

CSC Report 7

Rückwirkungen von Landnutzung und Bewässerung auf das simulierte lokale und regionale Klima der Metropolregion Hamburg



Max-Planck-Institut
für Meteorologie



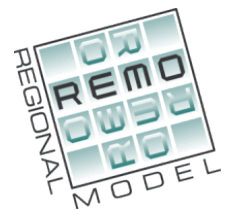
Eine Einrichtung des Helmholtz-Zentrums Geesthacht

Titelbilder:

© Uwe Lütjohann - Fotolia.com, © Inga Nielsen - Fotolia.com,

© Christian Pedant - Fotolia.com, © Bronwyn Photo - Fotolia.com, © Sly - Fotolia.com

Rückwirkungen von Landnutzung und Bewässerung auf das simulierte lokale und regionale Klima der Metropolregion Hamburg



Juliane Petersen



VORWORT

Was für Rückwirkungen haben Anpassungsmaßnahmen an den Klimawandel in der Metropolregion Hamburg, wie z.B. Bewässerung oder eine geänderte Landnutzung?

Welche Veränderungen sind in den oberflächennahen Parametern wie der Temperatur und Verdunstung zu sehen?

Im Rahmen der vorliegenden Diplomarbeit wurden mit dem regionalen Klimamodell REMO Studien zur Bewässerung in die südöstlichen Landkreise der MRH und der aktuellen Landnutzung in der gesamten MRH durchgeführt. Die Auswirkungen, die diese Veränderungen im simulierten regionalen und lokalen Klima haben, wurden analysiert und diskutiert.

Dabei steht der europäische Hitzesommer 2003 im Vordergrund der Untersuchungen, da Klimamodelle projizieren, dass gegen Ende des 21. Jahrhunderts etwa jeder zweite Sommer ebenso heiß und trocken werden kann.

Die Diplomarbeit fand innerhalb des Teilprojektes T3.1 des Projektes KLIMZUG-NORD statt, das eine gute Zusammenarbeit mit verschiedenen Fachdisziplinen und Experten vor Ort ermöglichte. Das Climate Service Center hat die Diplomarbeit mit initiiert und betreut. Sie wurde am Geographischen Institut der Humboldt-Universität zu Berlin am 25.10.2011 eingereicht.

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort.....	2
1. Einleitung.....	5
1.1 Das Projekt KLIMZUG-NORD	6
1.2 Fragestellung und Ziele	7
2. Aktueller Forschungsstand	10
3. Das Untersuchungsgebiet	15
3.1 Das Klima der Metropolregion Hamburg	15
3.2 Klimawandel in der Metropolregion Hamburg.....	16
4. Das Regionale Klimamodell REMO.....	18
Die Landoberfläche in REMO	20
Hydrologische Prozesse.....	21
Thermische Prozesse	22
5. Experimente	24
5.1 Validierung mit Beobachtungsdaten	25
5.2 Die Jahre 2002 und 2003 in Bezug auf Trockenheit in REMO	27
5.3 Implementation von Bewässerung ins Modell REMO	30
5.3.1 Datengrundlage und Methode	30
5.3.2 Ergebnisse.....	32
5.3.3 Bewässerung durch erhöhten Niederschlag.....	36
5.3.4 Zwischenfazit.....	37
5.3.5 Diskussion.....	37
5.4 Landaktualisierung.....	39
5.4.1 Datengrundlage und Methode	39
5.4.2 Ergebnisse.....	49
Analyse der Jahre 1990 bis 2004.....	49
Analyse des Sommers 2003	55
Analyse des Sommers 2002	61
5.4.3 Zwischenfazit.....	64
5.4.4 Diskussion.....	65
5.4.5 Bewässerung in der Landnutzungsaktualisierung.....	66
6. Zusammenfassung und Ausblick.....	69
Quellenverzeichnis	73
Abbildungsverzeichnis	81
Tabellenverzeichnis	83

Anhang I	85
Anhang II	86
Anhang III	89
Anhang IV	91

1. EINLEITUNG

Regionale Klimasimulationen zeigen für die Metropolregion Hamburg (MRH) ein verändertes Klima gegen Ende des Jahrhunderts: Die Temperatur könnte steigen und die Sommerniederschläge könnten abnehmen. Aufgrund der zunehmenden Kontinentalität des Klimas von Nordwest nach Südost sind vor allem die südöstlichen Landkreise der MRH von Trockenheit betroffen. Wahrscheinlich wird gegen Ende des Jahrhunderts jeder zweite Sommer mit dem Hitzesommer 2003 vergleichbar sein (vgl. PROCLIM, 2005). Dieser gab einen Vorgeschmack auf die sozioökonomischen Folgen mit all ihren Konsequenzen, z.B. den deutlichen Ertragsverlusten in allen Hauptfruchtarten (in Gesamtdeutschland im Mittel um ca. 15 %) (vgl. CHMIELEWSKI, 2011).

Diese Diplomarbeit erfolgt im Rahmen von Untersuchungen zu Landnutzungs- und Landmanagementänderungen (aktueller Forschungsstand siehe Kapitel 2). Der Fokus liegt dabei auf der Untersuchung der Rückwirkungen, die die Bewässerung und die Landnutzung im simulierten lokalen und regionalen Klima der MRH vom regionalen Klimamodell REMO für das Jahr 2003 hervorrufen. Die Diplomarbeit hat den Charakter einer Sensitivitätsstudie. Weitergehende Schlussfolgerungen, die die Klimatologie betreffen, sind mit dieser Diplomarbeit nicht beabsichtigt und auch nicht möglich.

Die Auswahl des Gebiets und des Zeitraumes wird im Folgenden erläutert:

In Deutschland liegen 50 % der Berechnungsflächen allein in Niedersachsen, dabei bildet der Nordosten Niedersachsens das größte zusammenhängende Berechnungsgebiet Deutschlands (vgl. SCHALLER, WEIGEL, 2007). Dort ist die Landwirtschaft heute schon aufgrund der herrschenden Klima- und Bodenverhältnisse abhängig von der Feldberegnung (vgl. FRICKE, 2006). In einer Studie von HEIDT (2009) wurden die Auswirkungen des Klimawandels auf die potentielle Beregnungsbedürftigkeit in Nordostniedersachsen analysiert. Ein Ergebnis dieser Studie ist, dass durch abnehmende Niederschläge und zunehmende Sommertemperaturen ein Wasserdefizit entsteht, so dass die potentielle Beregnungsbedürftigkeit in Zukunft zunehmen wird. Die zukünftige potentielle Beregnungswassermenge wird im Mittel um ca. 30 % bis zum Ende des Jahrhunderts im Vergleich zu 1961–1990 ansteigen.

Studien von Beobachtungsdaten zeigen, dass die Frequenz von heißen Sommertagen und Hitzewellen in Europa in den letzten Dekaden zugenommen hat (u.a. KLEIN TANK, KÖNNEN, 2003; DELLA-MARTA et al., 2007; SCHÄR, 2004). Klimamodelle zeigen, dass sich dieser Trend

fortsetzen wird und dass extrem heiße Sommer sowohl an Intensität als auch an Länge zunehmen werden (u.a. BARRIOPEDRO, 2011; SCHÄR, 2008; IPCC, 2007; BENISTON, 2004; MEEHL, TEBALDI, 2004; SCHÄR, JENDRITZKY 2004; SCHÄR et al., 2004; STOTT et al., 2004; KARL, TRENBERTH, 2003). Für diese Diplomarbeit wurde der europäische Hitzesommer 2003 gewählt, der außergewöhnlich trocken und heiß war. Für den Sommer 2003 lagen die mittleren Temperaturen im Kerngebiet der Hitzewelle mehr als fünf Standardabweichungen über dem langjährigen Mittel (vgl. SCHÄR et al., 2004). Die Sommer 2003 sowie 2010 waren höchstwahrscheinlich die beiden wärmsten Sommer seit über 500 Jahren in 50 % von Europa (vgl. BARRIOPEDRO, 2011). Klimamodellen zufolge steigt die Wahrscheinlichkeit solcher Hitzeperioden wie in den Sommern 2003 und 2010 in den nächsten 40 Jahren um einen Faktor von 5 bis 10 an (vgl. BARRIOPEDRO, 2011).

1.1 DAS PROJEKT KLIMZUG-NORD

KLIMZUG-NORD ist eines von sieben KLIMZUG-Projekten, die das Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) mit seinem Forschungsprogramm „KLIMZUG - Klimawandel in Regionen zukunftsfähig gestalten“ fördert. Der Fokus dieser Fördermaßnahme liegt dabei in der Klimaanpassung auf regionaler und lokaler Ebene, die trotz Anstrengungen im



Abbildung 1 Projektgebiet von KLIMZUG-NORD: die Metropolregion Hamburg

Klimaschutz erforderlich ist. „Ziel ist es, die zu erwartenden Klimaänderungen adäquat in regionale Planungs- und Entwicklungsprozesse einzubinden.“ (<http://www.klimzug.de/160.php>). Die bestehenden Spannungsfelder zwischen der wachsenden Metropole Hamburg und dem sie umgebenden ländlichen Raum einerseits und den Wirtschafts- und Umweltinteressen der Stadt andererseits werden durch den Klimawandel weiter verstärkt. Die Zusammenarbeit aller wichtigen Handlungs- und Entscheidungsträger

der Region ist deshalb für eine erfolgreiche Anpassung notwendig. Der Verbindung von disziplinübergreifendem Fachwissen aus Ökonomie, Naturwissenschaft und Technologie

kommt ein wichtiger Stellenwert zu. Das Projektgebiet beinhaltet die Metropolregion Hamburg mit der Stadt Hamburg und den zugehörigen Landkreisen Niedersachsens und Schleswig-Holsteins, außerdem den Landkreis Ludwigslust aus Mecklenburg-Vorpommern (siehe Abb. 1).

Drei Themenbereiche wurden in KLIMZUG-NORD bestimmt, in denen bevorzugt Anpassungsstrategien entwickelt werden, da die MRH in diesen Bereichen besonders stark vom Klimawandel betroffen sein wird: Ästuarmanagement (T1), Integrierte Stadt- und Raumentwicklung (T2) und Zukunftsfähige Kulturlandschaften (T3). Die Vernetzung dieser Themenfelder wird in fünf weiteren Querschnittsaufgaben übergreifend bearbeitet. Das Themenspektrum ist vielfältig und reicht von Küsten- und Binnenhochwasserschutz über klimaangepasstes Bauen, Anpassungsstrategien in Biosphärenreservaten und in der Sonderkultur Obstanbau bis hin zur Adaption im Abwassermanagement (vgl. <http://klimzug-nord.de/>).

Die Diplomarbeit findet im Rahmen des KLIMZUG-NORD Teilprojekts T3.1. statt. Dieses Teilprojekt hat die Aufgabe, die „Robustheit von Klimaänderungsmustern“ zu analysieren und eine Abschätzung von „Rückwirkungen von Anpassungsmaßnahmen in der Landwirtschaft auf das regionale Klima“ der Metropolregion Hamburg zu geben, „insbesondere [...] die Rückwirkungen von Landnutzungsänderungen sowie von Bewässerungsanpassungen der Landwirtschaft [...]“ (<http://klimzug-nord.de/index.php/page/2009-07-02-EinzelheitenT3.1>).

1.2 FRAGESTELLUNG UND ZIELE

Die Landkreise Lüneburg, Lüchow-Dannenberg, Uelzen, Soltau-Fallingborstel und Harburg liegen im Übergang vom maritimen zum kontinentalen Klima und sind bereits heute die Landkreise mit dem größten Anteil an Bewässerung in der MRH (siehe Kapitel 1.1). Für die Implementation der Bewässerung im Modell wurde deshalb das Gebiet der Lüneburger Heide ausgewählt, das diese Landkreise beinhaltet. Bei einer Analyse des Gebiets ist aufgefallen, dass die in REMO verwendeten Ökosystemtypen¹ (nach OLSON, 1994 a, b) stark von der im Untersuchungsgebiet vorhandenen Vegetation abweichen. Für die Bundesländer Hamburg, Niedersachsen, Mecklenburg-Vorpommern und Schleswig-Holstein wurden daraufhin Daten des Digitalen Basis-Landschaftsmodells (Basis-DLM) vom Bundesamt für

¹ Die Ökosystemtypen nach Olson werden in Kapitel 4 und Kapitel 5 näher erläutert.

Kartographie und Geodäsie (BKG) analysiert (nähere Erläuterung im Kapitel 5.4.1) und den im Modell verwendeten Ökosystemtypen zugeordnet. Das Ziel ist die Untersuchung von Rückwirkungen, die die Bewässerung und die Landnutzung im simulierten lokalen und regionalen Klima der MRH vom regionalen Klimamodell REMO hervorrufen.

In dieser Diplomarbeit werden folgende Fragestellungen bearbeitet:

- *Welche Änderungen in den Klimaparametern zeigen sich durch Bewässerung?*
- *Was für Auswirkungen hat eine aktualisierte Landnutzung?*
- *Welche Prozesse sind bei der Bewässerung und Landnutzung von Bedeutung?*

Zu diesen Fragestellungen wurden vier Experimente und ein Referenzlauf entwickelt, durchgeführt und analysiert (nähere Beschreibung in Kapitel 5):

- **Referenzlauf:** die Analyse der unveränderten REMO-Daten im Gebiet der Metropolregion Hamburg
- **Experiment 1:** die Anpassung der Ökosystemtypen an die reale Landnutzung
- **Experiment 2:** die Implementation von Bewässerung durch eine im Zielgebiet erhöhte Bodenfeuchte in REMO
- **Experiment 3:** die Implementation von Bewässerung durch die Addition der Beregnungsmenge zum Niederschlag im Zielgebiet in REMO
- **Experiment 4:** die Implementation von Bewässerung durch erhöhte Bodenfeuchte in REMO mit der aktualisierten Landnutzung

In Kapitel 2 wird der aktuelle Forschungsstand zu Landnutzungsänderungen mit Schwerpunkt auf die Landmanagementänderung Bewässerung beschrieben. Kapitel 3 setzt sich kurz mit den wichtigsten klimatischen Eigenschaften der Metropolregion Hamburg auseinander. Kapitel 4 widmet sich dem Regionalen Klimamodell REMO. Einige wichtige Prozessbereiche, die im Hinblick auf die Fragestellungen relevant sind, werden erläutert. Kapitel 5 ist der Analyse der Experimente gewidmet. Dort finden sich auch die Methoden, die in dieser Diplomarbeit angewendet wurden. In Kapitel 5.1 wird eine Validierung des Jahres 2003 mit Beobachtungsdaten durchgeführt. Kapitel 5.2 gibt einen Einblick in die klimatischen Verhältnisse in Bezug auf Wasserverfügbarkeit in den Jahren 2003 und 2002. In Kapitel 5.3 werden die Bewässerungsexperimente zwei und drei mit Datengrundlage, Methoden und Ergebnissen beschrieben und diskutiert. Kapitel 5.4 beschäftigt sich mit Datengrundlage, Methoden und Ergebnissen der Landnutzungsaktualisierung in der MRH. Hier wird auch das Bewässerungsexperiment vier kurz besprochen. Anschließend folgt eine

Diskussion. Eine Zusammenfassung der Ergebnisse und ein Ausblick werden in Kapitel 6 gegeben.

2. AKTUELLER FORSCHUNGSSTAND

Anthropogene Landnutzungsänderungen wie Aufforstung, Abholzung oder Urbanisierung beeinflussen den Wasserkreislauf und die Energiebilanz. Die Veränderungen haben Auswirkungen auf den Austausch von Energie, Wasser, Impuls und Treibhausgasen zwischen der Atmosphäre und der Vegetation. Durch eine geänderte Landoberfläche werden, abgesehen von biogeochemischen Mechanismen, viele biogeophysikalische Mechanismen beeinflusst. Die zugrundeliegenden Prozesse werden in zahlreichen Studien beschrieben u.a. von FOLEY et al. (2003) und BOUNOUA et al. (2002), auf die sich im Folgenden überwiegend bezogen wird: Eine Änderung der Albedo hat Auswirkungen auf die Energiebilanz. Die Folge ist eine Beeinflussung der Lufttemperatur. Durch eine veränderte Vegetationsdecke verändert sich auch die Evapotranspiration. Dies führt zu einer Verschiebung in der Bowenratio² und demzufolge zu einer Abkühlung (bei erhöhtem latenten Wärmefluss verbunden mit Evapotranspiration) oder Erwärmung (bei erhöhtem fühlbaren Wärmefluss) der Oberfläche. Eine Veränderung der Evapotranspiration, ebenso eine Änderung in der Wurzeltiefe beeinflussen den Wasserkreislauf. Die Rauigkeitslänge ist abhängig von der Vegetationshöhe und dem Vegetationsanteil. Veränderungen beeinflussen den turbulenten Austausch der bodennahen Luftschicht. Je höher die Rauigkeitslänge, desto effizienter wird die Luft gemischt, was zu einem verstärkten Kühlungseffekt führt. Abhängig davon, in welcher Klimazone man sich befindet, kann die Veränderung der Landnutzung die Temperatur ansteigen oder sinken lassen. Je nach Vegetationstyp, sowohl von dem bestehenden als auch von dem veränderten, kommt es zur Zunahme oder Abnahme der relativen Feuchte (vgl. u.a. BOUNOUA et al., 2002).

Viele Studien haben die Sensitivität des regionalen und globalen Klimas in Hinsicht auf Änderungen in der Vegetation untersucht (u.a. GÁLOS, 2010; TEUTLING et al., 2010; PONGRATZ et al., 2008; BOUNOUA, et al., 2002; BROKVIN, 2002; HECK et al., 2001; CHASE et al., 2000; KLEIDON, 2000). Die meisten Studien beschäftigen sich mit Abholzung und Aufforstung. Eine gute Dokumentation der Einflüsse von Wäldern in den verschiedenen Klimazonen gibt BONAN (2008).

Im Folgenden wird ein Überblick über den aktuellen Forschungsstand in einem Bereich der anthropogenen Landmanagementänderung gegeben, dem der Bewässerung.

Nicht nur die Landnutzung, sondern auch Bewirtschaftungstechniken wie die Bewässerungsfeldwirtschaft, haben einen nicht zu vernachlässigenden Einfluss auf das

² Die Bowenratio ist das Verhältnis vom fühlbaren zum latenten Wärmefluss.

Klima. Dabei ist die Bewässerungsfeldwirtschaft wahrscheinlich die anthropogene Technik mit dem größten Effekt (vgl. SACKS et al., 2009).

Die erhöhte Bodenfeuchte führt zu einer höheren Evapotranspiration. Die Bowenratio verschiebt sich, d.h. der latente Wärmefluss steigt an, der fühlbare Wärmefluss nimmt ab. Es kommt zu einer Abkühlung der Oberflächentemperatur. Unter besonderen Umständen kann sich durch den Anstieg des Wassergehaltes in der Atmosphäre die Wolkenbildung und als Folge davon der konvektive Niederschlag erhöhen (u.a. PUMA et al., 2010; SACKS et al., 2009; LOBELL et al., 2009; PIELKE, 2001). Bis auf den Niederschlag stehen alle Effekte in den Klimavariablen in einem räumlichen Zusammenhang mit den Bewässerungsflächen. Die Niederschlagsbildung ist ein räumlich komplexer Prozess und kann aufgrund des Feuchtetransportes in der Atmosphäre auch in entfernteren Regionen auftreten (u.a. BROKVIN, 2002; PITMANN, 2000). Des Weiteren kann Bewässerung auch Einfluss auf die regionale Zirkulation haben: Bewässerte und unbewässerte Flächen, die räumlich nah beieinander liegen, verursachen thermale Unterschiede.

Die Effekte der Bewässerung wurden sowohl in Studien zu Beobachtungsdaten (LEE et al., 2009; BONFILS, LOBELL, 2007; MAHMOOD et al., 2006; PIELKE, ZENG, 1989; APLERT, MANDEL, 1986; BARNSTON, SCHICKEDANZ, 1984; MAROTZ et al., 1975) als auch in Modellstudien nachgewiesen. Modellstudien können in regionale (SAEED et al., 2009; DIFFENBAUGH, 2009; DOUGLAS et al., 2009; KUEPPERS et al., 2007, 2008; HADDELAND et al., 2006; ADEGOKE et al., 2003; CHASE et al., 1999) und globale Studien unterschieden werden (PUMA et al., 2010; LOBELL et al., 2009; SACKS et al., 2009; LOBELL et al., 2006; BOUCHER et al., 2004). Die meisten Studien begrenzen sich auf bestimmte Regionen mit einem hohen Bewässerungsanteil. Besonders viele Studien sind in den USA angesiedelt, da dort auf eine gute Datenbasis für Klima- und Landnutzungsdaten zugegriffen werden kann. Neuere Studien beschäftigen sich auch mit Südostasien (HADDELAND et al., 2006) und dem indischen Subkontinent (DOUGLAS et al., 2009; SAEED et al., 2009). Aufgrund der im Vergleich geringeren Bewässerungsanteile wurde Europa als Untersuchungsgebiet bisher eher vernachlässigt.

Alle Studien zeigen einen signifikanten Effekt von Bewässerung auf das Klima, allerdings ist das Klimasignal abhängig vom räumlichen Ausmaß der Bewässerung und von den entscheidenden Oberflächenprozessen, die in dem Klimaregime, in dem bewässert wird, vorherrschen. Des Weiteren wird sowohl der Boden im jeweilig genutzten Modell als auch die Bewässerung in den Studien unterschiedlich modelliert (u.a. PUMA et al., 2010; KOSTER et al., 2004). Viele der regionalen und eine globale Studie nutzen ein einfaches Schema, um Bewässerung zu simulieren: Die Bodenfeuchte wird für jeden Zeitschritt auf den

modellkohärenten kritischen Schwellenwert hochgesetzt, so dass die Vegetation unlimitiert transpirieren kann (DIFFENBAUGH, 2009; SAEED et al., 2009; KUEPPERS et al., 2007; LOBELL et al., 2006; CHASE et al., 2000). HADDELAND et al. (2006) hingegen bewässern, wenn der kritische Schwellenwert der Bodenfeuchte erreicht ist und dann nur einen fraktionellen Anteil der Gitterbox. Die Wassermenge zur Bewässerung ist an Beobachtungsdaten angeglichen.

LOBELL et al. (2008) haben für Studien in Kalifornien angemerkt, dass in den Modellstudien, in denen mit konstanter Bodenfeuchte Bewässerung simuliert wird, die Ergebnisse trotzdem mit empirischen Schätzungen recht gut übereinstimmen. Der Abkühlungseffekt in der täglichen Maximumtemperatur liegt in einem Bereich von 2-8 K. Der Unterschied in der täglichen Minimumtemperatur ist gering und oft nicht signifikant (LOBELL et al., 2008). Dies spiegelt sich auch im Tagesgang wider: Die Tagestemperatur ist deutlicher reduziert als die Nachttemperatur, was durch die evaporative Kühlung tagsüber zu erklären ist (vgl. LOBELL et al., 2006). Beobachtungsdaten, die für einen Vergleich oder eine Analyse der Abkühlungseffekte verwendet werden, müssen vorsichtig benutzt werden. Die Messstationen liegen oft in Gebieten, die nicht zu 100 % bewässert werden und demzufolge den Abkühlungseffekt nicht im vollen Umfang wiedergeben.

Im folgenden Abschnitt werden neuere globale Studien beschrieben, die weitere Methoden für die Simulation von Bewässerung genutzt haben:

BOUCHER et al. (2004) haben den Evaporationsfluss in Abstimmung mit Beobachtungsdaten und der räumlichen Verteilung von Bewässerungsflächen geändert. Der Fluss wurde allerdings saisonal konstant gehalten und die Studie berichtet nur über jährliche Mittelwerte. Eine Abkühlung von bis zu -0,8 K (25-jähriges Mittel) wurde über bewässerten Flächen gefunden.

SACKS et al. (2009) haben die Bewässerung mit einer realistischen Menge an Wasser simuliert. Das Wasser wird zur Landoberfläche addiert, so dass entweder transpiriert oder evaporiert werden kann. Die Bewässerungswerte sind räumlich und zeitlich an reale Werte angepasst. Wie groß der Abkühlungseffekt der Oberflächentemperatur durch die Bewässerung ist, hängt von der Größe der Bewässerungsflächen und der Wassermenge ab. Je größer das Bewässerungsgebiet ist und je mehr bewässert wird, desto größer ist der Abkühlungseffekt. Generell ist der Abkühlungseffekt in trockenen Regionen größer als in humiden Regionen. Er ist überwiegend in den nördlich-mittleren Breiten vorhanden (jährliches Mittel -0,5 °C). In anderen Regionen, insbesondere den hohen-nördlichen Breiten

wurde jedoch eine Erwärmung gefunden (jährliches Mittel 1 K), die einer veränderten atmosphärischen Dynamik geschuldet ist.

PUMA et al. (2010) untersuchen im Gegensatz zu anderen Studien die zeitabhängig ansteigende Bewässerung im 20. Jahrhundert. Sie nutzen den gleichen Ansatz wie SACKS et al. (2009) mit räumlich und quantitativ realistischen Bewässerungsdaten, die sie allerdings auf die gesamte Vegetation einer Gitterbox addieren. Dies kann zu einer Überschätzung der Bewässerungseffekte führen. Im Gegensatz zu SACKS et al. (2009) verzeichnen PUMA et al. (2010) eine mittlere globale Abkühlung von 1/10 °C (20-jähriges Mittel). Allerdings sind im saisonalen Mittel große regionale Unterschiede zu erkennen (z.T. Abkühlung, z.T. Erwärmung).

LOBELL et al. (2009) nutzen eine realistische räumliche Verteilung von Bewässerungsflächen. Die Bewässerung wird mit einem Hochsetzen der Bodenfeuchte in einem Teil der Gitterboxen simuliert: Die Bodenfeuchte wird in den ersten 30 cm immer dann hochgesetzt, wenn sie unter den kritischen Schwellenwert fällt, bei dem die Pflanzen Wasserstress haben. In manchen Regionen (z.B. in Indien) wird als höchster Wert eine Abkühlung von 10 °C im Monatsmittel gefunden, in anderen gibt es wenige Änderungen. LOBELL et al. (2009) merken an, dass, um die Bewässerungseffekte zu verstehen, es sehr wichtig ist, die Schwachstellen des Modells in der Simulation der Bodenfeuchte zu analysieren.

Die Verfügbarkeit von Wasser wird sich in vielen stark bewässerten Regionen zukünftig ändern. Besonders wichtig ist es zu prüfen, wie diese Bewässerungsänderungen mit künftigen klimatischen Veränderungen in Beziehung und Abhängigkeit stehen (vgl. PUMA et al., 2010).

Viele Autoren (u.a. PUMA et al., 2010; SACKS et al., 2009) fordern, für zukünftige Modellierungen die Bewässerungsmenge zu dokumentieren und festzustellen, ob das Wasser zur Bewässerung aus Oberflächenwasser oder Grundwasser herrührt. Auch sollte überlegt werden, ob das zeitliche Bewässern im Modell in realistischeren Abständen erfolgen sollte (z.B. auf wöchentlicher Basis). Ein weiterer wichtiger Punkt zur realistischen Anpassung der Bewässerung ist der Bewässerungszeitraum: Es sollte nur in der Wachstumsphase bewässert werden (vgl. PUMA et al., 2010).

In dieser Diplomarbeit werden folgende Methoden entwickelt: Die Bewässerung wird mit einem Hochsetzen der Bodenfeuchte simuliert, ähnlich einer Methode, die SAEED et al. (2009) für REMO für den Subkontinent Indien schon erfolgreich durchgeführt haben. Die südöstlichen Landkreise der MRH, in denen, im Vergleich zu anderen Regionen in der Welt wie z.B. Indien, wenig bewässert wird, dienen als Testgebiet. In dem Gebiet wird räumlich

differenziert bewässert. Die räumliche Differenzierung wird anhand von Daten des Landesbetriebs für Statistik und Kommunikationstechnologie Niedersachsen (LANDESBETRIEB FÜR STATISTIK UND KOMMUNIKATIONSTECHNOLOGIE NIEDERSACHSEN, 2008) auf Landkreisebene durchgeführt. Es wird nur in der Wachstumsphase bewässert. Die realistischen zeitlichen Dimensionen werden mit Hilfe von regionsspezifischen Bewässerungszeiträumen verschiedener Anbauprodukte simuliert. Sobald die Bodenfeuchte unter den kritischen Schwellenwert fällt, erfolgt die Bewässerung im potentiellen Bewässerungszeitraum. Auf die Methode wird in Kapitel 5.3.1 näher eingegangen. Bei dieser Methode kann die Wassermenge, mit der bewässert wird, nicht bestimmt werden, deshalb wurde eine zweite Methode der Bewässerung entwickelt: die tatsächliche Wassermenge, die in dem Gebiet verregnet wurde, wird im potentiellen Bewässerungszeitraum zum Niederschlag addiert. Auf die Methode wird in Kapitel 5.3.3 detailliert eingegangen.

3. DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET

3.1 DAS KLIMA DER METROPOLREGION HAMBURG

Die Metropolregion Hamburg liegt in der Norddeutschen Tiefebene und grenzt im Westen an die Nordsee. Die höchste Erhebung in der MRH sind die Harburger Berge und die Görde mit 100 m ü. NN. Die MRH ist geprägt von der Nähe zu Nord- und Ostsee und damit überwiegend von maritimen Wettereinflüssen. Der Einfluss des kontinentalen Klimas steigt in südöstlicher Richtung an (siehe Abb. 2) (vgl. ROSENHAGEN, SCHATZMANN, 2011).

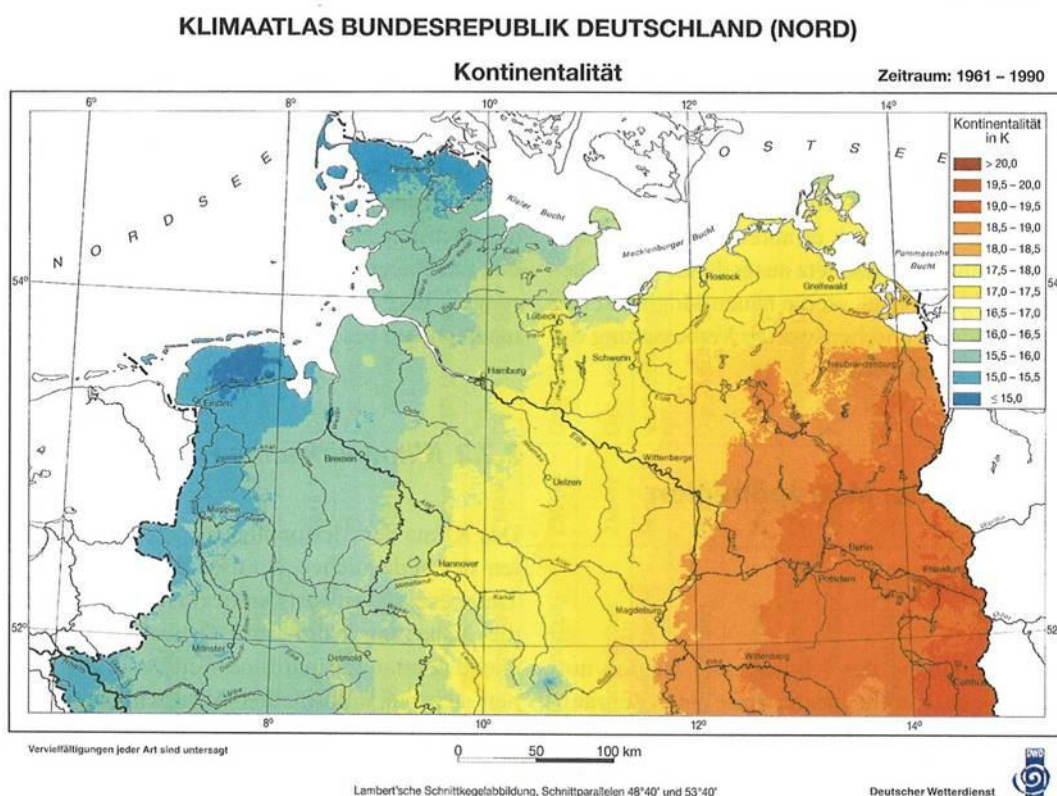


Abbildung 2 Karte der Kontinentalität als mittlere Jahresschwankung der Temperatur. Bezugszeitraum 1961-1990 (Müller-Westermeier et al., 2001)

Der Tages- und Jahrgang der Temperatur ist durch den maritimen Einfluss nicht stark ausgeprägt. Allerdings wird ein Unterschied zu Gebieten mit stärkerem kontinentalem Einfluss sowohl im Jahres- als auch im Tagesgang der Temperatur deutlich. Die zunehmende Kontinentalität zeigt sich auch durch die Abnahme des Niederschlags in südöstlicher Richtung. Die folgenden Klimadaten beziehen sich auf die Veröffentlichung von RIECKE und ROSENHAGEN (2010): Das Klima von Hamburg (vgl. ROSENHAGEN, SCHATZMANN, 2011). Regionale Unterschiede wurden anhand von ausgewählten Wetterstationen verdeutlicht: Unterschiede zwischen kontinentalem und maritimem Einfluss repräsentieren die Wetterstationen

Lüchow (Jahresmitteltemperatur: 8,5 °C, Amplitude des mittleren Jahresgangs: 17,0 °C) mit relativ hohem Jahresmittel und ausgeprägtem Jahresgang der Temperatur und Cuxhaven (Jahresmitteltemperatur: 5,2 °C, Amplitude des mittleren Jahresgangs: 15,5 °C) mit relativ niedrigem Jahresmittel und wenig ausgeprägtem Jahresgang der Temperatur.

Auch im Niederschlag lässt sich der zunehmende Einfluss der Kontinentalität anhand dieser beiden Wetterstationen gut belegen: Lüchow hat einen mittleren Jahresniederschlag von 523 mm und Cuxhaven von 791 mm.

Die Windgeschwindigkeit ist an den Küsten wesentlich höher als im Binnenland. Es ist eine deutliche Abnahme in der Geschwindigkeit von Nordwest nach Südost zu erkennen. Der DWD hat 2004 eine Karte von Norddeutschland mit der mittleren jährlichen 10 m-Windgeschwindigkeit von 1981-2000 herausgebracht, auf der man diesen Gradienten gut erkennt.

Ein umfassender Bericht über das Klima der MRH findet sich im Klimabericht für die Metropolregion Hamburg (VON STORCH, CLAUSSEN, 2011).

