

Berücksichtigung der anthropogenen Wärmefreisetzung in COSMO-CLM

Diplomarbeit im Fach Meteorologie

vorgelegt von

Regina Kohlhepp

Januar 2009

INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG
UNIVERSITÄT KARLSRUHE (TH) / FORSCHUNGSZENTRUM KARLSRUHE

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	5
2	Die urbane Wärmeinsel als Teil des Stadtklimas	7
2.1	Das Stadtklima	7
2.2	Die urbane Wärmeinsel	10
2.3	Die anthropogene Wärmefreisetzung	12
3	Klimamodellierung und Bodenmodelle	17
3.1	Regionale Klimasimulationen und COSMO-CLM	17
3.2	Theorie der Boden- und Landoberflächenmodelle	18
3.3	Das Bodenmodell TERRA_LM	20
3.4	Beschreibung von Städten im operationellen COSMO-Modell	22
4	Einbau eines anthropogenen Wärmeeintrags in COSMO	27
4.1	Die prinzipielle Idee	27
4.2	Veränderungen in COSMO	30
4.3	Erweiterung des Programms <i>Landdaten</i>	30
5	Testläufe mit COSMO-UHI	33
5.1	Verwendete Modellkonfiguration	33
5.2	Simulation erster Episoden mit anthropogener Wärmefreisetzung	34
5.3	Charakter der auftretenden Störungen	41
6	Sensitivitätsstudien mit COSMO-UHI	45
6.1	Wärmeeintrag an allen urbanen Gitterpunkten	45
6.2	Wärmeeintrag an einem Gitterpunkt	50
6.3	Zusammenfassung der Sensitivitätsstudien	56
7	Monatsläufe mit COSMO-UHI	59
7.1	Juli 2007	59
7.2	Dezember 2001	64
7.3	Zusammenfassung der Monatsläufe	69
8	Hochaufgelöste Simulationen	71

8.1	Zehn Tage im Juli 2001	72
8.2	Der Monat Juli 2001	73
8.3	Zusammenfassung der hochaufgelösten Simulationen	81
9	Zusammenfassung und Ausblick	83
A	Literaturverzeichnis	85
B	Abbildungsverzeichnis	89
C	Tabellenverzeichnis	95
D	Anhang	97
D.1	Liste der verwendeten Abkürzungen	97
D.2	In COSMO durchgeführte Modifikationen	97
D.3	In <i>Landdaten</i> durchgeführte Modifikationen	99
D.4	Von <i>Landdaten</i> verwendete Landnutzungsklassen	100
D.5	Ergänzungen zu Abschnitt 3.4	100
D.6	Ergänzung der Ergebnisse aus Abschnitt 5.2	100
D.7	Ergänzung der Ergebnisse aus Abschnitt 6.1	100
D.8	Ergänzung der Ergebnisse aus Abschnitt 6.2	100
D.9	Ergänzung der Ergebnisse aus Abschnitt 7.1	106
D.10	Ergänzung der Ergebnisse aus Abschnitt 7.2	106
D.11	Ergänzung der Ergebnisse aus Abschnitt 8.1	113
D.12	Ergänzung der Ergebnisse aus Abschnitt 8.2	113

Kurzfassung

Im Rahmen dieser Diplomarbeit soll die Darstellung von Städten im regionalen Klimamodell COSMO-CLM verbessert werden. An urbanen Gitterpunkten wird ein zusätzlicher Term in der Energiebilanzgleichung des Erdbodens berücksichtigt, der die sogenannte anthropogene Wärmefreisetzung repräsentiert. Dieser Term kann im Modell für jeden Gitterpunkt aus der Bevölkerungsdichte und dem Energieverbrauch pro Kopf berechnet oder als konstant vorgegeben werden.

Die durchgeführten Testsimulationen besitzen eine horizontale Auflösung von 7 km. In den betrachteten Variablen zeigen sich nach wenigen Stunden relativ starke unerwartete Veränderungen, die keinen direkten Zusammenhang mit dem eingeführten anthropogenen Wärmeeintrag an den städtischen Gitterpunkten aufweisen. Gleichzeitig zeigen sich erwartete Effekte wie eine Erhöhung der Boden- und bodennahen Temperaturen in bzw. über den Städten und eine Veränderung der fühlbaren und latenten Wärmeflüsse. Zur näheren Untersuchung der unerwarteten Störungen werden Sensitivitätsstudien durchgeführt, in denen beispielsweise der Zeitschritt oder das Zeitintegrationsschema verändert sind. Trotzdem bilden sich wiederum Störungen. Auch der Startzeitpunkt, das Turbulenz- und das Konvektionsschema bzw. der seltene Aufruf des Strahlungsschemas können als Ursache ausgeschlossen werden. Die Entstehung und die Art der Ausbreitung der Störungen können nicht abschließend geklärt werden. Das Phänomen tritt jedoch in anderen Simulationen mit COSMO ebenfalls auf.

Da die Anwendung der beschriebenen Veränderung in COSMO in der Klimamodellierung liegen soll, werden zur Untersuchung längerer Zeiträume ganze Monate simuliert, ebenfalls mit einer horizontalen Auflösung von rund 7 km. Im Mittel verschwinden die unerwarteten Störungen fast völlig, während die Erwärmung der Städte in den Temperaturen und fühlbaren Wärmeflüssen sichtbar bleibt. Hierdurch verringert sich dort der mittlere Bodendruck, was wiederum zu einer Veränderung des Windfelds beiträgt. Ein Einfluss der anthropogenen Wärmefreisetzung auf den über einen Monat akkumulierten Gesamtniederschlag kann weder im Sommer noch im Winter festgestellt werden. Bei einem Vergleich von gemessenen und simulierten Zeitreihen der bodennahen Temperatur an städtischen Stationen bzw. Gitterpunkten zeigt sich keine signifikante Verbesserung durch die Berücksichtigung der anthropogenen Wärmefreisetzung. Es gilt jedoch zu berücksichtigen, dass hierbei jeweils eine Punktmessung mit einem Mittelwert über eine Fläche von rund 49 km^2 verglichen wird.

Zur deutlicheren Darstellung des Einflusses des anthropogenen Wärmeeintrags wird dieser in einer weiteren Monatssimulation an allen urbanen Gitterpunkten auf 100 W/m^2 erhöht. Auch die Gitterweite wird verringert, so dass die horizontale Auflösung rund 2.8 km beträgt. Die in den verschiedenen Variablen auftretenden Effekte sind sehr ähnlich den in den Monatsläufen mit 7 km Gitterweite beobachteten. Trotz

des relativ starken anthropogenen Wärmeeintrags kann wiederum kein direkter Einfluss auf die Wolken- und Niederschlagsbildung nachgewiesen werden. Dies ist vermutlich auf die kurzen Simulationszeiträume zurückzuführen.

Abstract

Considering anthropogenic heat release in COSMO-CLM

This diploma thesis aims at improving the description of cities in the regional atmospheric model COSMO-CLM. An additional term representing the anthropogenic heat release by industry, traffic and heating respectively cooling of buildings is included in the surface energy balance equation at urban grid points. This term is calculated by multiplying the population density at each of these points with the mean energy consumption per inhabitant or can also be set constant.

Test simulations with a horizontal resolution of about 7 km are conducted. After a few hours, unexpected disturbances in many different variables occur, e.g. in the surface and ground temperatures, the latent and sensible heat fluxes and the total cloud cover. They show no direct correlation with the anthropogenic heat release included at urban grid points any more. On the other hand, also the expected warming of the cities can be seen for example in the 2 m temperature and the heat fluxes. To determine the cause of the unexpected variations, a set of sensitivity studies is conducted. Neither the turbulence or the convection parameterisation nor the rare call (hourly) of the radiation scheme are responsible for the disturbances. Changing the time step or time integration scheme did not make them disappear, either. The reason for their development and propagation could not be determined, not even by examining the variation of many different variables at every time step.

Since COSMO-CLM is a climate model and in order to find out whether the disturbances average out after a certain time, the inclusion of the anthropogenic heat input is tested at the longer time scale of one month. The horizontal resolution is the same as before (7 km). When calculating the means of the variables over these simulations, the unwanted disturbances disappear nearly completely. The expected effects in the temperature and sensible heat fluxes are visible very well. Due to the warming of the cities, the mean of the mean sea level pressure is reduced in the simulation with anthropogenic heat release compared to the reference run. This leads to a modification of the wind field. There is no obvious influence of the anthropogenic heat input on cloud cover and precipitation visible on this time scale, neither in summer nor in winter. When comparing time series of 2 m temperature in cities from simulations with and without input with measurements, no significant improvement due to the input can be observed in bias and root mean square error. A possible reason for the large discrepancies between measured and model data is that in this case a point measurement is compared with the mean for an area of about 49 km².

To amplify the influence of the anthropogenic heat release, simulations with a constant and relatively lar-

ge input of 100 W/m^2 in cities and a horizontal resolution of about 2.8 km are conducted for one month. The effects on the temperatures, heat fluxes, mean sea level pressure and the wind field are basically the same as already described for the 7 km simulations for one month. An influence of the anthropogenic heat release on cloud cover and precipitation cannot be demonstrated. This might be due to the relatively short simulation period.

1. Einleitung

Ein großer und voraussichtlich weiter steigender Anteil der Weltbevölkerung lebt in urbanen Gebieten. Im Jahr 1950 waren es knapp 30 %, 2000 schon rund 47 % (United Nations, 2008). Gleichzeitig nimmt die Gesamtbevölkerung zu. Zukunftsprojektionen der zuständigen Abteilung der Vereinten Nationen zu Folge werden im Jahr 2050 knapp 70 % aller Menschen in Städten leben. Das entspricht dann über 6.3 Milliarden Menschen, im Gegensatz zu rund 2.8 Milliarden in ländlichen Gebieten. In Europa betrug der Anteil der städtischen Bevölkerung bereits im Jahr 2005 etwa 72 % (United Nations, 2008).

In vielen Forschungsarbeiten wurde nachgewiesen, dass das Mikroklima einer Stadt sich von dem ihres Umlands unterscheidet. Wie dieses sogenannte Stadtklima entsteht und welche Auswirkungen es auf die Gesundheit und Lebensqualität der Stadtbewohner hat, ist somit eine für sehr viele Menschen wichtige wissenschaftliche Fragestellung. Hierbei müssen auch mögliche regionale und globale Folgen der anthropogenen Veränderungen in den Städten untersucht werden (Oke, 1978).

Eine der wichtigsten Komponenten des Stadtklimas ist die Entstehung einer „urbanen Wärmeinsel“. Das Phänomen erhielt diesen Namen, weil die Isothermen in einer Stadt an die topographischen Konturen einer Insel erinnern (Stull, 1988). Die Temperaturdifferenzen zwischen Stadt und Umland können einige Kelvin erreichen. Auf Grund seiner Persistenz ist dieses Phänomen auch auf klimatologischen Zeitskalen relevant. Neueren Forschungsergebnissen zu Folge tragen die direkten anthropogenen Wärmeemissionen durch Verkehr, Industrie und Heizung bzw. Kühlung von Gebäuden einen nicht unerheblichen Anteil zu dieser Erwärmung der Städte bei (Sailor und Lu (2004) und Referenzen hierin). Bei früheren Untersuchungen der urbanen Wärmeinsel wurden sie hingegen häufig vernachlässigt. Das Ziel dieser Diplomarbeit ist, die anthropogene Wärmefreisetzung in einem meteorologischen Modell zu berücksichtigen und ihren Einfluss auf verschiedene Grenzschichtvariablen zu ermitteln. Durch den Vergleich mit Messdaten soll zudem festgestellt werden, inwieweit sich durch die Modifikationen im Modell beispielsweise die Berechnung der städtischen bodennahen Temperatur verbessert.

Die Eigenschaften des Stadtklimas werden in Kapitel 2 beschrieben. Genauer eingegangen wird hierbei auf die urbane Wärmeinsel und ihre Entstehung, mit besonderem Augenmerk auf der anthropogenen Wärmefreisetzung. Das hieran anschließende Kapitel (3) gibt einen kurzen Überblick über meteorologische (Klima-)Modelle, mit dem Schwerpunkt auf dem in dieser Arbeit verwendeten COSMO (CONsortium for Small-scale MOdelling), das vom Deutschen Wetterdienst entwickelt wurde. Auch die bisherige Repräsentation von Städten in dem an COSMO gekoppelten Bodenmodell wird diskutiert. In Kapitel 4 wird erläutert, wie in dieser Diplomarbeit die anthropogene Wärmefreisetzung in Städten im COSMO-

Modell berücksichtigt wurde. Das folgende Kapitel (5) zeigt die Ergebnisse erster Simulationen mit dem erwähnten Einbau. Aufgrund bei diesen Rechnungen aufgetretener Störungen in verschiedenen Variablen waren ausführliche Sensitivitätsstudien notwendig, die den Inhalt von Kapitel 6 bilden. Mit Hilfe von Simulationen ganzer Monate werden in Kapitel 7 durch Mittelung bzw. Akkumulation der Variablen die Folgen der anthropogenen Wärmefreisetzung auf einer längeren Zeitskala untersucht. Schließlich wird in Kapitel 8 die horizontale Gitterweite von bisher 7 auf 2.8 km verringert und der anthropogene Wärmeeintrag erhöht, um dessen Einfluss zu verstärken und seine Auswirkungen somit besser untersuchen zu können.

2. Die urbane Wärmeinsel als Teil des Stadtklimas

Aus den Ergebnissen vieler Forschungsarbeiten ist bekannt, dass das Mikroklima einer Stadt sich von dem ihres Umlands unterscheidet. Im Folgenden wird dieses sogenannte Stadtklima zunächst allgemein beschrieben. Danach wird genauer auf dessen vermutlich am detailliertesten untersuchte Komponente eingegangen, die urbane Wärmeinsel (Oke, 1978). Ein häufig nicht berücksichtigter Beitrag hierzu ist der durch direkte anthropogene Wärmefreisetzung. Er wurde im Rahmen dieser Diplomarbeit im regionalen Klimamodell COSMO-CLM berücksichtigt und wird am Ende dieses Kapitels genauer vorgestellt.

2.1. Das Stadtklima

Das Mikroklima einer Stadt ist im Wesentlichen abhängig von ihrer Größe, aber auch von der Bebauungsstruktur, dem Freiflächenanteil und der natürlichen Geländeform (Städtebauliche Klimafibel, 2008). An Hand einer Energiebilanzgleichung können viele Eigenschaften des Stadtklimas erläutert werden. Für ein Volumen, das eine Stadt enthält (Abbildung 2.1), gilt nach Oke (1978) die folgende Energiebilanzgleichung:

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A \quad [2.1]$$

Hierin sind

- Q^* Netto-Gesamtstrahlung am Oberrand des Volumens
- Q_F anthropogene Wärmeemission
- Q_H Fluss fühlbarer Wärme
- Q_E Fluss latenter Wärme
- ΔQ_S Speicherung von Wärme durch die Elemente des Kontrollvolumens
- ΔQ_A Advektion von Wärme bzw. äquivalent-latenter Wärme durch die Seiten des Kontrollvolumens.

In dieser Gleichung ist die Strahlungsbilanz Q^* positiv, wenn mehr Strahlung das Volumen erreicht als dieses emittiert oder reflektiert. Die Flüsse latenter und fühlbarer Wärme haben ein positives Vorzeichen, wenn sie aus dem Volumen heraus gerichtet sind. Speichert das betrachtete Volumen Wärme, so ist ΔQ_S größer als Null. Der Advektionsterm wird positiv, wenn mehr Wärme horizontal aus dem Volumen heraus- als hineinfließt. Die anthropogene Wärmeemission Q_F ist immer größer oder gleich Null. Dieser Term repräsentiert die direkte Freisetzung von Wärme durch Heizung, Kraftfahrzeuge und Fabriken, die in Städten deutlich größer bzw. konzentrierter ist als auf dem Land.

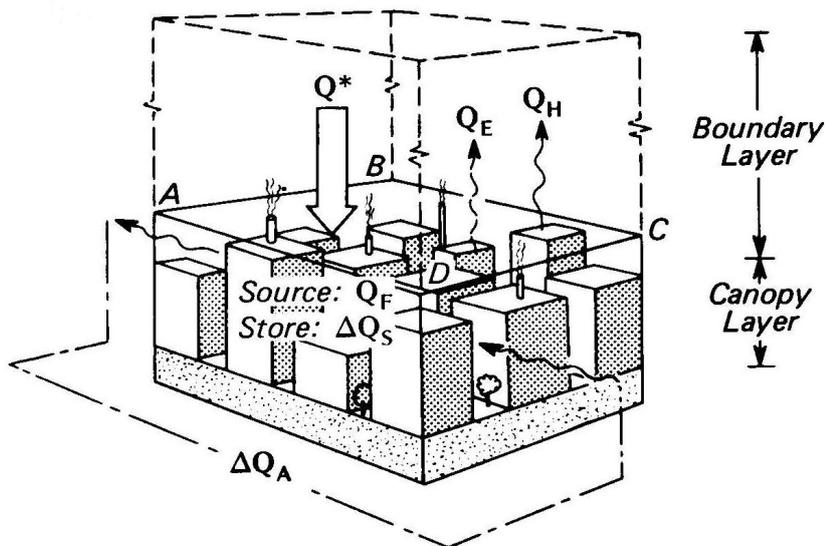


Abb. 2.1.: Definition des Volumens um eine Stadt, dessen Energiebilanz durch Gleichung 2.1 beschrieben wird (Oke, 1978). Q^* ist die Strahlungsbilanz, Q_E und Q_H die Flüsse latenter bzw. fühlbarer Wärme und Q_F der anthropogene Wärmeeintrag. ΔQ_S repräsentiert die Speicherung von Energie innerhalb des Volumens und ΔQ_A die Advektion durch seine Seiten.

Das Mikroklima einer Stadt weist einen anderen Wärme- und Wasserhaushalt als nicht-urbane Flächen auf. Dies lässt sich einerseits auf das Vorhandensein von Straßen, Häusern und Fabriken zurückführen, die den Boden versiegeln. Andererseits spielt auch die meist größere Wärmespeicherfähigkeit der Stadt eine Rolle. Beide Einflussfaktoren werden im Folgenden genauer erläutert.

Durch die Versiegelung von Flächen erhöht sich bei Niederschlagsereignissen der oberflächliche Abfluss, da der Boden weniger Wasser aufnehmen kann als ein unversiegelter Boden. Bei sehr trockenem Wetter wiederum kann ihm nicht so viel Feuchtigkeit entzogen werden. Diese beiden Tatsachen führen dazu, dass im Mittel der Anteil des fühlbaren Wärmeflusses über einer Stadtfläche erhöht und der des latenten verringert ist (Oke, 1978). Hierdurch steigt die bodennahe Temperatur, die zum Beispiel für München proportional zum versiegelten Flächenanteil ist: Nimmt der Versiegelungsgrad um 10 % zu, so erhöht sich die Jahresmitteltemperatur langfristig um 0.2 K (Städtebauliche Klimafibel (2008) mit dortigem Zitat von Bründl et al., 1986).

Die absolute Feuchte in einer Stadt wird von zwei Faktoren beeinflusst. Sie verringert sich auf Grund der im Vergleich zum Umland reduzierten Evapotranspiration, gleichzeitig wird durch Verbrennungsprozesse zusätzlicher Wasserdampf freigesetzt. Als Folge ist die absolute Feuchte im Jahresmittel in der Stadt nur um rund 6 % geringer als in ihrem Umland (Städtebauliche Klimafibel, 2008). Die relative Feuchte weist durch die erhöhte Temperatur in der Stadt (siehe folgenden Abschnitt 2.2) jedoch deutlich niedrigere Werte auf.

In einer Stadt wird mehr Wärme gespeichert als im Umland. Dies kann einerseits auf die meist größere Wärmekapazität der urbanen Materialien zurückgeführt werden. Aber auch die durch die Geometrie be-

dingte größere Absorptionsfläche in der Stadt und der geringere latente Wärmefluss spielen vermutlich eine wichtige Rolle (Oke, 1978). Diese Wärme kann nachts an die Atmosphäre abgegeben werden, so dass die städtische Grenzschicht nicht so stark auskühlt wie die ihres Umlands. Dadurch stabilisiert sich die Schichtung in der Stadt nicht so sehr, bzw. es bleibt eine flache durchmischte Schicht erhalten (Stull, 1988). Auch die Differenz zwischen Maximum- und Minimumtemperatur ist in der Stadt folglich nicht so groß wie auf dem Land, der Tagesgang der Temperatur also weniger ausgeprägt. Die Speicherung führt ebenfalls dazu, dass die Tageshöchst- und -tiefsttemperaturen in der Stadt später erreicht werden als im Umland.

Auch das örtliche Windfeld kann durch eine Stadt beeinflusst werden. Auf sehr kleiner Skala geschieht dies zum Beispiel bei der Umströmung von Gebäuden. Auf einer etwas größeren Skala kann durch den Effekt der urbanen Wärmeinsel auch ein lokales Windsystem (z.B. sogenannte Flurwinde) entstehen, das beispielsweise einer Land-Seewind- oder Hangwind-Zirkulation vergleichbar ist (Stull, 1988).

Die Gebäude einer Stadt bilden eine deutliche rauere Oberfläche als die meisten natürlichen Bodenbedeckungsarten. Dies hat zum Beispiel eine erhöhte mechanisch induzierte Turbulenz zur Folge (Oke, 1978).

Schließlich wird die Atmosphäre über der Stadt, vor allem die Grenzschicht, erheblich modifiziert durch die Freisetzung von Aerosolen und Spurengasen aus Hausbrand, Verkehr und Industrie.

Zum Beispiel bedingt die erhöhte Konzentration von Aerosolen einerseits eine Abnahme der am Boden ankommenden Globalstrahlung um typischerweise 2 bis 10 % (Oke, 1982), da mehr Strahlung gestreut bzw. absorbiert wird als in der weniger verschmutzten Luft ruraler Gebiete. Auf der anderen Seite resultiert die erwähnte verstärkte Absorption in einem stärkeren Treibhauseffekt, der wiederum der eigentlich erwarteten Temperaturniedrigung durch die geringere solare Einstrahlung entgegenwirkt. Für Städte in höheren Breiten gilt zusätzlich, dass die Albedo der urbanen Materialien im Mittel niedriger ist als die der natürlichen, was wiederum eine höhere Absorption in der Stadt impliziert (Oke, 1978). Dies führt ebenfalls zu einer Erwärmung der Stadt im Vergleich zu ihrem Umland.

Die Strahlungsbilanzen Q^* (siehe Gleichung 2.1) von urbanen und nicht-urbanen Gebieten unterscheiden sich somit kaum, da die erhöhte langwellige atmosphärische Gegenstrahlung in etwa die verringerte kurzwellige Einstrahlung kompensiert.

Die Auslösung von Konvektion erfordert eine relativ hohe bodennahe Temperatur (und Feuchte). Für die Wolkenbildung ist zudem ein ausreichendes Angebot an Kondensationskernen notwendig. Wie man aus den bisher diskutierten Eigenschaften der Stadt ersehen kann, erfüllen die Grenzschicht und die Atmosphäre über der Stadt diese Voraussetzungen häufig besser als die der ländlichen Umgebung. In St. Louis zum Beispiel war im Zeitraum von 1949 bis 1968 die mittlere sommerliche Niederschlagsrate im Lee der Stadt im Vergleich zum sonstigen Umland und zur Stadt selbst erhöht (Oke (1978) und Referen-

zen hierin). Die örtliche Verschiebung ist eine Folge der Zeit, die der Transport in höhere Schichten der Atmosphäre benötigt.

Durch die Wärmespeicherung, den erhöhten fühlbaren Wärmefluss, die zusätzliche anthropogene Wärmefreisetzung und den verstärkten Treibhauseffekt ist die bodennahe Temperatur in der Stadt im Jahresmittel um 1-2 K höher als in ihrem Umland (Städtebauliche Klimafibel, 2008). Dieses Phänomen bezeichnet man als „urbane Wärmeinsel“. Es wird im folgenden Abschnitt (2.2) näher erläutert.

2.2. Die urbane Wärmeinsel

Die genaue Definition des Begriffs „urbane Wärmeinsel“ bezieht sich auf den Unterschied zwischen der bodennahen Temperatur einer Stadt und der Temperatur, die im Gebiet dieser Stadt herrschen würde, wenn dort keine Bebauung vorhanden wäre (Zimmermann, 1987). Somit ist eine direkte Messung der urbanen Wärmeinsel unmöglich (Oke, 1978). Deshalb wird in der Praxis die Temperaturdifferenz zwischen der Stadt und ihrem Umland bestimmt. Bei diesen Messungen muss jedoch berücksichtigt werden, dass der Standort der Messinstrumente außerhalb der Stadt möglichst ähnliche natürliche Eigenschaften haben sollte wie das Gelände der Stadt selbst. Dies bezieht sich unter anderem auf Exposition, Höhenlage und natürlichen Bewuchs. Außerdem sollte möglichst ausgeschlossen werden, dass der ländliche Messort selbst von der Stadt beeinflusst wird, also beispielsweise in ihrer Abluftfahne liegt und auf Grund dessen ebenfalls eine erhöhte Temperatur aufweist (Zimmermann, 1987) (Oke, 1978).

Wie bereits in Abschnitt 2.1 erwähnt ist der Effekt der urbanen Wärmeinsel auf verschiedene Ursachen zurückzuführen, zum Beispiel die erhöhte Wärmespeicherung in der Stadt, die Versiegelung des Bodens, den verstärkten Treibhauseffekt und die Freisetzung von zusätzlicher Energie durch menschliche Aktivitäten.

Die Ausprägung der urbanen Wärmeinsel hängt jedoch auch von der Wetterlage ab: Die größte Temperaturdifferenz zwischen Stadt und Umgebung wird bei windschwachem und wolkenlosem Wetter erreicht (Oke, 1978), also beispielsweise während einer Hochdrucklage. Die Temperaturen in der Stadt und ihrem Umland, die sich einstellen, wenn solch „ideale“ Bedingungen andauern, sind in Abbildung 2.2 dargestellt. In Teil c) sind qualitativ die Temperaturverläufe in der Stadt und auf dem Land gezeigt. Durch die erhöhte Wärmespeicherung in der Stadt sinkt die Temperatur dort nach Sonnenuntergang langsamer als im Umland und es bleibt die ganze Nacht über wärmer. In Abbildung 2.2 d) sind die korrespondierenden Abkühlungs- und Erwärmungsraten zu sehen. Das Land kühlt am Abend stärker ab als die Stadt, am Morgen erwärmt es sich jedoch auch schneller. Die Intensität der urbanen Wärmeinsel ΔT_{u-r} (Abbildung 2.2 e), u=urban, r=rural) erreicht somit ihren höchsten Wert in den Stunden nach Sonnenuntergang.

Die Intensität der Wärmeinsel ist stark abhängig von der Größe der Stadt bzw. ihrer Einwohnerzahl. Oke (1978) zeigt, dass unter den bereits erwähnten „idealen“ Wetterbedingungen ein deutlicher Zusammen-

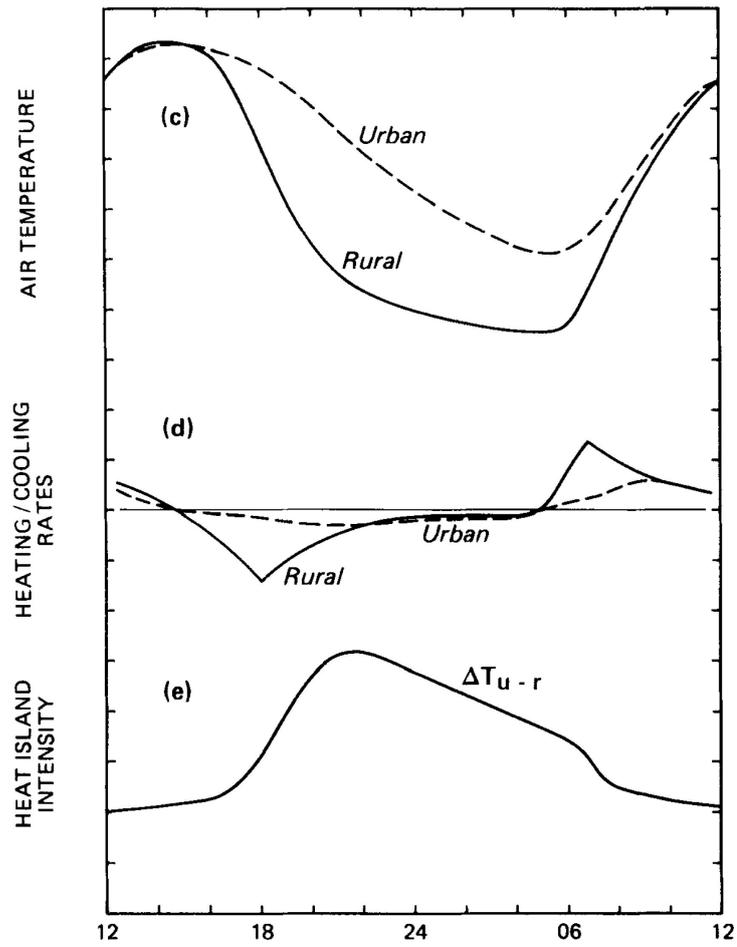


Abb. 2.2.: Zeitlicher Verlauf der Ausprägung der urbanen Wärmeinsel (aus Oke (1982)).

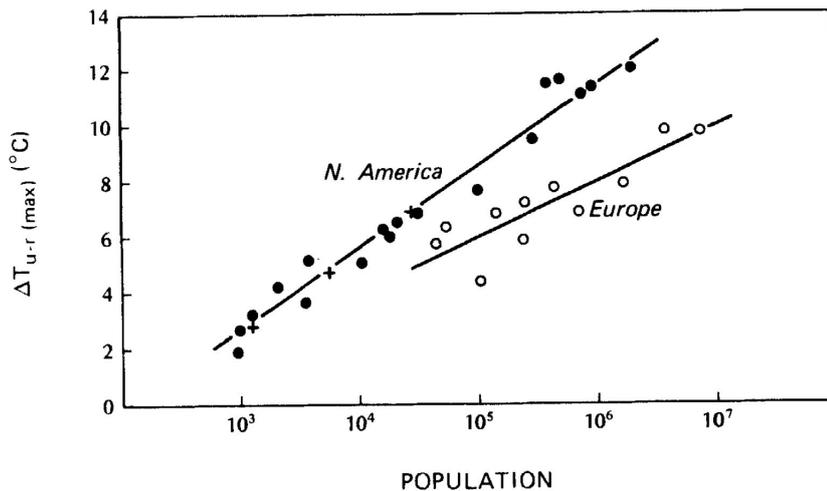


Abb. 2.3.: Zusammenhang zwischen maximaler Intensität der urbanen Wärmeinsel (in °C) und Einwohnerzahl einer Stadt (aus Oke (1982)).

hang besteht zwischen dem Logarithmus der Einwohnerzahl und der maximalen Intensität der urbanen Wärmeinsel $\Delta T_{u-r(max)}$ (Abbildung 2.3).

Von einem mehr physikalischen Standpunkt aus betrachtet muss die Intensität der urbanen Wärmeinsel ebenfalls stark von der Geometrie der Stadt abhängen. Diese kann zum Beispiel ausgedrückt werden durch das Verhältnis der Höhe zur Breite der Straßenschluchten (H/W) im Zentrum der Stadt (Oke, 1978). Der Zusammenhang zwischen $\Delta T_{u-r(max)}$ und H/W ist unabhängig davon, auf welchem Kontinent die jeweiligen Städte liegen (Abbildung 2.4), im Gegensatz zum Zusammenhang zwischen Einwohnerzahl und $\Delta T_{u-r(max)}$ (Abbildung 2.3).

2.3. Die anthropogene Wärmefreisetzung

Bei bisherigen Untersuchungen der urbanen Wärmeinsel wurde die anthropogene Freisetzung von Wärme durch Heizung, Kraftfahrzeuge und Fabriken häufig vernachlässigt, weil man ihren Beitrag als sehr gering einschätzte. Neuere Erkenntnisse zeigen jedoch, dass dieser zusätzliche Wärmeeintrag in Städten vor allem nachts und im Winter nicht vernachlässigbar ist (Sailor und Lu (2004) und Referenzen hierin) (Martilli, 2007). Auch Oke (1978) berücksichtigte ihn in seiner Energiebilanzgleichung einer Stadt (Gleichung 2.1). Sailor und Fan (2004) schätzen, dass bei ihrem Vergleich von Modell- und Messdaten der städtischen Temperatur rund 30-50 % des gesamten Fehlers auf die nicht berücksichtigte anthropogene Wärmefreisetzung zurückzuführen sind.

Im vierten Bericht des „Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)“ aus dem Jahr 2007 wird der globale totale anthropogene Wärmefluss auf 0.03 W/m^2 geschätzt. Umgerechnet auf die städtischen Flächen (0.046 % der Erdoberfläche) ergibt sich dort ein mittlerer lokaler Energiefluss von 65 W/m^2 (Forster et al. (2007) und Referenzen hierin).

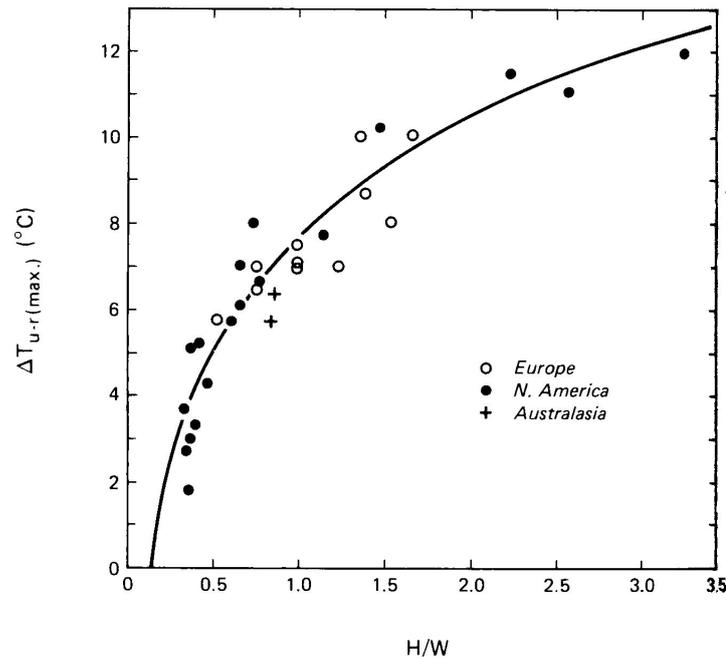


Abb. 2.4.: Zusammenhang zwischen der maximalen Intensität der urbanen Wärmeinsel (in °C bzw. K) und dem Verhältnis von Höhe zu Breite der Straßenschluchten (H/W) im Zentrum verschiedener Städte (aus Oke (1978)).

In manchen Städten wird dieser Mittelwert jedoch (zumindest zeitweise) weit überschritten. So beträgt die anthropogene Wärmefreisetzung Q_F in Tokio tagsüber rund 400 W/m^2 und kann im Winter sogar bis zu 1590 W/m^2 erreichen (Ichinose et al., 1999). Der Term Q_F kann also in der gleichen Größenordnung wie die anderen Terme der Energiebilanzgleichung liegen (Oke, 1978) bzw. deren Werte weit übersteigen.

Aus den genannten Zahlenwerten folgt, dass der anthropogene Wärmeeintrag auf globaler Skala vermutlich kaum Auswirkungen hat, lokal jedoch zu Klimaveränderungen in Städten und deren Umland beitragen kann. Aus diesem Grund wird in der vorliegenden Arbeit genauer auf ihn eingegangen.

Prinzipiell werden in der Literatur zwei Methoden beschrieben, um die Größe des anthropogenen Wärmeeintrags zu ermitteln.

- 1.) Die erste Möglichkeit sind Messungen der Energiebilanz einer Stadt (Pigeon et al., 2007). Geht man von Gleichung 2.1 aus, so müsste man die Flüsse fühlbarer und latenter Wärme, die Strahlungsbilanz, den Speicher- und den Advektionsterm ermitteln, um als Restglied Q_F zu erhalten. Der Speicherterm ΔQ_S wird im Mittel jedoch sehr klein, wenn man Zeiträume von 24 Stunden oder mehr betrachtet (Pigeon et al., 2007) und muss auf Grund dessen nicht berücksichtigt werden. Ebenso kann man in Abwesenheit starker horizontaler Gradienten von Temperatur und Feuchte den Advektionsterm ΔQ_A vernachlässigen (Pigeon et al., 2007) (Oke, 1978). Zu bestimmen blei-

ben somit die Strahlungsbilanz Q^* und die Flüsse latenter und fühlbarer Wärme Q_E bzw. Q_H (siehe Gleichung 2.1). Die beiden letzteren können zum Beispiel mit der Eddy-Kovarianz-Methode gemessen werden.

Ein Nachteil einer derartigen Bestimmung von Q_F liegt darin, dass alle eventuellen Messfehler sich auf den Wert des anthropogenen Wärmeeintrags auswirken, da er als Restglied aus einer Bilanzgleichung bestimmt wird. Zum Beispiel tritt hier auch das bekannte Problem der nicht geschlossenen Energiebilanz vor allem in den Monaten Mai, Juni und Juli auf, wenn die Eddy-Kovarianz-Methode verwendet wird (Pigeon et al. (2007) und Referenzen hierin). Zudem ist die Gültigkeit des aus der Energiebilanz bestimmten Wertes für Q_F lokal sehr beschränkt, da die Energiebilanzmessungen nur für ein Gebiet von maximal einigen 100 m um den Messmast repräsentativ sind. Die zeitliche Auflösung dieser Methode ist mit einer Stunde hingegen sehr hoch.

- 2.) Die zweite Möglichkeit, Q_F zu bestimmen, ist eine Abschätzung aus Energieverbrauchsdaten (Sailor und Lu, 2004) (Pigeon et al., 2007). Diese Methode beruht auf der Annahme, dass das Endstadium aller verbrauchten Energie Wärme ist. Zusätzlich geht sie davon aus, dass es keine zeitliche Verzögerung zwischen Energieverbrauch und Freiwerden der Wärme gibt (Pigeon et al. (2007) und Referenzen hierin). Angewandt wurde diese Methode zum Beispiel von Pigeon et al. (2007) für Toulouse (Frankreich) und von Sailor und Lu (2004) allgemeiner für große Städte in den Vereinigten Staaten.

Für diese Abschätzung von Q_F werden zeitlich und räumlich möglichst hochaufgelöste Daten des Energieverbrauchs und der Bevölkerungs- oder Bebauungsdichte benötigt. Die Berechnung des anthropogenen Wärmeeintrags hieraus kann beliebig kompliziert erfolgen, u.a. natürlich abhängig von der räumlichen und zeitlichen Auflösung der vorhandenen Daten. Für Toulouse war die sich ergebende räumliche Auflösung von Q_F mit etwa 100 m relativ hoch (Pigeon et al., 2007).

Pigeon et al. (2007) unterteilten die anthropogenen Energiequellen in die Emissionen durch Verkehr (Q_{FT}) und den Verbrauch von Elektrizität und Gas am festen Ort (Q_{FB}). Der letztgenannte Term enthielt beispielsweise den Energieverbrauch durch Heizung bzw. Kühlung von Gebäuden. Die vom menschlichen Körper durch den Stoffwechsel freigesetzte Wärme ist im Verhältnis zu den beiden genannten Termen sehr gering (maximal etwa 2 W/m^2) und wurde deshalb von Pigeon et al. (2007) nicht berücksichtigt. Sailor und Lu (2004) bezogen sie jedoch mit ein, unter anderem, weil sie relativ einfach aus der Bevölkerungsdichte zu berechnen ist.

Bei Sailor und Lu (2004) änderte sich die Bevölkerungsdichte einer Stadt im Lauf eines Tages, wenn die Menschen tagsüber im Stadtzentrum arbeiten, abends jedoch in die Vororte oder auf das Land zurückkehren.

Pigeon et al. (2007) berücksichtigten noch, dass 10 % der gesamten bei der Verbrennung von Gas frei werdenden Energie in latente Wärme übergehen.

Auch diese Möglichkeit der Berechnung des anthropogenen Wärmeeintrags hat Nachteile. So ist es unmöglich, Daten von allen vorhandenen Energiequellen zu erhalten. Tendenziell wird also ein auf diese Weise abgeschätztes Q_F zu niedrig sein. Zudem kann man die Annahme in Frage stellen, dass die verbrauchte Energie instantan und lokal in Wärme übergeht.

