

Bilanzierung des Methanaustauschs zwischen
Biosphäre und Atmosphäre in Periglazial-
räumen mit Hilfe von Fernerkundung und
Modellen am Beispiel des Lena Deltas

Dissertation zur Erlangung des
naturwissenschaftlichen Doktorgrades
der Bayerischen Julius-Maximilians Universität Würzburg

Vorgelegt von

Stefanie Kirschke

aus

Bad Muskau

Würzburg, im Mai 2008

Eingereicht am: 08.05.2008

Tag der öffentlichen Disputation: 16.07.2008

1. Gutachter: Prof. Dr. Roland Baumhauer

2. Gutachter: Prof. Dr. Hans-Wolfgang Hubberten
der Dissertation.

1. Prüfer: Dr. Michael Schmidt

2. Prüfer: Prof. Dr. Jürgen Rauh
der Disputation.

Abstract

Remaining uncertainties in the carbon budget of high latitude ecosystems are partly due to difficulties in assessing methane emission rates from permafrost soils the source strengths of which are highly variable in space and time. Methane is a globally abundant atmospheric trace gas that contributes significantly to the warming of the atmosphere. Due to the high sensitivity of the arctic soil carbon reservoir and the large surface area underlain by permafrost, arctic regions are most critically influenced by a changing climate.

This dissertation addresses the need for modelling approaches to determine the source strength of northern Siberian permafrost affected wet polygonal tundra ecosystems with regard to methane emission on the regional scale. It presents a methodical structure wherein two process-based models are used to capture the complex interrelated processes between pedosphere, biosphere and atmosphere that lead to methane emission from permafrost soils on the regional scale. Upscaling of methane fluxes for a larger permafrost site is performed using results of a process-based model.

The process-based vegetation model Biosphere Energy Transfer Hydrology Model (BETHY/DLR) is applied to estimate net primary productivity (NPP) of arctic tundra vegetation. NPP is parameterized as a measure for substrate availability for methane production and thus an important input parameter for the second model: the process-based wetland methane emission model is subsequently used to explicitly model methane fluxes for a given soil column, taking into account methanogenesis, methane oxidation and three different transport mechanisms, namely molecular diffusion, ebullition and plant-mediated transport through vascular plants.

The methane emission model is modified for permafrost conditions by explicitly considering daily thawing of permafrost during the short arctic growing season. Model forcing consists of meteorological data sets obtained from the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Input data sets are validated against field measurements. Auxiliary

input data for both models are derived from satellite imagery and validated by field spectral measurements. A modified land use/land classification (LULC) scheme based on Landsat-7 Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) data is used to derive information on wetland distribution and vegetation cover. Time series of active layer thickness are used to describe thawing/freezing of soils. These parameters are key factors in modelling methane emissions from permafrost influenced tundra ecosystems. Validation of presented model results is performed using eddy covariance measurements of methane flux on the landscape scale carried out during the growing seasons 2003-2006 in the southern part of the Lena Delta (72°N, 126°E) by Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research (AWI).

The Lena Delta study site is located at the Laptev Sea in northeast Siberia and is characterized by arctic wet polygonal tundra ecosystems and cold continuous permafrost. Time-integrated values for modelled methane fluxes and in situ measurements compare reasonably well and indicate a moderate model underestimation of about 10%.

Zusammenfassung

Verbleibende Unsicherheiten im Kohlenstoffhaushalt in Ökosystemen der hohen nördlichen Breiten können teilweise auf die Schwierigkeiten bei der Erfassung der räumlich und zeitlich hoch variablen Methanemissionsraten von Permafrostböden zurückgeführt werden. Methan ist ein global abundantes atmosphärisches Spurengas, welches signifikant zur Erwärmung der Atmosphäre beiträgt. Aufgrund der hohen Sensibilität des arktischen Bodenkohlenstoffreservoirs sowie der großen von Permafrost unterlagerten Landflächen sind arktische Gebiete am kritischsten von einem globalen Klimawandel betroffen.

Diese Dissertation adressiert den Bedarf an Modellierungsansätzen für die Bestimmung der Quellstärke nordsibirischer permafrostbeeinflusster Ökosysteme der nassen polygonalen Tundra mit Hinblick auf die Methanemissionen auf regionalem Maßstab. Die Arbeit präsentiert eine methodische Struktur in welcher zwei prozessbasierte Modelle herangezogen werden, um die komplexen Wechselwirkungen zwischen den Kompartimenten Pedosphäre, Biosphäre und Atmosphäre, welche zu Methanemissionen aus Permafrostböden führen, zu erfassen. Es wird ein Upscaling der Gesamtmethanflüsse auf ein größeres, von Permafrost unterlagertes Untersuchungsgebiet auf Basis eines prozessbasierten Modells durchgeführt.

Das prozessbasierte Vegetationsmodell Biosphere Energy Hydrology Transfer Model (BETHY/DLR) wird für die Berechnung der Nettoprimärproduktion (NPP) arktischer Tundravegetation herangezogen. Die NPP ist ein Maß für die Substratverfügbarkeit der Methanproduktion und daher ein wichtiger Eingangsparameter für das zweite Modell: Das prozessbasierte Methanemissionsmodell wird anschließend verwendet, um die Methanflüsse einer gegebenen Bodensäule explizit zu berechnen. Dabei werden die Prozesse der Methanogenese, Methanotrophie sowie drei verschiedene Transportmechanismen – molekulare Diffusion, Gasblasenbildung und pflanzengebundener Transport durch vaskuläre Pflanzen – berücksichtigt.

Das Methanemissionsmodell ist für Permafrostbedingungen modifiziert, indem das tägliche Auftauen des Permafrostbodens in der kurzen arktischen Vegetationsperiode berücksichtigt wird. Der Modellantrieb besteht aus meteorologischen Datensätzen des European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Die Eingangsdatensätze werden mit Hilfe von in situ Messdaten validiert. Zusätzliche Eingangsdaten für beide Modelle werden aus Fernerkundungsdaten abgeleitet, welche mit Feldspektralmessungen validiert werden. Eine modifizierte Landklassifikation auf der Basis von Landsat-7 Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) Daten wird für die Ableitung von Informationen zu Feuchtgebietsverteilung und Vegetationsbedeckung herangezogen. Zeitserien der Auftautiefe werden zur Beschreibung des Auftauens bzw. Rückfrierens des Bodens verwendet. Diese Faktoren sind die Haupteinflussgrößen für die Modellierung von Methanemissionen aus permafrostbeeinflussten Tundraökosystemen. Die vorgestellten Modellergebnisse werden mittels Eddy-Kovarianz-Messungen der Methanflüsse validiert, welche während der Vegetationsperioden der Jahre 2003-2006 im südlichen Teil des Lena Deltas (72°N, 126°E) vom Alfred Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) durchgeführt wurden.

Das Untersuchungsgebiet Lena Delta liegt an der Laptevsee in Nordostsibirien und ist durch Ökosysteme der arktischen nassen polygonalen Tundra sowie kalten kontinuierlichen Permafrost charakterisiert. Zeitlich integrierte Werte der modellierten Methanflüsse sowie der in situ Messungen zeigen gute Übereinstimmungen und weisen auf eine leichte Modellunterschätzung von etwa 10%.

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich ganz herzlich bei allen bedanken, die zum Gelingen meiner Dissertation beigetragen und mich während der letzten drei Jahre unterstützt haben. Mein besonderer Dank gilt Prof. Dr. Stefan Dech für die zahlreichen ergebnisreichen Diskussionen, die vielen interessanten Anregungen zu meiner Arbeit sowie die immer vorhandene Zeit für Fragen und Gespräche. Ganz herzlich danke ich Prof. Dr. Roland Baumhauer für die kurzfristige Übernahme der Position des Erstgutachters. Prof. Dr. Hans-Wolfgang Hubberten möchte ich dafür danken, die Position des Zweitgutachters für die vorliegende Dissertation übernommen zu haben. Den Professoren Dech und Hubberten danke ich für die Förderung der wissenschaftlichen Zusammenarbeit des Deutschen Fernerkundungsdatenzentrums am Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt und des Alfred Wegener Instituts für Polar- und Meeresforschung im Rahmen des Helmholtz EOS Doktorandenprogramms sowie für die Ermöglichung meiner Teilnahme an der Expedition ins Lena Delta im Sommer 2006. Für die Bereitstellung des Quellcodes für das Methanemissionsmodell möchte ich mich ganz herzlich bei Prof. Dr. Martin Heimann vom Max-Planck-Institut für Biogeochemie bedanken.

PD Dr. Michael Bittner möchte ich für die Unterstützung meiner Arbeit in seiner Abteilung Klima- und Atmosphärenprodukte danken. Ganz herzlich danke ich Dr. Kurt P. Günther für die intensive Betreuung, die zahlreichen fachlichen Diskussionen und Gespräche, die vielen Stunden der Zusammenarbeit, die Unterstützung und Anregungen in allen Bereichen meiner Arbeit sowie für ein immer offenes Ohr in allen Lebenslagen. Mein Dank gilt Dr. Klaus Wißkirchen für die Arbeit mit BETHY sowie allen KA-Kollegen für die herzliche Aufnahme in die Abteilung und die vielen wunderbaren Momente.

Ich danke den Kollegen vom AWI, ganz besonders Torsten Sachs für die intensive Zusammenarbeit, die vielen Gespräche und die gemeinsame Zeit auf Samoylov, Dr. Julia Boike für das große Interesse an meiner Arbeit, die zahlreichen fachlichen Anregungen und die Bereitstellung von Daten, Dr. habil. Dirk Wagner für die fachliche Unterstützung und allen AWI-ern, die bei der Organisation der Expedition LENA2006 mitgewirkt haben. Herzlicher

Dank geht an alle, die den Sommer 2006 mit mir auf Samoylov verbracht haben – vor allem Michael Giebels und Torsten Sachs für die unvergessliche gemeinsame Zeit und den moralischen Beistand (die Mücken), Merten Minke für die Unterstützung und Geduld bei meinen Messungen sowie Molo, Nastya, Jürgen, Ina, Sascha, Dima, Katya, Anya für alles, was ich lernen durfte.

Mein besonderer Dank gilt meinen Eltern, die mir mein Studium ermöglicht und mich während meiner Studienzzeit und der letzten drei Jahre immer unterstützt haben. Ich danke meiner Schwester und allen meinen Freunden für all die gemeinsame Zeit, die schönen und die traurigen Momente, das Lernen, Wachsen, Sehen.

Jesse danke ich für unsere Liebe. It's just about This Love.

Abbildungsverzeichnis

- Abb. 1-1: Vostok Zeitreihen. Die Methan-Zeitreihe ist farblich unterlegt. CH₄-Messungen wurden mittels eines Gaschromatographen mit Flammenionisationsdetektor durchgeführt. Die mittlere Auflösung des CH₄-Profils liegt bei 950 Jahren, die Messgenauigkeit liegt bei ± 20 ppb. QUELLE: CHAPPELLAZ ET AL. 1990, PETIT ET AL. 1999. 1
- Abb. 1-2: a) Atmosphärische Konzentrationen wichtiger langlebiger Treibhausgase über den Zeitraum der letzten 2000 Jahre. Anstiege seit ca. 1750 werden anthropogenen Aktivitäten während der Industrialisierung zugeschrieben. Konzentrationen in ppm oder ppb. QUELLE: IPCC 2007b. b) Globales Methanbudget mit Darstellung der Hauptquellen und -senken (Stand 1992). Ungefähr 40% der Methanemissionen stammen aus natürlichen Quellen, wie Feuchtgebiete, Termiten, Ozeane und Gashydrate. Die größten anthropogenen Quellen für Methanemissionen sind Abfallwirtschaft (Deponien), Reisanbau, Verbrennung von Biomasse und fossiler Energieträger und die Wiederkäuer-Viehzucht. QUELLE: EVANS 2007. 2
- Abb. 2-1: Karte der Verbreitung der Permafrostgebiete auf der nördlichen Hemisphäre. Die schwarze Markierung zeigt die Lage des Lena Deltas. Die Farbeinteilung gibt die Einteilung in kontinuierlichen, diskontinuierlichen und sporadischen Permafrost mit unterschiedlichen Eisgehalten und Sedimentüberdeckungen wieder. QUELLE: NACH ZHANG ET AL. 1999. 11
- Abb. 2-2: Strahlungsantrieb des Klimas zwischen 1750 und 2005 – Zusammenfassung der Komponenten des Strahlungsantriebs für den Klimawandel. Alle gezeigten Strahlungsantriebe resultieren aus einem oder mehreren Faktoren, welche das Klima beeinflussen und im Zusammenhang mit menschlichen Aktivitäten oder natürlichen Prozessen stehen. Die Werte repräsentieren den Strahlungsantrieb für das Jahr 2005 in Bezug zum Beginn der Industrialisierung (etwa 1750). QUELLE: IPCC 2007b. 15
- Abb. 2-3: Schematische Darstellung einer Bodensäule im Methanmodell. a) In einem wassergesättigten Boden (Wasserspiegel liegt über der Bodenoberfläche) wird Methan von methanogenen Bakterien unter aeroben Verhältnissen gebildet und mittels der Transportwege molekulare Diffusion, Gasblasenbildung und pflanzengebundener Transport zur Atmosphäre transportiert. b) Fällt der Wasserspiegel unter die Bodenoberfläche wird das in der wassergesättigten, aeroben Zone gebildete Methan nach oben transportiert und wird bei Erreichen der aeroben Bodenschichten dort von methanotrophen Bakterien teilweise oxidiert. . 24
- Abb. 2-4: Das elektromagnetische Spektrum mit Darstellung der atmosphärischen Fenster, der Strahlungsenergie der Sonne sowie der von den Instrumenten MERIS und ETM+ abgedeckten Bereiche. QUELLE: FE-LEXIKON 2008. 42
- Abb. 3-1: RGB Farbkomposit des Lena Deltas für den 26. August 2006 basierend auf MERIS-FR Daten, die rote Box markiert die Lage der Insel Samoylov im zentralen Delta. 46
- Abb. 3-2: Geomorphologischer Aufbau des Lena Deltas. Das Delta besteht aus drei Flussterrassen unterschiedlichen Alters: erste Terrasse mit heute aktiven Überflutungsebenen (hellgrau), zweite

Terrasse (dunkelgrau, „Arga-Komplex“) und dritte Terrasse (schwarz). QUELLE: SCHWAMBORN ET AL. 2002 (nach GRIGORIEV 1993).	47
Abb. 3-3: Luftbild eines Ausschnitts der Insel Samoylov. Die polygonale Struktur der Tundra mit low-center Polygonen und Polygonwällen ist deutlich zu erkennen. In der Mitte des Bildes ist das Eddy-Kovarianz-System zu sehen (weiß). Aufgenommen von J. Boike im Jahr 2007 mittels Ballon-Luftbildfotografie.....	49
Abb. 3-4: Technischer Aufbau des Eddy-Kovarianz-Systems QUELLE: verändert nach KUTZBACH (2005).	51
Abb. 3-5: Das Eddy-Kovarianz-System auf der Insel Samoylov, Juli 2006.....	52
Abb. 3-6: Eddy-Kovarianz-Messreihe des Methanflusses für das Jahr 2003, Messstation Samoylov. QUELLE: WILLE ET AL. 2008.	53
Abb. 3-7: Eddy-Kovarianz-Messreihe des Methanflusses für das Jahr 2004, Messstation Samoylov. QUELLE: WILLE ET AL. 2008.	55
Abb. 3-8: Eddy-Kovarianz-Messreihe des Methanflusses für das Jahr 2005, Messstation Samoylov. QUELLE: T. Sachs, unveröffentlichte Daten.	56
Abb. 3-9: Eddy-Kovarianz-Messreihe des Methanflusses für das Jahr 2006, Messstation Samoylov. QUELLE: SACHS ET AL. 2008.	57
Abb. 3-10: Zeitreihe des MERIS Global Vegetation Index (MGVI) für das Lena Delta von Juni 2006 (oben links) bis August 2006 (unten rechts). Die Szenen wurden über den Zeitraum von drei Monaten in unregelmäßigen Abständen aufgenommen. Fehlende Bereiche zeigen Wolkenkontamination.	59
Abb. 3-11: Ergebnis der überwachten Klassifikation der Landsat-7 ETM+ Szenen für das Lena Delta. QUELLE: SCHNEIDER 2005.	60
Abb. 3-12: Modifizierte Landklassifikation des Lena Deltas. Die ursprünglich elf Bedeckungsklassen bei SCHNEIDER (2005) wurden zu sieben Klassen zusammengefasst, wobei vier der Klassen (Flachwasser, nasse bis feuchte Tundra, relativ trockene bis feuchte Tundra und relativ trockene Tundra) für die Upscaling-Simulationen herangezogen wurden. Eingefügt: Geomorphologischer Aufbau des Lena Deltas. QUELLE: SCHWAMBORN ET AL. 2002 (nach GRIGORIEV 1993).....	62
Abb. 3-13: Messung der spektralen Signatur eines low-center Polygons auf Samoylov, Lena Delta, Juli 2006.	63
Abb. 3-14: Spektren und Foto einer Fläche mit grüner, vitaler Vegetation und wenig Bodeneinfluss auf Samoylov, Juli 2006.	65
Abb. 3-15: Spektren und Foto einer Sandfläche ohne Vegetation auf Samoylov, Juli 2006.	65
Abb. 3-16: Die Antriebsdaten Niederschlag, Bodentemperatur (in vier Schichten) und 2m-Lufttemperatur aus ECMWF-Datensätzen für das Jahr 2006 und den Standort 72°N, 126°E (Insel Samoylov). Der Wasserspiegel wurde mit dem zum Methanmodell gehörigen Bucket-Modell berechnet.....	66
Abb. 3-17: Auftautiefen für die Jahre 2003-2006, gemessen an 150 in regelmäßigen Abständen gelegenen Gitterpunkten auf der Insel Samoylov im Lena Delta. QUELLE: G. Stoof, unveröffentlichte Daten.	69

Abb. 3-18: Flussmodell zur Darstellung der Kopplung der Modelle BETHY/DLR und Methanmodell sowie der benötigten Eingangsdaten. Der meteorologische Antrieb besteht aus Temperatur-, Strahlungs- und Niederschlagsdaten. FAPAR/LAI wurden aus MERIS-FR Daten abgeleitet....	74
Abb. 4-1: Vergleiche der über mehrere Pixel gemittelten Reflexionen der MERIS-FR Spektralkanäle (orange) und der Feldspektren (grün) über der Insel Samoylov für den 9. (a), 10. (b) und 24. Juli 2006 (c) sowie ausschließlich für den Bereich der Überflutungsebene im Westen der Insel für den 24. Juli 2006 (d). Die Fehlerbalken zeigen die Standardabweichungen der Feldspektalmessungen. Standardabweichungen für die MERIS-FR Daten sind vernachlässigbar klein.....	77
Abb. 4-2: Vergleich des LAI, welcher aus MERIS-FR Daten über die faPAR (MGVI) abgeleitet (schwarze Rauten) bzw. aus den auf Samoylov durchgeführten Spektralmessungen berechnet wurde (graue Quadrate). Die durchgezogene Linie zeigt einen polynomischen Fit über die Werte des MERIS-FR LAI.....	79
Abb. 4-3: RGB Bild eines Ausschnitts des Lena Deltas vom 09. Juli 2006 auf Basis von MERIS Full Resolution Daten. Das Bild entstand durch Linear Spectral Unmixing und besteht aus den Endmembern Sand (R), Vegetation (G) und Wasser (B) in relativen Anteilen. Eingefügt: a) Zoom des RGB Bildes auf das Gebiet um die Insel Samoylov, b) Zoom der modifizierten Landklassifikation (vgl. Abb. 3-12) auf das Gebiet um die Insel Samoylov.....	80
Abb. 4-4: Extrahierte Endmember für den 09. Juli 2006. Die Variationen in den Vegetations- bzw. Wasserspektren ist auf unterschiedliche Vegetationstypen sowie unterschiedliche Wassertiefen bzw. Sedimentfrachten des Wassers zurückzuführen.	81
Abb. 4-5: Zeitreihen von GPP (orange), NPP (grün) und NEP (braun) für den Standort Samoylov und das Simulationsjahr 2003. a) Vegetationstyp Tundra (13), b) Vegetationstyp Sumpf (14) und c) Vegetationstyp C3 Kurzgras (9).....	83
Abb. 4-6: Sensitivitätstests für das Methanmodell für die Parameter a) NPP, b) offener Boden, c) Durchwurzelungstiefe und d) Porenvolumen.....	85
Abb. 4-7: Sensitivitätstests für das Methanmodell für den Parameter Bodentiefe. a) Pflanzengebundener Methanfluss, b) Gesamtmethanfluss.....	86
Abb. 4-8: Modellreihe (grün) und Eddy-Kovarianz-Messreihe (violett) des Methanflusses für das Jahr 2003 (beide Reihen als 5-Tage gleitende Mittel).....	89
Abb. 4-9: Modellreihe (grün) und Eddy-Kovarianz-Messreihe (violett) des Methanflusses für das Jahr 2004 (beide Reihen als 5-Tage gleitende Mittel).....	91
Abb. 4-10: Modellreihe (grün) und Eddy-Kovarianz-Messreihe (violett) des Methanflusses für das Jahr 2005 (beide Reihen als 5-Tage gleitende Mittel).	93
Abb. 4-11: Modellreihe (grün) und Eddy-Kovarianz-Messreihe (violett) des Methanflusses für das Jahr 2006 (beide Reihen als 5-Tage gleitende Mittel).	94
Abb. 4-12: Modellreihen der Klasse Flachwasser für die Jahre 2003 bis 2006 als 5-Tage gleitende Mittel.	104
Abb. 4-13: Modellreihen der Klasse nasse bis feuchte Tundra für die Jahre 2003 bis 2006 als 5-Tage gleitende Mittel.	105

Abb. 4-14: Modellreihen der Klasse relativ trockene bis feuchte Tundra für die Jahre 2003 bis 2006 als 5-Tage gleitende Mittel.	107
Abb. 4-15: Modellreihen der Klasse relativ trockene Tundra für die Jahre 2003-2006 als 5-Tage gleitende Mittel.	108
Abb. 4-16: Säulendiagramm der Gesamtmethanemission des Lena Deltas für die Vegetationsperioden der Jahre 2003-2006. Die Fehlerbalken weisen auf die Modellunterschätzung von 10%.....	111

Tabellenverzeichnis

Tabelle 4-1: Übersicht der verwendeten Vegetationstypen und ihrer jeweiligen Parameter für den Sensitivitätstest mit BETHY/DLR. QUELLE: KNORR 1997.....	82
Tabelle 4-2: Korrelationskoeffizient (r^2), Modellgüte (Model Efficiency, ME), mittlerer absoluter Fehler (Mean Absolute Error, MAE) und mittlere quadratische Abweichung (Root Mean Squared Error, RMSE) für die Simulationsjahre 2003-2006.....	96
Tabelle 4-3: Für die Upscaling-Modellsimulationen verwendete Parameter für die vier Landbedeckungsklassen Flachwasser, nasse bis feuchte Tundra, relativ trockene bis feuchte Tundra und relativ trockene Tundra. i_{bare} = Anteil offenen, unbedeckten Bodens, i_{frin} = Anteil überfluteten Bodens, i_{other} = Art der Bedeckung (-1 = Vegetation) , T_{veg} = Qualität des pflanzengebundenen Transports, r_{pv} = relatives Porenvolumen der Grobporen, i_{root} = Durchwurzelungstiefe, p_{ox} = Anteil des oxidierten Methans, d_{veg} = Skalierungsfaktor für den pflanzengebundenen Transport zur Beschreibung der Vegetationsdichte, v_{max} = Michaelis-Menten Konstante, WS = Lage des Wasserspiegels relativ zur Bodenoberfläche (Klasse Flachwasser) bzw. in Bezug zum Referenzwasserspiegel der Validierungsmodellläufe (alle anderen Klassen).	103
Tabelle 4-4: Für das Upscaling der Methanemissionen verwendete Bedeckungsklassen mit ihren jeweiligen Flächenanteilen.....	109
Tabelle 4-5: Gesamtmethanflüsse in [Tg/a] für die Jahre 2003 bis 2006 und die vier Landbedeckungsklassen Flachwasser, Nasse bis feuchte Tundra, Relativ trockene bis feuchte Tundra und relativ trockene Tundra.	110

Abkürzungsverzeichnis

ASD	-	Analytical Spectral Devices
AWI	-	Alfred Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung
BETHY	-	Biosphere Energy Transfer Hydrology Model
CASA	-	Carnegie-Ames-Stanford Approach
DFD	-	Deutsches Fernerkundungsdatenzentrum
DLR	-	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
DOY	-	Day of Year
ECMWF	-	European Center for Medium-Range Weather Forecasts
ESA	-	European Space Agency
ETM+	-	Enhanced Thematic Mapper Plus
FAPAR	-	Fraction of Absorbed Photosynthetically Active Radiation
FE	-	Fernerkundung
GCM	-	Global Climate Model
GPP	-	Bruttoprimärproduktion
GWP	-	Global Warming Potential
IPCC	-	Intergovernmental Panel on Climate Change
IR	-	Infrarot
LAI	-	Leaf Area Index
LCC	-	Land Cover Classification
LWIR	-	Long Wave Infrared
MAE	-	Mean Absolute Error
ME	-	Nash-Sutcliffe-Index of Model Efficiency
MEM	-	Methane Emission Model
MERIS-FR	-	Medium Resolution Imaging Spectrometer Full Resolution
MGVI	-	MERIS Global Vegetation Index
NASA	-	National Aeronautics and Space Administration
NDVI	-	Normalized Difference Vegetation Index
NEP	-	Nettoökosystemproduktion
NN	-	Normal Null
NPP	-	Nettoprimärproduktion
PAR	-	Photosynthetically Active Radiation
PCARS	-	Peatland Carbon Simulator

ppb	-	parts per billion
RGB	-	Rot-Grün-Blau
RMSE	-	Root Mean Squared Error
SWIR	-	Short Wave Infrared
TDLAS	-	Tunable Diode Laser Spectroscopy
TOAVI	-	Top of Atmosphere Vegetation Index
UV	-	Ultraviolett
VNIR	-	Visible Near Infrared

Inhaltsverzeichnis

Abstract	III
Zusammenfassung	V
Danksagung	VII
Abbildungsverzeichnis	IX
Tabellenverzeichnis	XIII
Abkürzungsverzeichnis	XIV
Inhaltsverzeichnis	XVI
Kapitel 1	1
1 Einführung	1
1.1 Stand der Forschung	6
1.2 Zielsetzung/Motivation.....	7
Kapitel 2	9
2 Grundlagen	9
2.1 Methanemissionen in Permafrostregionen	9
2.1.1 Verbreitung von Permafrost auf der nördlichen Hemisphäre	9
2.1.2 Methanogenese und Methanotrophie	12
2.1.3 Beitrag zur globalen Erwärmung	14
2.2 Modellierung von Methanemissionen.....	17
2.2.1 Wahl der Modelle.....	19
2.2.2 Methanemissionsmodell	20
2.2.3 Vegetationsmodell BETHY/DLR	29
2.3 Fernerkundung	36
XVI	

2.3.1	Grundlagen der optischen Fernerkundung.....	38
2.3.2	Verwendete Sensoren.....	41
2.3.3	Validierung von Fernerkundungsdaten mittels Feldspektrometrie	43
Kapitel 3		45
3 Methodik		45
3.1 Datengrundlage		45
3.1.1	Untersuchungsgebiet	45
3.1.2	Messreihen zur Validierung.....	50
3.1.3	Fernerkundungsdatensätze.....	58
3.1.4	Modellparameter	66
3.2 Modelle und Modellmodifikationen.....		70
3.2.1	Methanemissionsmodell	70
3.2.2	BETHY/DLR.....	73
3.2.3	Kopplung der Modelle.....	74
Kapitel 4		76
4 Ergebnisse und Diskussionen.....		76
4.1 Verarbeitung von Fernerkundungsdaten		76
4.2 Sensitivitätsstudien.....		82
4.2.1	BETHY/DLR	82
4.2.2	Methanmodell	83
4.3 Modellvalidierung		87
4.3.1	Modellvalidierung für das Jahr 2003.....	88
4.3.2	Modellvalidierung für das Jahr 2004.....	91
4.3.3	Modellvalidierung für das Jahr 2005.....	92
4.3.4	Modellvalidierung für das Jahr 2006.....	94
4.3.5	Fehlerparameter und Modellgüte	96
4.4 Diskussion der Modellergebnisse.....		98
4.5 Upscaling		100
Kapitel 5		113
5 Fazit.....		113

5.1 Weiterer Forschungsbedarf	116
Literaturverzeichnis	119
Internetverzeichnis	136
Eidesstattliche Erklärung.....	137

Kapitel 1

1 Einführung

Methan (CH_4) ist das am häufigsten vorkommende organische Spurengas in der Atmosphäre. Nach Wasserdampf und Kohlendioxid (CO_2) ist es das dritthäufigste klimarelevante Spurengas in der Troposphäre (WUEBBLES & HAYHOE 2002). Der durch atmosphärisches Methan verursachte *Strahlungsantrieb* (*RF*, *Radiative Forcing*) von $0,48 \pm 0,05 \text{ W m}^{-2}$ stellt nach CO_2 den zweitgrößten Strahlungsantrieb der langlebigen Treibhausgase dar. Auf einem Zeithorizont von 100 Jahren zeigt Methan ein 21-fach höheres *Erwärmungspotential* (*GWP*, *Global Warming Potential*) als CO_2 (IPCC 2001, IPCC 2007b). Dies demonstriert den signifikanten Beitrag von Methan zur globalen Erwärmung.

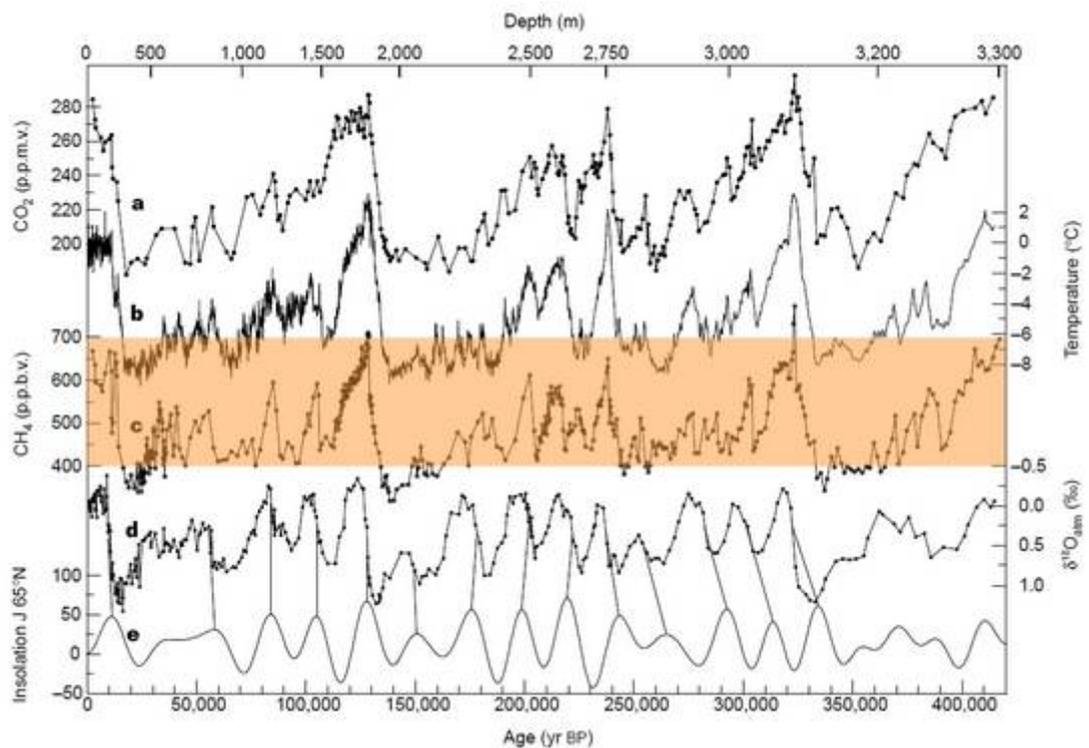


Abb. 1-1: Vostok Zeitreihen. Die Methan-Zeitreihe ist farblich unterlegt. CH_4 -Messungen wurden mittels eines Gaschromatographen mit Flammenionisationsdetektor durchgeführt. Die mittlere Auflösung des CH_4 -Profils liegt bei 950 Jahren, die Messgenauigkeit liegt bei ± 20 ppb. QUELLE: CHAPPELLAZ ET AL. 1990, PETIT ET AL. 1999.

In der Vergangenheit waren vor allem Variationen der Quellstärken natürlicher Methanquellen für Trends der atmosphärischen Methankonzentration, wie aus in Eisbohrkernen enthaltenen Luftblasen aufgezeichnet, verantwortlich. Der Vostok-Eiskern aus der Antarktis enthält Informationen über die Konzentrationen der atmosphärischen Spurengase CH_4 und CO_2 sowie zur Temperatur, welche bis zu 420.000 Jahre v. u. Z. zurückverfolgt werden können und damit vier Glazial-Interglazial Zyklen abdecken (PETIT ET AL. 1999, WUEBBLES & HAYHOE 2002). Eiskerndaten zeigen eine Variation der atmosphärischen Methankonzentration von ~ 400 ppb während der Eiszeiten und Höchstwerten von ~ 700 ppb während der Warmzeiten über die letzten 650.000 Jahre. Eine einzelne Messung aus Daten des Vostok-Eiskerns zeigt einen Höchstwert von ~ 770 ppb (CHAPPELLAZ ET AL. 1990, PETIT ET AL. 1999, IPCC 2007b, VGL. ABB. 1-1). Ergebnisse mehrerer Eiskernstudien stützen die Hypothese, dass gestiegene Methanemissionen aus Feuchtgebieten als Folge klimatischer Veränderungen für die Mehrzahl der beobachteten Anstiege der atmosphärischen Methankonzentration in der Vergangenheit verantwortlich sind (DETAILS SIEHE WUEBBLES & HAYHOE 2002).

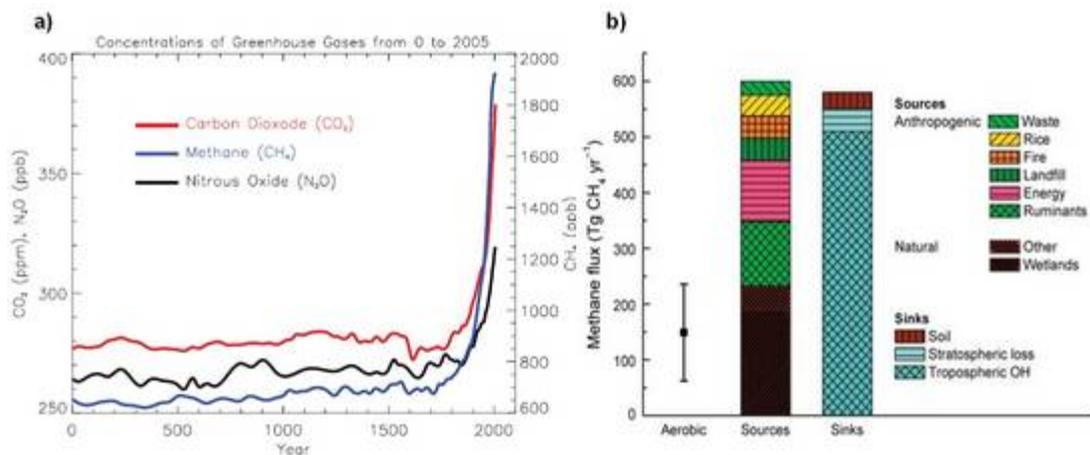


Abb. 1-2: a) Atmosphärische Konzentrationen wichtiger langlebiger Treibhausgase über den Zeitraum der letzten 2000 Jahre. Anstiege seit ca. 1750 werden anthropogenen Aktivitäten während der Industrialisierung zugeschrieben. Konzentrationen in ppm oder ppb. QUELLE: IPCC 2007b. b) Globales Methanbudget mit Darstellung der Hauptquellen und -senken (Stand 1992). Ungefähr 40% der Methanemissionen stammen aus natürlichen Quellen, wie Feuchtgebiete, Termiten, Ozeane und Gashydrate. Die größten anthropogenen Quellen für Methanemissionen sind Abfallwirtschaft (Deponien), Reisanbau, Verbrennung von Biomasse und fossiler Energieträger und die Wiederkäuer-Viehzucht. QUELLE: EVANS 2007.

Feuchtgebiete stellen auch im modernen Methanbudget eine der wichtigsten Quellen für Methanemissionen dar. Seit dem 17. Jahrhundert haben sich die Methanemissionen aufgrund gesteigerter menschlicher Aktivität, vor allem in den Bereichen Landwirtschaft, Nutzung fossiler Brennstoffe und Abfallwirtschaft, mehr als verdoppelt (VGL. ABB. 1-2 a). Infolge dieses Anstiegs hat sich die atmosphärische Methankonzentration von einem vorindustriellen Wert von 715 ± 4 ppb auf den heutigen (2005) Wert von $1774,62 \pm 1,22$ ppb erhöht (IPCC

2001, WUEBBLES & HAYHOE 2002, IPCC 2007b). Atmosphärisches Methan stammt sowohl aus *nicht-biogenen* als auch aus *biogenen* Quellen. Nicht-biogene Quellen umfassen Emissionen aus dem Abbau und der Verbrennung fossiler Brennstoffe (natürliches Gas, Erdöl und Kohle), der Verbrennung von Biomasse, der Abfallbehandlung sowie aus geologischen Quellen (fossiles CH₄ aus natürlichen Gaslecks in Sedimentbecken und geothermales/vulkanisches CH₄). Biogene Emissionen machen jedoch mehr als 70% der globalen Gesamtemissionen aus. Zu diesen Quellen gehören Feuchtgebiete, Reisanbau, Viehhaltung, Deponien, Wälder, Ozeane und Termiten (WUEBBLES & HAYHOE 2002, IPCC 2007a). Alternativ können die Methanemissionsquellen auch in anthropogene und natürliche Quellen eingeteilt werden (VGL. ABB. 1-2b). Die anthropogenen Quellen umfassen Reisanbau, Viehhaltung, Deponien und Abfallbehandlung, einen Teil der Biomasseverbrennung sowie die Verbrennung fossiler Energieträger. Natürliche Quellen sind Feuchtgebiete, Ozeane, Wälder, Feuer, Termiten und geologische Quellen (IPCC 2007a). Schwierigkeiten in der Erfassung der globalen Emissionsraten natürlicher Quellen, deren Quellstärken räumlich und zeitlich hoch variabel sind, erschweren die Bestimmung des Anteils dieser Quellen am globalen atmosphärischen Methanbudget. Anthropogene Emissionen dominieren mit einem Anteil von 60% des globalen Budgets den heutigen Methanhaushalt. Die Emissionen aus den meisten der genannten Quellen sind mit Ökosystemprozessen verbunden, welche aus komplexen biogeochemischen Sequenzen resultieren, wobei der finale Prozess die *anaerobe* Umwandlung verschiedener Substrate zu Methan durch *methanogene Archaeen* darstellt (IPCC 2007a, VGL. KAP. 2.1.2). Neuere Studien vermuten, dass auch terrestrische Pflanzen unter *aeroben* Bedingungen Methan produzieren und damit wesentlich zum globalen Methanhaushalt beitragen (FRANKENBERG ET AL. 2005, KEPPLER ET AL. 2006). Weitere Untersuchungen widerlegten diese Ergebnisse jedoch und konnten keine signifikanten Methanemissionen aus lebender Biomasse nachweisen (DUECK ET AL. 2007). Hierzu gibt es noch zahlreiche Diskussionen; weitere Forschungsarbeiten sind notwendig. Die jährlichen Gesamtemissionen im Zeitraum 2000-2005 betragen etwa 580 Tg CH₄ a⁻¹ (IPCC 2007a).

Im Gegensatz zur Vielfalt der Methanquellen gibt es nur eine Haupt- und zwei geringfügigere Senken für troposphärisches Methan. Die wichtigste Methansenke ist die Oxidation von Methan durch das photochemisch produzierte freie Hydroxyl-Radikal OH* in der Troposphäre, wobei fast 90% oder 500 Tg CH₄ a⁻¹ abgebaut werden. Biologische Oxidation durch Mikroorganismen in trockenen Böden sowie Verlust durch Transport in die Stratosphäre repräsentieren die zwei kleineren (~5% oder 30 Tg CH₄ a⁻¹ bzw. ~7% oder 40 Tg CH₄ a⁻¹) Senken (WUEBBLES & HAYHOE 2002, IPCC 2007a, VGL. ABB. 1-2 b).

Die größte *Einzelquelle* für Methanemissionen stellen die natürlichen Feuchtgebiete dar. Neuere Schätzungen zeigen, dass südliche und tropische Feuchtgebiete mehr als 70% der globalen Gesamtmethanemission aus Feuchtgebieten ausmachen (IPCC 2007a). Ein hoher Anteil der Methanemissionen stammt jedoch auch aus Feuchtgebieten im Bereich von 50-70° N. Die hohen jährlichen Schwankungen der atmosphärischen Methankonzentrationen in diesen Breiten sind vermutlich auf die hohe saisonale Variabilität der Emissionen dieser Ökosysteme zurückzuführen (MATTHEWS & FUNG 1987). Neueste Bilanzierungen der globalen Methanemissionen aus Feuchtgebieten zeigen eine Gesamtemissionsleistung von rund 100 Tg CH₄ a⁻¹ (MATTHEWS 2000).

Nach der *Ramsar Convention On Wetlands* sind Feuchtgebiete definiert als Marschgebiet, Sumpf, Torfgebiet oder Wasser, natürlich oder künstlich, permanent oder temporär, mit stehendem oder fließendem, Süß-, Brack- oder Salzwasser, einschließlich mariner Gebiete deren Wassertiefe bei Ebbe sechs Meter nicht überschreitet (RAMSAR 2008). Tauen Permafrostböden im kurzen arktischen Sommer oberflächennah auf, so verhindert der anstehende Permafrost den vertikalen Abfluss des durch Schneeschmelze, Niederschlag und Überflutungsereignissen angestauten Oberflächenwassers. Die Tundralandschaft verwandelt sich in ein ausgedehntes Feuchtgebiet. Gleichzeitig repräsentieren Permafrostböden ein enormes Kohlenstoffreservoir mit einem geschätzten C-Pool von 900 Gt für gefrorenes *Yedoma* (außergewöhnlich eisreiche Böden mit einem sehr hohen Gehalt an labilem organischem Kohlenstoff (WALTER ET AL. 2003)) und *Nicht-Yedoma* Böden ausschließlich Torfmooren. Das Kohlenstoffreservoir des Permafrost übersteigt damit jene der Atmosphäre (~730 Gt) und der Vegetation (~650 Gt) (ZIMOV ET AL. 2006). In der Auftauschicht von Permafrostböden, dem sogenannten *active layer*, produzieren speziell angepasste Mikroorganismen unter anaeroben (wassergesättigten) Bedingungen Methan, welches dann in die Atmosphäre freigesetzt werden kann. Aufgrund der hohen Sensibilität des Kohlenstoffreservoirs arktischer Böden gegenüber einem Anstieg der globalen Temperatur sowie der großen von Permafrost unterlagerten Fläche (VGL. KAP 2.1.1, ABB. 2-1) werden arktische Gebiete von einem globalen Klimawandel am stärksten betroffen sein. Ein mögliches intensiveres Auftauen der Permafrostböden könnte zu einer verstärkten Freisetzung von Methan in die Atmosphäre führen. Durch eine positive Rückkopplung könnten die höheren Emissionen zu einer weiteren Erwärmung der Erdatmosphäre führen. Zahlreiche Studien zur Veränderung der Vegetationszusammensetzung und der Produktivität der Tundravegetation in arktischen Gebieten zeigen, dass eine Erwärmung auch zu einer höheren Kohlenstoffsequestrierung aufgrund der Etablierung höherer Pflanzen sowie der Verlängerung der Vegetationsperiode führen kann (VGL. KAP. 2.1.3).

Die Effekte des Klimas auf die Biogeochemie von Methan können mit Hilfe von Datensätzen aus der Vergangenheit und mit Modellsimulationen unter Berücksichtigung verschiedener Klimaszenarien untersucht werden (IPCC 2007a). Eiskerndaten, welche bis zu 400.000 a in die Vergangenheit zurückreichen zeigen, dass die atmosphärische Methankonzentration eng mit der atmosphärischen Temperatur verbunden ist (PETIT ET AL. 1999, IPCC 2007a, VGL. ABB. 1-1). Die Eiskerndaten zeigen auch die natürliche Fluktuation der atmosphärischen Methankonzentration zwischen ~350 und ~750 ppb, welche mit Klimaänderungen in Zusammenhang gesetzt werden (CHAPPELLAZ ET AL. 1990, VGL. ABB. 1-1). Da die biogene Methanproduktion und -emission der Hauptquellen (Feuchtgebiete, Deponien, Reisanbau und Verbrennung von Biomasse) von Klimavariablen wie Temperatur und Feuchteregime beeinflusst werden, sind die Auswirkungen des Klimas auf Emissionen dieser Quellen signifikant (IPCC 2007a). Mehrere Studien zeigen eine hohe Sensitivität von Feuchtgebieten gegenüber Veränderungen der Temperatur und des Wasserspiegel (z.B. BUBIER ET AL. 1995, ROULET ET AL. 1992, WALTER 1998, WALTER ET AL. 2001a und 2001b, ZONA & OECHEL 2008).

Die Nettoemissionsrate für Methan wird meist mit Hilfe von drei Ansätzen berechnet: (1) Extrapolation direkter Flussmessungen und Beobachtungen, (2) prozessbasierte Modellierung (*bottom-up Ansatz*) und (3) inverse Modellierung, welche auf räumlich verteilten und zeitlich kontinuierlichen Beobachtungen der atmosphärischen Methankonzentration und teilweise der Isotopenzusammensetzung der Atmosphäre basiert (*top-down Ansatz*) (IPCC 2007a). Wird der *bottom-up* Ansatz angewendet, um die Emissionen auf größere Maßstäbe zu extrapolieren, so resultieren Unsicherheiten aufgrund der inhärenten starken zeitlichen und räumlichen Variabilitäten der Methanflüsse und der begrenzten Anzahl an Messungen. Der *top-down* Ansatz kann zur Verbesserung der Schwächen des prozessbasierten Modellierungsansatzes verwendet werden, es bestehen jedoch auch hier Hindernisse (z.B. unzureichende Messungen und Modelle) für eine breite Anwendung des Ansatzes. Messungen von Methanisotopen liefern zusätzliche Randbedingungen für die Methanbilanzierung; die Verfügbarkeit dieser Daten ist jedoch noch stärker begrenzt (IPCC 2007a).

Bestehende Unsicherheiten im Kohlenstoffbudget arktischer Tundraökosysteme können teilweise auf Schwierigkeiten bei der Abschätzung von Methanemissionen, welche eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität aufweisen, zurückgeführt werden. Die vorliegende Dissertation adressiert den Bedarf an Modellierungsansätzen für die Bestimmung der Quellstärke permafrostbeeinflusster Ökosysteme der nassen polygonalen Tundra in Sibirien auf regionalem Maßstab. Das Vegetationsmodell BETHY/DLR (KNORR 1997, WISBKIRCHEN 2005) und ein prozessbasiertes Methanmodell (WALTER 1998) werden modifiziert, um die kom-

plexen Wechselwirkungen zwischen den Kompartimenten Pedosphäre, Biosphäre und Atmosphäre, welche in Permafrostböden zur Emission von Methan führen, zu erfassen.

Nachfolgend soll der Stand der Forschung auf dem Gebiet der Methanmodellierung kurz erläutert werden.

1.1 Stand der Forschung

Einer der Ansätze für die Berechnung der Nettoemissionsrate von Methan ist die prozessbasierte Modellierung (IPCC 2007a). Dabei müssen prozessbasierte Modelle für die Simulation von Methanemissionen aus Feuchtgebieten eine komplexe Abfolge verschiedenster Prozesse berücksichtigen, welche bei der Bildung (*Methanogenese*) und dem Verbrauch (*Methanotrophie*) von Methan in Permafrostböden eine wichtige Rolle spielen. Auch die Transportmechanismen im Boden, welche schließlich zur Freisetzung des gebildeten Methans führen, müssen explizit modelliert werden.

Für die Simulation von Methanemissionen aus Feuchtgebieten existiert eine Vielzahl verschiedener Modelle. Viele dieser Modelle wurden für Reisanbaugebiete entwickelt und erfordern sehr spezifische Eingangsdaten und -parameter wie Reissorte, Flutungstechnik, Bodentextur, Kornertrag und viele weitere. Aufgrund der Lage der Hauptreisanbaugebiete in Ost- und Südostasien ist die Anwendung dieser Modelle meist auf diese Gebiete beschränkt. Beispiele für Modelle zur Berechnung der Methanemissionen von Reisgebieten sind das Methanemissionsmodell *MEM* (*Methane Emission Model*) von CAO ET AL. (1995a, 1995b und 1996a), *CH4MOD* (HUANG ET AL. 1998, SASS ET AL. 2000) sowie das Modell von XU ET AL. (2007) (VGL. KAP. 2.2).

Auch für die Modellierung der Methanemissionen natürlicher Feuchtgebiete und/oder Torfgebiete steht eine Anzahl von Modellen zur Verfügung. Dabei unterscheiden sich die Modelle teilweise sehr stark im Modellierungsumfang und der Berücksichtigung der oben genannten Prozesse (VGL. KAP. 2.2). Unter anderem haben POTTER (1997), GRANBERG ET AL. (1997 und 2001), ARAH & STEPHEN (1998), WALTER & HEIMANN (2000), WALTER ET AL. (1996, 2001a und 2001b) WALTER (1998), FROLKING ET AL. (2002), ANISIMOV (2007) und WADDINGTON & BAIRD (2007) solche Modelle vorgestellt. CAO ET AL. (1996b und 1998) wandten ihr Modell neben der Simulation der Methanemissionen aus Reisfeldern auch für natürliche Feuchtgebiete an (VGL. KAP. 2.2). Obwohl einige Modelle auch die Auftautiefe von Permafrostböden berücksichtigen und bereits für die Modellierung von Methanemissionen in

arktischen Gebieten eingesetzt wurden, sind nur sehr wenige Modelle (z.B. das Modell von ANISIMOV (2007)) explizit für Permafrostbedingungen entwickelt worden.

Verschiedene Studien zeigen eine hohe Sensibilität der Feuchtgebietsmethanflüsse gegenüber Temperatur und Wasserspiegel. Subarktische Feuchtgebiete, welche ein verstärktes Auftauen des Permafrost erfahren, zeigen einen wesentlichen Anstieg der Methanemissionen (CHRISTENSEN ET AL. 2004). Szenarien des Klimawandels prognostizieren einen relativ höheren Anstieg der Temperatur in hohen nördlichen Breiten sowie eine Zunahme des Niederschlags in diesen Regionen (IPCC 2007a). Um die Einflüsse einer solchen Veränderung des hydrologischen- und Temperaturregimes auf die Methanbildung und -freisetzung zu untersuchen, können prozessbasierte Modelle herangezogen werden. BOHN ET AL. (2007) konnten für ein subarktisches Feuchtgebiet in Westsibirien zeigen, dass ein kombiniertes Szenario eines Anstiegs der Temperatur um 5°C und einer Zunahme des Niederschlags um 15% einen signifikanten Anstieg der Methanemissionen zur Folge hat.

In der vorliegenden Dissertation wurde das Modell von WALTER & HEIMANN modifiziert und mit Hilfe von Eddy-Kovarianz-Messungen aus dem Untersuchungsgebiet Lena Delta (Nordostsibirien) validiert, um den speziellen Voraussetzungen von Permafrostböden gerecht zu werden. Das so entwickelte Modell wurde unter Verwendung von *Fernerkundungsdaten* sowie *Feldspektralmessungen* zur Berechnung der Gesamtmethanemissionen des Lena Deltas herangezogen. Ein solches *Upscaling* von Methanflüssen für arktische Gebiete wurde bisher nur in wenigen Studien und basierend auf kleinskaligen Haubenmessungen durchgeführt (SCHNEIDER 2005, REEBURGH ET AL. 1998).

1.2 Zielsetzung und Motivation

Wie in den vorangegangenen Ausführungen bereits beschrieben, ist die globale Quellstärke für Methanemissionen zwar gut bekannt, die Beiträge der einzelnen Quellkomponenten sowie deren Trends sind jedoch noch mit hohen Unsicherheiten belegt. So kann das Kohlenstoffbudget arktischer Ökosysteme aufgrund der schwierigen Erfassung der räumlich und zeitlich hoch variablen Methanflüsse nur mit verbleibenden Unsicherheiten abgeschätzt werden. Aufgrund der Abgeschiedenheit sowie der nur unregelmäßig ausgebauten Infrastruktur der Arktis liegen für Permafrostgebiete, vor allem aber für die sibirischen Permafrostböden, relativ wenige Messungen der Methanflüsse bezogen auf die gesamte von Permafrost unterlagerte Fläche vor. Eine einfache, leicht einsetz- und vergleichbare Methode zur Messung von Methanflüssen bieten die *Haubenmessungen*. Sie repräsentieren jedoch nur eine extrem kleinskalige Information über den Methanfluss und zeigen zahlreiche durch den Messaufbau

bedingte Limitierungen (VGL. KAP. 3.1.2). Die *Eddy-Kovarianz-Methode* bietet die Möglichkeit, Methanflüsse über einem größeren Gebiet zu bilanzieren, wobei die Größe des *footprints* unter anderem von der Höhe des Messturms abhängig ist. Die Methode zeichnet sich durch eine hohe zeitliche Auflösung der Messungen aus, ist jedoch durch den komplexen Messaufbau schwierig in der Anwendung und der Auswertung, da noch keine standardisierten Auswerteverfahren existieren (VGL. KAP. 3.1.2). Die Eddy-Kovarianz-Methode ist eine für die Umgebung weitgehend störungsfreie Methode, wohingegen bei den Haubenmessungen störend in das System eingegriffen wird.

Existierende prozessbasierte Methanmodelle sind nicht explizit für den Einsatz in Permafrostgebieten geeignet. Unter Berücksichtigung der Permafrostbedingungen kann ein solches Modell jedoch dazu herangezogen werden,

- ein besseres Verständnis der Variabilität der Methanflüsse in Permafrostgebieten auf regionalem Maßstab zu erhalten,
- die bestehende Lücke zwischen den mittelskaligen Eddy-Kovarianz-Messungen und Abschätzungen des globalen Methanhaushalts zu schließen,
- die jährlichen Gesamtmethanemissionen arktischer Gebiete auf regionalem und/oder pan-arktischem Maßstab zu bilanzieren sowie
- auch dann Aussagen zu Höhe und Variabilität der Methanflüsse innerhalb einer bzw. zwischen mehreren Vegetationsperioden machen zu können, wenn keine Messungen stattfinden.

In der vorliegenden Dissertation wurde ein existierendes prozessbasiertes Modell zur Berechnung der Methanflüsse aus Feuchtgebieten für Permafrostbedingungen modifiziert. Das Modell berücksichtigt die Prozesse der *Methanogenese* und *Methanotrophie* sowie die Transportmechanismen der *molekularen Diffusion*, der *Gasblasenbildung* und des *pflanzengebundenen Transports* durch vaskuläre Pflanzen. Die Dynamik der Auftau- und Rückfrierprozesse in Permafrostböden wird über die tägliche Auftautiefe berücksichtigt. Damit verbundene Prozesse und Simulationsschritte werden zeitabhängig parametrisiert, Auswirkungen auf die Hydrologie werden einbezogen. Das so modifizierte Modell wird mit Hilfe von *Eddy-Kovarianz-Messungen* der Jahre 2003-2006 aus dem Lena Delta validiert und zur Berechnung der Gesamtmethanemissionen auf Basis einer *Landsat-7 ETM+* Landklassifikation des Deltas herangezogen. Ein solches *Upscaling* der Methanflüsse für arktische permafrostbeeinflusste Gebiete in Sibirien wird erstmals mit einem prozessbasierten Modell durchgeführt.

