn	9.8		11.0	758		
Kehl-Süd				741		
Tuttlingen	6.6		8.5	907		
Ulm	7.9	8.1	9.5	751	744	846
Weil am Rhein	9.8			786		
Frankfurt/M.	9.7	10.1	10.8	675	611	753
Karlsruhe	10.3	10.7	11.3	770	771	873
Kempten	6.9		7.7	1272		1418
Konstanz	9.2	9.4	10.1	847	855	896
Stuttgart	8.6		9.8	719		814
Würzburg		9.4	9.8		577	613

Tab. 2: Übersicht der gemessenen Jahreswerte der 2m-Temperatur (T2m) und des Jahresniederschlags (Nd) aller Stationen, Quellen: Mühr 2005; DWD 2005

In Tab. 2 sind für alle verfügbaren Stationen das klimatische Jahresmittel der 2m-Temperatur (T2m) für den Zeitraum 1961-1990 bzw. 1971-2000 sowie die Jahressumme des Niederschlags (Nd) aus den gleichen Zeiträumen aufgeführt. Zusätzlich sind die verfügbaren Jahreswerte der Stationen für das Jahr 2001 aufgelistet. Eindeutig erkennbar die gestiegenen Temperaturmittel von der Klimaperiode 1961-1990 zur nächsten Klimaperiode 1971-2000. Das Temperaturmittel des Jahres 2001 liegt bei fast allen Stationen höher als der 30-Jahre-Mittelwert beider Klimaperioden. Es sind im Jahr 2001 auch durchweg höhere Niederschläge an allen Stationen zu erkennen, so dass man zunächst aus Sicht der Gesamtheit aller verfügbaren Stationen von einem überdurchschnittlich warmen und feuchten Jahr 2001 sprechen kann.

Aus dem Klimastatusbericht für das Jahr 2001 (Westermeier, 2002) geht hervor, dass insgesamt das Jahr 2001 wärmer als der Referenzzeitraum 1961-1990 ist, wobei die Abweichungen allerdings nicht mehr als 0,5 – 1,0 K betragen. Der Jahresniederschlag ist im deutschlandweiten Mittel deutlich höher als im Referenzzeitraum, so dass das Jahr 2001 als sechsfeuchtestes Jahr seit 1901 gezählt werden kann.

Ausgehend von den verfügbaren Datensätzen des Jahres 2001 werden im Laufe dieser Diplomarbeit verschiedene Klimagrößen behandelt und diskutiert und hier vorgestellt werden.

2m-Temperatur

Eine der wichtigsten und am häufigsten gemessene meteorologischen und klimatischen Größen ist die 2m-Temperatur. Sie ist eine Standardgröße bei der Beobachtung des Klimas mit Messstationen. Es gibt viele Messdaten, die gut zum Vergleich von Modellergebnissen mit Messwerten geeignet sind. Die 2m-Temperatur hat großen Einfluss auf die Lebensbedingungen des Menschen und auf die Umwelt. So wirkt sie sich unmittelbar auf das Empfinden und die Gesundheit des Menschen, als auch der Tier- und Pflanzenwelt aus.

Sie wird im CLM und auch im Lokalmodell nicht explizit berechnet, sondern aus den Temperaturen in den Atmosphärenschichten und der Bodentemperatur interpoliert. So ergeben sich Fehlerquellen, da man zur Interpolation der Temperatur auf 2m Höhe Annahmen zum Temperaturgradienten in der Grenzschicht machen muss.

Im Modell ist die Atmosphäre in 35 Schichten eingeteilt, wobei die Abstände in den Schichten nach oben hin zunehmen. Durch die höhere Auflösung der atmosphärischen Grenzschicht bis etwa 2000 m können dort die Prozesse wie zum Beispiel die Zunahme der Temperatur oder der Windgeschwindigkeit besser dargestellt werden. Die unterste Atmosphärenschicht ist im CLM 70m mächtig über ebener Orographie.

2m-Taupunktstemperatur

Die Taupunktstemperatur bzw. der Taupunkt T_d ist ein Feuchtemaß. Am Taupunkt entspricht der Wasserdampfgehalt der Luft gleich dem Maximalwert, was bedeutet, dass die Luft gesättigt ist. Dabei ist der herrschende Dampfdruck gleich dem Sättigungsdampfdruck, der eine Funktion der Temperatur ist. Diese Temperatur ist dann die Taupunktstemperatur T_d .

Die relative Feuchte rF ist der Quotient aus aktuellem Dampfdruck e und Sättigungsdampfdruck e_{sat} (in hPa):

$$rF = \frac{e}{e_{sat}(T)} \quad (1)$$

Der Sättigungsdampfdruck e_{sat} berechnet sich über die empirische Magnusformel

$$e_{sat}(T) = e_0 \cdot \exp\left[\frac{17.1 \cdot T}{235 + T}\right] \quad (2)$$

Hierbei hat e_0 den Wert 6,1078 hPa und die Temperatur wird in °C eingesetzt. Aus der gemessenen relativen Feuchte und dem Sättigungsdampfdruck gewinnt man den Wert für den aktuellen Dampfdruck e . Löst man die Magnus-Formel nach der Temperatur auf und setzt den errechneten Dampfdruck e ein, so erhält man aus der entstandenen Gl. die Taupunktstemperatur T_d in °C

$$T_d = \frac{235 \cdot \ln(e_{sat} - e)}{17.1 - \ln(e_{sat} - e)} \quad (3)$$

Spezifische Feuchte

Die spezifische Feuchte q gibt die Menge Wasserdampf pro Kilogramm feuchter Luft an. Sie wird in den Stationsbeobachtungen nicht angegeben, kann aber leicht aus dem Dampfdruck und dem Bodendruck hergeleitet werden:

$$q = 0,622 \cdot \frac{e}{p} \quad (4)$$

Wenn der Bodendruck in den Messdaten nicht enthalten ist, kann eine andere Gl. benutzt werden. Die allgemeine Definition der spezifischen Luftfeuchte besteht aus dem Quotient der Dichte des Wasserdampfs und der Dichte der feuchten Luft, also

$$q = \frac{\rho_w}{\rho_w + \rho_L} \quad (5)$$

ρ_w bezeichnet die Dichte des Wasserdampfs, ρ_L ist die Dichte der trockenen Luft und wird mit $\rho_L = 1,293 \text{ kg/m}^3$ unter Normalbedingungen angegeben. Die Dichte des Wasserdampfs, auch absolute Feuchte genannt, lässt sich aus der idealen GasGl. für Wasserdampf

$$p = m \frac{R_w T}{V} \quad (6)$$

herleiten, wenn p durch den Dampfdruck e ersetzt wird und der Bruch m/V durch ρ_w substituiert wird:

$$\rho_w = \frac{e}{R_w T} \quad (7)$$

Durch die Bestimmung der absoluten Feuchte kann man in Verbindung mit der relativen Feuchte und der Temperatur die spezifische Feuchte berechnen, ohne den aktuellen Druck zu benötigen.

Da die Luftfeuchte schon mit der Taupunktstemperatur behandelt wurde, sollen auf Darstellungen der spezifischen Feuchte verzichtet werden.

Windgeschwindigkeit

Im Modell wird jeweils die u -Komponente und die v -Komponente des Windes in 10 m Höhe ausgegeben, außerdem die Vertikalgeschwindigkeit w , die in dieser Arbeit jedoch nicht betrachtet wird. In den Messdaten wird die Windgeschwindigkeit als Betrag und die Windrichtung in Grad angegeben. Die Messung des Windes erfolgte bei den HLU-Stationen in 3,5 m Höhe. Durch den Höhenunterschied ergeben sich unter Umständen merkliche Differenzen im Betrag der Windgeschwindigkeit, da im Bereich der Grenzschicht in der Regel eine starke Höhenabhängigkeit der Windgeschwindigkeit auftritt. Daher war es nötig, die Messergebnisse mit Hilfe des logarithmischen Windgesetzes bei neutraler Schichtung

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left[\frac{z}{z_0} \right] \quad (8)$$

umzurechnen. Die Windgeschwindigkeit $u(z)$ in der Höhe z ist abhängig von der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* , der von-Karman-Konstante $k = 0,4$ und der Rauigkeitslänge z_0 . Je nach Art und Größe der Hindernisse in der Anströmung variiert z_0 . Daher wurde für die beiden Stadtstationen in Michelstadt und Wiesbaden ein z_0 von 0,6 m gewählt, für die Bergstation Wasserkuppe dagegen $z_0 = 0,03$ m, da die Wasserkuppe kaum Baumbestand und auch keine größere Bebauung auf dem Gipfel hat. Trotz der Differenz von nur 6,5m erhält man für die Messdaten einen Korrekturfaktor von ungefähr 1,65. Doch auch mit dieser Korrektur macht man einen Fehler. Das logarithmische Windgesetz in Gl. 8 nimmt eine neutrale Schichtung in der Grenzschicht an. Dies ist jedoch nicht immer gegeben. Bei nicht-neutraler Schichtung müsste die Stabilitätsfunktion als Zusatzterm berücksichtigt werden, die sich aus der Monin-Obukhov-Theorie ergibt. Aufgrund fehlender Eingabedaten kann die Stabilitätsfunktion nicht bestimmt werden kann.

Latenter und fühlbarer Wärmestrom

Die Energiebilanz einer Oberfläche lautet:

$$Q_S - Q_B - Q_H - Q_E = 0 \quad (9)$$

mit den Termen der Strahlungsbilanz Q_S , des Bodenwärmestroms Q_B , des latenten Wärmestroms Q_E und des fühlbaren Wärmestroms Q_H . Die Energiebilanz ist hier so definiert, dass von der Fläche ausgehende Wärmeströme negativ sind. Die Strahlungsbilanz Q_S besteht ihrerseits aus mehreren Größen:

$$Q_S = S + H - R_k + A_l - R_l + G \quad (10)$$

mit den Variablen

- S: direkte Sonnenstrahlung
- H: diffuse Himmelsstrahlung
- R_k : kurzwellige Reflexstrahlung
- A_l : langwellige Ausstrahlung
- R_l : langwellige Reflexstrahlung
- G: atmosphärische Gegenstrahlung

Für den latenten und fühlbaren Wärmestrom sind keine Vergleiche mit Messdaten möglich, da es nur wenige Messungen überhaupt dazu gibt und selten über lange Zeiträume. Trotzdem gibt es Erfahrungswerte zu den genannten Größen durch Feldexperimente, sodass man einen qualitativen Vergleich mit den Modelldaten durchführen kann. Über bewachsenem Gelände ergibt sich der latente Wärmefluss aus Evaporation an der Oberfläche und Transpiration der Pflanzen. Am Tag erreicht der latente Wärmestrom typischerweise Werte bis etwa 400 W/m², während der fühlbare Wärmestrom kleiner ist oder auch negativ werden kann (Arya, 1988). Der Quotient aus fühlbarem und latenten Wärmestrom wird als Bowen-Verhältnis $B = Q_H / Q_E$ definiert. Bei Werten von $B > 1$ ist der

fühlbare Wärmestrom größer als der latente Wärmestrom, was typisch für eher aride Gebiete ist. Das Bowen-Verhältnis kann in Wüstengebieten Werte bis zu 10 annehmen. Umgekehrt bedeutet ein Bowen-Verhältnis $B < 1$, dass der latente Wärmestrom überwiegt. Üblicherweise bewegt sich der Wert über Wald- und Grasflächen um 0,4 – 0,8. Negativ wird das Bowen-Verhältnis dann, wenn einer der beiden Terme negativ ist, z. B. in der Nacht, wenn der fühlbare Wärmestrom nach unten gerichtet ist (Oke, 1978).

2.3 Auswertemethoden

An dieser Stelle sollen einige statistische Formeln zur Auswertung der Modell- und Beobachtungsdaten eingeführt werden. Zur Auswertung der Ergebnisse sollen die Modelldaten mit den Beobachtungen an Messstationen verglichen werden. Da die Modelldaten nur auf einem diskreten Gitter zur Verfügung stehen, müssen sie zunächst auf die Koordinaten der Messstationen interpoliert werden.

Dazu bietet sich das *bilineare Interpolationsschema* an. Es verwendet die umliegenden vier Gitterpunkte und gewichtet sie entsprechend ihres Abstandes zu den Stationskoordinaten. Der Interpolationswert $p(x, y)$ errechnet sich aus den Stützwerten $f_{i,j}$ an den Gitterpunkten (x_i, y_i) :

$$p(x) = f_{i,j} \cdot X_i^{i+1} \cdot Y_j^{j+1} + f_{i+1,j} \cdot X_{i+1}^i \cdot Y_j^{j+1} + f_{i,j+1} \cdot X_i^{i+1} \cdot Y_{j+1}^j + f_{i+1,j+1} \cdot X_{i+1}^i \cdot Y_{j+1}^j \quad (11)$$

Die Gewichtung wird nach folgender Formel berechnet:

$$X_i^k = \frac{x - x_k}{x_i - x_k} \quad (12)$$

bzw. in der zweiten Raumrichtung

$$Y_j^l = \frac{y - y_l}{y_j - y_l} \quad (13)$$

Damit wird gewährleistet, dass der Punkt, der den geringsten Abstand hat, am meisten in das Ergebnis eingeht und der entfernteste am wenigsten. Auch wenn es andere und auch genauere Interpolationsschemata gibt, so wurde das bilineare Verfahren in dieser Arbeit verwendet, da es einfach zu programmieren ist, trotzdem gute Ergebnisse liefert und überall stetig ist.

Die Ausgabedaten des Modells werden für jede Stunde in eine neue Datei geschrieben. Mit Statistikprogrammen werden aus den stündlichen Daten Tagesmittel, Minima und Maxima und daraus wiederum Monatsmittel berechnet. Zur Berechnung der Tagesmittel und der Monatsmittel werden alle n Werte des entsprechenden Zeitraums mit der Formel

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (14)$$

auf einen Wert gemittelt.

Die Daten stehen für Temperatur, relative Feuchte, die u- und v-Komponente des Windes und die spezifische Feuchte in allen 35 Schichten zur Verfügung. Weitere Variable sind darüber hinaus an der Erdoberfläche angegeben und sind aus den Daten auf den Modellebenen abgeleitet oder extra berechnet worden, so zum Beispiel die 2m-Temperatur. Für jede meteorologisch interessante Größe können daraus sofort Tagesgänge erstellt werden.

3. CLM-Simulation für den August 2001

Für den ersten CLM-Modelllauf wurde ein verkürzter Simulationszeitraum von Mitte Juli bis Mitte September 2001 gewählt, um anhand erster Ergebnisse den eigentlichen Jahreslauf vorzubereiten und das Modell zu überprüfen und eventuelle Fehlerquellen zu erkennen. Dabei wurden die Modelldaten für den Monat August mit den Messungen an den einzelnen Stationen verglichen. Das Simulationsgebiet umfasst ganz Baden-Württemberg sowie Teile von Hessen, Rheinland-Pfalz, Bayern und Teile des Elsass, der Schweiz und Österreichs. Bei einer Gitterauflösung von 7 km besteht das Simulationsgebiet aus 35 x 54 Gitterpunkten, also insgesamt 1890 Gitterpunkten. Das Modell gibt die Daten stündlich aus, während die verwendeten GME-Antriebsdaten sechsstündig eingelesen werden.

3.1 Auswertung der Daten

3.1.1 Orographievergleich

Bei der Untersuchung des regionalen Klimas ist ein hochaufgelöstes Gitternetz nötig, um regionale Klimavariationen darstellen zu können. So wird auch die Orographie mit der gewählten Auflösung abgebildet, in diesem Fall mit 7km Abstand zwischen zwei Gitterpunkten. Dies reicht oftmals nicht aus, um stark orographisch gegliedertes Gelände zufriedenstellend zu simulieren. Daher sollen hier die Höhen eines hochaufgelösten Höhenmodells mit der Modellorographie des CLM bei vorgegebener Modellauflösung von 7 km verglichen werden.

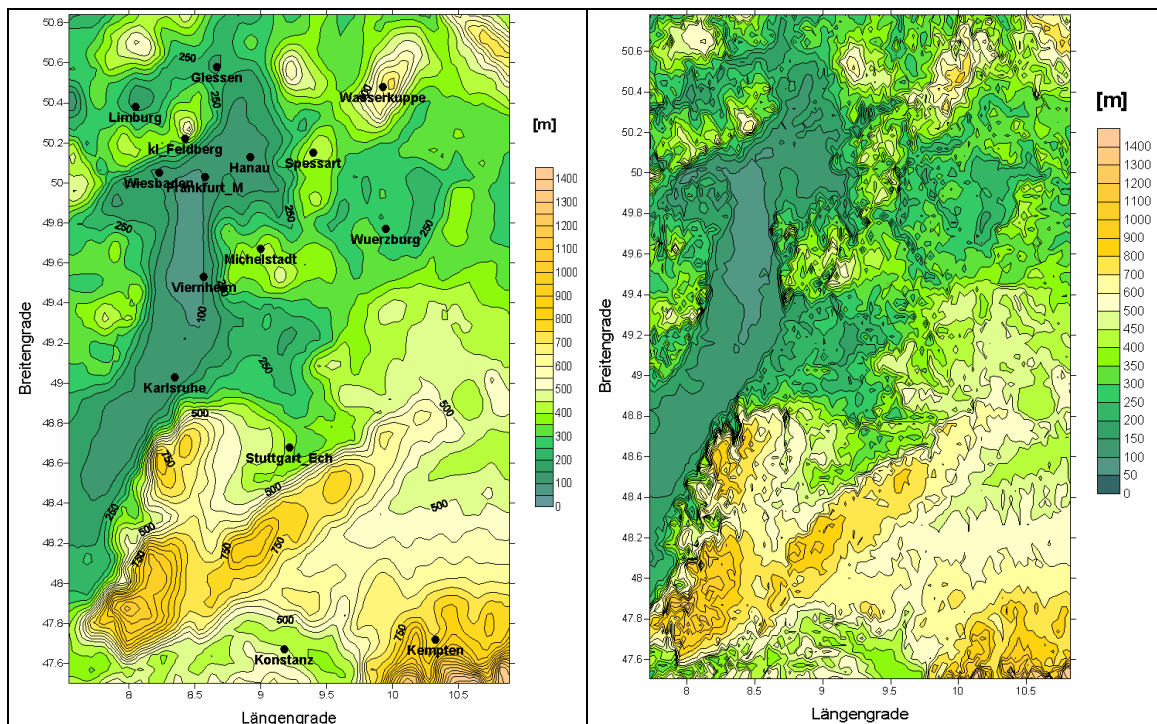


Abb. 5 links: Simulationsgebiet mit 7km-Auflösung, rechts: Topographie von Südwestdeutschland mit Daten des NOAA NGDC Globe Project in 1km Auflösung (NOAA, 2005)

Dazu wurden Orographiedaten des NOAA NGDC GLOBE Projekts mit 1 km-Auflösung (NOAA, 2005) als Referenzdaten mit den Modellwerten verglichen. Es ist zu erwarten, dass durch die feinere Auflösung der Referenzdaten die Orographiestrukturen des Simulationsgebiets genauer dargestellt werden. Beim Vergleich der beiden Auflösungen stellt man fest, dass die Strukturen der Höhenlinien insgesamt gut wiedergegeben werden (Abb. 5), allerdings ist die Orographie der rechten Grafik wesentlich detaillierter. In Abb. 6 sind die Differenzen der unterschiedlichen Auflösungen dargestellt. Es lässt sich sehr gut erkennen, dass insbesondere der Anstieg an den Westhängen des Schwarzwaldes und des Odenwaldes, sowie insgesamt die Gipfelhöhen der Mittelgebirge von der CLM-Orographie teils deutlich unterschätzt werden. Dafür werden Teile des Oberrheingrabens wie insbesondere die Osthänge des Pfälzer Waldes und das Rheintal flussabwärts von Wiesbaden überschätzt. Ansonsten sind in großen Teilen des Voralpengebiets, des Oberrheingrabens und weiterer Gebiete gute Übereinstimmung der Daten zu verzeichnen, was durch die weißen Flächen angezeigt wird.

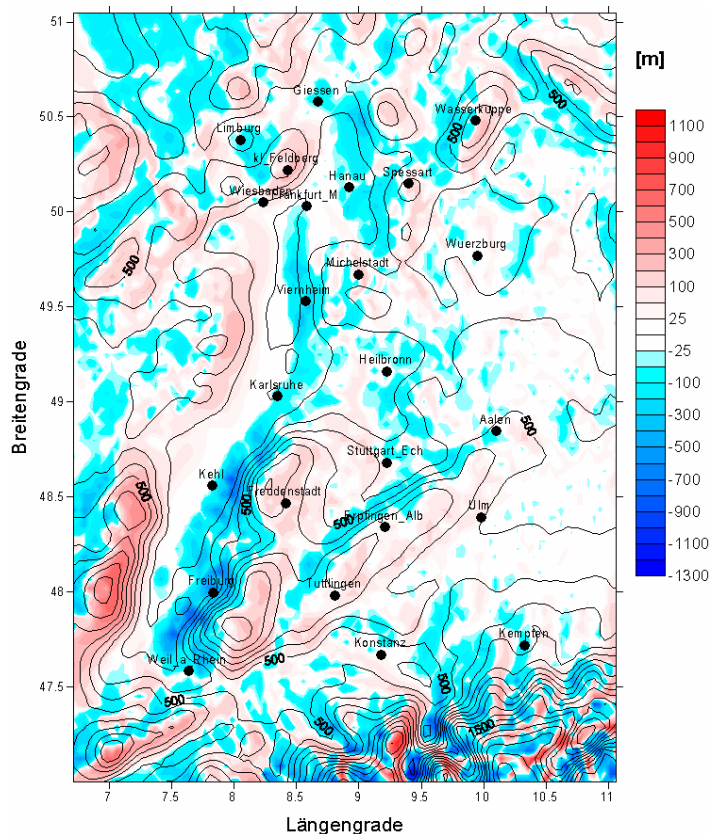


Abb. 6: Differenz der Modellorographie des CLM7km – NOAA-Daten; Rote Flächen = CLM-Orographie zu hoch, blaue Flächen = CLM-Orographie zu tief

Die geglättete Darstellung der Orographie hat auch Auswirkungen auf den Vergleich zwischen Modell- und Messergebnissen an den Stationen. In Abb. 5 sind in der linken Grafik alle verwendeten Messstationen eingetragen. Durch die exponierte Berglage wird die Wasserkuppe etwa 300 m zu tief dargestellt, was Auswirkungen auf die Ergebnisse haben muss. Auch sieht man, dass Wiesbaden in einem Bereich des Rheintals liegt, in dem das CLM die Orographie überschätzt, d.h. die Messstation liegt zu hoch. Etwas weniger deutlich wird das an der Station Michelstadt. Aufgrund des relativ engen Tals, in dem Michelstadt liegt, wird die Stationshöhe ebenfalls leicht überschätzt.

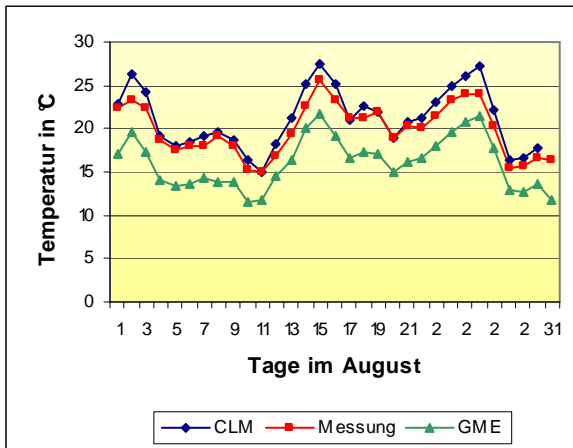
Ausgewertet wurde aus dem zweimonatigen Lauf nur der 1. bis 30. August 2001. Dazu werden verschiedene klimatologische Größen genauer untersucht und dargestellt und mit Daten der HLUg und des DWD verglichen.

3.1.2 2m-Temperatur

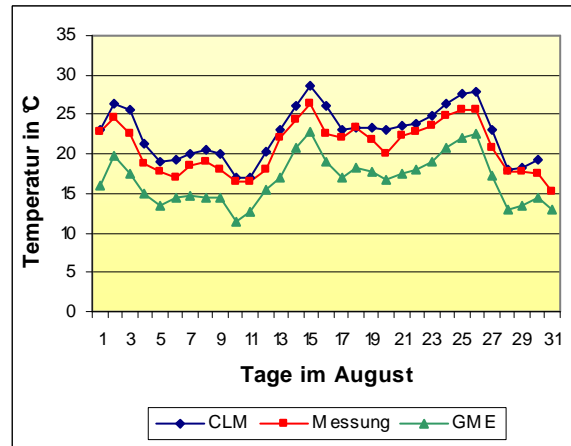
Es zeigt sich, dass bei allen drei Stationen das Modell zu hohe Temperaturen berechnet (Abb. 7). Besonders stark sind die Abweichungen an der Station Wasserkuppe. Dort ist die Unterschätzung der Topographie sehr groß, so dass die Temperatur höher angenommen wird, als sie es in den Beobachtungen ist. Das alleine ist aber nicht der Grund für die hohen Temperaturdifferenzen an der Station Wasserkuppe. Unabhängig von der Orographie sind die Ergebnisse bei allen drei Stationen systematisch etwa 2 K zu hoch. Im Fall der Wasserkuppe scheint es, dass sich beide Effekte zu einer hohen Differenz von Modell- und Messwert aufaddieren. Bei den beiden anderen Stationen kompensiert sich die Überschätzung der Temperatur durch das Modell und die Unterschätzung der Temperatur durch die höhere Modellorographie. Daher ist dort eine relativ gute Übereinstimmung zu verzeichnen.

Die ebenfalls in Abb. 7 in Grün eingezeichneten Werte der GME-Daten weichen an den Stationen Michelstadt und Wiesbaden systematisch mit teilweise bis zu 5 K deutlich von den Messwerten nach unten ab, geben aber den Verlauf der Tagesmittel im August wieder. Allerdings stammen die GME-Daten aus der untersten Modell-Atmosphärenschicht, d.h. aus einer Höhe von etwa 35 m und haben daher die Tendenz, zu niedrige Werte anzugeben, insbesondere bei überadiabatischer Schichtung in den untersten Luftschichtungen bei starker Heizung der Erdoberfläche. Doch ist dieser Effekt nicht alleine verantwortlich für die hohen Abweichungen.

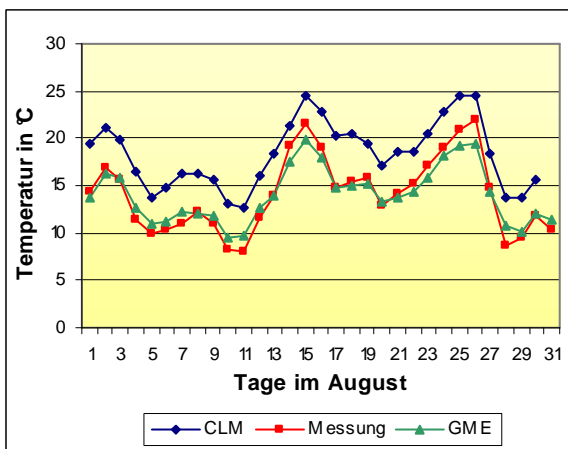
An der Station Wasserkuppe passen die GME-Ergebnisse dagegen gut zu den Messwerten und liegen nur mit etwa 1,0 K zu niedrig. Hier kompensiert die unterschätzende Orographie des GME teilweise den vermutlich ebenfalls wie bei den anderen Stationen enthaltenen Fehler.



A



B



C

Abb. 7: Vergleich der Tagesmittel der 2m-Temperatur für August 2001, A) Michelstadt, B) Wiesbaden, C) Wasserkuppe

In Abb. 8 und Abb. 9 sind die Monatsmittel der 2m-Temperatur dargestellt. In Abb. 8 ist zunächst die Monatsmitteltemperatur in 2m Höhe für den August 2001 von allen 15 HLUG- und DWD-Stationen aufgelistet. Bei allen Stationen wird erkennbar, dass das simulierte Monatsmittel, wie auch schon für Abb. 7 an einzelnen Stationen gezeigt, im Durchschnitt systematisch etwa 2 K zu hoch ist. Besonders an den Bergstationen sind die Differenzen zwischen Modell und Messung größer. Die Ursache für diese großen Differenzen beim Monatsmittel an den Bergstationen dürfte wie schon in der vorhergehenden Betrachtung im Modell bei der fehlerhaften Annahme der geometrischen Höhe der Station liegen. Bei allen anderen Stationen ist möglicherweise ein Modellfehler der Grund für die systematische Überschätzung des Monatsmittels der 2m-Temperatur. Bei den Stationen Frankfurt, Konstanz und Karlsruhe liegen die Differenzen über den durchschnittlichen 2 K. Doch diese drei Stationen liegen jeweils in Gebieten, in denen die CLM-Orographie gute Ergebnisse liefert. Möglicherweise spielt dabei die Aufheizung der Stadt eine Rolle, was das Modell nicht berücksichtigt. Die Ergebnisse der GME-Daten liegen wie schon in Abb. 7 deutlich zu niedrig und haben im Durchschnitt eine Differenz zu den gemessenen Monatsmitteln von etwa 3 K. Nur an den Bergstationen Kleiner Feldberg und Wasserkuppe findet sich eine gute Übereinstimmung der Werte.

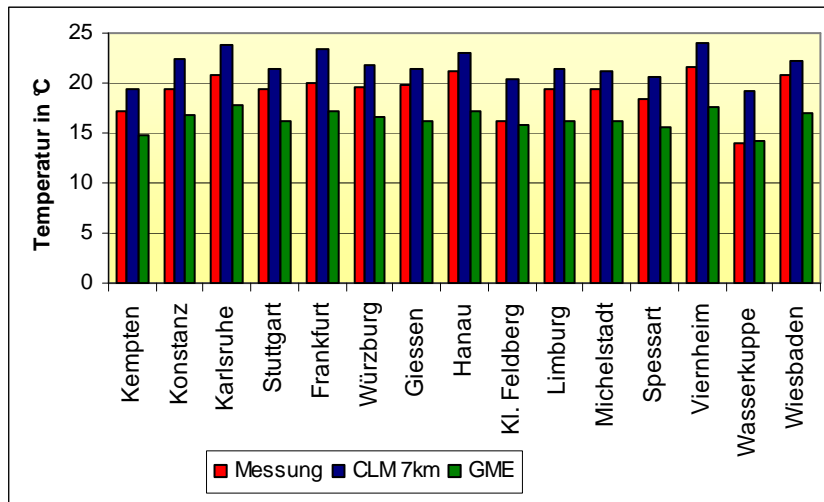


Abb. 8: Monatsmittel der 2m-Temperatur für den August 2001

In der Abb. 9 sind in der linken Grafik die Monatsmittel für den August 2001 im ganzen Simulationsgebiet dargestellt. Zum Vergleich zeigt die rechte Grafik einen Ausschnitt einer Karte aus dem Klimakartenarchiv des DWD im Internet (DWD, 2005). Die gesamte Karte findet sich im Anhang. Die Daten stammen von etwa 500 Klimastationen aus dem gesamtdeutschen Messnetz des DWD und wurden zu Flächenmitteln interpoliert. Wie schon für die einzelnen Stationen findet man auch hier für das ganze Gebiet zu hohe Temperaturen im CLM. Man kann auch hier wieder eine ungefähre Abweichung von +2 K des CLM gegenüber den Messungen erkennen. Die räumlichen Unterschiede werden dagegen realistisch wiedergegeben, was auch daran liegen kann, dass die 2m-Temperatur stark höhenabhängig ist.

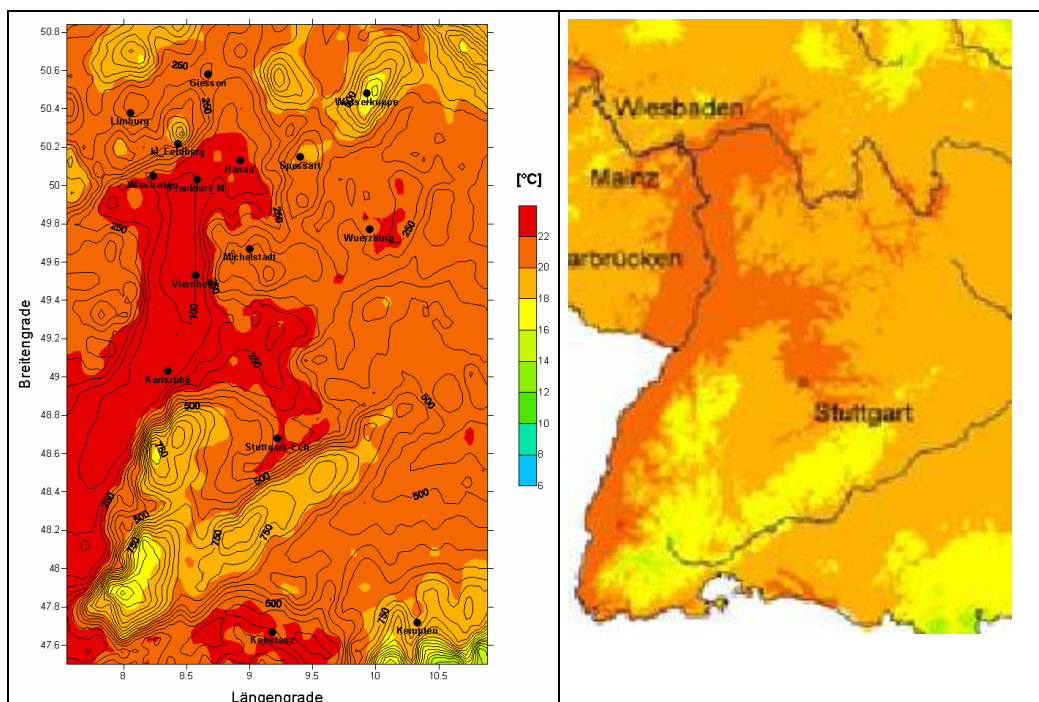


Abb. 9: Monatsmittel der 2m-Temperatur für August 2001, links die Simulation mit dem CLM, rechts ein Ausschnitt der DWD-Klimakarte für August 2001 (DWD, 2005)

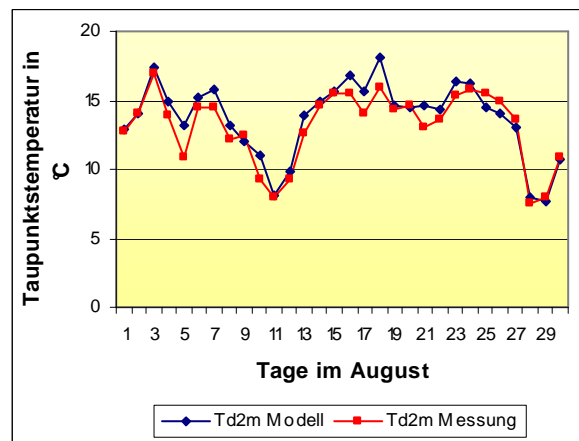
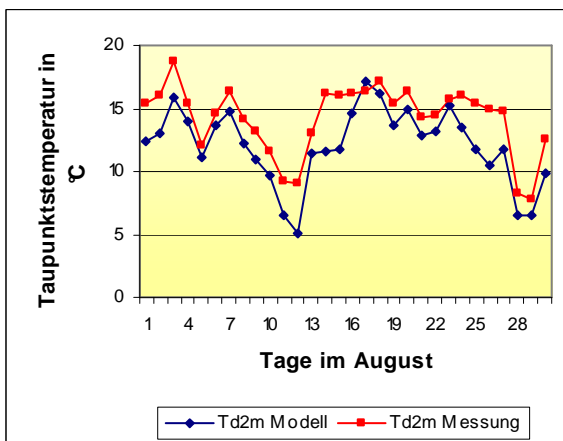
3.1.3 Weitere Modellvariablen

In Kap. 2.2 wurden bereits die relevanten Klimagrößen kurz vorgestellt. Außer der 2m-Temperatur sind noch weitere meteorologische Größen für Klimabetrachtungen interessant. Dazu gehören der Feuchtegehalt der Luft, der Wind, der Niederschlag und die turbulenten Wärmeflüsse.

Nachfolgend sollen nun die Ergebnisse der 2m-Taupunktstemperatur T_d , der 10m-Windgeschwindigkeit $|\vec{v}|$, des latenten Wärmestroms Q_E und des fühlbaren Wärmestroms Q_H dargestellt werden.

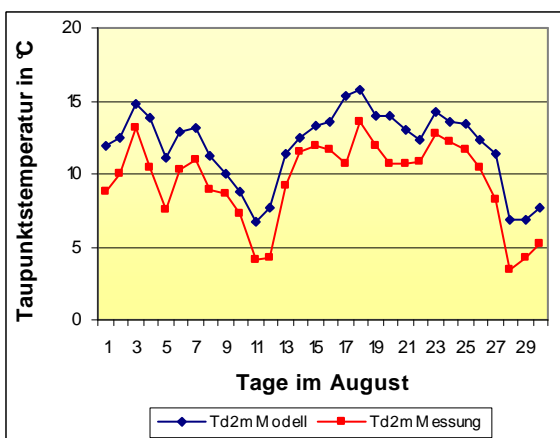
2m-Taupunktstemperatur T_d

Das Modell gibt die Taupunktstemperatur auf 2m Höhe interpoliert aus, so dass diese Daten direkt verwendet werden können. Daher wurden sämtliche Messergebnisse der relativen Feuchte in die Taupunktstemperatur umgerechnet (siehe Gl. 3 in Kap. 2.2) und mit den Modelldaten verglichen.



A

B



C

Abb. 10: Vergleich der Tagesmittel der Taupunktstemperatur (Td2m) für August 2001, A) Michelstadt, B) Wiesbaden, C) Wasserkuppe

An der Station Wiesbaden passen Modellausgabe und Messergebnisse außer im Zeitraum des 16. bis 19. August, an denen das Modell zu hohe Taupunkte simuliert, sehr gut zusammen. Am 5. August sind die CLM-Werte dagegen deutlich zu tief. Nicht ganz so gut stimmen die Ergebnisse bei Michelstadt überein. Prinzipiell sind die CLM-Daten deutlich zu niedrig und auch der Verlauf der Taupunkttemperatur wird nicht immer richtig wiedergegeben.

Etwas besser sieht das Schaubild für die Station Wasserkuppe aus. Hier sind die Modellwerte systematisch zu hoch, geben aber den Verlauf der Reihe gut wieder. Die Stationshöhe wird vom Modell für Michelstadt zwar überschätzt, aber im Gegensatz zur Wasserkuppe ist die Abweichung von Modell zu Messung nicht systematisch, es muss also auch noch andere Gründe geben. Dadurch, dass sich die Messstation direkt in bebautem Gebiet, in der Innenstadt von Michelstadt, aber auch in der Nähe eines kleinen Flusses befindet, können mehrere Faktoren die Messergebnisse beeinflussen. Zum einen ist denkbar, dass mit einem lokalen Windsystem innerhalb eines Tals, aber auch innerhalb der Stadt lokale Feuchteunterschiede herrschen, die vom Modell nicht simuliert werden können.

Windgeschwindigkeit

In allen drei Fällen liegen die CLM-Ergebnisse weit von den Messdaten entfernt (Abb. 11). Am ehesten wird der Verlauf der Tagesmittel im August für die Station Michelstadt dargestellt, doch liegen die Modellergebnisse an fast allen Tagen deutlich zu hoch, was sich auch im Monatsmittel niederschlägt. Während sich für das CLM ein Monatsmittel der Windgeschwindigkeit von 2,6 m/s ergibt, errechnet man für die Messungen ein Monatsmittel von nur 1,7 m/s.

Für die Station Wiesbaden lässt sich kaum eine Korrelation zwischen Modell und Messungen erkennen, die Monatsmittel betragen für das CLM 2,4 m/s, für die Messungen 2,6 m/s. Hier haben sich also positive und negative Differenzen fast zu Null kompensiert. An der Station Wasserkuppe liegt das Monatsmittel für das CLM bei 2,6 m/s, für die Messungen bei 7,1 m/s, das ist ein mehr als 2,5-facher Wert. Das spiegelt sich auch in der unteren Grafik von Abb. 11 wieder, in der so gut wie keine Korrelation zwischen den Ergebnissen zu finden ist und auch die täglichen Differenzen sehr groß sind. Ursachen für die doch insgesamt sehr deutlichen Differenzen zwischen Modell und Messungen liegen sicherlich an Fehlern bei der Orographie, es müssen aber auch weitere Faktoren eine Rolle spielen. Gerade bei der Windmessung ist es entscheidend, wo der Windmesser aufgestellt ist, welchen Einfluss die Umgebung hat, d.h. ob der Wert für z_0 richtig gewählt ist und welche lokalen Strömungsmuster vorhanden sind, die im Modell aufgrund der Auflösung nicht erfasst werden können.

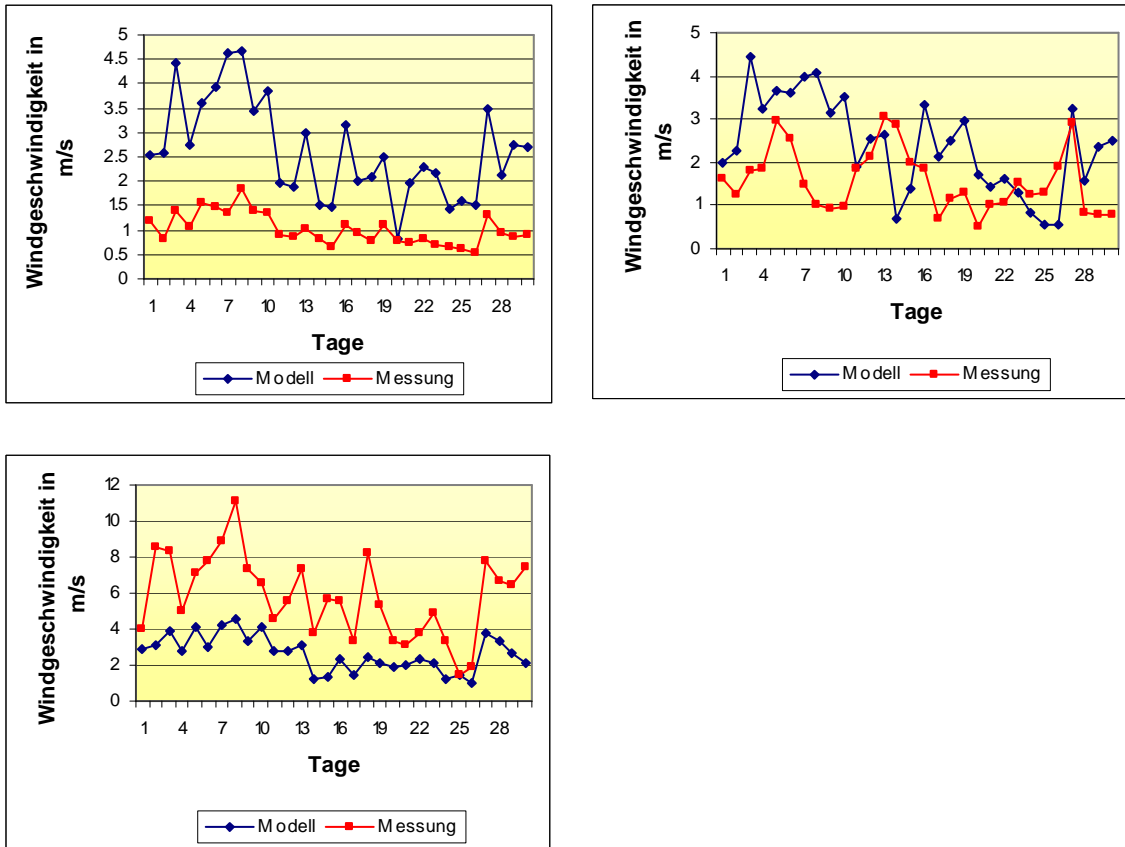


Abb. 11: Vergleich der Tagesmittel der Windgeschwindigkeit für August 2001, A) Michelstadt, B) Wiesbaden, C) Wasserkuppe

So können die insgesamt sehr niedrigen Windgeschwindigkeiten an der Station Michelstadt damit begründet werden, dass durch den Standort in der Innenstadt möglicherweise eine Abschattung durch Gebäude verantwortlich ist für die systematisch niedrigen Ergebnisse. Zusätzlich behindert die Tallage insgesamt die synoptische Anströmung und führt damit auch zu niedrigeren Messwerten an der Station. Auch die Station Wiesbaden liegt im Stadtgebiet und erfährt dadurch ebenfalls eine Abschattung von der ungestörten Anströmung. Dennoch können die teils gegenläufigen Strukturen in den Ergebnissen auch so nicht vollständig erklärt werden.

Latenter und fühlbarer Wärmestrom

Der Verlauf des latenten Wärmestroms im August 2001 (Abb. 12 links) zeigt an allen drei Stationen ein untypisches Bild: An fast allen Tagen bewegen sich die Werte im Bereich von 50 bis maximal 100 W/m^2 , nur an wenigen Tagen werden Spitzenwerte bis zu knapp 700 W/m^2 erreicht. In den Abbildungen des fühlbaren Wärmestroms (Abb. 12 rechts) sieht man ein eher einheitliches Bild der Maxima im Bereich von 200 – 400 W/m^2 . Dies sind Werte, die für den fühlbaren Wärmestrom vor allem im Sommer durchaus üblich sind. Normalerweise ist der latente Wärmestrom in den mittleren Breiten tagsüber größer als der fühlbare Wärmestrom, wobei die Vegetation einen entscheidenden Einfluss vor allem auf die Größe des latenten Wärmestroms hat (Kraus, 2000). Vergleicht man an jeder der drei

Stationen die beiden Wärmeströme, so ist der maximale fühlbare Wärmestrom meistens größer als der maximale latente Wärmestrom. Dabei ist nach Oke (1978) normalerweise das Bowen-Verhältnis nicht größer als eins (siehe auch Kap. 2.2). Möglicherweise ist also die Berechnung des latenten Wärmestroms im Modell mit Fehlern behaftet.

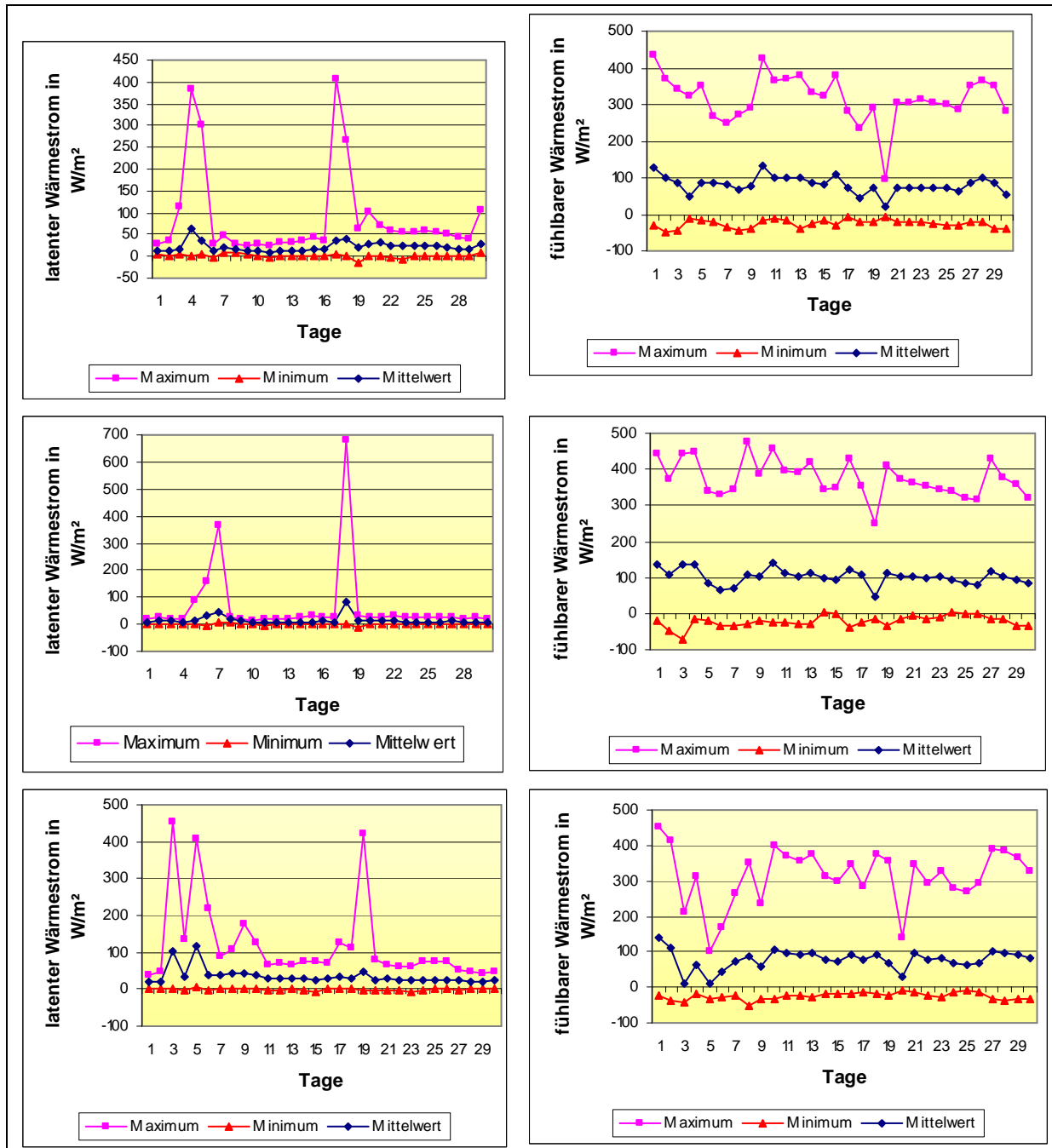


Abb. 12: Latenter Wärmestrom (links) und fühlbarer Wärmestrom (rechts) für August 2001, oben: Michelstadt, Mitte: Wiesbaden, unten: Wasserkuppe

Die Minima vor allem des fühlbaren Wärmestroms liegen fast immer unter Null, was bedeutet, dass der Wärmestrom nach unten gerichtet ist. Dies ist durchaus üblich, da vor allem in der Nacht die Erdoberfläche durch langwellige Ausstrahlung stärker abkühlt als die Luftschichten darüber. Auch der latente Wärmestrom kann in der Nacht negativ werden, was zu Taubildung führen kann (Arya, 1988).

3.1.4 Analyse einer einzelnen Wettersituation

Ausgehend von den Darstellungen der Tagesmittel der Temperatur wurde die Periode vom 19. bis 21. August genauer untersucht und die Stundenmittel in Diagramme eingezeichnet. Es hatte sich bei der Station Wiesbaden gezeigt, dass am 20. August die Temperaturdifferenz zwischen Modell und Messung deutlich größer ist als an den umliegenden Tagen. Mit der Darstellung der Tagesgänge über 72 Stunden konnte der Zeitraum genauer untersucht werden.

Ein Trog mit einem steuernden Tief lag in diesem Zeitraum südwestlich von Island. Um diesen Trog wurden an allen drei Tagen mehrere kleine Randtröge herumgeführt (Abb. 13). Am 20. August 00UTC befand sich Mitteleuropa vorderseitig eines solchen Randtrogs. Damit verbunden waren mit der Höhe zunehmende Warmluftadvektion und Advektion positiver Vorticity, was im Allgemeinen zu Hebung und damit auch zu Niederschlägen führen kann. Tatsächlich fielen zunächst in der Nacht vom 19. auf den 20. August teils ergiebige Niederschläge bis zu 20 mm in 12 Stunden im Südwesten Deutschlands. Im Laufe des 20. Augusts breiteten sich die Niederschläge nach Osten hin aus, nur im Norden gab es kaum Niederschläge. Passend zum Auftreten des Niederschlags wanderte auch der Randtrog über Mitteleuropa hinweg, so dass auf der Rückseite des Trogs die 10° C - Isotherme auf dem 850 hPa - Druckniveau bis in den Südwesten Deutschlands vordrang und damit auch abgeschwächt am Boden kältere Luft nachfloss. Lagen am 19. August die Höchsttemperaturen in Deutschland noch bei 25 – 30 °C, so wurden am Tag darauf nur noch maximal 25 °C entlang des Rheins, im Osten Deutschlands auch höhere Temperaturen gemessen (Wehry, 2002).