3.2 KLIMAWANDEL IN DER METROPOLREGION HAMBURG

Um Aussagen über mögliche zukünftige Änderungen in den Klimaparametern in der MRH zu treffen, werden von KLIMZUG-NORD in der Querschnittsaufgabe Klimawandel Informationen bereitgestellt. Einige Informationen für die MRH, die für diese Diplomarbeit wichtig sind, werden hier kurz beschrieben.

Um eine Aussage über Klimaänderungen zu treffen, müssen mehrere Realisierungen, Szenarien und Modelle verwendet werden. Für die MRH wurde ein Ensemble aus mehreren Szenarien und zwei Regionalmodellen REMO und CLM betrachtet.

In Abbildung 3 sind die simulierten Änderungen der 2 m-Sommertemperatur [K] (links) und des Sommerniederschlags [%] (rechts) zu sehen. Sie beziehen sich auf den Referenzzeitraum von 1971-2000 und sind in gleitenden 31-Jahresmitteln für die Metropolregion Hamburg dargestellt. Die einzelnen Jahreswerte aller Simulationen sind grau hinterlegt. Die Temperaturänderung in der MRH zeigt, dass die Erwärmung im Winter (2,7 bis 4 K) größer ist als im Sommer (1,5 bis 2,8 K). Der Niederschlag zeichnet sich durch eine hohe interannuelle Variabilität aus. Erst ab Mitte des Jahrhunderts nimmt der Niederschlag im Winter zu (14 bis 27 %) und im Sommer ab (-10 bis -21 %). Die mittlere

Änderung der Temperatur ist größer als die Bandbreite der Simulationsergebnisse. (vgl. JACOB et al., 2011, in Bearbeitung). In den Änderungen der Temperatur und des Niederschlags sind regionale Unterschiede zu sehen: Im Südosten des Projektgebiets ist eine etwas stärkere Abnahme der Sommerniederschläge zu verzeichnen (vgl. KLIMZUG-NORD, 2011)

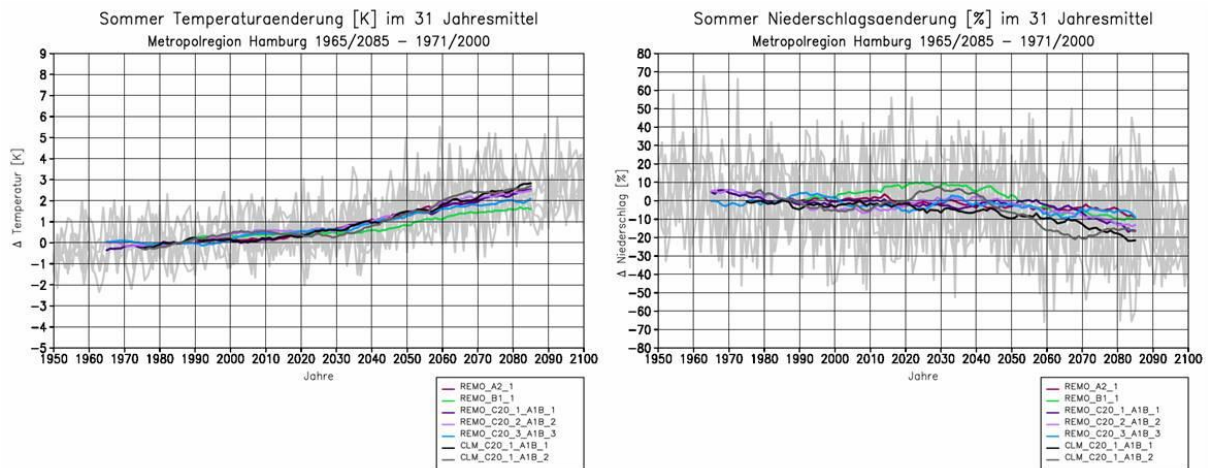


Abbildung 3 Projizierte Änderung der 2 m- Temperatur [K] (links) und des Niederschlags [%](rechts)im Sommer, simuliert mit REMO und CLM je im Vergleich zur Referenzperiode 1971-2000 dargestellt im gleitenden 31-Jahresmittel und grau hinterlegt mit den 1-Jahreswerten der verschiedenen Szenarien und Realisierungen (Jacob et al., 2011 in Bearbeitung)

4. DAS REGIONALE KLIMAMODELL REMO

Mit dem regionalen Klimamodell REMO (JACOB, 2001; JACOB et al., 2001; JACOB, PODZUN, 1997) wird die Methode des dynamischen Downscaling³ verwendet, um kleinräumige regionale Prozesse in einem bestimmten Gebiet abzubilden. Kleinräumige regionale Prozesse werden durch die grobe Auflösung eines globalen Klimamodells nicht aufgelöst, wie z.B. Prozesse, die durch die Orographie hervorgerufen werden. REMO wurde auf der Basis des Europa-Modells (EM) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) (MAJEWSKI, 1991) am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg entwickelt, im Rahmen des internationalen Baltic Sea Experiments (BALTEX). Es ist ein dreidimensionales hydrostatisches Atmosphärenmodell mit folgenden prognostischen Variablen: Bodendruck, horizontale Windkomponente, Temperatur, spezifische Feuchte, Flüssigwassergehalt und Wolkeneis.

Eine zeitliche Diskretisierung wird mit Hilfe des Leap-Frog Schemas mit semi-impliziter Korrektur und Zeitfilter nach ASSELIN (1972) durchgeführt. Die räumliche Diskretisierung wird durch eine Unterteilung der Erdoberfläche in möglichst gleichgroße sphärische Gitterboxen geschaffen, in denen die numerischen Gleichungen gelöst werden. Dafür wird das geographische Koordinatensystem des Modellgebiets rotiert, so dass der Äquator durch das Zielgebiet läuft. Für die räumliche Integration wird ein Arakawa-C-Gitter (ARAKAWA, LAMB, 1997) verwendet, d.h. alle Variablenwerte gelten für das jeweilige Zentrum der Gitterbox, außer bei der Windkomponente, die am Gitterboxrand verortet ist. Das Modell ist streng deterministisch: Bei gleichen Start- und Randbedingungen werden die gleichen Ergebnisse berechnet (vgl. RECHID, 2001).

Die vertikale Struktur der Atmosphäre ist ein hybrides System: In Bodennähe folgen die Modelllevel der Orographie, mit zunehmender Höhe nähern sie sich den Isobaren. Die Modelllevel sind eine Funktion des Bodendrucks und ändern sich demzufolge in ihrer Höhe räumlich und zeitlich.

REMO muss mit Informationen zur globalen Zirkulation angetrieben werden. Dies geschieht entweder durch eine „Nestung“ in ein globales Klimamodell oder durch den Antrieb mit Re-Analysedaten, den sogenannten *Perfect Boundary Conditions*⁴ (vgl. JACOB, 2001). REMO wird

³ Dynamisches Downscaling heißt, das Klimamodell löst die numerischen Erhaltungsgleichungen für die Atmosphäre in einem bestimmten Zielgebiet.

⁴ Re-Analysedaten werden aus Beobachtungsdaten erstellt. Ergebnisse von regionalen Klimamodellen, die mit Re-Analysedaten angetrieben werden, simulieren ein realitätsnahes Klima. Sie werden deshalb auch zur Validierung der Modelle verwendet.

einmal im gesamten Modellgebiet mit den globalen Daten initialisiert, danach wird es mit ihnen an den seitlichen Rändern angetrieben. Das regionale Modell wird durch die prognostischen Variablen (Temperatur, Druck, Wind und Luftfeuchtigkeit) des Globalmodells angetrieben. Dabei dienen die ersten acht Randboxen nach DAVIES (1976) der Harmonisierung zwischen Globalmodell und Regionalmodell. In ihnen nimmt der Einfluss des Randantriebs auf die prognostischen Variablen exponentiell zum inneren Modellgebiet ab. Die Antriebsdaten des Globalmodells sind sechsstündlich vorhanden und werden durch eine lineare Regression auf die gewünschte zeitliche Auflösung gebracht.

Viele kleinräumige klimatische Prozesse können aufgrund der Gitterboxgröße nicht direkt eingebunden werden, z.B. turbulente Austauschvorgänge nahe der Erdoberfläche. Diese subskaligen Prozesse werden durch physikalische Parametrisierung berücksichtigt. Die Parametrisierungen in REMO basieren auf denen von ECHAM4. Eine ausführliche Beschreibung der Parametrisierung subskaliger Prozesse findet sich in DKRZ (1993) und ROECKNER et al. (1996). Ausführliche Beschreibungen von REMO finden sich u.a. in RECHID (2001), SEMMLER (2002), RECHID (2006), KOTLARSKI (2007).

Eine Gitterbox kann nach SEMMLER (2002) in REMO fraktionell aus drei Basistypen bestehen: Land, Wasser und Seeis (seit KOTLARSKI (2007) auch Gletschereis auf Land). Die Anteile sind nicht in einem bestimmten Gebiet der Gitterbox verortet, sondern bedecken sie mit einem prozentualen Anteil. Ein Beispiel des Oberflächenansatzes für eine Gitterbox ist in Abbildung 4 zu sehen. Der Landanteil ist weiter unterteilt in Vegetation und unbewachsenen Boden.

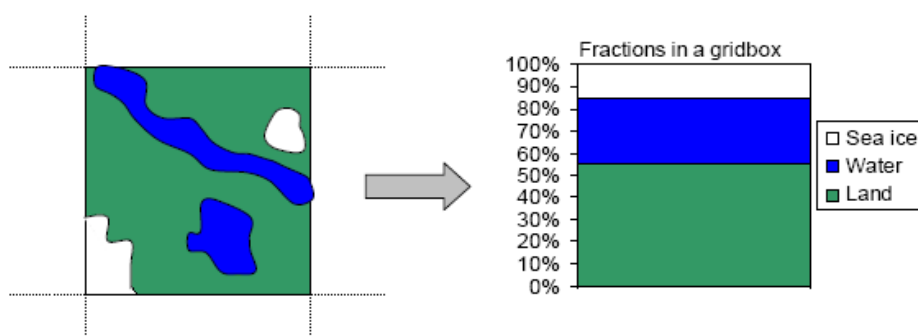


Abbildung 4 Illustration des Oberflächenansatzes für eine Gitterbox mit 55 % Landanteil, 30 % Wasseranteil, 15 % Seeisanteil (GÁLOS, 2010)

DIE LANDOBERFLÄCHE IN REMO

An der Landoberfläche finden die entscheidenden Austauschprozesse zwischen Atmosphäre und Erdoberfläche statt. Eine möglichst realitätsnahe Darstellung der Erdoberfläche ist deshalb besonders wichtig. In REMO werden die Eigenschaften der Landoberfläche durch Parametrisierungen der Prozesse und Charakteristika ins Modell eingebunden.

Den Hauptökosystemtypen nach OLSON (1994 a, b), die in einer Auflösung von 1 km vom U.S. GEOLOGICAL SURVEY (1997, 2002) erhältlich sind, wurden Parameterwerte für Hintergrundalbedo, Rauigkeitslänge, Blattflächenindex (engl. Leaf Area Index (LAI)) für Wachstums- und Ruhephase, Vegetationsanteil für Wachstums- und Ruhephase, Waldanteil, volumetrischer Welkepunkt und nutzbare Feldkapazität zugeordnet (vgl. HAGEMANN, et al. 1999, 2002). Für die Hintergrundalbedo, den LAI und den Vegetationsanteil wurde ein klimatologischer Jahresgang entwickelt (vgl. RECHID, 2008 a, b). Die hinterlegten Monatsmittelwerte werden für die Zwischenzeiten interpoliert.

Die **Albedo** (α) ist das Reflexionsvermögen der Erdoberfläche. Sie wird bestimmt durch das Verhältnis der reflektierten Strahlung zur einfallenden Strahlung und beeinflusst den Strahlungshaushalt. In REMO unterscheidet man die Bodenalbedo und die Vegetationalbedo, die vom LAI abhängig sind. Die gesamte Hintergrundalbedo wird wie folgt berechnet:

$$(1) \quad \alpha = \alpha_{Boden} * e^{-0.5*LAI} + \alpha_{Vegetation} * (1 - e^{-0.5*LAI})$$

Die **Rauhigkeitslänge** (z_0 [m]) bestimmt den turbulenten Austausch von Impuls, Energie und Feuchte zwischen Atmosphäre und Erdoberfläche. Sie beeinflusst z.B. die Windgeschwindigkeit und die Höhe der Grenzschicht. Die Rauigkeitslänge setzt sich zusammen aus der Varianz der Rauigkeitslänge der Orographie und der Vegetation.

$$(2) \quad z_0 = \sqrt{z_{0,oro}^2 + z_{0,veg}^2}$$

Der **Vegetationsanteil** (c_v) ist der Anteil in einer Gitterbox, der mit Vegetation bedeckt ist, die photosynthetisch aktiv ist. Er beeinflusst die pflanzenabhängigen Oberflächenprozesse, z.B. die Evapotranspiration.

Der **Blattflächenindex** (LAI) ist definiert als einseitige Gesamtblattfläche pro Grundfläche. Der LAI beeinflusst den stomatären Widerstand (er spielt also eine Rolle bei der Parametrisierung der Transpiration) und die Aufnahmekapazität der Vegetation von Niederschlag (Interzeptionspeicher). Durch den LAI und den Vegetationsanteil wird die Vegetationsdichte in REMO bestimmt. Das Zusammenspiel von Vegetationsanteil und LAI hat Einfluss auf die Transpiration.

Der **Waldanteil** (c_f) wird in REMO für die Berechnung der Schneeralbedo genutzt um das unterschiedliche Verhalten der Schneeralbedo in bewaldeten und nicht-bewaldeten Gebieten zu berücksichtigen. Er ist der Anteil an Bäumen in einer Gitterbox ohne Berücksichtigung ihrer photosynthetischen Aktivität.

Die **Feldkapazität** (W_{cap}) ist der Wassergehalt eines Bodens, der sich nach einer Sättigung nach etwa zwei Tagen natürlicher Drainage einstellt. Sie bestimmt die Anteile an Drainage, Oberflächenabfluss und Evapotranspiration. Die nutzbare Feldkapazität W_{ava} ist der Anteil des pflanzenverfügbaren Wassers bevor die Pflanzen zu welken beginnen. Sie bestimmt den Anteil an Wasser, der potentiell der Atmosphäre durch Transpiration zugeführt werden kann. Als permanenter Welkepunkt W_{pwp} wird die Differenz zwischen W_{cap} und W_{ava} genannt, bezogen auf die Feldkapazität bezeichnet man sie als volumetrischen Welkepunkt f_{pwp} .

Eine ausführliche Beschreibung der Parameter findet sich in HAGEMANN (et al. 1999, 2002).

Zwei ausgewählte Prozessbereiche werden hier besprochen, die für das Verständnis der Ergebnisse dieser Diplomarbeit wichtig sind:

HYDROLOGISCHE PROZESSE

Boden, Interzeptionspeicher und Schnee sind als Wasserspeicher in REMO vorhanden. Der Interzeptionspeicher wird durch Niederschlag und Schmelzwasser aufgefüllt bis die maximale Wasserhaltekapazität des Interzeptionspeichers erreicht ist. Der Anteil an Wasser, der nicht durch Interzeption zurückgehalten wird, teilt sich nach dem sogenannten Arno-Schema (DÜMENIL, TODINI, 1992) in Oberflächenabfluss und Infiltrationswasser auf. Er berücksichtigt, dass es auch Abfluss geben kann, ohne dass der Boden in einer Gitterbox mit Wasser gesättigt sein muss. Das infiltrierte Wasser füllt nun den Bodenspeicher. Hier findet die Drainage statt, die, je nachdem wie hoch die Bodenfeuchte ist, schnell oder langsam fließt. In REMO werden die Feldkapazitäten W_{cap} als maximale Wasserhaltekapazität des

Bodens genutzt (vgl. HAGEMANN et al., 1999). Die maximale Feldkapazität (WSMX) entsteht durch die Aggregation der subskaligen Feldkapazitäten W_{cap} , die durch die unterschiedlichen Ökosystemtypen in einer Gitterbox vorhanden sind. Die Werte der maximalen Feldkapazität (WSMX) basieren auf den Datensätzen von PATTERSON (1990) und KLEIDON und HEIMANN (1998), die die maximale Feldkapazität auf der Basis der Tiefe von Pflanzenwurzeln berechnen. Die Bodenstruktur, die ein wichtiger Faktor für die Speicherkapazität von Bodenfeuchte ist, bleibt unberücksichtigt (vgl. HAGEMANN, 2002). Die Feldkapazität W_{cap} ist demzufolge nur von dem Ökosystemtyp abhängig.

Die Evapotranspiration findet über diesen genannten drei Wasserspeichern statt. Zusätzlich wird noch zwischen bewachsenen und unbewachsenen Böden unterschieden. Die Evapotranspiration über dem Boden ist durch die maximale Feldkapazität (WSMX) begrenzt. Eine ausführliche Beschreibung der Evapotranspiration befindet sich in GÁLOS (2010) und RECHID (2006).

THERMISCHE PROZESSE

Die Energiebilanz berechnet sich aus der Nettostrahlungsbilanz und den turbulenten Wärmeflüssen (latenter und fühlbarer Wärmefluss) sowie dem Bodenwärmefluss.

$$(3) \quad 0 = R_n + SH + LH + H$$

R_n - Nettostrahlungsbilanz [Wm^{-2}]

SH- fühlbarer Wärmefluss [Wm^{-2}]

LH- latenter Wärmefluss [Wm^{-2}]

H- Bodenwärmefluss [Wm^{-2}]

Dabei wird die Nettostrahlungsbilanz wie folgt berechnet:

$$(4) \quad R_n = (1 - \alpha) * R_k + R_l - \sigma T_s^4$$

α - Albedo

R_k - kurzwellige Nettostrahlung [Wm^{-2}]

R_l - langwellige Nettostrahlung [Wm^{-2}]

T_s - Oberflächentemperatur [K]

σ - Stefan Boltzman-Konstante [$Wm^{-2}K^{-4}$]

Sie ist abhängig von der kurzwelligen Einstrahlung der Albedo, der langwelligen Ausstrahlung und der Oberflächentemperatur.

Eine ausführliche Beschreibung der thermischen und hydrologischen Prozesse findet sich u.a. in RECHID (2001) und GÁLOS (2010).

5. EXPERIMENTE

Die verschiedenen Modellexperimente wurden mit der Version REMO 2009 mit Niederschlagsadvektion durchgeführt (siehe Tab. 1). Das Modellgebiet umfasst die MRH mit der horizontalen Auflösung von $0,088^\circ$ (entspricht ungefähr $10 \times 10 \text{ km}^2$) und 49×41 Gitterboxen. Die vertikale Auflösung beinhaltet 27 Atmosphärenschichten. Angetrieben wurde das Modell mit den Re-Analysedaten von dem Projekt ERA-Interim (BERRISFORD et al., 2009). Das Modellgebiet mit seiner Orographie ist in Abbildung 5 zu sehen.

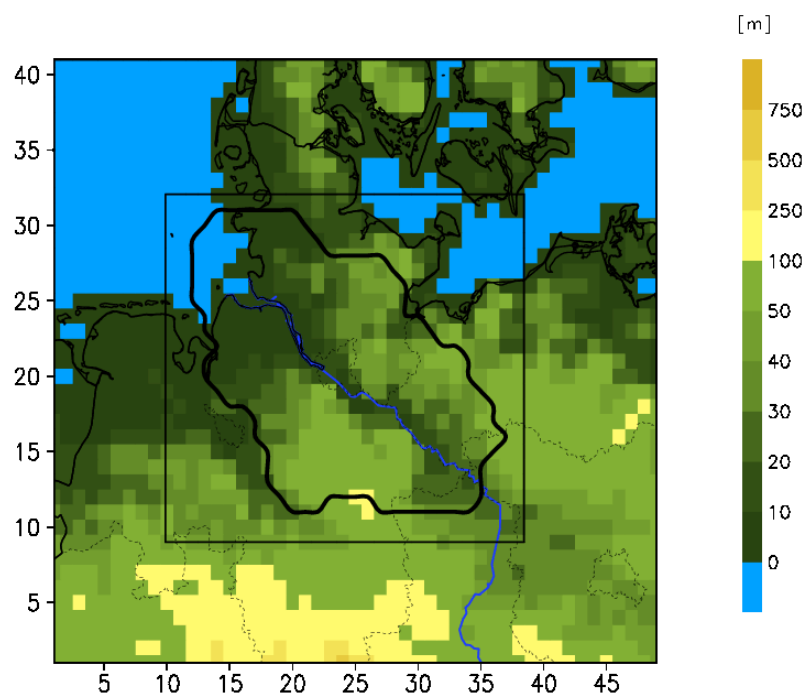


Abbildung 5 Modellgebiet mit eingezeichneter Orographie; die Box zeigt den gewählten Gebietsausschnitt für die Analysen

Die Experimente beinhalten einen Referenzlauf (REF) und einen Lauf mit aktualisierter Landnutzung (LUC). Beide Läufe wurden auf ihre Sensitivität hinsichtlich der Bewässerung getestet.

Experiment	Zeitperiode	RCM	Randwerte	
Referenzlauf (REF)	01.01.1989- 01.01.2009	REMO_2009_adv	ERA-Interim (ECMWF)	Kaltstart
Bewässerung Boden	01.04.2003- 01.10.2003	REMO_2009_adv	ERA-Interim (ECMWF)	Warmstart
Landaktualisierung (LUC)	01.01.1990- 31.12.2004	REMO_2009_adv	ERA- Interim (ECMWF)	Kaltstart
Bewässerung	01.04.2003-	REMO_2009_adv	ERA- Interim	Warmstart

Niederschlag	01.10.2003		(ECMWF)	
Bewässerung Boden LUC	01.04.2003-01.10.2003	REMO_2009_adv	ERA- Interim (ECMWF)	Warmstart

Tabelle 1 Liste der Experimente

5.1 VALIDIERUNG MIT BEOBACHTUNGSDATEN

Um Klimamodelle für ein bestimmtes Gebiet zu validieren, werden Klimasimulationen mit (Re-)Analyse-Antrieb mit Beobachtungsdaten verglichen. Für dynamische Klimamodelle, die einen Mittelwert über eine Gitterbox liefern, können keine direkten Stationsdaten verwendet werden. Für diese Aufgabe stehen Beobachtungsdatensätze zur Verfügung, die auf ein Gitter interpoliert sind. Dabei hängt die Qualität dieser Datensätze von verschiedenen Faktoren ab: Der Stationsdichte der Daten, der Auflösung des Gitters und der Interpolationsmethode. Bei einer Validierung sollten wegen der Unsicherheit in den Beobachtungsdatensätzen immer mehrere Datensätze verwendet werden.

Das Klimamodell REMO wurde für das Modellgebiet Deutschland mit der Auflösung von $0,088^\circ$ validiert (vgl. JACOB et al., 2008).

Für das Bewässerungsexperiment in dieser Diplomarbeit wurde das Jahr 2003 aufgrund seiner Trockenheit ausgewählt, deswegen ist ein Vergleich des Jahresgangs der Temperatur und des Niederschlags mit Beobachtungsdaten von Bedeutung. Folgende Datensätze wurden für die Validierung ausgewählt:

1. CRU T3.0 (MITCHEL, JONES, 2005)

Die CRU Daten sind ein globaler Datensatz mit Monatswerten von Temperatur und Niederschlag. CRU T3.0 beinhaltet den Zeitraum 1901-2006. Die Stationsdaten wurden durch Interpolation auf ein reguläres Gitter gebracht mit der Auflösung von $0,5^\circ$.

2. DWD Beobachtungsdatensätze (DWD-KLIWAS Projekt)

Die Daten vom DWD sind Beobachtungsdaten des Deutschen Wetterdienstes und beinhalten den Zeitraum von 1961-2006. Die gegitterten Stationsdaten haben eine horizontale Auflösung von $0,009^\circ$ (ca. 1 km^2). Es werden tägliche Daten von

Niederschlag und Lufttemperatur verwendet. Die Interpolation des Niederschlags wird mit der Methode REGNIE durchgeführt (vgl. DWD, 2009).

3. E-OBS Datensatz (HAYLOCK et al., 2008)

Die E-OBS Daten sind ein europäischer Datensatz mit täglicher Auflösung für Niederschlag und Temperatur in einer Zeitperiode von 1950-2006, der in dem EU-Projekt ENSEMBLES entwickelt wurde, mit dem Ziel diese Daten zur Validierung für regionale Klimamodelle und für Klimaänderungsstudien zu nutzen. Der Rasterdatensatz ist in vier verschiedenen horizontalen Auflösungen vorhanden. Hier wird ein Datensatz mit $0,22^\circ$ horizontaler Auflösung (ca. 25 km^2) von einem rotierten Gitter genutzt.

In dieser Arbeit wurden die Daten mit unterschiedlicher horizontaler Auflösung auf ein gleiches Zielgitter, das REMO-Gitter mit $0,088^\circ$ horizontaler Auflösung, gebracht. Für den Niederschlag wurde eine massenerhaltende, für die Temperatur eine abstandsgewichtete Interpolation durchgeführt. Außerdem muss bei der Temperatur eine Höhenkorrektur erfolgen, da sich die Orographie der Beobachtungsdatengitter von der des Zielgitters durch die unterschiedliche horizontale Auflösung unterscheidet. Bei der Höhenkorrektur wird ein Temperaturgradient von minus $0,65 \text{ K}$ pro 100 m Höhe angenommen.

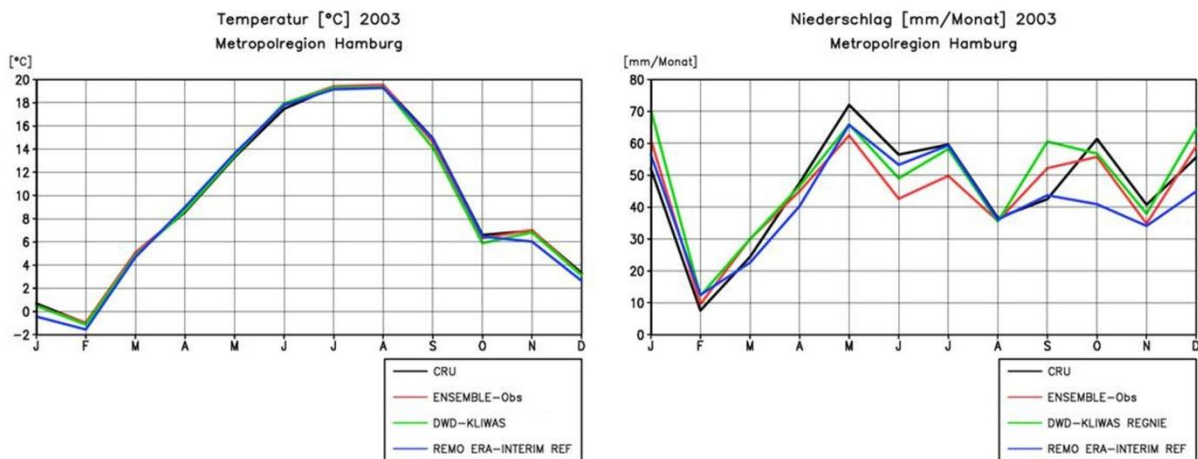


Abbildung 6 Jahresgang von Temperatur (links) und Niederschlag (rechts) des Jahres 2003 von drei verschiedenen Beobachtungsdatensätzen und REMO gemittelt über die MRH

In Abbildung 6 sind die Monatsmittelwerte der Temperatur und die Monatssummen des Niederschlags vom REMO ERA-Interim Referenzlauf im Vergleich zu den drei Beobachtungsdatensätzen für das Jahr 2003 als Flächenmittel über die Metropolregion Hamburg dargestellt.

Die Temperatur in REMO wird im Vergleich mit den Beobachtungsdatensätzen sehr gut repräsentiert. Einzig in den Monaten November, Dezember und Januar zeigt die Temperatur von REMO eine geringe negative Abweichung mit der größten Differenz von <1 K. Für die Bewässerungsstudie ist dies nicht von Bedeutung, da der Zeitraum der Bewässerung von April bis September reicht.

Der Niederschlag ist in den Monaten von Januar bis September gut durch REMO repräsentiert. Im März und April sind die Werte zu gering, allerdings liegen sie noch im Unsicherheitsbereich des gemessenen Niederschlags (+/-10 %). Im Oktober ist eine deutliche negative Abweichung (über 10 %) von den Beobachtungsdatensätzen zu erkennen. Die höher aufgelösten Beobachtungsdatensätze, insbesondere der DWD-Datensatz, zeigen schon im September einen wesentlich höheren Niederschlag mit Abweichungen um 25 %. Dieses Niederschlagsdefizit kann auf zu wenig konvektive Aktivität zurückzuführen sein, die zu einer geringen Wolkenbildung führt und damit einen zu geringen konvektiven Niederschlag zur Folge hat (pers. Komm. D. RECHID). Bei einer Auswertung des konvektiven und advektiven Niederschlags für das Jahr 2003 wurde im Sommer zu wenig konvektiver Niederschlag gefunden (nicht gezeigt). Ein weiterer Grund kann ein sehr niedriger Wert des Bodenwasserspeichers im Sommer 2003 sein. Wenn zu wenig Wasser verfügbar ist, führt dies zu wenig Niederschlag und zu einem zu starken und schnellen Austrocknen des Bodens.

Allerdings ist der zu geringe Niederschlag für das Bewässerungsexperiment unerheblich, da die Daten nur bis Oktober verwendet werden und die Sensitivität des Modells auf Bewässerung geprüft wird, so dass ein negativer Bias dem Experiment nicht entgegenwirkt.

5.2 DIE JAHRE 2002 UND 2003 IN BEZUG AUF TROCKENHEIT IN REMO

In dieser Diplomarbeit soll besonders das Hitzejahr 2003 betrachtet werden. Um dieses Jahr einordnen zu können, wurde zum Vergleich das besonders feuchte Jahr 2002 gewählt. Zwei Indikatoren für Trockenheit werden hier vorgestellt: die aktuelle Wasserbilanz (AWB) und der Wasserstressfaktor ($\alpha(D)$). Beide Indikatoren beziehen sich auf die Hauptvegetationsphase, die nach FRICKE von April bis September andauert. Die aktuelle Wasserbilanz ist aufsummiert über diesen Zeitraum und wird in mm pro Vegetationsphase angegeben [mm/v]. Sie lässt sich wie folgt berechnen:

$$(5) \quad AWB = P - ET_{akt.}$$

AWB- Aktuelle Wasserbilanz in [mm/v]

P- Niederschlag in [mm/v]

$ET_{akt.}$ - aktuelle Evapotranspiration in [mm/v]

Die aktuelle Wasserbilanz gibt Aufschluss über das tatsächliche Verhältnis zwischen Evapotranspiration und Niederschlag: Eine negative Wasserbilanz ist vorhanden, wenn die aktuelle Evapotranspiration größer ist als der Niederschlag, eine positive Wasserbilanz liegt vor, wenn die aktuelle Evapotranspiration kleiner als der Niederschlag ist und eine Infiltration von Wasser in den Boden und ein Oberflächenabfluss möglich sind.

Ein weiterer Indikator ist der Wasserstressfaktor (vgl. DKRZ, 1996). Er bezieht sich auf die kritischen Schwellenwerte im Modell REMO: den permanenten Welkepunkt (W_{pwp} , 35 % * maximale Feldkapazität) und den Trockenstress (ab W_{cr} , 75 % * maximale Feldkapazität). Der permanente Welkepunkt ist dann erreicht, wenn für die Pflanzen keine Transpiration mehr möglich ist. Bei Trockenstress ist der Vegetation eine Transpiration möglich, jedoch nicht unter optimalen Bedingungen.

$$(6) \quad \alpha(D) = \left\{ \begin{array}{ll} 1 & ; W_{CR} \leq W_S \\ \frac{W_S - W_{pwp}(D)}{W_{CR}(D) - W_{pwp}(D)} & ; W_{pwp} \leq W_S \leq W_{CR} \\ 0 & ; W_S \leq W_{pwp} \end{array} \right\}$$

W_S - aktuelle Bodenfeuchte

W_{cr} - kritische Schwellenwert der Bodenfeuchte, bei dem Transpiration reduziert = Trockenstress

W_{pwp} - permanenter Welkepunkt

$\alpha(D)$ - Wasserstressfaktor

D- Wurzeltiefe

(vgl. KLEIDON, HEIMANN, 1998, 2000)

Bei einem Wert ≥ 1 ist kein Trockenstress vorhanden, die Vegetation kann optimal transpirieren. Bei einem Wert ≤ 0 ist der permanente Welkepunkt erreicht. Im Zwischenbereich ist Transpiration für die Vegetation unter Trockenstress möglich. Der Wasserstressfaktor wurde über die Vegetationsperiode von April bis September gemittelt.

Die Daten, die für folgende Berechnungen verwendet wurden, sind dem Referenzlauf der innerhalb der Diplomarbeit stattfand, entnommen (siehe Kap. 5, Tab. 1). Die aktuelle Wasserbilanz für das Jahr 2003 ist sehr negativ. Abbildung 7 zeigt die deutlich erhöhte Verdunstung und das Niederschlagsdefizit für die Monate April bis September, allerdings mit großer räumlicher Variabilität: In weiten Bereichen der MRH, vor allem im südlichen

Bereich, liegen die Werte zwischen -160 mm bis -200 mm pro Vegetationsphase. Im Norden der MRH sieht die aktuelle Wasserbilanz in vielen Bereichen mit -80 bis -120mm pro Vegetationsphase etwas besser aus. Im Jahr 2002 dagegen ist im Großteil der MRH die Wasserbilanz positiv (um bis zu 80 mm/v), nur südöstlich und südwestlich zeigt sich eine negative Wasserbilanz (um bis zu -80 mm/v).