Kapitel 2

2 Grundlagen

Im folgenden Kapitel werden die wissenschaftlichen Grundlagen, auf denen die vorliegende Dissertation basiert, vorgestellt. Um an die Thematik der Arbeit detaillierter heranzuführen, werden zunächst die Themenkomplexe Permafrost und Methanemissionen beschrieben. Hinsichtlich des Permafrost liegt der Schwerpunkt dabei auf der Begriffserklärung, der Verbreitung des Permafrost auf der Nordhemisphäre sowie der Rolle des Permafrost im globalen Kohlenstoffkreislauf und im Klimawandel. In Bezug auf die Methanemissionen wird der Fokus auf die Prozesse gelegt, welche im Permafrost zur Freisetzung von Methan führen. Anschließend wird die Modellierung von Methanemissionen erläutert, wobei existierende Modelle genannt und die verwendeten Modelle BETHY/DLR und das Methanmodell detailliert beschrieben werden. Das Kapitel endet schließlich mit den Grundlagen der Fernerkundung. Die Schwerpunkte liegen hier auf der optischen Fernerkundung, der Feldspektrometrie sowie der Validierung von Satellitendaten unter Verwendung feldspektrometrischer Messungen.

2.1 Methanemissionen in Permafrostregionen

2.1.1 Verbreitung von Permafrost auf der nördlichen Hemisphäre

Boden (oder Gestein), dessen Temperatur für wenigstens zwei Jahre bei 0°C oder darunter liegt, wird als Permafrost bezeichnet (MULLER 1943, WASHBURN 1979 & PERMAFROST SUBCOMMITTEE 1988). Dieses strikte Temperaturkriterium für die Definition von Permafrost berücksichtigt nicht den Feuchtigkeitsgehalt oder das Vorkommen von Bodenwasser in flüssiger und/oder fester Form. Permafrost entsteht als ein Produkt des Wärmeaustauschs zwischen der Landoberfläche und der Atmosphäre. Nach ZHANG ET AL. (1999) sind ca. $22,79 \cdot 10^6$ km² oder 23,9% der exponierten Landflächen der nördlichen Hemisphäre von Permafrost unterlagert (VGL. ABB. 2-1). Permafrostregionen erstrecken sich von 26° N im Himalaya bis 84° N in Grönland; ungefähr 70% der Permafrostflächen befinden sich zwi-

schen 45° N und 67° N (ZHANG ET AL. 1999). Die heutige Verbreitung von Permafrost auf der Nordhemisphäre resultiert aus den überlagerten Effekten der historischen Entwicklung von Permafrost während der Eiszeiten sowie den gegenwärtig vorherrschenden Bedingungen des Wärmeaustausches an der Erdoberfläche und im Untergrund (WILLIAMS & SMITH 1989, YERSHOV 1998). Basierend auf dem geschätzten Anteil des von Permafrost unterlagerten Untergrundes wird die Ausdehnung des Permafrostes in vier Klassen unterteilt: Kontinuierlicher (90 bis 100%), diskontinuierlicher (50 bis 90%), sporadischer (10 bis 50%) und isolierter (0 bis 10%) Permafrost (ZHANG ET AL. 1999). Permafrostgebiete gehören, wie auch Gletscher, zur Kryosphäre; letztere werden in Permafrostklassifikationen jedoch nicht berücksichtigt.

Das Lena Delta befindet sich in der Zone des kontinuierlichen Permafrostes mit hohem Grundeisgehalt und mächtiger Sedimentüberdeckung (VGL. MARKIERUNG ABB. 2-1, KAP. 3.1.1). Der permanent gefrorene Untergrund erreicht hier Mächtigkeiten von 500-600m (ROMANOVSKII & HUBBERTEN 2001). Während der Sommermonate taut der Permafrostboden oberflächennah auf. Die Tiefe dieser Auftauschicht (*active layer*) ist dabei abhängig von geographischer Breite, Höhe über NN sowie Elevation als auch von bodenspezifischen Charakteristika und der Vegetationsbedeckung. Aufgrund der kleinskaligen Heterogenität polygonaler Tundra (VGL. ABB. 3-3) ist auch die Tiefe der Auftauschicht durch eine hohe kleinräumige Variabilität gekennzeichnet (NELSON ET AL. 1997). Diese Auftauschicht begrenzt die Wurzelzone der Pflanzen während der darunterliegende Permafrost eine undurchlässige Schicht bildet, welche die Infiltration von Regenwasser und Tauwasser verhindert und auch bei Überflutungen einen vertikalen Abfluss des Wassers hemmt (WOO & YOUNG 2005).

Im globalen Kohlenstoffkreislauf repräsentieren Permafrostgebiete einen enormen Speicher organischen Bodenkohlenstoffs, welcher bei der Berechnung von Kohlenstoffquellen und –senken sowie Änderungen in C-Pools selten berücksichtigt wird (ZIMOV ET AL. 2006). Schätzungen von ZIMOV ET AL. (2006) zeigen, dass Permafrostböden ein sehr großes Kohlenstoffreservoir von globaler Signifikanz darstellen. Danach wird der Kohlenstoffgehalt von eisreichem Loess-Permafrost (russisch: *Yedoma*) auf ca. 500 Gt geschätzt; weitere 400 Gt Kohlenstoff sind in *Nicht-Yedoma* Permafrostböden gespeichert. Dies übersteigt sowohl den heutigen Kohlenstoffgehalt der Erdatmosphäre (ca. 730 Gt) als auch den der Vegetation (ca. 650 Gt, ZIMOV ET AL. 2006).

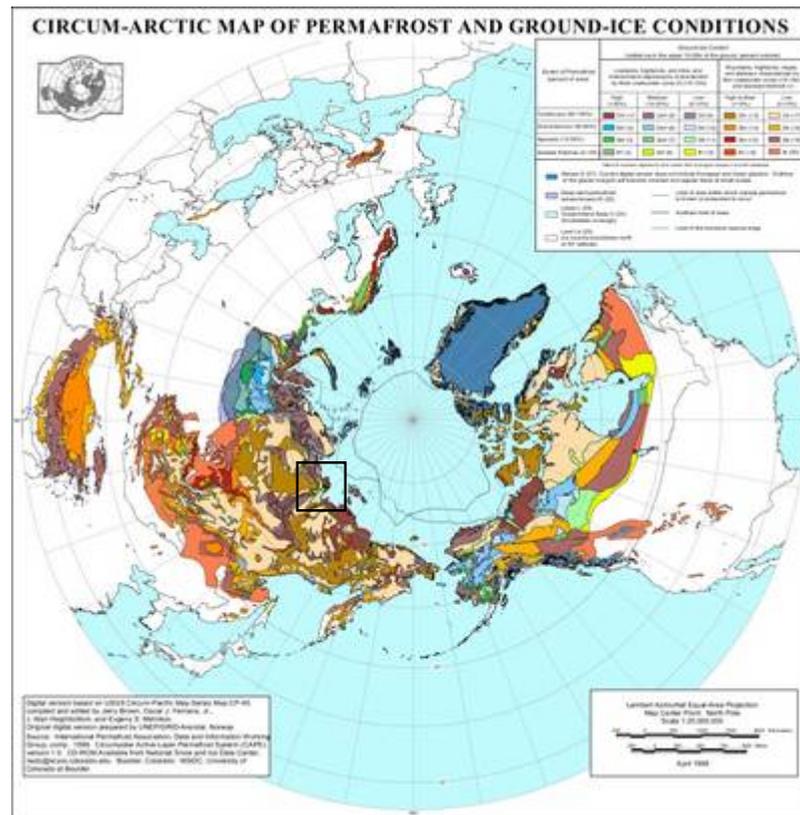


Abb. 2-1: Karte der Verbreitung der Permafrostgebiete auf der nördlichen Hemisphäre. Die schwarze Markierung zeigt die Lage des Lena Deltas. Die Farbgebung gibt die Einteilung in kontinuierlichen, diskontinuierlichen und sporadischen Permafrost mit unterschiedlichen Eisgehalten und Sedimentüberdeckungen wieder. QUELLE: NACH ZHANG ET AL. 1999.

Permafrost reagiert sehr sensibel auf Änderungen des atmosphärischen Klimas (ZHANG ET AL. 2008). Mehrere Studien zeigen eine Veränderung der Verbreitung von Permafrost auf der nördlichen Hemisphäre (z.B. MALEVSKY-MALEVICH ET AL. 2001, LAWRENCE & SLATER 2005 & ZHANG ET AL. 2008) unter verschiedenen Szenarien der globalen Erwärmung. Die meisten Globalen Klimamodelle (GCMs) berechnen eine Erhöhung der globalen Durchschnittstemperatur im 21. Jahrhundert und eine relativ stärkere Auswirkung dieser Erwärmung in den höheren Breiten der nördlichen Hemisphäre (IPCC 2007c). LAWRENCE & SLATER (2005) beschreiben eine fast vollständige Degradation des Permafrostes bis zum Ende des 21. Jahrhunderts unter Verwendung eines GCM und dem Emissionsszenario 'hohe Emissionen'. Diese Berechnungen gehen jedoch von einer zu geringen Permafrosttiefe sowie der Annahme eines Gleichgewichtes zwischen Luft- und Bodentemperaturen aus, welches sich unter Berücksichtigung der thermischen Dynamik im tiefen Untergrund erst nach mehreren 100 bis 1000 Jahren einstellt (ZHANG ET AL. 2008). Sowohl MALEVSKY-MALEVICH ET AL. (2001) als auch ZHANG ET AL. (2008) zeigen eine Zunahme der Auftautiefe in Permafrostböden sowie eine polwärts gerichtete Verschiebung der südlichen Permafrostgrenze und damit eine Verringerung der von Permafrost unterlagerten Fläche in den betrachteten

Untersuchungsgebieten (Russland und Kanada). Vielseitige Auswirkungen auf Hydrologie und Abflussregime, Vegetationszusammensetzung und -verteilung sowie Bodenkohlenstoffdynamik und Emission von Treibhausgasen sind die Folge (PETERSON ET AL. 2002).

2.1.2 Methanogenese und Methanotrophie

Die mikrobiellen Prozesse der *Methanogenese* (=Methanbildung) und *Methanotrophie* (=Methanabbau) bestimmen die Methanflüsse natürlicher Feuchtgebiete (WAGNER ET AL. 2003a). Auch Permafrostböden bilden natürliche Feuchtgebiete, wenn sie im kurzen arktischen Sommer oberflächennah auftauen und das Abfließen des entstehenden Schmelzwassers aufgrund des anstehenden Permafrostes fast vollständig verhindert wird. In den folgenden Abschnitten sollen die Vorgänge, welche zu Methanbildung und Methanabbau führen, erläutert und auf die wichtigsten Einflussgrößen der beiden Prozesse eingegangen werden.

Methanogenese

Die *Methanbildung* ist einer der wichtigsten biologischen Prozesse während des anaeroben Abbaus organischen Materials (WAGNER ET AL. 2003a). Für die Methanogenese ist eine kleine Gruppe strikt anaerober Mikroorganismen, genannt *methanogene Archaeen*, verantwortlich (GARCIA ET AL. 2000). Methanogene Archaeen sind in der Natur weitverbreitet und in vielen feuchtebeeinflussten Lebensräumen zu finden, wie z.B. in Permafrostböden, palustrinen, limnischen und marinen Sedimenten sowie Reisfeldern. Die Mikroorganismen verfügen über einen hoch spezialisierten Metabolismus (WAGNER ET AL. 2003a).

Zwei Stoffwechselforgänge dominieren die Methanogenese in Permafrostböden: (1) Die Reduktion von CO_2 zu CH_4 unter der Verwendung von H_2 als Reduktionsmittel; und (2) die Fermentation von Acetat zu CH_4 und CO_2 (DEPPENMEIER ET AL. 1996). Die Methanproduktion ist abhängig vom Vorhandensein geeigneten Substrats, welches hauptsächlich aus Wurzelexsudaten vaskulärer Pflanzen, totem pflanzlichen Material (Feinwurzeln) und dem Eintrag pflanzlichen Streumaterials (*Litter*) resultiert (WALTER 1998, WAGNER ET AL. 2003a). Die von den methanogenen Mikroorganismen als Substrat verwendeten einfachen organischen Verbindungen werden von verschiedenen Bakterienspezies aus höheren organischen Verbindungen abgebaut (WALTER 1998). Es sind hauptsächlich leicht abbaubare, frische organische Verbindungen, welche für die Methanogenese herangezogen werden. WHITING & CHANTON (1992, 1993) fanden eine Korrelation zwischen Methanemission und *NPP* (*Nettoprimärproduktion*) bzw. *NEP* (*Nettoökosystemproduktion*), was auf eine Verbindung zwischen Pflanzenproduktion und Ökosystemproduktion und der Methanogenese hindeutet. Weitere Faktoren, welche die Methanbildung beeinflussen, sind pH-Wert, das Vorhanden-

sein weiterer Elektronenakzeptoren wie Sulfat, Nitrat oder Eisen-III, das Redoxpotential, die Position des Wasserspiegels, die Vegetationsbedeckung sowie die Temperatur (BUBIER ET AL. 1995, ROULET ET AL. 1992, MACDONALD ET AL. 1998, WALTER 1998, BERGMANN ET AL. 2000, KUTZBACH ET AL. 2004, ZONA & OECHEL 2008). Letztere wird über Q_{10} -Werte beschrieben, welche den relativen Anstieg der Aktivität bei einem Temperaturanstieg um 10°C angeben. In situ Messungen in der Auftauschicht von Permafrostböden im Lena Delta haben gezeigt, dass die Methanproduktion trotz der extremen Bedingungen bereits bei einer Temperatur von 1°C einsetzt (WAGNER ET AL. 2003b). Des Weiteren konnte in Laborexperimenten gezeigt werden, dass in Marsch- und verschiedenen Modellböden unter Zugabe verschiedener Substrate auch unter leicht aeroben Verhältnissen (Partialdruck $< 2,5\%$ O_2) eine geringe Methanproduktion stattfindet (WAGNER ET AL. 1999).

Methanotrophie

Das durch die Methanogenese in tieferen, wassergesättigten Bodenschichten gebildete Methan wird in den oberen, durch aerobe Bedingungen charakterisierten Bodenschichten oder in der ebenfalls aeroben Wurzelzone vaskulärer Pflanzen teilweise oxidiert (WAGNER ET AL. 2003a). Dieser Prozess des *Methanabbaus* erfolgt durch hoch spezialisierte *Proteobakterien*, die zur Gruppe der *methanotrophen Bakterien* gehören (HANSON & HANSON 1996). Methanotrophe Bakterien sind in fast allen Lebensräumen zu finden und können ungünstige Bedingungen durch Sporenbildung überdauern. Sie verwenden CH_4 als alleinige Kohlenstoffquelle und beziehen ihre Energie aus der Oxidation von CH_4 zu CO_2 (WAGNER ET AL. 2003a).

Die Methanoxidation kann durch eine *Michaelis-Menten-Gleichung* beschrieben werden: Die Rate des Methanabbaus steigt mit zunehmender Methankonzentration solange, bis eine Sättigung des Methanabbaus bei sehr hohen Methankonzentrationen erreicht wird. Die Methanotrophie zeigt eine Temperaturabhängigkeit, welche im Modell durch Q_{10} -Werte beschrieben wird (WALTER 1998).

Die Auswirkungen von Temperatur und Wasserspiegel auf Methanogenese und Methanotrophie sind unterschiedlich und stark saison- und standortabhängig. Eine Erhöhung der Temperatur führt zu einer Zunahme der Methanproduktion vor allem an wassergesättigten Standorten (ROULET ET AL. 1992). An nicht gesättigten Standorten kann eine Temperaturzunahme zu einem leichten Anstieg bis hin zu einer Abnahme der Methanemissionen aufgrund verstärkter Methanoxidation führen. Auch der Einfluss des Wasserspiegels muss differenziert betrachtet werden. Nach einer Studie von ZONA & OECHEL (2008) hat der Wasserspiegel keinen konsistenten Einfluss auf den Methanfluss, unter bestimmten Bedingungen kann

ein Absinken des Wasserspiegels sogar zu erhöhten Emissionen führen. Dies ist wahrscheinlich auf einen geringeren physischen Widerstand der Pflanzenstängel gegenüber pflanzengebundener Methanemission durch die Stängel zurückzuführen, wenn sich der Wasserspiegel der Bodenoberfläche nähert. Ein weiteres Absinken des Wasserspiegels bis unter die Bodenoberfläche resultiert jedoch in niedrigeren Methanemissionen aufgrund erhöhter Aktivität methanotropher Mikroorganismen (ZONA & OECHEL 2008).

Dies spiegelt sich auch in Untersuchungen zu durch den Klimawandel verursachten Veränderungen in Temperatur und Niederschlag und deren Einfluss auf den Methanfluss wieder (z.B. ROULET ET AL. 1992, BOHN ET AL. 2007): Ein alleiniger Anstieg der Temperatur führt zu geringeren Emissionen (bezüglich Referenzwerten) aufgrund höherer Evapotranspiration, welche ein Absinken des Wasserspiegels zur Folge hat. Bei Erhöhung des Wasserspiegels durch erhöhte Niederschläge ohne Berücksichtigung der Temperatur kommt es zu höheren Methanemissionen in Bezug zur Referenz, solange der Wasserspiegel nicht über die Bodenoberfläche steigt. Ein kombiniertes Szenario aus Temperaturanstieg und erhöhtem Niederschlag zeigt einen Anstieg der Methanflüsse aufgrund eines leicht angestiegenen Wasserspiegels sowie einer temperaturgesteuerten erhöhten metabolischen Aktivität.

Nach WAGNER ET AL. (2003a) gilt für die Permafrostböden im Lena Delta, dass die Methanogenese hauptsächlich substratabhängig ist, während die Methanotrophie von der Sauerstoffverfügbarkeit abhängt. Die Temperatur spielt in beiden Prozessen eine untergeordnete Rolle, wahrscheinlich weil die Mikroorganismen sehr gut an die extremen Temperaturbedingungen im Permafrost angepasst sind. KUTZBACH ET AL. (2004) identifizierten die Position des Wasserspiegels und die Vegetationsbedeckung als wichtige Kontrollfaktoren für die Methanemission. Mit Hilfe der Eddy-Kovarianz-Methode fanden SACHS ET AL. (2008) und WILLE ET AL. (2008) die oberflächennahe Turbulenz, den atmosphärischen Luftdruck sowie die Bodentemperaturen als den Methanfluss hauptsächlich kontrollierende Größen.

2.1.3 Beitrag zur globalen Erwärmung

Methan hat den zweitgrößten *Strahlungsantrieb (Radiative Forcing)* der langlebigen Treibhausgase nach CO₂ (IPCC 2001, VGL. ABB. 2-2). Eiskerndaten zeigen, dass die atmosphärische Konzentration von CH₄ über die letzten 650.000 a zwischen Tiefstwerten von ~400 ppb während der Eiszeiten und Höchstwerten von ~700 ppb während der Warmzeiten variiert hat. Eine einzelne Messung aus Daten des Vostok-Eiskerns erreicht den Höchstwert von ~770 ppb (IPCC 2007b, VGL. AUCH KAP. 1 UND ABB. 1-1).

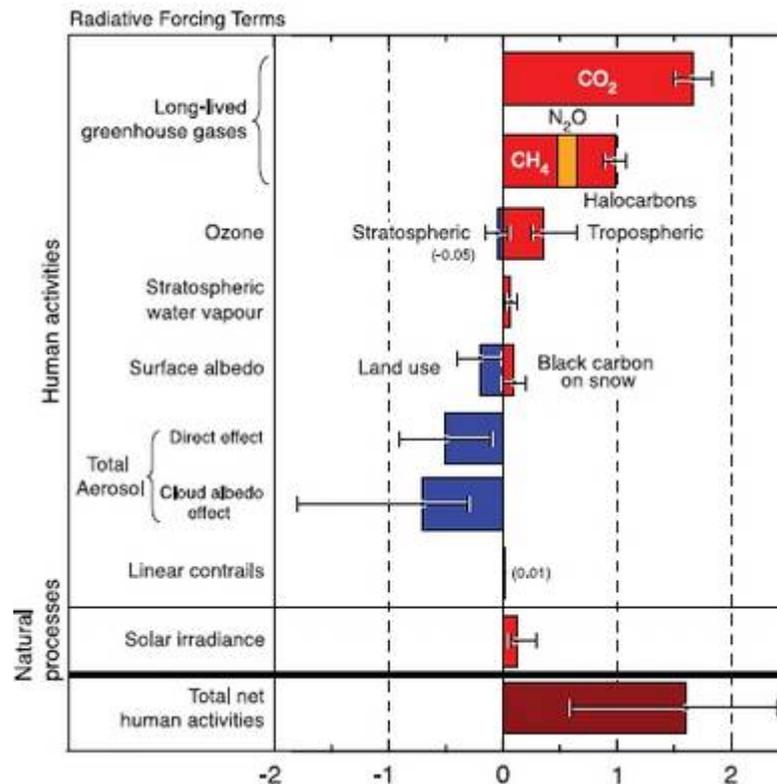


Abb. 2-2: Strahlungsantrieb des Klimas zwischen 1750 und 2005 – Zusammenfassung der Komponenten des Strahlungsantriebs für den Klimawandel. Alle gezeigten Strahlungsantriebe resultieren aus einem oder mehreren Faktoren, welche das Klima beeinflussen und im Zusammenhang mit menschlichen Aktivitäten oder natürlichen Prozessen stehen. Die Werte repräsentieren den Strahlungsantrieb für das Jahr 2005 in Bezug zum Beginn der Industrialisierung (etwa 1750). QUELLE: IPCC 2007b.

Der *Strahlungsantrieb* ist ein Maß für den Einfluss eines einzelnen, von außen ausgeübten Störeinflusses auf den Strahlungsenergiehaushalt des Erdklimasystems, welcher zu Veränderungen bestimmter Klimaparameter führt. Er wird in der Einheit $W\ m^{-2}$ angegeben und beschreibt die Rate der Energieänderung pro Flächeneinheit der Erdoberfläche, gemessen an der oberen Begrenzung der Troposphäre, der Tropopause (IPCC 2007b). Eine solche Störung kann durch Änderungen der atmosphärischen Konzentrationen einzelner strahlungsaktiver Spezies (z.B. CO₂, Aerosole), Veränderungen in der einfallenden solaren Strahlung oder andere Änderungen, welche die an der Oberfläche absorbierte Strahlungsenergie beeinflussen (z.B. Veränderungen der Reflexionseigenschaften der Oberfläche), herbeigeführt werden (IPCC 2001). Ist der Strahlungsantrieb positiv, z.B. verursacht durch eine erhöhte Konzentration klimawirksamer Spurengase, so führt er zu einer Erwärmung der Troposphäre; ist er dagegen negativ, wie z.B. durch die Einwirkung einer erhöhten Aerosolkonzentration in der Atmosphäre, so führt er zu einer Abkühlung der bodennahen Luftschicht (IPCC 2007b).

Die vorindustrielle globale Methankonzentration in der Atmosphäre lag bei 715 ± 4 ppb. Dieser Wert stellt die Grundlage für die Berechnung des heutigen Strahlungsantriebes für

Methan dar. Die Veränderung im Methan-Mischungsverhältnis von 715 ppb im Jahr 1750 zu 1774 ppb im Jahr 2005 ergibt einen Strahlungsantrieb von $0,48 \pm 0,05 \text{ W m}^{-2}$ (IPCC 2001, IPCC 2007b).

Betrachtet man die Methanemissionen aus Permafrostböden, so wird ein *positiver Rückkopplungsmechanismus* deutlich: Globale Klimamodelle zeigen, dass sich die globale Durchschnittstemperatur zwischen 2026 und 2060 um 2°C relativ zur vorindustriellen Temperatur erhöht haben wird. Zum gleichen Zeitpunkt wird die Temperatur über der Arktis ($60\text{-}90^\circ\text{N}$) um etwa $3,2$ bis $6,6^\circ\text{C}$ angestiegen sein (IPCC 2001, KAPLAN & NEW 2006). Bedingt durch diese Erwärmung der Lufttemperatur finden auch Veränderungen im Permafrost statt. Modelle zeigen, dass sich die Permafrostverteilung z.B. in Kanada unter dem Einfluss einer Klimaänderung signifikant verändert: Die oberflächennahe Bodentemperatur würde um $2,2\text{-}5,1^\circ\text{C}$ ansteigen, die von Permafrost unterlagerte Fläche würde sich, verursacht durch eine schrittweise Verschiebung der südlichen Permafrostgrenze nach Norden, um $16\text{-}20\%$ reduzieren (1990-2090) und die Auftautiefe nähme um $41\text{-}104\%$ zu (1990-2100) (ZHANG ET AL. 2008). Ähnliche Ergebnisse liegen auch für die russischen Permafrostgebiete (MALEVSKY-MALEVICH ET AL. 2001) sowie für die gesamte Nordhemisphäre (ANISIMOV & NELSON 1996) vor. Diese Permafrostdegradation hätte neben den Auswirkungen auf Hydrologie, Geomorphologie, Vegetation und Infrastruktur auch einen wichtigen Einfluss auf die Biogeochemie der Permafrostböden (ANISIMOV & NELSON 1996, ZHANG ET AL. 2008). Eine dadurch bedingte erhöhte Methanproduktion und -emission könnte wiederum zur verstärkten Erwärmung der Atmosphäre beitragen.

Eine solche Aussage zum Beitrag der Methanemissionen aus Permafrostböden zur globalen Erwärmung gestaltet sich jedoch sehr komplex. Simulationen zur Veränderung der Vegetationsbedeckung in hohen nördlichen Breiten deuten auf eine Vergrößerung der Waldflächen in arktischen Gebieten und eine damit verbundene Reduzierung der von Tundravegetation beherrschten Fläche, wobei alle Tundratypen eine Habitatverschiebung nach Norden erfahren (OVERPECK ET AL. 1990, LANDHAEUSSER & WEIN 1993, STARFIELD & CHAPIN III 1996, RUPP ET AL. 2000, KAPLAN & NEW 2006 und LISCHKE 2007). Das durch Erwärmung hervorgerufene erhöhte Feuerrisiko sowie eine erhöhte Feuerfrequenz bzw. eine gesteigerte Störfrequenz im Allgemeinen in den Tundragebieten ermöglicht die Ansiedlung von Nadelbäumen und im weiteren Verlauf von Laubbäumen in vormals baumlosen Vegetationsgemeinschaften (OVERPECK ET AL. 1990, LANDHAEUSSER & WEIN 1993, STARFIELD & CHAPIN III 1996 und RUPP ET AL. 2000). ZHOU ET AL. (2001) untersuchten die Veränderungen des NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) für den Bereich von $40^\circ\text{N}\text{-}70^\circ\text{N}$ und fanden besonders für den eurasischen Teil der nördlichen Hemisphäre eine Zunahme des

NDVI (ca. 12%) während der Vegetationsperiode im Zeitraum 1982-1999. Eine solche Veränderung des NDVI kann auf eine verstärkte biologische Aktivität hinweisen (ZHOU ET AL. 2001). Des Weiteren wurde eine Verlängerung der aktiven Vegetationsperiode in Eurasien von 18 ± 4 Tagen aufgrund des früheren Einsetzens des Frühlings sowie eines verzögerten Herbstanfangs festgestellt (ZHOU ET AL. 2001). NEMANI ET AL. (2003) berechneten eine Zunahme der NPP aufgrund einer Abschwächung der für das Pflanzenwachstum limitierenden Faktoren durch Klimaänderungen. Die modellierten Veränderungen der Vegetation und der Stördynamik haben wichtige Auswirkungen auf regionale Kohlenstoffbilanzen und biotische Rückkopplungen auf das regionale Klima (RUPP ET AL. 2000). Die neu gebildeten Waldflächen in den arktischen Gebieten könnten zu einer verstärkten C-Sequestrierung durch erhöhte C-Assimilation führen (KAPLAN & NEW 2006), welche einer verstärkten Emission von Methan gegenübersteht.

2.2 Modellierung von Methanemissionen

Die prozessbasierte Modellierung von Methanflüssen ist einer der Ansätze für die Bestimmung der Methan-Nettoemissionsrate (IPCC 2007a). Der Prozess der Methanemission aus Feuchtgebieten ist das Ergebnis einer komplexen Abfolge von Ereignissen, beginnend mit dem Eintrag von Pflanzenmaterial und Wurzelexsudaten in den Boden, gefolgt von der Fermentation des organischen Bodenmaterials zu für die Methanogenese geeignetem Substrat, der Methanbildung, und der nachfolgenden Methanoxidation (CAO ET AL. 1998). Des Weiteren müssen die verschiedenen Transportprozesse im Boden, welche letztendlich zur Freisetzung des gebildeten Methans führen, berücksichtigt werden.

Für die Simulation von Methanemissionen aus Feuchtgebieten existieren verschiedene Modelle. Eine Vielzahl dieser Modelle wurde für Reisanbaugebiete entwickelt. Beispiele für solche Modelle sind *MEM* von CAO ET AL. (1995a, 1995b und 1996a), *CH4MOD* (HUANG ET AL. 1998 und 2004, SASS ET AL. 2000) sowie das Modell von XU ET AL. (2007). *MEM* ist ein prozessbasiertes Modell, welches basierend auf der Bereitstellung geeigneten Substrats für die Methanogenese durch die Reisprimärproduktion und den Abbau bodenorganischen Kohlenstoffs, dem Einfluss direkter Umweltfaktoren auf die Methanogenese sowie dem Gleichgewicht zwischen Methanproduktion und Methanverbrauch durch methanotrophe Oxidation entwickelt wurde (CAO ET AL. 1995b). *CH4MOD* ist ein semi-empirisches Modell für die Simulation von Methanemissionen aus Reisgebieten mit einer minimalen Anzahl an Eingangsdaten und Parametern, wie z.B. Bodentextur, Reissorte und Kornertrag (HUANG ET AL. 1998 und 2004, SASS ET AL. 2000). Das Modell von XU ET AL. (2007) ist ein prozessbasiertes Modell, welches besonders den pflanzegebundenen Methantransport behandelt. Da

ein Großteil der globalen Reisanbauflächen in Asien und besonders in China liegt, ist das Anwendungsgebiet der Reis-Methanemissionsmodelle meist auf China fokussiert.

Modelle für die Berechnung der Methanflüsse aus natürlichen Feuchtgebieten und/oder Torfgebieten wurden unter anderen von POTTER (1997, basierend auf dem *NASA-CASA (Carnegie-Ames-Stanford Approach)* Modell), ARAH & STEPHEN (1998), VAN HUISSTEDEN & VAN DEN BOS (2003, *PEATLAND*), FROLKING ET AL. (2002, *PCARS (Peatland Carbon Simulator)*), GRANBERG ET AL. (1997 und 2001), WALTER & HEIMANN (2000), WALTER ET AL. (1996, 2001a und 2001b), WALTER (1998) und WADDINGTON & BAIRD (2007) entwickelt. CAO ET AL. (1996b und 1998) verwendeten ihr Modell (CAO ET AL. 1995a, 1995b und 1996a) neben der Modellierung von Methanemissionen aus Reisfeldern auch für die Methanemissionsmodellierung natürlicher Feuchtgebiete.

Das Modell von POTTER (1997) repräsentiert das *NASA-CASA* Modell für Ökosystemproduktion und Kohlenstoffkreislauf der terrestrischen Biosphäre mit drei zusätzlichen Untermodellen für die Beschreibung von überfluteten Feuchtgebieten und anaeroben Abbauprozessen (Bodentemperatur und Lage des Wasserspiegels als Funktion täglicher meteorologischer Antriebsdaten; Methanproduktion in der anaeroben Bodenzone als Funktion des Wasserspiegels und der CO₂ Produktion; Methantransportwege Diffusion, Gasblasenbildung und Transport durch Gefäßpflanzen als Funktion des Wasserspiegels und des Ökosystemtyps). Das *NASA-CASA* Methanemissionsmodell beinhaltet ein Modul zur Berechnung der Auftau-Rückfrier-Dynamik mit der Bodentiefe basierend auf der Akkumulation sogenannter *Degree-Days* (POTTER ET AL. 2003).

Das Modell von ARAH & STEPHEN (1998) ist ein eindimensionales, prozessbasiertes, physikochemisches Modell für die Simulation der Methanflüsse von Torfmoorsystemen. Das Modell betrachtet ausschließlich die kurzfristigen Reaktionen des Methan produzierenden Systems auf kurzfristige Änderungen von Umweltparametern. Gasblasenbildung findet keine Berücksichtigung, ebenso wie konvektiver Fluss.

PEATLAND (VAN HUISSTEDEN & VAN DEN BOS 2003) ist ein Bodenmethanflussmodell, welches das Methanmodell von WALTER & HEIMANN (2000) in einer leicht abgeänderten Form beinhaltet. Das Modell besteht aus vier Untermodulen (Beschreibung der Produktion bodenorganischen Materials; bodenphysikalisches Modul; Beschreibung der Abbauprozesse bodenorganischen Materials; Methanflussmodell). Dieses Modell wurde in einer ersten Studie bereits zur Berechnung der Methanemissionen zweier arktischer Feuchtgebiete eingesetzt (PETRESCU ET AL. 2007).

Auch *PCARS* (FROLKING ET AL. 2002), ein prozessorientiertes Modell zur Simulation des neuzeitlichen Kohlenstoffbudgets nördlicher Torfgebiete, besteht aus vier Komponenten (Pflanzenphotosynthese und -atmung, ober- und unterirdische Nettoproduktion, Streufall;

aerober und anaerober Abbau von Torf; Produktion, Oxidation und Emission von Methan; Verlust gelösten organischen Kohlenstoffs durch abfließendes Wasser).

Das Modell von GRANBERG ET AL. (1997 und 2001) ist ein mechanistisches Modell, welches die Gesamtmethanemissionsraten unterteilt in Diffusion, Blasenbildung und pflanzengebundenen Transport berechnet.

WADDINGTON & BAIRD (2007) präsentierten ein neues konzeptionelles Modell zum Einfluss von Temperatur-, Luftdruck- und Torfstruktur auf Speicherung und Freisetzung von Methangasblasen. Das Methanemissionsmodell von WALTER & HEIMANN (2000), WALTER ET AL. (1996, 2001a und 2001b) und WALTER (1998), welches in der vorliegenden Arbeit angewandt und modifiziert wurde, wird im nachfolgenden Kapitel 2.2.2 eingehend beschrieben.

2.2.1 Wahl der Modelle

Für die Modellierung der Methanflüsse der polygonalen Tundra der sibirischen Arktis im Lena Delta sowie zur *Validierung* der angestrebten Modifizierung des Modells für Permafrostbedingungen anhand von *Eddy-Kovarianz-Messungen* aus dem Lena Delta sollte ein geeignetes Methanemissionsmodell gefunden werden. Kriterien zur Auswahl eines Modells waren unter anderem der einfache und unbegrenzte Zugriff auf den Quellcode, ein modularer Aufbau des Modells, welcher eine schnelle und effiziente Anpassung einzelner Modellkomponenten ermöglicht, eine prozessbasierte Struktur unter Berücksichtigung aller bisher bekannter, für die Methanemission in Feuchtgebieten relevanter Prozesse sowie eine optimale Anzahl an Antriebsdaten und Parametern. Die räumliche und zeitliche Auflösung des Modells sollte in der Lage sein, die Prozesse, welche zur Methanemission aus Permafrostböden führen, sowohl bei der *Punktmodellierung* und der anschließenden *Modellvalidierung* mittels vorhandener Messreihen (VGL. KAP. 4.3) als auch auf *regionaler Ebene* durch das *Modell-Upscaling* (VGL. KAP. 4.5) hinreichend genau zu beschreiben. Da das Ziel der vorliegenden Arbeit in der Quantifizierung der Methanemissionen auf der regionalen Skala liegt, ist fundiertes Grundlagenwissen über die kleinskalige Prozessvariabilität ein wichtiger Faktor, kann jedoch nicht in vollem Umfang im Modell implementiert werden.

Das Methanemissionsmodell von WALTER & HEIMANN (2000), WALTER ET AL. (1996, 2001a und 2001b) und WALTER (1998) wurde ausgewählt, weil es die oben genannten Kriterien maßgeblich erfüllt. Der Quellcode wurde von Prof. Martin Heimann vom Max-Planck-Institut für Biogeochemie in Jena zur Verfügung gestellt. Das Modell arbeitet mit Datensätzen des *European Center für Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) als meteorologischem Antrieb, welche am Deutschen Fernerkundungsdatenzentrum (DFD) des Deutschen

Zentrums für Luft- und Raumfahrt (DLR) global bezogen werden können. Als weiterer Eingangssatzensatz werden Tageswerte der NPP benötigt, welche bei WALTER & HEIMANN (z.B. 2000) mit dem Vegetationsmodell BETHY (KNORR 1997) berechnet werden. Das von WILKIRCHEN (2005) am DFD aus BETHY weiterentwickelte Modell BETHY/DLR stand für die Simulation der NPP für das Lena Delta zur Verfügung.

2.2.2 Methanemissionsmodell

Im folgenden Abschnitt soll das Methanemissionsmodell von WALTER & HEIMANN, entwickelt am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg und dem Max-Planck-Institut für Biogeochemie in Jena, vorgestellt werden. Die theoretischen Grundlagen des Modells zur Berechnung des Methanflusses sowie des zugehörigen hydrologischen Modells zur Berechnung der Position des Wasserspiegels werden eingeführt und erläutert.

Sofern nicht anders vermerkt, liegen diesem Kapitel die Grundlagen zur Modellbeschreibung aus WALTER ET AL. (1996, 2001a und 2001b), WALTER (1998) und WALTER & HEIMANN (2000) zugrunde.

Das Methanemissionsmodell von WALTER & HEIMANN ist ein eindimensionales, prozessbasiertes und klimasensitives Modell zur Berechnung der Methanemissionen natürlicher Feuchtgebiete. Abbildung 2-3 zeigt eine schematische Darstellung des Methanmodells. Methanproduktion und -oxidation, jene Prozesse, die zur Verfügbarkeit von Methan und damit potentiell zur Methanemission führen (VGL. KAP. 2.1.2), werden für eine eindimensionale Bodensäule modelliert, welche in Schichten von jeweils 1 cm Stärke diskretisiert ist. Die Methanproduktion durch methanogene Bakterien wird als Funktion der Substratverfügbarkeit und der Temperatur beschrieben. Die Methanoxidation ist durch eine *Michaelis-Menten-Funktion* parametrisiert und ist ebenso wie die Methanproduktion temperaturabhängig. Drei verschiedene Transportmechanismen, welche zur Freisetzung von Methan aus Böden beitragen, werden explizit modelliert: (1) *Molekulare Diffusion durch wasser- bzw. luftgefüllte Poren*, (2) *Blasenbildung* und (3) *pflanzengebundener Transport durch Gefäßpflanzen*. Die Transportmechanismen sind wichtige Faktoren in der Bestimmung des Anteils an produziertem Methan, der in die Atmosphäre emittiert wird. Dieser Anteil ist stark standortabhängig: Bei gleicher Methanogeneserate in der anaeroben Bodenzone kann das gebildete Gas an einem wassergesättigten Standort mittels Blasenbildung sehr schnell freigesetzt werden, an einem trockeneren Standort unter aeroben Bedingungen in den oberen Bodenschichten können jedoch bis zu 100% des gebildeten Methans wieder oxidiert werden.

Molekulare Diffusion durch wasser- bzw. luftgefüllte Poren

Durch die Bodenporen erfolgt der diffusive Transport von Methan in die Atmosphäre entlang eines Konzentrationsgradienten. In der wassergesättigten Bodenzone erfolgt die Diffusion hauptsächlich durch die wassergefüllten Poren, während die luftgefüllten Poren in der ungesättigten Zone den Hauptweg für den diffusiven Transport darstellen. Der Diffusionskoeffizient für Methan in Luft beträgt $0,16 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (MARRERO & MASON 1972). Molekulare Diffusion innerhalb der luftgefüllten Poren spielt damit eine wesentlich größere Rolle als im wassergesättigten Boden, da der Diffusionskoeffizient von Methan in Wasser um etwa das 10^4 -fache geringer ist als in Luft (MARRERO & MASON 1972). Durch das Vorhandensein von Sauerstoff in den luftgefüllten Poren wird jedoch ein Teil des gebildeten Methans dort wieder abgebaut.

Der diffusive Fluss $F_{diff}(t, z)$ wird mittel des *ersten Fick'schen Gesetzes* berechnet:

$$F_{diff}(t, z) = -D_{CH_4}(z) \cdot \frac{\partial}{\partial z} C_{CH_4}(t, z) \quad (2.1)$$

Dabei sind $D_{CH_4}(z)$ der Diffusionskoeffizient von Methan in der Tiefe z und $C_{CH_4}(t, z)$ die Methankonzentration zum Zeitpunkt t in der Tiefe z .

Der Diffusionskoeffizient wird nach der *Penman-Formel* berechnet:

$$D_{CH_4}(z) = D_i \cdot 0,66 \cdot f_{grob} \quad (2.2)$$

D_i ist der Diffusionskoeffizient von Methan in Luft. Der Faktor f_{grob} beschreibt das Porenvolumen der Grobporen, da angenommen wird, dass die molekulare Diffusion im Boden nur durch die luftgefüllten Grobporen stattfindet. Der in der Penman-Formel verwendete *Tortuositätsfaktor* wurde auf 0,66 gesetzt, unter der Annahme dass die durch die Diffusion zurückgelegte Strecke ungefähr $2/3$ der Länge der tatsächlichen mittleren Strecke beträgt.

Zur Lösung der Diffusionsgleichung wird das *Crank-Nicolson-Verfahren* herangezogen (DETAILS SIEHE WALTER 1998).

Blasenbildung

Blasenbildung findet nur in der wassergesättigten Bodenzone statt. Aufgrund der Neubildung von Gasmolekülen durch die Methanogenese erhöht sich der Partialdruck des im Wasser gelösten Methans. Durch die geringe Löslichkeit von Methan in Wasser kommt es schnell zur Sättigung, Gasblasen werden gebildet. Diese steigen mit einer Geschwindigkeit von mindestens 1 m/h relativ schnell an die Wasseroberfläche, wodurch der Transport von Me-

than durch die wassergesättigte Bodenzone beschleunigt wird. Aufgrund des Vorhandenseins weiterer Gase, wie z.B. Stickstoff, erfolgt die Blasenbildung an vegetationsbedeckten Standorten bereits bei geringeren Methankonzentrationen als an vegetationsfreien Standorten.

Gasblasen werden gebildet, sobald die Methankonzentration in einer Bodenschicht die Schwellenwertkonzentration C_{grenz} überschreitet. Im Modell wird angenommen, dass Blasenbildung bei Methankonzentrationen zwischen 500 μM (vollkommen vegetationsbedeckter Boden) und 1000 μM (vegetationsfreier Boden) stattfindet. Dies ist äquivalent einem Mischungsverhältnis von 26,5-53% Methan in einer Blase bei 10°C (DETAILS SIEHE WALTER 1998). Die Schwellenwertkonzentration für die Gasblasenbildung wird mit folgender Formel berechnet:

$$C_{grenz} = C_{min} \cdot \left(1 + \frac{P_{unbed}}{100} \right) \quad (2.3)$$

C_{min} bezeichnet die Methankonzentration bei welcher die Blasenbildung an einem vollständig vegetationsbedeckten Standort einsetzt (500 μM), P_{unbed} beschreibt den Prozentsatz an vegetationsfreiem, offenem Boden.

Im Weiteren wird der Gasblasenfluss $F_{gasbl}(t)$ berechnet, welcher die Menge des Methans beschreibt, die den Wasserspiegel $w(t)$ zum Zeitpunkt t in Form von Gasblasen erreicht. Dazu wird zunächst die Rate $Q_{gasbl}(t, z)$, mit welcher Methan in Form von Blasen aus der Tiefe z entfernt wird, berechnet:

$$Q_{gasbl}(t, z) = -k_e \cdot f(C_{CH_4}) \cdot (C_{CH_4}(t, z) - C_{grenz}) \quad (2.4)$$

Dabei ist k_e eine Konstante mit der Einheit [1/h] und $f(C_{CH_4})$ beschreibt eine Stufenfunktion mit dem Wert 1, wenn $C_{CH_4}(t, z) > C_{grenz}$ und 0 ansonsten.

Der Gasblasenfluss $F_{gasbl}(t)$ ergibt sich aus der Integration von $Q_{gasbl}(t, z)$ über die gesamte wassergesättigte Zone:

$$F_{gasbl}(t) = \int_l^w Q_{gasbl}(t, z) dz \quad (2.5)$$

W und l stehen für den Wasserspiegel respektive die untere Begrenzung der Bodensäule. Liegt der Wasserspiegel über der Bodenoberfläche, so trägt der Gasblasenfluss direkt zum Methanfluss in die Atmosphäre bei. Befindet sich der Wasserspiegel unter der Bodenober-

fläche, so wird die Menge an Methan, die durch die Bildung von Gasblasen im Boden aufsteigt, zur Methankonzentration der untersten parallelen Schicht der ungesättigten Zone hinzugefügt.

Pflanzengebundener Transport

Gefäßpflanzen sind in der Lage, durch ihre Leitungsbahnen Gase zu transportieren. Entsprechend ist der pflanzengebundene Transport auf die durchwurzelten Bodenschichten beschränkt. An überfluteten Standorten ist dieser Transportweg notwendig, um die Wurzeln mit Sauerstoff zu versorgen. In entgegengesetzter Richtung wird jedoch in tieferen Bodenschichten gebildetes Methan in die Atmosphäre transportiert, ohne die aerobe Bodenzone zu passieren, das heißt ohne dort oxidiert zu werden. Der pflanzengebundene Transport stellt an vielen Standorten den wichtigsten Transportweg dar und beeinflusst dadurch signifikant die Methanemissionen aus Böden. Durch den Transport atmosphärischen Sauerstoffs in die Rhizosphäre besteht hier auch unter wassergesättigten Bedingungen eine kleinräumige aerobe Zone, in der ein Teil des produzierten Methans oxidiert wird. Der pflanzengebundene Transport von Methan aus tieferen Bodenschichten in die Atmosphäre ist jedoch von weit größerer Bedeutung. Der Methanfluss durch Gefäßpflanzen wird als proportional zum Konzentrationsgradienten zwischen dem Boden und der Atmosphäre angenommen. Die atmosphärische Methankonzentration ist sehr klein gegenüber der Methankonzentration im Boden und wird daher als konstant angenommen. Daher kann der Methanfluss als proportional zur Methankonzentration im Boden beschrieben werden. Das durch die Wurzeln transportierte Methan muss jedoch auch die mit Sauerstoff angereicherte Rhizosphäre passieren, wodurch ein Teil des Methans P_{ox} hier oxidiert wird. Verschiedene Studien zeigen eine hohe Variabilität von P_{ox} , so dass dieser Parameter im Modell auf 50% gesetzt wurde (DETAILS SIEHE WALTER 1998). Die Rate $Q_{pflanze}(t, z)$, mit der Methan durch die Pflanzen aus der Tiefe z zum Zeitpunkt t entfernt wird, wird mit folgender Formel berechnet:

$$Q_{pflanze}(t, z) = -k_p \cdot T_{veg} \cdot f_{wurzel}(z) \cdot f_{phän}(t) \cdot C_{CH_4}(t, z) \cdot (1 - P_{ox}) \quad (2.6)$$

Dabei ist k_p eine Konstante mit der Einheit $[0,01 \text{ h}^{-1}]$. T_{veg} beschreibt die Qualität des pflanzengebundenen Transports eines Standortes in Abhängigkeit von der Dichte des Bewuchses und der Pflanzentypen und kann Werte zwischen 0 und 15 annehmen. Die Funktion $f_{wurzel}(z)$ beschreibt die vertikale Verteilung der Wurzeln im Bodenprofil unter der Annahme, dass diese linear mit der Tiefe abnimmt. Der Faktor $f_{phän}(t)$ beschreibt den Wachstumszustand der Pflanzen, welcher die Gastransportfähigkeit der Pflanzen beeinflusst. Im Methanmodell wird dabei der *Blattflächenindex LAI (Leaf Area Index)* als Maß für den Wachstumszustand he-

rangezogen. Der mittlere LAI wird in Abhängigkeit von der täglichen Temperatur in 50 cm Bodentiefe beschrieben (DETAILS SIEHE WALTER 1998).

Der durch den pflanzengebundenen Transport resultierende Methanfluss wird dann nach folgender Formel berechnet:

$$F_{pflanze}(t) = \int_{nwurzel}^{ns} Q_{pflanze}(t) dz \quad (2.7)$$

Dabei stehen ns und $nwurzel$ für die Bodenoberfläche respektive die Wurzeltiefe.

Der Gesamtmethanfluss $F_{tot}(t)$ wird durch Addition aller Flüsse der verschiedenen beteiligten Transportmechanismen berechnet:

$$F_{tot}(t) = F_{diff}(t, z = u) + F_{gasbl}(t) + F_{pflanze}(t) \quad (2.8)$$

Es sind $F_{diff}(t, z = u)$ der diffusive Fluss an der Grenzfläche u zwischen Boden/Wasser – Atmosphäre, $F_{pflanze}(t)$ der pflanzengebundene Fluss und $F_{gasbl}(t)$ der Gasblasenfluss. Letzterer trägt jedoch nur zum Gesamtmethanfluss bei, wenn der Wasserspiegel an oder über der Bodenoberfläche liegt.

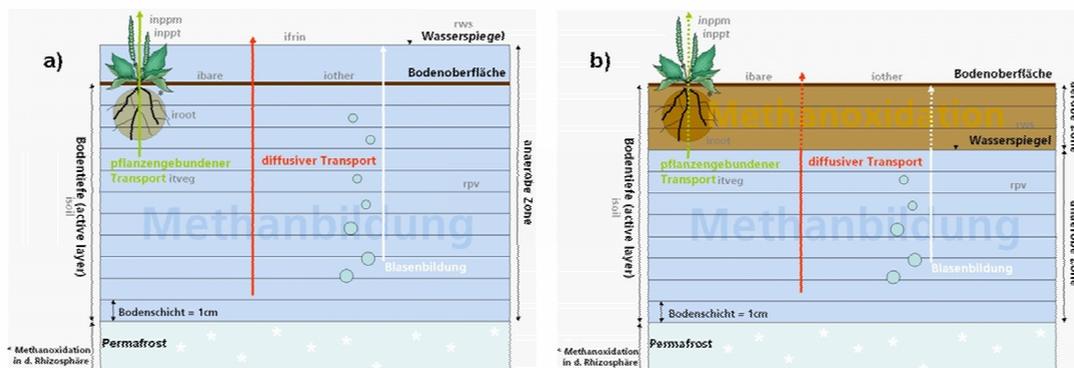


Abb. 2-3: Schematische Darstellung einer Bodensäule im Methanmodell. a) In einem wassergesättigten Boden (Wasserspiegel liegt über der Bodenoberfläche) wird Methan von methanogenen Bakterien unter anaeroben Verhältnissen gebildet und mittels der Transportwege molekulare Diffusion, Gasblasenbildung und pflanzengebundener Transport zur Atmosphäre transportiert. b) Fällt der Wasserspiegel unter die Bodenoberfläche wird das in der wassergesättigten, anaeroben Zone gebildete Methan nach oben transportiert und wird bei Erreichen der aeroben Bodenschichten dort von methanotrophen Bakterien teilweise oxidiert.

Der prozessbasierte Ansatz des Modells beschreibt die funktionalen Beziehungen zwischen Methanemission und Umweltparametern. Als wichtigste die Methanemission bestimmende

Faktoren werden die Lage des Wasserspiegels, die Bodentemperatur, Pflanzengesellschaften und die beschriebenen Transportprozesse herangezogen.

Die Methanogenese erfolgt nur unter anaeroben Verhältnissen (VGL. KAP. 2.1.2) und wird daher stark von der Position des Wasserspiegels beeinflusst, welche im Modell als Trennlinie zwischen aeroben und anaeroben Bodenzonen parametrisiert ist. Die Lage des Wasserspiegels in Bezug zur Bodenoberfläche wird mit Hilfe eines einfachen hydrologischen Modells berechnet, welches einen Teil des Methanmodells darstellt.

Hydrologisches Modell

Feuchtgebiete sind definiert als Gebiete, deren Wasserspiegel dauerhaft oder temporär über oder nahe der Bodenoberfläche liegt (RAMSAR 2008). Zufluss und Abfluss von Wasser liegen auf einer jährlichen Zeitskala im Gleichgewicht. Im Vergleich zu anderen Ökosystemen sind Feuchtgebiete durch einen relativ hohen Zufluss und demgegenüber einen relativ geringen Abfluss charakterisiert. Aufgrund der meist geringen Elevation und der stauenden Permafrosttafel können sich Permafrostgebiete während der Tauzeit/Vegetationsperiode in ausgedehnte Feuchtgebiete verwandeln. Der Abfluss (Oberflächen- sowie unterirdischer Abfluss) des durch schmelzenden Schnee, Niederschlag und in manchen Gebieten durch Überflutungsereignisse eingetragenen Wassers wird durch den anstehenden Permafrost behindert. Austrag von Wasser erfolgt des Weiteren über die Evapotranspiration. Die hohe Bodenfeuchte in Feuchtgebieten bedingt langsame Abbauprozesse und damit die Akkumulation großer Mengen organischer Substanz.

Zwei Kriterien sind wichtig für die Beschreibung der Wasserbewegungen in einem Boden; die Wasserleitfähigkeit sowie das Wasserrückhaltevermögen eines Bodens. Unter vereinfachten Annahmen ist ein Feuchtgebiet durch eine relative hohe hydraulische Leitfähigkeit und ein mit der Tiefe abnehmendes Wasserrückhaltevermögen charakterisiert. Zufluss von Wasser erfolgt entweder über Niederschlag oder lateralen Zustrom, Abfluss durch Evapotranspiration oder lateralen Abstrom (DETAILS SIEHE WALTER 1998, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998).

Das hier verwendete Modell zur Berechnung des Wasserspiegels in Feuchtgebieten ist ein sogenanntes *Bucket-Modell*. Aufgrund der genannten physikalischen Eigenschaften eines feuchtebeeinflussten Bodens wird der Porenraum des Bodens, in welchem die Wasserbewegungen stattfinden, als einfacher, modifizierter *Bucket (=Eimer)* definiert. Dieser modifizierte Bucket hat eine untere Begrenzung, durch welche kein Abfluss stattfindet und welche gleich der Bodentiefe gesetzt wird. Für ein Feuchtgebiet wird angenommen, dass der Boden unterhalb dieser Begrenzung vollständig wassergesättigt ist und in diesem Bereich keine Wasserbewegungen durch Zufluss oder Abfluss stattfinden. Für die Simulationen wird nur

der Bereich zwischen Feldkapazität und Wassersättigung berücksichtigt. Bei einer Änderung des Wasserspiegels erfolgt eine sofortige Umverteilung des Wassers unter der Annahme, dass die Wasseroberfläche im Bucket horizontal verläuft, das heißt unter dem Wasserspiegel ist der Bucket vollständig gefüllt, darüber ist er hingegen leer.

Um die Bucketgröße V_{tot} zu definieren, wurde der Wasserertragskoeffizient C_{wy} eingeführt. Dieser ist ein Maß für die Menge des Wassers, welches dem Boden bei einer Absenkung des Wasserspiegels entzogen wird und nimmt mit ansteigender Bodentiefe ab. Die Menge des entzogenen Wassers ist weiterhin abhängig von der Porengrößenverteilung, das heißt sie ist kleiner bei weniger porösen Böden und größer bei hochporösen. Die Funktion $f_{wy}(z)$ beschreibt die Menge an Wasser, welche aus der Tiefe z bei einer Absenkung des Wasserspiegels entfernt wird:

$$f_{wy}(z) = C_{wy}(z) \cdot \frac{f_{grob}}{f_{grob,max}} \quad (2.9)$$

Dabei sind f_{grob} das relative Porenvolumen der Grobporen und $f_{grob,max}$ das Maximum auftretender f_{grob} -Werte. $C_{wy}(z)$ bezeichnet die Variation des Wasserertragskoeffizienten C_{wy} mit der Tiefe z . Die maximale Bucketgröße V_{tot} kann durch Integration der Funktion $f_{wy}(z)$ über die gesamte Bodentiefe berechnet werden:

$$V_{tot} = \int_l^{ns} f_{wy}(z) dz \quad (2.10)$$

Hier bezeichnet l die untere Begrenzung des Bucket bzw. die höchste Schicht der permanenten Sättigung, welche äquivalent zur Bodentiefe l ist, während ns die Bodenoberfläche darstellt. V_{tot} hat die Einheit [cm], welche durch Multiplikation mit der Fläche der im Modell betrachteten Bodensäule eine Volumeneinheit ergibt.