Beide genannten Methoden zur Bestimmung von Q_F wurden von Pigeon et al. (2007) für Toulouse angewendet. Die Autoren führten im Zeitraum von Februar 2004 bis März 2005 Messungen der Energiebilanz und zwei verschiedene Abschätzungen von Q_F aus den Energieverbrauchsdaten durch. Eine der Abschätzungen erfolgte auf der Skala des Stadtgebiets, die andere für die nähere Umgebung des Mastes, mit dem die Energiebilanz gemessen wurde. Dieser Messmast befand sich im Innenstadtbereich von Toulouse, also in einem relativ dicht besiedelten Gebiet. Das Ergebnis der erstgenannten gröberskaligen Abschätzung ist zum Beispiel für die Anwendung in einem meteorologischen Modell geeignet, das mit Gitterweiten größer oder gleich 1 km rechnet und somit kleinräumigere Strukturen von Q_F ohnehin nicht erfassen kann. Die zweite, lokale Schätzung für Q_F wurde durchgeführt, um das Ergebnis direkt mit dem der Energiebilanzmessung vergleichen zu können. Dies war das Hauptziel der Studie von Pigeon et al. (2007). In deren Verlauf wurden die Daten zusätzlich noch mit Ergebnissen aus Simulationen des anthropogenen Wärmeeintrags verglichen (Pigeon et al., 2006).

Im Folgenden werden zunächst die Resultate dieses Vergleichs der beiden Methoden dargestellt.

Aus der Messung der Energiebilanzglieder ergab sich folgende Relation zwischen Q_F (in W/m^2) und der Tagesmitteltemperatur T , sofern diese unterhalb der sogenannten kritischen Temperatur $T_c = 15^\circ C$ liegt:

$$Q_F(T) = 6.8(T_c - T) + 12 \quad [2.2]$$

Dies stimmt überein mit der Überlegung, dass mehr geheizt wird, wenn die Außentemperaturen niedriger sind. Für Tagesmitteltemperaturen größer als T_c war der anthropogene Wärmeeintrag unabhängig von dieser und betrug im Mittel $16 W/m^2$. Dies ist auch nachvollziehbar, da an warmen Sommertagen überhaupt nicht geheizt werden muss und Q_F sich nur aus dem sonstigen Verbrauch von Elektrizität und Gas (z.B. zum Kochen) und der Wärmefreisetzung durch den Verkehr zusammensetzt. Die für Q_F aus den Energiebilanzmessungen berechneten Werte lagen somit meist zwischen 5 und $150 W/m^2$, je nach Jahreszeit.

Aus der lokalen Abschätzung aus Energieverbrauchsdaten ergab sich ein über das Jahr hinweg fast konstanter Anteil des Verkehrs an Q_F von rund $9 W/m^2$. Der Beitrag durch den Elektrizitätsverbrauch schwankte zwischen $30 W/m^2$ im Winter und $20 W/m^2$ im Sommer. Der Gasverbrauch trug im Winter $30 W/m^2$ zu Q_F bei, im Sommer weniger als $5 W/m^2$. Insgesamt summierten sich die beschriebenen einzelnen Beiträge in der Innenstadt von Toulouse zu einem Q_F von 60 bis $90 W/m^2$ im Winter und rund $30 W/m^2$ im Sommer.

Vergleicht man die Werte des anthropogenen Wärmeeintrags aus den beiden Methoden, so findet man in den Wintermonaten eine gute Übereinstimmung. Von Mai bis August jedoch liegt die Abschätzung aus den Energieverbrauchsdaten mit $30 W/m^2$ deutlich höher als das Ergebnis aus der Messung der Energiebilanzglieder ($15 W/m^2$). Eine mögliche Erklärung hierfür ist die bereits erwähnte Nicht-Geschlossenheit

der Energiebilanz bei Verwendung der Eddy-Kovarianz-Methode (Pigeon et al., 2007). Besonders bei starker Sonneneinstrahlung im Sommer werden hierbei die Flüsse fühlbarer und latenter Wärme unterschätzt, was zu einem ebenfalls zu geringen Wert für Q_F führt (vgl. Gleichung 2.1).

Die Werte für Q_F aus der Abschätzung des Energieverbrauchs auf der Skala des Stadtgebiets sind im Mittel etwas geringer als die für das Gebiet um den Messmast im Zentrum von Toulouse. Für die Sommermonate Juni, Juli und August ergaben sich Werte zwischen 5 und 25 W/m² in der Innenstadt von Toulouse, in den weniger dicht bebauten Vororten waren es meist weniger als 5 W/m². Das Sommermittel über die gesamte Agglomeration betrug knapp 8 W/m². Im Winter (Dezember, Januar und Februar) erreichte Q_F in der Innenstadt Maximalwerte von rund 100 W/m², in den Vororten lag der Wert bei 5 bis 25 W/m². Das Wintermittel über die gesamte Agglomeration ergab sich hieraus zu gut 17 W/m².

In dieser Diplomarbeit wird Q_F nach der zweitgenannten Methode bestimmt, indem Daten der Bevölkerungsdichte und des Energieverbrauchs kombiniert werden. Die mit der erstgenannten Methode bestimmte anthropogene Wärmefreisetzung wäre für die relativ grobe Gitterauflösung des meteorologischen Modells (7 bzw. 2.8 km) nicht geeignet, weil die Ergebnisse jeder verwendeten Messstation nur für ein Gebiet mit maximal einigen 100 m Radius repräsentativ sind (Pigeon et al., 2007). Somit müssten sehr viele solcher mit relativ hohen Kosten verbundenen Energiebilanzmessungen erfolgen.

Die im Rahmen dieser Diplomarbeit berechneten Werte werden mit den von Pigeon et al. (2007) ermittelten verglichen und hierdurch überprüft.

3. Klimamodellierung und Bodenmodelle

Dieses Kapitel gibt eine kurze Einführung in die Theorie der regionalen Klimamodellierung und die verwendeten Boden- und Landnutzungsmodelle. Besonders wird auf das in dieser Diplomarbeit benutzte COSMO-Modell des Deutschen Wetterdienstes (DWD) und das hieran gekoppelte Bodenmodell TERRA_LM eingegangen. Da die vorliegende Arbeit die Repräsentation der Städte in COSMO verbessern soll, wird die bisherige Berücksichtigung von bebauten Gebieten genauer dargestellt.

3.1. Regionale Klimasimulationen und COSMO-CLM

Seit Ende der 1980er Jahre gibt es nicht nur globale, sondern auch regionale Klimamodelle bzw. -simulationen (Meissner (2008) und Referenzen hierin). Die regionalen Modelle haben mit momentan rund 10 bis 50 km eine höhere horizontale Auflösung als die globalen sogenannten „General Circulation Models (GCMs)“ mit Gitterweiten von mehreren 100 km. Für eine regionale (Klima-)Simulation muss man beide Modellarten kombinieren. Zunächst wird mit einem GCM eine globale Simulation durchgeführt. Dies wäre mit der hohen Auflösung eines regionalen Modells im Moment auf Grund der beschränkten Großrechnerleistungen nicht möglich. Für die Rechnung mit dem regionalen Modell wird ein kleineres Gebiet gewählt, wobei als Anfangs- und Randbedingungen Werte aus der globalen Simulation benötigt werden. Die Anpassung an den seitlichen Rändern des Modellgebiets geschieht meist alle 3 oder 6 Stunden.

Aus GCM-Simulationen erhält man relativ verlässliche Aussagen beispielsweise über die zukünftige Entwicklung der globalen Mitteltemperatur. Auch in welchen Klimazonen und großräumigen Gebieten sich meteorologische Größen wie Niederschlag und Temperatur verändern werden, ist aus diesen Rechnungen ableitbar. Höher aufgelöste Klimasimulationen sind notwendig, um die Prognose auf eine regionale Skala verfeinern zu können. Hierdurch könnten beispielsweise für Regionen mit prognostizierter Niederschlagsabnahme rechtzeitig geeignete Maßnahmen in Bezug auf Wasserspeicherung oder Umstellung der Landwirtschaft ergriffen werden.

Das hier verwendete Klimamodell COSMO-CLM entstand aus dem regionalen Wettervorhersagemodell COSMO-LM (Lokal-Modell) des Deutschen Wetterdienstes (COSMO = Consortium for Small-scale Modelling). Der Code beider Versionen ist mittlerweile identisch und es kann durch Schalter eingestellt werden, ob das Modell im Wettervorhersage- oder Klimamodus betrieben werden soll. Ein Vorteil hiervon ist, dass das Klima- zusammen mit dem Wettermodell weiterentwickelt wird. Ein Unterschied zwischen den beiden Modi besteht in den Dateinamen. Im Wettermodus heißen die Ausgabedateien meist

nach der seit dem Start der Simulation vergangenen Zeit, im Klimamodus enthalten sie das jeweilige Datum. Zudem werden im Wettermodus die im Lauf eines Jahres variierenden externen Parameter wie Pflanzenbedeckungsgrad oder Blattflächenindex über den meist kurzen Vorhersagezeitraum als konstant angenommen und deshalb nur einmal initialisiert. Hingegen müssen bei Klimarechnungen in jeder Randwertedatei die aktuellen Werte dieser Parameter vorhanden sein.

COSMO ist ein nicht-hydrostatisches Modell, das also die hydrostatische Approximation nicht verwendet (Adrian und Frühwald, 2002). Unter dieser Voraussetzung kann die Vertikalgeschwindigkeit realistischer berechnet werden und die horizontale Gitterweite ist im Prinzip nicht nach unten beschränkt. Allerdings filtert die hydrostatische Approximation zum Beispiel Schallwellen aus den Gleichungen heraus (Beheng, 2006), die in COSMO jedoch berücksichtigt werden müssen. Der verwendete Zeitschritt muss deshalb relativ klein sein, was die Rechenzeit insgesamt erhöht. Durch die realistischere Vertikalgeschwindigkeit werden zum Beispiel hochreichende Konvektion oder die Überströmung von Gebirgen besser berechnet. Dieser Vorteil äußert sich allerdings erst auf Skalen kleiner als 10 km und wurde bisher noch nicht detailliert untersucht, beispielsweise durch den Vergleich eines hydrostatischen mit einem nicht-hydrostatischen Modell (Meissner (2008) und Referenzen hierin).

Es wird ein rotiertes Koordinatensystem verwendet, da Kugelkoordinaten im Bereich der Pole nicht definiert sind (Steppeler et al., 2002). Aus diesem Grund legt man üblicherweise den Schnittpunkt zwischen Nullmeridian und Äquator in die Mitte des verwendeten Modellgebiets. Bei den Rechnungen im Rahmen dieser Diplomarbeit befand sich der Nordpol bei 40° nördlicher Breite und 170° westlicher Länge.

Auf Grund des nicht-hydrostatischen Charakters des Modellkerns ist die Berechnung des Drucks prognostisch. Seine Verwendung als Vertikalkoordinate würde durch diese Zeitabhängigkeit relativ kompliziert, weshalb stattdessen ein geländefolgendes Koordinatensystem verwendet wird (Steppeler et al. (2002) und Referenzen hierin).

3.2. Theorie der Boden- und Landoberflächenmodelle

Jedes atmosphärische Modell benötigt eine untere Randbedingung. Diese ergibt sich über Landoberflächen aus einem sogenannten SVAT(Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer)-Modul. Die verwendeten SVAT-Module können in Bezug auf ihre Komplexität sehr stark differieren. So gibt es die Bodenmodelle der GCMs, die die physikalischen Prozesse im Boden meist nur sehr vereinfacht darstellen. Da diese großskaligen atmosphärischen Modelle auf einer globalen Skala rechnen, ist die Zeit beschränkt, die für die Berechnung der unteren Randbedingung verwendet werden kann (Braun und Schädler, 2005). Auf der anderen Seite existieren jedoch auch hochentwickelte physikalische Bodenmodelle. Die Komplexität der in mesoskaligen atmosphärischen Modellen verwendeten Schemata liegt meist dazwischen (Braun und Schädler, 2005). Sie stellen somit einen Kompromiss zwischen der benötigten Rechenzeit und einer möglichst guten Repräsentation der physikalischen Prozesse dar (Adrian, 1996).

In den Bodenmodellen der mesoskaligen atmosphärischen Modelle werden die Austauschvorgänge zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre durch Bilanzgleichungen von Impuls, Wasser und Energie be-

schrieben. Die einzelnen Flüsse können in Form von Widerstandsbeziehungen dargestellt werden, wie zum Beispiel auch in den beiden weiter unten beschriebenen Bodenmodellen VEG3D und TERRA. Als Widerstand wird in diesem Fall (wie in der Elektrodynamik) der Proportionalitätsfaktor zwischen einem Fluss und einer „Potentialdifferenz“ bezeichnet, wenn er auf der Seite der Differenz steht. Ein Beispiel für einen Widerstand wäre also der Faktor, der die Beziehung zwischen dem fühlbaren Wärmefluss und der Differenz der potentiellen Temperatur zwischen zwei Punkten beschreibt. Ein solcher Widerstand ist von vielen Parametern und Größen abhängig, unter anderem auch vom Abstand der beiden Punkte. Sein inverser Wert wird als Leitfähigkeit bezeichnet.

Die untere Randbedingung hat großen Einfluss auf die Berechnung des Zustands der atmosphärischen Grenzschicht (Adrian, 1996), zum Beispiel der Stabilität der Schichtung. Somit ist sie vor allem in regionalen atmosphärischen Modellen wichtig, die auch die Grenzschicht richtig beschreiben sollen. Beispielsweise sind die Beschaffenheit und der aktuelle Zustand des Bodens und der Vegetation entscheidend für die Aufteilung der am Erdboden ankommenden Strahlungsenergie in die Flüsse fühlbarer und latenter Wärme und den Bodenwärmestrom. Im Boden spielen dabei beispielsweise seine Wärmeleitfähigkeit und -kapazität, Dichte, Temperaturleitfähigkeit, Wassergehalt, hydraulische Leitfähigkeit und Feldkapazität eine Rolle (Adrian, 1996). Welcher der beiden Faktoren Boden und Vegetation größere Bedeutung hat und also in den Modellen genauer berücksichtigt werden sollte, wird kontrovers diskutiert (Braun und Schädler (2005) und Referenzen hierin). Da jedoch der Boden zum Beispiel über die Bodenfeuchte auch die Vegetation beeinflusst, handelt es sich bei ihm vermutlich um den wichtigeren Faktor. Bei relativ trockenem Boden (nahe dem sogenannten Welkepunkt) ist es wichtiger, die Vegetation mit einzubeziehen, als bei hoher Bodenfeuchte (Braun und Schädler (2005) und Referenzen hierin).

Allerdings gibt es noch andere Faktoren, die die Aufteilung der Energie in die verschiedenen Flüsse beeinflussen und somit ebenfalls im Bodenmodell berücksichtigt werden sollten (Adrian, 1996). Dies sind beispielsweise die Geländeform oder auch die Eigenschaften bzw. der Zustand der Erdoberfläche (Rauigkeit, Albedo, Feuchtigkeit).

Um für jeden atmosphärischen Gitterpunkt eines meteorologischen Modells die untere Randbedingung berechnen zu können, benötigt man für jeden einzelnen Punkt die jeweiligen Eingangsparameter, die zum Beispiel den Boden und die Vegetation beschreiben. Nicht für alle Regionen ist es einfach, diese Daten überhaupt zu erhalten. Auf der anderen Seite ist meist die Auflösung der meteorologischen Modelle noch zu niedrig, um die starke Heterogenität der Landoberflächen ausreichend erfassen zu können. Stehen höher aufgelöste Landnutzungsdaten als benötigt zur Verfügung, so stellt sich dann die Frage, wie man sie über die jeweilige Gitterbox mittelt, um einen repräsentativen Wert zu erhalten. Da der Zusammenhang zwischen den Parametern und den Flüssen nichtlinear ist, macht man vermutlich einen relativ großen Fehler, wenn man zunächst die Eingangsparameter über eine Box mittelt und mit Hilfe des gemittelten Wertes beispielsweise die Flüsse latenter und fühlbarer Wärme berechnet (Adrian, 1996). Erhöht man einfach die Auflösung im COSMO-Modell von 7 km auf 1 km, um unter anderem auch eine bessere Repräsentation der Variabilität der Landnutzung zu erreichen, so ist der Rechenzeitbedarf etwa 330 Mal so

groß (Ament und Simmer, 2006). Aus diesem Grund gibt es neuere Ansätze, die subskalige Variabilität besser zu repräsentieren, ohne dass die Rechenzeit stark zunimmt. Beispiele hierfür sind der sogenannte Mosaik- bzw. Tile-Ansatz (Ament und Simmer, 2006).

Die Bestimmung der unteren Randbedingung für ein atmosphärisches Modell mit Hilfe eines Bodenmodells ist ein Anfangswertproblem. Man muss einen Anfangszustand des Bodens (und, sofern man sie berücksichtigt, auch der Vegetation) annehmen. Von der Übereinstimmung dieser Annahme mit der Realität hängt sehr viel ab, da die Zeitskalen im Boden sehr viel größer sind als in der Atmosphäre. Bei einer Wettervorhersage werden meist nur wenige Tage simuliert, so dass sich der Zustand des Bodens zum Anfangszeitpunkt einer Simulation in ihrem Verlauf nicht stark verändert (Adrian, 1996). Diesem Initialzustand kommt also eine überaus große Bedeutung zu, und trotzdem gibt es kein Messnetz, das ausreichende Daten über den aktuellen Zustand des Bodens und der Vegetation zur Verfügung stellen könnte (Adrian, 1996).

Die meisten Landoberflächenmodelle müssten mindestens zwei Jahre simulieren, bis der Boden im Gleichgewicht ist und nur noch die erwarteten jahreszeitlichen Schwankungen aufweist (Meissner (2008) und Referenzen hierin). Bei Klimasimulationen lässt sich somit das Problem der Anfangswerte weitgehend beseitigen, indem man das Modell zwei bis drei Jahre vor der Zeit startet, die man eigentlich simulieren möchte. Meissner (2008) führte hochaufgelöste Sensitivitätsstudien mit COSMO-CLM durch. Bei einem Vergleich zweier Simulationen mit unterschiedlicher Initialisierung des Bodens hatte dieser nach zwei Jahren nahezu einen Gleichgewichtszustand erreicht. Nach drei Simulationsjahren war die Standardabweichung der mittleren bodennahen Temperatur und der mittleren Evaporation in beiden Simulationen gleich groß.

3.3. Das Bodenmodell TERRA_LM

Das regionale Modell COSMO des DWD verwendet für die operationelle Wettervorhersage das Bodenmodell TERRA_LM (Doms et al., 2005). Im Folgenden wird es der Einfachheit halber nur TERRA genannt. Es besteht aus einer variablen Anzahl von Bodenschichten. In der operationellen Anwendung werden für den Energieaustausch, also die Berechnungen der Bodentemperaturen, sieben aktive Schichten berücksichtigt, während es beim Wasserhaushalt nur sechs sind (Abbildung 3.1). Die untere Randbedingung für die Lösung der Temperaturgleichungen im Boden ist eine achte, inaktive Schicht (von 7.29 bis 21.87 m Tiefe), die immer die klimatologische Mitteltemperatur des jeweiligen Gitterpunktes hat. Für den Wasserhaushalt ist die untere Randbedingung, dass es an der Untergrenze der sechsten Schicht (in 2.43 m Tiefe) keinen kapillaren Wassertransport mehr gibt, sondern nur einen durch die Gravitation bedingten.

Die obere Randbedingung für die Berechnung der Temperatur der obersten Bodenschicht wird repräsentiert durch die Bilanz aus den Flüssen fühlbarer und latenter Wärme, der Strahlungsbilanz und zwei Termen, die die Energiefreisetzung beim Schmelzen von Schnee und Gefrieren von Regen berücksichti-

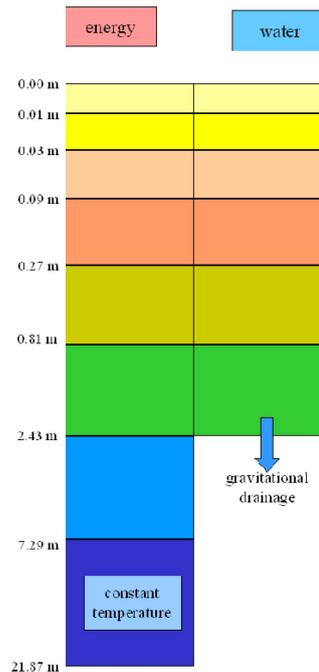


Abb. 3.1.: Zur operationellen Wettervorhersage mit COSMO verwendete Bodenschichten im Bodenmodell TERRA (Doms et al., 2005).

gen (siehe Gleichung 4.1).

Welche Bodenprozesse wie genau in TERRA berücksichtigt werden, kann in Doms et al. (2005) oder auch Meissner (2008) nachgelesen werden.

Im Folgenden soll TERRA kurz mit dem an KAMM (Karlsruher Atmosphärisches Mesoskaliges Modell) gekoppelten Bodenmodell VEG3D verglichen werden (Lenz, 1996). Ein ausführlicherer Vergleich findet sich bei Meissner (2008).

Ein wichtiger Unterschied besteht darin, dass VEG3D im Gegensatz zu TERRA eine explizite Vegetationsschicht besitzt. In TERRA werden die Flüsse aus den Temperatur- und Feuchtedifferenzen zwischen der Erdoberfläche und der untersten Atmosphärenschicht berechnet. Es wird also angenommen, dass die Vegetation die gleiche Temperatur wie die Erdoberfläche hat. In VEG3D befindet sich zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre ein sogenanntes „big leaf“. Dies ist eine Art großes Blatt, das dem direkten Austausch von Wärme, Impuls und Wasser zwischen Erdboden und Atmosphäre einen Widerstand entgegensetzt (Adrian, 1996) (Schädler, 1990). Diese Art Vegetationsschicht hat keine feste Dicke, besitzt im Gegensatz zur Vegetation in TERRA jedoch eine eigene Temperatur, Feuchte und Windgeschwindigkeit. Aus diesen Werten werden die korrespondierenden Flüsse zwischen Vegetation und Erdoberfläche bzw. Vegetation und Atmosphäre berechnet.

Ein weiterer Unterschied zwischen TERRA und VEG3D ist, dass in VEG3D die Bodenarten nicht nur horizontal, sondern auch vertikal variieren können (Meissner, 2008). VEG3D kennt außerdem 13 ver-

schiedene Bodenarten, TERRA nur fünf. Zusätzlich gibt es noch Eis, Wasser und Fels, die in beiden Modellen ähnlich behandelt werden (Meissner, 2008).

3.4. Beschreibung von Städten im operationellen COSMO-Modell

Die Information, ob an einem bestimmten Gitterpunkt eine Stadt liegt, geht ins COSMO-Modell bzw. in TERRA nur durch die externen Datensätze ein. Wie viele Städte überhaupt im Modellgebiet vorhanden sind bzw. durch wie viele Gitterpunkte sie repräsentiert sind, hängt stark von der horizontalen Auflösung des Modells ab. Je höher diese ist, umso besser kann man die räumliche Variabilität der Landnutzung und damit auch urbane Gebiete darstellen. In dieser Diplomarbeit wurden für einige Simulationen die vom DWD zur Verfügung gestellten Datensätze verwendet (Doms et al., 2005), meist jedoch mit dem Programm „Landdaten“ selbst erzeugte (siehe Abschnitt 4.3). Der Unterschied zwischen den beiden Datensätzen ist allerdings nicht groß, da die Eingangsdaten größtenteils die gleichen sind.

Im Folgenden werden die mit dem Programm *Landdaten* für das Modellgebiet mit der horizontalen Auflösung von 7 km erzeugten externen Eingangsdaten beschrieben. Der Schwerpunkt liegt hierbei auf der Art der Repräsentation von Städten in diesen Daten.

Das Programm *Landdaten* ordnet zunächst jedem Gitterpunkt eine geometrische Höhe, eine Bodenart und eine Landnutzung zu. Die Zuweisung verschiedener Werte für die anderen Parameter wie zum Beispiel Blattflächenindex (LAI = Leaf Area Index), Wurzeltiefe oder (vorläufige) Rauigkeitslänge z_o erfolgt auf Grund der Landnutzung. COSMO selbst kennt die Landnutzungsklassen nicht, sondern nur die erwähnten Parameter.

Durch die Gebäude und Straßenschluchten erwartet man für eine Stadt eine relativ hohe Rauigkeitslänge. Entspricht die Landnutzung eines bestimmten Gitterpunktes „urbanem Gebiet“, so erhält z_o den Wert 1 m. Derselbe Wert wird nur noch der Bodenbedeckung „Wald“ zugeordnet; die Rauigkeitslängen aller anderen Bodenbedeckungsarten sind geringer. Die Berechnung von z_o ist hiermit jedoch noch nicht abgeschlossen. Es wird eine zweite Komponente hinzuaddiert, die aus der subskaligen Variabilität der Orographie innerhalb der jeweiligen Gitterbox resultiert. In der Summe haben die Städte somit meist nicht die höchste endgültige Rauigkeitslänge und sind in der Darstellung von z_o im Modellgebiet nicht erkennbar (siehe Abbildung 3.2).

Der Pflanzenbedeckungsgrad beschreibt den relativen Anteil einer Gitterbox, der von Pflanzen bedeckt ist. Er variiert somit zwischen 0 und 1. Dieser Parameter wird im Modell benötigt, um die Evaporation des unbedeckten Bodens zu berechnen und um zu ermitteln, wieviel Wasser aus dem Niederschlag direkt in der Vegetationsschicht gespeichert wird, ohne vorher den Erdboden zu erreichen (Doms et al., 2005). Er ist in einer Stadt auf Grund der Versiegelung durch Gebäude und Straßen meist nicht hoch. Im externen Datensatz werden jeweils ein maximaler und ein minimaler Pflanzenbedeckungsgrad angegeben, die

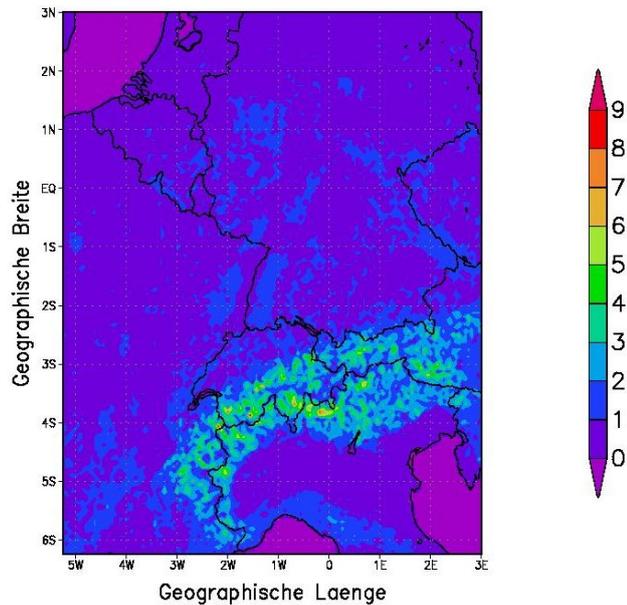


Abb. 3.2.: Rauigkeitslänge z_0 (in m) in dem vom Programm *Landdaten* erzeugten Datensatz. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

für Sommer bzw. Winter gelten. In der Darstellung des maximalen Bedeckungsgrads im Modellgebiet (Abbildung 3.3) erkennt man, dass die größeren Städte zusammen mit den höhergelegenen Gebieten der Alpen die niedrigsten Werte aufweisen. Auch der minimale Pflanzenbedeckungsgrad ist in Städten meist geringer als in ländlichen Gegenden (siehe Anhang).

Ein weiterer Parameter zur Beschreibung der Vegetation ist der Blattflächenindex (LAI = Leaf Area Index). Er gibt den Quotienten zwischen der Gesamtoberfläche aller Blätter einer Gitterbox und der Fläche der jeweiligen Gitterbox an. Mit seiner Hilfe kann die Transpiration der Pflanzen berechnet werden (Doms et al., 2005). Sein Maximalwert im Sommer variiert im hier verwendeten Modellgebiet zwischen 0 und etwa 4.5 (Abbildung 3.4). Analog zum maximalen Pflanzenbedeckungsgrad (Abbildung 3.3) erreicht auch der maximale Blattflächenindex in den größeren Städten und in Teilen der Alpen seine niedrigsten Werte.

Die Wurzeltiefe der Pflanzen bestimmt, aus welcher Bodentiefe noch Wasser an die Erdoberfläche gesogen und verdunstet werden kann. Somit hat auch sie Einfluss auf die Verdunstung und damit den latenten Wärmestrom. An der Verteilung der Werte für die Wurzeltiefe ist ebenfalls die Lage der größeren Städte im Modellgebiet erkennbar (Abbildung 3.5), allerdings nicht so deutlich wie beim maximalen Pflanzenbedeckungsgrad bzw. Blattflächenindex.

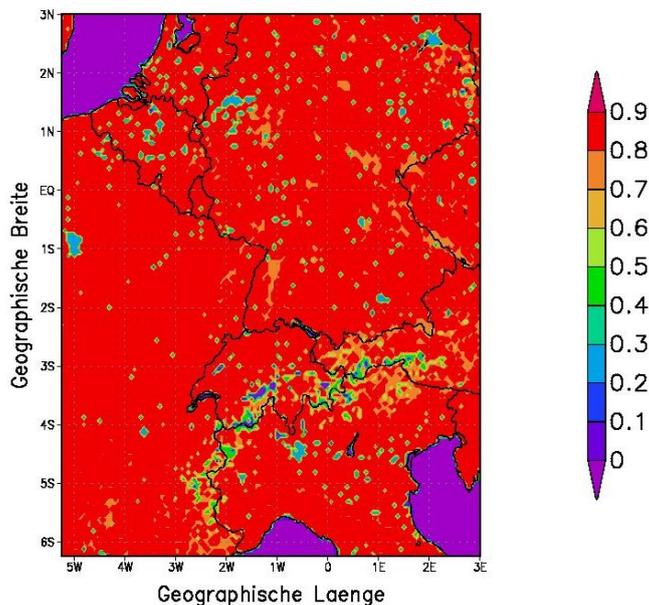


Abb. 3.3.: Maximaler Pflanzenbedeckungsgrad im vom Programm *Landdaten* erzeugten externen Datensatz. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

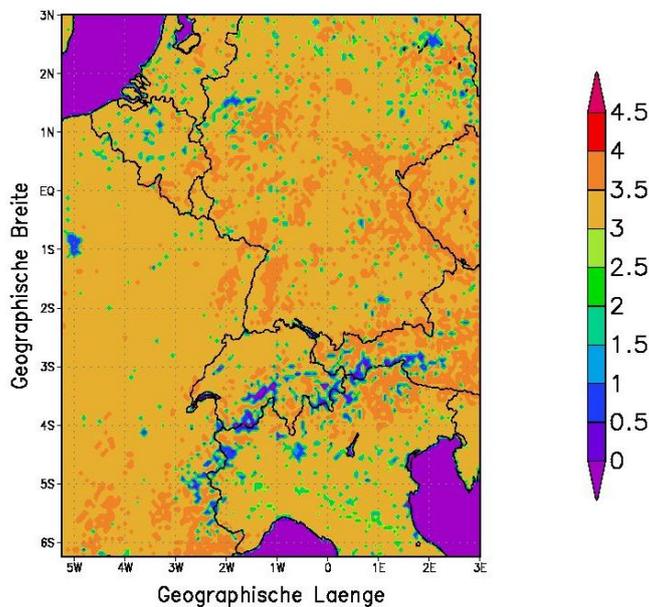


Abb. 3.4.: Maximaler Blattflächenindex im vom Programm *Landdaten* erzeugten externen Datensatz. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

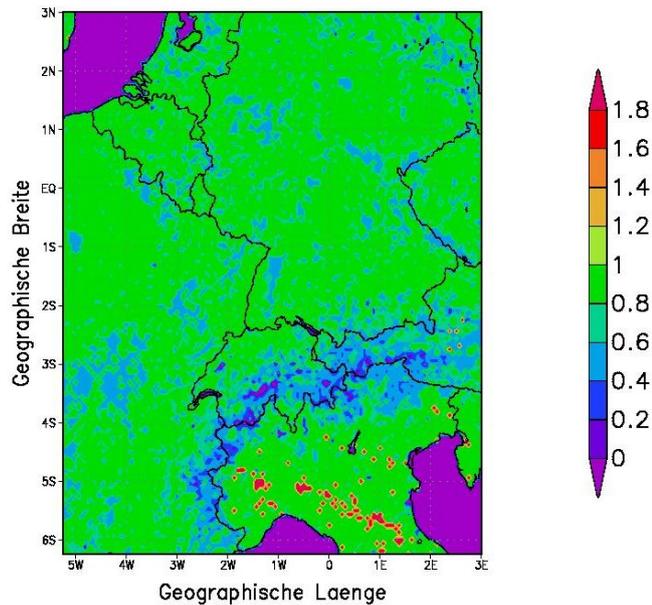


Abb. 3.5.: Wurzeltiefe (in m) im vom Programm *Landdaten* erzeugten externen Datensatz. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

In der Bodenart unterscheiden sich die Städte in COSMO nicht von ihrer Umgebung (siehe Anhang). Dies ist vermutlich auf die relativ große Gitterweite der einfließenden Bodendaten zurückzuführen (siehe auch Abschnitt 4.3). Wären sie in höherer Auflösung verfügbar, so könnten beispielsweise über die Wärmespeicherkapazität und Porosität die besseren Wärmespeicherungseigenschaften einer Stadt bzw. der Versiegelungsgrad repräsentiert werden.

Der Anteil urbaner Gitterpunkte in dem in dieser Diplomarbeit verwendeten Modellgebiet beträgt 2.86 % (497 Punkte).

Zusammenfassend kann man sagen, dass die Eigenschaften einer Stadt in COSMO am deutlichsten durch einen verringerten Pflanzenbedeckungsgrad und Blattflächenindex repräsentiert sind. In Kombination mit der geringeren Wurzeltiefe führt dies zu reduzierter Evapotranspiration und somit zu einem erhöhten fühlbaren Wärmefluss an urbanen Gitterpunkten. Die Rauigkeitslänge erhält über Städten einen relativ hohen Wert. Dies wird allerdings durch die Berücksichtigung der subskaligen Variabilität der Orographie weitgehend überlagert. In der Bodenart besteht an den urbanen Gitterpunkten kein Unterschied zu ruralen.

4. Einbau eines anthropogenen Wärmeeintrags in COSMO

Im folgenden Abschnitt wird zunächst die Idee des Einbaus eines anthropogenen Wärmeeintrags in COSMO erläutert. Im Anschluss daran wird kurz beschrieben, welche Veränderungen dazu in COSMO selbst, dem an COSMO gekoppelten Bodenmodell TERRA_LM und dem Prä-Präprozessor *Landdaten* notwendig waren.

4.1. Die prinzipielle Idee

Die Freisetzung von Wärme durch Verkehr, Heizung und Industrie in Städten wirkt sich auf die Energiebilanz der Erdoberfläche aus, da sie größtenteils bodennah erfolgt.

Im verwendeten Bodenmodell TERRA wird der Bodenwärmestrom als Residuum aus den anderen Gliedern der Energiebilanz berechnet. Dies entspricht einer Energiebilanzgleichung für die Erdoberfläche. Sie lautet

$$G = H + L + Q + G_p + G_{snow,melt} \quad [4.1]$$

mit dem Bodenwärmestrom G , den Flüssen fühlbarer und latenter Wärme (H bzw. L), der Strahlungsbilanz Q und den zwei Termen G_p und $G_{snow,melt}$, die die Freisetzung bzw. den Verbrauch von Energie durch Gefrieren und Schmelzen von Regen bzw. Schnee an der Erdoberfläche repräsentieren.

Die Terme auf der rechten Seite der Gleichung 4.1 sind positiv, wenn sie zur Erdoberfläche hin gerichtet sind, negativ von ihr weg. Die Definitionsrichtung des Bodenwärmestroms ist folglich andersherum.

Die Energiebilanzgleichung 4.1 wurde in dieser Diplomarbeit um den anthropogenen Wärmeeintrag Q_F erweitert und lautet nun:

$$G = H + L + Q + G_p + G_{snow,melt} + Q_F \quad [4.2]$$

Diese Veränderung wirkt sich zuerst auf die Bodentemperaturen aus. In TERRA wird die folgende Wärmeleitungsgleichung zur Berechnung der Temperaturen der verschiedenen Bodenschichten verwendet (Doms et al., 2005):

$$\frac{\partial T_{so}}{\partial t} = \frac{1}{\rho c} \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T_{so}}{\partial z} \right) \quad [4.3]$$

mit der Bodentemperatur der jeweiligen Schicht T_{so} , der Dichte ρ , der Wärmekapazität c und der Wärmeleitfähigkeit λ .

Für diese Temperaturen stellt der vorher berechnete Bodenwärmestrom G (siehe Gleichung 4.2) die obere Randbedingung dar, so dass Gleichung 4.3 diskretisiert für die oberste Bodenschicht lautet (Doms et al., 2005):

$$\left(\frac{\partial T_{so}}{\partial t} \right)_{k=1} = \frac{1}{\rho c \Delta z_1} \left[\lambda \frac{(T_{so})_{k=2} - (T_{so})_{k=1}}{z_{m,2} - z_{m,1}} + G \right] \quad [4.4]$$

Hierin ist k die Nummer der Bodenschicht, wobei $k = 1$ die oberste Schicht darstellt, und z_m repräsentiert die Tiefe der Mitte der jeweiligen Schicht (hier 1 oder 2).

An Gleichung 4.4 erkennt man, dass eine Zunahme des Wertes von G auf Grund des nichtnegativen Terms Q_F zu einer Temperaturerhöhung in der obersten Bodenschicht führen muss (siehe Gleichung 4.2). Diese Erwärmung sollte sich ausbreiten und auch bald in den tieferen Boden- bzw. unteren Atmosphärenschichten erkennbar sein.

Da sich je nach Besiedelungsdichte ein größerer oder kleinerer Wert für Q_F ergibt, erwartet man, dass es in den Städten durch den größeren anthropogenen Wärmeeintrag zu einer stärkeren Temperaturerhöhung als auf dem Land kommt.

In der endgültigen Version von COSMO mit Berücksichtigung des anthropogenen Wärmeeintrags wird zur besseren Abgrenzung der Städte zudem Q_F nur dann berechnet und miteinbezogen, wenn die Landnutzung des jeweiligen Gitterpunktes im verwendeten Datensatz (siehe Abschnitt 4.3) den Wert für „urbanes Gebiet“ besitzt.

Der zusätzliche Term Q_F für Gleichung 4.2 wird in COSMO für jeden Gitterpunkt als Produkt aus der dortigen Bevölkerungsdichte und dem Energieverbrauch pro Kopf berechnet. Dieser Ansatz folgt den Vorschlägen von Pigeon et al. (2007) und Sailor und Lu (2004), die den anthropogenen Wärmeeintrag auf sehr ähnliche Weise berechnet haben (siehe Abschnitt 2.3).

Die Bevölkerungsdichte in der Einheit Ew/km^2 ist auf einem Gitter mit einer Auflösung von rund 1 km vorhanden und wurde mit Hilfe des in Abschnitt 4.3 beschriebenen Prä-Präprozessors *Landdaten* auf das in COSMO verwendete Gitter interpoliert. Diese Daten stammen aus den Projekten „Gridded Population of the World (GPWv3)“ und „Global Rural-Urban Mapping Project (GRUMP)“ des „Socioeconomic Data and Applications Center (SEDAC)“ im „Center for International Earth Science Information Network (CIESIN)“ an der Columbia University (New York, USA) (CIESIN, 2008).

Der Energieverbrauch pro Kopf liegt als Mittelwert über Deutschland und in monatlicher Auflösung vor. Hierzu wurden Daten des Energieverbrauchs und der Bevölkerung ganz Deutschlands vom Europäischen Datenservice des Statistischen Bundesamtes über den Zeitraum von September 2004 bis August 2007 gemittelt (Statistisches Bundesamt, 2008). Für eine noch realistischere Darstellung des anthropogenen Wärmeeintrags könnte an Stelle des gemittelten Verbrauchs der Wert des gerade simulierten Monats verwendet werden, sofern die benötigten Daten vorhanden sind. Da sich die Verbrauchsdaten von Jahr zu Jahr jedoch nicht wesentlich unterscheiden und auch nicht für jedes Jahr sämtliche Daten im Internet zugänglich sind, wurde in dieser Arbeit hierauf verzichtet. Bei einer eventuellen Verwendung des anthropogenen Wärmeeintrags in Klimäläufen kann die Änderung des Energieverbrauchs von Jahr zu Jahr eine

Rolle spielen und sollte berücksichtigt werden.

Die monatlichen Energieverbrauchsdaten liegen in der Einheit „toe“ vor (Tonnen Öleinheiten). Diese Werte wurden zunächst in Joule (J) und schließlich in Watt ($W=J/s$) umgerechnet. Nach Division durch die Gesamtbevölkerung Deutschlands im jeweils betrachteten Jahr ergab sich der mittlere Energieverbrauch pro Kopf, in der Einheit W/Ew bzw. $J/(s \text{ Ew})$. Dieser liegt in der Größenordnung von 5700 W/Ew im Winter und 4500 W/Ew im Sommer.

