

Institution

Institut für Atmosphäre und Umwelt
Goethe-Universität Frankfurt am Main

**Projekttitle**

Ein Bodenkohlenstoff-Modell für das regionale Klimamodellsystem COSMO-CLM
- Abschlussbericht -

Laufzeit

Oktober 2009 - Juni 2014

Projektleitung

Bodo Ahrens, Jana Schröder

Projektbearbeitung

Jana Schröder

Auftraggeber

Fachzentrum Klimawandel Hessen
im Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie

Projektbetreuung

Fachzentrum Klimawandel Hessen

Frankfurt, August 2014



Forschungsprogramm INKLIM-A und weitere Projekte

Inhaltsverzeichnis

1	Zusammenfassung	1
2	Einleitung	2
2.1	Allgemeiner Hintergrund	2
2.2	Zielstellung	3
3	Modellbeschreibung	4
3.1	Pool-Konzept	4
3.2	Aerober Abbau der organischen Bodensubstanz	5
3.3	Skalierungsfunktionen der Abbaukonstanten	6
3.4	Zeitliche Veränderung der Pflanzenbedeckung	7
3.5	Bestimmung der initialen Größen der SOM Pools	8
4	Sensitivitätsexperimente für das Main-Einzugsgebiet	10
4.1	Datengrundlage	11
4.1.1	Boden	11
4.1.2	Landnutzung	11
4.1.3	Bodenklima	14
4.1.4	Netto-Primär-Produktion	15
4.1.5	pH-Wert	16
4.2	Ergebnisse und Interpretation	16
4.2.1	Einfluss der Bodeninformation	16
4.2.2	Einfluss der Landnutzungsinformation	19
4.2.3	Einfluss des Klimas	20
5	Fazit	24

1 Zusammenfassung

Im Rahmen des Projektes wurde ein Bodenkohlenstoff-Modell für die Anwendung auf der regionalen Skala erstellt. Es basiert auf dem gut etablierten ECOSSE-Modell und wurde zur direkten Verknüpfung an das Bodenmodell TERRA des regionalen Klimamodellsystems COSMO-CLM angepasst. Dieses neue Bodenkohlenstoff-Modell erlaubt Sensitivitätsstudien und Projektionen des Bodenkohlenstoffhaushalts auf der regionalen Skala, wie beispielsweise für grössere Flusseinzugsgebiete.

Für das Main-Einzugsgebiet wurden Sensitivitätsexperimente durchgeführt, in denen die Modellsensitivität gegenüber unterschiedlichen Boden- und Landnutzungsdatensätzen untersucht und vor dem Hintergrund eines veränderten Klimas diskutiert wurde. Es zeigte sich, dass unter den getroffenen Modellannahmen die Verwendung verschiedener Bodendatensätze nur einen geringen Einfluss auf die simulierte CO₂-Freisetzung im Main-Einzugsgebiet hat. Aus der Nutzung verschiedener Landnutzungsdatensätze hingegen resultierten deutlich größere Unterschiede. Um die Ergebnisse in Relation zur Auswirkung eines veränderten Klimas zu setzen, wurden das wärmste, das kälteste und das abbaubegünstigste (sommerwarm, aber nicht zu trocken) Jahr ausgewählt, mit diesen Jahren wurde neue Klimazeitreihen generiert, und Kohlenstoffhaushalte berechnet. Während die simulierte CO₂-Freisetzung für verschiedene Bodendatensätze deutlich innerhalb dieser Klima-Bandbreite liegt, ist der durch die Verwendung verschiedener Landnutzungsdatensätze aufgespannte Bereich der CO₂-Freisetzung größer. Diese Ergebnis zeigt, dass (a) wichtige Datensätze, wie beispielsweise die allgemein verfügbaren Datensätze der Landnutzung, noch grosse Unsicherheiten zeigen und (b) den Landnutzungsszenarien in Klimaprojektionen mit Kohlenstoffhaushalt eine wichtige Rolle zukommt.

2 Einleitung

2.1 Allgemeiner Hintergrund

Um die Zuverlässigkeit von Klimaprojektionen zu erhöhen, ist es unter anderem erforderlich, verbesserte Klimamodelle zu entwickeln. In diesem Zusammenhang besteht auch das Bestreben, bislang vernachlässigte Wechselwirkungen der Atmosphäre mit anderen Kompartimenten des Erdsystems zu verbessern.

Der Boden steht in regem Energie- und Stoff-Austausch mit der Atmosphäre. Die Erfassung der Wechselwirkungen zwischen diesen Kompartimenten ist von zentraler Bedeutung. So werden der Energie- und Wasserhaushalt des Bodens maßgeblich durch die atmosphärischen Prozesse bestimmt, welche wiederum die Stoffkreisläufe des Bodens beeinflussen. Der Boden wirkt ebenso auf die Atmosphäre zurück. Ein wichtiger Rückkopplungsprozess ist die Freisetzung der klimarelevanten Treibhausgase Kohlenstoffdioxid (CO_2) und Methan (CH_4) in die Atmosphäre als Folge des Abbaus von organischer Substanz im Boden. Im insbes. in Deutschland weit verbreiteten regionalen Klimamodellsystem COSMO-CLM werden diese Prozesse momentan nicht berücksichtigt.

Neben der Güte des Modells ist auch die Qualität der Daten, die zur Initialisierung und zur Beschreibung der Randbedingungen verwendet werden, von großer Bedeutung. Um die Prozesse der Bodenkohlenstoff-Dynamik zu simulieren, ist zum Einen eine möglichst genaue Beschreibung des Bodenprofils notwendig. Durch die vorherrschenden Bodeneigenschaften werden nicht nur der Wassertransport und die Wärmeleitung und somit das Bodenklima bestimmt, sondern auch das Binde- und Stabilisationsvermögen der organischen Bodensubstanz. Eine weitere wichtige Information stellt die Landnutzung dar, die vor allem die Menge sowie die zeitliche und räumliche Verteilung des eingetragenen Pflanzenmaterials, aber auch dessen Abbaubarkeit beeinflusst.

Auf der regionalen Ebene sind verschiedene Datensätze vorhanden, die zur Beschreibung des Bodens und der Landnutzung herangezogen werden können. Für Simulationen mit COSMO-CLM werden die Bodeninformationen des „FAO-UNESCO Digital Soil Map of the World“ Datensatzes (FAO-Unesco, 1974) verwendet, der eine horizontale Auflösung von 5 Bogenminuten (≈ 10 km) aufweist. Um eine detailliertere Beschreibung des Bodenprofils zu erhalten, wurden die Informationen des „Harmonized World Soil Database v1.1“ (HWSD, FAO/IIASA/ISRIC/ISSCAS/JRC (2009)) sowie der nutzungsdifferenzierten Bodenübersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland (BÜK 1000 N, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) zusammengeführt (Schröder et al., 2013). Das abgeleitete Produkt (BUEK-HWSD) liegt in einer horizontalen Auflösung von 30 Bogensekun-

den (≈ 1 km) vor und weist vertikal 30 Schichten auf (5 cm mächtige Schichten bis in eine Tiefe von 1 m, 10 cm mächtige Schichten in einer Tiefe von 1 m bis 2 m).

Zur Beschreibung der Landnutzung wird in COSMO-CLM der GLC 2000-Datensatz (Bartholomé and Belward, 2005) verwendet. Im numerischen Wettervorhersagemodell COSMO-DE (COSMO Deutschland) wird mittlerweile auf den höher aufgelösten Landnutzungsdatensatz GlobCover 2009 (Bontemps et al., 2011) zurückgegriffen (300 m im Vergleich zu 1 km für GLC 2000). Beide Datensätze sind global verfügbar und wurden aus Satellitendaten abgeleitet. Globale Landnutzungsdatensätze weisen zum Teil erhebliche Unterschiede auf, die sich unter anderem in einer inkonsistenten Ausweisung als landwirtschaftliche bzw. bewaldete Fläche darstellt (Fritz et al., 2011).

2.2 Zielstellung

Ziel des Projektes war die Entwicklung eines Boden-Kohlenstoff-Modells für das regionale Klimamodellsystem COSMO-CLM. Anhand von verschiedenen Sensitivitätsexperimenten sollten Unsicherheiten der Modellierung der Boden-Kohlenstoff-Prozesse für die regionale Skala analysiert werden, die sich aus Ungenauigkeiten der externen Parameter ergeben. Der Fokus wurde dabei auf verschiedene Boden- und Landnutzungs-Datensätze gelegt. Für die Untersuchung wurde das Main-Einzugsgebiet ausgewählt.

3 Modellbeschreibung

Das Bodenkohlenstoff-Modell, welches im Rahmen dieses Projektes entwickelt wurde, basiert auf dem ECOSSE-Modell (Estimating Carbon in Organic Soils, Smith et al. (2010a,b). ECOSSE ist eine Weiterentwicklung der für mineralische, landwirtschaftlich genutzte Böden entwickelten Modelle RothC (Jenkinson and Rayner, 1977; Coleman and Jenkinson, 2008) und SUNDIAL (Bradbury et al., 1993; Smith et al., 1996). So enthält ECOSSE zusätzlich Prozesse, die für organische Böden relevant sind. Darüber hinaus wurde das Modell an die begrenzte Datenverfügbarkeit auf der regionalen Skala angepasst (Smith et al., 2010a).

Aus ECOSSE wurden zunächst nur die Prozesse des Bodenkohlenstoffs unter aeroben Bedingungen übernommen. Die Routinen wurden in FORTRAN90 geschrieben, was eine mögliche Integration in COSMO-CLM vereinfacht. Darüber hinaus wurde das Modell so formuliert, dass es auf flexible vertikale Profile anwendbar ist. Die Eingabe der Daten zur Beschreibung der initiellen und Randbedingungen sowie die Ausgabe der Modellergebnisse erfolgen im NetCDF-Format.

Im Folgenden erfolgt eine detaillierte Beschreibung des Modells. Die Modellansätze und –parametrisierungen wurden aus Smith et al. (2010a) und Smith et al. (2010b) übernommen und im Einzelfall modifiziert. Notwendige Anpassungen waren vor allem mit der Anwendung auf flexible vertikale Profile verbunden.