Zur täglichen Simulation des Wasservolumens V_{wasser} , welches zum Zeitpunkt t im Bucket gespeichert ist, wird die folgende Wasserbilanzgleichung herangezogen:

$$\frac{d}{dt} V_{wasser}(t) = P(t) - ET(t) + L(t) - R(t) \quad (2.11)$$

$P(t)$ beschreibt den Niederschlag, $ET(t)$ die Evapotranspiration, $L(t)$ den lateralen Zufluss von Wasser und $R(t)$ den Oberflächenabfluss. Die Einheiten dieser vier Größen sind in [cm/d] gegeben, $V_{wasser}(t)$ hat die Einheit [cm].

Für $P(t)$ wird der tägliche Niederschlag, gewonnen aus 24h-Vorhersagen des ECMWF, verwendet. Die Evapotranspiration $ET(t)$ setzt sich zusammen aus der Evaporation des Bodens und der Transpiration der Vegetation. Sie wird folgendermaßen berechnet:

$$ET(t) = \min(\text{Bedarf}(t), \text{Angebot}(t)) \quad (2.12)$$

Dabei ist $\text{Bedarf}(t)$ die Gleichgewichts-Evapotranspirationsrate. $\text{Angebot}(t)$ bezeichnet die aktuelle Evapotranspirationsrate aufgrund der eingeschränkten Verfügbarkeit von Wasser im Boden. Die Gleichgewichts-Evapotranspirationsrate wird aus der Energiebilanz an der Bodenoberfläche zwischen Nettostrahlung, latentem und fühlbarem Wärmefluss und Bodenwärmefluss abgeleitet und zur Berechnung des Bedarfs herangezogen. Unter der Annahme, dass der Bodenwärmefluss klein gegenüber latentem und fühlbarem Wärmefluss ist, wird der Bedarf nach folgender Gleichung nach JARVIS & MCNAUGHTON (1986) berechnet:

$$\text{Bedarf}(t) = \frac{s_T(t)}{s_T(t) + \gamma} \cdot \frac{\text{rad}(t)}{\lambda} \quad (2.13)$$

Es sind λ die latente Evaporationswärme (2,503 MJ kg⁻¹ bei 20°C) und γ die psychrometrische Konstante (ca. 65 Pa·K⁻¹). Die Nettostrahlung an der Bodenoberfläche $\text{rad}(t)$ wird als die Summe aus Globalstrahlung ($\text{srad}(t)$) und thermischer Strahlung ($\text{trad}(t)$) berechnet. $s_T(t)$ bezeichnet die Ableitung der Wasserdampfdruckkurve nach der Temperatur, de_s/dT , wobei der Sättigungsdampfdruck e_s nach der *Magnus-Formel* (MURRAY 1967) berechnet wurde. $s_T(t)$ berechnet sich daher aus:

$$s_T(t) = \lambda_M \cdot \frac{e^{\frac{l_1 \cdot T_{2m}(t)}{l_2 + T_{2m}(t)}}}{(l_2 + T_{2m}(t))^2} \quad (2.14)$$

Hierbei ist $T_{2m}(t)$ die Lufttemperatur in 2 m Höhe, l_1 und l_2 sind Konstanten mit den Werten 17,269 und 237,3. λ_M ist die Konstante in der Ableitung der Magnus-Formel (2,479 MPa K⁻¹).

Die Inputdaten $\text{srad}(t)$, $\text{trad}(t)$ und $T_{2m}(t)$ wurden aus 3- bzw. 6-stündlichen Analysen des ECMWF gewonnen.

Ist der Boden nicht ausreichend mit Wasser gefüllt, um gemäß der Gleichgewichts-Evapotranspirationsrate zu verdunsten, wird die (aktuelle) Evapotranspirationsrate berechnet (FEDERER 1982):

$$\text{Angebot}(t) = c \cdot \frac{V_{\text{wasser}}}{V_{\text{tot}}} \quad (2.15)$$

Dabei bezeichnet c einen Faktor mit der Einheit [cm/d], welcher abhängig von der tatsächlichen Wassermenge im Bucket sowie der relativen Vegetationsbedeckung des Bodens ist (DETAILS SIEHE WALTER 1998).

Der laterale Zufluss von Wasser in Feuchtgebiete wird folgendermaßen berechnet:

$$L = \begin{cases} 0 & \text{wenn } (PmE > 0) \\ -\frac{PmE}{d} & \text{ansonsten} \end{cases} \quad (2.16)$$

PmE ist die Differenz zwischen Gesamtniederschlag und Gesamtevapotranspiration eines Jahres. d bezeichnet die Anzahl der Tage im Jahr, L wird als konstant über das gesamte Jahr angenommen.

Ein gewisser Anteil an Feuchtgebieten liegt in ariden Zonen, wo PmE negative Werte annimmt. Nur für diese Feuchtgebiete wird lateraler Zufluss angenommen, da sie durch den Zufluss aus höheren Gebieten und/oder Flüssen gespeist sein müssen. Lateraler Zufluss ist sicherlich nicht nur auf Feuchtgebiete in Regionen mit $PmE < 0$ beschränkt, sondern kann auch bei Feuchtgebieten mit $PmE > 0$ stattfinden. In diesen Gebieten wird der laterale Zufluss jedoch durch einen erhöhten Oberflächenabfluss ausgeglichen. Um die Wasserbilanz zu schließen, wird L daher nur in Gebieten mit $PmE = 0$ als ungleich Null angenommen.

Abfluss erfolgt im Modell nur dann, wenn $V_{\text{wasser}} > V_{\text{tot}}$, das heißt bei stehendem Wasser in der betrachteten Bodensäule. Als Abfluss R wird nur lateraler Oberflächenabfluss betrachtet, unter der Annahme dass der unterirdische Abfluss gleich Null ist. Die Menge des als Oberflächenabfluss abfließenden Wassers wird als abhängig von der Höhe des stehenden Wassers angenommen und wird des Weiteren als Funktion der Geländesteilheit beschrieben. Der Abfluss R wird daher berechnet als:

$$R = \begin{cases} 0 & \text{wenn } (V_{\text{wasser}} < V_{\text{tot}}) \\ H_{\text{ws}} \cdot \left\{ \frac{H_{\text{ws}}^2}{k_1} + \frac{S}{k_2} \right\} & \text{ansonsten} \end{cases} \quad (2.17)$$

Es wird angenommen, dass der Oberflächenabfluss pro Flächeneinheit von der Krümmung des Geländes abhängig ist. S bezeichnet den Laplace-Operator der Geländehöhe, $S=|\Delta\text{Höhe}|$, dessen Werte aus dem topographischen Datensatz ETOPO5 abgeleitet wurden (DETAILS SIEHE WALTER 1998). H_{ws} ist die Höhe des Wasserspiegels in Bezug zur Bodenoberfläche mit der Einheit [cm], k_1 und k_2 sind Konstanten mit den Werten $1500 \text{ d}\cdot\text{cm}^2$ und 2000 d . WALTER 1998 hat in Sensitivitätsstudien gezeigt, dass der simulierte Wasserspiegel nicht besonders sensitiv auf eine Veränderung der Konstanten k_1 und k_2 reagiert.

2.2.3 Vegetationsmodell BETHY/DLR

Im Folgenden soll das Vegetationsmodell BETHY/DLR in seinen Grundlagen beschrieben werden. Das Modell BETHY wurde von KNORR (1997) am Max-Planck-Institut für Biogeochemie in Jena entwickelt und von WIBKIRCHEN (2005) am Deutschen Fernerkundungsdatenzentrum des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt weiterentwickelt und modifiziert. Soweit nicht anders gekennzeichnet, liegen dem Kapitel die Quellen KNORR (1997 und 2000), KNORR & HEIMANN (2001a und 2001b) sowie WIBKIRCHEN (2005) zugrunde.

Das Vegetationsmodell *BETHY* (*Biosphere Energy Transfer Hydrology Scheme*) simuliert die CO_2 -Aufnahme und -Abgabe durch Pflanzen und Bodenmikroflora, eingebettet in die vollständige Energie- und Wasserbilanz der Oberfläche. Es ist ein prozessbasiertes Modell, welches für die Simulation von *Bruttoprimärproduktion GPP* (*Gross Primary Productivity*), *Nettoprimärproduktion NPP* (*Net Primary Productivity*) und *Nettoökosystemproduktion NEP* (*Net Ecosystem Productivity*) Energiebilanz, Wasserbilanz und Photosynthese berücksichtigt. Das Modell ist modular aufgebaut und besteht aus den Modulen Energie- und Wasserbilanz, Photosynthese, Kohlenstoffbilanz und Phänologie.

Für die Simulation der Strahlungsbilanz wird der Bestand in drei Schichten diskretisiert. Energiebilanz und Evapotranspiration werden über ein *Big-Leaf Konzept* mit isothermer Behandlung von Bestand und Atmosphäre beschrieben (GARRATT 1992). Für die Berechnung der Evapotranspiration wird der Ansatz von *Penman-Monteith* (MONTEITH 1965) herangezogen, die Bestimmung der Photosynthese erfolgt mit Hilfe eines kombinierten biochemischen Ansatzes nach FARQUHAR ET AL. (1980) und COLLATZ ET AL. (1992). Mittels Parameter der photosynthetischen Kapazität berücksichtigt das Modell Limitierungen der Photosyntheserate durch Lichtabsorption, Temperatur, Bodenwasser und Stickstoff. Über ein

einfaches *Bucket-Modell* werden Bodenwassergehalt und Wasserstress berücksichtigt, die Limitierung des Wassertransportes wird über die Wurzeln beschrieben.

BETHY berechnet die Wasser-, Energie- und Kohlenstoffbilanz separat für jeden Gitterpunkt, so dass die räumliche Auflösung von BETHY variabel gewählt werden kann. Die Eingangsdaten können als Tages- oder Monatswerte vorgegeben werden, wobei letztere in Tageswerte umgesetzt werden. Für das Modell BETHY/DLR werden Tageswerte als Inputdaten verwendet. Der interne Modellzeitschritt beträgt eine Stunde, das heißt die Tagesgänge der Eingangsdatensätze werden aufgelöst und die Variabilität der Tagesgänge über Annahmen zu typischen Tagesgängen der Antriebsgrößen berücksichtigt. GPP, NPP und NEP können stündlich, täglich oder monatlich bilanziert werden. Photosynthese und Evapotranspiration werden stündlich berechnet, während die Wasserbilanz als Tageswert ausgegeben wird. Über BETHY kann auch der LAI berechnet werden (DETAILS SIEHE KNORR 1997). In der hier verwendeten Version des Modells wird der LAI jedoch als externe Antriebsgröße angegeben.

In BETHY werden 23 *Vegetationstypen* mit ihren zugehörigen Parametern verwendet. Durch eine *Landnutzungsklassifikation (Land Cover Classification, LCC)*, welche zunächst mit den in BETHY genutzten Vegetationstypen abgeglichen werden muss, kann eine geographische Verteilung der Vegetationsparameter im Simulationsgebiet erstellt werden. Bei BETHY/DLR werden 10 der ursprünglich in BETHY gebrauchten 23 Vegetationstypen verwendet (DETAILS SIEHE KNORR 1997 UND WIBKIRCHEN 2005).

Der *meteorologische Antrieb* des Modells (vgl. Kap. 3.1.4) besteht aus Tageswerten der Strahlung, der Temperatur und des Niederschlags. Die Tageswerte der Antriebsdaten Strahlung und Temperatur werden in BETHY auf den Modellzeitschritt von einer Stunde herunterskaliert. Da die Wasserbilanz täglich berechnet wird, erfolgt keine Skalierung der Tagessumme des Niederschlags.

Ein skaliertes idealer Tagesgang der *Globalstrahlung (bzw. PAR, Photosynthetisch Aktive Strahlung)* wird aus dem Tagesmittel der Globalstrahlung $\overline{G_0}$ oder dem Tagesmittel des Verhältnisses r_{par} gebildet:

$$r_{par} = \frac{\overline{PAR_{akt}}}{\overline{PAR_{pot}}} \quad (2.18)$$

Dabei sind $\overline{PAR_{akt}}$ das Tagesmittel der aktuellen PAR und $\overline{PAR_{pot}}$ das Tagesmittel der potentiellen PAR (bei unbewölktem Himmel).

Der Verlauf des Tagesgangs der *Temperatur* wird zwischen Sonnenauf- und -untergang als sinusförmig angenommen. Eine lineare Temperaturabnahme beschreibt den Verlauf nach Sonnenuntergang. Zum Zeitpunkt des Sonnenaufgangs wird das Tagesminimum der Temperatur erreicht, das Tagesmaximum um 14 Uhr solarer Zeit. Die Tagesmitteltemperatur wird aus den meteorologischen Eingangsdaten berechnet und als zusätzliche Antriebsgröße vorgegeben.

Zur Berechnung der *Wasserbilanz* wird der Bodenwassergehalt W_s täglich ermittelt. Er berechnet sich aus dem Eintrag von Wasser in Form von Niederschlag (Regen oder Schneeschmelze) sowie Wasserverlusten in Form von Evapotranspiration und Abfluss:

$$W_s = P_s + P_v + S_m - E_t - E_s - \Phi \quad (2.19)$$

Dabei bezeichnet P_s den Anteil des Niederschlages, der den Boden direkt erreicht, und P_v jenen Anteil, der zunächst auf der Oberfläche der Vegetation zurückgehalten wird und dann zum Boden abfließt oder verdunstet (*Interzeption*). Im Falle einer Schneebedeckung beschreibt S_m das resultierende Schmelzwasser. E_t und E_s sind Transpiration (Verdunstung durch die Vegetation) und Evaporation (Verdunstung über dem Boden). Der Abfluss F wird als Residuum aus den anderen Größen berechnet. W_s darf den Wassergehalt bei Feldkapazität, $W_{s,max}$, nicht überschreiten.

Der *Bodenwärmehaushalt* ist direkt mit dem Bodenwasserhaushalt gekoppelt, da die Anteile an Bodenluft und Bodenwasser die Wärmeleitfähigkeit und -kapazität des Bodens bestimmen. Durch das Fehlen einer Beschreibung des Bodenwärmehaushaltes im Modell kann der Bodenwärmefluss von BETHY nur geschätzt werden.

Die Energiebilanz an der Bodenoberfläche kann im Allgemeinen durch die Gleichung der Energieerhaltung beschrieben werden:

$$R_0 - H_0 - E_0 - G = 0 \quad (2.20)$$

Sie besagt, dass die Summe der Energieflussdichten (in W m^{-2}) an der Grenzfläche zweier unterschiedlicher Medien gleich Null ist. Strahlung (Strahlungsbilanz R_0), Wärmeleitung im Boden (Bodenwärmefluss G) sowie die turbulenten Flussdichten von latenter und fühlbarer Wärme in der Atmosphäre, H_0 und E_0 , gleichen sich an der Erdoberfläche aus. Die Strahlungsbilanz R_0 lässt sich weiter in einen Teil der Vegetation und einen Teil des Bodens aufspalten:

$$R_{0,v} = (1 - t_{l,v}) \cdot (R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - G) + a_v \cdot R_s \quad (2.21)$$

$$R_{0,s} = t_{l,v} \cdot (R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow}) + a_s \cdot R_s + (1 + t_{l,v}) \cdot G \quad (2.22)$$

Hierbei sind $R_{L\downarrow}$ und $R_{L\uparrow}$ der abwärts und aufwärts gerichtete Anteil der langwelligen Strahlung, R_s bezeichnet die gesamte solare Einstrahlung und $t_{l,v}$ die langwellige Transmissivität der Vegetation. Die Absorbtivität von Vegetation und Boden im kurzwelligen Bereich werden durch a_v und a_s beschrieben. Der Bodenwärmestrom G wird als $G = 0,036 \cdot R_0$ parametrisiert (DETAILS SIEHE WIBKIRCHEN 2005).

Die Berechnung der *Evapotranspiration* erfolgt nach dem Ansatz von *Penman-Monteith*. Bei BETHY wird statt des Widerstands des gesamten Bestandes r_c die Bestandsleitfähigkeit $G_c = 1/r_c$ verwendet. Für die Bestimmung der Evapotranspiration wird zwischen nassem und trockenem Bestand unterschieden. Ist der Bestand in Folge von Niederschlag oder Taubildung mit Wasser benetzt, so erfolgt die Verdunstung direkt von der Blattoberfläche und ist somit nicht durch die Bestandsleitfähigkeit limitiert:

$$E_v = \frac{s \cdot R_{0,v} + \rho \cdot c_p \cdot (e_s(T) - e_a) \cdot G_a}{s + \gamma} \quad (2.23)$$

Ist die Vegetation hingegen trocken, so ist die Transpirationsrate durch die Bestandsleitfähigkeit limitiert, da die Verdunstung ausschließlich über die Stomata stattfindet:

$$E_v = \frac{s \cdot R_{0,v} + \rho \cdot c_p \cdot (e_s(T) - e_a) \cdot G_a}{s + \gamma \cdot (1 + G_a / G_c)} \quad (2.24)$$

Dabei sind $R_{0,v}$ die Nettostrahlungsbilanz an der Vegetation und γ die psychrometrische Konstante. $e_s(T)$ bezeichnet den Sättigungsdampfdruck, e_a den aktuellen Dampfdruck, s die Steigung der Dampfspannungskurve mit der Temperatur, ρ die Dichte von Luft und c_p die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck. Für die Beschreibung der aerodynamischen Leitfähigkeit zwischen Bestand und Atmosphäre wird ein einfacher Ansatz nach BRUTSAERT (1982) herangezogen:

$$G_a = \frac{\kappa^2 \cdot u}{\left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) \right]^2} \quad (2.25)$$

Über der Vegetation z ist u die Windgeschwindigkeit in der Höhe z . $\kappa = 0,41$ ist die *von-Karman-Konstante*, z_0 und d beschreiben die Rauigkeitslänge respektive die Verdrängungshöhe, welche beide von der Höhe der Vegetation abhängig sind.

Falls eine Schneedecke vorhanden ist, berechnet BETHY auch die Verdunstung über Schnee. Weiterhin wird die Verdunstung über unbewachsenem Boden nach dem Modell von RITCHIE (1972) bestimmt. Der fühlbare Wärmefluss H_0 wird aus dem Residuum der Energiebilanz ermittelt:

$$H_0 = R_0 - G - E_0 \quad (2.26)$$

Die *Photosynthese* wird in BETHY über einen kombinierten biochemischen Ansatz nach FARQUHAR ET AL. (1980) und COLLATZ ET AL. (1992) berechnet. Die Photosyntheserate A wird als das Minimum zweier Funktionen beschrieben:

$$A = \min(J_C; J_E) - R_d \quad (2.27)$$

Dabei hat A die Einheit $[\text{mol}(\text{CO}_2) \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}]$. R_d bezeichnet die Dunkelatmung, J_C ist die durch das Enzym Rubisco und J_E die durch den Elektronentransport im Blatt limitierte Photosyntheserate. Bei der Berechnung der *C3-Photosynthese* wird der Ansatz von FARQUHAR ET AL. (1980) herangezogen:

$$J_C = V_m \cdot \frac{C_i - \Gamma_*}{C_i + K_C \cdot (1 + O_x / K_O)} \quad (2.28)$$

$$J_E = J \cdot \frac{C_i - \Gamma_*}{4 \cdot (C_i - 2 \cdot \Gamma_*)} \quad (2.29)$$

Die Elektronentransportrate J ist wie folgt definiert:

$$J = \frac{\alpha \cdot I \cdot J_m}{\sqrt{J_m^2 + \alpha^2 \cdot I^2}} \quad (2.30)$$

Es ist $I = I_{PAR}/E_{PAR}$ und hat die Einheit $[\text{mol}(\text{photonen}) \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}]$. I_{PAR} bezeichnet die Absorptionsrate der PAR in W m^{-2} und E_{PAR} den Energiegehalt eines PAR-Quants (220 kJ mol^{-1}). Γ_* ist der CO_2 -Kompensationspunkt, der wie die maximale Elektronentransportrate J_m von der Bestandstemperatur abhängig ist. C_i beschreibt die aktuelle interzelluläre CO_2 -

Konzentration. Die Werte der Konstanten O_x , K_C und K_O sind bei KNORR (1997) angegeben. a beschreibt die Effizienz der Lichtausnutzung und beträgt $a = 0,28$ (DETAILS SIEHE KNORR & HEIMANN 2001a).

Für die *C4-Photosynthese* findet der Ansatz von COLLATZ ET AL. (1992) Verwendung:

$$A = \min(J_c; J_e) - R_d \quad (2.31)$$

$$J_c = k \cdot C_i \quad (2.32)$$

$$J_e = \frac{1}{2 \cdot \theta_s} \cdot \left[V_m + J_i - \sqrt{(V_m + J_i)^2 - 4 \cdot \theta_s \cdot V_m \cdot J_i} \right] \quad (2.33)$$

$$J_i = \alpha_i \cdot \frac{I_{PAR}}{E_{PAR}} \quad (2.34)$$

Hierbei bezeichnet V_m das Rubisco-Kapazitätsmaximum, J_i ist die Elektronentransportlimitierte Photosyntheserate nach dem Ansatz von COLLATZ ET AL. (1992), θ_s bezeichnet einen Kurvenparameter für J_e und α_i die Lichtnutzungseffizienz (DETAILS SIEHE KNORR 1997). k ist eine kinetische Konstante für die Berechnung der C4 Photosyntheserate (DETAILS SIEHE KNORR 1997, TABELLE 2.6). Die Berechnung der PAR-Absorption erfolgt über eine Zweistromapproximation nach SELLERS (1985). Zu diesem Zweck wird der Bestand in drei Schichten diskretisiert. Für jede der Bestandsschichten wird die Photosyntheserate A berechnet und nachfolgend zur gesamten CO_2 -Assimilation aufintegriert:

$$A_C = \int_0^{LAI} A(l) dl \quad (2.35)$$

Es ist LAI der Blattflächenindex und l bezeichnet den differentiellen Blattflächenindex der einzelnen Bestandsschichten. Dabei gilt $l = 0$ an der Bestandsuntergrenze und $l = LAI$ an der Bestandsobergrenze. Für die Berechnung der Photosynthese wird zunächst für jede Bestandsschicht eine nicht durch Wasserverfügbarkeit limitierte Photosyntheserate $A_0(l)$ ermittelt (DETAILS SIEHE KNORR 1997, WIBKIRCHEN 2005). Unter Verwendung der unlimitierten Photosyntheserate und der Diffusionsgleichung für CO_2 zwischen Bestand und Atmosphäre:

$$A_0(l) = 0,625 \cdot G_0(l) \cdot (C_a - C_{i,0}) \cdot \frac{P}{R \cdot T_K} \quad (2.36)$$

wird durch Auflösen der Gleichung nach $G_0(l)$ im Weiteren eine unlimitierte Stomataleitfähigkeit berechnet:

$$G_0(l) = \frac{1,6 \cdot A_0(l)}{C_a - C_{i,0}} \cdot \frac{R \cdot T_k}{p} \quad (2.37)$$

Hierbei ist C_a die CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre, p ist der Luftdruck, R bezeichnet die allgemeine Gaskonstante, T_k ist die Lufttemperatur in [K] und $C_{i,0}$ ist die blattinterne CO_2 -Konzentration ohne Wasserlimitierung. Die unlimitierte Leitfähigkeit $G_0(l)$ wird nun im *Penman-Monteith* Ansatz zur Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration $E_{t,max}$ verwendet. Der Ansatz von FEDERER (1979) wird verwendet, um die Auswirkungen von Wasserstress zu berücksichtigen. Nach diesem Ansatz lässt sich die aktuelle Evapotranspiration als Minimum aus $E_{t,max}$ und einer maximalen Rate der Wasserversorgung S ermitteln:

$$E_t = \min(E_{t,max}, S) \quad (2.38)$$

Die aktuelle Bestandsleitfähigkeit G_C und die aktuelle Evapotranspiration werden solange iteriert, bis die oben genannte Bedingung erfüllt ist. Anschließend kann mit der limitierten, aktuellen Leitfähigkeit die limitierte Photosyntheserate berechnet werden. Die Bestimmung der aktuellen Photosyntheserate $A(l)$ erfolgt für jede Bestandsschicht (DETAILS SIEHE WIKIRCHEN 2005). $A(l)$ wird dann zur Gesamtassimilation A_C aufsummiert. Die Bruttopräprimärproduktion GPP entspricht der über die einzelnen Bestandsschichten aufsummierten Photosyntheserate.

Um die CO_2 -Bilanz zu schließen, muss die Atmung von Vegetation (autotrophe Respiration) und Boden (heterotrophe Respiration) berücksichtigt werden. Die autotrophe Respiration setzt sich zusammen aus der Erhaltungsatmung R_M und der Wachstumsatmung R_G :

$$R_M = \frac{M_C \cdot R_{d,c}}{f_{R,blatt}} \quad (2.39)$$

Dabei ist M_C das Molekulargewicht von Kohlenstoff, $R_{d,c}$ bezeichnet die Dunkelatmung und $f_{R,blatt} = 0,14$ den Stickstoffanteil der Blätter an der gesamten Pflanze. Die Wachstumsatmung ergibt sich aus der NPP als fester Anteil $f_{R,G} = 0,25$ dieser:

$$R_G = f_{R,G} \cdot NPP = f_{R,G} \cdot (GPP - R_M - R_G) \quad (2.40)$$

Damit ergibt sich die NPP aus der GPP und der Erhaltungsatmung:

$$NPP = \frac{1}{1 + f_{R,G}} \cdot (GPP - R_M) \quad (2.41)$$

Für die Bodenatmung wird die Annahme getroffen, dass ihre Jahreswerte näherungsweise gleich der jährlichen NPP sind. Die Bodenatmung ist von Temperatur und Bodenfeuchte abhängig. Die Temperaturabhängigkeit wird über einen Q_{10} -Wert beschrieben, welcher den Anstieg der Respiration bei einer Temperaturzunahme von 10°C darstellt. Die Abhängigkeit von der Bodenfeuchte wird in BETHY über das Verhältnis von aktueller zu potentieller Evapotranspiration $f_e = E_{akt} / E_{pot}$ berücksichtigt. Damit ergibt sich die heterotrophe Respiration R_h zum Zeitpunkt t zu:

$$R_h(t) = \frac{\int NPP(t') dt'}{\int f_e(t') \cdot Q_{10}^{\bar{T}(t')/10}} \cdot f_e(t) \cdot Q_{10}^{\bar{T}(t)/10} \quad (2.42)$$

2.3 Fernerkundung

Als *Fernerkundung* bezeichnet man die Wissenschaft sowie die Gesamtheit aller Verfahren zur Informationsgewinnung über die Erdoberfläche und die Erdatmosphäre durch Messung und Interpretation der von ihr ausgehenden Energiefelder. Als Informationsträger dient dabei die von der Erde reflektierte oder emittierte elektromagnetische Strahlung. Dabei wird die *berührungsfreie* Erkundung eines Objektes, einer Fläche oder eines Phänomens – hier der Erdoberfläche – z.B. durch satellitengetragene Sensoren wie *MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer)* und *Landsat-7 ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus)* ermöglicht (LILLESAND & KIEFER 1994). Nach dieser Definition zählt auch die *Feldspektrometrie* zu den Fernerkundungsverfahren. Sofern nicht anders vermerkt, liegen den nachfolgenden Ausführungen sowie den Grundlagen der optischen Fernerkundung die Quellen LILLESAND & KIEFER (1994), JIA ET AL. (2004), LIANG (2004) und FE-LEXIKON (2008) zugrunde.

Die hohe räumliche und zeitliche Abdeckung der Erdoberfläche durch eine stetig steigende Anzahl an Satellitensensoren mit polarer oder geostationärer Umlaufbahn sowie die zunehmende spektrale und räumliche Auflösung der Instrumente hat für die Beobachtung und Überwachung der sich ständig ändernden Erdoberfläche in den letzten Jahrzehnten eine besonders wichtige Rolle eingenommen. Gegenüber Flugzeug getragenen Sensoren haben Sa-

telliten den Vorteil, große Gebiete auf einer regelmäßigen Basis abbilden zu können (STOW ET AL. 2004).

Besonders für abgelegene und schwer erreichbare Regionen wie die *Arktis* bietet die Fernerkundung die Möglichkeit, Veränderungen z.B. der arktischen Vegetationszusammensetzung zu detektieren, zu beobachten und zu überwachen. Hoch aufgelöste Satellitensensoren können zur Überwachung einzelner Untersuchungsgebiete und deren Veränderung herangezogen sowie zur Bestimmung von Art und Ursache der von grob aufgelösten Instrumenten identifizierten Landbedeckungsänderungen eingesetzt werden. Die Verwendung spektraler Vegetationsindizes zur Abschätzung biophysikalischer Parameter ist zu einem Standard in Fernerkundungsstudien geworden. Diese Indizes reagieren bestimmungsgemäß sensibel gegenüber Veränderungen biophysikalischer Größen wie Biomasse oder LAI, während sie Effekte wie sensorabhängige Beobachtungswinkel, unterschiedliche Beleuchtungsbedingungen und Unterschiede im Bodenhintergrund minimieren. Satellitengestützte Untersuchungen der intersaisonalen Dynamik arktischer Tundravegetation können herangezogen werden, um die Sensibilität arktischer Ökosysteme gegenüber einer Klimaänderung darzulegen und Beziehungen zwischen saisonalen Vegetationsmustern und Veränderungen in Luft- und/oder Bodentemperaturen zu analysieren (HOPE ET AL. 2004, JIA ET AL. 2004, STOW ET AL. 2004). Des Weiteren können Fernerkundungssysteme eingesetzt werden, um Bodenfeuchte und Hydrologie großer Einzugsgebiete in der Arktis sowie Beginn und Ende der Schneeschmelze zu untersuchen. Hydrologische Parameter wie Abfluss und Bodenfeuchte werden vor allem in hohen nördlichen Breiten stark von Schneeschmelze und Permafrostbedingungen beeinflusst und sind ebenfalls von einem sich ändernden Klima betroffen (PETERSON ET AL. 2002, BARTSCH ET AL. 2007a und 2007b).

Optische Fernerkundungsverfahren arktischer Gebiete sind durch die kurze Vegetationszeit und damit verbunden eine kurze Beobachtungszeit, die persistente Wolkenbedeckung vor allem während des kurzen arktischen Sommers sowie hohe Sonnenzenitwinkel (immer $>43^\circ$) und damit verbunden ein ungünstiges Signal-Rausch-Verhältnis limitiert (HOPE ET AL. 2004, STOW ET AL. 2004).

Radarsysteme können Daten unabhängig von den Bewölkungsbedingungen aufnehmen, sind jedoch vor allem durch mit dem Aufnahmesystem assoziierten Problemstellungen wie Geländeeffekte und Beobachtungswinkelabhängigkeiten limitiert (STOW ET AL. 2004).

Prinzipiell werden Fernerkundungsverfahren in *aktive* und *passive* Verfahren unterteilt.

Passive Sensoren nutzen die Sonne als Energiequelle und messen damit Energie, die natürlich verfügbar ist. Die solare Strahlung wird entweder reflektiert (im sichtbaren Spektral-

bereich, VIS) oder zunächst absorbiert und nachfolgend emittiert (im infraroten Spektralbereich, IR). Passive Sensoren können nur dann angewendet werden, wenn ausreichend Strahlung zur Verfügung steht (VGL. OPTISCHE FERNERKUNDUNGSVERFAHREN).

Aktive Sensoren verfügen über eine inhärente Energiequelle, welche Strahlung in Richtung des Untersuchungsobjekts emittiert. Die vom Objekt reflektierte Strahlung wird vom Sensor detektiert und gemessen. Aktive Fernerkundungssysteme sind damit unabhängig von der Tages- oder Jahreszeit und dienen der Untersuchung von Wellenlängen, die von der Sonne nicht ausreichend zur Verfügung gestellt werden (z.B. Mikrowellen). Um die erforderliche Strahlung zu erzeugen wird jedoch eine große Energiemenge benötigt (VGL. RADARSYSTEME).

2.3.1 Grundlagen der optischen Fernerkundung

Die *optische Fernerkundung* erfasst die von der Erdoberfläche reflektierte Solarstrahlung sowie die emittierte Thermalstrahlung und bezieht sich somit auf den Wellenlängenbereich des sichtbaren Spektrums (VIS) bis zum mittleren Infrarotspektrum (IR) von etwa 400-1500 nm.

Das Prinzip der optischen Fernerkundung beruht auf der Interaktion von Objekten auf der Erdoberfläche mit der von der Sonne emittierten elektromagnetischen Strahlung. Die elektromagnetische Energie kann von einem Körper reflektiert und durch ihn absorbiert und transmittiert werden. Die Charakteristik der reflektierten Wellenlängen der elektromagnetischen Strahlung eines Objekts erlaubt Rückschlüsse auf objektspezifische Informationen (ULRICH 2006).

Die elektromagnetische Energie kann mit Hilfe der *Wellentheorie* beschrieben werden. Diese beschreibt die Bewegung der elektromagnetischen Energie in einer sinusförmigen, harmonischen Wellenform mit der *Lichtgeschwindigkeit* c . Der Abstand zwischen zwei Wellenmaxima wird durch die *Wellenlänge* λ , die Anzahl der Maxima, welche einen bestimmten Punkt im Raum pro Zeiteinheit passieren, durch die *Frequenz* ν beschrieben. Die allgemeine Gleichung

$$c = \nu \cdot \lambda \tag{2.43}$$

wird für die Beschreibung von Wellen herangezogen. Da die Lichtgeschwindigkeit c eine Konstante ist ($c = 2,99 \cdot 10^8 \text{ m s}^{-1}$), können Wellenlänge λ und Frequenz ν für die Charakterisierung jeder Welle herangezogen werden. In der Fernerkundung wird meist die Wellen-

länge herangezogen, um elektromagnetische Wellen anhand ihrer Lage im elektromagnetischen Spektrum (VGL. ABB. 2-4) zu kategorisieren.

Die Wellentheorie erlaubt eine umfangreiche Charakterisierung der elektromagnetischen Strahlung. Für die Beschreibung der Interaktion von elektromagnetischer Energie mit Materie kann die *Partikeltheorie* herangezogen werden, nach der die elektromagnetische Strahlung als eine Menge diskreter Einheiten, den *Photonen*, charakterisiert wird. Die Energie Q eines solchen Photons berechnet sich aus:

$$Q = h \cdot \nu \quad (2.44)$$

Dabei bezeichnet h das *Planck'sche Wirkungsquantum* ($h = 6,26 \cdot 10^{-34}$ J s). Fügt man die Wellen- und Partikeltheorien zum Verhalten der elektromagnetischen Strahlung zusammen, indem Gleichung 2.44 nach ν aufgelöst und in Gleichung 2.43 eingesetzt wird, so ergibt sich:

$$Q = \frac{h \cdot c}{\lambda} \quad (2.45)$$

Die Energie eines Photons ist demnach umgekehrt proportional zu seiner Wellenlänge, d.h. mit ansteigender Wellenlänge nimmt der Energiegehalt der Strahlung ab. Die für die optische Fernerkundung genutzten Spektralbereiche sind mit zunehmender Wellenlänge und abnehmender Frequenz der sichtbare Bereich des Lichts von 400-700 nm und der Bereich des nahen Infrarots bis etwa 1500 nm.

In der optischen Fernerkundung wird die von der Sonne emittierte elektromagnetische Strahlung als Hauptquelle der elektromagnetischen Energie genutzt. Die abgestrahlte Energiemenge eines Objektes ist unter anderem eine Funktion der Oberflächentemperatur dieses Objekts. Diese Eigenschaft wird durch das *Stefan-Boltzmann-Gesetz*, welches streng genommen nur für *Schwarzkörper* gilt, beschrieben:

$$M = \sigma \cdot T^4 \quad (2.46)$$

Dabei sind M die spezifische Strahlungsleistung [W m^{-2}] und T die absolute Temperatur [K] des emittierenden Materials, σ bezeichnet die *Stefan-Boltzmann-Konstante* ($\sigma = 5,6697 \cdot 10^{-8}$ $\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$). Das *Wien'sche Verschiebungsgesetz* beschreibt das Verhältnis zwischen der Wellenlänge der maximalen spektralen spezifischen Ausstrahlung und der Temperatur eines Schwarzkörpers. Das Strahlungsmaximum der Sonne liegt im Bereich des

sichtbaren Lichts bei 500 nm, während das Strahlungsmaximum der von Objekten auf der Erdoberfläche emittierten Strahlung im Infrarotbereich bei etwa 9700 nm liegt.

Die von Fernerkundungssensoren detektierte Strahlung muss eine bestimmte Weglänge durch die Atmosphäre zurücklegen. Durch die Prozesse der atmosphärischen *Streuung* und *Absorption* ergeben sich intensive Auswirkungen auf die Intensität und die spektrale Zusammensetzung der für den Sensor zur Verfügung stehenden Strahlung. Die atmosphärische Streuung ist durch die in der Atmosphäre enthaltenen Partikel, die Aerosole, bedingt und verursacht eine Zerstreuung der ankommenden Strahlung. Die *Rayleigh-Streuung* beschreibt die Wechselwirkungen der Strahlung mit Molekülen und sehr kleinen Partikeln, deren Durchmesser sehr viel kleiner gegenüber der Wellenlänge der betrachteten Strahlung ist. Dahingegen ist die *Mie-Streuung* durch Interaktion von Partikeln und Strahlung charakterisiert, deren Durchmesser bzw. Wellenlänge annähernd gleich groß sind. Während bei den Streuungsprozessen hauptsächlich die Richtung der Strahlung verändert wird, resultiert die atmosphärische Absorption in einem Energieverlust an atmosphärische Bestandteile. Die Absorption der einfallenden Strahlung geschieht vor allem durch atmosphärischen Wasserdampf und die Gase Kohlendioxid und Ozon. Auch andere Spurengase wie Kohlenmonoxid, Methan oder Sauerstoff haben einen signifikanten Einfluss auf die spektrale Charakteristik der elektromagnetischen Strahlung. Als Folge der Absorption existieren Bänder bzw. Bereiche innerhalb des elektromagnetischen Spektrums, welche durch ein hohes Signal-Rausch-Verhältnis charakterisiert sind und bei der Messung der Reflexionseigenschaften von Objekten auf der Erdoberfläche störend sein können (SALISBURY 1998). Wellenlängenbereiche, in denen die Atmosphäre besonders durchlässig für Strahlungsenergie ist, werden als *atmosphärische Fenster* bezeichnet (VGL. ABB. 2-4). Für jede gewählte Fernerkundungsaufgabenstellung müssen die spektralen Eigenschaften der Solarstrahlung, die Lage der atmosphärischen Fenster und die spektrale Sensibilität des gewählten Sensors berücksichtigt werden.

Erreicht die elektromagnetische Strahlung die Erdoberfläche und jegliche sich auf ihr befindlichen Objekte, so sind drei fundamentale Energie-Objekt-Wechselwirkungen möglich. Anteile der einfallenden Strahlung können in Abhängigkeit von den Stoffeigenschaften des Objektes an den Grenzflächen *reflektiert*, *absorbiert* oder *transmittiert* werden. Beispiele für spektrale Charakteristika unterschiedlicher Oberflächenbedeckungen werden in Kapitel 3.1.3 beschrieben und sind in den Abbildungen 3-14 und 3-15 dargestellt.

2.3.2 Verwendete Sensoren

Die Auswahl des verwendeten optischen Fernerkundungssensors erfolgte zunächst nach der freien Verfügbarkeit und dem Zugang zu den Daten, der Abdeckung der sibirischen Arktis durch den Sensor sowie eine hinreichende temporale und räumliche Auflösung der Datenprodukte. Für die Vegetationszeit 2006 wurden im Rahmen eines Antrages bei der *European Space Agency (ESA)* verstärkt Daten des *Medium Resolution Imaging Spectrometer* im *Full Resolution Mode (MERIS-FR)* akquiriert. Zeitgleich wurden im Sommer 2006 während der Expedition LENA2006 unter Leitung des *Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung (AWI)* *Ground Truth* Daten erhoben, die zur Validierung der MERIS Daten herangezogen wurden (VGL. KAP. 2.3.3 UND 3.1.3).

Für das *Upscaling* der Methanflüsse auf das gesamte Lena Delta wurde eine *Landklassifikation* des Deltas basierend auf *Landsat-7 Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+)* Daten herangezogen. Die Klassifikation wurde im Rahmen einer Diplomarbeit am AWI erstellt (SCHNEIDER 2005) und für die Zwecke der vorliegenden Arbeit modifiziert (VGL. KAP. 3.1.3). Nachfolgend sollen die technischen Eigenschaften der beiden Sensoren MERIS und ETM+ erläutert werden.

MERIS

MERIS ist ein programmierbares, abbildendes Spektrometer mittlerer Auflösung auf dem von der ESA betriebenen Satelliten *Envisat*. Envisat umrundet die Erde in einer sonnensynchronen, polaren Umlaufbahn in einer Höhe von ca. 800 km und überquert den Äquator vormittags um 10.00 Uhr von Norden nach Süden (*descending*). Der Aufnahmewinkel von MERIS beträgt $68,5^\circ$ um den Nadir, womit eine Streifenbreite von 1150 km erreicht wird und MERIS daher etwa alle ein bis drei Tage die gesamte Erdoberfläche abbildet. Das Instrument hat 15 Spektralkanäle, welche in ihrer Bandbreite und ihrer Lage im Spektralbereich von 390 bis 1040 nm mit Hilfe von Bodenbefehlen programmiert werden können. MERIS scannt die Erdoberfläche mit der sogenannten *Push-Broom Methode* (Scan-Modus, bei dem unter Verwendung von Linsen Strahlung aus verschiedenen Blickwinkeln aufgenommen und zu verschiedenen Detektoren gelenkt wird). Die nominale Auflösung der Spektralkanäle liegt bei 300 m (im Nadir), diese wird jedoch an Bord des Satelliten auf 1200 m reduziert (ESA 2008).

Vielfältige Anwendungsgebiete der MERIS Satellitenprodukte erlauben die Nutzung der Daten für die Analyse von Prozessen der Ozeane, der Atmosphäre sowie der Landoberflächen. So können z. B. biophysikalische Eigenschaften der oberen Meeresschichten, Charakteristika von Küstengewässern, die Zusammensetzung der Atmosphäre, Aerosole und der Strahlungshaushalt der Erde, aber auch Landbedeckung, Eigenschaften der Vegetation sowie land- und forstwirtschaftliche Prozesse und Hydrologie untersucht werden (ESA 2008).

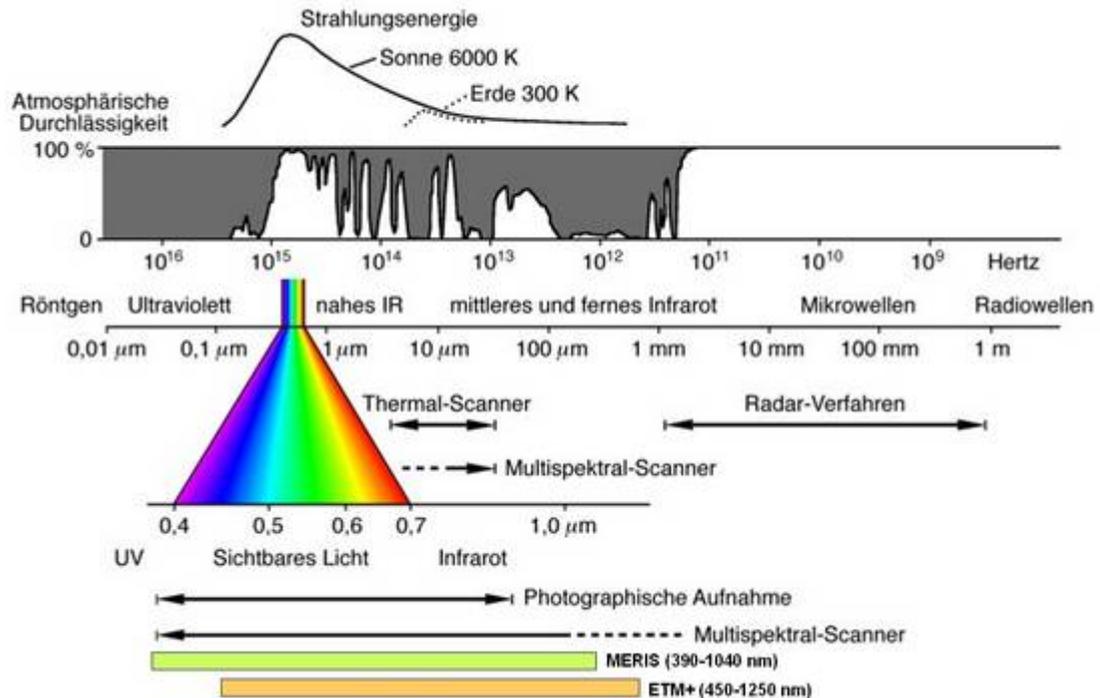


Abb. 2-4: Das elektromagnetische Spektrum mit Darstellung der atmosphärischen Fenster, der Strahlungsenergie der Sonne sowie der von den Instrumenten MERIS und ETM+ abgedeckten Bereiche. QUELLE: FE-LEXIKON 2008.

ETM+

ETM+ ist ein programmierbares, multispektral scannendes Radiometer auf dem von der NASA und dem U.S Geological Survey gemeinsam betriebenen Satelliten *Landsat-7*. Der Satellit wurde im April 1999 gestartet und bewegt sich seitdem in einer polaren, sonnensynchronen Umlaufbahn in 705 km Höhe. *Landsat-7* überquert den Äquator um 10.00 Uhr vormittags Lokalzeit von Norden nach Süden (*descending*). Die Erdumrundungszeit beträgt 99 Minuten, womit *Landsat-7* ca. 14,5 Umrundungen pro Tag absolviert. Die Wiederholrate (d.h. die Zeit, die der Satellit benötigt, um einen bestimmten Punkt der Erde erneut zu passieren und zu beobachten) beträgt 16 Tage. ETM+ hat 8 Spektralkanäle im Bereich von 450 bis 12500 nm und detektiert damit spektral gefilterte Strahlung im sichtbaren nahen Infrarot (*Visible Near Infrared, VNIR*), kurzwelligen Infrarot (*Short Wave Infrared, SWIR*), langwelligen Infrarot (*Long Wave Infrared, LWIR*) und im panchromatischen Bereich. Der Sensor erreicht eine Streifenbreite von 183 km, wobei sich mit dem verwendeten Bezugssystem eine Bildgröße von 183x170 km ergibt. ETM+ scannt die Erdoberfläche mit der sogenannten *Whisk-Broom-Methode* (Scan-Modus, bei dem die empfangene Strahlung mittels eines drehbaren Spiegels zu einem festen Detektor gelenkt wird). Die nominale Auflösung der Spektralkanäle beträgt 30 m für die Kanäle 1-5 und 7, 60 m für den Thermalkanal 6 und 15 m für das panchromatische Band 8 (NASA 2008b).

ETM+ liefert hoch aufgelöste Satellitenbilder der Erdoberfläche. Die erreichte geometrische Auflösung ist grob genug, um eine globale Abdeckung zu erreichen, jedoch gleichzeitig ausreichend detailliert für die Beobachtung anthropogener Prozesse, wie z.B. Städtewachstum oder Landnutzung (NASA 2008). Landsat-Satellitenaufnahmen werden daher häufig für Landnutzungsklassifikationen, geologische/mineralogische Explorationsarbeiten, Erntevorhersagen, Waldzustandserhebungen, Katastrophenmanagement und kartographische Arbeiten verwendet (FE-LEXIKON 2008).

2.3.3 Validierung von Fernerkundungsdaten mittels Feldspektrometrie

Die Feldspektrometrie ist eine wichtige und verlässliche Methode für die in situ Charakterisierung der Reflexion und der spektralen Eigenschaften natürlicher Oberflächen und beinhaltet das Studium der gegenseitigen Beziehungen zwischen den spektralen Signaturen eines Objekts sowie den jeweiligen biophysikalischen Eigenschaften innerhalb seiner natürlichen Umwelt. Sie unterstützt die quantitative Erdbeobachtung und deren Anwendungen in den Umwelt- und Geowissenschaften (MILTON 1987, MILTON ET AL. in Druck).

Die Feldspektrometrie ermöglicht die quantitative Messung von Strahlung, Strahldichte, Reflexion oder Transmission direkt im Feld. Messungen hoch aufgelöster spektraler Signaturen von Objekten der Erdoberfläche können direkt und anwenderkontrolliert durchgeführt und dann für quantitative und qualitative Bewertungen von Satellitendaten herangezogen werden (ULRICH 2006).

In der Fernerkundung spielt die Feldspektrometrie in verschiedensten Bereichen eine wichtige Rolle. Zum einen unterstützt die Feldspektrometrie die Kalibrierung und Validierung von flugzeuggetragenen und Satellitensensoren, indem die spektrale Reflexion unter Labor- und Feldbedingungen gemessen werden kann. Des Weiteren können mit Hilfe der Feldspektrometrie optimale Spektralkanäle, Beobachtungseinstellungen sowie Zeitpunkte für eine bestimmte Fernerkundungsfragestellung bestimmt werden. Die Feldspektrometrie ist darüber hinaus eine wichtige Methode für die Entwicklung, Verbesserung und das Testen von Modellen, welche Beziehungen zwischen biophysikalischen Parametern und Fernerkundungsdaten untersuchen (MILTON 1987). Auch für das Upscaling kleinskaliger Messungen auf Kompositzenen und letztlich auf Pixel stellt die Feldspektrometrie ein geeignetes Hilfsmittel dar (MILTON ET AL. in Druck).

Nach der Prozessierung der im Feld aufgenommenen Spektren können diese z.B. zur Ableitung biophysikalischer Indizes oder zum direkten Vergleich mit den Reflexionswerten diskreter Spektralkanäle eines Satellitensensors herangezogen werden (VGL. KAP. 3.1.3, 4.1).

Weiterhin können die gemessenen Spektren bei der Erstellung von (Land-)Klassifikationen eingesetzt werden (VGL. KAP. 4.1). Die Ergebnisse verschiedener Algorithmen wie *Spectral Unmixing*, *Endmember Extraktion* und *Häufigkeitsabschätzung* spielen für die Identifizierung der Oberflächenzusammensetzung von *Mischpixeln* eine bedeutende Rolle.

Kapitel 3

3 Methodik

Das folgende Kapitel präsentiert die wichtigsten Informationen zur verwendeten Datenbasis, den methodischen Grundlagen und den durchgeführten Modellmodifikationen dieser Dissertation. Dabei wird zunächst das Untersuchungsgebiet hinsichtlich seiner geographischen, geomorphologischen und klimatischen Charakteristika beschrieben. Die Insel Samoylov, auf welcher während der Expeditionszeiträume das mikrometeorologische Eddy-Kovarianz-System zur Messung der CO₂- und CH₄-Flüsse installiert ist, wird vorgestellt. Mit der anschließenden Beschreibung des Eddy-Kovarianz-Systems erfolgt auch die Darstellung der für die Modellvalidierung herangezogenen in situ Messreihen. Der anschließende Abschnitt widmet sich der Beschreibung der verwendeten Fernerkundungsdatensätze sowie deren Prozessierung und legt die für die Modelle benötigten Inputdatensätze dar. Das Kapitel endet schließlich mit der Darstellung der Modellmodifikationen, welche für die Anpassung des Methanmodells an Permafrostbedingungen durchgeführt wurden.

3.1 Datengrundlage

3.1.1 Untersuchungsgebiet

Das Lena Delta befindet sich an der Nordküste Sibiriens und ist mit einer Fläche von ca. 32.000 km² das größte arktische Delta und das drittgrößte Delta weltweit (WALKER 1998). Hier durchfließt die Lena das Werchojansker Gebirge, bevor sie sich in mehr als 800 (WALKER 1998) größere und kleinere Kanäle aufspaltet - und somit den Schwemmlandfächer des Deltas bildet – um schließlich in die Laptewsee abzufließen. Das Quellgebiet der Lena liegt im Baikalsee, etwa 60 km westlich des Baikalsees. Die Lena ist mit einer Länge von ca. 4400 km einer der längsten Flüsse der Erde, sie drainiert ein ca. 2,49 Mio. km² großes Einzugsgebiet. Der jährliche Abfluss beträgt ca. $5,3 \cdot 10^{11} \text{ m}^3$, wobei mehr als ein Drittel dieses Abflusses im Juni während des Frühjahrshochwassers erfolgt (WALKER 1998).

Das Lena Delta ist durch eine Vielzahl an von Sandbänken durchzogenen Kanälen, mehr als 1500 Inseln unterschiedlicher Größe sowie tausende Seen charakterisiert (VGL. ABB. 3-1).



Abb. 3-1: RGB Farbkomposit des Lena Deltas für den 26. August 2006 basierend auf MERIS-FR Daten, die rote Box markiert die Lage der Insel Samoylov im zentralen Delta.

Abbildung 3-2 zeigt den geomorphologischen Aufbau des Lena Deltas. Das Delta besteht aus drei Flussterrassen unterschiedlichen Alters sowie unterschiedlicher Charakteristika. Die jüngste Terrasse mit den heute aktiven Überflutungsebenen des Deltas erstreckt sich über den östlichen und zentralen Hauptbereich des Deltas und nimmt ca. ein Drittel seiner Gesamtfläche ein (SCHWAMBORN ET AL. 2002, KUTZBACH 2005).

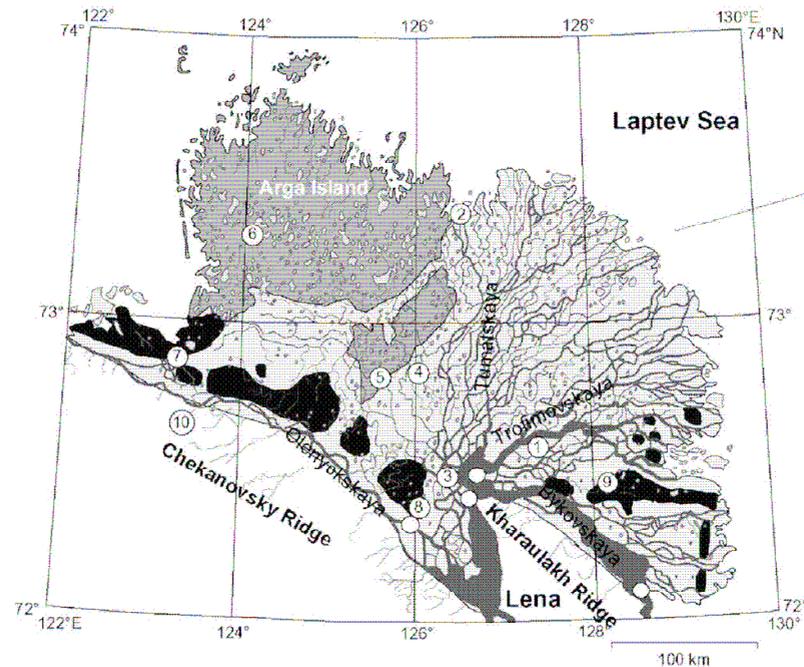


Abb. 3-2: Geomorphologischer Aufbau des Lena Deltas. Das Delta besteht aus drei Flussterrassen unterschiedlichen Alters: erste Terrasse mit heute aktiven Überflutungsebenen (hellgrau), zweite Terrasse (dunkelgrau, „Arga-Komplex“) und dritte Terrasse (schwarz). QUELLE: SCHWAMBORN ET AL. 2002 (nach GRIGORIEV 1993).

