

# Einfluß biotischer und abiotischer Parameter auf die CH<sub>4</sub>-C-Emissionen in einem degradierenden Hochmoor

NORBERT MÜLLER

(Manuskripteingang: 12. Januar 1999)

**Kurzfassung:** Für die globale Atmosphäre fungieren natürliche Feuchtgebiete als bedeutende CH<sub>4</sub>-Quellen. Von diversen Mikrohabitaten eines degradierenden ombrotrophen Hochmoores im Harz wurden die CH<sub>4</sub>-C Flüsse unter Anwendung der statischen Haubentechnik gemessen. Multiple Regressionsanalysen mit dem Wasserstand und der Temperatur am Wasserstand erklären die CH<sub>4</sub>-C-Varianz lediglich zwischen 31 und 52 %. Es wird vermutet, daß die geringen Modellgüten auf die Wasserstandsfluktuationen zurückzuführen sind, da sie das Gleichgewicht zwischen CH<sub>4</sub>-Produktion und -Konsumption beeinflussen. Weiterhin sind in vegetationsfreien Torfstandorten die CH<sub>4</sub>-C Emissionen negativ mit den N<sub>2</sub>O-N-Flüssen und der SO<sub>4</sub>-S-Reduktion korreliert. Diese Beziehung deutet auf die Unterdrückung der Methanogenese durch die NO<sub>3</sub>-N-reduzierende und SO<sub>4</sub>-S-reduzierende Bakterien hin.

**Schlagnworte:** Methan-Emissionen, Hochmoor zeitliche und räumliche Variabilität, regulierende Parameter, Modell

**Abstract:** Natural wetlands are important sources of CH<sub>4</sub> to the global atmosphere. In several microhabitats of a degrading ombrotrophic peatland in the Harz Mountains CH<sub>4</sub>-C emission rates were measured by a static chamber technique. Multiple regression analysis with water table and temperature at water table explain the variance of CH<sub>4</sub>-C between only 31 and 52 %. It is hypothesized that low quality of predictive models is due to the water table fluctuations which influences the balance between CH<sub>4</sub> production and consumption. Additionally, CH<sub>4</sub>-C emission rates were negatively correlated with N<sub>2</sub>O-N-fluxes and SO<sub>4</sub>-S-reduction on separated bare peat sites. This relationships indicated a suppression of methanogenesis by NO<sub>3</sub>-N reducing and SO<sub>4</sub>-S reducing bacteria.

**Keywords:** methane emissions, bog, temporal und spatial variability regulating parameters, model

## 1. Einleitung

Seit Beginn des 19. Jahrhunderts stieg die vorindustrielle CH<sub>4</sub>-Konzentration von 0.7 ppm auf einer jährlichen Steigerungsrate von 1 % auf einen ambienten Wert von 1.65-1.77 ppm an (KELLY 1996). Die Ursachen der anthropogen bedingten Konzentrationserhöhung konnten FAN et al. (1993, zit. in KELLY 1996) mit Hilfe eines Rechenmodells ermitteln. Demnach ist der jährliche Anstieg von 16 ppb CH<sub>4</sub> auf die Erhöhung der Quellenstärke (10 ppb) bei gleichzeitiger Reduktion der Senkenstärke (6 ppb) zurückzuführen. Auf globaler Ebene resultiert ein Anstieg der Quellenstärke aus der Intensivierung landwirtschaftlicher Produktionsweisen, denn seit einigen Jahrzehnten wurde der Reisanbau sowie die Massenhaltung von Wiederkäuern, zwei signifikante CH<sub>4</sub>-Quellen forciert (OECHEL & VOURLITIS 1997). Auch die Abnahme der Senkenstärke beruht auf anthropogenen Einflüssen. Als wichtige biologische CH<sub>4</sub>-Senken fungieren terrestrische Böden (MOSIER 1989, BORKEN 1996), deren CH<sub>4</sub>-Oxidationspotential durch die Düngung mit NH<sub>4</sub>-haltigen Verbindungen reduziert werden kann.