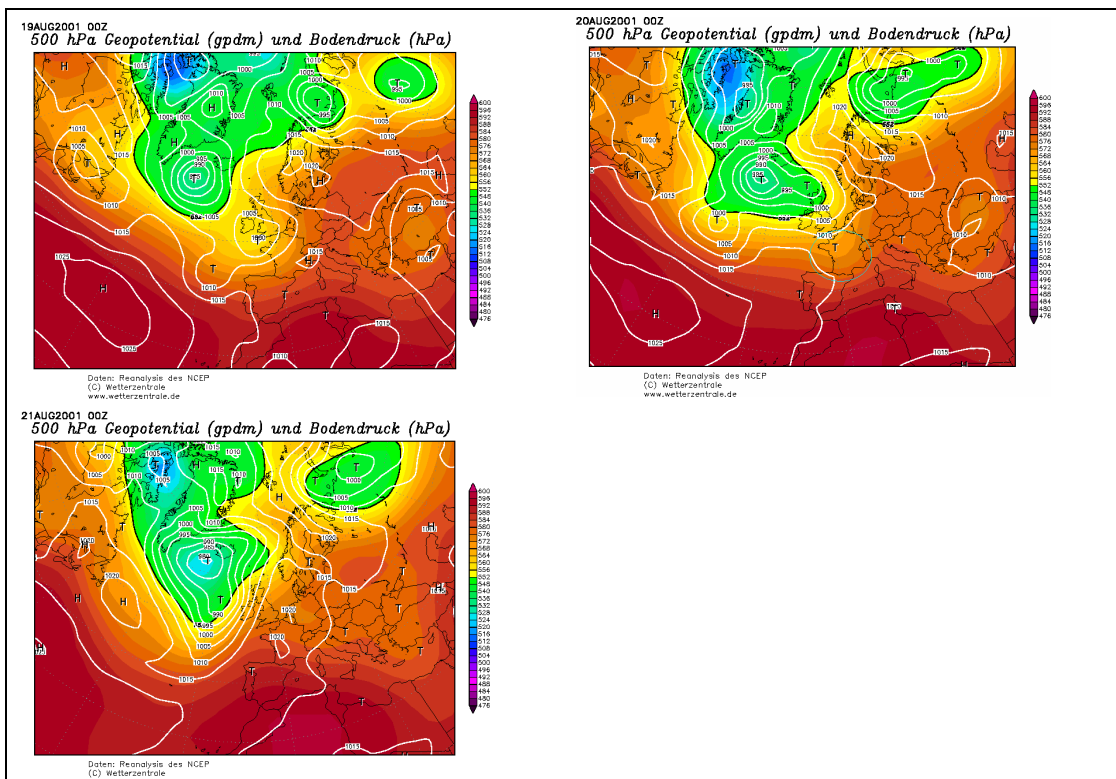


Abb. 13: 500hPa-Geopotentials und des Bodendrucks vom 19.-21.August aus GFS-Analysen (Wetterzentrale, 2005)

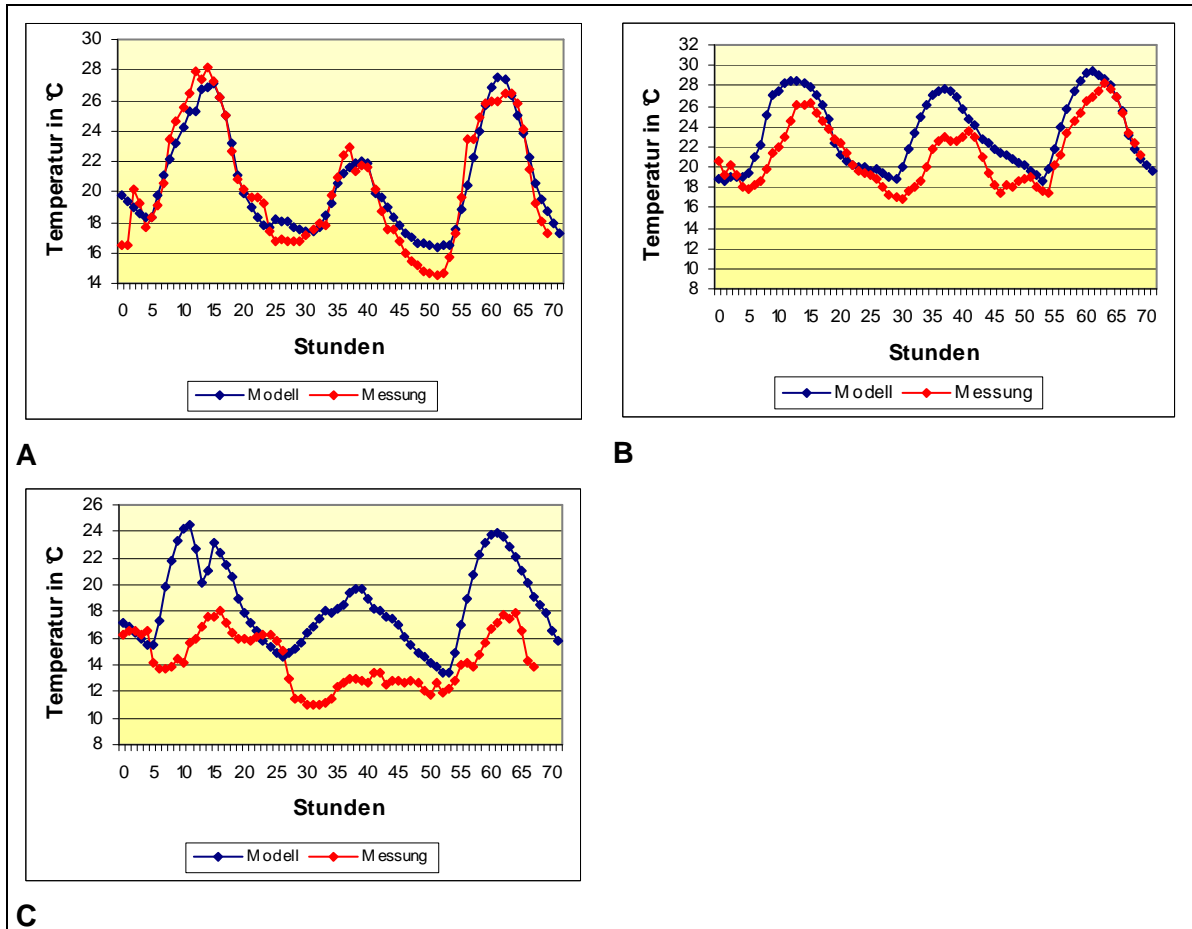


Abb. 14: Tagesgänge der 2m-Temperatur 19. – 21. August 2001, A) Michelstadt, B) Wiesbaden, C) Wasserkuppe

In den Tagesgängen erkennt man bei den Messungen teilweise starke Temperaturrückgänge um bis zu 5 K. Dieser markante Temperaturrückgang wird vom CLM nur bei Michelstadt gut wiedergegeben. Auffallend bei der Station Wiesbaden ist, dass das Modell fast keinen Temperaturabfall simuliert, was dazu führt, dass der Tagesmittelwert erheblich vom gemessenen Wert abweicht (Abb. 14). Für die Station Wasserkuppe wird zwar ein Temperaturrückgang simuliert, aber da das Modell dort prinzipiell zu warm ist, bleiben die Abweichungen trotzdem hoch.

3.1.5 Zusammenfassung

Aufgrund der Diskussion einiger meteorologischer Größen wie der Temperatur, der Feuchte, des Windes, der Wärmeflüsse und den jeweiligen Vergleichen mit Messdaten aus dem Monat August 2001 kann insgesamt festgestellt werden, dass die Ergebnisse nicht zufriedenstellend sind. Die simulierten 2m-Temperaturen des CLM sind systematisch zu hoch, eine gute Qualität der Messdaten vorausgesetzt. Die Amplitude der Temperatur wird im August aber gut dargestellt. Die weiteren Variablen wie die Feuchte und vor allem die Windgeschwindigkeit werden sowohl quantitativ als auch im Verlauf des Augusts nicht gut wiedergegeben und die Schaubilder der Wärmeströme, insbesondere des latenten Wärmestroms legen den Schluss nahe, dass Fehler im Modell vor allem bei der Berechnung der 2m-Temperatur und des latenten Wärmestroms verantwortlich für die ungenügenden Ergebnisse sind.

4. Kontinuierliche CLM-Simulation für 2001 mit 7km Auflösung

Es hatte sich in den Vorarbeiten in Kap. 3 gezeigt, dass an den Rändern des Simulationsgebiet die Randeffekte bei verschiedenen Variablen wie z.B. der spezifischen Feuchte über die drei Randpunkte, die für die Initialisierung und den Antrieb verwendet werden, hinaus deutlich erkennbar werden. Daher wurde für den nachfolgenden Hauptlauf das Gebiet vergrößert. Es hat nun 45 x 65 Gitterpunkte, insgesamt also 2925 Gitterpunkte. Vorher umfasste das Gebiet nur 1890 Gitterpunkte. In der neuen Modellversion waren einige Korrekturen gemacht worden, insbesondere bei der Modellphysik (siehe Kap. 2.1).

Das Ziel des neuen Laufes war, den Jahresverlauf der einzelnen Klimagrößen vollständig zu erfassen. Gleichzeitig sollte ein insgesamt eher durchschnittliches Jahr simuliert werden. Es sollten zum Beispiel keine außergewöhnlichen Hitzeperioden oder besonders starke Hochwasserereignisse auftreten. Daher wurde als Zeitraum der Simulation das Jahr 2001 ausgewählt. Das Jahr 2001 war zwar ebenfalls wärmer als der Referenzzeitraum 1961-1990, aber die Abweichungen waren nicht so extrem wie zum Beispiel im Jahr zuvor oder wie im Jahr 2003. Allerdings lagen die Jahressummen des Niederschlags in ganz Deutschland über dem langjährigen Mittel, vor allem im nördlichen Niedersachsen und in Teilen Süddeutschlands sogar deutlich darüber. Besonders treten dabei der September und der März hervor, die im Gebietsmittel über 175 % des Niederschlags aus dem Bezugszeitraum 1961-1990 erreichen (Müller-Westermeier et al., 2002).

4.1 Vergleich von alter mit neuer Modellversion

Es wurden zunächst Vergleichsrechnungen mit den gleichen Einstellungen wie schon bei der Simulation von zwei Monaten (Kap. 3) durchgeführt, d.h. das Simulationsgebiet blieb gleich und auch der Zeitraum von Mitte Juli bis Mitte September wurde beibehalten, um die Vergleichbarkeit zu gewährleisten.

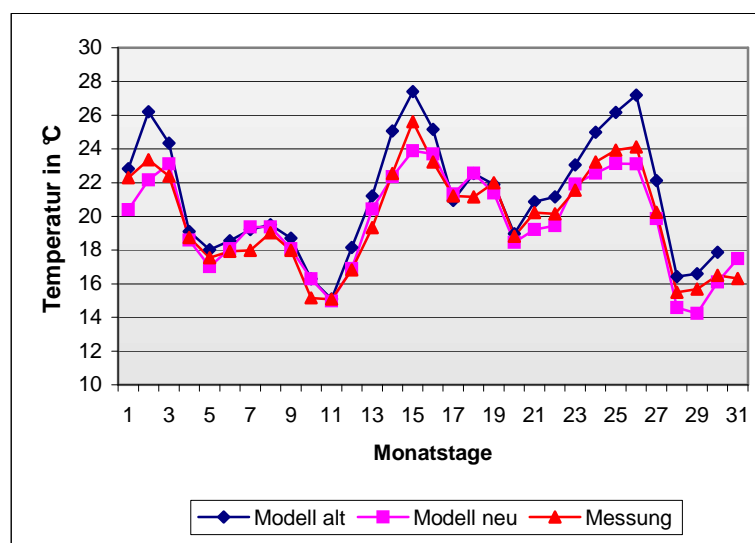


Abb. 15: 2m-Temperatur Michelstadt August 2001

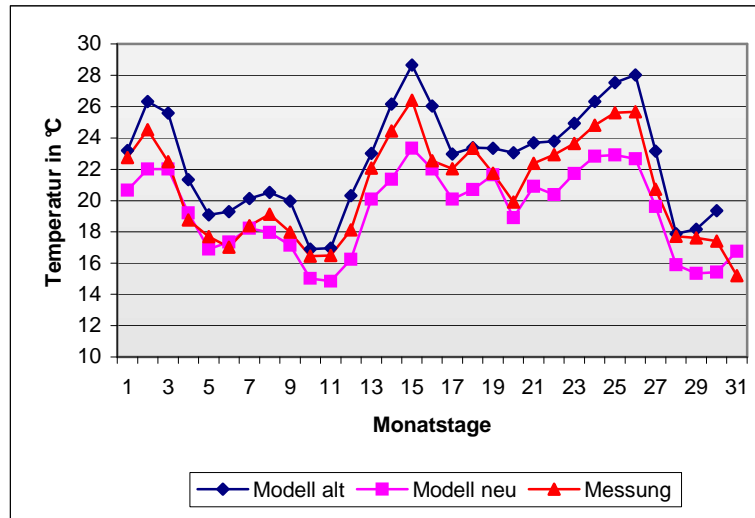


Abb. 16: 2m-Temperatur Wiesbaden August 2001

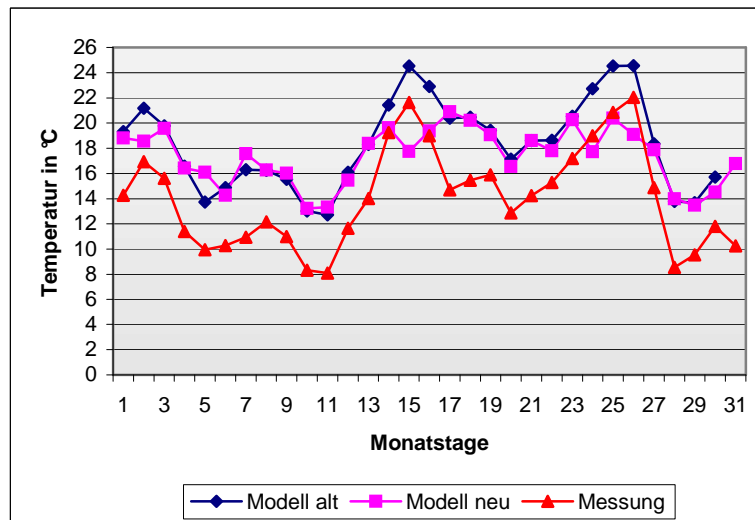


Abb. 17: 2m-Temperatur Wasserkuppe August 2001

Der systematische Fehler von 2 K ist in den Werten der neuen Modellversion nicht mehr zu sehen. Insbesondere bei der Station Wiesbaden fällt auf, dass nun die 2m-Temperatur im Modell zu tief sind und der Unterschied zwischen den Werten der alten und neuen Version sehr groß wird. Hier findet sich wieder der Fehler, der aus der vom Modell überschätzten Orographie resultiert. Als der systematische Fehler noch enthalten war, glich dieser den Orographiefehler aus, so dass insgesamt die Differenzen zwischen den Modellwerten und den Messergebnissen nicht groß waren. Mit der neuen Version gibt es also kein Kompensieren dieser unterschiedlichen Fehler mehr.

Ein Vergleich der Modellergebnisse mit den Messungen im Streudiagramm zeigt besonders für die Station Michelstadt eine gute Übereinstimmung (Abb. 18). Nur für die Wasserkuppe differieren die Temperaturen recht deutlich.

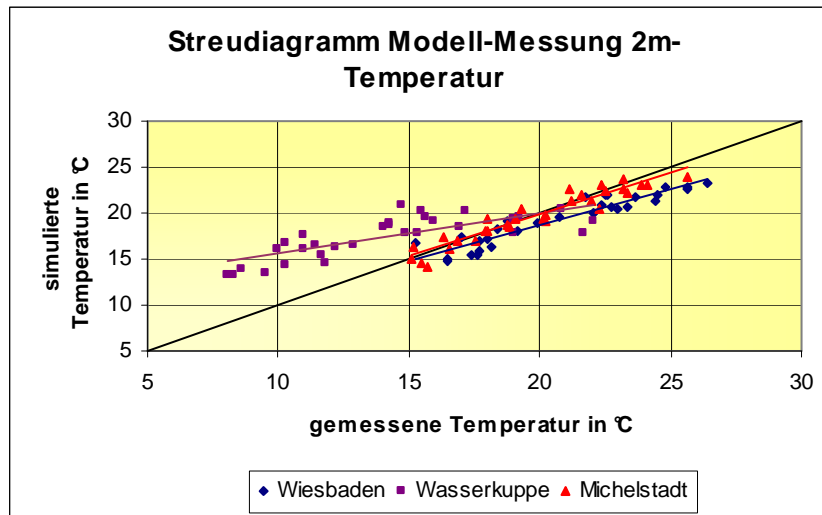


Abb. 18: Streudiagramm Modell-Messung 2m-Temperatur August 2001

Dank der Änderungen in der Turbulenzparametrisierung und in der Berechnung der 2m-Temperatur stellt die neue Version im Vergleich zur alten Version und deren Modellergebnissen eine deutliche Verbesserung dar. Für den Vergleich von Modell und Messungen wurde deshalb die Periode von einem Jahr mit der neuen Modellversion gerechnet.

4.2 Analyse der Ergebnisse der kontinuierlichen Simulation für 2001

Da bisher nur ein Monat des Jahres 2001 betrachtet wurde, ist nun von Bedeutung, welche Unterschiede es von Monat zu Monat zwischen Modell und Messungen gibt und für welche Klimagrößen. Auch werden die Jahresmittel bzw. Jahressummen der einzelnen Größen betrachtet und ausgewertet.

Mit der neuen Modellversion wurde eine Simulation des ganzen Jahres 2001 inklusive des Dezembers 2000 und Januars 2002 gerechnet. Für den Antrieb des Modells wurden GME-Analysen aus dem entsprechenden Zeitraum benutzt und alle 6 Simulationsstunden in das CLM eingelesen. Insgesamt erstreckte sich der Simulationszeitraum über 14 Monate, bzw. insgesamt 10246 Stunden. Mit einem Zeitschritt von 40s ergeben sich dadurch also 922140 Zeitschritte. Für diesen Modelllauf benötigte der Parallelrechner SP4 des Forschungszentrums Karlsruhe mit vier Prozessoren 51 Stunden, also etwas mehr als zwei Tage. Gemittelt arbeitete der Rechner in einer Rechenstunde ungefähr 201 Simulationsstunden, also etwa 8,4 Tage ab. Diese Werte hängen sehr stark von der Anzahl der Gitterpunkte ab. Bestand das Simulationsgebiet bei den Testrechnungen (siehe Kap. 3) aus 1890 Gitterpunkten, so waren es beim neuen Modelllauf 2925 Punkte. Allerdings hat sich der Rechenaufwand verdoppelt. In Tab. 3 sind nochmals einige Parameter der beiden Modellläufe aufgelistet.

Parameter	CLM-Lauf für August 2001	CLM-Jahreslauf
Anzahl Gitterpunkte	1890	2925
Simulationszeitraum	1464h	10247h
Anzahl der Prozessoren	2	4
Modell-Zeitschritt	40 s	40 s
Rechenzeit	12 h	51 h
Anzahl Simulationsstunden pro Rechenstunde	122	201

Tab. 3: Unterschiede der beiden CLM-Läufe

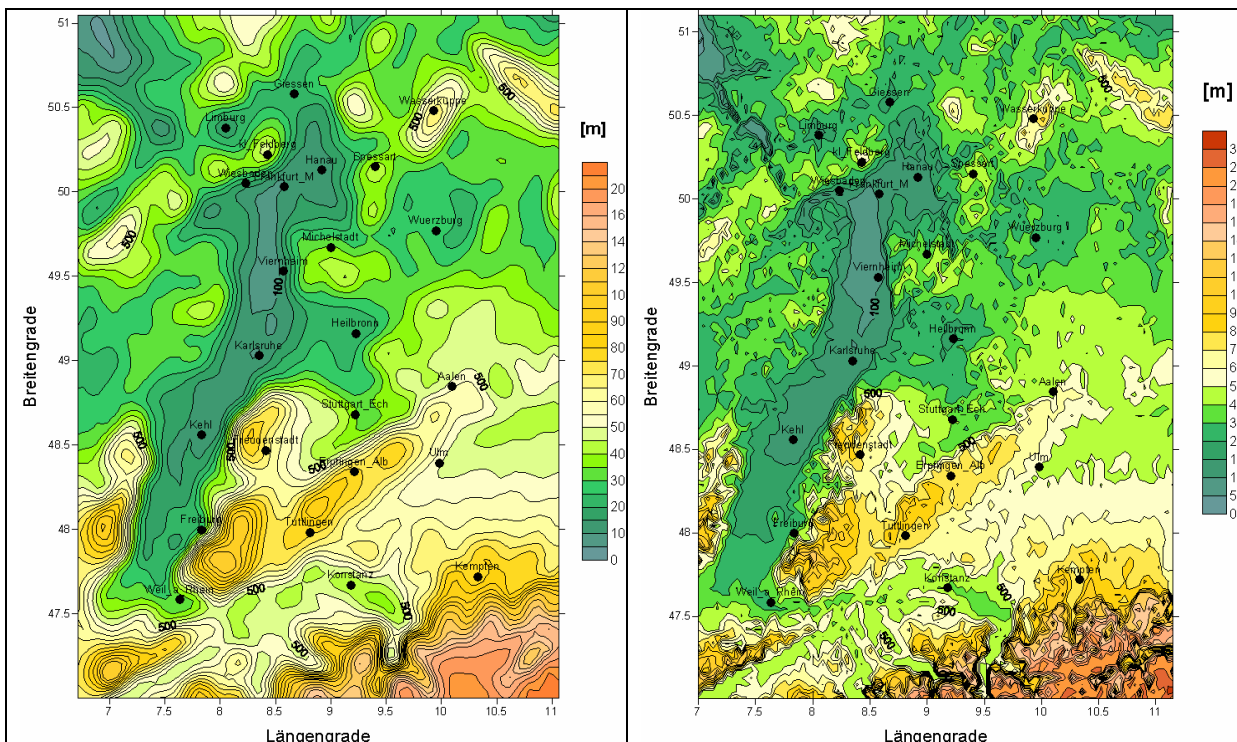


Abb. 19: Darstellung der Orographie des vergrößerten Simulationsgebiets mit Gitterauflösung 7km (links) bzw. 1km (rechts, NOAA, 2005)

In der Abb. 19 ist in der linken Grafik das nun vergrößerte Simulationsgebiet dargestellt. Enthalten sind auch die Randpunkte, auf denen die Felder initialisiert werden. Später sind die Ränder des Simulationsgebietes im Allgemeinen abgeschnitten, da dort die Randeffekte zu groß sind, um interpretierbare Werte zuzulassen. In der Regel wurden dabei jeweils $0,3^\circ$, also etwa 5 Gitterpunkte des Simulationsgebietes bei der Auswertung nicht berücksichtigt. Auf dem Bild erkennt man, dass das Gebiet in allen Richtungen vergrößert ist und jetzt den ganzen Oberrheingraben enthält, ebenso einen Teil des Schweizer Juras, einen größeren Teil der Alpen und Bayerns. Im Norden reicht das Gebiet bis an den Thüringer Wald und die Mittelgebirgslandschaft Hessens und Nordrhein-Westfalens.

Auch für das neue Simulationsgebiet wurden Orographiedaten des NOAA GLOBE Projektes mit 1km Auflösung beschafft und bearbeitet. Vergleicht man die Daten mit der CLM-Orographie (Abb. 6), treten erwartungsgemäß auch hier wiederum Differenzen an den Westhängen des Schwarzwaldes auf, größere Höhenunterschiede treten aber vor allem in

den Gebieten der Allgäuer Alpen auf, die mit der Erweiterung des Simulationsgebietes hinzugekommen sind. Insbesondere der große Höhenunterschied von Alpentälern und Bergkämmen wird vom Modell nicht gut genug wiedergegeben.

Für diesen Modelllauf wurde die Auswertung auf andere Klimagrößen ausgeweitet. Eine große Bedeutung kommt bei der Klimabetrachtung dem Niederschlag und der Verdunstung zu. Daher wurde diesmal der Gesamtniederschlag bei den Ausgabegrößen des Modells hinzugenommen. Zum Vergleich der Modelldaten des Niederschlags dienen Messwerte von 14 Stationen aus dem DWD-Messnetz der automatischen MIRIAM-Stationen (DWD, 2005). Diese Daten haben eine zeitliche Auflösung von 10 Minuten und wurden in Tagessummen umgerechnet.

Bei den Vorarbeiten wurden schon Modelldaten des latenten Wärmestroms gezeigt, ohne dass es möglich war, diese mit Messergebnissen zu vergleichen, da diese Größe nur selten kontinuierlich gemessen wird, sondern meistens nur im Rahmen von Forschungsprojekten. Der latente Wärmestrom W_L wird vom Modell in W/m^2 für jeden Rechenschritt in sekundlicher Auflösung ausgegeben. Mit der Formel

$$V = W_L \cdot \frac{3600s \cdot 24s/d}{L} \cdot 1000 \quad (15)$$

und der Kondensationswärme des Wasserdampfes $L = 2.5 \cdot 10^6$ J/kg kann man die Verdunstung V in kg/m^2 berechnen, was zahlenmäßig der Angabe in mm pro Tag entspricht. Dieses Ergebnis kann man dann wiederum mit dem gefallenem Tagesniederschlag vergleichen.

In der nächsten Abbildung ist links die vorherrschende Bodenart dargestellt, rechts der Pflanzenbedeckungsgrad des Erdbodens. Beides sind konstante Felder, so dass die jahreszeitliche Variation zumindest beim Pflanzenbedeckungsgrad im Modell nicht berücksichtigt wurde. Beide Felder werden bei der Initialisierung der Rechnungen vom Modell angelegt. Der Pflanzenbedeckungsgrad ist in Prozent des Gitterelementes angegeben.

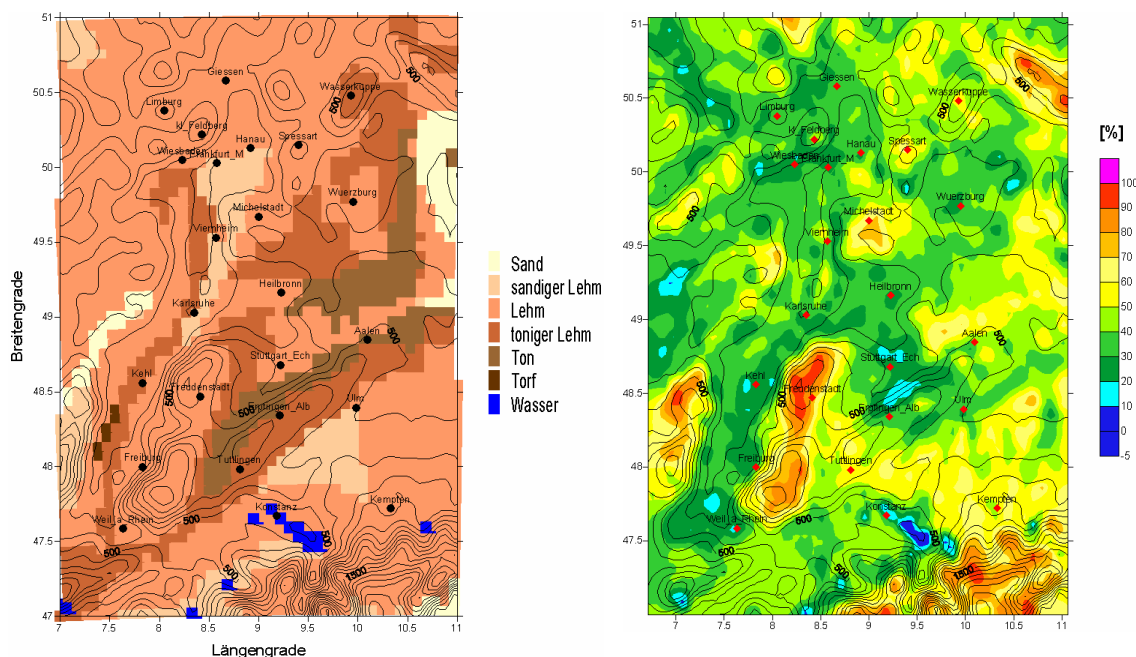


Abb. 20: links: Bodenarten, rechts: Pflanzenbedeckungsgrad

4.2.1 2m-Temperatur

Hier kann nun der Überblick über das ganze Jahr 2001 gegeben werden. Als erstes ist in Abb. 21 das Jahresmittel aller Gitterpunkte dargestellt. Das Jahresmittel wurde aus dem Mittelwert der Monatsmittel berechnet.

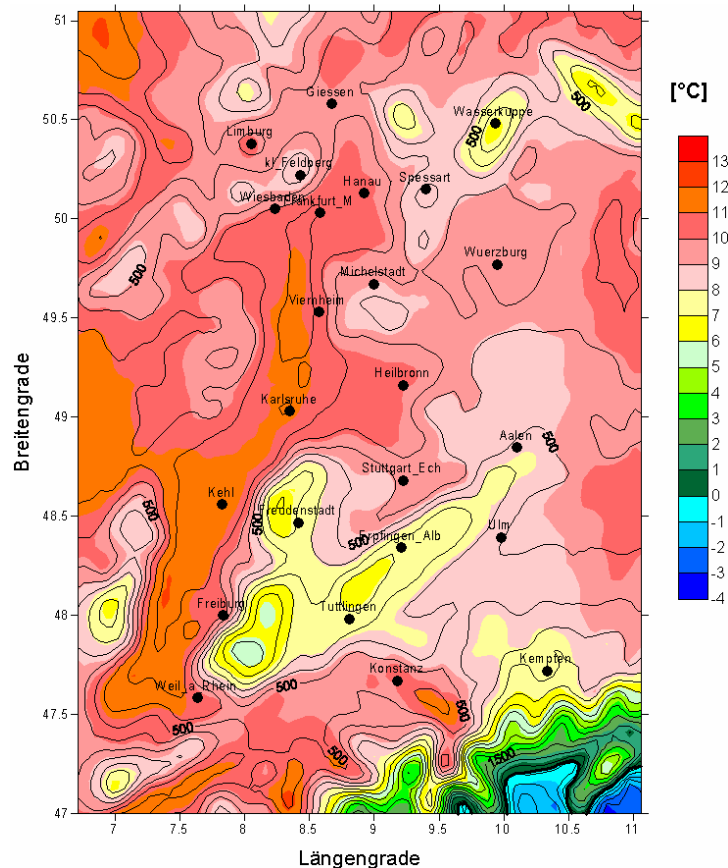


Abb. 21: Jahresmittel der 2m-Temperatur 2001 des CLM

Erwartungsgemäß spiegeln die Temperaturen im Wesentlichen die Topographie des Simulationsgebietes wieder. Erkennbar wird auch der südliche Schwarzwald als kälteste Region der Mittelgebirge mit einem Jahresmittel zwischen 5 und 6 °C, während die höchsten Jahresmittel in der Gegend um Colmar im südlichen Elsass sowie in der Kölner Bucht und um Zürich auftreten. Dort findet man Werte über 12 °C, während das übrige Oberrheintal ein Jahresmittel von 10 bis 12 °C verzeichnet. Gut wieder gegeben wird auch das klimatisch begünstigte Bodenseegebiet sowie der im Simulationsgebiet enthaltene Teil Lothringens. Für die Mittelgebirge werden im Allgemeinen Jahresmittel zwischen 6 und 9 °C errechnet und nur im Alpenraum treten Jahrestemperaturen unter 5 °C auf.

Anhand der drei Stationen Michelstadt im Odenwald, Wiesbaden und Wasserkuppe werden die Modellergebnisse mit den Messungen verglichen.

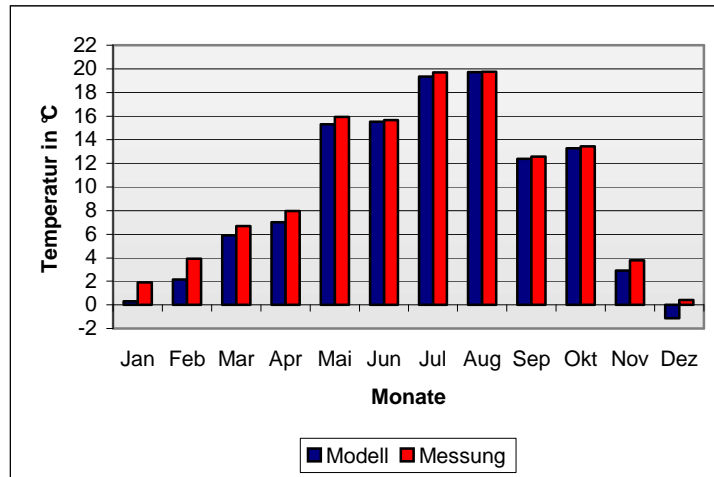


Abb. 22: Monatsmittel der 2m-Temperatur Michelstadt 2001

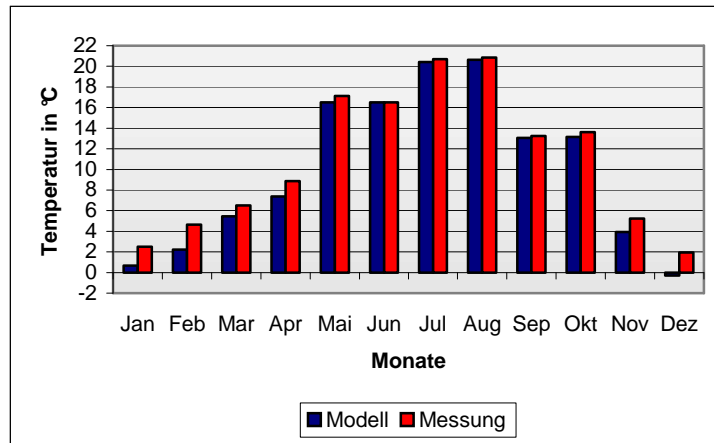


Abb. 23: Monatsmittel der 2m-Temperatur Wiesbaden 2001

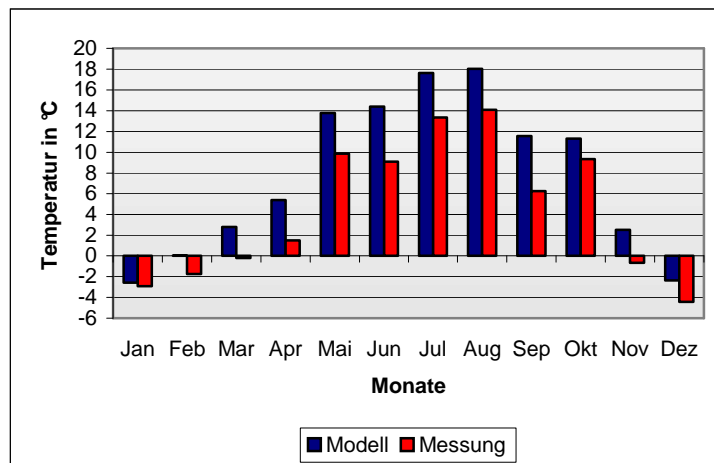


Abb. 24: Monatsmittel der 2m-Temperatur Wasserkuppe 2001

Bei den Stationen Michelstadt und Wiesbaden sind vor allem die Wintermonate Dezember, Januar und Februar durch höhere Differenzen von Modell und Messungen der 2m-Temperatur gekennzeichnet. In den Sommermonaten gibt es dagegen insgesamt gute Übereinstimmung. Das CLM simuliert für die Wasserkuppe im Sommer deutlich zu hohe

Temperaturen mit über 5 K Differenz im Juni und September. Die Wintermonate werden ebenfalls zu warm nachsimuliert, doch sind hier die Differenzen wesentlich kleiner bis maximal 2 K im Dezember.

Für Michelstadt und Wiesbaden nähert sich die Ausgleichsgerade mit höheren Temperaturen an die Winkelhalbierende, die die Idealkurve darstellt, an. Bei der Station Wasserkuppe ist dies gegenteilig: Bei tiefen Temperaturen liegt die Ausgleichsgerade näher an der Winkelhalbierenden als bei den Sommermonaten mit hohen Temperaturen (Abb. 25).

In Abb. 26 sind diesmal nur für die Station Michelstadt alle Tagesmittel der 2m-Temperatur des ganzen Jahres 2001 in Streudiagrammen dargestellt worden. Aufgeteilt wurden die Daten jeweils nach Monaten, wobei immer drei Monate nach meteorologischen Jahreszeiten in einem Schaubild untergebracht wurden. Schaubild A zeigt die Wintermonate Dezember, Januar und Februar; Schaubild B die Frühlingsmonate März, April, Mai; Schaubild C die Sommermonate Juni, Juli, August und Schaubild D die Herbstmonate September, Oktober und November.

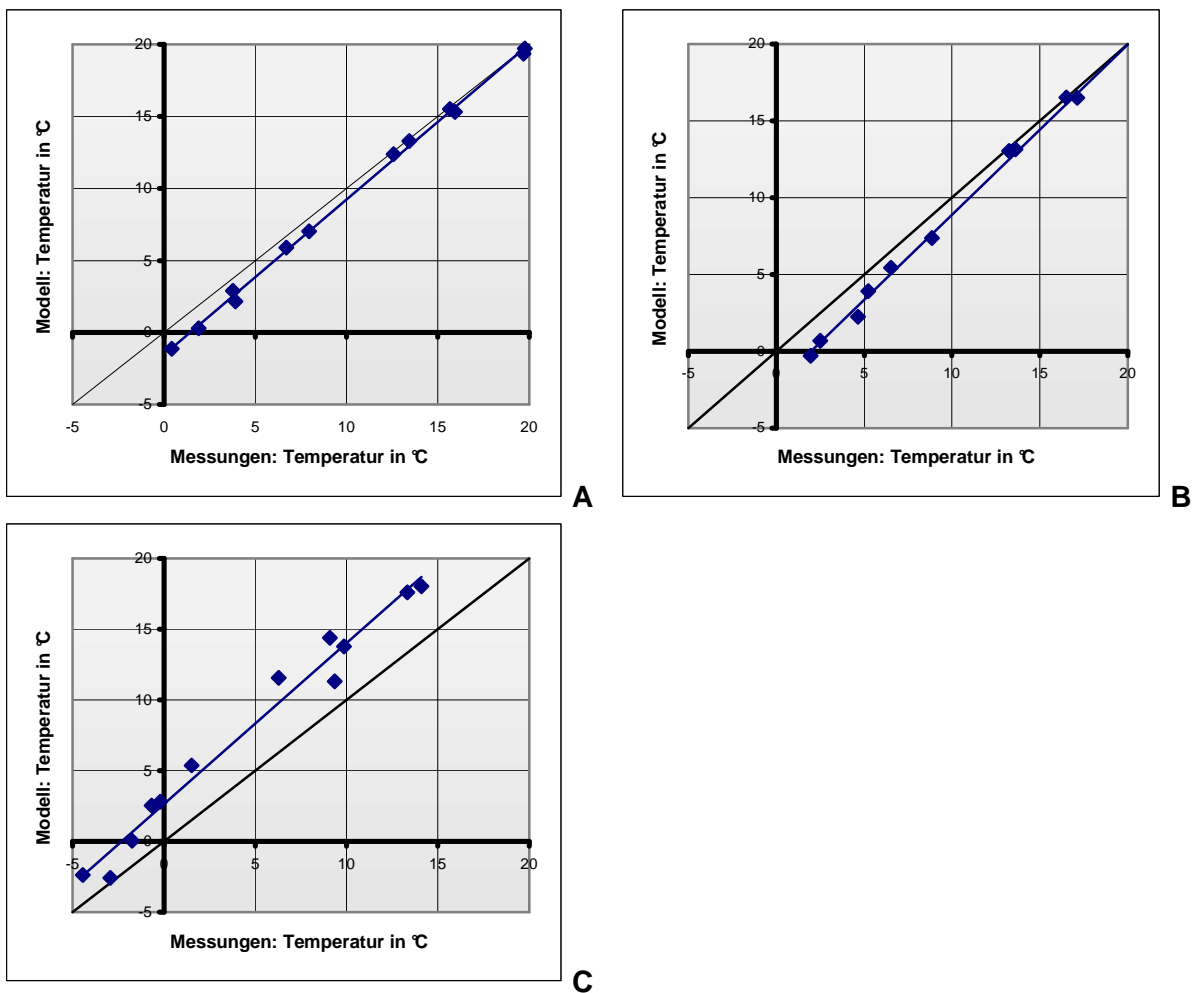


Abb. 25: Streudiagramme der Monatsmittel der 2m-Temperatur für 2001, A: Michelstadt, B: Wiesbaden, C: Wasserkuppe

Jede Farbe in den jeweiligen Grafiken veranschaulicht einen Monat. Sowohl bei den Monaten DJF als auch bei JJA sind alle Punkte entlang der Winkelhalbierenden verstreut, bei den Monaten MAM und SON dagegen können Bereiche der Winkelhalbierenden Monaten zugeordnet werden. So ist zum Beispiel der Mai durchgängig wärmer als der März und April, genauso wie die Novembertage alle kälter sind als die September- und Oktobertage.

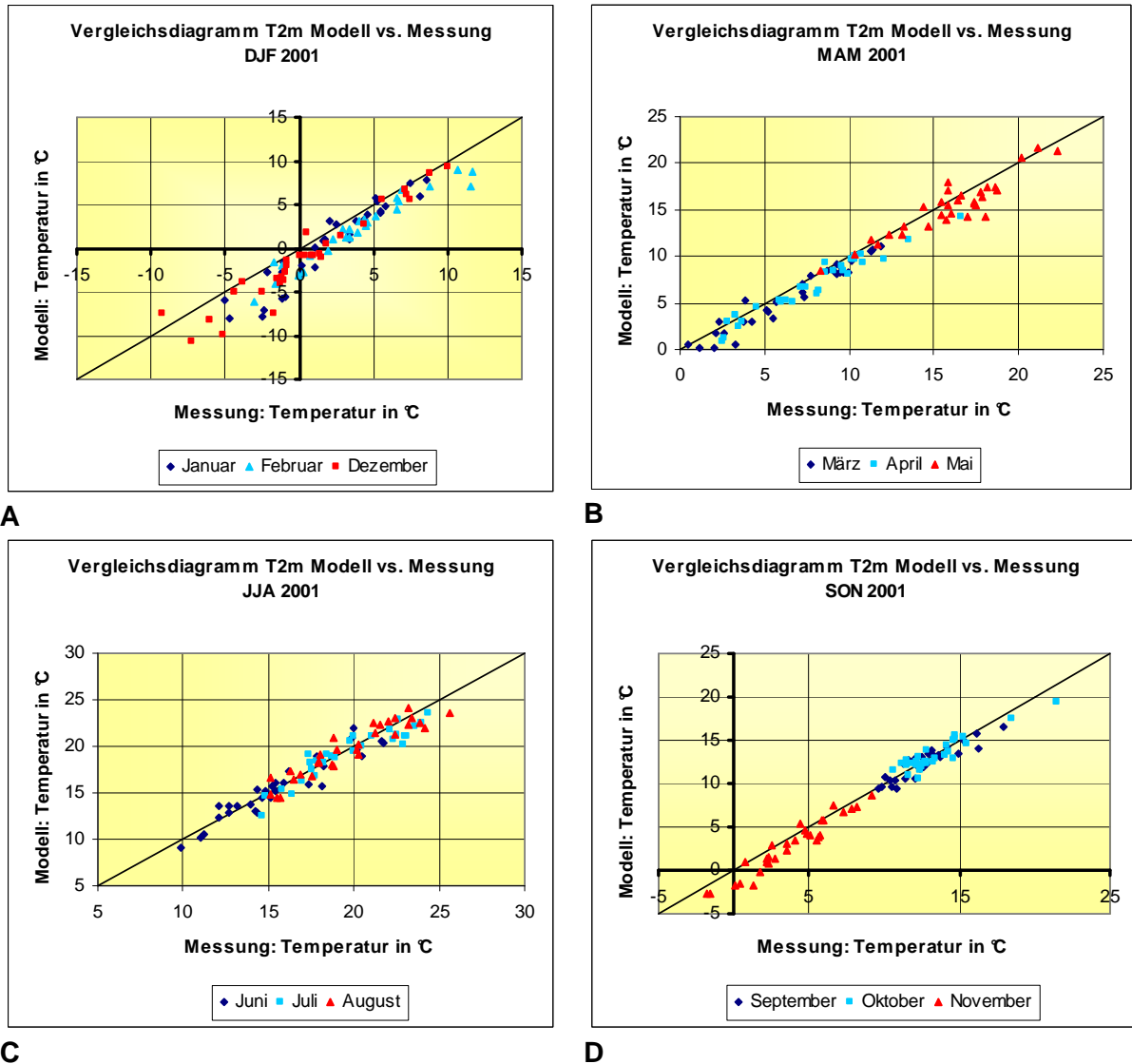


Abb. 26: Vergleichsdiagramme der 2m-Temperatur für die Station Michelstadt nach Jahreszeiten geordnet für das Jahr 2001

Insgesamt stehen die Daten von 24 Messstationen zur Verfügung, für die die Jahresmittel mit denen des Modells verglichen wurden (Abb. 27, Tab. 4). Untersucht wird nun, inwieweit diese Zuordnung zu den in Kap. 2.2 eingeführten Klassen passt. Die Stationen mit der tiefsten Jahrestemperatur unter 8 °C sind teilweise Bergstationen wie zum Beispiel die Wasserkuppe und die Station Kempton im Voralpengebiet, teilweise Mittelgebirgsstationen, zum Beispiel Tuttligen. Im Temperaturbereich von 8 – 10 °C findet man weitere Mittelgebirgsstationen (z.B. Spessart, Ulm) und die Bergstation Kleiner Feldberg. Bei Temperaturen über 10 °C liegen alle Stationen des Rheintals außer Freiburg. Die Station Hanau verzeichnet das höchste Jahresmittel mit 11,3 °C. Zumindest ungefähr findet man also in den Jahresmitteln der 2m-Temperatur die Einteilung in verschiedene Klassen wieder. Zusätzlich wurde auch der Korrelationskoeffizient der Reihen des Monatsmittels jeweils für den Modelllauf und für die Messungen berechnet. Für alle Stationen liegt der Korrelationskoeffizient sehr nahe bei eins. Man muss dabei aber beachten, dass der Korrelationskoeffizient nur zusammen mit den Differenzen zwischen Modell- und Messwerten zur Bewertung herangezogen werden kann. Die absoluten Differenzen betragen durchschnittlich bis zu 1,0 K, teilweise aber um einiges höher mit 2,0 – 3,0 K, wie zum Beispiel bei der Station Aalen, Freiburg, Kleiner Feldberg und bei der Wasserkuppe.

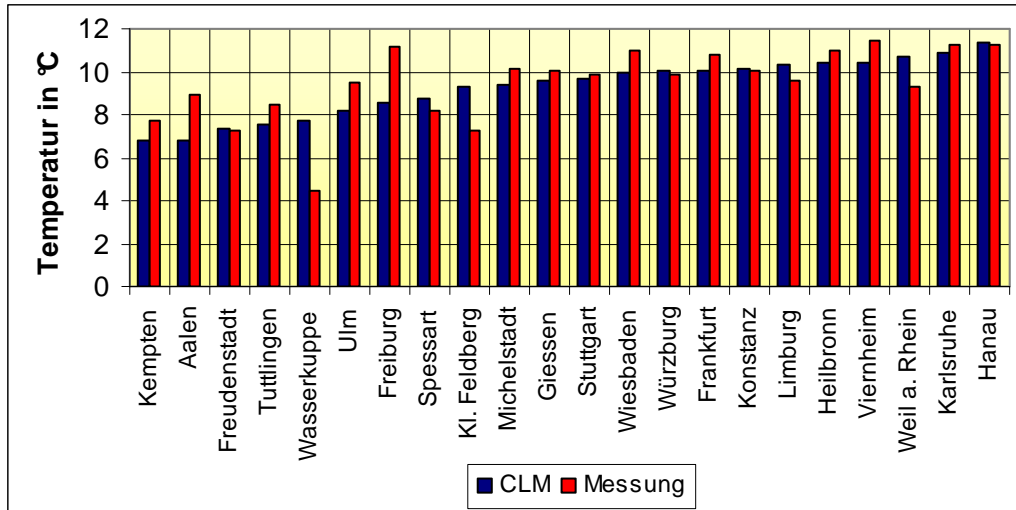


Abb. 27 Jahresmittel der 2m-Temperatur 2001, geordnet nach dem simulierten Wert

Stationen	CLM T2m [°C]	Messungen T2m [°C]	Diff CL M-Mess [K]	Korr.koeff.
Kempten	6.8	7.7	-1.0	0.9975
Aalen	6.8	8.9	-2.1	0.9931
Freudenstadt	7.3	7.2	0.1	0.9932
Tuttlingen	7.6	8.5	-0.9	0.9991
Wasserkuppe	7.7	4.5	3.2	0.9885
Ulm	8.2	9.4	-1.2	0.9915
Freiburg	8.6	11.2	-2.6	0.9913
Spessart	8.7	8.2	0.5	0.9969
Kl. Feldberg	9.3	7.2	2.1	0.9869
Michelstadt	9.4	10.1	-0.8	0.9992
Giessen	9.5	10.0	-0.5	0.9976
Stuttgart	9.6	9.8	-0.2	0.9987
Wiesbaden	10.0	11.0	-1.0	0.9986
Würzburg	10.0	9.8	0.2	0.9986
Frankfurt	10.1	10.8	-0.7	0.9976
Konstanz	10.1	10.1	0.0	0.9982
Limburg	10.4	9.6	0.8	0.9989
Heilbronn	10.4	11.0	-0.6	0.9950
Viernheim	10.4	11.4	-1.0	0.9980
Weil am Rhein	10.7	9.3	1.4	0.9981
Karlsruhe	10.9	11.3	-0.4	0.9989
Hanau	11.3	11.2	0.1	0.9968
Mittelwert:	9.3	9.5	abs. mittl. Diff.: 1.0	0.9960

Tab. 4: Übersicht der Vergleiche von Modellergebnissen mit Messungen für die 2m-Temperatur, geordnet nach dem simulierten Wert

4.2.2 2m-Taupunkttemperatur Td

In den nächsten Abbildungen ist das Jahresmittel der Taupunkttemperatur für das gesamte Simulationsgebiet dargestellt. Von der Struktur der Temperatur her ähnelt die Grafik der Abbildung der 2m-Temperatur. Die höchsten Werte mit 8 – 9 °C findet man im südlichen Oberrheingraben zwischen Freiburg und Weil am Rhein, am Bodensee und in der Kölner Bucht. Die niedrigsten Temperaturen findet man am südöstlichen Rand in den Alpen mit bis zu -6 °C in den Gipfellagen. In den Mittelgebirgen reichen die Temperaturen nur bis 3 °C herunter, so z.B. im südlichen Schwarzwald, in den Südvogesen und im Thüringer Wald. Auf der Schwäbischen Alb, im Hunsrück und in der Rhön liegt die Taupunkttemperatur im Jahresmittel bei 4 – 5 °C, im Taunus sogar noch darüber. Im Voralpengebiet liegt das Jahresmittel bei 4 – 6 °C.

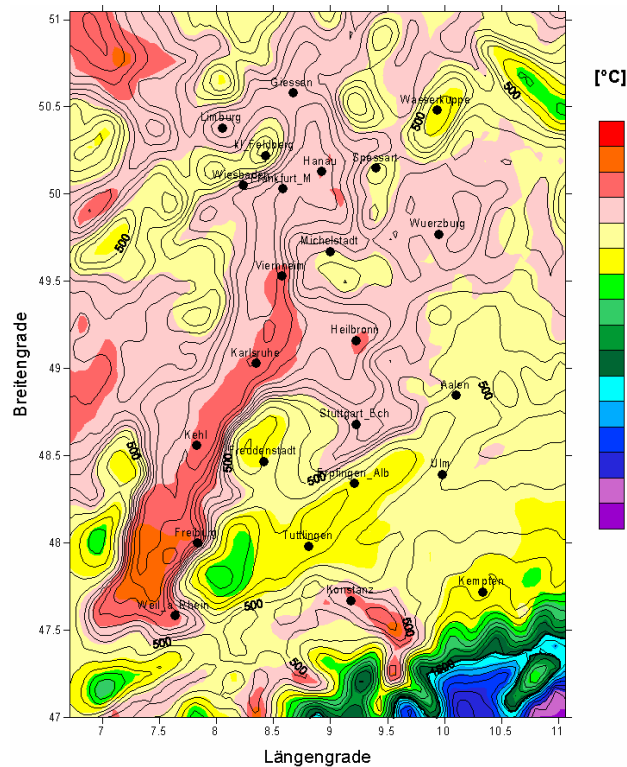


Abb. 28: Jahresmittel der Taupunkttemperatur 2001

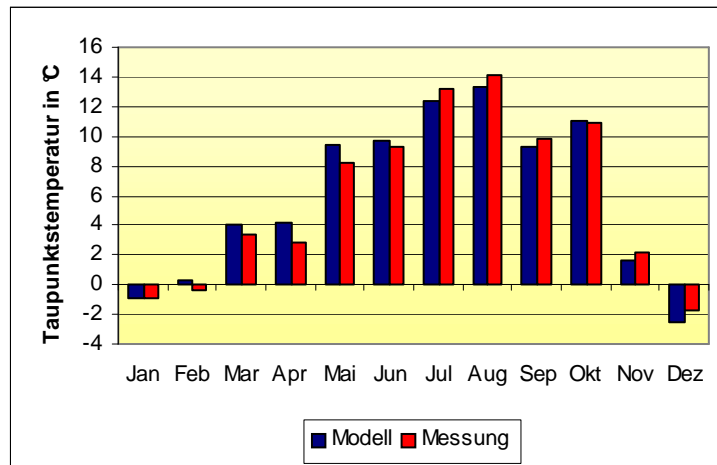


Abb. 29: Monatsmittel der Taupunkttemperatur Michelstadt 2001

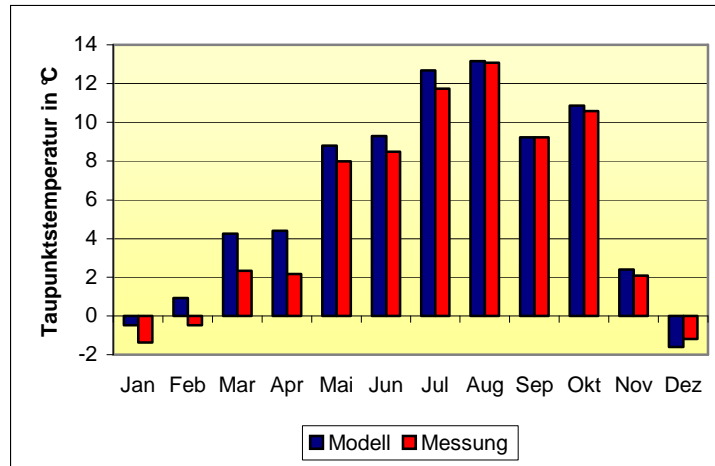


Abb. 30: Monatsmittel der Taupunkttemperatur Wiesbaden 2001

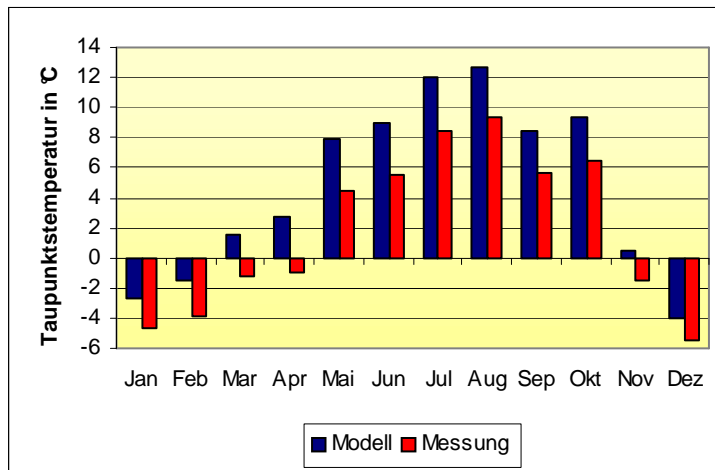
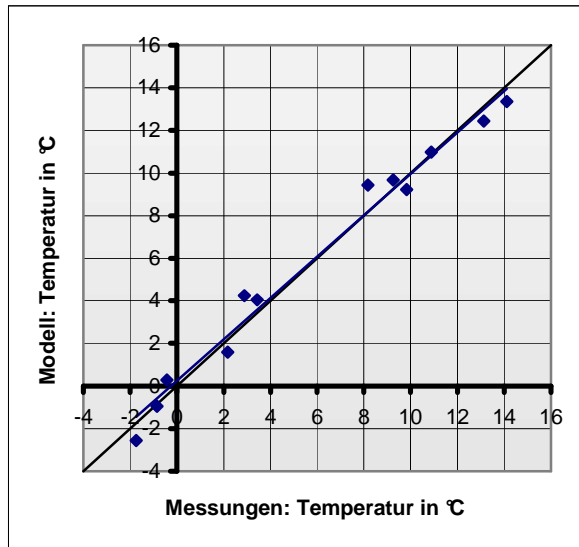
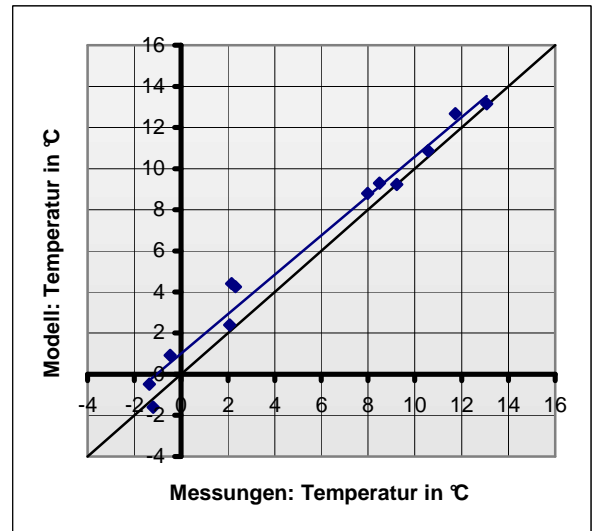


Abb. 31: Monatsmittel der Taupunkttemperatur Wasserkuppe 2001

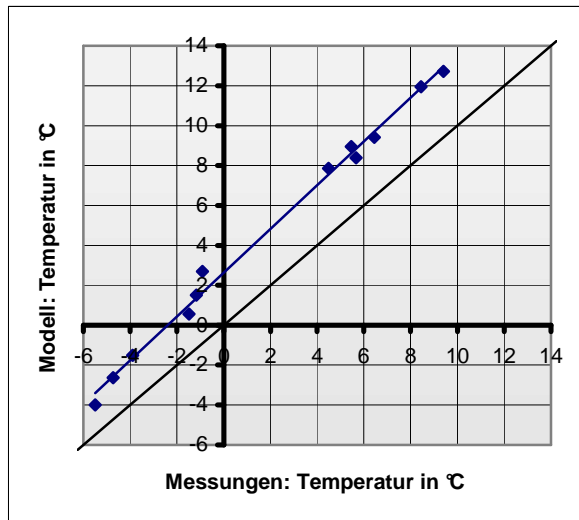
Bei den drei ausgewählten Stationen fallen auch hier wie schon bei der 2m-Temperatur die deutlich zu hohen Taupunkttemperaturen des Modells für den Standort Wasserkuppe auf (Abb. 31, Abb. 32 C). Im Mittel liegt die Differenz der Monatswerte bei 2,8 K, an den Stationen Michelstadt und Wiesbaden ergibt sich nur eine mittlere Differenz von 0,1 K bzw. 0,8 K (Tab. 5). An diesen Stationen treten insbesondere in den Frühlingsmonaten März, April und Mai größere Differenzen bis zu etwa 2,0 K auf, ansonsten betragen die Differenzen nur etwa 1,0 K, wobei die Luftfeuchtigkeit bei Wiesbaden systematisch überschätzt wird (Abb. 30, Abb. 32 B). An der Station Michelstadt gibt es dagegen keine systematische Abweichung. Die mittlere Differenz liegt bei nur 0,08 K. Errechnet man aber die absolute mittlere Differenz, kommt man auf den Wert 0,73 K.