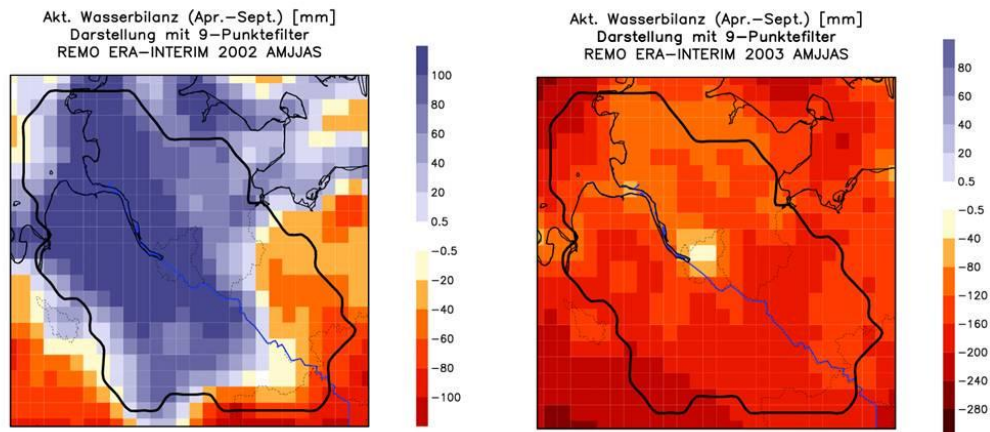


Abbildung 7 Aktuelle Wasserbilanz für die Hauptvegetationsperiode April- September, links für das Jahr 2002, rechts für das Jahr 2003

Der Wasserstressfaktor ist ein Indikator, der sich auf die Bodenfeuchte und die für das Pflanzenwachstum wichtigen kritischen Schwellenwerte der Bodenfeuchte im Modell bezieht (siehe Gl. 6). Es zeigt sich ein ähnliches Bild wie für die aktuelle Wasserbilanz (siehe Abb. 8): Das Jahr 2002 zeigt einen Wasserstressfaktor >1 an. Lediglich einige Gitterboxen südöstlich und in der MRH zeigen einen leichten Trockenstress (Wasserstressfaktor von 0,9-1). Das Jahr 2003 zeigt deutlichen Trockenstress in weiten Bereichen der MRH (Wasserstressfaktor bis zu 0,5). Nur im westlichen Gebiet in der Nähe der Küste ist im Mittel kein Trockenstress vorhanden. Wenn man allerdings die Monate August und September im Einzelnen betrachtet, ist das gesamte Gebiet mit einem z.T. sehr hohen Wasserstressfaktor belegt (bis 0-0,1). Eine sehr langsame Erholung wird ab Oktober sichtbar (siehe Anhang I, Abb. 48).

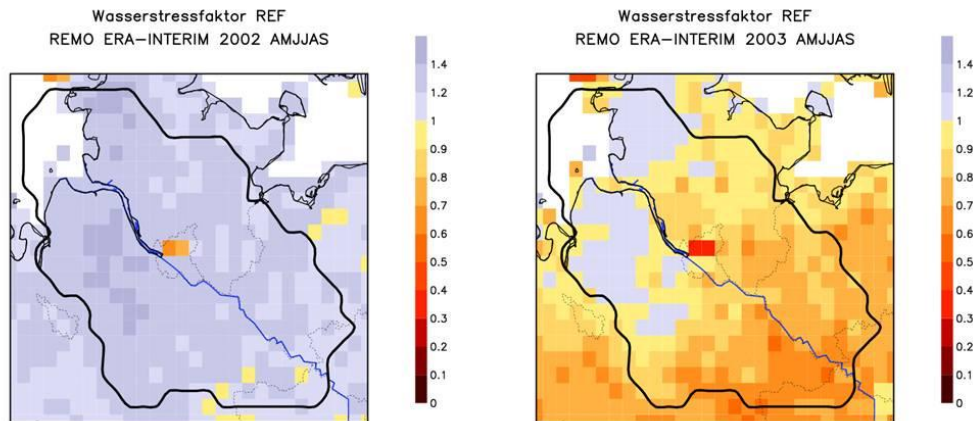


Abbildung 8 Wasserstressfaktor für die Hauptvegetationsperiode April- September, links für das Jahr 2002, rechts für das Jahr 2003

5.3 IMPLEMENTATION VON BEWÄSSERUNG INS MODELL REMO

5.3.1 DATENGRUNDLAGE UND METHODE

Für die Implementation von Bewässerung in die Landkreise Harburg, Lüchow-Dannenberg, Lüneburg, Soltau-Fallingborstel und Uelzen wurden Daten aus verschiedenen Quellen bearbeitet. Die Daten wurden für REMO auf Landkreisebene vorbereitet und berechnet. Diese Lösung wurde gefunden, da in REMO eine Gitterbox 10 x 10 km² groß ist. In der Realität werden jedoch nur einzelne Ackerflächen berechnet, die in einem so großen Gebiet wie der REMO Gitterbox einen relativ kleinen Anteil einnehmen. Der Berechnungsanteil musste demzufolge auf diese Größe der Gitterboxen übertragen werden. Durch den Bundesfachverband Feldberechnung wurden Informationen zu den freigegebenen Flächen zur Berechnung in den Landkreisen vom Jahr 2008 zur Verfügung gestellt. Die Landwirtschaftskammer Niedersachsen lieferte Informationen zum Berechnungszeitraum einzelner Anbauprodukte (siehe Tab. 2). Vom Landesbetrieb für Statistik und Kommunikationstechnologie Niedersachsen (LANDESBETRIEB FÜR STATISTIK UND KOMMUNIKATIONSTECHNOLOGIE NIEDERSACHSEN, 2008) wurden die Angaben über die Fläche der Anbauprodukte und die Gesamtgröße der Landkreise verwendet. Daraus wurde der Anteil der bewässerten Fläche im Landkreis für die verschiedenen Bewässerungszeiträume berechnet (siehe Abb.9).

Berechnungszeitraum	Anbauprodukte
(1) 16.04.-20.04.	Wintergerste
(2) 21.04.-20.05.	Wintergerste, Sommergetreide, Wintergetreide, Kartoffeln früh
(3) 21.05.-10.06.	Wintergerste, Sommergetreide, Wintergetreide, Kartoffeln früh, Kartoffeln spät
(4) 11.06.-14.06.	Wintergerste, Sommergetreide, Wintergetreide, Kartoffeln früh, Kartoffeln spät, Zuckerrüben
(5) 15.06.-20.06.	Wintergerste, Sommergetreide, Wintergetreide, Kartoffeln früh, Kartoffeln spät, Zuckerrüben, Mais
(6) 21.06.-12.07.	Sommergetreide, Wintergetreide, Kartoffeln früh, Kartoffeln spät, Zuckerrüben
(7) 13.07.-20.07.	Kartoffeln früh, Kartoffeln spät, Zuckerrüben, Mais
(8) 21.07.-31.08.	Kartoffeln, spät, Zuckerrüben, Mais
(9) 01.09.-12.09.	Zuckerrüben, Mais
(10) 13.09.-20.09	Zuckerrüben

Tabelle 2 Berechnungszeiträume mit dazugehörigen Anbauprodukten, verändert nach LANDWIRTSCHAFTSKAMMER NIEDERSACHSEN (2011)

Die Gitterboxen, die in den jeweiligen Landkreisen lagen, wurden mit dieser Prozentzahl bedacht. Gitterboxen, die in mehreren Landkreisen lagen, wurden anteilig berechnet. Gitterboxen, die unter 1 % im Landkreis lagen, wurden nicht berücksichtigt. Die zehn Berechnungszeiträume mit dem Berechnungsanteil der Landkreise sind in Abbildung 9 dargestellt.

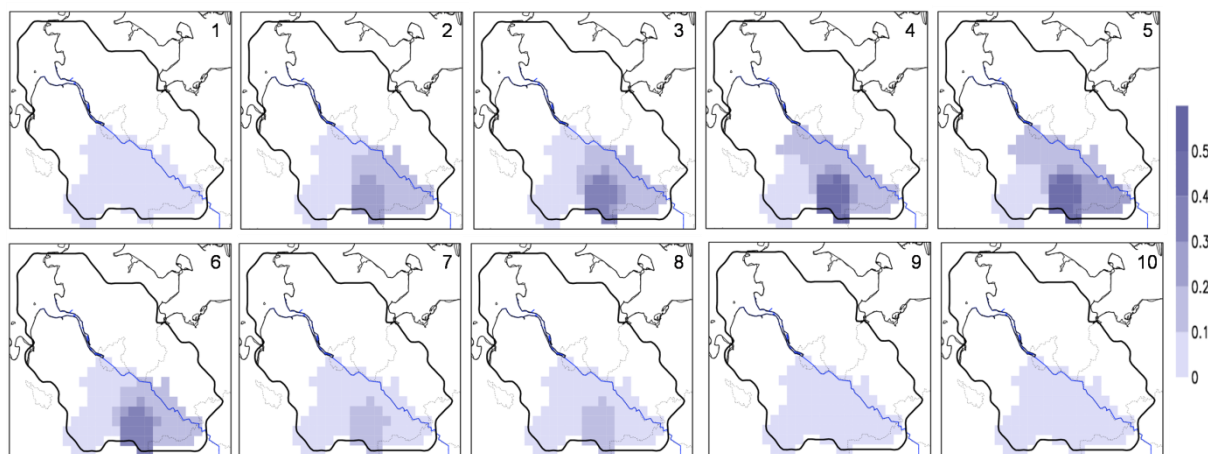


Abbildung 9 Bewässerungsanteile der zehn Zeiträume in den südöstlichen Landkreisen

Nach der Methode von SAIED et al. (2009) wird Bewässerung in REMO mit einem Hochsetzen der Bodenfeuchte auf 75 % der maximalen Feldkapazität⁵ (WSMX) definiert, was für Indien erfolgreich getestet wurde. Nach ROECKNER et al. (1996) ist 75 % der maximalen Feldkapazität der kritische Schwellenwert im Modell, ab dem die Vegetation optimale Bedingungen zur Transpiration vorfindet. Bewässerung wird in diesem Fall als

⁵ In REMO werden maximale Wasserhaltekapazität, maximale Bodenfeuchte und Feldkapazität als Synonym verwendet.

optimale Bedingung für Transpiration durch die Vegetation definiert. Die Bewässerung in diesem Experiment findet in den Berechnungszeiträumen in jedem Modellzeitschritt statt sobald die Bodenfeuchte unter den kritischen Schwellenwert fällt. Sie findet nur in der Hauptvegetationsphase (nach FRICKE von April bis September) statt.

Wie sich im Nachhinein herausstellte, liegt die Problematik der Methode darin, dass die subskalige Bewässerung auf die 10 x 10 km² Gitterboxen übertragen werden muss. Es soll nur ein Anteil der Gitterbox bewässert werden. Jedoch liegt die Information über die Referenzbodenfeuchte der Flächen ohne Bewässerung im Experiment nicht vor. Im Modell ist nur eine aktuelle Bodenfeuchte für jede Gitterbox gespeichert: das Ergebnis der aktuellen Bodenfeuchte bezieht sich demnach nur auf die Bodenfeuchte, die durch Bewässerung erhöht wurde. Die technische Umsetzung wurde mit Hilfe von Ralf Podzun und Dr. Diana Rechid durchgeführt.

5.3.2 ERGEBNISSE

In den Monaten von Juni bis September kann man die Effekte der Bewässerung gut erkennen. Im Referenzlauf fällt die Bodenfeuchte im Gebiet der südöstlichen Landkreise ab Juni unter den kritischen Schwellenwert von 75 % * Feldkapazität (siehe obere Reihe in Abb. 10). Die Bewässerung im Experiment setzt zu diesem Zeitpunkt ein und lässt die Bodenfeuchte nicht mehr unter diesen kritischen Schwellenwert sinken (siehe untere Reihe Abb. 10). Im Differenzenplot sieht man, um welchen Prozentsatz die Bodenfeuchte im Vergleich zum Referenzlauf ansteigt, z.T. über 36 %. Allerdings ist die vorgegebene räumliche Verteilung der Bewässerung (siehe Abb. 9) nicht wiederzuerkennen. Eine Erläuterung dieses Problems erfolgt im Kapitel 5.3.5. Das Muster in den Differenzenplots (siehe Abb. 11) ist ausschließlich durch den Gradienten der Bodenfeuchte von Nordwest (feuchter) nach Südost (trockener) im Referenzlauf zu erklären (siehe Abb.10): je niedriger die Bodenfeuchte im Bewässerungsgebiet ist, desto mehr wird im Experiment bewässert.

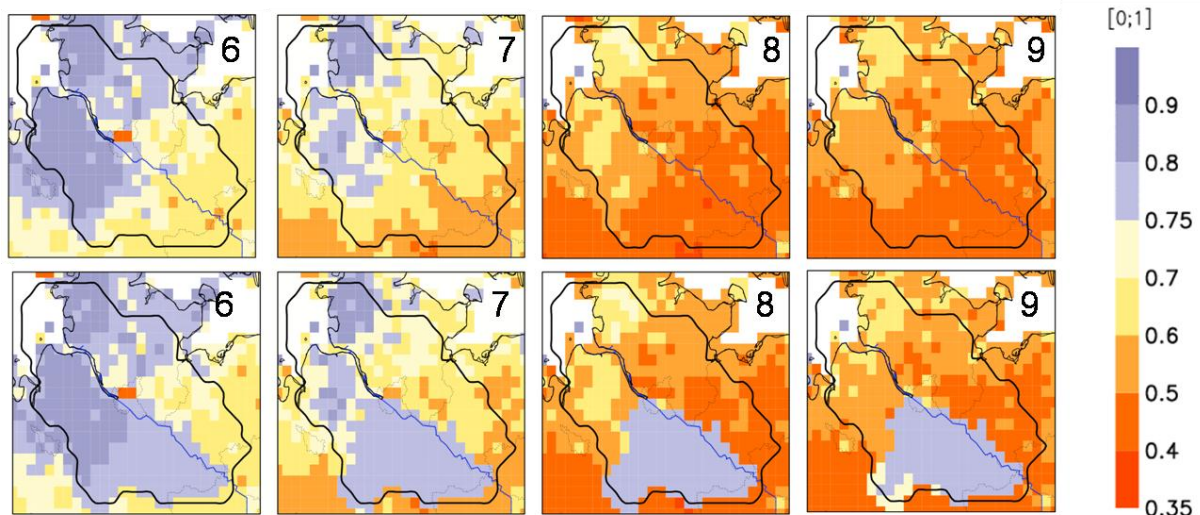


Abbildung 10 Relative Bodenfeuchte (WS/WSMX) in der MRH für die Monate Juni-September im Jahr 2003, oben vom Referenzlauf, unten vom Bewässerungslauf

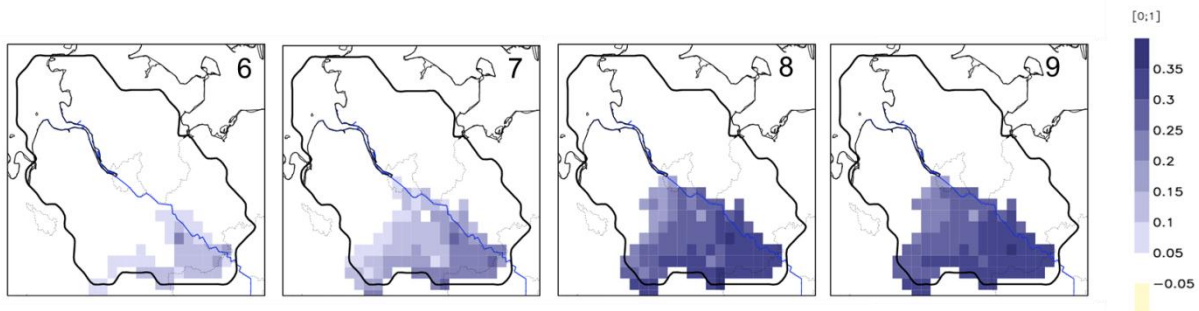


Abbildung 11 Differenz der relativen Bodenfeuchte (BEWmax-REF) in der MRH für die Monate Juni-September im Jahr 2003

Eine Analyse der Verdunstungsflüsse zeigt, dass sich vor allem die Transpiration verändert. Auf die Interzeption und die Evaporation hat die Bewässerung in diesem Experiment keinen großen Einfluss. Der Grund dafür liegt zum einen darin, dass sich in dem ausgewählten Zeitraum der Niederschlag in diesem Gebiet nicht signifikant ändert, so dass sich der Interzeptionspeicher füllen kann und so keine höhere Verdunstung über dem Interzeptionspeicher stattfindet. Zum anderen, dass in den Sommermonaten der Vegetationsanteil in diesem Gebiet sehr hoch ist und sich dort wenig unbewachsener Boden befindet, der außerdem nur das Wasser der oberen 10 cm verdunstet (pers. Komm. C. Wilhelm).

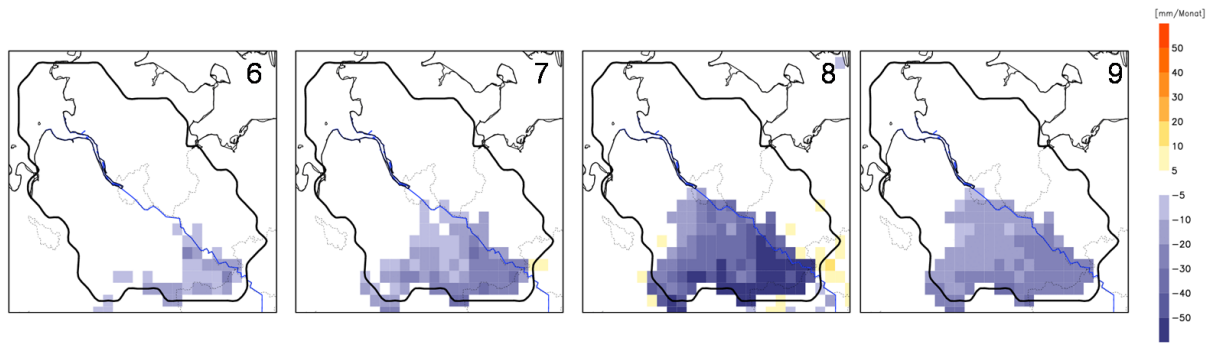


Abbildung 12 Differenz der Transpiration (BEWmax-REF) in der MRH für die Monate Juni-September im Jahr 2003

Die Transpiration nimmt, dem Muster der relativen Bodenfeuchte folgend, ab Juni stark zu (siehe Abb. 12). Im August werden Höchstwerte von >50 mm in der Monatssumme gegenüber dem REF-Zustand erreicht. Mit der Verschiebung in der Bowenratio steigt der latente gegenüber dem fühlbaren Wärmefluss stark an (hier nicht gezeigt). Diese Auswirkungen sind in der 2 m-Temperatur gut zu erkennen. Hier ist eine Abnahme im Monatsmittel von mehr als 1,25 K im August zu erkennen (siehe Abb. 13, 14). Die tägliche mittlere 2 m-Temperatur nimmt maximal um 2,8 bis 0,9 K ab (hier nicht gezeigt).

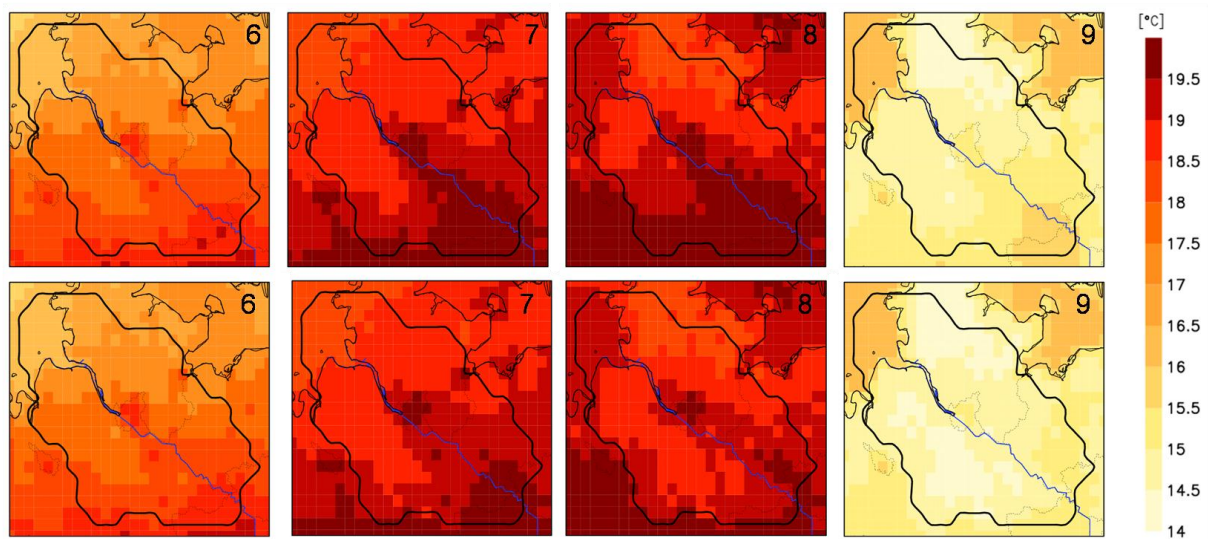


Abbildung 13 2 m-Temperatur in der MRH für die Monate Juni-September im Jahr 2003, oben vom Referenzlauf, unten vom Bewässerungslauf

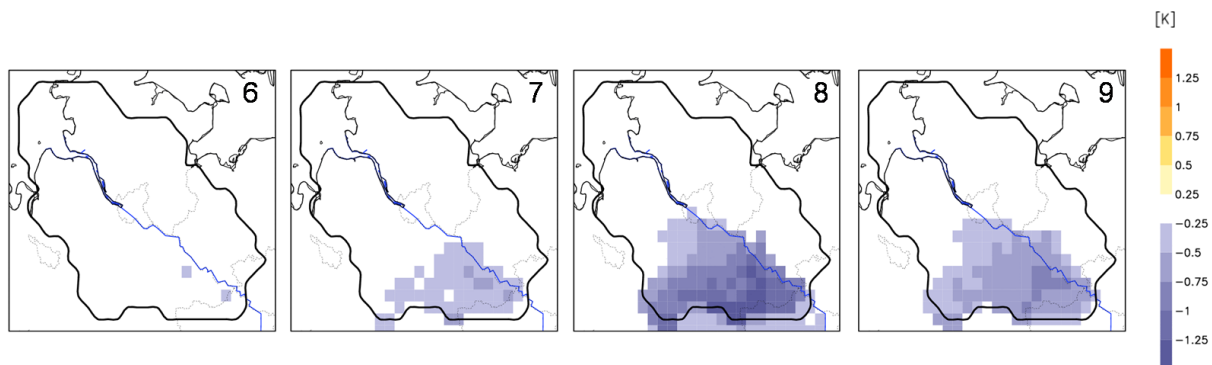


Abbildung 14 Differenz 2 m-Temperatur (BEWmax-REF) in der MRH für die Monate Juni-September im Jahr 2003

Im Niederschlag wie auch in der Wolkenbedeckung sind keine Änderungen in der räumlichen Verteilung zu erkennen (hier nicht gezeigt).

Für eine detailliertere Analyse der Temperatur wurden vier Gitterboxen im Bewässerungsgebiet ausgewählt. Die Monatswerte der Maximum- und Minimumtemperatur fallen im Vergleich zum Referenzlauf deutlich geringer aus. Allerdings nimmt die Maximumtemperatur stärker ab (max. -1,55 K) als die Minimumtemperatur (max. -0,99 K) (hier nicht gezeigt). Diese Veränderungen in der Maximum- und Minimumtemperatur spiegeln sich auch im Tagesgang wider (siehe Abb. 15): Im Tagesgang der 2 m-Temperatur sind deutliche Änderungen im Peak zu erkennen (Höchstwerte bis -4 K). Sie fangen im Juni an und sind im August am größten. In den nächtlichen Temperaturen ist ebenfalls eine Abkühlung zu erkennen, jedoch fällt diese deutlich geringer aus (max. 1 K), sie tritt seltener auf und ist vor allem im August bis Anfang September sichtbar, da zu dieser Zeit die Bewässerung ihre größten Auswirkungen hat und die Tagesminimumtemperaturen relativ hoch sind. Zu erklären sind diese Änderungen in der täglichen Amplitude mit der Kühlung durch Evapotranspiration, die tagsüber ihre größten Auswirkungen hat (vgl. LOBELL et al., 2006). Diese Beobachtungen stimmen in der Tendenz und Größenordnung mit Ergebnissen vorheriger Studien überein (vgl. mit LOBELL et al. (2008), SACKS et al. (2009)).

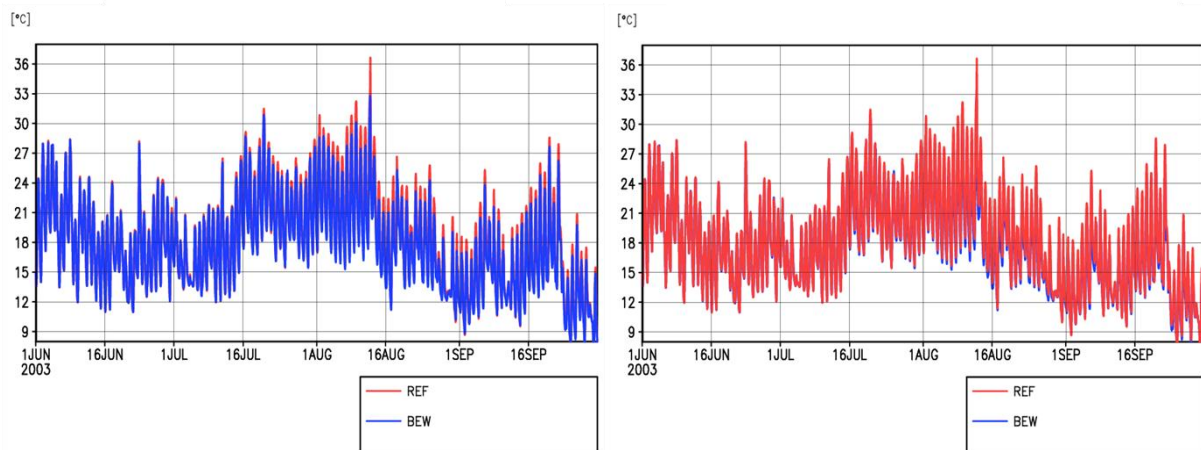


Abbildung 15 Tagesgang der 2 m-Temperatur für vier ausgewählte Boxen im Bewässerungsgebiet (Box 18,19/5,6) vom 1.6 - 30.9.2003

Diese Ergebnisse zeigen aber auch, dass die Bewässerungseffekte aufgrund der Überhöhung der Bodenfeuchte in der Gitterbox einen größeren Effekt in den Zeiträumen haben, in denen der Anteil der Bewässerung sehr gering ist: ab dem 21.7. (Bewässerungszeitraum 8) sollte nur noch bis max. 20 % der Gitterbox bewässert werden (siehe Abb. 9). Die Effekte sind jedoch im August am größten (siehe Abb.15).

5.3.3 BEWÄSSERUNG DURCH ERHÖHTEN NIEDERSCHLAG

Um den Einfluss der gewählten Bewässerungsmethode auf die Ergebnisse zu studieren, wurde eine weitere Methode zur Bewässerung im Rahmen dieser Diplomarbeit entwickelt: Die Menge an Wasser, mit der beregnet wurde, wird nicht über einen Bodenfeuchteansatz realisiert, sondern zum Niederschlag addiert. Dies entspricht der Beregnungstechnik in Niedersachsen, wo hauptsächlich Großregner zum Einsatz kommen (vgl. FRICKE, 2009). Nicht alle Ackerflächen in Niedersachsen werden bewässert. Eine Genehmigung in Form einer wasserrechtlichen Erlaubnis muss vorliegen, wenn Wasser für Beregnungszwecke verwendet wird. Diese Beregnungsflächen sind dem zu Folge nur ein relativ geringer Anteil an Landfläche einer Gitterbox, die 10 x 10 km² groß ist. Die Beregnungsmengen, die in diesem Experiment verwendet wurden, sind in Tabelle 3 zu sehen. Bei einer Berechnung der Wassermengen⁶, mit denen im Extremjahr 2003 beregnet wurde, muss die Wassermenge auf die gesamte Gitterbox und für den Bewässerungszeitraum umgerechnet werden.

⁶ Die Grundlagen für die auf Anbauprodukten basierenden Werte wurden im Versuchsfeld Harmstorf im Jahr 2003 gemessen (pers. Komm. I. Mersch). Für einige Anbauprodukte mussten Werte vom Jahr 2006

Anbauprodukt	Berechnungsmenge in mm für das Jahr 2003
Wintergetreide ohne Wintergerste	140
Wintergerste und Winterraps	80
Sommergetreide	140
Zuckerrüben	244
Silomais	160
Kartoffeln (früh, mittelfrüh, spät)	290

Tabelle 3 Berechnungsmenge in mm für das Jahr 2003 für die verschiedenen Anbauprodukte, veränderte Daten des Versuchs der Landwirtschaftskammer Hannover in Nienwohlde (Landkreis Uelzen) (pers.Komm- I.Mersch) und FRICKE, 2008.(http://www.llh-hessen.de/veranstaltungen_archiv/2008/080211_lw_woche_sued/daten/Ldw.Woche-Suedhessen_Fricke_-12.02.2008.pdf)

Bei der Analyse der Ergebnisse zeigte sich, dass diese Werte zu klein sind, um einen Effekt auf die Klimavariablen zu haben. Es sind keine Veränderungen auszumachen.

5.3.4 ZWISCHENFAZIT

Die Bewässerung, simuliert mit der erhöhten Bodenfeuchte, zeigt für den Sommer 2003 lokale Effekte: Der Wasserkreislauf wird deutlich verändert. Durch zusätzliches Bodenwasser kann durch die Vegetation mehr evaporiert werden. Dadurch verschiebt sich die Bowenratio, so dass es zu einem erhöhten latenten Wärmefluss kommt, der fühlbare Wärmefluss nimmt dementsprechend ab. Dies führt zu einer Abkühlung in der 2 m-Temperatur im Bewässerungsgebiet. Da der latente Wärmefluss seinen Höhepunkt tagsüber erreicht, ist der Kühlungseffekt für die täglichen Maximumtemperaturen größer als für die Minimumtemperaturen. Interessant ist das Modellgebiet, weil es die Bewässerung in Norddeutschland testet und zeigt, dass sogar das Klima in Norddeutschland auf Bewässerung sensibel und mit einer Erhöhung der Evapotranspiration reagiert.

5.3.5 DISKUSSION

Die Ergebnisse in Kapitel 5.3.2 zeigen deutlich, dass die räumliche Verteilung der Bewässerung (siehe Abb. 9), die durch eine Erhöhung der Bodenfeuchte simuliert wird, nicht im Experimentlauf wiedergegeben ist. Die Gitterboxen wurden nicht entsprechend

angepasst werden. Diese Werte sind nicht repräsentativ für die Landkreise. Es wurde auf sie zurückgegriffen, da sie besser als ein 10-Jahresmittel die hohen Berechnungsgaben im Jahr 2003 wiedergeben.

anteilig bewässert. Stattdessen wurde die gesamte Gitterbox bewässert. Auch das Heruntersetzen des Zeitschrittes, in dem bewässert wird (z.B. auf drei Stunden), bringt keine Veränderung (Ergebnisse werden hier nicht gezeigt). Die Ergebnisse zeigen eine maximale Erhöhung der Bodenfeuchte in den Gitterboxen. Für eine Gitterweite von $10 \times 10 \text{ km}^2$ sind die analysierten Effekte zu groß. Die Bewässerung findet nicht so großräumig statt, also könnten auch die Effekte nicht in dieser räumlichen Ausdehnung erfolgen. Allerdings zeigt dieses Maximalszenario der Bewässerung, dass Beregnung lokale Auswirkungen auf das Klima hat. Wenn man durch die Implementation eines subskaligen Gitters die Ackerflächen wirklich zu 100 % bewässern könnte, müssten die in dieser Studie gefundenen Ergebnisse auf die kleinen Flächen übertragbar sein.

Die Simulation von Bewässerung durch einen erhöhten Niederschlag zeigt demgegenüber keinen Effekt. Die Wassermengen, die zum Niederschlag addiert werden, sind durch ihre Übertragung auf die $10 \times 10 \text{ km}^2$ Gitterbox zu gering, um einen Effekt auf die Klimavariablen zu haben.

In REMO sind kleinräumige Bewässerungen, so wie in diesem Experiment implementiert, nicht zu modellieren, da sowohl für die Bodenfeuchte als auch für den Niederschlag kein subskaliges Gitter vorhanden ist. Mit einem Mosaikansatz könnten wesentlich bessere und realistischere Ergebnisse erzielt werden, da dort bei gezielten Flächen die Bodenfeuchte hochgesetzt bzw. der Niederschlag addiert werden könnte. Der Mosaikansatz (vgl. u.a. SETH et al., 1994) funktioniert wie folgt: die Oberfläche innerhalb einer atmosphärischen Gitterbox wird in kleinere Untergebiete zerlegt, so dass eine kleinskalige Variabilität, die unterhalb der Modellgitterweite liegt, aufgelöst werden kann. Der Mosaikansatz verwendet dabei ein eindeutiges geographisches Untergitter.

Bei einer Einordnung in den aktuellen Forschungsstand werden die Ergebnisse von Bewässerungseffekten bisheriger Studien bestätigt. Allerdings stellt dieser Bewässerungsansatz keine Neuerung dar und erstellt durch den fehlenden Mosaikansatz ein unrealistisches Bewässerungsszenario. Bei diesem Ansatz können auch keine Angaben über die Beregnungsmengen gemacht werden. Für Studien, die „Zukünfte“ gegen Ende des Jahrhunderts analysieren, sollten auch Grundwasserverfügbarkeiten eingebunden werden. In dieser Diplomarbeit wurde mit REMO ohne gekoppeltes Grundwassermodell gearbeitet und angenommen, dass das Grundwasser unbegrenzt verfügbar ist (ein gekoppeltes Klimamodell ist z.B. BALTIMOS, es besteht aus den Modellkomponenten REMO für die Atmosphäre (JACOB, 1997), BSIOM für den Ozean und das Meereis (LEHMANN, 1995) und

LARSIM für die Hydrologie (RICHTER et al., 2003)). Im Projekt „No Regret“ wurde nach Analysen bestätigt, dass in aktuellen berechnungsintensiven Sommern das Wasser für Beregnung aus tieferen Grundwasserstockwerken entnommen wird und so eine Reaktion von Bächen und Flüssen weitgehend vermieden wird. Allerdings führt eine dauerhafte Grundwasserentnahme immer zu einer mittelfristigen Reaktion, die zu neuen hydrologischen Gleichgewichten führt, die heute ohne erhebliche Auswirkungen auf Biotope sind. Bei einer Steigerung der Beregnungsmenge können aber negative Auswirkungen nicht ausgeschlossen werden (vgl. LWK, 2008).