Neben den bereits oben erwähnten Quellen und Senken tragen Feuchtgebiete maßgeblich zum CH<sub>4</sub>-Kreislauf bei, denn von den globalen CH<sub>4</sub>-Emissionen in Höhe von 550 Tg CH<sub>4</sub>/a entfallen 21 % auf diese Standorte (CICERONE & OREMLAND 1988, IPCC 1995). Die signifikante Rolle der Feuchtgebiete für den CH<sub>4</sub>-Haushalt sowie deren gewaltige C-Vorräte (LAPPALAINEN 1996) veranlaßten in der jüngeren Vergangenheit eine Vielzahl von Forschergruppen, Untersuchungen zur Quantifizierung der CH<sub>4</sub>-Freisetzungen sowie zur Identifizierung der steuernden Parameter durchzuführen (z. B. CLYMO & PEARCE 1995). Unabhängig von der hohen zeitlichen und räumlichen Variabilität zwischen diversen Moortypen (WHALEN & REEBURGH 1992, GRANBERG et al. 1997) sowie zwischen Mikrohabitaten eines Moores (BUBIER et al. 1993) ist die Steuerung der CH<sub>4</sub>-Emissionen durch einige Gesetzmäßigkeiten gekennzeichnet. Die CH<sub>4</sub>-Freisetzung ist mit einem hohen Wasserstand positiv rückgekoppelt (ROULET et al. 1993, ROMANOWICZ et al. 1995). Methanogene Bakterien sind an anaerobe Bedingungen obligat gebunden, da leicht verfügbarer C erst bei

Redoxpotentialen  $< -150$  mV (bei pH 7) zu  $\text{CH}_4$  metabolisiert wird (SIGG & STUMM 1996). Eine Abnahme in der Feuchtigkeit fördert dagegen die Diffusion von  $\text{O}_2$  und folglich die Oxidation von  $\text{CH}_4$  (SUNDH et al. 1995). Die Torftemperatur repräsentiert ebenfalls einen wichtigen, die  $\text{CH}_4$ -Produktion steuernden Faktor. Allgemein ist bei einem Anstieg der Temperatur eine Erhöhung der  $\text{CH}_4$ -Produktion zu beobachten (CRILL et al. 1988, BARTLETT et al. 1992). Große Unklarheiten gibt es allerdings in der relativen Bedeutung beider Steuergrößen zur Erklärung der zeitlichen und räumlichen Variabilität der  $\text{CH}_4$ -Emissionen. Während in diversen Untersuchungen die  $\text{CH}_4$ -Streuung in erheblichem Umfang durch die Temperatur und den Wasserstand erklärt werden konnte (z. B. DISE et al. 1993), zeigten andere Untersuchungen nur eine geringe statistische Beziehung (z. B. MOORE et al. 1994). Neben bereits betonten hohen räumlichen Variabilität der  $\text{CH}_4$ -Emissionen kontrollieren offenbar weitere Parameter die Methanogenese. Einen hohen Stellenwert in der Steuerung der  $\text{CH}_4$ -Flüsse kann die Qualität und Quantität von leicht metabolisierbaren C-Verbindungen einnehmen (HORNIBROCK et al. 1997). Die Austrocknung natürlicher Hochmoore im Sommer verschiebt die für die Methanogenese relevante anaerobe Zone in Profilabschnitte, deren Torfe sich gegenüber den Oberflächentorfen durch einen höheren Humifizierungsgrad auszeichnen (GORHAM 1991). In diesen stärker zersetzten Torfen kann die Nachlieferung der für die methanogenen Bakterien notwendigen, leicht metabolisierbaren C-Verbindungen aus der fermentativen Acetogenese deren Aktivität limitieren (BOONE 1991, VALENTINE et al. 1994, SHANNON & WHITE 1996).