A



B



C

Abb. 32: Streudiagramme der Monatsmittel der Taupunktstemperatur 2001, A: Michelstadt, B: Wiesbaden, C: Wasserkuppe

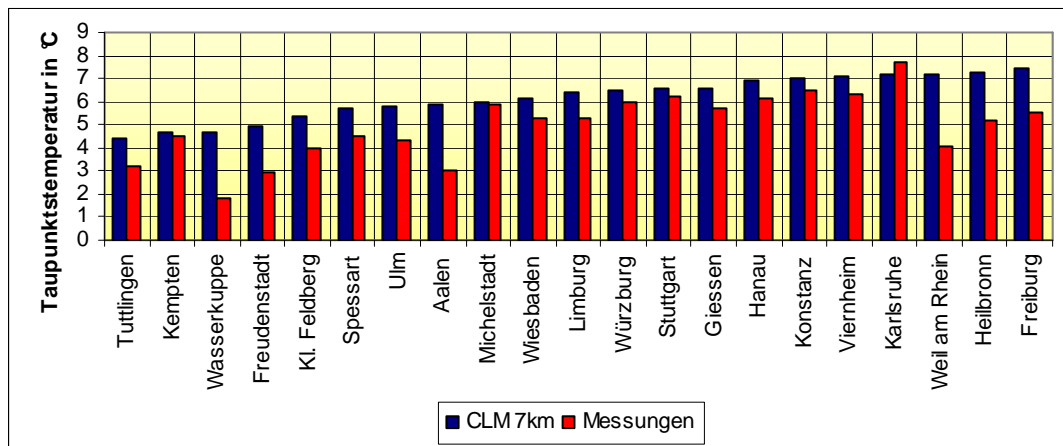


Abb. 33: Jahresmittel der Taupunktstemperatur 2001 des 7km-Modelllaufs und der Messungen

Station	Td2m Modell [°C]	Td2m Messung [°C]	Diff Mod-Mess [K]	Korrelationskoeff.
Tuttlingen	4.4	3.2	1.2	0.9967
Kempten	4.6	4.5	0.1	0.9988
Wasserkuppe	4.7	1.9	2.8	0.9969
Freudenstadt	4.9	3.0	2.0	0.9970
Kl. Feldberg	5.3	4.0	1.4	0.9886
Spessart	5.7	4.5	1.2	0.9976
Ulm	5.8	4.3	1.5	0.9908
Aalen	5.9	3.1	2.8	0.9942
Michelstadt	6.0	5.9	0.1	0.9902
Wiesbaden	6.2	5.3	0.8	0.9844
Limburg	6.4	5.3	1.1	0.9962
Würzburg	6.5	6.0	0.5	0.9970
Stuttgart	6.6	6.2	0.4	0.9960
Giessen	6.6	5.7	0.9	0.9954
Hanau	6.9	6.2	0.8	0.9953
Konstanz	7.0	6.5	0.5	0.9967
Viernheim	7.1	6.3	0.8	0.9871
Karlsruhe	7.2	7.7	-0.5	0.9937
Weil am Rhein	7.2	4.1	3.1	0.9914
Heilbronn	7.3	5.2	2.1	0.9854
Freiburg	7.4	5.6	1.9	0.9974
Mittelwert:	6.2	5.0	1.2	0.9937

Tab. 5: Übersicht der Vergleiche von Modellergebnissen mit Messungen für die Taupunkttemperatur (Td2m) 2001

Das berechnete Jahresmittel der Taupunkttemperatur des Jahres 2001 liegt für alle Stationen im Simulationsgebiet mit Ausnahme von Karlsruhe über den gemessenen Werten. Die mittlere Differenz von allen Stationen liegt bei 1,2 K, d.h. das Modell ist systematisch zu feucht. An einigen Stationen beträgt die Differenz sogar 2,0 – 3,0 K. Im Mittel liegt der Korrelationskoeffizient sehr nahe bei eins. Insgesamt sind die Ergebnisse für die 2m-Taupunkttemperatur also zufriedenstellend.

4.2.3 10m-Windgeschwindigkeit

Der Betrag der Windgeschwindigkeit wurde bereits im letzten Kapitel diskutiert. Es zeigte sich, dass die Windgeschwindigkeit für den August vom Modell nicht gut wiedergegeben wird und vor allem für die Höhenlagen keinen nennenswerten Anstieg der Geschwindigkeit simulierte.

In Abb. 34 wird die mittlere Windgeschwindigkeit des Jahres 2001 für alle Gitterpunkte gezeigt. Es lässt sich eine Struktur mit höheren Geschwindigkeit ab 3,6 m/s in den Höhenlagen der Mittelgebirgen und niedrigere Geschwindigkeit um 3,0 m/s in den Tallagen erkennen. Trotzdem ist die Verteilung der Werte im Gebiet südlich der Station Würzburg nicht nachvollziehbar, in dem ein Geschwindigkeitsmaximum um 4,0 m/s auftritt. Die höchsten Geschwindigkeiten mit über 4,0 m/s findet man in der Rhön und im Schwarzwald sowie in Teilen der Schwäbischen Alb nordöstlich der Station Erpfingen/Alb. Im Gegensatz zu den oben gezeigten Ergebnissen der 2m-Temperatur und der Taupunkttemperatur treten bei der Windgeschwindigkeit in den Randbereichen des Simulationsgebietes deutliche

Randeffekte auf. Im Bereich dieses Randgebietes liegen auch die Alpen. Dort herrschen laut Modell auch in den Hochlagen nur Geschwindigkeiten um 2,0 m/s, die völlig unrealistisch sind.

In Abb. 35 bis Abb. 38 sind die Monatsmittel der Windgeschwindigkeit aufgeführt. Bei dieser Auswertung werden auch die Windgeschwindigkeiten an der Station Spessart-Lettgenbrunn diskutiert. Diese Station wird entsprechend zur Einteilung der Stationen in Kap. 2.2 zu den Mittelgebirgsstationen gezählt. In jeder einzelnen Abbildung ist das Verhältnis Modell zu Messungen anders. Bei Michelstadt (Abb. 35) findet man relativ niedrige Messwerte und im Verhältnis dazu zu hohe Modellwerte, während für Spessart-Lettgenbrunn (Abb. 38) und besonders bei der Wasserkuppe (Abb. 37) die Messwerte deutlich höher sind als die Werte, die das CLM berechnet hat. In Abb. 36 ist die Station Wiesbaden dargestellt. Dort kann man insgesamt eine gute Übereinstimmung von CLM und Beobachtungen feststellen. Es wird also deutlich, dass für Gebiete wie bei Wiesbaden das Modell gute Ergebnisse liefert, aber vor allem in den höheren Lagen und in Tallagen wie bei Michelstadt die Ergebnisse nicht ausreichend gut sind.

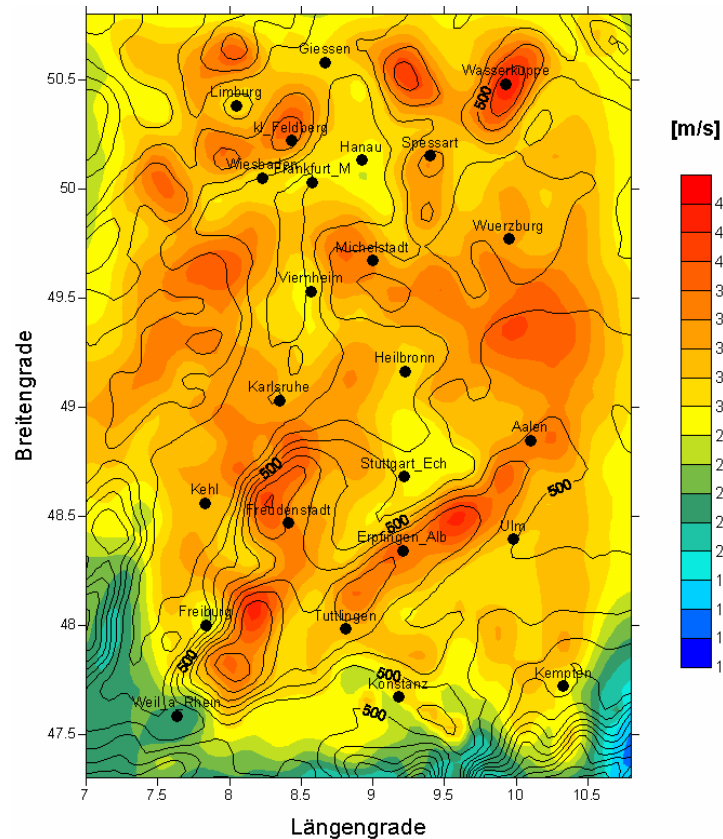


Abb. 34: Jahresmittel der Windgeschwindigkeit 2001

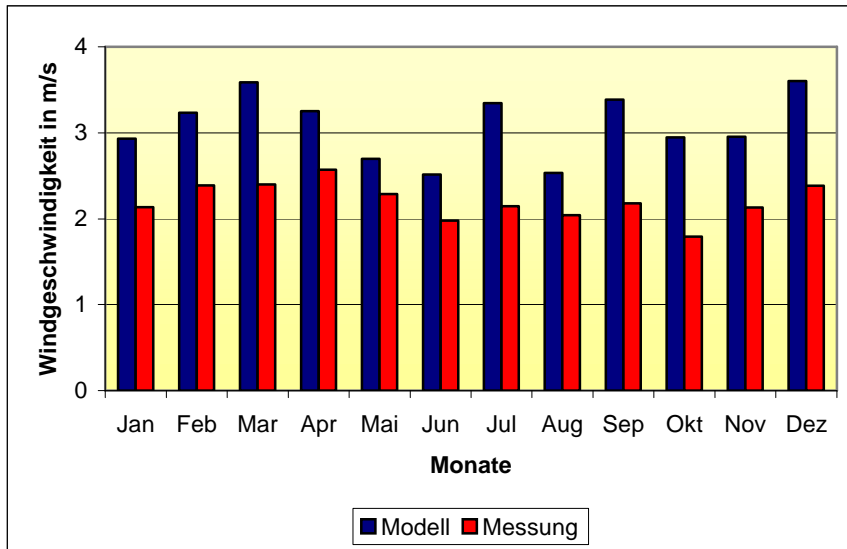


Abb. 35: Monatsmittel des 10-Windes für Michelstadt 2001

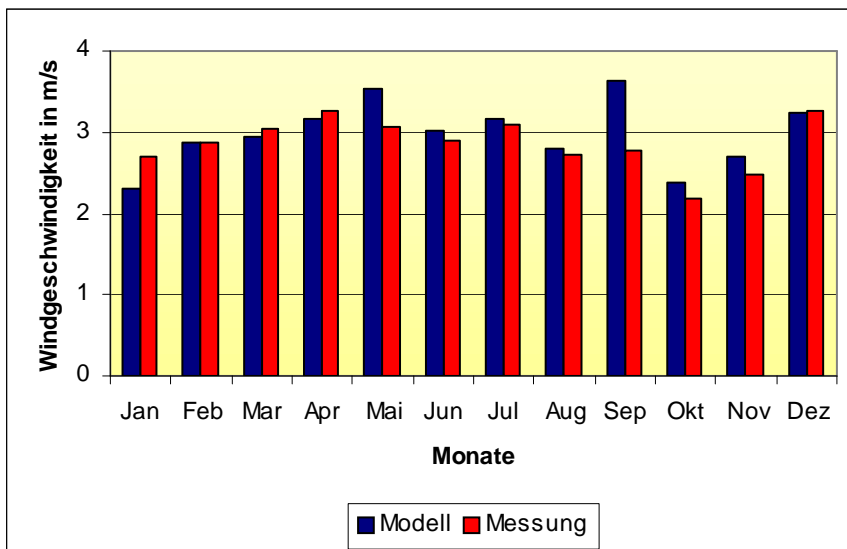


Abb. 36: Monatsmittel des 10-Windes für Wiesbaden 2001

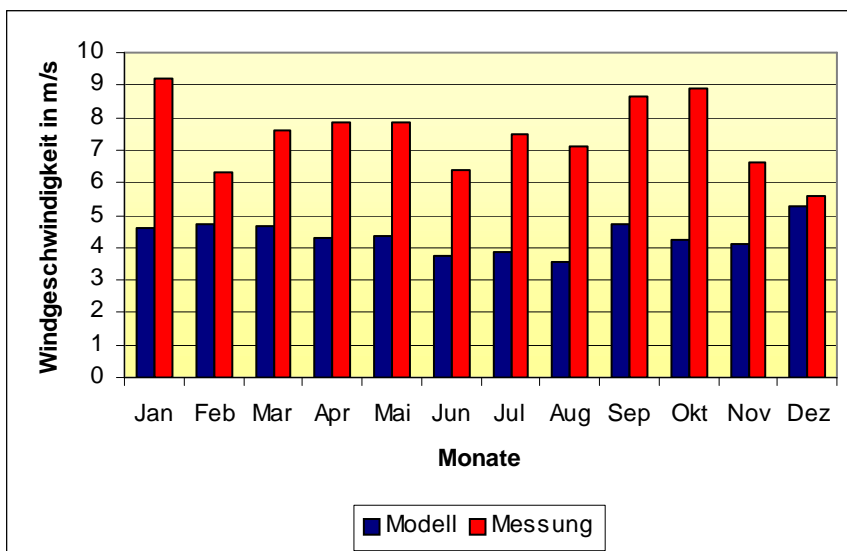


Abb. 37: Monatsmittel des 10-Windes für Wasserkuppe 2001

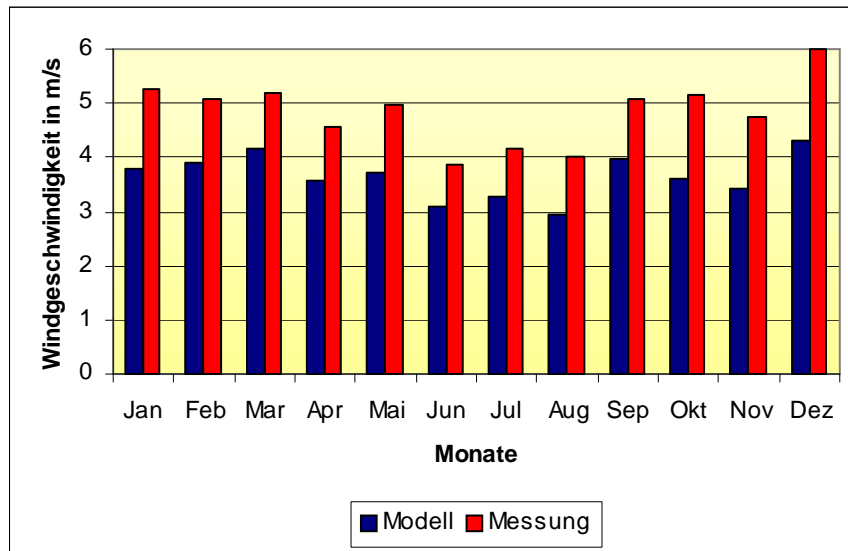


Abb. 38: Monatsmittel des 10-Windes für Spessart-Lettgenbrunn 2001

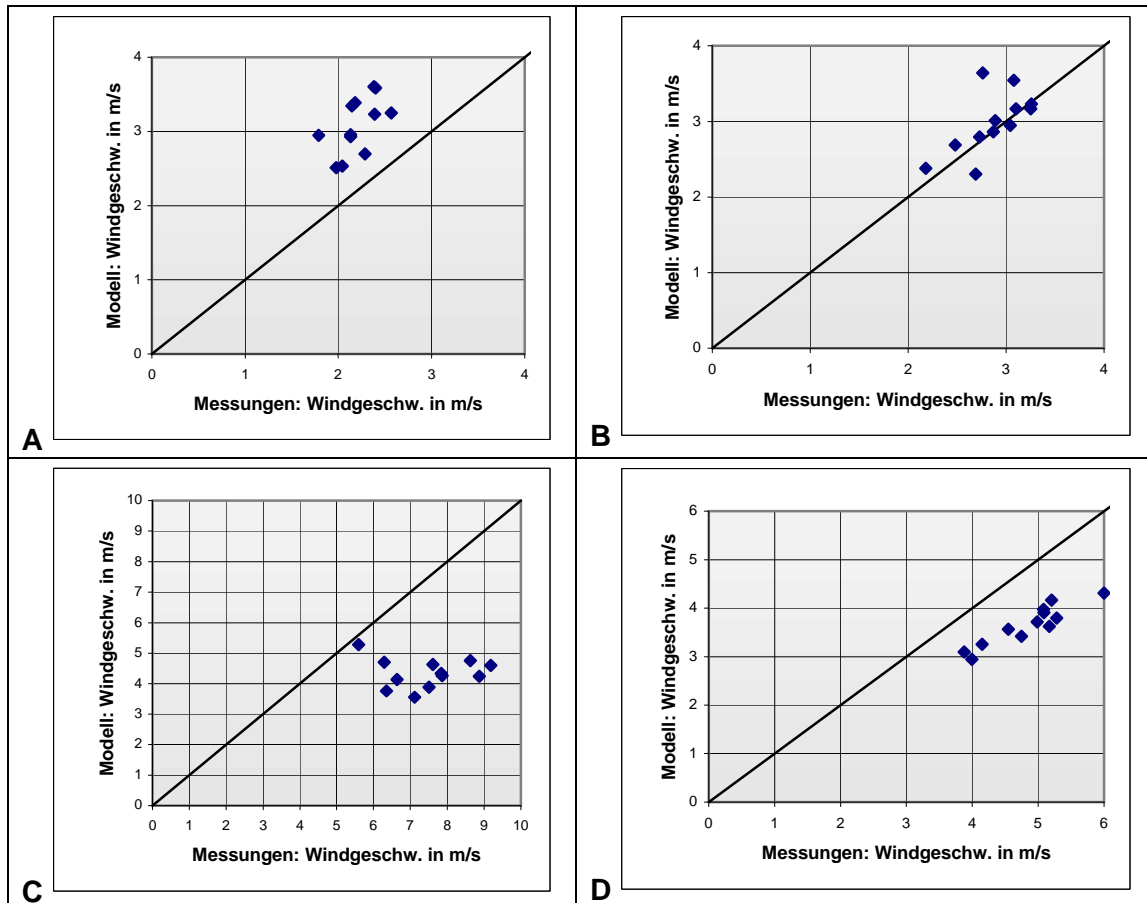


Abb. 39: Streudiagramme der Monatsmittel 2001 der Windgeschwindigkeit für A) Michelstadt, B) Wiesbaden, C) Wasserkuppe, D) Spessart-Lettgenbrunn

Die Grafiken in Abb. 39 zeigen die Streuung der Punkte aus den Modell- und Messdaten und bilden eine Ergänzung zu den bereits gezeigten Diagrammen der vier ausgewählten Stationen. Sowohl für die Wasserkuppe, als auch für die Station Spessart-Lettgenbrunn liegen die Punkte weit unterhalb der Winkelhalbierenden, im Fall der Wasserkuppe befinden

sich die Punkte sogar auf einer fast waagrechten Achse. Eher zufällig stimmt ein Modellwert dort mit dem entsprechenden Messwert überein: das Monatsmittel des Dezembers mit 5,6 bzw. 5,3 m/s. Entsprechend liest man in Tab. 6 ab, dass keine Korrelation zwischen den Messdaten der Station Wasserkuppe und den entsprechenden simulierten Werten des Modells herrscht, da der Wert bei -0,0459 liegt. Im Mittel liegen die Werte bei etwa 0,7. Auch dieser Wert zeigt, dass die Ergebnisse für die Windgeschwindigkeit insgesamt nicht so gut sind wie bei der 2m-Temperatur und der Taupunkttemperatur, bei denen der mittlere Korrelationskoeffizient noch bei 0,99 lag. Auch die absolute mittlere Differenz liegt mit 1,62 m/s relativ hoch, so dass insgesamt der Vergleich dieser Reihen eher unbefriedigend ausfällt.

Stationen	CLM $ \bar{v} $ [m/s]	Messung $ \bar{v} $ [m/s]:	Diff Mod-Mss [m/s]	Korrelationskoeff.
Aalen	3.70	1.66	2.04	0.6036
Erpfingen/Alb	3.91	3.75	0.16	0.9921
Freiburg	2,82	2.05	0.77	0.9565
Freudenstadt	3.69	2.19	1.50	0.9448
Gießen	3.08	2.13	0.95	0.5603
Hanau	2.92	2.39	0.53	0.8375
Heilbronn	3.10	1.54	1.56	0.8875
Kehl	3.40	1.63	1.77	0.9096
Kl Feldberg	3.98	8.61	-4.63	0.6327
Limburg	2,80	3.55	-0.75	0.8331
Michelstadt	3.62	2.20	1.42	0.6072
Spessart	3.65	6.56	-2.91	0.9350
Tuttlingen	3.28	1.52	1.76	0.8737
Ulm	3.19	1.14	2.05	0.7562
Viernheim	2,88	2.77	0.11	0.4021
Wasserkuppe	4.35	10.11	-5.76	-0.0459
Weil a. R.	2.24	1.93	0.32	0.3872
Wiesbaden	2.98	2,86	0.12	0.6488
Mittelwerte	3.31	3.25	abs. mittl. Differenz: 1.62	0.7068

Tab. 6: Übersicht der Vergleiche von Modellergebnissen mit Messungen für die Windgeschwindigkeit $|\bar{v}|$ 2001

Tab. 6 zeigt abschließend die Jahresmittel an allen Stationen. Hier sieht man auf einen Blick nochmals, dass für Talstationen wie zum Beispiel Ulm die Windgeschwindigkeiten deutlich überschätzt werden, an Bergstationen wie zum Beispiel am Kleinen Feldberg dagegen unterschätzt. Erpfingen/Alb ist eine der wenigen Stationen, an denen die beiden Werte gut zueinander passen. Insgesamt sind die beiden Mittelwerte aller Stationen des CLM und der Messungen mit 3,31 bzw. 3,25 m/s nahe beieinander. Das liegt aber daran, dass in den Tallagen der Wind überschätzt wird, in den Mittelgebirgen dagegen unterschätzt wird. Nur im Gebietsmittel heben sich diese Differenzen gegenseitig fast auf. Mögliche Ursachen für die teils relativ großen Differenzen zwischen Modell und Messungen können einerseits nicht optimale Voraussetzungen an den Messstationen wie Abschattungen an Gebäuden oder an Bäumen sein. Andererseits kann eine ungenaue Einschätzung der Landnutzung an den jeweiligen Gitterpunkten und einer damit verbundenen nicht korrekten Rauigkeitslänge z_0 zu fehlerhaften Werten führen. Denkbar sind auch Fehlerquellen durch die Interpolation der Werte auf Stationskoordinaten.

4.2.4 Gesamtniederschlag

Mit dem Gesamtniederschlag wird eine weitere Größe in der Auswertung der CLM-Modelldaten diskutiert. Er ist eine wichtige Klimagröße, da er zusammen mit der Verdunstung die Wasserbilanz bestimmt. Damit sagt der Niederschlag viel über den Wasserhaushalt bzw. die Wasserversorgung eines Gebietes aus und ist daher auch für Klimaprognosen von Interesse.

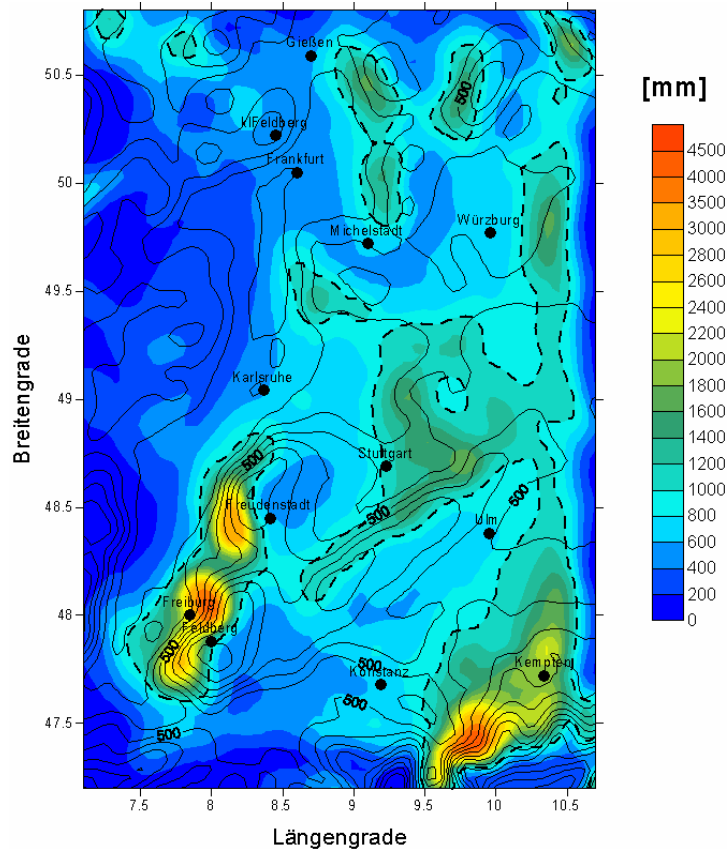


Abb. 40: Jahresniederschlag 2001

In der Grafik des Jahresniederschlags des Jahres 2001 (Abb. 40) sind die drei Gebiete in der Region bei Freiburg, im Nordschwarzwald und am südöstlichen Rand des Bodensees, also am Rand der Alpen, sehr auffällig. In diesen Gebieten treten Jahresniederschläge von teilweise über 4000 mm auf. Solche Dimensionen findet man normalerweise in subtropischen oder tropischen Gegenden, aber nicht in Mitteleuropa. Bei McGregor (1997) wird ebenfalls dieser Effekt angesprochen, der in orographisch stark gegliedertem Gelände und vor allem bei höherer Auflösung auftritt und auch nicht nur auf regionale Klimamodelle beschränkt ist.

Aus dem Klimastatusbericht des DWD für das Jahr 2001 entnimmt man, dass die höchsten Niederschlagsmengen im Jahr 2001 in Deutschland bei etwa 2500 mm lagen (Müller-Westermeier, 2002). Ansonsten findet man die zu erwartenden Strukturen der Niederschlagssummen. So treten an den Westhängen der Mittelgebirge durchweg höhere Niederschlagssummen auf als im Lee der Gebirge. Am westlichen Rand des Gebietes, also im Bereich des Elsass und der Pfalz sind die Niederschlagssummen aber zu klein. In diesem Fall verstärken sich zwei Effekte gegenseitig: Einerseits tritt in diesem Bereich der Leeeffekt mit weniger Niederschlag durch die Pfälzer Berge und die Vogesen auf, andererseits wirkt sich hier offensichtlich der Randeffect durch das GME aus.

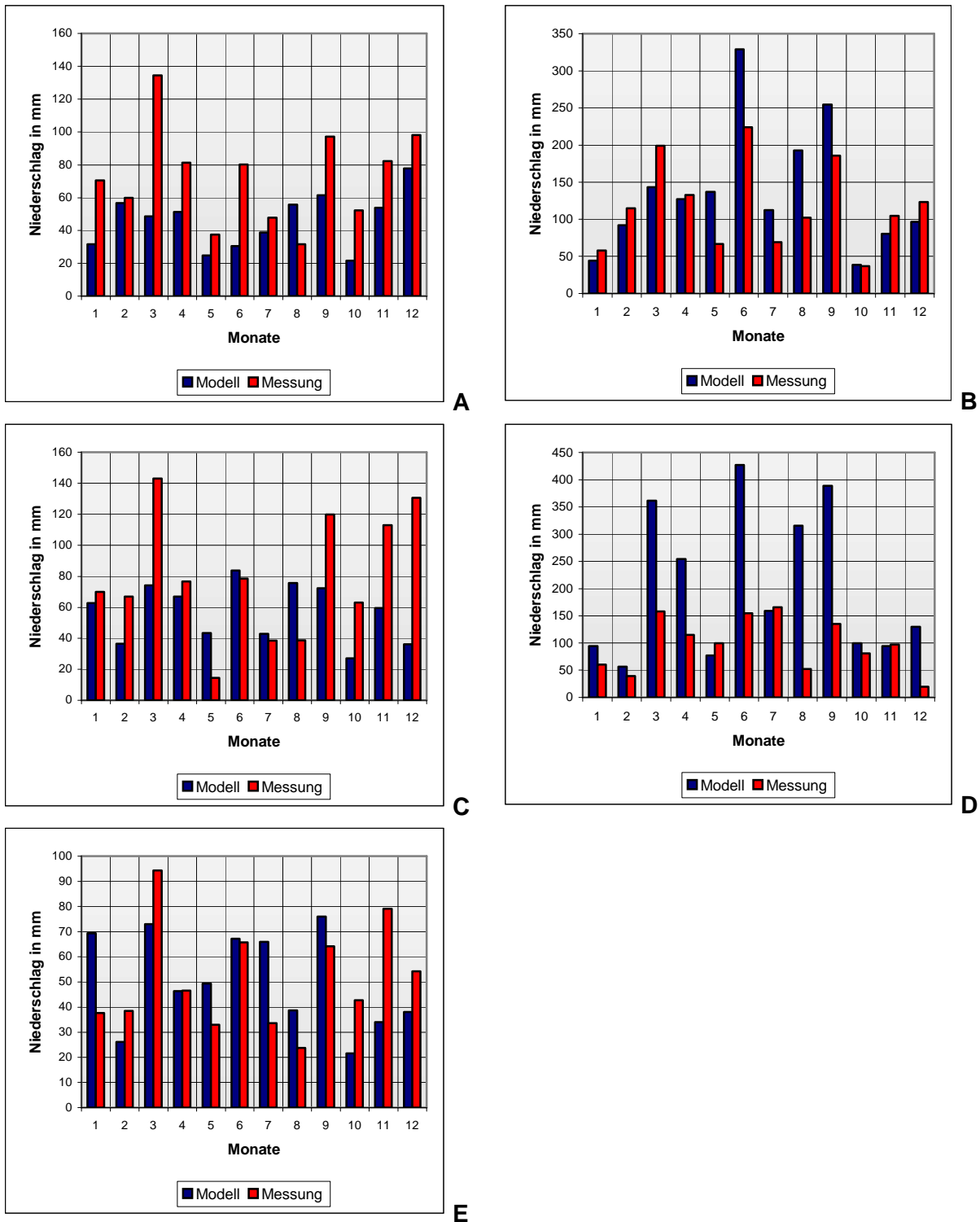


Abb. 41: Gesamtniederschlag 2001 an der Station A) Karlsruhe B) Kempten C) Michelstadt D) Freiburg E) Würzburg für das Jahr 2001

Für die Untersuchung der Ergebnisse an einzelnen Stationen werden hier nun in Abb. 41 insgesamt 5 Stationen untersucht. Da in den bisher genutzten Daten der HLUg und der LfU kein Niederschlag angegeben war, sondern nur in den ebenfalls genutzten Daten der sechs ausgewählten Klimastationen des DWD, mussten zusätzlich neue Daten beschafft werden. Die hier nun verwendeten Daten stammen aus der Fachdatenbank MIRAKEL des DWD und

sind Messdaten des automatischen MIRIAM-Messnetzes. Die Daten sind in Intervallen von 10 Minuten abgespeichert und wurden zur Auswertung jeweils auf Tageswerte aufsummiert.

Station	Höhe ü. NN [m]	CLM 7km [mm]	Messung [mm]	Diff. CLM-Messung [mm]
Frankfurt	112	379.6	753.4	-373.8
Freiburg	269	2457.9	1177.0	1280.9
Freudenstadt	797	603.5	2127.8	-1524.3
Gießen	186	444.9	703.1	-258.2
Karlsruhe	112	553.0	873.1	-320.1
Kempten	705	1648.1	1418.0	230.1
Kl. Feldberg	805	535.8	1055.1	-519.3
Konstanz	443	695.7	895.7	-200.0
Michelstadt	453	681.2	953.6	-272.4
Stuttgart	371	971.2	814.1	157.1
Ulm	571	702.1	846.0	-143.9
Würzburg	268	605.7	613.4	-7.7
Mittelwert:		856.6	1019.2	abs. mittl. Diff.: 440.6

Tab. 7: Vergleich der Jahresniederschläge 2001 von Messungen und Modelllauf

Für die Station Freiburg (Abb. 41 D) wird bei einigen Monaten deutlich zu viel Niederschlag simuliert. Die viel zu hohen Niederschlagssummen wurden bereits für Abb. 40 diskutiert. Allerdings findet man für die Wintermonate und den Juli gute Übereinstimmungen von Modell und Messungen. Insgesamt zeigt aber Tab. 7, dass der Jahresniederschlag für Freiburg vom CLM viel zu hoch ist. Der simulierte Niederschlag für 2001 erreicht mit fast 2500 mm mehr als 200 % des beobachteten Jahresniederschlags. Dagegen findet man bei der Station Karlsruhe (Abb. 41 A) überwiegend Monate, bei denen der Monatsniederschlag im Modell zu gering ist. So ist auch der Jahresniederschlag in Tab. 7 um ein Drittel kleiner als der beobachtete Jahresniederschlag. An der Station Michelstadt (Abb. 41 C) beträgt der simulierte Jahresniederschlag nur etwa 70 % des beobachteten Niederschlags.

An den übrigen zwei Stationen Kempten (Abb. 41 B) und Würzburg (Abb. 41 E) passen die Jahresniederschläge recht gut zusammen. Die sommerlichen Niederschläge werden an der Station Kempten deutlich überschätzt. Gleichzeitig werden die Niederschläge im Winter leicht unterschätzt, so dass insgesamt der simulierte Jahresniederschlag leicht überschätzt wird. An der Station Würzburg wechseln sich vom Modell zu nass simulierte Monate mit anderen Monaten, in denen der Niederschlag unterschätzt wird, ab. Dadurch kompensieren sich die Differenzen fast zu Null.

Die absolute mittlere Differenz aller Stationen beträgt etwa 440 mm, was mehr als 40 % des mittleren gemessenen Niederschlags sind. Tendenziell wird zu wenig Niederschlag simuliert. Großen Anteil an diesem hohen Wert haben allerdings vor allem die Stationen Freiburg und Freudenstadt. Insgesamt sind die gezeigten Ergebnisse nicht zufriedenstellend.

4.2.5 Konvektiver Niederschlag

Konvektiver Niederschlag wird charakterisiert durch eine hohe sowohl räumliche, als auch zeitliche Variabilität mit teils großen Niederschlagssummen. Meistens treten konvektive Niederschläge nur im Sommerhalbjahr auf, es kommt aber auch im Winter vor, dass in relativ kurzer Zeit eine große Menge Schnee fällt. Konvektive Niederschläge sind eng verbunden mit statischer Instabilität der Atmosphäre und damit einhergehenden starken Vertikalbewegungen. Konvektive Niederschläge können in kleineren Flusseinzugsgebieten Hochwasser auslösen. Das CLM bietet die Möglichkeit, den konvektiven Niederschlag gesondert ausgeben zu lassen. Auf diese Weise kann der konvektive Niederschlag in Bezug zum Gesamtniederschlag gesetzt werden. Die Messwerte enthalten leider nicht diese Zusatzinformation, weshalb im Folgenden auf Vergleiche mit Messungen verzichtet werden muss.

In Abb. 42 A erkennt man teilweise die Strukturen wieder, die auch in der Abbildung des Gesamtniederschlags vorhanden sind. Maximale Niederschlagssummen findet man in der Region Freiburg, im Nordschwarzwald und am Bodensee.

Hohe Werte des konvektiven Anteils am Gesamtniederschlag findet man außer an den Rändern auch im südlichen Oberrheingraben und am Bodensee mit teilweise über 70 %, geringe Werte bis unter 30 % dagegen im Allgemeinen am östlichen Rand der Mittelgebirge (Abb. 42 B).

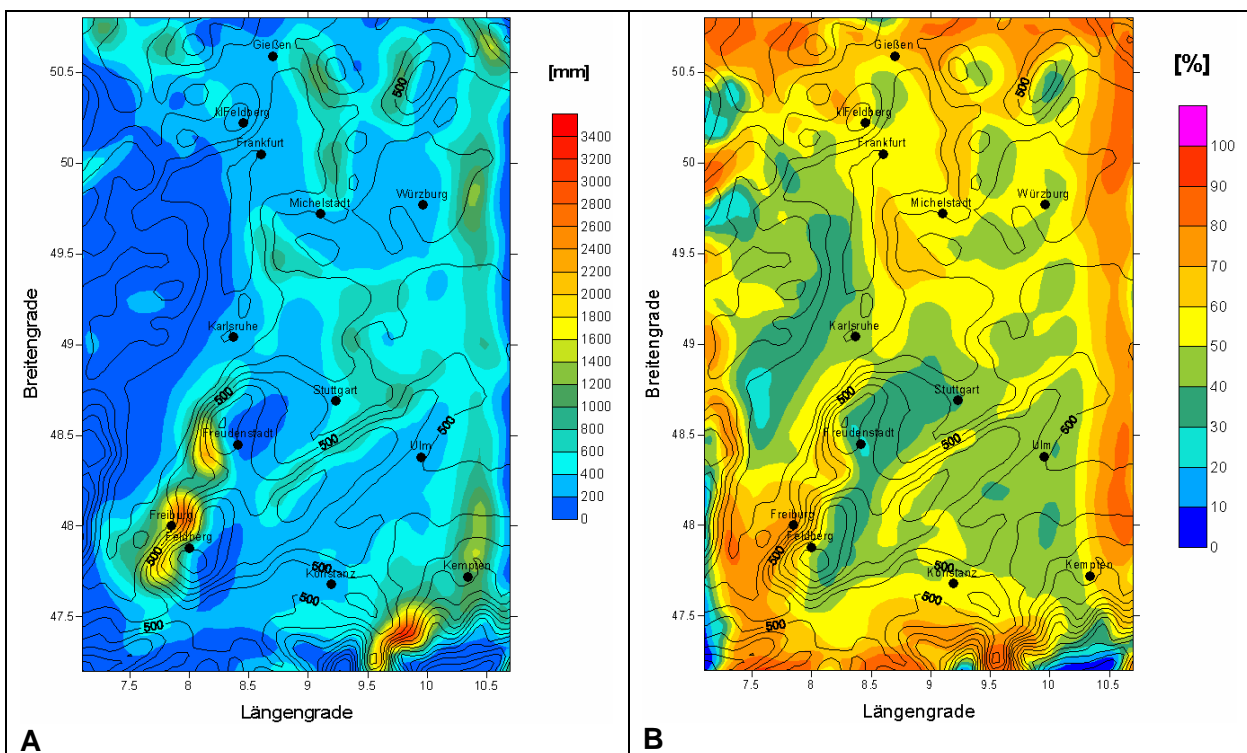


Abb. 42: links: Konvektiver Niederschlag 2001, rechts: Anteil des konvektiven Niederschlags am Gesamtniederschlag 2001

4.2.6 Latenter Wärmestrom und Verdunstung

Der latente Wärmestrom bzw. der Wasserdampftransport ist ein wichtiger Teil des Wasser- und Energiekreislaufs. Mit seiner Hilfe werden große Mengen Energie transportiert, die maßgeblich die Entwicklung von Konvektionszellen, Tiefdruckgebieten und sogar Hurrikans beeinflussen.

Die Verdunstung wird definiert als die Menge Wasser, die von einer Fläche an die Atmosphäre abgegeben wird, hat also die Einheit kg/m^2 . Sie kann aber zum besseren Vergleich mit dem Niederschlag ebenfalls in Millimeter angegeben werden, so wie es für den Niederschlag üblich ist. Niederschlag und Verdunstung bilden ein wichtiges Glied in der Kette des hydrologischen Zyklus, wie oben bereits angesprochen. Über den Ozeanen ist im globalen Mittel die Verdunstung größer als der fallende Niederschlag, da ungefähr 10 % auf das Festland advehiert werden. Über dem Festland ist die Niederschlagssumme global gesehen größer als die Verdunstung, wobei der Abfluss zu den Ozeanen den Kreislauf schließt (Kraus, 2000). Da warme Luft mehr Wasserdampf aufnehmen kann als kalte Luft und warme Flächen mehr verdunsten als kalte, ist die Verdunstung im Sommer in der Regel höher als im Winter.

Für den besseren Vergleich mit dem Niederschlag wurden die Ausgabewerte des CLM für den latenten Wärmestrom nach Gl. 15 in Jahressummen der Verdunstung umgerechnet.

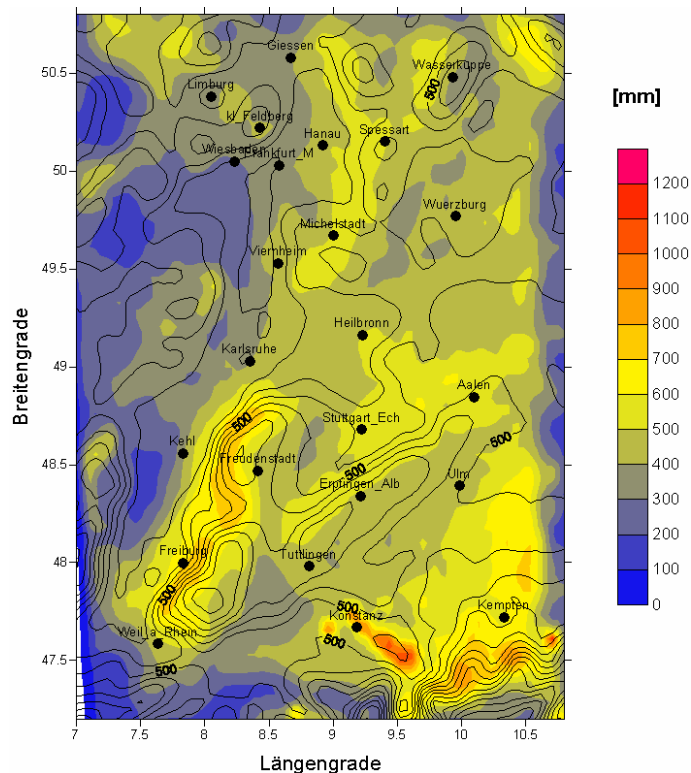


Abb. 43 Jahressumme der Verdunstung 2001

Interessant ist, dass wiederum die Gebiete mit hohen Niederschlägen auch eine hohe Verdunstung aufweisen. Das waren in Abb. 40 die Region um Freiburg sowie ein Teil der Allgäuer Alpen. Gut zu erkennen ist nun in Abb. 43 auch hohe Verdunstung über dem Bodenseegebiet. Über der großen Wasserfläche kann das ganze Jahr über viel Wasser verdunsten. Diesen Effekt erkennt man auch im Vergleich von Verdunstung und Niederschlag an der Station Konstanz, die am Bodensee liegt und auch stark vom See beeinflusst wird. Da es für den latenten Wärmestrom wie schon oben genannt kaum

kontinuierliche Messwerte gibt, kann dem latenten Wärmestrom als hydrologische Größe nur der gemessene Niederschlag gegenübergestellt werden (Tab. 8).

Sowohl die Station Freiburg als auch die Station Kempten weisen deutlich höhere Niederschlagssummen als Verdunstungssummen auf. Die Verdunstungswerte sind höher als bei fast allen anderen Stationen. Eine ebenfalls sehr hohe Verdunstung weist die Station Konstanz auf. Im Durchschnitt liegt die Verdunstung bei etwa 480 mm, während zum Vergleich der Niederschlag im Mittel etwa 860 mm beträgt.

Mit der klimatischen Wasserbilanz bezeichnet man die Differenz zwischen Niederschlag und Verdunstung. Es zeigt sich, dass die aus der Simulation errechnete Wasserbilanz an allen Stationen positiv ist und mit Ausnahme der Stationen Freiburg, Stuttgart, Kempten und Konstanz etwa zwischen 100 und 200 mm beträgt. Fast ausgeglichen ist die Bilanz bei Konstanz. Vor allem aufgrund der hohen Verdunstung beträgt die klimatische Wasserbilanz nur 10 mm.

Station	Niederschlag [mm]	Verdunstung [mm]	Wasserbilanz [mm]
Frankfurt	379.6	332.4	47.3
Freiburg	2457.9	703.3	1754.6
Freudenstadt	603.5	478.5	125.0
Gießen	444.9	349.1	95.8
Karlsruhe	553.0	402.7	150.2
Kempten	1648.1	563.3	1084.9
Kl. Feldberg	535.8	336.7	199.2
Konstanz	695.7	685.6	10.1
Michelstadt	681.2	519.9	161.3
Stuttgart	971.2	499.0	472.2
Ulm	702.1	483.8	218.3
Würzburg	605.7	412.5	193.2
Mittelwerte:	856.6	480.6	376.0

Tab. 8: Summen der Verdunstung, des Niederschlags und die Wasserbilanz 2001

Die Ergebnisse des CLM-Laufes mit 7km-Auflösung lassen sich wie folgt zusammenfassen: Besonders für die 2m-Temperatur und die 2m-Taupunkttemperatur liefert das Modell mit 7km-Auflösung gute Ergebnisse, eine gute Qualität der Messungen vorausgesetzt. Die absoluten mittleren Differenzen betragen bei der 2m-Temperatur etwa 1,0 K (Tab. 4), bei der 2m-Taupunkttemperatur 1,2 K (Tab. 5). Bei beiden Größen sind die Reihen von Modell und Messung sehr gut miteinander korreliert. Die Verteilung der Isothermen in den Grafiken des Simulationsgebiets zeigen zu erwartende Ergebnisse mit hohen Werten im Flachland und den Tälern und niedrigen Werten im Bergland, wobei insbesondere die 2m-Temperatur stark höhenabhängig ist. Die Verteilung der Isothermen wurde anhand der 2m-Temperatur für den August 2001 schon in Kap. 3.1.2 diskutiert.

Die Resultate der Windgeschwindigkeit sind weniger zufriedenstellend, da die mittleren Differenzen an den Stationen relativ hoch sind und die Reihen weniger deutlich miteinander korreliert sind. Auch sind keine klaren Strukturen in den Isotachen mit höheren Windgeschwindigkeiten im Bergland erkennbar. Entsprechend liegen die Stationswerte der Simulation im Bergland zu niedrig, in den Tallagen zu hoch.

Auch die Ergebnisse der Niederschlagssimulation zeigen teils große Abweichungen zu den Messungen der automatischen MIRIAM-Stationen. Da der Niederschlag eine Größe mit hoher Variabilität ist, besteht grundsätzlich die Unsicherheit, inwieweit punktuelle Stationsmessungen repräsentativ für ein Gebiet sind, das bei der in diesem Fall gewählten Auflösung 7 x 7 km groß ist.

5. Statistisch-dynamische Simulationen mit 7km-Auflösung

Bei den bisher beschriebenen Simulationen handelt es sich um dynamische Simulationen, die also bei kontinuierlicher Benutzung von Daten eines globalen Modells für ein regionales Gebiet Ergebnisse liefern. In diesem Fall wurden dazu sechsstündige Antriebsdaten des GME benutzt. Der Vorteil besteht darin, dass durch die Kopplung mit dem Globalmodell das regionale Modell immer wieder Antrieb über den Rand erhält. Allerdings sind solche Simulationen recht zeitintensiv, was bereits im vorherigen Kapitel gezeigt werden konnte. Daher hat man schon länger nach Alternativen für die dynamische Methode gesucht. Eine Möglichkeit, die im Folgenden diskutiert werden soll, ist die statistisch-dynamische Methode. Dabei wird der zu bearbeitende Zeitraum nach repräsentativen Wetterlagen und deren Häufigkeitsverteilung untersucht. Die interessierenden meteorologischen Daten dieser Wetterlagen werden per Modell ermittelt und statistisch überlagert, sodass sich insgesamt mit den dynamischen Daten vergleichbare Werte ergeben.

Das statistisch-dynamische Verfahren hat gegenüber anderen statistischen Methoden wie zum Beispiel dem statistisch-empirischen Downscaling den Vorteil, dass keine Beobachtungsdaten von Klimazeitreihen benötigt werden und man nicht die Annahme treffen muss, dass typische statistische Eigenschaften dieses beobachteten Klimas auch weiterhin gelten (Fuentes, 1999).

Der entscheidende Vorteil des statistisch-dynamischen Downscalings besteht darin, dass viel Rechenzeit gespart werden kann. In Egger (1999) wurde mit einer statistisch-dynamischen Simulation für den Zeitraum 2071 - 2100 eine Rechenzeit-Ersparnis von 96 % gegenüber der dynamischen Methode erzielt. Benutzt wurde dabei ein mehrfach genestetes Regionalmodell mit Randdaten des globalen Klimamodells ECHAM3.

Es gibt mehrere Möglichkeiten, repräsentative Wetterlagen zu bestimmen und auszuwerten. Zum einen gibt es Verfahren, bei denen subjektiv nach meteorologischen Gesichtspunkten Wetterlagen voneinander abgegrenzt werden. Als Beispiel kann man hier den „Katalog der Großwetterlagen Europas“ nach Hess und Brezowsky nennen (Gerstengarbe et al., 1999). Zum anderen werden auch Verfahren verwendet, die rein auf der Basis von Strukturanalysen und Mustererkennung arbeiten.

Dazu gehört auch das Verfahren „Selbstorganisierende Abbildungen (Self-Organizing Maps, SOM)“, das für diese Diplomarbeit verwendet wurde und nun vorgestellt werden soll (Kohonen et al., 1995).

5.1 Das SOM-Verfahren

Die generelle Arbeitsweise von Mustererkennungsverfahren, zu denen auch das SOM-Verfahren gehört, besteht darin, eine gegebene Datenmenge objektiv so in einzelne Gruppen („Cluster“) einzuteilen, dass die Differenzen innerhalb einer Gruppe minimal, außerhalb dagegen maximal werden (Sasse, 2004). Das SOM-Verfahren benutzt dazu eine Menge an Datenvektoren und ordnet sie einer vorher bestimmten Anzahl an Mustervektoren zu. Die Mustervektoren selber werden vom Programm so gewählt, dass sie den größtmöglichen Unterschied zueinander haben. Dazu müssen in einem iterativen Verfahren die Mustervektoren so angepasst werden, dass sie die vorhandene Datenmenge optimal repräsentieren.

Gestartet wird der Algorithmus damit, dass zunächst die Menge der Mustervektoren zufällig im Wertebereich der Datenvektoren verteilt wird. Der Algorithmus bearbeitet pro Durchlauf einen Datenvektor, sodass man dafür sorgen muss, dass genügend Iterationsschritte durchlaufen werden, damit jeder Datenvektor mindestens einmal behandelt wird. Zur Einteilung synoptischer Klassen bietet sich die Nutzung von Geopotentialfeldern, wie zum Beispiel der 500hPa-Fläche, an. Zusätzliche synoptische Informationen erhält man, wenn man Daten des 500hPa-Potentials mit Bodendruckdaten koppelt. Hierfür können die Felder auch normiert werden. Dazu wird der Mittelwert des Feldes \bar{x} und die Standardabweichung σ gebildet. Mit der Formel

$$x' = \frac{x - \bar{x}}{\sigma} \quad (16)$$

wird der Ausgangswert x in einen normierten Wert x' umgerechnet.

Es wurden bereits anhand von Sensitivitätsstudien für das Gebiet des östlichen Mittelmeers Parametereinstellungen variiert, um möglichst gute Ergebnisse zu erzielen. Es ergab sich, dass mit 20 Klassen und mit 100000 Iterationsschritten befriedigende Ergebnisse erzielt werden können (Sasse, 2004). Auf weitere Parametereinstellungen soll hier nicht weiter eingegangen werden.

5.2 Anwendung des SOM-Verfahrens auf das Jahr 2001

Für die Klassifizierung von typischen Wetterlagen im Jahr 2001 wurde zunächst ein Gebiet für die synoptischen Analysen ausgesucht. Das Gebiet erstreckt sich von 30 °N bis 70 °N und von 20 °W bis 30 °O. Für die Rechnungen wurden NCEP-Reanalysedaten des Jahres 2001 benutzt. Eingestellt wurden die Parameter auf 20 Wetterlagenklassen und 100000 Iterationsschritte.

Das SOM-Verfahren wurde außerdem für vier verschiedene Kombinationen aus Geopotential und Bodendruck gestartet:

- Geopotential 500hPa und Bodendruck, jeweils normiert (GpSpn)
- Geopotential 500hPa und Bodendruck, nicht normiert (GpSp)
- Geopotential 500hPa, normiert (Gpn)
- Geopotential 500hPa, nicht normiert (Gp)

Die Ergebnisse der Rechnungen sind in Tab. 9 dargestellt. Für jede Klasse wurde ein repräsentatives Datum ausgegeben und die Häufigkeit, mit der die entsprechende Wetterlage im Jahr 2001 aufgetreten ist. Außerdem wurde für jede Klasse eine Grafik der typischen Struktur des Geopotentials an dem repräsentativen Tag erstellt. Diese sind geordnet in Abb. 44 aufgeführt.

Klasse	GpSpn		GpSp		Gpn		Gp	
	Tag	Häufigkeit	Tag	Häufigkeit	Tag	Häufigkeit	Tag	Häufigkeit
1	12.12.	4.93%	28.10.	4.11%	09.08.	4.11%	01.03.	2.19%
2	17.02.	4.66%	01.04.	3.56%	12.07.	4.66%	04.01.	5.21%
3	18.11.	3.56%	05.04.	4.38%	03.01.	6.85%	05.04.	4.38%
4	01.06.	6.58%	04.01.	5.21%	21.08.	6.03%	01.04.	3.56%
5	16.04.	5.75%	01.03.	2.19%	03.08.	5.75%	28.10.	4.11%
6	22.06.	7.67%	30.05.	9.86%	05.03.	2.74%	25.12.	4.93%
7	27.07.	4.11%	05.10.	5.75%	07.04.	3.56%	19.03.	5.75%
8	06.11.	4.11%	23.04.	3.29%	09.04.	7.4%	22.01.	3.29%
9	08.04.	4.93%	19.03.	5.75%	27.07.	4.66%	05.10.	5.75%
10	26.02.	2.74%	27.12.	4.93%	23.10.	4.93%	03.09.	9.86%
11	17.01.	3.84%	09.08.	6.03%	20.03.	6.03%	5.11.	2.47%
12	24.07.	7.12%	21.10.	4.93%	02.09.	3.56%	20.04.	2.74%
13	07.06.	5.21%	17.01.	3.56%	06.11.	7.4%	03.05.	3.56%
14	13.03.	3.56%	20.04.	2.74%	16.02.	4.38%	21.10.	4.93%
15	18.03.	4.93%	06.11.	2.47%	18.01.	4.93%	09.08.	6.03%
16	06.10.	4.66%	30.06.	10.68%	26.12.	5.21%	31.01.	4.11%
17	14.10.	6.58%	21.09.	6.58%	03.06.	4.38%	14.02.	4.93%
18	11.03.	5.48%	10.12.	4.93%	31.01.	6.03%	10.12.	4.93%
19	03.01.	4.93%	14.02.	4.66%	12.01.	2.74%	21.09.	6.58%
20	24.03.	4.66%	31.01.	4.38%	10.12.	4.66%	30.06.	10.68%

Tab. 9: Übersicht der SOM-Varianten mit repräsentativem Tag und rel. Häufigkeit für alle 20 SOM-Klassen

5.2.1 Vergleich des SOM-Verfahrens mit der Klassifizierung nach Hess und Brezowsky

Das SOM-Verfahren behandelt die zu bearbeitenden Felder ohne meteorologisches Hintergrundwissen und sucht nach sich ähnelnden Mustern in den Isolinien. Daher muss man sich die Frage stellen, in welchem Maße sich dadurch Fehler in der Berechnung von Jahresmitteln und Jahressummen ergeben können, bzw. ob die Gesamtheit aller aufgetretenen Wetterlagen mit dem SOM-Verfahren auch erfasst wird. Der Wetterlagenkatalog nach Hess und Brezowsky beinhaltet eine Klassifizierung von Wetterlagen nach meteorologischen Gesichtspunkten und beschreibt jede Klasse nach ihren typischen Druckgebilden und resultierenden Strömungen in Mitteleuropa (Gerstengarbe et al., 1999). Jeder Tag seit 1881 bis zum Jahr 1998 wurde auf Zugehörigkeit zu einer Klasse und daraus die Häufigkeiten der einzelnen Klassen in jedem Jahr berechnet. Leider können beide Klassifizierungsergebnisse nicht direkt miteinander verglichen werden, da der Katalog aus dem Jahr 1999 stammt. Im Folgenden wird daher jedes einzelne Geopotentialfeld (Abb. 44) mit der Berliner Wetterkarte des entsprechenden Tages (Wehry, 2005) verglichen und anhand des Wetterlagenkatalogs von Hess und Brezowsky (Gerstengarbe et al., 1999) in Wetterlagenklassen eingeteilt.