Die Bewässerungsmethode Niederschlag erfüllt die in der wissenschaftlichen Diskussion geforderten Angaben über die Beregnungsmenge. Jedoch ist die Beregnungsmenge, die für den Anteil an Ackerflächen berechnet wurde auf eine Gitterbox, die in den 10 x 10 km² auch andere Vegetationstypen enthält (wie z.B. Wald), zu gering, um Auswirkungen auf die Bodenfeuchte zu haben.

5.4 LANDAKTUALISIERUNG

5.4.1 DATENGRUNDLAGE UND METHODE

Bei einer Analyse der in REMO verwendeten Hauptökosystemtypen nach OLSON (1994 a, b) wurde festgestellt, dass die Typen stark von der Wirklichkeit abweichen. Um eine realitätsnähere Abbildung der Landoberfläche zu erlangen, wurden Daten vom Digitalen Basis-Landschaftsmodell (Basis-DLM) vom Bundesamt für Kartographie und Geodäsie (BKG) bearbeitet und den entsprechenden Ökosystemtypen zugeordnet. Im Basis-DLM werden Daten nach einem ausführlichen Objektkatalog erfasst und gespeichert. Das Basis-DLM hat den Informationsumfang, der einer topographischen Karte 1:25000 entspricht und weist demzufolge eine hohe Lagegenauigkeit von mindestens +/- 10 m auf (vgl. GeoBasis-DE/BKG, 2010). Die Daten werden von den einzelnen Bundesländern aktualisiert (Hamburg 2002-2005, Mecklenburg-Vorpommern 2002-heute, Niedersachsen 2004-2011, Schleswig-Holstein 2003-2009) und haben einen Fortführungsturnus von 5 Jahren (genauere Übersicht siehe Tab. 6 in Anhang IV). Die Ökosystemtypen nach OLSON basieren auf AVHRR-Daten (Advanced Very High Resolution Radiometer) mit 1 km Auflösung, erstellt von April 1992 bis März 1993, die vom International Geosphere-Biosphere Programm (EIDENSHINK, FAUNDEEN, 1994) bereitgestellt wurden. Diese Daten wurden vom U.S. GEOLOGICAL SURVEY

(1997, 2002) genutzt, um eine globale Verteilung der Hauptökosystemtypen nach der Definition von OLSON (1994 a, b) zu konstruieren.

Die größten Unterschiede zwischen den Basis-DLM Daten und der Lage der Ökosystemtypen liegen einmal in der Vertauschung der Lage von *Grass Crops* und *Cool Crops and Town* (siehe Abb. 16) und in der starken Unterrepräsentation von Wald in REMO. Die Ergebnisse in Kapitel 5.4.2 zeigen, dass diese Einführung von Wald, den Basis-DLM-Objektarten entsprechend, relativ große lokale klimatische Effekte bewirkt. Die unterschiedliche Repräsentation der Waldbedeckung in den Basis-DLM Daten mit den Waldtypen in REMO wird in Abbildung 17 gezeigt.

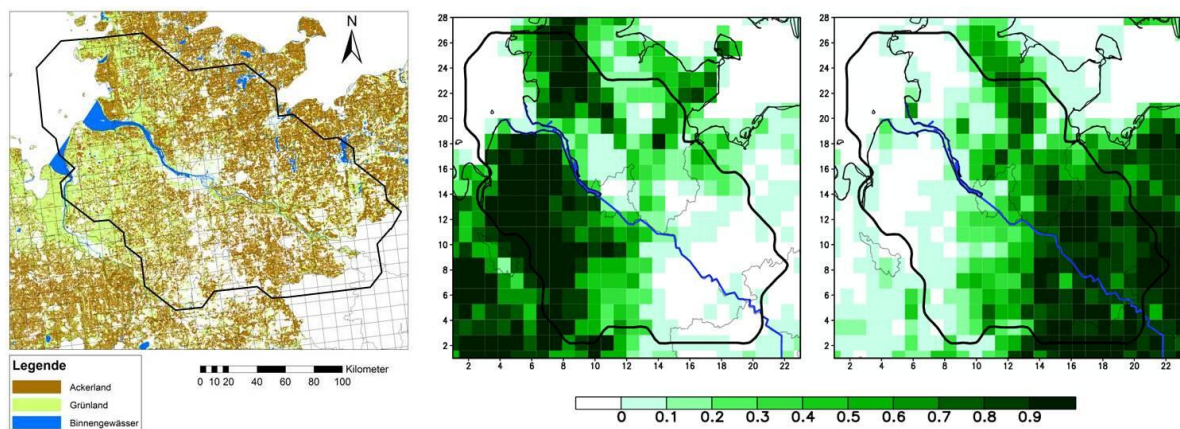


Abbildung 16 Ackerland (Cool Crops and Town) und Grünland (Grass Crops) in der MRH. Links in den Basis-DLM-Daten unterteilt in hellgrün Grünland, braun Ackerland; in der Mitte Cool Crops and Town und rechts Grass Crops in der REMO Standardversion

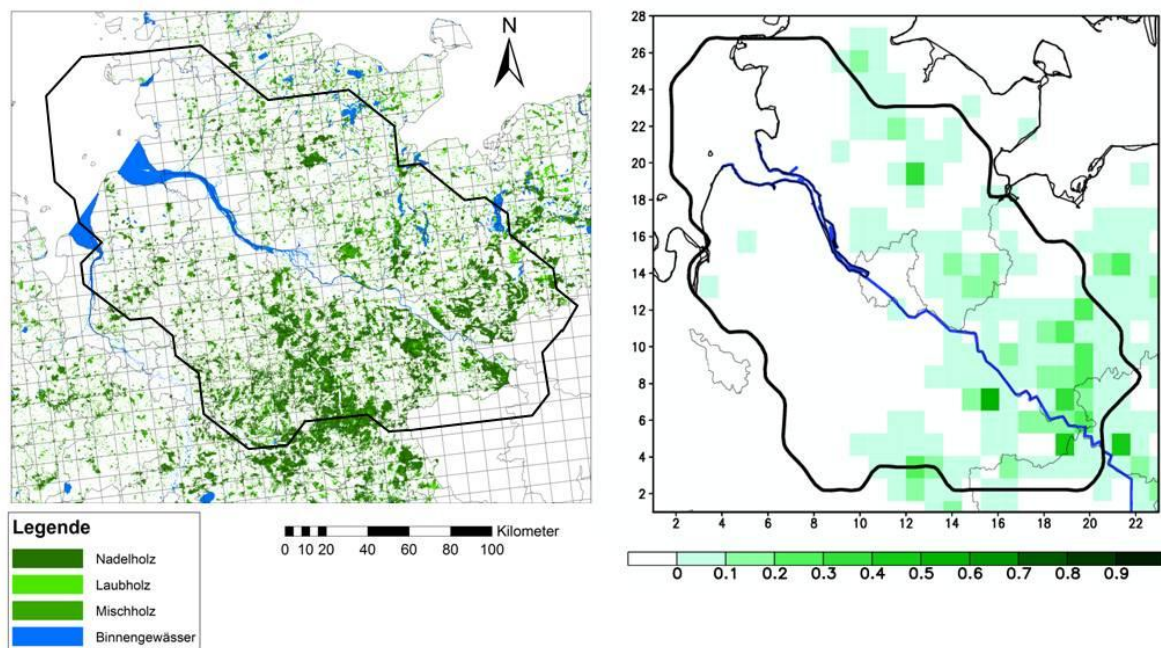


Abbildung 17 Waldflächen in der MRH, links in den Basis-DLM-Daten unterteilt in Nadel-, Laub- und Mischwald; rechts in der REMO Standardversion mit den Typen Deciduous Broadleaf Forest, Cool Broadleaf Forest, Small Leaf Mixed Woods

Die Methode zur Implementation der aktualisierten Landoberfläche in REMO wurde von Dr. Borbála Gálos bereitgestellt. Für das Experiment *Aktualisierte Landnutzung* wurden die Basis-DLM Daten der Bundesländer, die die MRH einschließen, bearbeitet (Schleswig-Holstein, Mecklenburg-Vorpommern, Hamburg, Niedersachsen).

Aus den Objektarten wurden die Flächenobjekte der Ebenen ausgewählt, die als Landschaftstypen auszumachen sind und die sich nicht mit anderen Flächen der weiteren Landnutzungsbeschreibung überlagern (z.B. mit Naturschutzgebieten). Diese Objektarten wurden den Hauptökosystemtypen von OLSON (1994 a, b) zugeordnet (siehe Tab. 4).

Basis-DLM		Beschreibung der Ökosystemtypen	Olson- Typ
Ebene	Objektarten		
SIED02_F	Wohnplatz	Urban - suburban, with much asphalt, concrete and roof, can have narrow or broad usage for metropolitan areas and commercial (including port) areas, based on ancillary GIS data or designated image subtypes.	Urban [1]
SIED04_F	Wohnbaufläche, Industriefläche, Flächen gemischter Nutzung, Flächen besonderer funktionaler Prägung, Freizeitanlage		
VER01_F	Platz, Rollbahn, Vorfeld, Raststätte		
VER02_F	Bahnhofsanlage		
VER03_F	Flugplatz, Flughafen		

VER04_F	Hafen (exklusiv Hafenbecken)		
SIED03_F	Sportanlage, Friedhof, Grünanlage, Campingplatz	Grass Crop provides a place for narrow-leaf crops besides rice-mostly pure cereal fields (>60 % regional cover). Sugar cane is a tall Subtype, remaining green for more than 1 year before replanting after harvest.	Grass Crops [93]
VEG02_F	Grünland		
VEG04_F	Gartenland, Sonderkultur	Broadleaf Crop land mostly covers annual tops, but grapevines and some other plants with perennial above-ground stems find a place here.	Broadleaf Crops [92]
VEG03_F	Wald , Forst (VEG 1000: Laubholz)	Deciduous Broadleaf Wood (like 3) is reserved for special situations-besides typical 25 26. A North American example (...). Their landscape and seasonal relations differ from those of more extensive eastern hardwood types, or northern mountain aspen-birch mixture with conifers.	Deciduous Broadleaf Forest [5]
VEG03_F	Wald, Forst (VEG2000: Nadelholz)	Coniferous evergreen forest is here narrowed to areas where hemlock [...] is locally dominant or widely co dominant along with any other conifers.	Coniferous Forest [3]
VEG03_F	Wald, Forst (VEG 3000: Laub- und Nadelholz)	Mixed Forest covers a wide range of mixtures where conifer crown areas cover say 10-50 % of tree plus shrub crown area.	Mixed Forest [24]
VEG02_F	Heide	Crop-Grass-Shrub covers mixtures of the preceding types with low woody growth, besides the irrigated mixtures in Type #10.	Crops, Grass, Shrups [94]
VEG04_F	Brachland		
VEG04_F	Vegetationslose Fläche	Sand desert has actively moving dunes and interdunes or other flats. Either may have very open vegetation where rainwater eventually recharges groundwater.	Sand Desert [50]
VEG05_F	Sumpf, Ried	Marsh Wetland complexes other than those covered above and below will remain a still more heterogeneous category. Eventually the TM-scale mapping proposed under other auspices will fill in gaps, but GIS can be helpful now.	Marsh Wetland [45]
VEG02_F	Moor, Moos	Mire, Bog, Fen has many subtypes that are not all mappable at the 1-km scale. Peat substrate and the acid-tolerant or other vegetation contributing to it have major importance for interpreting global change (past and future). [...]	Mire, Bog ,Fen [44]
VEG01_F	Ackerland	Cool Crops and Town mostly short growing seasons; summer Crops snowy	Cool Crops and Town [30]
GEW_01	Meer	Water (Sea?) could be (and will be) used inclusively by USGS to cover 14 as well as oceans initially. [...]	Sea Water [15]
GEW_03	Hafenbecken		
GEW_01	Strom, Fluss, Bach, Kanal (Schiffahrt), Kanal (Wasserwirtschaft), Quelle, Binnensee	Water-Inland can include large freshwater lakes and seas	Inland Water [14]

Tabelle 4 Zusammenführung der Objektarten nach Basis-DLM Daten mit den Ökosystemtypen nach OLSON (1994 a, b) und GeoBasis- DE/BKG (2010).

Die Parameter, die jedem Olson-Typ von HAGEMANN (et al. 1999, 2002) zugeordnet wurden, finden sich im Anhang II, Tabelle 5, ebenso alle Basis-DLM Objektarten (Abb. 50) und die repräsentativen Ökosystemgruppen (Abb. 49) des Referenzlaufs.

Mit ArcGIS10 wurden die Objektarten vorbereitet, so dass sie eine konsistente Oberfläche bilden. Bei Überschneidungen von Objekten wurde mit Hilfe der Anwendung Google Earth das Objekt ausgewählt, das im Satellitenbild erkennbar war. Durch die Verschneidung der Gitterboxen von REMO mit den Objektarten konnte für jede Gitterbox der prozentuale Anteil der Ökosystemtypen berechnet werden. Alle Parameter außer der Rauigkeitslänge wurden durch eine lineare Aggregation für jede Gitterbox erstellt (siehe Gl. 7).

$$(7) \quad G_j = \sum_j \frac{f_j * p_j}{100}$$

G_j - Gitterbox mit den Landnutzungstypen

f_j - Anteil der Gitterbox mit dem Landnutzungstyp j

p_j - Parameter des entsprechenden Landnutzungstyps

Der Wasseranteil wurde jeweils für die Landoberflächenparameter nicht mit berechnet. Die Rauigkeitslänge wurde logarithmisch aggregiert (siehe Gl. 8).

$$(8) \quad \frac{1}{\ln^2\left(\frac{z_b}{z_{0,veg}}\right)} = \sum_j \frac{f_j}{\ln^2\left(\frac{z_b}{z_{0,veg,j}}\right)}$$

f_j - Anteil der Gitterbox mit dem Landnutzungstyp j

$z_{0,veg,j}$ - Rauigkeitslänge zugeordnet zum Landnutzungstyp j (nach Classen et al 1994)

z_b - 100 m

Die Bodenbibliothek⁷ wird nun mit den neuen Werten der Landoberfläche berechnet. Eine genaue Beschreibung zur Erstellung der Bodenbibliothek findet sich in BÜLOW et al. (2010). Nach der Fertigstellung der Bodenbibliothek werden für REMO vier Dateien benötigt: Die Datei mit den konstanten Bodenparametern und drei Dateien mit den jeweiligen Jahrgängen der Albedo, des Vegetationsanteils und des LAIs.

Zuvor wird der Jahrgang der Albedo aufgrund folgender Annahme noch einmal modifiziert: die Albedo-Werte der Ökosystemtypen sollen als Vegetationsalbedo verwendet werden. Der Jahrgang der Albedo wird mit diesen Werten neu berechnet (siehe Gl. 9).

$$(9) \quad \alpha_{veg,LUC,ij} - \alpha_{veg,REF,ij} = \Delta\alpha_{veg,ij}$$

$$\alpha_{REF,ij} + \Delta\alpha_{veg,ij} = \alpha_{LUC,ij}$$

$\alpha_{veg,LUC,ij}$ - Vegetationsalbedo des aktualisierten Landnutzungslaufs

$\alpha_{veg,REF,ij}$ - Vegetationsalbedo des Referenzlaufs

⁷ die Bodenbibliothek in REMO umfasst die Parameter einer Landoberfläche (siehe Kapitel 4)

$\Delta\alpha_{veg,ij}$ - Differenz der Vegetationsalbedo

$\alpha_{LUC,ij}$ - Hintergrundalbedo des aktualisierten Landnutzungslaufs

$\alpha_{REF,ij}$ - Hintergrundalbedo des aktualisierten Landnutzungslaufs

Die einzelnen Bodenbibliotheksvariablen werden durch folgende Analyse einzelner Gitterboxen und Differenzenplots mit den unveränderten Bodenbibliotheksvariablen der MRH überprüft (siehe Gl. 10).

$$(10) \quad P_{LUC,ij} - P_{REF,ij} = \Delta P_{ij}$$

$P_{LUC,ij}$ - jede Gitterbox in jedem Zeitschritt der aktualisierten Landnutzung

$P_{REF,ij}$ - jede Gitterbox in jedem Zeitschritt der Referenz-Landnutzung

ΔP_{ij} - Differenz jeder Gitterbox in jedem Zeitschritt

Die Unterschiede in den Landoberflächenparametern haben einen wesentlichen Einfluss auf die Klimavariablen (siehe Kapitel 2). Im Folgenden werden die wichtigsten Unterschiede des Landaktualisierungs- und des Referenzlaufs vorgestellt. Alle Veränderungen können auf die geänderte Zusammensetzung der Hauptökosystemtypen zurückgeführt werden. Für die Jahrgänge der Landoberflächenparameter Vegetationsanteil, LAI und Hintergrundalbedo (siehe Kapitel 4) werden jeweils Januar und Juli als Minimal- und Maximalwerte vorgestellt. Die Abbildungen zeigen links die Absolutwerte des jeweiligen Landoberflächenparameters des Referenzlaufs, in der Mitte die der aktualisierten Landnutzung und rechts wird der Differenzenplot LUC- REF gezeigt.

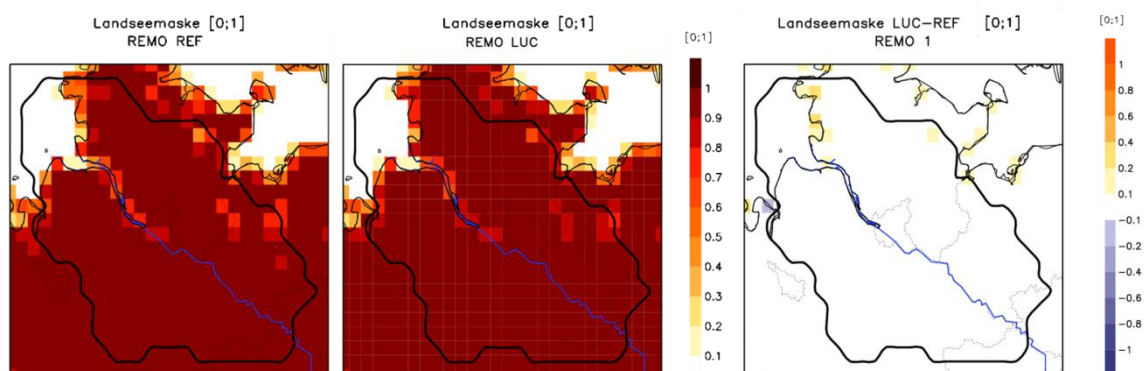


Abbildung 18 Landseemaske [0;1] der MRH, links vom REF, in der Mitte vom LUC, rechts die Differenz LUC -REF

Die **Landseemaske** (siehe Abb. 18) wird vor allem an den Küstengebieten geringfügig modifiziert um 0,3. Die Veränderungen können durch die höhere Auflösung und größere Aktualität der Basis-DLM Daten im Vergleich zu den Olson-Daten erklärt werden.

Die **maximale Feldkapazität** (siehe Anhang III, Abb. 51) wird vor allem im Südwesten der MRH modifiziert. Die größten Differenzen liegen bei Werten bis zu -0,27 m. Die maximale Feldkapazität besteht aus den einzelnen Feldkapazitäten der Ökosystemtypen, so dass geringe Änderungen in der Zusammensetzung der Ökosystemtypen Auswirkungen auf die maximale Feldkapazität haben, hier besonders zu nennen ist die Vertauschung der Lage von *Cool Crops and Town* und *Grass Crops* (Parameterwerte siehe Anhang II, Tab.5).

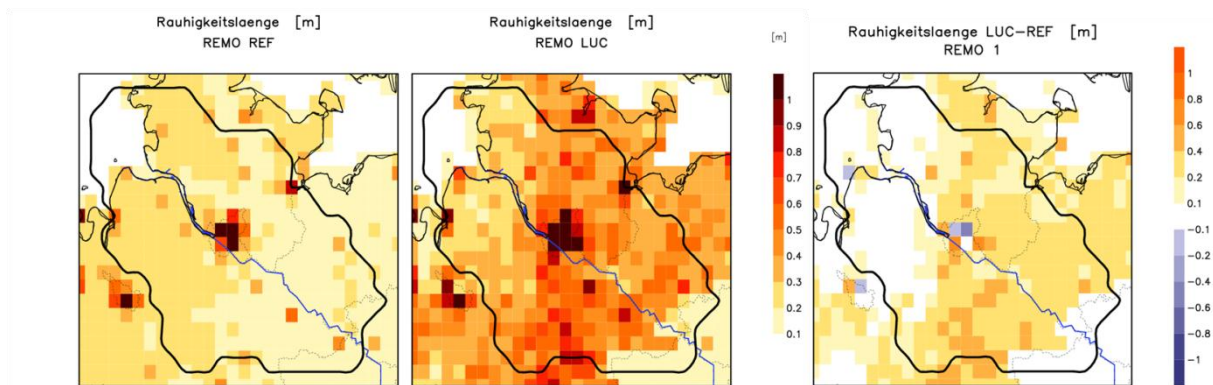


Abbildung 19 Rauigkeitslänge [m] in der MRH, links vom REF, in der Mitte vom LUC, rechts die Differenz LUC - REF

Die **Rauhigkeitslänge** (siehe Abb. 19) wird, außer an der Nordseeküste, erhöht (bis 0,7 m), nur im Stadtgebiet Hamburg wird die Rauigkeitslänge herabgesetzt (-0,55 m). Das Herabsetzen der Rauigkeitslänge im Stadtgebiet kann auf die geänderte Grünflächenrepräsentation im Stadtgebiet durch die Basis-DLM Daten zustande kommen. Außerdem ist die Berechnung der Rauigkeitslänge logarithmisch, so dass kleine Änderungen eine große Auswirkung haben (siehe Kap. 5.4.1, Gl. 8). Gut zu erkennen ist hier die Auswirkung der vertauschten Lage der beiden Typen *Grass Crops* und *Cool Crops and Town*. Im Referenzlauf liegt der Ökosystemtyp *Grass Crops* überwiegend im Binnenland und *Cool Crops and Town* an der Küste. Anhand der Basis-DLM Daten sieht man, dass die Verteilung der Ökosystemtypen genau andersherum sein muss (siehe Kapitel 5.4.1, Abb.16). Dadurch ist im Referenzlauf auch die Rauigkeitslänge nicht realitätsnah repräsentiert. Diese Unstimmigkeit wurde durch die neue Landoberfläche behoben. Deutlich wird auch der erhöhte Waldanteil, der sich auf die Rauigkeitslänge auswirkt.

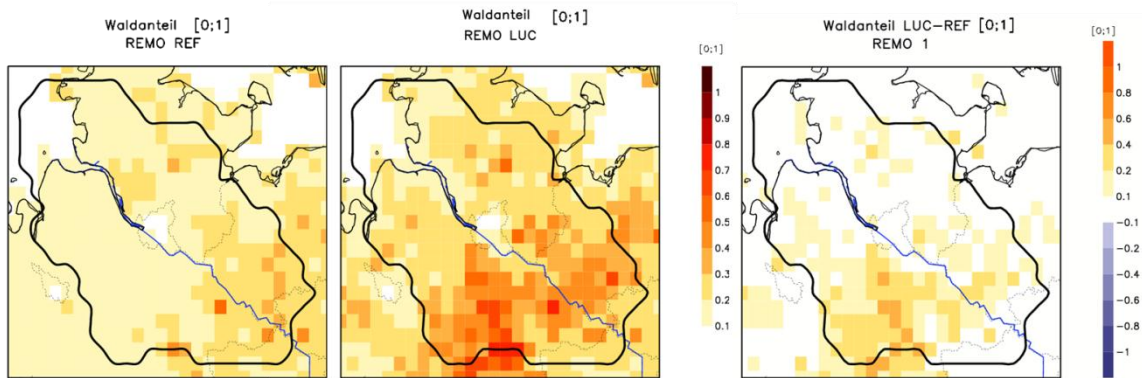


Abbildung 20 Waldanteil [0;1] in der MRH , links vom REF, in der Mitte vom LUC, rechts die Differenz LUC -REF.

Der **Waldanteil** (siehe Abb. 20) zeigt die realistischere Repräsentation von Wald in der MRH, der in der Standard-REMO-Version oftmals nur als Mischtyp (z.B. *Forest and Field*) vorhanden war und damit nicht als Waldtyp in die Parameter Waldanteil eingegangen ist. Der Waldanteil wurde in großen Gebieten der MRH erhöht. Die größten Anteile sind in den südöstlichen Landkreisen der MRH zu finden mit Änderungen bis zu 56 %.

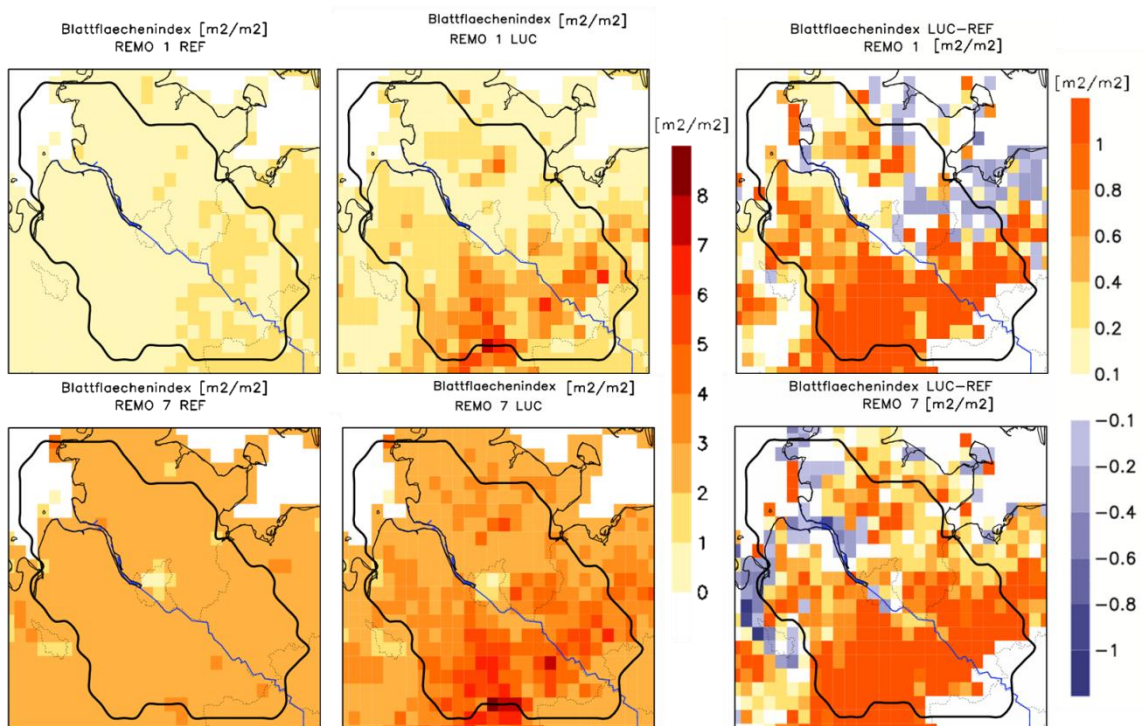


Abbildung 21 Blattflächenindex [m^2/m^2] in der MRH, oben für Januar, unten für Juli, links vom REF, in der Mitte vom LUC, rechts die Differenz LUC-REF

Im **LAI** (siehe Abb.21) sind weitreichende Änderungen zu erkennen, sowohl im Januar (oben) als auch im Juli (unten): Im Januar hat sich der LAI im Großteil der MRH erhöht (um bis zu $1 m^2/m^2$). Dies ist durch die bessere Repräsentation von Nadelwald und Mischwald in der MRH zu erklären (siehe Parameterwerte in Anhang II). Im nördlichen Mecklenburg-

Vorpommern ist in Küstennähe eine Abnahme des LAI (um $-0,3 \text{ m}^2/\text{m}^2$) hauptsächlich dem Wechsel vom Ökosystemtyp *Grass Crops* zu *Cool Crops and Town* geschuldet. Im Juli sieht man in weiten Teilen der MRH eine Zunahme des LAI (bis $4,3 \text{ m}^2/\text{m}^2$), an der Küstenlinie der Nordsee, sowie von Bremen bis hin zur Küste und im Mündungsgebiet der Stadt Hamburg ist eine größere Abnahme zu erkennen (bis $-1,1 \text{ m}^2/\text{m}^2$). Dies ist mit der Änderung der Ökosystemklassen von *Cool Field and Wood* und *Crops and Town* zu hauptsächlich *Grass Crops* zu erklären.

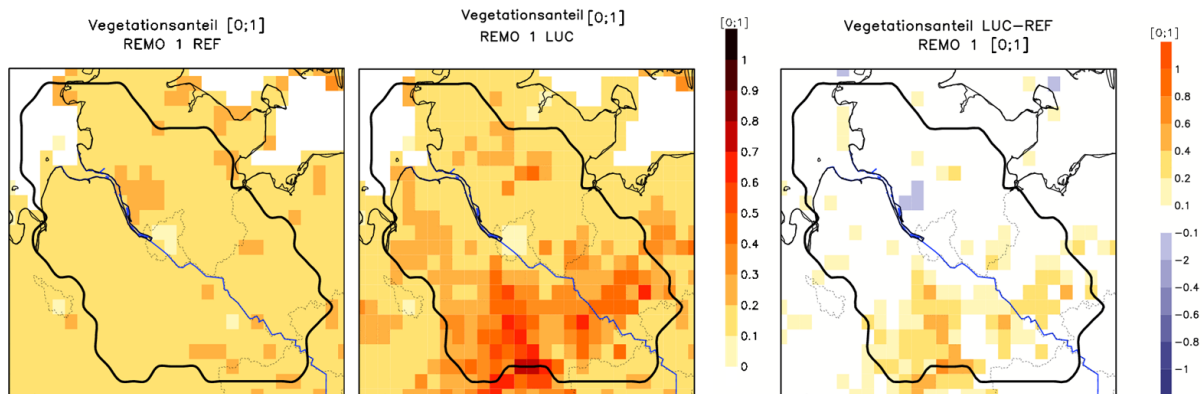


Abbildung 22 Vegetationsanteil [0;1] in der MRH für Januar, links vom REF, in der Mitte vom LUC, rechts die Differenz LUC -REF

Der **Vegetationsanteil** (siehe Abb. 22) hat sich im Januar in den bewaldeten Gebieten deutlich erhöht (bis 52 %), dies ist vor allem dem jetzt vorhandenen Nadel- und Mischwaldanteil in den Gitterboxen geschuldet. Nadelwald verliert im Gegensatz zum Laubwald keine Blätter im Winter (siehe Parameterwerte der Hauptökosystemtypen in Anhang II). Im Juli (siehe Anhang III, Abb. 53) ist er in weiten Teilen gleich geblieben oder hat sich etwas verringert (bis -22 %).

Die **Hintergrundalbedo** (siehe Anhang III, Abb. 52) hat sich wie folgt geändert: Im Januar dominiert die Bodenalbedo die Hintergrundalbedo aufgrund des geringen Bewuchses. Im Januar hat sich vor allem in den Gebieten, in denen im LUC mehr Wald vorhanden ist, die Hintergrundalbedo geändert (um ca. 0,03). Aufgrund der Nadel- und Mischwälder dominiert hier die Vegetationsalbedo. Im Juli ändert sich die Hintergrundalbedo vor allem im nördlichen Bereich Schleswig-Holsteins (um ca. 0,03), dort ist das Verhältnis von *Grass Crops* zu *Cool Crops and Town* verändert (siehe Anhang II, Tab 5).

Durch die Nutzung der Basis-DLM Daten als Grundlage für die Verwendung der Ökosystemtypen nach OLSON (1994 a, b) wurde die Repräsentation der Landoberfläche in

mehrerer Hinsicht verbessert. Eine besonders wichtige Verbesserung ist der im LUC höhere Waldanteil, insbesondere der Nadel- und Mischwaldanteil in der MRH: Er führt zu einer höheren Rauigkeitslänge im Binnenland, einem erhöhten Vegetationsanteil und LAI mit entsprechender Beeinflussung der vegetationsabhängigen Prozesse. Der Lagewechsel der Ökosystemtypen *Grass Crops* und *Cool Crops and Town* zeigt vor allem Auswirkungen in der Rauigkeitslänge, im LAI und im Vegetationsanteil. Für die MRH wichtige Ökosystemtypen, wie Heide, Moor und Sumpf, werden durch die Aktualisierung der Landnutzung in die Landoberfläche als die Ökosystemtypen *Crops, Grass, Shrubs* (Heide), *Marsh Wetland* (Sumpf), *Mire, Bog, Fen* (Moor) (siehe Tab. 4) neu eingeführt. In der Standard-REMO-Version sind diese Ökosystemtypen in der MRH nicht enthalten. Die Mischtypen (z.B. *Cool Field and Woods, Forest and Field*) wurden überwiegend durch eindeutige Typen ersetzt. Dies erklärt auch den höheren Waldanteil in den Gitterboxen, da im Waldanteil nur eindeutige Waldtypen nach der Definition von OLSON (1994 a, b) gezählt werden. Die Basis-DLM Daten haben eine sehr feine Auflösung im Gegensatz zu den für die Verteilung der Olson-Typen verwendeten Fernerkundungsdaten. Eine andere Zusammensetzung wurde z.B. auch im Stadtgebiet der MRH durch eine feine Gliederung der Stadt- und Grünflächen (siehe Kapitel 5.4.1, Tab. 4, z.B. SIED03_F) durch die Basis-DLM Daten in den REMO Gitterboxen gezeigt. Eine weitere Verbesserung ist die wesentlich genauere Lagebestimmung (mindestens +/- 10 m) der Typen durch die Basis-DLM Daten.

Es gibt mehrere Gründe, die die Unterschiede zwischen der ursprünglichen und der aktualisierten Zuordnung der Ökosystemtypen erklären. Die verwendeten Daten haben unterschiedliche Aktualität mit anderer Auflösung und wurden mit verschiedenen Methoden hergestellt. Die ursprüngliche Verteilung der Ökosystemtypen nach OLSON (1994 a, b) basiert auf Fernerkundungsdaten (AVHRR) von 1992-1993 und hat im Verhältnis zu den Basis-DLM Daten eine grobe Auflösung von 1 km. Die Basis-DLM Daten basieren hingegen auf der deutschen Grundkarte (1:5000), der Topographische Karte (1:10.000), Orthophotos und photogrammetrischen Stereobildauswertungen. Sie sind mit mindestens +/- 10 m lagegenau. Sie werden von den jeweiligen Bundesländern alle 5 Jahre aktualisiert (Hamburg 2002-2005, Mecklenburg-Vorpommern 2002-jetzt, Niedersachsen 2004-2011, Schleswig-Holstein 2003-2009).