Die vorliegende Studie soll einen Beitrag zum Verständnis der Steuerung und Regulierung der  $\text{CH}_4$ -C-Freisetzung in degradierten Hochmooren durch abiotische und biotische Parameter leisten. Als wichtige Steuergrößen wurden der Wasserstand sowie die Temperatur erfaßt und deren Einfluß auf die  $\text{CH}_4$ -C-Streuung mit Hilfe multipler Regressionsmodelle ermittelt. Weiterhin wurde das Raum-Zeit-Muster der DOC- und  $\text{SO}_4$ -S-Konzentrationen im Porenwasser sowie die  $\text{N}_2\text{O}$ -N-Emissionen in den Mikrohabitaten gemessen und entsprechende Rückschlüsse auf die Wechselwirkungen zwischen den die verschiedenen Stoffumsetzungen katalysierende Bakterienstämmen gezogen.

## 2. Das Untersuchungsgebiet

Aus vegetationskundlicher Sicht ist die Dominanz von Pflanzengesellschaften des Stillstandskomplexes ein kennzeichnendes Merkmal der Hochmoore im Hochharz (JENSEN 1987, 1990). Stellvertretend für diesen ökosystemaren Zustand wurde das Rote Moor als Untersuchungsgebiet ausgewählt.

Bei einer Höhenlage zwischen 729 und 737 m ü. NN liegt das Rote Moor in der montanen bis hochmontanen Höhenstufe. Für den Untersuchungszeitraum 1995/1996 kann das Klima mit einem jährlichen Niederschlagsmittel im Roten Moor von 1806 mm und einem jährlichen Temperaturmittel von  $+5.1$  °C in 2 m Höhe als ausgesprochen feucht-warm charakterisiert werden. SCHNEEKLOTH & SCHNEIDER (1971) vermuten, daß die Ausbildung des maximal 20 ° steil abfallenden Randgehänges durch die zu Beginn des 18. Jahrhunderts im östlichen und nordöstlichen Teil angelegten Torfstiche gefördert wurde. Die mit der Torfgewinnung verbundene Entwässerung des Moores führte zu einer nachhaltigen Beeinträchtigung der Moorentwicklung und zur Ausbildung eines 10 bis 15 cm mächtigen, dunkelbraun bis schwarzbraun gefärbten Hv-Horizontes.

Rückschlüsse auf den ökosystemaren Zustand des Roten Moores liefern Untersuchungen zum Stoffhaushalt. Die Berechnung von Massenbilanzen kennzeichnen das Rote Moor als ein erodierendes Moor (MÜLLER & BAUCHE 1998). Mit Ausnahme von N weisen alle untersuchten Stoffe (Al, Fe, S, Ca, Mg, Na, K, Cl, P,  $\text{H}^+$ ) negative „Retentionsraten“ auf. Das untersuchte Einzugsgebiet hat somit seine landschaftsökologische Bedeutung, als Senke für atmosphärisch eingetragene Stoffe zu fungieren, verloren. Als primäre Ursache für die Mobilisierung der Stoffe sind Störungen in den elementspezifischen Retentionsmechanismen zu sehen. Der degradierte Zustand des Roten Moores kann auch aus dem vertikalen Verlauf einzelner Elemente im Torfprofil identifiziert werden. Enge C/N-Verhältnisse (in Abhängigkeit vom Standort zwischen 21 und 33) und deutlich erhöhte Aschegehalte (zwischen 5 und 8 %) von der Mooroberfläche bis in 15 (-20) cm Tiefe deuten auf intensive Mineralisierungsprozesse bei gleichzeitiger Akkumulation nicht flüchtiger Mineralstoffe hin (vergl. MÜLLER & LAMERSDORF 1995, MÜLLER, unveröff.).