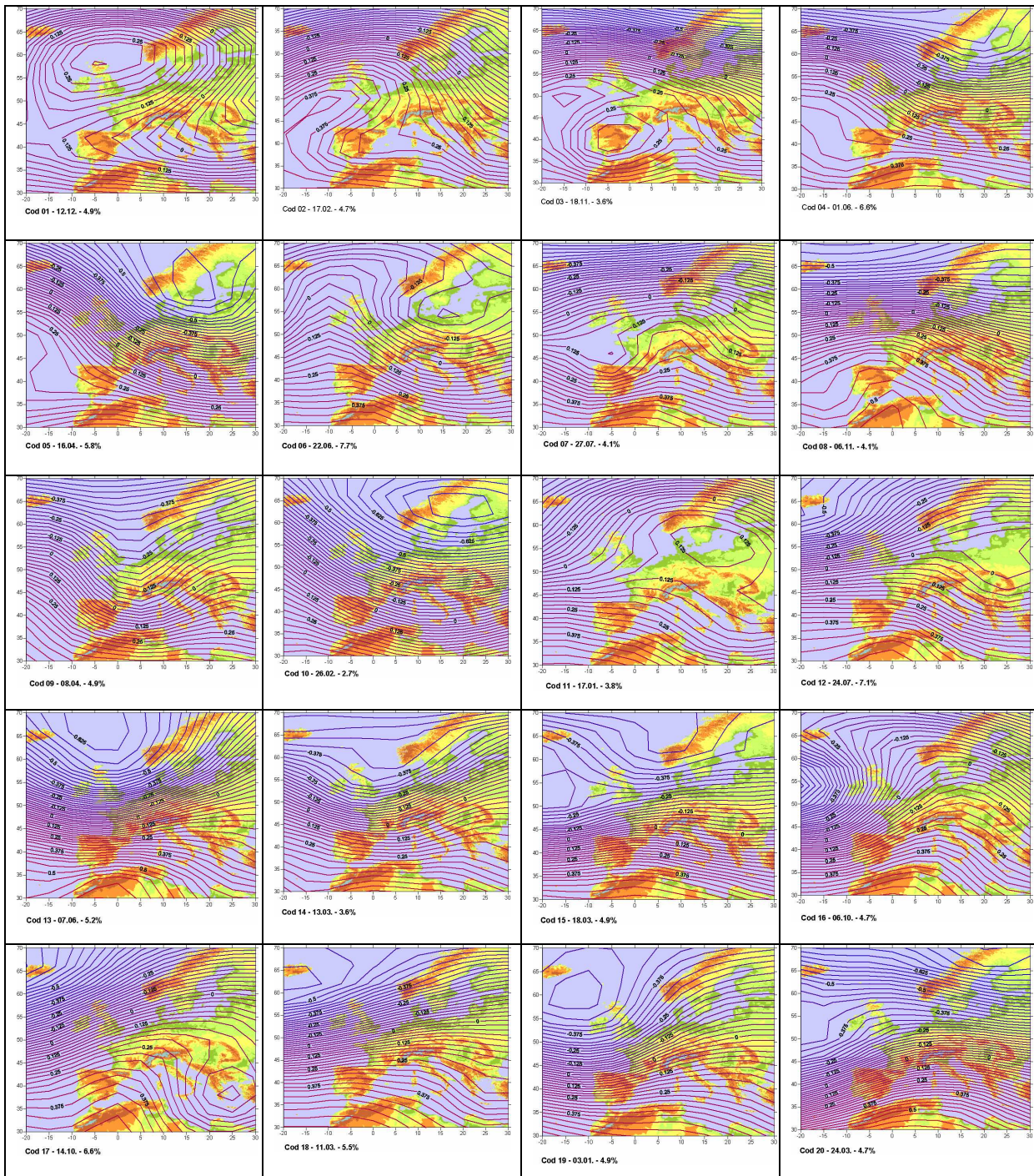


Abb. 44: Darstellung der normierten 500hPa-Geopotentialfelder der SOM-Klassen 1-20 für die SOM-Variante GpSpn. Eingezeichnet sind die Nummern der SOM-Klassen, das repräsentative Datum und die relative Häufigkeit, mit der die Klasse im Jahr 2001 vertreten war.

- Klasse 1, 12.12.2001:

Bestimmend ist ein markantes Hoch über Schottland und der nördlichen Nordsee mit einer Achse bis zum Nordkap und als Gegensatz ein markantes Tief über Weißrussland und einer einhergehenden kräftigen Nordostströmung über Mitteleuropa. Auch findet man in beiden Karten einen Trog über der Adria und zusätzlich in der Berliner Wetterkarte ein Tief über Spanien und Madeira.

Einordnen lässt sich diese Situation als Hoch Britische Inseln (HB)

- Klasse 2, 17.02.2001:

Auch hier findet man in beiden Karten einen breiten Hochdruckrücken über dem Ostatlantik bis zu den Britischen Inseln mit kleineren Rücken über der Nordsee, Südfrankreich und dem Balkan, sowie einem Trog über Deutschland, dessen Achsenlage allerdings unterschiedlich ist. Trotzdem kann man von großen Ähnlichkeiten in den Abbildungen sprechen.

In der Klassifizierung nach Hess und Brezowsky stellt diese Klasse eine zyklonale Nordwestlage dar (NWZ).

- Klasse 3, 18.11.2001:

In beiden Grafiken findet man ein markantes Höhentief über Spanien mit einem Randtrog über Frankreich und eine Hochdruckbrücke von den Britischen Inseln bis zu einem Hoch über Libyen und einem damit verbundenen Rücken über Italien und der Adria. Über Skandinavien und Osteuropa herrscht dagegen eine starke Nordwestströmung. Insgesamt findet man hier eine große Übereinstimmung der beiden Grafiken.

Eingeordnet wird diese Wetterlage als antizyklonale Nordwestlage (NWA).

- Klasse 4, 01.06.2001:

Bei diesem Tag zeigt sich in beiden Grafiken eine Westlage, wie sie in Mitteleuropa häufig vorkommt. Allerdings ist der Trog, wie er in der SOM-Darstellung zu finden ist, in der Berliner Wetterkarte nicht erkennbar, dafür aber kurzweilige, meistens schnellwandernde Tröge über Mitteleuropa sowie der Trog über dem östlichen Skandinavien. Der Verlauf der Isolinien ist in beiden Karten aber insgesamt sehr ähnlich.

In der Klassifizierung von Hess und Brezowsky wird dieses Szenario Westlage (WZ) genannt.

- Klasse 5, 16.04.2001:

Das Bild von Wetterlagenklasse 5 ähnelt sehr stark dem Bild von Klasse 4, die oben beschrieben ist. Daher ist auch Klasse 5 eine typische Westlage (WZ). Die Karten des SOM-Verfahrens und der Berliner Wetterkarte differieren, zum Beispiel bei der Lage des markanten Trogs über Nordeuropa. Durch die unterschiedliche Lage der Drucksysteme unterscheiden sich die Strömungen in Mitteleuropa, wobei in der Berliner Wetterkarte ein stärkerer meridionaler Transport und eine eher antizyklonale Strömung über Spanien herrscht.

- Klasse 6, 22.06.2001:

Bestimmt wird diese Wetterlage durch einen markanten Rücken über Westeuropa bis Island mit einem Hochdruckgebiet über Marokko und einem Höhentief über Dänemark mit einer südöstlichen Achse über Osteuropa bis Bulgarien und Griechenland. Sie wird bei Hess und Brezowsky als antizyklonale Nordlage (NA) bezeichnet.

- Klasse 7, 27.07.2001:

Charakterisiert wird diese Wetterlage durch einen langen Hochdruckrücken, ausgehend von einem Hoch über Algerien bis zur Ostsee und einem Trog über Polen mit einer Achse bis Libyen. Beide Grafiken haben sehr ähnliche Strukturen. Bei Hess-Brezowsky wird diese Wetterlage als Hoch Mitteleuropa (HM) benannt.

- Klasse 8, 06.11.2001:

Dominiert wird die SOM-Grafik von einem ausgeprägten Hoch über Algerien mit einer Achse bis zum Ärmelkanal. Dies wird auch von der Berliner Wetterkarte wiedergegeben, aber dort findet man zusätzlich Tröge zum Beispiel über Südfrankreich, bei Schottland und ein Hochdruckgebiet westlich von Irland. Insgesamt also ist hier die SOM-Grafik wesentlich allgemeiner. Die Wetterlagenbezeichnung lautet bei Hess und Brezowsky zyklonale Südwestlage (SWZ).

- Klasse 9, 08.04.2001:

Die Grafiken beherrscht ein ausgeprägter, aber schmaler Trog über Mitteleuropa und reicht bis Nordafrika. In der Berliner Wetterkarte findet man kleinere Randtröge über Südfrankreich. Nach Süden schließen sich ein Hoch bei Madeira und ein Rücken über Griechenland an. Hess und Brezowsky bezeichnen diese Wetterlage als Trog Mitteleuropa (TRM).

- Klasse 10, 26.02.2001:

Auch bei dieser Wetterlage handelt es sich um eine Westlage (WZ), die allerdings in der Berliner Wetterkarte nicht so deutlich ist. In beiden Grafiken dominiert das steuernde Tief

über Skandinavien. Ansonsten differieren die beiden Karten. In der Berliner Karte sind weitere Tröge über Südeuropa und bei Irland zu erkennen, während in der SOM-Grafik kaum weitere Muster sichtbar sind.

- Klasse 11, 17.01.2001:

In beiden Grafiken findet man ein markantes Hoch über Skandinavien und der Ostsee, aber nur in der Berliner Wetterkarte ist noch ein Trog über Mitteleuropa mit einem Tief über Süddeutschland zu erkennen. Dagegen ist in der SOM-Grafik die Strömung über Mitteleuropa eher antizyklonal, und nur über dem östlichen Mittelmeer zyklonal. Aufgrund der Lage des Hochs wird die Wetterlage bei Hess-Brezowsky als Hoch Nordmeer-Fennoskandien, antizyklonal (HNFA).

- Klasse 12, 24.07.2001:

Zwischen einem Hoch über Algerien und einem markanten Trog über Osteuropa ist die Strömung über Mitteleuropa antizyklonal in beiden Grafiken. Damit lässt sich die Wetterlage als Nordostlage, antizyklonal (NEA) klassifizieren.

- Klasse 13, 07.06.2001:

Dieses Szenario wiederum ist eine klassische Westlage (WZ) mit einem steuernden Tief zwischen Island und Norwegen und einer starken Westströmung über Europa. In der Berliner Wetterkarte findet sich ein zudem ein Randtrog über der Adria.

- Klasse 14, 13.03.2001:

Dominierend wirkt sich ein Tief über der Nordsee aus, dessen Achse bis Spanien reicht, verbunden mit einem Rücken über Osteuropa. In Mitteleuropa überwiegt eine südwestliche Strömung. Bei Hess und Brezowsky wird diese Wetterlage als Trog Westeuropa (TRW) bezeichnet.

- Klasse 15, 18.03.2001:

Es finden sich in beiden Grafiken zwei Tiefdruckzentren: Eines liegt über dem Atlantik mit einem Trog bis Irland, das andere über Südsandinavien, bzw. über Finnland und Russland. Über Mitteleuropa dominiert daher eine leicht südwestliche Strömung, in der Berliner Wetterkarte zudem mit einigen kurzweiligen Trögen. Insgesamt wird die Wetterlage daher als Südwestlage, zyklonal (SWZ) eingeordnet.

- Klasse 16, 06.10.2001:

Eingeteilt werden beide Grafiken in einen Trog westlich von Irland mit einer Trogachse bis weit nach Süden und einen breiten, sehr langen Rücken weiter östlich, der von einem Hoch über Nordafrika aus über Mitteleuropa, die Nordsee und bis Island reicht. Im östlichen Mittelmeerraum ist die Strömung wieder eher zyklonal. Da über Mitteleuropa die Strömung insgesamt antizyklonal ist, wird die Wetterlage als Südwestlage, antizyklonal (SWA) eingestuft.

- Klasse 17, 14.10.2001:

Über Mitteleuropa herrscht ein markanter Rücken, ausgehend von einem Hoch über Marokko. Gleichzeitig findet sich jeweils ein Trog sowohl westlich von Portugal, als auch im östlichen Mittelmeer. Nordeuropa liegt unter einer eher westlichen Strömung. Insgesamt lässt sich die Wetterlage als Hochdruckbrücke Mitteleuropa (BM) bezeichnen.

- Klasse 18, 11.03.2001:

Diese Wetterlage wird von einer zonalen Strömung über Europa dominiert, das steuernde Tief liegt nordwestlich von Irland. Die Lage eines Troges über Südeuropa wird dagegen von beiden Karten unterschiedlich positioniert, so dass es nicht leicht ist, diese Wetterlage einzuordnen. Aufgrund der Berliner Wetterkarte kann man es am ehesten als winkelförmige Westlage (WW) identifizieren.

- Klasse 19, 03.01.2001:

Prägend für diese Wetterlage ist ein markantes Höhentief nordwestlich von Schottland mit einer Trogachse bis Nordafrika. Daher wird sie als Tief Britische Inseln (TB) eingeordnet. Über Mitteleuropa herrscht eine leicht südwestliche Strömung, verstärkt durch einen Rücken, der von Nordafrika bis Südosteuropa reicht.

- Klasse 20, 24.03.2001:

Zwischen einem Hoch über Libyen, einem Trog über dem östlichen Nordatlantik und einem Tief über Nordfinnland ist die Strömung antizyklonal gekrümmt und kommt aus südwestlicher Richtung. Daher wird sie als Südwestlage, antizyklonal (SWA) klassifiziert.

Als Zusammenfassung lässt sich folgendes festhalten:

Grundsätzlich muss man sagen, dass ein direkter Vergleich schwierig ist. Zum einen ist die Klassifikation nach Hess und Brezowsky eine visuelle, manuelle und daher subjektive Klassifizierung, deren Ergebnis von Person zu Person sehr unterschiedlich sein kann. Zum anderen sind die SOM-Grafiken wesentlich allgemeiner als die Wetterlagen nach Hess und Brezowsky, so dass es nicht immer einfach ist, eine typische Wetterlage zuzuordnen. Dass die Berliner Wetterkarte für einen einzelnen Tag deutlich detaillierter ist als die entsprechende SOM-Grafik, ist nachvollziehbar, weil die Berliner Wetterkarte nur einen Tag repräsentiert, während die SOM-Grafik eine Anzahl von Tagen vertritt und für diese Menge gleichermaßen gelten soll. Daher sind in diesen Karten auch nur die wesentlichen Drucksysteme zu finden, nicht jedoch zum Beispiel kurzweilige Strömungsmuster.

Anhand der hier gemachten Vergleiche stellt man auch fest, dass ein Viertel der 20 Wetterlagen rein zonale Strömungen sind, davon vier zyklonale Westlagen. Es zeigt sich also, dass mehrere SOM-Klassen die gleiche Wetterlage nach Hess und Brezowsky darstellen. Diese insgesamt fünf Wetterlagen machen zusammen ein Viertel des ganzen Jahres aus. Die sogenannten gemischten Lagen, zu denen zum Beispiel die Südwest- oder Nordwestlage und die Wetterlage „Hochdruckbrücke Mitteleuropa“ gehören, werden in der SOM-Klassifizierung mit 8 Klassen vertreten, von denen die Südwestlage insgesamt viermal vorkommt, zweimal zyklonal, zweimal antizyklonal. In der SOM-Klassifizierung kommen außer der Wetterlage „Tief Mitteleuropa“ alle gemischten Wetterlagen vor, sodass 8 SOM-Klassen 37 % des Jahres ausmachen. Anders sieht es bei den meridionalen Wetterlagen aus. Bei Hess und Brezowsky gibt es insgesamt 18 meridionale Wetterlagen, von denen einige nur selten vorkommen und daher nicht vom SOM-Algorithmus in die Klassifikation mit 20 Klassen aufgenommen wurden, sondern nur 7 Klassen, die insgesamt 37 % des Jahres repräsentieren.

Aus den Ergebnissen der kontinuierlichen Simulation wurden die Tagesmittel bzw. Tagessummen der betreffenden Tage in ein Programm eingelesen und mit der relativen Häufigkeit der jeweiligen Klasse multipliziert und mit den Ergebnissen der anderen Klassen aufsummiert.

5.2.2 2m-Temperatur

Die Ergebnisse dieser Auswertungen sind zunächst für die 2m-Temperatur in Abb. 45 und Abb. 46 dargestellt.

Je nach Konstellation von Geopotential und Bodendruck ergeben sich für die 2m-Temperatur teilweise erkennbare Unterschiede, nur die Temperaturverteilung am Rand der Alpen in der südöstlichen Ecke des Simulationsgebiets wird von allen Grafiken fast gleich beschrieben.

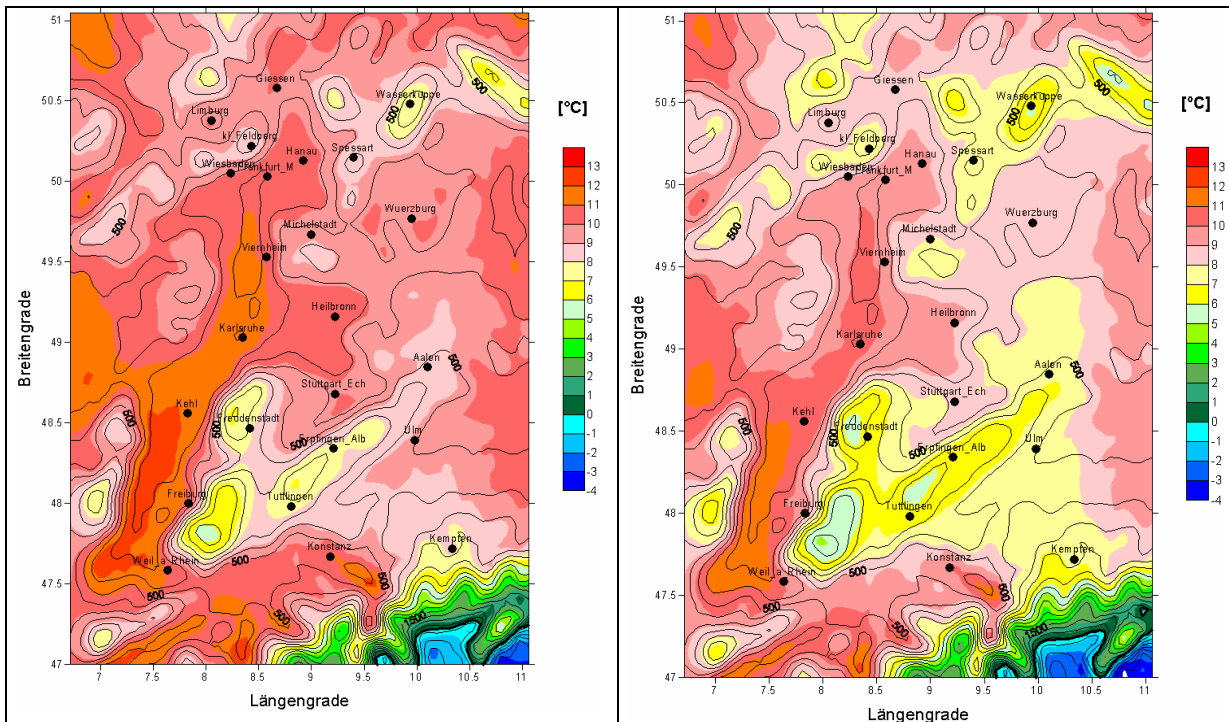


Abb. 45: 2m-Temperatur Jahresmittel 2001 links: Geopotential 500hPa und Bodendruck normiert (GpSpn), rechts: Geopotential 500hPa und Bodendruck (GpSp)

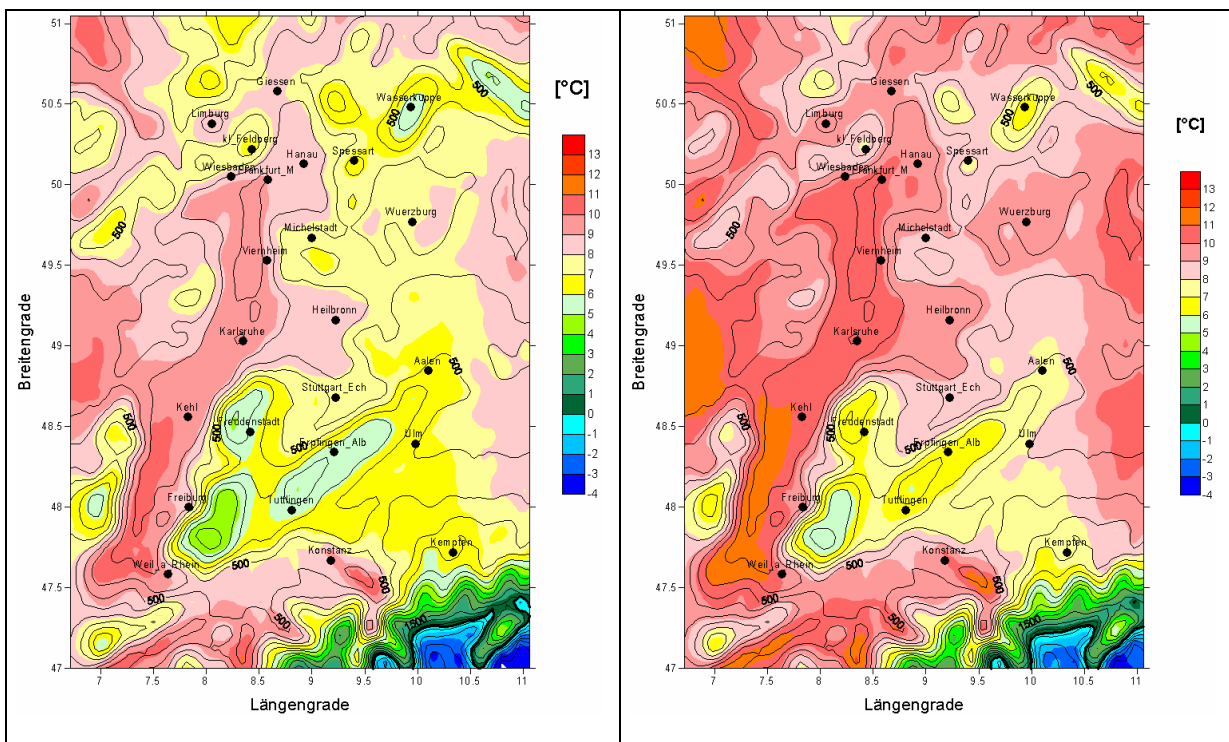


Abb. 46: 2m-Temperatur Jahresmittel 2001 links: Geopotential 500hPa normiert (Gpn), rechts: Geopotential 500hPa (Gp)

Station	CLM 7km	Messungen	SOM GpSpn	SOM GpSp	SOM Gpn	SOM Gp
Aalen	6.8	8.9	8.8	7.5	6.7	7.9
Erpfingen/Alb	7.4		7.7	6.3	5.5	6.6
Frankfurt	10.1	10.8	10.8	9.6	9.2	10.3
Freiburg	8.6	11.2	10.4	9.2	8.3	9.3
Freudenstadt	7.3	7.2	7.7	6.3	5.6	6.7
Giessen	9.5	10.0	10.2	9.0	8.6	9.6
Hanau	11.3	11.2	10.3	9.1	8.8	9.8
Heilbronn	10.4	11.0	10.6	9.1	8.4	9.6
Karlsruhe	10.9	11.3	11.9	10.7	9.9	11.1
Kehl	14.1		11.8	10.6	9.6	10.7
Kempton	6.8	7.7	8.3	7.4	6.8	7.7
kl. Feldberg	9.3	7.2	7.8	6.9	6.4	7.6
Konstanz	10.1	10.1	10.4	9.2	8.5	9.3
Limburg	10.4	9.6	10.4	9.2	8.9	10.2
Michelstadt	9.4	10.1	9.2	7.9	7.3	8.7
Spessart	8.7	8.2	8.3	7.0	6.6	7.7
Stuttgart	9.6	9.8	9.9	8.3	7.7	8.7
Tuttlingen	7.6	8.5	7.7	6.4	5.6	6.6
Ulm	8.2	9.4	9.1	7.7	6.7	8.0
Viernheim	10.4	11.4	10.8	9.7	9.1	10.2
Wasserkuppe	7.7	4.5	7.2	6.0	5.5	6.7
Weil am Rhein	10.7	9.3	10.6	9.7	8.9	9.7
Wiesbaden	10.0	11.0	10.2	9.3	8.8	10.1
Würzburg	10.0	9.8	10.0	8.7	8.0	9.2
Mittelwerte:	9.2	9.5	9.5	8.3	7.7	8.8

Tab. 10: Jahresmittel der 2m-Temperatur in ° C der Messungen, des Modelllaufs mit 7km Auflösung und den SOM-Varianten für das Jahr 2001

Anhand der Mittelwerte in Tab. 10 stellt man fest, dass einzig die SOM-Variante GpSpn wärmere Temperaturen simuliert als der kontinuierliche CLM-Lauf mit 7km-Auflösung und mit ihrem Stationsmittel den gemittelten Werten der gemessenen Temperaturen sehr nahe kommt. Die anderen SOM-Varianten simulieren dagegen teils deutlich tiefere Temperaturen als der 7km-Lauf. Bei SOM Gpn beträgt das Stationsmittel lediglich 7,7 ° C, der kontinuierliche Lauf simuliert ein Stationsmittel von 9,2 ° C. Auch an der Station Wasserkuppe simuliert das SOM Gpn relativ zum 7km-Lauf ein deutlich tieferes Jahresmittel, schneidet aber mit 5,5 ° C im Vergleich zum Messwert von 4,5 ° C am besten von allen SOM-Varianten ab, wobei sich dies wohl nur um einen Zufall handelt.

In Abb. 47 sind in einem Streudiagramm die Ergebnisse des CLM-Laufs mit 7km-Auflösung und der vier SOM-Varianten dargestellt. Der Vergleich untereinander zeigt, dass die Ergebnisse der SOM-Kombination GpSpn am besten zu denen des kontinuierlichen Modelllaufs passen. Die Punkte streuen um die Winkelhalbierende. Im Mittel beträgt die Differenz zwischen dem kontinuierlichen Lauf und SOM GpSpn etwa -0,3 K, d.h. die SOM-Variante ist tendenziell leicht zu warm. Eher leicht zu niedrige Temperaturen errechnet die SOM-Variante Gp, dort beträgt die mittlere Differenz der Stationen +0,4 K. Die SOM-Variante Gpn simuliert bei fast allen Stationen deutlich zu tiefe Temperaturen mit durchschnittlich 1,5 K Differenz, ebenso wie die SOM-Variante GpSp mit 0,9 K Differenz. Insgesamt empfiehlt sich also für die Berechnung der Temperatur die SOM-Variante GpSpn mit leichten Vorteilen als beste Lösung beim statistisch-dynamischen Downscaling.

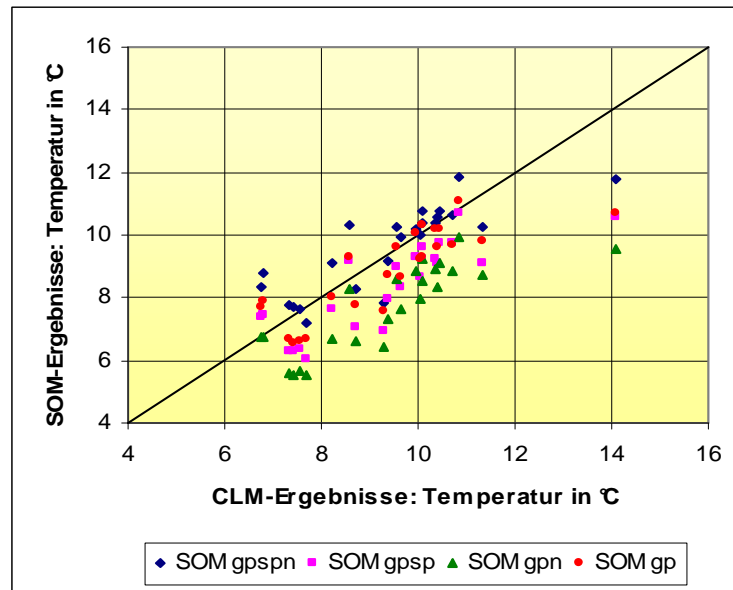


Abb. 47: SOM-Ergebnisse der Jahresmittel der 2m-Temperatur für alle vier SOM-Varianten an 21 Messstationen für das Jahr 2001

Neben der 2m-Temperatur wurden aus den SOM-Rechnungen auch weitere Klimagrößen ausgewertet. Auf den nächsten Seiten werden nacheinander die Ergebnisse für die Taupunkttemperatur, die Windgeschwindigkeit, den Gesamtniederschlag und die Verdunstung diskutiert.

5.2.3 2m-Taupunkttemperatur

Abb. 48 und Abb. 49 zeigen für alle vier SOM-Varianten das Jahresmittel der Taupunkttemperatur. Abb. 50 ist ein Streudiagramm, in dem alle vier SOM-Varianten mit den Messungen verglichen werden. Zusätzlich sind in Tab. 11 die einzelnen Werte aufgelistet.

Es fällt auf, dass mit unnormiertem Geopotential (Abb. 49 rechts) die Taupunkttemperaturen im Durchschnitt höher sind als bei allen anderen Grafiken. Etwas geringer sind die Werte mit normiertem Geopotential Gpn (Abb. 49 links). Einen deutlichen Unterschied findet man hingegen in den Grafiken, in denen der Bodendruck hinzugefügt wurde (Abb. 48). Dort sind die Taupunkttemperaturen teilweise um 2,0 K geringer. Bei allen Grafiken findet man die gleichen markanten Gebiete mit hohen Taupunkttemperaturen im südlichen Oberrheintal und im Bodenseegebiet, sowie in der Kölner Bucht und die niedrigen Werte in den Alpen und in den Hochlagen der Mittelgebirgen.

Im Streudiagramm sind die einzelnen Punkte, die jeweils eine Station und jeweils eine der vier SOM-Varianten kennzeichnen, eingezeichnet. Die Trendlinien der einzelnen SOM-Varianten haben fast die gleichen Steigungen wie die Winkelhalbierende, d.h. es liegt eine deutlich positive Korrelation vor. Allerdings berechnet das SOM-Verfahren bei Gpn und GpSp deutlich zu niedrige Temperaturen relativ zum 7km-Lauf. Die SOM-Varianten GpSpn und Gp liegen sehr nahe an den Berechnungen des 7km-Laufs mit absoluten Differenzen

zwischen 0,4 - 0,6 K, während der Wert in den beiden anderen Fällen bis zu 1,8 K beträgt. Wie schon bei der 2m-Temperatur erweisen sich also die Varianten GpSpn und Gp als beste Alternative zu einem kontinuierlichen Lauf.

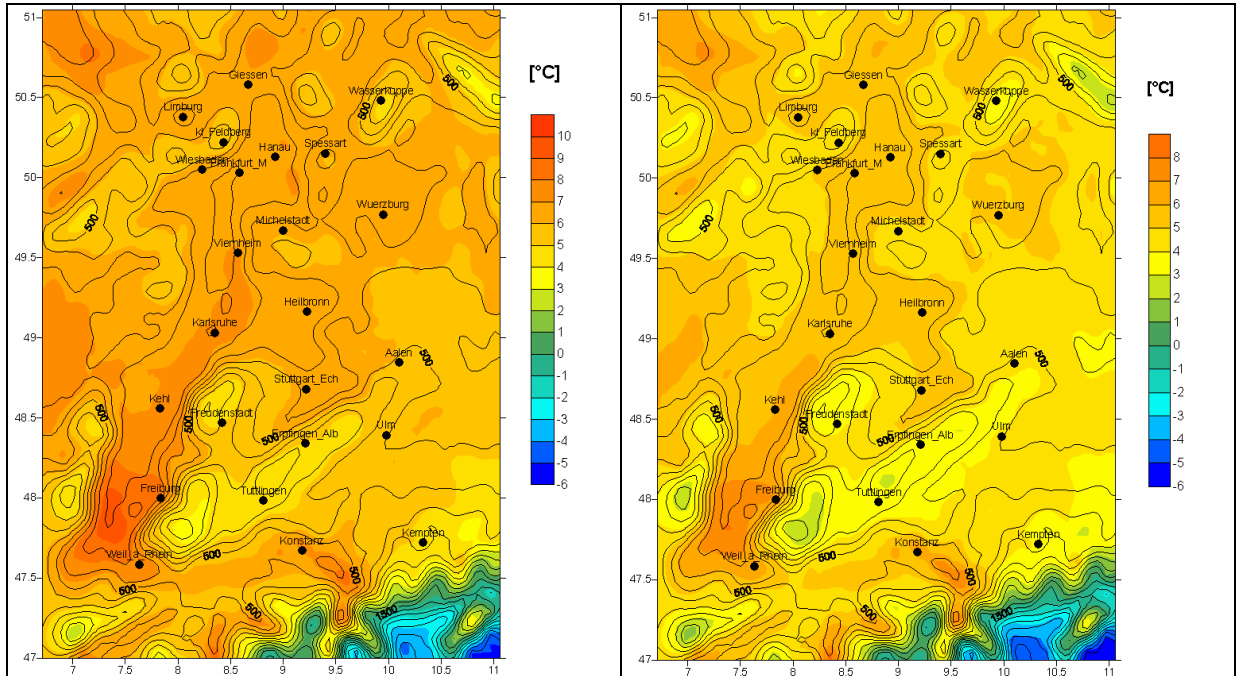


Abb. 48: Taupunkttemperatur Jahresmittel 2001, links: Geopotential 500hPa und Bodendruck normiert, rechts: Geopotential 500hPa und Bodendruck nicht normiert,

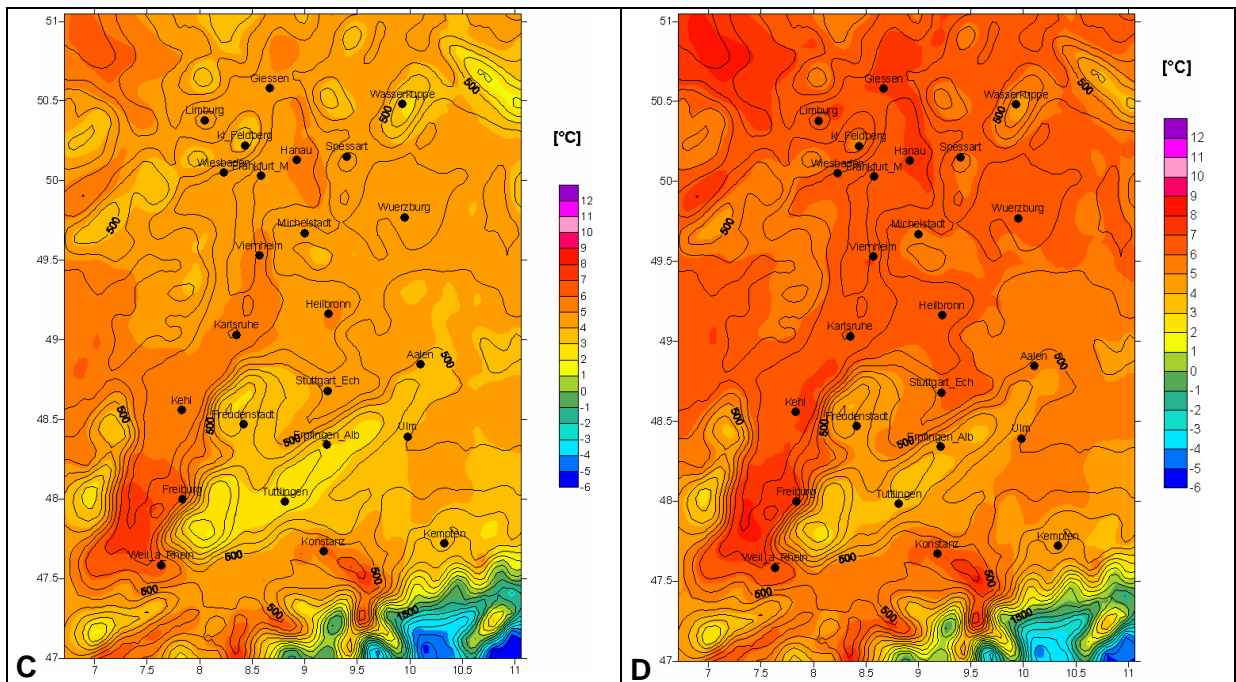


Abb. 49: Taupunkttemperatur Jahresmittel 2001, links: Geopotential 500hPa normiert, rechts: Geopotential 500hPa nicht normiert

Stationen	CLM7km	Messungen	SOM GpSpn	SOM GpSp	SOM Gpn	SOM gp
Aalen	5.9	3.1	6.0	4.5	4.1	5.4
Erpfingen	4.7	4.4	4.9	3.5	3.0	4.2
Freiburg	7.4	5.6	7.8	6.6	6.0	7.1
Freudenstadt	4.9	3.0	4.9	3.7	3.3	4.5
Giessen	6.6	5.7	6.8	5.6	4.8	7.0
Hanau	6.9	6.2	6.9	5.7	5.0	7.0
Heilbronn	7.3	5.2	7.0	5.8	5.3	6.9
Karlsruhe	7.2	7.7	7.3	5.9	5.6	7.0
Kehl	7.2	7.8	7.3	6.1	5.6	6.9
Kempten	4.6	4.5	4.7	3.8	3.7	4.5
kl. Feldberg	5.3	4.0	5.5	4.2	3.7	5.7
Konstanz	7.0	6.5	6.8	6.0	5.5	6.6
Limburg	6.4	5.3	6.2	5.3	4.7	7.0
Michelstadt	6.0	5.9	6.0	4.5	4.0	5.6
Spessart	5.7	4.5	6.0	4.5	4.0	5.8
Stuttgart	6.6	6.2	6.6	5.2	4.6	6.0
Tuttlingen	4.4	3.2	4.4	3.3	2.6	3.9
Ulm	5.8	4.3	5.8	4.3	4.1	5.3
Viernheim	7.1	6.3	7.1	5.8	5.2	7.0
Wasserkuppe	4.7	1.9	5.0	3.6	3.0	4.9
Weil am Rhein	7.2	4.1	7.7	6.5	6.3	7.0
Wiesbaden	6.2	5.3	6.3	5.0	4.5	6.3
Würzburg	6.5	6.0	6.6	5.2	4.8	6.5
Mittelwert:	6.2	5.1	6.3	5.0	4.5	6.0

Tab. 11: Jahresmittel Taupunktstemperatur 2001 in °C der Messungen, des Modelllaufs mit 7km Auflösung und den SOM-Varianten

Wenn man die SOM-Ergebnisse mit den Messungen vergleicht, stellt man fest, dass die absoluten mittleren Differenzen bei allen Varianten sich zwischen 1,0 – 1,5 K bewegen. Nur bei Beachtung der unterschiedlichen Vorzeichen zeigt sich, dass GpSp mit einer Differenz von nur 0,1 K deutlich näher am Mittel der Messwerte liegt als die anderen SOM-Varianten. Das zeigt, dass sich beim Mittelwert von 5,0 °C in Tab. 11 positive und negative Differenzen zumindest teilweise aufgehoben haben. Das gleiche ist der Fall bei SOM Gpn, bei dem die absolute mittlere Differenz bei 1,2 K liegt, die Mittelwerte in Tab. 11 aber nur um 0,6 K differieren. Bei SOM GpSpn liegt die absolute mittlere Differenz bei 1,5 K und auch die Mittelwerte der Stationen differieren um 1,2 K. Hier heben sich positive und negative Differenzen also nicht auf.

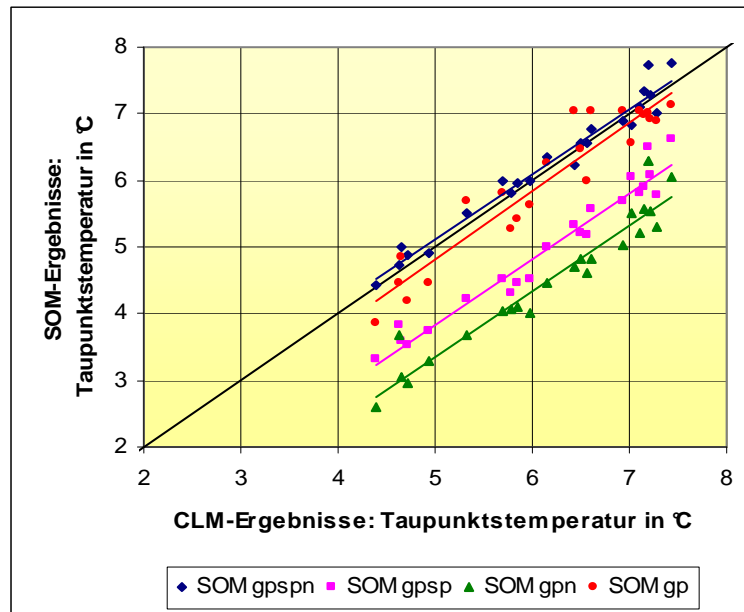


Abb. 50: Streudiagramm der SOM-Ergebnisse und des 7km-Laufs des CLM für die Taupunkttemperatur 2001. Jeder Punkt kennzeichnet das Jahresmittel einer Station.

5.2.4 10m-Windgeschwindigkeit

Es war schon an den kontinuierlichen Simulationen zu sehen gewesen, dass die 10m-Windgeschwindigkeit vor allem im Bergland deutlich unterschätzt wurde. Die Ergebnisse der statistisch-dynamischen Methode zeigen, dass es keine größeren Abweichungen zwischen den einzelnen SOM-Varianten gibt (Abb. 51). Bei allen Grafiken finden sich die höchsten Windgeschwindigkeiten im Bereich der Mittelgebirge, dennoch werden auch hier keine höheren Geschwindigkeiten als 4,6 m/s im Jahresmittel erreicht. Sehr deutlich werden in allen Grafiken die Randeffekte, zum Beispiel anhand der Alpen, in denen Geschwindigkeiten bis maximal 2,0 m/s herrschen. Besonders ausgeprägt ist ein Windmaximum in Grafik A und D in einem Gebiet zwischen Würzburg und Aalen mit Maxima um 4,0 m/s und in Grafik C ein Gebiet südlich von Karlsruhe mit bis zu 4,4 m/s.

Vergleicht man die SOM-Ergebnisse mit den Werten des Modelllaufs mit 7km-Auflösung, so ergibt sich eine deutliche positive Korrelation mit einem Korrelationskoeffizienten nahe bei eins. Dieses Ergebnis lässt sich auch aus dem Streudiagramm herauslesen (Abb. 52). Alle Punkte liegen im Bereich der Winkelhalbierenden mit Ausnahme einiger Punkte des SOM GpSp.

Beim Vergleich der SOM-Ergebnisse mit den Messungen stellt man fest, dass sich bei niedrigen Windgeschwindigkeiten gute Übereinstimmungen ergeben, bei drei Stationen (Spessart- Lettgenbrunn, Kleiner Feldberg, Wasserkuppe) die Geschwindigkeiten jedoch mit über 4,0 m/s Differenz stark unterschätzt werden. Es gibt keine großen Unterschiede zwischen den einzelnen SOM-Varianten, was die sehr einheitlichen mittleren absoluten Differenzen belegen. Die maximalen Differenzen treten an der Station Wasserkuppe mit etwa 6,0 m/s bei allen Varianten auf. Es ergibt sich für die SOM-Varianten ein mittlerer Korrelationskoeffizient der Stationen von SOM und den Messungen von 0,525 bis 0,65. Der mittlere Korrelationskoeffizient der Stationen für den CLM7km-Lauf und die Messungen beträgt 0,63.

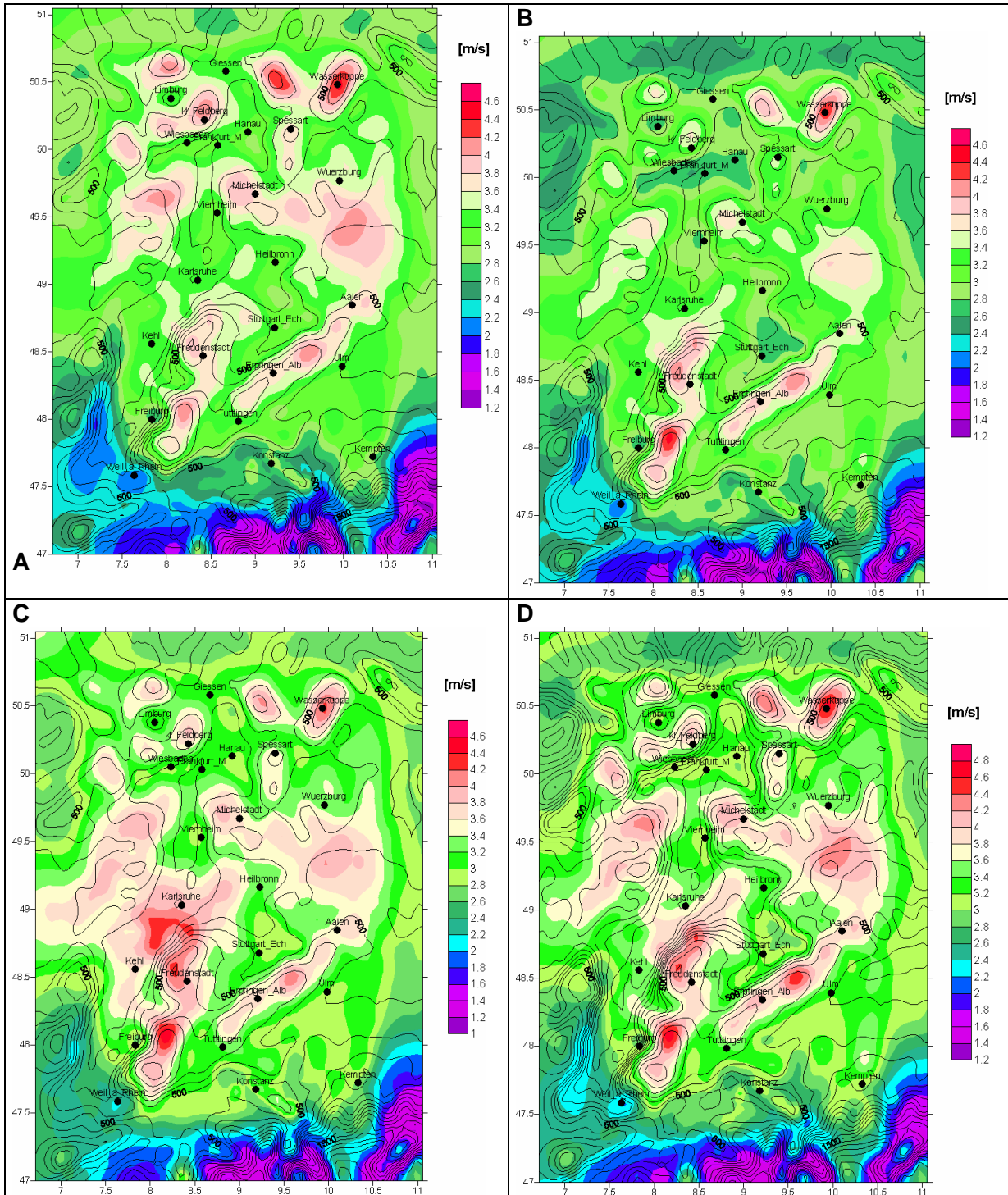


Abb. 51: Windgeschwindigkeit Jahresmittel 2001 A) Geopotential 500hPa und Bodendruck normiert, B) Geopotential 500hPa und Bodendruck, C) Geopotential 500hPa normiert, D) Geopotential 500hPa

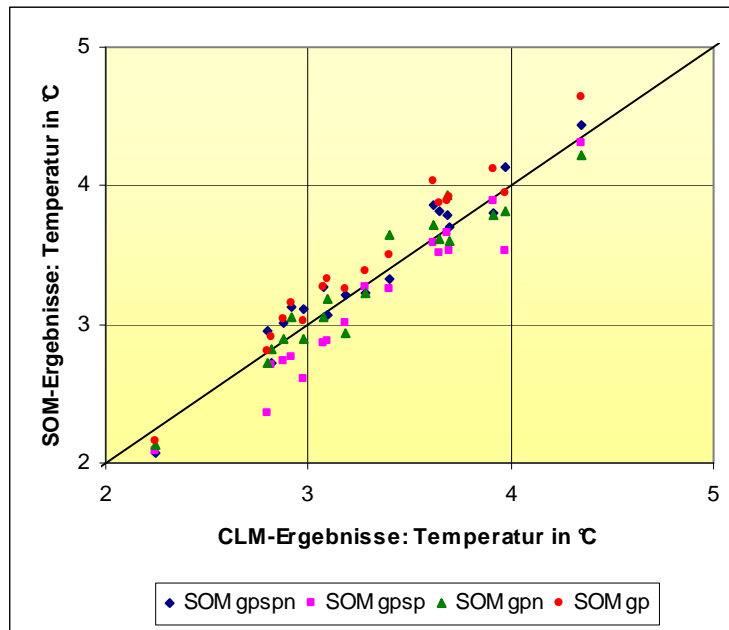


Abb. 52: Streudiagramm der SOM-Ergebnisse und des 7km-Laufs des CLM für die Windgeschwindigkeit 2001

Stationen	Modell 7km	Messungen	SOM GpSpn	SOM GpSp	SOM Gpn	SOM gp
Aalen	3.7	1.7	3.7	3.5	3.6	3.9
Erpfingen/Alb	3.9	3.8	3.8	3.9	3.8	4.1
Freiburg	2,8	2.0	2.7	2.7	2,8	2.9
Freudenstadt	3.7	2.2	3.8	3.7	3.9	3.9
Gießen	3.1	2.1	3.3	2.9	3.1	3.3
Hanau	2.9	2.4	3.1	2,8	3.0	3.2
Heilbronn	3.1	1.5	3.1	2.9	3.2	3.3
Kehl	3.4	1.6	3.3	3.3	3.6	3.5
KI Feldberg	4.0	8.6	4.1	3.5	3.8	3.9
Limburg	2,8	3.5	2.9	2.4	2.7	2,8
Michelstadt	3.6	2.2	3.9	3.6	3.7	4.0
Spessart	3.7	6.6	3.8	3.5	3.6	3.9
Tuttlingen	3.3	1.5	3.2	3.3	3.2	3.4
Ulm	3.2	1.1	3.2	3.0	2.9	3.2
Viernheim	2.9	2,8	3.0	2.7	2.9	3.0
Wasserkuppe	4.3	10.1	4.4	4.3	4.2	4.6
Weil a. R.	2.2	1.9	2.1	2.1	2.1	2.2
Wiesbaden	3.0	2.9	3.1	2.6	2.9	3.0
Mittelwerte:	3.31	3.25	3.37	3.14	3.29	3.46

Tab. 12: Jahresmittel der Windgeschwindigkeit 2001 in m/s der Messungen, des Modelllaufs mit 7km Auflösung und den SOM-Varianten

In den Tallagen simuliert das CLM mit 7km-Auflösung im Mittel Jahreswerte von etwa 3,0 m/s, während die Messwerte häufig nur etwa 2,0 m/s betragen (Tab. 12). Die SOM-Varianten simulieren teilweise sogar noch höhere Windgeschwindigkeiten, insbesondere SOM Gp. Dadurch hat SOM Gp bei den Talstationen die größten Differenzen zu den Messwerten, erzielt bei den Jahresmitteln der Bergstationen aber nicht viel bessere Ergebnisse im Verhältnis zu den anderen SOM-Varianten.

Für die Windgeschwindigkeit fällt eine differenzierte Bewertung der einzelnen SOM-Varianten schwerer, da es keine signifikanten Unterschiede gibt. Alle vier Varianten errechnen insgesamt ähnliche Stationswerte wie der 7km-Lauf, obwohl bei den SOM-Rechnungen viele Informationen nicht berücksichtigt werden. Daher ist das statistisch-dynamische Verfahren durchaus eine Alternative zum dynamischen Downscaling. Da aber dessen Rechenergebnisse im Vergleich zu den Messungen unbefriedigend sind, schneiden auch die SOM-Varianten bei einem Vergleich mit Messwerten nicht zufriedenstellend ab.

5.2.5 Gesamtniederschlag und Verdunstung

In den nächsten Abbildungen werden zuerst die Ergebnisse für den Gesamtniederschlag dargestellt. Die SOM-Variante Gp simuliert im Flächenmittel den meisten Niederschlag (Abb. 53 D), während man bei SOM GpSp und Gpn im Mittel den geringsten Niederschlag findet. Die Strukturen der Linien gleichen Niederschlags (Isohyeten) sind in allen Grafiken der SOM-Varianten teilweise ähnlich.

Auffallend ist allerdings, dass nur die SOM-Varianten GpSpn und Gp erhöhte Niederschläge an der Schwäbischen Alb simulieren (Abb. 53 A und D). Diese Strukturen fehlen bei den anderen Grafiken fast ganz. Bei SOM GpSpn findet man im südlichen Oberrheingraben ein eher unrealistisches, markantes Niederschlagsmaximum, das bei den anderen Grafiken nicht zu sehen ist (Abb. 53 A).