3.1 Pool-Konzept

Die organische Bodensubstanz (SOM, Soil Organic Matter) wird in Form von verschiedenen Pools charakterisiert, die sich hinsichtlich ihrer Abbaubarkeit unterscheiden. Diese Pools sind die Inerte Organische Substanz (IOM, Inert Organic Matter), Humus (HUM, Humified Organic Matter), Biomasse (BIO), Resistentes Pflanzenmaterial (RPM, Resistant Plant Material) und zersetzbares Pflanzenmaterial (DPM, Decomposable Plant Material). Dabei unterliegt der IOM-Pool keinerlei Abbau, was entweder auf seine chemisch inerten Eigenschaften oder auf eine physikalische Stabilisierung zurückzuführen ist. Der HUM-Pool charakterisiert organische Substanz, die durch vorangegangenen Abbau stabilisiert wurde und somit nur langsam umgesetzt wird. Dem entgegen wurde das Material des BIO-Pools zwar auch etwas abgebaut, ist aber noch biologisch aktiv und wird somit schneller umgesetzt. Sowohl DPM als auch RPM bestehen aus nicht umgesetztem Pflanzenmaterial, wobei DPM leicht abgebaut werden kann und RPM abbauresistenter ist. Das Verhältnis von DPM und RPM ist abhängig von der Landnutzung gewählt (Tab. 3.1) und bestimmt die Abbaubarkeit des eingebrachten Pflanzenmaterials. Das Pool-Konzept ist in Abb. 3.1 dargestellt.

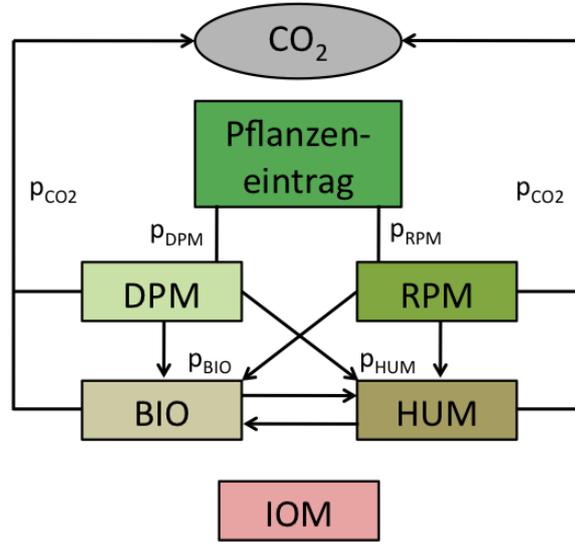


Abbildung 3.1: Pool-Konzept

Tabelle 3.1: DPM/RPM-Verhältnis für die Landnutzungsklassen des Bodenkohlenstoff-Modells (Smith et al., 2010b; Coleman and Jenkinson, 2008)

Landnutzungsklasse	DPM/RPM
Landwirtschaft (Arable)	1.44
Grünland (Improved grassland)	1.44
Wald (Deciduous / Tropical woodland)	0.25
Buschland (Unimproved grassland / Scrub)	0.67

3.2 Aerober Abbau der organischen Bodensubstanz

Der Abbau der einzelnen Pools folgt einer Kinetik erster Ordnung nach

$$\frac{dc_{pool}}{dt} = -\lambda_{pool}c_{pool} \quad (3.1)$$

Dabei ist c_{pool} die Konzentration der einzelnen Pools. λ_{pool} ist die Abbaurrate der Pools [y^{-1}], welche durch die Skalierung der Abbaukonstanten k_{pool} mit verschiedenen Umweltfaktoren bestimmt wird.

$$\lambda_{pool} = k_{pool}f_w f_T f_c f_{pH} \quad (3.2)$$

wobei $k_{DPM} = 10 y^{-1}$, $k_{RPM} = 0.3 y^{-1}$, $k_{BIO} = 0.66 y^{-1}$ und $k_{HUM} = 0.02 y^{-1}$. Die dimensionslosen Skalierungsfaktoren f_w , f_T , f_c und f_{pH} beschreiben den Einfluss des Wassergehaltes, der Temperatur, der Bodenbedeckung und des pH-Wertes.

Ein Teil des im Verlauf des Abbauprozesses der einzelnen Pools freigesetzten Kohlenstoffs wird abhängig vom Tongehalt des Bodens (p_{clay} [kg kg⁻¹]) als CO₂ freigesetzt (p_{CO_2}). Dabei wird die Abbaueffizienz E parameterisiert mit

$$E = \frac{1}{1.67 (1.85 + 1.60 \exp(-7.86 p_{clay}))} \quad (3.3)$$

und es ergibt sich

$$p_{CO_2} = 1 - E \quad (3.4)$$

und der restliche Anteil speist den BIO- und HUM-Pool mit einem konstanten Verhältnis von

$$\frac{p_{BIO}}{p_{HUM}} = 0.85 \quad (3.5)$$

3.3 Skalierungsfunktionen der Abbaukonstanten

Die Abhängigkeit der Abbaurrate von der Bodentemperatur f_T ist parametrisiert zu

$$f_T = \frac{47.91}{1 + \exp\left(\frac{106.06}{T+18.27}\right)} \quad (3.6)$$

Dabei ist T die Bodentemperatur (in °C). Je höher die Temperatur im Boden ist, umso stärker erfolgt der Abbau der organischen Bodensubstanz.

Die Bodenfeuchte-Sensitivität f_θ wird in Abhängigkeit des Wassergehaltes θ [m³ m⁻³] ausgedrückt mit

$$f_w = \begin{cases} f_{w,0}, & \text{für } \theta < \theta_{pwp} \\ 1 - \frac{(1-f_{w,0})(\theta_{pF3}-\theta)}{(\theta_{pF3}-\theta_{pwp})}, & \text{für } \theta_{pwp} \leq \theta < \theta_{pF3} \\ 1, & \text{für } \theta_{pF3} \leq \theta < \theta_{fc} \\ 1 - \frac{(1-f_{w,0})(\theta-\theta_{fc})}{\theta_s-\theta_{fc}}, & \text{für } \theta \geq \theta_{fc} \end{cases} \quad (3.7)$$

Für Wassergehälte unterhalb des permanenten Welkepunktes θ_{pwp} erfolgt der Abbau mit einer minimalen Rate $f_{w,0}$. Danach steigt die Rate linear bis zu einem Wassergehalt θ_{pF3} ($pF3 = -100kPa$) auf die optimale Rate ($f_\theta = 1$), die bis zur Feldkapazität (θ_{fc}) erhalten bleibt. Anschließend sinkt die Rate wieder linear auf den Wert $f_{w,0}$ bei vollständiger Sättigung θ_s . $f_{w,0}$ wird auf den Wert 0.2 gesetzt, der sich in globalen Anwendungen von RothC bewährt hat.

Die Abhängigkeit vom pH-Wert (pH) wird durch eine lineare Funktion beschrieben.

$$f_{pH} = \begin{cases} f_{pH,min}, & \text{für } pH < pH_{min} \\ f_{pH,min} + (1 - f_{pH,min}) \left(\frac{pH - pH_{min}}{pH_{max} - pH_{min}} \right), & \text{für } pH_{min} \leq pH < pH_{max} \\ f_{pH,opt}, & \text{für } pH \geq pH_{max} \end{cases} \quad (3.8)$$

Im pH-Bereich unterhalb pH_{min} verläuft der Abbau mit einer minimalen Rate $f_{pH,min}$. Wird pH_{min} überschritten, erhöht sich die Abbaurate linear bis zu einem optimalen Wert $f_{pH,opt} = 1$, der ab einem pH-Wert von pH_{max} erreicht wird. Für die einzelnen Parameter werden derzeit folgende Standardwerte verwendet: $pH_{min} = 1$, $pH_{max} = 4.5$, $f_{pH,min} = 0.2$.

Die Abhängigkeit der Abbaurate von der Bodenbedeckung wird wie folgt bestimmt.

$$f_c = 0.6 + 0.4(1 - v) \quad (3.9)$$

wobei v die vegetationsbedeckte Fraktion der betrachteten Flächeneinheit [$m^2 \ m^{-2}$] ist. Für einen brach liegenden Boden ist demnach der Abbau optimal ($f_c = 1$). Mit zunehmendem Anteil von Bewuchs reduziert sich die Abbaurate auf einen minimalen Wert von $f_c = 0.6$ bei vollständiger Pflanzenbedeckung.

3.4 Zeitliche Veränderung der Pflanzenbedeckung

Um die zeitliche Veränderung der Pflanzenbedeckung (plc) zu beschreiben, wurde auf Grund der Konsistenz der auch im regionalen Klimamodell COSMO-CLM genutzte Ansatz verwendet (Doms et al., 2011). Anhand minimaler und maximaler Bedeckungswerte (plc_{min} und plc_{max}) der einzelnen Landnutzungsklassen wird unter Berücksichtigung der geografischen Breite (φ) und der Geländehöhe ein einfacher Jahresgang beschrieben.

Der erste Julianische Tag (V_s) sowie die Länge (V_l [d]) der Vegetationsperiode werden wie folgt berechnet:

$$V_s = \max(1, 3(|\varphi| - 20^\circ)) \quad (3.10a)$$

$$V_l = \min(365, 345 - 4.5(|\varphi| - 20^\circ)) \quad (3.10b)$$

Die zeitliche Interpolation der Pflanzenbedeckung erfolgt nach

$$plc(\varphi, J_d, \Phi_s) = plc_{min} + (plc_{max} - plc_{min}) f_v \cdot f_h(\Phi_s) \quad (3.11)$$

Dabei sind J_d der initiale Julianische Tag der Simulation und Φ_s das Geopotential der Erdoberfläche. f_v und f_h sind Reduktionsfaktoren, wobei f_v den Einfluss der zeitlichen Vegetationsentwicklung beschreibt und f_h eine Reduktion mit steigender Geländehöhe bewirkt. Die Konstante $C = 1.12$ definiert die Länge der Periode, für die $f_v = 1$, und wird die Parametrisierung

$$f_v = \max\left(0, \min\left(1, C \cdot \sin\left(\pi \cdot \max\left(0, \frac{(J_d - V_s)}{V_l}\right)\right)\right)\right) \quad (3.12)$$

$$f_h(\Phi_s) = \exp(-5 \cdot 10^{-9} \cdot \Phi_s^2) \quad (3.13)$$

verwendet.

3.5 Bestimmung der initialen Größen der SOM Pools

RothC wurde als ein rein konzeptionelles Modell entwickelt. Die Kohlenstoff-Pools basieren also nicht auf gemessenen Eigenschaften. Es wurde aber gezeigt, dass Zusammenhänge zwischen den Modell-Pools und messbaren Fraktionen bestehen (z.B. Zimmermann et al., 2007; Skjemstad et al., 2004). Für Simulationen auf der regionalen Skala ist die Bestimmung der initialen Pool-Größen anhand von Messungen jedoch nicht möglich.