### 3. Material und Methoden

Als Untersuchungsflächen wurden drei Bulten, drei Schlenken sowie drei vegetationslose Dy-Schlenken im Roten Moor ausgewählt. Die Mikrohabitate entsprechen den Standorten, von denen bereits an früherer Stelle über die Variabilität der CO<sub>2</sub>-C-Emissionen berichtet wurde (MÜLLER et al. 1997). Mit Hilfe eines automatischen Probenahmeegerätes wurde die Gasatmosphäre in dem mit einem Deckel verschlossenen stationären Haubenrahmen über einen Anreicherungszeitraum von 36 Minuten in evakuierten Gasflaschen gesaugt. Die CH<sub>4</sub>-Konzentration in den Gasflaschen wurde mit einem GC der Firma Carlo Erba Instruments, ausgerüstet mit einem Flammenionisationsdetektor (FID), im Institut für Bodenkunde und Waldernährung, Univ. Göttingen, gemessen. CH<sub>4</sub> wurde mit einer Porapak Q mesh 80-100 gefüllten Säule bei einer Arbeitstemperatur von 65 °C separiert. Als Trägergas fungierte N<sub>2</sub>. Weitere Details zur Methodik sowie zur Berechnung der Flüsse können MÜLLER et al. (1997) entnommen werden.

Parallel zur Gasbeprobung wurden die Wasserstände (WS) der Mikrohabitate in perforierten Pegelrohren erfaßt. Die Torftemperatur bis in 20 cm Tiefe wurde mit Hilfe eines Temperaturfühlers in Abhängigkeit von der Zone des Wasserstandes gemessen. Unterhalb dieser Tiefenstufe wurde die Temperatur in 5 cm-Intervallen gemessen und durch die Interpolation der Meßwerte dem Wasserstand zugeordnet. In die Auswertung ging die Variable als Temperatur am Wasserstand (T<sub>WS</sub>) ein.

Zur Gewinnung der Porengewässer wurden in ausgewählten Standorten keramische Saugkerzen in den Tiefenstufen 5, 10, 20, 40 und 80 cm installiert. Die mit wöchentlicher Auflösung gewonnenen Proben wurden zu vierzehntägigen, volumengewichteten Mischproben vereinigt und die Konzentration an gelösten organischen C-Verbindungen (DOC) am TOC-Analyser sowie die SO<sub>4</sub>-S- und NO<sub>3</sub>-N-Konzentrationen am Ionenchromatographen gemessen. Die Aufbewahrungszeit der Proben im Kühlraum betrug somit maximal 7 Tage. Das Raum-Zeit-Muster der gemessenen Stoffkonzentrationen eines Standortes wurde über die Tiefe linear interpoliert und anschließend mit Hilfe logischer Funktionen dem Wasserstand zugeordnet. Dadurch ergeben sich tiefenabhängige Stoffkonzentrationen an der Schnittstelle „aerobe/anaerobe Zone“. Die Variabilität der tiefenabhängi-

gen Stoffkonzentration in der WS-Zone repräsentiert daher den Stoffpool, der als Substrat für mikrobiell katalysierte Stofftransformationen zur Verfügung steht.

Das Datenmaterial wurde mit dem Kolgomorow-Smirnov-Test auf Normalverteilung geprüft und bei Bedarf logarithmisch transformiert, um dem Gebot nach einer hinreichenden Normalverteilung zu erfüllen (SACHS 1984). Die Datenkollektive wurden anschließend mit den Prozeduren PROC REG und PROC STEPWISE des Programmpaketes SAS statistisch ausgewertet.