Nach einer vollständigen Überprüfung der Parameter werden nun die veränderten Parameter eingebaut und REMO für die Jahre 1990-2004 angetrieben.

5.4.2 ERGEBNISSE

In diesem Abschnitt wird zum einen auf Ergebnisse in ausgewählten Klimavariablen im Jahresgang und Jahresmittel von 1990-2004 eingegangen, zum anderen werden die Jahre 2003 und 2002 in der räumlichen Verteilung der Veränderungen genauer analysiert.

ANALYSE DER JAHRE 1990 BIS 2004

Um eine Veränderung der verschiedenen Klimavariablen im Landaktualisierungslauf zu erkennen, wurden Jahresgänge und Jahresmittel der Jahre 1990 bis 2004 des Referenzlaufs (REF) im Vergleich zum Landaktualisierungslauf (LUC) für ein Flächenmittel der Metropolregion Hamburg analysiert.

Die Jahresgänge zeigen jeweils den Absolutwert des REF und die Differenz von LUC-REF für die jeweilige Klimavariablen. Für ausgewählte Variablen wurde das 15-Jahresmittel in seiner räumlichen Verteilung gezeigt. Für die Evapotranspiration und die 2 m-Temperatur wurden die beiden Monate April und August ausgewählt und in der räumlichen Verteilung im 15-Jahresmittel abgebildet. Für den Energiehaushalt an der Erdoberfläche der MRH werden die Absolutwerte und die Differenzwerte des REF und LUC dargestellt.

Im Jahresgang vom 15-Jahresmittel des Energiehaushalts⁸ an der Erdoberfläche sind die kurzweilige Nettostrahlung (R_k), die langwellige Nettostrahlung (R_l), der Bodenwärmefluss (nachträglich berechnet aus der Differenz), sowie der latente (LH) und fühlbare (SH) Wärmefluss für den REF und den LUC in Abbildung 23 zu sehen.

⁸ Hierbei sind besonders die Vorzeichen zu beachten: Bei negativem Vorzeichen führt der Fluss in die Atmosphäre, bei positivem Vorzeichen zur Erde hin.

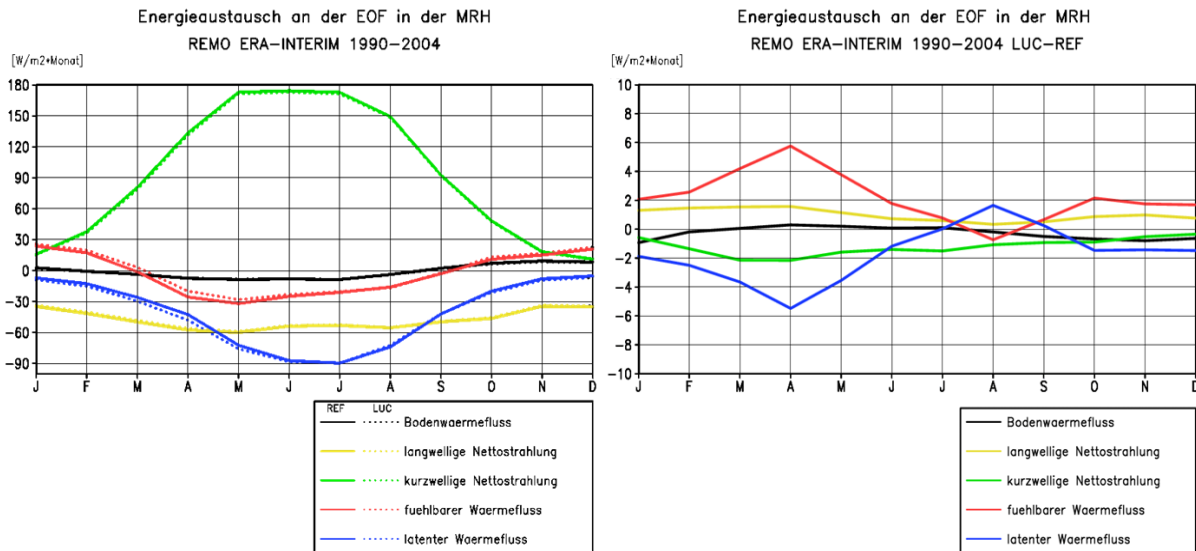


Abbildung 23 Links 15-Jahresmittel des Energieaustauschs an der Erdoberfläche gemittelt über die MRH für den REF und den LUC; rechts 15-Jahresmittel der Differenz LUC-REF des Energieaustauschs an der Erdoberfläche in der MRH

Die größten Veränderungen sind im Frühjahr bei dem latenten und dem fühlbaren Wärmefluss zu erkennen: Der fühlbare Wärmefluss nimmt im Landaktualisierungslauf im Vergleich zum Referenzlauf in den meisten Monaten (Mitte September bis Juli) ab mit einem Peak im April um $6 \text{ W/m}^2 \cdot \text{Monat}$, der latente Wärmefluss nimmt dementsprechend um $6 \text{ W/m}^2 \cdot \text{Monat}$ zu. In den Monaten Juli und August dreht sich diese Tendenz um. Allerdings in einem so geringen Ausmaß, dass es nur im Differenzenplot zu erkennen ist (siehe Abb 23, rechts). Der Peak liegt im Monat August: der fühlbare Wärmefluss nimmt um $2 \text{ W/m}^2 \cdot \text{Monat}$ zu, der latente Wärmefluss um $0,8 \text{ W/m}^2 \cdot \text{Monat}$ ab. Dieser Effekt ist mit dem erhöhten Vegetationsanteil im Frühjahr und dem größeren LAI in der MRH zu erklären. Durch den größeren latenten Wärmefluss im Frühjahr erhöht sich die Evapotranspiration. Sehr geringe Veränderungen sind in der kurzwelligen Nettostrahlung zu verzeichnen. Im LUC ist die kurzwellige Nettostrahlung etwas geringer als im REF (max. $2 \text{ W/m}^2 \cdot \text{Monat}$). Dementsprechend erreicht im Landnutzungslauf weniger langwellige Nettostrahlung die Atmosphäre (max. $1,8 \text{ W/m}^2 \cdot \text{Monat}$). Die Veränderungen bei langwelliger und kurzwelliger Nettostrahlung sind durch eine höhere Albedo (mehr kurzwellige Strahlung wird an die Atmosphäre abgegeben) und eine niedrigere Oberflächentemperatur (weniger langwellige Strahlung) zu erklären (siehe Kap. 4, Gl. 4).

Die folgenden Zeitreihen zeigen die absoluten Werte der jeweiligen Klimavariablen des Referenzlaufs (REF) in blau, die Abweichungen im Landnutzungslauf (LUC-REF) sind rot eingezeichnet.

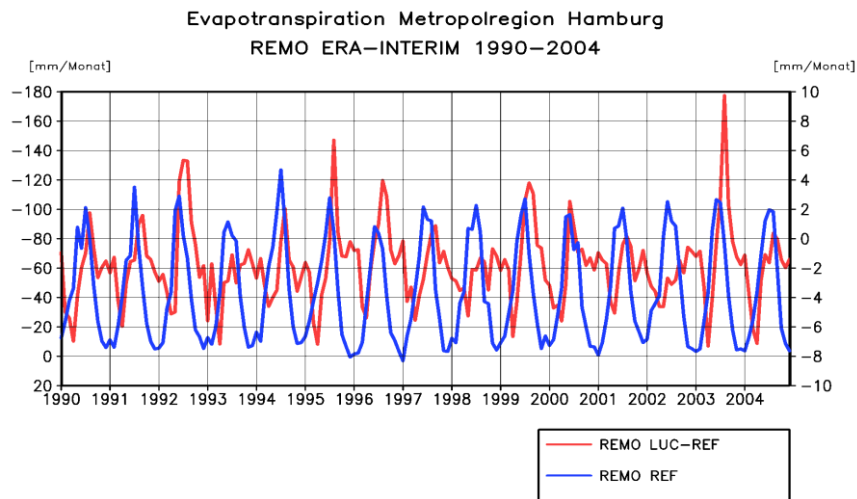


Abbildung 24 Zeitreihe der Evapotranspiration [mm/Monat] von 1990-2004 in der MRH

Die Evapotranspiration (siehe Abb. 24) zeigt einen deutlichen Jahresgang: Im Winter sind geringe Werte zu verzeichnen (um 5 mm/Monat), im Sommer hohe Werte von maximal 128 mm/Monat im REF. Der LUC zeigt eindeutig höhere Werte im Frühjahr (bis 7 mm/Monat) als der REF. Im Sommer sieht man jedoch in vielen Jahren, insbesondere den trockenen Jahren, einen deutlichen Rückgang der Evapotranspiration. Der stärkste Peak ist im ausgewählten Untersuchungsjahr 2003 (10 mm/Monat) zu sehen, was in einem späteren Abschnitt noch ausführlich besprochen wird (siehe Analyse des Sommers 2003).

Im 15-Jahresmittel sieht man keine Änderung in der räumlichen Verteilung (hier nicht gezeigt). Wenn man jedoch Monatsmittel über die 15 Jahre betrachtet (siehe Abb. 25), zeigen sich die stärksten Änderungen für die Monate April (Zunahme der Evapotranspiration um 34 mm/Monat) und August (Abnahme der Evapotranspiration um 23 mm/Monat). Die Veränderungen befinden sich überwiegend in den Gebieten, in denen durch die Implementation von Wald der LAI und der Vegetationsanteil größer geworden sind als im REF: Hier wird nun im Frühjahr mehr verdunstet. Im Sommer, wenn im Bodenspeicher nicht mehr genug Wasser vorhanden ist, wird im LUC weniger verdunstet als im REF.

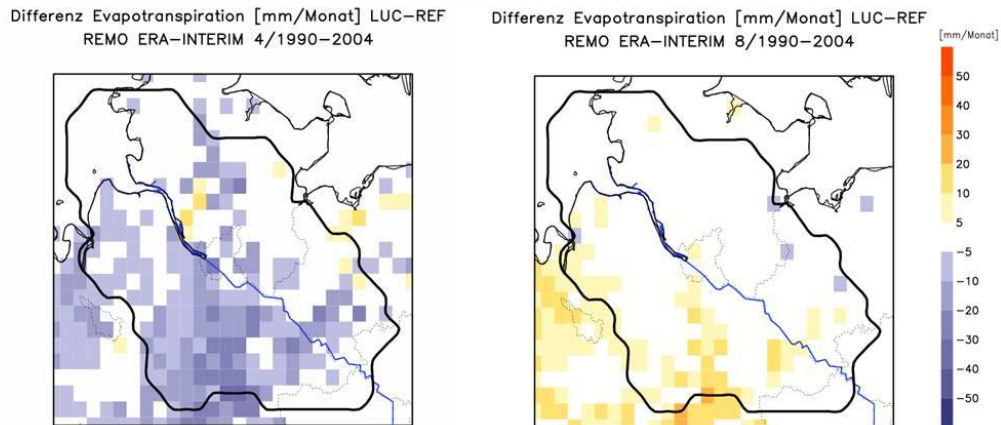


Abbildung 25 Differenz der Evapotranspiration [mm/Monat] im 15-Jahresmittel 1990-2004 von April (links) und August (rechts)

Die relative Bodenfeuchte zeigt wie die Evapotranspiration einen deutlichen Jahresgang (siehe Abb. 26): Im Winter wird das Bodenwasserreservoir durch Niederschlag gefüllt, es werden Werte um 95 % erreicht. Im Sommer wird das Reservoir durch die Evapotranspiration verbraucht (niedrigste relative Bodenfeuchte im Jahr 1992 mit 50 %).

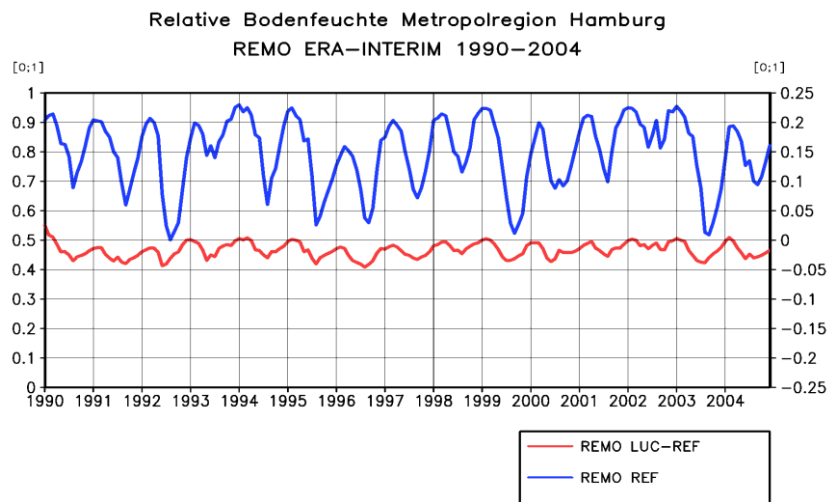


Abbildung 26 Zeitreihe der relativen Bodenfeuchte [0;1] von 1990-2004 in der MRH

Einige Jahre fallen durch besonders trockene Sommer auf (1992, 1995, 1996, 1999, 2003). Deutlich wird in dieser Abbildung auch der größere Verbrauch an Bodenwasser im LUC. Vor allem in trockeneren Sommern wird der Bodenspeicher stärker geleert als im REF (bis 5% im Sommer 1996). In diesen trockenen Jahren ist auch die Evapotranspiration für den LUC um ca. 10 mm/Monat geringer als im REF (siehe Abb.24).

Die Trends in der Evapotranspiration spiegeln sich in der 2 m-Temperatur wider (siehe Abb. 27). Für das Flächenmittel fallen die Änderungen der Temperatur allerdings gering aus.

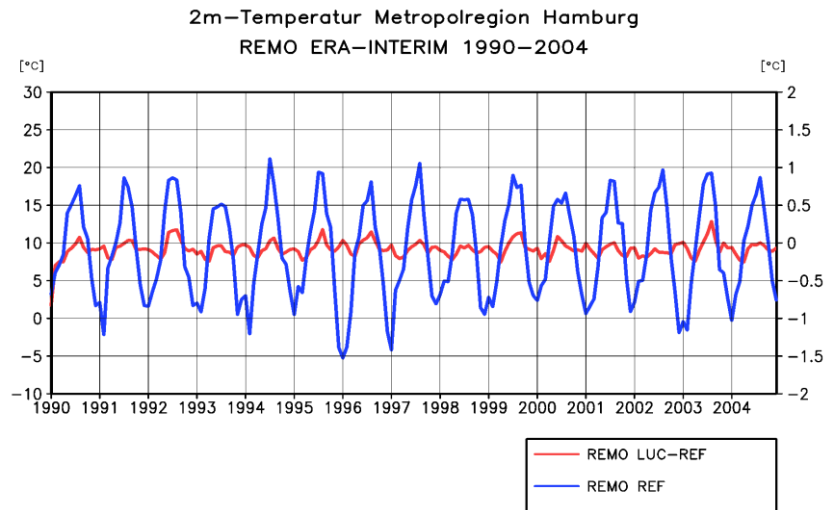


Abbildung 27 Zeitreihe der 2 m-Temperatur [°C] von 1990-2004 in der MRH

Im Frühjahr sieht man eine Abnahme der 2 m-Temperatur um ca. $-0,2$ °C. In trockenen Jahren ist im Sommer eine Zunahme der 2 m-Temperatur um ca. $0,1$ °C zu verzeichnen. Das Jahr 2003 ist wiederum gut als Ausnahmejahr zu identifizieren: Die Temperatur im Sommer 2003 ist um $0,26$ °C wärmer als im REF. Räumlich differenziert sind die Signale deutlicher zu sehen. Im 15-Jahresmittel für die Monate April und August sind räumliche Änderungen in der Verteilung entsprechend der Evapotranspiration zu erkennen (siehe Abb. 28): Im April gibt es in einigen Regionen eine Abkühlung bis zu $0,9$ K, im August eine leichte Erwärmung von maximal $0,4$ K in den schon benannten Gebieten.

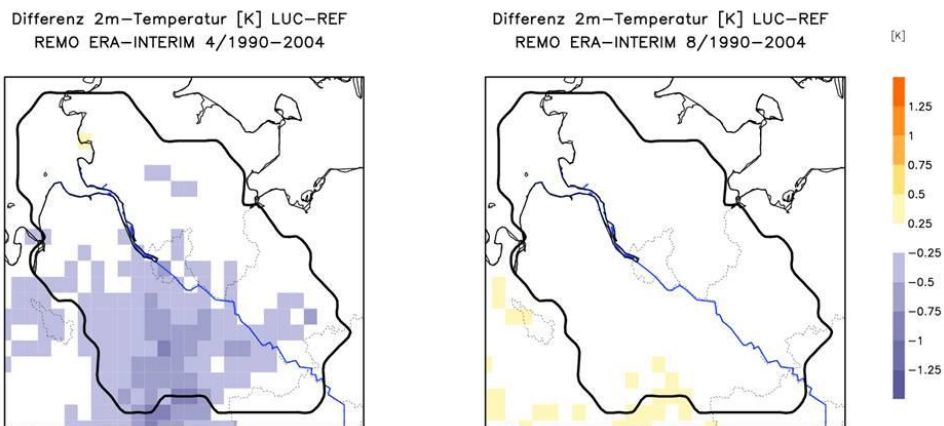


Abbildung 28 Differenz der 2 m-Temperatur [K] im 15-Jahresmittel 1990-2004 für die Monate April (links) und August (rechts)

Beim Niederschlag (siehe Abb. 29) ist ein Trend zu höheren Niederschlägen festzustellen (maximal um 6 mm), dieses Ergebnis ist jedoch nicht signifikant.

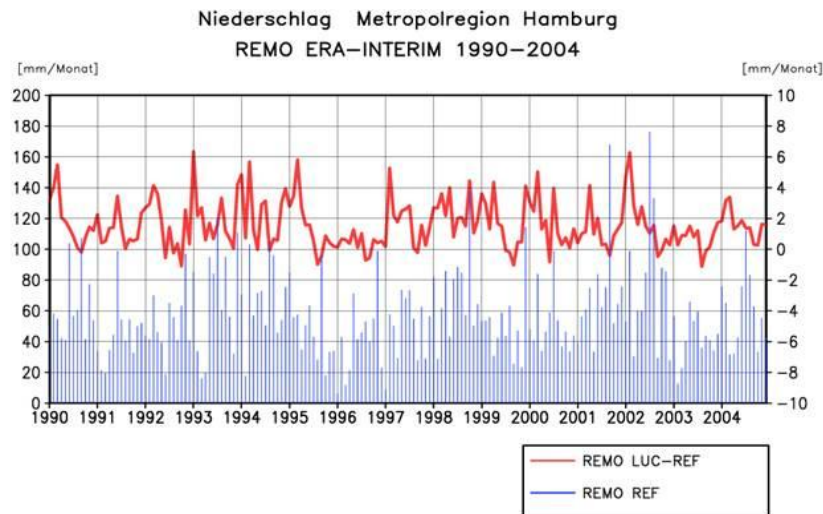


Abbildung 29 Zeitreihe des Niederschlags [mm/Monat] von 1990-2004 in der MRH

Deutlich wird jedoch die hohe Variabilität des Niederschlags. Räumlich sieht man allerdings keine eindeutige Veränderung.

Im 15-Jahresmittel der 10 m- Windgeschwindigkeit (siehe Abb. 30) sieht man eine deutliche Abnahme der Windgeschwindigkeit im Binnenland (um 1 m/s), die durch die höhere Rauigkeitslänge zu erklären ist. Eine realistischere Darstellung der Windgeschwindigkeit wird durch diese Abnahme im Binnenland repräsentiert (siehe Kap. 3.1).

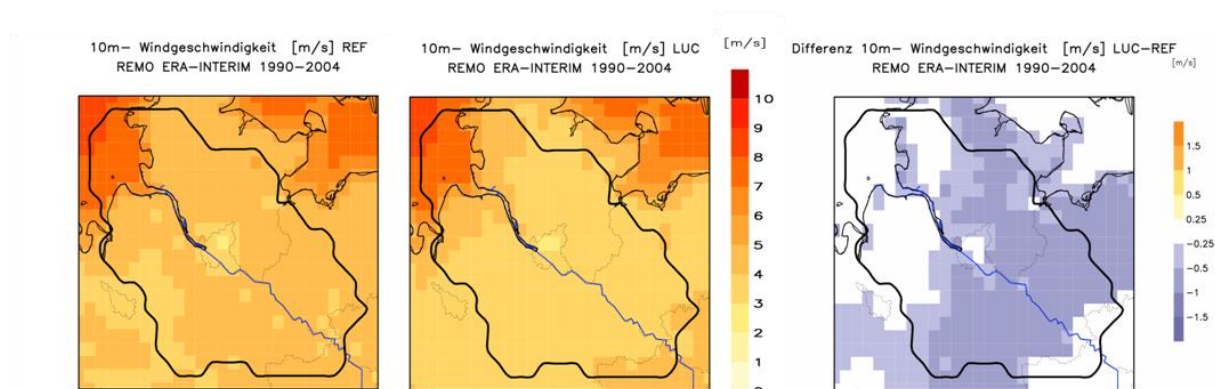


Abbildung 30 15-Jahresmittel der 10 m- Windgeschwindigkeit, links vom REF, in der Mitte vom LUC, rechts die Differenz LUC -REF

ANALYSE DES SOMMERS 2003

Im Fokus der Untersuchung steht das Jahr 2003, das in der 15-Jahreszeitreihe deutlich hervorsticht. In diesem Abschnitt wird die räumliche Verteilung der Veränderungen in verschiedenen Klimavariablen genauer besprochen und auf die damit zusammenhängenden Prozesse eingegangen.

Für die räumliche Verteilung werden jeweils Differenzenplots (LUC-REF) der Monatswerte von März bis Oktober gezeigt. Für ausgewählte Klimavariablen wird für REF und LUC der Jahresgang gemittelt über die MRH und gemittelt über vier Gitterboxen, in denen der Unterschied in der Waldbedeckung am größten ist, gezeigt. Es folgt ein weiterer Differenzenplot des Energiehaushalts an der Erdoberfläche für das Jahr 2003.

Evapotranspiration kann unterteilt werden in Evaporation über dem Speicherreservoir („Interzeption“), Evaporation über unbewachsenem Boden und Transpiration. Die Unterschiede in der Evapotranspiration im Jahr 2003 rühren hauptsächlich von Unterschieden in der Transpiration her.

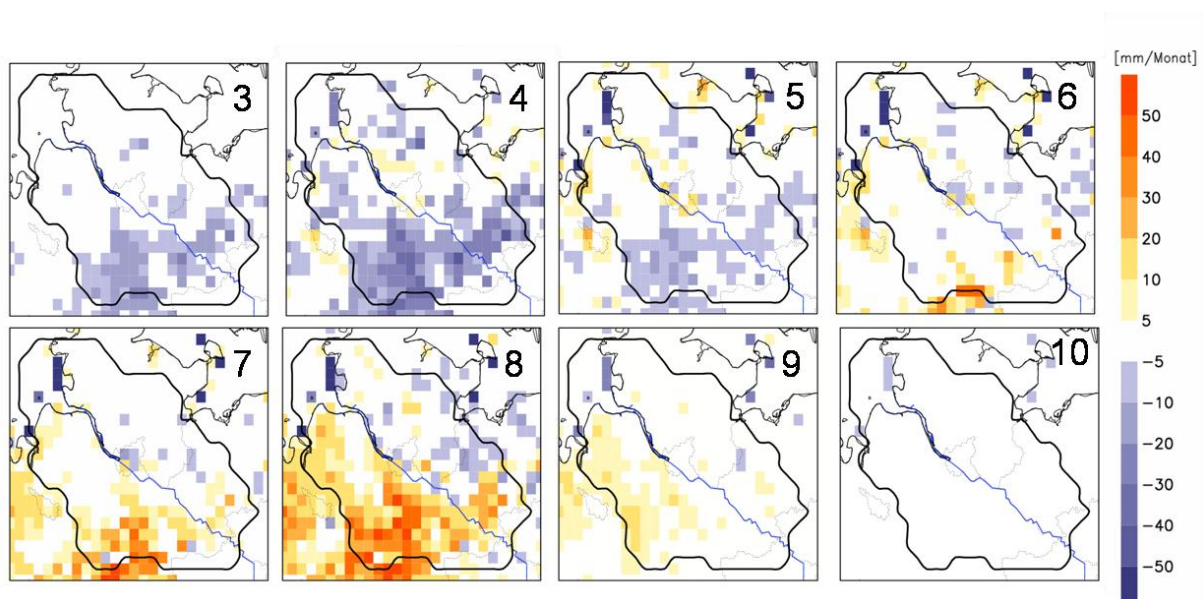


Abbildung 31 Differenz der Transpiration (LUC-REF) in der MRH für die Monate März-Oktober im Jahr 2003

Diese Veränderungen in der **Transpiration** (siehe Abb. 31) sind auf einen größeren Vegetationsanteil in den bewaldeten Flächen im Frühjahr (siehe Kap. 5.4.1, Abb. 22) und den deutlich höheren LAI zurückzuführen (siehe Kap. 5.4.1, Abb. 21). Die größten Unterschiede sind im April (in einigen Bereichen um 40 mm/Monat mehr Transpiration) und August (in einigen Bereichen um ca. 40 mm/Monat weniger Transpiration) auszumachen. Die Interzeption zeigt wenig Veränderungen, da zum einen wenig Niederschlag fiel und zum

anderen der Niederschlag im LUC im Vergleich zum REF keine größeren Unterschiede zeigt und dadurch der Interzeptionsspeicher im LUC nicht anders als im REF gefüllt wird. Durch die erhöhte Transpiration steigt die **relative Feuchte** (siehe Abb. 32) von Februar bis Mai an, mit größten Werten im April um 7 %.

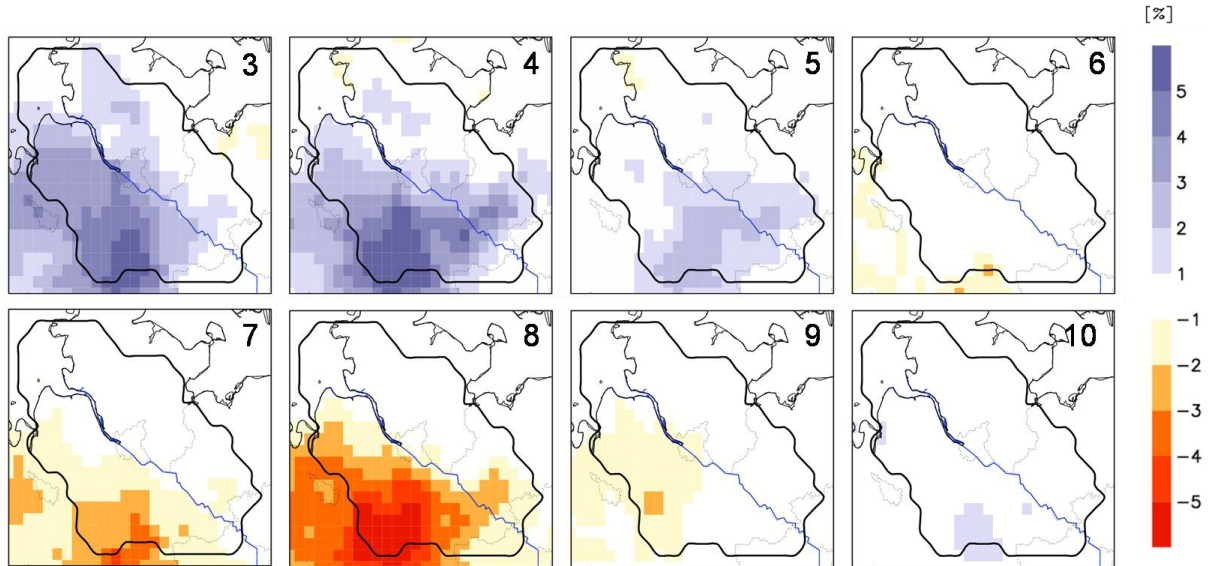


Abbildung 32 Differenz der relativen Feuchte (LUC-REF) in der MRH für die Monate März-Oktober im Jahr 2003

Eine Abnahme der relativen Feuchte fängt im Juni an und erfolgt bis September, mit größten Differenzen im August um 6 %. Im Oktober ist erneut eine geringfügig höhere relative Feuchte zu erkennen.

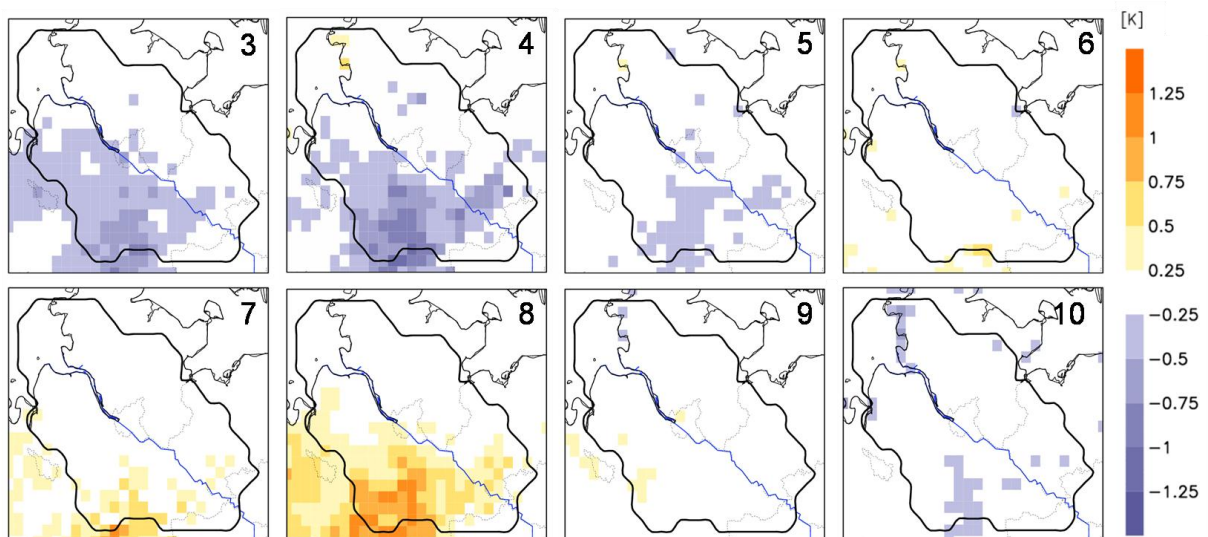


Abbildung 33 Differenz der 2 m-Temperatur (LUC-REF) in der MRH für die Monate März- Oktober im Jahr 2003

Die höhere relative Feuchte im Frühjahr lässt die **2 m-Temperatur** (siehe Abb. 33) besonders in den südöstlichen Gebieten der MRH ab Februar um 0,4 K sinken. Eine

großräumige Abnahme der Temperatur findet im März und im April statt, mit maximalen Werten um 1,1 K. Im Juni beginnt eine leichte Erwärmung im unteren Gebiet der MRH. Eine Erwärmung ist in den Monaten Juni bis September zu verzeichnen. Die Monate Juni und September haben aufgrund des Übergangs von Abkühlung zu Erwärmung die wenigsten Unterschiede zu verzeichnen. Im August ist mit 1,25 K die stärkste Zunahme der Temperatur zu erkennen. Im Oktober ist wiederum eine leichte Abkühlung zu sehen (-0,36 K).

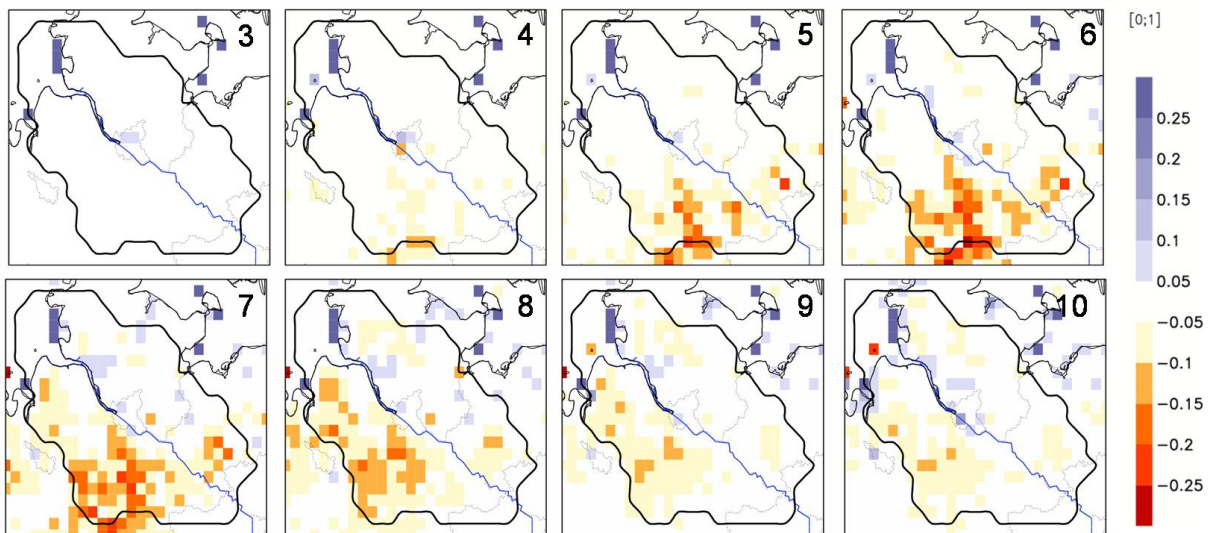


Abbildung 34 Differenz der relativen Bodenfeuchte (LUC-REF) in der MRH für die Monate März-Oktober im Jahr 2003

Die **relative Bodenfeuchte** (siehe Abb. 34) zeigt ab April Abnahmen in den Gitterboxen, in denen der LAI und der Vegetationsanteil deutlich erhöht sind. Die größten Abnahmen sind im Juni (27 %) zu erkennen.

Im Niederschlag und damit auch im Abflussregime sind keine großen Veränderungen mit einer räumlichen Verteilung zu erkennen (hier nicht gezeigt). Die großräumige Zirkulation in der MRH überwiegt über mögliche lokale Effekte.

Ein Überblick über den Jahresgang von Niederschlag, 2 m-Temperatur, relativer Bodenfeuchte und Evapotranspiration in der gesamten MRH und in vier ausgewählten Gitterboxen für den REF und den LUC machen die Zusammenhänge noch deutlicher.