Der aus den beschriebenen Bevölkerungsdichte- und Energieverbrauchsdaten berechnete anthropogene Wärmeeintrag Q_F erreicht somit maximal etwa 30 bis 40 W/m^2 , im Durchschnitt liegt er jedoch darunter. Dies stimmt sehr gut überein mit den Ergebnissen von Pigeon et al. (2007), die in Abschnitt 2.3 beschrieben sind. Auch Arnfield (2003) erwähnt Werte für Q_F in dieser Größenordnung. Aus Messungen im Großraum Basel im Rahmen des BUBBLE-Projekts konnte die dortige anthropogene Wärmefreisetzung zu 10-20 W/m^2 abgeschätzt werden (Christen und Vogt, 2004).

Zeitlich variiert Q_F in dieser Diplomarbeit nur im Lauf eines Jahres; da die Energieverbrauchsdaten als Monatsmittelwerte vorliegen, hat die hieraus berechnete anthropogene Wärmefreisetzung die gleiche zeitliche Auflösung. Natürlich weisen die einzelnen Komponenten von Q_F (durch Verkehr, Elektrizitäts- bzw. Gasverbrauch, Heizung) auch Schwankungen innerhalb kürzerer Zeiträume auf. In dieser Arbeit ging es jedoch um die prinzipielle Wirkung des anthropogenen Wärmeeintrags auf die Atmosphäre und weniger darum, die Veränderung der urbanen Wärmeinsel im Laufe eines Tages oder einer Woche exakt darzustellen. Aus diesem Grund wurde hier auf eine höhere zeitliche Auflösung verzichtet.

Im Folgenden soll kurz beschrieben werden, welche zeitlichen Variationen in künftigen Modellversionen noch berücksichtigt werden können. Pigeon et al. (2007) erkennen in den Daten für Toulouse verschiedene zeitliche Muster. So besitzt die Energiefreisetzung durch Verkehr einen wöchentlichen Zyklus mit einem Maximum am Freitag und den niedrigsten Werten am Wochenende. Auch innerhalb eines Tages schwankt der Beitrag durch Verkehr, denn entsprechend den Berufsverkehrszeiten gibt es Maxima morgens und abends. Dieser tägliche Zyklus unterscheidet sich somit auch, je nachdem ob es sich um einen Arbeitstag handelt oder nicht (Pigeon et al., 2007). Der wöchentliche Verlauf des Elektrizitätsverbrauchs ähnelt sehr dem des Verkehrs und verändert sich auch nicht mit der Jahreszeit. Im Gegensatz hierzu zeigt der Gasverbrauch (der in Toulouse den Hauptanteil an der Heizung von Gebäuden hat) auch einen Jahresgang. Zusätzlich lässt sich im Sommer ein wöchentlicher Zyklus feststellen, der im Winter verschwindet. Die von Pigeon et al. (2007) für Toulouse gefundenen zeitlichen Schwankungen stimmen sehr gut mit den von Sailor und Lu (2004) beschriebenen überein. Im Rahmen einer genaueren Untersuchung der zeitlichen Entwicklung und Veränderung der urbanen Wärmeinsel sollten die genannten Details in COSMO ebenfalls berücksichtigt werden.

In der Literatur finden sich verschiedene andere Vorschläge, um die anthropogene Wärmefreisetzung

in atmosphärischen Modellen zu repräsentieren. Montávez et al. (2008) nehmen eine konstante Gebäudetemperatur an, die je nach Außentemperatur zu einem positiven oder negativen fühlbaren Wärmefluss zwischen Gebäude und Atmosphäre führt.

4.2. Veränderungen in COSMO

Die im Rahmen dieser Diplomarbeit modifizierte Version von COSMO 4.2 erhielt den Namen „COSMO-UHI“ (UHI = urban heat island). Es wurden zwei neue Logikschalter und eine neue Variable eingeführt. Mit ihrer Hilfe kann gesteuert werden, ob die anthropogene Wärmefreisetzung berücksichtigt werden soll oder nicht. Zudem besteht die Möglichkeit, Q_F aus Bevölkerungsdichte und Energieverbrauch zu berechnen oder als konstant vorzugeben. Soll der zusätzliche Wärmeeintrag miteinbezogen werden, so geschieht das immer nur an den Gitterpunkten, an denen einem extern eingelesenen Feld zu Folge die Landnutzung „urbanem Gebiet“ entspricht. Diese Daten gehen auf den GLC2000-Datensatz zurück, der auch für die Erzeugung der externen Datensätze für COSMO verwendet wurde (Abschnitt 4.3). Sie wurden mit Hilfe des Programms *Landdaten* auf das verwendete COSMO-Gitter interpoliert.

Das zweidimensionale Feld „ Q_F “, das den Wert des anthropogenen Wärmeeintrags jedes Gitterpunkts enthält, wurde zudem als neue Ausgabevariable definiert. Zusätzlich können in COSMO-UHI die momentanen Werte der fühlbaren und latenten Wärmeflüsse bzw. der kurzwelligen und langwelligen Strahlungsbilanzen am Erdboden ausgegeben werden. Für eine ausführlichere Beschreibung der Modifikationen in COSMO siehe Anhang D.2.

Um die Modifikationen zu testen, wurde eine Simulation mit dem Originalmodell COSMO 4.2 durchgeführt. Es folgten zwei Rechnungen desselben Zeitraums mit COSMO-UHI: Bei einer wurde die Berücksichtigung von Q_F ausgeschaltet, bei der anderen eingeschaltet, aber die Bevölkerungsdichte in der Eingangsdatei überall gleich Null gesetzt. Alle drei Simulationen waren identisch.

4.3. Erweiterung des Programms *Landdaten*

Das Programm *Landdaten* wurde in der vorliegenden Diplomarbeit vorwiegend dazu verwendet, Bevölkerungsdichtedaten auf das COSMO-Gitter zu interpolieren. Diese wurden zusammen mit der Landnutzungsnummer des jeweiligen Gitterpunktes in eine von COSMO zu lesende Datei geschrieben. Die Originaldaten der Bevölkerungsdichte stammen, wie bereits in Abschnitt 4.1 erwähnt, aus den Projekten „Gridded Population of the World (GPWv3)“ und „Global Rural-Urban Mapping Project (GRUMP)“ des „Socioeconomic Data and Applications Center (SEDAC)“ im „Center for International Earth Science Information Network (CIESIN)“ an der Columbia University (New York, USA) (CIESIN, 2008). Die Landnutzung geht auf den „GLC2000“ (Global Landcover 2000)-Datensatz des „Joint Research Centre (JRC)“ der Europäischen Kommission (<http://www.tem.jrc.it/glc2000/>) zurück. Eine ausführlichere Beschreibung der in *Landdaten* durchgeführten Modifikationen findet sich im Anhang D.3.

Normalerweise wird *Landdaten* verwendet, um externe Parameterdatensätze in einem für COSMO les-

baren Format zu erzeugen. Es wird am hiesigen Institut für Meteorologie und Klimaforschung von Hans Schipper betreut. In dieser Arbeit wurden aus Gründen der Konsistenz mit der oben erwähnten zusätzlich benötigten Datei für viele Simulationen mit COSMO-UHI ebenfalls die mit *Landdaten* erzeugten Datensätze verwendet (siehe auch Abschnitt 3.4). Hierbei wurde die Orographie aus dem Datensatz des GLOBE („Global Land One-km Base Elevation“) Projektes des „National Geophysical Data Center“ (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globe.html>), der eine horizontale Auflösung von 1 km besitzt, auf das gewünschte Gitter interpoliert. Für die Bodenart lagen Daten basierend auf der „FAO/UNESCO Digital Soil Map of the World“ (Version 6.3, Januar 2003) in einer Auflösung von rund 10 km vor (FAO = Food and Agricultural Organization der Vereinten Nationen, UNESCO = United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization) (Schipper, 2008). Die Information über die Landnutzung kommt aus dem erwähnten GLC2000-Datensatz und besitzt eine horizontale Auflösung von 1 km.

Für eine Standardanwendung des COSMO-Modells ist ein Programm wie *Landdaten* nicht notwendig, denn der externe Datensatz wird vom Deutschen Wetterdienst zur Verfügung gestellt. Die Dateien aus *Landdaten* bzw. vom DWD werden vom sogenannten Präprozessor „int2lm“ benötigt (Schättler, 2008), der aus diesen und den Daten des gröber aufgelösten Modells die von COSMO benötigten Anfangs- und Randwertdateien auf dem gewünschten Gitter erzeugt.

5. Testläufe mit COSMO-UHI

In diesem Kapitel werden Testläufe mit dem im vorhergehenden Kapitel vorgestellten COSMO-UHI diskutiert. Zunächst wird die verwendete Modellkonfiguration erläutert und daran anschließend eine der durchgeführten Testsimulationen genauer behandelt. Schließlich werden die Verteilungen der aufgetretenen Störungen untersucht.

5.1. Verwendete Modellkonfiguration

Das Modell COSMO in der Version 4.2 wurde für alle Testläufe (und Sensitivitätsstudien, siehe Kapitel 6) im Wettervorhersagemodus betrieben. Zwischen diesem und dem Klimamodus gibt es nur formale Unterschiede, die zum Beispiel die Dateinamen betreffen (Schättler et al., 2006), der zu Grunde liegende Code ist jedoch identisch (siehe Abschnitt 3.1). Der Klimamodus ist nicht erforderlich, wenn nur einige Tage gerechnet werden sollen.

Das Modellgebiet und -gitter aller Testläufe (und Sensitivitätsstudien) ist identisch mit dem, das Hans-Jürgen Panitz (IMK) für die regionalen COSMO-CLM-Klimasimulationen verwendet. Die horizontale Auflösung beträgt 0.0625° (rund 7 km), in der Vertikalen werden 40 Schichten berücksichtigt. Das Gebiet hat in West-Ost-Richtung 124 und in Süd-Nord-Richtung 140 Gitterpunkte. Dies entspricht einer Fläche von etwa $860 \times 970 \text{ km}^2$, in deren Zentrum Baden-Württemberg liegt und das auch die Alpen einschließt (siehe z.B. Abbildung 5.1). Der Zeitschritt beträgt 40 s und die Ausgabe der Variablenfelder erfolgte zu jeder vollen Stunde.

Die Anfangs- und Randwerte für die Testläufe (und Sensitivitätsstudien) stammten aus GME-Analysen von Juli 2007 (GME = Global-Modell Europa). Die Randwerte wurden alle 3 Stunden übernommen.

Zu Beginn der Simulationen wurden als externe Parameter (z.B. Wurzeltiefe, Pflanzenbedeckungsgrad) vom DWD zur Verfügung gestellte Werte verwendet. Aus Gründen der Konsistenz mit der zusätzlich benötigten Datei für die Läufe mit anthropogenem Wärmeeintrag wurde später eine andere Datei verwendet, die mit dem Programm *Landdaten* selbst erzeugt wurde (siehe Abschnitt 4.3). Wie bereits in Abschnitt 3.4 erwähnt, bestehen zwischen den Werten beider Dateien jedoch keine wesentlichen Unterschiede.

Für die Parametrisierung der subskaligen Konvektion wurde das Tiedtke-Schema benutzt (Doms et al., 2005).

Das in COSMO für Läufe mit einer horizontalen Auflösung von 7 km operationell verwendete Zeitintegrationsschema ist das sogenannte Leapfrog-Verfahren, das auch für die Testläufe benutzt wurde (Doms und Schättler, 2002).

Es wurde mit dem operationell verwendeten Turbulenzschema nach Mellor und Yamada (1974) (Doms und Schättler, 2002) gerechnet, das eine Schließung 2.5ter Ordnung enthält. Dieses Schema wird in Abschnitt 6.1 genauer erläutert.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden immer zwei fast identische COSMO-Läufe („identical twin simulations“) durchgeführt, die sich nur durch die Einbeziehung des neuen anthropogenen Wärmeeintrags unterschieden. Die Variablenfelder aus der Simulation ohne Wärmeeintrag wurden von denen aus der Rechnung mit Wärmeeintrag subtrahiert und diese Differenz in Bildern dargestellt.

5.2. Simulation erster Episoden mit anthropogener Wärmefreisetzung

Als Beispiel wird hier eine Simulation vom 13. bis 15.07.2007 diskutiert. Es wurden die vom Programm *Landdaten* erzeugten externen Parameter verwendet. An den Gitterpunkten mit der Landnutzung „bebautes Gebiet“ wurde entsprechend der dortigen Bevölkerungsdichte ein anthropogener Wärmeeintrag berechnet. Dieser ging dann, wie in Abschnitt 4.1 beschrieben, in die Energiebilanzgleichung des Erdbodens ein.

In Abbildung 5.1 ist die resultierende Verteilung des anthropogenen Wärmeeintrags in W/m^2 dargestellt. Die größeren Städte Mitteleuropas wie beispielsweise Lyon, Mailand, Turin, München, Leipzig, Berlin und auch das Ruhrgebiet sind sehr gut zu erkennen. Der anthropogene Wärmeeintrag dort beträgt meist etwa 30 bis 40 W/m^2 mit Ausnahme von Berlin und Paris, die höhere Werte aufweisen.

Der Startzeitpunkt der beiden Modellläufe mit und ohne anthropogenen Wärmeeintrag war 0 UTC am 13.07.2007. Nach einer Stunde Simulationszeit treten die größeren Städte in der Differenz der 2m-Temperatur zwischen beiden Läufen deutlich hervor (Abbildung 5.2). Einen Einfluss der anthropogenen Wärmeemission in dieser Größenordnung von rund 1 K beschreiben auch Sailor und Lu (2004). Für Tokio ermittelten Ichinose et al. (1999) etwas höhere Werte. Allerdings benutzten sie ein feineres Modellgitter. Zudem ist Tokio deutlich größer und dichter besiedelt als die Städte im hier verwendeten Modellgebiet.

Eine Stunde später, um 2 UTC, fällt bei Turin ein kleines Gebiet mit einer negativen Temperaturdifferenz von etwa -0.8 K auf (Abbildung 5.3). Die Temperatur hat sich dort also im Lauf mit anthropogenem Wärmeeintrag im Vergleich zum Lauf ohne Wärmeeintrag verringert. Ebenfalls überraschend ist eine Veränderung über der nördlichen Adria. Da über Wasser auf Grund fehlender Bevölkerung auch der anthropogene Wärmeeintrag gleich Null ist, wird dort kein Einfluss erwartet.

Während der folgenden simulierten Stunden entstehen immer mehr Gebiete mit negativen Temperaturabweichungen (siehe Abbildung 5.4). Zum Zeitpunkt 15 UTC sieht man beim Vergleich der beiden Simulationen vor allem über der nördlichen Hälfte Deutschlands und in den Alpen relativ starke Veränderungen der 2m-Temperatur. Die Differenzen liegen im Bereich von -2.5 bis +3.5 K. Es scheint keine besonders gute örtliche Übereinstimmung mit den urbanen Gitterpunkten vorhanden zu sein.

Im weiteren Verlauf der Simulation verändern sich die „Flecken“ in der Differenz der 2m-Temperatur fortlaufend und auch ihre maximale Amplitude schwankt, beträgt aber bis zum Ende der Simulationszeit

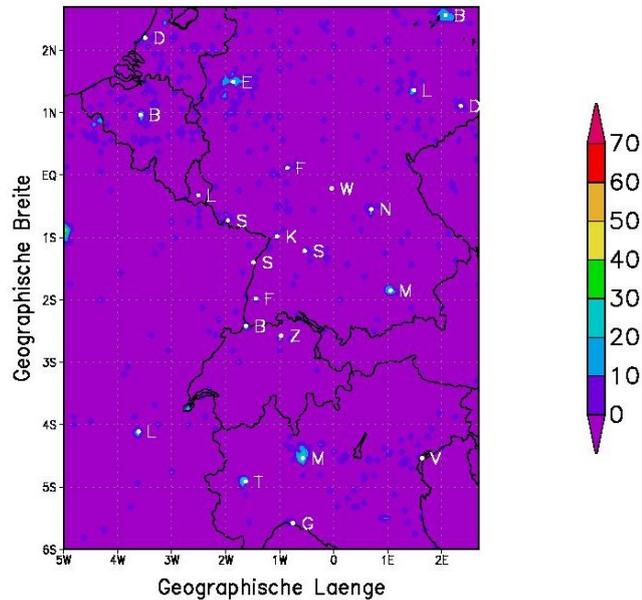


Abb. 5.1.: Anthropogener Wärmeeintrag in W/m^2 , wie er in dem als Beispiel im Text genannten Lauf vom 13. bis 15.07.2007 verwendet wurde. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

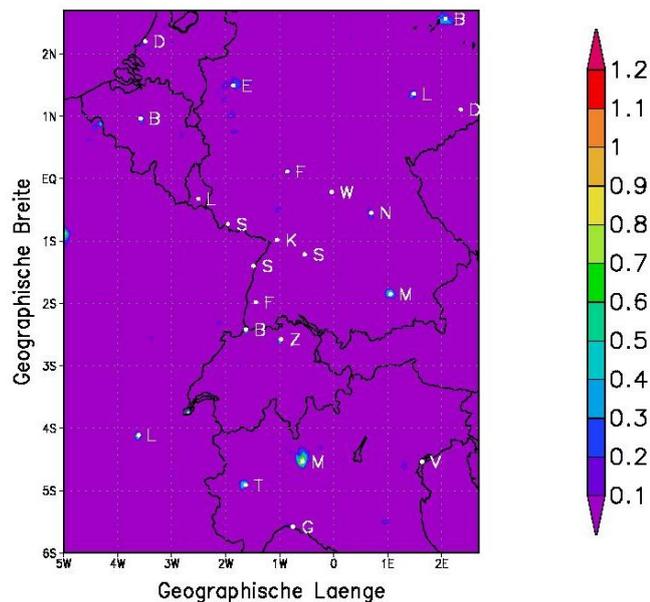


Abb. 5.2.: Differenz der 2m-Temperatur in K zwischen den Läufen mit und ohne anthropogenen Wärmeeintrag nach einer Stunde Simulationszeit um 1 UTC am 13.07.2007. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

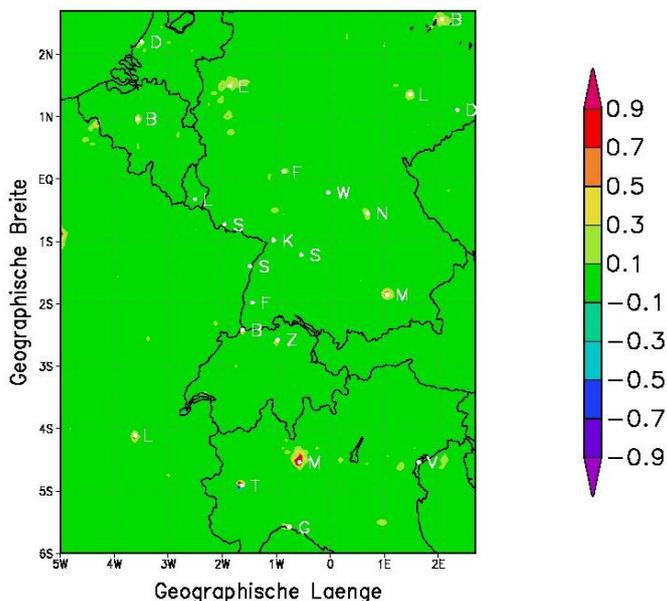


Abb. 5.3.: Differenz der 2m-Temperatur in K zwischen den Läufen mit und ohne anthropogenen Wärmeeintrag nach zwei Stunden Simulationszeit um 2 UTC am 13.07.2007. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

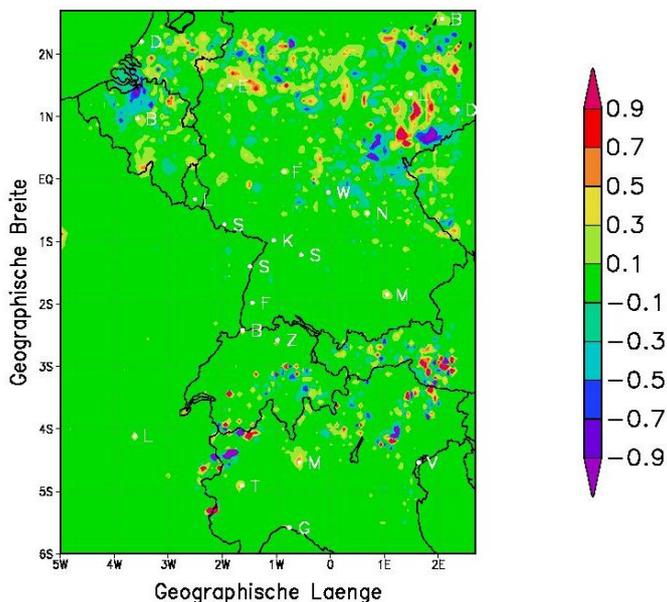


Abb. 5.4.: Differenz der 2m-Temperatur in K zwischen den Läufen mit und ohne anthropogenen Wärmeeintrag nach 15 Stunden Simulationszeit um 15 UTC am 13.07.2007. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

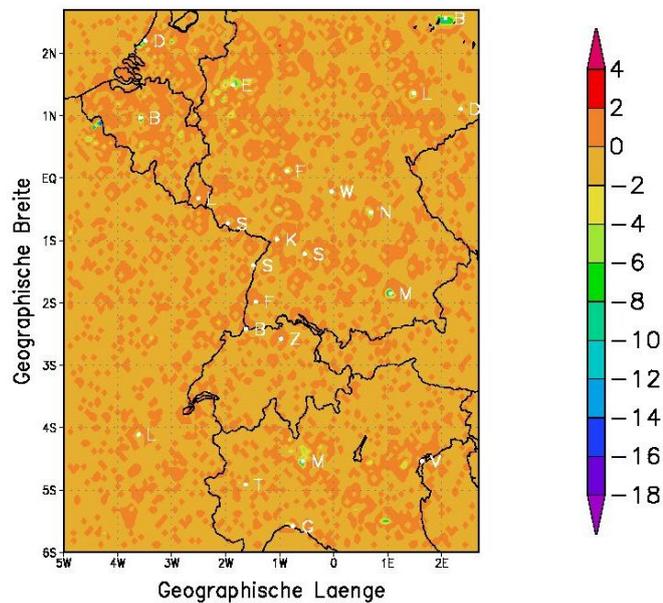


Abb. 5.5.: Differenz des fühlbaren Wärmeflusses in W/m^2 zwischen den Simulationen mit und ohne anthropogenen Wärmeeintrag um 1 UTC am 13.07.2007, also eine Stunde nach Simulationsbeginn. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

(15.07.2007, 23 UTC) mindestens etwa ± 2 K. Vereinzelt treten auch Abweichungen bis zu ± 4 -5 K auf.

Bisher wurden nur die Veränderungen in der 2m-Temperatur vorgestellt. Man könnte deshalb vermuten, dass die auftretenden unerwarteten Störungen eventuell im Zusammenhang mit der diagnostischen Berechnung dieser Temperatur stehen. Für die Temperaturen der Erdoberfläche oder der untersten Atmosphärenschicht erhält man jedoch sehr ähnliche Bilder wie die gezeigten der 2m-Temperatur. Somit ist das diagnostische Berechnungsschema nicht verantwortlich für die auftretenden Abweichungen.

Andere meteorologische Größen wie zum Beispiel der Wolkenbedeckungsgrad und der fühlbare Wärmefluss wurden ebenfalls untersucht und werden im Folgenden kurz diskutiert. Die zugehörigen Bilder befinden sich im Anhang.

Nach wenigen Simulationsstunden erkennt man im Wolkenbedeckungsgrad eine starke Veränderung über der Adria, die bis 6 UTC auf eine Differenz von rund 40 % anwächst. In der gleichen Größenordnung treten auch zunächst lokale Schwankungen über Land auf. Um 15 UTC gibt es Abweichungen von ± 80 %. An den meisten Gitterpunkten nehmen diese jedoch gegen Abend scheinbar wieder ein wenig ab bzw. ihre räumliche Ausdehnung wird geringer.

Die Differenzen des fühlbaren Wärmeflusses zwischen den Simulationen mit bzw. ohne anthropoge-

nen Wärmeeintrag sehen qualitativ sehr ähnlich aus wie die der Wolkenbedeckung und der bodennahen Temperatur. Zu Beginn der Simulationszeit, also noch in der Nacht, hat die Differenz des Flusses in den Städten negative Werte (Abbildung 5.5). Zu diesem Zeitpunkt ist die Erdoberfläche durch die langwellige Ausstrahlung kälter als die darüberliegende Atmosphäre. Somit sind die fühlbaren Wärmeflüsse (in beiden Simulationen) zur Erdoberfläche hin gerichtet, ihrer Definition nach also positiv (siehe Abschnitt 4.1). Durch die anthropogene Erwärmung der Städte ist der vertikale Temperaturgradient dort nicht so stark wie ohne Wärmeeintrag, was wiederum zu einem schwächeren Wärmefluss in der Simulation mit Q_F führt. Die Differenz zwischen den Simulationen mit und ohne Wärmeeintrag wird somit negativ. Dasselbe Vorzeichen besitzt sie tagsüber, wenn die absoluten fühlbaren Wärmeflüsse negativ sind, da durch Q_F der Betrag des Wärmeflusses zunimmt.

Interessant in Abbildung 5.5 ist zudem, dass um die meisten großen Städte herum die Differenz der Flüsse positiv ist. Da man wie bereits beschrieben davon ausgehen kann, dass der fühlbare Wärmefluss nachts zum Erdboden hin gerichtet und damit positiv ist, bedeutet dies, dass der Betrag des Flusses in der Simulation mit anthropogenem Wärmeeintrag zugenommen hat. Dies könnte ein numerischer Effekt des Leapfrog-Verfahrens sein oder aber durch die Ausbreitung der bodennahen Erwärmung von den Städten in ihr Umland zu Stande kommen. Nimmt die Temperatur der bodennahen Luftschicht zu, während die der Erdoberfläche gleich bleibt, so wird der Gradient zwischen Atmosphäre und Boden stärker und damit auch der fühlbare Wärmestrom.

Im Laufe der Simulation entstehen jedoch auch in der Differenz des fühlbaren Wärmeflusses mehr und mehr unerklärliche, fleckenartige Veränderungen.

Im Folgenden soll überprüft werden, inwieweit bzw. ob die beobachteten Flecken in der Temperaturdifferenz noch mit dem anthropogenen Wärmeeintrag zusammenhängen. Hierzu ist in Abbildung 5.6 die Differenz der 2m-Temperatur über dem anthropogenen Wärmeeintrag zum Zeitpunkt 1 UTC (am 13.07.2007) an jedem Gitterpunkt aufgetragen. In dieser Darstellung sieht man eine relativ deutliche Korrelation zwischen der bodennahen Temperaturerhöhung und dem anthropogenen Wärmeeintrag. Dies entspricht den Erwartungen. Der lineare Korrelationskoeffizient hat den Wert 0.93.

Dieselbe Darstellung für den Zeitpunkt 15 UTC, also nach 15 Stunden Simulationszeit, zeigt ein anderes Bild (Abbildung 5.7). Die Amplituden der Temperaturdifferenz sind im Mittel größer geworden. Q_F ist innerhalb des betrachteten Zeitraums konstant, da nur eine monatliche Schwankung eingebaut ist (siehe Abschnitt 4.1). Es wird vor allem deutlich, dass die größten Temperaturdifferenzen nicht dort auftreten, wo der größte anthropogene Wärmeeintrag eingeht. Der lineare Korrelationskoeffizient hat den Wert 0.02. Die Steigung dieser Geraden ist jedoch der für 1 UTC berechneten relativ ähnlich (hier: 0.0156, um 1 UTC: 0.0182). Dies liegt vermutlich hauptsächlich am Einfluss des Gitterpunktes mit etwa 80 W/m^2 Wärmeeintrag. (Der genannte Punkt gehört zu Paris und liegt am westlichen Rand des Simulationsgebiets.)

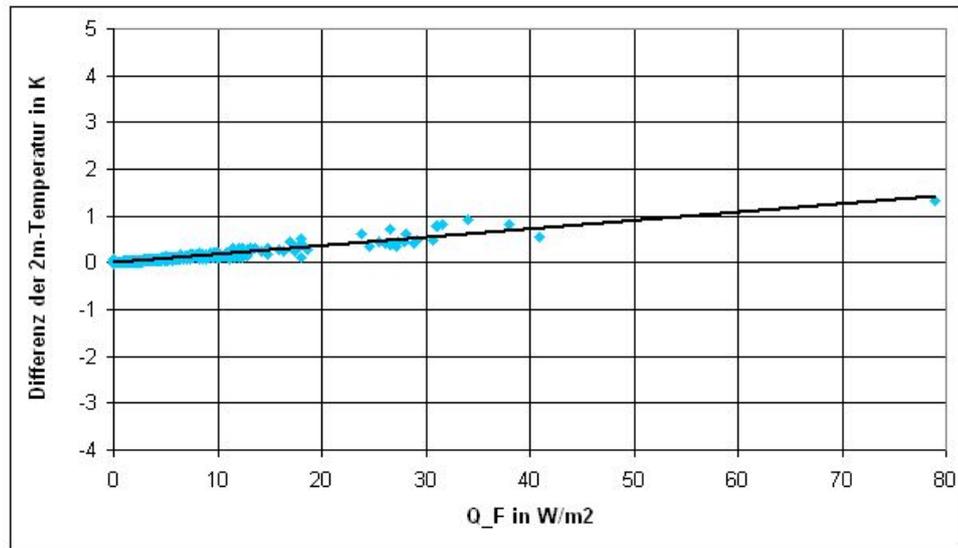


Abb. 5.6.: Differenz der 2m-Temperatur (in K) aufgetragen über dem anthropogenen Wärmeeintrag (in W/m^2), um 1 UTC am 13.07.2007, nach nur einer Stunde Simulationszeit, für jeden Gitterpunkt. Der lineare Korrelationskoeffizient beträgt 0.93.

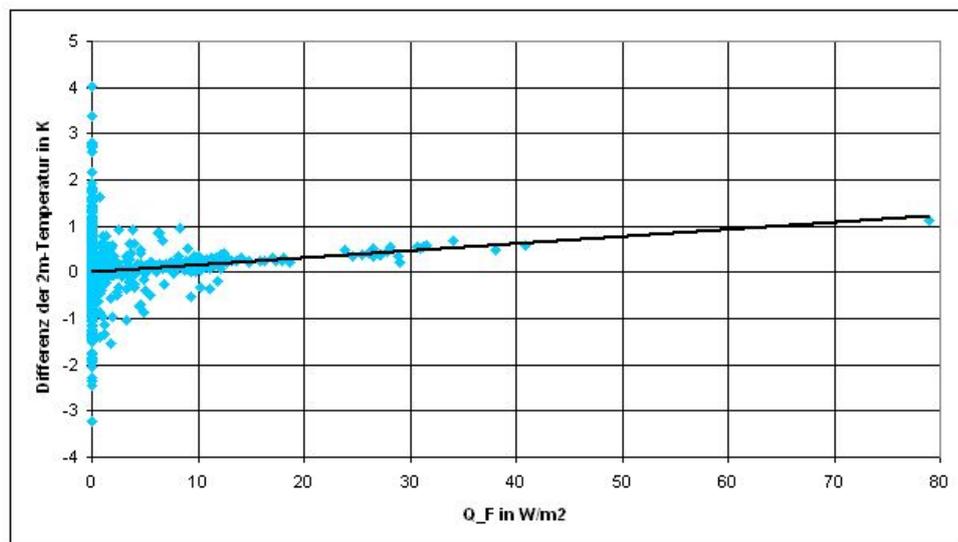


Abb. 5.7.: Differenz der 2m-Temperatur (in K) aufgetragen über dem anthropogenen Wärmeeintrag (in W/m^2), um 15 UTC am 13.07.2007, für jeden Gitterpunkt. Der lineare Korrelationskoeffizient beträgt 0.02.

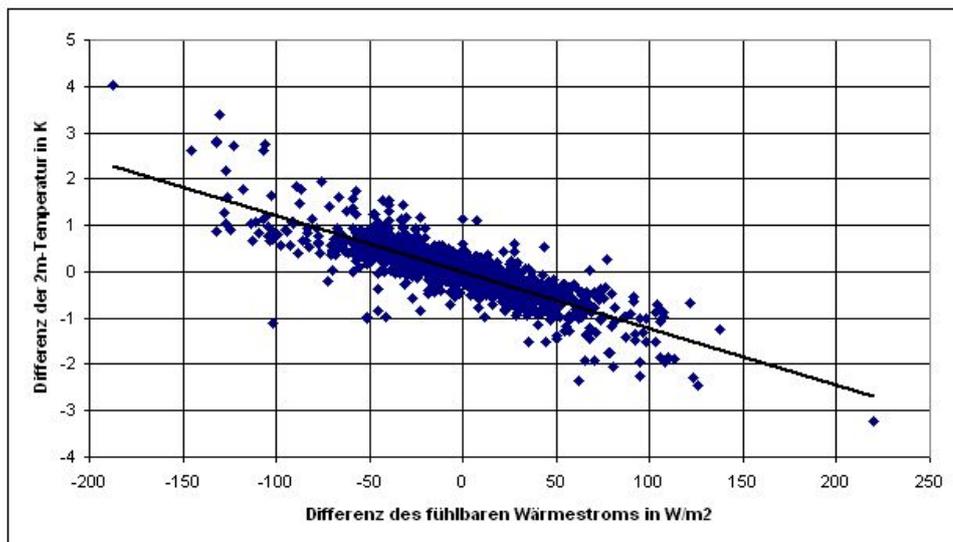


Abb. 5.8.: Differenz der 2m-Temperatur (in K) aufgetragen über der Differenz des fühlbaren Wärmestroms (in W/m^2), um 15 UTC am 13.07.2007, für jeden Gitterpunkt. Der lineare Korrelationskoeffizient beträgt 0.67.

Da in allen betrachteten Variablen unerwartete Veränderungen sichtbar sind, wurde untersucht, ob die Abweichungen jeweils an den gleichen Gitterpunkten auftreten. Zu diesem Zweck wurden jeweils die Differenzen einer Variablen für jeden Gitterpunkt zu einem Zeitpunkt über den Differenzen einer anderen aufgetragen. Liegen die Punkte auf einer Geraden, so gibt es einen linearen Zusammenhang zwischen den Veränderungen der betrachteten Größen.

In Abbildung 5.8 sind die Differenzen der 2m-Temperatur über denen des fühlbaren Wärmestroms an jedem Gitterpunkt aufgetragen, für 15 UTC am 13.07.2007. Wie erwartet ist eine beispielsweise durch den anthropogenen Wärmeeintrag Q_F zunehmende 2m-Temperatur verbunden mit einer Abnahme des fühlbaren Wärmeflusses. Durch die Definitionsrichtung des Wärmestroms ist seine Differenz sowohl tagsüber als auch nachts immer negativ, wenn sich die bodennahe Temperatur erhöht. Die Punkte im II. Quadranten repräsentieren folglich (zumindest teilweise) den erwarteten Effekt. Ebenso wird umgekehrt die Differenz des Wärmeflusses positiv, sobald sich die bodennahe Temperatur verringert (IV. Quadrant). Dies entspricht ebenfalls den theoretischen Überlegungen aus den Definitionen. Allerdings bleibt die Frage, wodurch diese negativen Temperaturdifferenzen überhaupt entstehen. Der lineare Korrelationskoeffizient beträgt 0.67. Man beachte auch die Größe der Veränderung des Wärmeflusses. Sie übersteigt die des anthropogenen Wärmeeintrags an vielen Gitterpunkten deutlich.

Analog wurde der Zusammenhang zwischen den Abweichungen in der Wolkenbedeckung und denen in der 2m-Temperatur untersucht (Abbildung 5.9). Die Vermutung, dass eine Verschiebung von Wolken bzw. Variation des Wolkenbedeckungsgrads zunächst die solare Einstrahlung und als weitere Folge die 2m-Temperatur ändern könnte, wird hier nicht bestätigt. Es ist keine Korrelation erkennbar. Der soeben

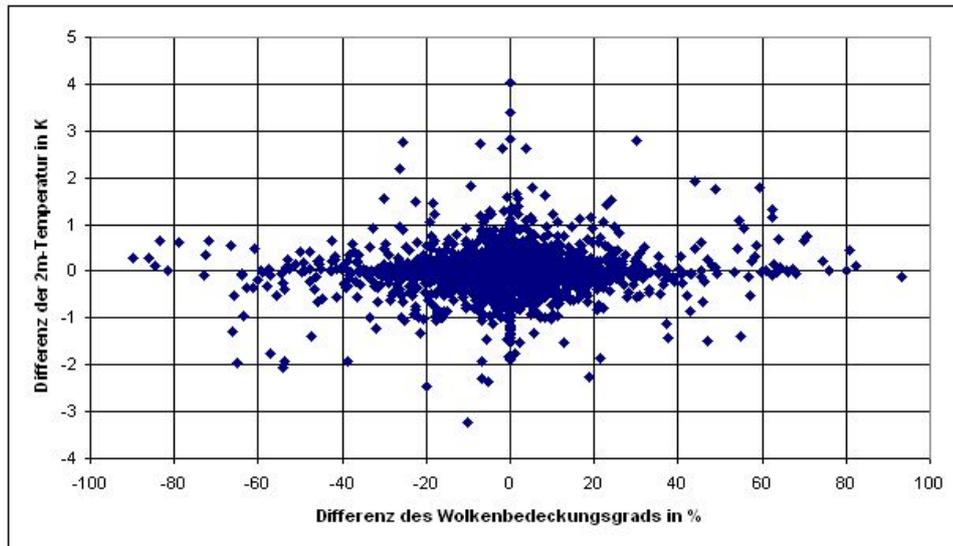


Abb. 5.9.: Differenz der 2m-Temperatur (in K) aufgetragen über der Differenz des Wolkenbedeckungsgrads (in %) am 13.07.2007, 15 UTC, für jeden Gitterpunkt.

beschriebene Zusammenhang zwischen solarer Einstrahlung und Wolkenbedeckungsgrad ist jedoch vorhanden (Abbildung 5.10). Der lineare Korrelationskoeffizient beträgt 0.49.

5.3. Charakter der auftretenden Störungen

Durch ihre starke örtliche und zeitliche Variabilität scheint es, als hätten die auftretenden Veränderungen in den Variablen stochastischen Charakter. Um dies ausführlich untersuchen zu können, wurde die in Abschnitt 7.1 beschriebene Modellsimulation von Juli 2007 verwendet, da bei dieser mehr Daten zur Verfügung stehen. In den Modelleinstellungen bestehen keine wesentlichen Unterschiede zu der in diesem Kapitel bisher behandelten Simulation. Ziel war es, die statistische Verteilung der Störungen in einer Variablen zu vielen einzelnen Zeitpunkten zu ermitteln und möglicherweise in der Halbwertsbreite bzw. Standardabweichung einen Tagesgang zu erkennen. Für sieben Tage aus der Rechnung für Juli 2007 (die Tage 0, 5, 10, 15, 20, 25 und 29) wurden zu jeder Stunde die Abweichungen der 2m-Temperatur und des Wolkenbedeckungsgrads an jedem Gitterpunkt in Klassen mit der Breite 0.01 K bzw. 0.01 % sortiert. An die resultierenden Häufigkeitsverteilungen konnte jedoch weder eine Gauß- noch eine Lorentzverteilung angepasst werden, weil die Klasse um den Wert Null sehr groß war. Da beim Wolkenbedeckungsgrad die einzelnen Klassen bereits eine sehr geringe Breite im Verhältnis zum Maximalwert der Abweichungen besitzen, wurden sie nicht mehr weiter verfeinert. Für die 2m-Temperatur war dies auf Grund der vom Modell ausgegebenen Genauigkeit nicht möglich.

Als Maß für die Breite der Verteilung wurde die Standardabweichung verwendet. Betrachtet man die Bilder der Differenzen im Verlauf eines Tages, so scheinen die räumliche Ausdehnung und Amplitude der Störungen einen Tagesgang aufzuweisen. Dies konnte mit Hilfe der Standardabweichung quantitativ untersucht werden. Je größer ihr Wert, umso breiter ist die Verteilung und umso größer die räumliche

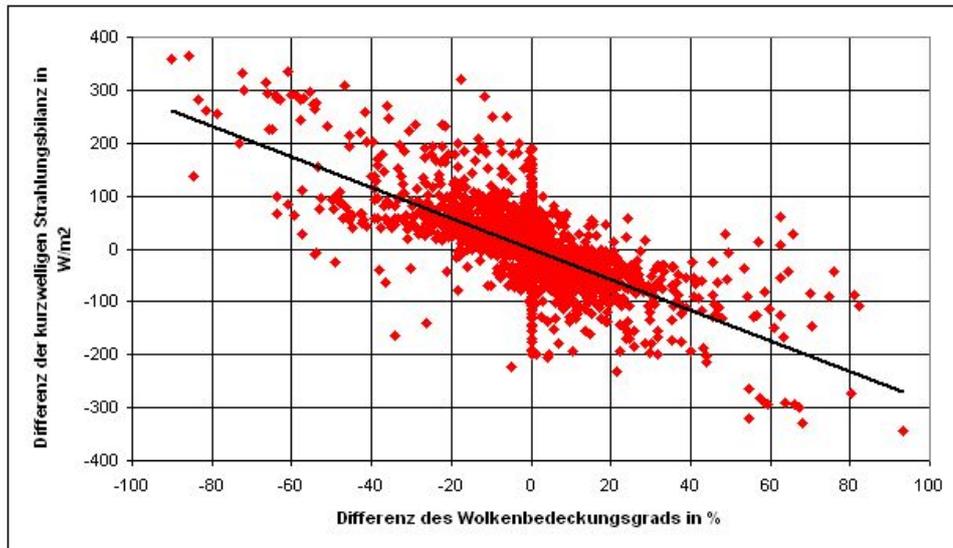


Abb. 5.10.: Differenz der kurzweligen Strahlungsbilanz (in W/m^2) aufgetragen über der Differenz des Wolkenbedeckungsgrads (in %) um 15 UTC am 13.07.2007, für jeden Gitterpunkt. Der lineare Korrelationskoeffizient beträgt 0.49.