### 4. Ergebnisse und Diskussion

#### 4.1. Räumliche und zeitliche Variabilität der CH<sub>4</sub>-C-Emissionen

Im Roten Moor wurde für die Schlenken bei einem Mittelwert von  $429.7 \pm 249.8$  CH<sub>4</sub>-C  $\mu\text{g}/\text{m}^2\cdot\text{h}$  eine Spannbreite zwischen  $5.3 \pm 4.7$  und  $1196 \pm 776$   $\mu\text{g CH}_4\text{-C}/\text{m}^2\cdot\text{h}$  gemessen. Für die Bulte lagen die Flüsse zwischen  $0.7 \pm 0.3$  und  $233 \pm 141$   $\mu\text{g CH}_4\text{-C}/\text{m}^2\cdot\text{h}$  mit einer mittleren Rate von  $120.1 \pm 46.1$  CH<sub>4</sub>-C  $\mu\text{g}/\text{m}^2\cdot\text{h}$  (Abb. 1). Die *Calluna*-Bulte erreichen demnach nur etwa 25 bis 30 % des Emissionsniveaus der *Scirpus*-Schlenken. Die Variationskoeffizienten der CH<sub>4</sub>-C-Emissionen beider Standorte betragen maximal 140 %. Sie sind als Beleg für die hohe räumliche Variabilität der CH<sub>4</sub>-C-Emissionen innerhalb eines Standorttyps zu interpretieren (YAVITT et al. 1990, WHALEN & REEBURGH 1992). Als Ursachen für die beträchtlichen Unterschiede zwischen beiden Mikrostandorten sind zwei Faktoren zu benennen:

- Das unter anaeroben Bedingungen metabolisierte CH<sub>4</sub> legt in den Bulten einen verhältnismäßig langen Diffusionsweg zurück, bevor es an der Schnittstelle Vegetationsoberfläche/Atmosphäre emittiert und gemessen wird (BUBIER et al. 1993, SAARNIO et al. 1997). Hier beträgt die mittlere Diffusionsstrecke 33 cm. In den *Scirpus*-Flächen wurde bei einer WS-Amplitude zwischen -1 und -42 cm eine mittlere Diffusionsstrecke von lediglich 12.5 (1994) bzw. 16.5 cm (1995) ermittelt (Abb. 1). Während des Transportes wird ein Teil des Methans durch methanotrophe Bakterien zu CO<sub>2</sub> oxidiert (PANIKOV et al. 1993, SUNDH et al. 1995).
- Neben der Standorttopographie werden die Emissionen durch das Florenspektrum beeinflusst (CHARMAN et al. 1994, THOMAS et al.