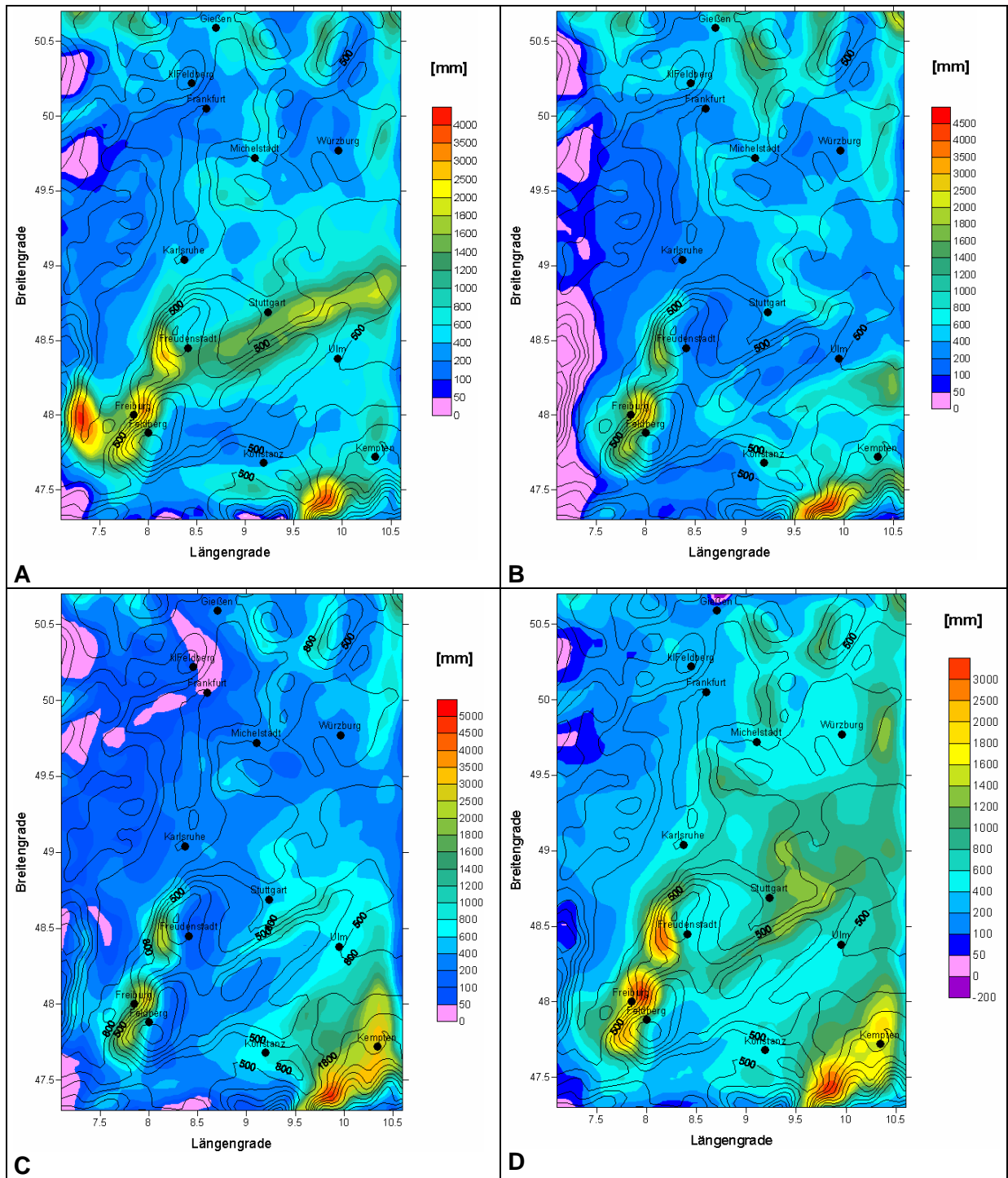


Abb. 53: Gesamtniederschlag Jahressumme 2001 A) Geopotential 500hPa und Bodendruck normiert, B) Geopotential 500hPa und Bodendruck, C) Geopotential 500hPa normiert, D) Geopotential 500hPa

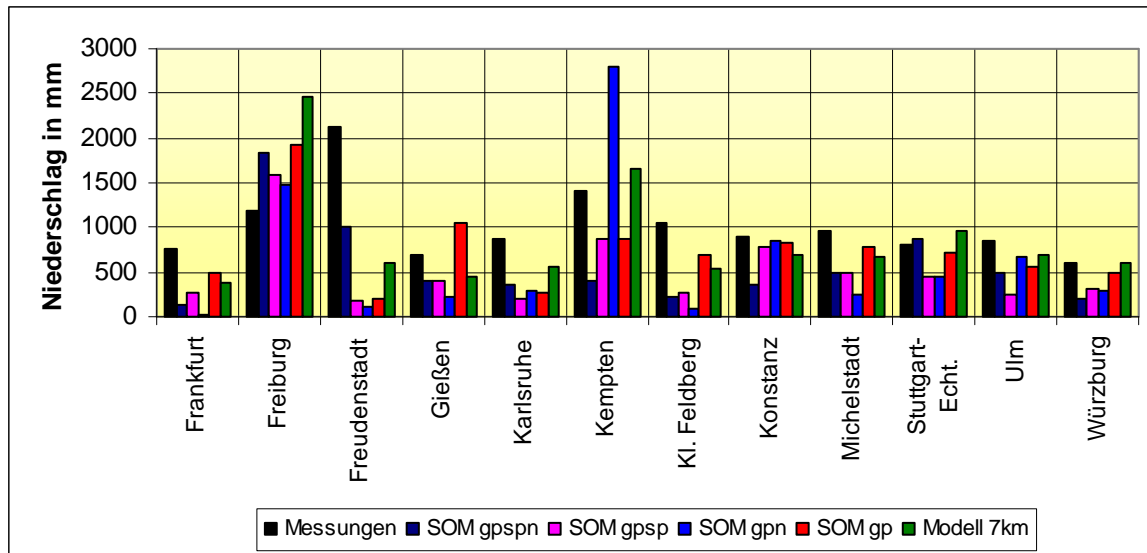


Abb. 54: Jahressumme des Gesamtniederschlags 2001 in mm

Station	Modell 7km	Messungen	SOM GpSpn	SOM GpSp	SOM Gpn	SOM gp
Frankfurt	379.6	753.4	124.8	268.4	31.6	494.2
Freiburg	2457.9	1177.0	1842.5	1598.0	1479.8	1923.5
Freudenstadt	603.5	2127.8	1005.3	180.6	111.8	193.6
Gießen	444.9	703.1	411.0	394.9	224.3	1050.2
Karlsruhe	553.0	873.1	361.3	197.6	288.1	266.3
Kempten	1648.1	1418.0	405.7	868.4	2807.1	863.2
Kl. Feldberg	535.8	1055.1	217.8	259.8	92.4	689.3
Konstanz	695.7	895.7	354.7	774.6	843.4	828.1
Michelstadt	681.2	953.6	485.1	498.7	249.5	773.5
Stuttgart-Echt.	971.2	814.1	868.5	456.8	448.6	727.4
Ulm	702.1	846.0	495.5	250.1	662.4	554.5
Würzburg	605.7	613.4	201.9	314.1	293.1	481.9
Mittelwerte:	856.6	1019.2	564.5	505.2	627.7	737.1

Tab. 13: Jahressummen des Gesamtniederschlags 2001 in mm für den 7km-Modelllauf, die Messungen und die SOM-Varianten

Durch die Vergleiche der Jahresniederschlagssummen für die einzelnen Stationen wird deutlich, dass die Niederschlagssummen von dem hier verwendeten SOM-Verfahren allgemein unterschätzt werden (Abb. 54 bzw. Tab. 13). Das bedeutet, dass die vom CLM simulierte Tagesniederschlagsmenge an dem vom SOM-Algorithmus ausgewählten Datum nicht ausreicht, um repräsentativ für die jeweilige SOM-Klasse und deren typische Niederschlagsmenge zu sein. So ergeben sich letztlich nur Bruchteile des vom kontinuierlichen Lauf simulierten Jahresniederschlags.

Am besten schneidet die SOM-Variante Gp ab, hier werden etwa im Mittel fast 100 % des vom CLM7km simulierten Niederschlags erreicht. Allerdings errechnet sich dieser Wert auch aus weit gestreuten Einzelwerten. So werden teilweise nur 30 - 50 % erreicht, während an einigen Stationen deutlich mehr Niederschlag mit bis zu 240 % errechnet wird. Bei den anderen Varianten sind es im Stationsmittel 60 - 68 %.

Teilweise gibt es an einzelnen Stationen erhebliche Unterschiede zwischen den Jahressummen der SOM-Varianten. So simuliert das SOM GpSpn für Freudenstadt eine Jahressumme von über 1000 mm, während die anderen Varianten weniger als 200 mm

simulieren. An der Station Kempten beträgt die Jahressumme fast 3000 mm bei normiertem Geopotential, die anderen SOM-Varianten simulieren wesentlich weniger Niederschlag bis maximal 870 mm. Außer der SOM-Variante GpSpn schneiden die SOM-Ergebnisse an der Station Konstanz gut ab und erreichen etwas mehr als 100 % des vom CLM7km simulierten Jahresniederschlags. Beim Vergleich der SOM-Ergebnisse mit den Messungen zeigt sich, dass das SOM-Verfahren insgesamt nur Bruchteile des gemessenen Niederschlags errechnet, wobei auch bei diesem Vergleich die starke Streuung der SOM-Varianten an einzelnen Stationen sowie bei den Stationen untereinander zu erkennen ist.

Es empfiehlt sich also keine SOM-Variante besonders für eine Verwendung bei der Simulation von Niederschlag, da gerade bei dieser Größe fehlende Informationen sich negativ auf die Güte der Ergebnisse auswirken und zudem zu einer großen Streuung der Werte relativ zum dynamischen Downscaling und zu den Messungen führen.

Zuletzt werden die Resultate der SOM-Rechnungen für die Verdunstung dargestellt. In Abb. 55 und Abb. 56 wird die Verdunstung abhängig von der Kombination von Geopotential und Bodendruck gezeigt.

In allen Grafiken findet man eine ähnliche Struktur wie in den Ergebnissen des kontinuierlichen Modelllaufs mit 7km Auflösung. Deutlich hebt sich die Fläche des Bodensees in allen Grafiken ab mit Werten um etwa 1000 mm. Hohe Werte ab etwa 700 mm findet man außerdem an den Westhängen des Schwarzwaldes und am Fuß der Allgäuer Alpen. Der Vergleich mit den Ergebnissen des kontinuierlichen Laufs zeigen, dass die SOM-Ergebnisse in den meisten Fällen sogar höher liegen (Abb. 57 bzw. Tab. 14).

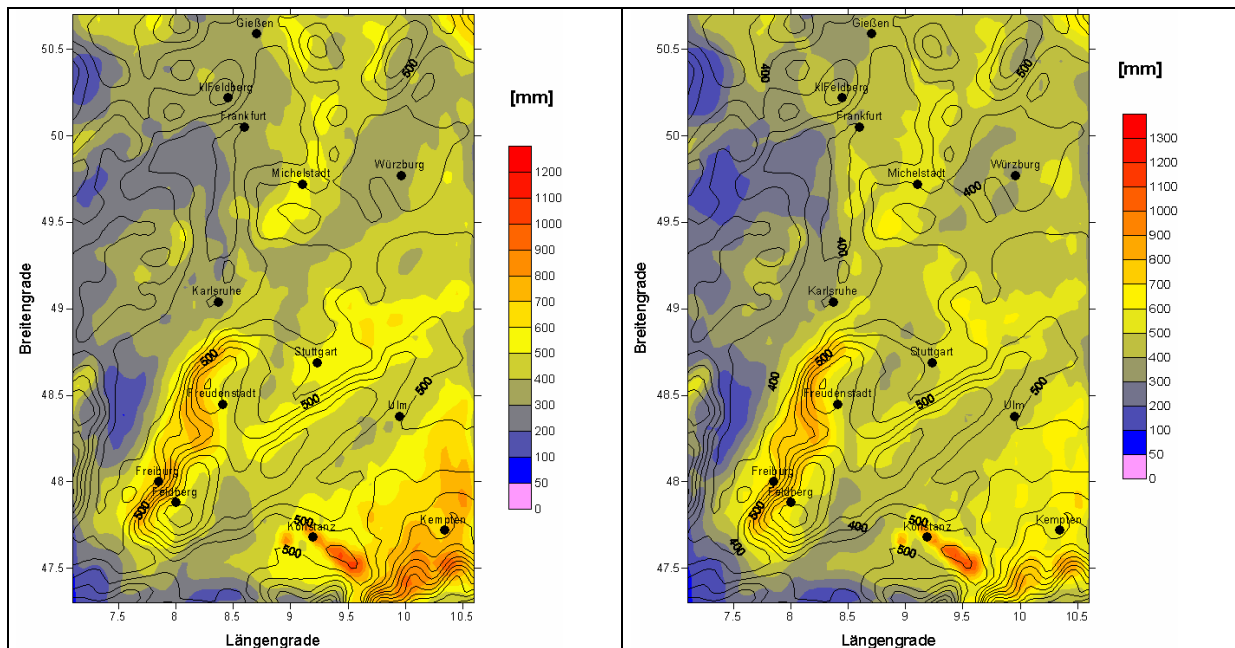


Abb. 55: Verdunstung Jahressumme 2001, links: Geopotential 500hPa und Bodendruck normiert, rechts: Geopotential 500hPa und Bodendruck

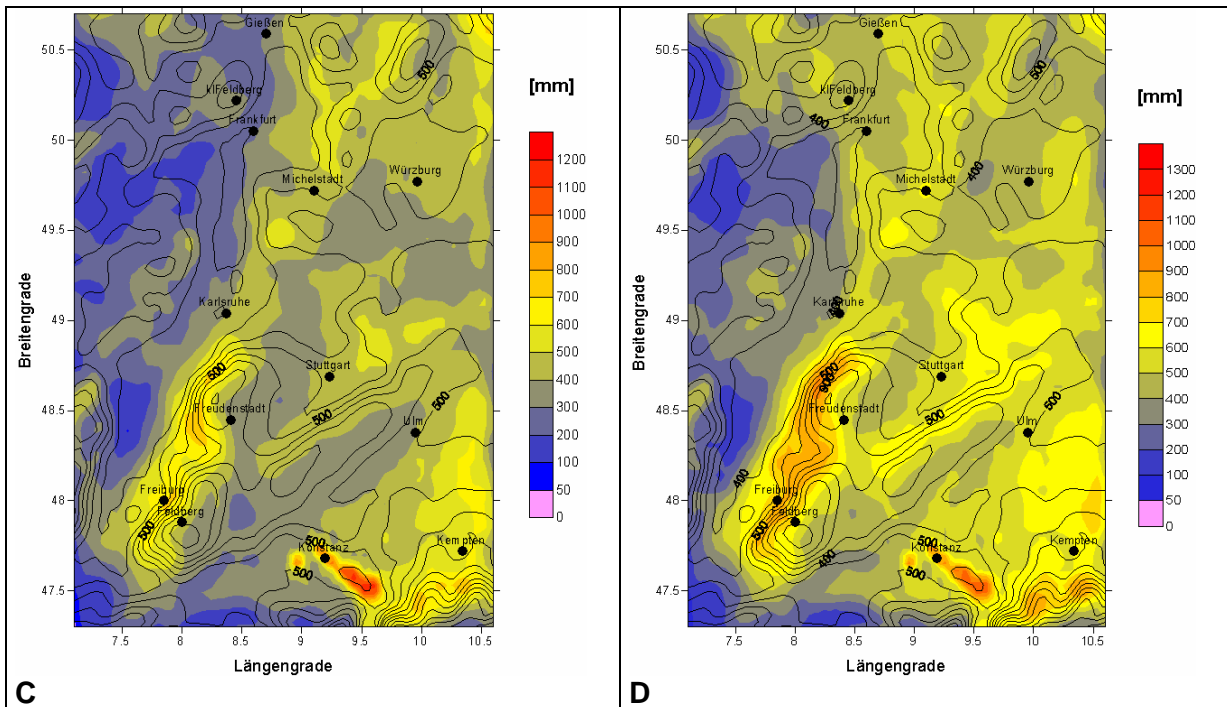


Abb. 56: Verdunstung Jahressumme 2001, links: Geopotential 500hPa normiert, rechts: Geopotential 500hPa

Die Stationswerte aus den SOM-Berechnungen bewegen sich im Bereich der Ergebnisse des kontinuierlichen Modelllaufs (Abb. 57). Maximale Werte werden an den Stationen Freiburg und Konstanz erreicht. Bei Konstanz wird also von den SOM-Rechnungen der Einfluss des Bodensees wiedergegeben, was auch schon für den 7km-Lauf in Kap. 4.2.6 gezeigt wurde. Außer der SOM-Variante Gpn sind die mittleren Jahressummen der Stationen sogar leicht höher. Besonders hohe Verdunstung wird von Gp simuliert (Tab. 14). Dies ist ein großer Unterschied zu den vorangegangenen Untersuchungen zum Gesamtniederschlag (siehe Abb. 54 bzw. Tab. 13).

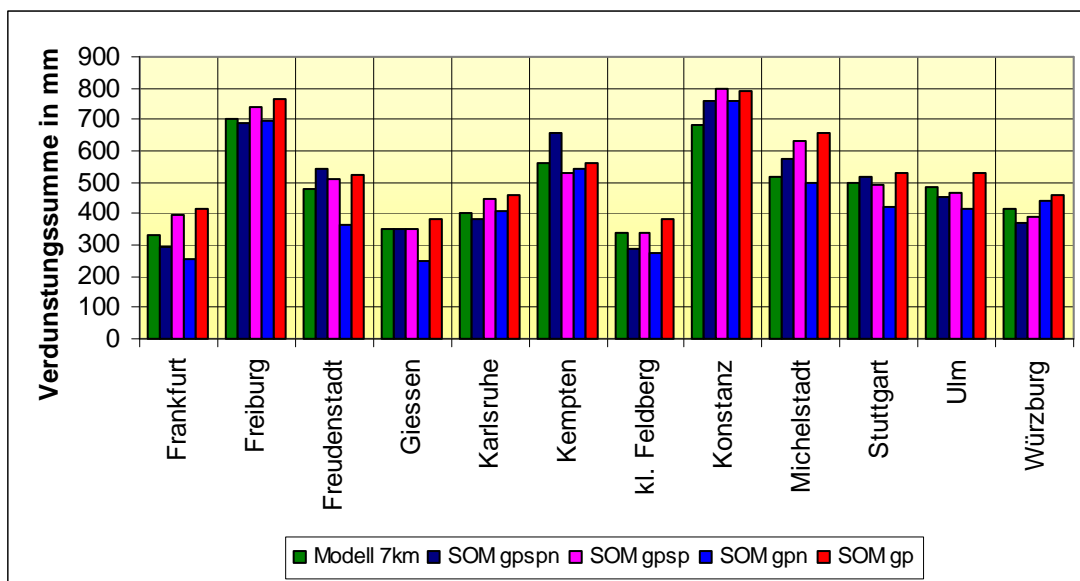


Abb. 57: Simulierte Jahressummen der Verdunstung 2001

Stationen	Modell 7km	SOM GpSpn	SOM GpSp	SOM Gpn	SOM gp
Frankfurt	332.4	294.0	394.2	253.5	416.9
Freiburg	703.3	690.9	742.9	694.3	764.9
Freudenstadt	478.5	544.8	513.6	363.4	524.1
Giessen	349.1	350.3	352.7	251.1	385.3
Karlsruhe	402.7	384.3	446.0	405.5	462.7
Kempten	563.3	655.2	528.0	540.5	561.2
kl. Feldberg	336.7	289.5	336.2	272.6	385.9
Konstanz	685.6	757.4	798.5	759.2	793.1
Michelstadt	519.9	576.3	630.3	498.6	656.4
Stuttgart	499.0	517.0	492.5	420.0	527.5
Ulm	483.8	453.0	463.1	414.1	530.3
Würzburg	412.5	371.0	392.3	440.4	461.9
Mittel:	480.6	490.3	507.5	442.8	539.2

Tab. 14: Simulierte Jahressummen der Verdunstung 2001 in mm

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass man mit Hilfe der statistisch-dynamischen Methode viel Rechenzeit sparen kann, da nur jeweils für die vom SOM-Verfahren errechneten Tage eines Jahres eine Simulation durchgeführt werden muss. Dass dadurch Fehler in die Ergebnisse gelangen, ist durchaus nachvollziehbar. Es besteht eine Unsicherheit darin, in welchem Maß tatsächlich ein einziger Tag mit seinen meteorologischen Eigenschaften repräsentativ für einen gewissen, vom SOM-Algorithmus berechneten Teil eines Jahres ist, wobei das SOM-Verfahren zwar objektiv arbeitet, aber ohne meteorologische Aspekte in die Berechnung einzubeziehen.

Auch ist es denkbar, dass einzelne sehr selten vorkommende, aber klimatisch bedeutsame Wetterlagen vom SOM-Algorithmus nicht erfasst werden, da ja eine Beschränkung auf eine bestimmte Zahl von Wetterlagenklassen vorgesehen und auch sinnvoll ist. Es können dadurch beispielsweise extreme Niederschlagsereignisse nicht erfasst werden (Fuentes, 1999). Dies scheint auch bei den hier gemachten SOM-Rechnungen der Fall gewesen zu sein, da besonders für den Gesamtniederschlag 2001 zu geringe Werte berechnet wurden (Tab. 13). Vielleicht könnte durch die Variierung der Anzahl der SOM-Klassen eine Verbesserung erzielt werden. Ebenso wäre es denkbar, eine Klassifizierung von Wetterlagen mit Hilfe von Feldern anderer Größen wie z.B. der Temperatur zu erstellen. Auch damit wären Kopplungen mehrerer Felder möglich.

Ansonsten gab es besonders für die 2m-Temperatur und die Taupunkttemperatur beachtliche Ergebnisse. So schnitt die SOM-Variante mit Geopotential und Bodendruck, jeweils normiert (GpSpn), bei der 2m-Temperatur besonders gut ab (Tab. 10), genauso wie die Variante mit unnormierten Feldern (Gp) bei der Taupunkttemperatur (Tab. 11).

Für die Windgeschwindigkeit ergaben sich ähnliche Schwächen wie schon bei dem kontinuierlichen Lauf des CLM. Geringe Geschwindigkeiten werden noch recht gut dargestellt, aber an Bergstationen sind die simulierten Werte viel zu niedrig (Tab. 12). Diese Fehler stammen jedoch mit Sicherheit aus den Ergebnissen der kontinuierlichen Simulation. Daher kann sich hier keine der SOM-Varianten besonders als Alternative zum dynamischen Downscaling empfehlen.

Bei der Verdunstung kann man davon ausgehen, dass die Werte qualitativ recht gut sind, auch wenn es keine Messdaten dazu gibt. Sie sind im Vergleich zu den Werten der kontinuierlichen Simulation tendenziell sogar leicht höher und zeigen in den Flächengrafiken sinnvolle Strukturen mit hohen Werten über Wasserflächen und Berghängen und niedrigen in Tallagen (Abb. 55 bzw. Abb. 56).

5.3 Sensitivitätstest zum Einfluss einzelner SOM-Klassen auf den Jahresniederschlag 2001

Beim statistisch-dynamischen Downscaling wurden aus einer Anzahl von mehreren typischen Wetterlagenklassen die Werte an den entsprechend ausgewählten Tagen des Jahres 2001 mit ihrer jeweiligen Häufigkeit multipliziert und zu Jahreswerten statistisch aufsummiert. In diesem Kapitel werden die Einflüsse einzelner SOM-Klassen auf das Endergebnis untersucht.

Beschränkt wird diese Betrachtung auf den Gesamtniederschlag und den konvektiven Niederschlag. Von Interesse ist dabei, welche SOM-Klassen Niederschlag bringen und wie groß deren Einfluss ist. Untersucht wird auch der Anteil an konvektiven Niederschlägen in den einzelnen SOM-Klassen und beim Gesamtergebnis.

Beispielhaft werden im Folgenden die Daten von vier Stationen mit Hilfe von Abbildungen untersucht. Weitere Abbildungen befinden sich im Anhang.

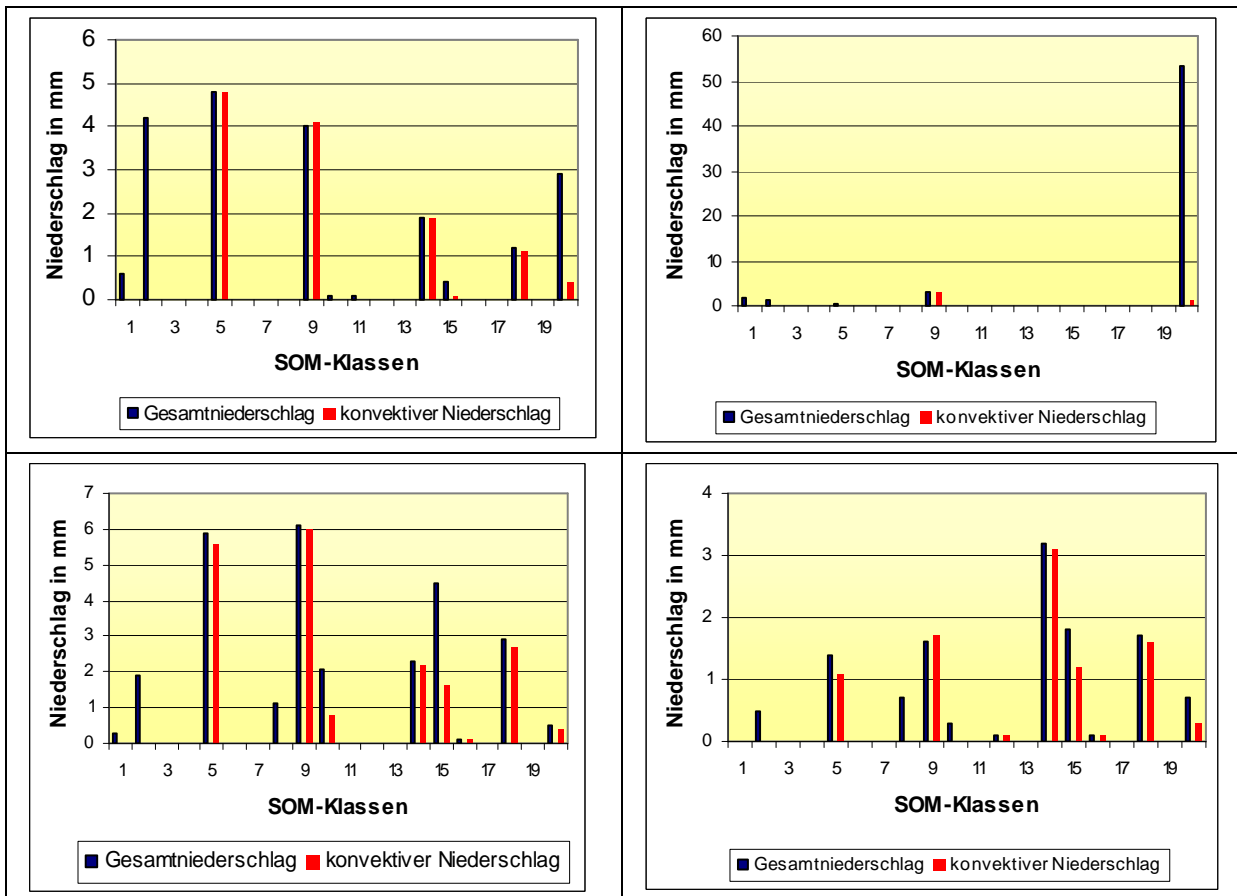


Abb. 58: Niederschlagsverteilung in den einzelnen SOM-Klassen für GpSpn 2001. In Dunkelblau ist der Tagesniederschlag und in Rot der konvektive Tagesniederschlag dargestellt. Links oben: Karlsruhe, Rechts oben: Freudenstadt, Links unten: Michelstadt, Rechts unten: Würzburg

In Abb. 58 werden die Tagessummen des Gesamtniederschlags und des konvektiven Niederschlags für den jeweils repräsentativen Tag jeder einzelnen SOM-Klasse gezeigt. In den vier Grafiken finden sich im Wesentlichen zwei unterschiedliche Muster.

In der Grafik für Freudenstadt sticht die Klasse 20 extrem hervor. An diesem Tag werden vom 7km-Lauf über 50 mm Niederschlag simuliert. Mit einer relativen Häufigkeit von 4,66 % ergeben sich daraus etwa 907 mm und somit 90 % des ganzen Jahresniederschlags. Alle anderen SOM-Klassen außer der Klasse 1, 2 und 9 haben keinen Tagesniederschlag zu verzeichnen. Also bestimmt hier eine einzige SOM-Klasse über fast den ganzen Jahresniederschlag.

An den anderen drei Stationen ist das Bild homogener. Allerdings sind auch bei Karlsruhe im wesentlichen nur 6 Klassen für den Jahresniederschlag verantwortlich, die restlichen 14 Klassen verzeichnen nur geringen oder gar keinen Niederschlag. Noch homogener sind die Niederschläge bei Michelstadt und Würzburg verteilt, hier verzeichnen mehr als die Hälfte der Klassen auch Niederschläge, allerdings nie mehr als 6 mm pro Tag.

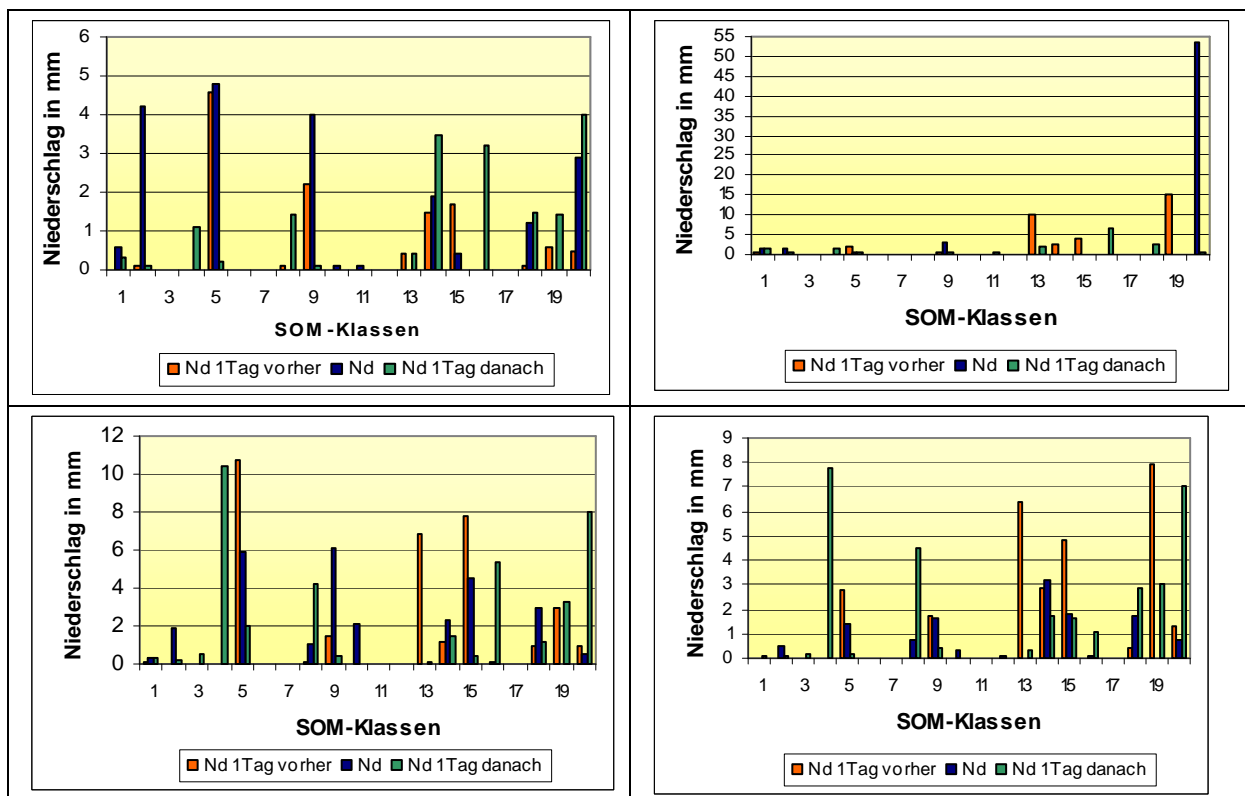


Abb. 59: Niederschlagsverteilung in der SOM-Klasse GpSpn für 2001, A) Karlsruhe, B) Freudenstadt, C) Michelstadt, D) Würzburg

In Abb. 59 soll anhand des Niederschlags untersucht werden, welchen Einfluss es hat, wenn statt des einen jeweils repräsentativen Tags einer SOM-Klasse, wie in den vorangegangenen Kapiteln diskutiert, nun auch der vorhergehende und der nachfolgende Tag miteinbezogen werden. Dadurch wird eine SOM-Klasse von nunmehr 3 hintereinander folgenden Tagen repräsentiert. Dies ist durchaus sinnvoll, da für gewöhnlich eine Wetterlage länger als einen Tag anhält. In Egger (1999) wurden ebenfalls für eine statistisch-dynamische Simulation Episoden mit einem 3-Tages-Zeitraum für Süddeutschland verwendet.

Gerstengarbe et al. (1999) zeigen, dass für gewöhnlich die Mehrzahl der Großwetterlagen eine Andauer von etwa 3 – 5 Tagen haben. Es gibt aber auch einzelne Typen von Wetterlagen, die eine signifikant längere Andauer haben können.

Vergleicht man alle vier Stationen miteinander, so findet man einige SOM-Klassen, in denen bei keiner Station im 3-Tages-Zeitraum Niederschläge zu finden sind bzw. der Niederschlag nur sehr gering ist. Da jede SOM-Klasse eine typische Struktur des Geopotentials aufweist und die Klassen nach Hess und Brezowsky in Wetterlagen unterteilt wurden, werden nun die niederschlagsfreien Klassen mit der Klassifizierung nach Hess und Brezowsky in Verbindung gebracht.

In der Regel kann man bei zyklonaler Strömung und daraus resultierender Hebung Niederschläge erwarten. Umgekehrt herrscht bei antizyklonaler Strömung eher großräumiges Absinken der Luft, so dass Niederschläge selten auftreten.

Insgesamt sind es nur 3 von 20 Klassen, die keinen Niederschlag an allen Stationen verzeichnen. Dazu gehören die SOM-Klassen 6, 7 und 17. Diese drei Klassen wurden in Kap. 5.2 als antizyklonale Wetterlagen eingestuft. Wie in Abb. 44 zu sehen ist, zeigen vor allem 7 und 17 eine ausgeprägte antizyklonale Strömung. In Klasse 6 hat die Wetterlage über Mitteleuropa zwar eher zyklonalen Charakter, Niederschlag hat sie an dem repräsentativen Tag aber nur in Norddeutschland gebracht, während der Süden Deutschlands sich im Einflussbereich eines Hochdruckkeils über Westeuropa befand (Wehry, 2002).

Für jede der vier Stationen wurde auch die durchschnittliche Niederschlagsmenge der 20 SOM-Klassen ermittelt. Im Gegensatz zu der vorigen Betrachtung sollen nun besonders niederschlagsreiche SOM-Klassen an den Stationen gesucht werden.

Als Definition für eine niederschlagsreiche SOM-Klasse wurde die Überschreitung des zweifachen Mittelwerts aller Klassen im repräsentativen 3-Tages-Zeitraum an einer Station gewählt. Daraus ergab sich ein Schwellenwert für Karlsruhe von 5 mm, für Würzburg von 7 mm und für Freudenstadt und Michelstadt von 10 mm. Davon fanden sich für Freudenstadt 3 Klassen, für Karlsruhe und Michelstadt 4 und für Würzburg 5 Klassen, bei denen dieser Wert überschritten wurde. Man stellt dabei fest, dass man nur die SOM-Klasse 20 bei allen Stationen findet. Insgesamt waren die Klassen 4, 5, 9, 13, 14, 15, 19 und 20 an den Stationen vertreten. Alle diese SOM-Klassen haben die gleiche Eigenschaft, dass sie eine typische zyklonale Struktur haben. Darunter sind auch drei der vier identifizierten reinen Westlagen in der obigen Auflistung zu finden.

Zusammenfassend lässt sich also ein Zusammenhang zwischen den SOM-Klassen ohne Niederschlag und antizyklonalen Wetterlagen feststellen. Ebenso deutlich zeigt sich, dass bei niederschlagsreichen Klassen das Grundmuster der Wetterlage immer zyklonal ist.

In den Grafiken der Abb. 60 werden alle Jahressummen des Gesamtniederschlags von 12 Stationen dargestellt. Insgesamt erkennt man in allen Grafiken eine deutliche Unterschätzung des Jahresniederschlags mit Ausnahme weniger Stationen. Einheitlich sind ebenfalls leicht bessere Resultate der Methode mit einem 3-Tages-Zeitraum. Von allen vier Varianten schneidet das SOM-Verfahren mit normiertem Geopotential (Gp) am besten ab.

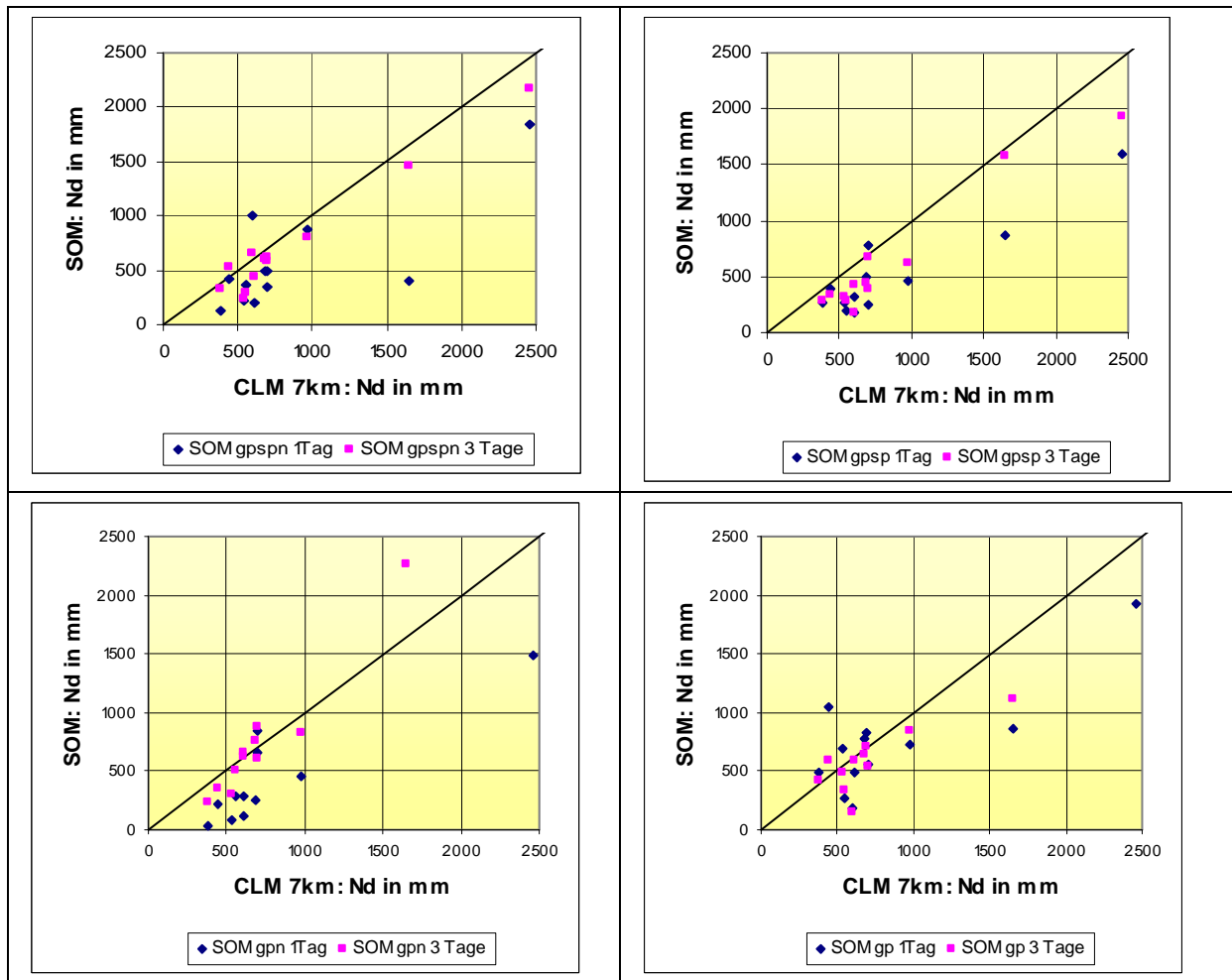


Abb. 60: Vergleich des kontinuierlichen CLM 7km-Lauf mit SOM-Daten. Auf der x-Achse sind die Daten des CLM7km aufgetragen, auf der y-Achse zum einen die Ergebnisse des SOM-Verfahrens mit einem Tag und zum anderen die Ergebnisse des SOM-Verfahrens mit einem 3-Tages-Zeitraum. Jede Grafik zeigt eine andere SOM-Variante GpSpn, GpSp, Gpn und Gp.

Station	Messungen	CLM 7km	SOM1Tag GpSpn	SOM3Tage GpSpn
Freiburg	1177.0	2457.9	1842.5	2176.9
Michelstadt	953.6	681.2	485.1	610.5
Gießen	703.1	444.9	411.0	523.3
Frankfurt	753.4	379.6	124.8	320.2
Kl. Feldberg	1055.1	535.9	217.8	235.9
Würzburg	613.4	605.7	201.9	430.4
Karlsruhe	873.1	553.0	361.3	292.2
Ulm	846.0	702.1	495.5	584.3
Stuttgart	814.1	971.2	868.5	806.7
Freudenstadt	2127.8	603.5	1005.3	649.0
Konstanz	895.7	695.7	354.7	622.4
Kempten	1418.0	1648.1	405.7	1455.9
Mittelwert:	1031.3	851.3	575.5	728.2

Tab. 15: Vergleich der Ergebnisse des Jahresniederschlags 2001 in mm von Messungen, Modelllauf mit 7km-Auflösung und SOM-Verfahren mit GpSpn

In Tab. 15 sind für die SOM-Variante mit normiertem Geopotential und Bodendruck (GpSpn) die einzelnen Werte explizit angegeben. Als Referenz sind die Beobachtungen an den einzelnen Stationen und die Werte der kontinuierlichen Simulation mit 7km-Auflösung dargestellt. Vergleicht man nun die Ergebnisse des SOM-Verfahrens miteinander, so stellt man fest, dass bei der Mehrzahl der Stationen die Rechnung mit einem 3-Tages-Zeitraum eine Erhöhung der Niederschlagswerte ergibt. In den meisten Fällen bedeutet das eine Verbesserung der Ergebnisse.

Bei der Station Freiburg liegt der Wert bei SOM3Tage zwar höher als bei SOM1Tag, doch das bedeutet in diesem Fall eine Verschlechterung, da insgesamt das Modell einen deutlich zu hohen Jahresniederschlag simuliert. An den Stationen Karlsruhe, Stuttgart und Freudenstadt tritt dagegen mit der Einbeziehung der umgebenden Tage eine Verschlechterung auf, besonders bei Freudenstadt. Unter Berücksichtigung von Abb. 59 wird deutlich, dass der extrem hohe Niederschlag in Klasse 20 dazu führt, dass durch diesen einen Tag das Ergebnis sehr stark beeinflusst wird, wobei der Einfluss bei SOM1Tag noch stärker ist. Dadurch ist das Ergebnis mit den beiden SOM-Verfahren besser als es mit dem CLM7km errechnet wird, was sonst außerdem nur mit dem SOM3Tage an der Station Gießen erreicht wird.

Im Allgemeinen ergibt die Einbeziehung des vorherigen und des nachfolgenden Tages bei dem Referenztag einer SOM-Klasse eine Verbesserung der Resultate. Dies zeigt sich sowohl bei allen Schaubildern in Abb. 60 für alle vier SOM-Varianten, wie auch bei den Einzelwerten in Tab. 15 für die SOM-Klasse GpSpn. Dabei können je nach Station einzelne Klassen einen entscheidenden Einfluss auf das Gesamtergebnis nehmen, wie im Extremfall bei Freudenstadt. Trotzdem werden auch mit diesen Methoden die Referenzwerte der kontinuierlichen Simulation nicht erreicht.

6. CLM-Simulation mit 2,8km-Auflösung

6.1 Vorbemerkungen

Nach der Darstellung der Simulationsergebnisse mit 7km-Auflösung für das ganze Jahr 2001 sollte nun zum Vergleich eine Rechnung mit einer feineren Auflösung durchgeführt werden. Es hatte sich gezeigt, dass infolge der groben Auflösung von 7 km die Orographie nicht differenziert genug wiedergegeben werden kann und sich dadurch Fehler in den Ergebnissen von Temperatur, Feuchte, Windgeschwindigkeit und den anderen Klimagrößen ergeben können. Auch können kleinräumige Phänomene wie lokale Windsysteme oder Konvektionszellen durch das bisher genutzte Gitter nicht ausreichend erfasst werden.

Mit einer Auflösung von 2,8 km bewegt man sich im Grenzbereich zwischen Mesoscale und Mikroscale und damit in dem meteorologischen Bereich, in dem auch kleinere konvektive Zellen aufgelöst werden können. Ein großer Unterschied in den Parametereinstellungen des CLM liegt deshalb darin, dass diesmal die Konvektionsparametrisierung nicht benutzt wird und das Modell diese Prozesse direkt simulieren soll. Mit einer höheren Auflösung ergeben sich wesentlich mehr Gitterpunkte auf einem Gebiet. Um die Rechenzeit nicht stark zu verlängern, wurde das Gebiet verkleinert und der Zeitraum wurde von einem Jahr auf 6 Monate verkürzt. In Tab. 16 sind alle Änderungen der Parameter aufgelistet.

Parameter	CLM 7km	CLM 2,8km
Gebietsgröße	45 x 65 = 2925 Gitterpunkte 47.0°N – 51.0°N 7.0°O – 11.0°O	110 x 120 = 10890 Gitterpunkte 47.0°N – 50.0°N 6.5°O – 10.5°O
Auflösung	0.0625°	0.025°
Zeitraum	01.12.2000 – 31.01.2002 14 Monate = 10242 h	01.04.2001 – 31.09.2001 6 Monate = 3696 h
Zeitschritt	40 s	15 s
Anzahl Prozessoren	4	4
Rechendauer	51 h	253 h
Simulationsstunden pro Rechenstunde	201 h	15 h
Turb.parametr.	an	an
Konv.parametr.	an	aus

Tab. 16: Vergleich von Parametern der Modellläufe mit dem CLM

6.2 Analyse der Ergebnisse für 2,8km-Modelllauf

6.2.1 Darstellung der Orographie

Insgesamt umfasst das neue Gebiet jetzt 13200 Gitterpunkte. In Abb. 61 sind zur Unterscheidung beide Gebiete farblich abgegrenzt dargestellt. Man erkennt, dass auch die Grenzen etwas verschoben wurden. Der südliche Rand wurde bei 47 °N belassen, aber da das ganze Oberrheintal integriert sein sollte, wurde der westliche Rand nun bei 6,5 ° O festgelegt und gleichzeitig der östliche Rand weiter westlich verschoben bis 10,5 ° O. Im Norden wurde die Grenze des Gebiets auf 50 °N in der Nähe von Frankfurt festgelegt.

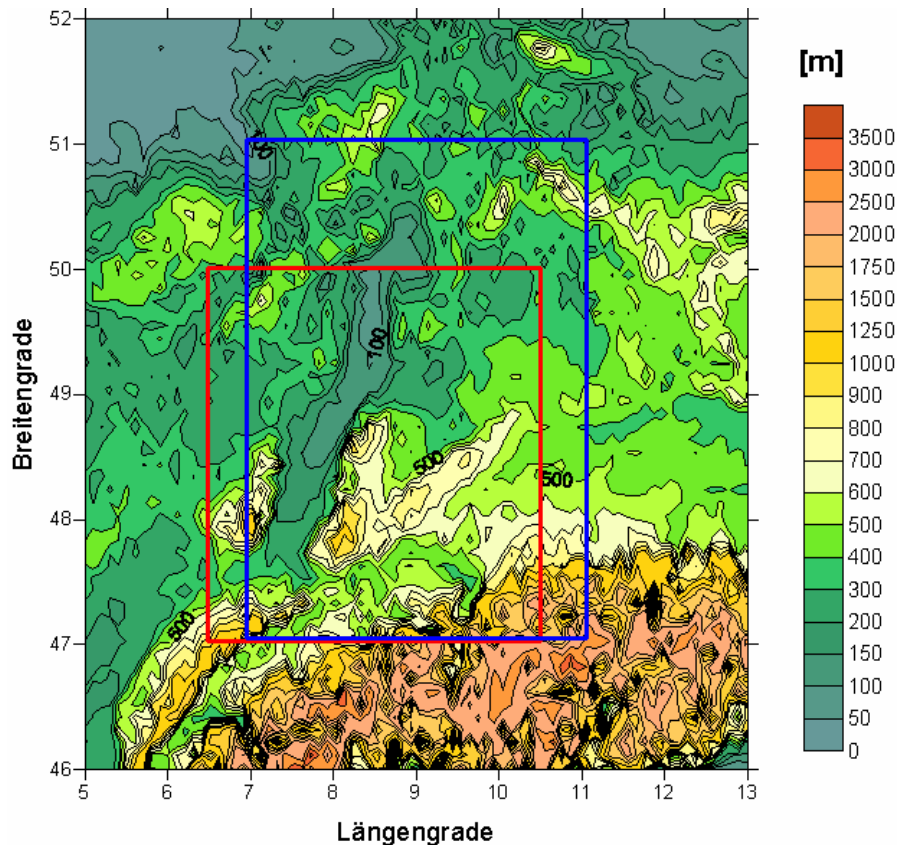


Abb. 61: Darstellung der Simulationsgebiete; blau: Gebiet des 7km-Laufs, rot: Gebiet des 2,8km-Laufs

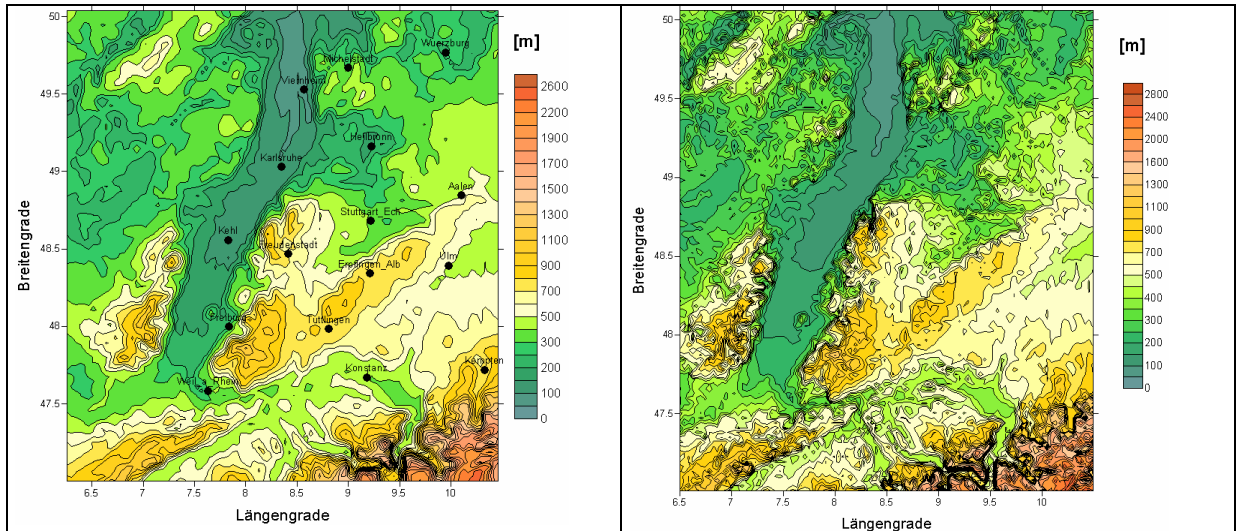


Abb. 62: Darstellung der Orographie, links CLM-Ausgabewerte mit 2,8km Auflösung, rechts Daten der NOAA mit 1km Auflösung (NOAA, 2005)

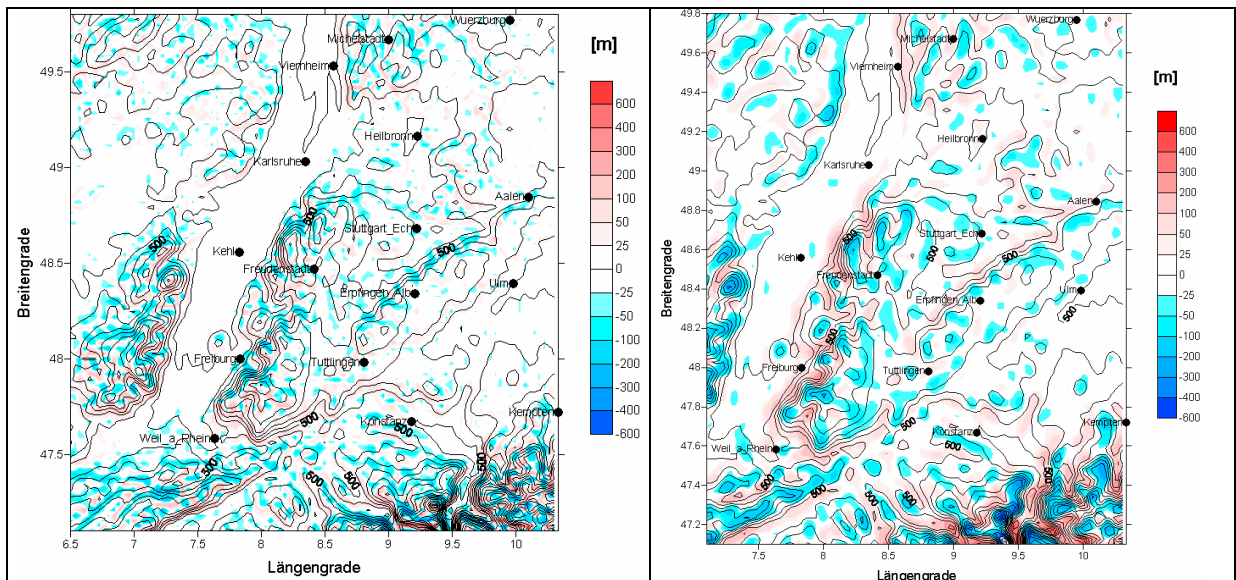


Abb. 63: links: Differenz der Orographie von CLM 2,8km – NOAA-Daten 1.0km Auflösung (NOAA, 2005); rechts: Differenz der Orographie von CLM7km – CLM2,8km

In Abb. 63 werden auf der linken Seite die beiden genannten Quellen miteinander verglichen, indem die Differenz von beiden Datenquellen gebildet wurde. In der rechten Grafik sind die Differenzen der zwei verschiedenen Modellauflösungen gezeigt. Es zeigt sich in beiden Grafiken, dass vor allem im Bereich der Vogesen und bei Teilen des Schwarzwaldes und des Pfälzer Waldes deutliche Unterschiede auftreten. Besonders stark sind die Unterschiede in den Alpen. Ursache dafür sind in allen Fällen die relativ großen Höhengradienten, die im Bereich der Mittelgebirge und in den Alpen auftreten und vom Modell mit größerer Auflösung nicht wiedergegeben werden können.

Wie schon in Kap. 4.2 werden in den nächsten beiden Grafiken in Abb. 64 die Bodentypen und der Pflanzenbedeckungsgrad dargestellt, diesmal aber bei einer Auflösung von 2,8km. Auch hier handelt es sich um die konstanten Felder beider Größen. Aufgrund der höheren Auflösung werden die Strukturen sowohl bei den Bodentypen als auch bei der Pflanzenbedeckung feiner dargestellt. Zum Beispiel wird der Bodensee in beiden Grafiken deutlich detaillierter dargestellt. Außerdem werden auch einige Schweizer Seen klarer aufgelöst. Auch die Struktur des Pflanzenbedeckungsgrades wird differenzierter

nachgebildet mit hoher Pflanzenbedeckung im Schwarzwald, den Vogesen und in den Alpen und niedriger Bedeckung in den Niederungen. Mittlere Werte bis 70 % finden sich vor allem im Alpenvorland, in der Schwarzwald-Baar-Region und in der Hohenlohe, sowie in der Schweiz.