Ausdehnung der Störungen, da die Gesamtzahl der betrachteten Gitterpunkte sich nicht verändert. Es wurden die Tagesgänge der Standardabweichung der 2m-Temperatur und des Wolkenbedeckungsgrads für die oben genannten Tage im Juli 2007 berechnet. Aus diesen wurde jeweils ein mittlerer Tagesgang ermittelt, jedoch ohne Berücksichtigung des Tags 0, der eine Ausnahme darstellt, weil sich in seinem Verlauf die Störungen erst entwickeln.

Im Wolkenbedeckungsgrad zeigt die Standardabweichung der Störungen im Tagesgang eine relativ große Variationsbreite (Abbildung 5.11). Der Mittelwert über die sechs Tage zeigt ein Maximum um etwa 16 UTC. Zu diesem Zeitpunkt sind im Mittel die Störungen bzw. ihre Ausdehnung offensichtlich am größten. Bei der bodennahen Temperatur ist der Tagesgang deutlich ausgeprägter und uniformer für die jeweiligen Tage (Abbildung 5.12). Das Maximum wird hier etwas früher erreicht als beim Wolkenbedeckungsgrad.

Der Tagesgang der Standardabweichung besonders in der 2m-Temperatur bestätigt somit die oben erwähnte Vermutung, dass die Ausdehnung und Häufigkeit der Störungen am Tag meist größer ist als nachts.

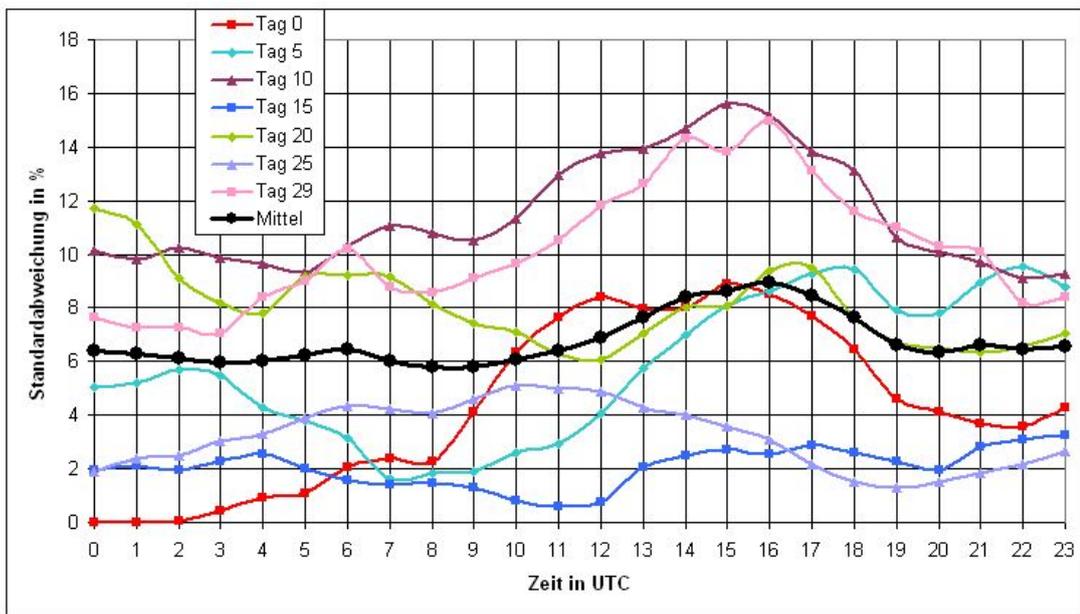


Abb. 5.11.: Tagesgang der Standardabweichung der Störungen des Wolkenbedeckungsgrads für ausgewählte Tage im Juli 2007, in %. Das Mittel über die Tagesgänge (schwarze Kurve) wurde ohne Berücksichtigung des Tags 0 berechnet, da dieser eine Ausnahme darstellt.

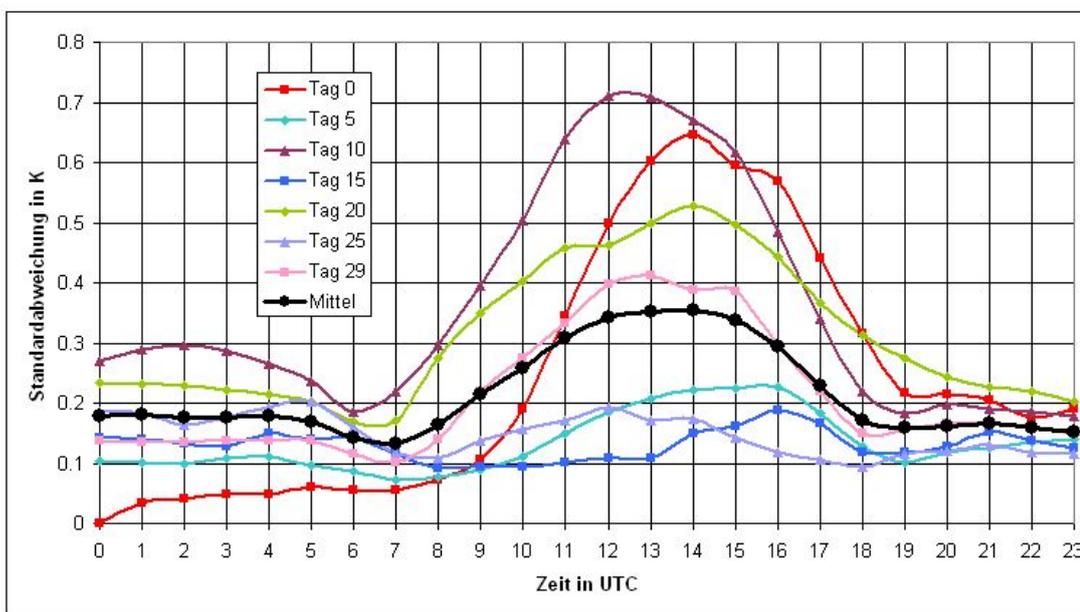


Abb. 5.12.: Tagesgang der Standardabweichung der Störungen der 2m-Temperatur für ausgewählte Tage im Juli 2007 (in K). Der mittlere Tagesgang (schwarze Kurve) wurde ohne Berücksichtigung des Tags 0 berechnet, da dieser eine Ausnahme darstellt.

6. Sensitivitätsstudien mit COSMO-UHI

Dieses Kapitel soll die Ursache der im Testlauf von Kapitel 5 aufgetretenen Störungen klären. Zu diesem Zweck wurden verschiedene Simulationen mit variierten Modelleinstellungen durchgeführt und ausgewertet. Sie werden im folgenden Abschnitt näher erläutert.

Zudem wurden noch einige technische Aspekte als Ursache für die unerwarteten Abweichungen ausgeschlossen, beispielsweise die Anzahl der Prozessoren oder der verwendete externe Parameterdatensatz. Im Folgenden werden die in Abschnitt 5.1 beschriebenen Modelleinstellungen von COSMO als Referenzkonfiguration verwendet. Von dieser ausgehend wurde immer jeweils ein Modellparameter verändert und sein Einfluss auf die Störungen überprüft. Da keiner der externen Parameterdatensätze für die Ausbildung der Störungen verantwortlich ist, wird nicht explizit erwähnt, welcher Datensatz bei welcher Simulation verwendet wurde.

Die in den folgenden Abschnitten erwähnten, aber nicht gezeigten Abbildungen befinden sich im Anhang.

6.1. Wärmeeintrag an allen urbanen Gitterpunkten

Im Folgenden werden die Ergebnisse von Sensitivitätsstudien vorgestellt, bei denen nacheinander verschiedene Modellparameter variiert wurden, der anthropogene Wärmeeintrag jedoch immer an allen urbanen Gitterpunkten einging. Da dies auch bei dem im vorherigen Abschnitt (5.2) genauer beschriebenen Lauf vom 13. bis 15.07.2007 der Fall war, können die Größenordnungen bzw. die Orte der auftretenden Abweichungen direkt mit den Ergebnissen dieses Beispiellaufs verglichen werden.

- Einfluss der Numerik

In COSMO werden zwei verschiedene Zeitschritte verwendet, ein kürzerer für die Berechnung der schnellen Prozesse wie beispielsweise Schallwellen und ein längerer zum Beispiel für die Advektion.

Es wurde zunächst erprobt, ob eine Verkürzung des großen Zeitschritts von normal 40 s auf 10 s die Störungen verschwinden lässt. Dies ist jedoch nicht der Fall.

Wenn man mit einem großen Zeitschritt von 40 s rechnet, beträgt der kleine 11.4 s, bei einem großen von 10 s beträgt auch der kleine 10 s. Der kleine Zeitschritt wird erst während der Laufzeit des Programms aus dem großen berechnet, man kann ihn im Gegensatz zu diesem nicht im Runfile ändern. Da er aber auf die Ausbreitung der Störungen Einfluss haben könnte, weil mit ihm die schnellen Prozesse berechnet werden, wurde sein Wert im Code testweise geändert. In diesem

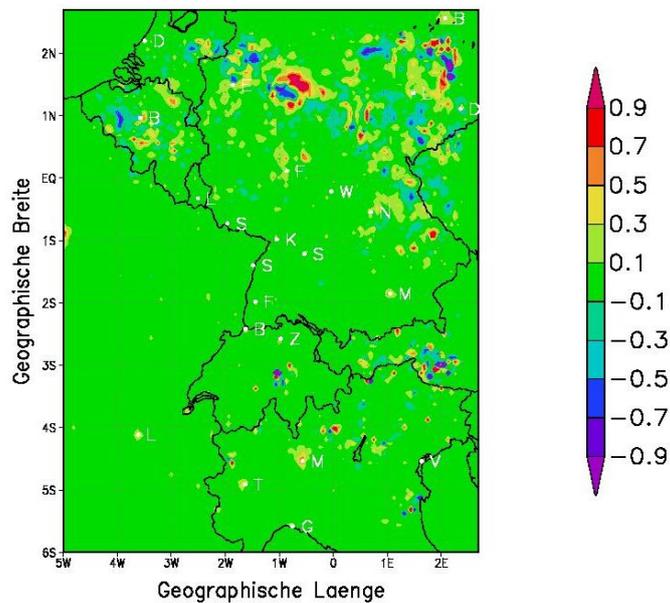


Abb. 6.1.: Differenz der 2m-Temperaturen (in K) in der Simulation mit verringertem kleinem Zeitschritt (Leapfrog-Verfahren), am 13.07.2007 um 13 UTC. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

Lauf betrug der große Zeitschritt 40 s , während der kleine mit 5.7 s nur halb so groß wie in den bisher vorgestellten Simulationen war.

Exemplarisch für den genannten Lauf mit verringertem kleinen Zeitschritt ist in Abbildung 6.1 die Differenz der 2m-Temperatur um 13 UTC dargestellt, also nach 13 Stunden Simulationszeit. Hierbei wurde die gleiche Skala wie für den Beispiellauf vorgegeben, um die verschiedenen gezeigten Bilder besser miteinander vergleichen zu können. Die maximalen Abweichungen zwischen den beiden Läufen betragen -2.5 bzw. $+2.5\text{ K}$. Damit liegen sie in der gleichen Größenordnung wie im Beispiellauf aus Abschnitt 5.2, wo sie um 13 UTC die Werte -2.5 bzw. $+2\text{ K}$ besitzen.

Um einen Einfluss des Zeitintegrationsschemas auf die Störungen auszuschließen, wurde in einer weiteren Simulation statt dem Leapfrog-Verfahren das Runge-Kutta-Schema verwendet. Die Größenordnung der maximalen Störungen um 13 UTC (Abbildung 6.2) ist mit -3 bis $+2\text{ K}$ der des Beispiellaufs wiederum sehr ähnlich. Allerdings treten die Abweichungen der 2m-Temperatur nicht an den gleichen Orten auf.

- Einfluss der Größe des Wärmeeintrags

Um zu untersuchen, wie sich die Amplitude der Störungen mit der Größe des eingebrachten anthropogenen Wärmeeintrags Q_F verändert, wurden vier Simulationen durchgeführt. In einer von

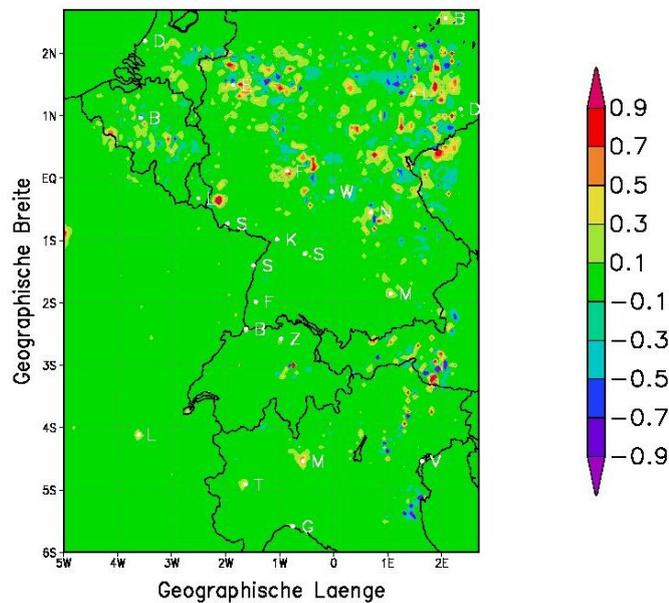


Abb. 6.2.: Differenz der 2m-Temperaturen (in K) im Lauf mit Runge-Kutta-Schema statt Leapfrog-Verfahren, am 13.07.2007 um 13 UTC. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

ihnen war Q_F gleich Null, bei den übrigen drei Simulationen ging ein Q_F von 1, 5 bzw. 20 W/m^2 an allen urbanen Gitterpunkten ein. Es wurden jeweils die Differenzen der Variablen zwischen einem der Läufe mit Wärmeeintrag und dem ohne Wärmeeintrag berechnet. Der Startzeitpunkt der Simulation war 6 UTC am 13.07.2007 und es wurden 14 Stunden simuliert. Durch den späteren Start konnte die benötigte Rechenzeit reduziert werden. Der Einfluss des Startzeitpunkts auf die Ausbildung der Störungen wird weiter unten separat betrachtet bzw. ausgeschlossen.

Offensichtlich ist kein deutlicher Zusammenhang zwischen der Amplitude der Störungen und dem Wärmeeintrag erkennbar (Abbildung 6.3).

- Einfluss des Turbulenzschemas

In COSMO kann man zwischen zwei verschiedenen Schemata zur Berechnung der vertikalen Diffusion und des Transfers in der bodennahen Schicht wählen (Doms et al., 2005). Beide basieren auf einer Turbulenzschließung 2. Ordnung. Das bedeutet, dass in den Bilanzgleichungen für die potentielle Temperatur, den gesamten Wassergehalt und die drei Geschwindigkeitskomponenten für alle nicht isotropen Komponenten der Momente 2. Ordnung lokales Gleichgewicht angenommen wird.

Im älteren Turbulenzschema wird - konsistent mit dieser Annahme - auch die turbulente kinetische

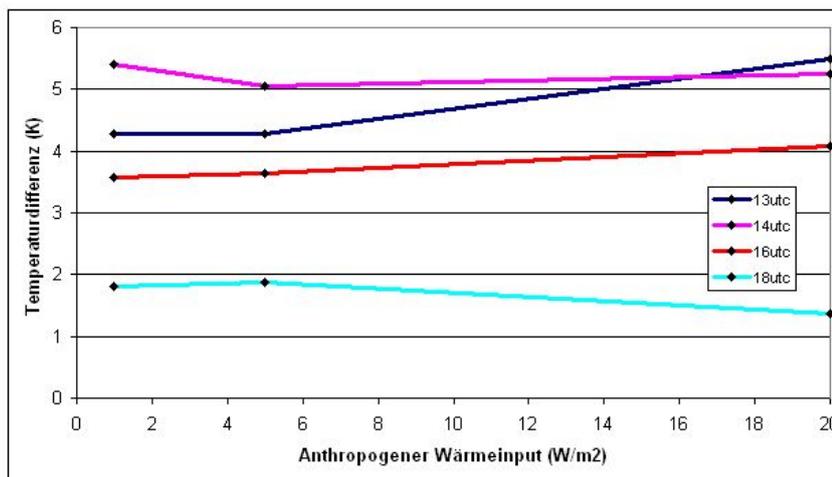


Abb. 6.3.: Zusammenhang der Beträge der maximalen Abweichungen der 2m-Temperatur (in K) mit dem anthropogenen Wärmeeintrag (in W/m^2). Start der Simulation war am 13.07.2007 um 6 UTC.

Energie (TKE) durch eine diagnostische Gleichung berechnet. Im neuen Schema ist die Gleichung für die TKE jedoch prognostisch, für sie wird hier kein lokales Gleichgewicht angenommen. Die Turbulenzschließung im neuen Schema ist somit eigentlich von höherer als 2. Ordnung, aber auch nicht 3. Ordnung. Deshalb spricht man von „2.5. Ordnung“. In der operationellen Wettervorhersage wird das neuere der beiden Schemata verwendet.

Um zu untersuchen, inwieweit die Turbulenzparametrisierung die Ausbreitung und Bildung von Störungen beeinflusst, wurden zwei Simulationen (jeweils mit und ohne anthropogenen Wärmeeintrag) mit dem älteren Turbulenzschema durchgeführt. Der Zeitraum war der gleiche wie bei der Untersuchung des Einflusses der Größe des Wärmeeintrags (von 6 bis 20 UTC am 13.07.2007). Wie im Beispiellauf gibt es auch hier unerwartete Abweichungen in der 2m-Temperatur, die um 13 UTC maximal -2.5 bzw. +2.5 K betragen.

- Einfluss des Startzeitpunktes

Es wäre möglich, dass der Startzeitpunkt Einfluss auf die Ausbreitung und Entwicklung der Störungen hat. Ein wie auch immer gearteter Fehler in den Anfangswerten wäre denkbar sowie eine Abhängigkeit der Auslösung von der Tageszeit. Beide möglichen Einflussfaktoren konnten mit Hilfe einer 24stündigen Simulation mit Start um 12 UTC am 13.07.2007 ausgeschlossen werden.

In Abbildung 6.4 ist die Differenz der 2m-Temperatur nach einer Stunde Simulationszeit (um 13 UTC) dargestellt. Vergleicht man zunächst die Erwärmung der Städte mit der in den Abbildungen 6.2 und 6.1, so erkennt man, dass jene hier offensichtlich nicht ganz so warm sind wie in den beiden anderen Bildern. Das liegt daran, dass die Simulation hier nur eine Stunde vorher gestartet wurde und sich vor allem der Boden noch nicht so stark erwärmen konnte. Ab 14 UTC beginnen sich auch in der Simulation mit Start um 12 UTC verstärkt Störungen zu entwickeln. Deren Amplitude erreicht um etwa 16 UTC ein Maximum mit ± 2 K. Im Vergleich hierzu ist die Am-

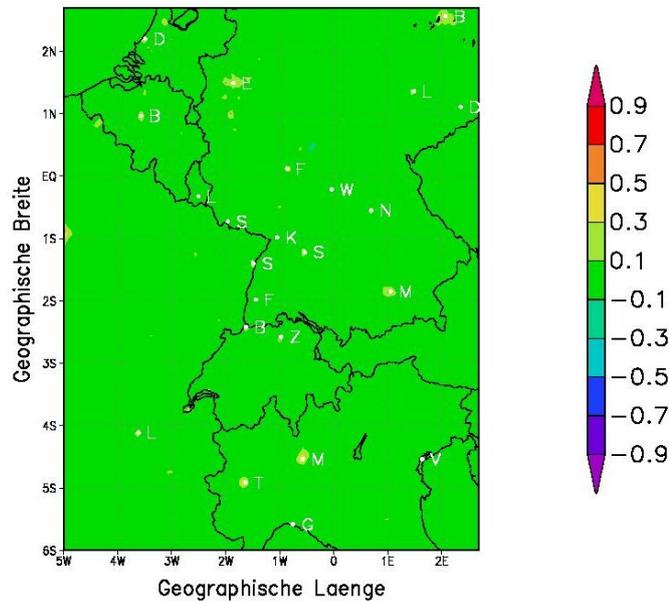


Abb. 6.4.: Differenz der 2m-Temperatur (in K) um 13 UTC am 13.07.2007 in der Rechnung mit Start eine Stunde zuvor. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

plitude der Störungen um 16 UTC im in Abschnitt 5.2 beschriebenen Beispiellauf etwas größer, nämlich etwa -2 bis $+3.5$ K. Dieser Unterschied kommt vermutlich ebenfalls durch die vom Boden benötigte Einschwingzeit zu Stande. Außerdem kann man feststellen, dass die Entwicklung der Abweichungen im Lauf ab 12 UTC schneller vor sich geht. Bei den Rechnungen ab 0 UTC treten die ersten größeren Störungen erst vier bis sechs Stunden nach dem Start der Simulation auf, hier jedoch schon nach etwa zwei Stunden. Dies legt die Vermutung nahe, dass nicht unbedingt die Ursache der Störungen, aber doch die Art ihrer Entwicklung mit der solaren Einstrahlung tagsüber verknüpft ist. Aus diesem Grund wurde im nächsten Punkt der Einfluss des Strahlungsschemas untersucht, indem es deutlich häufiger als bisher aufgerufen wurde.

Qualitativ sind die auftretenden Störungen jedoch denen der bisher beschriebenen Läufe ähnlich. Der Startzeitpunkt ist also offensichtlich nicht die Ursache für die Störungen, sondern beeinflusst lediglich deren Ausbreitung und Amplitude am Anfang der Simulationszeit in geringem Maße.

- Einfluss des Strahlungsschemas

Die Strahlungsroutine wird in COSMO bei Läufen mit 7 km Auflösung standardmäßig nur einmal pro Stunde aufgerufen, da sie sehr viel Rechenzeit benötigt, die es bei einer operationellen Wettervorhersage zu minimieren gilt. Bei Rechnungen mit 2.8 km horizontaler Auflösung zum Beispiel wird sie jedoch alle Viertelstunde aufgerufen (siehe Kapitel 8).

Um zu untersuchen, ob die Störungen bei einem häufigeren Aufruf des Strahlungsschemas nicht auftreten, wurde ein Lauf durchgeführt, bei dem die Routine alle 10 Zeitschritte (also alle 6 min 40 s) aufgerufen wurde. Wie bei den anderen Läufen auch entwickelten sich in der 72stündigen Simulation, die wiederum um 0 UTC am 13.07.2007 gestartet worden war, bald unerwartete Störungen. Zum Beispiel betragen die Abweichungen der 2m-Temperatur um 13 UTC (am 13.07.2007) rund -2 bis +3 K. Sie sind somit etwa gleich groß wie die Störungen im Beispiellauf (Abschnitt 5.2) zu diesem Zeitpunkt. Das operationell verwendete lange Zeitintervall zwischen den Aufrufen des Strahlungsschemas ist also nicht verantwortlich für das Auftreten der starken Abweichungen.

Aus den in diesem Abschnitt beschriebenen Simulationen kann man folgern, dass weder der Zeitschritt oder das Zeitintegrationsschema noch das Turbulenzschema oder die Größe des Wärmeeintrags Q_F primär für die Bildung und Ausbreitung der Störungen verantwortlich sind. Auch der Startzeitpunkt der Rechnung oder der seltene Aufruf des Strahlungsschemas sind nicht die Ursache. Auf den gezeigten Abbildungen sieht man zudem deutlich, dass die Störungen nicht immer an den gleichen Orten auftreten. Bei einem direkten Vergleich der Simulationen muss jedoch beachtet werden, dass der Startzeitpunkt nicht bei allen übereinstimmt.

6.2. Wärmeeintrag an einem Gitterpunkt

Bei den bisher vorgestellten Simulationen befanden sich über das gesamte Modellgebiet verteilt an vielen Gitterpunkte Städte, in denen ein anthropogener Wärmeeintrag berücksichtigt wurde. Hierbei ist es jedoch unmöglich festzustellen, welche der unerwarteten Abweichungen ursprünglich durch den Wärmeeintrag an welchem Gitterpunkt verursacht wurde. Zum Beispiel müssen die beschriebenen Veränderungen des Wolkenbedeckungsgrads über der Adria ursprünglich durch die anthropogene Wärmefreisetzung an einem anderen Gitterpunkt verursacht worden sein, da Q_F über dem Meer gleich Null ist. Auch die großen Flecken wie zum Beispiel in Sachsen in Abbildung 5.4 müssen auf irgendeine Weise durch das Einbeziehen von Q_F zu Stande gekommen sein, da dies die einzige im Modell durchgeführte Veränderung ist.

Somit liegt es nahe, den anthropogenen Wärmeeintrag an nur einem (beliebigen) Gitterpunkt hinzuzufügen und so die Entwicklung und Ausbreitung zu untersuchen.

Gewählt wurde der Punkt mit den Gitterkoordinaten $i=98, j=67$, der in etwa dem Zentrum von München entspricht.

Zunächst wurden zwei Läufe mit den normalen, in Abschnitt 5.1 beschriebenen Modelleinstellungen durchgeführt, wie üblich einer mit und einer ohne anthropogenen Wärmeeintrag. Auch der Zeitraum entsprach dem für den Beispiellauf in Abschnitt 5.2 gewählten (von 0 UTC am 13.07. bis 23 UTC am 15.07.2007).

Der Wert für Q_F am Gitterpunkt München wurde aus der Bevölkerungsdichte und dem mittleren Ener-

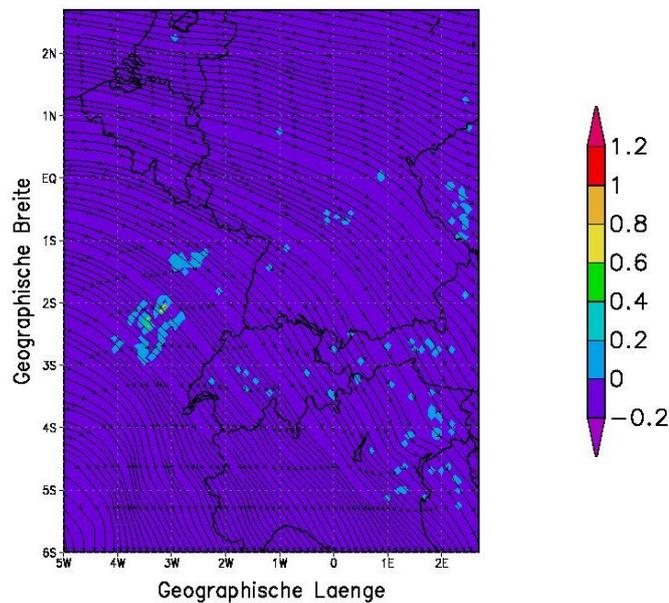


Abb. 6.5.: Differenz des Wolkenbedeckungsgrads in % und Stromlinien (in ca. 3 km Höhe über Grund) am 13.07.2007 um 2 UTC, nach zwei Stunden Simulationszeit, mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

gieverbrauch für Juli berechnet und ergab sich zu rund 18 W/m^2 .

Aus den in den vorhergegangenen Kapiteln beschriebenen Simulationen mit Wärmeeintrag an jedem urbanen Gitterpunkt war nicht ersichtlich, ob sich die Störungen durch Advektion, wellenartig, durch unerwünschte numerische Effekte oder eine Kombination von diesen ausbreiten. Dies kann nun in den Modellläufen mit Q_F an nur einem Gitterpunkt genauer untersucht werden. Hierzu ist in Abbildung 6.5 die Differenz des Gesamtwolkenbedeckungsgrads (zwischen den Rechnungen mit und ohne Wärmeeintrag) zusammen mit den Stromlinien in rund 3 km Höhe über der Erdoberfläche dargestellt. Bereits nach zwei Stunden Simulationszeit gibt es Differenzen des Wolkenbedeckungsgrads zum Beispiel in Burgund (Frankreich), rund 500 km vom Gitterpunkt München entfernt. Die dort auftretenden Abweichungen betragen etwa 1 %. An den Stromlinien ist erkennbar, dass der Wind (in 3 km Höhe) aus westlichen Richtungen weht und somit Burgund zu diesem Zeitpunkt stromaufwärts bzw. querab von München liegt. Hieraus kann man schließen, dass die Ausbreitung der Störungen nicht advektiv erfolgt.

Analog zu den Fällen mit anthropogenem Wärmeeintrag an allen urbanen Gitterpunkten haben sich bis 13 UTC Störungen im gesamten Simulationsgebiet ausgebildet (Abbildung 6.6). Die maximalen Abweichungen im Wolkenbedeckungsgrad betragen um 13 UTC bis zu -80 bzw. +60 %, bei den 2m-Temperaturen sind es -2 bis +2.5 K. Die Größenordnung entspricht somit wiederum der im Beispiellauf mit anthropogenem Wärmeeintrag an allen urbanen Gitterpunkten (Abschnitt 5.2). Sie ist also nach eini-

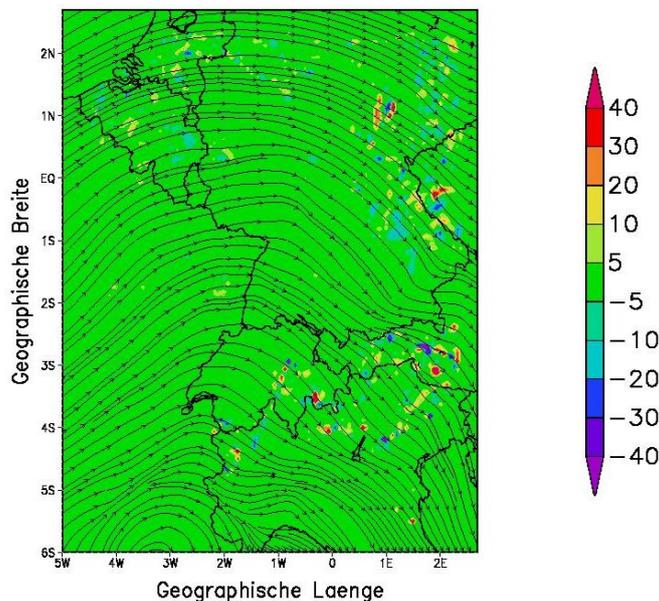


Abb. 6.6.: Differenz des Wolkenbedeckungsgrads in % und Stromlinien (in ca. 3 km Höhe über Grund) um 13 UTC am 13.07.2007 mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

gen Stunden nicht mehr davon abhängig, wo bzw. an wie vielen Punkten der Wärmeeintrag einging.

Im Folgenden werden weitere Simulationen mit jeweils einem variierten Modellparameter und anthropogenem Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München beschrieben. Das Ziel war wiederum, die Ursache für bzw. die Art der Ausbreitung der Störungen herauszufinden.

- Ausgabe jedes Zeitschritts

In den bisher betrachteten Modellläufen erfolgte die Ausgabe der relevanten Variablen zu jeder vollen Stunde. Hierbei war zu sehen, dass die Orte und Stärke der Störungen der jeweiligen Variablen sich von Ausgabe zu Ausgabe veränderten. Allerdings war nicht zu erkennen, wie sie sich ausbreiten. Im oben beschriebenen Lauf mit Wärmeeintrag an nur einem Gitterpunkt waren die Störungen innerhalb der ersten Simulationsstunden nur in der näheren Umgebung von München aufgetreten, aber sehr bald schon über das ganze Modellgebiet verteilt. Um nun speziell die Art der Ausbreitung zu untersuchen, wurde nur eine Stunde simuliert, innerhalb derer jeder einzelne große Zeitschritt ausgegeben wurde. Dieser betrug 40 s. Der Startzeitpunkt der Simulation war wiederum 0 UTC am 13.07.2007.

Bei der Auswertung dieses Laufs wurden verschiedene Variablen in Horizontal- und Vertikal-schnitten betrachtet, in der Hoffnung, in einer von ihnen eine Art Ausbreitung der Störungen zu erkennen. Jedoch traten in den meisten Variablen in den ersten Zeitschritten keinerlei Verände-

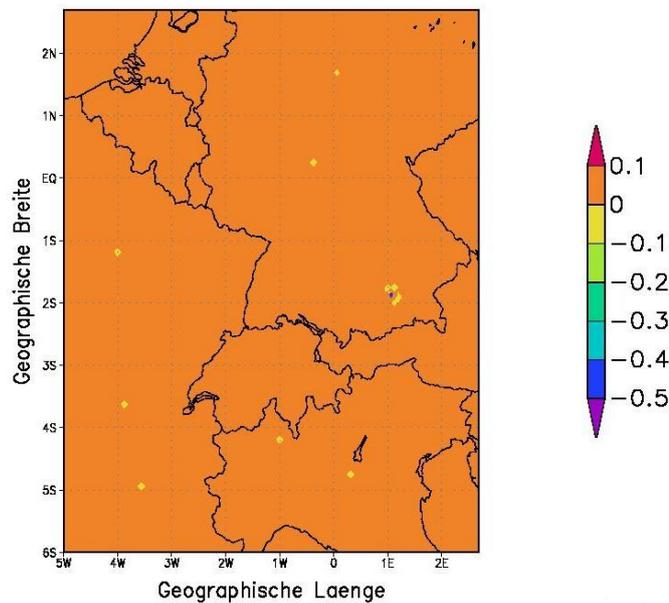


Abb. 6.7.: Differenz des fühlbaren Wärmeflusses in W/m^2 nach 3 min 20 s Rechenzeit in der Simulation mit großem und kleinem Zeitschritt gleich 10 s. Der Wärmeeintrag ging nur am Gitterpunkt München ein. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

rungen auf, danach wiederum in fleckenhafter Form um München herum und schließlich auch in etwas weiterer Entfernung. Eine wellenförmige oder sonstige kontinuierliche Ausbreitung war nicht erkennbar. Die betrachteten Variablen waren unter anderem Druck, Druckstörung, Temperatur, Vertikalgeschwindigkeit, konvektiver Wolkenbedeckungsgrad jeweils in allen 40 Atmosphärenschichten und auch latenter und fühlbarer Wärmestrom.

Es wurde ein weiterer Lauf wie der soeben beschriebene durchgeführt, bei dem jedoch die Glättung der Variablen auf den p- bzw. z-Schichten ausgeschaltet wurde. Die Ergebnisse der Untersuchung waren die gleichen wie für den ersten Lauf bereits beschrieben.

Da das COSMO-Modell - wie bereits erwähnt - mit zwei verschiedenen Zeitschritten arbeitet und der kleinere hiervon zur Berechnung der schnellen Prozesse verwendet wird, wurde für die nächste Simulation der große Zeitschritt im Leapfrogverfahren gleich 10 s gesetzt. Auf Grund der Berechnungsvorschrift des kleinen Zeitschritts aus dem großen hatte der kleine nun ebenfalls den Wert 10 s. Somit konnte jeder kleine Zeitschritt ausgegeben werden. Da eine solche Ausgabe viel Speicherplatz erfordert, wurden nur 15 Minuten gerechnet, wiederum ab 0 UTC am 13.07.2007. Auch aus diesem Lauf ergaben sich keine neuen Erkenntnisse. Es wurden die gleichen Variablen untersucht wie in den beiden vorher diskutierten Rechnungen, bei denen jeder Zeitschritt ausgegeben wurde.

Beim fühlbaren Wärmestrom trat jedoch ein Effekt auf, der im Folgenden kurz beschrieben werden soll. In Abbildung 6.7 ist die Differenz des fühlbaren Wärmeflusses nach 3 min 20 s Rechenzeit zu sehen, das entspricht 20 Zeitschritten à 10 s. Die offensichtlich nur sehr kleinen, aber doch darstellbaren Störungen in Frankreich treten somit innerhalb eines bemerkenswert kurzen Zeitraums nach Simulationsstart auf. Nimmt man an, dass sie sich tatsächlich von München aus ausgebreitet haben, so geschah dies mit einer Geschwindigkeit von rund 3000 m/s (600 km in 200 s). Die im Modell verwendete Schallgeschwindigkeit beträgt etwa 348 m/s. Daraus kann man schließen, dass sich die erwähnten Störungen weder advektiv noch über Schallwellen ausgebreitet haben.

- Einfluss der Konvektionsparametrisierung

Sowohl operationell als auch standardmäßig in dieser Diplomarbeit wird für die Parametrisierung der subskaligen Konvektion das Tiedtke-Schema verwendet. In COSMO existiert jedoch die Option, stattdessen die Kain-Fritsch-Konvektionsparametrisierung zu benutzen (Doms et al. (2005) und Referenzen hierin).

Eine Parametrisierung ist hier notwendig, da Konvektion ein sehr kleinräumiges Phänomen ist. Einzelne konvektive Wolken bzw. Gebiete können meist von den groben Gittern der meteorologischen Modelle nicht aufgelöst werden. Auch eine relativ kleine Gitterweite von 7 km, die für die meisten im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Simulationen verwendet wurde, reicht hierfür nicht aus. Geht man zu einer höheren Auflösung von beispielsweise 2.8 km über (siehe Abschnitt 8), so muss man nur noch die flache Konvektion parametrisieren. Die hochreichende Konvektion kann vom Modell direkt berechnet werden, da es sich um ein nicht-hydrostatisches Modell handelt (siehe Abschnitt 3.1).

Es wurde eine 14stündige Rechnung (ab 0 UTC am 13.07.2007) durchgeführt, die statt des Tiedtke-Schemas die Kain-Fritsch-Parametrisierung verwendet. Betrachtet man die Ergebnisse rein qualitativ, so sieht man keinen wesentlichen Unterschied zu den bisher beschriebenen Simulationen. Es treten ebenfalls Störungen auf, die sich ausbreiten und deren Amplitude im Lauf der ersten Simulationsstunden zunimmt. Um 13 UTC zum Beispiel betragen die maximalen Abweichungen in der 2m-Temperatur etwa -1.8 bis +1.5 K, in der Wolkenbedeckung -70 bis +40 %. Diese Werte sind somit etwas geringer als in dem am Anfang dieses Kapitels als Beispiel verwendeten Lauf. Hieraus lassen sich jedoch auch keine neuen Schlüsse ziehen.

Zur weiteren Untersuchung des Einflusses des Konvektionsschemas wurde eine Rechnung durchgeführt, bei der dieses Schema komplett abgeschaltet wurde. Auch flache Konvektion wurde somit nicht parametrisiert. Trotzdem treten wiederum Störungen auf, die um 13 UTC (nach 13 Stunden Simulationszeit) in der gleichen Größenordnung wie bei Verwendung des Kain-Fritsch-Schemas liegen. In diesem Fall wurden drei Tage gerechnet, von 0 UTC am 13.07.2007 bis 23 UTC am 15.07.2007.

Aus den Testsimulationen mit dem Kain-Fritsch- bzw. ganz ohne Konvektionsschema kann man

schließen, dass diese Parametrisierung nicht primär für die Entwicklung und Ausbreitung der Störungen verantwortlich ist.

- Veränderung der Bodenschichten

Die Dicken der Bodenschichten wurden in allen bisher erwähnten Simulationen aus den operationellen Einstellungen von COSMO übernommen. Sie sind in Abbildung 3.1 zu sehen. Um die Generierung und Ausbreitung der Störungen eventuell zu dämpfen, wurden die obersten drei Bodenschichten zu einer mit 12 cm relativ dicken vereinigt. Bisher war die oberste Schicht nur 1 cm dick. Die Entwicklung stärkerer Störungen dauerte in dieser Simulation offensichtlich etwas länger, wurde jedoch nicht komplett gedämpft. Nach 13 Stunden Rechenzeit, um 13 UTC am 13.07.2007, erreichen die Abweichungen in der 2m-Temperatur erst rund -1.2 bis +0.9 K, bei den vorher beschriebenen Läufen waren sie um diese Uhrzeit deutlich größer. Im Wolkenbedeckungsgrad sieht man keinen deutlichen Unterschied zu den vorherigen Simulationen. Er variiert hier um 13 UTC maximal zwischen -80 und +40 %. Diese Simulation wurde jedoch nicht mit dem Tiedtke-, sondern dem Kain-Fritsch-Schema durchgeführt. Der Einfluss des Konvektionsschemas auf die Bildung der Störungen wurde bereits im vorhergehenden Absatz ausgeschlossen. Da die Simulation mit dem Kain-Fritsch-Schema dort bereits etwas geringere Abweichungen lieferte als die Beispielsimulation am Anfang dieses Abschnitts, kann nicht sicher entschieden werden, ob die hier beobachteten Abweichungen auf Grund des Konvektionsschemas oder auf Grund der Dämpfung geringer sind als im Beispiellauf. Vermutlich spielen beide Tatsachen eine Rolle, allerdings war dies hier nicht Gegenstand der Untersuchung.