Klima

Das Lena Delta liegt in der polaren Klimazone, das Klima ist arktisch und kontinental und durch sehr niedrige Temperaturen sowie ganzjährig sehr geringe Niederschläge charakterisiert (KUTZBACH 2005). Die Temperatur- und Niederschlagsmittel für die Modellierungsjahre 2003-2006, gewonnen aus ECMWF Datensätzen für die Insel Samoylov (72°22'N, 126°28'E), betragen -12.1 °C und 361 mm. Die langjährigen Mittel von Jahrestemperatur und Niederschlag (1961-1990) gemessen an der meteorologischen Station in Tiksi (ca. 120 km südöstlich von Samoylov) liegen bei -13.5 °C und 323 mm. (ROSHYDROMET 2004). Es ist zu erkennen, dass die Jahre 2003-2006 gegenüber dem langjährigen Mittel wärmer und feuchter waren. Der Polartag beginnt am 7. Mai und endet am 7. August, die Polarnacht dauert vom 15. November bis zum 28. Januar. Die Schneeschmelze setzt üblicherweise Anfang Juni ein und markiert den Beginn der ca. dreimonatigen Vegetationsperiode von Mitte Juni bis Mitte September (WILLE ET AL. 2008). Charakteristisch für polare Gebiete sind die extremen jahreszeitlichen Temperaturschwankungen, die sich in den langjährigen mittleren Lufttemperaturen für den kältesten und den wärmsten Monat im Jahr zeigen: An der meteorologischen Station in Tiksi lag die mittlere Januar-temperatur bei -32.4 °C, die mittlere Lufttemperatur im August betrug 7.1 °C.

Die Lage des Lena Deltas an der Grenze zwischen dem Arktischen Ozean und dem Sibirischen Festland ist bestimmend für die vorherrschenden Wetterbedingungen. Im Winter liegt das Lena Delta im Randgebiet des sehr starken Sibirischen Hochs, welches sich über Ostsibirien aufgrund des starken Strahlungsverlustes durch die schneebedeckte Landoberfläche bildet und den Hauptgrund für die extrem niedrigen Wintertemperaturen in Jakutien darstellt. Tiefdruckgebiete, die sich über dem Nordatlantik bilden und entlang der eurasischen Küste ostwärts wandern, sorgen häufig für eine Änderung der Luftdruckverhältnisse im Lena Delta (SERREZE ET AL. 1993, KUTZBACH 2005). Während des Sommers wird das starke Sibirische Hoch durch ein Sommertief abgelöst, wodurch das Lena Delta zwischen diesem und weiteren über dem Arktischen Ozean ausgebildeten Tiefdruckgebieten liegt (KUTZBACH 2005). Häufige Wechsel zwischen dem Aufströmen arktischer, kalter und feuchter Luftmassen aus dem Norden sowie kontinentaler, warmer Luftmassen aus dem Süden bestimmen die im Frühling, Sommer und Herbst vorherrschenden Wetterverhältnisse im zentralen Delta (WILLE ET AL. 2008).

Das Lena Delta liegt in der Zone des kontinuierlichen Permafrost mit hohem Bodeneisgehalt (bis 20%) und einer mächtigen Sedimentüberdeckung (ZHANG ET AL. 1999). Der Permafrost erreicht hier Mächtigkeiten von 500-600 m (ROMANOVSKII & HUBBERTEN 2001), die Permafrosttemperatur ist sehr niedrig und liegt bei -11 bis -13 °C (KOTLYAKOV & KHROMOVA 2002). Die Böden zeichnen sich durch einen hohen Kohlenstoffgehalt, eine geringe Nährstoffverfügbarkeit sowie ausgeprägte Staunässe aus (GUNDELWEIN ET AL. 2007, KUTZBACH ET AL. 2007).

Samoylov

Die Insel Samoylov (72°22'N, 126°28'E, vgl. ABB. 3-1) liegt im zentralen Lena Delta und ist repräsentativ für den aktiven und jüngsten Teil des Deltas (HUBBERTEN ET AL. 2006). Während der letzten Jahre lag Samoylov im Fokus zahlreicher internationaler Expeditionen, im Rahmen derer eine Vielzahl an Studien im Bereich der Mikrobiologie, der Bodenkunde sowie des Spurengas-, Wasser- und Energieaustausches zwischen den Kompartimenten Pedosphäre/Biosphäre/Hydrosphäre und Atmosphäre durchgeführt wurden (HUBBERTEN ET AL. 2006, WILLE ET AL. 2008). Samoylov hat eine Größe von ca. 7.5 km² und besteht aus zwei geomorphologischen Einheiten. Der westliche Teil der Insel repräsentiert eine moderne *Überflutungsebene* und ist durch fluviale sowie äolische Akkumulationsprozesse sandiger Sedimente charakterisiert. Durch das jährliche Frühjahrshochwasser wird dieser Teil der Insel regelmäßig überflutet. Erosionsprozesse formen die *Abrasionsküste* im Osten der Insel, welche aus Ablagerungen des mittleren Holozäns zusammengesetzt ist. Nur bei extremen

Hochwasserereignissen wird auch dieser Teil der Insel teilweise überschwemmt (KUTZBACH 2005, HUBBERTEN ET AL. 2006).

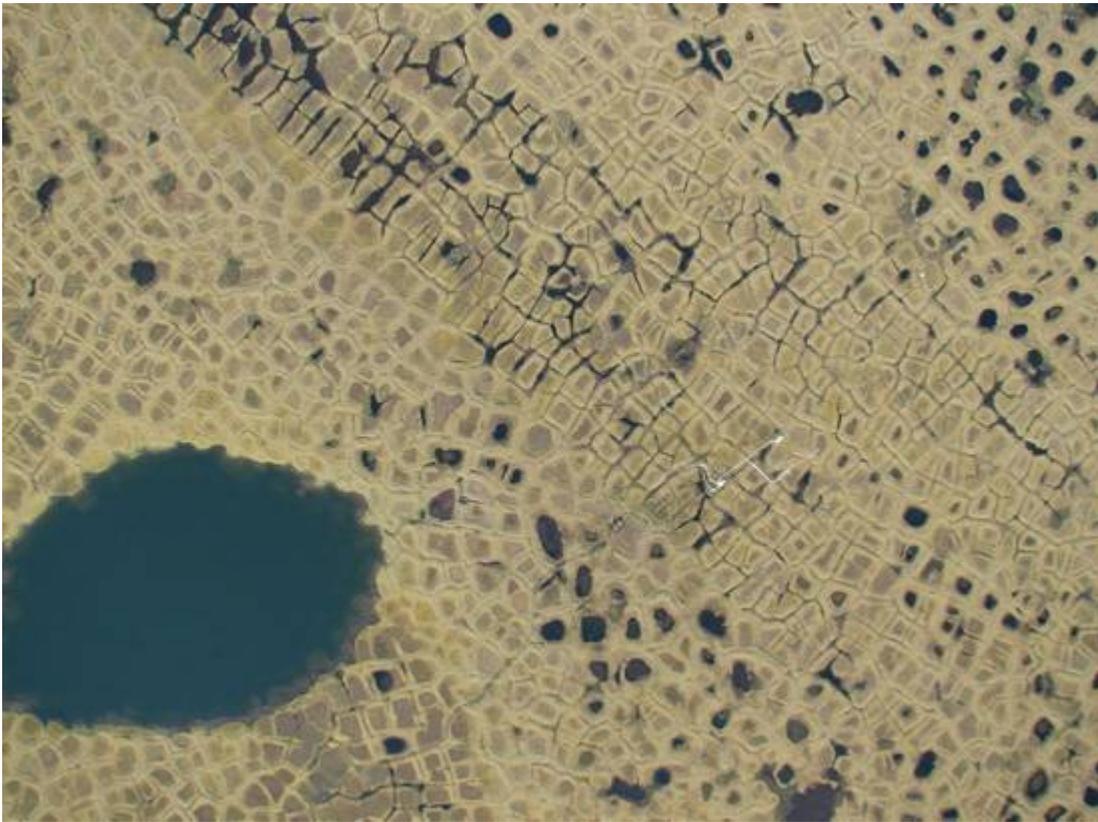


Abb. 3-3: Luftbild eines Ausschnitts der Insel Samoylov. Die polygonale Struktur der Tundra mit low-center Polygonen und Polygonwällen ist deutlich zu erkennen. In der Mitte des Bildes ist das Eddy-Kovarianz-System zu sehen (weiß). Aufgenommen von J. Boike im Jahr 2007 mittels Ballon-Luftbildfotografie.

Die Landoberfläche wird durch das reguläre Muster der nassen polygonalen Tundra charakterisiert (VGL. ABB. 3-3). Das Makrorelief der Insel ist flach mit Hangneigungsgradienten $< 0.2\%$. Aktive Eiskeile mit sogenannten *low-center Polygonen* (Polygone mit konkavem Zentrum) dominieren das Mikrorelief mit Höhenunterschieden von bis zu 0.5 m innerhalb kürzester Distanzen (WILLE ET AL. 2008). Die Böden der Polygonzentren sind aufgrund des anstehenden Permafrostes und des dadurch eingeschränkten Abflussverhaltens durch wassergesättigte Verhältnisse gekennzeichnet, oft entstehen kleine Polygonseen. Die Böden werden daher als Typic Historthels klassifiziert. Die dominierende Vegetation in den Zentren sind hydrophyte Seggen (z.B. *Carex aquatilis*) und Moose (z.B. *Limprichtia revolvens*). In den erhöhten Polygonwällen herrschen eher gemäßigt feuchte Bedingungen, die Böden werden als Glacic oder Typic Aquiturbels klassifiziert. Die Vegetation der Wallstandorte ist von mesophyten Zwergsträuchern (z.B. *Dryas octopetala*), Stauden (z.B. *Astragalus frigidus*) und Moosen (z.B. *Hylocomium splendens*) dominiert. Die niedrigen, feuchten Polygonzentren und die sie umgebenden erhöhten, trockeneren Polygonwälle zeigen ein Verhältnis von

etwa 40:60% (G. Grosse, persönliche Mitteilung, 2006 und WILLE ET AL. 2008). Nach der *Circumpolar Arctic Vegetation Map* (CAVM TEAM 2003) wird die Vegetation im Lena Delta in drei Vegetationsgemeinschaften eingeteilt: seggen-, gras- und moosreiche Feuchtgebiete (*sedge/grass, moss wetland*) im Nordwesten des Deltas, seggen-, moos- und zwergstrauchreiche Feuchtgebiete (*sedge, moss, dwarf-shrub wetland*) im zentralen Delta und aufrecht wachsende Zwergstrauchtundra (*erect dwarf-shrub tundra*) im äußersten Süden des Deltas (CAVM TEAM 2003).

3.1.2 Messreihen zur Validierung

In den Jahren 1998-2007 wurde unter Leitung des *Alfred-Wegener-Instituts für Polar und Meeresforschung (AWI)*, Forschungsstelle Potsdam eine Vielzahl internationaler Expeditionen ins Lena Delta durchgeführt (z.B. *LENA1999-LENA2007*). Ein Kernbereich dieser Feldkampagnen ist die Bilanzierung von Spurengasflüssen arktischer Tundralandschaften in Sibirien. Hierzu wurden auf der Insel Samoylov Messungen der Methan- (CH_4) und Kohlendioxid- (CO_2) Flüsse auf verschiedenen Skalen durchgeführt. Eine häufig angewandte Methode zur Messung von Spurengasflüssen ist die sogenannte *closed chamber method*, bei der eine geschlossene Haube auf einen in den Boden eingebrachten Metallrahmen aufgesetzt wird. Aus der Haube werden in regelmäßigen Abständen Proben entnommen und nachfolgend mit einem Gaschromatographen analysiert (WAGNER ET AL. 2003a). Aufgrund der hohen räumlichen und zeitlichen Variabilität der Methanflüsse (WHALEN & REEBURGH 1992, JOABSSON ET AL. 1999, CHRISTENSEN ET AL. 2000, KUTZBACH ET AL. 2004,) ist diese Methode besonders für die mittelskalige Bilanzierung der Flüsse jedoch nur bedingt aussagekräftig. Des Weiteren wird das Messsystem durch das Aufsetzen der Haube von atmosphärischen Einflüssen wie Wind und Luftdruckänderungen entkoppelt, die jedoch maßgeblichen Einfluss auf den Methanfluss haben können (SACHS ET AL. 2008, WILLE ET AL. 2008).

Die *Eddy-Kovarianz-Methode* ermöglicht die Erhebung räumlich integrierter Flussdaten mit einem *footprint* mehrerer hundert Meter, ohne dabei störend in das System einzugreifen. Bis jetzt existieren nur wenige Studien zu Eddy-Kovarianz basierten Messungen des Methanflusses in arktischen und subarktischen Tundraökosystemen: FAN ET AL. (1992) in Südwest Alaska, FRIBORG ET AL. (2000) in Grönland, HARAZONO ET AL. (2006) in Nord Alaska, HARGREAVES ET AL. (2001) in Finnisch Lappland sowie SACHS ET AL. (2008) und WILLE ET AL. (2008) in Nordost Sibirien.

Eddy-Kovarianz-Methode

Mit der mikrometeorologischen Eddy-Kovarianz-Methode können turbulente Austauschprozesse zwischen terrestrischen Ökosystemen und der atmosphärischen Grenzschicht gemessen werden (KUTZBACH 2005). Es handelt sich um ein direktes Messverfahren ohne Verwendung empirischer Koeffizienten, jedoch beruht das Verfahren auf Vereinfachungen und speziellen Voraussetzungen, wodurch es nur bei Erfüllung dieser Annahmen exakt durchführbar ist (FOKEN 2003). Für die Bestimmung der vertikalen Flussdichten von z.B. Spurengasen beruht die Eddy-Kovarianz-Methode auf an Messtürmen angebrachten, schnell reagierenden Sensoren sowie statistischen Analyseverfahren der Eigenschaften turbulenter Luftpakete, der *Eddies*. Durch diese Technik wird gleichzeitig die kleinräumige Variabilität über den *footprint*, der mehrere Hektar bis Quadratkilometer betragen kann, ausgeglichen. Dies bietet den Vorteil der Vergleichbarkeit der Maßstäbe von Eddy-Kovarianz-Messdaten, regionalen Klimamodellen und fernerkundungsbasierten Landklassifikationen (KUTZBACH 2005).

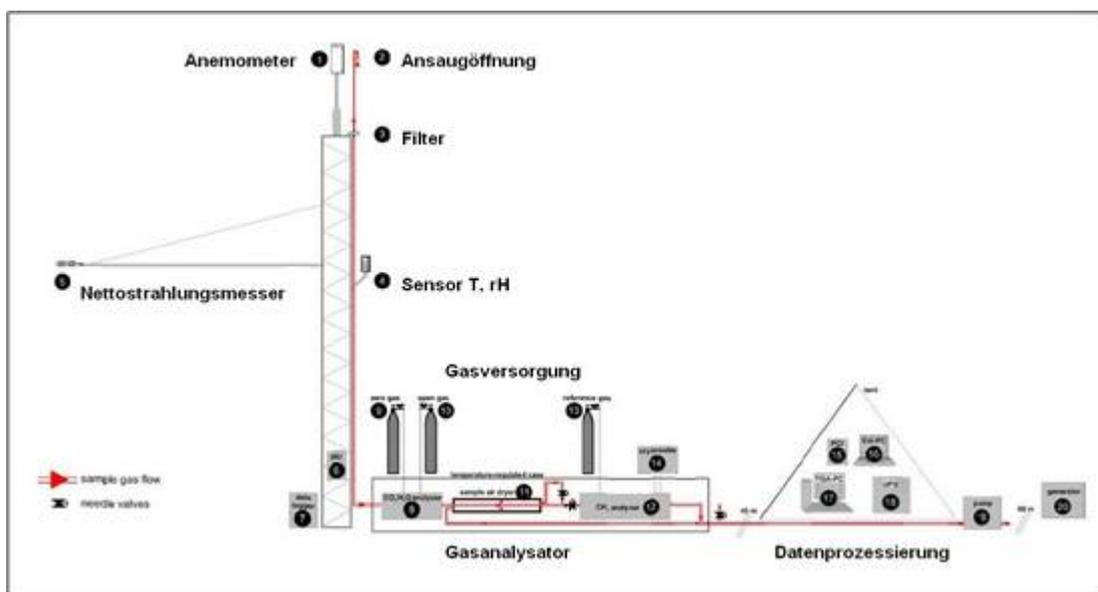


Abb. 3-4: Technischer Aufbau des Eddy-Kovarianz-Systems QUELLE: verändert nach KUTZBACH (2005).

Abbildung 3-4 zeigt den technischen Aufbau des Eddy-Kovarianz-Systems auf der Insel Samoylov. Auf dem ca. 3 m hohen Aluminiumturm befindet sich das dreidimensionale Ultraschallanemometer (VGL. ABB. 3-4 NR. 1), mit dem die Windgeschwindigkeitskomponenten und die Schalltemperatur gemessen werden. Die effektive Messhöhe beträgt dabei 3.65 m über Grund. Die Luftprobe wird durch eine Ansaugöffnung, die sich 15 cm unter dem Anemometermesspunkt befindet (VGL. ABB. 3-4 NR. 2), angesaugt und durch einen CO₂/H₂O Gasanalysator, einen Membrangastrockner sowie einen CH₄ Gasanalysator transportiert (VGL. ABB. 3-4 NR. 8, 11 UND 12). Die Messgeräte befinden sich in einem wetterfesten, isolierten, temperaturgeregelten Gehäuse am Fuße des Turmes (VGL. ABB. 3-4 UND ABB. 3-5). Die Methanmessung erfolgt unter der Verwendung einstellbarer Diodenlaser mittels TDLAS

(*Tunable Diode Laser Spectroscopy*). Die analogen Signale der verschiedenen Sensoren werden durch das Anemometer bei einer Frequenz von 20 Hz gleichzeitig digitalisiert. Anschließend werden die Daten auf einen Feldlaptop, der sich in einem Zelt in etwa 40 m Entfernung des Turms befindet (VGL. ABB. 3-4 NR. 16), übertragen, von der Software EdiSol (University of Edinburgh, UK) aufgezeichnet und für weitere Prozessierungsschritte gespeichert.



Abb. 3-5: Das Eddy-Kovarianz-System auf der Insel Samoylov, Juli 2006.

Die Energieversorgung des Eddy-Kovarianz-Systems erfolgt mittels eines Dieselgenerators (VGL. ABB. 3-4 NR. 20), der in ca. 100 m Entfernung vom Turm eine autonome und kontinuierliche Versorgung gewährleistet (KUTZBACH 2005, SACHS ET AL. 2008, WILLE ET AL. 2008). Zusätzlich zu den Eddy-Kovarianz-Messungen werden weitere unterstützende meteorologische und bodenmeteorologische Messungen durchgeführt (DETAILS SIEHE KUTZBACH 2005).

Prozessierung und Flussberechnung

Die Prozessierung der Rohdaten sowie die Berechnung der turbulenten Flüsse erfolgt am AWI mit Hilfe der Software EdiRe (R. Clement, Universität Edinburgh, Großbritannien). Die hier kurz erläuterten Prozessierungsschritte sind im Detail bei SACHS ET AL. (2008) und WILLE ET AL. (2008) beschrieben.

Aufgrund relativ geringer Methanflüsse und hoher Windgeschwindigkeiten wird für die Durchschnittsbestimmung ein Intervall von 60 Minuten angewandt, um das Signal-Rausch-Verhältnis der Korrelationsberechnung zu erhöhen. Nachfolgend werden verschiedene Prozessierungs- und Filterschritte durchgeführt, um Windkomponenten, Zeitverzögerungen zwischen Wind- und Methanflussmessungen, Instrumentendrift sowie instationäre Verhältnisse zu berücksichtigen. Zusätzliche Korrekturen der so berechneten Methanflüsse sind notwendig, um Unterschiede zwischen dem Frequenzspektrum des turbulenten Flusses und der spektralen Antwort des Eddy-Kovarianz-Systems, Abschwächungseffekte aufgrund der Gasprobenahme durch das Rohrleitungssystem, die Trennung von Anemometer und CH₄ Gasanalysator sowie Filtereffekte zu erfassen.

Messreihen für die Jahre 2003-2006

Die für die Jahre 2003 bis 2006 vorliegenden Messreihen des Methanflusses, welche mit Hilfe der Eddy-Kovarianz-Methode gewonnen wurden, konnten für die Modellvalidierung herangezogen werden. Im Folgenden sollen diese Messreihen vorgestellt und kurz diskutiert werden.

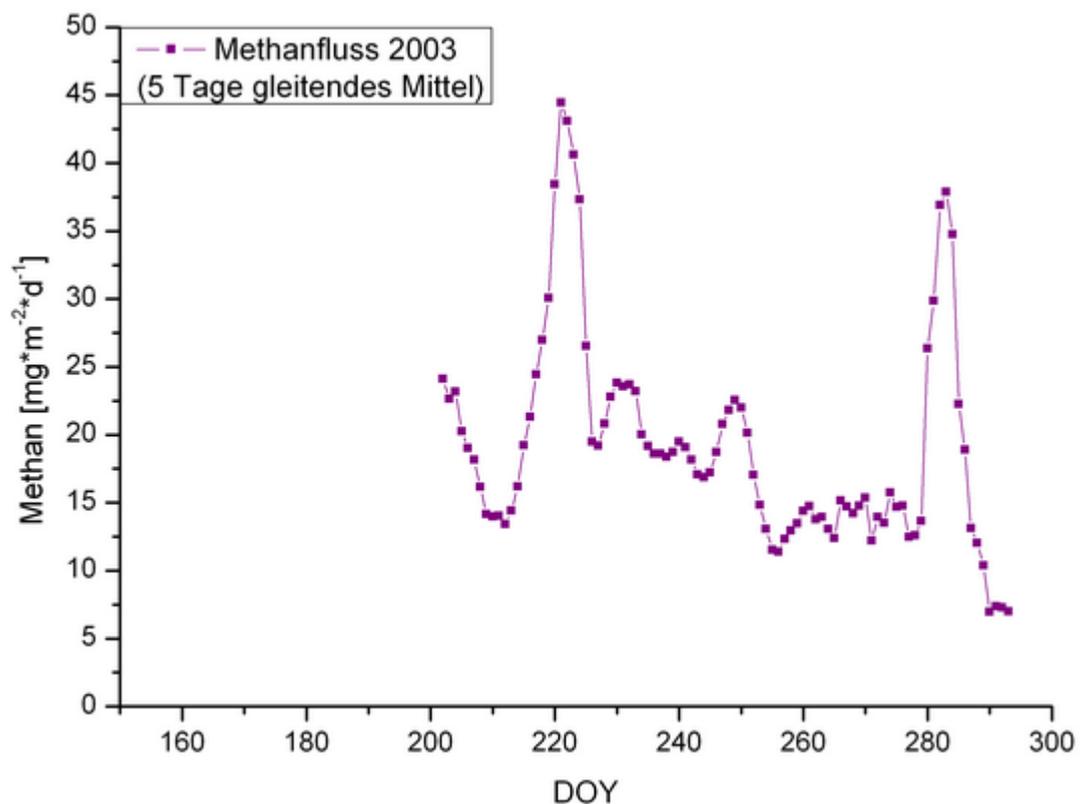


Abb. 3-6: Eddy-Kovarianz-Messreihe des Methanflusses für das Jahr 2003, Messstation Samoylov.
QUELLE: WILLE ET AL. 2008.

Im Jahr 2003 dauerte die Messperiode vom 19. Juli bis zum 22. Oktober (96 Tage). Sommer und Herbst des Jahres waren durch überdurchschnittliche Temperaturen und Niederschläge gekennzeichnet (WILLE ET AL. 2008). Der zeitliche Verlauf des Methanflusses spiegelt auch die meteorologischen Bedingungen wieder: Während die Messwerte anfangs bei 20-25 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ lagen, sank der Methanfluss infolge kalter und regnerischer Verhältnisse ab, um in der anschließenden wärmeren Phase bei maximaler Auftautiefe die höchsten Werte zu erreichen (VGL. ABB. 3-6). Der weitere Verlauf der Messperiode war durch geringe Variationen sowie eine generell absinkende Tendenz des Methanflusses bis zum Ende der Messungen charakterisiert (WILLE ET AL. 2008). Auffällig ist das am Ende des Messzeitraumes um den Tag 284 (Anfang Oktober) auftretende zweite Maximum des Methanflusses. Es werden annähernd so hohe Werte erreicht wie um den Tag 220 (Anfang August) bei maximaler Auftautiefe. Obwohl das Gefrieren der obersten Bodenschichten bereits am 30. September 2003 einsetzte, zeigen Temperaturprofilmessungen, dass der Boden bis Mitte November noch nicht vollständig durchgefroren war (WILLE ET AL. 2008). Die hohen Werte des Methanflusses Anfang Oktober könnten daher aus einer Freisetzung von in noch ungefrorenen Bodenschichten produziertem Methan durch kurzzeitiges Auftauen bzw. Aufbrechen der bereits gefrorenen obersten Bodenschicht resultieren, ähnlich dem unter anderem von HEYER ET AL. (2002) und WAGNER ET AL. (2003b) beschriebenen Rückspeicherungseffekts (VGL. MESSREIHE 2004).

Bei hohen Windgeschwindigkeiten war eine starke Zunahme des Methanflusses im Gegensatz zu ruhigeren Windverhältnissen zu beobachten, wie das Beispiel des Maximums um den Tag 220 zeigt, zu welchem sowohl in den Tagen davor als auch danach hohe Windgeschwindigkeiten gemessen wurden (WILLE ET AL. 2008).

Insgesamt wurden im Jahr 2003 34% der Messdaten aufgrund der bei der Prozessierung berücksichtigten Kriterien verworfen. Dieser Wert ist vergleichbar mit CO₂-Flussstudien (WILLE ET AL. 2008).

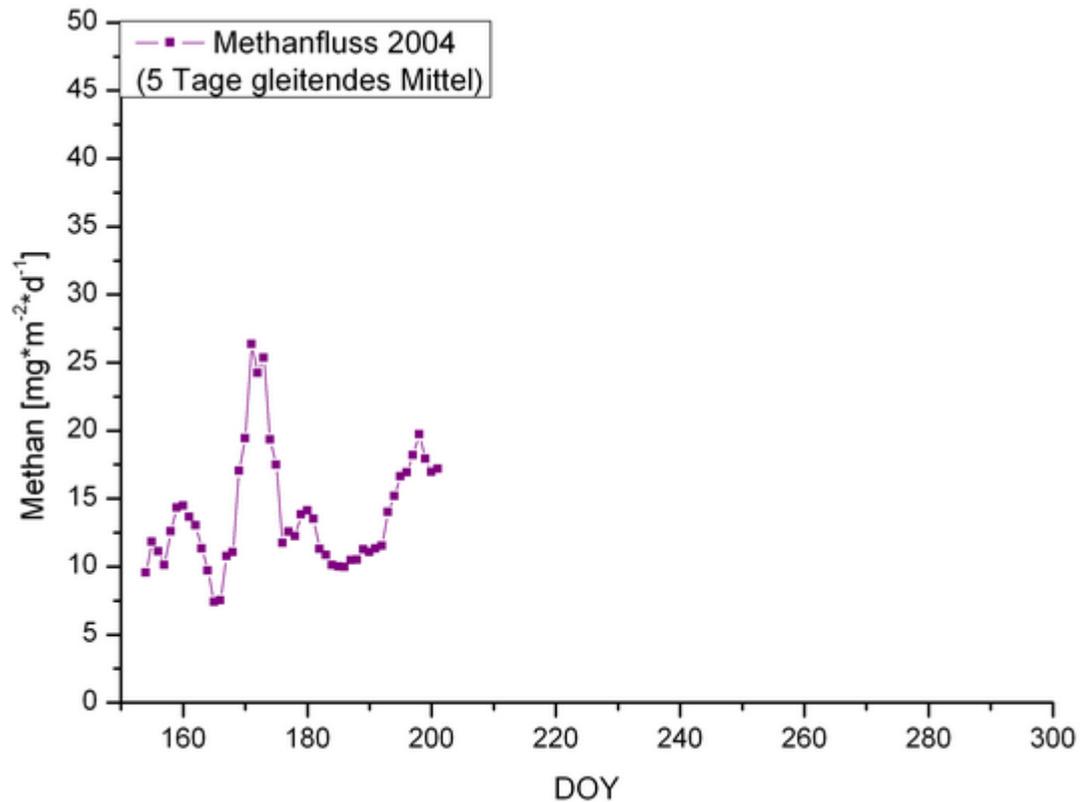


Abb. 3-7: Eddy-Kovarianz-Messreihe des Methanflusses für das Jahr 2004, Messstation Samoylov. QUELLE: WILLE ET AL. 2008.

Im Jahr 2004 wurden Eddy-Kovarianz-Messungen vom 31. Mai bis zum 21. Juli (52 Tage) durchgeführt (VGL. ABB. 3-7). Zu Beginn der Messungen war der Boden noch schneebedeckt, es herrschten Minustemperaturen. Der Wasserspiegel in den Polygonen lag in diesem Jahr generell höher als im Jahr 2003 (WILLE ET AL. 2008). Während der Messkampagne im Jahr 2004 war der Methanfluss durch eher geringe Werte gekennzeichnet, zeigte aber starke Variationen über den gesamten Messzeitraum. Mit Beginn der Schneeschmelze stieg der Methanfluss stark an (WILLE ET AL. 2008). Das Maximum des Methanflusses um den Tag 170 kann auf einen Rückspeicherungseffekt zurückgeführt werden: Wenn der Permafrostboden im Herbst gleichzeitig von der Bodenoberfläche und der Permafrosttafel her zufriert, verbleibt zwischen den beiden Frierfronten noch bis Ende Oktober aufgetauter Boden, in dem die speziell angepassten methanogenen Mikroorganismen auch bei Temperaturen von 0 - 0,5°C bis zum kompletten Rückfrieren Methan produzieren können (WAGNER ET AL. 2003b). Das gebildete Gas kann zu einem sehr geringen Teil auch durch den gefrorenen Boden diffundieren, der größte Teil wird jedoch während des Rückfrierens in der Auftauschicht eingeschlossen. Taut diese im darauffolgenden Frühjahr auf, wird das im Permafrostboden gespeicherte Methan zusätzlich zum neu gebildeten freigesetzt, wodurch es zu einem charakteristischen kurzzeitigen Anstieg des Gesamtmethanflusses zu Beginn der Vegetationsperiode kommt (HEYER ET AL. 2002, WAGNER ET AL. 2003b). Dies ist auch in der Messreihe für das Jahr

2006 zu erkennen (VGL. ABB. 3-9). WAGNER ET AL. (2003b) zeigen einen experimentellen Nachweis dieses Rückspeicherungseffektes mit einem *Permafrost Mikrokosmos Modell* unter Verwendung ungestörter Bodenproben aus dem Lena Delta.

Aufgrund technischer Probleme in der ersten Hälfte der Messkampagne mussten für die Messreihe des Jahres 2004 insgesamt 72% der Messwerte verworfen werden (WILLE ET AL. 2008).

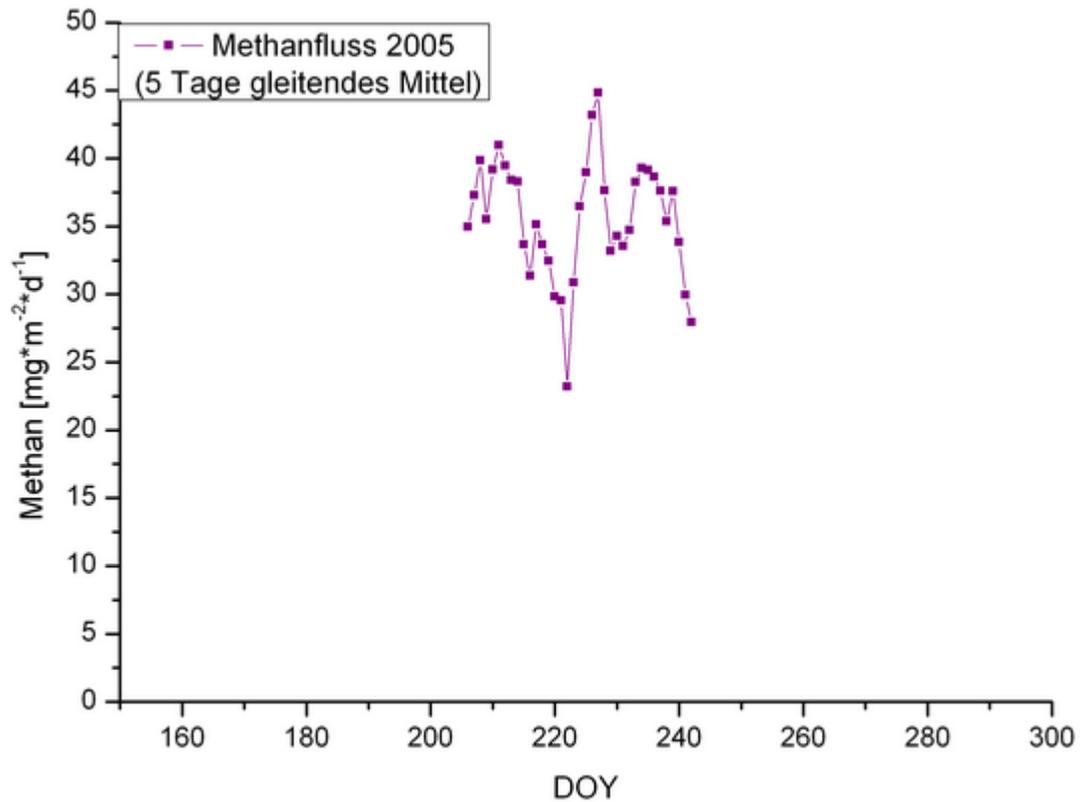


Abb. 3-8: Eddy-Kovarianz-Messreihe des Methanflusses für das Jahr 2005, Messstation Samoylov. QUELLE: T. Sachs, unveröffentlichte Daten.

Die Messreihe für das Jahr 2005 ist die kürzeste der betrachteten Datenreihen und umfasste über den Zeitraum vom 23. Juli bis 01. September insgesamt 41 Tage (VGL. ABB. 3-8). Bei den Messungen handelt es sich um bisher noch unveröffentlichte Daten. Der zeitliche Verlauf des Methanflusses ist hier über die gesamte Messdauer durch eine relativ hohe Variabilität gekennzeichnet. Der mittlere Methanfluss beträgt $35 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und ist damit im Vergleich zu den Messreihen der Jahre 2003 und 2004 relativ hoch. Dies liegt jedoch im Messzeitraum begründet, der die letzte Juliwoche sowie den gesamten August und somit die beiden wärmsten Monate im Lena Delta und damit verbunden den Zeitraum der maximalen Auftautiefe abdeckt.

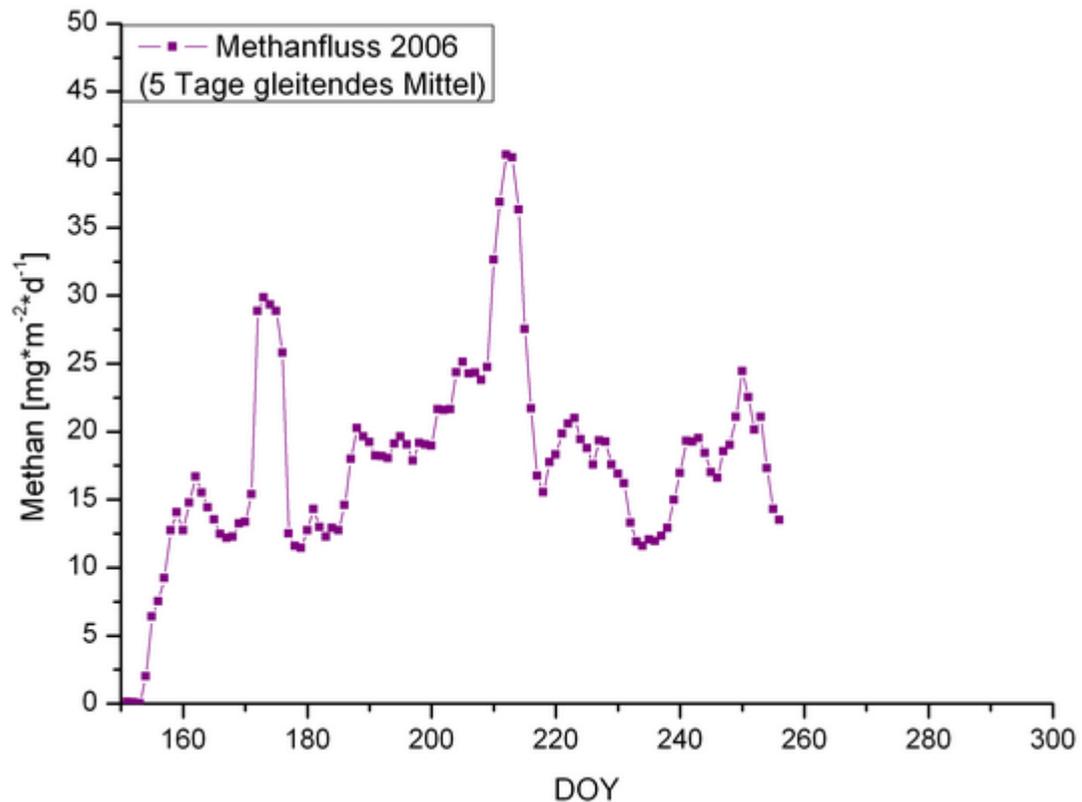


Abb. 3-9: Eddy-Kovarianz-Messreihe des Methanflusses für das Jahr 2006, Messstation Samoylov.
 QUELLE: SACHS ET AL. 2008.

Für das Jahr 2006 liegt die längste bisherige Messreihe vor. Sie umfasst vom 09. Juni bis 19. September insgesamt 103 erfolgreiche Messtage (VGL. ABB. 3-9). Der mittlere tägliche Methanfluss während des Messzeitraumes betrug $18,7 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und ist durch eine relativ geringe saisonale Variation gekennzeichnet (SACHS ET AL. 2008). Die beobachteten Maxima trafen zeitlich mit einer deutlichen Abnahme des Luftdruckes, höheren Windgeschwindigkeiten sowie Niederschlagsereignissen zusammen. In den ersten zwei Messwochen war der Methanfluss bereits durch relativ hohe Tagesmittel von $13,8 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ gekennzeichnet, obwohl die Bodentemperaturen anfangs noch unter 0°C lagen und auch in den weiteren Tagen nur eine geringe Variation zeigten. Die geringsten Methanflüsse wurden an Tagen mit relativ hohem Luftdruck und geringen Windgeschwindigkeiten beobachtet (SACHS ET AL. 2008). Um den Tag 178 wurde ein erstes Maximum des Methanflusses gemessen, welches zeitgleich mit dem niedrigsten gemessenen Luftdruck des Sommers 2006 sowie hohen Windgeschwindigkeiten beobachtet wurde. In der nachfolgenden windstilleren Periode sanken die Methanflüsse ab, um dann bis zum Erreichen der höchsten gemessenen Flüsse Anfang August stetig anzusteigen, wobei Änderungen in Bodentemperatur und Windgeschwindigkeit als Haupteinflussfaktoren gelten (SACHS ET AL. 2008). Im weiteren Verlauf verblieben die Methanflüsse zwischen 17 und $20 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und sanken während einer längeren windstillen und durch hohen Luftdruck geprägten Phase Ende August deutlich ab.

Die ersten zwei Septemberwochen waren durch einen starken Abfall des Luftdruckes, teilweise starke Winde sowie Niederschlagsereignisse (Regen und Schnee) charakterisiert. Obwohl die Bodentemperaturen sanken und das Rückfrieren der obersten Bodenschichten sowie der Wasseroberflächen bereits begonnen hatte, stiegen die Methanflüsse während dieser Zeit erneut an (SACHS ET AL. 2008). Das Ende der Messperiode war wiederum durch windstillere Verhältnisse sowie einen hohen Luftdruck gekennzeichnet, wodurch die Methanflüsse deutlich absanken (SACHS ET AL. 2008).

3.1.3 Fernerkundungsdatensätze

In der vorliegenden Arbeit wurden Fernerkundungsdatensätze des Instrumentes MERIS für die Vegetationsperiode 2006 zur Ableitung *biophysikalischer Parameter* herangezogen. Im Sommer 2006 wurden im Lena Delta *feldspektrometrische Messungen* durchgeführt, welche zur Validierung der im Messzeitraum akquirierten MERIS Daten verwendet wurden. Des Weiteren wurde eine *Landklassifikation* verwendet, welche auf einem aus vier Landsat-7 ETM+ Satellitenszenen bestehenden Mosaik basiert (SCHNEIDER 2005).

Im Folgenden wird die Vorgehensweise bei der Prozessierung und Weiterverarbeitung der einzelnen Datensätze beschrieben.

Ableitung biophysikalischer Parameter aus MERIS

Für die Vegetationsperiode des Jahres 2006 wurden im Rahmen eines ESA Antrages verstärkt MERIS-FR Satellitenszenen akquiriert. Im gleichen Zeitraum wurden während der Messkampagne LENA2006 im Lena Delta *Ground Truth* Daten erhoben, die zum Zwecke der Validierung der MERIS-FR Datensätze aufgenommen wurden (VGL. NÄCHSTER ABSCHNITT).

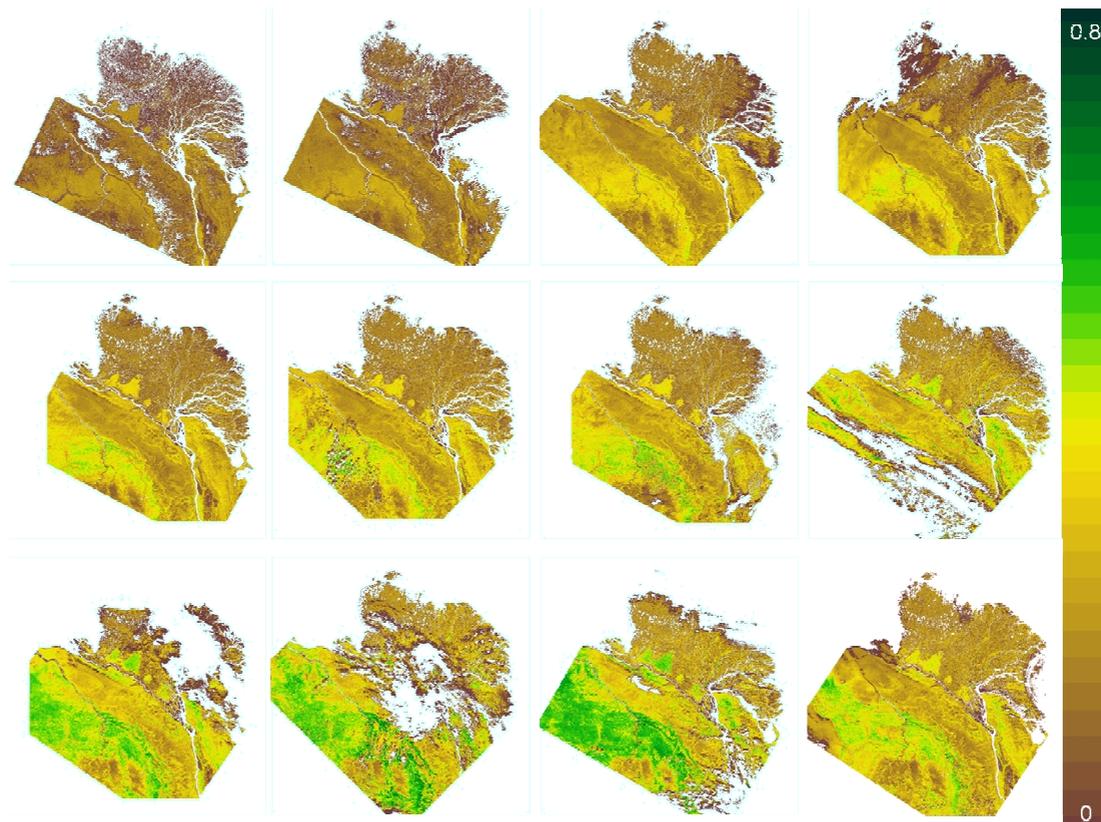


Abb. 3-10: Zeitreihe des MERIS Global Vegetation Index (MGVI) für das Lena Delta von Juni 2006 (oben links) bis August 2006 (unten rechts). Die Szenen wurden über den Zeitraum von drei Monaten in unregelmäßigen Abständen aufgenommen. Fehlende Bereiche zeigen Wolkenkontamination.

Die MERIS-FR Daten wurden zur Berechnung des *LAI* herangezogen. Für das Vegetationsmodell BETHY/DLR muss der *LAI* als kontinuierlicher Input-Parameter bereitgestellt werden, um die jahreszeitliche Entwicklung der Vegetation zu beschreiben. Um für die Vegetationsperiode 2006 eine realistische Zeitreihe des *LAI* zu erhalten und damit die Größenordnung des *LAI* für das Lena Delta abschätzen zu können, wurde für die Berechnung des *LAI* der *MERIS Global Vegetation Index (MGVI)* (VGL. ABB. 3-10), auch *Top of the Atmosphere Vegetation Index (TOAVI)* genannt, verwendet.

Die *FAPAR (Fraction of Absorbed Photosynthetically Active Radiation, Anteil der absorbierten photosynthetisch aktiven Strahlung)* kann mit Hilfe des *TOAVI* mit akzeptabler Qualität (durchschnittlicher Unterschied kleiner als die Genauigkeiten der einzelnen Produkte) aus Fernerkundungsdaten abgeleitet werden (GOBRON ET AL. 2004) und kann nachfolgend zur Berechnung des *LAI* herangezogen werden. Für eine homogene Vegetationsbedeckung ergibt sich der *LAI* aus folgender Gleichung (MONTEITH & UNSWORTH 1990):

$$LAI_{\text{hom}} = LAI_{\text{max}} \cdot \frac{\log(1 - FAPAR_i)}{\log(1 - FAPAR_{\text{max}})} \quad (3.1)$$

LAI_{max} wurde entsprechend Literaturwerten (LEWIS & CALLAGHAN 1976, DICKINSON ET AL. 1993, MAZURKEWITZ 2003) sowie den durch die Feldspektrometrie gewonnenen Daten gewählt. Die Parameter $FAPAR_i$ und $FAPAR_{max}$ wurden aus den MGVI Daten abgeleitet.

Modifizierung der Landsat-7 ETM+ Landklassifikation

Die in dieser Arbeit verwendete Landklassifikation von SCHNEIDER (2005) musste für das Upscaling der Methanflüsse vom Punkt (eindimensionale Modellsimulation) in die Fläche (Gesamtgebiet Lena Delta) modifiziert werden. Im Folgenden soll zunächst kurz die Vorgehensweise bei der Erstellung der Landklassifikation erläutert werden.

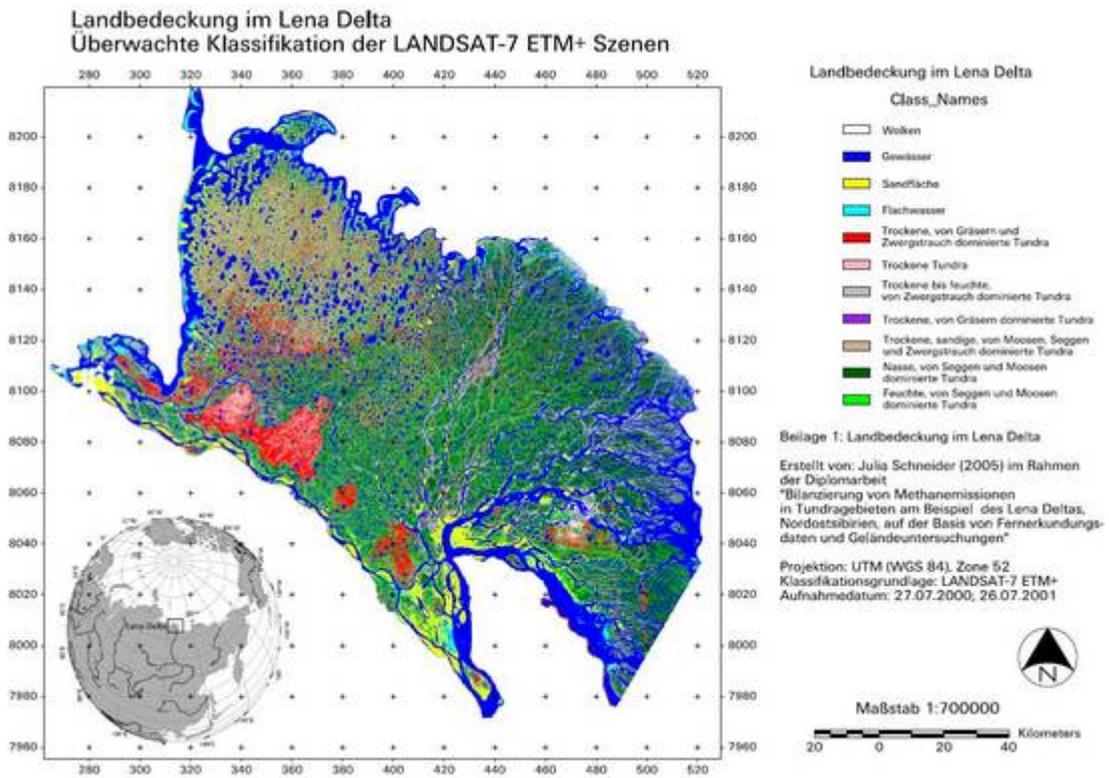


Abb. 3-11: Ergebnis der überwachten Klassifikation der Landsat-7 ETM+ Szenen für das Lena Delta. QUELLE: SCHNEIDER 2005.

Für die Anfertigung der Klassifikation wurden drei ETM+ Szenen aus den Jahren 2000 und 2001 zu einem Mosaik zusammengefügt. Dazu wurden die Daten zunächst atmosphärisch korrigiert und nachfolgend zu einem Mosaik zusammengesetzt. Im Anschluss erfolgte eine geometrische Korrektur der Daten sowie ein *Subsetting*, bei dem aus dem Mosaik der drei geometrisch und atmosphärisch korrigierten Satellitenbilder ein Ausschnitt mit der Darstellung des Lena Deltas angefertigt wurde (SCHNEIDER 2005). Der so entstandene Ausschnitt des Deltas wurde weiteren Vorverarbeitungsschritten unterzogen. Mit Hilfe der *unüberwachten Klassifikation* wurden aus der Gesamtheit der Bildelemente zunächst Klassen mit ähnlichen Reflexionswerten gebildet. Nach einer *visuellen Bildinterpretation* wurde eine *über-*

wachte Klassifikation durchgeführt, welche eine Einteilung der Daten in gewünschte Informationsklassen ermöglicht. Als Klassifizierungsschlüssel wurden vier Hauptkategorien gewählt: (1) Gewässer, (2) vegetationsfreie bis vegetationsarme Sandflächen, (3) trockene Tundra und (4) feuchte bis nasse Tundra. Die Kategorien der Tundra wurden in Abhängigkeit von der Vegetation in Unterkategorien klassifiziert. Mit Hilfe von *Referenzflächen* im Untersuchungsgebiet (*Trainingsgebiete*) und der *Minimum Distance Klassifikation* wurde eine Klassifikation des Lena Deltas in elf Oberflächenbedeckungsklassen erreicht (VGL. ABB. 3-11). Details zu Vorprozessierung, Bearbeitung/Analyse und Interpretation der Landsat-7 ETM+ Klassifikation des Lena Deltas sind in SCHNEIDER (2005) nachzulesen. Abbildung 3-11 zeigt die Landbedeckung im Lena Delta als Ergebnis der überwachten Klassifikation der Landsat-7 ETM+ Satellitenszenen sowie in der Legende die Auflistung der elf abgeleiteten Bedeckungsklassen.

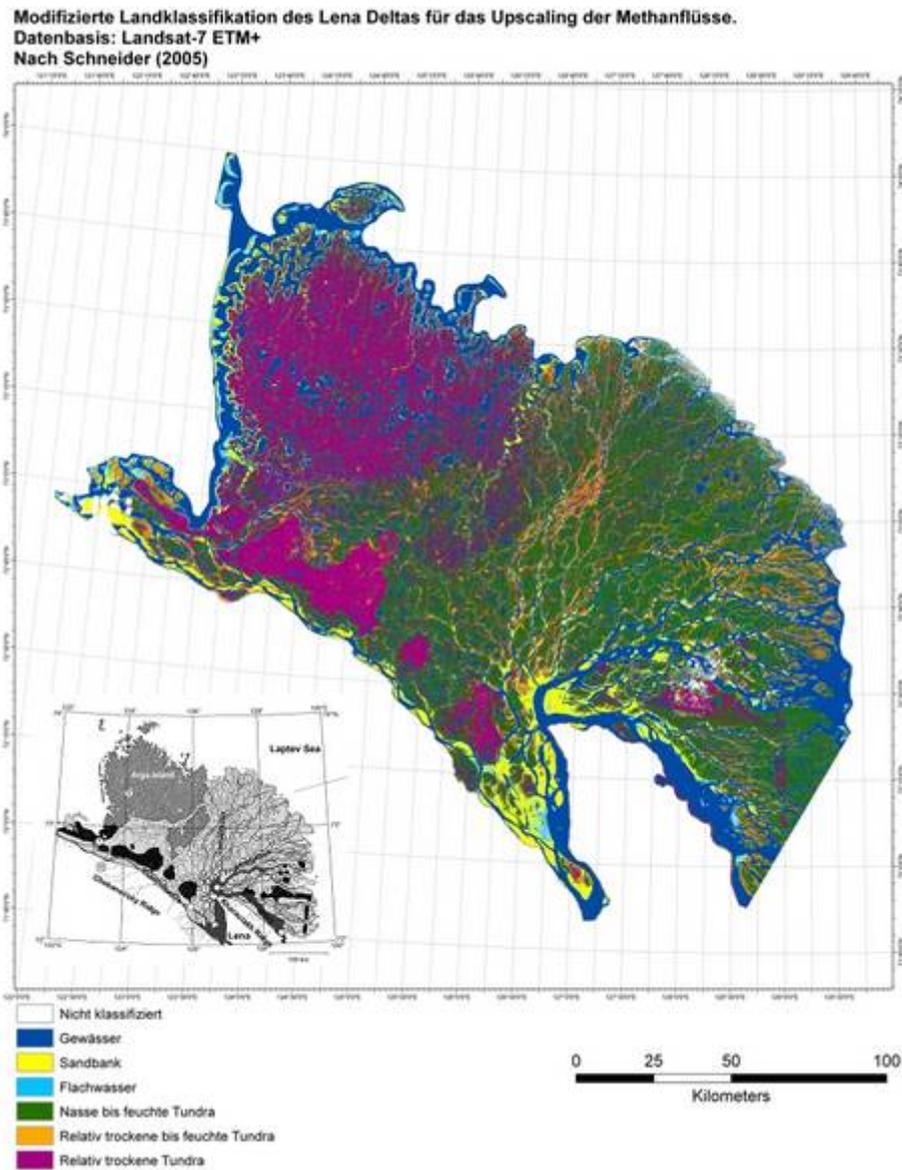


Abb. 3-12: Modifizierte Landklassifikation des Lena Deltas. Die ursprünglich elf Bedeckungsklassen bei SCHNEIDER (2005) wurden zu sieben Klassen zusammengefasst, wobei vier der Klassen (Flachwasser, nasse bis feuchte Tundra, relativ trockene bis feuchte Tundra und relativ trockene Tundra) für die Upscaling-Simulationen herangezogen wurden. Eingefügt: Geomorphologischer Aufbau des Lena Deltas. QUELLE: SCHWAMBORN ET AL. 2002 (nach GRIGORIEV 1993).

Für eine sinnvolle Modellparametrisierung im Hinblick auf das Upscaling der Methanflüsse mussten die ursprünglich elf Bedeckungsklassen der Landklassifikation zusammengefasst werden. Neun der Klassen (ohne Berücksichtigung der Klassen Wolken, Gewässer und Sandflächen) wurden zu den vier Landbedeckungsklassen Flachwasser, Nasse bis feuchte Tundra, Relativ trockene bis feuchte Tundra und Relativ trockene Tundra zusammengeführt (VGL. ABB. 3-12 UND TABELLE 4-4). Dabei wurde die Beschreibung der Eigenschaften der ein-

zelenen Klassen bei SCHNEIDER (2005) unter Berücksichtigung der Methanemissionspotentiale der verschiedenen Standorte zugrunde gelegt.