Neben der Initialisierung durch gemessene Fraktionen können die initialen Pool-Größen durch einen Gleichgewichtslauf bestimmt werden, wie in Coleman, K. and Jenkinson, D.S. (1996) beschrieben. Diese Methode geht von der Annahme aus, dass sich das System im stationären Zustand befindet, es also weder zu einer Zunahme, noch zu einer Abnahme des organischen Kohlenstoffs kommt. Voraussetzung für die Anwendung dieser Methode ist eine bekannte Menge des Pflanzeneintrags. Als Randbedingung werden i.d.R. monatliche Werte einer 30-jährigen Klimaperiode verwendet. Die Simulation wird über einen sehr langen Zeitraum von 10000 Jahren durchgeführt.

Abschätzung des IOM-Gehaltes

Der Gehalt an IOM kann durch das RothC-Modell aus Radiokarbonaten errechnet werden. Aufgrund der limitierten Datenverfügbarkeit ist dieser Ansatz jedoch nur sehr eingeschränkt anwendbar. Daher leiteten Falloon et al. (1998) auf der Grundlage von 28 Beobachtungs-Datensätzen folgenden Zusammenhang für den Oberboden ab:

$$c_{IOM} = 0.049(c_{tot,obs})^{1.139} \quad (3.14)$$

Die IOM-Menge c_{IOM} wird bei diesem Ansatz anhand der Menge an gemessenem organischen Kohlenstoff $c_{tot,obs}$ abgeschätzt (beide in $[t \text{ ha}^{-1}]$). Trotz verschiedener bereits in Falloon et al. (1998) diskutierten Unsicherheiten, findet diese Gleichung weite Anwendung.

Eine weitere Unsicherheit der Gleichung ergibt sich aus dem Umstand, dass keine Tiefenkorrektur der Konzentrationen erfolgte. Dies hat zur Folge, dass sich für verschieden mächtige Bodenschichten bei gleicher Konzentration an organischem Kohlenstoff unterschiedliche Anteile an IOM ergeben. Um diese Unstimmigkeit zu beheben, wurden die Daten von Falloon et al. (1998) unter Anwendung einer Tiefenkorrektur neu ausgewertet. Die Ergebnisse sind in Tab. 3.2 zusammengefasst und in Abb. 3.2 dargestellt.

Tabelle 3.2: Anpassung verschiedener Funktionstypen an tiefen-korrigierte Falloon-Daten (R²: Bestimmtheitsmaß, RMSE: Root Mean Square Error)

Funktionstyp	R ²	RMSE [t/ha/cm]
linear	0.66	0.1547
potenziell	0.60	0.1579

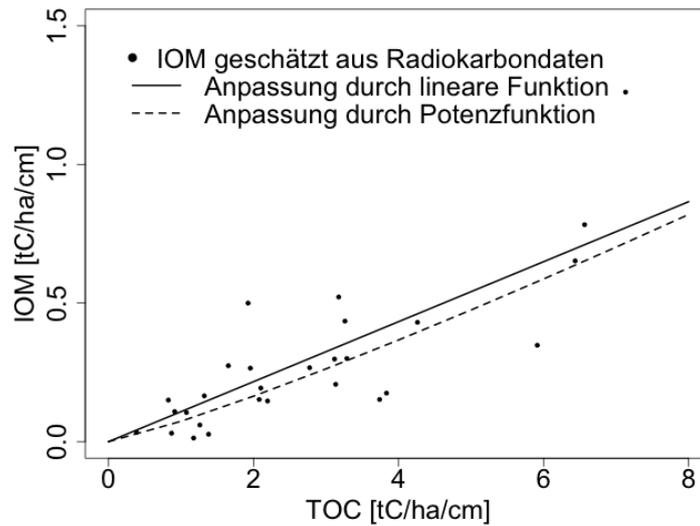


Abbildung 3.2: Beschreibung der tiefen-korrigierten Falloon-Daten durch verschiedene Funktionstypen

Zur Beschreibung der tiefen-korrigierten Daten wurden ein linearer und ein potenzieller Zusammenhang getestet. Aus Plausibilitätsgründen wurden alle Funktionen durch den Ursprung gelegt. Auch Falloon et al. (1998) testeten einen linearen Ansatz, der zu einer ähnlich guten Anpassung der unkorrigierten Daten führte wie die Potenzfunktion. Aufgrund der steigenden Varianz mit dem Mittelwert der Daten wurde der potenzielle Zusammenhang als geeigneter angesehen. Nach der Tiefenkorrektur der Daten ist die Beschreibung der Daten durch eine lineare Funktion jedoch deutlich besser als durch eine potenzielle. Weiterhin erscheint ein zunehmender IOM-Anteil für höhere Gehalte an organischem Kohlenstoff nicht plausibel. Daher betrachten wir den linearen Zusammenhang - gleichbedeutend mit einem konstanten IOM-TOC-Verhältnis von etwa 11% - am geeignetsten zur Beschreibung des Falloon-Datensatzes (TOC = Total Organic Carbon):

$$c_{IOM} = 0.1082c_{tot,obs} \quad (3.15)$$

Auch in anderen Studien wurde ein konstantes IOM-TOC-Verhältnis in dieser Größenordnung angenommen.

4 Sensitivitätsexperimente für das Main-Einzugsgebiet

Um die Unsicherheiten abzuschätzen, welche sich für die Simulation der Bodenkohlenstoff-Dynamik für das Main-Einzugsgebiet (Abb. 4.1) durch die Verwendung verschiedener Datensätze für Boden und Landnutzung ergeben, wurden verschiedene Szenarien betrachtet (Tab. 4.1). Im folgenden Abschnitt werden die verschiedenen Datensätze beschrieben.

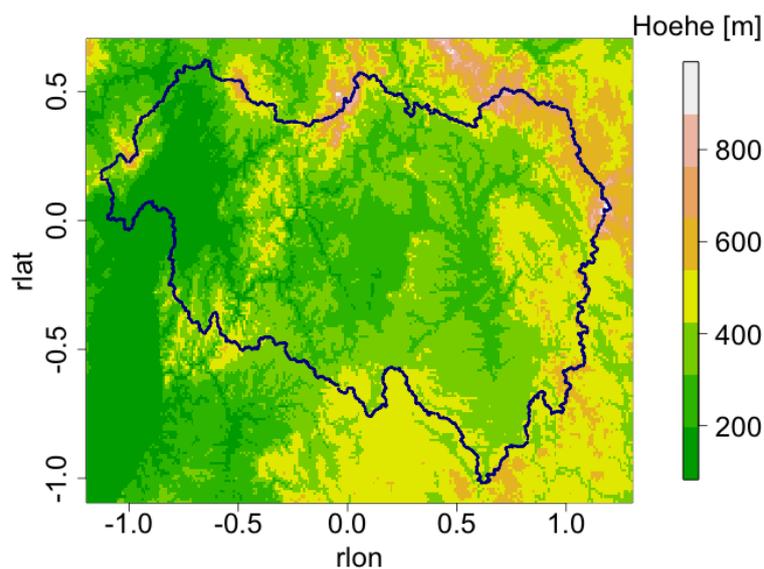


Abbildung 4.1: Modellgebiet mit Main-Einzugsgebiet (blau)

Tabelle 4.1: Szenarien zur Abschätzung von Unsicherheiten gegenüber verschiedenen Boden- und Landnutzungs-Informationen

Boden	Landnutzung	Klima
FAO	GlobCover 2009	2001-2010
HWSD homo	GlobCover 2009	2001-2010
HWSD hetero	GlobCover 2009	2001-2010
BUEK-HWSD homo	GlobCover 2009	2001-2010
BUEK-HWSD hetero	GlobCover 2009	2001-2010
BUEK-HWSD hetero	GLC 2000	2001-2010
BUEK-HWSD hetero	GlobCover 2009	10 x 2006
BUEK-HWSD hetero	GlobCover 2009	10 x 2008
BUEK-HWSD hetero	GlobCover 2009	10 x 2010

4.1 Datengrundlage

4.1.1 Boden

Zur Beschreibung der Charakteristik des Bodens wurden dabei folgende Daten zugrunde gelegt: homogenes Bodenprofil nach „FAO-UNESCO Digital Soil Map of the World“ (FAO, FAO-Unesco (1974)), homogenes Bodenprofil nach „Harmonized World Soil Database v1.1“ (HWSD, FAO/IIASA/ISRIC/ISSCAS/JRC (2009)), heterogenes Bodenprofil nach HWSD, homogenes Bodenprofil nach einem neuen Datensatz auf der Grundlage der nutzungsdifferenzierten Bodenübersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland (BÜK 1000 N, Richter et al. (2007)) und der HWSD (BUEK-HWSD), heterogenes Bodenprofil nach BUEK-HWSD. Während im Fall des homogenen Bodenprofils konstante Eigenschaften für alle Bodenschichten angenommen werden, variieren sie im heterogenen Profil über die Tiefe. Eine ausführliche Beschreibung findet sich in Schröder et al. (2013).

Sand- und Ton-Gehalt wurden aus den TERRA-Bodenklassen nach Doms et al. (2011) abgeleitet (Tabelle 4.2). Diese Bodenklassen werden in COSMO-CLM für die Bodenhydrologie und -energetik und daher auch hier aus Gründen der Konsistenz verwendet

Tabelle 4.2: Bodenkennwerte der TERRA-Klassen

TERRA-Klasse	Sand [%]	Ton [%]
Sand	90	5
Sandiger Lehm	65	10
Lehm	40	20
Toniger Lehm	35	35
Ton	15	70
Torf	90	5

4.1.2 Landnutzung

Für die Landnutzung wurden einerseits die Daten von GlobCover aus 2009 verwendet. Der Datensatz umfasst 22 verschiedene Landnutzungsklassen (sowie eine für Fehlzeiten), die zu 8 Hauptklassen zusammengefasst wurden (Tab. 4.3). Anschließend wurden diesen Hauptklassen die im Modell unterschiedenen Landnutzungsklassen zugeordnet (Landwirtschaft = cultivated and managed, Grünland = herbaceous, Wald = woody trees, Buschland = shrub). Wasser- und Eisflächen sowie versiegelte Flächen blieben für die Simulation der Bodenkohlenstoff-Dynamik unberücksichtigt. An jeweils einem Pixel innerhalb des Einzugsgebietes lagen die Landnutzungsklassen Brachland und aquatische Vegetation vor, die ebenfalls ausgeschlossen wurden.