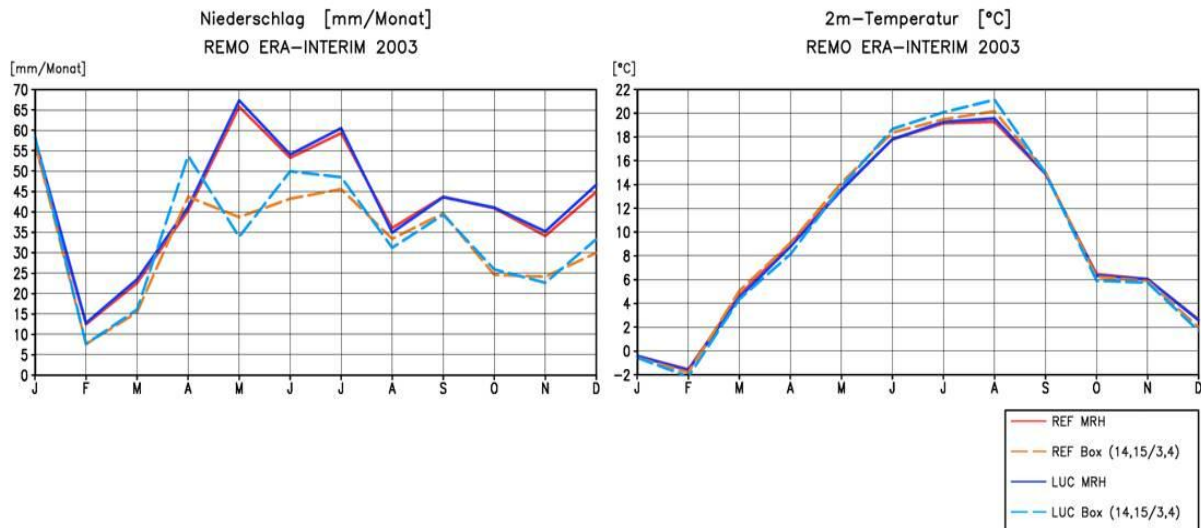


Abbildung 35 Jahresgang des Niederschlags (links) und der 2 m-Temperatur (rechts) für die MRH und vier ausgewählte Boxen des REFs und des LUCs im Jahr 2003

Der Niederschlag (siehe Abb. 35, links) in der gesamten MRH verändert sich nur ganz leicht: Im LUC ist in den Monaten Mai, Juli und Dezember ein geringfügig höherer Niederschlag zu erkennen (z.T. um 1 mm). In den Boxen für den LUC und den REF kann man im Vergleich zur MRH gut die stärkere Kontinentalität des Klimas und demzufolge einen geringeren Niederschlag sehen (bis 30 mm weniger Niederschlag im Mai in der Box vom LUC). Der Niederschlag in den Boxen unterscheidet sich im REF und im LUC, hat aber keine eindeutige Tendenz. In der 2 m-Temperatur (siehe Abb. 35, rechts) ist im Jahresgang keine Veränderung für die MRH im REF und im LUC zu erkennen. In einem Vergleich der beiden Boxen sieht man im Frühjahr die Abkühlungstendenz im LUC (<0,5 °C), ab Juli deutlicher die Erwärmungstendenz (im August mit größtem Unterschied um 1 °C).

Die relative Bodenfeuchte (siehe Abb. 36, links) sinkt für den LUC und den REF in der MRH ab Mai stark ab. Deutlich sieht man den stärkeren Verbrauch an Bodenwasser im LUC. Für die beiden Boxen wird diese Tendenz noch deutlicher. Für den LUC sinkt die Bodenfeuchte schon ab März schnell ab. Im August ist der Tiefpunkt erreicht (36 %, nur wenig über dem permanenten Welkepunkt) und die Bodenfeuchte steigt langsam an. Im REF sinkt die Bodenfeuchte mit gleicher Steigung erst ab Mai ab. Der Tiefpunkt wird ebenfalls im August erreicht (42 %), allerdings nicht auf gleichem Niveau wie im LUC. Der Anstieg ab August ist geringer als im LUC.

Die Evapotranspiration (siehe Abb. 36, rechts) für die gesamte MRH zeigt höhere Werte im LUC ab Februar. Im Juni sind die Werte gleich. Von Juli bis Oktober zeigt der REF höhere Verdunstungswerte. Ab Oktober ist die Evapotranspiration im LUC wieder leicht erhöht. Für

die beiden Boxen sind diese Unterschiede deutlicher ausgeprägt. Schon im Januar, bei äußerst geringer Evapotranspiration, zeigt der LUC höhere Werte. Im April ist die Differenz am größten mit einem Unterschied von 38 mm. Im April unterschreitet die Bodenfeuchte den kritischen Schwellenwert von 75 % der relativen Bodenfeuchte, gut zu erkennen ist der geringere Anstieg der Evapotranspiration im LUC ab April. Von Mai bis Juni sind die Höchstwerte der Evapotranspiration für den LUC mit 110 mm erreicht. Ab Juli verdunstet sehr viel weniger als im REF mit 22 mm als niedrigstem Wert im August. Hier erreicht auch die relative Bodenfeuchte ihren Tiefpunkt. Ab September nimmt die Verdunstung wieder zu (33 mm). Die Bodenfeuchte erhöht sich im LUC stärker als im REF und verdunstet daraufhin auch mehr. Die Evapotranspiration bleibt bis zum Ende des Jahres im LUC größer als im REF. Der REF erreicht seine maximalen Werte im Juni und nimmt dann stetig bis Dezember ab.

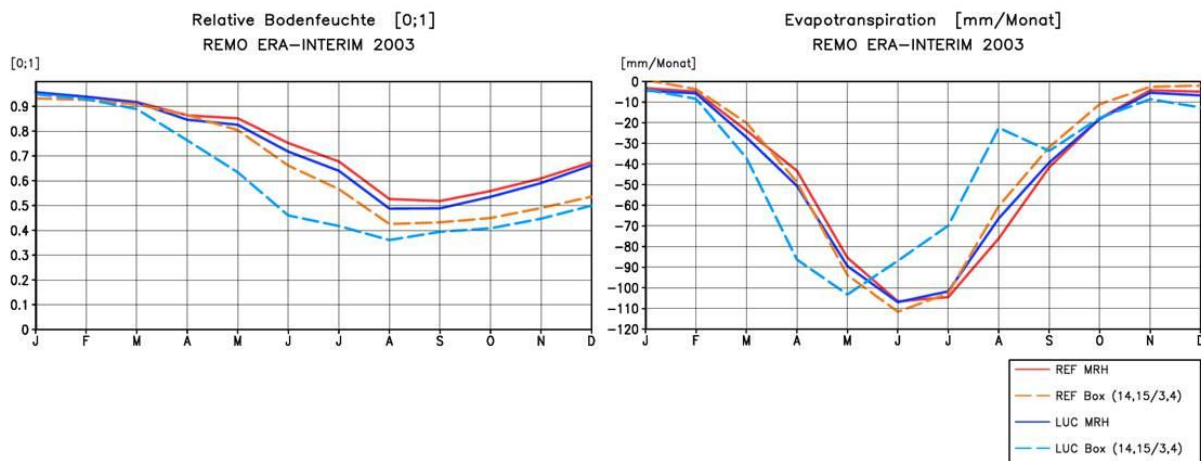


Abbildung 36 Jahresgang der relativen Bodenfeuchte (links) und der Evapotranspiration (rechts) für die MRH und vier ausgewählte Boxen des REFs und des LUC im Jahr 2003

Die Differenzen im Energiehaushalt (siehe Abb. 37) werden durch die beiden Phasen (Intensivierung des atmosphärischen Wasserkreislaufs mit größter Ausprägung im April und Reduzierung des atmosphärischen Wasserkreislaufs mit größter Ausprägung im August) deutlich.

Die Intensivierung wird im LUC durch einen höheren latenten Wärmefluss bei gleichzeitiger Verringerung des fühlbaren Wärmeflusses angezeigt. Die Reduzierung des atmosphärischen Wasserkreislaufs entsteht im LUC durch die Erhöhung des fühlbaren Wärmeflusses bei gleichzeitiger Reduktion des latenten Wärmeflusses.

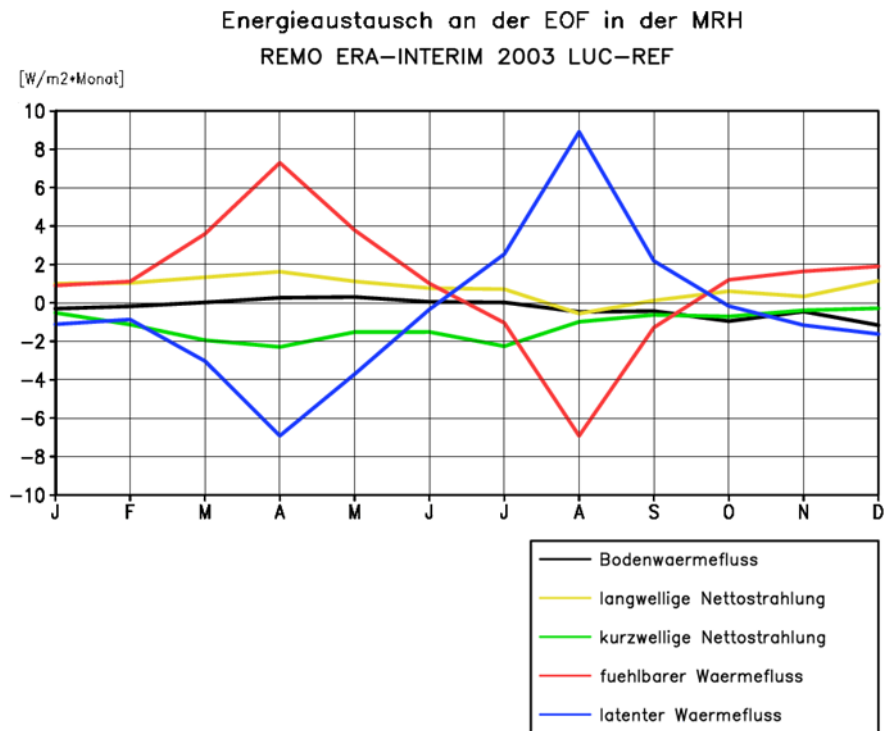


Abbildung 37 Differenz des Energieaustauschs an der Erdoberfläche gemittelt über die MRH im Jahr 2003

ANALYSE DES SOMMERS 2002

Im Gegensatz zum Jahr 2003 war das Jahr 2002 relativ feucht. Bei der Betrachtung der räumlichen Verteilung der Unterschiede zwischen LUC und REF fallen folgende Besonderheiten auf:

Wie in Abbildung 38 zu sehen, weist der LUC im Gegensatz zum REF in allen Monaten in den schon benannten Gebieten eine höhere Evapotranspiration auf (max. um 30 mm/Monat). In den Sommermonaten sind die Unterschiede zum REF allerdings geringer als im Frühjahr und Winter. Durch die erhöhte Evapotranspiration kühlt auch die 2 m-Temperatur in allen Monaten ab (siehe Abb. 39), wiederum mit größten Unterschieden im April (0,8 K). Die relative Bodenfeuchte verringert sich im Jahresverlauf, allerdings wesentlich weniger als im Sommer 2003 (siehe Abb. 40), max. um -24 %.

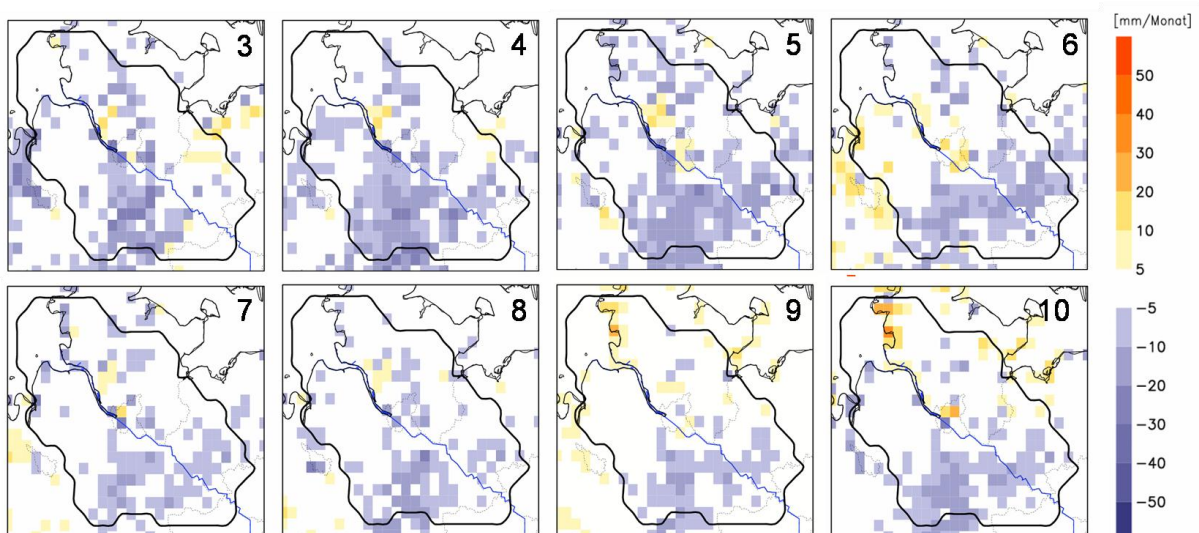


Abbildung 38 Differenz der Evapotranspiration (LUC-REF) in der MRH für die Monate März-Oktober im Jahr 2002

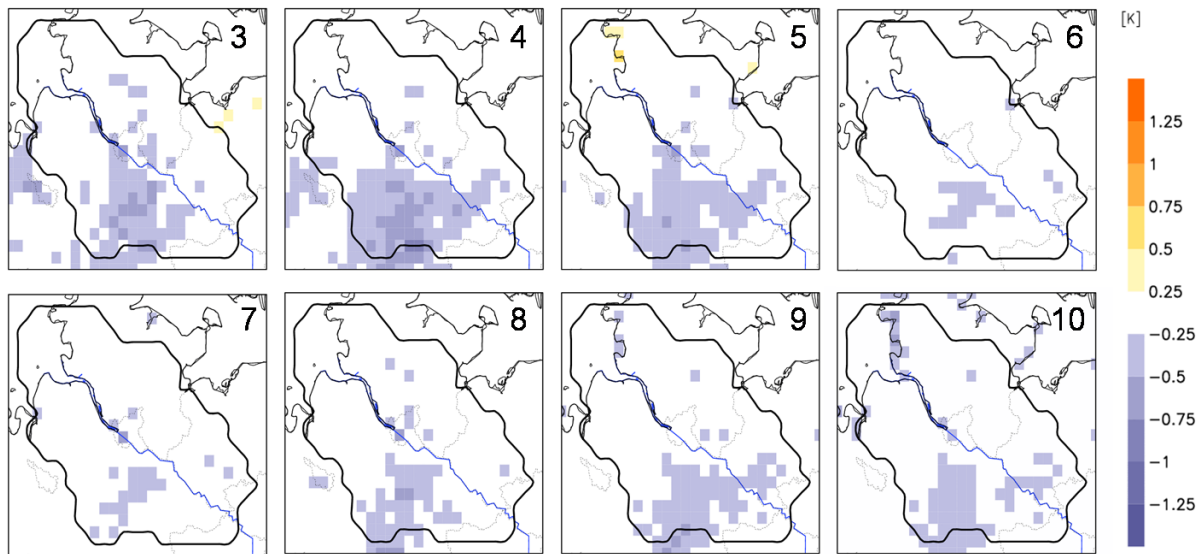


Abbildung 39 Differenz der 2 m-Temperatur (LUC-REF) in der MRH für die Monate März-Oktober im Jahr 2002

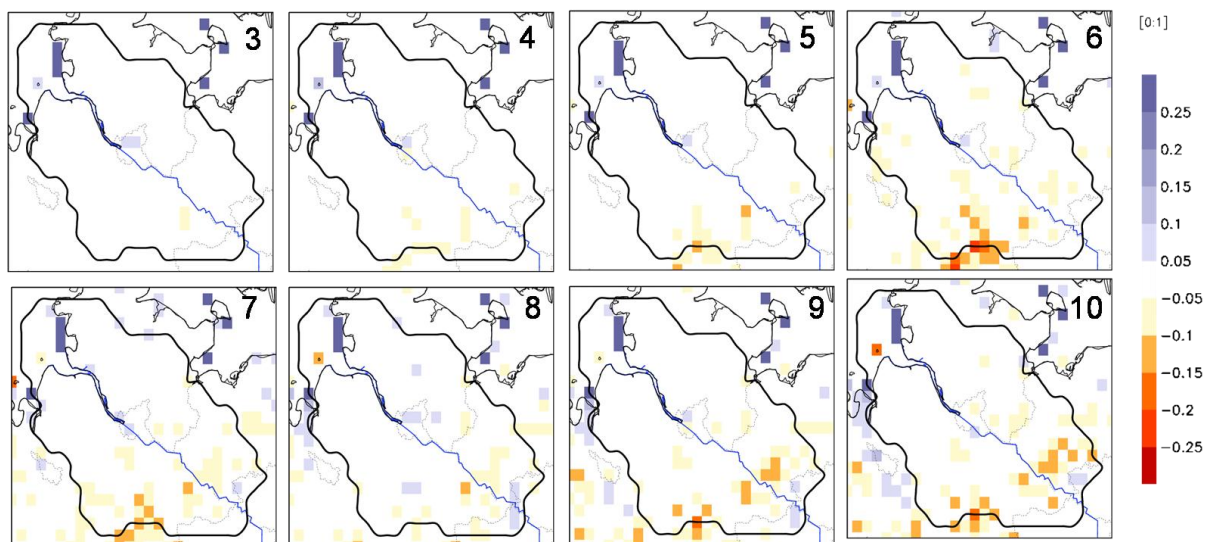


Abbildung 40 Differenz der relativen Bodenfeuchte (LUC-REF) in der MRH für die Monate März-Oktober im Jahr 2002

Zur Verdeutlichung wird erneut der Jahresgang von Niederschlag, 2 m-Temperatur, relativer Bodenfeuchte und Evapotranspiration in der gesamten MRH und in den vier ausgewählten Gitterboxen für den REF und den LUC abgebildet.

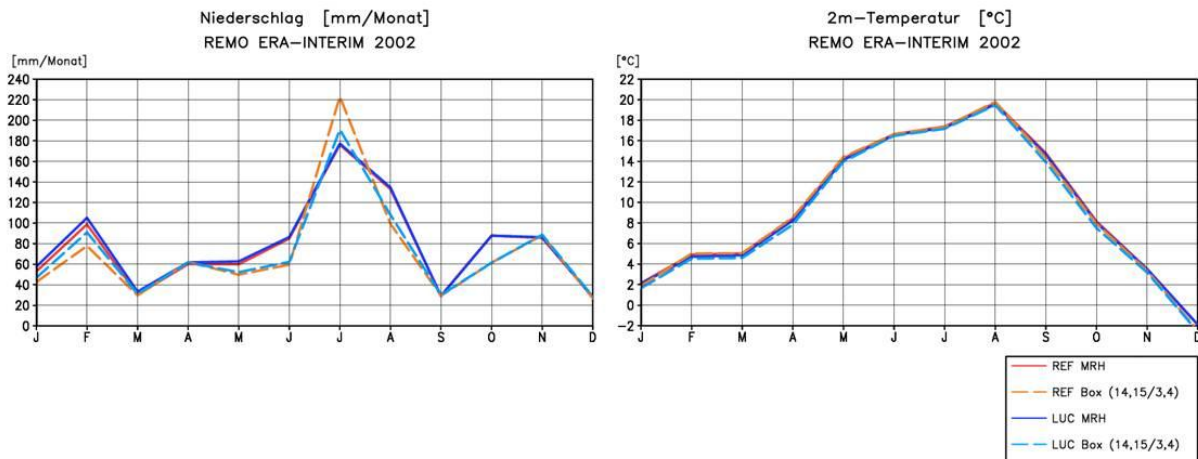


Abbildung 41 Jahresgang der relativen Bodenfeuchte (links) und der Evapotranspiration (rechts) für die MRH und vier ausgewählte Boxen des REFs und des LUCs im Jahr 2002

Im Niederschlag (siehe Abb. 41, links) sieht man für die MRH nur im Januar und Februar geringe Unterschiede zwischen LUC und REF. In den Boxen sind Unterschiede im Februar und im Juli zu sehen: Im Februar ist im LUC mehr Niederschlag als im REF zu erkennen (um 13 mm), im Juli mehr im REF als im LUC (um 32 mm). Der Temperaturverlauf (siehe Abb. 41 rechts) zeigt keine Unterschiede für die MRH. Für die Boxen sind geringe Unterschiede außerdem im Sommer zu erkennen: Im LUC ist die Temperatur niedriger (max. 0,5 K).

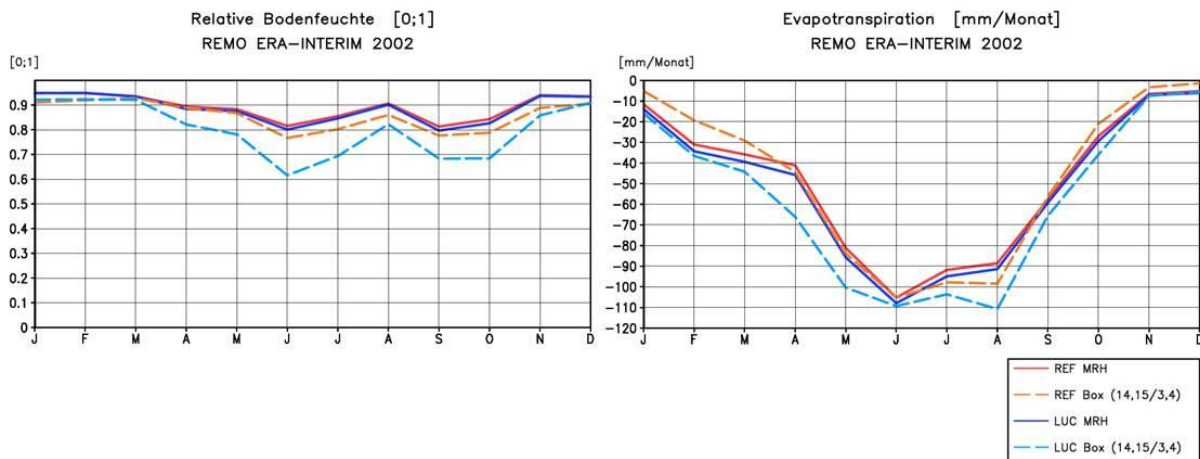


Abbildung 42 Jahresgang der relativen Bodenfeuchte (links) und der Evapotranspiration (rechts) für die MRH und vier ausgewählte Boxen des REFs und des LUCs im Jahr 2002

Die relative Bodenfeuchte (siehe Abb. 44, links) zeigt für die MRH keine großen Unterschiede: Im LUC wird geringfügig mehr Bodenwasser verbraucht als im REF. Der kritische Schwellenwert von 75 % wird außer im Juni nicht unterschritten. In den Boxen sieht man im ganzen Jahr einen höheren Verbrauch an Bodenwasser. Im Mai wird im LUC der kritische Schwellenwert unterschritten, allerdings nicht gravierend (60 %) und nicht lange andauernd. Die Evapotranspiration (siehe Abb. 44, rechts) zeigt sowohl für die MRH

als auch für die Boxen eine höhere Verdunstung im LUC, dies passt zum höheren Verbrauch an Bodenwasser. In den Boxen zeigt sich eine wesentlich größere Differenz in der Evapotranspiration (maximal: 22 mm/Monat im April) als in der MRH.

5.4.3 ZWISCHENFAZIT

Der Boden ist ein wichtiger saisonaler Wasserspeicher im hydrologischen Zyklus. In den mittleren Breiten speichert der Boden Niederschlag im Winter. Im Sommer wird diese Feuchte durch Evapotranspiration an die Atmosphäre weitergegeben (vgl. HECK et al., 2001). Dieser Prozess wird durch Vegetation beschleunigt, da diese durch die Transpiration und Interzeption das Wasser schneller an die Atmosphäre geben kann als der mineralische Boden.

Eine Änderung in der Vegetation verändert demzufolge den Wasser- und Energiehaushalt auf vielfältige Weise (siehe Kap. 2). In der Aktualisierung der Landoberfläche in der MRH ist besonders der im LUC erhöhte Waldanteil von Bedeutung, der den LAI, den Vegetationsanteil im Frühjahr und die Rauigkeitslänge deutlich erhöht.

Im 15-Jahresmittel und in den 15-Jahreszeitreihen sind deutliche Veränderungen für den LUC auszumachen. Zwei Jahre wurden aufgrund ihrer Gegensätzlichkeit ausgewählt und weitergehend analysiert: das trockene Jahr 2003 und das feuchte Jahr 2002. Für das Jahr 2003 können zwei Phasen unterschieden werden:

In der ersten Phase von Februar bis Juni wird der atmosphärische Wasserkreislauf durch einen höheren LAI und einen größeren Vegetationsanteil in den neuen Waldgebieten intensiviert. Eine höhere Transpiration führt zu einer höheren relativen Feuchte und damit zu einer Abkühlung in der 2 m-Temperatur.

Die zweite Phase beginnt im Juni: Die Bodenfeuchte erreicht einen kritisch niedrigen Wert aufgrund der erhöhten Evapotranspiration im Frühjahr. Die Intensität des atmosphärischen Wasserkreislaufs wird daraufhin in den Monaten Juli bis September reduziert. Eine Erwärmung in der 2 m-Temperatur ist zu sehen.

Dieses Phänomen haben HECK et al. (2001) für die mediterrane Region beschrieben. HECK et al. (2001) haben mit Hilfe eines Klimamodells eine potentielle Vegetation (zumeist Wald) mit heutigen Bedingungen verglichen: Von April bis Mitte Juli steigt die Evapotranspiration an und damit ergeben sich kühlere und feuchtere Verhältnisse. Ab Mitte Juli wird die Transpiration eingeschränkt durch das Erreichen des kritischen Schwellenwertes der

Bodenfeuchte, demzufolge kommt es zu wärmeren und trockeneren Verhältnissen. In besonders heißen und trockenen Jahren kann auch im Norden Deutschlands durch eine limitierte Bodenfeuchte dieses Zwei-Phasen-Regime bei einer Bewaldung auftreten.

Im Jahr 2002 ist genügend Bodenwasser vorhanden, so dass der atmosphärische Wasserkreislauf das gesamte Jahr über intensiviert wird.

5.4.4 DISKUSSION

Eine gut an die Realität angepasste Darstellung der Landoberfläche ist wichtig, um die damit zusammenhängenden Prozesse darzustellen. Die Implementation der Landnutzungsaktualisierung in REMO, wie sie hier für die MRH durchgeführt wurde, kann noch weiter verbessert werden: Die Untersuchungen fanden in einem sehr kleinen Gebiet statt, demzufolge hat der Antrieb der Re-Analysedaten einen großen Einfluss und REMO kann wenig Eigendynamik entwickeln. Allerdings konnte deutlich gezeigt werden, dass die Effekte sehr lokal sind, deshalb ist das kleine Untersuchungsgebiet für diese Studie völlig ausreichend. Im Rahmen dieser Diplomarbeit wurden nicht alle Bundesländer mit den Basis-DLM Daten geändert, sondern nur die Bundesländer, die für die MRH notwendig waren. Eine geänderte Landnutzung könnte jedoch weitreichendere als nur lokale Effekte haben. Spannend wäre eine Analyse, welche regionalen klimatischen Effekte eine Landaktualisierung hervorrufen würde. Dafür müsste die Landoberfläche mit Hilfe von Basis-DLM Daten für ein größeres Untersuchungsgebiet angepasst werden.

Die Ökosystemtypen nach OLSON (1994 a, b), die den Basis-DLM-Objektarten zugeordnet wurden, sind von OLSON deskriptiv beschrieben. Diese Zuordnung wurde mit Hilfe von Experten durchgeführt, da eine andere Möglichkeit die Basis-DLM-Objektarten zuzuordnen, nicht möglich ist.

Die Vegetation im REMO hat keine Höhe. Sie ist ausschließlich durch Parameter charakterisiert. Die 2 m-Temperatur ist dementsprechend eine Temperatur, die zwei Meter über dem parametrisierten Wald liegt. Eine Aussage über Klimavariablen im Wald kann durch die Auswertung von REMO nicht getroffen werden.

Für die Berechnung der Hintergrundalbedo wurde der sogenannte Delta-Change-Approach verwendet. Diese Methode ist für die entsprechende Berechnung der Hintergrundalbedo sinnvoll. Eine geeignete Berechnungsmethode für die Hintergrundalbedo bei

implementierten Landnutzungsänderungen ist für eine Verarbeitung als ortsabhängige Karte (Bodenalbedo) derzeit nicht möglich.

Die interne Modellvariabilität spielt in diesem Experimentaufbau eine Rolle. Verschiedene Anfangsdaten können zu unterschiedlichen Verläufen in allen Klimavariablen führen (z.B. der Temperatur) (Vortrag K. SIECK). Zum Vergleich des REFs mit dem LUC mussten aus technischen Gründen zwei Anfangsdaten gewählt werden. Allerdings zeigen die räumlichen Veränderungen in den bestimmten Klimavariablen wie der Transpiration und damit der 2 m-Temperatur einen deutlichen Zusammenhang mit den geänderten Landnutzungstypen. Besonders deutlich wird dieses bei der Analyse der ausgewählten Jahre 2002 und 2003, die in derselben räumlichen Verteilung unterschiedliche Signale zeigen, was auf die neue Landoberfläche zurückgeführt werden kann. Die interne Modellvariabilität kann demzufolge als Grund für die Änderungen durch die Landnutzungsaktualisierung vernachlässigt werden.

5.4.5 BEWÄSSERUNG IN DER LANDNUTZUNGSAKTUALISIERUNG

Für dieses Experiment wurde die Bewässerung durch erhöhte Bodenfeuchte (Methode siehe Kap. 5.3.1) in den Lauf mit aktualisierter Landnutzung eingebaut und für den Zeitraum vom 01.04. bis 01.10.2003 getestet. Bei einer Implementation der Bewässerung in den Lauf mit aktualisierter Landoberfläche in REMO sieht man eine deutlich erhöhte Evapotranspiration in den Bewässerungsgebieten (siehe Abb. 43, 44), im Juni bis 21 mm/Monat. Das nichtbewässerte Gebiet zeigt hingegen dasselbe Muster des Differenzenplots der Evapotranspiration von LUC-REF 2003 (siehe Abb. 45): in den nicht-bewässerten Gebieten südwestlich der MRH nimmt die Evapotranspiration im Vergleich zum Referenzbewässerungslauf ab, am stärksten im August mit Werten um bis zu 45 mm/Monat. Die erhöhte Evapotranspiration führt wiederum zu einer Reduktion der 2 m-Temperatur (für den LUC bis -0,5 K). Die Abnahme der 2 m-Temperatur findet nur im Bewässerungsgebiet statt (siehe Abb. 46, 47). In den anderen Gebieten der MRH sieht man eine Zunahme der Temperatur (vergleiche Analyse des Sommers 2003, Kapitel 5.4.2, Abb. 33).