In situ Feldspektrometrie

Im Rahmen der Expedition LENA2006 im Lena Delta im Jahr 2006 wurden auf der Insel Samoylov mit Hilfe eines Feldspektrometers Spektralmessungen verschiedener vegetationsbedeckter Oberflächen durchgeführt. Das hierfür verwendete portable, batteriebetriebene Spektroradiometer ASD FieldSpec[®]FR der Firma Analytical Spectral Devices Inc. vereint drei Spektrometer, um den Spektralbereich von 350 bis 2500 nm (UV/VNIR bis SWIR) abzudecken (SALISBURY 1998). Die spektrale Auflösung beträgt 3 nm über den Bereich von 350-1000 nm und 10 nm im Bereich von 1000-2500 nm. Die Aufnahmezeit eines Einzelspektrums beträgt 0,1 s, wobei für das Erreichen eines guten Signal-Rausch-Verhältnisses 40 Einzelspektren gemittelt werden. Ohne Verwendung einer zusätzlichen Voroptik beträgt das Gesichtsfeld 25°. Das Spektroradiometer wird durch einen an das Gerät angeschlossenen Laptop gesteuert, auf dem die Daten in Echtzeit angezeigt und anschließend abgespeichert werden können (SALISBURY 1998).

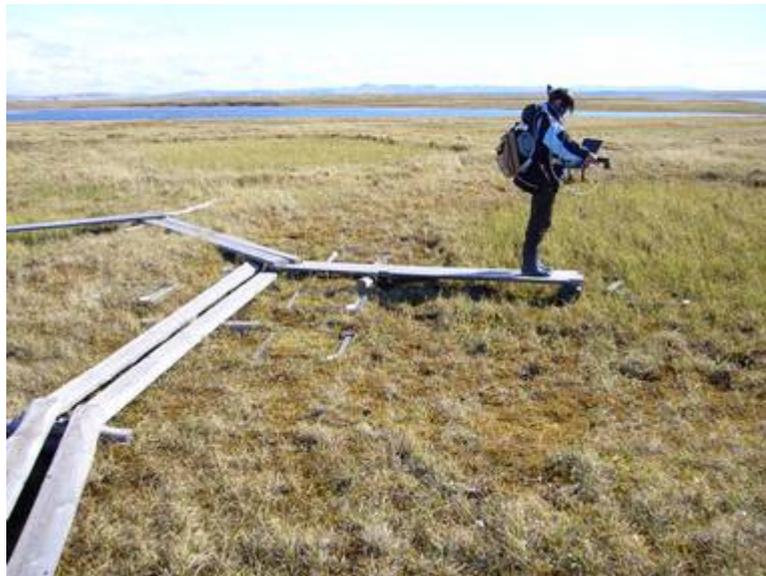


Abb. 3-13: Messung der spektralen Signatur eines low-center Polygons auf Samoylov, Lena Delta, Juli 2006.

Abbildung 3-13 zeigt die Durchführung einer Messung eines *low-center Polygon*s auf der Insel Samoylov im Juli 2006. Aufgrund der stark heterogenen Oberflächenstruktur der nasen polygonalen Tundra haben sich in den *high- und low-center Polygonen* sowie auf den Polygonwällen verschiedene Pflanzengesellschaften mit variierender Vegetationsbedeckung herausgebildet, z.B. infolge von Unterschieden in Substrat und/oder hydrologischen Bedingungen. Die Bodenmessungen wurden durchgeführt mit dem Ziel, aus den spektralen Signa-

turen der verschiedenen Vegetationstypen Informationen über den Zustand der Vegetation (NDVI, LAI) auf Samoylov bzw. im gesamten Delta ableiten zu können sowie Satellitendaten zu validieren (KIRSCHKE ET AL. 2008). Zum Zweck der *Satellitenvalidierung* wurden die Messungen in etwa gleichzeitig mit den Überflügen des Satelliten Envisat durchgeführt.

Der NDVI wurde aus den spektralen Daten nach der Gleichung von ROUSE ET AL. (1974) berechnet:

$$NDVI = \frac{(R_{864} - R_{671})}{(R_{864} + R_{671})} \quad (3.2)$$

R_{864} und R_{671} geben die Reflexion bei den Wellenlängen 864 nm (NIR) bzw. 671 nm (Rot) an.

Zum Vergleich unterschiedlicher Ansätze wurde der LAI nach zwei verschiedenen Methoden aus dem NDVI berechnet. Mittels eines linearen Ansatzes nach GARDNER & BLAD (1986) wird der LAI nach folgender Formel berechnet:

$$LAI = -1,248 + 5,839 * NDVI \quad (3.3)$$

Ein exponentieller Ansatz nach MOHAMMED ET AL. (2005) zieht für die Berechnung des LAI folgende Formel heran:

$$LAI = 0,45 * e^{NDVI} \quad (3.4)$$

Für beide Herangehensweisen wurde der NDVI nach ROUSE ET AL. (1974) berechnet.

Die Daten wurden mit Hilfe der Software ENVI und des am DFD entwickelten ENVI Paketes *AS Toolbox* prozessiert. Dabei wurde der Übergang zwischen den Detektoren, der einen Versatz im kontinuierlichen Verlauf des Spektrums erzeugt, im *sichtbaren nahen Infrarot* (*Visible Near Infrared, VNIR*) bei ca. 1000 nm korrigiert. Der zweite Detektorübergang im *kurzwelligem Infrarot* (*Shortwave Infrared, SWIR*) liegt bei ca. 1800 nm, wird jedoch durch die Wasserabsorptionsbanden überlagert und muss daher nicht korrigiert werden. Eine weitere Korrektur ist die Spektralon®-Korrektur, wobei für die Abweichung in der Reflexion der als 100% reflektierend angenommenen Weißreferenz (Spektralon®) korrigiert wird.

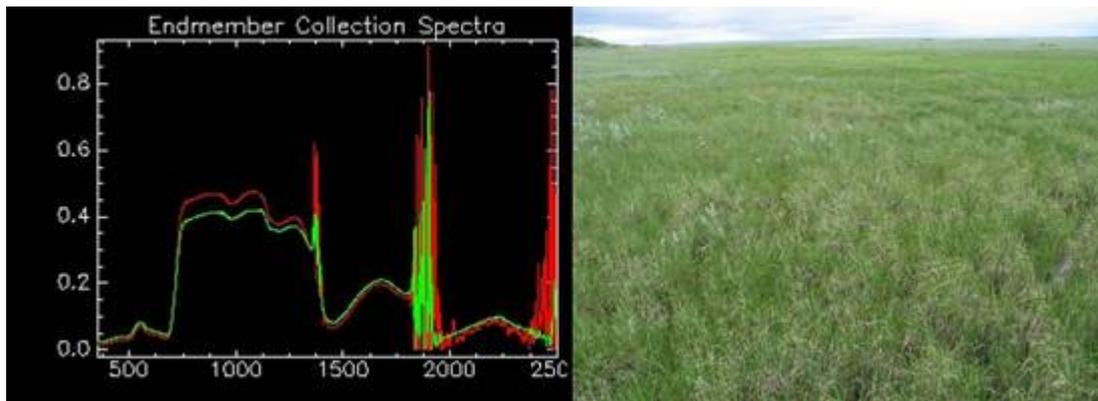


Abb. 3-14: Spektren und Foto einer Fläche mit grüner, vitaler Vegetation und wenig Bodeneinfluss auf Samoylov, Juli 2006.

Die Abbildungen 3-14 und 3-15 zeigen zwei Beispiele typischer Spektren für vegetationsbedeckte und vegetationslose Flächen. In Abbildung 3-14 sind zwei Spektren einer mit grüner, vitaler Vegetation bedeckten Fläche mit hohem Bedeckungsgrad dargestellt. Gut sichtbar sind das lokale Maximum im grünen Bereich sowie die geringe Reflexion im blauen und roten Sektor (Chlorophyllabsorption). Sehr deutlich ist die *Red Edge*, der steile Anstieg der Reflexion der grünen Vegetation zwischen 680 und 750 nm (*NIR, Near Infrared*), zu erkennen. Dieser Anstieg ist abhängig von der Chlorophyllkonzentration und weiteren Effekten wie z.B. Spezies, Entwicklungsstadium und Blattwassergehalt und erlaubt unter anderem Aussagen über LAI, Chlorophyllgehalt der Blätter und Ernährungszustand der Pflanze (HORLER ET AL. 1983, FILELLA & PENUELAS 1994, LILLESAND & KIEFER 1994). Die Wasserdampfabsorptionsbanden wurden nicht herauskorrigiert.

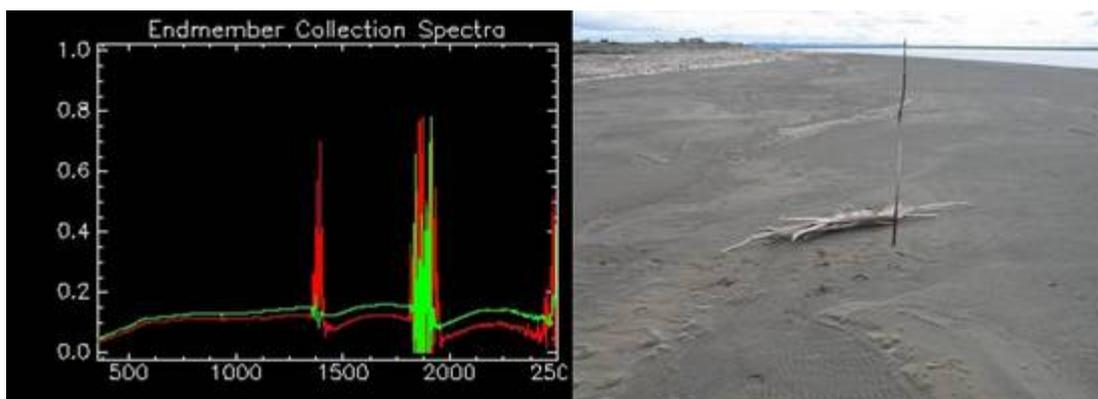


Abb. 3-15: Spektren und Foto einer Sandfläche ohne Vegetation auf Samoylov, Juli 2006.

Abbildung 3-15 zeigt zwei Spektren einer Sandfläche ohne Vegetationsbedeckung im westlichen Teil der Insel Samoylov. Die Spektren zeigen eine geringe Reflexion und die für Böden typische Zunahme der Reflexion mit zunehmender Wellenlänge im sichtbaren Bereich und nahen Infrarot. Dunklere, feuchte Böden sind durch relativ flache Reflexionskurven charakterisiert (SATTERWHITE & HENLEY 1987, SINGH & SIROHI 1994). Im Gegensatz zu

den Vegetationsspektren zeigen die Spektren der vegetationsfreien Bodenoberfläche eine sehr geringe Variation. Die spektrale Signatur von Böden ist abhängig von der Bodenfarbe, der Bodenfeuchte, dem Gehalt an organischer Substanz, der Mineralzusammensetzung, der Korngröße, der Bodentextur sowie der Oberflächenrauigkeit (LILLESAND & KIEFER 1994, SINGH & SIROHI 1994).

3.1.4 Modellparameter

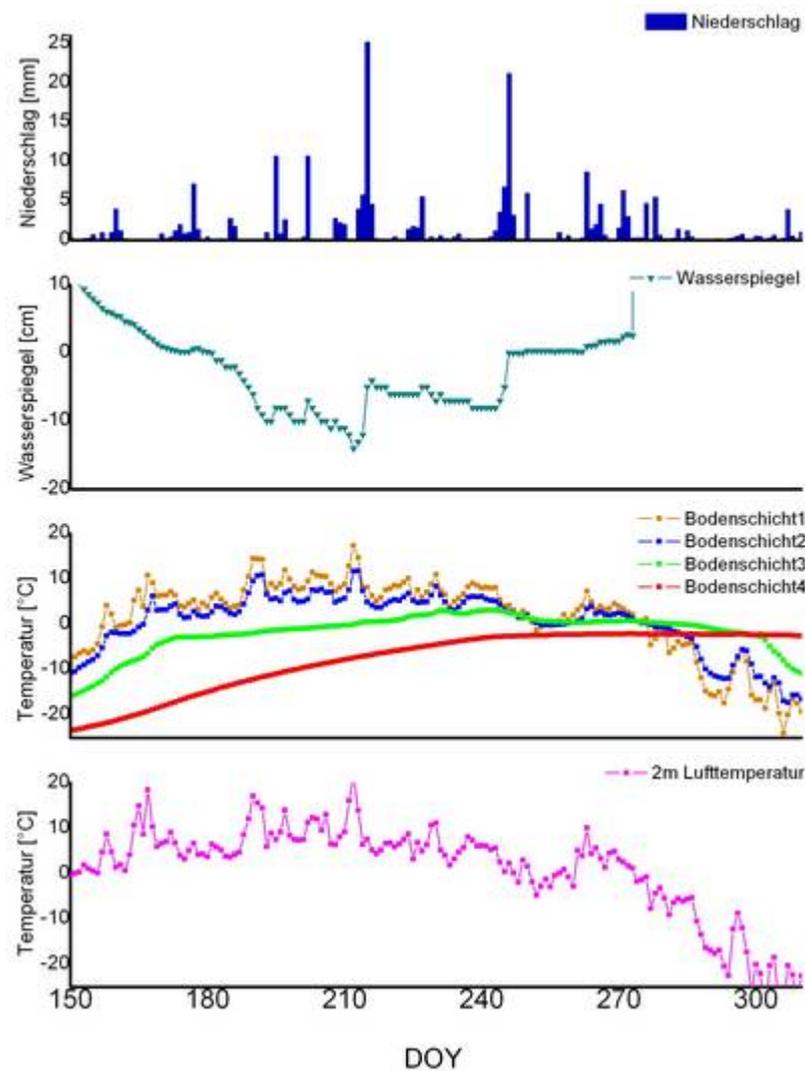


Abb. 3-16: Die Antriebsdaten Niederschlag, Bodentemperatur (in vier Schichten) und 2m-Lufttemperatur aus ECMWF-Datensätzen für das Jahr 2006 und den Standort 72°N, 126°E (Insel Samoylov). Der Wasserspiegel wurde mit dem zum Methanmodell gehörigen Bucket-Modell berechnet.

Meteorologischer Antrieb

Für beide Modelle werden meteorologische Antriebsdaten zur Berechnung der NPP (BETHY/DLR) sowie des Methanflusses (Methanmodell) benötigt. Da die Modelle unter anderem aus Gründen der Validation in der hier vorgestellten Arbeit lediglich in ihren eindimensionalen Versionen verwendet wurden, erfolgte die Beschaffung der meteorologischen Antriebsdaten für die Insel Samoylov (72°22'N, 126°28'E) als Standort der Methanflussmessungen. Für die Simulationsjahre 2003-2006 liegen für Samoylov Messreihen der Luft- und Bodentemperatur sowie des Niederschlags vor (BOIKE 2008). Da diese Zeitreihen aus messtechnischen Gründen jedoch teilweise lückenhaft sind, wurden Datensätze des ECMWF mit einer räumlichen Auflösung von 0,5° verwendet. Die ECMWF Modellanalysen, zu denen Luft- und Bodentemperatur (in vier Schichten: S1 = 0-0,7 m, S2 = 0,7-0,28 m, S3 = 0,28-1,0 m und S4 = 1,0-2,89 m) sowie Bewölkung zählen, liegen in unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen (3- bis 6-stündlich) vor. Strahlung und Niederschlag sind nicht in den Modellanalysen enthalten sondern werden nur in den Vorhersagen gerechnet. Sie sind daher umso unsicherer, je weiter sie sich vom Analysezeitpunkt entfernen (WIBKIRCHEN 2005). Die Vorhersagen liegen als tägliche oder 12-stündliche Werte vor.

Ein Vergleich der in situ Messreihen und der ECMWF Datensätze zeigt für die Lufttemperatur eine sehr gute Korrelation ($r^2=0,92$ für 2003, $r^2=0,88$ für 2006; Daten nicht gezeigt). Für den Niederschlag als räumlich hoch variablen Parameter ergeben sich mäßige bis gute Korrelationen ($r^2=0,77$ für 2003, $r^2=0,79$ für 2004, $r^2=0,62$ für 2005 und $r^2=0,32$ für 2006; Daten nicht gezeigt). Ein Vergleich der Bodentemperaturen ist unzureichend, da die vertikalen Auflösungen der Datensätze (Tiefe der betrachteten Bodenschichten) sehr stark voneinander abweichen.

Für das Upscaling (VGL. KAP. 4.5) wurden die verwendeten ECMWF Datensätze für die Insel Samoylov auf das gesamte Delta angewendet. Ein exemplarischer Vergleich der Lufttemperatur an drei verschiedenen Standorten im Delta (72°22'N, 126°28'E (Samoylov), 73°30'N, 124°30'E (I) und 73°N, 128°E (II)) zeigt eine sehr gute Korrelation ($r^2=0,98$ für Regression Samoylov/(I) sowie $r^2=0,99$ für Regression Samoylov/(II); Daten nicht gezeigt).

Abbildung 3-16 zeigt die meteorologischen Antriebsdaten Niederschlag, Bodentemperatur (in den vier ECMWF Modellschichten) und 2m-Lufttemperatur für das Jahr 2006 für die Insel Samoylov. Der Wasserspiegel wurde mit Hilfe des *Bucket-Modells* als Teil des Methanmodells simuliert.

Die Antriebsdaten gehen in unterschiedlicher Form in die Modelle ein. Das Vegetationsmodell BETHY/DLR verwendet in der eindimensionalen Version als meteorologischen Antrieb

Tagesmittel, Tagesminimum und Tagesmaximum der 2m-Lufttemperatur, die Tagessumme des Niederschlags sowie das Tagesmittel der Globalstrahlung. Die Tageswerte werden im Modell auf stündliche Werte und damit auf Tagesgänge im modellinternen Zeitschritt interpoliert (WIBKIRCHEN 2005). Da die Globalstrahlung oft in externen Datensätzen nicht zur Verfügung gestellt wird, wird zur Berechnung eine modellinterne Routine herangezogen. Unter Angabe der geographischen Länge und Breite simuliert diese Routine die Globalstrahlung für jeden Modellzeitschritt auf Grundlage der *Hargreaves-Gleichung* (HARGREAVES ET AL. 1985) unter Verwendung der Tagesminimum- und Tagesmaximumtemperatur und berechnet dann zur weiteren Verwendung in BETHY/DLR einen skalierten Tagesgang der PAR, der *photosynthetisch aktiven Strahlung*.

Das zum Methanmodell gehörige Bucket-Modell verwendet Globalstrahlung, thermische (langwellige) Strahlung, Lufttemperatur und Niederschlag als meteorologischen Antrieb. Die Daten gehen in unterschiedlicher zeitlicher Auflösung in das Modell ein und werden modellintern auf stündliche Werte interpoliert. Der Niederschlag wird als Tagessumme verwendet. Langwellige Strahlung, Lufttemperatur und Niederschlag werden dem Modell aus ECMWF Datensätzen zur Verfügung gestellt. Die Globalstrahlung wird in einer modellexternen Routine mittels der Bewölkung aus ECMWF Analysen berechnet. Dazu werden die Analysewerte der hohen, mittelhohen und tiefen Bewölkung verwendet und zur Berechnung der Globalstrahlung herangezogen (WIBKIRCHEN 2005).

Zusätzliche Modellparameter

Für das Vegetationsmodell BETHY/DLR müssen Informationen zum Zustand der Vegetation bereitgestellt werden. Hierfür wird der LAI herangezogen. In der eindimensionalen Version bietet BETHY/DLR zwei Optionen für die Bereitstellung des LAI: Zum einen kann der LAI als Zeitreihe über ein komplettes Simulationsjahr eingelesen werden. Aufgrund unzureichender Informationen über den Jahresgang des LAI im Lena Delta wurde jedoch die zweite Option gewählt, in welcher ein konstanter LAI über den gesamten Simulationszeitraum angegeben wird. LEWIS & CALLAGHAN (1976) führen für Tundravegetation einen maximalen LAI von 1 an, der Ende Juli erreicht wird. Im Jahr 2006 aufgenommene Spektralmessungen verschiedener vegetationsbedeckter Oberflächen auf Samoylov zeigen einen durchschnittlichen LAI von 1,9. Dieser Wert ist jedoch nicht repräsentativ für die gesamte Vegetationsperiode, da die Messungen fast ausschließlich im Juli durchgeführt wurden (VGL. KAP. 3.1.3 UND 4.1). Der aus MERIS-FR Daten von Juni bis August 2006 aus dem NDVI abgeleitete LAI liegt im Mittel bei 1,5; der über die FAPAR (MGVI) berechnete LAI zeigt einen durchschnittlichen Wert von 1,8. (VGL. KAP. 3.1.3 UND 4.1).

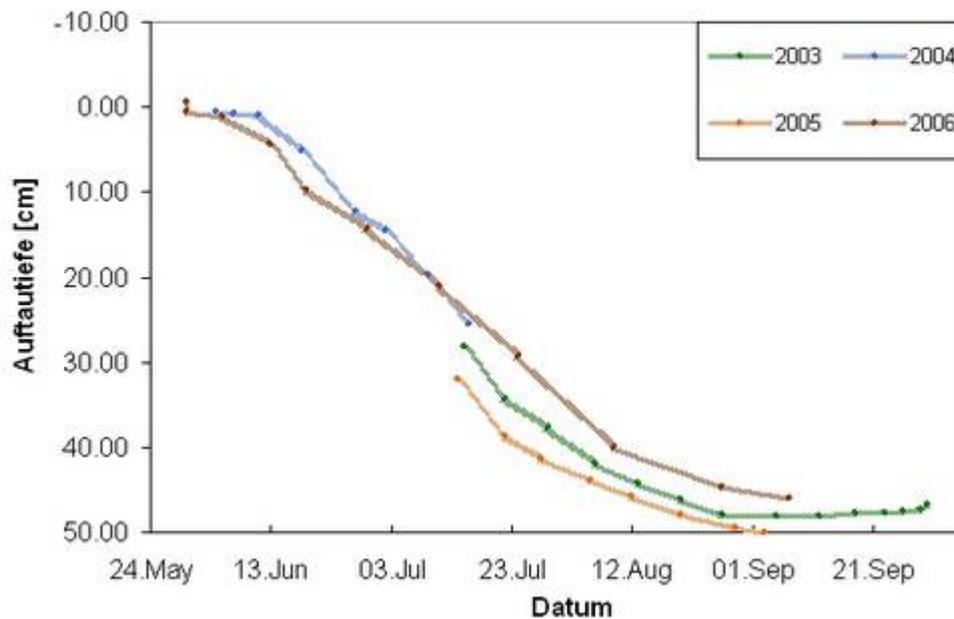


Abb. 3-17: Auftautiefen für die Jahre 2003-2006, gemessen an 150 in regelmäßigen Abständen gelegenen Gitterpunkten auf der Insel Samoylov im Lena Delta. QUELLE: G. Stoof, unveröffentlichte Daten.

Da das Methanmodell in der vorliegenden Arbeit für den Einsatz in Permafrostgebieten angepasst wurde, muss dem Modell die Tiefe der Auftauschicht als Eingangsdatensatz vorgegeben werden. Hierfür wurden Messungen der Auftautiefe, welche für Samoylov für die Jahre 2003-2006 vorliegen, verwendet (VGL. ABB. 3-17). Die Auftautiefe wird mittels eines Eisenstabs gemessen, welcher an 150, in regelmäßigen Abständen gelegenen Gitterpunkten bis zum Erreichen der Permafrosttafel in den Boden gerammt wird. Die Messungen erfolgen ca. alle drei bis sieben Tage (WILLE ET AL. 2008).

Um tägliche Werte der Auftautiefe zu erhalten, wurden die Messreihen linear interpoliert. Für sehr kurze Messreihen wie die des Jahres 2004 wurde mit dieser Methode auch der Zeitpunkt der maximalen Auftautiefe bestimmt, welcher im Modell als letzter Modellierungstag parametrisiert ist. Dieser Wert kann jedoch nicht korrekt bestimmt werden, da der Permafrostboden gleichzeitig von der Bodenoberfläche und von der Permafrosttafel her zufriert und erst Anfang bis Mitte November vollständig durchgefroren ist (WILLE ET AL. 2008). Da das Modell diesen komplexen Prozess in der vorliegenden Version nicht berücksichtigen kann, ist der über die lineare Interpolation bestimmte Wert ausreichend. Eine Erweiterung des Modells hinsichtlich des Bodenwärmehaushalts und der Auftau-/Gefrierdynamik muss Inhalt zukünftiger Forschungsarbeiten sein (VGL. KAP. 5.1).

3.2 Modelle und Modellmodifikationen

3.2.1 Methanemissionsmodell

Das Methanemissionsmodell wurde entwickelt, um die Methanflüsse natürlicher Feuchtgebiete zu simulieren (WALTER 1998). Ziel der vorliegenden Dissertation war es, das Modell so zu modifizieren, dass es für Permafrostgebiete eingesetzt und validiert werden kann. Dazu musste das Modell an verschiedenen Stellen modifiziert werden, um die für Permafrostböden charakteristischen Bedingungen und Prozesse berücksichtigen zu können.

Permafrostböden sind über den größten Teil des Jahres komplett gefroren und tauen nur im kurzen arktischen Sommer oberflächlich auf. Dabei ist die Tiefe der Auftauschicht von der geographischen Breite und damit der Permafrostzone (kontinuierlich, diskontinuierlich, sporadisch), dem Klima, der Bodenart und der Vegetationsbedeckung abhängig (WALKER ET AL. 2003).

In der Originalversion des Methanmodells wurde über eine Inputdatei eine feste Bodentiefe vorgegeben, welche über den gesamten Modelllauf konstant blieb. Da der Permafrostboden während der Vegetationsperiode jedoch sukzessive auftaut und sich die Auftautiefe damit täglich ändert, wurde der Parameter Bodentiefe im Modell durch den Parameter Auftautiefe ersetzt. Über eine externe Datei wird nun die Auftautiefe für jeden Tag ab dem Beginn und bis zum Ende des Auftauens eingelesen. Auch die Durchwurzelungstiefe wurde in der Originalversion des Modells als über die Zeit konstanter Parameter eingelesen. Um dem mit ansteigender Auftautiefe zunehmenden Wurzelwachstum gerecht zu werden, wurde die Durchwurzelungstiefe z_{Wurzel} unter Verwendung der Auftautiefe z_{Boden} skaliert:

$$z_{Wurzel} = 2/3 \cdot z_{Boden} \quad (3.5)$$

Die gewählte Skalierung kommt den tatsächlichen Verhältnissen nahe, da die Pflanzen in der kurzen Vegetationsphase versuchen, den ihnen zur Verfügung stehenden Wurzelraum optimal auszunutzen (persönliche Mitteilung M. Minke, 2006).

Die Einführung einer sich täglich ändernden Auftautiefe zieht weitere notwendige Modellmodifikationen nach sich. Zunächst markieren der erste Tag des Bodenauftauens sowie der durch lineare Interpolation (modellextern) bestimmte Tag des Rückfrierens nun den Anfang bzw. das Ende des Simulationszeitraumes. So wird im hydrologischen Modell der Wasserspiegel nur im durch Start- und Endtag begrenzten Simulationszeitraum berechnet, für alle anderen Tage des Jahres wird der Wasserspiegel auf einen fest definierten Wert (*Bad Value*,

z.B. 999) gesetzt. Infolgedessen startet das Methanmodell die Simulation nur dann, wenn der Wasserspiegel nicht diesem fest definierten Wert entspricht. Einige der im Modell verwendeten Felder, wie z.B. das maximale Wasserhaltevolumen (*Bucket Volume*) des Bodens w_{max} oder das Wasserhaltevolumen in Abhängigkeit von der Bodenschicht (die Modellbodensäule ist in 171, jeweils 1 cm starke diskrete Schichten eingeteilt) $syvol$ sind nun nicht mehr alleinig von der Bodentiefe, sondern von der zeitlichen Änderung der Auftautiefe und damit von einer zusätzlichen Dimension abhängig.

Eine weitere Modellmodifikation besteht in der Erweiterung der Wasserbilanzgleichung um das durch den Auftauprozess entstehende Schmelzwasser. In der Originalversion des hydrologischen Modells wird die Wasserbilanz unter Berücksichtigung der Komponenten Niederschlag, Evapotranspiration, lateraler Zufluss und Oberflächenabfluss berechnet. Während des Tauens des Permafrostbodens geht das als Eis in fester Form gebundene Wasser in den flüssigen Aggregatzustand über, welches als Eintrag flüssigen Wassers in den Boden beschrieben werden kann. Dieser Eintrag wurde über die Differenz der Auftautiefe am Tag i und jener am Tag $i-1$ parametrisiert:

$$S_+(i) = (z_{Boden}(i) - z_{Boden}(i-1)) \cdot 100 \cdot f_{grob} \cdot 0,91 \quad (3.6)$$

$S_+(i)$ bezeichnet den Schmelzwassereintrag am Tag i , $z_{Boden}(i)$ und $z_{Boden}(i-1)$ repräsentieren die Auftautiefe am Tag i bzw. $i-1$. Der Parameter f_{grob} beschreibt das relative Porenvolumen der Grobporen. Die Faktoren 100 und 0,91 sind Umrechnungsfaktoren und berücksichtigen unter anderem den Dichteunterschied zwischen Wasser und Eis.

Mit der Einführung der Auftautiefe musste auch die Skalierung des dimensionslosen Parameters R_0 , welcher zur Feinabstimmung der Amplitude der Methanflüsse verwendet werden kann, neu parametrisiert werden. In der Originalversion des Modells wird R_0 über die fest vorgegebene Bodentiefe skaliert, während R_0 nun über das Verhältnis zwischen Auftautiefe und Wasserspiegel skaliert wird:

$$R_0(i) = R_0 \cdot (z_{Boden}(i) + WS(i)) / z_{Boden}(i) \quad (3.7)$$

Dabei ist R_0 der Standard R_0 -Wert, welcher vom Benutzer eingestellt werden kann. $WS(i)$ bezeichnet den Wasserspiegel am Tag i . Somit wird für jeden Simulationstag in Abhängigkeit von Auftautiefe und Wasserspiegel des jeweiligen Tages ein neuer Wert für $R_0(i)$ berechnet. So verändert sich die Amplitude des Methanflusses, nicht jedoch das Muster, d.h. der zeitliche Verlauf der Flüsse.

Weitere Modellmodifikationen bestanden in der Einführung, Anpassung oder Veränderung verschiedener Parameter, wie z.B. Parameter zur Beschreibung der Gasblasenbildung, die atmosphärische Methankonzentration und der Diffusionskoeffizient von Methan in Luft. Für die Berechnung der verschiedenen Flussanteile (diffusiver Fluss, Gasblasenfluss und pflanzengebundener Fluss) müssen Methankonzentrationen in Partialdrücke umgerechnet und diese wieder in Konzentrationen zurückgerechnet werden. Zur Bestimmung des Umrechnungsfaktors f_{part} wurde in der Originalversion ein einfacher empirischer Ansatz verwendet. Für die Umrechnung in den wassergesättigten Bodenschichten wurde nun der *Bunsen'sche Löslichkeitsfaktor* k eingeführt. Er beschreibt die Beziehung zwischen dem Partialdruck eines Gases und der Konzentration des gelösten Gases im Wasser:

$$p_{CH_4} = \frac{c_{CH_4}}{k} \quad (3.8)$$

Dabei beschreiben p_{CH_4} den Partialdruck von Methan in der Luft und c_{CH_4} die Konzentration des gelösten Methans im Wasser. Die Temperaturabhängigkeit von k kann über die *van't Hoff'sche Gleichung* (SEINFELD & PANDIS 1998) beschrieben werden. Dadurch ergibt sich für den Umrechnungsfaktor f_{part} an der Bodenschicht i :

$$f_{part}(i) = \frac{1}{k \cdot e^{C \left(\frac{1}{T_i} - \frac{1}{T_s} \right)}} \quad (3.9)$$

C ist eine speziesabhängige Konstante, T_i und T_s bezeichnen die Temperatur in der Bodenschicht i in [K] sowie die Standardtemperatur (298,15 K). Für über der Bodenoberfläche stehendes Wasser gilt $T_i = T_{Bo}$, wobei T_{Bo} die Temperatur an der Bodenoberfläche beschreibt. Es gilt nun:

$$p_{CH_4} = f_{part}(i) \cdot c_{CH_4} \quad (3.10)$$

Für die Umrechnung der Partialdrücke und Konzentrationen in den luftgefüllten Bodenschichten (oberhalb des Wasserspiegels) wird f_{part} über die *ideale Gasgleichung* abgeleitet:

$$p \cdot V = n \cdot R \cdot T \quad (3.11)$$

Da $c = n/V$ gilt:

$$p = c \cdot R \cdot T \quad (3.12)$$

Unter der Annahme $p = c \cdot f_{part}$ ergibt sich $f_{part} = R \cdot T$, und f_{part} für die Bodenschicht i ergibt sich aus folgender Gleichung:

$$f_{part}(i) = R \cdot \overline{T_d} \quad (3.13)$$

Hierbei ist R die universelle Gaskonstante ($R = 8,31 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$), $\overline{T_d}$ bezeichnet die mittlere Tagestemperatur in [K].

Methanproduktions- und -oxidationsraten werden im Modell über Q_{10} -Werte beschrieben. Da für Böden des Lena Deltas die Aktivitäten der Mikroflora (methanogene und methanotrophe Mikroorganismen) bestimmt wurden (LIEBNER & WAGNER 2007, persönliche Mitteilung D. Wagner 2006), konnten die Q_{10} -Werte der Methanproduktions- und -oxidationsraten für das Lena Delta berechnet werden. Der Q_{10} -Wert für die Methanproduktion, $Q_{10,Prod}$ beträgt demnach 6,5 (Originalversion: 6), für den Q_{10} -Wert der Methanoxidation $Q_{10,Ox}$ wurde der Wert 1,6 (Originalversion: 2) bestimmt. Die Ergebnisse liegen in guter Übereinstimmung mit Literaturwerten (PRIEMÉ & CHRISTENSEN 1997, VAN HULZEN ET AL. 1999, BERGMANN ET AL. 2000).

Um die hohe zeitliche Dynamik der Prozesse in Permafrostböden zu berücksichtigen, wurde die Anzahl der internen Zeitschritte erhöht. Die Anzahl der inneren Modellläufe innerhalb eines gestarteten Modelllaufes wurde von zwei in der Originalversion auf drei in der neuen Modellversion gesetzt; auch die Anzahl der Modellschritte pro Tag wurde vergrößert. Dies erhöht die Anzahl der Iterationen, bedingt jedoch auch eine höhere Rechenzeit.

3.2.2 BETHY/DLR

Das Vegetationsmodell BETHY/DLR wurde in der vorliegenden Dissertation ausschließlich in der eindimensionalen Version angewandt. Da in der nassen polygonalen Tundra Wasser keinen limitierenden Faktor für das Pflanzenwachstum darstellt (WALTER ET AL. 2001a, NEMANI ET AL. 2003), wurde die Initialisierung des Bodenwasserhaushaltes nicht dynamisch gesteuert sondern konstant gehalten. Weitere Modellmodifikationen wurden nicht vorgenommen.

Die gebietsspezifischen Parameter wie geographische Länge und Breite, Bodentyp, Elevation, LAI und Vegetationstyp wurden für das Lena Delta angepasst (VGL. KAP. 3.1.4 UND 4.2.1).

3.2.3 Kopplung der Modelle

Die Substratverfügbarkeit für die Methanproduktion ist neben der mittleren Jahrestemperatur auch von der Menge des leicht abbaubaren organischen Materials im Boden abhängig (WALTER 1998). Es setzt sich aus organischer Streu, abgestorbenen Feinwurzeln und Wurzelexsudaten zusammen und zeigt einen Zusammenhang mit der Primärproduktion vaskulärer Pflanzen. Daher wird die Jahressumme der NPP im Methanmodell als Maß für die Substratverfügbarkeit parametrisiert (JOABSSON ET AL. 1999, JOABSSON & CHRISTENSEN 2001, WALTER ET AL. 2001a). Die Photosyntheserate hat sehr wahrscheinlich einen Einfluss auf die Methanogeneserate, da eine verstärkte Kohlenstoffassimilation eine intensive Allokation labilen Kohlenstoffs in die Wurzeln bedeutet. Dieser Kohlenstoff gelangt schließlich in die Rhizosphäre, wo er als Substrat für methanogene Mikroorganismen zur Verfügung steht. WHITING & CHANTON (1992) fanden eine Korrelation zwischen Methanemission und NPP, was auf eine Verbindung zwischen neuer Pflanzenproduktion und Methanogenese deutet.

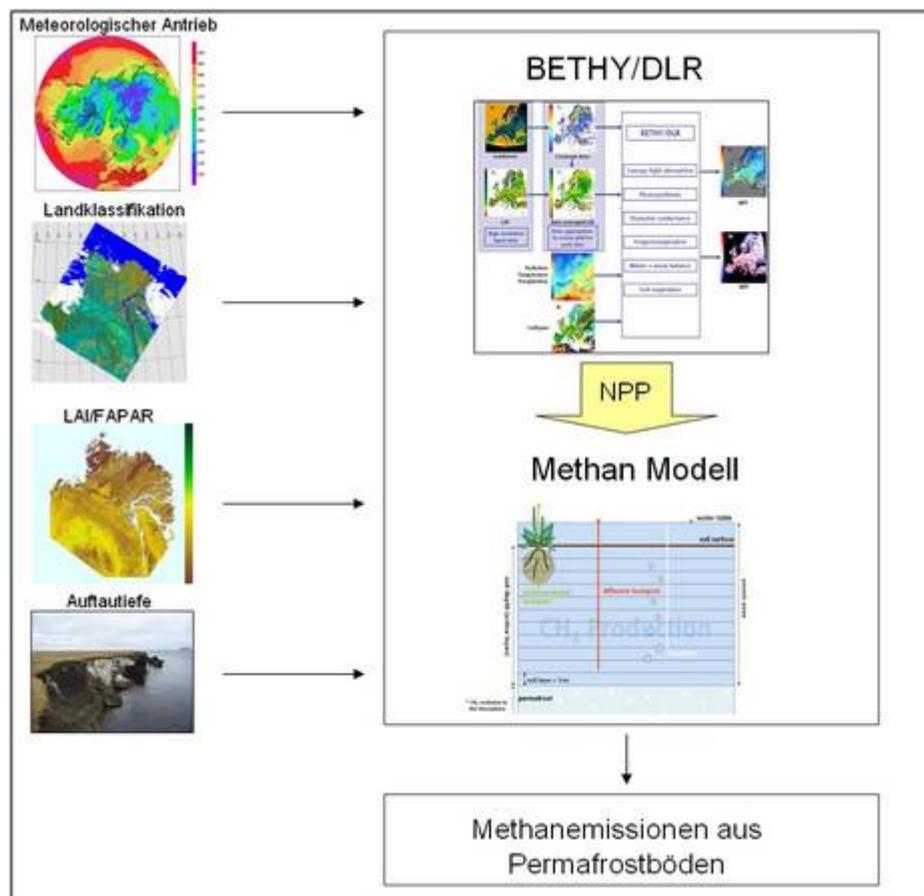


Abb. 3-18: Flussmodell zur Darstellung der Kopplung der Modelle BETHY/DLR und Methanmodell sowie der benötigten Eingangsdaten. Der meteorologische Antrieb besteht aus Temperatur-, Strahlungs- und Niederschlagsdaten. FAPAR/LAI wurden aus MERIS-FR Daten abgeleitet.

Abbildung 3-18 zeigt die Kopplung der Modelle BETHY/DLR und Methanmodell über die NPP sowie die von beiden Modellen benötigten Eingangsdatensätze. Nachdem Tageswerte der NPP mit Hilfe des Vegetationsmodells berechnet wurden, werden die Daten an das Methanmodell übergeben und dort als saisonale Verfügbarkeit organischen Kohlenstoffs für die Methanproduktion parametrisiert. Die tiefenabhängige Verteilung des organischen Kohlenstoffs im Bodenprofil wird über die Durchwurzelungstiefe gesteuert (WALTER ET AL. 2001a).

Die Verwendung modellierter Tageswerte der NPP aus dem Vegetationsmodell BETHY/DLR liefert nicht nur Informationen über die Höhe der NPP, sondern auch über die zeitliche Variabilität der Primärproduktion. Diese Information ist für die saisonale Variabilität der Methanflüsse von großer Bedeutung. Neueste Satellitenprodukte der globalen NPP (NASA 2008a) liegen noch nicht in ausreichender räumlicher und zeitlicher Auflösung vor, um die für prozessbasierte Modelle benötigten Informationen zur Verfügung zu stellen.

Kapitel 4

4 Ergebnisse und Diskussionen

Das nachfolgende Kapitel legt die Ergebnisse der Dissertation dar und liefert erste Grundlagen für die anschließende Diskussion. Es werden zunächst die Ergebnisse der Prozessierung der Fernerkundungsdaten vorgestellt. Der Fokus liegt hierbei auf der Validierung von MERIS-FR Daten durch feldspektrometrische Messungen. Anschließend werden verschiedene Sensitivitätsstudien für BETHY/DLR und für das Methanmodell beschrieben und kurz diskutiert. Die Modellvalidierung anhand der *Eddy-Kovarianz-Messreihen* ist Schwerpunkt des nachfolgenden Abschnittes. Unterschiede in den einzelnen Modell- und Messreihen werden aufgezeigt und diskutiert sowie daraus resultierende Modelloptimierungen herausgearbeitet. Die anschließende Fehlerbetrachtung bietet neben einer quantitativen Aussage zur Übereinstimmung von Modell und Messung über zeitlich integrierte Flüsse auch die Möglichkeit einer qualitativen Bewertung. Das Kapitel endet schließlich in einer Beschreibung des *Upscaling-Prozesses*, wobei die Simulationsergebnisse für die vier verschiedenen Landbedeckungsklassen sowie die räumliche Wichtung der Ergebnisse auf Basis der im vorangegangenen Kapitel vorgestellten Landklassifikation im Vordergrund stehen. Vergleichbare *Upscaling-Studien*, welche jedoch nicht auf Modellrechnungen sondern auf Haubenmessungen basieren, werden für eine quantitative Gegenüberstellung herangezogen.

4.1 Verarbeitung von Fernerkundungsdaten

Die mit Hilfe der Feldspektrometrie gewonnenen Daten wurden prozessiert und für die Validierung zeitgleich mit den Geländemessungen akquirierter MERIS-FR Satellitendaten herangezogen (VGL. KAP. 2.3.3, 3.1.3). Gemittelte Reflexionswerte der diskreten Bänder des MERIS Sensors über ausgewählte Pixel auf der Insel Samoylov wurden mit gemittelten Reflexionen der Feldspektren verschiedener Standorte bei den ausgewählten Wellenlängen verglichen. Abbildung 4-1 zeigt die Vergleiche der Reflexionen für den 09. (a), 10. (b) und 24. Juli 2006 (c) gemittelt für die gesamte Insel Samoylov sowie für den 24. Juli 2006 ausschließlich für den Bereich der Überflutungsebene im Westen der Insel (d). Für diese Tage

lagen sowohl Spektralmessungen als auch wolkenfreie Satellitenszenen für das Untersuchungsgebiet vor.

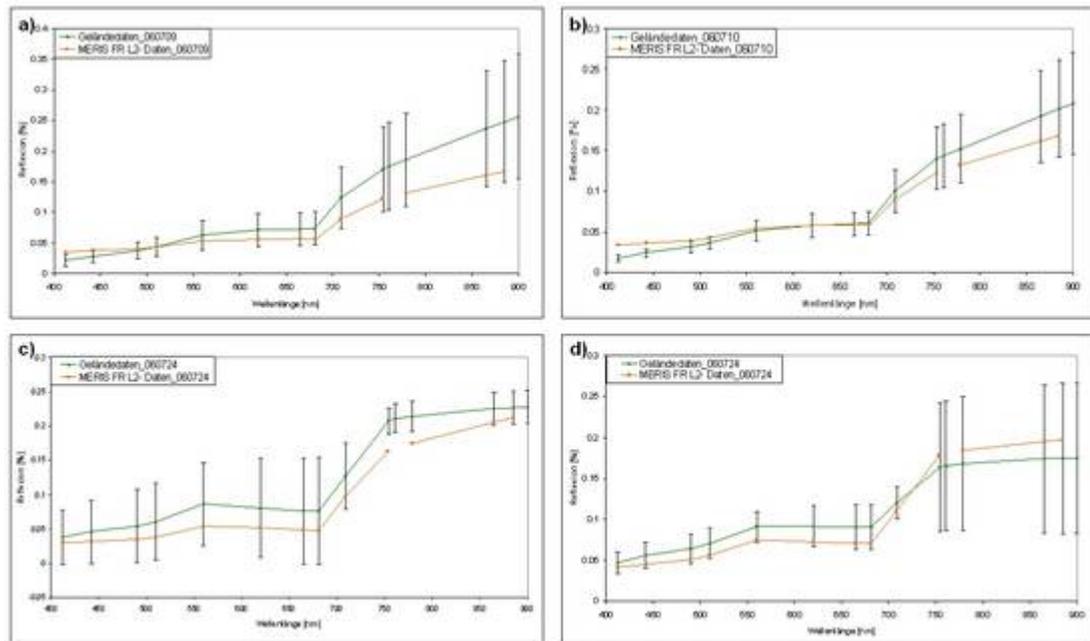


Abb. 4-1: Vergleiche der über mehrere Pixel gemittelten Reflexionen der MERIS-FR Spektralkanäle (orange) und der Feldspektren (grün) über der Insel Samoylov für den 9. (a), 10. (b) und 24. Juli 2006 (c) sowie ausschließlich für den Bereich der Überflutungsebene im Westen der Insel für den 24. Juli 2006 (d). Die Fehlerbalken zeigen die Standardabweichungen der Feldspektralmessungen. Standardabweichungen für die MERIS-FR Daten sind vernachlässigbar klein.

Für die Abbildungen 4-1 a) und b) ist zu erkennen, dass die Reflexionen aus MERIS-FR Daten im Bereich von 400-500 nm größer sind als die Reflexionen der Feldspektren. Dies kann auf eine fehlerhafte Atmosphärenkorrektur der MERIS-FR Daten hinweisen, da aufgrund hoher Sonnenzenitwinkel und der stärkeren Krümmung der Erdoberfläche in hohen Breiten die Korrektur des blauen Bereiches des sichtbaren Lichts problembehaftet ist und daher zu deutlich erhöhten Reflexionswerten führen kann. Ein anderes Bild zeigt sich bei der Betrachtung des NIR Bereiches (> 700 nm) der drei Abbildungen 4-1 a), b) und c). Hier liegen die Reflexionswerte aus MERIS-FR Daten deutlich unter den Reflexionen der Spektralmessungen. Eine Erklärung kann die Mischpixelproblematik liefern. Während im Gelände meist reine, d.h. homogene Oberflächenbedeckungen wie Vegetation, Boden oder Wasser gemessen wurden, setzt sich ein MERIS-FR Pixel mit einer geometrischen Auflösung von 300×300 m meist aus einer Mischung der drei genannten Komponenten zusammen. Vegetations- und Boden- bzw. Wasserspektren unterscheiden sich unter anderem in ihrer spektralen Charakteristik im NIR Bereich des Spektrums (VGL. ABB. 3-14 UND ABB. 3-15), wo Vegetationsspektren wesentlich höhere Reflexionen aufweisen als Boden- und Wasserspektren. Der

Einfluss letzterer senkt die spektrale Antwort des gesamten Mischpixels im NIR und führt so zu niedrigeren Reflexionswerten im Vergleich zu den Feldspektralmessungen. Für den 24. Juli 2006 liegen Spektralmessungen ausschließlich für den westlichen Teil der Insel, die Überflutungsebene, vor. Zunächst wurde ein Vergleich dieser Spektren mit den über die gesamte Insel verteilten MERIS-FR Pixeln durchgeführt (VGL. ABB. 4-1 c). Im Gegensatz zu den Vergleichen für den 09. und 10. Juli 2006 zeigen sich hier insgesamt größere Abweichungen zwischen den zwei Spektren. Ein zweiter Vergleich, bei welchem nur MERIS-FR Pixel im Bereich der Überflutungsebene herangezogen wurden, erbringt deutlich bessere Ergebnisse (VGL. ABB. 4-1 d). Bei diesem Vergleich fällt auf, dass im Unterschied zu Abbildungen 4-1 a)-c) die Reflexionen des MERIS Sensors im NIR Bereich des Spektrums höher liegen als jene der Spektralmessungen. Während für die Vergleiche 4-1 a)-c) die Mischpixelproblematik zur Erklärung der Divergenz der Spektren im NIR Bereich erläutert wurde, kann das umgekehrte Verhältnis der Spektren im Vergleich 4-1 d) auf die unterschiedlichen Gesichtsfelder der Sensoren zurückgeführt werden: Bei der Messung mit dem Feldspektrometer ist das Gesichtsfeld sehr klein, wodurch dunkler Boden, der durch die Zwergstrauchvegetation nicht vollkommen verdeckt wird, in die bodennahe Messung eingeht und dadurch die Reflexion im NIR nach unten drückt. Das weite Gesichtsfeld des MERIS Sensors misst aus der Messhöhe von 800 km jedoch eine geschlossene Pflanzendecke, welche die höheren Reflexionswerte bedingt. Insgesamt liegen die MERIS-FR Reflexionswerte für alle vier Vergleiche im Bereich der Standardabweichung der Feldspektren (VGL. ABB. 4-1 a-d).

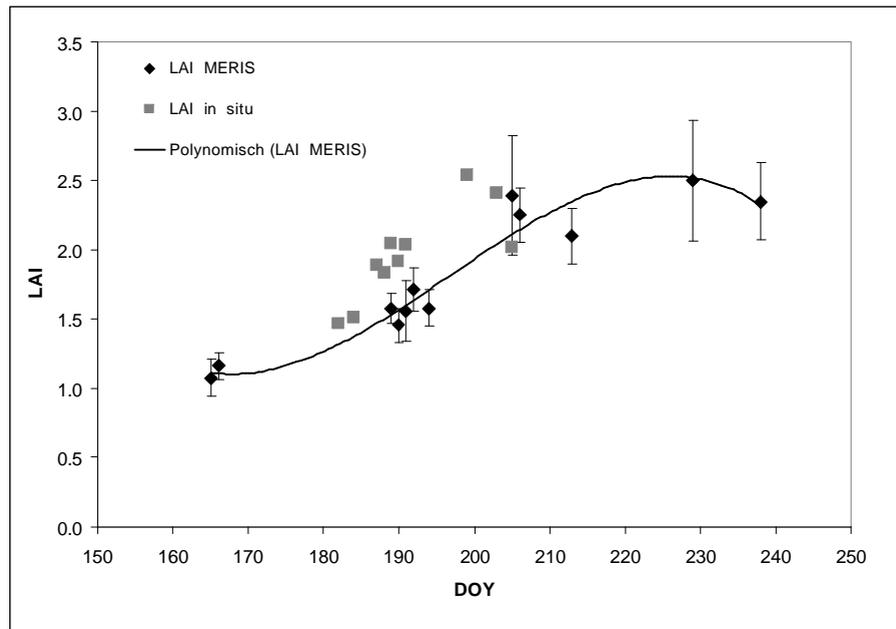


Abb. 4-2: Vergleich des LAI, welcher aus MERIS-FR Daten über die faPAR (MGVI) abgeleitet (schwarze Rauten) bzw. aus den auf Samoylov durchgeführten Spektralmessungen berechnet wurde (graue Quadrate). Die durchgezogene Linie zeigt einen polynomischen Fit über die Werte des MERIS-FR LAI.

In einem weiteren Prozessierungsschritt wurden sowohl aus den MERIS-FR Satellitendaten als auch aus den spektralen Messdaten die biophysikalischen Parameter NDVI und LAI abgeleitet (VGL. KAP. 2.3.3, 3.1.3). Abbildung 4-2 zeigt einen Vergleich des LAI, welcher aus MERIS-FR Daten über die FAPAR (MGVI) verschiedener (ca. 40) über Samoylov verteilter Pixel nach MONTEITH & UNSWORTH (1990) abgeleitet bzw. aus den auf der Insel gemessenen Vegetationsspektren nach GARDNER & BLAD (1986) berechnet wurde. In Abbildung 4-2 wurde der maximale LAI_{max} für die Berechnung des LAI aus den MERIS-FR Daten entsprechend dem mittels Feldspektrometrie gemessenen maximalen LAI gewählt (VGL. GL. 3.1 UND 3.3). Es ist zu erkennen, dass der zeitliche Verlauf des LAI mit Hilfe der Satellitendaten gut wiedergegeben wird. Nachdem der LAI zu Beginn der Vegetationsperiode langsam ansteigt, erreicht er sein Maximum um den Tag 230 (Mitte August) und fällt danach wieder allmählich ab. Dies ist in guter Übereinstimmung mit Geländebeobachtungen, nach welcher die Vegetationsperiode im Lena Delta von ca. Mitte Juni bis Mitte September andauert (WILLE ET AL. 2008).

Die Feldspektralmessungen wurden im Juli 2006 durchgeführt. Der aus den Messungen abgeleitete LAI zeigt einen ähnlichen zeitlichen Verlauf wie der satellitengestützte LAI, jedoch liegen die in situ LAI Werte deutlich höher als die aus MERIS-FR abgeleiteten Daten. Dies kann in den unterschiedlichen Verfahren zur Berechnung des LAI begründet liegen, kann jedoch auch hier mit der Atmosphärenkorrektur sowie den Unterschieden in den Gesichtsfel-

den der Sensoren erklärt werden. Wurden die Feldmessungen in einer Höhe von ca. 1 m durchgeführt, so misst der MERIS Sensor aus ca. 800 km Höhe, wodurch die Strahlung einen wesentlich längeren Weg durch die mit Wasserdampf, Aerosolen und Ozon angereicherte Atmosphäre zurücklegen muss. Die Unterschiede in den Gesichtsfeldern können sich dadurch bemerkbar machen, dass mit dem Feldspektrometer z.B. eine Vegetationsgemeinschaft mit besonders grüner, vitaler Vegetation bemessen wird, was in hohen Werten des LAI resultiert. MERIS misst in seinem großen Gesichtsfeld eine Mischung aus grüner Vegetation, Boden und Wasser, was in geringeren Werten des MGVI und damit auch in geringeren LAI Werten resultiert.

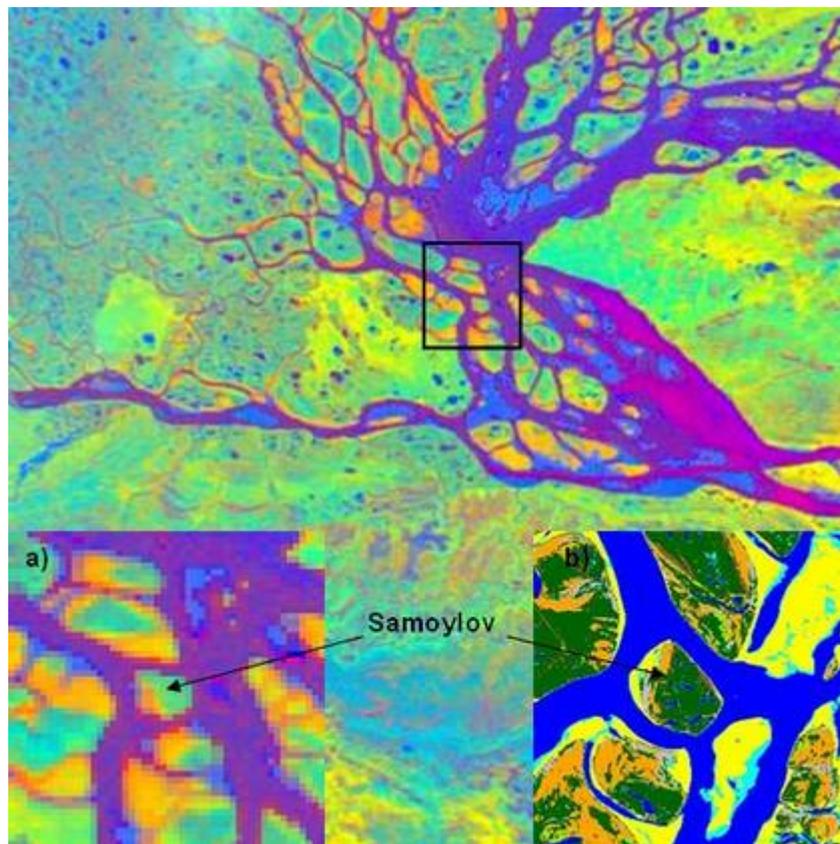


Abb. 4-3: RGB Bild eines Ausschnitts des Lena Deltas vom 09. Juli 2006 auf Basis von MERIS Full Resolution Daten. Das Bild entstand durch Linear Spectral Unmixing und besteht aus den Endmembern Sand (R), Vegetation (G) und Wasser (B) in relativen Anteilen. Eingelegt: a) Zoom des RGB Bildes auf das Gebiet um die Insel Samoylov, b) Zoom der modifizierten Landklassifikation (vgl. Abb. 3-12) auf das Gebiet um die Insel Samoylov.