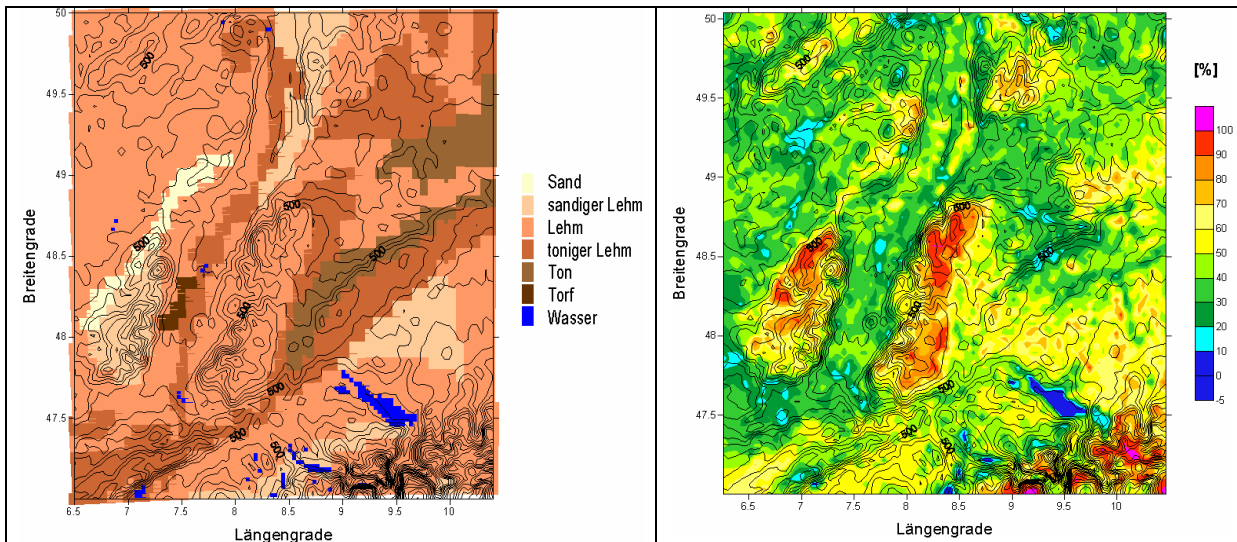


Abb. 64: links: Bodenarten, rechts: Pflanzenbedeckungsgrad in Prozent

Da nur ein Zeitraum von 6 Monaten simuliert wurde, war es nicht möglich Jahresmittelwerte der einzelnen Klimagrößen zu berechnen. Daher sollen für die Grafiken des ganzen Simulationsgebiets zwei Monate des Zeitraums herausgegriffen werden und diese diskutiert werden. Ausgewählt wurden der April und der Juli, d.h. jeweils ein Frühlingsmonat und ein Sommermonat. In den Diagrammen der ausgewählten Stationen können in diesem Kapitel neben den bisherigen Vergleichen zwischen Modelllauf und Messungen auch die beiden verschiedenen Modellläufe mit 7km- und mit 2,8km-Auflösung miteinander verglichen werden.

Zunächst werden auf den nächsten Seiten die Ergebnisse für die 2m-Temperatur dargestellt und diskutiert.

6.2.2 2m-Temperatur

Im April hat das Rheintal fast einheitlich eine Mitteltemperatur zwischen 8 und 10° (Abb. 66 rechts). Diese Temperaturen findet man im Juli nur in den Hochlagen der Allgäuer Alpen, während im Rheintal Temperaturen um 21 - 23° C herrschen. Der Bodensee tritt im Juli kühlend in Erscheinung. Während im weiteren Umland die Mitteltemperaturen zwischen 18 und 21° liegen, sind es am Bodensee direkt nur 17 - 18° C (Abb. 67 rechts). Im April ist der Effekt umgekehrt, dort wirkt der See wärmend auf die Umgebung. Direkt am See liegen die Temperaturen über 8,0°C, im weiteren Umland dagegen unter 8,0°C.

Vergleicht man nun die beiden Modellläufe, so findet man in Abb. 65 Differenzen im Schwarzwaldgebiet hauptsächlich am Westrand, wobei die Differenzen im Juli größer sind. Positive Differenzen bedeuten, dass der 7km-Lauf höhere Temperaturen simuliert. Deutliche Unterschiede treten auch im Alpenraum auf mit positiven Differenzen in den Hochlagen und negativen Differenzen in den Tälern. Der schon angesprochene Bodenseeeffekt wird vom

7km-Lauf nicht so deutlich wiedergegeben, da hier vor allem im Juli positive Differenzen von über 1,0 K auftreten. Im April ist der Unterschied dagegen fast nicht zu erkennen. Im Juli sind insgesamt vor allem in Württemberg verbreitete größere Differenzen zu finden mit teilweise bis zu 2,0 K, während im April beide Modellläufe im selben Gebiet nur wenig differierende Temperaturen simulieren.

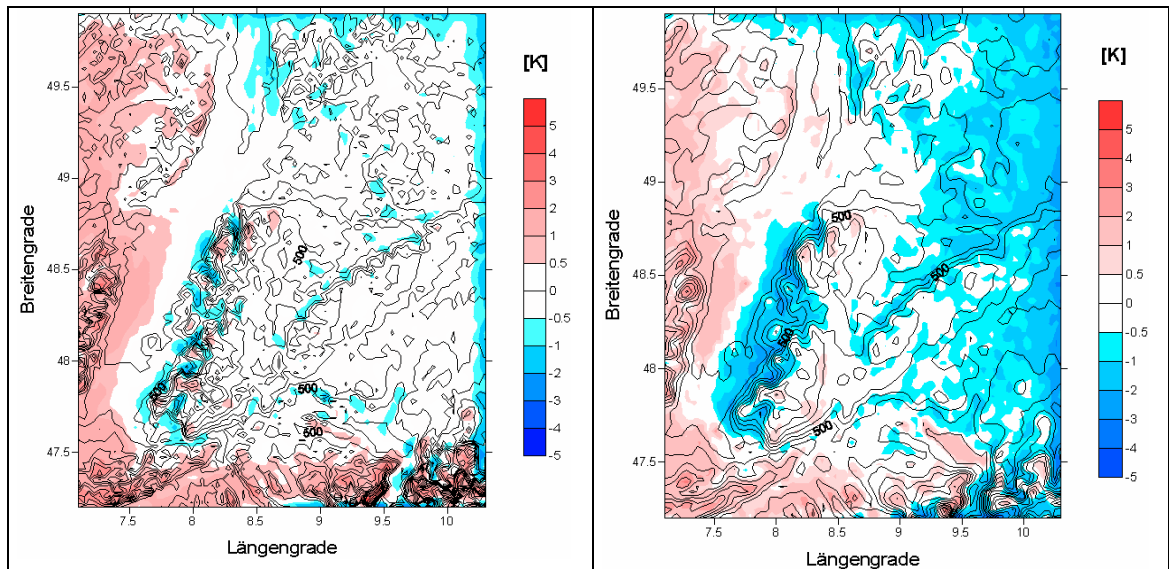


Abb. 65: Differenzen der 2m-Temperatur CLM 7km – CLM 2,8km. Rot bedeutet CLM 7km wärmer, blau: CLM 2,8km wärmer. Links: April 2001, rechts: Juli 2001

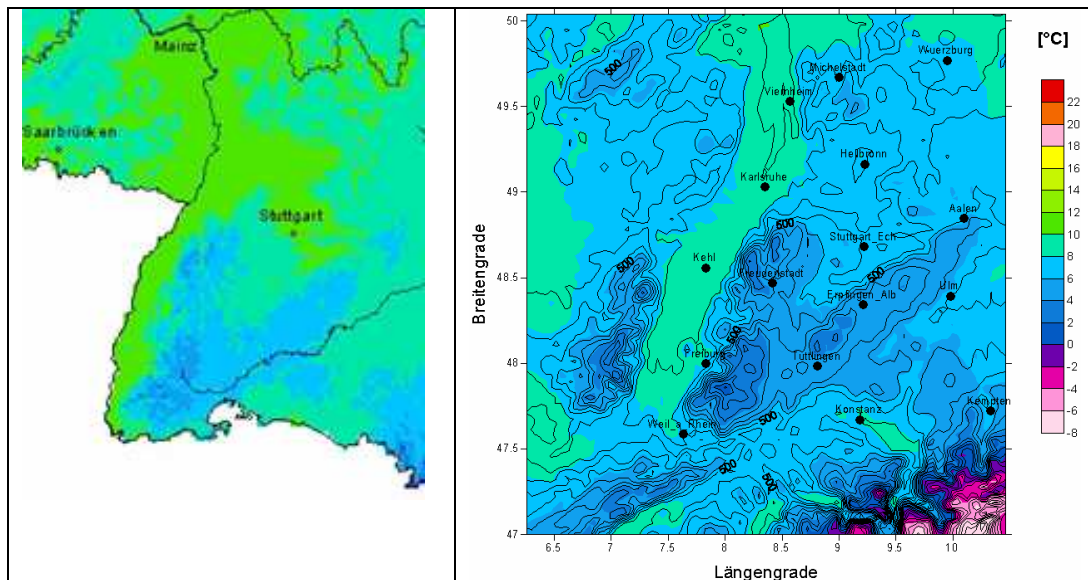


Abb. 66: Monatsmittel für die 2m-Temperatur April 2001, links: Interpolierte DWD-Stationsbeobachtungen (DWD, 2005), rechts: Modellergebnisse des CLM 2,8km

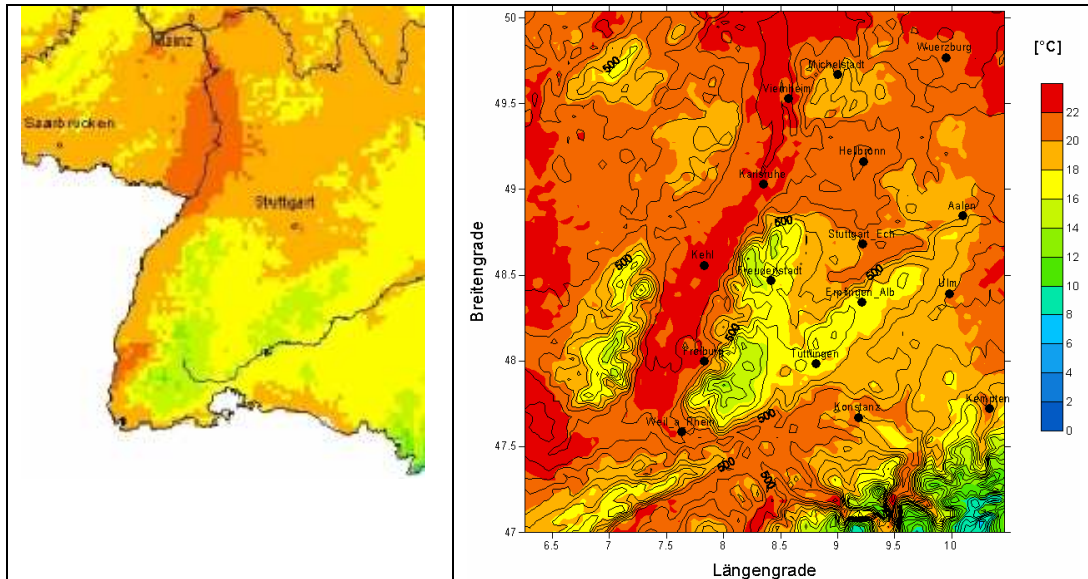


Abb. 67: Monatsmittel für die 2m-Temperatur Juli 2001, links: Interpolierte DWD-Stationsbeobachtungen (DWD, 2005), rechts: Modellergebnisse des CLM 2,8km

Beim Vergleich der Monatsmittel der 2m-Temperatur im Simulationsgebiet im April 2001 zeigt sich, dass die Modelltemperaturen des CLM mit 2,8km-Auflösung im Mittel zu kalt sind (Abb. 66). Im Rheintal findet man in der linken Grafik Temperaturen über 10 °C, während die CLM-Werte im selben Gebiet die 10 °C nicht überschreiten. Ansonsten bewegen sich die Temperaturen des CLM in Abb. 66 rechts zwischen 4 und 8 °C, im Bergland auch teilweise bis an die 0 °C. Dagegen liegen die Temperaturen in der interpolierten Karte der DWD-Stationen nur im Bergland unter 8 °C, im Hochschwarzwald auch unter 4 °C. Insgesamt findet man beim April-Vergleich also eine Unterschätzung der Temperaturen durch das CLM. Im Juli liegen die Temperaturen beim CLM allgemein etwas höher als aus den Messungen hervorgeht. Großflächig beträgt die Differenz aber nicht mehr als etwa 2 K. Nur im mittleren Oberrheintal ist die Differenz größer.

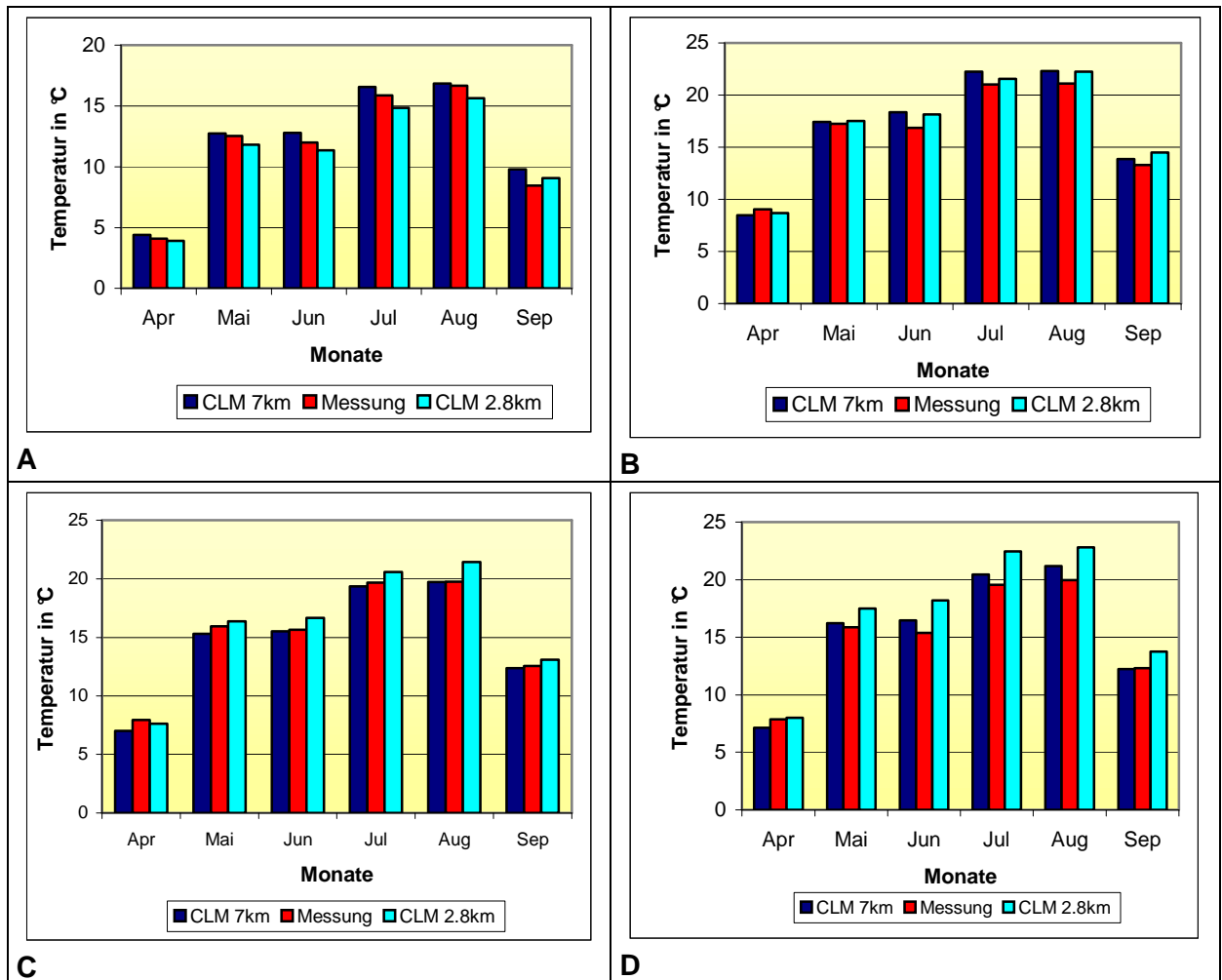


Abb. 68: Monatsmittel der 2m-Temperatur für April bis September 2001 für A) Freudenstadt, B) Karlsruhe, C) Michelstadt, D) Würzburg

Die Ergebnisse des 2,8km-Laufs für die Monatsmittel der 2m-Temperatur zeigen an den beiden Stationen Michelstadt und Würzburg mit 0,7 bzw. 2,0 K im Mittel größere Differenzen als das CLM mit 7km-Auflösung und liegen in beiden Fällen zu hoch (Abb. 68 C und D). An der Station Karlsruhe ergibt sich dagegen ein uneinheitliches Bild. Der April wird mit seiner Mitteltemperatur vom CLM 2,8km deutlich besser wiedergegeben als vom 7km-Lauf. Allerdings ist die Differenz des September-Werts zum Messwert beim CLM 2,8km größer als beim 7km-Lauf. Für die Sommermonate liegen beide Modellvarianten um etwa 1,0 – 1,5 K zu hoch, wobei der 2,8km-Lauf etwas besser abschneidet (Abb. 68 B). An der Station Freudenstadt simuliert der 2,8km-Lauf vor allem im Sommer eher zu tiefe Temperaturen bis zu etwa 1,0 K, während der 7km-Lauf eher um bis zu 1,0 K zu hoch liegt (Abb. 68 A). In Abb. 69 und Abb. 70 erkennt man, dass die Punkte meistens sehr nah an der Winkelhalbierenden liegen. Nur an der Station Würzburg zeigt sich eine größere Steigung der Trendlinie für den 2,8km-Lauf, so dass bei höheren Temperaturen die Abweichungen größer werden.

Station	2m-Temperatur Messungen	2m-Temperatur CLM 2,8km	2m-Temperatur CLM 7km	Differenz Messung-CLM2,8	Differenz Messung-CLM7
Aalen	13.9	15.3	12.1	-1.4	1.8
Freiburg	15.8	16.8	13.3	-1.0	2.6
Freudenstadt	11.7	11.1	12.3	0.5	-0.6
Heilbronn	16.1	17.4	15.5	-1.2	0.6
Michelstadt	15.3	16.0	14.9	-0.7	0.4
Tuttlingen	13.7	13.2	13.3	0.5	0.4
Ulm	15.1	14.2	14.9	0.9	0.3
Viernheim	16.9	18.1	16.4	-1.2	0.5
Karlsruhe	16.5	17.1	16.6	-0.7	-0.1
Kempton	12.9	15.7	12.0	-2.8	0.9
Konstanz	15.3	15.7	16.3	-0.4	-1.0
Stuttgart	14.9	13.9	15.3	1.0	-0.4
Würzburg	15.2	17.2	15.8	-2.0	-0.6
				mittl. abs. Differenz:	
Mittel:	14.9	15.5	14.5	1.1	0.8

Tab. 17: Übersicht der 6-monatigen Mittelwerte der 2m-Temperatur von April bis September 2001 in °Celsius

Insgesamt stellt man fest, dass das CLM mit 7km-Auflösung leicht zu kalt ist, während es mit 2,8km-Auflösung eher zu warm ist. Die erhoffte Verbesserung mit höherer Auflösung tritt nicht ein, sondern sogar im Mittel eine leichte Verschlechterung. Dies kann man am Mittel der Stationswerte und an der mittleren absoluten Differenz ablesen. Diese liegt für den 2,8km-Lauf bei 1,1 K, für den 7km-Lauf nur bei 0,8 K.

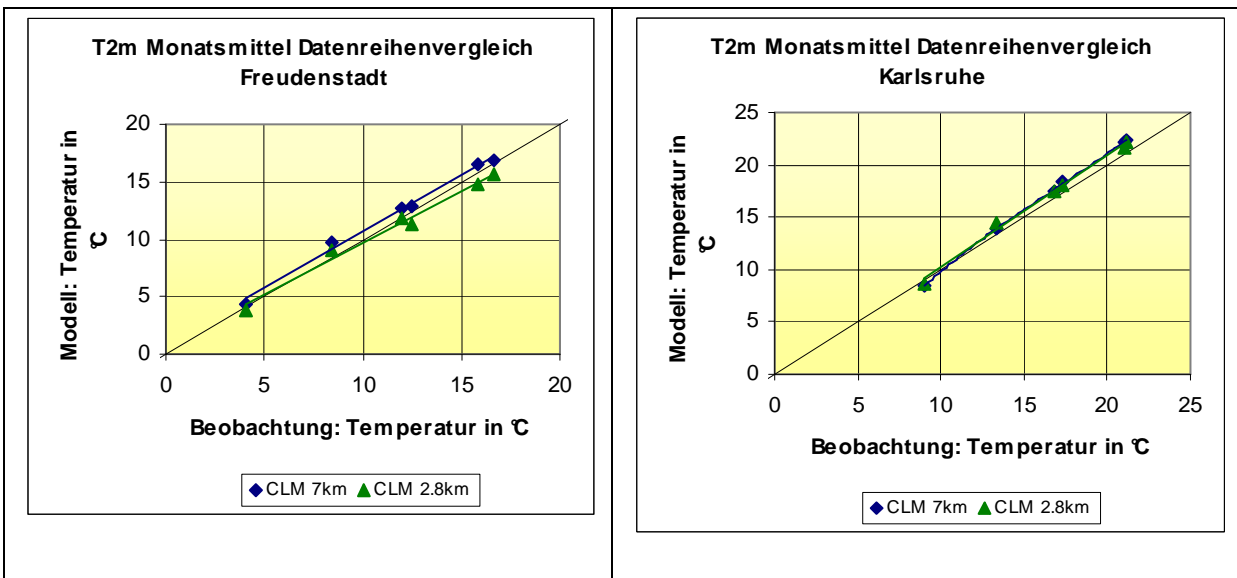


Abb. 69: Streudiagramme der 2m-Temperatur April bis September 2001

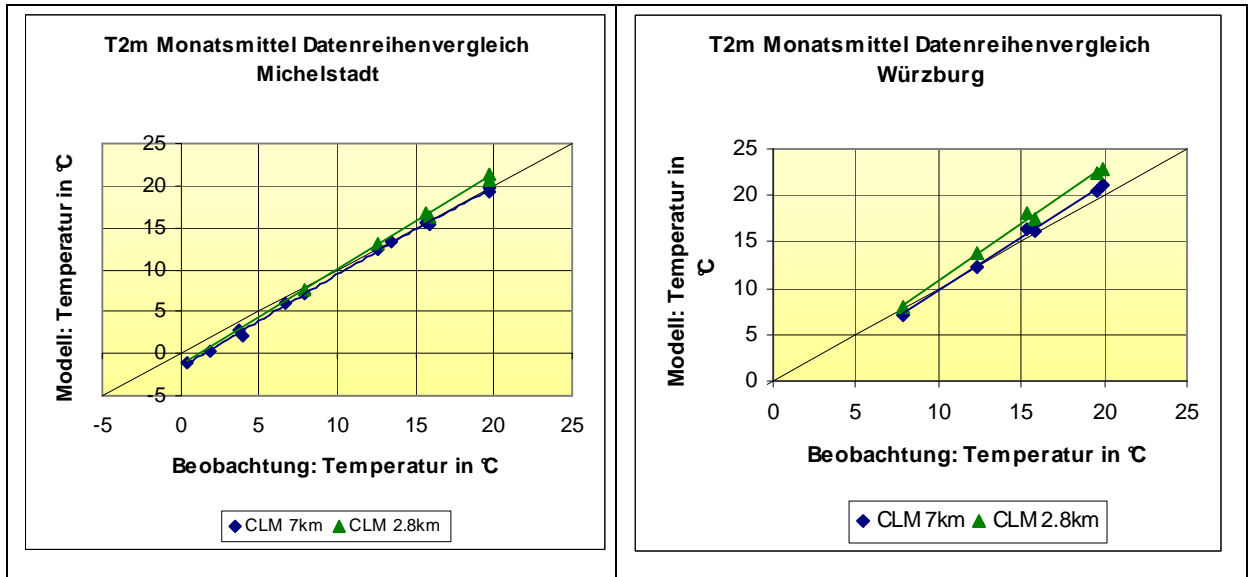


Abb. 70: Streudiagramme der 2m-Temperatur April bis September 2001

6.2.3 2m-Taupunktstemperatur Td

Während im April die höchsten Taupunktstemperaturen bei 7°C liegen, sind sie im Juli – von Randeffekten abgesehen – um einiges höher bei 15°C. In der April-Grafik erkennt man die höchsten Taupunkte im Rheintal bei Karlsruhe und Kehl, sowie am Bodensee, was wiederum auf den Bodensee als Wasserfläche und damit als Wasserdampfquelle zurückzuführen ist (Abb. 71 links). Die niedrigsten Taupunkte findet man erwartungsgemäß in den Alpen und in den Mittelgebirgen wie zum Beispiel auch im Schweizer Jura. Im Sommermonat Juli findet man die höchsten Werte am Rhein um die Station Weil am Rhein und bei Freiburg, im Neckartal bei Stuttgart, sowie im Alpenrheintal (Abb. 71 rechts). Auffallend ist, dass nicht direkt am Bodensee hohe Werte auftreten, sondern etwas weiter nördlich. Der Einfluss der antreibenden Randwerte zeigt sich im Sommer wesentlich stärker als im Frühjahr und verursacht zu hohe Werte vor allem im Bereich des südlichen Elsass. Dort sind auch die höchsten Differenzen zwischen den beiden Modellauflösungen zu verzeichnen (Abb. 72). Im April gibt es fast keine nennenswerten Unterschiede zwischen CLM 7km und CLM 2,8km. Im Juli sind fast nur positive Differenzen zu sehen, d.h. das CLM 7km simuliert um etwa 3,0 K höhere Taupunkte.

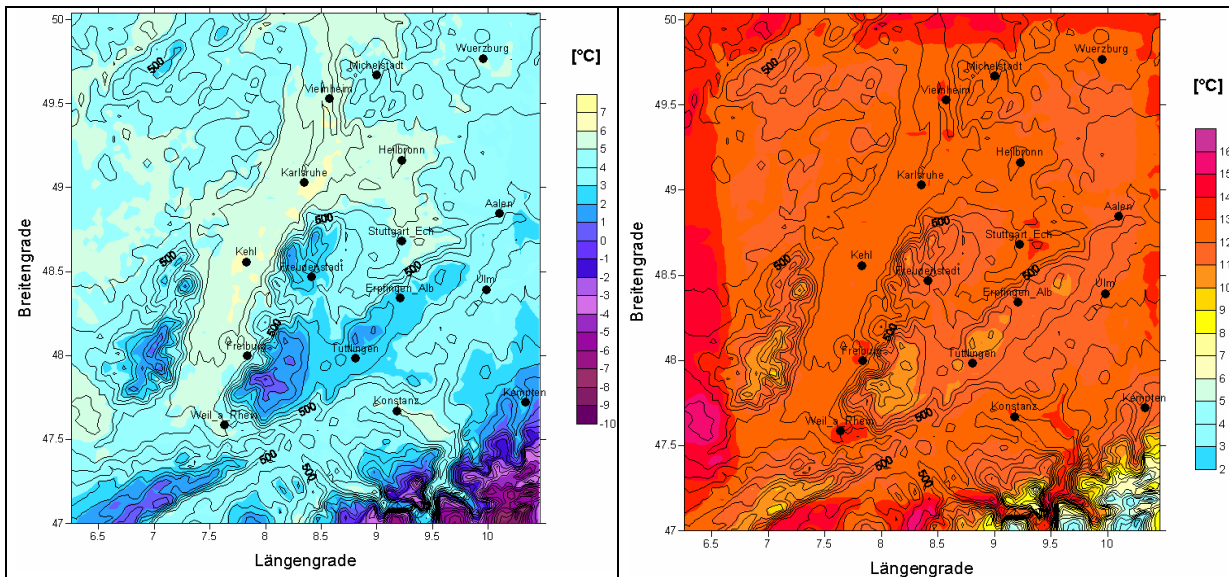


Abb. 71: Taupunkttemperatur, linke Grafik: April 2001, rechte Grafik: Juli 2001

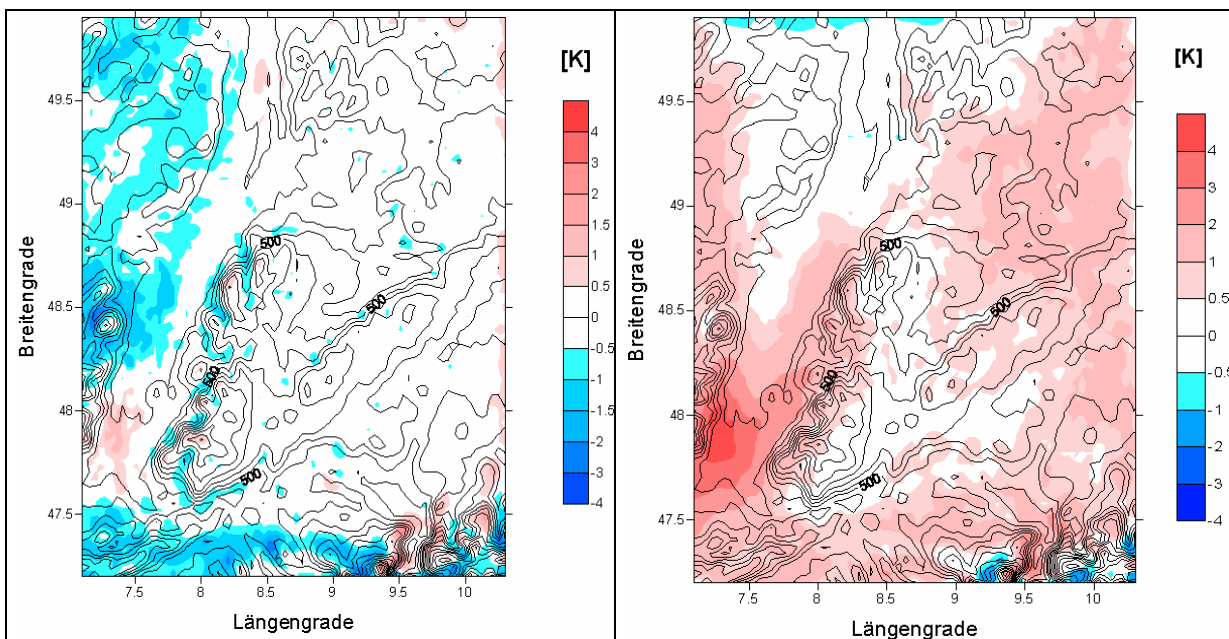


Abb. 72: Differenzen Taupunkttemperatur CLM 7km – CLM 2,8km links: April 2001, rechts: Juli 2001

An der Station Freudenstadt (Abb. 73 A) liegen die gemessenen Taupunkttemperaturen unter den Ergebnissen der beiden Modellvarianten. Jedoch liefert der 2,8km-Lauf mit Abweichungen bis maximal 2,0 K bessere Ergebnisse als der 7km-Lauf. Bei der Station Karlsruhe ist es umgekehrt (Abb. 73 B): Beide Simulationen berechnen zu hohe Taupunkttemperaturen und im Streudiagramm liegen die Punkte über der Winkelhalbierenden (Abb. 74 B). Der 7km-Lauf simuliert zwar die besseren Werte, hat aber trotzdem teilweise 2,0 K Differenz zu den Messwerten.

An den Stationen Michelstadt und Würzburg sind die Abweichungen der beiden Modellvarianten von den Messwerten insgesamt geringer mit maximal 1,0 – 1,5 K (Abb. 73 C und D). Nur der April-Wert wird bei beiden Stationen vor allem vom CLM 2,8km mit etwa 2,0 K deutlich zu hoch simuliert, wie auch im Streudiagramm gut zu erkennen ist (Abb. 74 C und D).

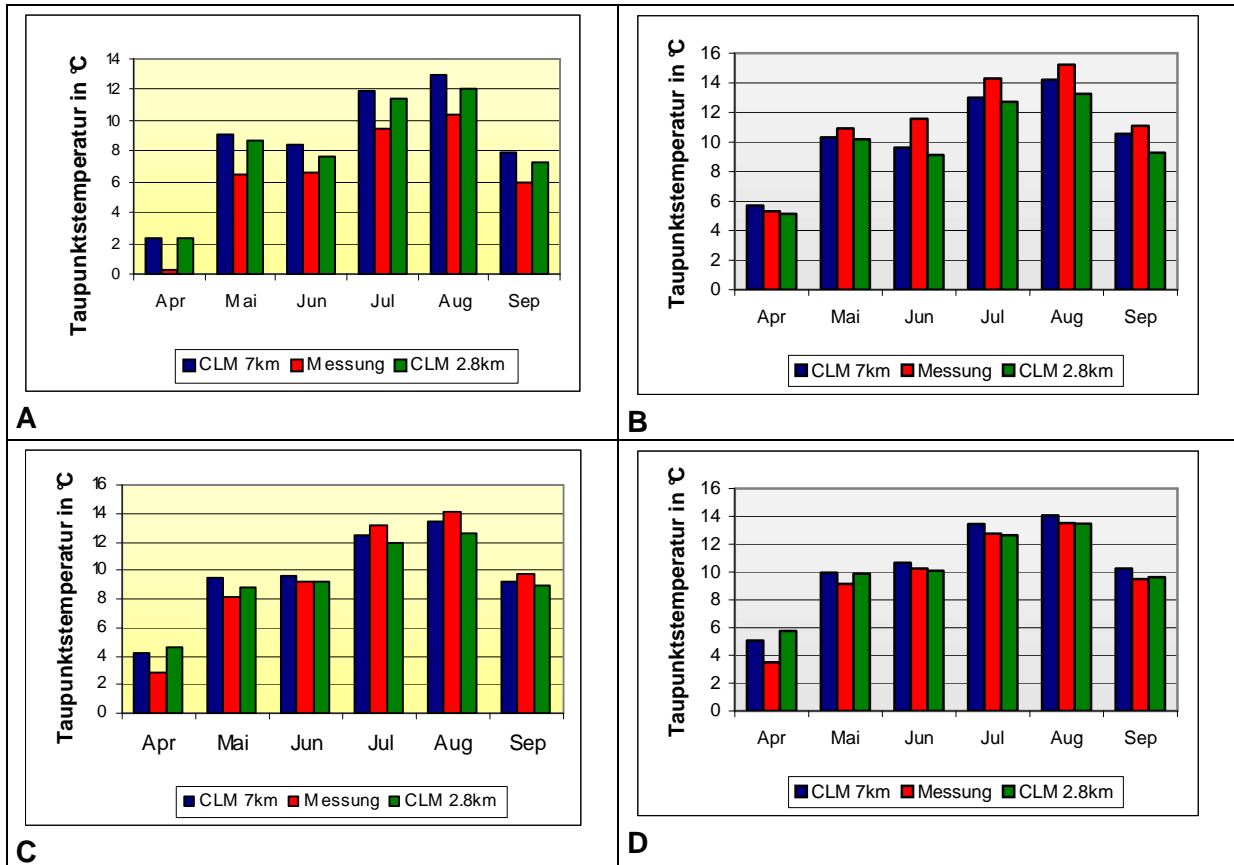


Abb. 73: Monatsmittel der Taupunktstemperatur für April bis September 2001, A) Freudenstadt, B) Karlsruhe, C) Michelstadt, D) Würzburg

Station	Messung	CLM 7km	Differenz CLM7km-Messung	CLM 2,8km	Differenz CLM2,8km-Messungen
Aalen	6.9	10.0	3.1	9.6	2.7
Freiburg	9.4	11.7	2.4	10.5	1.1
Freudenstadt	6.6	8.8	2.2	8.2	1.6
Heilbronn	9.0	11.3	2.3	11.3	2.3
Michelstadt	9.6	9.7	0.2	9.4	-0.2
Tuttlingen	6.9	8.4	1.5	8.5	1.6
Ulm	8.0	10.2	2.2	9.1	1.0
Viernheim	9.8	10.7	0.9	7.3	-2.5
Karlsruhe	11.4	10.6	-0.8	10.0	-1.4
Kempton	8.8	9.4	0.6	9.3	0.5
Konstanz	10.6	10.7	0.1	10.5	-0.1
Stuttgart	9.8	10.7	0.9	9.3	-0.5
Würzburg	9.8	10.6	0.8	10.3	0.5
			abs. mittl. Differenz:		abs. mittl. Differenz:
Mittelwerte	9.0	10.2	1.4	9.5	1.2

Tab. 18: Übersicht der 6-monatigen Mittelwerte der Taupunktstemperatur von April bis September 2001 in °Celsius

Wie bei den Ergebnissen des 7km-Laufs, so werden auch beim 2,8km-Modelllauf im Mittel die Taupunkttemperaturen überschätzt (Tab. 18). Nur an den Stationen Viernheim und Karlsruhe ist die Differenz negativ. Allerdings kann man insgesamt eine leichte Verbesserung durch die höhere Auflösung feststellen. Der Mittelwert aus allen Stationen liegt mit $9,5^{\circ}\text{C}$ näher an den im Mittel gemessenen $9,0^{\circ}\text{C}$. Auch die absolute mittlere Differenz ist etwas geringer. Dennoch findet man auch bei der 2,8km-Auflösung an einzelnen Stationen größere Differenzen wie zum Beispiel an der Station Viernheim, wo die Taupunkttemperatur mit einer Differenz von $-2,5\text{ K}$ deutlich unterschätzt wird und an der Station Aalen, bei der die Differenz $+2,7\text{ K}$ beträgt.

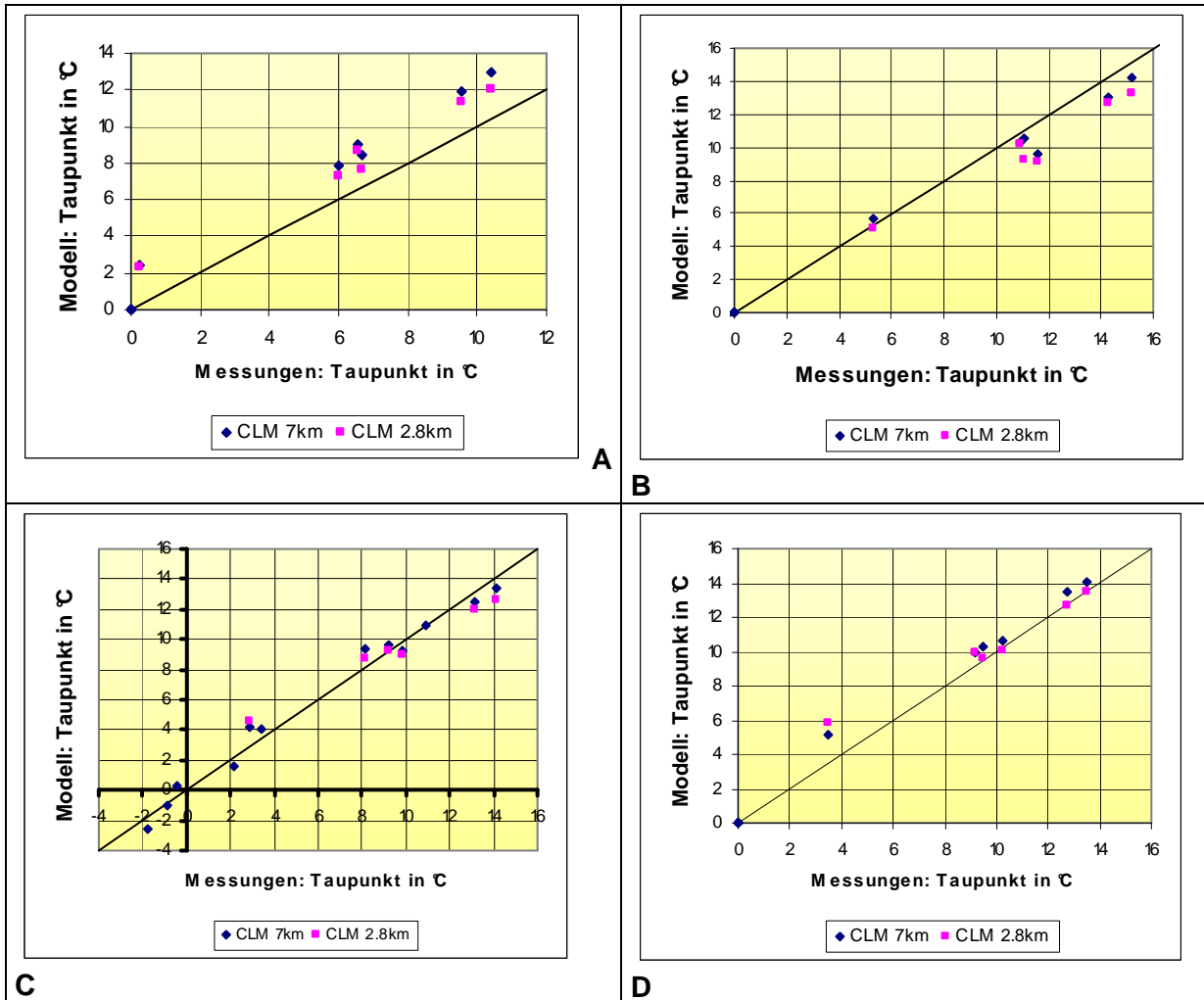


Abb. 74: Streudiagramme der Taupunkttemperatur für April bis September 2001, A) Freudenstadt, B) Karlsruhe, C) Michelstadt, D) Würzburg

6.2.4 10m-Windgeschwindigkeit

Durch die Änderung der Grenzen des Simulationsgebiets sind in den Grafiken nun die Vogesen ganz enthalten. Da zumindest der südliche Teil der Vogesen ähnlich hoch ist wie der Schwarzwald, werden die Vogesen besonders bei der Betrachtung der Windgeschwindigkeiten interessant. So zeigen sich auch dort im April die höchsten Windgeschwindigkeiten des ganzen Simulationsgebiets mit über 4,6 m/s im Monatsmittel. Deutlich geringere Geschwindigkeiten werden für den Schwarzwald, wie auch für die anderen Mittelgebirge simuliert.

Wie schon für die Temperatur und die Feuchte wirkt sich auch bei der Windgeschwindigkeit der Bodensee besonders aus. Deutlich erhöhte Geschwindigkeiten im Vergleich zum Umland werden auf dem Gebiet des Sees simuliert mit bis zu 4,0 m/s. Im Juli ist dieser Effekt aber nicht zu erkennen. Die Werte sind in diesem Monat am Bodensee sogar das Minimum der ganzen Abbildung. Nicht vollständig erklärbar ist, warum für ein großes Gebiet relativ hohe Geschwindigkeiten simuliert werden, ohne einen erkennbaren Bezug zur Orographie. Möglicherweise wirken sich die Randwerte des GME stark aus.

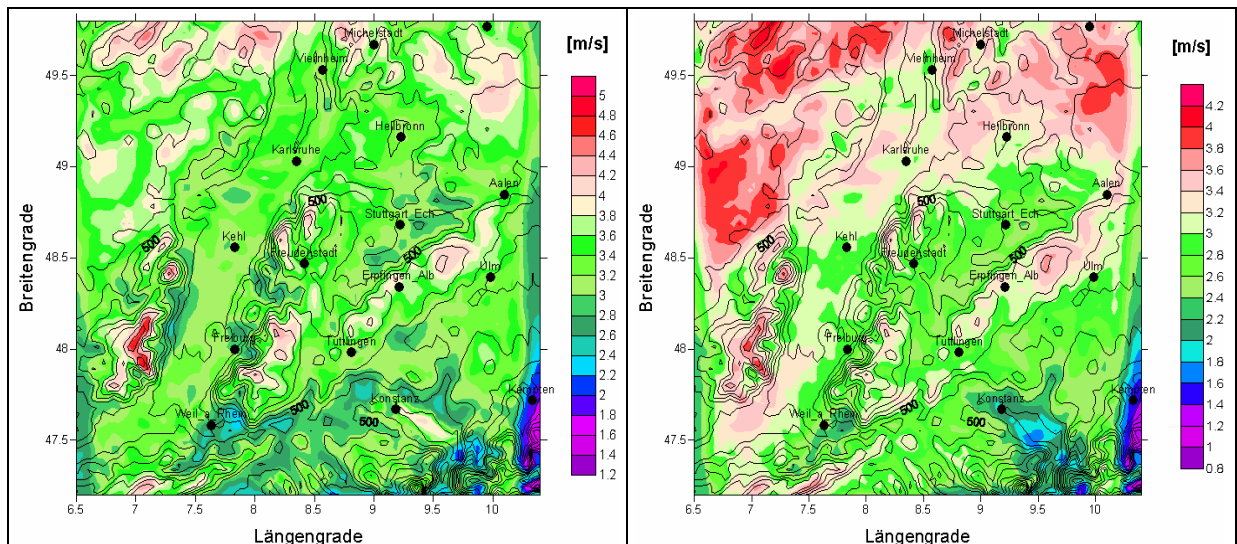


Abb. 75: Simulierte Windgeschwindigkeit, linke Grafik: April 2001, rechte Grafik: Juli 2001

Es werden im Folgenden die Differenzen zwischen dem Modelllauf mit 7km und mit 2,8km für die Monate April und Juli gezeigt (Abb. 76). Es zeigt sich, dass vor allem in den Gebieten im Rheingraben und in einzelnen kleinräumigen Gebieten im Schwarzwald und auf der Schwäbischen Alb das CLM 7km höhere Windgeschwindigkeiten simuliert als das CLM 2,8km. Im Bereich des nördlichen Rheintals und im Odenwald sowie in Oberschwaben und am Bodensee simuliert das CLM 2,8km höhere Windgeschwindigkeiten. Doch bewegen sich die Differenzen nur in einen Bereich von $-1,5$ bis $+1,0$ m/s. In der Grafik für den Juli 2001 sind ähnliche Strukturen zu erkennen wie in der linken Grafik für den April 2001. Diesmal sind jedoch größere Gebiete mit positiven Differenzen, also mit höheren Werten von Seiten der 7km-Auflösung zu erkennen. Sie erstrecken sich im Rheintal weiter nach Norden bis zum Odenwald. Größere Differenzen bis zu $1,0$ m/s findet man vor allem in Tälern des Schwarzwaldes. Aber auch am Bodensee findet man positive Differenzen, im Gegensatz zum April-Schaubild.

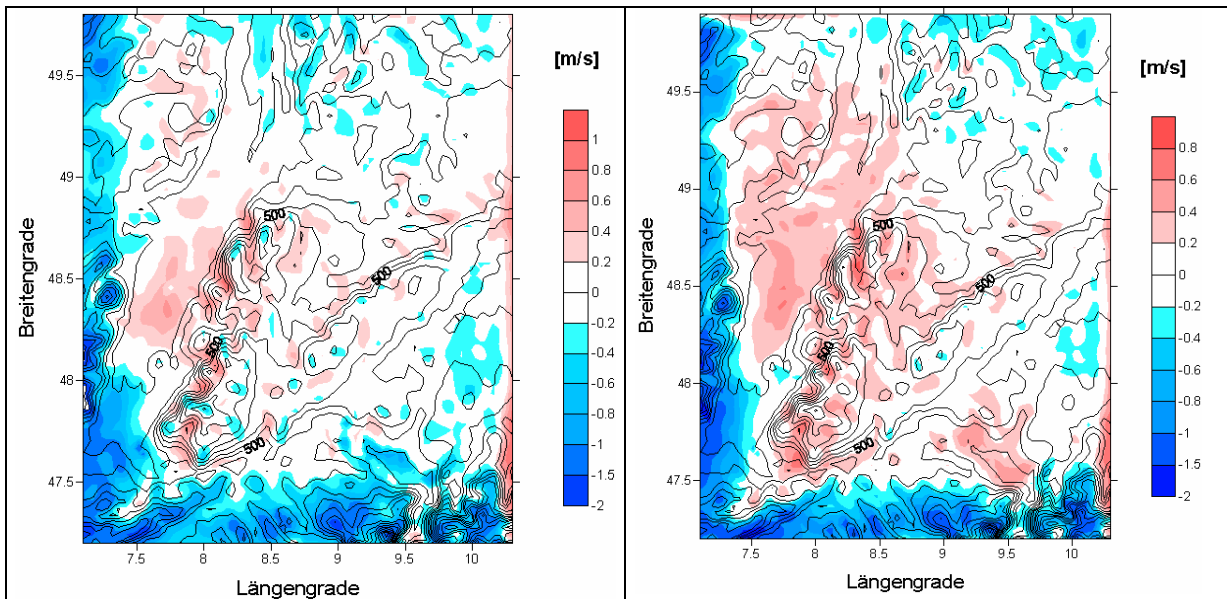


Abb. 76: Differenzen Windgeschwindigkeit CLM 7km – CLM 2,8km links: April 2001, rechts: Juli 2001

Die monatlichen mittleren Windgeschwindigkeiten werden bei beiden Modellläufen an allen Stationen systematisch überschätzt (Abb. 77, Abb. 78). Das CLM 2,8km liegt an den Stationen Freudenstadt und Tuttlingen um durchschnittlich etwa 0,3 m/s näher an den gemessenen Werten als das CLM 7km, wobei an der Station Tuttlingen die höchsten Differenzen bis maximal 2,0 m/s auftreten. Für Michelstadt ergeben sich bei den Ergebnissen beider Modellvarianten Differenzen von 0,5 bis 1,3 m/s, während an der Station Freiburg das CLM 7km für die Sommermonate geringere Differenzen simuliert, für April, Mai und September aber weniger gute Ergebnisse liefert. Verdeutlicht wird das auch an Abb. 79. In den Schaubildern für Freudenstadt und Tuttlingen liegen die Werte für das CLM 2,8km grundsätzlich näher an der Winkelhalbierenden. Anders sieht es in den Schaubildern für Freiburg und Michelstadt aus. Dort erkennt man eine Punktwolke bestehend aus beiden Reihen, mit einigem Abstand zur Winkelhalbierenden.

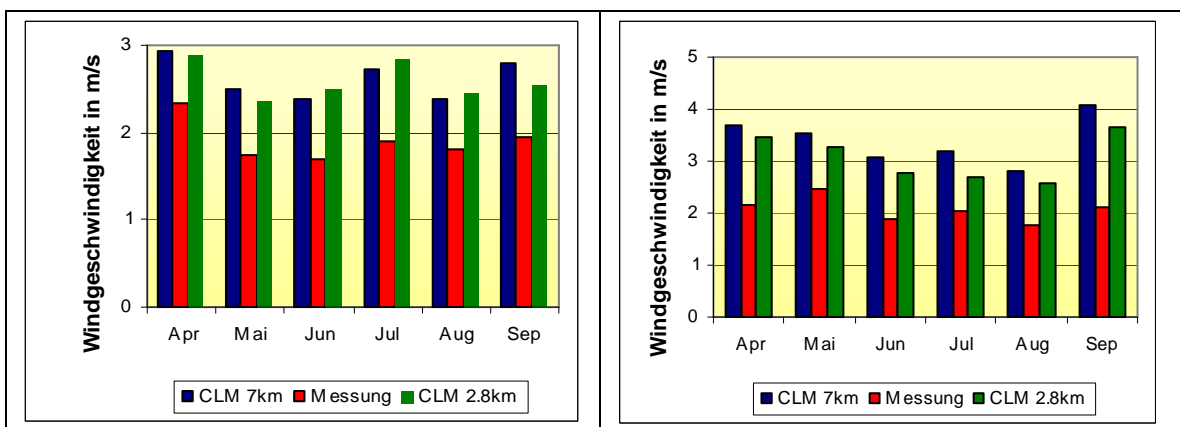


Abb. 77: Monatsmittel des 10m-Windes April bis September für links: Freiburg, rechts: Freudenstadt

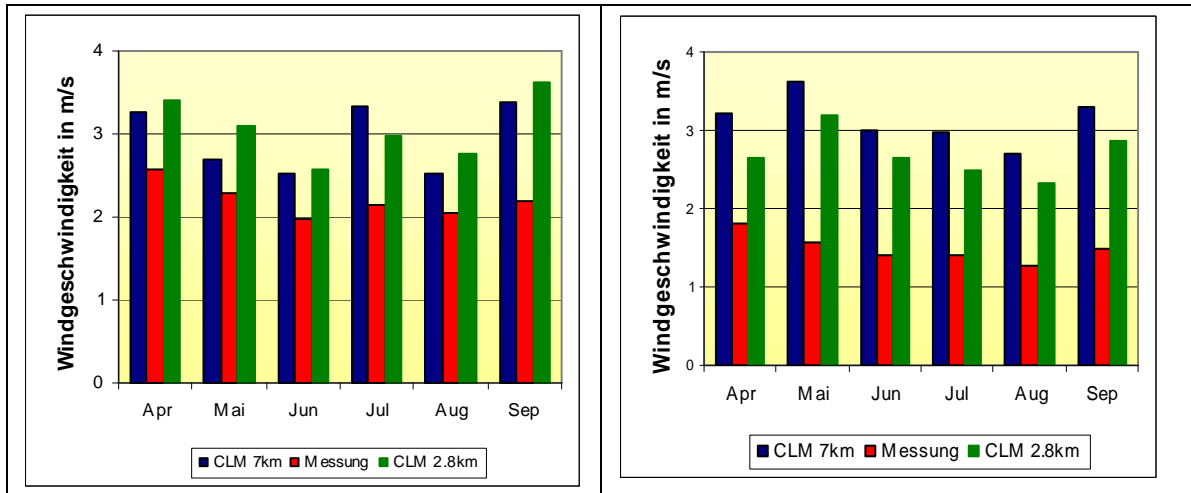


Abb. 78: Monatsmittel des 10m-Windes April bis September für links: Michelstadt, rechts: Tuttlingen

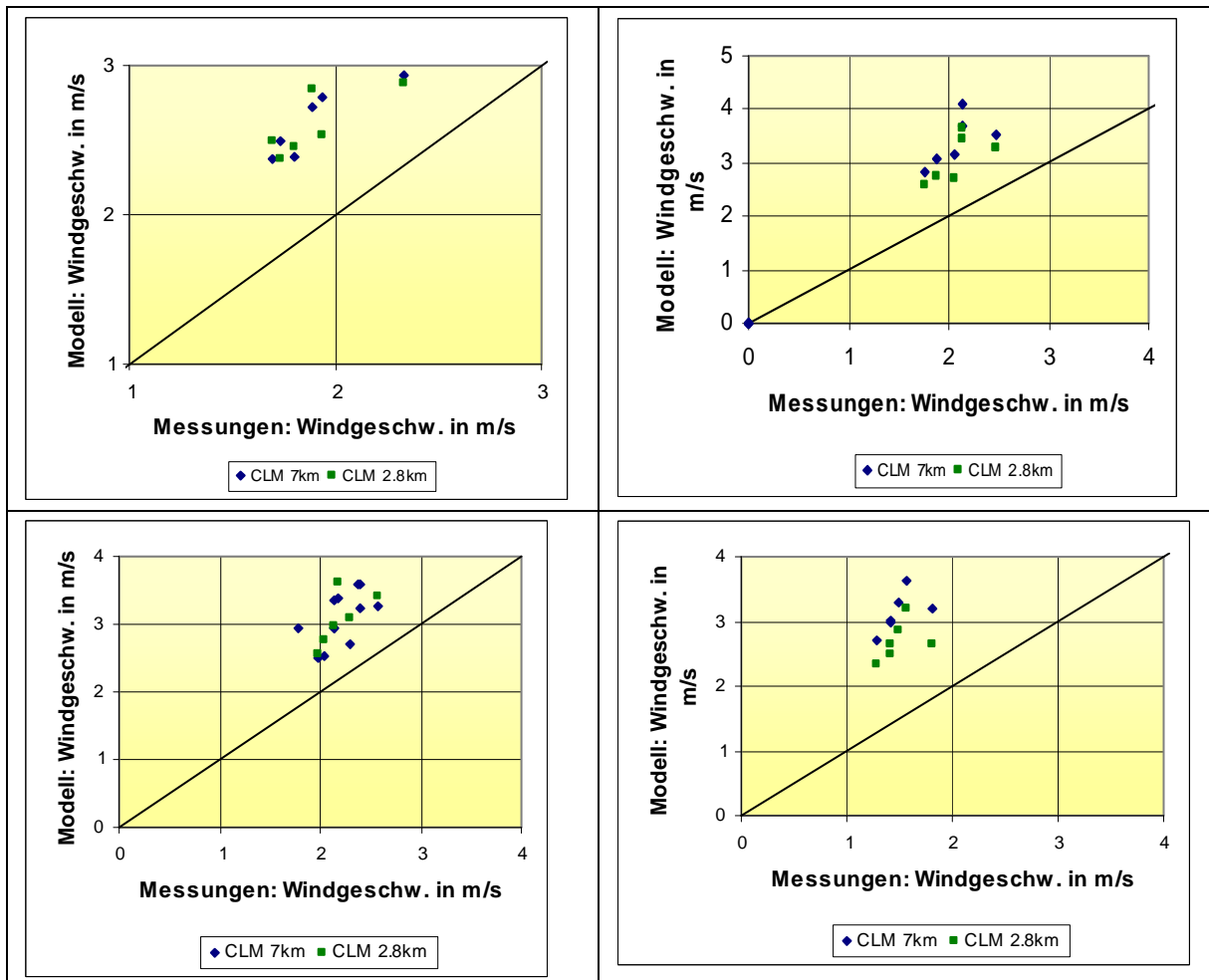


Abb. 79: Streudiagramm des 10m-Windes für A) Freiburg, B) Freudenstadt, C) Michelstadt, D) Tuttlingen

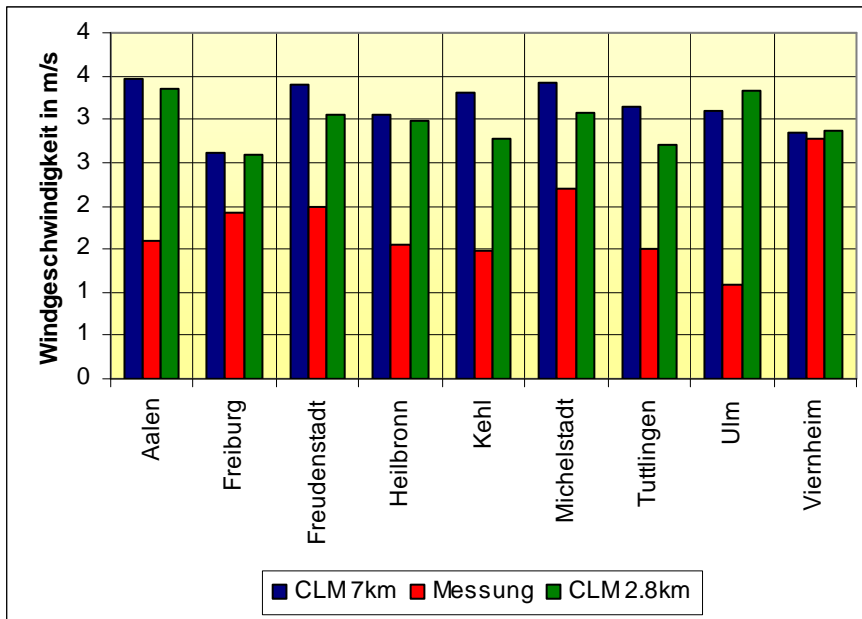


Abb. 80: Sechsmonatiges Mittel der Windgeschwindigkeit 2001 April bis September

Station	Messung	CLM 7km	CLM 2,8km	Differenz	
				CLM7km-Messung	CLM2,8km-Messungen
Aalen	1.60	3.46	3.36	1.86	1.76
Freiburg	1.92	2.62	2.58	0.70	0.67
Freudenstadt	1.99	3.40	3.05	1.41	1.06
Heilbronn	1.55	3.06	2.98	1.51	1.43
Kehl	1.48	3.30	2.77	1.82	1.30
Michelstadt	2.20	3.43	3.07	1.23	0.87
Tuttlingen	1.49	3.14	2.70	1.64	1.20
Ulm	1.09	3.09	3.34	2.00	2.24
Viernheim	2.77	2.84	2.86	0.07	0.09
Mittelwerte	1.79	3.15	2.97	1.36	1.18

Tab. 19: Übersicht der 6-monatigen Mittelwerte der Windgeschwindigkeit von April bis September 2001 in m/s

Die mittleren Windgeschwindigkeiten von April bis September 2001 werden von beiden Modellvarianten fast durchgängig deutlich überschätzt (Abb. 80, Tab. 19). Nur Viernheim wird recht genau nachsimuliert. Aus der Tabelle geht hervor, dass die höhere Auflösung zwar leicht bessere Ergebnisse an den Stationen liefert, aber dennoch der Fehler insgesamt viel zu hoch ist. Im Mittel beträgt die Differenz beim CLM 7km 1,36 m/s, während das CLM 2,8km mit 1,18 m/s etwas besser ist. Dieser Unterschied ist allerdings so geringfügig, dass man nicht von einer wirklichen Verbesserung der Ergebnisse mit einer Erhöhung der Auflösung sprechen kann.