Um den Dämpfungseffekt noch weiter zu verstärken, wurde die Dicke der obersten Bodenschicht in einer weiteren Simulation auf 36 cm erhöht. Es wurde wiederum die Kain-Fritsch-Konvektionsparametrisierung verwendet. Subjektiv hat man nun auch im Wolkenbedeckungsgrad den Eindruck, dass die Ausbreitung der Störung deutlich langsamer erfolgt und sie meist schwächer sind; vor allem ist auch die Ausdehnung der Flecken mit starken Abweichungen eher geringer. Dies spiegelt sich allerdings nicht in der maximalen Abweichung des Wolkenbedeckungsgrads von 13 UTC wider, wo die Abweichungen $\pm 80\%$ betragen, jedoch nur an sehr wenigen Gitterpunkten. Die maximalen Temperaturabweichungen erreichen Werte von -1.2 bzw. +0.6 K. In beiden Variablen sind die Störungen in den Stunden vorher deutlich geringer, der Zeitpunkt 13 UTC ist eher eine Ausnahme. Die Temperaturstörung beträgt vorher und nachher meist nicht mehr als ± 0.5 K.

Die Erhöhung der Dicke der obersten Bodenschicht führt somit zu einer stärkeren Dämpfung der Störungen. Sie breiten sich zwar in etwa so schnell aus wie bei der normalen Bodenkonfiguration, erreichen aber nicht die Größenordnung der in den anderen Läufen beobachteten Störungen, auch nicht nach drei Tagen, am Ende der simulierten Episode. Allerdings treten die unerwarteten Abweichungen immer noch auf, sie konnten offensichtlich auch durch eine zusätzliche Dämpfung nicht unterdrückt werden.

Name	Beschreibung	Startzeitpunkt	Stunden
Numerik I	kleinen Zeitschritt verringert	0 UTC, 13.07.2007	14
Numerik II	Runge-Kutta-Verfahren	0 UTC, 13.07.2007	24
Größe Wärmeeintrag	1, 5 bzw. 20 W/m ²	6 UTC, 13.07.2007	14
Turbulenz	altes Turbulenzschema	6 UTC, 13.07.2007	14
Startzeitpunkt	ab 12 UTC	12 UTC, 13.07.2007	24
Strahlungsschema	häufiger aufgerufen	0 UTC, 13.07.2007	72

Tab. 6.1.: Übersicht über die durchgeführten Sensitivitätsstudien mit Wärmeeintrag an allen urbanen Gitterpunkten.

In den Sensitivitätsstudien mit anthropogenem Wärmeeintrag an nur einem Gitterpunkt sollte durch die Ausgabe jedes Zeitschritts vor allem die Art der Ausbreitung der Störungen genauer untersucht werden, aber auch ihr Verhalten bei stärkerer Dämpfung durch eine dickere oberste Bodenschicht bzw. der Einfluss des Konvektionsschemas. Jedoch konnte auch mit den hier beschriebenen Simulationen die Ursache für die Entwicklung und Ausbreitung der Störungen nicht geklärt werden.

6.3. Zusammenfassung der Sensitivitätsstudien

Dieser Abschnitt gibt einen kurzen Überblick über die durchgeführten Sensitivitätsstudien (und ihre Ergebnisse).

Die Konfiguration von COSMO aus Abschnitt 5.1 wurde als Referenz verwendet und immer ein Parameter bzw. möglicher Einflussfaktor variiert. In der Referenzkonfiguration wird zur Parametrisierung der subskaligen Konvektion das Tiedtke-Schema benutzt. Das Turbulenzschema ist ein relativ neu eingebautes von der Ordnung 2.5. Im Leapfrogverfahren beträgt der große Zeitschritt 40 s, der kleine 11.4 s. Das Strahlungsschema wird wegen des großen Rechenzeitbedarfs nur einmal pro Stunde aufgerufen.

Die hier durchgeführten Sensitivitätsstudien verwendeten als Randwerte GME-Analysen aus dem Zeitraum 13. bis 15.07.2007.

In Tabelle 6.1 findet sich eine Übersicht über die Sensitivitätsstudien aus Abschnitt 6.1, bei denen an jedem urbanen Gitterpunkt der anthropogene Wärmeeintrag berücksichtigt wurde. Analog ist in Tabelle 6.2 ein Überblick über die in Abschnitt 6.2 erläuterten Sensitivitätsstudien mit anthropogenem Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München gegeben.

Die Frage nach der Ursache und Art der Ausbreitung der auftretenden unerwarteten Abweichungen muss somit weiterhin als ungelöst betrachtet werden. In der Gruppe von Bernhard Vogel am hiesigen Institut für Meteorologie und Klimaforschung finden in Zusammenarbeit mit dem Deutschen Wetterdienst momentan weitergehende Untersuchungen dieses Problems statt.

Möglicherweise breitet sich die Information über eine eingebrachte Störung (zum Beispiel in Form des

Name	Beschreibung	Startzeitpunkt	Stunden
Jeder Zeitschritt I	40 s, mit Glättung	0 UTC, 13.07.2007	1
Jeder Zeitschritt II	40 s, ohne Glättung	0 UTC, 13.07.2007	1
Jeder Zeitschritt III	10 s	0 UTC, 13.07.2007	0.25
Konvektion I	Kain-Fritsch	0 UTC, 13.07.2007	14
Konvektion II	abgeschaltet	0 UTC, 13.07.2007	72
Bodenschicht I	oberste 12 cm, KF	0 UTC, 13.07.2007	72
Bodenschicht II	oberste 36 cm, KF	0 UTC, 13.07.2007	72

Tab. 6.2.: Übersicht über die durchgeführten Sensitivitätsstudien mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München.

anthropogenen Wärmeeintrags) über Schallwellen aus, deren Amplitude jedoch im Bereich der Genauigkeit des für diese Diplomarbeit verwendeten Ausgabeformats (GRIB) liegt und sie somit nicht als Wellen erkennbar sind. Haben die Schallwellen den Rand des Simulationsgebiets erreicht, so bilden sich langsam an einzelnen Punkten die größeren Abweichungen, deren genaue Entstehungsursache bisher unbekannt ist.

7. Monatsläufe mit COSMO-UHI

Diese Diplomarbeit verfolgt das Ziel, den Einfluss des urbanen Wärmeeintrags Q_F auf das Klima der Städte und ihres Umlands zu untersuchen. Deshalb wurden mehrere Simulationen auf der Zeitskala eines Monats durchgeführt, um auch längerfristige Auswirkungen von Q_F erkennen zu können. Zudem wurde auf Grund des scheinbar stochastischen Charakters der Störungen vermutet, dass diese in den Monatsmittelwerten möglicherweise nicht mehr so stark sichtbar sind. Die Zeitreihen der simulierten bodennahen Temperaturen wurden an den Gitterpunkten Frankfurt Ost, München und Karlsruhe mit Messdaten des HLUG (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie) bzw. des DWD verglichen.

7.1. Juli 2007

Mit GME-Analysen als Anfangs- und Randwerte wurde der Monat Juli 2007 simuliert. Die sonstigen Modelleinstellungen entsprachen den in Abschnitt 5.1 beschriebenen. Der verwendete externe Parametersatz wurde vom Programm *Landdaten* (siehe Abschnitt 4.3) erzeugt. Der an den urbanen Gitterpunkten eingehende anthropogene Wärmeeintrag wurde mit Hilfe der Bevölkerungsdichte und des Energieverbrauchs für Juli berechnet. Somit entspricht er exakt dem für den Beispiellauf in Abschnitt 5.2 verwendeten (Abbildung 5.1).

Es wurden jeweils Monatsmittel über die Differenzen zwischen den beiden Läufen mit und ohne anthropogenen Wärmeeintrag zu jeder Stunde gebildet. Diese werden im Folgenden diskutiert.

Im Monatsmittel der 2m-Temperatur erkennt man die Lage der Städte sehr deutlich an einer Temperaturerhöhung um maximal rund 1.6 K in der Simulation mit Wärmeeintrag (Abbildung 7.1). Allerdings existieren auch einige „Flecken“ mit schwachen negativen Temperaturabweichungen, zum Beispiel nordöstlich des Bodensees bzw. in der Nähe von Leipzig.

Ähnlich ergibt sich der über den Zeitraum vom 1. bis 30. Juli akkumulierte fühlbare Wärmestrom (Abbildung 7.2). Bei dieser vom Modell durchgeführten Akkumulation werden die Werte des fühlbaren Wärmeflusses aller Zeitschritte berücksichtigt, nicht nur die stündlich ausgegebenen Werte. Die Differenzen des Flusses sind in den größeren Städten negativ. Dies deckt sich ebenfalls mit den Erwartungen aus theoretischen Überlegungen zur Energiebilanz. Die ausführliche Erklärung hierfür wurde bereits in Abschnitt 5.2 gegeben.

Analog lassen sich die schwach negativen Werte des akkumulierten latenten Wärmestroms in den Städten erklären (Abbildung 7.3). Sowohl im fühlbaren als auch im latenten Wärmefluss treten an einigen Gitterpunkten auch in den akkumulierten Werten positive Differenzen auf. Sie stehen offensichtlich in Zusammenhang mit den Störungen, die über einen Monat nicht vollständig weggemittelt werden.

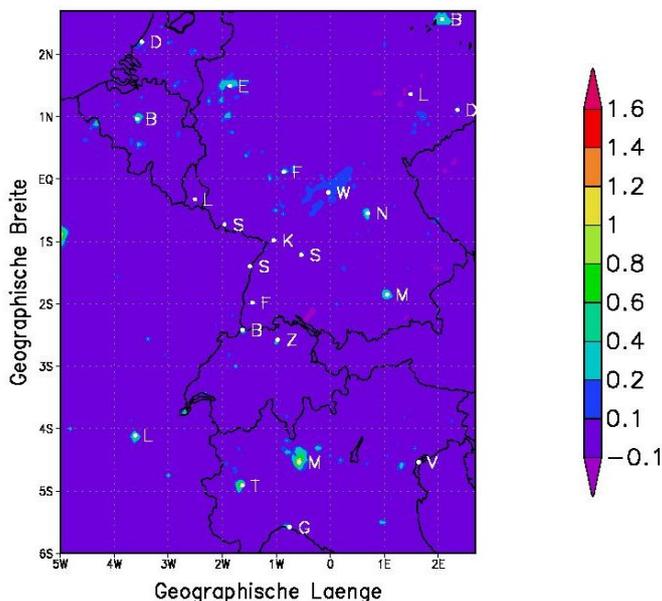


Abb. 7.1.: Monatsmittel für 1.-30.Juli 2007 der Differenz der bodennahen Temperatur, in K. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

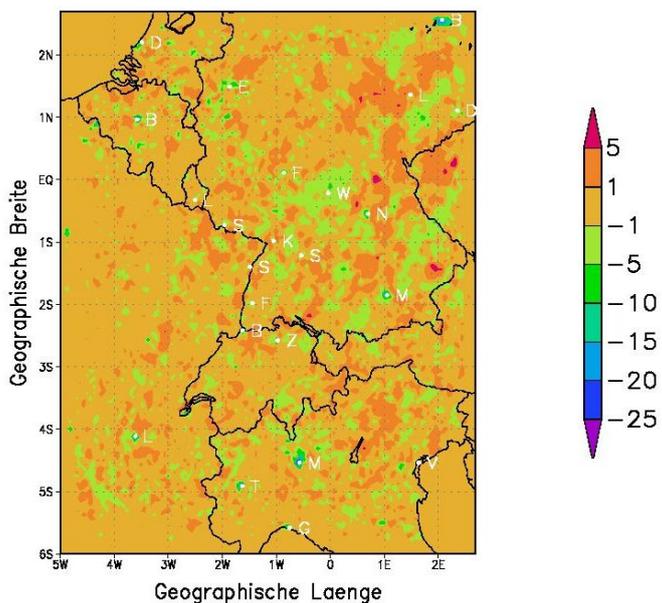


Abb. 7.2.: Von 1. bis 30. Juli 2007 akkumulierte Differenz des fühlbaren Wärmestroms in W/m^2 . Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

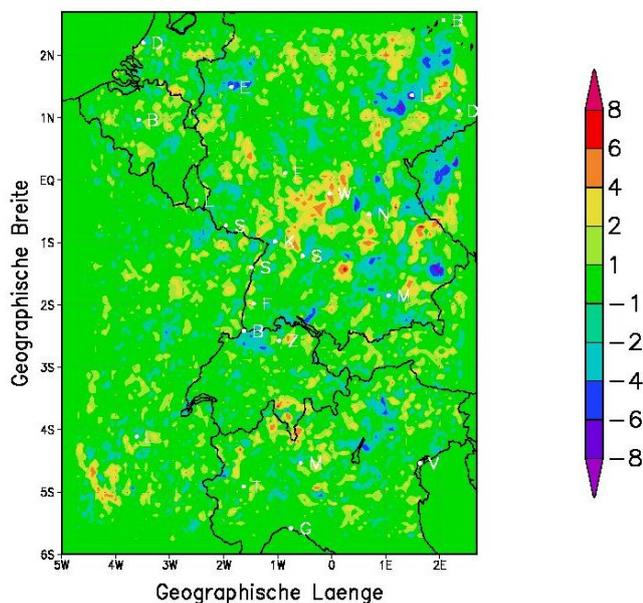


Abb. 7.3.: Differenz des von 1. bis 30. Juli 2007 akkumulierten latenten Wärmestroms in W/m^2 . Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

Wie bereits in Abschnitt 2.1 erwähnt, beeinflusst die Existenz einer Stadt möglicherweise den Niederschlag, auch in ihrer näheren Umgebung. Dies kann bei der Simulation des Monats Juli 2007 hier nicht bestätigt werden (Abbildung 7.4). Man sieht keinen direkten Einfluss der Städte auf die Differenzen im von 1. bis 30.07. akkumulierten Gesamtniederschlag. Die Änderung macht maximal etwa 20 % des in der Simulation ohne Q_F fallenden Niederschlags aus. Eine Ursache hierfür könnte sein, dass der anthropogene Wärmeeintrag die einzige Größe ist, durch die sich die beiden verglichenen Simulationen unterscheiden. Die anderen Parameter, die die Städte beschreiben (siehe Abschnitt 3.4) können hier nicht aus- und eingeschaltet werden; sie sind jeweils in beiden Simulationen vorhanden. Für die Niederschlagsbildung spielen sie jedoch sicherlich ebenfalls eine Rolle. Zum Beispiel führt die erhöhte Rauigkeitslänge zur Verstärkung der Turbulenz. Dies kann ebenfalls zur Auslösung von Konvektion und damit zur Bildung von Niederschlag beitragen. Ein weiterer Grund dafür, dass kein Einfluss von Q_F auf den Niederschlag sichtbar ist, könnte der relativ geringe Wert des anthropogenen Wärmeeintrags in den hier berücksichtigten Städten sein. Außerdem wurde bei dem in Abschnitt 2.1 erwähnten Beispiel für St. Louis der mittlere Niederschlag über 20 Jahre untersucht, während hier nur ein Monat simuliert wurde. Die betrachteten Zeitskalen differieren also sehr stark, so dass die Ergebnisse für St. Louis nicht einfach mit der hier durchgeführten Simulation verglichen werden dürfen.

Die Differenz des Taupunktes zwischen den beiden Simulationen variiert im Mittel über 1.-30.07.2007 um rund ± 2 K (siehe Anhang). Hierbei kann keine direkte Korrelation mit den urbanen Gitterpunkten

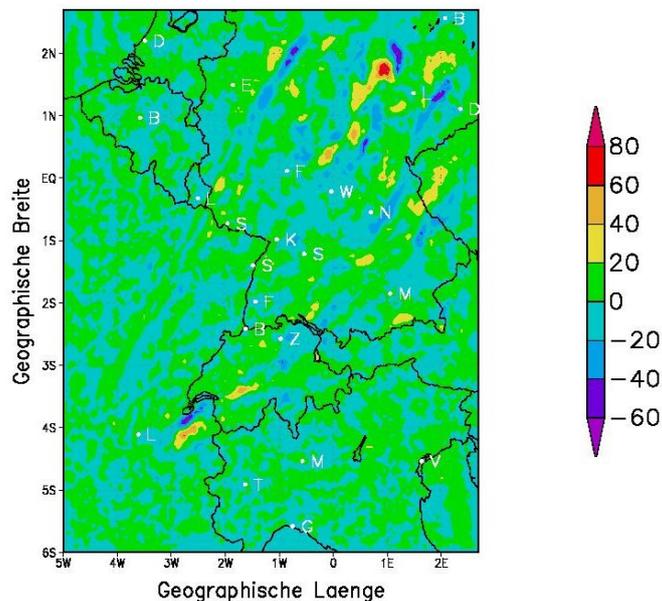


Abb. 7.4.: Differenz des von 1. bis 30. Juli 2007 akkumulierten Gesamtniederschlags, in mm. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

festgestellt werden. Ebenfalls hier nicht gezeigt werden die Ergebnisse für die Temperaturen der unterschiedlichen Bodenschichten. Ihre Differenzen unterscheiden sich qualitativ nicht von denen der bodennahen Temperatur in 2 m Höhe. Die Städte haben eine im Vergleich zur Simulation ohne anthropogenen Wärmeeintrag erhöhte Temperatur, und diese Differenz nimmt mit zunehmender Tiefe ab. Da es eine gewisse Zeit in Anspruch nimmt, bis sich die Erwärmung in die tieferen Schichten fortgepflanzt hat, ist die Differenz im Monatsmittel dort nicht so groß wie in den oberflächennahen Bodenschichten. Auch in den Bodentemperaturen gibt es an einigen Gitterpunkten schwache positive Abweichungen.

Im Folgenden werden Zeitreihen der 2m-Temperatur aus Messungen des HLUG (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie) und des Deutschen Wetterdienstes mit den simulierten Reihen mit bzw. ohne anthropogenen Wärmeeintrag verglichen.

Das HLUG misst an mehreren Stationen in Städten und auf dem Land die Konzentrationen verschiedener Spurenstoffe und auch die Temperatur in 3.5 m Höhe. Diese Messwerte liegen halbstündlich vor. Für die Station Frankfurt Ost wurden die Werte der 2m-Temperaturen aus den Simulationen mit und ohne Wärmeeintrag am nächstgelegenen Gitterpunkt mit denen des HLUG in stündlicher Auflösung verglichen (Abbildung 7.5). Die beiden Zeitreihen aus den Modellsimulationen unterscheiden sich maximal um etwa 1 K. Die Messungen des HLUG weisen jedoch häufig große Differenzen zu den beiden anderen Reihen auf, die im Extremfall bis zu 5 K erreichen. Berechnet man die Wurzel aus der mittleren quadra-

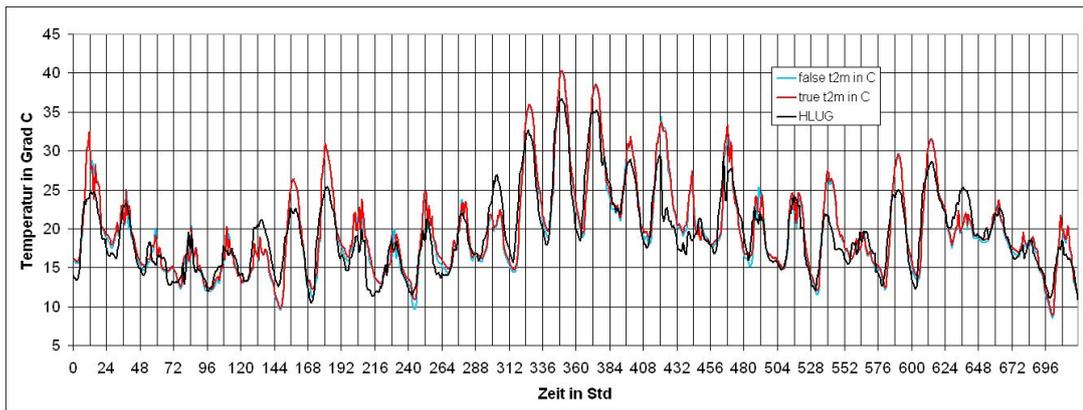


Abb. 7.5.: Zeitreihe der 2m-Temperaturen in °C der Station Frankfurt Ost (HLUG) von 1. bis 30. Juli 2007 im Vergleich mit den simulierten Zeitreihen mit bzw. ohne anthropogenen Wärmeeintrag am nächstgelegenen Gitterpunkt. Die schwarze Kurve zeigt die Messwerte des HLUG, die rote die simulierte mit Q_F und die blaue die simulierte ohne Q_F .

tischen Abweichung zwischen Modell- und Messwerten (den sogenannten RMSE = Root Mean Square Error), so erhält man einen Wert von 2.48 K für die Simulation ohne anthropogenen Wärmeeintrag und 2.51 K für die mit anthropogenem Wärmeeintrag. Der RMSE ist also durch die Berücksichtigung von Q_F größer geworden. Die Summe über die Differenzen zwischen Modell- und Messwert normiert mit der Anzahl der Werte ergibt die mittlere Abweichung, den sogenannten Bias. Dieser hat den Wert 0.35 K für die Simulation ohne Wärmeeintrag bzw. 0.64 K mit Wärmeeintrag. Im Mittel ist die 2m-Temperatur des Modells somit in beiden Simulationen etwas zu hoch. Einer der wichtigsten Gründe für die schlechte Übereinstimmung von Modell und Messung ist vermutlich, dass man die Punktmessung des HLUG nicht mit dem vom Modell berechneten Mittel über eine Gitterbox von $7 \times 7 \text{ km}^2$ vergleichen kann bzw. sollte. Außerdem erfolgt die Messung in 3.5 m Höhe über Grund, die bodennahe Temperatur im Modell wird jedoch für eine Höhe von 2 m berechnet. Dies führt beispielsweise zu einem (geringfügigen) Unterschied in den Tagesgängen, die in 3.5 m im Allgemeinen etwas weniger stark ausgeprägt sind als in 2 m Höhe.

Die Daten der Messstationen des Deutschen Wetterdienstes sind nur in täglicher Auflösung frei zugänglich. Deshalb wurden für die jeweiligen Modellläufe Tagesmittel der 2m-Temperaturen für Karlsruhe und München gebildet und diese mit den entsprechenden Daten des DWD verglichen.

Analog zur höher aufgelösten Zeitreihe für Frankfurt Ost (Abbildung 7.5) weisen die beiden Simulationen mit und ohne Wärmeeintrag am Gitterpunkt Karlsruhe untereinander geringere Differenzen auf als zur Messung (Abbildung 7.6). Der Bias zu den Messungen beträgt für die Simulation ohne Wärmeeintrag 0.09 K, mit Wärmeeintrag 0.26 K. Da das Modell ohne die Berücksichtigung des anthropogenen Wärmeeintrags offenbar im Mittel bereits zu hohe Temperaturwerte für Karlsruhe berechnet, werden diese Abweichungen in der Simulation mit Q_F natürlich noch größer. Auch die Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung (RMSE) hat in der Simulation mit Wärmeeintrag einen etwas höheren Wert

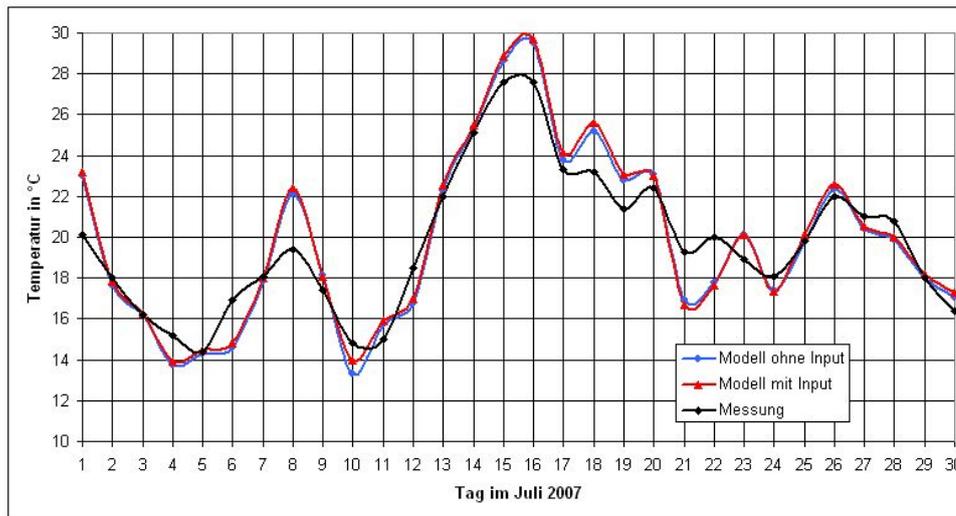


Abb. 7.6.: Zeitreihen der Tagesmittel der simulierten 2m-Temperaturen im Vergleich mit den vom Deutschen Wetterdienst gemessenen für den Monat Juli 2007 am Gitterpunkt bzw. der Station Karlsruhe.

(1.42 K) als ohne Wärmeeintrag (1.36 K). Die Berechnung der mittleren 2m-Temperatur für Karlsruhe hat sich durch den anthropogenen Wärmeeintrag somit nicht verbessert.

Eine analoge Zeitreihe wurde für München erstellt (Abbildung 7.7). Hier ist die Übereinstimmung der beiden Modellläufe mit den Messungen des Deutschen Wetterdienstes noch schlechter. Die Modellläufe sind im Mittel deutlich zu warm. Der Bias des Laufs ohne Wärmeeintrag hat den Wert 0.78 K, mit Wärmeeintrag beträgt er 1.22 K. Der RMSE ist mit 2.27 K für die Simulation mit Wärmeeintrag wiederum größer als für die ohne Wärmeeintrag (2.02 K). Die großen Abweichungen zwischen Messung und Modellsimulationen für München können unter anderem darauf zurückgeführt werden, dass die Messstation dort nicht im Stadtkern, sondern außerhalb am Flughafen liegt.

Für beide Städte gilt, dass hier wiederum der Wert einer Gitterbox von 49 km² mit einer Punktmessung verglichen wird und diese bereits in Folge dessen nicht gut übereinstimmen können.

7.2. Dezember 2001

Der Monat Dezember 2001 wurde mit und ohne anthropogenen Wärmeeintrag simuliert, um dessen Einfluss im Winter zu untersuchen. Der sich aus Bevölkerungsdichte und Energieverbrauch ergebende Wert für Q_F ist hier etwas höher als im Sommer, gleichzeitig werden die Absolutbeträge der anderen Energiebilanzglieder kleiner. Es wird somit ein im Verhältnis noch stärkerer Einfluss der anthropogenen Wärmefreisetzung als im Sommer erwartet.

Für die beiden Simulationen mit und ohne Q_F gingen im Gegensatz zum Juli 2007 keine GME-Analysen als Anfangs- und Randwerte ein. Statt dessen wurden diese aus Klimasimulationen von Hans-Jürgen Panitz mit COSMO-CLM mit etwa 50 km (0.44°) horizontaler Auflösung interpoliert. Diese COSMO-CLM-Rechnungen waren mit ERA40-Reanalysen angetrieben worden (ERA40 = ECMWF Re-Analysis

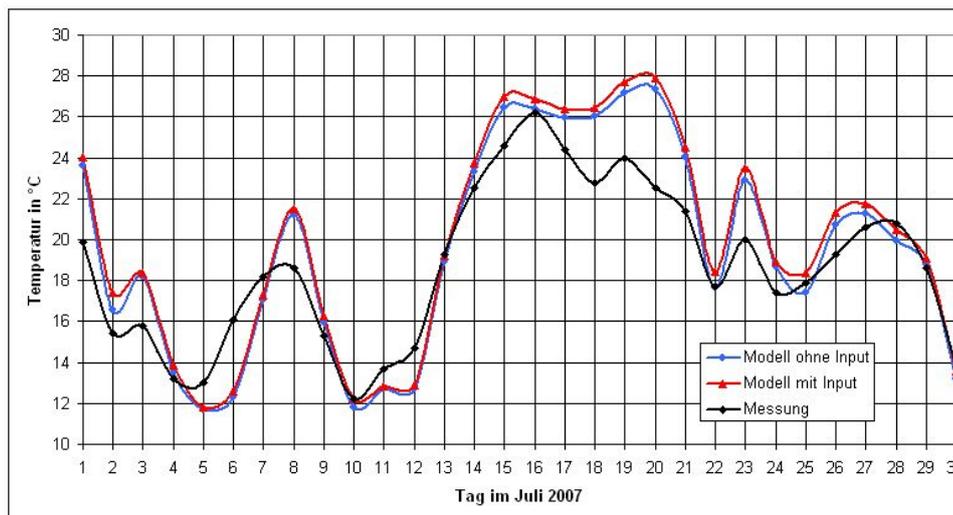


Abb. 7.7.: Zeitreihen der Tagesmittel der simulierten 2m-Temperaturen im Vergleich mit den vom Deutschen Wetterdienst gemessenen für den Monat Juli 2007 am Gitterpunkt München bzw. an der Station München Flughafen.

für 40 Jahre). Diese Randwerte wurden alle 6 Stunden übernommen. Es wurde das gleiche Modellgebiet wie für alle bisher beschriebenen Simulationen verwendet. Auch die Anzahl der vertikalen atmosphärischen Schichten (40) blieb unverändert. Im Bodenmodell wurden jedoch statt bisher 7 nun 9 aktive vertikale Schichten berücksichtigt, da dies in den 50km-Simulationen der Fall war und bei einer Interpolation auf 7 Schichten Probleme bzw. Fehler auftreten können. Die mittleren Tiefen der Bodenschichten befanden sich nun in 0.005, 0.025, 0.07, 0.16, 0.34, 0.70, 1.42, 2.86, 5.74 und 11.5 m Tiefe. Die unterste (hier 10.) Schicht besitzt, wie bereits erwähnt, eine konstante Temperatur, die dem klimatologischen Mittelwert des jeweiligen Gitterpunktes entspricht.

Der stärkere Einfluss von Q_F im Winter spiegelt sich zunächst im Mittel der Differenz der 2m-Temperatur in den Städten wider. Diese Temperatur erhöht sich im Dezember 2001 durch den anthropogenen Wärmeeintrag um maximal 2.2 K, während es im Juli 2007 nur maximal rund 1.6 K waren (siehe Abschnitt 7.1).

Die von 1. bis 31. Dezember 2001 akkumulierten fühlbaren und latenten Wärmeflüsse verhalten sich sehr ähnlich wie im Juli 2007.

Im akkumulierten Gesamtniederschlag erkennt man eine Zunahme um maximal rund 7 mm im Bereich des Ruhrgebiets (Abbildung 7.8). Möglicherweise besteht hier ein Zusammenhang mit dem anthropogenen Wärmeeintrag an den Gitterpunkten des Ruhrgebiets. Da jedoch bei anderen ähnlich großen Städten kein analoger Effekt zu sehen ist, ist diese Korrelation nicht nachweisbar. Die Änderung ist im Vergleich zum absoluten Wert des Gesamtniederschlags gering, sie macht maximal rund 3 % aus.

In einigen der größeren Städte, zum Beispiel in Turin und Mailand, verringert sich die relative Feuchte im Monatsmittel für Dezember durch die Berücksichtigung von Q_F um bis zu 8 %. Dies resultiert offensichtlich aus der Erhöhung der bodennahen Temperatur. In den meisten anderen Städten ist diese Abnahme

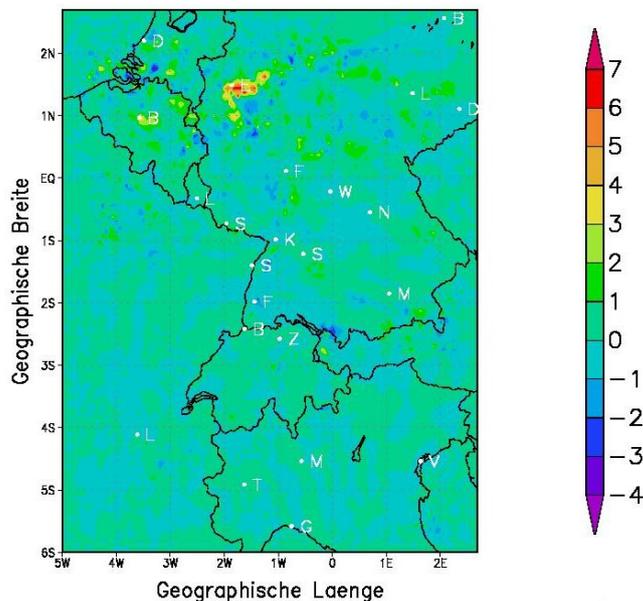


Abb. 7.8.: Differenz des von 1. bis 31.12.2001 akkumulierten Gesamtniederschlags in mm. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

jedoch deutlich schwächer. Die Ursache hierfür könnte sein, dass zusätzlich zur Temperaturerhöhung eine Verstärkung der Evapotranspiration auftritt, so dass sich die absolute Feuchte ebenfalls erhöht. Diese stärkere Evapotranspiration sieht man in allen größeren Städten zum Beispiel auch im Monatsmittel der Gesamtsäule des Wassergehaltes der Atmosphäre über einem Gitterpunkt („total precipitable water“) in Abbildung 7.9. Die Städte weisen im Mittel einen um maximal 0.016 kg/m^2 erhöhten Wert auf. Dies macht allerdings höchstens 0.8% des absoluten Mittelwertes aus. Auch im Taupunkt erkennt man die Lage der Städte an einem um maximal 0.9 K erhöhten Wert in der Simulation mit Q_F .

Für einen Gitterpunkt von München wurde die zeitliche Entwicklung der Bodentemperaturen genauer untersucht (Abbildung 7.10). Die Variabilität der Temperaturdifferenz im zeitlichen Verlauf ist wie erwartet nahe der Erdoberfläche am größten, da dort die der Temperatur ebenfalls am größten ist, und nimmt mit zunehmender Tiefe ab. Vor allem in den unteren, aber auch in den oberen Schichten nimmt die Temperaturdifferenz während des gesamten Monats Dezember zu. Offensichtlich müsste man deutlich längere Zeiträume simulieren, um zu erreichen, dass sich die anthropogene Erwärmung auch in den tieferen Schichten durchsetzt bzw. der Boden wieder zum Gleichgewicht findet.

Auch in der Windrichtung tritt die stärkste Änderung über den Städten auf. Als Beispiel sind in Abbildung 7.11 die Differenzvektoren des mittleren Windes, eingefärbt mit ihrem Betrag, der proportional zur Stärke der Windrichtungsänderung ist. Der Bereich um München ist vergrößert dargestellt. An der Richtung der Differenzvektoren erkennt man eine Art Umströmung der Stadt. Im Mittel kommt der Wind

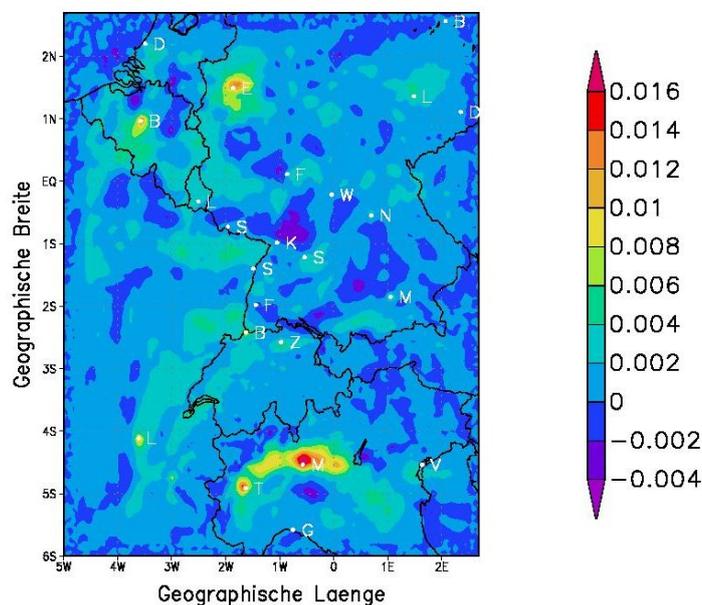


Abb. 7.9.: Differenz des Mittels von 1. bis 31. Dezember 2001 des Gesamtsäulen-Wassergehaltes („total precipitable water“) in kg/m^2 . Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

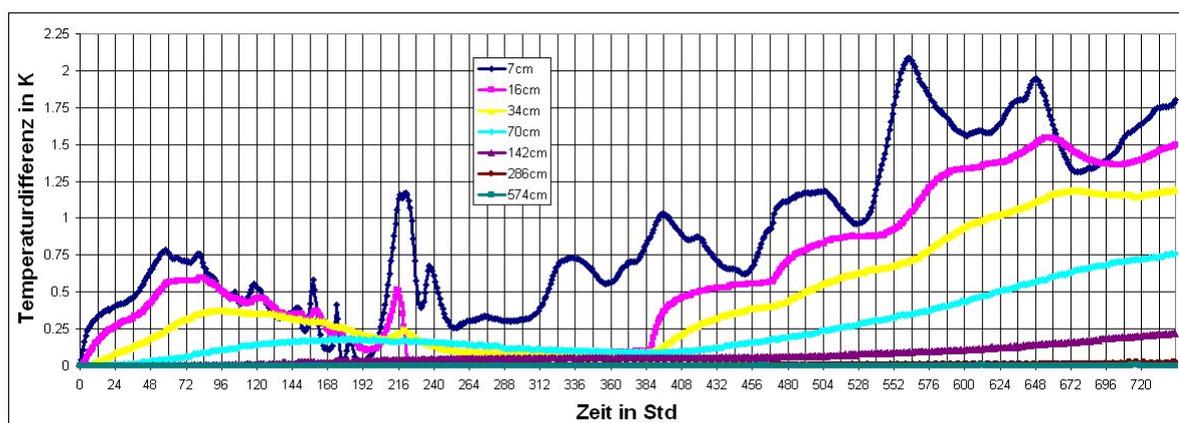


Abb. 7.10.: Differenzen der Temperaturen verschiedener Bodenschichten am Gitterpunkt München im zeitlichen Verlauf von 1. bis 31.12.2001, in K. In der Legende sind die mittleren Tiefen der jeweiligen Bodenschichten in cm angegeben.

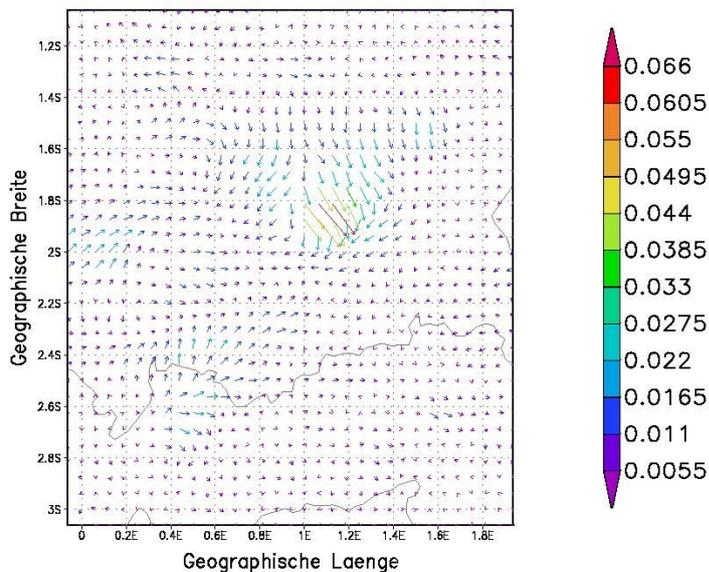


Abb. 7.11.: Differenzvektoren des mittleren Winds im Dezember 2001 im Bereich um München, eingefärbt mit ihrem Betrag in m/s. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

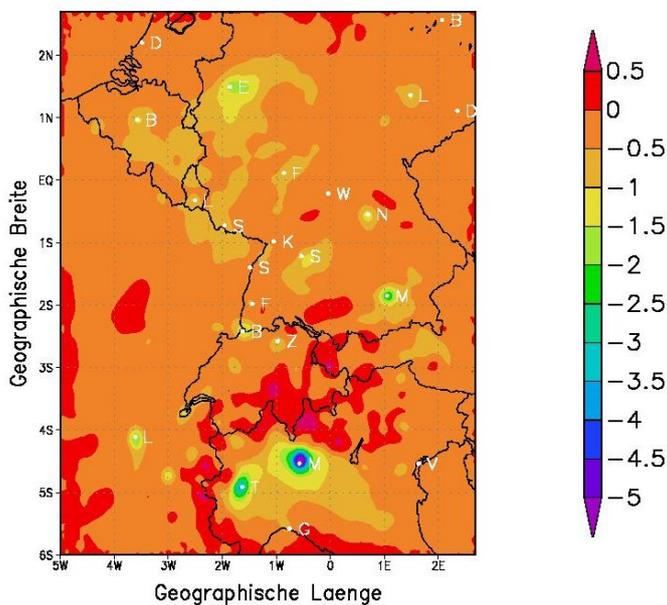


Abb. 7.12.: Über Dezember 2001 gemittelte Differenz des auf Meeresniveau reduzierten Drucks in Pa. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

über München in der Simulation mit anthropogenem Wärmeeintrag aus westlichen Richtungen und hat eine Stärke von maximal knapp 6 m/s.