Des Weiteren wurde der Landnutzungsdatensatz GLC 2000 betrachtet. Auch dieser Datensatz unterscheidet zwischen 22 Landnutzungsklassen sowie einer zusätzlichen Klasse für Fehlzeiten (Tab. 4.4). Zur Ableitung der im Modell unterschiedenen 4 Landnutzungsklassen

wurde analog zu GlobCover 2009 vorgegangen.

In Abbildung 4.2 ist die Verteilung der Hauptlandnutzungsklassen im Main-Einzugsgebiet für beide Landnutzungsdatensätze gegenübergestellt. Während GlobCover 2009 etwa gleiche Anteile von landwirtschaftlich (49.1%) und forstwirtschaftlich genutzter Fläche (50.6 %) aufweist, überwiegt für GLC 2000 deutlich der Anteil der Landwirtschaft (67.6% gegenüber 31.3% Wald). Der Anteil von Grünland ist in beiden Fällen sehr gering (0.3% für GlobCover 2009, 1.1 % für GLC 2000).

Tabelle 4.3: Landnutzungsklassen des GlobCover2009-Datensatzes

Nr.	Landnutzungsklasse
11	Post-flooding or irrigated croplands (or aquatic)
14	Rainfed croplands
20	Mosaic cropland (50-70%) / vegetation (grassland/shrubland/forest (20-50%)
30	Mosaic vegetation (grassland/shrubland/forest) (50-70%) / cropland (20-50%)
40	Closed to open (>15%) broadleaved evergreen or semi-deciduous forest (>5m)
50	Closed (>40%) broadleaved deciduous forest (>5m)
60	Open (15-40%) broadleaved deciduous forest/woodland (>5m)
70	Closed (>40%) needleleaved evergreen forest (>5m)
90	Open (15-40%) needleleaved deciduous or evergreen forest (>5m)
100	Closed to open (>15%) mixed broadleaved and needleleaved forest (>5m)
110	Mosaic forest or shrubland (50-70%) / grassland (20-50%)
120	Mosaic grassland (50-70%) / forest or shrubland (20-50%)
130	Closed to open (>15%) (broadleaved or needleleaved, evergreen or deciduous) shrubland (<5m)
140	Closed to open (>15%) herbaceous vegetation (grassland, savannas or lichens/mosses)
150	Sparse (<15%) vegetation
160	Closed to open (>15%) broadleaved forest regularly flooded (semi-permanently or temporarily) - Fresh or brackish water
170	Closed (>40%) broadleaved forest or shrubland permanently flooded - Saline or brackish water
180	Closed to open (>15%) grassland or woody vegetation on regularly flooded or waterlogged soil - Fresh, brackish or saline water
190	Artificial surfaces and associated areas (Urban areas >50%)
200	Bare areas
210	Water bodies
220	Permanent snow and ice
230	No data (burnt areas, clouds,...)

Hauptklassen		
cultivated and managed	woody trees	shrub
herbaceous	aquatic vegetation	artificial surface
bare areas	inland water, snow and ice	data gaps

Tabelle 4.4: Landnutzungsklassen des GLC2000-Datensatzes

Nr.	Landnutzungsklasse
1	evergreen broadleaf forest
2	deciduous broad closed
3	deciduous broadleaf open
4	evergreen needleleaf forest
5	deciduous needleleaf forest
6	mixed leaf trees
7	fresh water flooded trees
8	saline water flooded trees
9	mosaic tree/natural veget.
10	burnt tree cover
11	evergreen shrubs closed/open
12	deciduous shrubs closed/open
13	herbaceous veget.closed/open
14	sparse herbaceous or grass
15	flooded shrubs or herbaceous
16	cultivated and managed
17	mosaic crop/tree/net veget.
18	mosaic crop/shrub/grass
19	bare areas
20	water
21	snow and ice
22	artificial surface
23	no data

Hauptklassen		
cultivated and managed	woody trees	shrub
herbaceous	aquatic vegetation	artificial surface
bare areas	inland water, snow and ice	data gaps

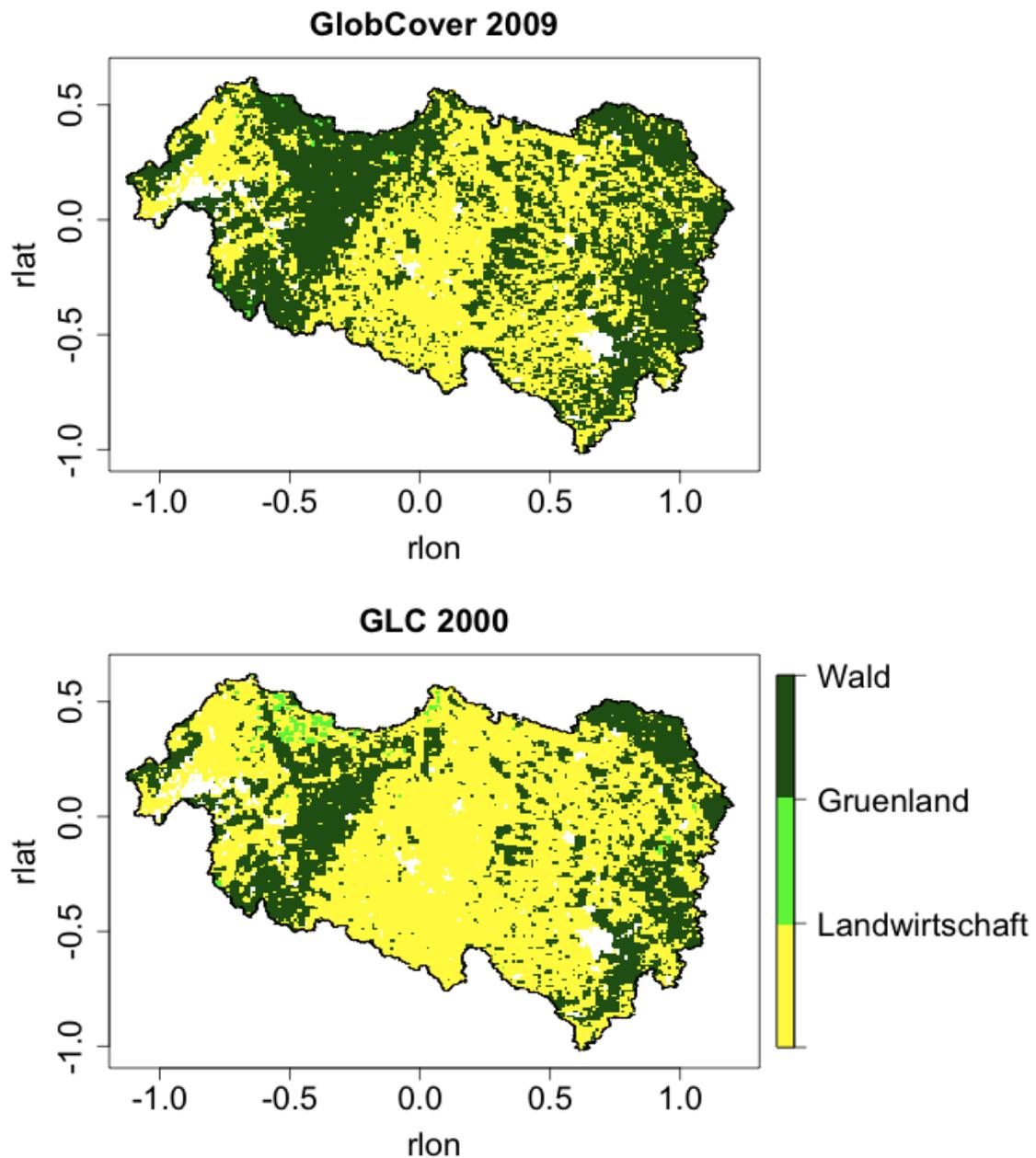


Abbildung 4.2: Hauptlandnutzungsklassen im Main-Einzugsgebiet für GlobCover 2009 und GLC 2000

4.1.3 Bodenklima

Als Randbedingung für die Bodenkohlenstoff-Simulationen wurden in einer zeitlichen Auflösung von 1h die Wassergehälter und Temperaturen im Boden mit einer für die Betrachtung heterogener Böden erweiterten Version von TERRA-ML 4.13 (Doms et al., 2011;

Kalinka and Ahrens, 2011) berechnet. Diese Daten wurden als Randbedingung für die Simulationen der Bodenkohlenstoffprozesse verwendet. Das Bodenmodell wurde mit meteorologischen Daten der ERA-Interim-Reanalyse angetrieben (Simmons et al., 2006). Neben den Simulationen mit Klimadaten des Zeitraums 2001-2010 erfolgten drei zusätzliche Simulationen mit einer 10maligen Wiederholung des wärmsten (2008) bzw. kältesten Jahres (2010) innerhalb des Simulationszeitraums sowie des Jahres 2006, welches die für den Abbau der organischen Bodensubstanz günstigsten Bedingungen aufweist (siehe Kapitel 4.2.3). Für die Initialisierung wurde das Mittel der Periode 2001-2010 der jeweiligen Bodentemperaturen und Wassergehälter verwendet.

4.1.4 Netto-Primär-Produktion

Zur Abschätzung der jährlichen Eintragsmenge von Pflanzenmaterial wurden die Daten der Netto-Primär-Produktion (NPP) von MODIS (https://lpdaac.usgs.gov/products/modis_products_table/mod17a3) verwendet. Über landwirtschaftlichen Flächen wurde die NPP um 25% reduziert, um der Entnahme eines Teils des Pflanzenmaterial bei der Ernte Rechnung zu tragen. Für die Initialisierung wurde das Mittel der Periode 2001-2010 der NPP verwendet (Abb. 4.3).