6.2.5 Gesamtniederschlag und Verdunstung

Im April sind besonders der Westrand des Schwarzwaldes, der Schwäbischen Alb und der Allgäuer Alpen hervorgehoben (Abb. 81 rechts). Dort werden teilweise Summen von über 300 mm im April simuliert. Im Juli werden maximal etwa 100 mm im Juli erreicht, in den Alpen auch teilweise etwas mehr (Abb. 82 rechts). Ansonsten bewegen sich die Summen in den Tallagen und den Ebenen zwischen 20 und 100 mm im April und 20 bis 50 mm im Juli. Im Juli findet man im Bereich des Odenwaldes und Kraichgaus leicht höhere Niederschlagssummen bis etwa 70 mm.

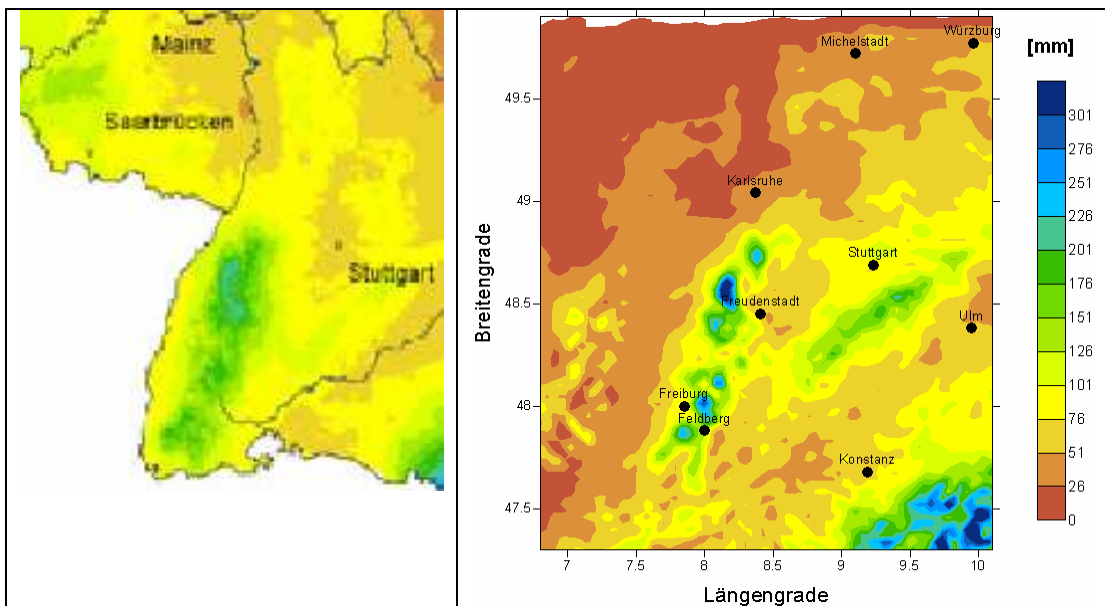


Abb. 81: Niederschlagssummen im April 2001, links: Interpolierte Karte aus Stationsmeldungen (DWD, 2005), rechts: Ergebnisse des 2,8km-CLM-Laufs

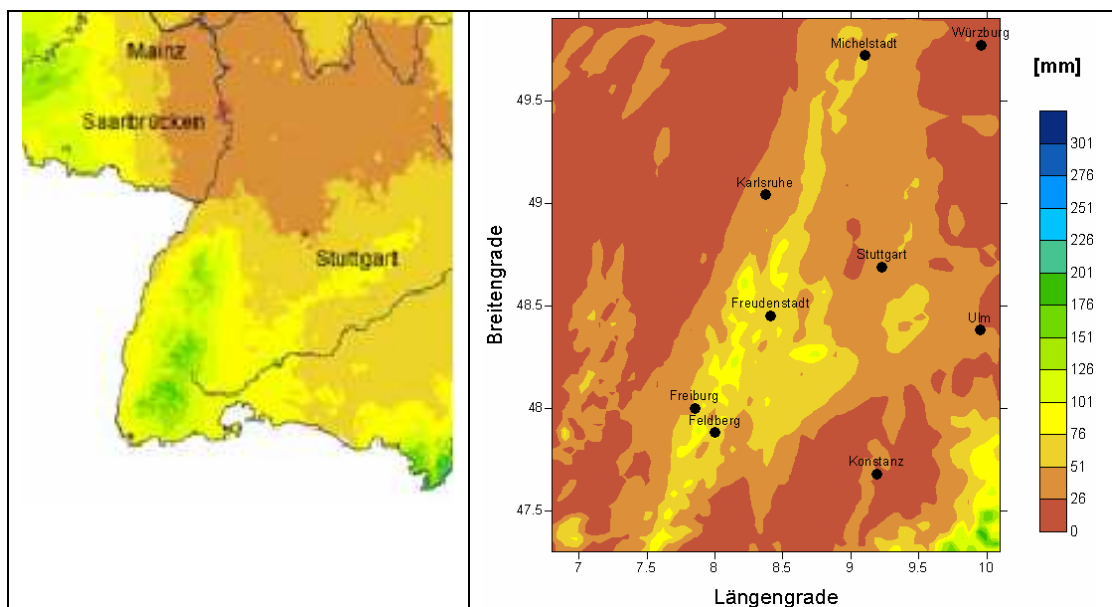


Abb. 82: Niederschlagssummen im Juli 2001, links: Interpolierte Karte aus Stationsmeldungen (DWD, 2005), rechts: Ergebnisse des 2,8km-CLM-Laufs

In Abb. 81 links ist zum Vergleich ein Ausschnitt der Klimakarte aus dem Klimakartenarchiv des DWD (DWD, 2005) für den April dargestellt. Man erkennt bei einem Vergleich beider Karten in Abb. 81 zumindest ähnliche Strukturen in den Isolinien der Niederschlagssummen. Allerdings fehlen die Gebiete in der Pfalz mit höheren Niederschlägen aus der linken Grafik bei den Modellergebnissen. Insgesamt wird im Nordwesten des Modellgebiets deutlich zu wenig Niederschlag simuliert.

Der Vergleich für den Juli 2001 zeigt, dass insgesamt zu wenig Niederschlag vom CLM simuliert wird. Auch im Schwarzwald werden im Modell nicht die Mengen erreicht, die aus den interpolierten Messdaten hervorgehen. Am deutlichsten erkennt man den zu geringen Niederschlag im Nordwesten. Dort wurden in Rheinland-Pfalz teilweise Niederschlagsmengen von bis zu 150 mm gemessen, während das CLM hier maximal 50 mm berechnet.

Für die Darstellung von Abb. 83 wurden Niederschlagsmengen beider Modellläufe voneinander subtrahiert. Positive Differenzen bedeuten wiederum höhere Summen des CLM 7km. In der Grafik für den April erkennt man diese im südlichen Oberrheingraben um Freiburg, dort werden Werte erreicht von bis zu 200 mm. Auch gibt es leicht positive Differenzen weiter nördlich am Schwarzwald- und Odenwaldrand, sowie vom Kraichgau in einem Bogen bis Würzburg und südwestlich des Bodensees mit Werten um 40 bis 80 mm.

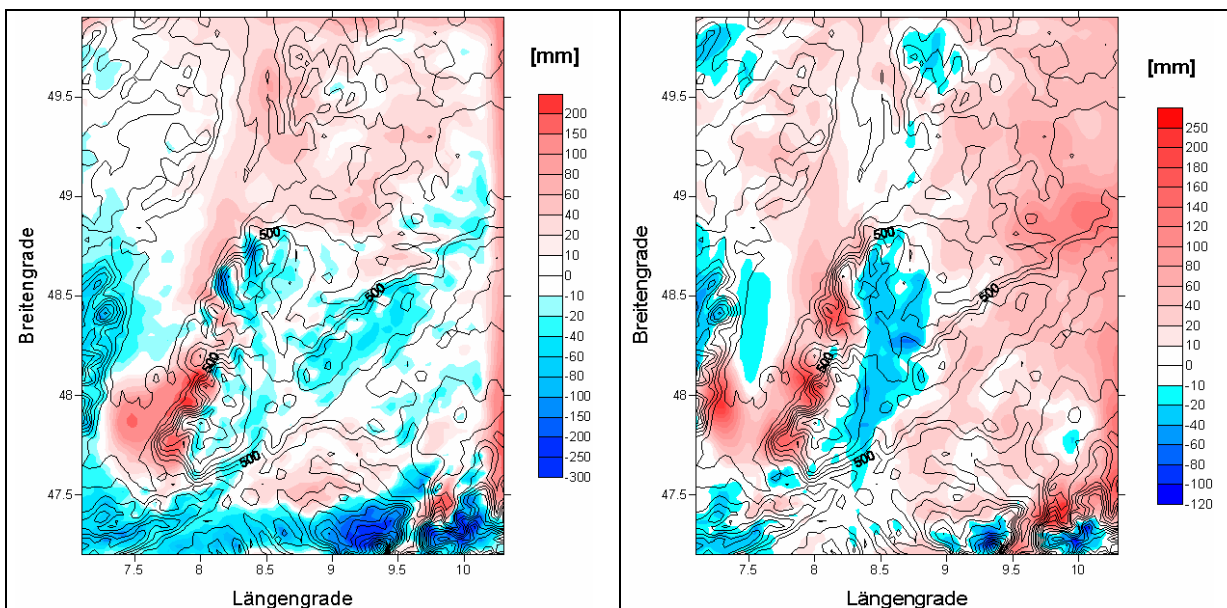


Abb. 83: Differenzen Gesamtniederschlag CLM 7km – CLM 2,8km links: April 2001, rechts: Juli 2001

Für den Juli zeigt sich ein ähnliches Bild. Die Differenzen am Schwarzwaldrand sind noch höher und betreffen auch den nördlichen Schwarzwald. An den östlichen Hängen des Schwarzwaldes findet man eher negative Differenzen, also höhere vom CLM 2,8km simulierte Niederschläge. Verbreitet sind weiter positive Differenzen in fast ganz Württemberg und den angrenzenden Gebieten in Bayern.

In Abb. 84 A erkennt man eine deutliche Unterschätzung des Monatsniederschlags von Mai, Juli und September an der Station Freudenstadt durch das CLM mit beiden Auflösungen. Auch in Abb. 85 stellt man fest, dass die entsprechenden Punkte der drei Monate weit unterhalb der Winkelhalbierenden. Für die Station Karlsruhe simulieren beide Modellläufe einen relativ ausgeglichenen Gang der Monatsniederschläge bis maximal etwa 70 mm pro

Monat (Abb. 84 B). Tatsächlich schwanken die Messwerte von Monat zu Monat erheblich. Die regenreichsten Monate sind der April, Juni und September mit jeweils über 80 mm. Dort sind mit Ausnahme des CLM 2,8km für Juni die simulierten Werte deutlich zu niedrig. Für die trockeneren Monate Mai, Juli und August sind die Ergebnisse beider Modellläufe nah beieinander, haben aber mindestens eine Differenz zu den Messwerten von 10 mm im Fall des Julis.

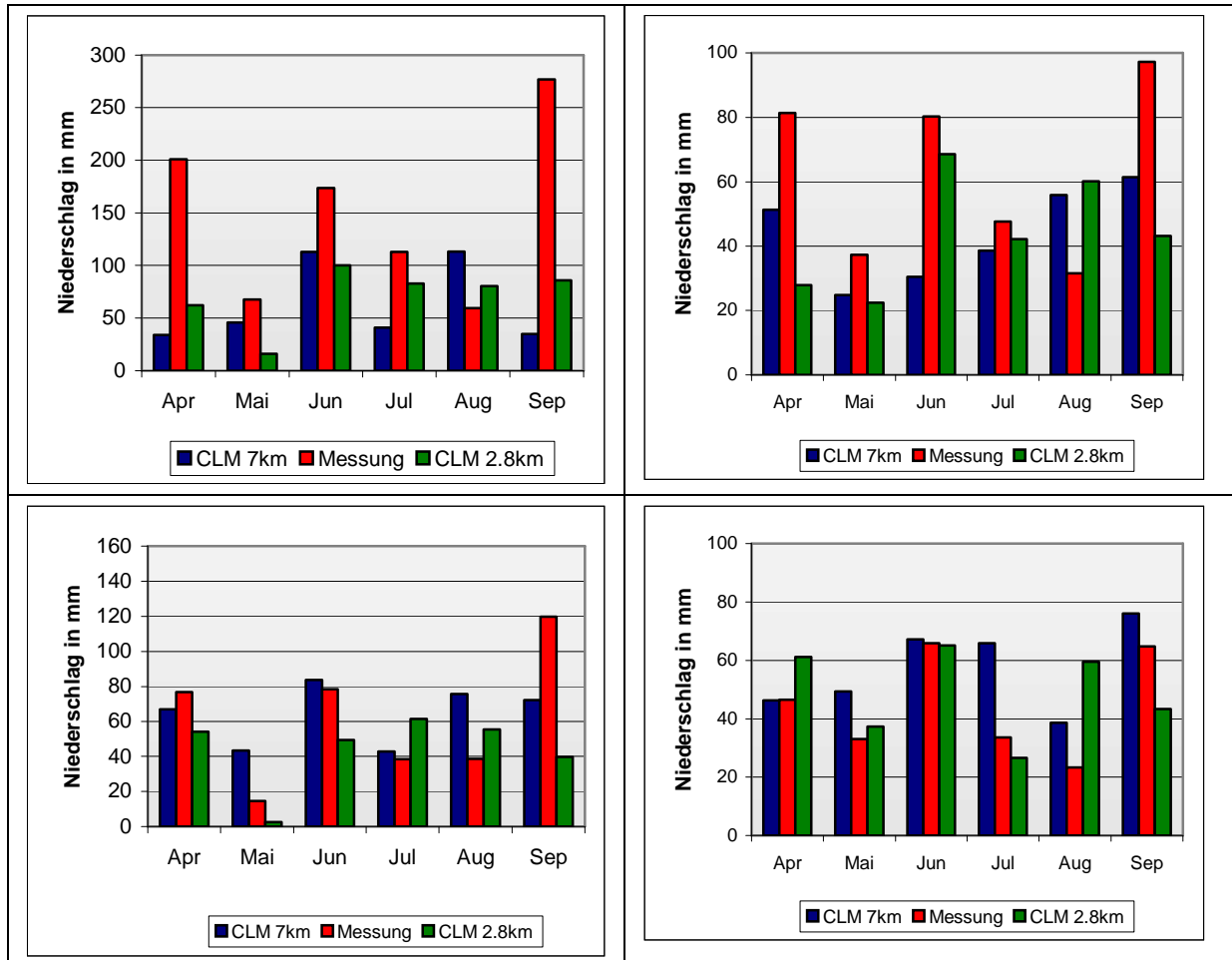


Abb. 84: Monatssummen des Gesamtniederschlags von April bis September 2001 für A) Freudenstadt, B) Karlsruhe, C) Michelstadt, D) Würzburg

An der Station Michelstadt sind ebenfalls die Monate April, Juni und September die niederschlagsreichsten Monate, doch werden diese hohen Summen von den Modellläufen recht gut wiedergegeben mit den besseren Werten des CLM 7km C. Allerdings wird das gemessene Maximum im September bei 120 mm von beiden CLM-Auflösungen nicht erfasst. Insgesamt schneidet das CLM 7km an dieser Station besser ab, wie man auch in Abb. 86 ablesen kann. Für Würzburg simulieren beide CLM-Auflösungen relativ gute Monatssummen, wobei im Mittel das CLM 2,8km leicht besser ist (Abb. 84 D). Trotzdem wird der Verlauf der Monatssummen von Monat zu Monat nicht immer richtig wiedergegeben. So simuliert das CLM 7km zwar richtig weniger Niederschlag im August als im September aber das CLM 2,8km berechnet eine höhere Summe für August als für September.

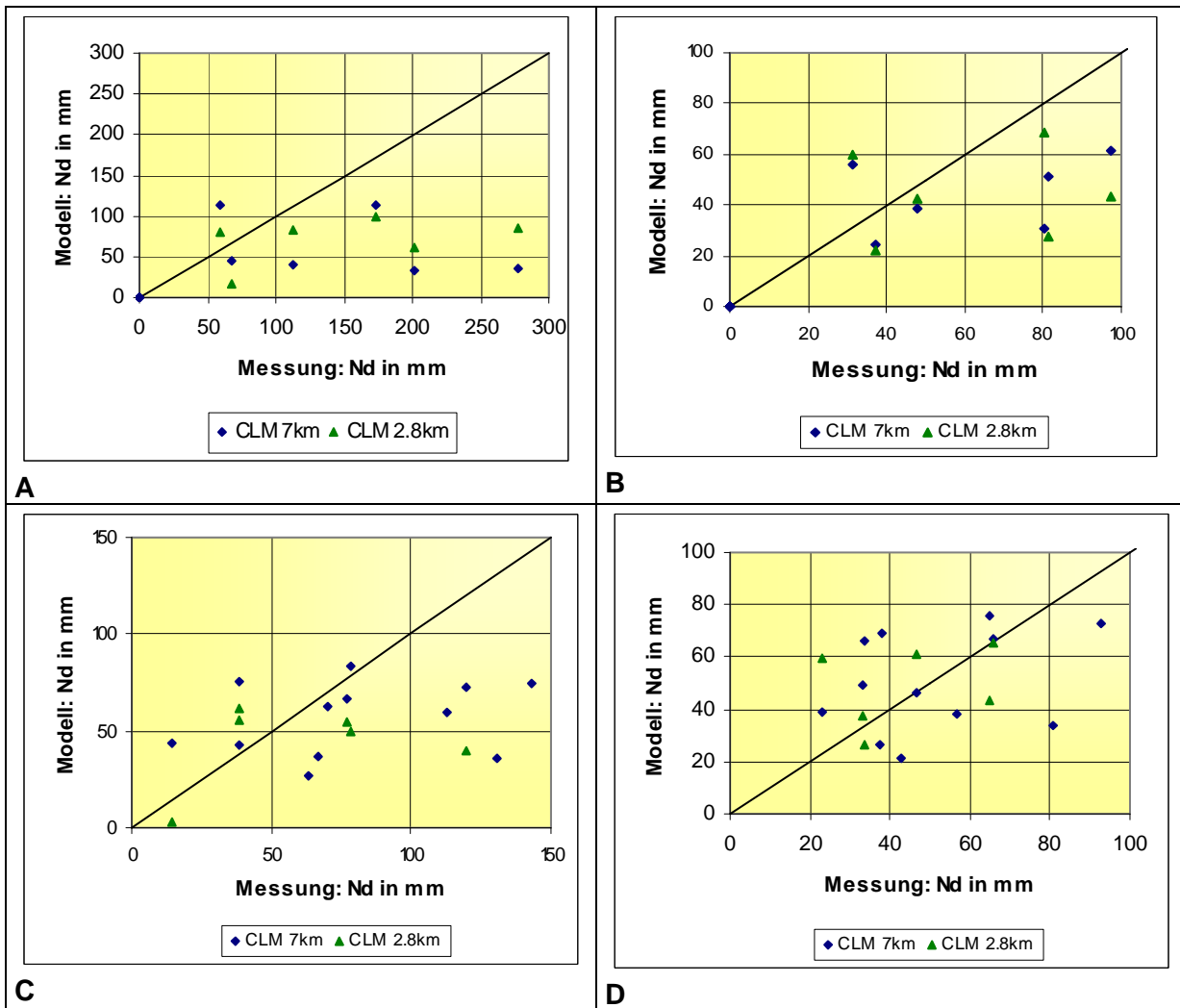


Abb. 85: Streudiagramm des Gesamtniederschlags von April bis September für A) Freudenstadt, B) Karlsruhe, C) Michelstadt, D) Würzburg

Station	Messung	CLM 7km	CLM 2,8km	Abs. Diff CLM7-Messung	Abs. Diff CLM2,8 - Messung
Karlsruhe	375.5	262.6	264.4	112.9	111.1
Konstanz	508.6	381.5	466.8	127.1	41.8
Stuttgart-Echt.	389.7	521.8	555.7	132.1	166.0
Würzburg	266.8	343.5	293.2	76.7	26.4
Freiburg	607.7	1367.4	231.6	759.7	376.1
Michelstadt	366.6	384.9	263.0	18.3	103.6
Ulm	401.9	426.5	431.9	24.6	30.0
Freudenstadt	891.6	381.8	426.9	509.8	464.7
Mittel:	476.1	508.8	366.7	220.2	165.0

Tab. 20: Übersicht der sechsmonatigen Mittelwerte des Gesamtniederschlags von April bis September 2001 in mm

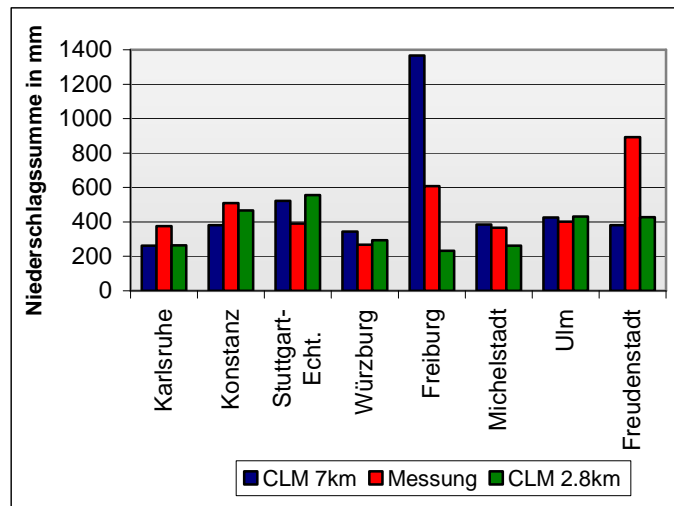


Abb. 86: Sechsmonatiger Niederschlag April bis September 2001

Einen Überblick über alle verfügbaren Stationen und die jeweiligen Ergebnisse liefert Abb. 86 und Tab. 20. Man kann zwar nicht von einer deutlichen Verbesserung mit höherer Auflösung sprechen, aber immerhin liegen die Werte von CLM 2,8km etwas näher an den Messergebnissen. An den Stationen Konstanz, Würzburg und Ulm passen die Ergebnisse gut zueinander. Auffällig sind jedoch die zwei markanten Fehleinschätzungen für Freiburg mit viel zu hohen Niederschlägen beim CLM 7km und den von beiden zu niedrigen Niederschlagssummen für Freudenstadt. Immerhin sind die Differenzen bei der höheren Auflösung zu den Messwerten an beiden Stationen etwas geringer.

Abschließend zu den Betrachtungen der Klimagrößen aus dem Modelllauf mit höherer Auflösung werden die Ergebnisse des latenten Wärmestroms diskutiert. Abb. 87 zeigt zunächst die Verdunstungssumme im April und im Juli. Grundsätzlich sind die Summen im April deutlich kleiner und bewegen sich im Durchschnitt um 30 - 60 mm. Wiederum zeigt das Modell den Bodensee als lokalklimatische Besonderheit und simuliert dort Verdunstungssummen über 80 mm. Der See sorgt mit seiner Wasseroberfläche für ein reichhaltiges Wasserangebot und damit für hohe Verdunstung auch im Frühling. Unerklärlich ist dann die Tatsache, dass dort für den Sommermonat Juli nur Werte um 20 - 30 mm simuliert werden, während im Umland die Summen auf über 70 mm anwachsen und in den Allgäuer Alpen auf über 120 mm klettern. Diese Umkehrung des Verhältnisses See – Umland ist nicht nachvollziehbar. Ansonsten findet man hohe Werte über 70 mm im gesamten Schwarzwald, im Odenwald und den Nordvogesen. Niedrigere Werte unter 50 mm treten im Rheintal und in Lothringen und im Saarland. Nicht zu erklären sind vereinzelte Stellen im Rheingraben und im Elsass mit Summen unter 10 mm bis in den negativen Bereich. Ein Vergleich mit der entsprechenden Grafik in Abb. 88 zeigt, dass das CLM 7km dort höhere Werte simuliert, da die Differenz positiv ist. Insgesamt liefert das CLM 7km für den ganzen Schwarzwaldrand und das östliche Rheintal höhere Werte, so dass die Differenz teilweise bei 70 mm liegt. Auch große Gebiete Württembergs und die angrenzenden Gebiete Bayerns sind hellrot eingefärbt, was ebenfalls positive Werte kennzeichnet.

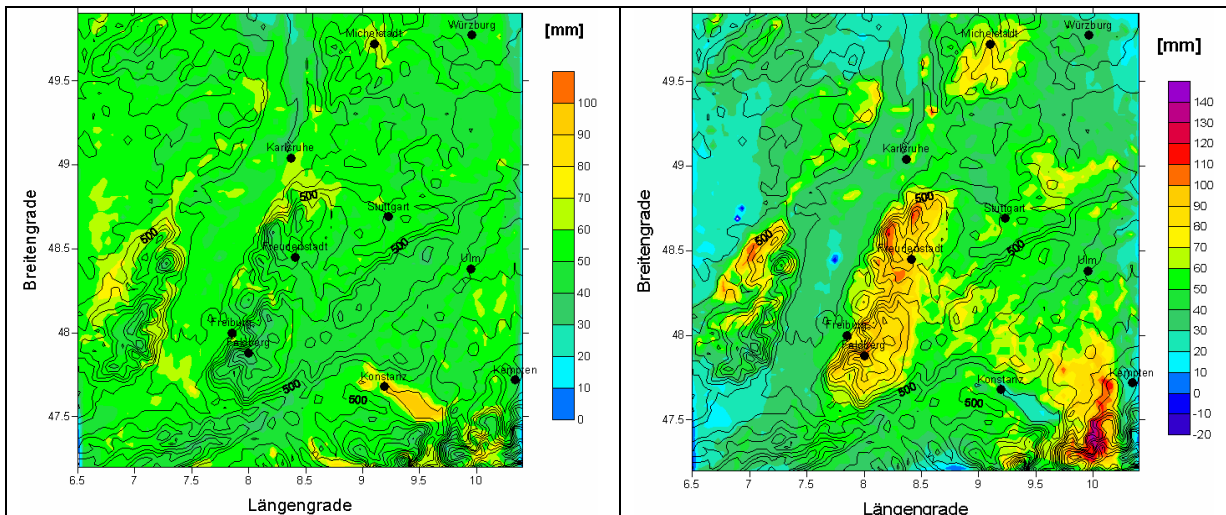


Abb. 87: Monatliche Verdunstungssumme links: April 2001, rechts: Juli 2001

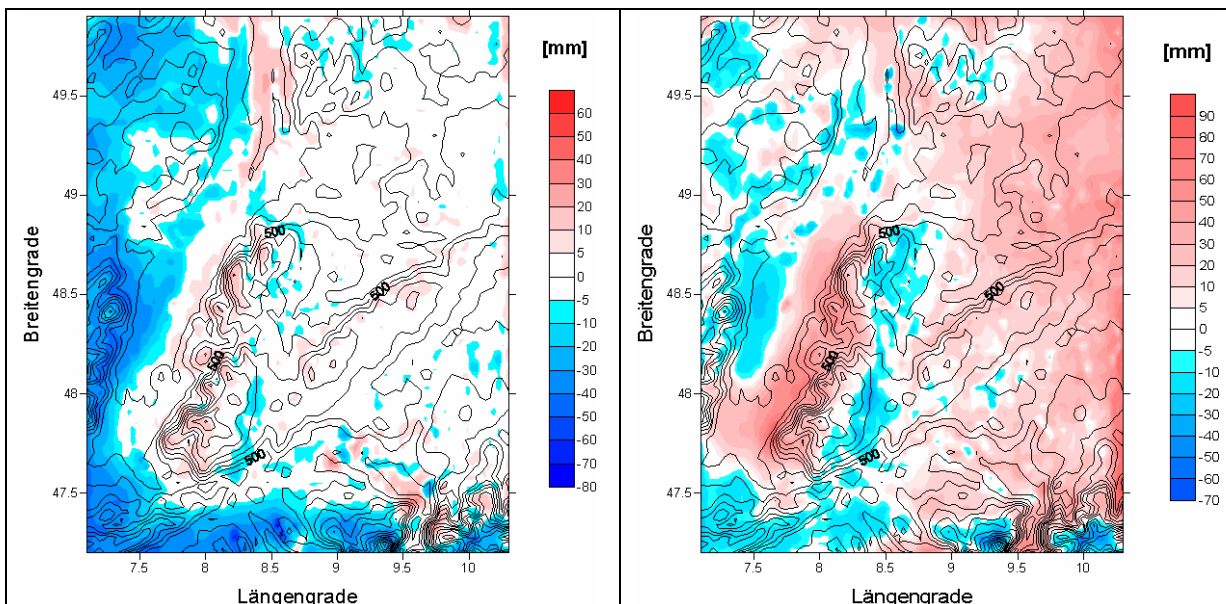


Abb. 88: Differenzen der Verdunstungssumme CLM 7km – CLM 2,8km links: April 2001, rechts: Juli 2001

Abb. 89 vergleicht an den vier ausgewählten Stationen die Ausgabewerte der beiden CLM-Läufe. An der Station Freudenstadt errechnet das CLM 2,8km fast immer höhere Verdunstungssummen mit besonders hohen Werten über 100 mm im Mai und Juli, während es an der Station Michelstadt sehr niedrige Werte kleiner als 40 mm simuliert und das CLM 7km deutlich höhere Summen errechnet, teilweise bis 80 mm. Auch an der Station Würzburg sind die Verdunstungssummen im Mittel beim CLM 7km höher, doch sind die Differenzen zwischen CLM 7km und CLM 2,8km nicht so groß wie an der Station Michelstadt. Für Karlsruhe werden von beiden Modellvarianten Werte zwischen 40 – 60 mm errechnet, wobei sich hier wie auch bei Freudenstadt vor allem im CLM 2,8km die Monate Mai und Juli mit Werten über 60 mm von den anderen Monaten abheben.

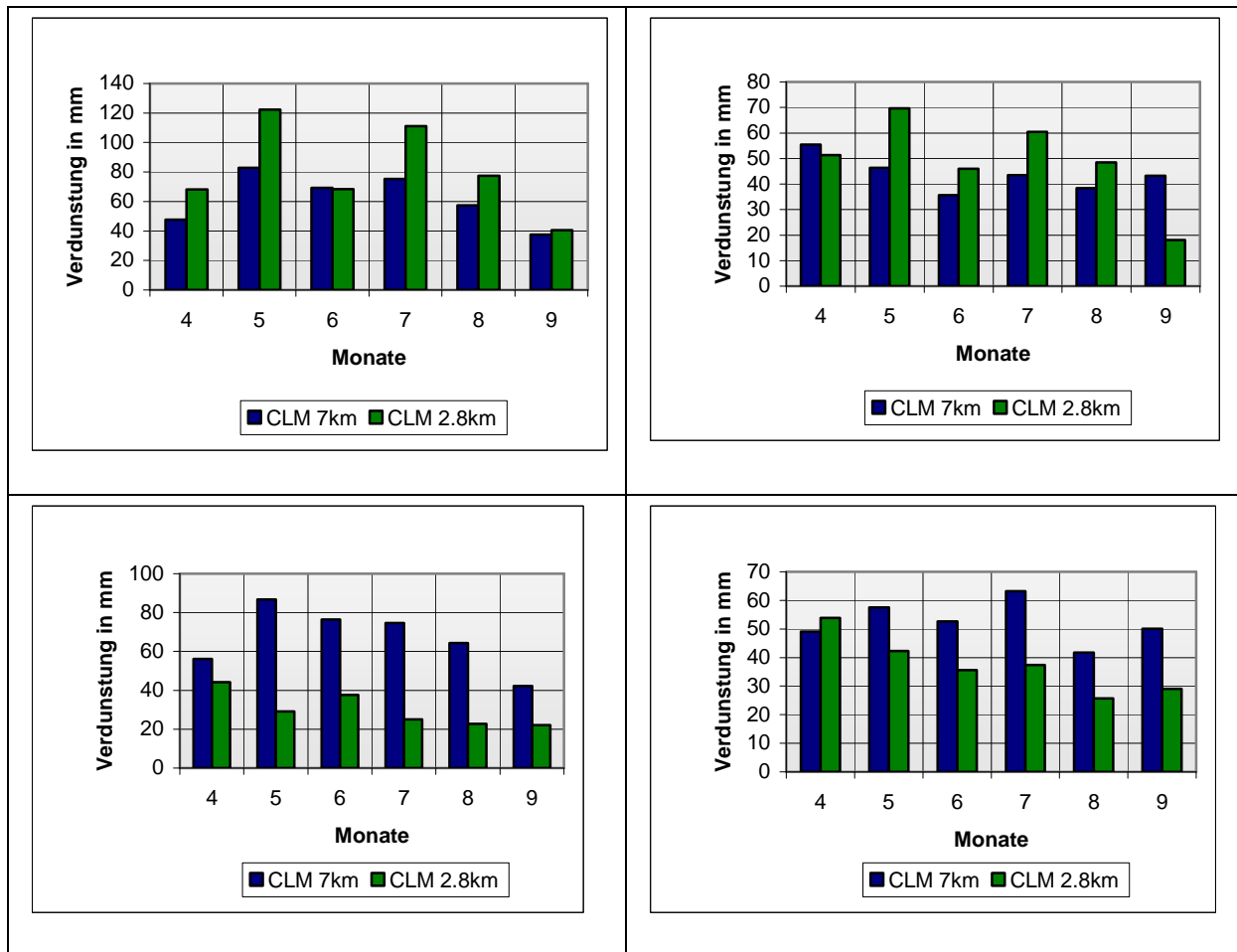


Abb. 89: Verdunstungssummen für April bis September 2001 an den Stationen A) Freudenstadt, B) Karlsruhe, C) Michelstadt, D) Würzburg

Aus den Werten von Niederschlag und Verdunstung lässt sich eine weitere Klimagröße ableiten. Mit der klimatischen Wasserbilanz bezeichnet man die Differenz der beiden Ausgangsgrößen. Von den sechs zur Verfügung stehenden Monaten wurden der Juli und der September herausgesucht und aus den CLM-Ergebnissen die Wasserbilanz an verschiedenen Stationen berechnet. Zum Vergleich dienen Klimakarten für Deutschland (DWD, 2005), siehe Anhang.

Station	Niederschlag [mm]	Verdunstung [mm]	simulierte Wasserbilanz [mm]	gemessene Wasserbilanz [mm]
Freiburg	40.2	40.5	-0.3	-49 - 0
Freudenstadt	82.7	111.1	-28.4	1 - 50
Karlsruhe	42.2	60.5	-18.2	-99 - -50
Konstanz	20.0	55.0	-35.0	-49 - 0
Michelstadt	61.5	25.1	36.4	-99 - -50
Stuttgart	32.0	72.9	-40.9	-99 - -50
Ulm	23.0	49.8	-26.8	-49 - 0
Würzburg	26.6	37.4	-10.8	-99 - -50

Tab. 21: Vergleich der Wasserbilanz für den Juli 2001 des CLM 2,8km mit Referenzdaten (DWD, 2005)

Station	Niederschlag [mm]	Verdunstung [mm]	simulierte Wasserbilanz [mm]	gemessene Wasserbilanz [mm]
Freiburg	98.2	46.1	52.2	51 - 100
Freudenstadt	85.7	40.5	45.2	201 - 250
Karlsruhe	43.2	18.0	25.2	51 - 100
Konstanz	73.0	37.2	35.8	51 - 100
Michelstadt	39.6	22.1	17.5	51 - 100
Stuttgart	101.4	45.2	56.2	1 - 50
Ulm	75.4	44.8	30.6	51 - 100
Würzburg	43.4	29.0	14.4	1 - 50

Tab. 22: Vergleich der Wasserbilanz für den September 2001 des CLM mit Referenzdaten (DWD, 2005)

Anhand der zwei Tabellen für den Juli bzw. September 2001 zeigt sich, dass die Wasserbilanz im Juli im Allgemeinen negativ ist, während sie im September positiv ist. Dabei stimmen Modell und Messungen tendenziell überein. Abweichungen stellt man an einzelnen Stationen fest, so zum Beispiel an der Station Michelstadt und Freudenstadt. Im Juli simuliert das CLM für Michelstadt eine positive Wasserbilanz. Aus den interpolierten Karten des DWD geht aber eine deutlich negative Wasserbilanz hervor. Der Wert der Wasserbilanz für Freudenstadt ist nur schwer aus der interpolierten Karte herauszulesen, man kann aber dennoch davon ausgehen, dass der simulierte Wert für September zu tief ist. Im Juli finden sich einige kleinere Gebiete in Süddeutschland, in denen die Wasserbilanz positiv ist, darunter auch der Schwarzwald. Doch das CLM simuliert auch für Freudenstadt eine negative Wasserbilanz, während sich der gemessene Wert zwischen 1 – 50 mm bewegt.

Die Auswirkungen der Erhöhung der Modellauflösung von 7 auf 2,8 km lässt sich wie folgt zusammenfassen:

Es zeigt sich, dass die Orographie vom CLM besser dargestellt wird, als es mit der 7km-Auflösung möglich war, auch wenn in manchen Gebieten wie im Alpenraum noch teilweise größere Höhenunterschiede auftreten.

Diese Verbesserung konnte sich nicht unmittelbar in den Modelldaten niederschlagen. Wie bei der 2m-Temperatur, die beim 7km-Lauf auch schon gut simuliert wurde, kann man kaum von wirklich besseren Ergebnissen sprechen. Zwar liefert das Modell tendenziell bessere Niederschlagswerte mit 2,8km-Auflösung und ohne Konvektionsparametrisierung, liegt aber an einigen untersuchten Stationen immer noch weit von den Messergebnissen entfernt. Ein Vergleich mit Klimakarten (DWD, 2005) zeigt allerdings, dass im Falle einzelner Monate die Niederschlagsstrukturen ungefähr wiedergegeben werden.

Insgesamt kann das Problem also nicht mit einer höheren Auflösung behoben werden, sondern möglicherweise mit einer insgesamt verbesserten Simulation des Niederschlags im Modell. Dazu ist man auf neue Erkenntnisse auf dem Gebiet der Wolkenphysik und Konvektionsauslösung angewiesen, die in den Modellen dann umgesetzt werden können.

7. Zusammenfassung und Ausblick

Im Rahmen dieser Diplomarbeit wurden Simulationen mit dem Klimamodell CLM für verschiedene Auflösungen und Zeiträume durchgeführt und die Ergebnisse mit Beobachtungsdaten verglichen, sodass die Sensitivität bezüglich der Auflösung, der Orographie und den Parametereinstellungen untersucht werden konnte.

Die zentralen Punkte der Arbeit waren ein Lauf mit 7km-Auflösung und ein weiterer Modelllauf mit feinerer Auflösung von 2,8km.

Mit einer Auflösung von 7km kann man gut größere Zeiträume simulieren, da die Rechenzeit bei Verwendung mehrerer Prozessoren recht klein bleibt. So ist es durchaus denkbar, mit dieser Auflösung eine Simulation über mehrere Jahre und sogar mehrere Dekaden durchzuführen. Die Qualität der Ergebnisse solcher Simulationen ist sehr abhängig von der Klimagröße, die man dabei untersucht. Besonders für die 2m-Temperatur und für die 2m-Taupunkttemperatur gewinnt man teilweise gute Ergebnisse, wenn man sie mit Stationsmessungen vergleicht. Auch bei der räumlichen Verteilung der Isolinien von Temperatur und Taupunkt findet man deutliche Übereinstimmungen. Allerdings kommt bei der Temperatur die Abhängigkeit von der Orographie zum Tragen. In stark orographisch gegliedertem Gelände machen sich die Schwächen der 7km-Auflösung bemerkbar, indem größere Differenzen von Modell und Messungen auftreten.

Fehlerquellen liegen in der Interpolation der Modellwerte auf Stationskoordinaten, die nur eine Näherung darstellt, da die lokalen Gegebenheiten nicht erfasst werden. Fehler ergeben sich auch daraus, dass Parameter wie der Blattflächenindex und der Pflanzenbedeckungsgrad für die Simulationen konstant waren, obwohl die Vorgabe einer jahreszeitlichen Schwankung der Werte bessere Resultate bewirken würde. Einfluss haben diese Parameter insbesondere auf die Energiebilanz und die Luftfeuchte sowie die Temperatur.

Weniger gut sind die Modellergebnisse der Windgeschwindigkeit und des Niederschlags bzw. der Verdunstung. Diese Probleme sind aus dem Lokalmodell bekannt, da auch hier bislang oftmals Prognose und Realität deutlich differieren. Die Gründe für die häufige Überschätzung des orographischen Niederschlags sind noch nicht genau bekannt und die Problemlösungen dazu gehen in mehrere Richtungen (McGregor, 1997).

Bei der CLM-Simulation mit 2,8km-Auflösung wurde untersucht, wie sich die Werte der einzelnen Klimagrößen verhalten und welche Auswirkungen die höhere Auflösung und das Abschalten der Konvektionsparametrisierung haben. Mit feinerer Auflösung sollten gerade kleinräumige Unterschiede in den Feldern der Klimagrößen besser dargestellt werden. Leider konnte mit der 2,8km-Auflösung kein ganzes Jahr simuliert werden, da die Rechenzeit mit einem feineren Gitter erheblich ansteigt. So dauerte die Simulation des halben Jahres schon über 10 Tage. Daher konnten keine Vergleiche mit Jahresmitteln gemacht werden. Stattdessen wurden die Monatsmittel von April bis September mit besonderem Gewicht auf dem April und dem Juli ausgewertet.

Es zeigte sich, dass mit höherer Auflösung die Orographie besser dargestellt wird, wenn man die benutzten NOAA-Daten mit 1km-Auflösung zu Grunde legt. Die erhoffte Verbesserung der Simulationsdaten insgesamt bleibt allerdings eher aus. Es ergibt sich ein uneinheitliches Bild, da die Differenzen zwischen den unterschiedlichen Auflösungen und zwischen Modell und Messungen je nach Klimagröße von Monat zu Monat sehr unterschiedlich sind. Insgesamt kann man also sagen, dass sich der deutlich erhöhte Rechenaufwand eher nicht gelohnt hat.

Durch die abgeschaltete Konvektionsparametrisierung wurde der Niederschlag vom Modell direkt berechnet, so dass es von besonderem Interesse war, wie sich dies auf die Ergebnisse auswirkt. Doch auch hier sind wie bei den anderen Größen wie z.B. bei der Temperatur keine systematischen Veränderungen eingetreten. So sind die Werte zwar nicht

schlechter geworden im Verhältnis zu den Beobachtungen, es konnte aber auch keine entscheidende Verbesserung erzielt werden.

Mit dem SOM-Verfahren, das bereits von Sasse (2004) für die östliche Mittelmeerregion getestet wurde, sollte ein statistisch-dynamisches Downscaling betrieben werden und den Ergebnissen des rein dynamischen Downscalings gegenübergestellt werden. Der Vorteil des statistisch-dynamischen Downscalings ist der Zeitgewinn. Es muss keine kontinuierliche Simulation über längere Zeiträume gestartet werden, sondern nur für jeweils einen kurzen Zeitausschnitt für jede SOM-Klasse. Allerdings verliert man damit einige Informationen, insbesondere über Wetterlagen, die zwar selten auftreten, aber unter Umständen Einwirkung auf das Jahresklima haben können.

Das SOM-Verfahren wurde für vier unterschiedliche Einstellungen der Geopotentialfelder betrieben. Es zeigt sich, dass auch damit teils gute Resultate erzielt werden können, insbesondere für die 2m-Temperatur. Am besten schneidet dabei das SOM mit normierten Feldern des 500hPa-Geopotentials und Bodendrucks ab.

Doch auch mit SOM zeigen sich die Schwächen bei der Simulation des Niederschlags, der von allen SOM-Varianten im Jahresmittel unterschätzt wurde, sowohl in Bezug auf die kontinuierliche Simulation als auch meistens auf die Beobachtungen. Eine Verbesserung ergab sich durch die Ausweitung des charakteristischen Zeitraums von jeder SOM-Klasse auf 3 Tage. Dadurch konnten mehr Tage mit Niederschlag erfasst werden. Es zeigte sich, dass bei einigen SOM-Klassen am vom SOM-Algorithmus ausgerechneten Referenztag weniger Niederschlag simuliert worden war als am Tag vorher bzw. danach. In der Regel hält eine typische Wetterlage mehr als einen Tag an, so dass diese Methode auch sinnvoll ist.

Seit der Entwicklung des CLM wurden wiederholt Testrechnungen gemacht und die Ergebnisse mit anderen Regionalmodellen und Stationsdaten verglichen. So wurde am PIK das CLM mit einer Auflösung von $1/6^\circ$ und einem Zeitraum von 10 Jahren für das erweiterte BALTEX-Gebiet verwendet. Dabei ergaben sich für das 10-Jahres-Mittel der Temperatur über Mitteleuropa zu niedrige CLM-Werte. Verglichen wurde mit ERA-40-Daten und Beobachtungen. Vor allem die Monate Mai und September waren im CLM deutlich zu kalt. Auch bei den Ergebnissen in dieser Diplomarbeit findet man im Stationsmittel zu niedrige 2m-Temperaturen beim 7km-Lauf, während der 2,8km-Lauf zu hohe Temperaturen simuliert. Am BTU wurden ebenfalls Daten des CLM für das BALTEX-Gebiet ausgewertet und Vergleiche mit anderen Modellen wie dem REMO und dem MM5 gezogen. Es finden sich ähnliche Abweichungen bei den anderen Modelle für die 2m-Temperatur. Für den Niederschlag finden sich beim CLM über Wasser höhere Werte als das REMO-Modell, über Land eher weniger, wobei das CLM vor allem im Winterhalbjahr über Land mehr Niederschlag generiert als die Referenzdaten.

Da die Entwicklung des CLM auch weiterhin fortgesetzt wird, ergeben sich in nächster Zeit weitere Ansatzpunkte für zukünftige Studien am Modell. Da der Einbau des Bodenvegetationsmodells Veg3D in das Modell fast abgeschlossen ist, wird von großem Interesse sein, welche Auswirkungen sich für weitere Simulationen daraus ergeben. Darüber hinaus gibt es auch andere Untersuchungsmöglichkeiten am Modell: Eine Sensitivitätsstudie zum Antrieb des Modells mit ERA40-Daten oder NCEP-Daten anstatt von GME-Analysen wäre möglich, ebenso die Verwendung eines anderen Nesting-Verfahrens, wie sie in der Einleitung angesprochen wurden. Denkbar wäre zum Beispiel ein Mehrfachnesting mit mehreren Auflösungsstufen des CLM. Auch könnte näher untersucht werden, welchen Einfluss die bereits genannten Parameter Pflanzenbedeckungsgrad und Blattflächenindex haben und welche Unterschiede sich zu den in dieser Arbeit gezeigten Daten ergeben, wenn die Parameter jahreszeitlich variieren. Zu den bereits erfolgten Simulationen kann man weitere Auswertungen machen und Daten anderer Größen wie der Strahlung oder der Temperatur und des Wassergehaltes des Bodens bzw. der Wasserhaushalt, die ebenfalls ausgegeben wurden, untersuchen.

Geplant sind weitere Projektstudien mit dem CLM an den beteiligten Instituten und Universitäten. So sollen Experimente mit hochaufgelösten Simulationen über relativ kurze Zeiträume bis zu einigen Jahren und Langzeitsimulationen mit gröberer Auflösung gemacht werden. Dazu werden verschiedene Simulationsgebiete benutzt, z.T. im Rahmen größerer Projekte.

Am PIK sind Langzeitsimulationen unter anderem im Mittelmeergebiet im Rahmen des GLOWA-Jordan-River-Projektes geplant. Weitere Verwendung soll das Modell auch an der Freien Universität Berlin finden im Rahmen eines Sonderforschungsbereichs für die Himalaya-Region. Es soll die Monsundynamik und spezielle Wechselwirkungen in Wüstenregionen von Atmosphäre und Wasserkreislauf untersucht werden. Das GKSS Geesthacht beteiligt sich mit dem CLM am ENSEMBLES-Projekt, bei dem mehrere regionale Klimamodelle für verschiedene Gebiete getestet und verglichen werden. Hauptuntersuchungsziel ist ebenfalls der Energie- und Wasserkreislauf.