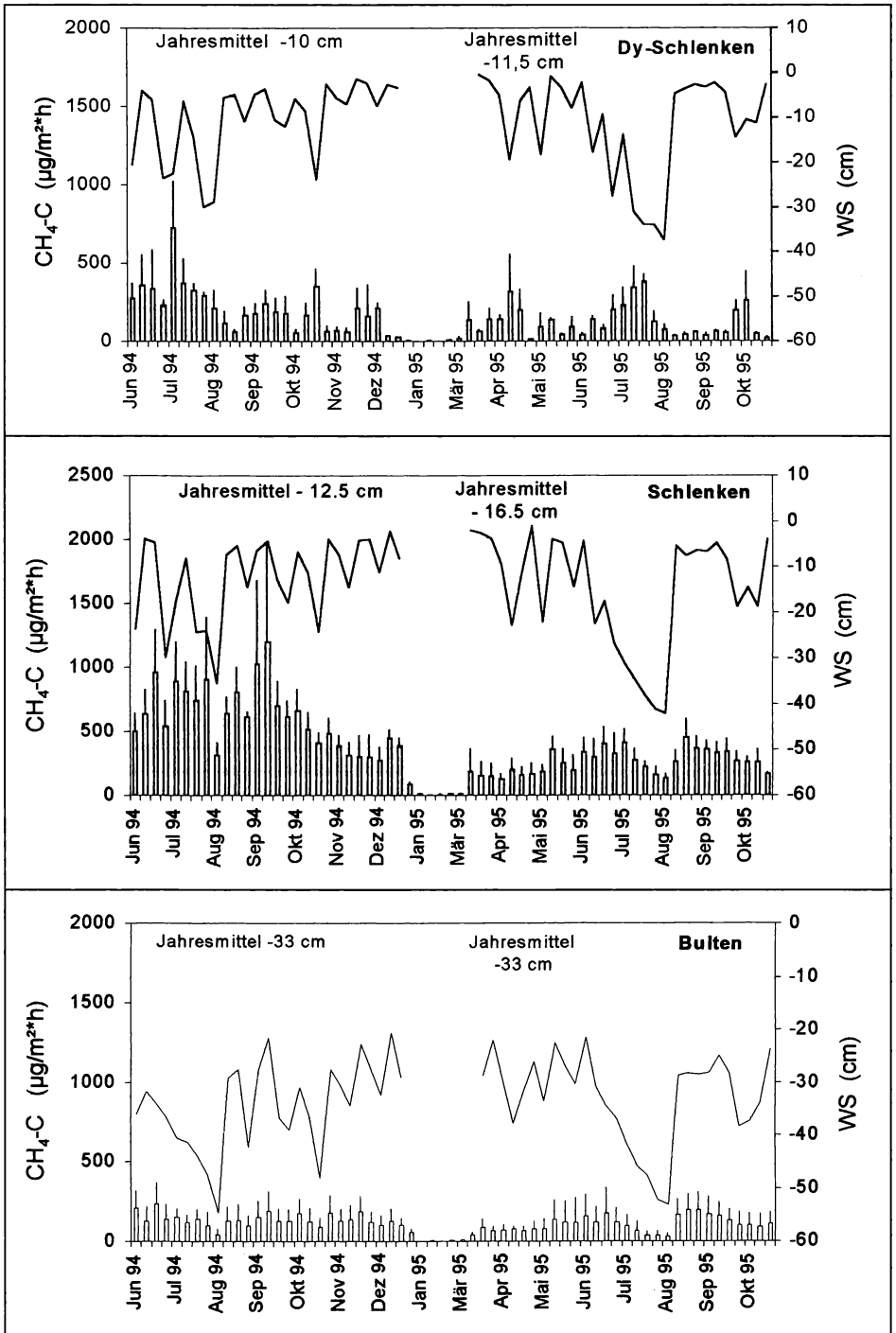


Abbildung 1. Mittlere  $\text{CH}_4\text{-C}$ -Emissionen ( $\mu\text{g}/\text{m}^2\cdot\text{h}$ ) und mittlere Wasserstände (cm) für die Dy-Schlenken (oben), Schlenken (mitte) und Bulten (unten).

1996). SCHÜTZ et al. (1991) weisen darauf hin, daß die die Schlenken des Roten Moores dominierende Gattung *Scirpus aerenchymatische* Gewebsstrukturen ausbildet. Diese Zellen fungieren als Transportkanäle für CH<sub>4</sub> unter Umgehung der sedimentären CH<sub>4</sub>-Oxidation (BUBIER & MOORE 1994). Auf den Bulten dominiert dagegen die überwiegend flach-wurzelnde *Calluna vulgaris*. Nach der Anfertigung von mikroskopischen Gewebeschnitten konnte ein aerenchymatisches Gewebe bei *Calluna vulgaris* nicht vorgefunden werden.

Die Saisonalität der CH<sub>4</sub>-Emissionen in den Schlenken und den Bulten sowie die Variabilität von Jahr zu Jahr korreliert eng mit den klimatischen Bedingungen. Hohe CH<sub>4</sub>-C-Emissionen sind mit hohen WS und niedrige Emissionsraten mit geringen WS gekoppelt (Abb. 1). Entsprechend dieser Beziehung wurden maximale Raten im Frühsommer und Frühherbst sowie reduzierte CH<sub>4</sub>-C-Flüsse im Sommer vorgefunden. Im Winter sind die Freisetzungsraten außerordentlich gering und variieren in Abhängigkeit vom Standort lediglich zwischen  $0.7 \pm 0.04 \mu\text{g CH}_4\text{-C/m}^2\text{*h}$  und  $15.0 \pm 1.0 \mu\text{g CH}_4\text{-C/m}^2\text{*h}$ . Als Gründe können geringe Produktionsraten sowie eine reduzierte CH<sub>4</sub>-Diffusion durch die gefrorene Schneedecke aufgeführt werden (DISE 1992).