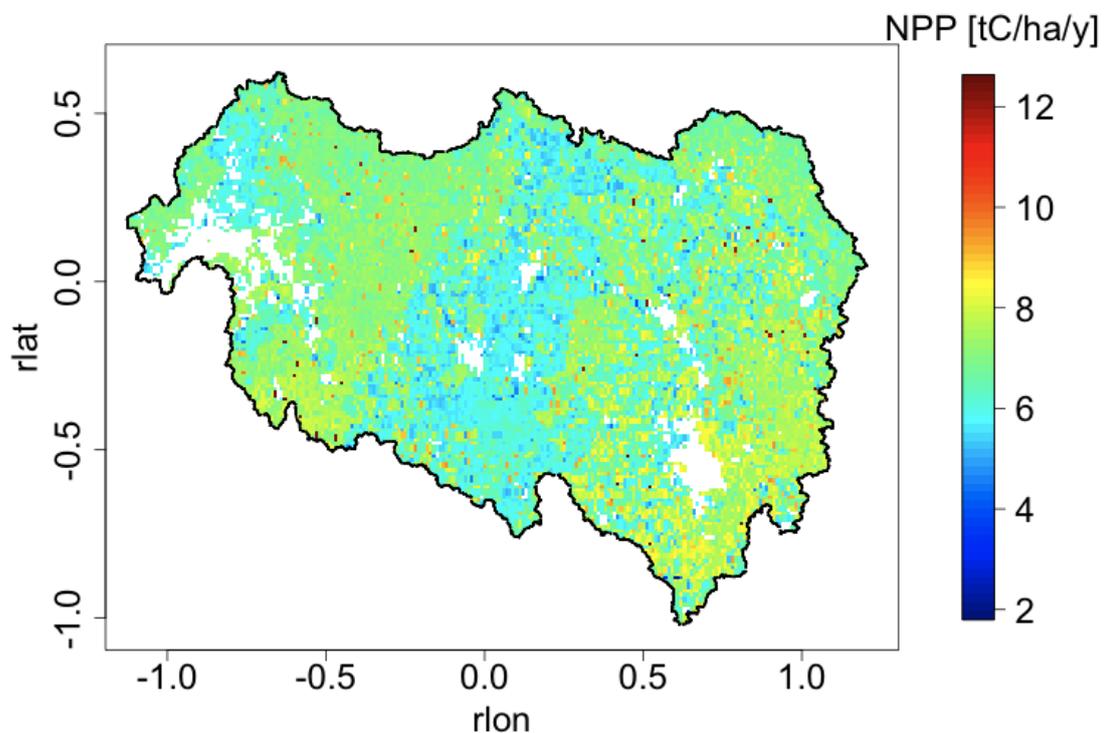


Abbildung 4.3: Netto-Primär-Produktion (MODIS, 10jähriges Mittel)

4.1.5 pH-Wert

Die pH-Werte wurden der HWSD entnommen (Abb. 4.4). Der HWSD-Datensatz umfasst 2 Schichten. Diese Information wurde auf die Bodenschichten der Simulation interpoliert. Es wurde angenommen, dass keine zeitliche Änderung des pH-Wertes auftritt.

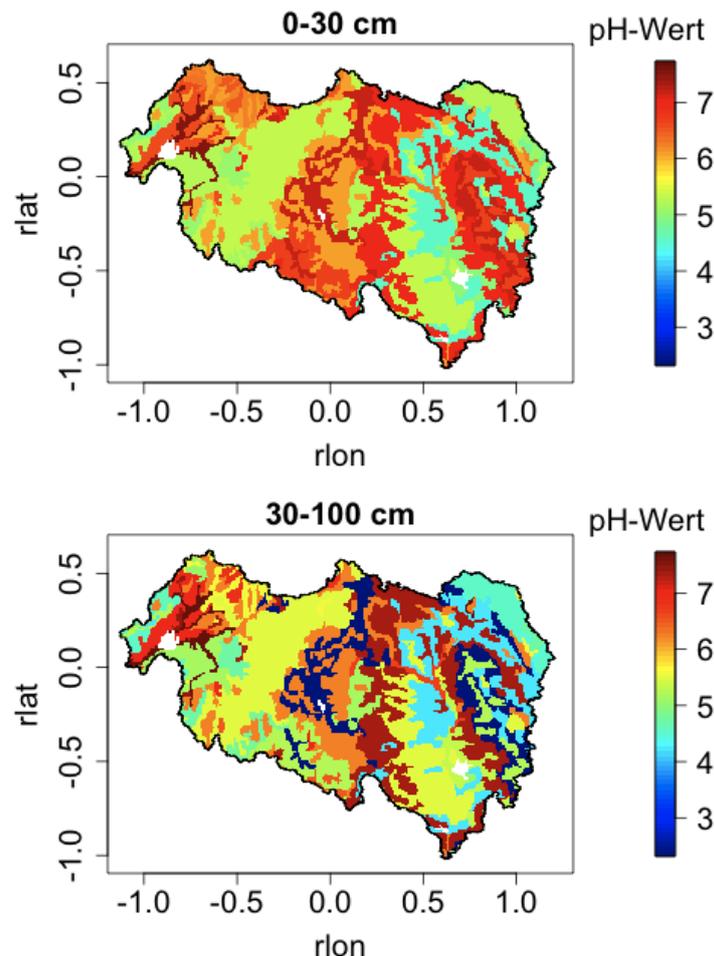


Abbildung 4.4: Verteilung des pH-Werts im Main-Einzugsgebiet nach HWSD (weiße Flächen innerhalb des Einzugsgebietes sind urbane Gebiete oder Seen)

4.2 Ergebnisse und Interpretation

4.2.1 Einfluss der Bodeninformation

In Abbildung 4.5 sind die Unterschiede der simulierten initialen TOC-Gehalte für die Verwendung der verschiedenen Bodendatensätze dargestellt, wobei die Simulation mit dem FAO-Datensatz als Referenz diente. Obwohl es lokal zu großen Abweichungen kommt, weisen die simulierten TOC-Werte insgesamt eine realistische Größenordnung auf. So liegen

die mittleren simulierten TOC-Gehalte sehr nahe an den beobachteten Werten nach HWSO (Beobachtung: 103 tC/ha, FAO: 107 tC/ha, HWSO homo: 97 tC/ha, HWSO hetero: 97 tC/ha, BUEK-HWSO homo: 107 tC/ha, BUEK-HWSO hetero: 100 tC/ha). Die lokal vereinzelt auftretenden großen Unterschiede ergeben sich aus der unterschiedlichen Fähigkeit der einzelnen Bodentypen, organische Bodensubstanz zu binden. So können tonreichere Böden mehr organische Substanz binden als sandige (im Modell ausgedrückt in Gl. 3.3).

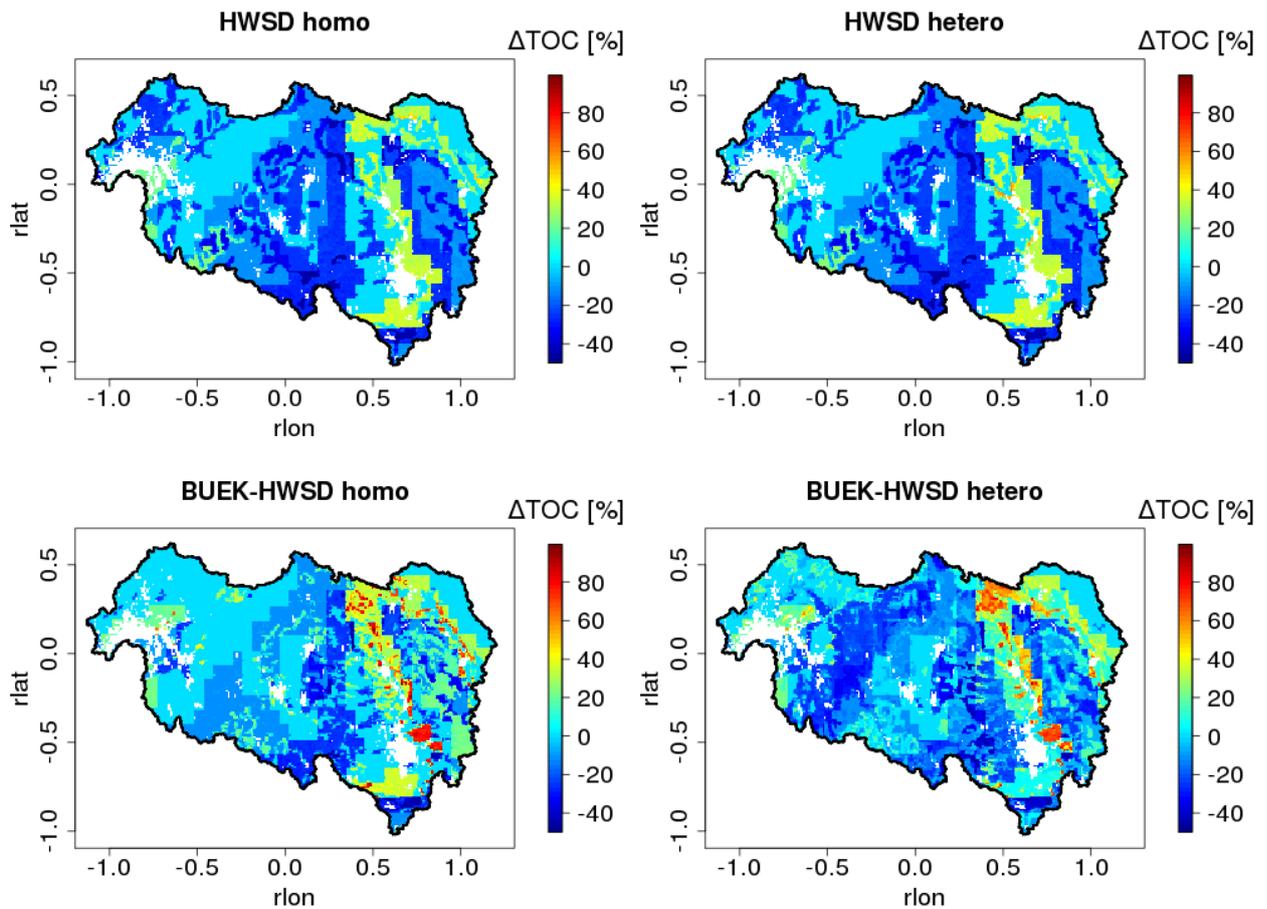


Abbildung 4.5: Relative Unterschiede des initialen TOC-Gehaltes für verschiedene Boden-Datensätze (Referenz: FAO)

Neben der hier gewählten Methode zur Initialisierung der Kohlenstoff-Pools besteht die Möglichkeit, die Verteilung der Pools für eine vordefinierte Menge an organischem Kohlenstoff zu bestimmen. Hierbei wird auch die Menge des Pflanzeneintrags abgeschätzt, die zur Erreichung der vorgegebenen TOC-Gehalte notwendig ist (Jenkinson et al., 1999). Der Vorteil dieser Initialisierungsmethode liegt darin, dass für alle Szenarien zu Beginn der Simulation die gleiche Menge an TOC vorliegt. Testsimulationen zeigten aber, dass die benötigten Pflanzeneintragsmengen zum Teil völlig überhöht waren. In Folge dessen

wurden lokal auch unrealistisch hohe CO₂-Flüsse simuliert. Eine Erklärung für diese unrealistischen Ergebnisse in einzelnen Bereichen ist, dass Bodencharakteristik und TOC-Gehalt nicht zusammen passen. Um beispielsweise für einen sandigen Boden hohe TOC-Gehalte zu erhalten, sind entweder ungünstige Abbaubedingungen (Bodenklima) notwendig, oder aber sehr hohe Mengen an eingetragenem Pflanzenmaterial. Weiterhin können auch vereinfachte Prozesse oder Modellannahmen zu Ungenauigkeiten führen.