Durch die erhöhte Temperatur in den Städten verringert sich dort der Druck (Abbildung 7.12), was zu einer Art zyklonalen Umströmung der jeweiligen Stadt führt.

7.3. Zusammenfassung der Monatsläufe

Die in den vorhergehenden Kapiteln aufgetretenen Störungen mitteln sich auf Grund ihrer starken Variabilität über einen Monat weitgehend weg. In den Monatsmitteln sind die erwarteten Effekte sichtbar, zum Beispiel erhöhte bodennahe und Bodentemperaturen in den Städten. Die akkumulierten Wärmeströme verhalten sich ebenfalls erwartungsgemäß. Es konnte jedoch kein Einfluss auf den Gesamtniederschlag festgestellt werden. Hierzu war die betrachtete Zeitskala eines Monats vermutlich deutlich zu kurz und möglicherweise auch die Auflösung zu grob. Durch die Temperaturerhöhung in den Städten verringert sich dort im Mittel der Bodendruck. Dies wiederum induziert eine lokale zyklonale Zirkulation.

8. Hochaufgelöste Simulationen

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse aus Simulationen mit einer Auflösung von rund 2.8 km (0.025°) vorgestellt. Diese wurden durchgeführt, weil bei den zuvor beschriebenen Rechnungen mit 7 km (0.0625°) Gitterweite viele Städte überhaupt nicht oder nur durch wenige Punkte repräsentiert waren und der zu untersuchende Einfluss des anthropogenen Wärmeeintrags vermutlich auf einer kleineren Skala von größerer Bedeutung ist, zum Beispiel möglicherweise für die Auslösung von Konvektion. Hierfür ist eine Auflösung von 7 km eventuell zu gering.

Die Modelleinstellungen entsprechen größtenteils denjenigen, die der Deutsche Wetterdienst für die operationelle Kurzfristvorhersage benutzt. Hierzu gehört beispielsweise die Verwendung des Runge-Kutta-Schemas für die Zeitintegration. Es wird zudem nur die flache Konvektion parametrisiert, die hochreichende kann COSMO bei dieser hohen Auflösung direkt simulieren, da es sich um ein nicht-hydrostatisches Modell handelt (siehe Abschnitte 3.1 und 6.2). Das Strahlungsschema wird jede Viertelstunde aufgerufen.

Im Gegensatz zu den operationellen Einstellungen wurden für die hier beschriebenen Simulationen wie in Abschnitt 7.2 statt 7 aktiven Bodenschichten 9 verwendet. Dies war bedingt durch die Anfangs- und Randwerte, die in diesem Kapitel ebenfalls aus den 50 km - Simulationen von Hans-Jürgen Panitz (IMK) mit COSMO-CLM und Randwerten aus ERA40-Reanalysen stammten. In der Vertikalen besaß das Modell 40 Schichten.

Somit wurde ein mehrfaches Nesting durchgeführt: Hans-Jürgen Panitz (IMK) verwendete ERA40-Reanalysen (mit einer Gitterweite von rund 125 km) als Randwerte für eine COSMO-CLM-Simulation mit 0.44° (50 km) Auflösung. Mit den Feldern dieser Simulation als Anfangs- und Randwerte wurden im Rahmen der vorliegenden Arbeit zwei Rechnungen mit 7 km Auflösung durchgeführt, eine mit und eine ohne anthropogenen Wärmeeintrag. Erst bei dieser Gitterweite können größere Städte aufgelöst werden. Die beiden 7km-Simulationen stellten jeweils den Antrieb für zwei 2.8km-Rechnungen dar.

Das Modellgebiet für die 2.8km-Läufe umfasst den Norden Baden-Württembergs und Teile von Hessen und Rheinland-Pfalz. Es besitzt horizontal 50x50 Gitterpunkte, das entspricht rund $120 \times 120 \text{ km}^2$. Die Lage und Ausdehnung der Städte im Modellgebiet ist in Abbildung 8.1 zu erkennen. In den folgenden Darstellungen repräsentieren die schwarzen Konturenlinien weiterhin die Grenzen der Städte.

Die Bevölkerungsdichte ist in den Städten des hier verwendeten Modellgebiets nicht sehr hoch. Um trotzdem den Einfluss des anthropogenen Wärmeeintrags deutlich erkennen zu können, wurde ein größerer Wärmeeintrag vorgegeben als der aus der Bevölkerungsdichte berechnete. Dieser Wärmeeintrag war für

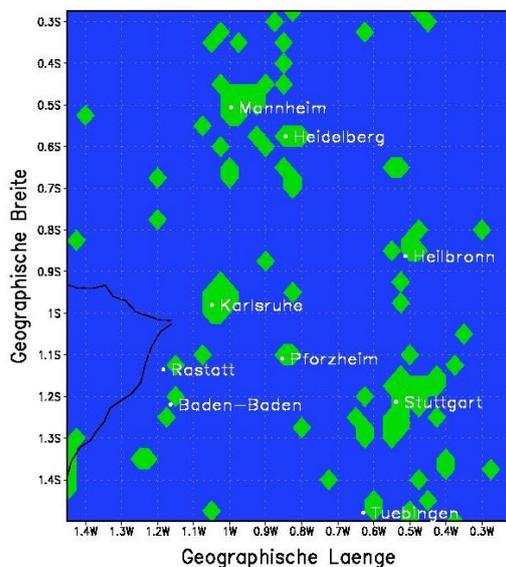


Abb. 8.1.: Lage und Ausdehnung der Städte im Modellgebiet für die Simulationen mit 2.8 km Auflösung. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

alle urbanen Gitterpunkte des Modellgebiets der gleiche. Die Simulation mit 7 km Auflösung, die die Anfangs- und Randwerte lieferte, verwendete jedoch die Bevölkerungsdichte zur Berechnung von Q_F . Im Folgenden werden die Ergebnisse zweier Simulationen mit einem anthropogenen Wärmeeintrag von 65 bzw. 100 W/m^2 diskutiert. Da sie ähnliche Ergebnisse lieferten, wird die erstgenannte Rechnung kurz erwähnt und nur die letztgenannte in Abschnitt 8.2 ausführlicher diskutiert.

8.1. Zehn Tage im Juli 2001

Der Zeitraum vom 16. bis 25. Juli 2001 wurde mit einem urbanen Wärmeeintrag von 65 W/m^2 simuliert. Dieser Wert entspricht dem globalen Mittel der anthropogenen Wärmefreisetzung in Städten (siehe Abschnitt 2.3 bzw. Forster et al. (2007)). Die Simulation mit 2.8 km Auflösung startete 15 Tage nach der mit 7 km Gitterweite. Der Boden war also zum Startzeitpunkt der 2.8km-Simulation bereits leicht erwärmt. Die bodennahe Temperatur in den Städten nimmt als Folge des Wärmeeintrags im Mittel um maximal 1.6 K zu (siehe Anhang). Ein Einfluss auf den über die erwähnten 10 Tage akkumulierten Gesamtniederschlag ist nicht zu erkennen (Abbildung 8.2). In den Wärmeflüssen (im Anhang) sieht man die gleichen Effekte wie in dem im folgenden Abschnitt (8.2) beschriebenen Lauf mit 100 W/m^2 Wärmeeintrag über den ganzen Monat Juli 2001. Sie werden dort näher beschrieben.

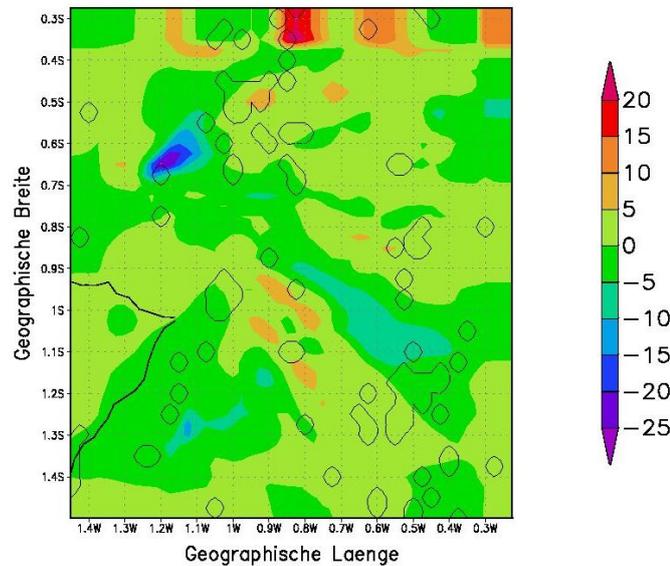


Abb. 8.2.: Differenz im von 16. bis 25. Juli 2001 akkumulierten Gesamtniederschlag (in mm) zwischen den Simulationen mit und ohne Q_F , bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

8.2. Der Monat Juli 2001

Um einen noch stärkeren Einfluss von Q_F zu erhalten, wurde der gesamte Monat Juli 2001 mit einem anthropogenen urbanen Wärmeeintrag von 100 W/m^2 simuliert. Die Anfangs- und Randwerte stammten wiederum aus den 7 km - Rechnungen mit einem aus der Bevölkerungsdichte berechneten Q_F . Da die 7- und die 2.8 km - Simulationen jedoch zum gleichen Zeitpunkt starteten (am 01.07.2001 um 0 UTC), war in diesem Fall auch die Initialisierung der Boden- und atmosphärischen Variablen für die Simulationen mit und ohne Wärmeeintrag identisch.

In den Städten erhöht sich die 2m-Temperatur durch die anthropogene Wärmefreisetzung um maximal 2.4 K (siehe Anhang). Die Differenz des über den gesamten Monat akkumulierten fühlbaren Wärmeflusses beträgt maximal -70 W/m^2 (Abbildung 8.3). Im Vergleich hierzu liegt der akkumulierte Absolutwert in der Simulation ohne Wärmeeintrag zwischen $+10$ und -35 W/m^2 , der Einfluss von Q_F ist hier also sehr stark. Die Differenzen des latenten Wärmeflusses betragen 0 bis -30 W/m^2 (Abbildung 8.4) und die absoluten über Juli 2001 akkumulierten Werte in der Simulation ohne Wärmeeintrag liegen zwischen -45 und -100 W/m^2 (siehe Anhang). Der relative Anteil der Änderung ist also nicht so hoch wie beim fühlbaren Wärmestrom.

Interessant ist die Beobachtung, dass durch den anthropogenen Wärmeeintrag der fühlbare Wärmestrom im westlichen Teil der Städte stärker zunimmt, der latente Wärmestrom im Osten. Im Mittel kommt der

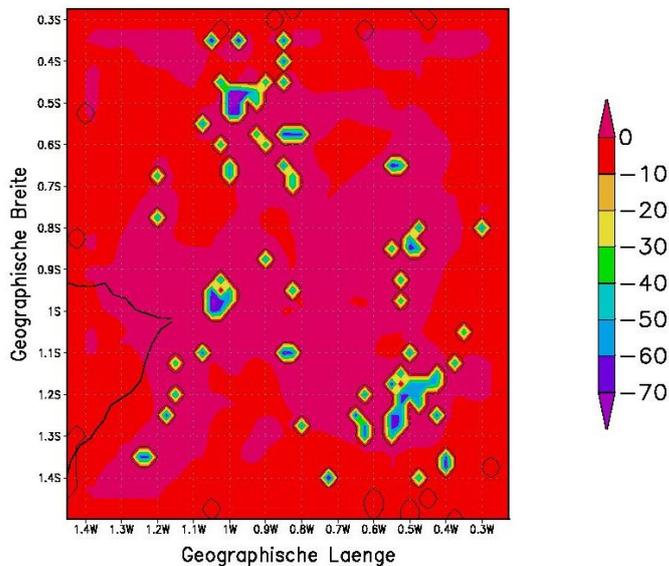


Abb. 8.3.: Differenz des über Juli 2001 akkumulierten fühlbaren Wärmestroms in W/m^2 bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von $100 W/m^2$. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

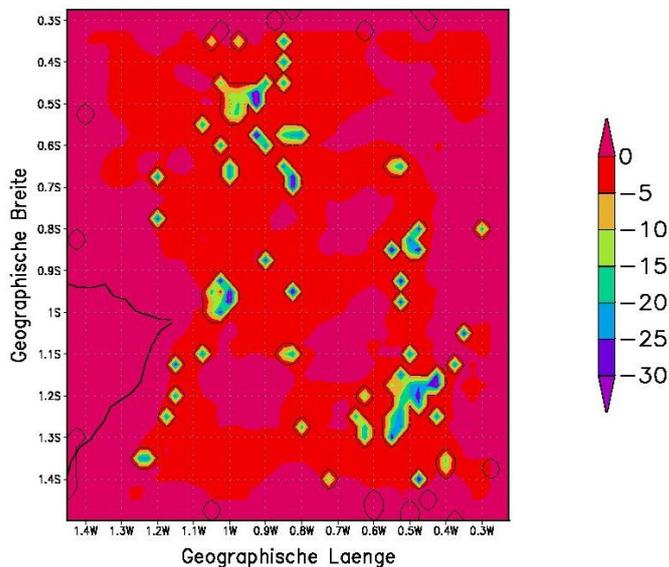


Abb. 8.4.: Differenz des über Juli 2001 akkumulierten latenten Wärmestroms in W/m^2 bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von $100 W/m^2$. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

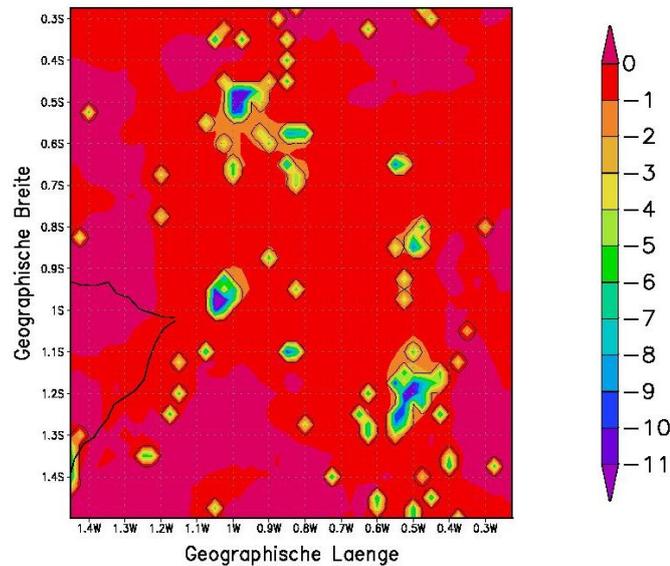


Abb. 8.5.: Differenz des Mittelwertes der relativen Feuchte über Juli 2001 in %, bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m^2 . Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

Wind während des Monats Juli 2001 im betrachteten Modellgebiet aus südwestlichen bis westlichen Richtungen (siehe Anhang). Durch den anthropogenen Wärmeeintrag erwärmt sich wie bereits beschrieben zuerst der Boden unter den Städten. Diese Temperaturerhöhung teilt sich daraufhin auch der Atmosphäre mit. Die westlichen Winde sorgen jedoch für einen Transport der erwärmten Luft nach Osten. Im Westteil der größeren Städte wird somit immer wieder kühlere Luft advehiert. Aus diesem Grund ist der fühlbare Wärmestrom im Westen einer Stadt größer als im Osten, wo die Atmosphäre im Mittel wärmer ist. Deshalb ist im Osten die Partitionierung der zusätzlichen Wärme Q_F in fühlbaren und latenten Wärmestrom anders und somit auch der mittlere Betrag des latenten Flusses größer als im Westen. Der erhöhte latente Wärmefluss ist gekoppelt mit verstärkter Evapotranspiration. Somit ist auch die relative Feuchte betroffen, die auf Grund der Temperaturerhöhung in der Stadt abnimmt. Durch den stärkeren latenten Wärmefluss im Osten ist dort die Abnahme jedoch schwächer als im Westen (Abbildung 8.5).

Durch die erhöhte Temperatur verstärkt sich in den größeren Städten im Modellgebiet auch die Turbulenz. Dies erkennt man an einer Zunahme der turbulenten kinetischen Energie in der untersten Modellschicht (Abbildung 8.6). Der Anteil der Veränderung beträgt zwischen 20 und 190 % der gesamten über Juli 2001 gemittelten kinetischen Energie bei der Simulation ohne anthropogenen Wärmeeintrag. Es findet also ein verstärkter turbulenter Austausch statt.

Der von 1. bis 31.07.2001 akkumulierte Gesamtniederschlag ändert sich durch die Berücksichtigung des anthropogenen Wärmeeintrags um maximal etwa 40 %. Bei den meisten größeren Städten zeigen sich in den Differenzen zwischen den beiden Simulationen keine Auffälligkeiten bzw. keine deutlichen Korre-

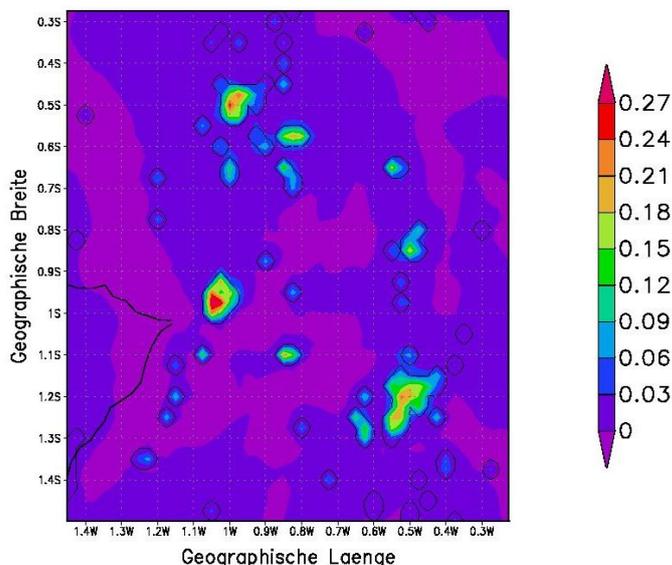


Abb. 8.6.: Differenz der über Juli 2001 gemittelten turbulenten kinetischen Energie (TKE) in m^2/s^2 in der untersten Modellschicht bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von $100 \text{ W}/\text{m}^2$. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

lationen mit dem anthropogenen Wärmeeintrag (Abbildung 8.7). Die Ausnahme hiervon bildet die Stadt Karlsruhe (Abbildung 8.8). Östlich der Stadt, also im Lee, ist der Niederschlag im betrachteten Zeitraum in der Simulation mit Q_F um bis zu 25 mm geringer als ohne anthropogenen Wärmeeintrag. Nördlich und südlich befinden sich jedoch Maxima in der Differenz des Gesamtniederschlags, hier nimmt dieser durch die Berücksichtigung von Q_F um maximal 35 mm zu. Das Minimum könnte auf die erhöhte Temperatur in der Atmosphäre über Karlsruhe zurückzuführen sein. Hierdurch erhöht sich auch der Sättigungsdampfdruck und die Luft kann mehr Wasserdampf aufnehmen, bevor es zu Kondensation, Wolkenbildung und Niederschlag im Lee der Stadt kommt. Im Gesamtsäulenwassergehalt (total precipitable water) erkennt man in den Städten eine durch die verstärkte Evapotranspiration verursachte Zunahme (Abbildung 8.9). Da keine Erhöhung des Niederschlags über bzw. im Lee der Städte zu beobachten ist, hat der größere Wassergehalt auf jenen offensichtlich keine Auswirkungen. Der Anteil der Änderung am Gesamtsäulenwassergehalt beträgt maximal 0.35 % des Gesamtbetrags, ist also relativ gering. Der Effekt durch die Erhöhung des Sättigungsdampfdrucks ist vermutlich deutlich stärker.

Der Betrag der Windgeschwindigkeit nimmt bei Berücksichtigung des anthropogenen Wärmeeintrags in den meisten Städten im Mittel zu, um maximal 0.15 m/s (Abbildung 8.10). Die mittleren Absolutbeträge der Windgeschwindigkeit liegen in beiden Simulationen bei maximal 1.8 m/s, das bedeutet, die Änderung hat immerhin einen Anteil von maximal 8 %.

Auch die Windrichtung ändert sich durch den anthropogenen Wärmeeintrag. In Abbildung 8.11 sind die

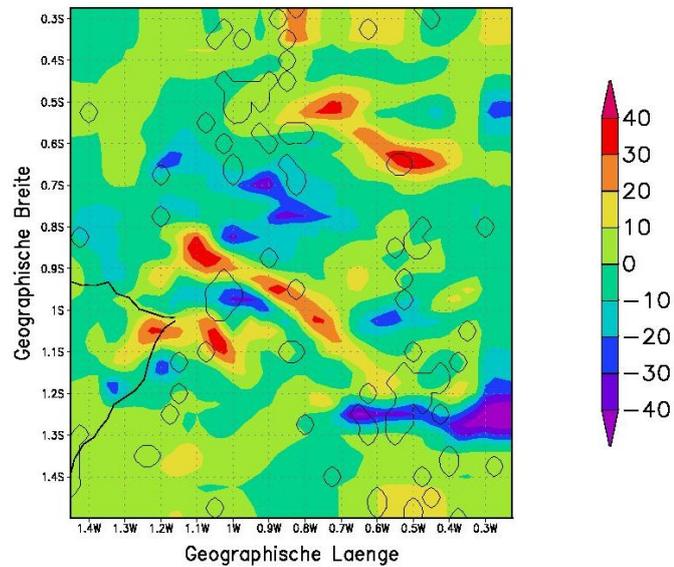


Abb. 8.7.: Differenz des über Juli 2001 akkumulierten Gesamtniederschlags, in kg/m^2 bzw. mm, bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m^2 . Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

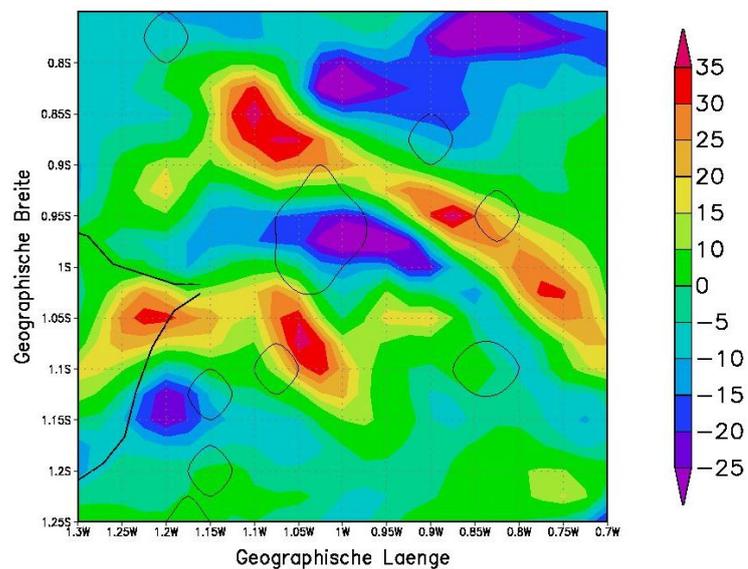


Abb. 8.8.: Differenz des über Juli 2001 akkumulierten Gesamtniederschlags (in mm) bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m^2 , vergrößert um die Region Karlsruhe. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

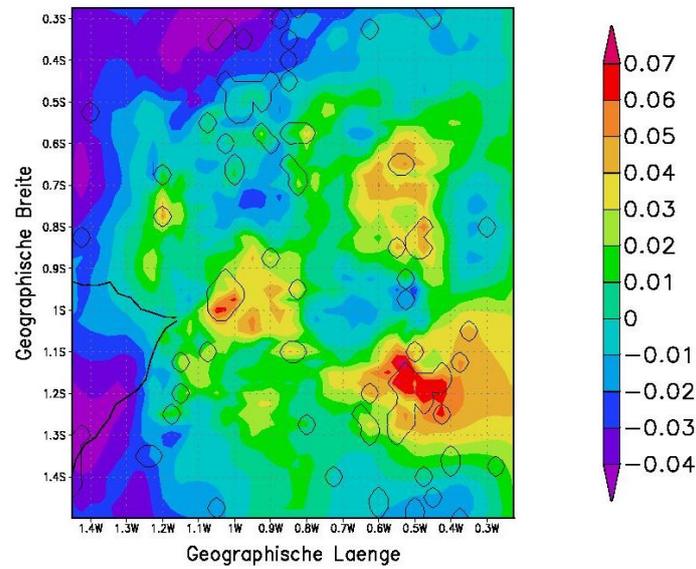


Abb. 8.9.: Differenz des Mittelwertes des Gesamtsäulenwassergehaltes über Juli 2001 in kg/m^2 , bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m^2 . Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

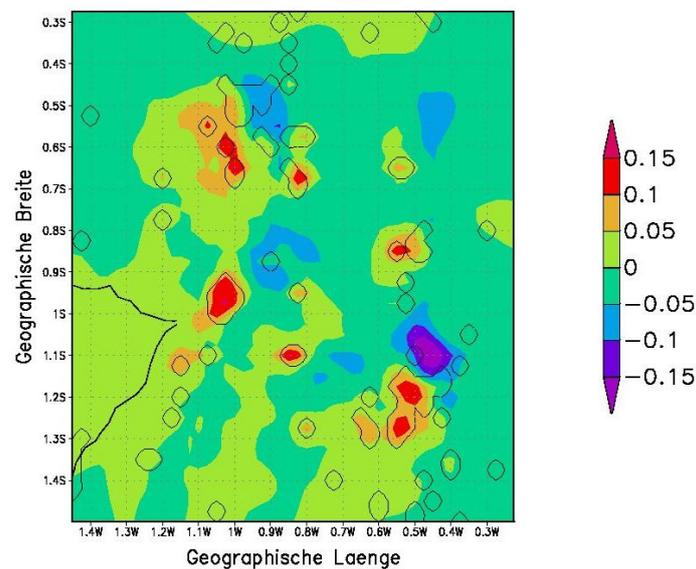


Abb. 8.10.: Differenz des Betrags der mittleren Windgeschwindigkeit im Juli 2001 in m/s , bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m^2 . Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

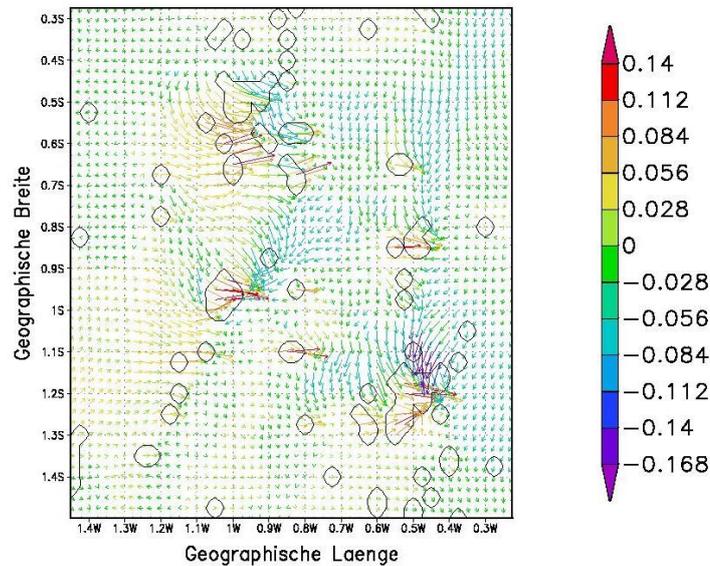


Abb. 8.11.: Differenzvektoren des mittleren Windes im Juli 2001, eingefärbt mit der Änderung des Geschwindigkeitsbetrags (in m/s), bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m^2 . Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

Differenzvektoren der mittleren Winde dargestellt, eingefärbt mit der Änderung des Betrags der Windgeschwindigkeit am jeweiligen Punkt. Je länger die Pfeile, umso stärker ist die Richtungsänderung, und je dunkler das Rot bzw. Blau, umso stärker veränderte sich auch der Betrag der Windgeschwindigkeit. Natürlich sind beide Phänomene nicht voneinander unabhängig. Die stärksten Änderungen in Richtung und Betrag treten in den Städten auf. Bei den größeren Städten wie Karlsruhe, Mannheim-Ludwigshafen oder Stuttgart bekommt man den Eindruck, dass sie von den Differenzvektoren umströmt werden. Vor allem in Stuttgart, aber auch in den anderen Städten erkennt man eine Zunahme des Windgeschwindigkeitsbetrags im Südwesten (also im Luv) und eine Abnahme im Nordosten bzw. Osten (also im Lee). Dieses Phänomen ist durch die mittlere Abnahme des Luftdrucks in den Städten erklärbar (Abbildung 8.12), die wiederum durch die Temperaturerhöhung zu Stande kommt. Der Wind tendiert dazu, die Stadt zyklonal zu umströmen.

Auch die Ergebnisse dieser Simulation wurden mit Messdaten verglichen. Hierbei gilt es jedoch zu berücksichtigen, dass der angenommene anthropogene Wärmeeintrag den tatsächlichen vermutlich übersteigt, so dass die mit Wärmeeintrag simulierten Temperaturen tendenziell zu hoch sind. Es soll nur prinzipiell überprüft werden, ob mit der erhöhten Auflösung eine Verbesserung in den Städten erreicht wurde. Beim Vergleich der Modellrechnungen mit den vom Deutschen Wetterdienst an der Station Stuttgart-Echterdingen gemessenen 2m-Temperaturen zeigt sich, dass eine Verbesserung möglich ist (Abbildung 8.13). Ohne Wärmeeintrag unterschätzt das Modell die Temperatur im Mittel um rund 1 K, mit Wär-

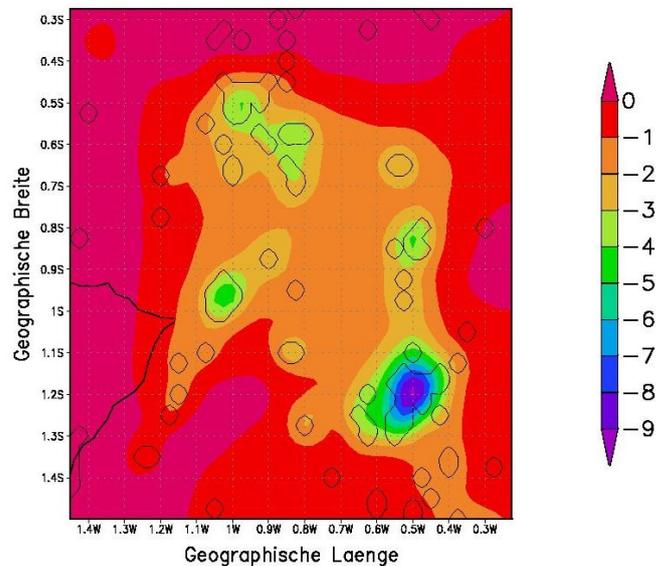


Abb. 8.12.: Differenz des über Juli 2001 gemittelten, auf Meeresebene reduzierten Drucks in Pa, bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m^2 . Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

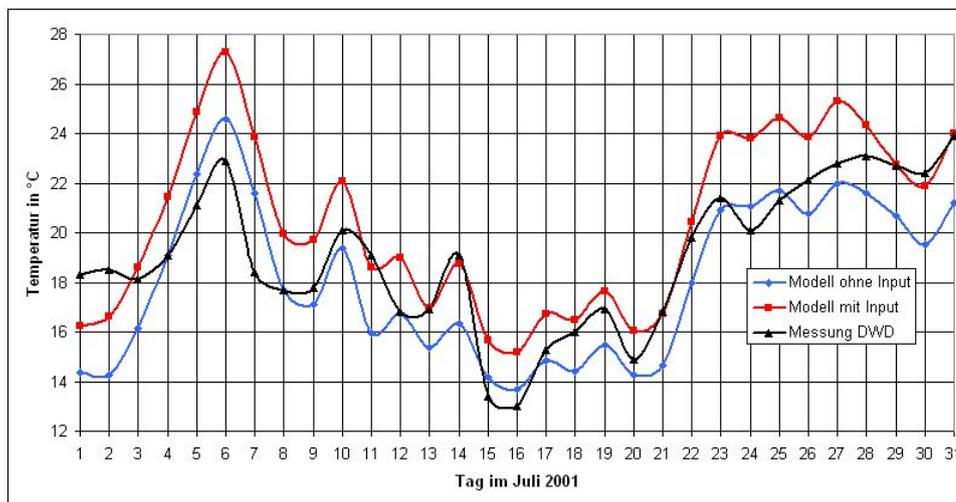


Abb. 8.13.: Vergleich der für Stuttgart simulierten Zeitreihen der Tagesmittel der bodennahen Temperatur im Juli 2001 (in $^\circ\text{C}$) mit bzw. ohne anthropogenen Wärmeeintrag im Vergleich mit Messungen des DWD an der Station Stuttgart-Echterdingen, bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m^2 .

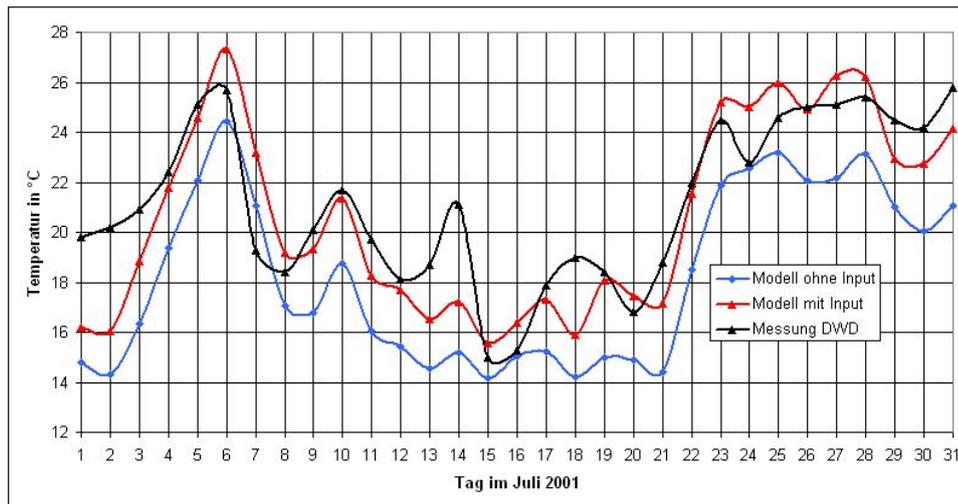


Abb. 8.14.: Vergleich der am Gitterpunkt Karlsruhe simulierten Zeitreihen der Tagesmittel der bodennahen Temperatur im Juli 2001 (in °C) mit bzw. ohne anthropogenen Wärmeeintrag im Vergleich mit Messungen des DWD, bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m².

meeintrag wird sie um 1.4 K überschätzt. Die Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung nimmt durch die Berücksichtigung des anthropogenen Wärmeeintrags von 1.9 auf 2.2 K zu. Aus diesen Werten darf man jedoch nur qualitative Schlussfolgerungen ziehen, da der Wärmeeintrag wie erwähnt eigentlich zu hoch ist. Da die Temperatur von Stuttgart vom operationell verwendeten Modell unterschätzt wird, könnte man sie offenbar durch die Berücksichtigung einer realistischen anthropogenen Wärmefreisetzung verbessern.

Für die Messstation Karlsruhe zeigt sich eine deutliche Unterschätzung der Temperatur im Modelllauf ohne Wärmeeintrag (Abbildung 8.14). Die mittlere systematische Abweichung (der Bias) beträgt hier fast -3 K, in der Simulation mit einem Q_F von 100 W/m² hingegen nur -0.5 K. Auch die Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung wird durch Berücksichtigung der anthropogenen Wärmefreisetzung geringer: Ohne Wärmeeintrag besitzt sie den Wert 3.4 K, mit Wärmeeintrag 1.9 K. Für Karlsruhe bringt die in COSMO durchgeführte Modifikation somit eine deutliche Verbesserung für die Berechnung der (mittleren) 2m-Temperatur. Für die starke Unterschätzung der 2m-Temperatur durch COSMO bei den operationellen Einstellungen können sehr viele Faktoren verantwortlich sein. Aus den hier gewonnenen Ergebnissen kann man nicht folgern, dass Karlsruhe mindestens 100 W/m² anthropogene Wärme freisetzt.

8.3. Zusammenfassung der hochaufgelösten Simulationen

Die hier beschriebenen hochaufgelösten Modellrechnungen wurden durchgeführt, um die Auswirkungen des anthropogenen Wärmeeintrags auf kleiner Skala mit relativ großem Q_F zu untersuchen. Im Juli 2001 wurden zunächst zehn Tage mit 65 W/m² Wärmeeintrag simuliert und schließlich der gesamte Monat Juli

mit einem Wärmeeintrag von 100 W/m^2 . In beiden Simulationen ist zu beobachten, dass der Betrag der Differenz des fühlbaren Wärmeflusses im luvwärtigen Teil der Städte den im leewärtigen Teil übersteigt. Der latente Wärmefluss verhält sich jeweils genau umgekehrt. Dieses Phänomen ist durch die Advektion der erwärmten Luft über den Leeteil der Städte zu erklären. Im Zusammenhang hiermit steht auch die stärkere Abnahme der relativen Feuchte im Luvteil der Städte. Durch die Temperaturerhöhung kommt es zu einer Zunahme der turbulenten kinetischen Energie in der untersten Atmosphärenschicht über den Städten. Obwohl auch der Gesamtsäulenwassergehalt in den Städten im Mittel zunimmt, ist dort und in der Umgebung keine deutliche Korrelation mit einer Veränderung des akkumulierten Gesamtniederschlags erkennbar. Dies liegt vermutlich an der relativ kleinen Änderung des Wassergehaltes und dem kurzen Simulationszeitraum. Der Wind ändert im Gebiet um die größeren Städte seinen Betrag und seine Richtung so, dass die Strömung tendenziell zyklonaler wird. An den Gitterpunkten Karlsruhe und Stuttgart kann bei dieser Auflösung durch eine Berücksichtigung von Q_F die Berechnung der bodennahen Temperatur verbessert werden.

Die Auswirkungen der anthropogenen Wärmefreisetzung im Mittel über einen Monat entsprechen also weitgehend den Erwartungen aus theoretischen Überlegungen. Ein Einfluss auf die Wolken- bzw. Niederschlagsbildung kann allerdings nicht nachgewiesen werden.

9. Zusammenfassung und Ausblick

In dieser Diplomarbeit wurde die anthropogene Freisetzung von Wärme in einem regionalen Klimamodell berücksichtigt und ihre Auswirkungen untersucht. Die Resultate sind - wie erwartet - abhängig von den betrachteten räumlichen und zeitlichen Skalen und der Größe des anthropogenen Wärmeeintrags. Durch diesen erhöhen sich in allen durchgeführten Simulationen die bodennahen und Bodentemperaturen in den Städten. Als Folge dessen verstärkt sich tagsüber der von der Erdoberfläche weg gerichtete fühlbare Wärmefluss, nachts schwächt sich der zur Oberfläche hin gerichtete Fluss im Vergleich zu Simulationen ohne die Berücksichtigung der anthropogenen Wärmefreisetzung ab. Der latente Wärmestrom verhält sich analog. Im Mittel über einen Monat besteht kein direkter Zusammenhang zwischen dem anthropogenen Wärmeeintrag und der Veränderung des Wolkenbedeckungsgrads. Auch die Änderung des akkumulierten Niederschlags zeigt in der näheren Umgebung der Städte kein erkennbares Muster. Die Erhöhung der Temperatur durch die anthropogene Wärmefreisetzung hat einen verringerten Bodendruck zur Folge. Dieser wiederum verursacht eine Änderung des Windes in Richtung und Betrag in den Städten. Für die bodennahe Temperatur wurden verschiedene Vergleiche von gemessenen Zeitreihen und solchen aus Modellläufen mit und ohne anthropogenen Wärmeeintrag durchgeführt. Hierbei wurde der Wert einer Punktmessung mit dem für eine Gitterbox verglichen; zwischen ihnen kann eine Übereinstimmung nicht zwingend erwartet werden. Ob durch den zusätzlichen Term Q_F eine Verbesserung sichtbar war, hing von der horizontalen Auflösung des Modells ab und davon, ob die Messung des DWD außerhalb der Stadt (z.B. an einem Flughafen wie in München oder Stuttgart-Echterdingen) oder in ihrem Kerngebiet stattfand.