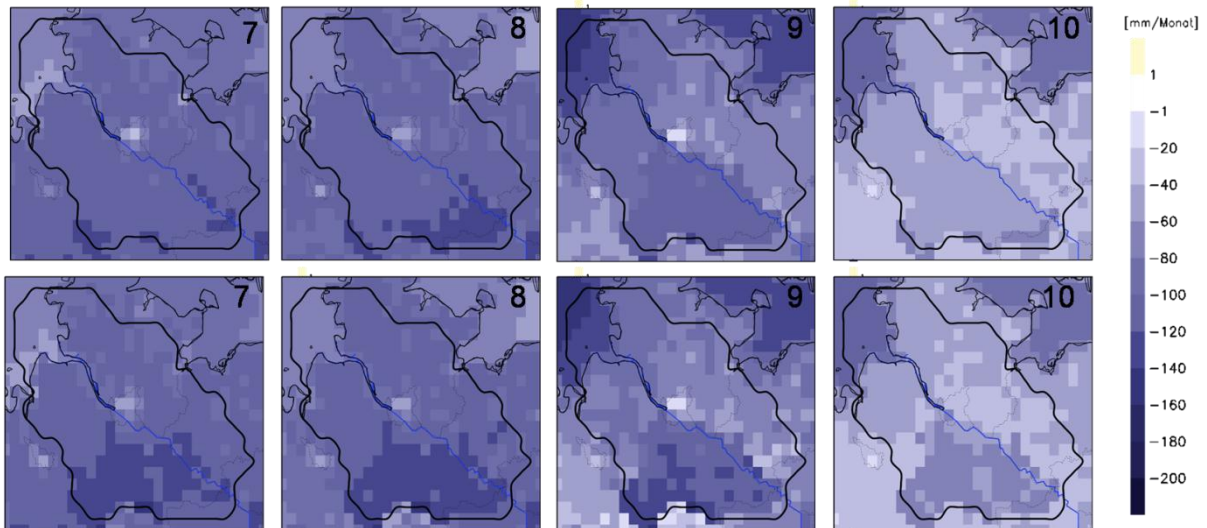


Abbildung 43 Evapotranspiration [mm/Monat] in der MRH für die Monate Juni-September im Jahr 2003, oben REFbewmax, unten LUCbewmax

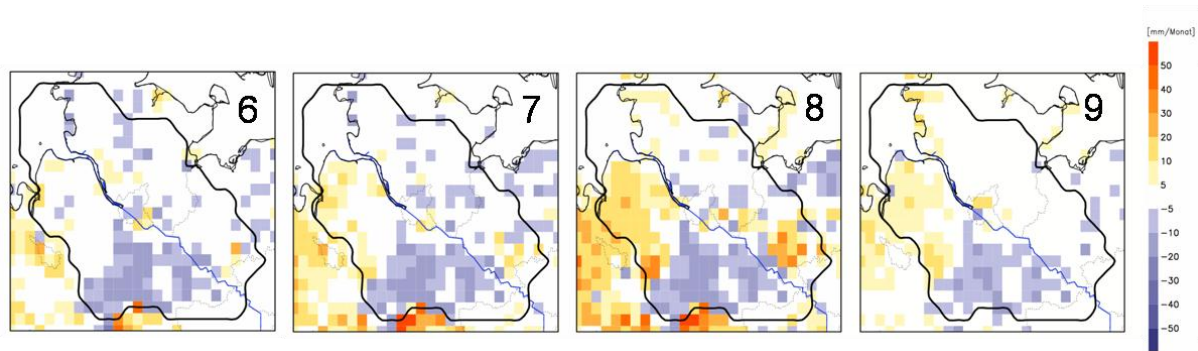


Abbildung 44 Differenz der Evapotranspiration [mm/Monat] (LUCbewmax-REFbewmax) in der MRH für die Monate Juni-September im Jahr 2003

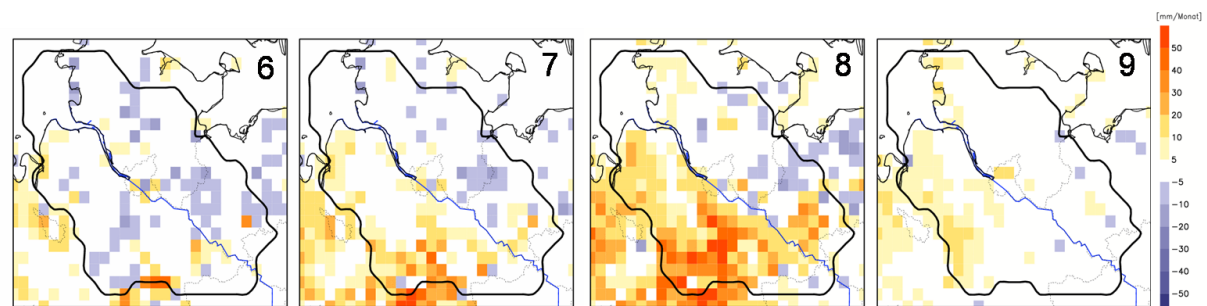


Abbildung 45 Differenz der Evapotranspiration [mm/Monat] (LUC-REF) in der MRH für die Monate Juni-September im Jahr 2003

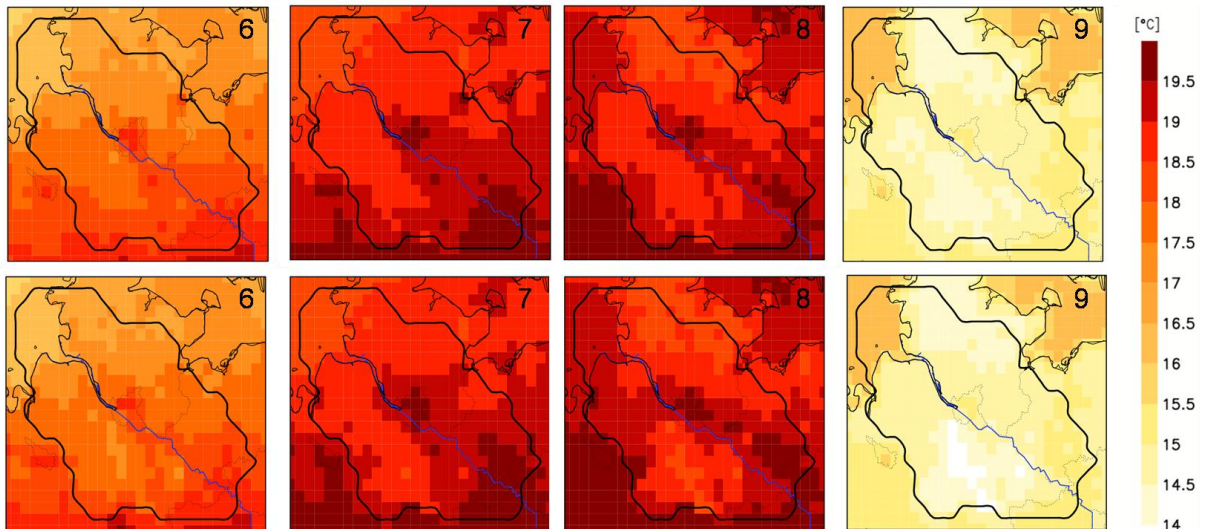


Abbildung 46 2 m-Temperatur [°C] in der MRH für die Monate Juni-September im Jahr 2003, oben REFbewmax, unten LUCbewmax

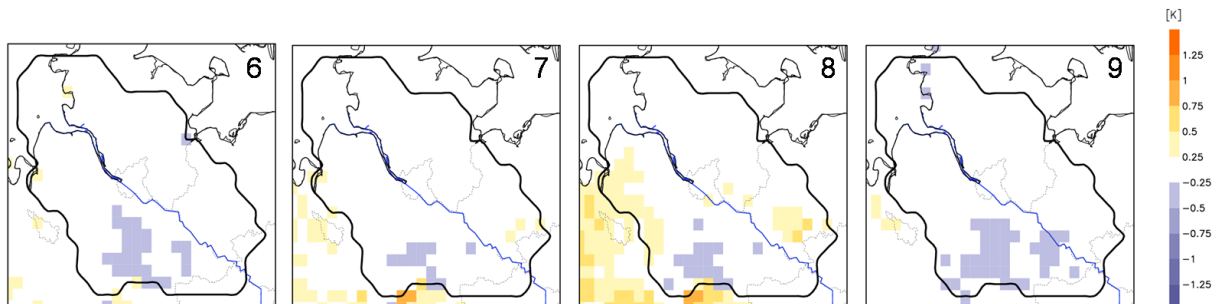


Abbildung 47 Differenz der 2 m-Temperatur [K] (LUCbewmax-REFbewmax) in der MRH für die Monate Juni-September im Jahr 2003

Da sich die räumliche Verteilung der Evapotranspiration sowie die der 2 m-Temperatur im nicht-bewässerten Gebiet nicht weiter verändert, können die Effekte im Bewässerungsgebiet auf die Landaktualisierung zurückgeführt werden. Mit dem höheren LAI im LUC (besonders im bewässerten Gebiet) und der im Bewässerungsgebiet nicht limitierten Bodenfeuchte kann im LUC im Bewässerungsgebiet mehr verdunstet werden als im Referenz-Bewässerungslauf. Für die Bewässerungsstudie ist keine aktualisierte Landnutzung nötig. Diese Beobachtung macht nochmals deutlich, dass ein Mosaikansatz für die Bodenfeuchte notwendig wäre, um eine gute Modellierung von Bewässerung zu erreichen (besprochen in Kapitel 5.3.5). Eine weitergehende Schlussfolgerung für die Bewässerung lässt dieser Vergleich nicht zu.

6. ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Um die Sensitivität von REMO hinsichtlich der Bewässerung und der geänderten Landnutzung in der Metropolregion Hamburg zu testen, wurden Modellstudien mit dem regionalen Klimamodell REMO durchgeführt und analysiert.

Die aktualisierte Landnutzung basiert auf Basis-DLM Daten, die Ökosystemtypen zugeordnet wurden und deren Landoberflächenparameter ins REMO implementiert wurden. Die geänderten Landoberflächenparameter und ihre Effekte auf die Klimaparameter wurden untersucht.

Die Bewässerung wurde zum einen durch das Erhöhen der Bodenfeuchte auf einen modellinternen kritischen Schwellenwert simuliert, zum anderen wurde eine an reale Daten angelehnte Wassermenge zum Niederschlag addiert. Beide Methoden repräsentieren keine reale Bewässerung, sie stellen aber die vom heutigen Stand aus bestmögliche Bewässerung in REMO mit der Gitterweite von $10 \times 10 \text{ km}^2$ dar. Durch die erhöhte Bodenfeuchte ist ein Maximalszenario an Bewässerung entstanden, das die gesamte Gitterbox betrifft. Die Addition zum Niederschlag zeigt dagegen keine Effekte, da die Wassermenge auf die gesamte Gitterbox übertragen zu gering ist. Im weiteren Verlauf wird nur auf die Bewässerung durch eine erhöhte Bodenfeuchte eingegangen.

Die Analyse zeigt die wichtigsten Auswirkungen der Landnutzungsänderung und der Bewässerung auf die Klimaparameter und gibt einen Einblick in die stattfindenden Prozesse.

Bewässerung hat auch in Norddeutschland einen Einfluss auf die Klimavariablen: Sie führt zu einer höheren Transpiration und in Folge dessen zu Verschiebung der Bowenratio zugunsten des latenten Wärmeflusses. Dadurch kühlt die 2 m-Temperatur ab. Der Wasserkreislauf wird intensiviert. Eine Analyse der Bewässerungsboxen zeigt, dass der Einfluss auf die Maximumtemperaturen größer ist als auf die Minimumtemperaturen. Allerdings fällt der Abkühlungseffekt aufgrund der zu hohen Bewässerung für die Gesamtfläche zu groß aus. Mit einem höher aufgelösten Modell werden die Effekte auf kleinerer Fläche jedoch in diese Richtung gehen.

Die **Landoberfläche** wurde im LUC weitreichend geändert. Dies hat Auswirkungen auf die den Austausch von Energie, Wasser und Impuls zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre betreffenden Klimavariablen. Insbesondere der höhere LAI und der höhere Vegetationsanteil im Frühjahr sind hierbei hervorzuheben. Die Effekte sind im Wasserkreislauf und in der Strahlungsbilanz sichtbar.

Die 15-Jahresmittel und die Zeitreihen zeigen folgende Tendenzen für den LUC im Vergleich zum REF:

- geringfügig weniger kurzweilige Nettostrahlung im gesamten Jahresverlauf
- geringfügig weniger langweilige Nettostrahlung im gesamten Jahresverlauf
- höherer Verbrauch an Bodenfeuchte im gesamten Jahr, besonders im Sommer
- erhöhte Evapotranspiration von Februar bis Juni hauptsächlich in den Bewaldungsgebieten, wo der LAI deutlich heraufgesetzt wurde
- niedrigere Evapotranspiration von Juni bis September
- Zunahme des latenten Wärmeflusses, im Jahresverlauf bis auf die Monate Juli, August, September, dort gegensätzliche Tendenz
- Abnahme des fühlbaren Wärmeflusses im Jahresverlauf bis auf die Monate Juli, August, September, dort gegensätzliche Tendenz
- niedrigere 2 m-Temperaturen in allen Jahreszeiten außer im Sommer, dort z.T. in trockenen Jahren höhere 2 m-Temperaturen
- Abnahme der Windgeschwindigkeit im Binnenland

Für die beiden Jahre 2002 und 2003 wurde die räumliche Verteilung der klimatisch gegensätzlichen Jahre geprüft. Besonders deutlich tritt im Jahre 2003 das Zwei-Phasen-Regime auf, mit den gegensätzlichen Auswirkungen auf Transpiration und 2 m-Temperatur im April und August. Begründen kann man dieses Zwei-Phasen-Regime durch eine erhöhte Transpiration im Frühjahr aufgrund eines höheren Vegetationsanteils und LAIs (besonders in den Waldgebieten). Dies führt zu einer Abkühlung der 2 m-Temperatur. Durch den schnelleren Verbrauch des Bodenwassers kommt es im August zu einer Reduktion der Transpiration und in Folge dessen zu einer Erhöhung der 2 m-Temperatur. In feuchten Jahren, wie im Jahr 2002, ist das Bodenwasser nicht limitiert und es dominiert durchgehend der Abkühlungseffekt. Die Effekte aufgrund der geänderten Landnutzung können als signifikant angesehen werden, da die räumlich abhängigen Veränderungen deutlich mit dem höheren LAI in den Waldgebieten zusammenhängen.

Das jetzige Vorhandensein der Waldtypen im LUC verfälscht in diesem Fall die Auswirkungen der Bewässerung. Eine aktualisierte Landnutzung wird für das Bewässerungsexperiment nicht benötigt.

Diese Sensitivitätsstudie der Landnutzungsänderung zeigt, dass die Folgen eines höheren Waldanteils nicht nur abkühlende Wirkung haben muss. In HECK et al (2001) wurde die Wirkung von Aufforstung in der mediterranen Region besprochen. Dort herrscht ein Zwei-

Phasen-Regime: Im Frühjahr kommt es zu einer Abkühlung in der 2 m-Temperatur durch die Aufforstung aufgrund höherer Transpirationsleistung. Im Sommer hingegen herrscht eine Erwärmung in der 2 m-Temperatur aufgrund limitierter Bodenfeuchte und dem vorherigen höheren Verbrauch an Bodenwasser. Die Ergebnisse dieser Diplomarbeit haben gezeigt, dass auch in Norddeutschland dieses Zwei-Phasen-Regime in trockenen, heißen Sommern herrschen kann. Wenn Aufforstung als Maßnahme, um dem Klimawandel entgegenzuwirken in Betracht gezogen wird, muss im Einzelnen genau betrachtet werden, in welcher Region diese Maßnahme stattfindet und wie die spezifischen klimatischen Verhältnisse auch einzelner Jahre sind. Allerdings muss angemerkt werden, dass dies eine Modellstudie ist. Das Modell arbeitet z.T. mit großen Vereinfachungen, besonders im Bodenwasserhaushalt. Ein Vergleich dieser beschriebenen Effekte mit Beobachtungsdaten wäre deswegen wünschenswert. Leider stehen viele Beobachtungsdaten, z.B. von der Evapotranspiration, flächendeckend für die MRH nicht zur Verfügung.

Es gibt mehrere Verbesserungsmöglichkeiten, die kleinräumigen **Bewässerungseffekte** mit REMO zu analysieren: Die Erstellung eines subskaligen Gitters für die Bodenfeuchte wurde im Kapitel 5.3.5 bereits erwähnt. Eine weitere Möglichkeit ist das Einbinden von Bewässerung in das Nicht-hydrostatische REMO (NH-REMO), das mit einer hohen Auflösung von $1 \times 1 \text{ km}^2$ die Möglichkeit hat, besser die Ackerflächen im Modell zu bewässern und so die lokalen Effekte zu studieren. Das NH-REMO wird zurzeit validiert (pers. Komm. C. Moseley). Eine weitere mögliche Verbesserung wird die Einführung von fünf Bodenschichten ins REMO ergeben (pers. Komm. S. Hagemann). Fünf Bodenschichten können die Wasserverhältnisse im Boden (statt des jetzigen simplen „Bucket“-Ansatzes) realistischer repräsentieren. Das Bodenwasser könnte dann zwischen den Bodenschichten perkolieren und diffundieren.

Weitere Möglichkeiten, die die **aktualisierte Landnutzung** auf Basis von Basis-DLM-Daten bietet, wären Einbau und Analyse für Gesamtdeutschland. Es wäre zu klären, welche Verbesserungen bzw. Verschlechterungen dies mit sich bringt.

Für das NH-REMO werden die Basis-DLM-Daten in einem Testlauf von C. Moseley als Grundlage für Landoberflächen dienen, da für ihre kleinräumige Auflösung von $1 \times 1 \text{ km}^2$ genaue räumliche Daten erforderlich sind.

Mit Hilfe einer aktualisierten Landoberfläche kann eine Folgestudie zum Waldumbau durchgeführt werden, da im Gegensatz zur Standardlandoberfläche nun Nadelwald im REMO repräsentiert ist. Ein Waldumbau, also die Ersetzung des Nadel- und Mischwaldanteils durch Laubwald, sollte u.a. Auswirkungen auf die Albedo und die

Wurzeltiefe haben und damit auch Strahlungsbilanz und Wasserhaushalt verändern. Um überhaupt klimatologische Aussagen treffen zu können, müsste ein Lauf über mindestens 30 Jahre durchgeführt werden. Spannend wäre auch ein Klimaänderungslauf für Ende des Jahrhunderts. Dabei könnten die Auswirkungen der vermehrt auftretenden trockenen Sommer auf die im LUC in den Monaten Juli bis September limitierte Bodenfeuchte und die damit zusammenhängende Erwärmung der 2 m-Temperatur analysiert werden. Dann könnte man abschätzen, ob Aufforstungsmaßnahmen in der MRH sinnvoll wären, um dem Klimawandel entgegenzuwirken.

QUELLENVERZEICHNIS

- ADEGOKE, J.O., R.A. PIELKE SR, J. EASTMAN, R. MAHMOOD, K.G. HUBBARD (2003): Impact of irrigation on midsummer surface fluxes and temperature under dry synoptic conditions: A regional atmospheric model study of the U.S. high plains. *Monthly Weather Review*, 131: 556–56. doi:10.1175/1520-0493
- ALPERT, P., M. MANDEL (1986): Wind Variability– An Indicator for a Mesoclimatic Change in Israel. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 24: 472–480.
- ARAKAWA A., V. LAMB (1997): Computational design of the basic dynamical processes of ucla general circulation model. *Methods in Computational Physics*, 17: 94.
- ASSELIN, R. (1972): Frequency filter for time integrations. *Monthly Weather Review*, 100: 487-490.
- BARNSTON, A.G., P.T. SCHICKEDANZ (1984): The effect of irrigation on warm season precipitation in the southern Great Plains, *Journal of Applied Meteorology*, 23 (6): 865–888.
- BARRIOPEDRO, D., E. FISCHER, J. LUTERBACH, R.M. TRIGO, R. GARCÍA-HERRERA (2011): The Hot Summer of 2010: Redrawing the Temperature Record Map of Europe. *Science*, 332: 220. doi: 10.1126/science.1201,224.
- BENISTON, M. (2004): The 2003 heat wave in Europe: A shape of things to come? An analysis based on Swiss climatological data and model simulations, *Geophysical Research Letter*, 31, L02202. doi:10.1029/2003GL018857.
- BERRISFORD, P., D. DEE, K. FIELDING, M. FUENTES, P. KALLBERG, S. KOBAYASHI, S. UPPALA (2009): The ERA-Interim Archive. ERA Report Series. 1. Technical Report. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Shinfield Park, Reading.
- BONAN, G.B. (2008): Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. *Science*, 320: 1444–1449. doi: 10.1126/science.1155121.
- BONFILS, C., D. LOBELL (2007): Empirical evidence for a recent slowdown in irrigation-induced cooling, *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*. 104 (34): 13,582–13,587.
- BOUCHER, O., G. MYHRE, A. MYHRE (2004): Direct human influence of irrigation on atmospheric water vapour and climate. *Climate Dynamics*, 22 (6): 597–603.
- BOUNOUA L., R. DEFRIES, G.J. COLLATZ (2002): Effects of land cover conversion on surface climate. *Climatic Change*, 52: 29–64.
- BROVKIN, V. (2002): Climate-vegetation interaction. *Journal de Physique IV*, 12: 57-82. doi:10.1051/jp4:20020452.
- BUELOW, K., S. FIEDLER, R. PODZUN, S. PREUSCHMANN, C. RADEMACHER, T. RAUB, A. REMEDIO, C. WILHELM (2011): How to Remo. Dokumentation zum REMO Workshop am Climate Service Center (CSC). Climate Service Center. Hamburg.

- BUNDESFACHVERBAND FELDBERECHNUNG (2008): Berechnungsflächen im Gebiet der LWK. Umfrage der unteren Wasserbehörde. (Folien)
- CHASE, T.N., R.A. PIELKE SR, T.G.F. KITTEL, R.R. NEMANI, S.W. RUNNING (2000): Simulated impacts of historical land cover changes on global climate in northern winter, *Climate Dynamics*, 16 (2-3): 93-105.
- CHASE, T.N., R.A. PIELKE SR, T.G.F. KITTEL, J.S. BARON, T.J. STOHLGREN (1999): Potential impacts on Colorado Rocky Mountain weather due to land use changes on the adjacent Great Plains. *Journal of Geophysical Research*, 104 (D14): 16,673-16,690.
- CHMIELEWSKI, F.-M. (2011): Der Einfluss des Klimawandels auf den Wirtschaftssektor Landwirtschaft. In: VON STORCH, H., M. CLAUSSEN (Hrsg.) und KLIMACAMPUS AUTOREN TEAM: Klimabericht der Metropolregion Hamburg: 211-227. Berlin, Heidelberg.
- DAVIES, H.C. (1976): A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102: 405-418.
- DELLA-MARTA, P.M., M.R. HAYLOCK, J. LUTERBACHER, H. WANNER (2007): Doubled length of western European summer heat waves since 1880. *Journal of Geophysical Research*, 112. D15103, doi:10.1029/2007JD008510.
- DIFFENBAUGH, N.S. (2009): Influence of modern land cover on the climate of the United States. *Climate Dynamics*, 33: 945-958.
- DKRZ (1993): Deutsches Klimarechenzentrum: The ECHAM-3 General Circulation Model. DKRZ Technical Report, 6. Hamburg.
- DOUGLAS, E.M., A. BELTRAN-PRZEKURAT, D. NIYOGI, R.A. PIELKE SR., C.J. VÖRÖSMARTY (2009): The impact of agricultural intensification and irrigation on land-atmosphere interactions and Indian monsoon precipitation— A mesoscale modeling perspective. *Global Planet. Change*, 67 (1-2): 117-128. doi:10.1016/j.gloplacha.2008.12.007.
- DÜMENIL, L., E. TODINI (1992): A rainfall- runoff scheme for use in the Hamburg climate model. In: KANE, J.P. (Hrsg.): Advances in the theoretical hydrology- a tribute to James Dooge. European Geophysical Society Series on Hydrological Sciences, 1: 129-157.
- DWD (2009): Informationsblatt REGNIE.
<http://www.dwd.de/bvbw/generator/DWDWWW/Content/Wasserwirtschaft/Unsere_Leistungen/Hydromet_Info/Hydromet_Rasterwerte/REGNIE_Infoblatt_pdf,templateId=rww,property=publicationFile.pdf/REGNIE_Infoblatt_pdf.pdf> [25.08.2010]
- EIDENSHINK, J.C., J.L. FAUNDEEN (1994): The 1 km AVHRR global land dataset: First stages in implementation. *International Journal of Remote Sensing*, 15: 3443-3462.
- FIEDLER, Stephanie (2011): Model Performance and Climate Change Assessment with REMO and REMO-HAM in East Asia. Diplomarbeit, Leibniz-Universität Hannover. Hannover.

- FOLEY, J.A., M.H. COSTA, C. DELIRE, N. RAMANKUTTY, P. SNYDER (2003): Green surprise? How terrestrial ecosystems could affect Earth's climate. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 1 (1): 38–44.
- FRICKE, E. (2008): Klimawandel und Zukunft der Beregnung. <http://www.llh-hessen.de/veranstaltungen_archiv/2008/080211_lw_woche_sued/daten/Ldw.Woche-Suedhessen_Fricke_-12.02.2008.pdf> [20.06.2010].
- FRICKE, E. (2006): Zusatzwasser für mehr Qualität. <<http://www.fachverband-feldberegnung.de/basisinfo.htm>> [20.06.2010].
- FRICKE, E. (2004): Eine gesicherte Wasserversorgung ist existenzentscheidend. <<http://www.fachverband-feldberegnung.de/basisinfo.htm>> [20.06.2010].
- FRICKE, E., H. HEIDDORN (2003): Effizientes landwirtschaftliches Beregnungs-Management. <<http://www.fachverband-feldberegnung.de/basisinfo.htm>> [20.06.2010].
- GÁLOS, B. (2010): Analysis of forest-climate interactions, applying the regional climate model REMO. Doktorarbeit. Universität West Ungarn. Sopron.
- GEOBASIS-DE/BKG (2010)
- HADDELAND, I., D.P. LETTENMAIER, T. SKAUGEN (2006): Effects of irrigation on the water and energy balances of the Colorado and Mekong river basins. *Journal of Hydrology*, 324 (1–4): 210–223.
- HAGEMANN, S. (2002): An improved land surface parameter dataset for global and regional climate models. Max-Planck-Institut für Meteorologie, 226. Hamburg.
- HAGEMANN, S., B. MACHENHAUER, R. JONES, O.B. CHRISTENSEN, M. DÉQUÉ, D. JACOB, P.L. VIDALE (2004): Evaluation of water and energy budgets in regional climate models applied over Europe. *Climate Dynamics*, 23: 547–567. doi: 10.1007/s00382-004-0444-7.
- HAGEMANN, S., L. GATES (2003): Improving a subgrid runoff parameterization scheme for climate models by the use of high resolution data derived from satellite observations. *Climate Dynamics*, 21: 349–359.
- HAGEMANN, S., M. BOTZET, B. MACHENHAUER (2001): The summer drying problem over south-eastern Europe: Sensitivity of the limited area model HIRHAM4 to improvements in physical parameterization and resolution. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B*, 26 (5-6): 391–396.
- HAGEMANN, S., M. BOTZET, L. DÜMENIL, M. MACHENHAUER (1999): Derivation of global GCM boundary conditions from 1 km land use satellite data. Max-Planck-Institute für Meteorologie, 289. Hamburg.
- HAYLOCK, M.R., N. HOFSTRA, A.M.G. KLEIN TANK, E.J. KLOK, P.D. JONES, M. NEW. (2008): A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 113, D20119. doi:10.1029/2008JD10201.

- HECK, P., D. LÜTHI, H. WERNLI, Ch., SCHÄR (2001): Climate impacts of European-scale anthropogenic vegetation changes: A sensitivity study using a regional climate model. *Journal of Geophysical Research*, 106: 7817-7835. doi: 10.1029/2000JD900673.
- HEIDT, L. (2009): Auswirkungen des Klimawandels auf die potentielle Beregnungsbedürftigkeit Nordost-Niedersachsens. *Geoberichte*, 13. Hannover.
- IPCC (2007): Climate change 2007. Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change <http://www.ipcc.ch>.
- JACOB, D., (2001): A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 77: 61-73.
- JACOB, D., K. BUELOW, L. KOTOVA, C. MOSELEY, J. PETERSEN, D. RECHID (2011): Regionale Klimasimulationen für Europa und Deutschland- Eine Übersicht und Einführung. CSC-Report, 8. Hamburg. (In Bearbeitung).
- JACOB, D., L. KOTOVA, P. LORENZ, C. MOSELEY, S. PFEIFER (2008): Regional climate modeling activities in relation to the CLAVIER project. *Idijárás* 112: 141-153.
- JACOB, D., U. ANDRAE, G. ELGERED, C. FORTELIUS, L. P. GRAHAM, S. D. JACKSON, U. KARSTENS, Chr. KOEPKEN, R. LINDAU, R. PODZUN, B. ROCKEL, F. RUBEL, H.B. SASS, R.N.D. SMITH, B.J.J.M. VAN DEN HURK, X. YANG (2001): A Comprehensive Model Intercomparison Study Investigating the Water Budget during the BALTEX-PIDCAP Period. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 77 (1-4): 19-43.
- JACOB, D., R. PODZUN (1997): Sensitivity Studies with the Regional Climate Model REMO. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 63: 119-129.
- KARL, T.R., K.E. TRENBERTH (2003): Modern Global Climate Change. *Science*, 302: 1719. doi: 10.1126/science.1090228.
- KLEIDON, A., K. FRAEDRICH, M. HEIMANN (2000): A green planet versus a desert world: Estimating the maximum effect of vegetation on the land surface climate. *Climate Change*, 44: 471-493.
- KLEIDON, A., M. HEIMANN (1998): Optimised rooting depth and its impacts on the simulated climate of an Atmospheric General Circulation Model. *Geophysical Research Letters*, 25: 345-348.
- KLEIN TANK, A.M.G., G.P. KÖNNEN (2003): Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946–99. *Journal of Climate*, 16: 3665–3680.
- KLIMZUG-NORD (HRSG.) (2011): Klimawandel. Projektflyer. Hamburg.
- KLIMZUG-NORD <<http://klimzug-nord.de/index.php/page/2009-07-02-EinzelheitenT3.1>> [10.6.2011]

KLIMZUG-NORD <<http://www.klimzug.de/160.php>> [10.6.2011]

KOTLARSKI, S. (2007): A Subgrid Glacier Parameterisation for Use in Regional Climate Modelling. Max-Planck-Institut für Meteorologie, 47. Hamburg.

KUEPPERS, L.M., M.A. SNYDER, L.C. SLOAN, D. CAYAN, J. JIN, H. KANAMARU, M. KANAMITSU, N.L. MILLER, M. TYREE, H. DU, B. WEARE (2008): Seasonal temperature responses to land use change in the western United States. *Global Planet Change*, 60 (3–4): 250–264.

KUEPPERS, L.M., M.A. SNYDER, L.C. SLOAN (2007): Irrigation cooling effect: Regional climate forcing by land-use change. *Geophysical Research Letters*, 34, L03703.
doi:10.1029/2006GL028679.

LANDESBETRIEB FÜR STATISTIK UND KOMMUNIKATIONSTECHNOLOGIE NIEDERSACHSEN (2008): Statistische Berichte Niedersachsen. Bodennutzung und Ernte 2007. –C I 1/C II 1/C II 2/C II 3 –j /2007. Hannover.

LEE, E., T. N. CHASE, B. RAJAGOPALAN, R. G. BARRY, T. W. BIGGS, P. J. LAWRENCE (2009): Effects of irrigation and vegetation activity on early Indian summer monsoon variability. *International Journal of Climatology*, 29 (4): 573–581.

LOBELL, D.B., G. BALA, A. MIRIN, T. PHILLIPS, R. MAXWELL, D. ROTMAN (2009): Regional Differences in the influence of irrigation on climate. *American Meteorological Society*, 22: 2248-2255.
doi: 10.1175/2008JCLI2703.1.

LOBELL, D.B., C. BONFILS, J.M. FAURÈS (2008): The role of irrigation expansion in past and future temperature trends. *Earth Interaction*, 12: 1–11.

LOBELL, D. B., G. BALA, P. B. DUFFY (2006): Biogeophysical impacts of cropland management changes on climate. *Geophysical Research Letters*, 33, L06708. doi:10.1029/2005GL025492.

LWK – LANDWIRTSCHAFTSKAMMER NIEDERSACHSEN (2011): Zeitspannen der Beregnung. (Folien)

LWK – LANDWIRTSCHAFTSKAMMER NIEDERSACHSEN (Hrsg.) (2008): No Regret – Genug Wasser für die Landwirtschaft?!. Uelzen.

MACHENHAUER, B., M. WINDELBAND, M. BOTZET, J.H. CHRISTENSEN, M. DÉQUÉ, R.G. JONES, P.M. RUTI, G. VISCONTI (1998): Validation and analysis of regional present-day climate and climate change simulations over Europe. Max-Planck-Institut für Meteorologie, 275. Hamburg.

MAHMOOD R., S.A. FOSTER, T. KEELING, K.G. HUBBARD, C. CARLSON, R. LEEPER (2006): Impacts of irrigation on 20th century temperature in the northern Great Plains. *Global Planetary Change* 54: 1–18. doi: 10.1016/j.gloplacha.2005.10.004

MAJEWSKI, D. (1991): The Europa-Modell of the Deutscher Wetterdienst. ECMWF Seminar on numerical methods in atmospheric models, 2: 147-191.

MAROTZ, G.A., J. CLARK, J. HENRY, R. STANDFAST (1975): Cloud field over irrigated areas in southwestern Kanas- Data and speculations. *Professional Geographic*, 27: 457-461.

- MEEHL, G.A., C. TEBALDI (2004): More Intense, More Frequent, and Longer Lasting Heat Waves in the 21st Century. *Science*, 305: 994. doi: 10.1126/science.1098,704.
- MITCHELL, T.D., P.D. JONES (2005): An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*, 25: 693-712.
- MÜLLER-WESTERMEIER, G., G. KREIS, E. DITTMANN (2001): *Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland*, 2. Deutscher Wetterdienst. Offenbach.
- OLSON, J.S. (1994a): Global ecosystem framework: definitions. USGS EROS Data Center Internal Report, Sioux Falls, SD, 37pp.
- OLSON, J.S. (1994b): Global ecosystem framework: translation strategy. USGS EROS Data Center Internal Report, Sioux Falls, SD, 39pp.
- PATTERSON, K.A. (1990): Global distribution of total and total-available soil water-holding capacities. Master's thesis. University of Delaware. Newark, DE.
- PIELKE SR., R.A. (2001): Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Reviews of Geophysics*, 39: 151-177.
- PIELKE SR R.A. , R. AVISSAR, M. RAUPACH, A . J. DOLMAN, X. ZENG, A .S. DENNING (1998): Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: influence on weather and climate. *Global Change Biology*, 4: 461-475.
- PITMAN, R.K., SHALEV, A.Y. S.P ORR (2000): Post-traumatic stress disorder: Emotion, conditioning, and memory. In: GAZZANIGA, M.S. (Hrgs.) (2000): *The Cognitive Neurosciences*. MIT Press. Cambridge. MA: 1133-1147.
- PONGRATZ, J., T. RADDATZ, C.H. REICK, M. ESCH, M. CLAUSSEN (2009): Radiative forcing from anthropogenic land cover change since A.D. 800. *Geophysical Research Letters*, 36, L02709. doi:10.1029/2008GL036394.
- PROCLIM (2005): *Hitzesommer 2003 – Synthesebericht*. ProClim/Schweizerische Akademie der Naturwissenschaften. 32pp. [digital verfügbar unter <http://www.proclim.ch>].
- PUMA, M. J., B. I. COOK (2010): Effects of irrigation on global climate during the 20th century. *Journal of Geophysical Research*, 115, D16120. doi:10.1029/2010JD014122.
- RECHID, D. (2001): *Untersuchung zur Parametrisierung von Landoberflächen im Klimamodell REMO*. Diplomarbeit. Leibniz-Universität Hannover. Hannover.
- RECHID, D., D. JACOB (2006): Influence of monthly varying vegetation on the simulated climate on Europe. *Meteorologische Zeitschrift*, 15: 99-116.
- RECHID, D., T.J. RADDATZ, D. JACOB (2008a): Parameterization of snow-free land surface albedo as a function of vegetation phenology based on MODIS data and applied in climate modelling. *Theoretical Applied Climatology*. doi: 10.1007/s00704-008-0003-y.