Um die Auswirkung verschiedener Bodeninformationen auf die Simulation der CO₂-Freisetzung abzuschätzen, wurden die relativen Unterschiede der Gesamtmenge an freigesetztem CO₂ dargestellt, wobei die Ergebnisse der FAO-Simulation als Referenz dienten (Abb. 4.6). Lokale Unterschiede lagen im Bereich von $\pm 5\%$, im Mittel bei $\pm 0.3\%$. Die starke Übereinstimmung des Gebietsmittels der verschiedenen Bodendatensätze zeigt sich auch im zeitlichen Verlauf des kumulativen CO₂-Flusses (Abb. 4.7).

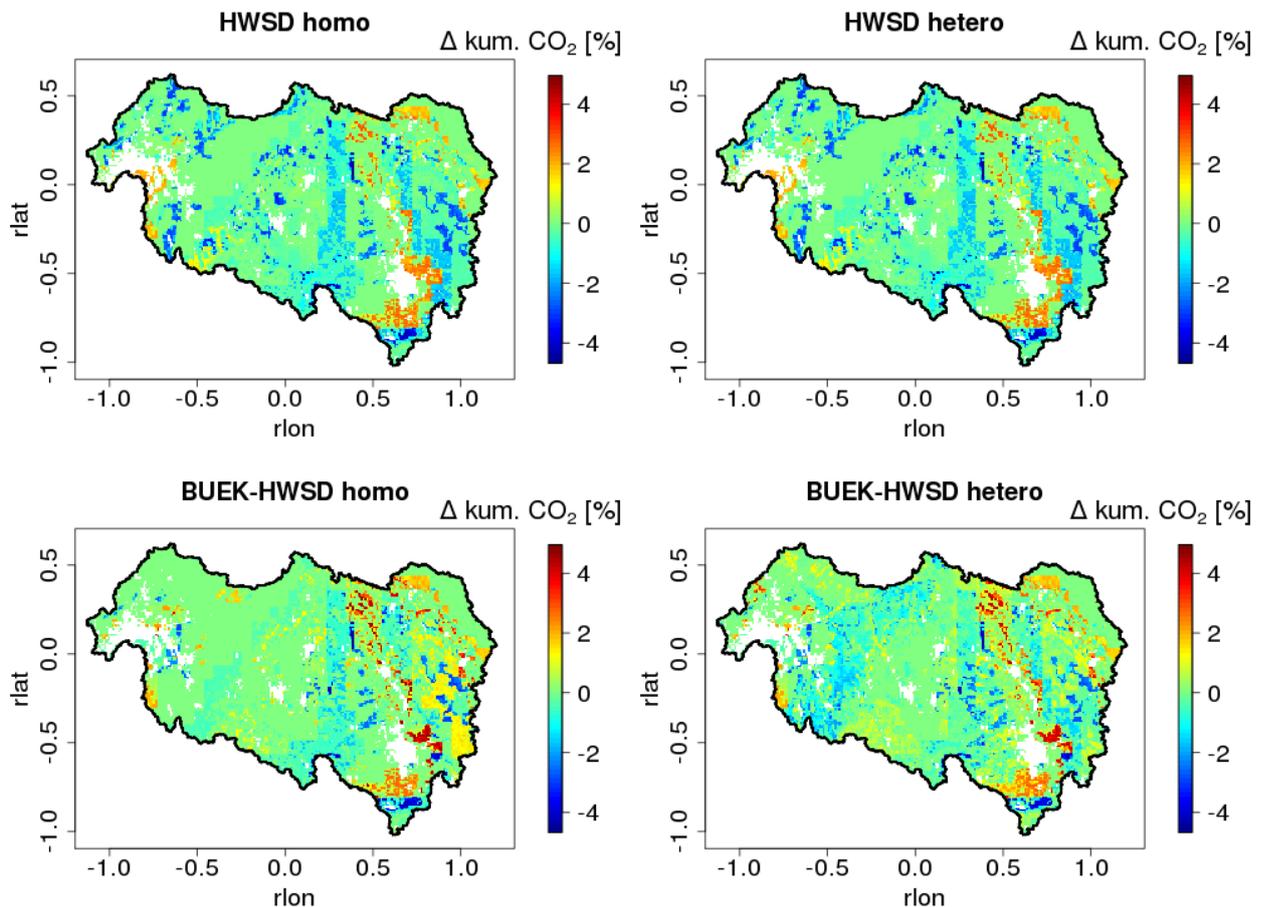


Abbildung 4.6: Relative Unterschiede der Gesamtmenge an freigesetztem CO₂ für verschiedene Boden-Datensätze (Referenz: FAO)

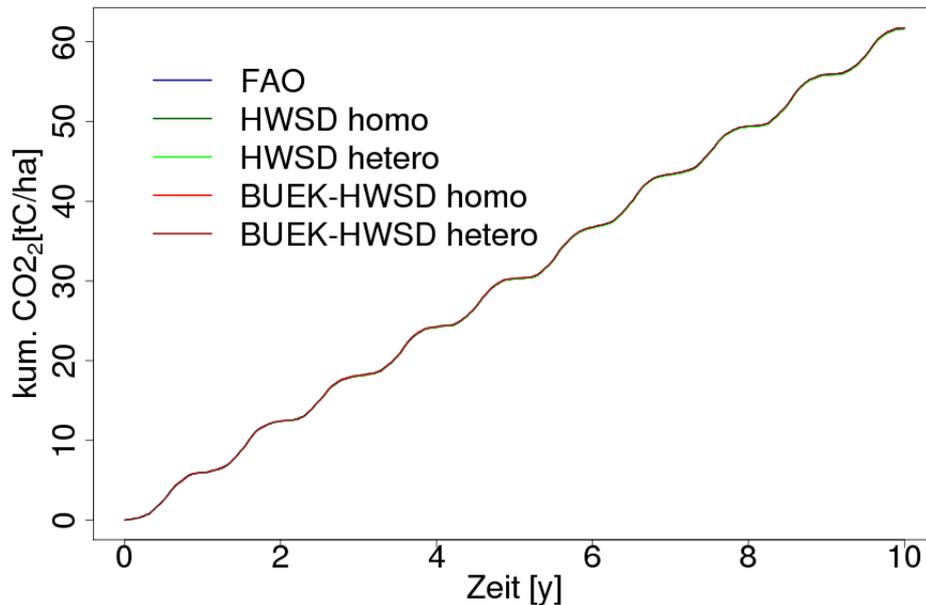


Abbildung 4.7: Zeitlicher Verlauf des mittleren kumulativen CO₂-Flusses für verschiedene Boden-Datensätze

4.2.2 Einfluss der Landnutzungsinformation

Die aus der Verwendung verschiedener Landnutzungs-Datensätze resultierenden Unterschiede der simulierten CO₂-Flüsse sind deutlich größer als die für verschiedene Bodenbeschreibungen. So wird bei Verwendung der GLC 2000-Landnutzungsinformation im Mittel deutlich weniger CO₂ freigesetzt als bei GlobCover 2009 (Abb. 4.8). Dies ist vor allem auf die geringere Pflanzeneintragsmenge aufgrund des höheren Anteils landwirtschaftlich genutzter Flächen im Fall von GLC 2000 zurückzuführen (siehe Kapitel 4.1.2). So ist auch die initiale Menge an TOC für den GLC 2000-Datensatz im Mittel deutlich niedriger (84 tC/ha im Gegensatz zu 100 tC/ha für GlobCover 2009). Die hier simulierten Unsicherheiten in den Emissionsraten von ca. 10% sind beachtlich, wenn berücksichtigt wird, dass die Landwirtschaft einen Anteil von 11% an den anthropogenen Treibhausgasemissionen Deutschlands hat (NIR, 2007). Zusätzliche Unsicherheiten entstehen durch die zu machenden Annahmen bezüglich des Eintrags von organischem Kohlenstoff, die sehr vereinfacht sind. So wurde angenommen, dass 25% der Netto-Primärproduktion als Ernteertrag entnommen werden. Zusätzliche Einträge, z.B. durch Düngung oder die Aufbringung von Gülle wurden bislang vernachlässigt.