Im Vergleich zu den bewachsenen Standorten zeigen die vegetationsfreien Dy-Schlenken einen völlig abweichenden Verlauf der CH<sub>4</sub>-C-Emissionen (Abb. 1). Wird berücksichtigt, daß die

Dy-Schlenken von allen untersuchten Standorten den geringsten mittleren Diffusionsweg (10 cm 1994 bzw. 11.5 cm 1995) aufweisen, wäre hier das höchste Emissionsniveau zu erwarten. Bei einer Spannweite von  $0.9 \pm 0.2$  und  $722 \pm 300 \mu\text{g CH}_4\text{-C/m}^2\text{*h}$  und einem Mittelwert von  $171 \pm 128 \mu\text{g CH}_4\text{-C/m}^2\text{*h}$  liegen die Emissionen der Dy-Schlenken jedoch unter den Flußraten der trockeneren Schlenken. Weiterhin ergeben sich Abweichungen von der erwarteten positiven Beziehung zwischen einem hohen WS und dem CH<sub>4</sub>-C-Fluß. Nach der Wiedervermässung im Frühherbst 1995 wurden z. B. unter wassergesättigten Bedingungen mit Werten zwischen  $32 \pm 17$  und  $58 \pm 2 \mu\text{g CH}_4\text{-C/m}^2\text{*h}$  extrem geringe Emissionen beobachtet. Diese Raten liegen sogar unterhalb dem Emissionsniveau während der Austrocknungsperiode im Hochsommer. Ähnlich unerwartete Ergebnisse wurden von FREEMAN et al. (1993) vorgefunden. In Austrocknungs-Wiederbefeuchtungsversuchen mit *Sphagnum-Juncus*-Torfen stellte die Arbeitsgruppe im Säulenversuch nach der Wiedervermässung des Torfes keine Reaktionen auf die CH<sub>4</sub>-Emissionen fest.

## 4.2. Steuerung und Modellierung der CH<sub>4</sub>-C-Emissionen

### 4.2.1. Einfluß des Wasserstandes

Weitere Informationen über die bereits in Kap. 4.1 betonte enge Beziehung zwischen der Spurengasfreisetzung und dem WS gehen aus der Abb. 2 hervor. Hier wurde der mittlere CH<sub>4</sub>-C-