8. Anhang

8.1 Ergebnisse des dynamischen Downscalings

2m-Temperatur

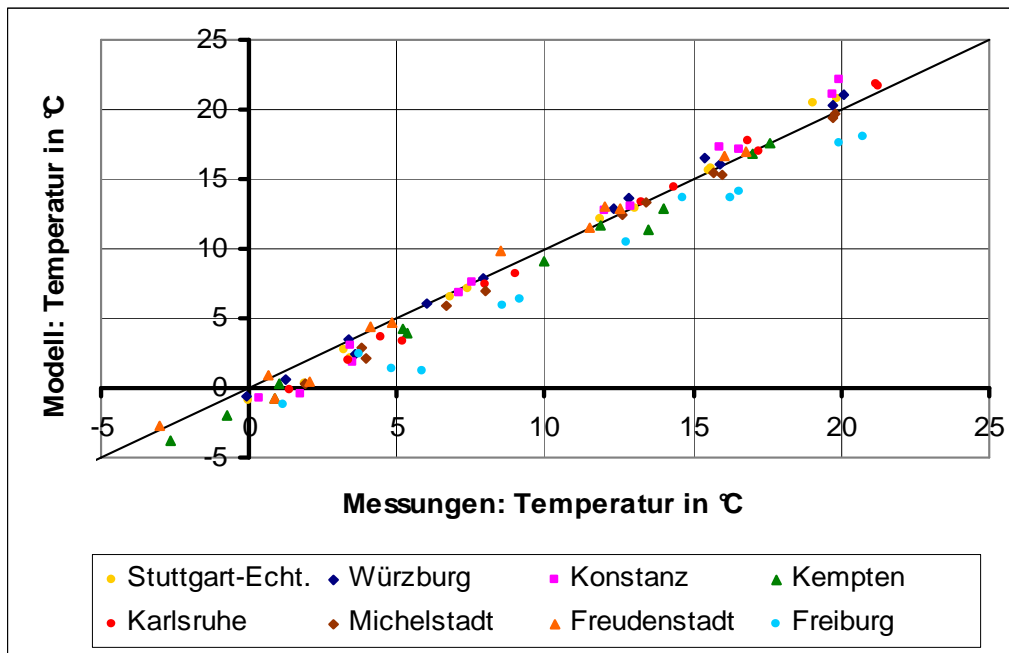


Abbildung 90: Monatsmittel der 2m-Temperatur von Januar bis Dezember 2001 des 7km-Laufs

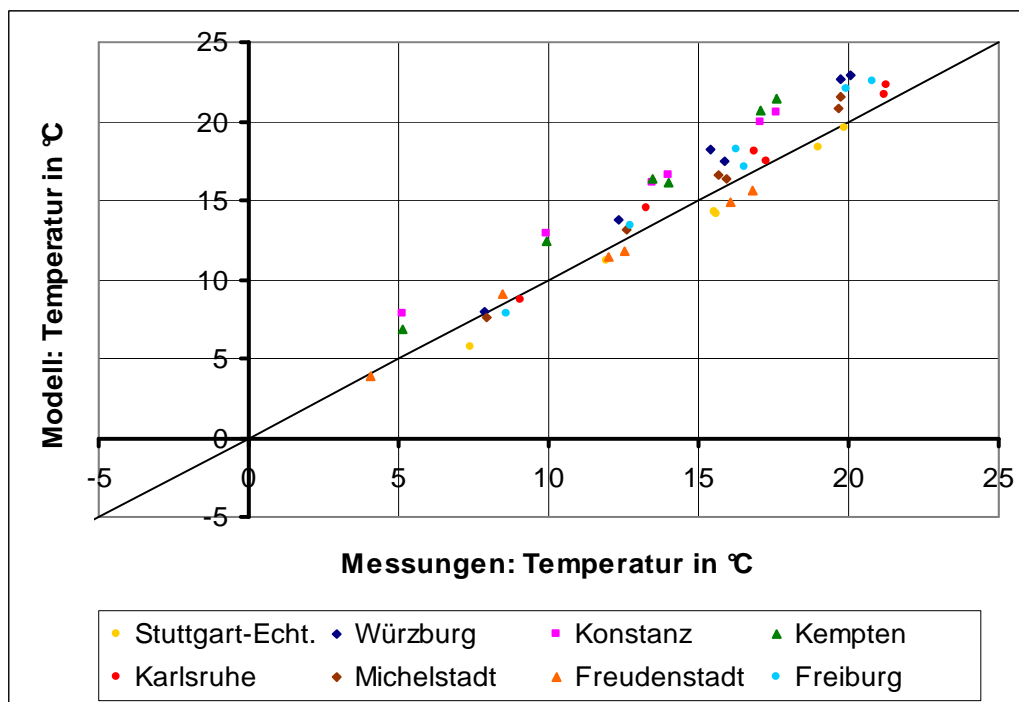


Abbildung 91: Monatsmittel der 2m-Temperatur von April bis Juli 2001 des 2,8km-Laufs

Taupunktstemperatur

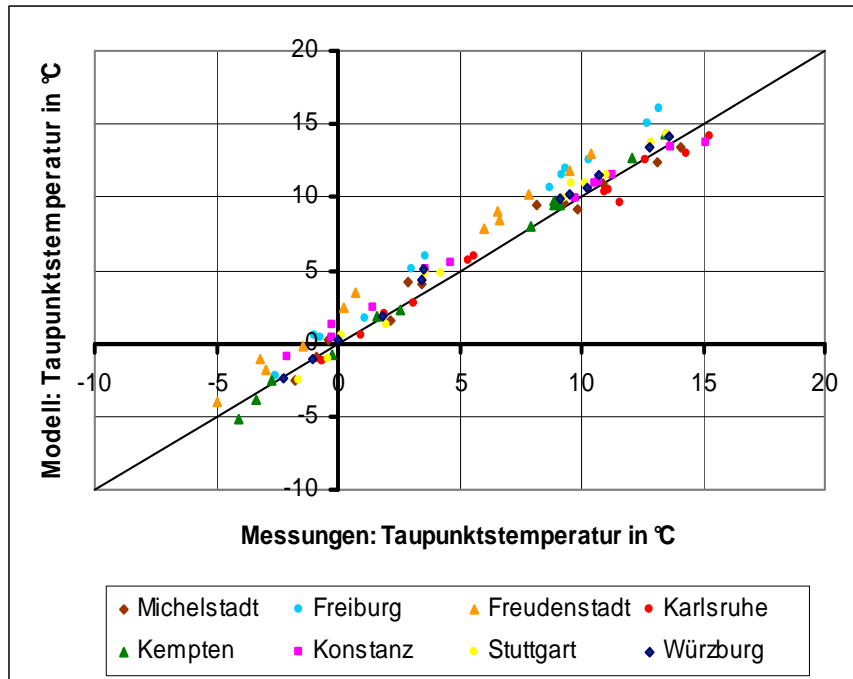


Abbildung 92: Monatsmittel der Taupunktstemperatur von Januar bis Dezember 2001 des 7km-Laufs

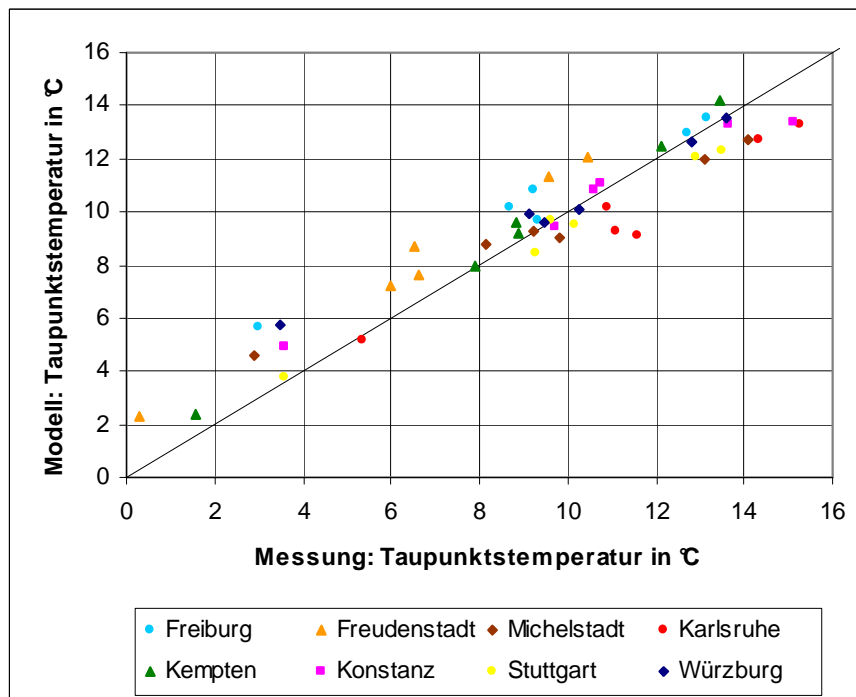


Abbildung 93: Monatsmittel der Taupunktstemperatur von April bis Juli 2001 des 2,8km-Laufs

Windgeschwindigkeit

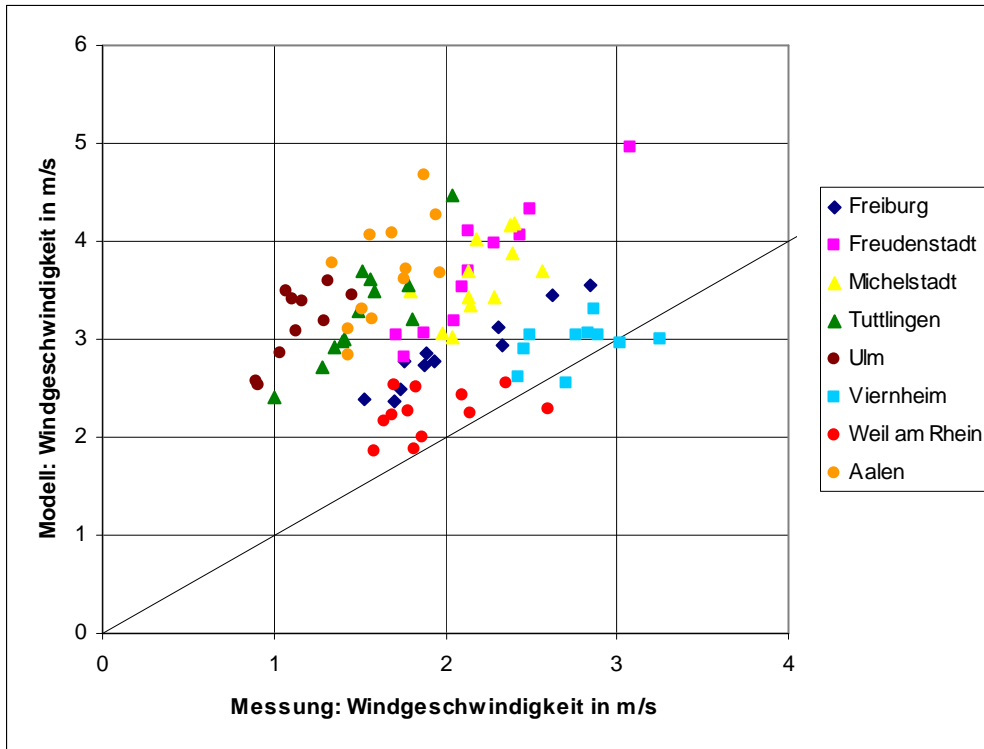


Abbildung 94: Monatsmittel der Windgeschwindigkeit von Januar bis Dezember 2001 des 7km-Laufs

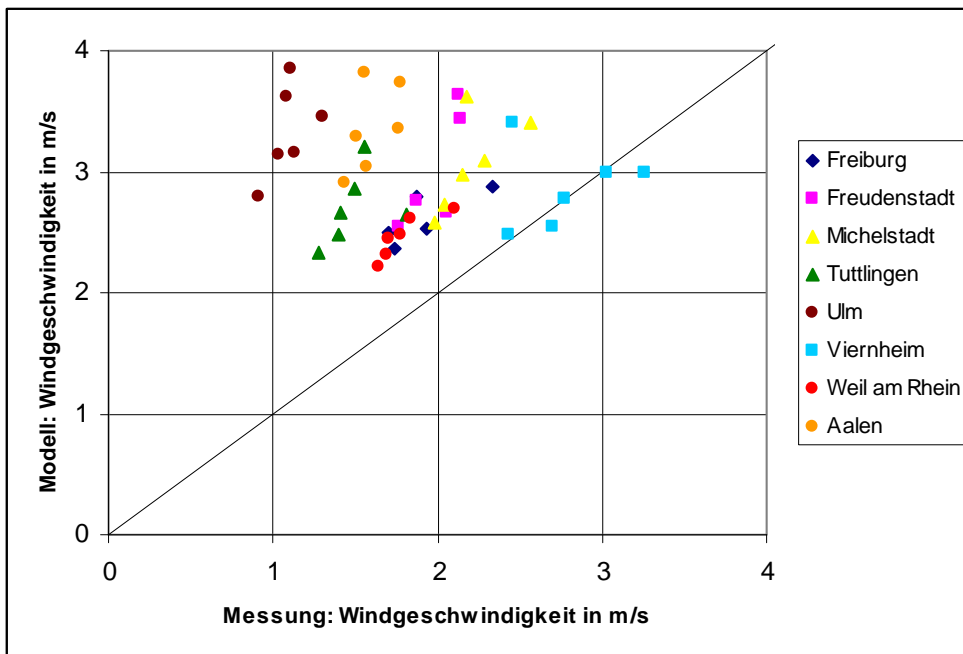


Abbildung 95: Monatsmittel der Windgeschwindigkeit von April bis Juli 2001 des 2,8km-Laufs

Niederschlag

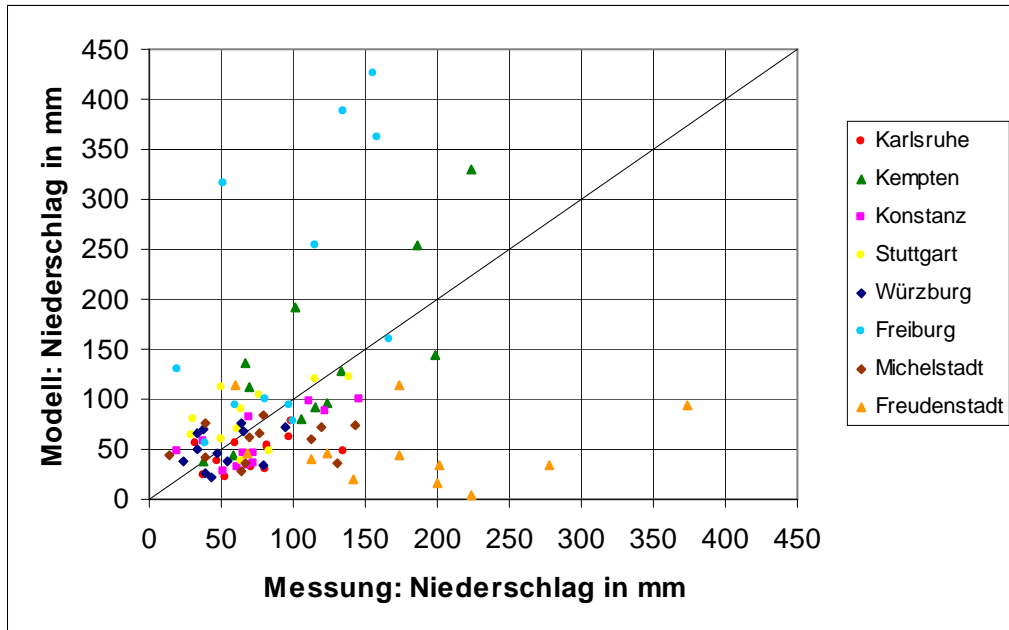


Abbildung 96: Monatssummen des Gesamtniederschlags von Januar bis Dezember 2001 des 7km-Laufs

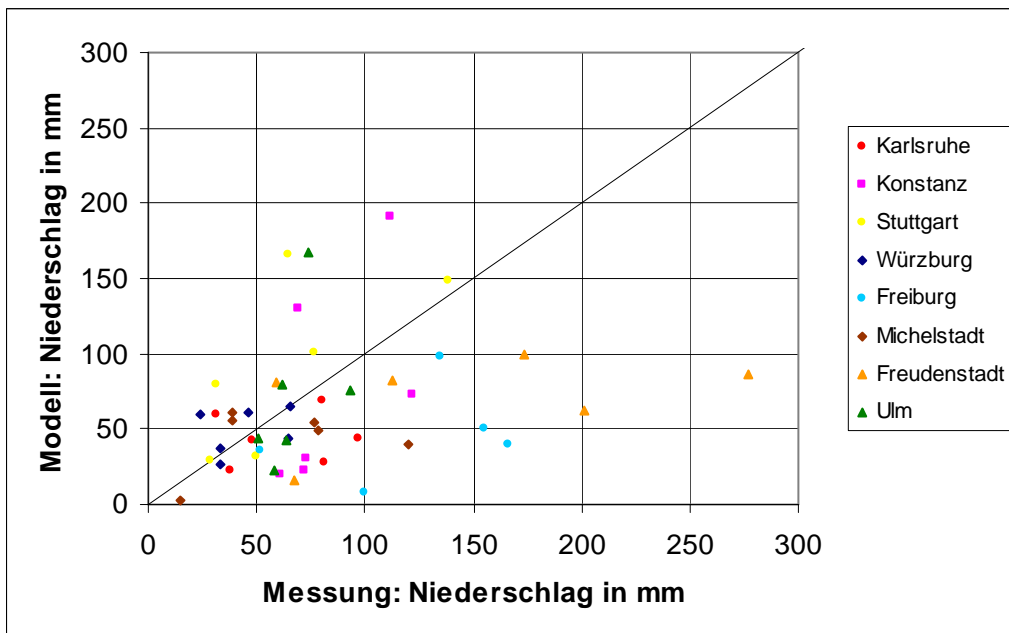


Abbildung 97: Monatssummen des Gesamtniederschlags von April bis Juli 2001 des 2,8km-Laufs

8.2 Ergebnisse des statistisch-dynamischen Downscalings

Gesamtniederschlag an der Station Karlsruhe:

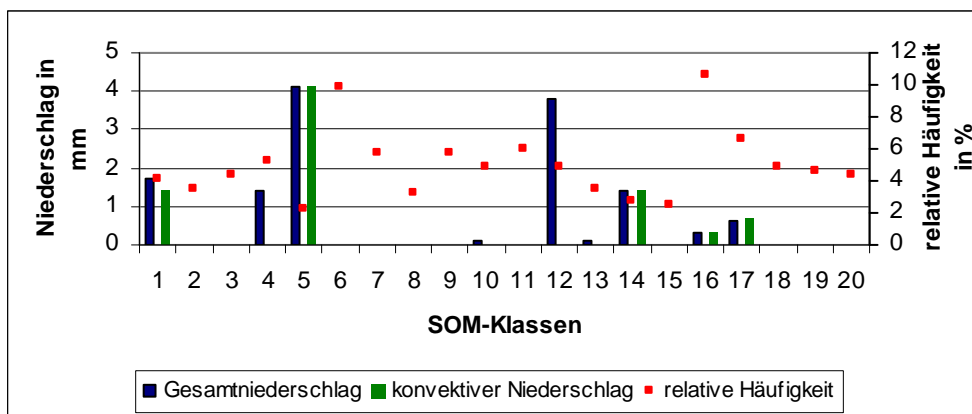


Abbildung 98: Niederschlagsverteilung der SOM-Klassen für GpSp an der Station Karlsruhe 2001

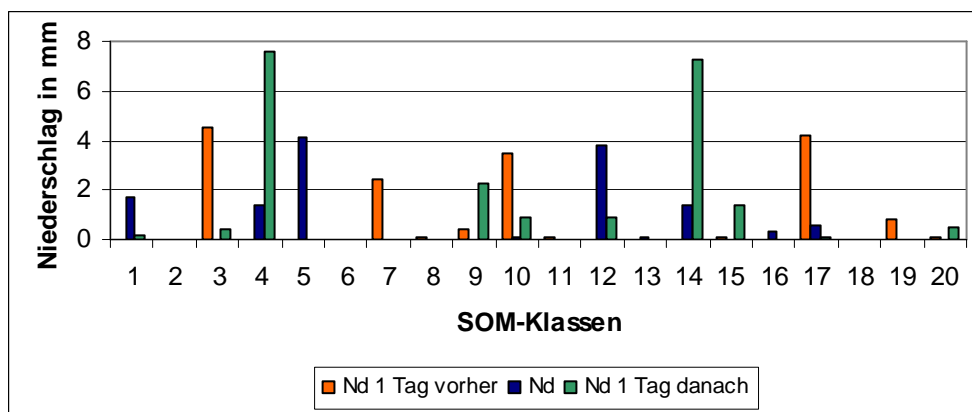


Abbildung 99: Niederschlagsverteilung im 3-Tages-Zeitraum der SOM-Klassen für GpSp an der Station Karlsruhe 2001

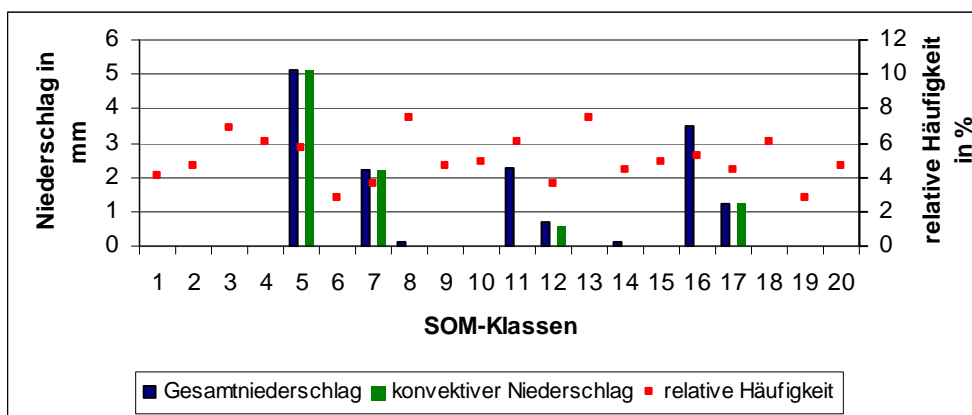


Abbildung 100: Niederschlagsverteilung der SOM-Klassen für Gpn an der Station Karlsruhe 2001

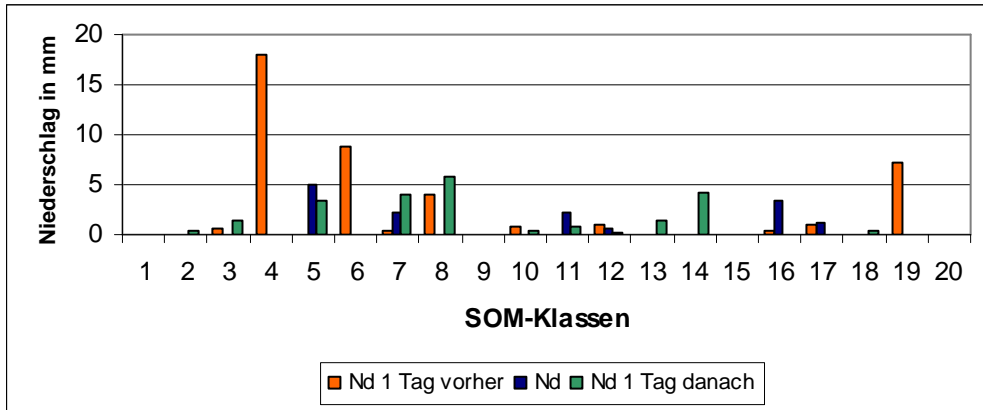


Abbildung 101: Niederschlagsverteilung im 3-Tages-Zeitraum der SOM-Klassen für Gpn an der Station Karlsruhe 2001

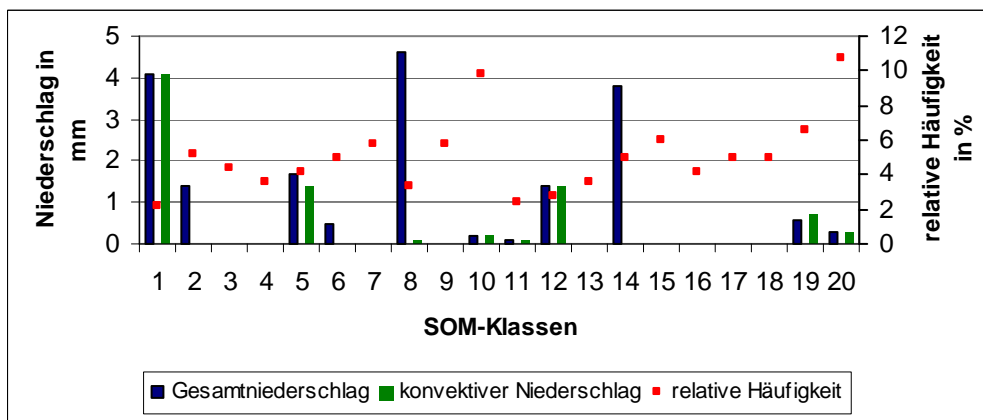


Abbildung 102: Niederschlagsverteilung der SOM-Klassen für Gp an der Station Karlsruhe 2001

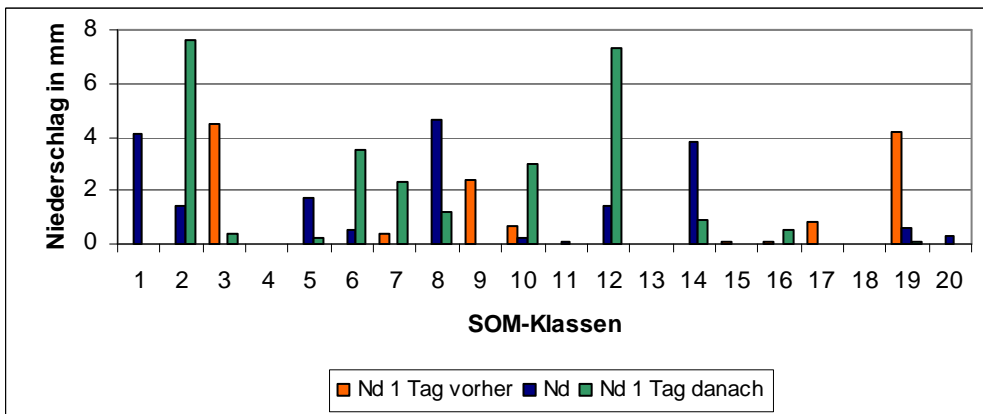


Abbildung 103: Niederschlagsverteilung im 3-Tages-Zeitraum der SOM-Klassen für Gp an der Station Karlsruhe 2001

8.3 DWD – Klimakarten

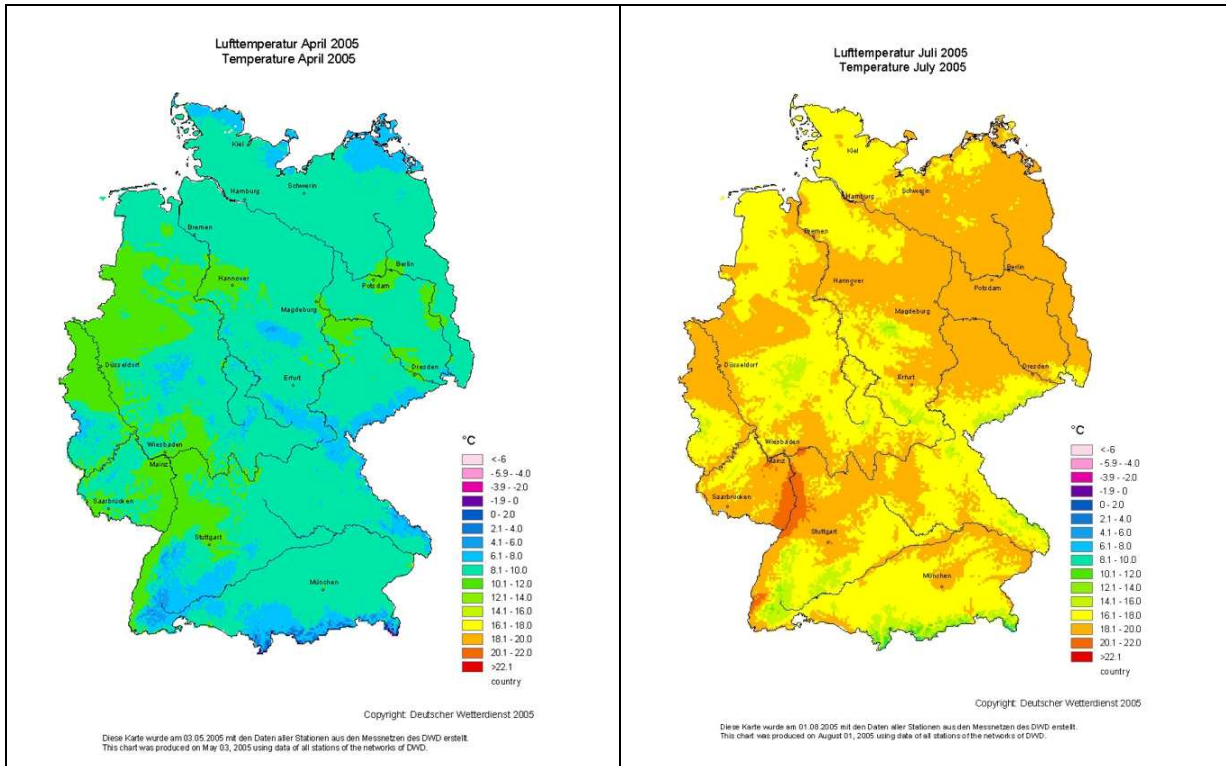


Abbildung 104: DWD – Klimakarte 2m-Temperatur links: April 2001, rechts: Juli 2001 (DWD; 2005)

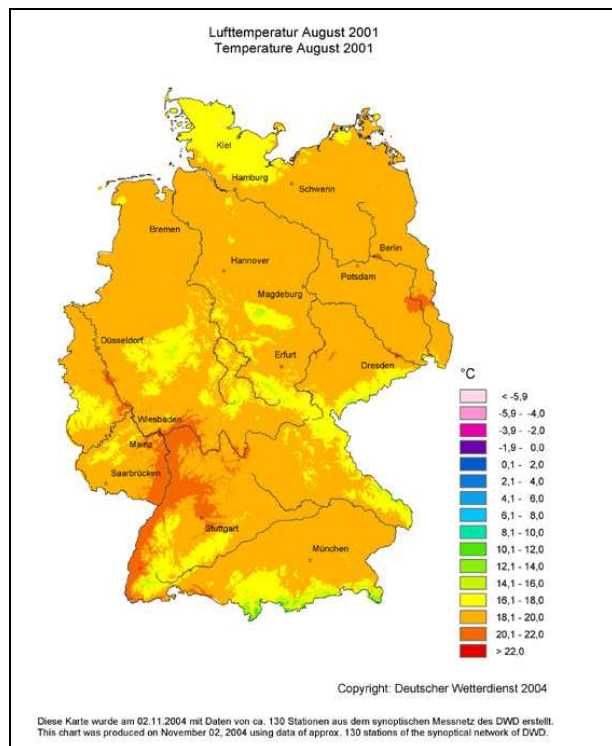


Abbildung 105: DWD – Klimakarte 2m-Temperatur August 2001 (DWD, 2005)

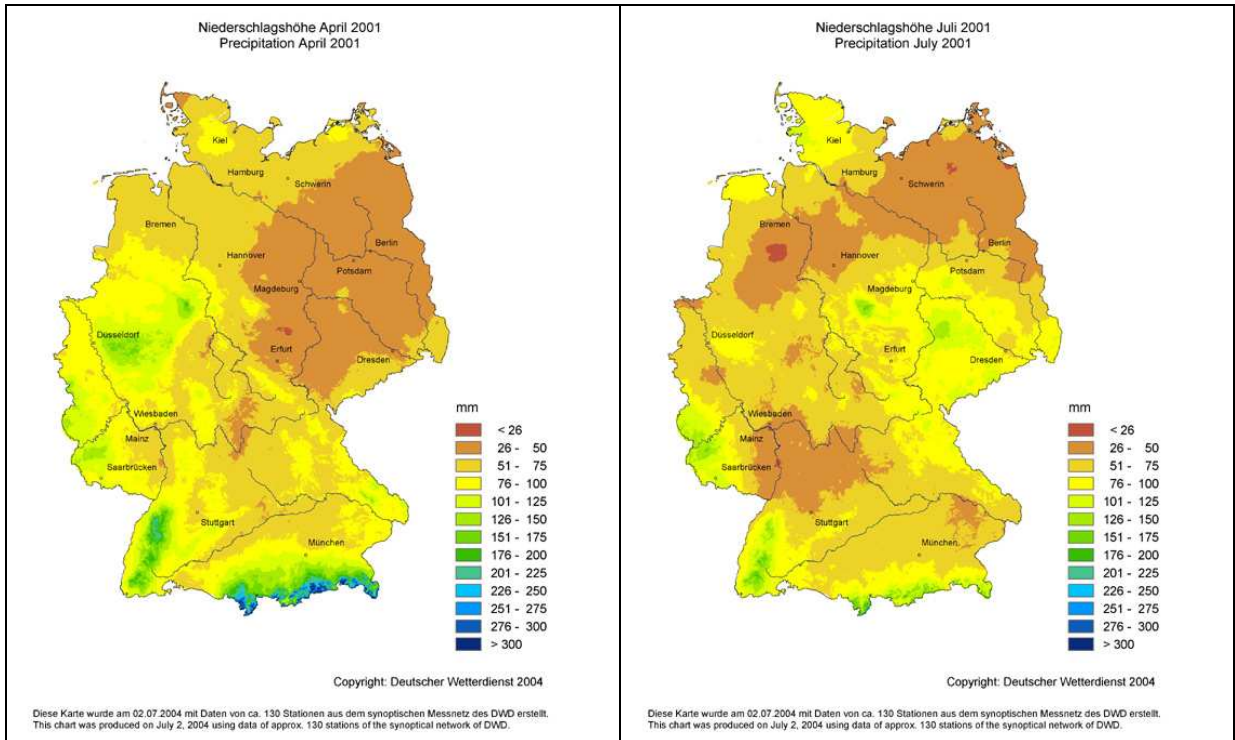


Abbildung 106: DWD – Klimakarte Niederschlagshöhe in mm; links: April 2001, rechts: Juli 2001 (DWD, 2005)

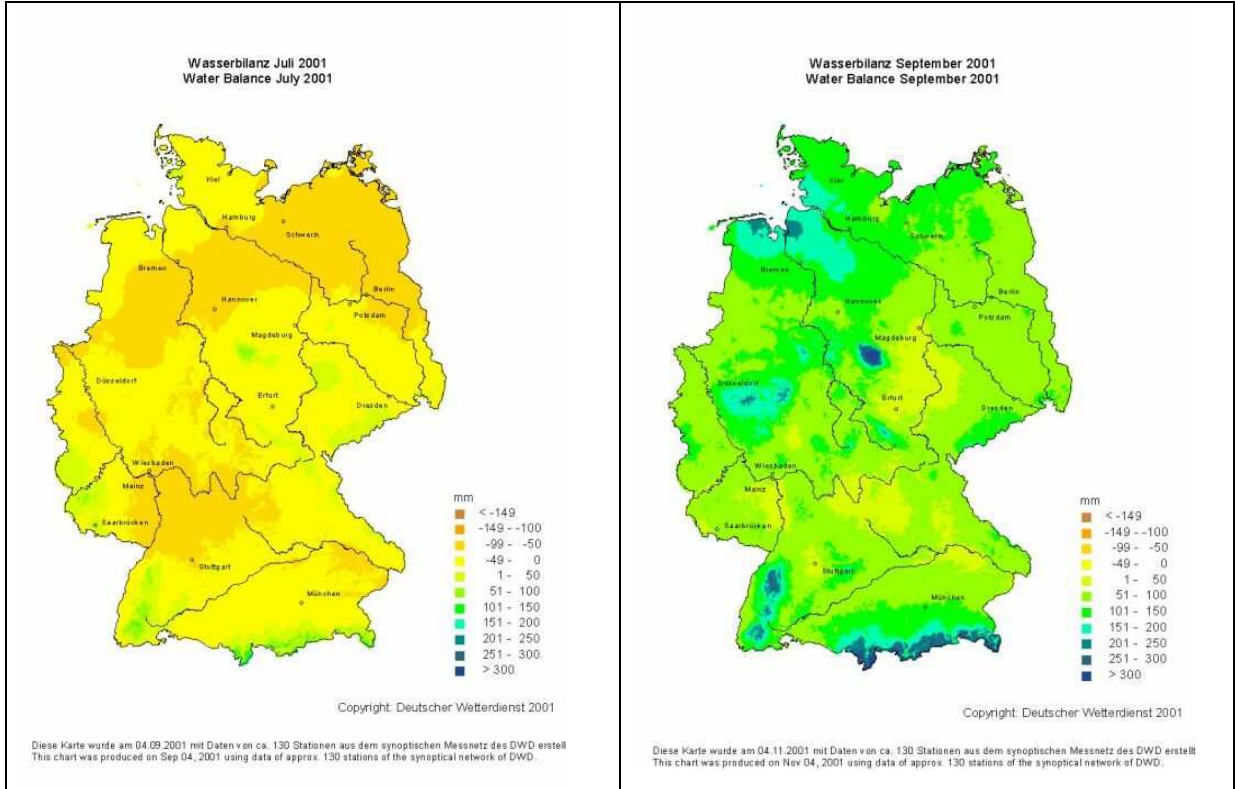


Abbildung 107: DWD- Klimakarte klimatische Wasserbilanz in mm; links: Juli 2001, rechts: September 2001 (DWD, 2005)

9. Literatur

- Arya S.P.**, 1988: *Introduction to Micrometeorology*. Academic Press Inc. London
- DWD**, 2005: *Klimainformationen*. <http://www.dwd.de/de/WundK/Klimadaten/index.html>
- DWD**, 2005: *Klimakarten Deutschland*.
<http://www.dwd.de/de/Funde/Klima/KLIS/daten/online/klimakarten/>
- Egger J.**, 1999: *Klimamodellierung*. in: *BayFORKLIM- Klimaänderungen in Bayern und ihre Auswirkungen*. BayFORKLIM, Bayerischer Klimaforschungsverbund
- Fuentes U., Heimann D.**, 2000: *An Improved Statistical-Dynamical Downscaling Scheme and its Application to the Alpine Precipitation Climatology*. *Theor.Appl. Climatol.* 65, 119-135
- Gerstengarbe F.W., Werner P.C., Rüge U.**, 1999: *Katalog der Großwetterlagen Europas (1881-1998) Nach Paul Hess und Helmuth Brezowsky*. Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam; DWD Offenbach; 5., verbesserte und ergänzte Auflage
- HLUG**, 2005: *Luftmesswerte*. <http://www.hlug.de/medien/luft/messnetz/index.htm>
- Kohonen T., Hynninen J., Kanga J., Laaksonen J.**, 1995: *The self-organizing map program package*. Helsinki University of Technology, Finland
- Kottmeier, C.**, 2005: *Klimawandel und Klimafolgen im Bodenseeraum*. 4. Internationaler Kommunaler Klimaschutzkongress Friedrichshafen (Vortrag)
- Kraus H.**, 2000: *Die Atmosphäre der Erde – Eine Einführung in die Meteorologie*. Vieweg Verlag Braunschweig
- Kücken M., Hauffe D.**, 2002: *The Nonhydrostatic Limited-area Model LM (Lokal-Modell) of DWD with PIK extensions, Part III: Extensions User Guide*. Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam
- Leung L.R., Mearns L.O., Giorgi F., Wilby R.L.**, 2002: *Regional Climate research – Needs and Opportunities*. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, Vol. 84 No. 1, 89 - 95
- LfU**, 2005: *Umwelt-Datenbanken und -Karten online*. <http://www2.lfu.baden-wuerttemberg.de>
- McGregor J.L.**, 1997: *Regional Climate Modelling*. *Meteorol. Atmos. Phys.* 63, 105 – 177
- Mironov, D. V.**, 2005: *Parameterization of lakes in numerical weather prediction. Part 1: Description of a lake model*. DWD, Offenbach

Mühr B., 2005: *Klimadiagramme weltweit*. <http://www.klimadiagramme.de>

Müller-Westermeier G., Czeplak G., Kreis A., 2002: *Die Witterung in Deutschland - Klimastatusbericht 2001*. DWD, Offenbach

NOAA, 2005: *The Global Land One-km Base Elevation (GLOBE) Project*. <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globe.html>

Sasse R., 2004: *Beziehung zwischen Niederschlag und synoptisch-skalierten Prozessen im östlichen Mittelmeergebiet*. Diplomarbeit am Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe (TH)

Schär C. et al., 2000: *Regionale Klimamodelle – Möglichkeiten und Grenzen*. In: *KLIWA-Symposium 2000*. S.92 - 97

Schättler U., Doms G., 2001: *The Nonhydrostatic Limited-Area Model LM (Lokal-Modell) of DWD*, Part I-III; DWD, Offenbach / Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung

Oke T. R.: *Boundary Layer Climates*, John Wiley & Sons New York 1978, erste Auflage

Wehry W., 2002: *Berliner Wetterkarte 2001*. Berliner Wetterkarte e.V. (BWK)

Wetterzentrale, 2005: *Archiv der NCEP Reanalysis*. <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html>

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Klimadiagramm für Karlsruhe (Mühr 2005)	10
Abb. 2: Klimadiagramm für Stuttgart (Mühr 2005)	10
Abb. 3: Klimadiagramm für die Wasserkuppe (Mühr 2005)	11
Abb. 4: Klimadiagramme ausgewählter Stationen (Mühr 2005)	12
Abb. 5 links: Simulationsgebiet mit 7km-Auflösung, rechts: Topographie von Südwestdeutschland mit Daten des NOAA NGDC Globe Project in 1km Auflösung (NOAA, 2005)	19
Abb. 6: Differenz der Modellorographie des CLM7km – NOAA-Daten; Rote Flächen = CLM- Orographie zu hoch, blaue Flächen = CLM-Orographie zu tief	20
Abb. 7: Vergleich der Tagesmittel der 2m-Temperatur für August 2001, A) Michelstadt, B) Wiesbaden, C) Wasserkuppe	22
Abb. 8: Monatsmittel der 2m-Temperatur für den August 2001	23
Abb. 9: Monatsmittel der 2m-Temperatur für August 2001, links die Simulation mit dem CLM, rechts ein Ausschnitt der DWD-Klimakarte für August 2001 (DWD, 2005)	23
Abb. 10: Vergleich der Tagesmittel der Taupunkttemperatur (Td2m) für August 2001, A) Michelstadt, B) Wiesbaden, C) Wasserkuppe	24
Abb. 11: Vergleich der Tagesmittel der Windgeschwindigkeit für August 2001, A) Michelstadt, B) Wiesbaden, C) Wasserkuppe	26
Abb. 12: Latenter Wärmestrom (links) und fühlbarer Wärmestrom (rechts) für August 2001, oben: Michelstadt, Mitte: Wiesbaden, unten: Wasserkuppe	27
Abb. 13: 500hPa-Geopotentials und des Bodendrucks vom 19.-21.August aus GFS- Analysen (Wetterzentrale, 2005)	28
Abb. 14: Tagesgänge der 2m-Temperatur 19. – 21. August 2001, A) Michelstadt, B) Wiesbaden, C) Wasserkuppe	29
Abb. 15: 2m-Temperatur Michelstadt August 2001	31
Abb. 16: 2m-Temperatur Wiesbaden August 2001	32
Abb. 17: 2m-Temperatur Wasserkuppe August 2001	32
Abb. 18: Streudiagramm Modell-Messung 2m-Temperatur August 2001	33
Abb. 19: Darstellung der Orographie des vergrößerten Simulationsgebiets mit Gitterauflösung 7km (links) bzw. 1km (rechts, NOAA, 2005)	34
Abb. 20: links: Bodenarten, rechts: Pflanzenbedeckungsgrad	35
Abb. 21: Jahresmittel der 2m-Temperatur 2001 des CLM	36
Abb. 22: Monatsmittel der 2m-Temperatur Michelstadt 2001	37
Abb. 23: Monatsmittel der 2m-Temperatur Wiesbaden 2001	37
Abb. 24: Monatsmittel der 2m-Temperatur Wasserkuppe 2001	37
Abb. 25: Streudiagramme der Monatsmittel der 2m-Temperatur für 2001, A: Michelstadt, B: Wiesbaden, C: Wasserkuppe	38
Abb. 26: Vergleichsdiagramme der 2m-Temperatur für die Station Michelstadt nach Jahreszeiten geordnet für das Jahr 2001	39
Abb. 27 Jahresmittel der 2m-Temperatur 2001, geordnet nach dem simulierten Wert	40
Abb. 28: Jahresmittel der Taupunkttemperatur 2001	41
Abb. 29: Monatsmittel der Taupunkttemperatur Michelstadt 2001	41
Abb. 30: Monatsmittel der Taupunkttemperatur Wiesbaden 2001	42
Abb. 31: Monatsmittel der Taupunkttemperatur Wasserkuppe 2001	42
Abb. 32: Streudiagramme der Monatsmittel der Taupunkttemperatur 2001, A: Michelstadt, B: Wiesbaden, C: Wasserkuppe	43
Abb. 33: Jahresmittel der Taupunkttemperatur 2001 des 7km-Modelllaufs und der Messungen	43
Abb. 34: Jahresmittel der Windgeschwindigkeit 2001	45

Abb. 35: Monatsmittel des 10-Windes für Michelstadt 2001	46
Abb. 36: Monatsmittel des 10-Windes für Wiesbaden 2001	46
Abb. 37: Monatsmittel des 10-Windes für Wasserkuppe 2001	46
Abb. 38: Monatsmittel des 10-Windes für Spessart-Lettgenbrunn 2001	47
Abb. 39: Streudiagramme der Monatsmittel 2001 der Windgeschwindigkeit für A) Michelstadt, B) Wiesbaden, C) Wasserkuppe, D) Spessart-Lettgenbrunn.....	47
Abb. 40: Jahresniederschlag 2001.....	49
Abb. 41: Gesamtniederschlag 2001 an der Station A) Karlsruhe B) Kempten C) Michelstadt D) Freiburg E) Würzburg für das Jahr 2001	50
Abb. 42: links: Konvektiver Niederschlag 2001, rechts: Anteil des konvektiven Niederschlags am Gesamtniederschlag 2001	52
Abb. 43: Jahressumme der Verdunstung 2001	53
Abb. 44: Darstellung der normierten 500hPa-Geopotentialfelder der SOM-Klassen 1-20 für die SOM-Variante GpSpn. Eingetragen sind die Nummern der SOM-Klassen, das repräsentative Datum und die relative Häufigkeit, mit der die Klasse im Jahr 2001 vertreten war.	58
Abb. 45: 2m-Temperatur Jahresmittel 2001 links: Geopotential 500hPa und Bodendruck normiert (GpSpn), rechts: Geopotential 500hPa und Bodendruck (GpSp)	62
Abb. 46: 2m-Temperatur Jahresmittel 2001 links: Geopotential 500hPa normiert (Gpn), rechts: Geopotential 500hPa (Gp).....	62
Abb. 47: SOM-Ergebnisse der Jahresmittel der 2m-Temperatur für alle vier SOM-Varianten an 21 Messstationen für das Jahr 2001	64
Abb. 48: Taupunktstemperatur Jahresmittel 2001, links: Geopotential 500hPa und Bodendruck normiert, rechts: Geopotential 500hPa und Bodendruck nicht normiert, ...	65
Abb. 49: Taupunktstemperatur Jahresmittel 2001, links: Geopotential 500hPa normiert, rechts: Geopotential 500hPa nicht normiert	65
Abb. 50: Streudiagramm der SOM-Ergebnisse und des 7km-Laufs des CLM für die Taupunktstemperatur 2001. Jeder Punkt kennzeichnet das Jahresmittel einer Station.	67
Abb. 51: Windgeschwindigkeit Jahresmittel 2001 A) Geopotential 500hPa und Bodendruck normiert, B) Geopotential 500hPa und Bodendruck, C) Geopotential 500hPa normiert, D) Geopotential 500hPa.....	68
Abb. 52: Streudiagramm der SOM-Ergebnisse und des 7km-Laufs des CLM für die Windgeschwindigkeit 2001.....	69
Abb. 53: Gesamtniederschlag Jahressumme 2001 A) Geopotential 500hPa und Bodendruck normiert, B) Geopotential 500hPa und Bodendruck, C) Geopotential 500hPa normiert, D) Geopotential 500hPa.....	71
Abb. 54: Jahressumme des Gesamtniederschlags 2001 in mm.....	72
Abb. 55: Verdunstung Jahressumme 2001, links: Geopotential 500hPa und Bodendruck normiert, rechts: Geopotential 500hPa und Bodendruck	73
Abb. 56: Verdunstung Jahressumme 2001, links: Geopotential 500hPa normiert, rechts: Geopotential 500hPa	74
Abb. 57: Simulierte Jahressummen der Verdunstung 2001	74
Abb. 58: Niederschlagsverteilung in den einzelnen SOM-Klassen für GpSpn 2001. In Dunkelblau ist der Tagesniederschlag und in Rot der konvektive Tagesniederschlag dargestellt. Links oben: Karlsruhe, Rechts oben: Freudenstadt, Links unten: Michelstadt, Rechts unten: Würzburg	76
Abb. 59: Niederschlagsverteilung in der SOM-Klasse GpSpn für 2001, A) Karlsruhe, B) Freudenstadt, C) Michelstadt, D) Würzburg	77
Abb. 60: Vergleich des kontinuierlichen CLM 7km-Lauf mit SOM-Daten. Auf der x-Achse sind die Daten des CLM7km aufgetragen, auf der y-Achse zum einen die Ergebnisse des SOM-Verfahrens mit einem Tag und zum anderen die Ergebnisse des SOM-Verfahrens mit einem 3-Tages-Zeitraum. Jede Grafik zeigt eine andere SOM-Variante GpSpn, GpSp, Gpn und Gp.	79
Abb. 61: Darstellung der Simulationsgebiete; blau: Gebiet des 7km-Laufs, rot: Gebiet des 2,8km-Laufs	82

Abb. 62: Darstellung der Orographie, links CLM-Ausgabewerte mit 2,8km Auflösung, rechts Daten der NOAA mit 1km Auflösung (NOAA, 2005)	83
Abb. 63: links: Differenz der Orographie von CLM 2,8km – NOAA-Daten 1.0km Auflösung (NOAA, 2005); rechts: Differenz der Orographie von CLM7km – CLM2,8km	83
Abb. 64: links: Bodenarten, rechts: Pflanzenbedeckungsgrad in Prozent.....	84
Abb. 65: Differenzen der 2m-Temperatur CLM 7km – CLM 2,8km. Rot bedeutet CLM 7km wärmer, blau: CLM 2,8km wärmer. Links: April 2001, rechts: Juli 2001	85
Abb. 66: Monatsmittel für die 2m-Temperatur April 2001, links: Interpolierte DWD-Stationsbeobachtungen (DWD, 2005), rechts: Modellergebnisse des CLM 2,8km	85
Abb. 67: Monatsmittel für die 2m-Temperatur Juli 2001, links: Interpolierte DWD-Stationsbeobachtungen (DWD, 2005), rechts: Modellergebnisse des CLM 2,8km	86
Abb. 68: Monatsmittel der 2m-Temperatur für April bis September 2001 für A) Freudenstadt, B) Karlsruhe, C) Michelstadt, D) Würzburg	87
Abb. 69: Streudiagramme der 2m-Temperatur April bis September 2001	88
Abb. 70: Streudiagramme der 2m-Temperatur April bis September 2001	89
Abb. 71: Taupunktstemperatur, linke Grafik: April 2001, rechte Grafik: Juli 2001	90
Abb. 72: Differenzen Taupunktstemperatur CLM 7km – CLM 2,8km links: April 2001, rechts: Juli 2001	90
Abb. 73: Monatsmittel der Taupunktstemperatur für April bis September 2001, A) Freudenstadt, B) Karlsruhe, C) Michelstadt, D) Würzburg.....	91
Abb. 74: Streudiagramme der Taupunktstemperatur für April bis September 2001, A) Freudenstadt, B) Karlsruhe, C) Michelstadt, D) Würzburg.....	92
Abb. 75: Simulierte Windgeschwindigkeit, linke Grafik: April 2001, rechte Grafik: Juli 2001 ..	93
Abb. 76: Differenzen Windgeschwindigkeit CLM 7km – CLM 2,8km links: April 2001, rechts: Juli 2001	94
Abb. 77: Monatsmittel des 10m-Windes April bis September für links: Freiburg, rechts: Freudenstadt.....	94
Abb. 78: Monatsmittel des 10m-Windes April bis September für links: Michelstadt, rechts: Tuttlingen	95
Abb. 79: Streudiagramm des 10m-Windes für A) Freiburg, B) Freudenstadt, C) Michelstadt, D) Tuttlingen	95
Abb. 80: Sechsmonatiges Mittel der Windgeschwindigkeit 2001 April bis September	96
Abb. 81: Niederschlagssummen im April 2001, links: Interpolierte Karte aus Stationsmeldungen (DWD, 2005), rechts: Ergebnisse des 2,8km-CLM-Laufs	97
Abb. 82: Niederschlagssummen im Juli 2001, links: Interpolierte Karte aus Stationsmeldungen (DWD, 2005), rechts: Ergebnisse des 2,8km-CLM-Laufs	97
Abb. 83: Differenzen Gesamtniederschlag CLM 7km – CLM 2,8km links: April 2001, rechts: Juli 2001	98
Abb. 84: Monatssummen des Gesamtniederschlags von April bis September 2001 für A) Freudenstadt, B) Karlsruhe, C) Michelstadt, D) Würzburg.....	99
Abb. 85: Streudiagramm des Gesamtniederschlags von April bis September für A) Freudenstadt, B) Karlsruhe, C) Michelstadt, D) Würzburg.....	100
Abb. 86: Sechsmonatiger Niederschlag April bis September 2001	101
Abb. 87: Monatliche Verdunstungssumme links: April 2001, rechts: Juli 2001	102
Abb. 88: Differenzen der Verdunstungssumme CLM 7km – CLM 2,8km links: April 2001, rechts: Juli 2001	102
Abb. 89: Verdunstungssummen für April bis September 2001 an den Stationen A) Freudenstadt, B) Karlsruhe, C) Michelstadt, D) Würzburg.....	103
Abbildung 90: Monatsmittel der 2m-Temperatur von Januar bis Dezember 2001 des 7km-Laufs.....	108
Abbildung 91: Monatsmittel der 2m-Temperatur von April bis Juli 2001 des 2,8km-Laufs..	108
Abbildung 92: Monatsmittel der Taupunktstemperatur von Januar bis Dezember 2001 des 7km-Laufs	109
Abbildung 93: Monatsmittel der Taupunktstemperatur von April bis Juli 2001 des 2,8km-Laufs.....	109

Abbildung 94: Monatsmittel der Windgeschwindigkeit von Januar bis Dezember 2001 des 7km-Laufs	110
Abbildung 95: Monatsmittel der Windgeschwindigkeit von April bis Juli 2001 des 2,8km-Laufs	110
Abbildung 96: Monatssummen des Gesamtniederschlags von Januar bis Dezember 2001 des 7km-Laufs	111
Abbildung 97: Monatssummen des Gesamtniederschlags von April bis Juli 2001 des 2,8km-Laufs	111
Abbildung 98: Niederschlagsverteilung der SOM-Klassen für GpSp an der Station Karlsruhe 2001	112
Abbildung 99: Niederschlagsverteilung im 3-Tages-Zeitraum der SOM-Klassen für GpSp an der Station Karlsruhe 2001	112
Abbildung 100: Niederschlagsverteilung der SOM-Klassen für Gpn an der Station Karlsruhe 2001	112
Abbildung 101: Niederschlagsverteilung im 3-Tages-Zeitraum der SOM-Klassen für Gpn an der Station Karlsruhe 2001	113
Abbildung 102: Niederschlagsverteilung der SOM-Klassen für Gp an der Station Karlsruhe 2001	113
Abbildung 103: Niederschlagsverteilung im 3-Tages-Zeitraum der SOM-Klassen für Gp an der Station Karlsruhe 2001	113
Abbildung 104: DWD – Klimakarte 2m-Temperatur links: April 2001, rechts: Juli 2001 (DWD; 2005)	114
Abbildung 105: DWD – Klimakarte 2m-Temperatur August 2001	114
Abbildung 106: DWD – Klimakarte Niederschlagshöhe in mm; links: April 2001, rechts: Juli 2001 (DWD; 2005)	115
Abbildung 107: DWD- Klimakarte klimatische Wasserbilanz in mm; links: Juli 2001, rechts: September 2001 (DWD, 2005)	115

Danksagung

Zunächst möchte ich mich bei Herrn Prof. Christoph Kottmeier dafür bedanken, dass er mir ermöglicht hat, meine Diplomarbeit zu diesem Thema zu schreiben.

Ich möchte Herrn Dr. Gerd Schädler für die umfassende Betreuung und Hilfestellung bei dieser Diplomarbeit danken, ebenso Dipl.-Met. Catherine Meißner für ihre Hilfe und Beratung vor allem bei Fragen zum Modell und beim Korrekturlesen.

Vielen Dank möchte ich Frau Prof. Sarah Jones für die Übernahme des Koreferats sagen. Danken möchte ich an dieser Stelle auch Dr. Michael Kunz für die Bereitstellung von Messdaten.

Danke sagen möchte ich der CLM-Entwicklergruppe, insbesondere Herrn Dr. Rockel vom GKSS Geesthacht und Herrn Dr. Böhm und Herrn Kücken vom Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, für die Bereitstellung der neuen Version des CLM.

Mein Dank geht auch an meine Kommilitonen Cand.Met. Kai Jellinghaus und Cand.Met. Sabine Wohnsiedler, sowie an alle Mitglieder des Instituts, die mich im Laufe des Jahres immer unterstützt haben.

Bedanken möchte ich mich bei meinen Eltern und meiner Schwester sowie bei meiner Freundin, die mich im Laufe meines ganzen Studiums bedingungslos unterstützt haben.

Zum Schluss möchte ich all jenen danken, die in irgendeiner Weise zum Gelingen meines Studiums und meiner Diplomarbeit beigetragen haben.

Erklärung

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst und nur die angegebenen Hilfsmittel verwendet habe. Außerdem erkläre ich mich einverstanden, dass diese Arbeit in die Bibliothek aufgenommen wird und vervielfältigt werden darf.

Karlsruhe, im Oktober 2005

Michael Haller