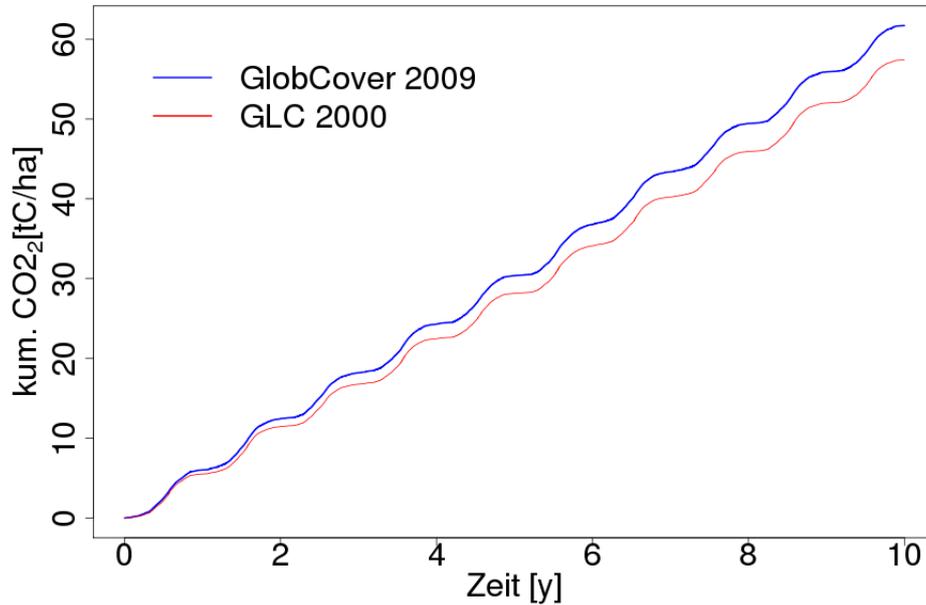


Abbildung 4.8: Zeitlicher Verlauf des mittleren kumulativen CO_2 -Flusses für verschiedene Landnutzungs-Datensätze

4.2.3 Einfluss des Klimas

Um zu sehen, wie die aus der Verwendung verschiedener Datensätze zur Beschreibung des Bodens und der Landnutzung resultierenden Unsicherheiten der simulierten CO_2 -Freisetzung in Bezug auf klimatisch bedingte Veränderungen einzuordnen sind, wurden verschiedene Klimaverläufe simuliert. So wurden neben der normalen Abfolge der Jahre 2001-2010 zunächst das wärmste (2008) und das kälteste Jahr (2010) 10x wiederholt, um ein ca. 1°C wärmeres bzw. kälteres Klima abzubilden. Während für das kältere Klima erwartungsgemäß weniger CO_2 freigesetzt wurde als für das Referenzklima, zeigte das wärmere Klima nicht den erwarteten Effekt einer erhöhten CO_2 -Produktion (Abb. 4.9). Die Kurve für 2008 liegt sogar geringfügig unter der Kurve für den mittleren Verlauf über die Jahre 2001-2010.

Um die Ursache hierfür zu ergründen, wurden die mittleren Skalierungsfaktoren für den Einfluss der Bodentemperatur und der Bodenfeuchte sowie für den Einfluss aller Faktoren (siehe Kapitel 3.3) berechnet (Abb. 4.10). Im Vergleich zu allen anderen Jahren des Simulationszeitraums liegt der Temperaturfaktor für das Jahr 2008 nur im mittleren Bereich. Diese scheinbare Unstimmigkeit erklärt sich beim Betrachten der Monatstemperaturen (Abb. 4.11). Der hohe Jahres-Mittelwert der Temperatur im Jahr 2008 ergibt sich vor allem aus dem besonders milden Winter. Im Sommer hingegen wurden keine solch hohen Temperaturen erreicht wie beispielsweise in den Jahren 2003 und 2006. Aufgrund der nicht linearen Abhängigkeit der Abbauraten von der Temperatur (Gl. 3.6) liegt der temperaturabhängige

Skalierungsfaktor daher insgesamt nur im mittleren Bereich. Für 2003 ist der Skalierungsfaktor der Temperatur aufgrund des heißen Sommers am höchsten. Dieser abbaufördernde Effekt wird allerdings durch einen Feuchtemangel aufgrund der geringen Niederschlagsmenge in diesem Jahr kompensiert. Insgesamt betrachtet befindet sich 2003 somit nur im mittleren Bereich der CO₂-Produktion (erkennbar am Gesamt-Skalierungsfaktor, Abb. 4.10). Das Jahr mit dem höchsten Gesamt-Skalierungsfaktor (Produkt aller einzelnen Skalierungsfaktoren) und somit für die CO₂-Produktion am förderlichsten ist das Jahr 2006. Daher wurde auch für dieses Jahr in 10 maliger Wiederholung eine Simulation durchgeführt. Die CO₂-Freisetzung in diesem Jahr mit relativem warmem, aber doch feuchtem Sommer ist wesentlich höher als für die anderen simulierten Klimaverläufe.

Insgesamt lässt sich feststellen, dass die aus der unterschiedlichen Bodeninformation resultierenden Unterschiede der CO₂-Freisetzung deutlich kleiner sind, als die Unterschiede, die durch das Klima verursacht werden. Die Bandbreite der CO₂-Produktion, die durch die Verwendung unterschiedlicher Landnutzungsdatensätze aufgespannt wird, ist hingegen größer als die größte durch unterschiedliches Klima verursachte Differenz der CO₂-Produktion.

Um eine Einordnung auf zukünftig zu erwartende Klimaänderungen vorzunehmen, wurden die Daten des Umweltatlas für Hessen vom Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (<http://atlas.umwelt.hessen.de/atlas/>) herangezogen. Ausgewertet wurden dabei Simulationen des SRES-Szenarios A1B für 21 verschiedene Klimamodellkombinationen. Demnach ist für Hessen im Mittel bis zur Mitte des Jahrhunderts mit einem Anstieg der Temperatur von 1.7°C (Minimum: 1.1°C, Maximum: 2.6°C) zu rechnen. Bis zum Ende des Jahrhunderts ist der erwartete Temperaturanstieg mit 3.1°C noch wesentlich höher (Minimum: 1.9°C, Maximum: 3.7°C). Besonders stark ausgeprägt ist der Anstieg der Temperaturen im Sommer und Winter. Die projizierten Temperaturanstiege sind deutlich höher als die in dieser Studie untersuchten. Für den Niederschlag projizieren die verschiedenen Klimamodelle bis Ende des Jahrhunderts im Mittel eine Zunahme im Winter um 14% (Minimum: 1%, Maximum: 29%). Im Sommer hingegen wird ein mittlerer Rückgang um 20% (Minimum: -34%, Maximum: -5%) projiziert. Wie vorangegangen ausführlich diskutiert, ist das Zusammenspiel von Temperatur und Feuchte entscheidend für die Umsetzung der organischen Bodensubstanz und die damit verbundene Freisetzung von CO₂. So würde eine Temperaturerhöhung - vor allem in den Sommermonaten - zwar den Abbau der organischen Bodensubstanz begünstigen. Wenn es aber gleichzeitig zu einer Feuchtelimitation aufgrund niedriger Niederschlagsmengen kommt (wie für die Sommermonate projiziert), wird der Temperatureffekt abgeschwächt oder auch umgekehrt.

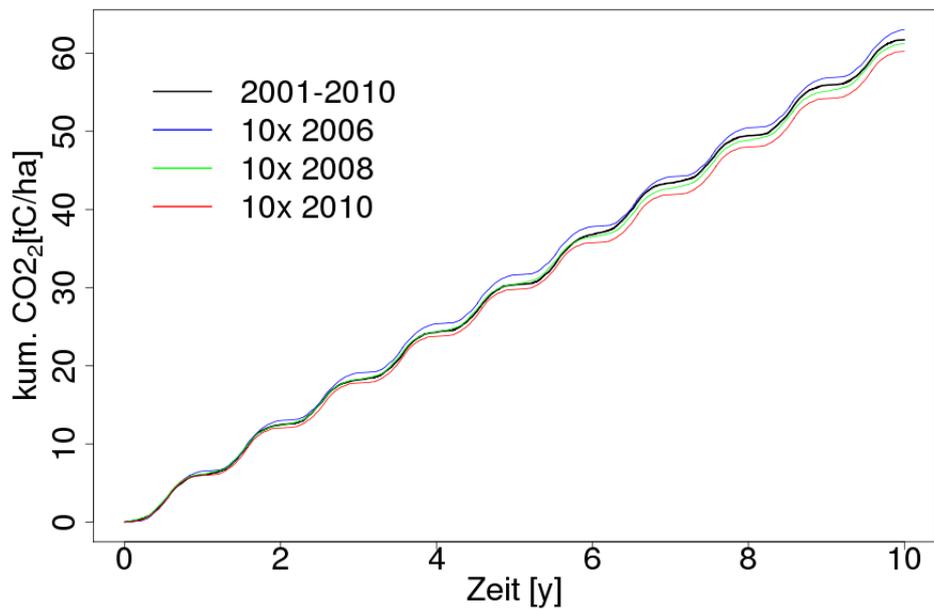


Abbildung 4.9: Zeitlicher Verlauf des mittleren kumulativen CO₂-Flusses für verschiedene Klimaverläufe

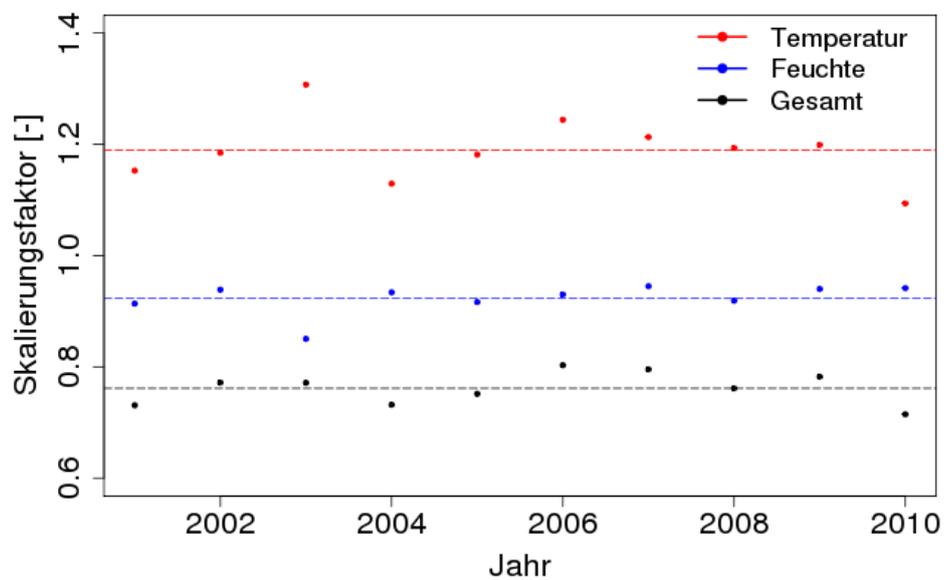


Abbildung 4.10: Reduktionsfaktoren für die einzelnen Jahre des Simulationszeitraums