In den Testläufen traten in vielen Variablen unerwartete Fluktuationen auf. Aus diesem Grund wurden Sensitivitätsstudien durchgeführt, die deren Ursache und Art der Ausbreitung jedoch nicht abschließend klären konnten. Am hiesigen Institut werden die erwähnten Effekte in der Gruppe von Bernhard Vogel momentan ebenfalls detailliert untersucht.

In der vorliegenden Diplomarbeit wurde nicht untersucht, wie sich die anthropogene Wärmefreisetzung in COSMO auf die Stabilität der Schichtung auswirkt. Aus Messungen und theoretischen Überlegungen erwartet man, dass sich auf Grund der wärmeren Städte dort eine weniger stabile nächtliche Grenzschicht ausbildet als im Umland bzw. dass eventuell eine flache konvektive Mischungsschicht auch über Nacht erhalten bleibt (Stull, 1988). Hierzu könnte man beispielsweise die potentielle Temperatur in der Vertikalen betrachten.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden nur relativ kurze Zeiträume von maximal einem Monat simuliert. Da

COSMO-CLM jedoch ein Klimamodell ist, sind besonders klimatologische Betrachtungen über Zeiträume von mehreren Jahren oder länger von Interesse. In derartigen Simulationen könnte eventuell ein Einfluss von Q_F auf den akkumulierten Niederschlag auftreten, wie er in den Messdaten von St. Louis sichtbar war (siehe Abschnitt 2.1 bzw. Oke (1978)).

Die zeitliche Variation der anthropogenen Wärmefreisetzung auf der Skala einer Woche bzw. eines Tages wurde in dieser Arbeit nicht berücksichtigt. In dieser Hinsicht könnte der Einbau in COSMO noch erweitert werden, zum Beispiel nach dem Vorbild von Sailor und Lu (2004) und den Ergebnissen von Pigeon et al. (2007) für Toulouse. An Stelle eines mittleren Energieverbrauchs könnte auch der tatsächliche des jeweils simulierten Monats verwendet werden. Räumlich höher aufgelöste Energieverbrauchsdaten würden zudem eine genauere Differenzierung innerhalb des Modellgebiets zum Beispiel zwischen verschiedenen Bundesländern ermöglichen.

Um die Repräsentation der Städte im Allgemeinen noch weiter zu verbessern, bietet sich eine Parametrisierung der urbanen Grenzschicht nach der Idee von Best (2005) bzw. Best (1998) oder der von Muller (2007) an. Auch in Martilli et al. (2002) findet sich ein Vorschlag hierzu, der beispielsweise auch von Hamdi und Schayes (2008) verwendet wurde.

Die in dieser Diplomarbeit durchgeführten Vergleiche erfolgten immer zwischen Simulationen mit und ohne anthropogenen Wärmeeintrag. Andere Parameter, die eine Stadt beschreiben, blieben jedoch unverändert, zum Beispiel der Pflanzenbedeckungsgrad oder die Wurzeltiefe. Deren Einfluss kann somit auf diese Weise nicht überprüft werden. Um also die gesamte Änderung in den atmosphärischen und Bodenvariablen durch das Vorhandensein einer Stadt zu untersuchen, könnte man eine Rechnung mit veränderten externen Parametern durchführen, in denen die Landnutzungs-kategorie „urbanes Gebiet“ durch eine Klasse der jeweiligen Umgebung ersetzt wurde. Diese Simulation müsste dann verglichen werden mit einer weiteren, in der die Städte vorhanden sind und zudem anthropogene Wärme freisetzen. Wahrscheinlich wären hierbei Auswirkungen auf den akkumulierten Gesamtniederschlag auch bei relativ kurzen Simulationszeiträumen sichtbar, weil jener nicht nur durch die Erwärmung der Städte, sondern auch beispielsweise durch die verstärkte Turbulenz und den veränderten Wasserkreislauf beeinflusst wird.

Um einen besseren Vergleich der Modell- mit Messwerten durchführen zu können, sollten erstere auf den Messort interpoliert werden. Zudem sind beim DWD nur die Tagesmittelwerte der Synop-Stationen frei verfügbar. Höher aufgelöste Messungen wären sinnvoll im Hinblick auf eine Überprüfung des simulierten Tagesgangs der urbanen Wärmeinsel bzw. die Verschiebung der täglichen Maximum- und Minimumtemperaturen.

A. Literaturverzeichnis

- Adrian, G. (1996). Beschreibung der Wechselwirkung zwischen Erdboden und Atmosphäre in Regionalmodellen. *promet* 25,3 , 80–86.
- Adrian, G. und D. Frühwald (2002). Design der neuen Modellkette GME/LM. *promet* 27,3/4 , 106–110.
- Ament, F. und C. Simmer (2006). Improved representation of land-surface heterogeneity in a non-hydrostatic numerical weather prediction model. *Boundary-Layer Meteorol.* 121 , 153–174.
- Arnfield, A. J. (2003). Two decades of urban climate research: A review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *Int. J. Climatol.* 23 , 1–26.
- Beheng, K. D. (2006). Dynamik der Atmosphäre. *Skriptum zur Vorlesung an der Universität Karlsruhe, WS 2005/06* .
- Best, M. J. (1998). A model to predict surface temperatures. *Boundary-Layer Meteorol.* 88 , 279–306.
- Best, M. J. (2005). Representing urban areas within operational numerical weather prediction models. *Boundary-Layer Meteorol.* 114 , 91–109.
- Braun, F. und G. Schädler (2005). Comparison of soil hydraulic parameterizations for mesoscale meteorological models. *J. Appl. Meteorol.* 44 , 1116–1132.
- Christen, A. und R. Vogt (2004). Energy and radiation balance of a central European city. *Int. J. Climatol.* 24 , 1395–1421.
- CIESIN (2008). Socioeconomic Data and Applications Center (SEDAC) des Center for International Earth Science Information Network (CIESIN) der Columbia University, New York. <http://beta.sedac.ciesin.columbia.edu/gpw/> .
- Doms, G., J. Förstner, E. Heise, H.-J. Herzog, M. Raschendorfer, R. Schrodin, T. Reinhardt und G. Vogel (2005). A description of the nonhydrostatic regional model LM. Part II: Physical parameterization. *Deutscher Wetterdienst, verfügbar unter: www.cosmo-model.org* .
- Doms, G. und U. Schättler (2002). A description of the nonhydrostatic regional model LM. Part I: Dynamics and numerics. *Deutscher Wetterdienst, verfügbar unter: www.cosmo-model.org* .
- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D. W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D. C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz und R. V. Dorland (2007). *Changes in*

Atmospheric Constituents and its Radiative Forcing. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Hamdi, R. und G. Schayes (2008). Sensitivity study of the urban heat island intensity to urban characteristics. *Int. J. Climatol.* 28 , 973–982.

Ichinose, T., K. Shimodozono und K. Hanaki (1999). Impact of anthropogenic heat on urban climate in Tokyo. *Atmospheric Environment* 33 , 3897–3909.

Lenz, C.-J. (1996). Energieumsetzungen an der Erdoberfläche in gegliedertem Gelände. *Wiss. Ber. Inst. Meteorol. Klimaforsch., Universität Karlsruhe*, 19 .

Martilli, A. (2007). Current research and future challenges in urban mesoscale modelling. *Int. J. Climatol.* 27 , 1909–1918.

Martilli, A., A. Clappier und M. W. Rotach (2002). An urban surface exchange parameterisation for mesoscale models. *Boundary-Layer Meteorol.* 104 , 261–304.

Meissner, C. (2008). High-resolution sensitivity studies with the regional climate model COSMO-CLM. *Wiss. Ber. Inst. Meteorol. Klimaforsch., Universität Karlsruhe*, 42 .

Montávez, J. P., J. F. González-Rouco und F. Valero (2008). A simple model for estimating the maximum intensity of nocturnal urban heat island. *Int. J. Climatol.* 28 , 235–242.

Muller, C. (2007). Improvement of an urban turbulence parametrization for meteorological operational forecast and air quality modeling. *Dissertation an der Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL)* .

Oke, T. R. (1978). *Boundary layer climates*. Cambridge University Press. Cambridge.

Oke, T. R. (1982). The energetic basis of the urban heat island. *Quart. J. R. Met. Soc.* 108 , 1–24.

Pigeon, G., P. Durand und V. Masson (2006). Evaluating parameterization of anthropogenic heat release in urban land surface scheme from field measurements and energy consumption inventory over Toulouse during CAPITOUL. *The 6th AMS Symposium on urban environment, Atlanta* .

Pigeon, G., D. Legain, P. Durand und V. Masson (2007). Anthropogenic heat release in an old European agglomeration (Toulouse, France). *Int. J. Climatol.* 27 , 1969–1981.

Sailor, D. J. und H. Fan (2004). The importance of including anthropogenic heating in mesoscale modeling of the urban heat island. *The 84th AMS Annual Meeting, Seattle, WA* .

- Sailor, D. J. und L. Lu (2004). A top-down methodology for developing diurnal and seasonal anthropogenic heating profiles for urban areas. *Atmospheric Environment* 38 , 2737–2748.
- Schädler, G. (1990). Numerische Simulationen zur Wechselwirkung zwischen Landoberflächen und atmosphärischer Grenzschicht. *Wiss. Ber. Inst. Meteorol. Klimaforsch., Universität Karlsruhe*, 13 .
- Schipper, J. W. (2008). Documentation for generating external parameter fields for the COSMO model .
- Schättler, U. (2008). A description of the nonhydrostatic regional COSMO model. Part V: Preprocessing: Initial and boundary data for the COSMO model. *Deutscher Wetterdienst, verfügbar unter: www.cosmo-model.org* .
- Schättler, U., G. Doms und C. Schraff (2006). A description of the nonhydrostatic regional model LM. Part VII: User's guide. *Deutscher Wetterdienst, verfügbar unter: www.cosmo-model.org* .
- Statistisches Bundesamt (2008). Europäischer Datenservice (EDS). <http://www.eds-destatis.de> .
- Städtebauliche Klimafibel (2008). Wirtschaftsministerium Baden-Württemberg, Amt für Umweltschutz, Stuttgart. www.staedtebauliche-klimafibel.de .
- Stappeler, J., G. Doms und G. Adrian (2002). Das Lokalmodell LM. *promet* 27,3/4 , 123–128.
- Stull, R. B. (1988). *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers. Atmospheric Sciences Library. Dordrecht.
- United Nations (2008). Population Division of the Department of Economic and Social Affairs of the United Nations Secretariat. World Population Prospects: The 2006 Revision und World Urbanization Prospects: The 2007 Revision. <http://esa.un.org/unup> .
- Zimmermann, H. (1987). Die Stadt in ihrer Wirkung als Klimafaktor. *promet* 17,3/4 , 17–24.

B. Abbildungsverzeichnis

2.1	Definition des Volumens um eine Stadt, dessen Energiebilanz durch Gleichung 2.1 beschrieben wird.	8
2.2	Zeitlicher Verlauf der Ausprägung der urbanen Wärmeinsel (aus Oke (1982)).	11
2.3	Zusammenhang zwischen maximaler Intensität der urbanen Wärmeinsel (in °C) und Einwohnerzahl einer Stadt (aus Oke (1982)).	12
2.4	Zusammenhang zwischen der maximalen Intensität der urbanen Wärmeinsel (in °C bzw. K) und dem Verhältnis von Höhe zu Breite der Straßenschluchten (H/W) im Zentrum verschiedener Städte (aus Oke (1978)).	13
3.1	Zur operationellen Wettervorhersage mit COSMO verwendete Bodenschichten im Bodenmodell TERRA (Doms et al., 2005).	21
3.2	Rauigkeitslänge z_o (in m) in dem vom Programm <i>Landdaten</i> erzeugten Datensatz.	23
3.3	Maximaler Pflanzenbedeckungsgrad im vom Programm <i>Landdaten</i> erzeugten externen Datensatz.	24
3.4	Maximaler Blattflächenindex im vom Programm <i>Landdaten</i> erzeugten externen Datensatz.	24
3.5	Wurzeltiefe (in m) im vom Programm <i>Landdaten</i> erzeugten externen Datensatz.	25
5.1	Anthropogener Wärmeeintrag in W/m^2 , wie er in dem als Beispiel im Text genannten Lauf vom 13. bis 15.07.2007 verwendet wurde.	35
5.2	Differenz der 2m-Temperatur in K zwischen den Läufen mit und ohne anthropogenen Wärmeeintrag nach einer Stunde Simulationszeit um 1 UTC am 13.07.2007.	35
5.3	Differenz der 2m-Temperatur in K zwischen den Läufen mit und ohne anthropogenen Wärmeeintrag nach zwei Stunden Simulationszeit um 2 UTC am 13.07.2007.	36
5.4	Differenz der 2m-Temperatur in K zwischen den Läufen mit und ohne anthropogenen Wärmeeintrag nach 15 Stunden Simulationszeit um 15 UTC am 13.07.2007.	36
5.5	Differenz des fühlbaren Wärmeflusses in W/m^2 zwischen den Simulationen mit und ohne anthropogenen Wärmeeintrag um 1 UTC am 13.07.2007, also eine Stunde nach Simulationsbeginn.	37
5.6	Differenz der 2m-Temperatur (in K) aufgetragen über dem anthropogenen Wärmeeintrag (in W/m^2), um 1 UTC am 13.07.2007, nach nur einer Stunde Simulationszeit, für jeden Gitterpunkt.	39

5.7	Differenz der 2m-Temperatur (in K) aufgetragen über dem anthropogenen Wärmeeintrag (in W/m^2), um 15 UTC am 13.07.2007, für jeden Gitterpunkt.	39
5.8	Differenz der 2m-Temperatur (in K) aufgetragen über der Differenz des fühlbaren Wärmestroms (in W/m^2), um 15 UTC am 13.07.2007, für jeden Gitterpunkt.	40
5.9	Differenz der 2m-Temperatur (in K) aufgetragen über der Differenz des Wolkenbedeckungsgrads (in %) am 13.07.2007, 15 UTC, für jeden Gitterpunkt.	41
5.10	Differenz der kurzweiligen Strahlungsbilanz (in W/m^2) aufgetragen über der Differenz des Wolkenbedeckungsgrads (in %) um 15 UTC am 13.07.2007, für jeden Gitterpunkt.	42
5.11	Tagesgang der Standardabweichung der Störungen des Wolkenbedeckungsgrads für ausgewählte Tage im Juli 2007, in %.	43
5.12	Tagesgang der Standardabweichung der Störungen der 2m-Temperatur für ausgewählte Tage im Juli 2007 (in K).	43
6.1	Differenz der 2m-Temperaturen (in K) in der Simulation mit verringertem kleinem Zeitschritt (Leapfrog-Verfahren), am 13.07.2007 um 13 UTC.	46
6.2	Differenz der 2m-Temperaturen (in K) im Lauf mit Runge-Kutta-Schema statt Leapfrog-Verfahren, am 13.07.2007 um 13 UTC.	47
6.3	Zusammenhang der Beträge der maximalen Abweichungen der 2m-Temperatur (in K) mit dem anthropogenen Wärmeeintrag (in W/m^2).	48
6.4	Differenz der 2m-Temperatur (in K) um 13 UTC am 13.07.2007 in der Rechnung mit Start eine Stunde zuvor.	49
6.5	Differenz des Wolkenbedeckungsgrads in % und Stromlinien (in ca. 3 km Höhe über Grund) am 13.07.2007 um 2 UTC, nach zwei Stunden Simulationszeit, mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München.	51
6.6	Differenz des Wolkenbedeckungsgrads in % und Stromlinien (in ca. 3 km Höhe über Grund) um 13 UTC am 13.07.2007, nach 13 Stunden Simulationszeit, mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München.	52
6.7	Differenz des fühlbaren Wärmeflusses in W/m^2 nach 3 min 20 s Rechenzeit in der Simulation mit großem und kleinem Zeitschritt gleich 10 s.	53
7.1	Monatsmittel für 1.-30. Juli 2007 der Differenz der bodennahen Temperatur, in K.	60
7.2	Von 1. bis 30. Juli 2007 akkumulierte Differenz des fühlbaren Wärmestroms in W/m^2	60
7.3	Differenz des von 1. bis 30. Juli 2007 akkumulierten latenten Wärmestroms in W/m^2	61
7.4	Differenz des von 1. bis 30. Juli 2007 akkumulierten Gesamtniederschlags, in mm.	62
7.5	Zeitreihe der 2m-Temperaturen in $^{\circ}C$ der Station Frankfurt Ost (HLUG) von 1. bis 30. Juli 2007 im Vergleich mit den simulierten Zeitreihen mit bzw. ohne anthropogenen Wärmeeintrag am nächstgelegenen Gitterpunkt.	63

7.6	Zeitreihen der Tagesmittel der simulierten 2m-Temperaturen im Vergleich mit den vom Deutschen Wetterdienst gemessenen für den Monat Juli 2007 am Gitterpunkt bzw. der Station Karlsruhe.	64
7.7	Zeitreihen der Tagesmittel der simulierten 2m-Temperaturen im Vergleich mit den vom Deutschen Wetterdienst gemessenen für den Monat Juli 2007 am Gitterpunkt München bzw. an der Station München Flughafen.	65
7.8	Differenz des von 1. bis 31.12.2001 akkumulierten Gesamtniederschlags in mm.	66
7.9	Differenz des Mittels von 1. bis 31. Dezember 2001 des Gesamtsäulen-Wassergehaltes („total precipitable water“) in kg/m ²	67
7.10	Differenzen der Temperaturen verschiedener Bodenschichten am Gitterpunkt München im zeitlichen Verlauf vom 1. bis 31.12.2001 (in K).	67
7.11	Differenzvektoren des mittleren Winds im Dezember 2001 im Bereich um München. . .	68
7.12	Über Dezember 2001 gemittelte Differenz des auf Meeresniveau reduzierten Drucks in Pa.	68
8.1	Lage und Ausdehnung der Städte im Modellgebiet für die Simulationen mit 2.8 km Auflösung.	72
8.2	Differenz im von 16. bis 25. Juli 2001 akkumulierten Gesamtniederschlag (in mm) zwischen den Simulationen mit und ohne Q_F , bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km. .	73
8.3	Differenz des über Juli 2001 akkumulierten fühlbaren Wärmestroms in W/m ² bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m ²	74
8.4	Differenz des über Juli 2001 akkumulierten latenten Wärmestroms in W/m ² bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m ²	74
8.5	Differenz des Mittelwertes der relativen Feuchte über Juli 2001 in %, bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m ² . . .	75
8.6	Differenz der über Juli 2001 gemittelten turbulenten kinetischen Energie (TKE) in m ² /s ² in der untersten Modellschicht bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m ²	76
8.7	Differenz des über Juli 2001 akkumulierten Gesamtniederschlags, in kg/m ² bzw. mm, bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m ²	77
8.8	Differenz des über Juli 2001 akkumulierten Gesamtniederschlags (in mm) bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m ² , vergrößert um die Region Karlsruhe.	77
8.9	Differenz des Mittelwertes des Gesamtsäulenwassergehaltes über Juli 2001 in kg/m ² , bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m ²	78

8.10	Differenz des Betrags der mittleren Windgeschwindigkeit im Juli 2001 in m/s, bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m ²	78
8.11	Differenzvektoren des mittleren Windes im Juli 2001, eingefärbt mit der Änderung des Geschwindigkeitsbetrags (in m/s), bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m ²	79
8.12	Differenz des über Juli 2001 gemittelten, auf Meeresniveau reduzierten Drucks in Pa, bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m ²	80
8.13	Vergleich der für Stuttgart simulierten Zeitreihen der Tagesmittel der bodennahen Temperatur im Juli 2001 (in °C) mit bzw. ohne anthropogenen Wärmeeintrag im Vergleich mit Messungen des DWD an der Station Stuttgart-Echterdingen, bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m ²	80
8.14	Vergleich der am Gitterpunkt Karlsruhe simulierten Zeitreihen der Tagesmittel der bodennahen Temperatur im Juli 2001 (in °C) mit bzw. ohne anthropogenen Wärmeeintrag im Vergleich mit Messungen des DWD, bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km und einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m ²	81
D.1	Häufigkeit der verschiedenen Landnutzungsarten im verwendeten Modellgebiet.	100
D.2	Minimaler Pflanzenbedeckungsgrad im von <i>Landdaten</i> erzeugten externen Datensatz (Abschnitt 3.4).	102
D.3	Minimaler Blattflächenindex (LAI = Leaf Area Index) im von <i>Landdaten</i> erzeugten externen Datensatz (Abschnitt 3.4).	102
D.4	Nummer der Bodenart im vom Programm <i>Landdaten</i> erzeugten externen Datensatz (Abschnitt 3.4).	103
D.5	Differenz des Wolkenbedeckungsgrads (in %) nach 6 Stunden Simulationszeit (um 6 UTC am 13.07.2007) im Beispiellauf von Abschnitt 5.2 mit 7 km horizontaler Auflösung.	103
D.6	Differenz des Wolkenbedeckungsgrads (in %) nach 15 Stunden Simulationszeit (um 15 UTC am 13.07.2007) im Beispiellauf von Abschnitt 5.2 mit 7 km horizontaler Auflösung.	104
D.7	Differenz der 2m-Temperatur in K um 16 UTC in der Simulation mit anthropogenem Wärmeeintrag an allen urbanen Gitterpunkten und Simulationsstart um 12 UTC (Abschnitt 6.1).	104
D.8	Differenz der 2m-Temperatur in K am 13.07.2007 um 13 UTC im Lauf mit Aufruf des Strahlungsschemas alle 10 Zeitschritte (Abschnitt 6.1).	105
D.9	Differenz der 2m-Temperatur in K am 13.07.2007 um 13 UTC im Beispiellauf mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München (Abschnitt 6.2).	105

D.10 Differenz der 2m-Temperatur in K am 13.07.2007 um 13 UTC im Lauf mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München unter Verwendung der Kain-Fritsch-Konvektionsparametrisierung (Abschnitt 6.2).	106
D.11 Differenz des Wolkenbedeckungsgrads in % am 13.07.2007 um 13 UTC im Lauf mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München unter Verwendung der Kain-Fritsch-Konvektionsparametrisierung (Abschnitt 6.2).	107
D.12 Differenz der 2m-Temperatur in K am 13.07.2007 um 13 UTC im Lauf mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München, bei dem die Konvektionsparametrisierung abgeschaltet war (Abschnitt 6.2).	107
D.13 Differenz des Wolkenbedeckungsgrads in % am 13.07.2007 um 13 UTC im Lauf mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München, bei dem die Konvektionsparametrisierung abgeschaltet war (Abschnitt 6.2).	108
D.14 Differenz der 2m-Temperatur in K am 13.07.2007 um 13 UTC im Lauf mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München, bei dem die oberste Bodenschicht 12 cm anstatt 1 cm dick war (Abschnitt 6.2).	108
D.15 Differenz des Wolkenbedeckungsgrads in % am 13.07.2007 um 13 UTC im Lauf mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München, bei dem die oberste Bodenschicht 12 cm anstatt 1 cm dick war (Abschnitt 6.2).	109
D.16 Differenz der 2m-Temperatur in K am 13.07.2007 um 13 UTC im Lauf mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München, bei dem die oberste Bodenschicht 36 cm anstatt 1 cm dick war (Abschnitt 6.2).	109
D.17 Differenz des Wolkenbedeckungsgrads in % am 13.07.2007 um 13 UTC im Lauf mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München, bei dem die oberste Bodenschicht 36 cm anstatt 1 cm dick war (Abschnitt 6.2).	110
D.18 Differenz der über Juli 2007 gemittelten Taupunktstemperatur in K (Abschnitt 7.1).	110
D.19 Differenz der über Juli 2007 gemittelten Bodentemperatur in 54 cm Tiefe in K (Abschnitt 7.1).	111
D.20 Differenz der über Dezember 2001 gemittelten bodennahen Temperatur in K (Abschnitt 7.2).	111
D.21 Differenz der über Dezember 2001 gemittelten Taupunktstemperatur in K (Abschnitt 7.2).	112
D.22 Differenz der über Dezember 2001 gemittelten relativen Feuchte in % (Abschnitt 7.2).	112
D.23 Differenz der über 16. bis 25.07.2001 gemittelten 2m-Temperatur in K bei einem anthropogenen Wärmeeintrag von 65 W/m ² (Abschnitt 8.1).	113
D.24 Differenz des über 16. bis 25.07.2001 akkumulierten fühlbaren Wärmestroms in W/m ² bei einem anthropogenen Wärmeeintrag von 65 W/m ² (Abschnitt 8.1).	114
D.25 Differenz des über 16. bis 25.07.2001 akkumulierten latenten Wärmestroms in W/m ² bei einem anthropogenen Wärmeeintrag von 65 W/m ² (Abschnitt 8.1).	114

D.26 Differenz der über Juli 2001 gemittelten 2m-Temperatur (in K) bei einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m^2 und einer horizontalen Auflösung von 2.8 km (Abschnitt 8.2).	115
D.27 Über Juli 2001 akkumulierter fühlbarer Wärmefluss in W/m^2 in der Simulation ohne anthropogene Wärmefreisetzung bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km (Abschnitt 8.2).	115
D.28 Über Juli 2001 akkumulierter latenter Wärmefluss in W/m^2 in der Simulation ohne anthropogene Wärmefreisetzung bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km (Abschnitt 8.2).	116
D.29 Mittlere Windvektoren im Juli 2001 in der Simulation ohne anthropogene Wärmefreisetzung bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km, eingefärbt mit ihrem Betrag in m/s (Abschnitt 8.2).	116
D.30 Mittlere turbulente kinetische Energie (TKE) in der untersten Modellschicht (in m^2/s^2) im Juli 2001 in der Simulation ohne anthropogene Wärmefreisetzung bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km (Abschnitt 8.2).	117
D.31 Mittlerer Gesamtsäulenwassergehalt („total precipitable water“) in kg/m^2 im Juli 2001 in der Simulation ohne anthropogene Wärmefreisetzung bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km (Abschnitt 8.2).	117

C. Tabellenverzeichnis

6.1	Übersicht über die durchgeführten Sensitivitätsstudien mit Wärmeeintrag an allen urbanen Gitterpunkten.	56
6.2	Übersicht über die durchgeführten Sensitivitätsstudien mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München.	57
D.1	Übersicht über die in der vorliegenden Diplomarbeit verwendeten Abkürzungen.	97
D.2	Bedeutung der verschiedenen Landnutzungsklassen wie im Programm <i>Landdaten</i> beschrieben und verwendet.	101

D. Anhang

D.1. Liste der verwendeten Abkürzungen

COSMO	Consortium for Small-scale MOdelling
COSMO-CLM	COSMO in CLimate Mode
COSMO-UHI	COSMO - Urban Heat Island
DWD	Deutscher Wetterdienst
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecast
ERA40	ECMWF Re-Analysis (40 Jahre)
GCM	General Circulation Model
GME	Global-Modell Europa
GRIB	Gridded Binary
HLUG	Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
LAI	Leaf Area Index
RMSE	Root Mean Square Error
SVAT	Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer
TKE	Turbulente Kinetische Energie

Tab. D.1.: Übersicht über die in der vorliegenden Diplomarbeit verwendeten Abkürzungen.

D.2. In COSMO durchgeführte Modifikationen

Es wurden zwei neue Logikschalter und eine neue Variable in der Namelist „PHYCTL“ im Runfile von COSMO 4.2 eingeführt, um die Berechnung des anthropogenen Wärmeeintrags zu steuern. Ein „Runfile“ ist eine Datei, in der man die Modellparameter variieren kann und mit Hilfe dessen das Modell gestartet wird. Es ist zur besseren Übersicht in verschiedene „Namelists“ eingeteilt.

Der erste Schalter heißt „lurban“ und der zweite „luse_popdens“, wobei das „l“ am Anfang jeweils für „logical“ steht. Die Logikvariable *lurban* steuert, ob mit anthropogenem Wärmeeintrag gerechnet werden soll (*.true.*) oder nicht (*.false.*). Ihr Defaultwert ist *.false.* Wird *lurban* im Runfile jedoch gleich *.true.* gesetzt, so kommt es auf den Schalter *luse_popdens* an, ob der anthropogene Wärmeeintrag aus der Bevölkerungsdichte berechnet wird (*luse_popdens=.true.*) oder nicht (*.false.*). Der Defaultwert von *luse_popdens* ist *.true.* Das heißt, sobald mit dem zusätzlichen Wärmeeintrag gerechnet werden soll

(*lurban=.true.*), wird prinzipiell die Bevölkerungsdichte hierfür benutzt. Möchte man jedoch statt dessen einen konstanten anthropogenen Wärmeeintrag verwenden, so setzt man *luse_popdens=.false.* und muss nun der ebenfalls neu eingeführten Real-Variablen „*anthr_heat*“ einen Wert zuweisen. Ihr Defaultwert ist 0.

Sofern ein anthropogener Wärmeeintrag berechnet und hinzuaddiert werden soll, geschieht dies generell nur an Gitterpunkten, an denen einem extern eingelesenen Feld zu Folge die Bodenbedeckung den Wert 22 hat. Hierdurch ist urbanes bzw. bebautes Gebiet definiert. Diese Landnutzungsdaten gehen auf den GLC2000-Datensatz zurück, der auch für die Erzeugung der externen Datensätze für COSMO verwendet wurde.

Das zweidimensionale Feld, das den Wert des anthropogenen Wärmeeintrags enthält, wurde als zusätzliche Ausgabevariable definiert, die im Runfile angegeben werden kann (mit dem Namen *Q_F*). Hierdurch ergibt sich die Möglichkeit zu überprüfen, ob beispielsweise die Verteilung der Felder auf die Prozessoren funktioniert hat.

Weitere neue Ausgabevariablen sind die momentanen Werte der latenten und fühlbaren Wärmeflüsse, sie heißen LHFL und SHFL. Somit kann für jeden Zeitpunkt die Energiebilanz an jedem Gitterpunkt berechnet werden, was mit den mittleren Flüssen nicht möglich ist.

Analoges gilt für die Ausgabe der mittleren und momentanen kurzwelligen und langwelligen Strahlungsflüsse.

Der Ablauf der zusätzlichen Berechnungen im Modell ist folgender:

Zunächst müssen die benötigten Daten der Bevölkerungsdichte, des Energieverbrauchs pro Einwohner und der Bodenbedeckung als Felder eingelesen und auf die verschiedenen Prozessoren verteilt werden. Eine genaue Beschreibung der Datendateien folgt im nächsten Abschnitt (4.3).

Im Bodenmodell „*src_soil_multlay.f90*“ wird zuerst aus dem aktuellen Datum der Monat ermittelt, um aus dem Feld, das die Monatsmittel des Energieverbrauchs in *W/E_w* enthält, den benötigten Wert herauszulesen. Daraufhin wird abgefragt, ob *lurban=.true.* und zugleich die Bodenbedeckung des aktuellen Gitterpunktes gleich 22 sind. Ist eines von beiden nicht der Fall, so erhält *Q_F* den Wert Null. Sind beide Aussagen wahr, so folgt eine Abfrage, ob *luse_popdens=.true.* Ist dies so, wird *Q_F* aus der Bevölkerungsdichte des betrachteten Gitterpunktes und dem mittleren Energieverbrauch des aktuellen Monats berechnet. Steht *luse_popdens* jedoch auf *.false.*, so ergibt sich *Q_F* aus dem Wert der Variablen *anthr_heat*. Eine zusätzliche Abfrage überprüft, ob *anthr_heat* einen Wert erhalten hat oder gleich Null ist. Unabhängig von seinem Wert wird *Q_F* nun in der Gleichung für *G* (4.2) hinzuaddiert, welche dann (wie bereits in Abschnitt 4.1 beschrieben) in die Berechnung der Temperatur der obersten Bodenschicht eingeht.

D.3. In *Landdaten* durchgeführte Modifikationen

Für eine Simulation mit einem regionalen Klimamodell werden Anfangs- und Randwerte aus einer gröber aufgelösten Simulation benötigt, jedoch auch sogenannte externe Parameter wie Landnutzung, Bodenart und Orographie. Die Kombination dieser Datensätze ist Aufgabe des sogenannten Präprozessors *int2lm*. Die in dieses Programm eingehenden Dateien müssen jedoch bestimmte Voraussetzungen erfüllen, zum Beispiel das Format GRIB besitzen. Normalerweise werden die externen Datensätze in diesem benötigten Format dem Anwender von COSMO vom Deutschen Wetterdienst zur Verfügung gestellt. Das Programm *Landdaten* kann diese Datensätze jedoch selbst erzeugen und auf das gewünschte COSMO-Gitter interpolieren.

Landdaten wurde hier verwendet, um die zusätzlich benötigte ASCII-Datei zu erzeugen, die die Bevölkerungsdichte und die Bodenbedeckungsart (Landnutzung) an jedem Gitterpunkt des gewünschten COSMO-Rechengebiets enthält.

In der im Rahmen dieser Diplomarbeit modifizierten Version wird eine zusätzliche Datei mit der Bevölkerungsdichte eingelesen. Wenn die Gitterweiten der Bevölkerungsdichte und die von COSMO etwa übereinstimmen, bietet es sich an, vom COSMO-Gitter aus nur nach dem nächsten Gitterpunkt auf dem Bevölkerungsdichtegitter zu suchen und dessen Wert für das COSMO-Gitter zu übernehmen. Es gibt allerdings auch einen Datensatz der Bevölkerungsdichte mit etwa 1 km Auflösung. Soll COSMO zum Beispiel mit 7 km Auflösung rechnen, so kann im Unterprogramm *landcover.F* von *Landdaten* ein Schalter umgelegt werden, um alle Werte der Bevölkerungsdichte, die den gleichen nächstgelegenen COSMO-Gitterpunkt haben, arithmetisch zu mitteln.

Bisher wurde in *Landdaten* nicht berücksichtigt, dass es auch Gitterpunkte gibt, an denen die Landnutzung die Nummer 23 hat, was „undefiniert“ bedeutet (siehe auch Tabelle D.2). In den einzulesenden Daten ist dies jedoch der Fall in Norditalien etwa zwischen Turin und Mailand, warum, ist nicht bekannt. An diesen Stellen wird die Bodenbedeckung nun automatisch gleich 18 gesetzt, was „mosaic crop/shrub/grass“ entspricht (siehe Tabelle D.2) und am besten mit den Variablen in der vom DWD zur Verfügung gestellten externen Parameterdatei übereinstimmt.

Da die externe Grib-Datei für *int2lm* ein größeres Gebiet umfassen muss als das zukünftige COSMO-Rechengebiet, muss im Unterprogramm *landcover.F* selbst angegeben werden, wie groß und wo dieses eigentliche COSMO-Gebiet sein soll. Für dieses werden die zur Berechnung von Q_F in COSMO zusätzlich benötigten Daten in die ASCII-Datei „cover_bevd_(ie)(je)“ geschrieben. Diese enthält die Nummern der Gitterpunkte für das *int2lm*-Gebiet, das COSMO-Gebiet, die geographische Länge und Breite, in der siebten Spalte die Nummer der Landnutzung (1 bis 22) und in der achten Spalte die Bevölkerungsdichte in Ew/km^2 am jeweiligen Gitterpunkt.

D.4. Von *Landdaten* verwendete Landnutzungsklassen

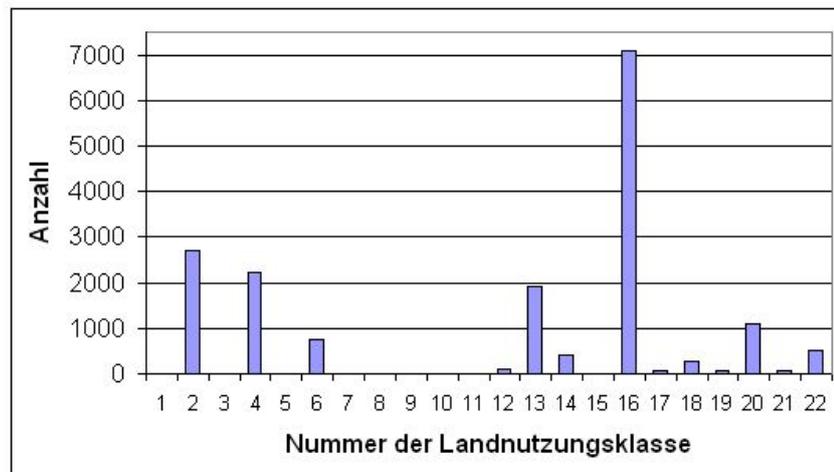


Abb. D.1.: Häufigkeit der verschiedenen Landnutzungsarten im verwendeten Modellgebiet.

Die am häufigsten vorkommende Landnutzungsklasse ist die mit der Nummer 16 (Abbildung D.1) bzw. der Bezeichnung „Kulturlandschaft“ (Tabelle D.2). Ihr Anteil beträgt über 40 %.

D.5. Ergänzungen zu Abschnitt 3.4

Abbildungen D.2, D.3 und D.4.

D.6. Ergänzung der Ergebnisse aus Abschnitt 5.2

Abbildungen D.5 und D.6.

D.7. Ergänzung der Ergebnisse aus Abschnitt 6.1

Abbildungen D.7 und D.8.

D.8. Ergänzung der Ergebnisse aus Abschnitt 6.2

Nummer	Bedeutung deutsch	Bedeutung englisch (original)
1	immergrüner Laubwald	evergreen broadleaf forest
2	dichter Laubwald	deciduous broadleaf closed forest
3	offener Laubwald	deciduous broadleaf open forest
4	immergrüner Nadelwald	evergreen needleleaf forest
5	sommergrüner Nadelwald	deciduous needleleaf forest
6	Mischwald	mixed leaf trees
7	Süßwasser-Mangroven	fresh water flooded trees
8	Salzwasser-Mangroven	saline water flooded trees
9	Mosaik Bäume / natürliche Vegetation	mosaic tree / natural vegetation
10	niedergebranntes Waldgebiet	burnt tree cover
11	immergrüne Büsche	evergreen shrubs closed - open
12	sommergrüne Büsche	deciduous shrubs closed - open
13	krautartige Vegetation	herbaceous vegetation closed - open
14	spärliche Kräuter oder Gras	sparse herbaceous or grass
15	überflutete Büsche oder Kräuter	flooded shrubs or herbaceous
16	Kulturlandschaft	cultivated and managed areas
17	Mosaik Kulturpflanzen / Bäume / nat. Vegetation	mosaic crop / tree / natural vegetation
18	Mosaik Kulturpflanzen / Büsche / Gras	mosaic crop / shrub / grass
19	unbedeckter Boden	bare areas
20	Wasserfläche	water
21	Schnee und Eis	snow and ice
22	urbanes Gebiet	artificial surface
23	undefiniert	undefined

Tab. D.2.: Bedeutung der verschiedenen Landnutzungsklassen wie im Programm *Landdaten* beschrieben und verwendet.