Eine weitere Anwendung der MERIS-FR Daten und der Feldspektralmessungen ergab sich mit der Extraktion spektraler *Endmember* aus einem ausgewählten Ausschnitt der MERIS-FR Szenen (VGL. ABB. 4-3). Endmember repräsentieren pure, d.h. unvermischte Oberflächenmaterialien bzw. -bedeckungen und können aus Bildpixeln, Labor- oder Feldmessungen abgeleitet werden (DENNISON & ROBERTS 2003). Da aufgrund der geringen Variabilität der

Oberflächenbedeckungsklassen im Lena Delta und der geringen räumlichen Auflösung des MERIS Sensors eine Differenzierung zwischen verschiedenen Vegetations- und Wassertypen schwierig ist, wurden für den gewählten Bildausschnitt nur die Endmember Wasser, Vegetation und Sand (Boden) extrahiert. Dabei setzten sich die Endmember Wasser und Vegetation jeweils aus unterschiedlichen, insgesamt jedoch recht ähnlichen Spektren zusammen. Das in Abbildung 4-3 dargestellte RGB Bild besteht demnach aus den oben genannten Endmembers. Die im Feld gemessenen Vegetations- und Bodenspektren können zum Vergleich mit den aus MERIS Szenen extrahierten Endmembers herangezogen werden. Dabei zeigt sich, dass die Spektren einen sehr ähnlichen Verlauf aufweisen (VGL. ABB. 3-14, ABB. 3-15 UND ABB. 4-4). Die aus MERIS-FR Daten extrahierten Wasserspektren zeigen keinen typischen Verlauf. Dies kann wiederum auf eine fehlerhafte Atmosphärenkorrektur zurückgeführt werden, wobei die Reflexionswerte des blauen Kanals teilweise negative Werte aufwiesen.

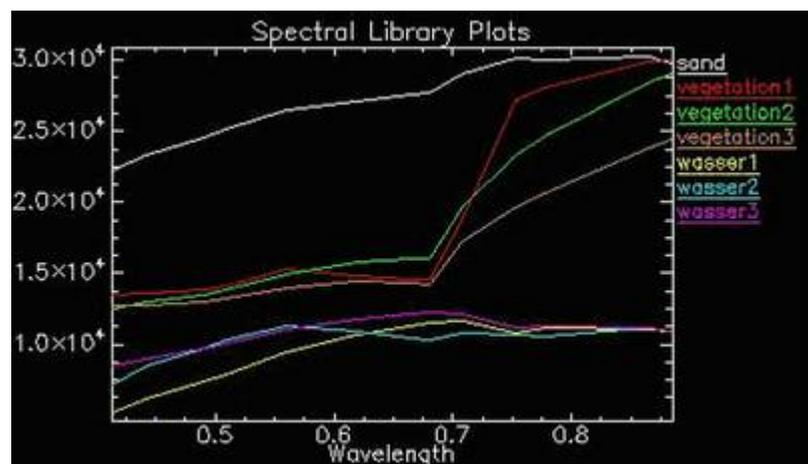


Abb. 4-4: Extrahierte Endmember für den 09. Juli 2006. Die Variationen in den Vegetations- bzw. Wasserspektren ist auf unterschiedliche Vegetationstypen sowie unterschiedliche Wassertiefen bzw. Sedimentfrachten des Wassers zurückzuführen.

Das mit Hilfe der extrahierten Endmember generierte RGB Bild kann zum Vergleich mit der von SCHNEIDER (2005) erstellten Landklassifikation des Lena Deltas herangezogen werden. Abbildungen 4-3 a) und b) zeigen Ausschnitte der MERIS-FR Endmember-Klassifikation (a) sowie der Landsat-7 ETM+ Landklassifikation (b) mit einem Zoom auf die Insel Samoylov (das MERIS-FR RGB Bild ist nicht genordet). Obwohl ETM+ eine 10-fach höhere räumliche Auflösung als MERIS-FR aufweist, zeigen beide Klassifikationen die Unterteilung Samoylovs in die ausgeprägt vegetationsbedeckte Terrasse im Osten der Insel und den sandigen, nur spärlich mit Vegetation bedeckten Überflutungs-/Strandbereich im westlichen Teil der Insel.

4.2 Sensitivitätsstudien

4.2.1 BETHY/DLR

Für das Modell BETHY/DLR wurde eine Sensitivitätsstudie zum verwendeten Vegetationstyp durchgeführt. BETHY/DLR verwendet zur Berechnung der Photosynthese 23 Vegetationstypen mit ihren jeweiligen Parametern (WIBKIRCHEN 2005). Für den Simulationsstandort Samoylov wurden Modellrechnungen mit den Vegetationstypen Tundravegetation (*Tundra vegetation*), Sumpfvvegetation (*Swamp vegetation*) und C3 Kurzgras (*C3 short grass*) durchgeführt. Die verwendeten Typen sowie eine Auswahl der zugehörigen Parameter sind in Tabelle 4-1 dargestellt.

Tabelle 4-1: Übersicht der verwendeten Vegetationstypen und ihrer jeweiligen Parameter für den Sensitivitätstest mit BETHY/DLR. QUELLE: KNORR 1997.

Nummer	Vegetationstyp	Vegetationshöhe [m]	Phänologie
9	C3 Kurzgras	0,3	-
13	Tundra	0,3	kalt-immergrün
14	Sumpfvvegetation	0,3	bewässert/Feuchtgebiet

Abbildung 4-5 zeigt Zeitreihen von GPP, NPP und NEP für den Standort Samoylov, das Simulationsjahr 2003 und die Vegetationstypen Tundravegetation (a), Sumpfvvegetation (b) und C3 Kurzgras (c). Die drei Abbildungen zeigen den hauptsächlich durch die Temperatur sehr eng begrenzten Vegetationszeitraum sowie die relativ geringe CO₂-Assimilation durch die Photosynthese (GPP) und die ebenfalls geringe Nettoprimärproduktion (NPP) der Vegetation im Lena Delta. Die Nettoökosystemproduktion (NEP) verbleibt über den gesamten Simulationszeitraum im negativen Bereich, was auf eine geringe Produktion (=Quellfunktion) des Ökosystems über die Wintermonate hinweist, wohingegen die Tundra in der Vegetationsperiode eine deutliche Senke für CO₂ darstellt. Es zeigt des Weiteren, dass während der Wachstumsphase die Kohlenstoffbindung durch die Vegetation überwiegt, während in den Wintermonaten die Bodenatmung einen geringfügigen positiven Einfluss auf die Kohlenstoffbilanz aufweist. KUTZBACH ET AL. (2007) konnten in Messungen im Lena Delta zeigen, dass die Ökosystematmung auch nach dem Ende der Photosynthese im Herbst noch beträchtliche Werte aufzeigt. Fehlende Wintermessungen erschweren die Überprüfung der Modellergebnisse für Wintermonate. Da BETHY/DLR nicht für Permafrostbedingungen in höheren nördlichen Breiten, vor allem Regionen über dem Polarkreis und damit auch Polartagbedingungen, optimiert ist, können für das Lena Delta fehlerbehaftete Modellergebnisse für GPP, NPP und NEP nicht ausgeschlossen werden (VGL. ABB. 4-5 NEP).

Es ist zu erkennen, dass die Modellergebnisse für die Vegetationstypen Tundra- und Sumpfvvegetation identisch ausfallen (VGL. ABB. 4-5 a und b). Unter Verwendung des Vegetationstyps C3 Kurzgras ergeben sich für die drei Parameter leicht höhere Modellergebnisse (VGL. ABB. 4-5 c). Das Modell BETHY/DLR bietet die Möglichkeit, einen primären sowie einen sekundären Vegetationstyp für die Simulation anzugeben. Für die Modellierung der NPP für die Simulationsjahre 2003-2006 wurden daher Vegetationstyp 13 (Tundra) und Vegetationstyp 9 (C3 Kurzgras) als primärer bzw. sekundärer Vegetationstyp mit einer Gewichtung von 1:1 gewählt.

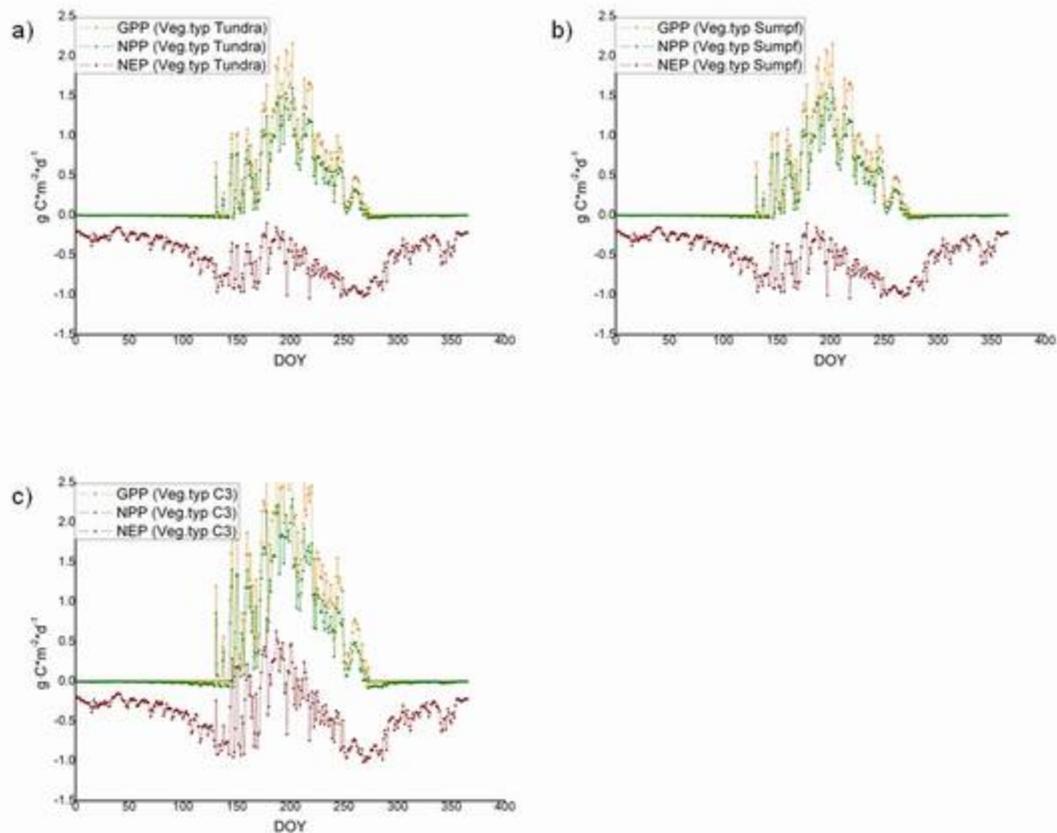


Abb. 4-5: Zeitreihen von GPP (orange), NPP (grün) und NEP (braun) für den Standort Samoylov und das Simulationsjahr 2003. a) Vegetationstyp Tundra (13), b) Vegetationstyp Sumpf (14) und c) Vegetationstyp C3 Kurzgras (9).

4.2.2 Methanmodell

Ausgewählte Sensitivitätsstudien für das Methanmodell und das zugehörige hydrologische Modell sind bei WALTER (1998) beschrieben. Dabei wurde das Methanmodell hinsichtlich seiner Sensitivität gegenüber den Parametern R_0 (Größenordnung der Methanproduktionsrate) und T_{veg} (Qualität des pflanzengebundenen Transports) sowie der *Lage des Wasserspiegels* untersucht. Für das hydrologische Modell wurden Sensitivitätstests hinsichtlich der *Nie-*

derschlagsmenge sowie der Parameter k_1 und k_2 (Konstanten zur Berechnung des Abflusses) durchgeführt.

Hier soll die Sensitivität des Methanmodells hinsichtlich weiterer Inputparameter beschrieben werden. Sensitivitätsstudien wurden für die Modellparameter *NPP*, *offener Boden (bare soil)*, *Durchwurzelungstiefe*, *Porenvolumen* und *Bodentiefe* durchgeführt. Abbildung 4-6 zeigt die Ergebnisse der Sensitivitätstests für die Parameter *NPP* (a), *offener Boden* (b), *Wurzeltiefe* (c) und *Porenvolumen* (d). Die Sensitivitätsstudien wurden durchgeführt, bevor der R_0 -Wert an das Untersuchungsgebiet angepasst wurde. Daher ergeben sich weitaus höhere Methanflüsse als in den Validierungsstudien.

Die *NPP* ist im Methanmodell als Maß für die Substratverfügbarkeit der methanogenen Mikroorganismen parametrisiert. Der Sensitivitätstest zeigt, dass sich der Gesamtmethanfluss bei einer Erhöhung der *NPP* nicht verändert (VGL. ABB. 4-6 a), obwohl zunächst angenommen wurde, dass mit erhöhter Substratverfügbarkeit eine verstärkte Methanbildung und damit eine Erhöhung des Gesamtmethanflusses einhergehen. Das Ergebnis der *NPP*-Sensitivitätsstudie ist jedoch auf die Parametrisierung der *NPP* im Methanmodell zurückzuführen, wobei das Feld der täglichen *NPP* $f_{NPP}(t)$ immer mit der maximalen *NPP*, NPP_{max} , skaliert wird. Dadurch geht die *NPP* nur relativ in die Berechnungen ein, die Variation der Substratverfügbarkeit mit der Zeit t , $f_{in}(t)$, kann nur Werte zwischen 1 und 2 annehmen. Die folgende Formel aus WALTER (1998) beschreibt die Funktion $f_{in}(t)$:

$$f_{in}(t) = 1 + \frac{f_{NPP}(t)}{NPP_{max}} \quad (4.1)$$

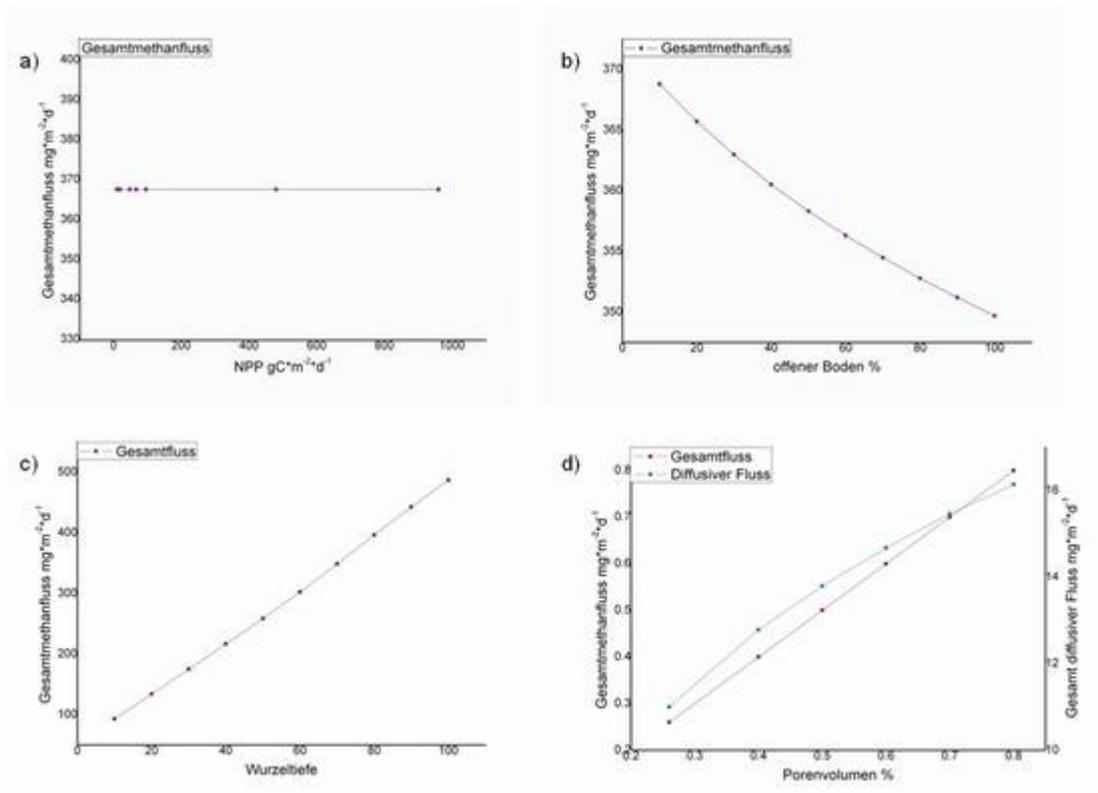


Abb. 4-6: Sensitivitätstests für das Methanmodell für die Parameter a) NPP, b) offener Boden, c) Durchwurzelungstiefe und d) Porenvolumen.

Der Parameter offener Boden wird im Methanmodell für die Berechnung der Blasenbildung als Transportweg für das gebildete Methan herangezogen. Es besteht die Annahme, dass der Schwellenwert für die Blasenbildung in vegetationsbedeckten Böden schneller überschritten wird als bei unbedeckten (offenen) Böden (WALTER 1998, WALTER & HEIMANN 2000). Die Sensitivitätsstudie zeigt daher auch, dass der Gesamtmethanfluss mit zunehmendem Prozentsatz an offenem Boden annähernd linear abnimmt (VGL. ABB. 4-6 b).

Die Durchwurzelungstiefe wird bei der Berechnung der Substratverfügbarkeit und des pflanzengebundenen Transports betrachtet. Da Wurzelexsudate eine Hauptsubstratquelle für die Methanogenese darstellen, wird die Substratverfügbarkeit in vegetationsbedeckten Böden im Methanmodell in der durchwurzelten Zone als konstant und mit abnehmender Bodentiefe als exponentiell abnehmend parametrisiert (WALTER 1998). Der pflanzengebundene Transport durch die Wurzeln und Leitungssysteme vaskulärer Pflanzen ist einer der Haupttransportwege für das im Boden gebildete Methan. Die Vertikalverteilung der Wurzeln im Bodenprofil ist direkt proportional zum pflanzengebundenen Methanfluss (WALTER 1998). Dies bedeutet, dass mit zunehmender Durchwurzelungstiefe der Gesamtmethanfluss aufgrund erhöhter Substratverfügbarkeit sowie verstärktem pflanzengebundenen Transport ansteigt. Der Sensitivitätstest bestätigt den erwarteten Zusammenhang (VGL. ABB. 4-6 c).

Abbildung 4-6 d zeigt die Sensitivitätsstudie für den Parameter Porenvolumen. Der relative Anteil der Grobporen (Durchmesser 10-50 μm , SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998) wird im Methanmodell für die Berechnung des Diffusionskoeffizienten für Methan herangezogen, der nachfolgend für die Berechnung des diffusiven Flusses verwendet wird. Dabei wird die Annahme zugrunde gelegt, dass die molekulare Diffusion hauptsächlich durch die Grobporen stattfindet. Eine Erhöhung des prozentualen Porenvolumens der Grobporen geht daher wie erwartet mit einer Zunahme des Gesamtmethanflusses und insbesondere des diffusiven Flusses einher (VGL. ABB. 4-6 d).

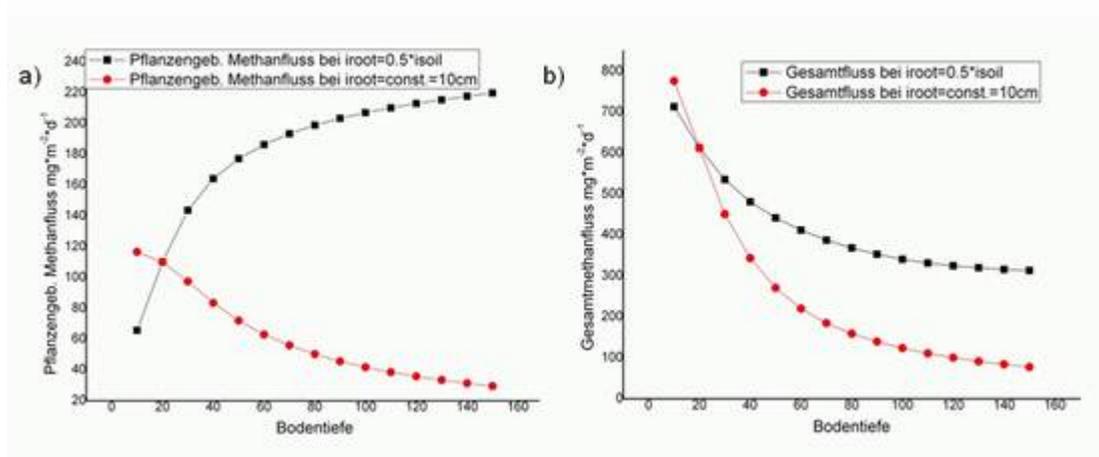


Abb. 4-7: Sensivitätstests für das Methanmodell für den Parameter Bodentiefe. a) Pflanzengebundener Methanfluss, b) Gesamtmethanfluss.

Der Parameter Bodentiefe muss dem Modell als zeitlich konstanter Inputparameter vorgegeben werden. Die im Modell betrachtete Bodensäule ist in 151 parallele Schichten von 1 cm Mächtigkeit eingeteilt, sodass sich eine maximale Bodentiefe von 1,5 m ergibt. In der vorliegenden Arbeit wurde der Parameter Bodentiefe nicht verwendet, da die aktive Bodentiefe eines auftauenden Permafrostbodens kein zeitlich konstanter Parameter ist, sondern mit fortschreitender Zeit zunimmt (VGL. KAPITEL 3.2.1). Die Durchführung des Sensitivitätstests spielt für das Modellverständnis jedoch eine wichtige Rolle. Abbildung 4-7 zeigt die Ergebnisse der Sensitivitätsstudie für den Parameter Bodentiefe in Zusammenhang mit der Durchwurzelungstiefe; dabei werden der pflanzengebundene Methanfluss (a) und der Gesamtmethanfluss (b) getrennt betrachtet. Des Weiteren wurden zwei Fälle unterschieden: Im Fall I $i_{root} = 0,5 \cdot \text{soil}$ wurde die Wurzeltiefe als abhängig von der Bodentiefe parametrisiert, im Fall II $i_{root} = \text{const} = 10 \text{ cm}$ wurde die Durchwurzelungstiefe als konstant auf 10 cm festgelegt.

Betrachtet man die Ergebnisse des Sensitivitätstests für den pflanzengebundenen Methanfluss so ist zu erkennen, dass dieser im Fall I mit zunehmender Bodentiefe ansteigt, im Fall II jedoch absinkt (VGL. ABB. 4-7 a). Die Erklärung liegt in der Parametrisierung der Substrat-

verfügbarkeit im Methanmodell: Die Verfügbarkeit potentiellen Substrats für die Methanogenese sinkt mit abnehmender Bodentiefe, da sich die Quellen für frisches organisches Material entweder an der Bodenoberfläche oder in den oberen Bodenschichten befinden. Daher wird für die Vertikalverteilung des Substrats in nicht durchwurzelten Bodenbereichen ein exponentiell abnehmender Verlauf angenommen (WALTER 1998). Im Fall I ist immer genau die Hälfte der betrachteten Bodensäule von Wurzeln durchdrungen, es ist somit immer genügend Substrat für die Methanogenese vorhanden. Des Weiteren fördert die starke, tiefreichende Durchwurzelung den pflanzengebundenen Transport. Im Fall II nimmt zwar die Bodentiefe zu, der durchwurzelte Bereich bleibt jedoch konstant auf die oberen 10 cm beschränkt. Die damit verbundene geringere Verfügbarkeit von Substrat sowie die herabgesetzte Möglichkeit des Wurzeltransportes bedingen die beobachtete Abnahme des pflanzengebundenen Transports.

Die Ergebnisse der Sensitivitätsstudie für den Gesamtmethanfluss zeigen ein anderes Bild. Der Gesamtmethanfluss sinkt bei zunehmender Bodentiefe in beiden betrachteten Fällen deutlich ab (VGL. ABB. 4-7 b). Eine Erklärung hierfür liefert der Gasblasenfluss, welcher über den Simulationsverlauf mit zunehmender Bodentiefe kontinuierlich abnimmt (Daten nicht gezeigt). Im Methanmodell wird angenommen, dass die Blasen die Wasseroberfläche innerhalb eines Modellschrittes von 1h erreichen. Dies ist äquivalent zu der Annahme, dass die Gasblasen im Boden mit einer Geschwindigkeit von etwa 1 m/h aufsteigen (WALTER 1998). Somit erreichen mit zunehmender Bodentiefe pro Modellschritt immer weniger Blasen die Wasseroberfläche, der Gasblasenfluss nimmt ab. Da der Gasblasenfluss in der betrachteten Simulation einen größeren Beitrag zum Gesamtmethanfluss als der pflanzengebundene Fluss darstellt, nimmt der Gesamtmethanfluss mit zunehmender Bodentiefe beständig ab.

4.3 Modellvalidierung

In den folgenden Abschnitten werden die Mess- und Modellreihen für die Jahre 2003-2006 verglichen. Unterschiede in den Datensätzen werden analysiert und auf den Differenzen basierende mögliche Optimierungen des Methanmodells vorgestellt.

In allen vier Untersuchungsjahren trat eine systematische zeitliche Verschiebung der Modellergebnisse in Bezug zu den Messreihen von drei Tagen auf, welche in den Jahren 2003 und 2006 aufgrund der langen Messzeiträume am deutlichsten zu erkennen war. In Inkubationsexperimenten konnte festgestellt werden, dass der Q_{10} -Wert für die Methanproduktion aufgrund einer temperaturabhängigen Verzögerung mit der Reduktion alternativer Elektronenakzeptoren vor Einsetzen der Methanproduktion variiert (VAN HULZEN ET AL. 1999). Vor

bzw. gleichzeitig mit der Methanogenese ablaufende Prozesse, wie die anaerobe Kohlenstoffmineralisierung, die Reduktion alternativer Elektronenakzeptoren und die Dynamik der methanogenen Aktivität können zur Erklärung der Temperaturabhängigkeit der Methanproduktion (WALTER 1998, VAN HULZEN ET AL. 1999) und damit evtl. auch der beobachteten zeitlichen Verschiebung herangezogen werden. All diese Prozesse finden in einem natürlichen Boden unter den jeweils gegebenen Umweltbedingungen statt, werden im Methanmodell jedoch nicht berücksichtigt. Auch der Sauerstoffgehalt des Bodens kann eine wichtige Rolle spielen. WAGNER ET AL. (1999) konnten in Laborexperimenten zeigen, dass die Methanproduktion bei der Unterschreitung des Grenzwertes von 2,5% O₂ signifikant ansteigt. Eventuell muss also unter in situ Bedingungen zunächst noch vorhandener Sauerstoff abgebaut werden, bevor die Methanogenese einsetzt. Auch dieser Prozess wird im Modell nicht berücksichtigt. Aufgrund des beobachteten zeitlichen Versatzes und der genannten Erklärungsansätze wurden die Modellreihen um jeweils drei Tage auf der Abszisse nach rechts verschoben (das Modell reagierte somit in Bezug zu den Messungen um drei Tage früher).

4.3.1 Modellvalidierung für das Jahr 2003

Methanflussmessungen wurden im Jahr 2003 von DOY (*Day Of Year, Tag des Jahres*) 200-295 durchgeführt. Die Modellierung beginnt mit dem ersten Tag des Bodenauftauens (DOY 155) und endet mit dem durch lineare Interpolation bestimmten letzten Tag der Auftautiefe (DOY 306). Die beiden Datensätze zeigen eine Überlagerung über den gesamten Messzeitraum.

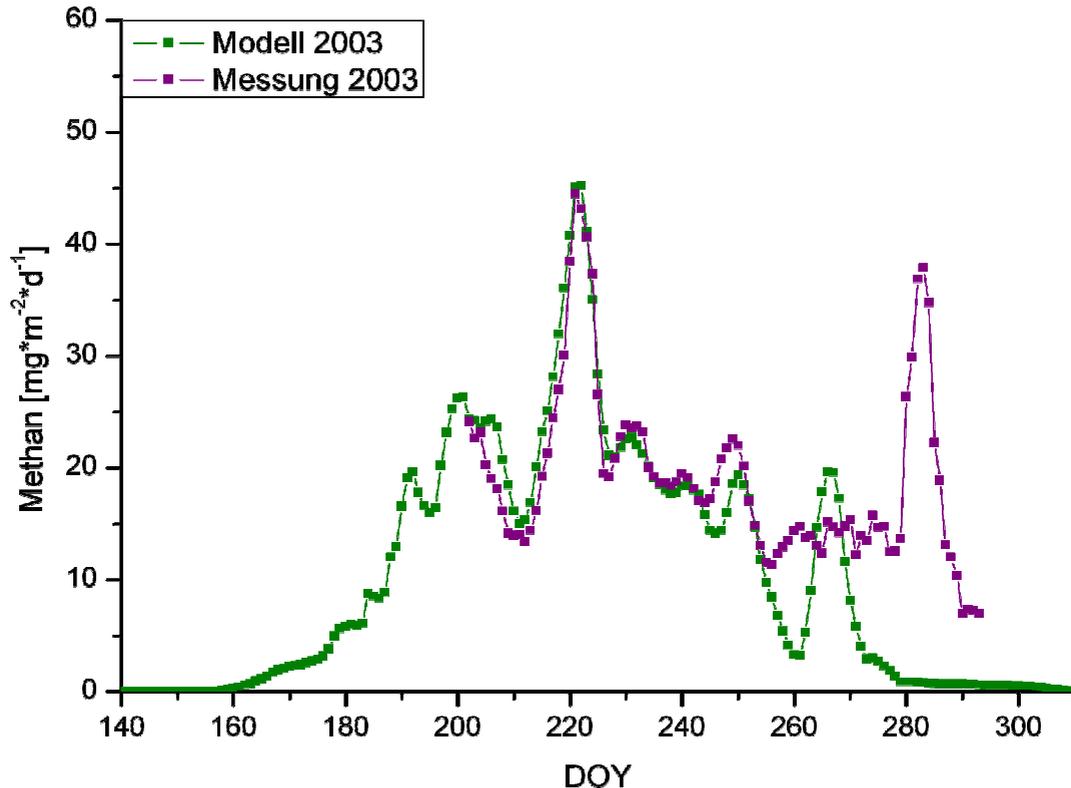


Abb. 4-8: Modellreihe (grün) und Eddy-Kovarianz-Messreihe (violett) des Methanflusses für das Jahr 2003 (beide Reihen als 5-Tage gleitende Mittel).

Abbildung 4-8 zeigt die Mess- und Modellreihen für das Jahr 2003 jeweils als 5-tägige gleitende Mittel. Für die Modellierung der Methanflüsse des Jahres 2003 wurde der R_0 -Wert auf 0,039 gesetzt. Dieser Parameter kann dazu genutzt werden, die Amplitude der Methanemissionsrate zu modifizieren und diese damit an die Messreihe anzupassen. Von DOY 202 bis etwa DOY 256 stimmen Messungen und Modellergebnisse sehr gut überein ($r^2 = 0,93$). Der saisonale Verlauf der Methanflüsse wird vom Modell realistisch simuliert, das Maximum um den Tag 220 wird erfasst und Perioden abfallender bzw. ansteigender Methanflüsse werden realitätsgetreu abgebildet. Nach dem Tag 256 divergieren die Datensätze stark und das um den Tag 283 gemessene zweite Maximum kann vom Modell nicht wiedergegeben werden. Der Korrelationskoeffizient für die gesamte Überlagerungszeit beider Datensätze beträgt demnach nur noch $r^2 = 0,59$ (VGL. TABELLE 4-2). Eine ausführliche Fehlerbetrachtung ist in Kapitel 4.3.5 nachzulesen.

WILLE ET AL. (2008) beschreiben, dass das Gefrieren der obersten Bodenschichten sowie die beginnende Akkumulation von Schnee zum Ende des Messzeitraumes keinen wesentlichen Einfluss auf den Methanfluss zeigten. Die hohen Methanflüsse um DOY 283 lassen vermuten, dass sich nach dem Gefrieren der obersten Bodenschichten im darunterliegenden, noch aufgetauten Boden gebildetes Methan dort akkumulierte und durch kurzzeitiges erneutes

Auftauen oder Aufbrechen der Bodenoberfläche freigesetzt wurde. Tatsächlich zeigt sich in den Luft- und Bodentemperaturen des Jahres 2003 (ECMWF Datensätze) ein kurzzeitiger Anstieg der Temperatur auf die 0 °C Grenze um den Tag 285, nachdem die Temperaturen in den Tagen zuvor deutlich unter Null Grad lagen (Daten nicht gezeigt). Auch Pflanzen können durch ihre Gefäße das Methan durch die oberen gefrorenen Bodenschichten wie durch Schornsteine leiten.

Der modellierte Methanfluss korreliert sehr gut bis gut mit den Boden- ($r^2 = 0,74$ (S1), $r^2 = 0,76$ (S2), $r^2 = 0,79$ (S3) und $r^2 = 0,65$ (S4)) sowie den mittleren Lufttemperaturen ($r^2 = 0,69$), was hauptsächlich durch den stark temperaturbasierten Ansatz des Modells bedingt ist. Zahlreiche Studien zeigen ähnliche Einflüsse der Temperatur auf den Methanfluss (CHRISTENSEN 1993, SHANNON & WHITE 1994, BUBIER ET AL. 1995, MACDONALD ET AL. 1998, JOABSSON ET AL. 1999, VAN HULZEN ET AL. 1999, FRIBORG ET AL. 2000, HARGREAVES ET AL. 2001, HEYER ET AL. 2002, CHRISTENSEN ET AL. 2003, WAGNER ET AL. 2003b, WILLE ET AL. 2008).

Korrelationen der Modellergebnisse für das Jahr 2003 mit dem Niederschlag ($r^2 = 0,14$), dem modellierten Wasserspiegel ($r^2 = -0,37$) und der Auftautiefe ($r^2 = 0,5$) sind mäßig bis gut. Eine Vielzahl an Studien für unterschiedliche Untersuchungsgebiete fanden den Wasserspiegel und das Feuchteregime (ROULET ET AL. 1992, LIBLIK ET AL. 1997, KUTZBACH ET AL. 2004), den CO₂ Nettoökosystemaustausch (*Net Ecosystem Exchange, NEE bzw. NEP*) (WHITING & CHANTON 1993, CHRISTENSEN ET AL. 2000), mikroskalige Effekte wie Mikroflora und Bodentextur (WAGNER ET AL. 1999), Substratverfügbarkeit (WAGNER ET AL. 2003a), Vegetationsbedeckung (KUTZBACH ET AL. 2004) und auch die Auftautiefe (WAGNER ET AL. 2003b) als Haupteinflussfaktoren auf die Methanflüsse. Weitere Studien konnten keinen signifikanten (TURETSKY ET AL. 2002, boreales Untersuchungsgebiet, ZONA & OECHEL 2008) bzw. nur einen geringen Zusammenhang (WAGNER ET AL. 2003a, HARAZONO ET AL. 2006) zwischen Lufttemperatur und Methanfluss und/oder Wasserspiegel und Methanfluss nachweisen. ZONA & OECHEL (2008) berichten davon, keinen signifikanten Zusammenhang zwischen Methanemissionen und NEE gefunden zu haben. SACHS ET AL. (2008) und WILLE ET AL. (2008) identifizierten neben der Bodentemperatur die oberflächennahe Turbulenz und den atmosphärischen Luftdruck als Haupteinflussfaktoren für die Methanemission.

Unterschiede in den Messmethoden (großskalige, zeitlich und räumlich integrierte Eddy-Kovarianz-Messungen vs. kleinskalige Haubenmessungen, welche zeitlich und räumlich diskrete Messergebnisse hervorbringen) sowie Unterschiede in der geographischen Lage der Untersuchungsgebiete bedingen die oft gegensätzlichen Ergebnisse bezüglich der genannten Einflussfaktoren.

Die zeitlich integrierten Flüsse für den Zeitraum DOY 202-278 betragen 1479 mg CH₄ für die Messungen und 1369 mg CH₄ für die Modellreihe. Dies bedeutet eine leichte Modellunterschätzung von ca. 10%.

4.3.2 Modellvalidierung für das Jahr 2004

Im Jahr 2004 fanden die Messungen von DOY 152-203 statt und umfassen damit einen relativ kurzen Zeitraum zu Beginn der Vegetationsperiode. Die Modellreihe beginnt mit dem ersten Tag des Auftauens (DOY 155) und kommt mit dem mittels Interpolation bestimmten letzten Tag der Auftauperiode (DOY 276) zum Ende. Die Messungen begannen somit etwas früher als die Modellrechnung, überlagern jedoch nur einen kleinen Teil der Modellreihe.

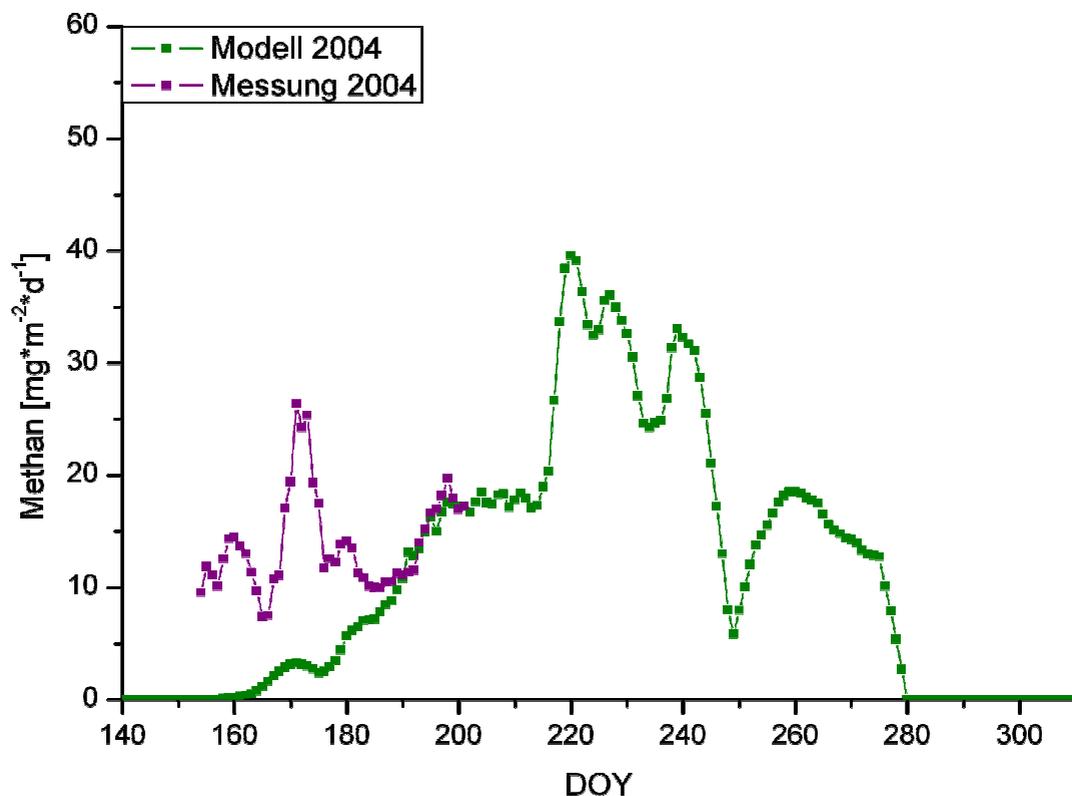


Abb. 4-9: Modellreihe (grün) und Eddy-Kovarianz-Messreihe (violett) des Methanflusses für das Jahr 2004 (beide Reihen als 5-Tage gleitende Mittel).

In Abbildung 4-9 sind die Mess- und Modellreihen für das Jahr 2004 jeweils als 5-tägige gleitende Mittel dargestellt. Der R_0 -Wert wurde für die Modellierung der Methanflüsse für das Jahr 2004 auf 0,07 gesetzt. Aufgrund der nur kurzen Überlagerung der beiden Datensätze in der für die Modellierung schwierigen Anfangsphase der Vegetationsperiode ist dieser Wert jedoch nur bedingt verlässlich. Aufgrund der Parametrisierung der Bodentiefe über die bei 0 cm startende und schrittweise anwachsende Auftautiefe sind die modellierten Methan-

flüsse zu Beginn der Simulation noch sehr gering und nehmen im weiteren Verlauf stetig zu. Die Messungen zeigen jedoch, dass die Methanflüsse schon zum Anfang der Vegetationsperiode deutlich höher liegen als die modellierten Werte. Das in der Messreihe um den Tag 170 auftretende Maximum kann das Modell nicht wiedergeben. Dieses Maximum kann mit hoher Wahrscheinlichkeit auf den bei WAGNER ET AL. (2003b) und HEYER ET AL. (2002) sowie bereits weiter vorn in der vorliegenden Dissertation (VGL. KAP. 3.1.2) beschriebenen Rückspeicherungseffekt aufgrund von im Herbst gebildetem, im Permafrostboden gespeichertem und im Frühjahr des darauffolgenden Jahres freigesetztem Methan zurückgeführt werden. Um diesen Speichereffekt erfassen zu können, muss das Methanmodell um einen Speicherterm erweitert werden (VGL. KAP. 5.1).

Der Korrelationskoeffizient für die gesamte Überdeckungszeit der beiden Datensätze ist als eher schlecht zu bewerten ($r^2 = 0,16$) und deutet auf eine geringe Korrelation der Mess- und Modellreihen hin. Dies kann jedoch mit der sehr kurzen Messreihe und der damit verbundenen Schwierigkeit der Modellvalidierung für das Jahr 2004, dem für die Modellierung besonders schwierigen Simulationszeitraum (Anfang der Wachstumsphase) sowie dem von der vorliegenden Modellversion nicht berücksichtigten Rückspeicherungseffekt erklärt werden. Eine ausführliche Fehlerdiskussion ist unter Kapitel 4.3.5 zu finden.

Die Modellergebnisse zeigen sehr gute bis gute Korrelationen mit den Boden- ($r^2 = 0,78$ (S1), $r^2 = 0,83$ (S2), $r^2 = 0,76$ (S3) und $r^2 = 0,69$ (S4)) sowie den mittleren Lufttemperaturen ($r^2 = 0,54$). Ähnlich wie für das Jahr 2003 zeigen die Parameter Niederschlag, modellierter Wasserspiegel und Auftautiefe schlechte bis gute Korrelationen ($r^2 = 0,09$, $r^2 = -0,56$ und $r^2 = 0,68$).

Eine Interpretation der zeitlich integrierten Flüsse für das Simulationsjahr 2004 gestaltet sich aufgrund der kurzen Messreihe und der geringen Korrelation der Datensätze als schwierig. Es erfolgt daher kein Vergleich der Flussintegrale.

4.3.3 Modellvalidierung für das Jahr 2005

Die Methanflussmessungen erfolgten im Jahr 2005 von DOY 204-244. Es handelt sich um die kürzeste Messreihe der vier betrachteten Untersuchungsjahre, welche einen sehr kurzen Zeitraum in der Mitte der Vegetationsperiode 2005 abdeckt. Der erste Tag des Bodenauftauens im Jahr 2005 (DOY 154) markiert den Beginn der Modellierung, welche mit dem durch Interpolation ermittelten Rückfrieren (DOY 275) des Bodens endet. Da die Messungen die Hauptvegetationsperiode abdecken, überlagern sich die beiden Datensätze über den gesamten Messzeitraum.

Abbildung 4-10 zeigt die Mess- und Modellreihen für das Jahr 2005 jeweils als 5-tägige gleitende Mittel. Für die Modellierung wurde ein R_0 -Wert von 0,09 gewählt, welcher jedoch wie beim Simulationsjahr 2004 aufgrund der sehr kurzen Messdauer und der hohen Variabilität der Methanflüsse im Messzeitraum nur bedingt verlässlich ist. Bei den Methanflussmessungen des Jahres 2005 handelt es sich um bislang noch unveröffentlichte Daten (T. SACHS).

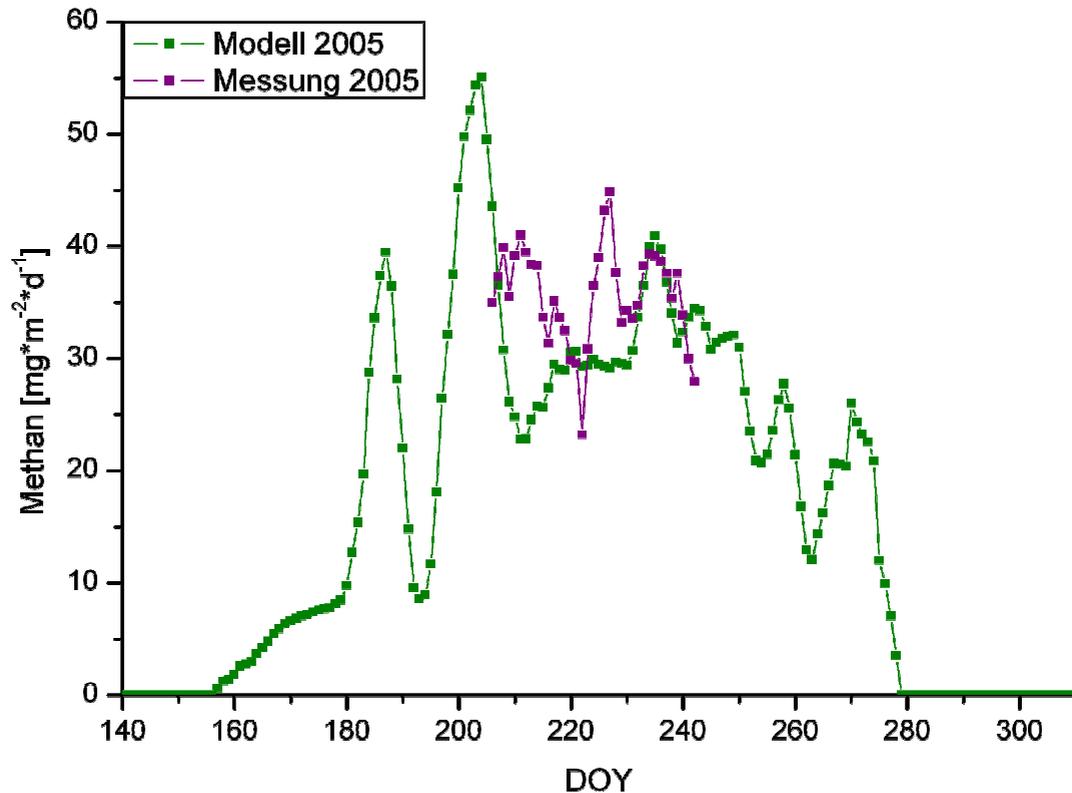


Abb. 4-10: Modellreihe (grün) und Eddy-Kovarianz-Messreihe (violett) des Methanflusses für das Jahr 2005 (beide Reihen als 5-Tage gleitende Mittel).

Die hohe Variabilität der gemessenen Methanflüsse sowie die geringe Dauer der Feldkampagne erschwert die Modellvalidierung für das Jahr 2005. Mess- und Modellwerte differieren stark, eine Anpassung der Modellergebnisse an die Messreihe ist mit hohen Unsicherheiten belegt. Das Modell gibt den zeitlichen Verlauf des Methanflusses für den betrachteten Überlagerungszeitraum nur unzureichend wieder. Die Unsicherheiten und starken Unterschiede in den Datensätzen spiegeln sich auch im Korrelationskoeffizienten wieder, der mit $r^2 = -0,02$ auf eine nichtvorhandene Korrelation hinweist und den niedrigsten Wert in den Korrelationskoeffizienten der Untersuchungsjahre 2003-2006 darstellt (VGL. TABELLE 4-2).

Die Modellergebnisse korrelieren sehr gut bis gut mit den Boden- ($r^2 = 0,84$ (S1), $r^2 = 0,88$ (S2), $r^2 = 0,72$ (S3) und $r^2 = 0,61$ (S4)) und den mittleren Lufttemperaturen ($r^2 = 0,64$).

Schlechte bis gute Korrelationen ergeben sich für die Parameter Niederschlag ($r^2 = -0,09$), modellierter Wasserspiegel ($r^2 = -0,64$) und Auftautiefe ($r^2 = 0,58$).

Ein Vergleich und eine Interpretation der zeitlich integrierten Flüsse der Mess- und Modellreihen erweist sich wie für das Simulationsjahr 2004 aufgrund des kurzen Messzeitraumes und der geringen Korrelation der Datensätze auch hier als schwierig. Ein Vergleich der Flussintegrale wurde daher nicht durchgeführt.

4.3.4 Modellvalidierung für das Jahr 2006

Im Jahr 2006 wurden erfolgreiche Methanflussmessungen von DOY 160-262 durchgeführt. Es handelt sich um die längste Messreihe der vier betrachteten Jahre, welche die gesamte Vegetationsperiode vom Ende der Frühlingsschneesmelze bis zum Beginn des Rückfrierens im Herbst umfasst. Die Modellierung für das Jahr 2006 beginnt mit dem ersten Tag des Bodenauftauens (DOY 149) und endet mit dem durch lineare Interpolation bestimmten Tag des Rückfrierens (DOY 275). Die beiden Datensätze zeigen eine Überlagerung über den gesamten Messzeitraum.

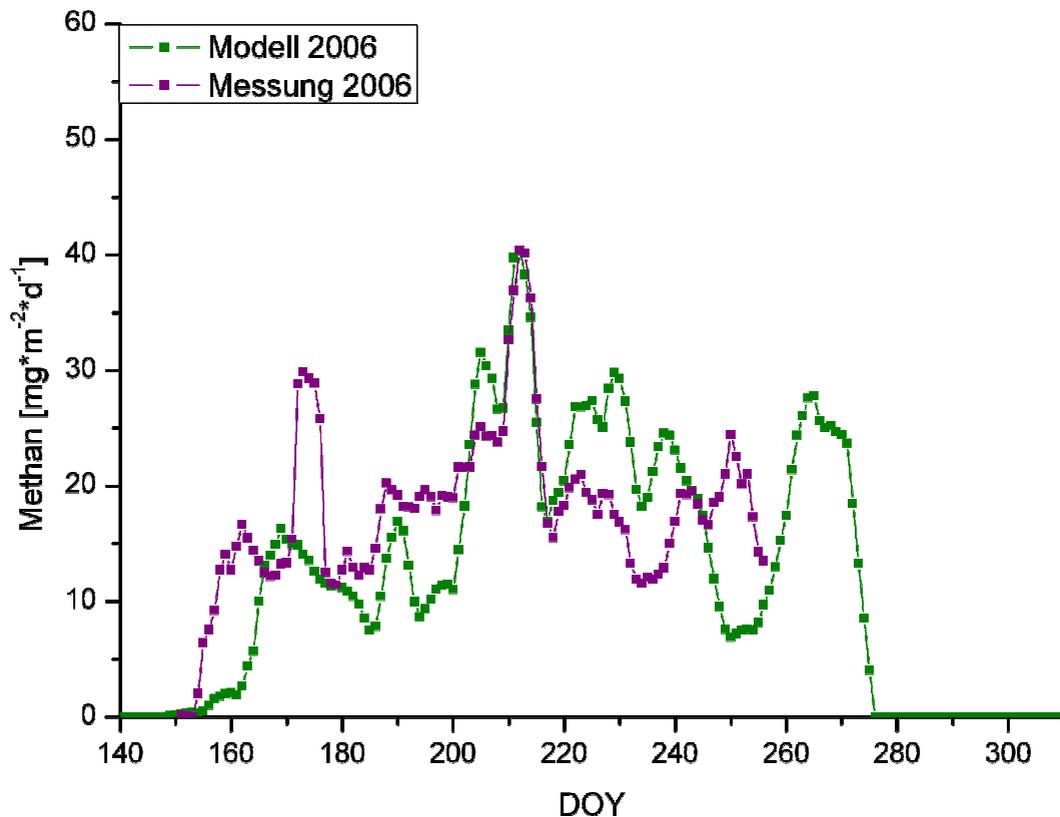


Abb. 4-11: Modellreihe (grün) und Eddy-Kovarianz-Messreihe (violett) des Methanflusses für das Jahr 2006 (beide Reihen als 5-Tage gleitende Mittel).

Abbildung 4-11 zeigt die Mess- und Modellreihen für das Jahr 2006 jeweils als 5-tägige gleitende Mittel. Für die Modellierung der Methanflüsse im Jahr 2006 wurde ein R_0 -Wert von 0,1 gewählt. Der Vergleich der Mess- und Modellreihen zeigt, dass das Modell – wie schon bei Simulationsjahr 2003 – auch hier in der Lage ist, den saisonalen Verlauf der Methanflüsse realistisch wiederzugeben. Das um den Tag 173 am Anfang der Vegetationsperiode gemessene Maximum des Methanflusses wird vom Modell nicht erfasst. Der unter Kapitel 4.3.2 bereits dargestellte Rückspeicherungseffekt wird auch hier als Erklärung herangezogen. Im weiteren Verlauf zeigen Messung und Modell eine gute Übereinstimmung, wobei die simulierten Flüsse teilweise größer, teilweise kleiner als die Messwerte sind. Das um den Tag 212 erreichte Maximum wird vom Modell sehr gut abgebildet. Im Anschluss zeigt das Modell eine deutliche Überschätzung, zeichnet den zeitlichen Verlauf der Flüsse jedoch gut nach. Ab dem Tag 246/247 und bis zum Ende des Messzeitraumes divergieren die Datensätze stark. Der Korrelationskoeffizient für die Überlagerungszeit von Mess- und Modellreihe beträgt $r^2 = 0,63$ (VGL. TABELLE 4-2). Dieser Wert markiert den größten Korrelationskoeffizienten, der in den Simulationsjahren 2003-2006 erreicht wurde.

SACHS ET AL. (2008) und WILLE ET AL. (2008) identifizierten neben der Bodentemperatur die bodennahe Turbulenz sowie den Luftdruck als Haupteinflussfaktoren für den über die Eddy-Kovarianz-Methode gemessenen Methanfluss. Dabei sind vor allem die um die Tage 173, 190, 212, 220-230 sowie 250 gemessenen Maxima auf den teilweise drastisch absinkenden Luftdruck und gleichzeitig ansteigende Windgeschwindigkeiten zurückzuführen (DETAILS SIEHE SACHS ET AL. 2008). In der vorliegenden Version des Methanmodells werden atmosphärische Einflüsse wie Windgeschwindigkeit und Luftdruck nicht berücksichtigt. TOKIDA ET AL. (2005, 2007) konnten den Einfluss des Luftdrucks auf die Gasblasenbildung in Laborexperimenten zeigen und empfehlen eine Erweiterung prozessbasierter Modelle, um diesen Effekt erfassen und realistisch simulieren zu können. Eine solche Erweiterung des Methanmodells sollte Gegenstand zukünftiger Forschungsarbeiten sein (VGL. KAP. 5.1).

Die modellierten Methanflüsse korrelieren gut bis mäßig gut mit den Boden- ($r^2 = 0,68$ (S1), $r^2 = 0,72$ (S2), $r^2 = 0,66$ (S3) und $r^2 = 0,58$ (S4)) sowie den mittleren Lufttemperaturen ($r^2 = 0,47$). Mäßige bis gute Korrelationen ergeben sich für die Parameter Niederschlag ($r^2 = 0,11$), modellierter Wasserspiegel ($r^2 = -0,51$) und Auftautiefe ($r^2 = 0,61$).