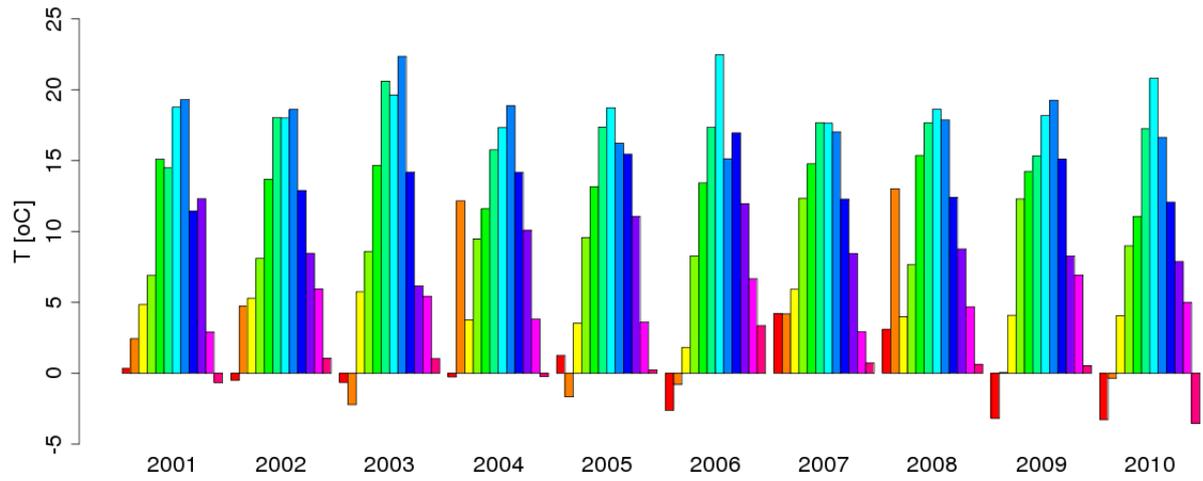


Abbildung 4.11: Verlauf der Monatstemperaturen im Simulationszeitraum

5 Fazit

Um die Prozesse der Bodenkohlenstoff-Dynamik möglichst realitätsnah in einem Modell wiederzugeben und verlässliche Prognosen zu erhalten, ist neben der Modellgüte auch die Qualität der externen Daten wie der Bodencharakteristik und der Landnutzung entscheidend. Die Unsicherheiten in der Beschreibung dieser Eigenschaften wirken sich deutlich auf das Modellergebnis aus. Die in diesem Bericht beschriebenen Sensitivitätsuntersuchungen mit einem für das Main-Einzugsgebiet angepassten Bodenkohlenstoff-Modell zeigten, dass Unterschiede in der Beschreibung der Bodencharakteristik einen sehr starken Einfluss auf die simulierten totalen Bodenkohlenstoffgehalte hatten. Die simulierten emittierten CO₂-Flüsse zeigten jedoch geringere Unterschiede aufgrund der unterschiedlichen Bodencharakteristiken und eine hohe Übereinstimmung des berechneten Gebietsmittels.

Deutlich größere Unterschiede in der Simulation der CO₂-Flüsse traten durch die Verwendung unterschiedlicher Landnutzungsdatensätze auf. Diese sind vor allem auf die unterschiedlichen Mengen an eingetragenen Pflanzenmaterial zurückzuführen, die aus dem sehr großen Unterschied in den landwirtschaftlichen und bewaldeten Flächenanteilen zwischen den Landnutzungsdatensätzen GlobCover 2009 und GLC 2000 resultieren. Dies zeigt sich auch in einem deutlich niedrigeren mittleren totalen Bodenkohlenstoffgehalt in der GLC 2000-Simulation. Beide verwendete Landnutzungsdatensätze sind global verfügbar und von anerkannter Güte. Die enthaltenen Unsicherheiten verursachen aber wie hier gezeigt grosse Unsicherheiten in simulierten Treibhausgasemissionen.

Eine veränderte CO₂-Freisetzung durch einen Wandel des Klimas im hier untersuchten Bereich wäre größer als die Unsicherheiten durch die unsichere Bodeninformation. Die Unsicherheiten durch die unsichere Landnutzungsinformation hingegen sind aber zumindest vergleichbar. Es scheint daher bei derzeitiger Beobachtungsdatenlage nicht gerechtfertigt zu sein, berechnete Treibhausgasemissionen verschiedener Einzugsgebiete miteinander zu vergleichen. Aber nicht nur die Qualität der einzelnen Parameter ist entscheidend für eine möglichst gute Beschreibung der Bodenkohlenstoff-Dynamik, sondern auch die richtige Kombination. So können inkonsistente Parameterkombinationen zu völlig unrealistischen Ergebnissen führen.

Die Diskussion der hier beschriebenen Sensitivitätsstudien zeigte auch, dass eine Klimaänderung zu wärmeren aber trockeneren Sommern (das nach heutigem Kenntnissstand wahrscheinlichste Szenario für Hessen) nicht zur verstärkten CO₂-Freisetzung führen muss, da die Kohlenstoffabbauprozesse feuchtelimitiert sind. Für den regionalen Kohlenstoffhaushalt relevanter ist die zukünftige Landnutzung.

Danksagung

Das Projekt wurde im Rahmen von INKLIM-A durch das Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) gefördert. Eine zusätzliche Förderung erfolgte durch das Biodiversität und Klima Forschungszentrum (BiK-F) im Rahmen der Landes-Offensive zur Entwicklung Wissenschaftlich-ökonomischer Exzellenz (LOEWE). Wir bedanken uns bei Dr. Jo Smith (University of Aberdeen) für die Bereitstellung von Routinen aus dem ECOSSE-Modell. Weiterhin danken wir Dr. Eva-Maria Gerstner für ihre Beratung und die Bereitstellung externer Datensätze.

Literaturverzeichnis

- Bartholomé, E. and Belward, A. S. (2005). GLC2000: A new approach to global land cover mapping from Earth observation data. *International Journal of Remote Sensing*, 26(9):1959–1977.
- Bontemps, S., Defourny, P., Bogaert, E. V., Arino, O., Kalogirou, V., and Perez, J. R. (2011). GLOBCOVER 2009 - Products Description and Validation Report.
- Bradbury, N. J., Whitmore, A. P., Hart, P. B. S., and Jenkinson, D. S. (1993). Modelling the fate of nitrogen in crop and soil in the years following application of ¹⁵N-labelled fertilizer to winter wheat. *The Journal of Agricultural Science*, 121:363–379.
- Coleman, K. and Jenkinson, D. (2008). *ROTHC-26.3. A model for the turnover of carbon in soil. Model description and windows users guide*. Harpenden.
- Coleman, K. and Jenkinson, D.S. (1996). RothC–26.3 - A model for the turnover of carbon in soil. In Powlson, D.S. and Smith, P. and Smith, J.U., editor, *Evaluation of Soil Organic Matter Models Using Existing Long-Term Datasets*, pages 237–246. Springer-Verlag, Heidelberg.
- Doms, G., Förstner, J., Heise, E., Herzog, H.-J., Mironov, D., Raschendorfer, M., Reinhardt, T., Ritter, B., Schrodin, R., Schulz, J.-P., and Vogel, G. (2011). *A Description of the Nonhydrostatic Regional COSMO Model, Part II: Physical Parameterization*.
- Falloon, P., Smith, P., Coleman, K., and Marshall, S. (1998). Estimating the size of the inert organic matter pool from total soil organic carbon content for use in the Rothamsted carbon model. *Soil Biology & Biochemistry*, 30(8-9):1207–1211.
- FAO-Unesco (1974). *Soil map of the world*. Unesco, Paris. 10 volumes plus 19 maps, scale 1:50000000, and CD-ROM.
- FAO/IIASA/ISRIC/ISSCAS/JRC (2009). *Harmonized World Soil Database (version 1.1)*. FAO, Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria.
- Fritz, S., See, L., McCallum, I., Schill, C., Obersteiner, M., van der Velde, M., Boettcher, H., Havlík, P., and Achard, F. (2011). Highlighting continued uncertainty in global land cover maps for the user community. *Environmental Research Letters*, 6(4):044005.
- Jenkinson, D. and Rayner, J. (1977). The turnover of organic matter in some of the Rothamsted classical experiments. *Soil Science*, 123:298–305.

- Jenkinson, D. S., Meredith, J., Kinyamario, J. I., Warren, G. P., Wong, M. T. F., Harkness, D. D., Bol, R., and Coleman, K. (1999). Estimating net primary production from measurements made on soil organic matter. *Ecology*, 80:2762–2773.
- Kalinka, F. and Ahrens, B. (2011). A modification of the mixed form of Richards equation and its application in vertically inhomogeneous soils. *Advances in Science and Research*, 6:123–127.
- NIR (2007). Berichterstattung unter der Klimarahmenkonvention der Vereinten Nationen.
- Richter, A., Adler, G. H., Fahrak, M., and Eckelmann, W. (2007). *Erläuterungen zur nutzungs-differenzierten Bodenübersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland BÜK 1000 N*. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.
- Schröder, J., Kalinka, F., Gerstner, E.-M., and Ahrens, B. (2013). Der Boden im regionalen Klimamodellsystem CCLM - Studien im Main-Einzugsgebiet - Abschlussbericht.
- Simmons, A., Uppala, S., Dee, D., and SHINYA Kobayashi, S. (2006). ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter*, 110:25–35.
- Skjemstad, J. O., Spouncer, L. R., Cowie, B., and Swift, R. S. (2004). Calibration of the Rothamsted organic carbon turnover model (RothC ver. 26.3), using measurable soil organic carbon pools. *Australian Journal of Soil Research*, 42(1):79–88.
- Smith, J., Bradbury, N., and TM, A. (1996). SUNDIAL: A PC-Based System for Simulating Nitrogen Dynamics in Arable Land. *Agronomy Journal*, 88(1):138–43.
- Smith, J., Gottschalk, P., Bellarby, J., Chapman, S., Lilly, A and Towers, W., Bell, J., Coleman, K., Nayak, D., Richards, M., Hillier, J., Flynn, H., Wattenbach, M., Aitkenhead, M., Yeluripati, J., Farmer, J., Milne, R., Thomson, A., Evans, C., Whitmore, A., Falloon, P., and Smith, P. (2010a). Estimating changes in Scottish soil carbon stocks using ECOSSE. I. Model description and uncertainties. *Climate Research*, 45:179–192.
- Smith, J., Gottschalk, P., Bellarby, J., Richards, M., Nayak, D., Coleman, K., Hillier, J., Flynn, H., Wattenbach, M., Aitkenhead, M., Yeluripurti, J., Farmer, J., and Smith, P. (2010b). *Model to Estimate Carbon in Organic Soils - Sequestration and Emissions (ECOSSE). User-Manual*. Aberdeen.
- Zimmermann, M., Leifeld, J., Schmidt, M. W. I., Smith, P., and Fuhrer, J. (2007). Measured soil organic matter fractions can be related to pools in the RothC model. *European Journal of Soil Science*, 58(3):658–667.