- RECHID, D., S. HAGEMANN, D. JACOB (2008b): Sensitivity of climate models to seasonal variability of snow-free land surface albedo. *Theoretical Applied Climatology*. doi: 10.1007/s00704-007-0371-8.
- ROECKNER, E., K. ARPE, L. BENGTSSON, M. CHRISTOPH, M. CLAUSSEN, L. DÜMENIL, M. ESCH, M. GIORGETTA, U. SCHLESE, U. SCHULZWEIDA (1996): The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of the present day climate. Max-Planck-Institut für Meteorologie, 218. Hamburg.
- ROSENHAGEN, G., M. SCHATZMANN (2011): Das Klima der Metropolregion Hamburg auf Grundlage meteorologischer Messungen und Beobachtungen. In: VON STORCH, H., M. CLAUSSEN (Hrsg) und KLIMACAMPUS AUTOREN TEAM: Klimabericht der Metropolregion Hamburg: 19-61. Berlin, Heidelberg.
- SACKS, W. J., B. I. COOK, N. BUENNING, S. LEVIS, J. H. HELKOWSKI (2009): Effects of global irrigation on the near-surface climate. *Climate Dynamics* 33(2): 159–175.
- SAEED, F., S. HAGEMANN, D. JACOB (2009): Impact of irrigation on the South Asian summer monsoon. *Geophysical Research Letters*, 36, L20711. doi:10.1029/2009GL040625.
- SCHALLER, M., H.-J. WEIGEL (2007): Analyse des Sachstands zu Auswirkungen von Klimaveränderungen auf die deutsche Landwirtschaft und Maßnahmen zur Anpassung. – FAL Landbauforschung Völkenrode, 316.
- SCHÄR, C. E.M. FISCHER (2008): Der Einfluss des Klimawandels auf Hitzewellen und das Sommerklima Europas. In: Warnsignal Klima: Gesundheitsrisiken - Gefahren für Pflanzen, Tiere & Menschen: 50-55 .
- SCHÄR, C., G. JENDRITZKY (2004): Hot news from summer 2003. *Nature*, 432: 559-560.
- Schär, C., P. L. Vidale, D. Lüthi, C. Frei, C. Häberli, M.A. Liniger, C. Appenzeller (2004): The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, 427: 332–336. doi: 10.1038/nature02300.
- SEMMLER, T. (2002): Der Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre. Doktorarbeit. Universität Hamburg. Hamburg.
- SETH, A., F. GIORGI, R. E. DICKINSON (1994): Simulating fluxes from heterogeneous land surface: Explicit subgrid method employing the biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS). *Journal of Geophysical Research*, 99: 18651–18667.
- STOTT, P.A., D A. STONE, M.R. ALLEN (2004): Human contribution to the European heatwave of 2003. *Nature*, 432: 610-614.
- TEICHMANN, C. (2010): Climate and Air Pollution Modelling in South America with Focus on Megacities. Max-Planck-Institut für Meteorologie, 76. Hamburg.
- US GEOLOGICAL SURVEY (1997): Global land cover characteristics database. http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/glcc/globe_int.html.

US GEOLOGICAL SURVEY (2002): Global land cover characteristics database version 2.0.
http://edcdaac.usgs.gov/glcc/globedoc2_0.html.

VON STORCH, H., M. CLAUSSEN (Hrsg.) und KLIMACAMPUS AUTOREN TEAM (2011): Klimabericht der Metropolregion Hamburg. Berlin, Heidelberg.

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abbildung 1 Projektgebiet von KLIMZUG-NORD: die Metropolregion Hamburg	6
Abbildung 2 Karte der Kontinentalität als mittlere Jahresschwankung der Temperatur. Bezugszeitraum 1961-1990 (Müller-Westermeier et al., 2001)	15
Abbildung 3 Projizierte Änderung der 2 m- Temperatur [K] (links) und des Niederschlags [%](rechts)im Sommer, simuliert mit REMO und CLM je im Vergleich zur Referenzperiode 1971- 2000 dargestellt im gleitenden 31-Jahresmittel und grau hinterlegt mit den 1-Jahreswerten der verschiedenen Szenarien und Realisierungen (Jacob et al., 2011 in Bearbeitung)	17
Abbildung 4 Illustration des Oberflächenansatzes für eine Gitterbox mit 55 % Landanteil, 30 % Wasseranteil, 15 % Seeeisanteil (GÁLOS, 2010).....	19
Abbildung 5 Modellgebiet mit eingezeichneter Orographie; die Box zeigt den gewählten Gebietsausschnitt für die Analysen	24
Abbildung 6 Jahresgang von Temperatur (links) und Niederschlag (rechts) des Jahres 2003 von drei verschiedenen Beobachtungsdatensätzen und REMO gemittelt über die MRH.....	26
Abbildung 7 Aktuelle Wasserbilanz für die Hauptvegetationsperiode April- September, links für das Jahr 2002, rechts für das Jahr 2003.....	29
Abbildung 8 Wasserstressfaktor für die Hauptvegetationsperiode April- September, links für das Jahr 2002, rechts für das Jahr 2003.....	30
Abbildung 9 Bewässerungsanteile der zehn Zeiträume in den südöstlichen Landkreisen	31
Abbildung 10 Relative Bodenfeuchte (WS/WSMX) in der MRH für die Monate Juni-September im Jahr 2003, oben vom Referenzlauf, unten vom Bewässerungslauf.....	33
Abbildung 11 Differenz der relativen Bodenfeuchte (BEWmax-REF) in der MRH für die Monate Juni-September im Jahr 2003.....	33
Abbildung 12 Differenz der Transpiration (BEWmax-REF) in der MRH für die Monate Juni- September im Jahr 2003	34
Abbildung 13 2 m-Temperatur in der MRH für die Monate Juni-September im Jahr 2003, oben vom Referenzlauf, unten vom Bewässerungslauf	34
Abbildung 14 Differenz 2 m-Temperatur (BEWmax-REF) in der MRH für die Monate Juni- September im Jahr 2003	35
Abbildung 15 Tagesgang der 2 m-Temperatur für vier ausgewählte Boxen im Bewässerungsgebiet (Box 18,19/5,6) vom 1.6 - 30.9.2003	36
Abbildung 16 Ackerland (Cool Crops and Town) und Grünland (Grass Crops) in der MRH. Links in den Basis-DLM-Daten unterteilt in hellgrün Grünland, braun Ackerland; in der Mitte Cool Crops and Town und rechts Grass Crops in der REMO Standardversion.....	40
Abbildung 17 Waldflächen in der MRH, links in den Basis-DLM-Daten unterteilt in Nadel-, Laub- und Mischwald; rechts in der REMO Standardversion mit den Typen Deciduous Broadleaf Forest, Cool Broadleaf Forest, Small Leaf Mixed Woods.....	41
Abbildung 18 Landseemaske [0;1] der MRH, links vom REF, in der Mitte vom LUC, rechts die Differenz LUC -REF	44

Abbildung 19 Rauigkeitslänge [m] in der MRH, links vom REF, in der Mitte vom LUC, rechts die Differenz LUC –REF	45
Abbildung 20 Waldanteil [0;1] in der MRH , links vom REF, in der Mitte vom LUC, rechts die Differenz LUC –REF.....	46
Abbildung 21 Blattflächenindex [m ² /m ²] in der MRH, oben für Januar, unten für Juli, links vom REF, in der Mitte vom LUC, rechts die Differenz LUC–REF.....	46
Abbildung 22 Vegetationsanteil [0;1] in der MRH für Januar, links vom REF, in der Mitte vom LUC, rechts die Differenz LUC –REF	47
Abbildung 23 Links 15-Jahresmittel des Energieaustauschs an der Erdoberfläche gemittelt über die MRH für den REF und den LUC; rechts 15-Jahresmittel der Differenz LUC-REF des Energieaustauschs an der Erdoberfläche in der MRH.....	50
Abbildung 24 Zeitreihe der Evapotranspiration [mm/Monat] von 1990-2004 in der MRH	51
Abbildung 25 Differenz der Evapotranspiration [mm/Monat] im 15-Jahresmittel 1990-2004 von April (links) und August (rechts)	52
Abbildung 26 Zeitreihe der relativen Bodenfeuchte [0;1] von 1990-2004 in der MRH.....	52
Abbildung 27 Zeitreihe der 2 m-Temperatur [°C] von 1990-2004 in der MRH	53
Abbildung 28 Differenz der 2 m-Temperatur [K] im 15-Jahresmittel 1990-2004 für die Monate April (links) und August (rechts)	53
Abbildung 29 Zeitreihe des Niederschlags [mm/Monat] von 1990-2004 in der MRH	54
Abbildung 30 15-Jahresmittel der 10 m- Windgeschwindigkeit, links vom REF, in der Mitte vom LUC, rechts die Differenz LUC -REF	54
Abbildung 31 Differenz der Transpiration (LUC-REF) in der MRH für die Monate März-Oktober im Jahr 2003.....	55
Abbildung 32 Differenz der relativen Feuchte (LUC-REF) in der MRH für die Monate März-Oktober im Jahr 2003.....	56
Abbildung 33 Differenz der 2 m-Temperatur (LUC-REF) in der MRH für die Monate März-Oktober im Jahr 2003.....	56
Abbildung 34 Differenz der relativen Bodenfeuchte (LUC-REF) in der MRH für die Monate März-Oktober im Jahr 2003.....	57
Abbildung 36 Jahresgang der relativen Bodenfeuchte (links) und der Evapotranspiration (rechts) für die MRH und vier ausgewählte Boxen des REFs und des LUC im Jahr 2003.....	59
Abbildung 37 Differenz des Energieaustauschs an der Erdoberfläche gemittelt über die MRH im Jahr 2003	60
Abbildung 38 Differenz der Evapotranspiration (LUC-REF) in der MRH für die Monate März-Oktober im Jahr 2002.....	61
Abbildung 39 Differenz der 2 m-Temperatur (LUC-REF) in der MRH für die Monate März-Oktober im Jahr 2002.....	62
Abbildung 40 Differenz der relativen Bodenfeuchte (LUC-REF) in der MRH für die Monate März-Oktober im Jahr 2002.....	62

Abbildung 41 Jahresgang der relativen Bodenfeuchte (links) und der Evapotranspiration (rechts) für die MRH und vier ausgewählte Boxen des REFs und des LUCs im Jahr 2002.....	63
Abbildung 42 Jahresgang der relativen Bodenfeuchte (links) und der Evapotranspiration (rechts) für die MRH und vier ausgewählte Boxen des REFs und des LUCs im Jahr 2002.....	63
Abbildung 43 Evapotranspiration [mm/Monat] in der MRH für die Monate Juni-September im Jahr 2003, oben REFbewmax, unten LUCbewmax.....	67
Abbildung 44 Differenz der Evapotranspiration [mm/Monat] (LUCbewmax-REFbewmax) in der MRH für die Monate Juni-September im Jahr 2003.....	67
Abbildung 45 Differenz der Evapotranspiration [mm/Monat] (LUC-REF) in der MRH für die Monate Juni-September im Jahr 2003.....	67
Abbildung 46 2 m-Temperatur [°C] in der MRH für die Monate Juni-September im Jahr 2003, oben REFbewmax, unten LUCbewmax.....	68
Abbildung 47 Differenz der 2 m-Tempertur [K] (LUCbewmax-REFbewmax) in der MRH für die Monate Juni-September im Jahr 2003.....	68
Abbildung 48 Wasserstressfaktor des Referenzlaufs für die Monate Januar bis Dezember im Jahr 2003.....	85
Abbildung 49 Hauptökosystemtypen nach OLSON (1994 a,b), die im Referenzlauf repräsentativ für die MRH sind. Reihenfolge von links oben nach rechts unten: Urban; Inland Water; Deciduous Broadleaf Forest; Cool Broadleaf Forest; Cool Crops and Town; Cool Fields and Woods; Small Leaf Mixed Woods; Crops, Gras, Shrups.	87
Abbildung 50 Basis-DLM Objektarten, die repräsentativ für die MRH sind. Im Hintergrund ist das REMO-Gitter abgebildet. Objektarten der Basis-DLM Daten: Nadelholz, Laubholz, Mischholz, Siedlung, Binnengewässer, Ackerland, Grünland, Heide und Brachland, Moor, Sonderkultur, Sumpf, Unbestimmbar, Vegetationslos.....	88
Abbildung 51 Maximale Feldkapazität, links vom REF, in der Mitte vom LUC, rechts die Differenz LUC-REF.....	89
Abbildung 52 Hintergrundalbedo oben für Januar, unten für Juli, links vom REF, in der Mitte vom LUC, rechts die Differenz LUC-REF.....	89
Abbildung 53 Vegetationsanteil für Juli, links vom REF, in der Mitte vom LUC, rechts die Differenz LUC-REF.....	90

TABELLENVERZEICHNIS

Tabelle 1 Liste der Experimente.....	25
Tabelle 2 Beregnungszeiträume mit dazugehörigen Anbauprodukten, verändert nach LANDWIRTSCHAFTSKAMMER NIEDERSACHSEN (2011).....	31
Tabelle 3 Beregnungsmenge in mm für das Jahr 2003 für die verschiedenen Anbauprodukte, veränderte Daten des Versuchs der Landwirtschaftskammer Hannover in Nienwohlde (Landkreis Uelzen) (pers.Komm- I.Mersch) und FRICKE, 2008.....	37

Tabelle 4 Zusammenführung der Objektarten nach Basis-DLM Daten mit den Ökosystemtypen nach OLSON (1994 a, b) und GeoBasis- DE/BKG (2010).....	42
Tabelle 5 Repräsentative Hauptökosystemtypen nach OLSON (1994 a, b) für die MRH mit Parameterwerten nach HAGEMANN (et al. 1999, 2002), die den Basis-DLM Daten zugeordnet wurden.	86
Tabelle 6 Metainformationen zu den Basis-DLM-Daten.....	91

ANHANG I

Wasserstressfaktor für das Jahr 2003 des Referenzlaufs von Januar bis Dezember

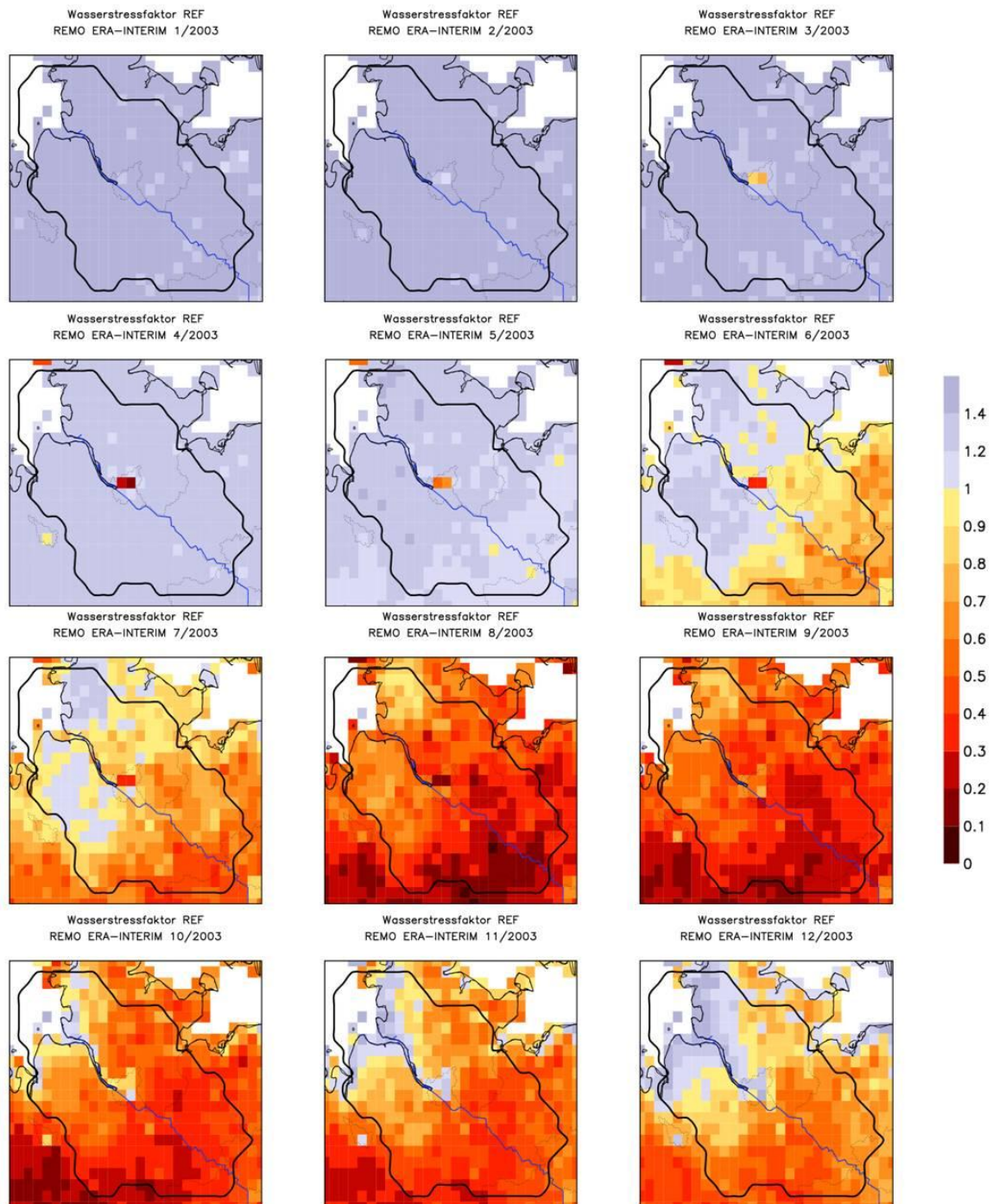


Abbildung 48 Wasserstressfaktor des Referenzlaufs für die Monate Januar bis Dezember im Jahr 2003

ANHANG II

Typ	Hauptökosystem	α_s	$z_{0,veg}$	c_{vg}	c_{vd}	LA _{lg}	LA _{ld}	c_f	W_{ava}	f_{pwp}
1	Urban	0,2	2,5	0	0	0	0	0	0	0,48
93	Grass Crops	0,185	0,1	0,91	0,2	2,5	1,1	0,2	240	0,47
92	Broadleaf Crops	0,17	0,175	0,95	0,12	5	2	0,3	240	0,47
5	Deciduous Broadleaf Forest	0,16	1	0,8	0	5,1	0,1	0,8	300	0,53
3	Coniferous Forest	0,13	1	0,96	0,95	9,2	9	0,9	130	0,41
24	Mixed Forest	0,16	0,68	0,97	0,3	7	1	0,83	220	0,51
94	Crops, Grass, Shrubs	0,19	0,1	0,65	0,33	2,7	0,4	0	530	0,46
50	Sand Desert	0,28	0,005	0	0	0	0	0	100	0
45	Marsh Wetland	0,12	0,03	0,85	0	3,1	0,1	0	800	0,55
44	Mire, Bog, Fen	0,12	0,03	0,67	0	2,6	0,1	0	160	0,39
30	Cool Crops and Town	0,18	0,25	0,9	0,14	2,5	0,74	0,14	280	0,475
15	Sea Water	0,07	0,0002	0	0	0	0	0	0	0
14	Inland Water	0,07	0,0002	0	0	0	0	0	0	0

Tabelle 5 Repräsentative Hauptökosystemtypen nach OLSON (1994 a, b) für die MRH mit Parameterwerten nach HAGEMANN (et al. 1999, 2002), die den Basis-DLM Daten zugeordnet wurden.

α_s - Hintergrundalbedo, $z_{0,veg}$ - Rauigkeitslänge der Vegetation, c_{vg} - Vegetationsanteil (Wachstumsphase), c_{vd} - Vegetationsanteil (Ruhephase) LA_{lg}- Blattflächenindex (Wachstumsphase), LA_{ld}- Blattflächenindex (Ruhephase), c_f - Waldanteil, W_{ava} - pflanzenverfügbare Wasseranteil, f_{pwp} - volumetrischen Welkepunkt

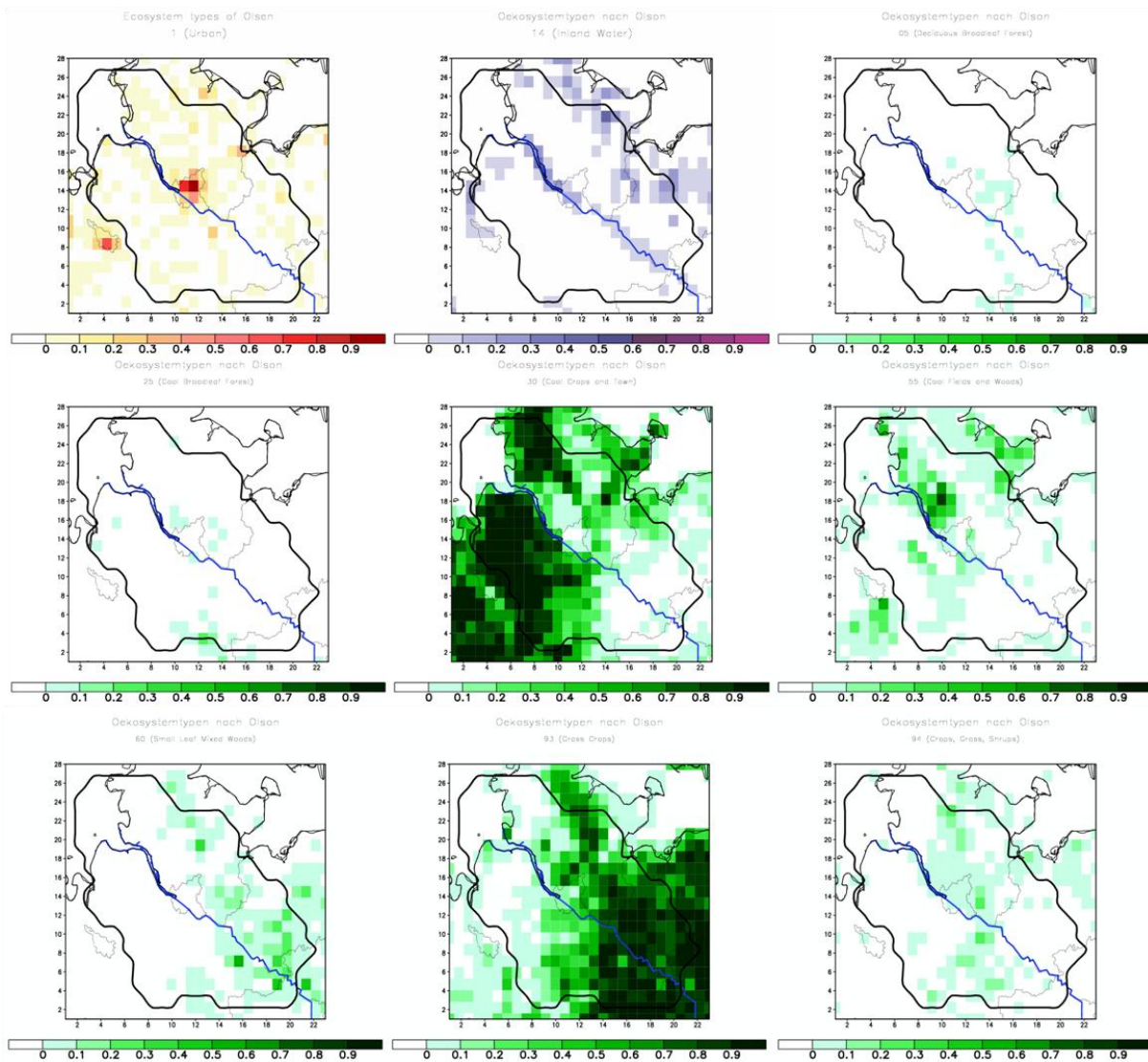


Abbildung 49 Hauptökosystemtypen nach OLSON (1994 a,b), die im Referenzlauf repräsentativ für die MRH sind. Reihenfolge von links oben nach rechts unten: Urban; Inland Water; Deciduous Broadleaf Forest; Cool Broadleaf Forest; Cool Crops and Town; Cool Fields and Woods; Small Leaf Mixed Woods; Crops, Grass, Shrups.

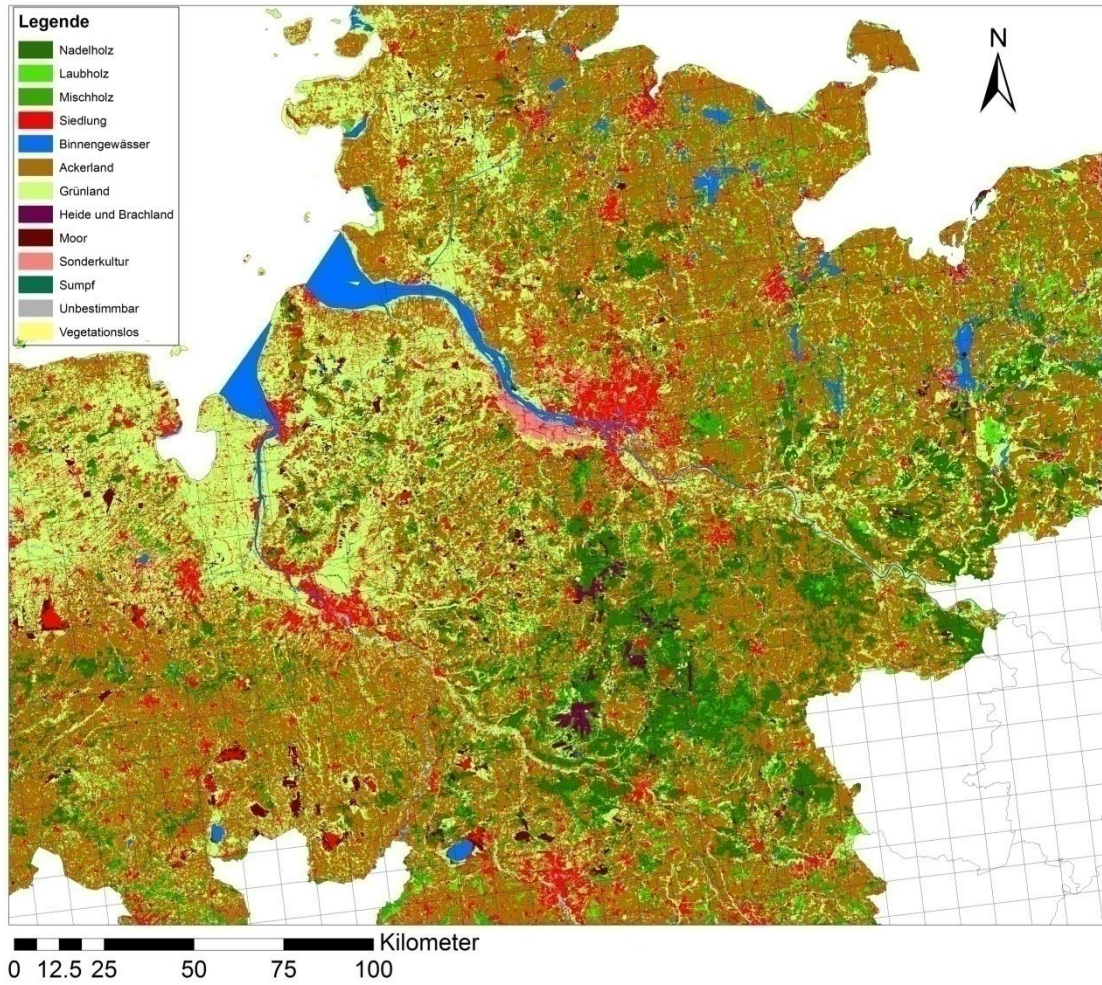


Abbildung 50 Basis-DLM Objektarten, die repräsentativ für die MRH sind. Im Hintergrund ist das REMO-Gitter abgebildet. Objektarten der Basis-DLM Daten: Nadelholz, Laubholz, Mischholz, Siedlung, Binnengewässer, Ackerland, Grünland, Heide und Brachland, Moor, Sonderkultur, Sumpf, Unbestimmbar, Vegetationslos

ANHANG III

Geänderte Landoberflächenparameter in der MRH

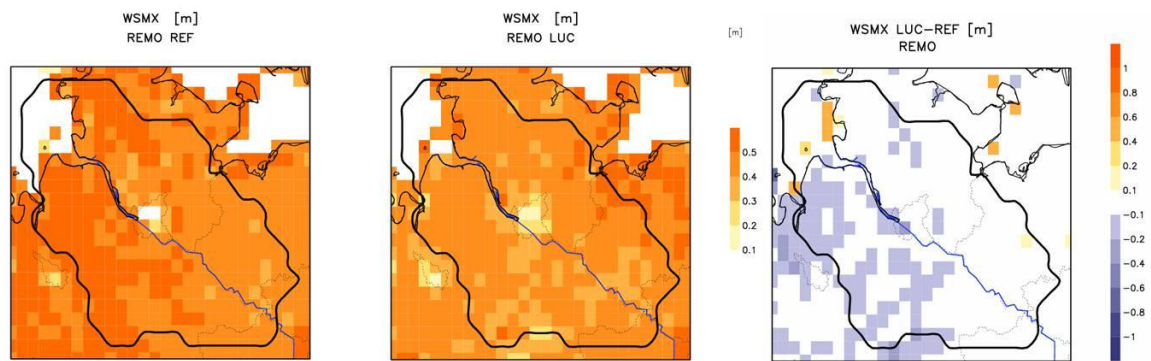


Abbildung 51 Maximale Feldkapazität, links vom REF, in der Mitte vom LUC, rechts die Differenz LUC-REF

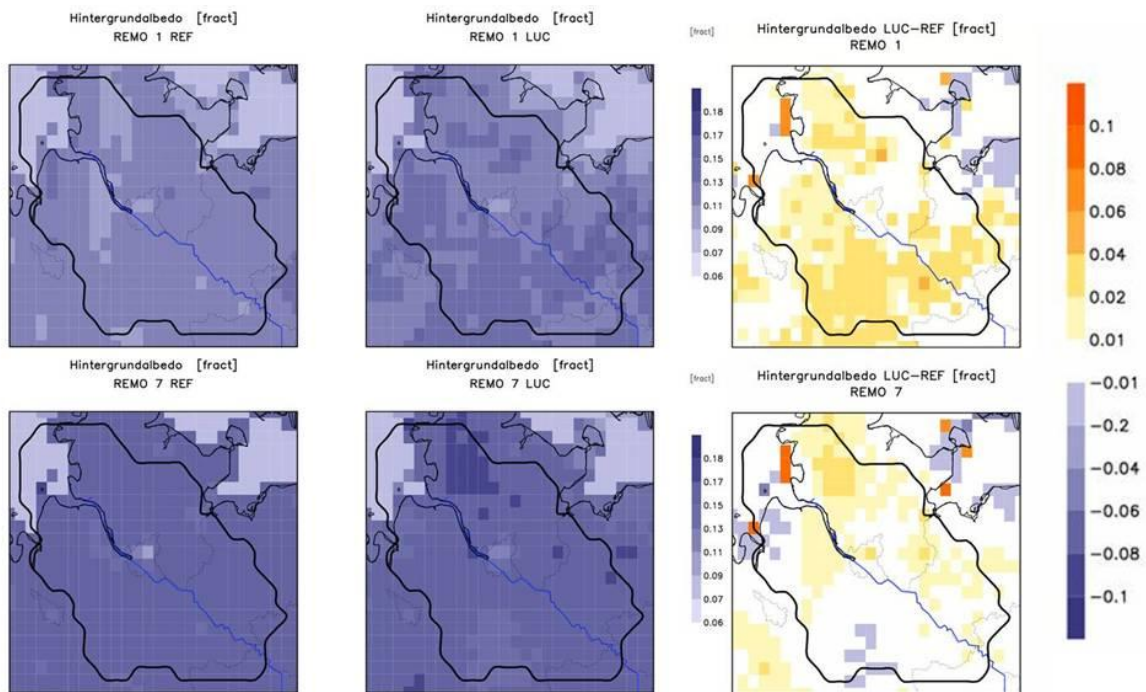


Abbildung 52 Hintergrundalbedo oben für Januar, unten für Juli, links vom REF, in der Mitte vom LUC, rechts die Differenz LUC-REF

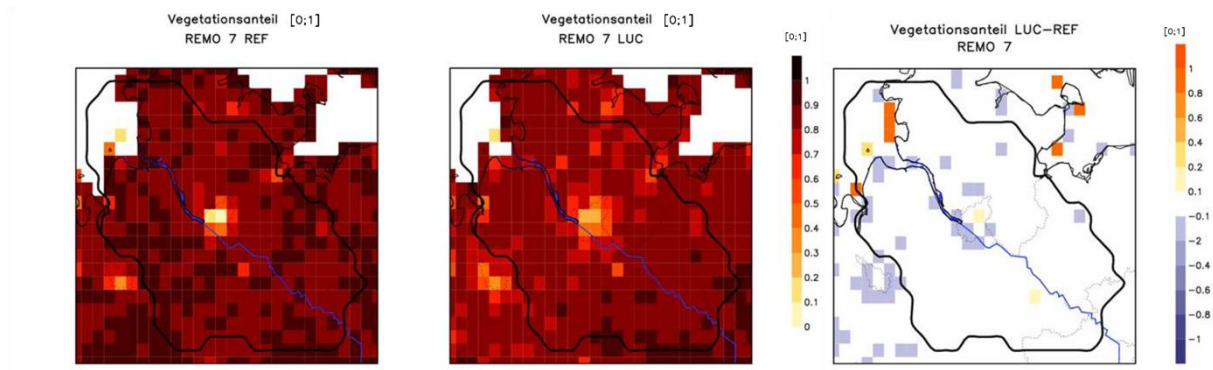


Abbildung 53 Vegetationsanteil für Juli, links vom REF, in der Mitte vom LUC, rechts die Differenz LUC-REF

ANHANG IV

Bundesland	Erfassungsstand	Grundlage	Genauigkeit [+/- m]	Aktualität
Hamburg	Basis-DLM/1 100% Basis-DLM/2 99% Basis-DLM/3 99%	DK5, Daten anderer Stellen, Orthophotos	3	1991-2005 / 2002 - 2005
Mecklenburg- Vorpommern	Basis-DLM/1 100% Basis-DLM/2 100% Basis-DLM/3 100%	TK10	5-10m	1990-1995 1995-2002 2002-heute
Niedersachsen	Basis-DLM/1 100% Basis-DLM/2 100% Basis-DLM/3 100% (außer "3524 Gewässerachse")	DGK5 DOP	3	1996-2002 2004-2011
Schleswig- Holstein	Basis-DLM/1 100% Basis-DLM/2 100% Basis-DLM/3 100%	DGK5, Orthophotos	3 m	Grundaktualität: 2003 bis 2009 Objekte mit Spitzenaktualität entsprechen der Adv- Vorgabe
Quelle: verändert nach: http://www.geodatenzentrum.de/isoinfo/Iso_Prod_Ueber.iso_ueber_produkt?prodid=1&iso_spr_id=1&iso_spr_web=1 [15.06.2011]				

Tabelle 6 Metainformationen zu den Basis-DLM-Daten

Kontakt:

Climate Service Center
Fischertwiete 1
20095 Hamburg

Tel. 040-226 338-424
Fax. 040-226 338-163

www.climate-service-center.de

ISSN 2192-4058

GEFÖRDERT VOM



Bundesministerium
für Bildung
und Forschung