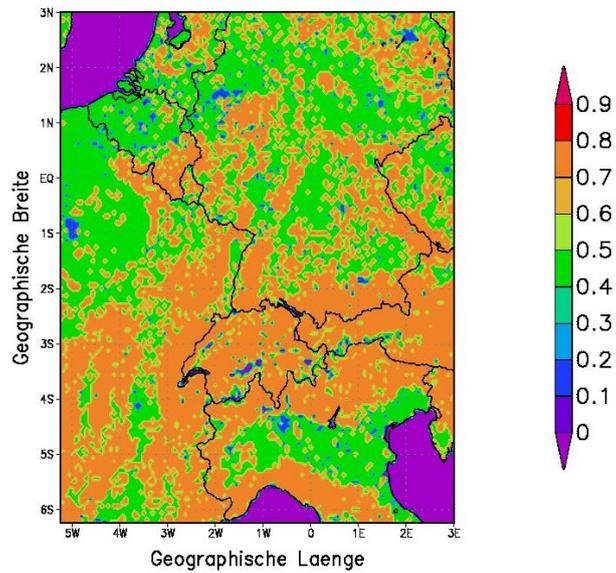


Abb. D.2.: Minimaler Pflanzenbedeckungsgrad im von *Landdaten* erzeugten externen Datensatz (Abschnitt 3.4). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

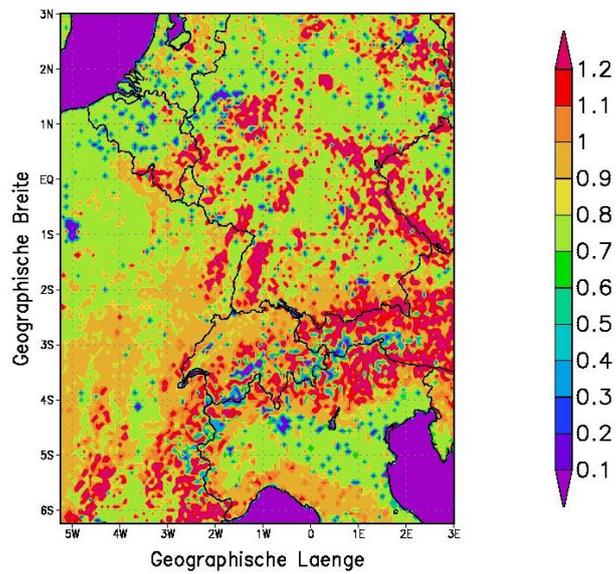


Abb. D.3.: Minimaler Blattflächenindex (LAI = Leaf Area Index) im von *Landdaten* erzeugten externen Datensatz (Abschnitt 3.4). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

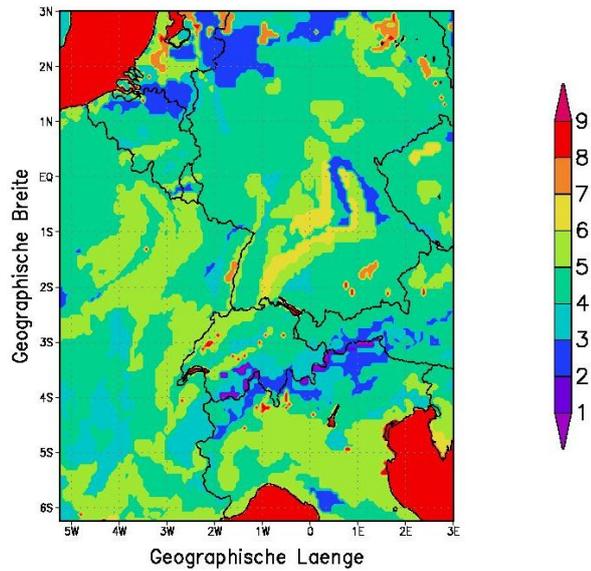


Abb. D.4.: Nummer der Bodenart im vom Programm *Landdaten* erzeugten externen Datensatz (Abschnitt 3.4). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

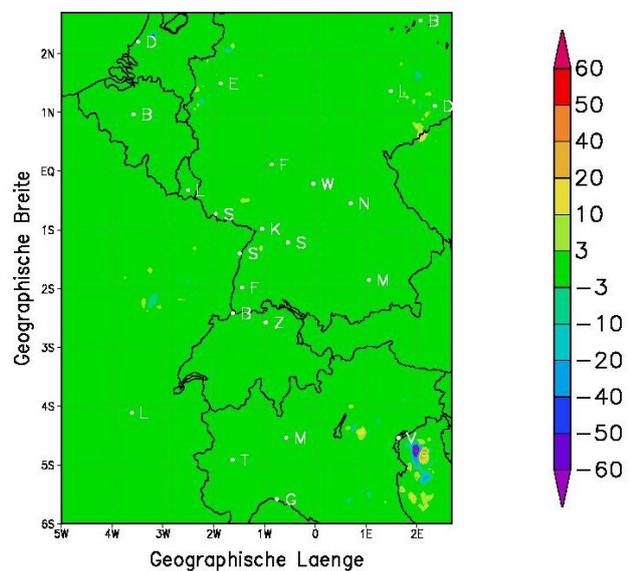


Abb. D.5.: Differenz des Wolkenbedeckungsgrads (in %) nach 6 Stunden Simulationszeit (um 6 UTC am 13.07.2007) im Beispiellauf von Abschnitt 5.2 mit 7 km horizontaler Auflösung. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

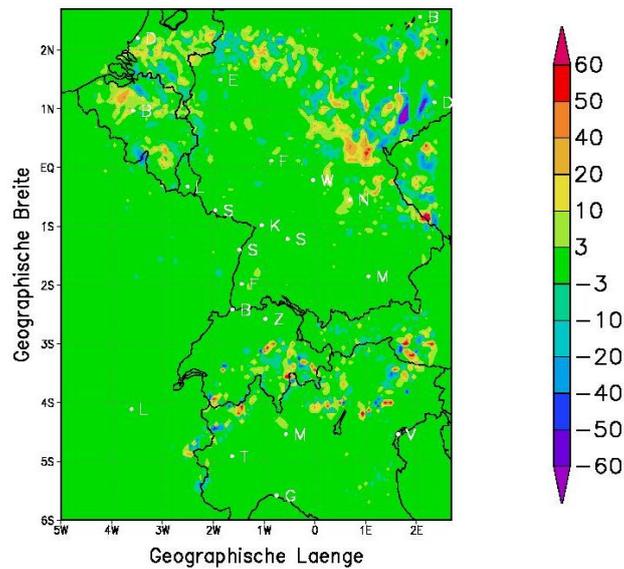


Abb. D.6.: Differenz des Wolkenbedeckungsgrads (in %) nach 15 Stunden Simulationszeit (um 15 UTC am 13.07.2007) im Beispiellauf von Abschnitt 5.2 mit 7 km horizontaler Auflösung. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

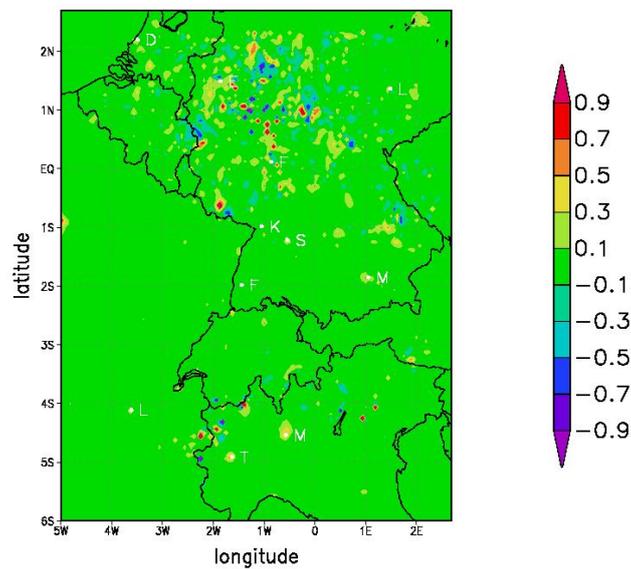


Abb. D.7.: Differenz der 2m-Temperatur in K um 16 UTC in der Simulation mit anthropogenem Wärmeeintrag an allen urbanen Gitterpunkten und Simulationsstart um 12 UTC (Abschnitt 6.1). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

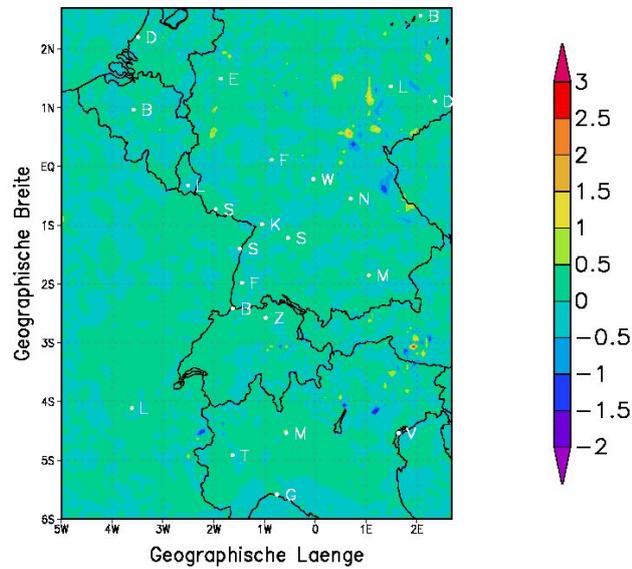


Abb. D.8.: Differenz der 2m-Temperatur in K am 13.07.2007 um 13 UTC im Lauf mit Aufruf des Strahlungsschemas alle 10 Zeitschritte (Abschnitt 6.1). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

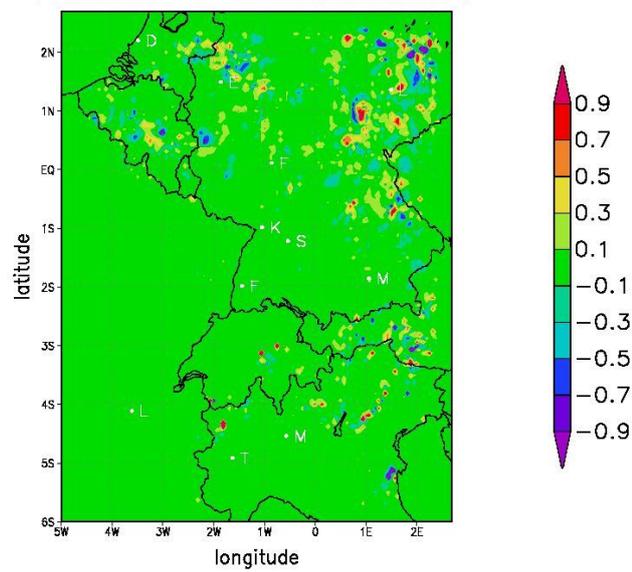


Abb. D.9.: Differenz der 2m-Temperatur in K am 13.07.2007 um 13 UTC im Beispiellauf mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München (Abschnitt 6.2). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

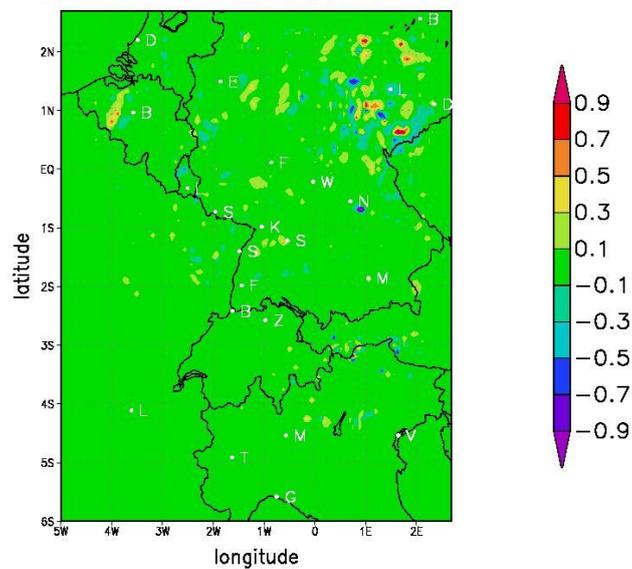


Abb. D.10.: Differenz der 2m-Temperatur in K am 13.07.2007 um 13 UTC im Lauf mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München unter Verwendung der Kain-Fritsch-Konvektionsparametrisierung (Abschnitt 6.2). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

Abbildungen D.9, D.10, D.11, D.12, D.13, D.14, D.15, D.16 und D.17.

D.9. Ergänzung der Ergebnisse aus Abschnitt 7.1

Abbildungen D.18 und D.19.

D.10. Ergänzung der Ergebnisse aus Abschnitt 7.2

Abbildungen D.20, D.21 und D.22.

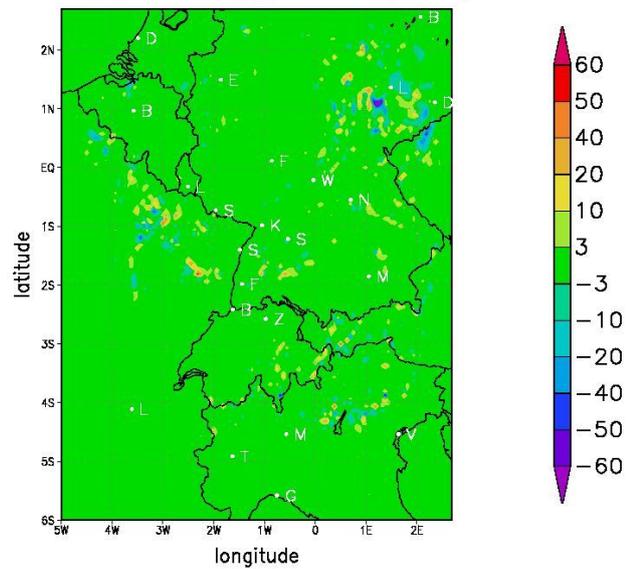


Abb. D.11.: Differenz des Wolkenbedeckungsgrads in % am 13.07.2007 um 13 UTC im Lauf mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München unter Verwendung der Kain-Fritsch-Konvektionsparametrisierung (Abschnitt 6.2). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

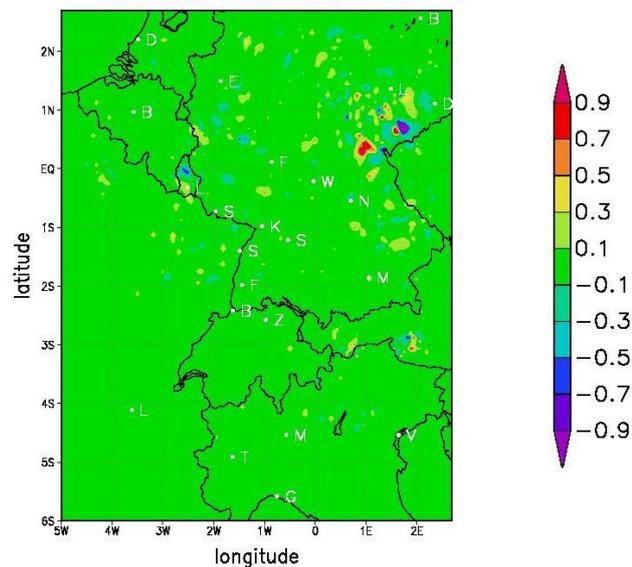


Abb. D.12.: Differenz der 2m-Temperatur in K am 13.07.2007 um 13 UTC im Lauf mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München, bei dem die Konvektionsparametrisierung abgeschaltet war (Abschnitt 6.2). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

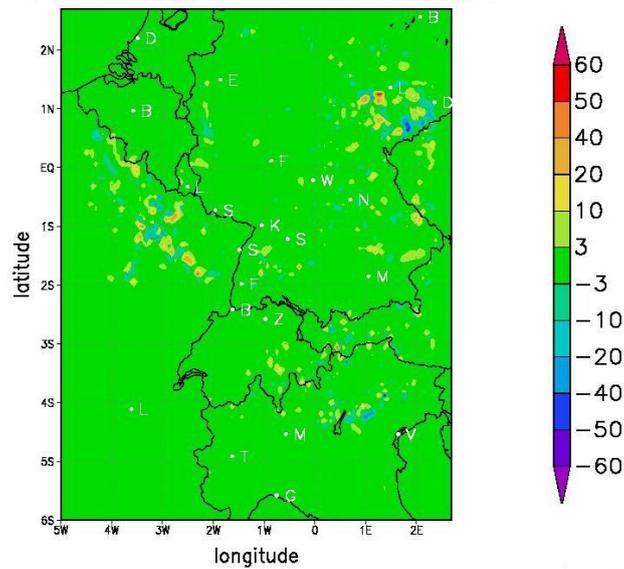


Abb. D.13.: Differenz des Wolkenbedeckungsgrads in % am 13.07.2007 um 13 UTC im Lauf mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München, bei dem die Konvektionsparametrisierung abgeschaltet war (Abschnitt 6.2). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

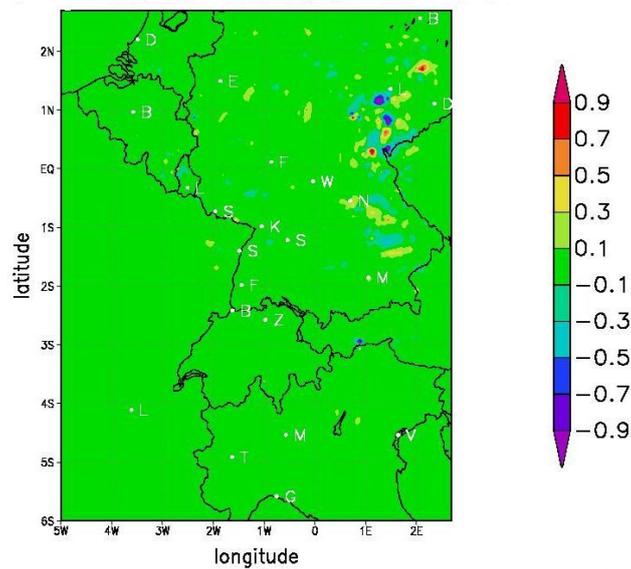


Abb. D.14.: Differenz der 2m-Temperatur in K am 13.07.2007 um 13 UTC im Lauf mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München, bei dem die oberste Bodenschicht 12 cm anstatt 1 cm dick war (Abschnitt 6.2). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

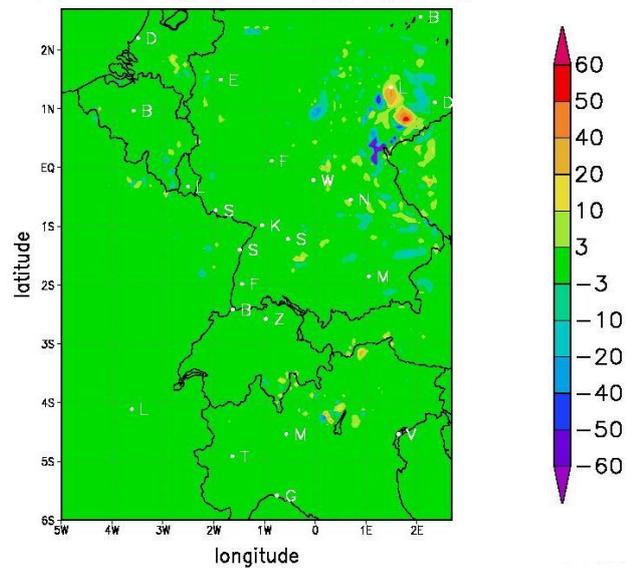


Abb. D.15.: Differenz des Wolkenbedeckungsgrads in % am 13.07.2007 um 13 UTC im Lauf mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München, bei dem die oberste Bodenschicht 12 cm anstatt 1 cm dick war (Abschnitt 6.2). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

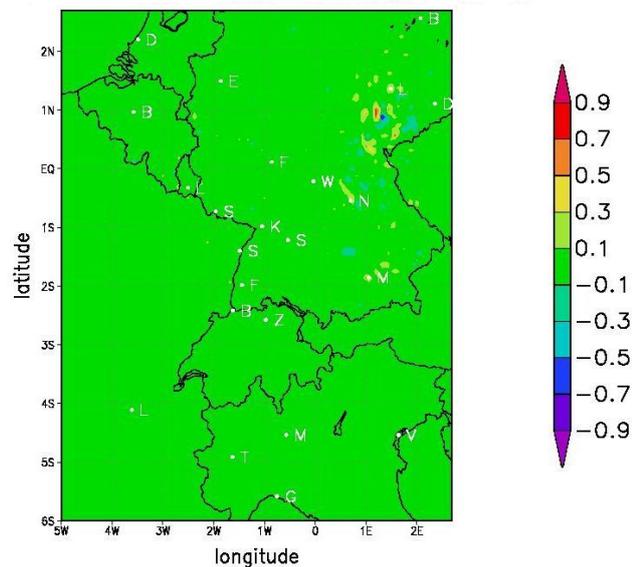


Abb. D.16.: Differenz der 2m-Temperatur in K am 13.07.2007 um 13 UTC im Lauf mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München, bei dem die oberste Bodenschicht 36 cm anstatt 1 cm dick war (Abschnitt 6.2). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

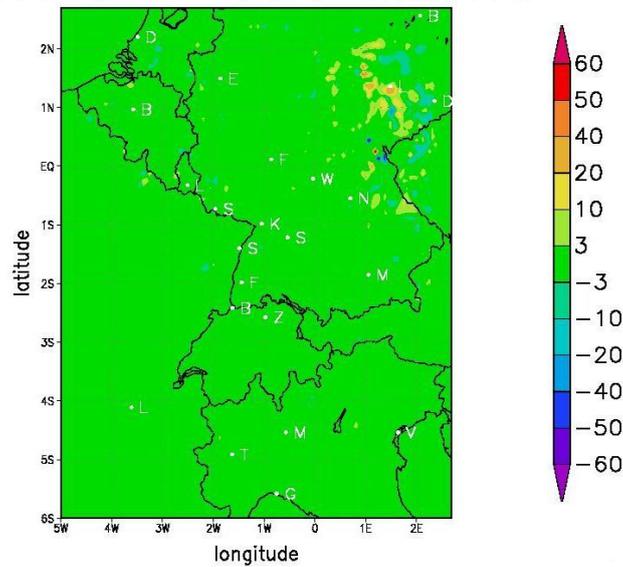


Abb. D.17.: Differenz des Wolkenbedeckungsgrads in % am 13.07.2007 um 13 UTC im Lauf mit Wärmeeintrag nur am Gitterpunkt München, bei dem die oberste Bodenschicht 36 cm anstatt 1 cm dick war (Abschnitt 6.2). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

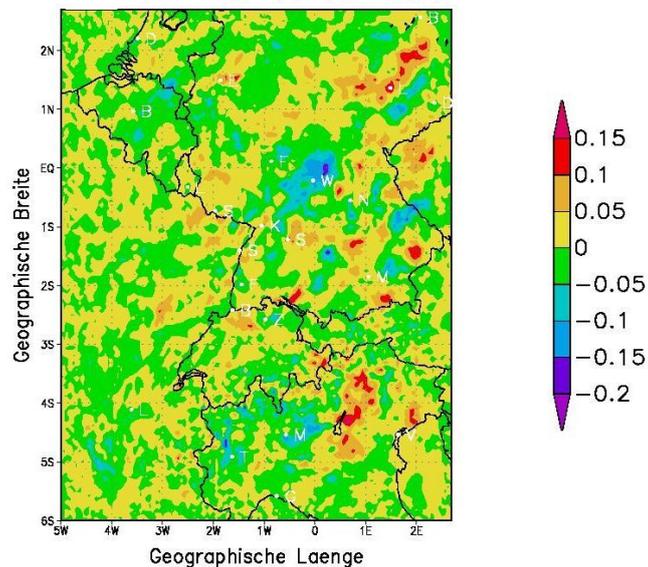


Abb. D.18.: Differenz der über Juli 2007 gemittelten Taupunktstemperatur in K (Abschnitt 7.1). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

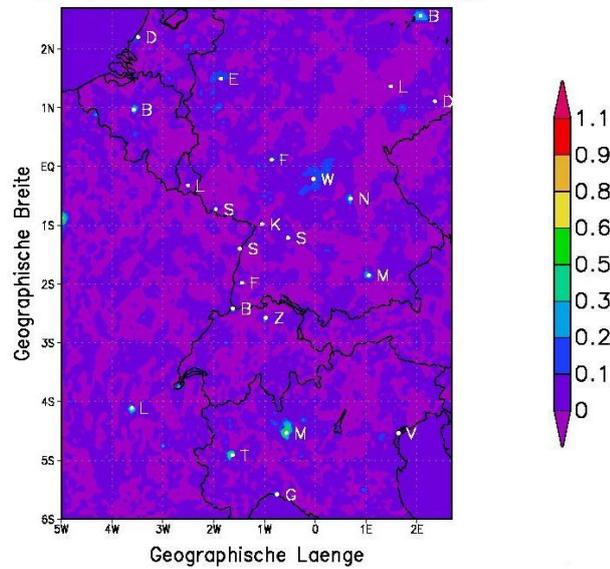


Abb. D.19.: Differenz der über Juli 2007 gemittelten Bodentemperatur in 54 cm Tiefe in K (Abschnitt 7.1). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

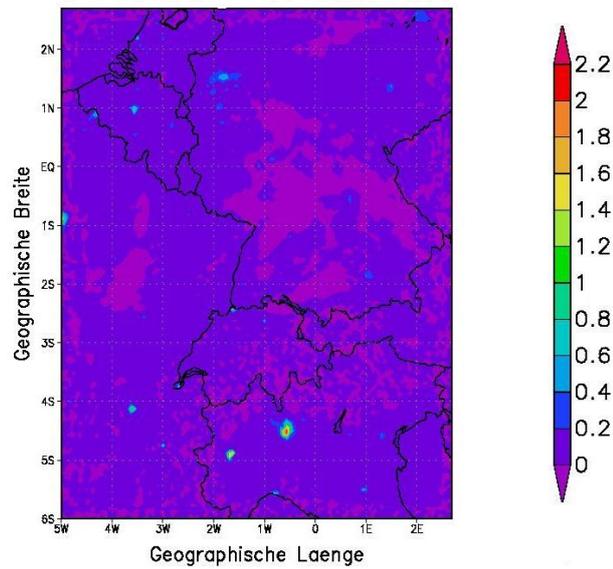


Abb. D.20.: Differenz der über Dezember 2001 gemittelten bodennahen Temperatur in K (Abschnitt 7.2). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

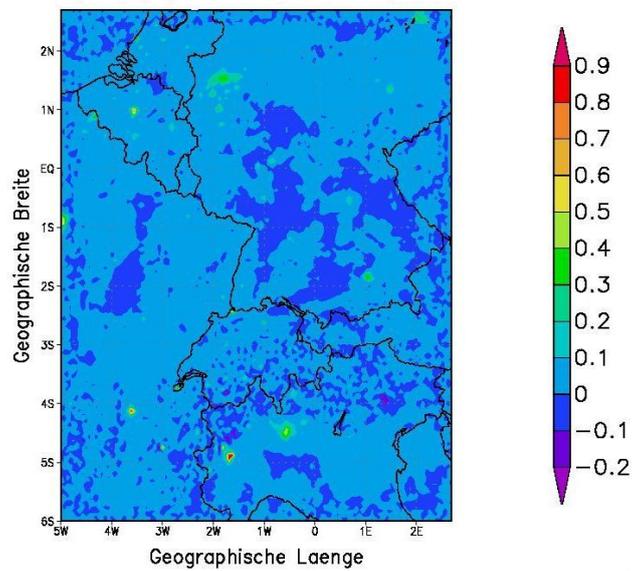


Abb. D.21.: Differenz der über Dezember 2001 gemittelten Taupunktstemperatur in K (Abschnitt 7.2). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

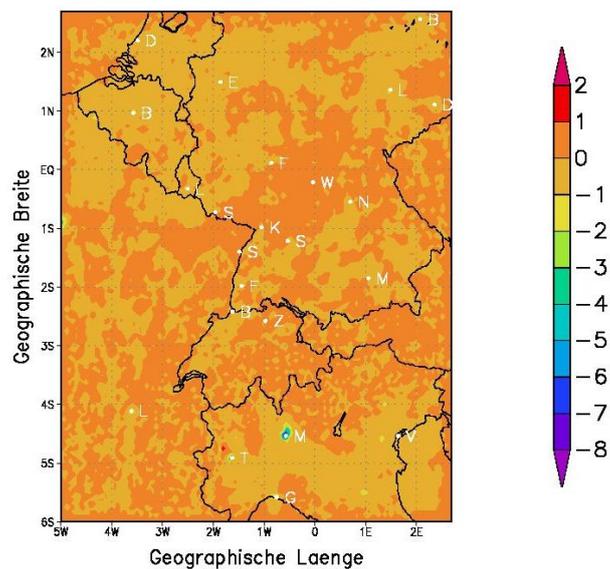


Abb. D.22.: Differenz der über Dezember 2001 gemittelten relativen Feuchte in % (Abschnitt 7.2). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

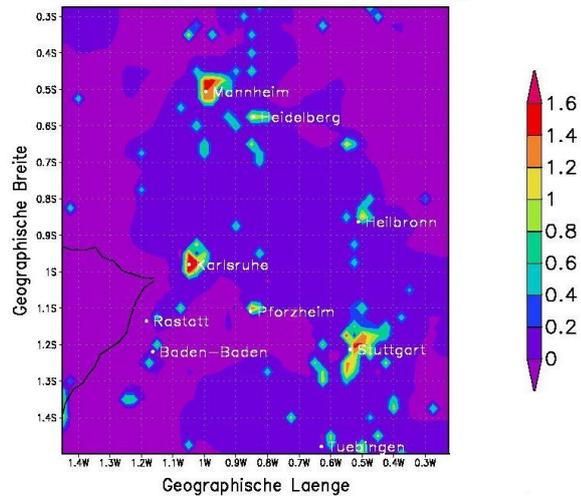


Abb. D.23.: Differenz der über 16. bis 25.07.2001 gemittelten 2m-Temperatur in K bei einem anthropogenen Wärmeeintrag von 65 W/m^2 (Abschnitt 8.1). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

D.11. Ergänzung der Ergebnisse aus Abschnitt 8.1

Abbildungen D.23, D.24 und D.25.

D.12. Ergänzung der Ergebnisse aus Abschnitt 8.2

Abbildungen D.26, D.27, D.28, D.29, D.30 und D.31.

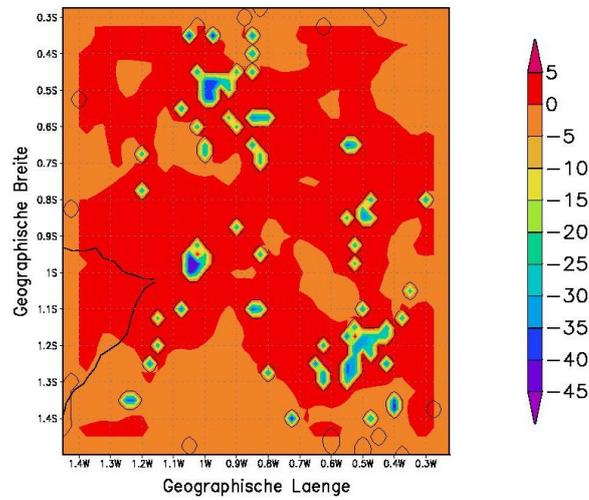


Abb. D.24.: Differenz des über 16. bis 25.07.2001 akkumulierten fühlbaren Wärmestroms in W/m^2 bei einem anthropogenen Wärmeeintrag von 65 W/m^2 (Abschnitt 8.1). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

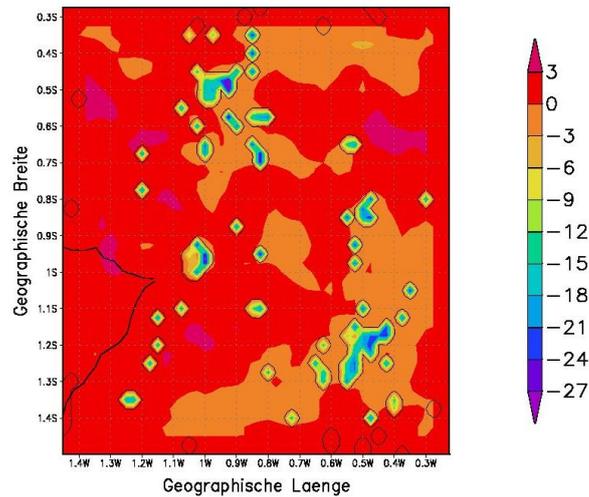


Abb. D.25.: Differenz des über 16. bis 25.07.2001 akkumulierten latenten Wärmestroms in W/m^2 bei einem anthropogenen Wärmeeintrag von 65 W/m^2 (Abschnitt 8.1). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

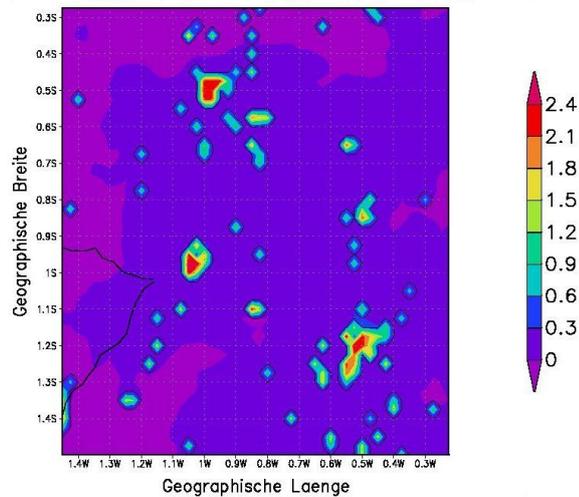


Abb. D.26.: Differenz der über Juli 2001 gemittelten 2m-Temperatur (in K) bei einem anthropogenen Wärmeeintrag von 100 W/m^2 und einer horizontalen Auflösung von 2.8 km (Abschnitt 8.2). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

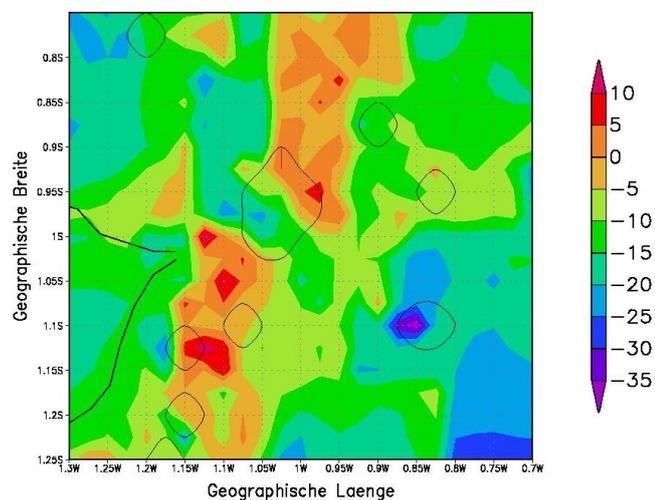


Abb. D.27.: Über Juli 2001 akkumulierter fühlbarer Wärmefluss in W/m^2 in der Simulation ohne anthropogene Wärmefreisetzung bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km (Abschnitt 8.2). In dieser Abbildung ist nur die Region um Karlsruhe dargestellt, nicht das gesamte Modellgebiet. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

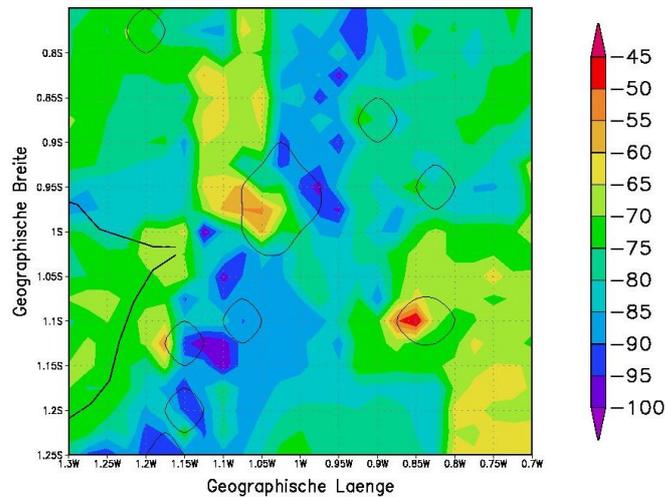


Abb. D.28.: Über Juli 2001 akkumulierter latenter Wärmefluss in W/m^2 in der Simulation ohne anthropogene Wärmefreisetzung bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km (Abschnitt 8.2). In dieser Abbildung ist nur die Region um Karlsruhe dargestellt, nicht das gesamte Modellgebiet. Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

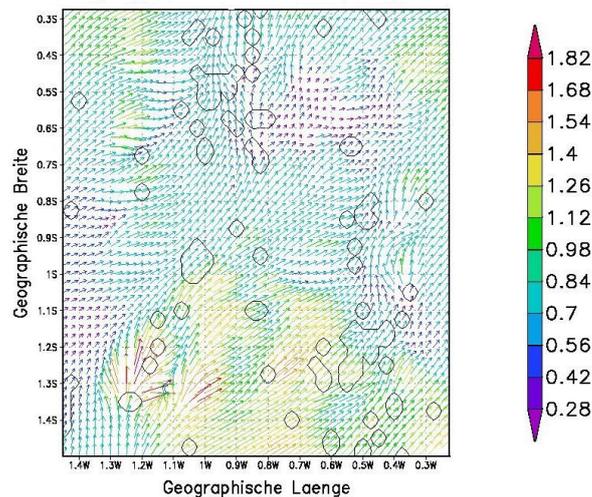


Abb. D.29.: Mittlere Windvektoren im Juli 2001 in der Simulation ohne anthropogene Wärmefreisetzung bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km, eingefärbt mit ihrem Betrag in m/s (Abschnitt 8.2). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

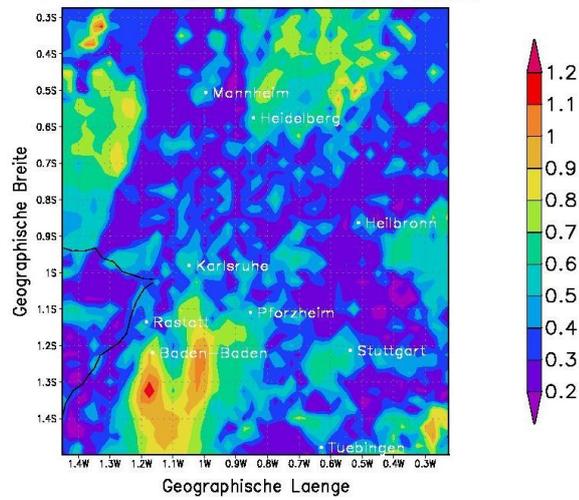


Abb. D.30.: Mittlere turbulente kinetische Energie (TKE) in der untersten Modellschicht (in m^2/s^2) im Juli 2001 in der Simulation ohne anthropogene Wärmefreisetzung bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km (Abschnitt 8.2). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

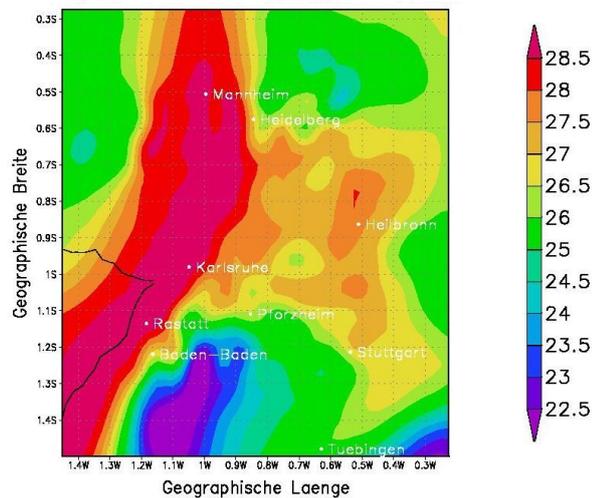


Abb. D.31.: Mittlerer Gesamtsäulenwassergehalt („total precipitable water“) in kg/m^2 im Juli 2001 in der Simulation ohne anthropogene Wärmefreisetzung bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km (Abschnitt 8.2). Der Äquator in den hier angegebenen rotierten Koordinaten entspricht 50° nördlicher Breite und der Nullmeridian 10° östlicher Länge.

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst und nur die angegebenen Hilfsmittel verwendet habe.

Karlsruhe, den

Danksagung

Herrn Prof. Kottmeier und Frau Prof. Jones möchte ich hiermit sehr herzlich für die Übernahme des Referats bzw. des Koreferats danken und dafür, dass sie diese Arbeit möglich gemacht haben.

Besonderer Dank geht auch an meinen Betreuer Gerd Schädler, der mich immer mit vielen hilfreichen Ideen unterstützt, alle Fragen beantwortet und schließlich auch die vorliegende schriftliche Ausarbeitung korrigiert hat.

Ein herzliches Dankeschön sende ich hiermit ins schöne Norwegen zu Cathérine „Bele“ Meissner, die mir zunächst hier in Karlsruhe das COSMO-Modell näher- bzw. zum Laufen gebracht und auch später unzählige Fragen beantwortet hat, persönlich oder per Email aus dem hohen Norden. Vielen vielen Dank auch für die Korrektur dieser Arbeit mitten im Weihnachts- und Paperstress.

Auf meinen Zimmernachbarn Hendrik Feldmann war immer Verlass, wenn ich schnelle und effektive Hilfe brauchte - dies betrifft sowohl die Beantwortung meiner vielen Fragen als auch zum Beispiel die kleine Taxifahrt zum Bus, der sonst ohne mich gefahren wäre. Vielen Dank für die gute Nachbarschaft. Vielen Dank auch an Hans-Jürgen Panitz für die große Hilfsbereitschaft bei der Lösung größerer und kleinerer COSMO-Probleme und die ausführlichen und anschaulichen Erklärungen.

Mein Dank gilt ebenfalls Romi Schnitter, Ingo Schlüter und Barbara Früh, die sich ebenfalls immer Zeit genommen haben, wenn ich Hilfe und Informationen brauchte.

Wenn ich Fragen zu GrADS hatte, konnten Max Bangert und/oder Tobias Tröndle sie fast immer beantworten, wofür ich ihnen sehr dankbar war und bin. Zudem möchte ich der ganzen Gruppe von Bernhard Vogel für die fruchtbaren Diskussionen über die in COSMO auftretenden unerwarteten Abweichungen danken.

Vielen Dank auch an Christian Ehmann für das Durchlesen und Korrigieren der Arbeit.

Meinem Freund Jonas möchte ich für die vielen hilfreichen Diskussionen und Ideen danken und für die ständige Unterstützung vor allem auch in den letzten Wochen, für's Waschen, Kochen und Putzen und auch für das Lesen und die Korrektur meiner Arbeit.

Ich bin meinen Eltern sehr dankbar dafür, dass sie mir dieses Studium ermöglicht haben und mich immer in jeder nur denkbaren Hinsicht unterstützt haben. Auch meine Schwester war immer für mich da.