Die zeitlich integrierten Flüsse für den Zeitraum DOY 151-256 betragen 1896 mg CH₄ für die Messungen und 1686 mg CH₄ für die Modellwerte. Dies bedeutet eine Modellunterschätzung von etwa 10%, welche auch schon für das Jahr 2003 festgestellt wurde (VGL. KAP. 4.3.1).

4.3.5 Fehlerparameter und Modellgüte

Um neben einem quantitativen Vergleich der Modell- und Messreihen mit Hilfe der über den Mess- und Modellzeitraum integrierten Flüsse auch eine qualitative Aussage machen zu können, wurden die Simulationsergebnisse einer statistischen Analyse unterzogen. Diese bestand aus der Berechnung des Korrelationskoeffizienten r^2 , der Modellgüte ME (*Nash-Sutcliffe Index of Model Efficiency*), des mittleren absoluten Fehlers MAE (*Mean Absolute Error*) und der mittleren quadratischen Abweichung $RMSE$ (*Root Mean Squared Error*). Die Ergebnisse der statistischen Analyse für die vier Simulationsjahre 2003-2006 sind in Tabelle 4-2 dargestellt.

Tabelle 4-2: Korrelationskoeffizient (r^2), Modellgüte (Model Efficiency, ME), mittlerer absoluter Fehler (Mean Absolute Error, MAE) und mittlere quadratische Abweichung (Root Mean Squared Error, RMSE) für die Simulationsjahre 2003-2006.

Simulationsjahr	r^2	ME	MAE [$\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$]	RMSE [$\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$]
2003	0,59	0,19	6,19	9,83
2004	0,16	-1,93	7,5	9,9
2005	-0,02	-1,69	6,21	8,03
2006	0,63	0,34	6,22	7,7

Der Korrelationskoeffizient r^2 ist ein dimensionsloses Maß des linearen Zusammenhangs zweier Datenreihen und kann Werte zwischen -1 und +1 annehmen, wobei -1 eine hervorragende negative Korrelation, +1 eine ebensolche positive Korrelation bedeutet. Ein Korrelationskoeffizient von 0 zeigt, dass kein linearer Zusammenhang zwischen zwei Merkmalen vorhanden ist. Der Korrelationskoeffizient berechnet sich nach folgender Gleichung:

$$r^2 = \frac{\sum (O_i - \bar{O}) \cdot (P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum (O_i - \bar{O})^2 \cdot \sum (P_i - \bar{P})^2}} \quad (4.2)$$

Dabei sind P_i die Modellwerte und O_i die Messwerte. \bar{P}_i und \bar{O}_i bezeichnen den Mittelwert der Vorhersagewerte respektive der Messwerte (MIEHLE ET AL. 2006, NASH & SUTCLIFFE 1970).

Die Modellgüte ME untersucht die Übereinstimmung von Simulation und Messwert und stellt ein quantitatives Maß der Vorhersageverbesserung in Bezug zu den Ausgangswerten dar. Ein positiver Wert von ME zeigt an, dass die Modellvorhersage besser ist als der Beob-

achtungsmittelwert; je näher der Wert an +1 liegt desto höher ist die Modellgüte (NASH & SUTCLIFFE 1970, MIEHLE ET AL. 2006). *ME* berechnet sich nach:

$$ME = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2} \quad (4.3)$$

n bezeichnet die Stichprobengröße.

Der mittlere absolute Fehler *MAE* misst die mittlere Größenordnung der Vorhersagefehler, ohne dabei deren Richtung zu berücksichtigen, d.h. positive oder negative Modellfehler werden nicht kompensiert (MIEHLE ET AL. 2006). *MAE* ist ein lineares Maß und hat die Dimension der Mess- bzw. Modellwerte. *MAE* berechnet sich aus:

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |P_i - O_i|}{n} \quad (4.4)$$

Auch die mittlere quadratische Abweichung *RMSE* misst absolute Vorhersagefehler. Da *RMSE* jedoch eine quadratische Form hat, ist er sensibler gegenüber Ausreißern und gewichtet große Fehler damit stärker. Wie *MAE* hat auch *RMSE* die Dimension der Mess- bzw. Modellwerte. *RMSE* lässt sich nach folgender Gleichung berechnen:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n}} \quad (4.5)$$

MAE und *RMSE* können gemeinsam verwendet werden, um die Variation der Fehler in einem Datensatz einzuschätzen. *RMSE* ist immer größer als oder gleich groß *MAE*. Je größer der Unterschied zwischen den beiden Fehlerwerten, desto größer ist die Varianz der einzelnen Fehler in den untersuchten Datenreihen. Gilt *RMSE=MAE*, so liegen alle Fehler in der gleichen Größenordnung. *MAE* und *RMSE* können zwischen 0 und 8 liegen, wobei kleinere Werte wünschenswert sind.

Die Korrelationskoeffizienten der Mess- und Modellreihen für die Jahre 2003-2006 variieren stark (VGL. TABELLE 4-2). Mit $r^2 = 0,59$ und $r^2 = 0,63$ werden für die Jahre 2003 und 2006 die höchsten Korrelationskoeffizienten erreicht. Für diese Jahre liegen die längsten Messreihen für die Modellvalidierung vor, d.h. der Stichprobenumfang für die statistische Analyse ist hier am größten. Die Auswirkungen der sehr kurzen Messreihen der Jahre 2004 und 2005 auf

die statistische Analyse sind auch in den jeweiligen Korrelationskoeffizienten deutlich erkennbar; eine Korrelation ist nicht festzustellen.

Ähnliche Ergebnisse zeigen sich für die Modellgüte. Auch hier liegen für die Jahre 2003 und 2006 mit $ME = 0,19$ und $ME = 0,34$ die höchsten Werte vor, die Jahre 2004 und 2005 zeigen mit Werten von $ME = -1,93$ und $ME = -1,69$ stark negative Ergebnisse (VGL. TABELLE 4-2). Die positiven Werte für die Jahre 2003 und 2006 bedeuten, dass die Modellsimulation besser ist als der Mittelwert der Messwerte; hingegen deuten die negativen Werte der Jahre 2004 und 2005 auf eine geringe Modellperformance. Während ME die Güte einer Korrelation auf der Basis einer 1:1 Gerade zwischen den Vorhersage- und den Messwerten wiedergibt, stellt r^2 einen allgemeineren Regressionskoeffizienten dar, der die Fähigkeit eines Modells, Variationen in den Messwerten zu erklären, beschreibt (DETAILS SIEHE MIEHLE ET AL. 2006).

Die deutlichen Unterschiede in den Korrelationskoeffizienten und der Modellgüte zwischen den Jahren 2003 und 2006 sowie 2004 und 2005 sind in den Fehlergrößen MAE und $RMSE$ nicht zu erkennen (VGL. TABELLE 4-2). Der mittlere absolute Fehler zeigt für die Jahre 2003, 2005 und 2006 sehr ähnliche Werte ($MAE = 6,19 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, $MAE = 6,21 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und $MAE = 6,22 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Mit $MAE = 7,5 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ liegt der mittlere absolute Fehler für das Jahr 2004 am höchsten. Auch die mittlere quadratische Abweichung $RMSE$ zeigt für das Jahr 2004 den höchsten Wert ($RMSE = 9,9 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), liegt jedoch auch für das Jahr 2003 mit $RMSE = 9,83 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ relativ hoch. Die Jahre 2005 und 2006 weisen mit $RMSE = 8,03 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und $RMSE = 7,7 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ deutlich geringere Werte der mittleren quadratischen Abweichung auf. Für alle vier betrachteten Jahre gilt $RMSE > MAE$, wobei die Differenz $RMSE - MAE$ für die Jahre 2006 und 2005 am kleinsten ist ($RMSE - MAE = 1,48 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (2006), $RMSE - MAE = 1,82 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (2005)). Dies deutet auf eine geringere Varianz der Fehler in den Datensätzen der Jahre 2005 und 2006 als in den Datenreihen der Jahre 2003 und 2004. Für letztere liegen die Werte für die Differenz $RMSE - MAE$ mit $2,4 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (2004) und $3,64 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (2003) deutlich höher als für die Jahre 2005 und 2006.

4.4 Diskussion der Modellergebnisse

In den vorangegangenen Kapiteln wurden die Modellvalidierungen für die Jahre 2003-2006 analysiert und interpretiert. Verschiedene Fehlerparameter wurden berechnet und zur weiteren Interpretation der Modellergebnisse herangezogen.

Alle Modellreihen zeigen gute bis sehr gute Korrelationen mit den Bodentemperaturen in den vier vom ECMWF bereitgestellten Bodenschichten sowie den mittleren Lufttemperaturen in zwei Metern Höhe. Dies ist durch den stark temperaturbasierten Ansatz des Methan-

modells bedingt. Ein Zusammenhang von Bodentemperatur und Methanflüssen im Lena Delta wurde von SACHS ET AL. (2008) (geringer Zusammenhang) und WILLE ET AL. (2008) beschrieben. Der Niederschlag ist mit den Modellergebnissen der vier Simulationsjahre eher schlecht korreliert. Mäßige bis gute negative Korrelationen ergeben sich für alle vier betrachteten Jahre für den Zusammenhang der Modellergebnisse mit dem modellierten Wasserspiegel. Dies kann auf die bei niedrigerem Wasserspiegel (relativ zur Geländeoberkante) verringerte Gasblasenbildung sowie den sinkenden pflanzengebundenen Transport zurückgeführt werden. Beide Transportmechanismen tragen bei hohem Wasserstand zu einer schnellen Freisetzung einer großen Menge von Methan bei, bei absinkendem Wasserspiegel kommt es dementsprechend zu absinkenden Methanflüssen. Alle vier Modellreihen zeigen mäßige bis gute Korrelationen mit der Auftautiefe. Da mit zunehmender Auftautiefe die Bodentiefe ansteigt und damit auch der für die Methanogenese zur Verfügung stehende Bodenraum größer wird, sind positive Korrelationen mit dem Methanfluss zu erwarten.

Unterschiede in den gewählten R_0 -Werten (vgl. Kap. 4.3.1-4.3.4) können aufgrund von Variationen im Temperatur- und/oder Feuchteregime zwischen den Untersuchungsjahren zustande kommen. Während das Jahr 2003 durch relativ feuchte und warme Verhältnisse geprägt war (Temperaturmittel $-11,7\text{ °C}$, Niederschlagssumme 406 mm), zeichneten sich die darauffolgenden Jahre insgesamt durch trockenere (Niederschlagssummen 2004, 2005 und 2006: 330 mm, 358 mm und 348 mm) und bis auf das Jahr 2005 auch durch kältere Verhältnisse (Temperaturmittel 2004, 2005 und 2006: $-13,7\text{ °C}$, $-10,7\text{ °C}$ und $-12,2\text{ °C}$) aus. Im Methanmodell möglicherweise nicht berücksichtigte Prozesse, welche jedoch durch das vorherrschende Temperatur- und/oder Feuchteregime beeinflusst werden, können zu den unterschiedlichen R_0 -Werten führen.

Sehr deutlich zeigt sich der Einfluss der Messdauer, d.h. der Länge der Messreihen, für die Modellvalidierung. Während für die Jahre 2003 und 2006 sehr lange Messreihen vorliegen, welche sehr gute Vergleiche des saisonalen Verlaufs der modellierten Methanflüsse sowie der zeitlich integrierten Flüsse ermöglichen, ist eine Interpretation der relativ kurzen Messreihen der Jahre 2004 und 2005 sehr schwierig. Dies spiegelt sich auch in den Korrelationskoeffizienten und in der Modellgüte wieder (VGL. TABELLE 4-2). Dennoch sind diese kurzen Messreihen sehr wichtig, um noch nicht vollständig verstandene Prozesse wie z.B. den beschriebenen Rückspeicherungseffekt, der in den Messreihen 2004 und 2006 zu sehen ist, besser zu verstehen und in dem prozessbasierten Methanmodell implementieren zu können. Die Validierungsstudien weisen daher auf weitere notwendige Modellerweiterungen hin, wie z.B. die Berücksichtigung atmosphärischer Einflüsse oder die Implementierung eines Moduls zur modellinternen Simulation der Auftautiefe.

4.5 Upscaling

Um Aussagen zu den jährlichen Methanemissionen des gesamten Lena Deltas machen zu können, wurde ein *Upscaling* der Methanflüsse auf Basis des mit Hilfe der Messreihen der Jahre 2003-2006 validierten Modells durchgeführt. Die jährlichen Methanemissionen aus Feuchtgebieten ergeben sich aus der Integration der Methanflüsse über den Produktionszeitraum, wobei die Methanflüsse eines Untersuchungsgebietes eine sehr hohe Variabilität über den Produktionszeitraum aufweisen (MATTHEWS & FUNG 1987). Die Jahreswerte der Methanemissionen beziehen sich jedoch nicht auf ein ganzes Jahr, sondern auf die für jedes Jahr durch den Beginn des Bodenauftauens sowie den Beginn des Rückfrierens zeitlich begrenzte Vegetationsperiode. Studien zu Wintermethanemissionen für Permafrostgebiete im Allgemeinen und für das Untersuchungsgebiet Lena Delta im Speziellen sind selten. WALTER ET AL. (2006 & 2007) messen Methanemissionen arktischer Thermokarstseen auch im Winter. WAGNER ET AL. (2003b) erweiterten das Verständnis zu Wintermethanemissionen mit Hilfe eines *Permafrost Mikrokosmos Modells*.

Grundlage des *Upscalings* ist die von SCHNEIDER (2005) auf Basis von Landsat-7 ETM+ Daten erstellte Landklassifikation des Deltas (VGL. ABB. 3-11), welche für die Zwecke des *Upscalings* in der vorliegenden Dissertation modifiziert wurde (VGL. ABB. 3-12). Die vier Landbedeckungsklassen Flachwasser, Nasse bis feuchte Tundra, Relativ trockene bis feuchte Tundra und Relativ trockene Tundra wurden für die Berechnung der Methanflüsse herangezogen. Die bei SCHNEIDER (2005) beschriebenen Methanemissionspotentiale der einzelnen Klassen wurden in Modellparameter übersetzt (VGL. TABELLE 4-3) und liegen den nachfolgenden Beschreibungen der einzelnen Klassen zugrunde. Über die Flächenanteile der vier Klassen an der Gesamtfläche des Lena Deltas erfolgte anschließend das Upscaling der Modellergebnisse auf Jahreswerte für das gesamte Delta.

Tabelle 4-3 zeigt die für das Upscaling verwendeten Modellparameter. Es wurden vor allem die Parameter ausgewählt, welche das Feuchteregime und damit verbundene Prozesse sowie die Vegetationsbedeckung beschreiben. Der Parameter *ibare* (*fraction of bare soil*) beschreibt den Anteil offenen, unbedeckten Bodens. Da der Tundraboden fast überall von einer dichten Moosschicht bewachsen ist, wurde dieser Parameter bei allen vier Klassen auf Null gesetzt. Der Anteil überfluteten bzw. wasserbedeckten Bodens wird mit Hilfe des Parameters *ifrin* (*fraction of inundation*) beschrieben. Die Überflutungsmuster der einzelnen Klassen wurden abgeschätzt und *ifrin* für die einzelnen Klassen dementsprechend angepasst (VGL. TABELLE 4-3). Der Parameter *iother* kann in ausgewählten Fällen dafür verwendet werden, eine andere Oberflächenbedeckung als natürliche Vegetation ($iother = -1$, VGL. TABELLE 4-3) zu beschreiben. T_{veg} beschreibt die Qualität des pflanzengebundenen Transports und kann

Werte zwischen 1 und 15 annehmen. Hohe Werte von T_{veg} resultieren in höheren Methanflüssen aufgrund verstärkten pflanzengebundenen Transports, während abnehmende Werte den Methanfluss reduzieren. WALTER (1998) gibt für Tundra einen Wert $T_{veg} = 10$ an, welcher entsprechend der dominierenden Vegetationstypen der vier Klassen variiert wurde (VGL. TABELLE 4-3). Aufgrund unzureichender Informationen zu Bodenparametern der einzelnen Klassen wurde der Parameter rpv (*relative pore volume of coarse pores*), welcher den Grobporenanteil eines Bodens beschreibt, nicht verändert. Der Grobporenanteil von moorigen Böden wird mit $25 \pm 10\%$ angegeben, der von Sand beträgt $30 \pm 10\%$ (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998), so dass rpv auf dem im Modell minimal möglichen Wert von 26% belassen wurde. Die Durchwurzelungstiefe $iroot$ (*rooting depth*) wurde im Modell auf $\frac{2}{3}$ der Auftautiefe $nthaw$ eingestellt. Da über die Durchwurzelungstiefe auch der Gehalt an organischem Kohlenstoff im Boden und damit die Substratverfügbarkeit für die Methanogenese beeinflusst wird, wurde $iroot$ für die vier Klassen angepasst (VGL. TABELLE 4-3). Der Parameter pox beschreibt den Anteil des Methans in der Durchwurzelungszone, welcher durch den mittels Pflanzengefäßen in den Wurzelraum transportierten Sauerstoff in der Rhizosphäre oxidiert wird. Da pox einen direkten Einfluss auf die Menge des freigesetzten Methans hat, wurde der Parameter den einzelnen Klassen entsprechend variiert (VGL. TABELLE 4-3). Der Skalierungsfaktor für den pflanzengebundenen Transport d_{veg} war im Modell anfangs als konstant gesetzt, kann jedoch dafür herangezogen werden, um die Vegetationsdichte zu beschreiben. Auch dieser Parameter wurde für die verschiedenen Klassen abgeschätzt (VGL. TABELLE 4-3). Der Parameter $vmax$ bestimmt die maximale Methanoxidationsrate in der ungesättigten Bodenzone. Er beeinflusst die modellierten Methanemissionen demnach nur dann, wenn der Wasserspiegel unter der Bodenoberfläche liegt. Ist dies für einen längeren Zeitraum der Fall, führt ein höherer Wert von $vmax$ zu geringeren Methanemissionen, weil mehr Methan in den aeroben Bodenschichten oxidiert wird (WALTER 1998). Die Werte für $vmax$ wurden für die vier Klassen entsprechend gewählt (VGL. TABELLE 4-3). Veränderungen in der Position des Wasserspiegels können die relativen Ausmaße der gesättigten und ungesättigten Bodenzonen beeinflussen und damit verbunden die Größen der Methanproduktions- und -oxidationszonen (WALTER 1998). Ein künstlich erhöhter Wasserspiegel führt nur dann zu erhöhten Emissionen, wenn der Wasserspiegel im Gegensatz zum Kontrolllauf (unveränderter Wasserspiegel) über die Bodenoberfläche steigt. Wird der Wasserspiegel erhöht, so steigt er früher über die Bodenoberfläche und verbleibt dort für einen längeren Zeitraum; er fällt nur wenige Zentimeter unter die Bodenoberfläche. Dies führt aufgrund erhöhter Gasblasenbildung, verstärkter Diffusion und intensiverem pflanzengebundenen Transport zu höheren Methanflüssen. Wird im Gegensatz der Wasserspiegel abgesenkt, so sinkt er früher unter die Bodenoberfläche, erreicht tiefere Bodenschichten und verbleibt dort für einen längeren Zeitraum. Dadurch werden weniger Gasblasen gebildet, der diffusive Fluss nimmt ab und

auch der pflanzengebundene Transport sinkt ab, weil die Wurzeln nicht mehr bis in die wassergesättigte Zone reichen (WALTER 1998).

Tabelle 4-3: Für die Upscaling-Modellsimulationen verwendete Parameter für die vier Landbedeckungsklassen Flachwasser, nasse bis feuchte Tundra, relativ trockene bis feuchte Tundra und relativ trockene Tundra. i_{bare} = Anteil offenen, unbedeckten Bodens, i_{frin} = Anteil überfluteten Bodens, i_{other} = Art der Bedeckung (-1 = Vegetation), T_{veg} = Qualität des pflanzengebundenen Transports, r_{pv} = relatives Porenvolumen der Grobporen, i_{root} = Durchwurzelungstiefe, p_{ox} = Anteil des oxidierten Methans, d_{veg} = Skalierungsfaktor für den pflanzengebundenen Transport zur Beschreibung der Vegetationsdichte, v_{max} = Michaelis-Menten Konstante, WS = Lage des Wasserspiegels relativ zur Bodenoberfläche (Klasse Flachwasser) bzw. in Bezug zum Referenzwasserspiegel der Validierungsmodellläufe (alle anderen Klassen).

Bedeckungsklasse	i_{bare}	i_{frin}	i_{other}	T_{veg}	r_{pv}	i_{root}	p_{ox}	d_{veg}	v_{max}	WS
Flachwasser	0	100	-1	8	0,26	$\frac{2}{3} * nthaw$	0,5	0,001	3,5	+20cm=const.
Nasse bis feuchte Tundra	0	40	-1	12	0,26	$\frac{3}{4} * nthaw$	0,8	0,003	2,0	+80% WS
Relativ trockene bis feuchte Tundra	0	40	-1	15	0,26	$0,9 * nthaw$	0,7	0,005	1,0	+60% WS
Relativ trockene Tundra	0	10	-1	0	0,26	$\frac{1}{2} * nthaw$	1,0	0,001	10,0	-150% WS

Die Klasse Flachwasser

Die Klasse *Flachwasser* muss differenziert betrachtet werden. Es handelt sich vor allem um Uferstandorte der Seen und Flusskanäle mit geringen Wassertiefen und Seggen als dominanter Vegetation, Überflutungsbereiche sowie vegetationslose Sandbänke im Flussverlauf. Letztere sind durch das sandige Substrat und das Fehlen der Vegetationsbedeckung und somit organischen Materials durch ein geringes Methanemissionspotential gekennzeichnet. Uferstandorte und Überflutungsbereiche sind durch einen hohen Wasserspiegel und das Vorhandensein von Gefäßpflanzen, welche für den pflanzengebundenen Transport geeignet sind, charakterisiert und sind daher durch hohe Methanemissionsraten gekennzeichnet. Uferareale der Seen und Flussstandorte bilden einen großen Teil der Klasse *Flachwasser*, wodurch diese als Klasse mit allgemein hohem Emissionspotential eingestuft wurde (VGL. SCHNEIDER 2005). Eine weitere Differenzierung der Klasse in Sandbänke mit geringem und Uferstandorte mit hohem Methanemissionspotential wurde nicht vorgenommen.

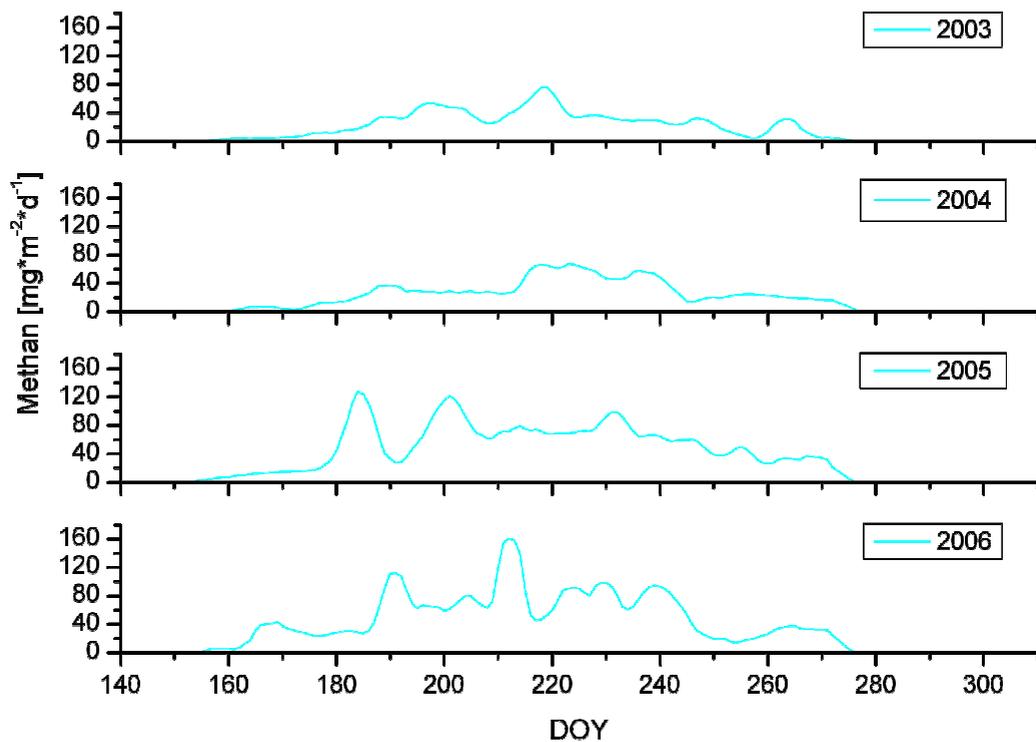


Abb. 4-12: Modellreihen der Klasse Flachwasser für die Jahre 2003 bis 2006 als 5-Tage gleitende Mittel.

Abbildung 4-12 zeigt die Modellreihen der Klasse *Flachwasser* für die Jahre 2003-2006 als 5-tägige gleitende Mittel. Mit $6360 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2}$ liegt der zeitlich integrierte Methanfluss für das Jahr 2006 am höchsten, gefolgt von den Jahren 2005 ($6301 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2}$) und 2004 ($3294 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2}$). Das Jahr 2003 zeigt mit einem Wert von $3063 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2}$ das niedrigste Flussintegral für die Klasse *Flachwasser*.

Die für die Modellierung der Klasse *Flachwasser* verwendeten Modellparameter (VGL. TABELLE 4-3) wurden so gewählt, dass sie einen Uferstandort repräsentieren. Der Anteil an überflutetem Boden beträgt 100%, der Wasserspiegel wurde konstant auf 20 cm über der Bodenoberfläche gesetzt. Die Qualität des pflanzegebundenen Transports wurde auf 8 gesetzt, da bei höheren Wasserständen eine höhere physikalische Resistenz gegenüber Methanemissionen aus den Pflanzenstängeln besteht (ZONA & OECHEL 2008). Für die Parameter Wurzeltiefe, pox , d_{veg} und $vmax$ wurden die in den Validierungsmodellläufen voreingestellten Werte verwendet.

Die Klasse nasse bis feuchte Tundra

Die Klasse *nasse bis feuchte Tundra* ist durch wassergesättigte Böden, hohe Wasserstände sowie für den Methantransport ausgezeichnet geeignete Pflanzengesellschaften wie Seggen, Gräser und auch Moose gekennzeichnet. Diese Charakteristika bieten beste Bedingungen zur Methanproduktion und -freisetzung.

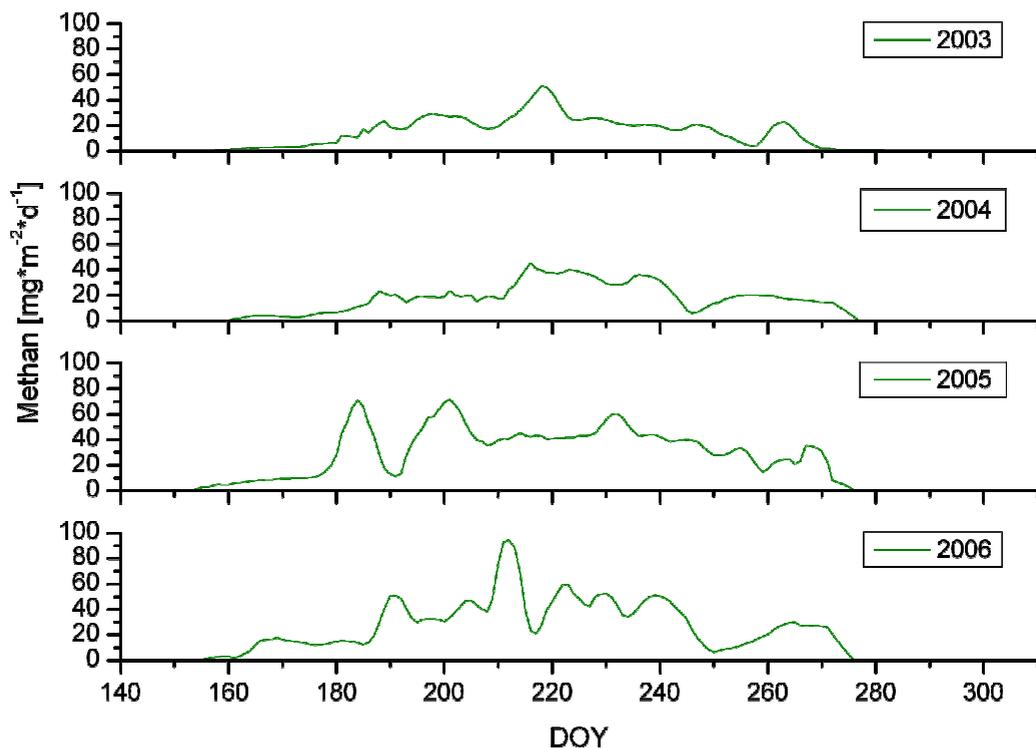


Abb. 4-13: Modellreihen der Klasse *nasse bis feuchte Tundra* für die Jahre 2003 bis 2006 als 5-Tage gleitende Mittel.

In Abbildung 4-13 sind die Modellreihen der Klasse *nasse bis feuchte Tundra* für die Jahre 2003-2006 als 5-tägige gleitende Mittel dargestellt. Die zeitlich integrierten Flüsse der Klasse *nasse bis feuchte Tundra* zeigen eine andere Verteilung als bei der Klasse *Flachwasser* beschrieben. Hier zeigt der zeitlich integrierte Methanfluss für das Jahr 2005 mit

3919 mg CH₄ m⁻² den höchsten Wert, die Jahre 2006 (3569 mg CH₄ m⁻²) und 2004 (2190 mg CH₄ m⁻²) folgen. Für das Jahr 2003 liegt das Flussintegral mit 1977 mg CH₄ m⁻² am niedrigsten.

Die für die Modellierung dieser Klasse eingesetzten Modellparameter wurden so gewählt, dass sie die für die nasse bis feuchte Tundra vorherrschenden Bedingungen annähernd realistisch wiedergeben. Der Anteil an überflutetem Boden wurde auf 40% gesetzt. Dieser Wert wurde über eine aus Luftbildern des Jahres 2003 erstellten Oberflächenklassifikation bestimmt, die für die feuchte polygonale Tundra auf der Insel Samoylov ein Verhältnis von trockenen zu feuchten Standorten von 60:40% zeigte (G. Grosse, persönliche Mitteilung, 2006). Die Qualität des pflanzengebundenen Transportes wurde auf 12 gesetzt, was etwas höher als der bei WALTER (1998) für den Vegetationstyp Tundra dargestellte Wert liegt. Um das hohe Methanemissionspotential der Klasse *nasse bis feuchte Tundra* in Modellparameter zu übersetzen, wurde die Durchwurzelungstiefe höher als bei der Klasse Flachwasser gewählt, was einen höheren Gehalt an organischem Bodenkohlenstoff, eine bessere Substratverfügbarkeit sowie einen verstärkten pflanzengebundenen Transport bedingt. Aufgrund des geringeren Wasserspiegels (+80% des modellierten Wasserspiegels) im Vergleich zur Klasse Flachwasser (Wasserspiegel = konst. = 20 cm) wurde *pox* erhöht, für die maximale Oxidationsrate *vmax* wurde jedoch ein kleinerer Wert gewählt. Der Parameter *d_{veg}* wurde ebenfalls erhöht, um die dichte, aus einer nahezu geschlossene Decke aus Seggen und Gräsern bestehende Vegetation zu beschreiben.

Die Klasse relativ trockene bis feuchte Tundra

Die Klasse *relativ trockene bis feuchte Tundra* zeichnet sich durch teilweise trockenere bis feuchte Bodenverhältnisse aus. Meist ist nur die oberste Bodenschicht trockener; schon wenige Zentimeter unter der Bodenoberfläche ist der Boden durch eine höhere Feuchte charakterisiert. Diese Klasse zeigt noch höhere Methanemissionen als die Klasse *nasse bis feuchte Tundra*. Der höhere Schluffanteil der Böden der Überflutungsebenen bietet bessere Standortbedingungen für die methanogenen Mikroorganismen als die sandigen Böden der ersten Terrasse (SCHNEIDER 2005).

Abbildung 4-14 zeigt die Modellreihen der Klasse *relativ trockene bis feuchte Tundra* für die Jahre 2003-2006 als 5-tägige gleitende Mittel. Wie für die Klasse *nasse bis feuchte Tundra*, liegt der zeitliche integrierte Methanfluss für das Jahr 2005 mit 5962 mg CH₄ m⁻² am höchsten, gefolgt von den Jahren 2006 (4487 mg CH₄ m⁻²) und 2003 (3117 mg CH₄ m⁻²). Den niedrigsten Wert der integralen Flüsse für die Klasse relativ trockene bis feuchte Tundra zeigt mit 3024 mg CH₄ m⁻² das Jahr 2004.

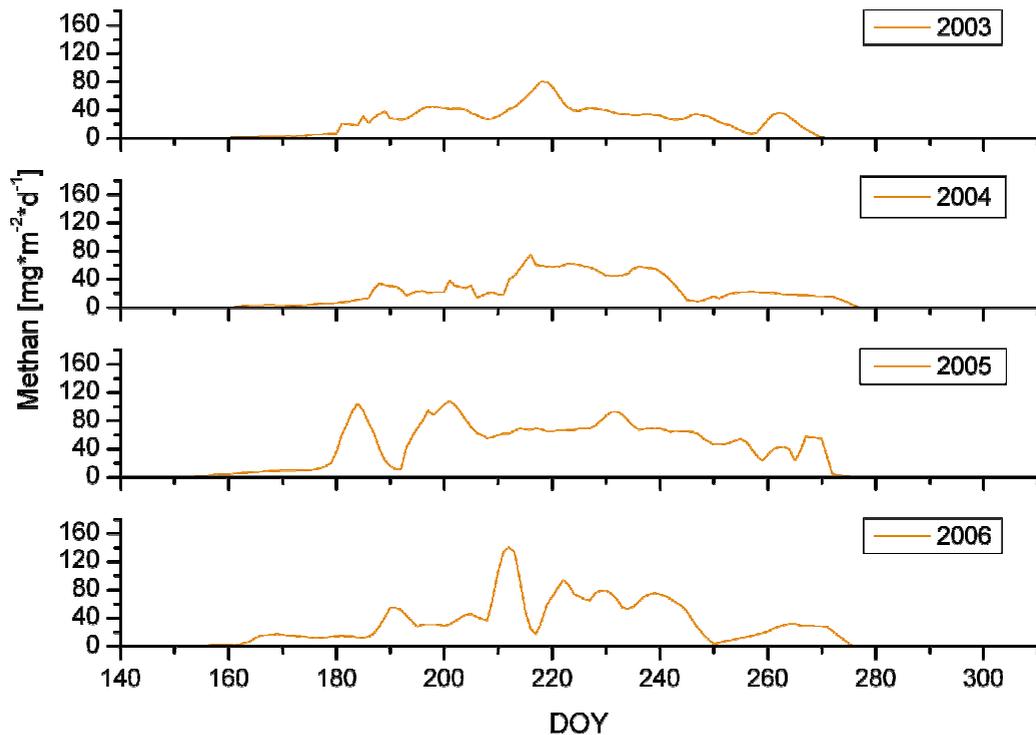


Abb. 4-14: Modellreihen der Klasse relativ trockene bis feuchte Tundra für die Jahre 2003 bis 2006 als 5-Tage gleitende Mittel.

Die für die Modellierung dieser Klasse gewählten Modellparameter sollen das gegenüber der Klasse *nasse bis feuchte Tundra* noch höhere Emissionspotential repräsentieren. Der Anteil an überflutetem Boden wurde hier nach eigener Einschätzung ebenfalls auf 40% gesetzt. Um das höhere Methanemissionspotential dieser Standorte zu charakterisieren, wurde die Qualität des pflanzengebundenen Transports auf den Maximalwert 15 gesetzt. Zwergsträucher, welche für den pflanzengebundenen Transport nicht geeignet sind (WALTER 1998), bilden zwar die dominante Vegetationsbedeckung, Gefäßpflanzen wie Seggen und Wollgräser nehmen jedoch ebenfalls große Flächen ein; der Anteil der Zwergstrauchvegetation kann stark variieren (SCHNEIDER 2005). Um den durch die jährliche Überflutung der Standorte bedingten höheren Nährstoffvorrat in Modellparameter zu übersetzen, wurde eine sehr große Durchwurzelungstiefe gewählt, welche auch den pflanzengebundenen Methantransport verstärkt. Zur Charakterisierung des Feuchtigkeitsgehaltes der Böden wurde der Wasserspiegel im Vergleich zur Klasse *nasse bis feuchte Tundra* etwas niedriger gewählt (+60% des modellierten Wasserspiegels). Der Anteil des in der Rhizosphäre oxidierten Methans p_{ox} wurde etwas kleiner als bei der Klasse *nasse bis feuchte Tundra* gewählt und der Parameter d_{veg} zeigt den höchsten Wert der vier untersuchten Klassen, während die maximale Oxidationsrate hier den kleinsten Wert aufweist. Die Auswahl all dieser Parameter trägt zur Beschreibung des für die vier Klassen höchsten Methanemissionspotentials der Klasse *relativ trockene bis feuchte Tundra* bei.

Die Klasse relativ trockene Tundra

Die Klasse *relativ trockene Tundra* ist durch die relative Trockenheit der Standorte in Bezug zu den drei bereits beschriebenen Klassen charakterisiert. Es bilden sich teilweise aerobe Verhältnisse aus (SCHNEIDER 2005). Die Vegetation ist von Moosen, Seggen, Gräsern und Zwergsträuchern dominiert, welche die Methanemission teilweise positiv beeinflussen. SCHNEIDER (2005) kennzeichnet die eher trockeneren Standorte jedoch als Flächen mit geringem Methanemissionspotential.

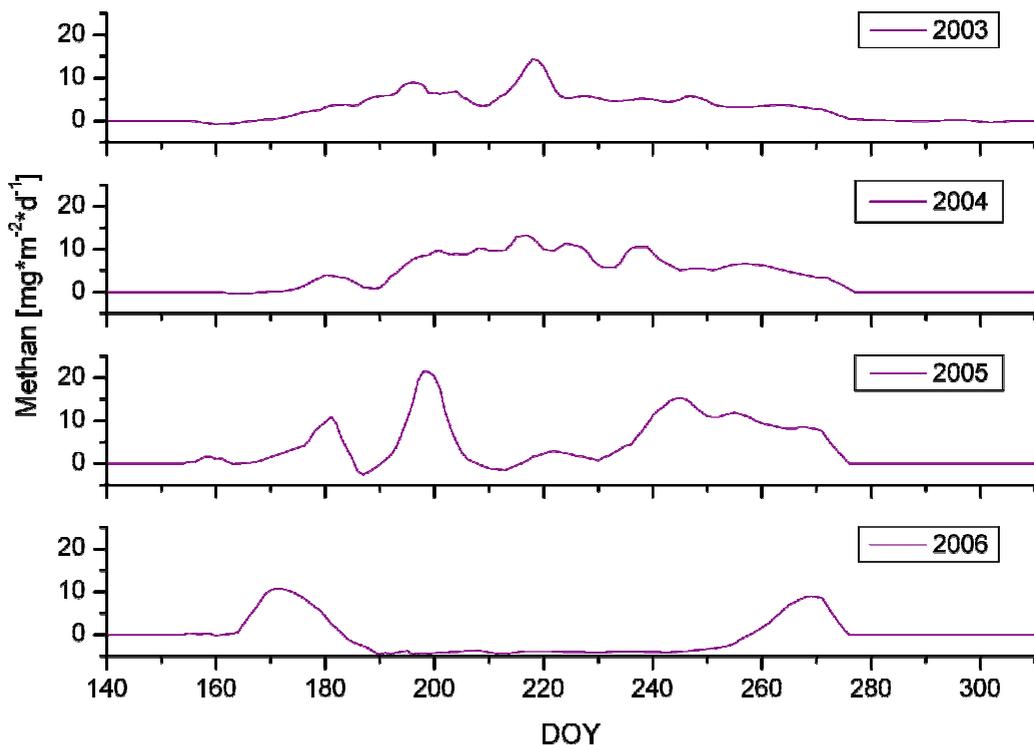


Abb. 4-15: Modellreihen der Klasse *relativ trockene Tundra* für die Jahre 2003-2006 als 5-Tage gleitende Mittel.

Abbildung 4-15 stellt die Modellreihen der Klasse *relativ trockene Tundra* für die Jahre 2003-2006 als 5-tägige gleitende Mittel dar. Für diese Klasse weisen die Jahre 2004 und 2005 mit jeweils $671 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2}$ die höchsten Flussintegrale auf, gefolgt vom Jahr 2003 ($516 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2}$). Für das Jahr 2006 ergibt sich für den zeitlich integrierten Methanfluss für die Klasse *relativ trockene Tundra* ein negativer Wert von $-45 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2}$. Dies würde die trockenen Standorte als eine Nettomethansenke im Jahr 2006 ausweisen, was eher unrealistisch erscheint. Extrem niedrige Wasserspiegel führen zu diesem Modellergebnis.

Die Parameter, welche für die Modellierung dieser Klasse verwendet wurden, spiegeln die eher trockenen Verhältnisse wieder. Um das Feuchteregime der gut drainierten Standorte zu beschreiben, wurde ein sehr niedriger Wasserspiegel gewählt (-150% des modellierten Was-

serspiegels). Auch der Anteil an überflutetem Boden wurde sehr klein gewählt; er repräsentiert den kleinsten Wert der vier betrachteten Klassen (VGL. TABELLE 4-3). Um das geringe Emissionspotential der Klasse *relativ trockene Tundra* auch über den Gehalt an organischem Kohlenstoff und die Substratverfügbarkeit zu beschreiben, wurde die Durchwurzelungstiefe auf einen kleinen Wert gesetzt. Dadurch werden Bodenkohlenstoff und Substratverfügbarkeit limitiert. Der Anteil des in der Wurzelzone oxidierten Methans po_x wurde ebenso wie die maximale Oxidationsrate v_{max} im Vergleich zu den anderen Klassen sehr hoch gewählt, um das Vorhandensein von Sauerstoff an diesen Standorten, welches die Methanoxidation positiv beeinflusst (SCHNEIDER 2005), zu beschreiben. Die teilweise nur spärlich ausgeprägte Vegetation wird über den kleinen Wert des Parameters d_{veg} beschrieben.

Gesamtmethanemission für die Region des Lena Deltas, 2003-2006

Die Gesamtmethanemission für das Lena Delta über die Vegetationsperioden der Jahre 2003-2006 wurde auf Grundlage der modifizierten Landklassifikation (VGL. KAP. 3.1.3, ABB. 3-12) berechnet.

Tabelle 4-4: Für das Upscaling der Methanemissionen verwendete Bedeckungsklassen mit ihren jeweiligen Flächenanteilen.

Bedeckungsklasse	Gesamtfläche [m ²]
Flachwasser	1.590.800.400
Nasse bis feuchte Tundra	8.277.012.900
Trockene bis feuchte Tundra	1.831.587.300
Relativ trockene Tundra	6.746.355.000

Für das Upscaling der Methanflüsse wurde ein statistischer Ansatz verwendet, in dem die modellierten Gesamtmethanflüsse für die Klassen Flachwasser, nasse bis feuchte Tundra, relativ trockene bis feuchte Tundra und relativ trockene Tundra mit den Gesamtflächenanteilen der einzelnen Klassen multipliziert wurde. Dabei wurde angenommen, dass die für die einzelnen Klassen modellierten Flüsse repräsentativ für diese Klassen sind. Tabelle 4-4 zeigt die Flächenanteile der vier verwendeten Landbedeckungsklassen. Die Gesamtmethanemission berechnet sich nach folgender Formel:

$$G_{CH_4} = \sum_{i=1}^n A_i \cdot G_i \quad (4.6)$$

Dabei ist G_{CH_4} der Gesamtmethanfluss eines Jahres, A_i und G_i beschreiben den Flächeninhalt respektive den Gesamtfluss der einzelnen Klassen. n gibt die Anzahl der Klassen an.

Die Klassen Sandfläche und Gewässer wurden nicht in das Upscaling einbezogen, da diese durch ein geringes Methanemissionspotential gekennzeichnet sind. Sandflächen sind meist trocken, vegetationsarm oder -los und durch einen geringen Gehalt an organischer Substanz charakterisiert; es kann keine Methanproduktion stattfinden (SCHNEIDER 2005). Gewässer müssen differenziert betrachtet werden. Während Seen in hohen nördlichen Breiten als eine der wichtigsten Quellen für atmosphärisches Methan identifiziert wurden (z.B. WHALEN & REEBURGH 1990, SEMILETOV ET AL. 1996, WALTER ET AL. 2006, WALTER ET AL. 2007), konnten im Lena Delta bis jetzt nur geringe Methanemissionen im Bereich der offenen Wasserflächen von Seen festgestellt werden (SPOTT 2003). Methanemissionen, welche durch Diffusionsprozesse freigesetzt werden, sind generell gering. Durch Gasblasenbildung freigesetztes Methan zeigt ebenfalls geringe Werte und eine hohe Variabilität zwischen verschiedenen Standorten und Zeitpunkten. Die Gasblasenfreisetzung ist stark vom Luftdruck abhängig, so dass bei sinkendem Luftdruck das emittierte Gasvolumen sehr rasch um das Dreifache ansteigen kann (SPOTT 2003). Solche zeitlich und räumlich kleinskaligen Ereignisse können mit dem Methanmodell nicht erfasst werden, sollten in zukünftigen Forschungsarbeiten jedoch untersucht und in prozessbasierte Modelle implementiert werden (VGL. KAP.5.1). Für die Kanäle der Lena konnten SEMILETOV ET AL. (1996) keine signifikanten Methanflüsse nachweisen.

Tabelle 4-5: Gesamtmethanflüsse in [Tg/a] für die Jahre 2003 bis 2006 und die vier Landbedeckungsklassen Flachwasser, Nasse bis feuchte Tundra, Relativ trockene bis feuchte Tundra und relativ trockene Tundra.

	2003	2004	2005	2006
Klasse Flachwasser	0.0049	0.0052	0.0100	0.0101
Klasse nasse bis feuchte Tundra	0.0164	0.0181	0.0324	0.0295
Klasse trockene bis feuchte Tundra	0.0057	0.0055	0.0109	0.0082
Klasse trockene Tundra	0.0035	0.0045	0.0045	-0.0003
Gesamt [Tg/a]	0.0304	0.0334	0.0579	0.0476

Die Ergebnisse des Upscalings sind in Tabelle 4-5 und Abbildung 4-16 dargestellt und zeigen Werte zwischen 0,03 und 0,06 Tg CH₄ a⁻¹. Im Vergleich zu ähnlichen Studien liegen diese *Modellergebnisse* in einem sehr guten Bereich. SCHNEIDER (2005) erstellte eine Abschätzung der Methanemissionen für das Lena Delta auf Basis der Landsat-7 ETM+ Landklassifikation und einer Bewertung der Klassen hinsichtlich ihres Emissionspotentials. Unter Nutzung von Haubenmessdaten und ungesicherten Annahmen zum Jahresgang liegt das Ergebnis bei rund 0,08 Tg CH₄ a⁻¹, wird jedoch als zu hoch eingeschätzt (DETAILS SIEHE SCHNEIDER 2005). Eine weitere Abschätzung der jährlichen Methanemissionen liegt für das Kuparuk Delta in Alaska vor (REEBURGH ET AL. 1998). Das Kuparuk Delta ist dem Lena

Delta hinsichtlich der Größe und geographischen Lage ähnlich (22.000 km², nördlich 68°N) und zeigt Emissionswerte von 0,02 Tg CH₄ a⁻¹. Auch diese Abschätzung beruht auf Haubenmessdaten und einer Vegetationsklassifizierung.

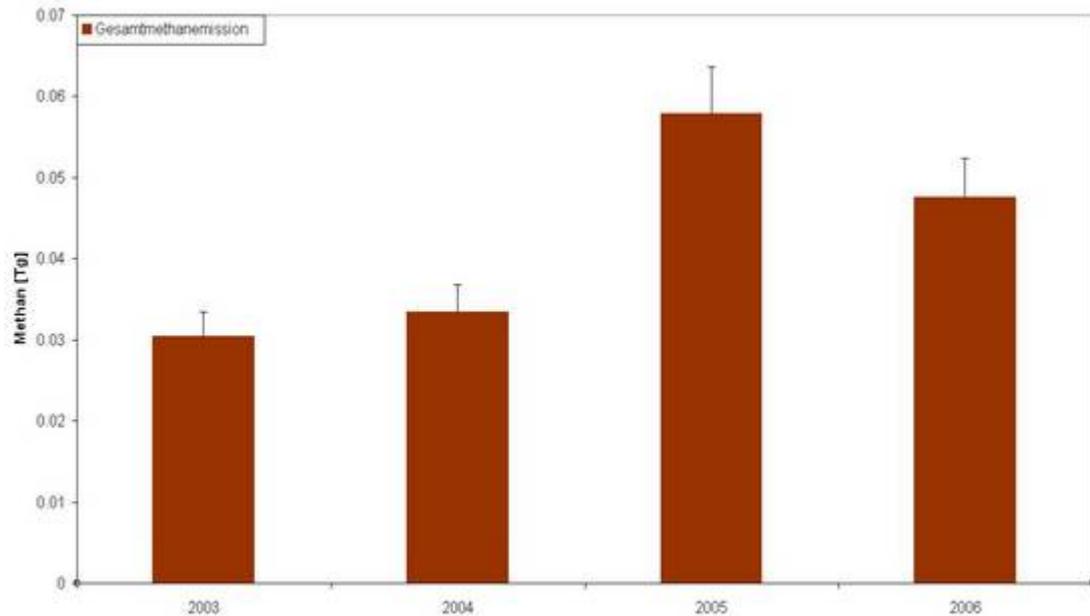


Abb. 4-16: Säulendiagramm der Gesamtmethanemission des Lena Deltas für die Vegetationsperioden der Jahre 2003-2006. Die Fehlerbalken weisen auf die Modellunterschätzung von 10%.

Die in der vorliegenden Dissertation erstmals mit einem prozessbasierten Modell erstellte Methanemissionsbilanz zeigt im Vergleich zu den auf Haubenmessungen basierenden Studien sehr gute Ergebnisse. Im Gegensatz zu der von SCHNEIDER (2005) erstellten Bilanz für das Lena Delta wurde die Klasse Flachwasser in der Bilanzierung berücksichtigt, Gewässer wurden jedoch nicht betrachtet. SCHNEIDER (2005) unterteilte die Klasse Gewässer in Seen und Fließgewässer und verwendete für die Emissionsleistung der Seen aufgrund fehlender Daten für das Lena Delta einen Literaturwert. Eine solche Annahme wurde hier nicht getroffen. Die Länge der Vegetationsperiode wird von der Länge der Auftauperiode bestimmt (VGL. KAP. 4.3), Winteremissionen können aufgrund fehlender Informationen zur Höhe der Methanflüsse im Winter nicht berücksichtigt werden (VGL. KAP. 5.1). Unsicherheiten in der Bilanzierung können in der Modellvalidierung anhand von Eddy-Kovarianz-Messreihen nur eines Standortes im Lena Delta (Insel Samoylov) als auch in der Wahl der Modellparameter und Inputdatensätze für nur diesen einen Standort liegen. Eine Korrelationsanalyse für die Lufttemperatur an drei verschiedenen Standorten im Lena Delta zeigt sehr gute Korrelationen, jedoch ist vor allem der Niederschlag durch eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität gekennzeichnet. Daten zur Auftautiefe der Permafrostböden liegen hauptsächlich für die Insel Samoylov vor, können jedoch in Abhängigkeit von Substrat, Vegetationsbedeckung

und geographischer Breite variieren. Auch die Länge der Vegetationsperiode nimmt mit geographischer Breite ab, was zu Fehlern in den Bilanzierungsergebnissen führen kann. Fehlklassifikationen in der für das Upscaling verwendeten Landklassifikation können ebenfalls eine mögliche Fehlerquelle darstellen.

Kapitel 5

5 Fazit

Methan ist ein global abundantes atmosphärisches Spurengas, das signifikant zur Erwärmung der Erdatmosphäre beiträgt. Um die Quellstärke permafrostbeeinflusster arktischer Ökosysteme der nassen polygonalen Tundra zu bestimmen – als natürliche Feuchtgebiete Teil der stärksten natürlichen Quelle für Methanemissionen – werden zahlreiche Messungen auf verschiedenen Skalen durchgeführt. Während kleinskalige Haubenmessungen räumlich und zeitlich diskrete Informationen zum Methanfluss erbringen und störend in die zu messende Umgebung eingreifen, erlaubt die Eddy-Kovarianz-Methode weitgehend störungsfreie Messungen der Höhe und zeitlichen Variabilität der Flüsse über einem Gebiet mit einem Durchmesser mehrerer hundert Meter. Ein prozessbasiertes Methanemissionsmodell ermöglicht die Simulation der Methanflüsse auf regionalem Maßstab unter Berücksichtigung der Methanogenese, der Methanotrophie und der Transportmechanismen molekulare Diffusion, Gasblasenbildung und pflanzengebundener Transport durch vaskuläre Pflanzen.

In der vorliegenden Arbeit wurde ein eindimensionales, prozessbasiertes Modell zur Berechnung der Methanemissionen aus Feuchtgebieten für Permafrostbedingungen modifiziert, validiert und für die Abschätzung der Gesamtmethanemissionen des Untersuchungsgebietes Lena Delta im Nordosten Sibiriens herangezogen. Zeitreihen der täglichen Auftautiefe aus dem Untersuchungsgebiet (72°N, 126°E) wurden herangezogen, um das Auftauen des Permafrostbodens zu beschreiben. Die Berücksichtigung des Bodentauens und der zeitlichen Variabilität der Auftautiefe haben weitere Modellmodifikationen zur Folge (VGL. KAP. 3.2.1). In dieser Arbeit wurden die folgenden Ergebnisse erzielt:

- Ein prozessbasiertes Methanemissionsmodell wurde unter Berücksichtigung der saisonalen Auftautiefe an Permafrostbedingungen angepasst und mit meteorologischen Antriebsdaten des ECMWF für das Lena Delta betrieben.
- Das Modell wurde mit Hilfe von Eddy-Kovarianz-Messungen aus dem Lena Delta für vier Untersuchungsjahre (2003-2006) erfolgreich validiert, wobei der Vergleich der Mo-

dell- und Messreihen teilweise sehr gute Übereinstimmungen, teilweise jedoch starke Abweichungen zeigt.

- Auf Basis der Ergebnisse des prozessbasierten Modells und einer modifizierten Landsat-7 ETM+ Landklassifikation des Lena Deltas wurde ein Upscaling der Methanflüsse durchgeführt. Die Ergebnisse liegen in guter Übereinstimmung mit auf Messungen basierenden Studien.
- Mittels Feldspektralmessungen verschiedener vegetationsbedeckter und vegetationsloser Oberflächen im Lena Delta wurde eine Validierung von MERIS-FR Satellitendaten durchgeführt.

Das vorgestellte Methanmodell ist ein erster Ansatz für die Modellierung der Methanflüsse in Permafrostgebieten. Unter Berücksichtigung von Messungen der täglichen Auftautiefe wurde das Modell für die Insel Samoylov im Süden des Lena Deltas betrieben. Das Vegetationsmodell BETHY/DLR wurde für die Modellierung der Nettoprimärproduktion verwendet, welche im Methanmodell als Maß für die Substratverfügbarkeit für die methanogenen Mikroorganismen parametrisiert ist. Die Validierung der Modellergebnisse erfolgte mittels Eddy-Kovarianz-Messungen des Methanflusses auf Samoylov. Die aus ECMWF Datensätzen bestehenden meteorologischen Modellantriebsdaten wurden mit auf der Insel erhobenen Stationsmessungen verglichen. Dabei zeigen sich für die Lufttemperaturen sehr gute Korrelationen, während die Niederschläge aufgrund der hohen räumlichen Variabilität nur geringe Korrelationen aufweisen. Für die Methanmodellierung zeigt sich eine teilweise sehr gute Übereinstimmung der Modell- und Messreihen, teilweise treten jedoch starke Divergenzen auf (VGL. KAP. 4.3). Die beobachteten Unterschiede liegen in vom Modell nicht berücksichtigten Prozessen, wie z.B. der Rückspeicherungseffekt von im gefrierenden Permafrostboden gebildetem Methan und atmosphärische Einflüsse wie Luftdruck und bodennahe Turbulenz. Die beobachtete zeitliche Verschiebung von etwa drei Tagen zwischen den Modell- und Messreihen kann evtl. mit biochemischen Prozessen im Boden, welche die Methanproduktion beeinflussen, erklärt werden. Dazu gehören z.B. die anaerobe Kohlenstoffmineralisierung und die Reduktion alternativer Elektronenakzeptoren (VGL. KAP. 4.3). Sehr kurze Messreihen wie die der Jahre 2004 und 2005 sind für die Modellvalidierung nur bedingt geeignet. Dies spiegelt sich vor allem in den Fehlerkoeffizienten wieder, welche für die Modellvalidierungen der Jahre 2004 und 2005 allgemein schlechter sind als für die Jahre 2003 und 2006, für welche lange Messreihen vorliegen (VGL. KAP. 4.3.5). Bedingt durch den stark temperaturgetriebenen Ansatz des Methanmodells zeigen alle Modellreihen gute bis sehr gute Korrelationen mit den Luft- und Bodentemperaturen. Auch für die Auftautiefe werden gute Korrelationen mit den Messwerten erreicht. Über die Vegetationsperiode integrierte Modellwerte für

die Jahre 2003 und 2006 liegen in guter Übereinstimmung mit Flussintegralen der Messungen, wobei eine leichte Modellunterschätzung von etwa 10% beobachtet wird. Ein Vergleich der zeitlich integrierten Flüsse für die Jahre 2004 und 2005 wurde aufgrund der Kürze der Messreihen nicht durchgeführt.

Das so validierte Methanmodell wurde für das Upscaling der Methanflüsse für das gesamte Lena Delta herangezogen. Erstmals wurde ein Upscaling der Gesamtmethanflüsse auf ein größeres Untersuchungsgebiet auf Basis eines prozessbasierten Modells durchgeführt. Vier Bedeckungsklassen einer modifizierten, auf Landsat-7 ETM+ Daten basierenden Landklassifikation und ihre Methanemissionspotentiale wurden in Modellparameter übersetzt. Mit Hilfe eines statistischen Ansatzes wurden die Gesamtemissionen für das Lena Delta über die Vegetationsperioden der Jahre 2003-2006 berechnet. Die Ergebnisse von $0,03-0,06 \text{ Tg CH}_4 \text{ a}^{-1}$ liegen in guter Übereinstimmung mit vergleichbaren, jedoch auf Messungen basierenden Studien (VGL. KAP. 4.5). Aufgrund der unzureichenden Datenlage wurde die Klasse der Seen für das Upscaling nicht berücksichtigt.

Ein nächster Schritt in der Anwendung des für Permafrostbedingungen modifizierten Methanmodells sollte in der Validierung des Modells für weitere Standorte der arktischen Tundra liegen. Dies ist bei Kenntnis und Vorhandensein der erforderlichen Eingangsdaten möglich. Der Einsatz des Modells für die Abschätzung der Methanemissionen der gesamten panarktischen Permafrostregion sollte Gegenstand zukünftiger Forschungsarbeit sein (VGL. KAP. 5.1). Eine solche Berechnung kann für die Abschätzung des Beitrags von Methanemissionen der arktischen Permafrostgebiete zum globalen Klimawandel genutzt werden. Der Strahlungsantrieb aufgrund gestiegener Methanemissionen beträgt derzeit $0,48 \pm 0,05 \text{ W m}^{-2}$. Veränderte klimatische Verhältnisse wie ein Anstieg der Temperatur und eine Zunahme des Niederschlags können zu verstärkten Methanemissionen in Permafrostgebieten führen. Eine sukzessive Veränderung der Vegetationszusammensetzung, der Pflanzenproduktivität sowie der Länge der Vegetationsperiode als Folge veränderter klimatischer Bedingungen kann jedoch auch zu einer verstärkten Kohlenstoffassimilation durch Pflanzen führen, welche einer evtl. gesteigerten Methanfreisetzung gegenübersteht (VGL. KAP. 2.1.3).

Während der Vegetationsperiode des Jahres 2006 wurden im Lena Delta Feldspektralmessungen verschiedener vegetationsbedeckter und vegetationsloser Oberflächen durchgeführt. Ziel war die Ableitung biophysikalischer Indizes wie NDVI und LAI aus den Messdaten sowie die Validierung im gleichen Zeitraum akquirierter MERIS-FR Satellitendaten. Vergleiche der Reflexionen der MERIS Spektralkanäle und der Spektralmessungen zeigen gute Übereinstimmungen der Datensätze, wobei die fehlerbehaftete Atmosphärenkorrektur der

MERIS Daten in hohen Breiten sowie Schwierigkeiten aufgrund von Mischpixeln und den unterschiedlichen Gesichtsfeldern der verwendeten Sensoren deutlich werden. Ein Vergleich des LAI, der sowohl aus den MERIS-FR Daten als auch den Feldspektraldaten abgeleitet wurde, zeigt, dass der zeitliche Verlauf des LAI arktischer Tundraökosysteme mit Hilfe der Satellitendaten realistisch wiedergegeben wird. Unterschiede in den Datensätzen verdeutlichen auch hier den Einfluss der Atmosphäre und der unterschiedlichen Gesichtsfelder. Eine auf Basis der MERIS-FR Daten und spektraler Endmember für Validierungszwecke erstellte Klassifikation eines Ausschnitts des Lena Deltas zeigt eine gute visuelle Übereinstimmung mit der Landsat-7 ETM+ Landklassifikation des Lena Deltas (VGL. KAP. 4.1).

5.1 Weiterer Forschungsbedarf

Für die Weiterentwicklung des Methanmodells sollten weitere Modellmodifikationen durchgeführt werden, welche Permafrostbedingungen, erweiterte Parametrisierungen sowie die Optimierung von Prozessmodellierung und Inputdatensätzen berücksichtigen.

Um das sukzessive Auftauen des Permafrostbodens im kurzen arktischen Sommer zu berücksichtigen, werden in das bestehende Modell Zeitreihen der Auftautiefe, welche im Lena Delta gemessen wurden, eingelesen. Die Dynamik des Auftauens/Gefrierens muss einbezogen werden, um die im Permafrost ablaufenden Prozesse realistischer modellieren zu können. Die Simulation beginnt mit dem ersten Tag des Auftauens. Die Methanemission steigt mit zunehmender Auftautiefe an, um anschließend mit dem Gefrieren des Bodens langsam abzunehmen und mit dem kompletten Rückfrieren des Permafrostbodens zum Stillstand zu kommen. Um von solchen Messungen unabhängig zu sein und das Modell auf die gesamte pan-arktische Permafrostregion anwenden zu können, sollte ein numerischer Ansatz zur Simulation des Auftauens und Gefrierens der Böden im Modell implementiert werden. Verschiedene bestehende Modelle für die Simulation des Bodenwärmehaushalts in Permafrostböden und die Auftautiefe (ANISIMOV ET AL. 2002, SAZONOVA & ROMANOVSKY 2003, LING & ZHANG 2004, WOO ET AL. 2004, BIESINGER ET AL. 2007, RISEBOROUGH 2007) können herangezogen werden.

Die Verteilung von Gewässern wie Flüsse, Seen und kleinere Teiche spielt eine wichtige Rolle in der Hydrologie von Feuchtgebieten und der Methanproduktion und -emission aus Permafrostböden. Die Überflutungsdynamik, z.B. in Form einer dynamischen Karte der Feuchtgebietsverteilung, aber auch Bodenfeuchte und Auftau/Gefrier-Prozesse arktischer Permafrost-Ökosysteme können aus Radar- und Mikrowellenfernerkundungsverfahren abgeleitet werden. Diese stellen vor allem in arktischen Gebieten sehr robuste Verfahren dar, da

die Instrumente eine hohe zeitliche und räumliche Abdeckung der Arktis bieten und in der Lage sind, persistente Wolkenbedeckung, die typisch für den Sommer in hohen nördlichen Breiten ist und optische Fernerkundungsverfahren negativ beeinflussen kann (HOPE ET AL. 2004), zu durchdringen. BARTSCH ET AL. (2007b) entwickelten Algorithmen, um aus Scatterometer Daten den Start- und Endpunkt der täglichen Zyklen der Frühjahrsschneesmelze mit hoher Genauigkeit abzuleiten. Da Schnee einen isolierenden Effekt auf den darunterliegenden Boden ausübt, kann das Ende der Schneeschmelze auch als Abschätzung des ersten Tages des Bodentauens herangezogen und damit als Input für Modelle des Bodenwärmehaushaltes genutzt werden.

Die Methanflüsse der feuchten polygonalen Tundra in der Zone des kontinuierlichen Permafrost sind hauptsächlich abhängig von der bodennahen Turbulenz (WILLE ET AL. 2008) sowie von Veränderungen im atmosphärischen Luftdruck (SACHS ET AL. 2008). Diese beiden Faktoren beeinflussen die Bildung und Freisetzung von Gasblasen (*Ebullition*). In Laborexperimenten konnte gezeigt werden, dass die Gasblasenbildung der Haupttransportweg für Methan in Phasen niedrigen Luftdrucks sein kann (TOKIDA ET AL. 2005 & 2007). Die Studien regen an, prozessbasierte Modelle so zu modifizieren, dass der Luftdruck als bestimmender Faktor für die Freisetzung von Methan in Form von Gasblasen berücksichtigt wird. Ein Ansatz hierfür ist die Parametrisierung der Schwellenwertkonzentration für die Gasblasenbildung als Funktion des Luftdrucks (VGL. GL. 2.3). Die bodennahe Turbulenz trägt maßgeblich zum Austausch zwischen dem Untergrund und der Atmosphäre bei und kann – wie bei BETHY/DLR (VGL. GL. 2.25) – über die aerodynamische Leitfähigkeit und damit die Windgeschwindigkeit und Rauigkeitsparameter beschrieben werden. Die Implementierung von Datensätzen zu Windgeschwindigkeit und Luftdruck in das Methanmodell wird zu einem besseren Prozessverständnis sowie zur realistischeren Modellierung der Methanflüsse beitragen.

Winter-Methanemissionen in Permafrostgebieten sind bisher nicht ausreichend untersucht worden. Studien zur winterlichen Methanflusssdynamik für Torfgebiete in nördlichen Breiten wurden nur in Nordamerika und West-Sibirien durchgeführt. Diese Studien zeigen, dass die Methanemissionen im Winter einen signifikanten Anteil (4-21%) des jährlichen Methanhaushalts der untersuchten Standorte ausmachen können (DISE 1992, MELLOH & CRILL 1996). Für ein besseres Verständnis zu Winteremissionen von Methan nicht nur für Torfgebiete, welche nur in den oberen Bodenschichten gefrieren, sondern auch für Permafrostböden, welche in der Zone des kontinuierlichen Permafrost für bis zu acht Monate im Jahr fast vollständig gefroren bleiben, sollte das prozessbasierte Methanmodell um ein Winteremissionsmodul erweitert werden.

Gleichzeitig sollte im Modell ein Speicherterm eingeführt werden, welcher die Methanproduktion während der Rückfrierphase der Permafrostböden im Herbst und zeitigen Winter berücksichtigt. Das am Ende der Vegetationsperiode produzierte und anschließend gespeicherte Methan wird zusätzlich zum im darauffolgenden Frühjahr neu gebildeten Methan freigesetzt (HEYER ET AL. 2002, WAGNER ET AL. 2003b). Dieser Speicherprozess wird bis jetzt im Methanmodell nicht betrachtet.

Die Verwendung optischer Fernerkundungsdaten ist ein wichtiges Werkzeug zum Ableiten biophysikalischer Parameter wie NDVI oder LAI sowie zum Erstellen von Landklassifikationen, welche als Modellinput benötigt werden. Speziell für die Arktis, wo es aufgrund der Abgeschiedenheit und der mangelnden Infrastruktur nur eine begrenzte Anzahl von Messungen gibt, kann die Fernerkundung genutzt werden, um erforderliche Eingangsdatensätze zu erstellen. Solche Datensätze können dann verwendet werden, um den Einsatz des Methanemissionsmodells auf die gesamte pan-arktische Permafrostzone auszuweiten.

Die *Europäische Weltraumagentur (European Space Agency, ESA)* richtete in Zusammenarbeit mit dem *Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung* in Potsdam im Februar 2008 einen *Permafrost Expert Consultation Workshop* aus. Ziel des Workshops war es, gemeinsam mit Permafrostexperten über die Bereitstellung von fernerkundungsbasierten *value-added products*, wie z.B. Schneebedeckung, Landoberflächentemperatur, Vegetationsbedeckung und hoch aufgelöste Digitale Geländemodelle für die Permafrostforschung zu beraten. Solche Datensätze können auch für die Modifizierung und Optimierung prozessbasierter Modelle verwendet werden.

Literaturverzeichnis

A

ANISIMOV, O. A. & F. E. NELSON (1996). Permafrost distribution in the Northern Hemisphere under scenarios of climate change. In: *Global and Planetary Change*, 14, S. 59-72.

ANISIMOV, O. A., SHIKLOMANOV, N. I. & F. E. NELSON (2002). Variability of seasonal thaw depth in permafrost regions: a stochastic modeling approach. In: *Ecological Modelling*, 153(3), S. 217-227.

ANISIMOV, O. A. (2007). Potential feedback of thawing permafrost to the global climate system through methane emission. In: *Environmental Research Letters*, 2, 7 S.

ARAH, J. R. M. & K. D. STEPHEN (1998). A model of the processes leading to methane emission from peatland. In: *Atmospheric Environment*, 32(19), S. 3257-3264.

B

BARTSCH, A., KIDD, R. A., WAGNER, W. & Z. BARTALIS (2007a). Temporal and spatial variability of the beginning and end of daily spring freeze/thaw cycles derived from scatterometer data. In: *Remote Sensing of Environment*, 106, S. 360-374.

BARTSCH, A., WAGNER, W., RUPP, K. & R. KIDD (2007b). Application of C and Ku-Band scatterometer data for catchment hydrology in northern latitudes. In: *Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS 2007, IEEE International*, S. 3702-3705.

BERGMANN, I., KLARQVIST, M. & M. NILSSON (2000). Seasonal variation in rates of methane production from peat of various botanical origins: effects of temperature and substrate quality. In: *FEMS Microbiology Ecology*, 33, S. 181-189.

BIESINGER, Z., RASTETTER, E. B. & B. L. KWIATKOWSKI (2007). Hourly and daily models of active layer evolution in arctic soils. In: *Ecological Modelling*, 206(1-2), S. 131-146.

BOHN, T. J., LETTENMAIER, D. P., SATHULUR, K., BOWLING, L. C., PODEST, E., MCDONALD, K. C. & T. FRIBORG (2007). Methane emissions from western Siberian wetlands: heterogeneity and sensitivity to climate change. In: *Environmental Research Letters*, 2, 9 S.

BOIKE, J. (2008). Hourly (daily) soil temperature, moisture and meteorological data for Samoylov, Lena Delta (or Bayelva, Svalbard). Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Telegrafenberg A43, 14473 Potsdam, Germany.

BRUTSAERT, W. (1982). Evaporation into the Atmosphere: Theory, History and Applications. Kluwer Academic Publishers Group, Dordrecht, Niederlande, 299 S.

BUBIER, J. L., MOORE, T. R., BELLISARIO, L. & N. T. COMER (1995). Ecological controls on methane emissions from a northern peatland complex in the zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada. In: *Global Biogeochemical Cycles*, 9(4), S. 455-470.

C

CAO, M., DENT, J. B. & O. W. HEAL (1995a). Methane emissions from China's paddyland. In: *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 55, S. 129-137.

CAO, M., DENT, J. B. & O. W. HEAL (1995b). Modeling Methane Emissions from Rice Paddies. In: *Global Biogeochemical Cycles*, 9(2), S. 183-195.

CAO, M., GREGSON, K., MARSHALL, S., DENT, J.B. & O. W. HEAL (1996a). Global Methane Emissions from Rice Paddies. In: *Chemosphere*, 33(5), S. 879-897.

CAO, M., MARSHALL, S. & K. GREGSON (1996b). Global carbon exchange and methane emissions from natural wetlands: Application of a process-based model. In: *Journal of Geophysical Research*, D9, S. 14399-14414.

CAO, M., GREGSON, K. & S. MARSHALL (1998). Global methane emission from wetlands and its sensitivity to climate change. In: *Atmospheric Environment*, 32(19), S. 3293-3299.

CAVM TEAM (2003). Circumpolar Arctic Vegetation Map. Scale 1:7,500,000. Conservation of Arctic Flora and Fauna (CAFF) Map No. 1. U.S. Fish and Wildlife Service, Anchorage, Alaska.

CHAPPELLAZ, J., BARNOLA, J. M., RAYNAUD, D., KOROTKEVICH, Y. S. & C. LORUS (1990). Ice-core record of atmospheric methane over the past 160,000 years. In: *Nature*, 345, S. 127-131.

CHRISTENSEN, T. R. (1993). Methane emission from Arctic tundra. In: *Biogeochemistry*, 21. S. 117-139.

CHRISTENSEN, T. R., FRIBORG, T., SOMMERKORN, M., KAPLAN, J., ILLERIS, L., SOEGAARD, H., NORDSTROEM, C. & S. JONASSON (2000). Trace Gas Exchange in a High-Arctic Valley 1. Variations on CO₂ and CH₄ Flux Between Tundra Vegetation Types. In: *Global Biogeochemical Cycles*, 14(3), S. 701-713.

CHRISTENSEN, T. R., EKBERG, A., STRÖM, L., MASTEPANOV, M., PANIKOV, N., ÖQUIST, M., SVENSSON, B. H., NYKÄNEN, H., MARTIKAINEN, P. J. & H. OSKARSSON (2003). Factors controlling large scale variations in methane emissions from wetlands. In: *Geophysical Research Letters*, 30(7), 4 S.

CHRISTENSEN, T. R., JOHANSSON, T., AKERMAN, H. J., MASTEPANOV, M., MALMER, N., FRIBORG, T., CRILL, C. & B. H. SVENSSON (2004). Thawing sub-arctic permafrost: Effects on vegetation and methane emissions. In: *Geophysical Research Letters*, 31(4), doi:10.1029/2003GL018680.

COLLATZ, G. J., RIBAS-CARBO, M. & J. A. BERRY (1992). Coupled photosynthesis-stomatal conductance model for leaves of C₄ plants. In: *Australian Journal of Plant Physiology*, 19(5), S. 519-538.

D

DENNISON, P. E. & D. A. ROBERTS (2003). Endmember selection for multiple endmember spectral mixture analysis using endmember average RMSE. In: *Remote Sensing of Environment*, 87, S. 123-135.

DEPPENMEIER, U., MÜLLER, V. & G. GOTTSCHALK (1996). Pathways of energy conservation in methanogenic archaea. In: *Archive of Microbiology*, 165, S. 149-163.

DICKINSON, R. E., HENDERSON-SELLERS, A. & P. J. KENNEDY (1993). Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model. National Center for Atmospheric Research Technical Note NCAR/TN-387+STR, NCAR, Climate and Global Dynamics Division, Boulder, Colorado, 72 S.

DISE, N. B. (1992). Winter fluxes of methane from Minnesota peatlands. In: *Biogeochemistry*, 17, p. 71-83.

DUECK, T. A., DE VISSER, R., POORTER, H., PERSIJN, S., GORISSEN, A., DE VISSER, W., SCHAPENDONK, A., VERHAGEN, J., SNEL, J., HARREN, F. J. M., NGAI, A. K. Y., VERSTAPPEN, F., BOUWMEESTER, H., VOESENEK, L. A. C. J. & A. VAN DER WERF (2007). No evidence for substantial aerobic methane emission by terrestrial plants: a ¹³C-labelling approach. In: *New Phytologist*, 175, S. 29-35.

E

EVANS, J. R. (2007). Resolving methane fluxes. In: *New Phytologist*, 125, S 1-4.

F

FAN, S. M., WOFYSY, S. C., BAKWIN, P. S., JACOB, D. J., ANDERSON, S. M., KEBABIAN, P. L., MCMANUS, J. B., KOLB, C. E. & D. R. FITZJARRALD (1992). Micrometeorological Measurements of CH₄ and CO₂ Exchange Between the Atmosphere and Subarctic Tundra. In: *Journal of Geophysical Research*, 97(D15), S. 16627-16643.

FARQUHAR, G. D., VON CAEMMERER, S. & J. A. BERRY (1980). A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. In: *Planta*, 149(1), S. 78-90.

FEDERER, C. A. (1979). A Soil-Plant-Atmosphere Model for Transportation and Availability of Soil Water. In: *Water Resources Research*, 15(3), S. 555-562.

FEDERER, C. A. (1982). Transpirational Supply and Demand: Plant, Soil and Atmospheric Effects Evaluated by Simulation. In: *Water Resources Research*, 18(2), S. 355-362.

FILELLA, I. & J. PENUELAS (1994). The red edge position and shape as indicators of plant chlorophyll content, biomass and hydric status. In: *International Journal of Remote Sensing*, 15(7), S. 1459-1470.

FOKEN, T. (2003). *Angewandte Meteorologie, Mikrometeorologische Methoden.* Springer, Heidelberg, 289 S.

FRANKENBERG, C., MEIRINK, J. F., VAN WEELE, M., PLATT, U. & T. WAGNER (2005). Assessing Methane Emissions from Global Space-Borne Observations. In: *Science*, 308, S. 1010-1014.

FRIBORG, T., CHRISTENSEN, T. R., HANSEN, B. U., NORDSTROEM, C. & H. SOEGAARD (2000). Trace gas exchange in a high-arctic valley 2. Landscape CH₄ fluxes measured and modeled using eddy correlation data. In: *Global Biogeochemical Cycles*, 14(3), S. 715-723.

FROLKING, S., ROULET, N. T., MOORE, T. R., LAFLEUR, P. M., BUBIER, J. L. & P. M. CRILL (2002). Modeling seasonal to annual carbon balance of Mer Bleue Bog, Ontario, Canada. In: *Global Biogeochemical Cycles*, 16(3), 21. S.

G

GARCIA, J.-L., PATEL, B. K. C. & B. OLLIVIER (2000). Taxonomic, phylogenetic, and ecological diversity of methanogenic Archaea. In: *Anaerobe*, 6(4), S. 205-226.

GARDNER, B. & B. BLAD (1986). Evaluation of spectral reflectance models to estimate corn leaf area while minimizing the influence of soil background effects. In: *Remote Sensing of Environment*, 20, S. 183-193.

- GARRATT, J. R. (1992).** The atmospheric boundary layer. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 316 S.
- GIA, G. J., EPSTEIN, H. E. & D. A. WALKER (2004).** Controls over intra-seasonal dynamics of AVHRR NDVI for the Arctic tundra in northern Alaska. In: International Journal of Remote Sensing, 25(9), S. 1547-1564.
- GOBRON, N., MÉLIN, F., PINTY, B., TABERNER, M. & M. M. VERSTRAETE (2004).** MERIS Global Vegetation Index: Evaluation and Performance. In: Proceedings of the MERIS User Workshop, Frascati, Italy, November 10-13, 2003.
- GRANBERG, G., MIKKELÄ, C., SUNDH, I., SVENSSON, B. H. & M. NILSSON (1997).** Sources of spatial variation of methane emission from mires in northern Sweden: A mechanistic approach in statistical modeling. In: Global Biogeochemical Cycles, 11(2), S. 135-150.
- GRANBERG, G., OTTOSSON-LÖFVENIUS, M., GRIP, H., SUNDH, I. & M. NILSSON (2001).** Effect of climate variability from 1980 to 1997 on simulated methane emission from a boreal mixed mire in northern Sweden. In: Global Biogeochemical Cycles, 15(4), S. 977-992.
- GRIGORIEV, M. N. (1993).** Cryomorphogenesis in the Lena Delta, Permafrost Institute Press, Yakutsk, 176 S. (in Russisch).
- GUNDELWEIN, A., MÜLLER-LUPP, T., SOMMERKORN, M., HAUPT, E. T. K., PFEIFFER, E.-M. & H. WIECHMANN (2007).** Carbon in tundra soils in the Lake Labaz region of arctic Siberia. In: European Journal of Soil Science, 58, S. 1164-1174.
- ## H
- HANSON, R. S. & T. E. HANSON (1996).** Methanotrophic bacteria. In: Microbiological Reviews, 60(2), S. 439-471.
- HARAZONO, Y., MANO, M., MIYATA, A., YOSHIMOTO, M., ZULUETA, R. C., VOURLITIS, G. L., KWON, H. & W. C. OECHEL (2006).** Temporal and spatial differences of methane flux at arctic tundra in Alaska. In: Memoirs of National Institute of Polar Research, Special Issue 59, S. 79-95.
- HARGREAVES, G. L., HARGREAVES, G. H. & J. P. RILEY (1985).** Irrigation water requirement for Senegal River Basin. In: Journal of Irrigation and Drainage Engineering, ASCE, 111(3), S. 265-275.
- HARGREAVES, K. J., FOWLER, D., PITCAIRN, C. E. R. & M. AURELA (2001).** Annual methane emission from Finnish mires estimated from eddy covariance campaign measurements. In: Theoretical and Applied Climatology, 70, S. 203-213.

- HEYER, J., BERGER, U., KUZIN, I. L. & O. N. YAKOVLEV (2002).** Methane emissions from different ecosystem structures of the subarctic tundra in Western Siberia during mid-summer and during the thawing period. In: *Tellus B*, 54(3), S. 231-249.
- HOPE, A. S., PENCE, K. R. & D. A. STOW (2004).** NDVI from low altitude aircraft and composited NOAA AVHRR data for scaling Arctic ecosystem fluxes. In: *International Journal of Remote Sensing*, 25(20), S. 4237-4250.
- HORLER, D. N. H., DOCKWAY, M. & J. BARBER (1983).** The red edge of plant leaf reflectance. In: *International Journal of Remote Sensing*, 4(2), S. 273-288.
- HUANG, Y., SASS, R. L. & F. M. FISHER, JR. (1998).** A semi-empirical model of methane emission from flooded rice paddy soils. In: *Global Change Biology*, 4(3), S. 247-268.
- HUANG, Y., ZHANG, W., ZHENG, X., LI, J. & Y. YU (2004).** Modeling methane emission from rice paddies with various agricultural practices. In: *Journal of Geophysical Research*, 109, doi:10.1029/2003JD004401.
- HUBBERTEN, H.-W., WAGNER, D., PFEIFFER, E.-M., BOIKE, J. & A. YU. GUKOV (2006).** The Russian-German Research Station Samoylov, Lena Delta – A Key Site for Polar Research in the Siberian Arctic. In: *Polarforschung*, 73(2/3), S. 111-116.

I

- IPCC (2001).** *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguera, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K. & C. A. Johnson (Hrsg.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom & New York, NY, USA, 881 S.
- IPCC (2007a).** **DENMAN, K. L., BRASSEUR, G., CHIDTHAISONG, A., CIAIS, P., COX, P. M., DICKINSON, R. E., HAUGLUSTAINE, D., HEINZE, C., HOLLAND, E., JACOB, D., LOHMANN, U., RAMACHANDRAN, S., DA SILVA DIAS, P. L., WOFSY, S. C. & X. ZHANG (AUTOREN).** *Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry.* In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M. & H. L. Miller (Hrsg.): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC (2007b).** **FORSTER, P., RAMASWAMY, V., ARTAXO, P., BERNTSEN, T., BETTS, R., FAHEY, D. W., HAYWOOD, J., LEAN, J., LOWE, D. C., MYHRE, G., NGANGA, J., PRINN, R., RAGA, G., SCHULZ, M. & R. VAN DORLAND (AUTOREN).** *Changes in Atmospheric*

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

IPCC (2007c). MEEHL, G.A., STOCKER, T.F., COLLINS, W.D., FRIEDLINGSTEIN, P., GAYE, A.T., GREGORY, J.M., KITO, A., KNUTTI, R., MURPHY, J.M., NODA, A., RAPER, S.C.B., WATTERSON, I.G., WEAVER, A.J. & Z.-C. ZHAO (AUTOREN). Global Climate Projections. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. & H.L. Miller (Hrsg.): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

J

JARVIS, P. G. & K. G. NAUGHTON (1986). Stomatal control of transpiration: Scaling up from leaf to region. In: *Advances in Ecological Research*, 15, S. 1-49.

JIA, G. J., EPSTEIN, H. E. & D. A. WALKER (2004). Controls over intra-seasonal dynamics of AVHRR NDVI for the Arctic tundra in northern Alaska. In: *International Journal of Remote Sensing*, 25(9), S. 1547-1564.

JOABSSON, A., CHRISTENSEN, T. R. & B. WALLÉN (1999). Vascular plant controls on methane emissions from northern peatforming wetlands. In: *Trends in Ecology and Evolution (TREE)*, 14(10), S. 385-388.

JOABSSON, A. & T. R. CHRISTENSEN (2001). Methane emissions from wetlands and their relationship with vascular plants: An Arctic example. In: *Global Change Biology*, 7, S. 919-932.

K

KAPLAN, J. O. & M. NEW (2006). Arctic climate change with a 2°C global warming: Timing, climate patterns and vegetation change. In: *Climatic Change*, 79, S. 213-241.

KEPPLER, F., HAMILTON, J. T. G., BRAB, M. & T. RÖCKMANN (2006). Methane emissions from terrestrial plants under aerobic conditions. In: *Nature*, 439, S. 187-191.

KIRSCHKE, S., GÜNTHER, K. P., WIBKIRCHEN, K., SACHS, T. & S. DECH (2008). Methane Emission from Siberian Wet Polygonal Tundra on Multiple Spatial Scales: Process-

based Modelling of Methane Fluxes on the Regional Scale, Lena Delta. In: Kane, D. L. & K. M. Hinkel (Hrsg.), Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks (in zwei Bänden), 2140 S.

KNORR, W. (1997). Satellitengestützte Fernerkundung und Modellierung des globalen CO₂-Austauschs der Landbiosphäre: Eine Synthese. Hamburg, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Examensarbeit Nr. 49, ? S.

KNORR, W. (2000). Annual and interannual CO₂ exchanges of the terrestrial biosphere: process based simulations and uncertainties. In: Global Ecology and Biogeography, 9, S. 225-252.

KNORR, W. & M. HEIMANN (2001a). Uncertainties in global terrestrial biosphere modeling, Part I: A comprehensive sensitivity analysis with a new photosynthesis and energy balance scheme. In: Global Biogeochemical Cycles, 15(1), S. 201-225.

KNORR, W. & M. HEIMANN (2001b). Uncertainties in global terrestrial biosphere modeling, Part II: Global constraints for a process-based vegetation model. In: Global Biogeochemical Cycles, 15(1), S. 227-246.

KOTLYAKOV, V. & T. KHROMOVA (2002). Permafrost, Snow and Ice. In: Stolbovoi V. und I. McCallum (Hrsg.): Land Resources of Russia (CD-ROM), International Institute of Applied Systems Analysis and the Russian Academy of Science, Laxenburg, Österreich.

KUTZBACH, L., WAGNER, D. & E.-M. PFEIFFER (2004). Effect of microrelief and vegetation on methane emission from wet polygonal tundra, Lena Delta, Northern Siberia. In: Biogeochemistry, 69, S. 341-362.

KUTZBACH, L. (2005). The Exchange of Energy, Water and Carbon Dioxide between Wet Arctic Tundra and the Atmosphere at the Lena River Delta, Northern Siberia. Hamburg, Dissertation im Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg, 148 S.

KUTZBACH, L., WILLE, C. & E.-M. PFEIFFER (2007). The exchange of carbon dioxide between wet arctic tundra and the atmosphere at the Lena River Delta, Northern Siberia. In: Biogeosciences, 4, S. 869-890.

L

LANDHAEUSSER, S. M. & R. W. WEIN (1993). Postfire vegetation recovery and tree establishment at the Arctic treeline: Climate-change-vegetation-response hypotheses. In: Journal of Ecology, 81(4), 665-672.

LAWRENCE, D. M & A. G. SLATER (2005). A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century. In: *Geophysical Research Letters*, 32, doi:10.1029/2005GL025080.

LEWIS, M. C. & T. V. CALLAGHAN (1976). Tundra. In: Monteith, J. L. (Hrsg.): *Vegetation and the Atmosphere, Volume 2, Case Studies*. Academic Press, London, New York, San Francisco.

LIANG, S. (2004). *Quantitative Remote Sensing of Land Surfaces*. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, USA, 534 S.

LIBLIK, L. K., MOORE, T. R., BUBIER, J. L. & S. D. ROBINSON (1997). Methane emissions from wetlands in the zone of discontinuous permafrost: Fort Simpson, Northwest territories, Canada. In: *Global Biogeochemical Cycles*, 11(4), S. 485-494.

LIEBNER, S. & D. WAGNER (2007). Abundance, distribution and potential activity of methane oxidizing bacteria in permafrost soils from the Lena Delta, Siberia. In: *Environmental Microbiology*, 9(1), S. 107-117.

LILLESAND, T. M. & R. W. KIEFER (1994). *Remote Sensing and Image Interpretation*. Third Edition. John Wiley & Sons, Inc., New York, USA, 750 S.

LING, F. & T. ZHANG (2004). A numerical model for surface energy balance and thermal regime of the active layer and permafrost containing unfrozen water. In: *Cold Regions Science and Technology*, 38, S. 1-15.

LISCHKE, H. (2007). Lags by succession and migration: Modeling of climate change induced vegetation changes at the boreal/arctic timberline. In: *ICESM Abstracts*, 1, Second International Conference on Earth System Modelling 2007.

M

MACDONALD, J. A., FOWLER, D., HARGREAVES, K. J., SKIBA, U., LEITH, I. D. & M. B. MURRAY (1998). Methane emission rates from a northern wetland; response to temperature, water table and transport. In: *Atmospheric Environment*, 32(19), S. 3219-3227.

MALEVSKY-MALEVICH, S. P., MOLKENTIN, E. K., NADYOZHINA, E. D. & O. B. SHKLYAREVICH (2001). Numerical Simulation of permafrost parameters distribution in Russia. In: *Cold Regions Science and Technology*, 32, S. 1-11.

MARRERO, T. R. & E. A. MASON (1972). Gaseous Diffusion Coefficients. In: *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, 1(1), S. 3-118.

- MATTHEWS, E. & I. FUNG (1987).** Methane Emission from Natural Wetlands: Global Distribution, Area, and Environmental Characteristics of Sources. In: *Global Biogeochemical Cycles*, 1(1), S. 61-86.
- MATTHEWS, E. (2000).** Wetlands. In: M. A. K. Khalil (Hrsg.): *Atmospheric methane, its role in the global environment*. Berlin, Springer, 352 S.
- MAZURKEWITZ, EVA (2003).** Subskalige Variabilität von Landoberflächen im regionalen Klimamodell REMO. Hannover, Diplomarbeit im Fachbereich Geographie der Universität Hannover.
- MELLOH, R. A. & P. M. CRILL (1996).** Winter methane dynamics in a temperate peatland. In: *Global Biogeochemical Cycles*, 10(2), S. 247-254.
- MIEHLE, P., LIVESLEY, S. J., FEIKEMA, P. M., LI, C. & S. K. ARNDT (2006).** Assessing productivity and carbon sequestration capacity of Eucalyptus globulus plantations using the process model Forest-DNDC: Calibration and validation. In: *Ecological Modelling*, 192, S. 83-94.
- MILTON, E. J. (1987).** Review Article Principles of field spectroscopy. In: *International Journal of Remote Sensing*, 8(12), S. 1807-1827.
- MILTON, E. J., SCHAEPMAN, M. E., ANDERSON, K., KNEUBÜHLER, M. & N. FOX (in Druck).** Progress in field spectroscopy. In: *Remote Sensing of Environment*, 18 S.
- MOHAMMED, A, DORIGO, W., HABERMEYER, M., MÜLLER, A. & T. SCHNEIDER (2005).** Characterization of Landcover Types by Classification and Parameter Retrieval using Hy-map Imagery. In: Zagajewski, B. & M. Sobczak (Hrsg.): *Proceedings of the 4th EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy*. New quality in environmental studies. Warsaw, EARSeL and Warsaw University, S. 293-306.
- MONTEITH, J. L. (1965).** Evaporation and Environment. *Symposium of the Society for Experimental Biology*, 19, S. 205-234.
- MONTEITH, J. L. & M. H. UNSWORTH (1990).** *Principles of Environmental Physics* (2nd edition). Edward Arnold, London, 291 S.
- MULLER, S. W. (1943).** *Permafrost or Permanently Frozen Ground and Related Engineering Problems*. Washington D.C., US Engineering Office, Strategic Engineering Study, Special Report No. 62, 136 S.
- MURRAY, F. W. (1967).** On the Computation of Saturation Vapor Pressure. In: *Journal of Applied Meteorology*, 6, S. 203-204.
- MYNENI, R. B. & D. L. WILLIAM (1994).** On the Relationship between FAPAR and NDVI. In: *Remote Sensing of Environment*, 49, S. 200-211.

N

NASH, J. E. & J. V. SUTCLIFFE (1970). River flow forecasting through conceptual models – Part 1 – A discussion of principles. In: *Journal of Hydrology*, 10(3), S. 282-290.

NELSON, F. E., SHIKLOMANOV, N. I., MUELLER, G. R., HINKEL, K. M., WALKER, D. A. & J. G. BOCKHEIM (1997). Estimating Active-Layer Thickness over a Large Region: Kuparuk River Basin, Alaska, U.S.A. In: *Arctic and Alpine Research*, 29(4), S. 367-378.

NEMANI, R. R., KEELING, C. D., HASHIMOTO, H., JOLLY, W. M., PIPER, S. C., TUCKER, C. J., MYNENI, R. B. & S. W. RUNNING (2003). Climate-Driven Increases in Global terrestrial Net Primary Production from 1982 to 1999. In: *Science*, 300, S. 1560-1563.

O

OVERPECK, J. T., RIND, D. & R. GOLDBERG (1990). Climate-induced changes in forest disturbance and vegetation. In: *Nature*, 343, S. 51-53.

P

PERMAFROST SUBCOMMITTEE (1988). Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms. In: Technical Memorandum No. 142, Associate Committee on Geotechnical Research, National Research Council of Canada, Ottawa, 156 S.

PETERSON, B. J., HOLMES, R. M., MCCLELLAND, J. W., VÖRÖSMARTY, C. J., LAMMERS, R. B., SHIKLOMANOV, A. I., SHIKLOMANOV, I. A. & S. RAHMSTORF (2002). Increasing River Discharge to the Arctic Ocean. In: *Science*, 298, S. 2171-2173.

PETIT, J. R., JOUZEL, J., RAYNAUD, D., BARKOV, N. I., BARNOLA, J.-M., BASILE, I., BENDER, M., CHAPPELLAZ, J., DAVIS, M., DELAYGUE, G., DELMOTTE, M., KOTLYAKOV, V. M., LEGRAND, M., LIPENKOV, V. Y., LORius, C., PEPIN, L., RITZ, C., SALTZMAN, E. & M. STIEVENARD (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. In: *Nature*, 399, S. 429-436.

PETRESCU, A. M. R., CHRISTENSEN, T. R. & J. VAN HUISSTEDEN (2007). Modelling methane emissions from arctic wetlands: A comparison between two sites. In: *Geophysical Research Abstracts*, 9, EGU General Assembly 2007.

POTTER, C.S. (1997). An ecosystem simulation model for methane production and emission from wetlands. In: *Global Biogeochemical Cycles*, 11(4), S. 495-506.

POTTER, C., KLOOSTER, S., MYNENI, R., GENOVESE, V., TAN, P.-N. & V. KUMAR (2003). Continental-scale comparisons of terrestrial carbon sinks estimated from satellite

data and ecosystem modeling 1982-1998. In: *Global and Planetary Change*, 39(3-4), S. 201-213.

PRIEME, A. & S. CHRISTENSEN (1997). Seasonal and Spatial Variation of Methane Oxidation in a Danish Spruce Forest. In: *Soil Biology and Biochemistry*, 29(8), S. 1165-1172.

R

REEBURGH, W. S., KING, J. Y., REGLI, S. K., KLING, G. W., AUERBACH, N. A. & D. A. WALKER (1998). A CH₄ emission estimate for the Kuparuk River basin, Alaska. In: *Journal of Geophysical Research*, 103(D22), S. 29005-29013.

RISEBOROUGH, D. (2007). The Effect of transient Conditions on an Equilibrium Permafrost-climate Model. In: *Permafrost and Periglacial Processes*, 18, S. 21-32.

RITCHIE, J. T. (1972). Model for Predicting Evaporation from a Row Crop with Incomplete Cover. In: *Water Resources Research*, 8(5), S. 1204-1213.

ROMANOVSKII, N. N. & H.-W. HUBBERTEN (2001). Results of Permafrost Modelling of the Lowlands and Shelf of the Laptev Sea Region, Russia. In: *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, S. 191-202.

ROULET, N., MOORE, T., BUBIER, J. & P. LAFLEUR (1992). Northern fens: methane flux and climatic change. In: *Tellus*, 44B, S. 100-105.

ROUSE, J. W., HAAS, R. H., SCHELL J. A. & D. W. DEERING (1974). Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS. In: *Proceedings of the Third Earth Resources Technology Satellite-1 Symposium, Greenbelt, NASA SP-351*, S. 301-317.

RUPP, T. S., CHAPIN III, F. S. & A. M. STARFIELD (2000). Response of subarctic vegetation to transient climatic change on the Seward Peninsula in north-west Alaska. In: *Global Change Biology*, 6(5), S. 541-555.

S

SACHS, T., WILLE, C., BOIKE, J. & L. KUTZBACH (2008). Environmental controls on ecosystem-scale CH₄ emission from polygonal tundra in the Lena River Delta, Siberia. In: *Journal of Geophysical Research*, 113, doi:10.1029/2007JG000505.

SALISBURY, J. W. (1998). Spectral Measurements Field Guide. Defense Technology Information Center Report Nr. ADA362372, Earth Satellite Corporation, 76 S.

- SASS, R. L., FISHER, JR, F. M. & Y. HUANG (2000).** A process-based model for methane emissions from irrigated rice fields: experimental basis and assumptions. In: *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 58, S. 249-258.
- SATTERWHITE, M. B. & J. P. HENLEY (1987).** Spectral Characteristics of Selected Soils and Vegetation in Northern Nevada and Their Discrimination Using band Ratio Techniques. In: *Remote Sensing of Environment*, 23, S. 155-175.
- SAZONOVA, T. S. & V. E. ROMANOVSKY (2003).** A Model for Regional-scale Estimation of Temporal and Spatial Variability of Active Layer Thickness and Mean Annual Ground Temperatures. In: *Permafrost and Periglacial Processes*, 14, S. 125-139.
- SCHEFFER, F. & P. SCHACHTSCHABEL (1998).** Lehrbuch der Bodenkunde. 14. Auflage. Enke, Stuttgart, 494 S.
- SCHNEIDER, J. (2005).** Bilanzierung von Methanemissionen in Tundragebieten am Beispiel des Lena-Deltas, Nordostsibirien, auf der Basis von Fernerkundungsdaten und Geländeuntersuchungen. Dresden, Unveröffentlichte Diplomarbeit an der Technischen Universität Dresden, 115 S.
- SCHWAMBORN, G., RACHOLD, V. & M. N. GRIGORIEV (2002).** Late Quaternary sedimentation history of the Lena Delta. In: *Quaternary International*, 89, S. 119-134.
- SEINFELD, J. H. & S. N. SPANDIS (1998).** Atmospheric Chemistry and Physics. John Wiley & Sons, Inc., New York, USA, 1326 S.
- SELLERS, P. J. (1985).** Canopy Reflectance, photosynthesis and transpiration. In: *International Journal of Remote Sensing*, 6(8), S. 1335-1372.
- SEMILETOV, I. P., PIPKO, I. I., PIVOVAROV, N. YA., POPOV, V. V., ZIMOV, S. A., VOROPAEV, YU. V. & S. P. DAVIODOV (1996).** Atmospheric carbon Emission from North Asian Lakes: A Factor of Global Significance. In: *Atmospheric Environment*, 30(10/11), S. 1657-1671.
- SERREZE, M. C., BOX, J. E., BARRY, R. G. & J. E. WALSH (1993).** Characteristics of Arctic Synoptic Activity, 1952-1989. In: *Meteorology and Atmospheric Physics*, 51, S. 147-164.
- SHANNON, R. D. & J. R. WHITE (1994).** A three-year study of controls on methane emission from two Michigan peatlands. In: *Biogeochemistry*, 27, S. 35-60.
- SINGH, R. P. & A. SIROHI (1994).** Spectral reflectance properties of different types of soil surfaces. In: *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 49(4), S. 34-40.
- SPOTT, O. (2003).** Frostmusterbedingte Seen der Polygonalen Tundra und ihre Funktion als Quellen atmosphärischen Methans. Leipzig, Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Geographie der Universität Leipzig, 125 S.

STARFIELD, A. M & F S. CHAPIN III (1996). Model of Transient Changes in Arctic and Boreal Vegetation in Response to Climate and Land Use Change. In: *Ecological Applications*, 6(3), S. 842-864.

STOW, D. A., HOPE, A., MCGUIRE, D., VERBYLA, D., GAMON, J., HUENNRICH, F., HOUSTON, S., RACINE, C., STURM, M., TAPE, K., HINZMANN, L., YOSHIKAWA, K., TWEEDIE, C., NOYLE, B., SILAPASWAN, C., DOUGLAS, D., GRIFFITH, B., JIA, G., EPSTEIN, H., WALKER, D., DAESCHNER, S., PETERSON, A., ZHOU, L. & R. MYNENI (2004). Remote sensing of vegetation and land-cover change in Arctic Tundra Ecosystems. In: *Remote Sensing of Environment*, 89, S. 281-308.

T

TOKIDA, T., MIYAZAKI, T. & M. MITOGUCHI (2005). Ebullition of methane from peat with falling atmospheric pressure. In: *Geophysical Research Letters*, 32, 4 S.

TOKIDA, T., MIYAZAKI, T., MIZOGUCHI, M., NAGATA, O., TAKAKAKI, F., KAGEMOTO, A. & R. HATANO (2007). Falling atmospheric pressure as a trigger for methane ebullition from peatland. In: *Global Biogeochemical Cycles*, 21, 8 S.

TURETSKY, M. R., WIEDER, R. K. & D. H. VITT (2002). Boreal peatland C fluxes under varying permafrost regimes. In: *Soil Biology & Biochemistry*, 34, S. 907-912.

U

ULRICH, M. (2006). Charakteristik und spektrale Eigenschaften periglazialer Landschaften im Lena-Delta, NO-Sibirien. Leipzig, Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Geographie der Universität Leipzig, 95 S.

V

VAN HUISSTEDEN, J. & R. M. VAN DEN BOS (2003). Modelling the effect of water-table management on CO₂ and CH₄ fluxes from peat soils. In: Van den Bos, R. M. (Hrsg.): *Human influence on carbon fluxes in coastal peatlands; process analysis, quantification and prediction*, Thesis, Vrije Universiteit, S. 67-90.

VAN HULZEN, J. B., SEGERS, R., VAN BODEGOM, P. M. & P. A. LEFFELAAR (1999). Temperature effects on soil methane production: an explanation for observed variability. In: *Soil Biology and Biochemistry*, 31, S. 1919-1929.

W

- WADDINGTON, J.M. & A. J. BAIRD (2007).** Towards a new Conceptual Model of Climate Change Impacts on Peatland CH₄ Emissions. In: Geophysical Research Abstracts, 9, EGU General Assembly 2007.
- WAGNER, D., PFEIFFER, E.-M. & E. BOCK (1999).** Methane production in aerated marshland and model soils: effects of microflora and soil texture. In: Soil Biology and Biochemistry, 31, S. 999-1006.
- WAGNER, D., KOBABE, S., PFEIFFER, E.-M. & H.-W. HUBBERTEN (2003a).** Microbial Controls on Methane Fluxes from a Polygonal Tundra of the Lena Delta, Siberia. In: Permafrost and Periglacial Processes, 14, S. 173-185.
- WAGNER, D., WILLE, C., KOBABE, S. & E.-M. PFEIFFER (2003b).** Simulation of Freezing-thawing Cycles in a Permafrost Mirocosm for Assessing Microbial Methane Production under Extreme Conditions. In: Permafrost and Periglacial Processes, 14, S. 367-374.
- WALKER, D. A., JIA, G. J., EPSTEIN, H. E., RAYNOLDS, M. K., CHAPIN III, F. S., COPASS, C., HINZMANN, L. D., KNUDSON, J. A., MAIER, H. A., MICHAELSON, G. J., NELSON, F., PING, C. L., ROMANOVSKY, V. E. & N. SHIKLOMANOV (2003).** Vegetation-Soil-Thaw-Depth Relationships along a Low-Arctic Bioclimate Gradient, Alaska: Synthesis of Information from the ATLAS Studies. In: Permafrost and Periglacial Processes, 14, S. 103-123.
- WALKER, H. J. (1998).** Arctic Deltas. In: Journal of Coastal Research, 14(3), S. 718-738.
- WALTER, B. P., HEIMANN, M., SHANNON, R. D. & J. R. WHITE (1996).** A process-based model to derive methane emissions from natural wetlands. In: Geophysical Research Letters, 23(25), S. 3731-3734.
- WALTER, B. P. (1998).** Development of a process-based model to derive methane emissions from natural wetlands for climate studies. Hamburg, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Examensarbeit Nr. 60, 160 S.
- WALTER, B. P. & M. HEIMANN (2000).** A process-based, climate-sensitive model to derive methane emissions from natural wetlands: Application to five wetland sites, sensitivity to model parameters, and climate. In: Global Biogeochemical Cycles, 14(3), S. 745-765.
- WALTER, B. P., HEIMANN, M. & E. MATTHEWS (2001a).** Modeling modern methane emissions from natural wetlands. 1. Model description and results. In: Journal of Geophysical Research, 106(D24), S. 34.189-34.206.

- WALTER, B. P., HEIMANN, M. & E. MATTHEWS (2001b)**. Modeling modern methane emissions from natural wetlands. 2. Interannual variations 1982-1993. In: *Journal of Geophysical Research*, 106(D24), S. 34.207-34.219.
- WALTER, K. M., CHAPIN III, F. S., WHITE, D. M. & S. A. ZIMOV (2003)**. Stratification of Thermokarst Lakes in NE Siberia based on Diffusive CH₄ Emissions. In: *Proceedings of the Arctic Science System Program All-Hands Workshop*, Seattle, Washington, February 2002,
- WALTER, K. M., ZIMOV, S. A., CHANTON, J. P., VERBYLA, D. & F. S. CHAPIN III (2006)**. Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming. In: *Nature*, 443, S. 71-75.
- WALTER, K. M., SMITH, L. C. & F. S. CHAPIN III (2007)**. Methane bubbling from northern lakes: present and future contributions to the global methane budget. In: *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 365, S. 1657-1676.
- WASHBURN, A. L. (1979)**. *Geocryology*. Edward Arnold, London, 406 S.
- WHALEN, S. C. & W. S. REEBURGH (1990)**. A methane flux transect along the trans-Alaska pipeline haul road. In: *Tellus B*, 42(3), S. 237-249.
- WHALEN, S. C. & W. S. REEBURGH (1992)**. Interannual Variations in Tundra Methane Emission: A 4-Year Time Series at Fixed Sites. In: *Global Biogeochemical Cycles*, 6(2), S. 139-159.
- WHITING, G. J. & J. P. CHANTON (1992)**. Plant-dependent CH₄ emission in a subarctic Canadian fen. In: *Global Biogeochemical Cycles*, 6(3), S. 225-231.
- WHITING, G. J. & J. P. CHANTON (1993)**. Primary production control of methane emission from wetlands. In: *Nature*, 364, S. 794-795.
- WILLE, C., KUTZBACH, L., SACHS, T., WAGNER, D. & E.-M. PFEIFFER (2008)**. Methane emission from Siberian arctic polygonal tundra: Eddy covariance measurements and modeling. In: *Global Change Biology*, 14, S. 1395-1408.
- WILLIAMS, P. J. & M. W. SMITH (1989)**. *The Frozen Earth: Fundamentals of Geocryology*. Cambridge University Press, Cambridge, 306 S.
- WIBKIRCHEN, K. (2005)**. *Modellierung der regionalen CO₂-Aufnahme durch Vegetation*. Bonn, Dissertation am Meteorologischen Institut der Rhein. Friedr.-Wilh.-Universität Bonn, 129 S.
- WOO, M. & K. L. YOUNG (2005)**. High Arctic wetlands: Their occurrence, hydrological characteristics and sustainability. In: *Journal of Hydrology*, 320, S. 432-450.

WOO, M.-K., ARAIN, M. A., MOLLINGA, M. & S. YI (2004). A two-directional freeze and thaw algorithm for hydrologic and land surface modelling. In: *Geophysical Research Letters*, 31, 4 S.

WUEBBLES, D. J. & K. HAYHOE (2002). Atmospheric methane and global change. In: *Earth-Science Reviews*, 57, S. 177-210.

X

XU, S., JAFFÉ, P. R. & D. L. MAUZERALL (2007). A process-based model for methane emission from flooded rice paddy systems. In: *Ecological Modelling*, 205(3-4), S. 475-491.

Y

YERSHOV, E. D. (1998). General Geocryology. In: Williams, P. J. (Hrsg.): *Studies in Polar Research*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 580 S.

Z

ZHANG, T., BARRY, R. G., KNOWLES, K., HEGINBOTTOM, J. A. & J. BROWN (1999). Statistics and Characteristics of Permafrost and Ground-Ice Distribution in the Northern Hemisphere. In: *Polar Geography*, 23(2), S. 132-154.

ZHANG, Y., CHEN, W. & D. W. RISEBOROUGH (2008). Transient projections of permafrost distribution in Canada during the 21st century under scenarios of climate change. In: *Global and Planetary Change*, 60(3-4), S. 443-456.

ZHOU, L., TUCKER, C. J., KAUFMANN, R. K., SLAYBACK, D., SHABANOV, N. V. & R. B. MYNENI (2001). Variations in northern vegetation activity inferred from satellite data of vegetation index during 1981-1999. In: *Journal of Geophysical Research*, 106(D17), S. 20069-20083.

ZIMOV, S. A., SCHUUR, E. A. G. & F. S. CHAPIN III (2006). Permafrost and the Global Carbon Budget. In: *Science*, 312(5780), S. 1612-1613.

ZONA, D. & W. OECHEL (2008). Continuous measurements of methane fluxes by eddy covariance in the Arctic: Results of a large-scale manipulation of water status at Barrow, Alaska. In: *Geophysical Research Abstracts*, 10, EGU General Assembly 2008.

Internetverzeichnis

E

ESA 2008. Envisat Instruments. Abrufbar unter:

<http://www.envisat.esa.int/instruments/meris/>. *Abgerufen am 05.02.2008.*

F

FE-LEXIKON 2008. Lexikon der Fernerkundung. Abrufbar unter: [http://www.fe-](http://www.fe-lexikon.info/index.htm)

[lexikon.info/index.htm](http://www.fe-lexikon.info/index.htm). *Abgerufen am 02.03.2008.*

N

NASA 2008a. MODIS Web News. Abrufbar unter:

http://modis.gsfc.nasa.gov/news/individual.php?news_id=100188. *Abgerufen am 11.04.2008.*

NASA 2008b. The Landsat Program. Abrufbar unter: <http://landsat.gsfc.nasa.gov/>. *Abgerufen am 02.03.2008.*

R

RAMSAR 2008. Ramsar Information Paper no.1. What are wetlands? Abrufbar unter

<http://www.ramsar.org/about/info2007-01-e.pdf>. *Abgerufen am 09.02.2008.*

ROSHYDROMET (2004). Russian Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring. Abrufbar unter: <http://www.worldweather.org/107/c01040.htm>. *Abgerufen am 15.04.2008.*

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit versichere ich, dass ich die von mir eingereichte Dissertation zum Thema “Modellierung des Methanaustauschs zwischen Biosphäre und Atmosphäre in Periglazialräumen am Beispiel des Lena Deltas“ ohne unzulässige Hilfe Dritter und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe; die aus fremden Quellen direkt oder indirekt übernommenen Gedanken sind als solche kenntlich gemacht.

Würzburg, Mai 2008