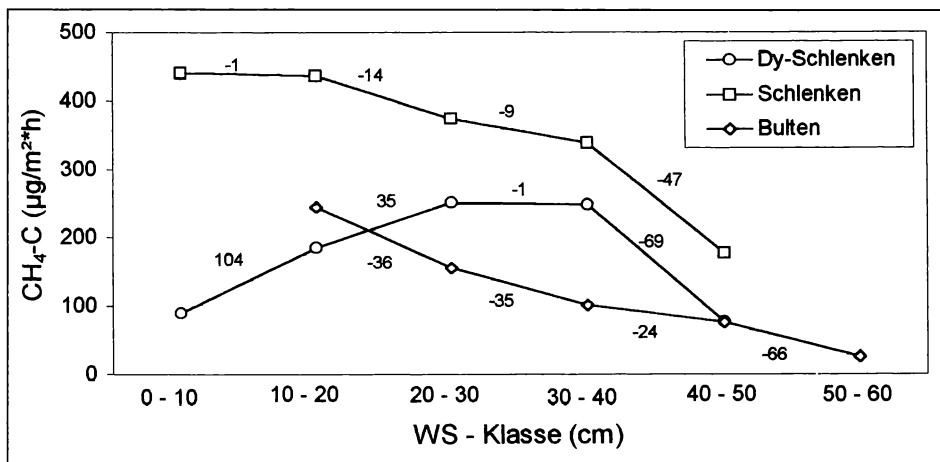


Abbildung 2. Beziehung zwischen dem Mittelwert der CH<sub>4</sub>-C-Flüssen ( $\mu\text{g/m}^2\text{*h}$ ) und dem in Klassen zugeordneten Wasserstand der drei untersuchten Standorte (n 3-51). Die Werte symbolisieren die relativen Änderungen der CH<sub>4</sub>-C-Emissionen gegenüber der vorherigen WS-Klasse.

Fluß in Abhängigkeit von WS-Klassen (WS-Intervall von 10 cm) aufgetragen. Maximale Emissionsraten werden bei den Schlenken unter gesättigten Bedingungen (WS 0 bis -10 cm) und bei den Bulten bei maximalen WS (WS -10 bis -20 cm) vorgefunden. Eine fortschreitende Austrocknung bewirkt eine kontinuierliche Reduktion der CH<sub>4</sub>-C-Emissionen, wobei die Bulte mit einer relativen Abnahme von 24 bis 36 % auf eine Austrocknung stärker reagieren als die Schlenken. Der vergleichsweise geringe Rückgang der Emissionen (zwischen 1 und 14 %) bei einer WS-Abnahme bis in 40 cm Tiefe, der maximalen Durchwurzelungszone der Cyperaceen, läßt darauf schließen, daß ein hoher Anteil des CH<sub>4</sub>-C über das aerenchymatische Gewebe in die Atmosphäre gelangt.

Die Dy-Schlenken zeigen bezüglich der CH<sub>4</sub>-C-Freisetzen eine differenzierte Reaktion auf WS-Fluktuationen. Die Abnahme des WS bis in 30 cm Tiefe bewirkt in diesen Standorten eine Erhöhung der CH<sub>4</sub>-C-Emissionen, welche bei der Reduktion des WS von 0 bis -10 cm auf -10 bis -20 cm Tiefe mit 104 % am deutlichsten ausgeprägt ist. Nach einem Stagnationsbereich, bei dem sich der WS in 30 und 40 cm Tiefe befindet, zeigen die Dy-Schlenken bei einer weiteren Absenkung des WS erstmalig die erwartete Beziehung. Der atypische Kurvenverlauf in den Dy-Schlenken bei WS < 40 cm Tiefe lassen dar-

auf schließen, daß die Bedeutung des WS als Steuergröße für die CH<sub>4</sub>-C-Emissionen offenbar durch andere standortspezifische Parameter überlagert wird.

#### 4.2.2. Einfluß der Temperatur am Wasserstand (T<sub>WS</sub>)

Abb. 3 zeigt die Abhängigkeit des mittleren CH<sub>4</sub>-C-Flusses von T<sub>WS</sub>-Klassen (Intervall von 5 °C). Sowohl in den Dy-Schlenken als auch in den Schlenken wird die CH<sub>4</sub>-C-Freisetzung bis 20 °C gefördert, allerdings mit größeren Zuwächsen im T<sub>WS</sub>-Bereich bis 15 °C. Eine weitere T<sub>WS</sub>-Erhöhung bei den Dy-Schlenken (> 20 °C) wirkt sich dagegen nicht mehr förderlich auf die CH<sub>4</sub>-C-Freisetzung aus. Die Abnahme der Zuwachsraten kann möglicherweise auf das Überschreiten des Temperaturoptimums der Methanogenese zurückgeführt werden. Alternativ könnte diese Beobachtung durch die Überlagerung des Temperatureffektes durch andere Prozesse erklärt werden, vergewenwärtigt man sich, daß hohe Temperaturen in der WS-Zone nur im Frühherbst nach der Wiedervernäsung auftreten. Mit einer relativen Änderung der CH<sub>4</sub>-C-Flüsse von 1 bis -3 % wirkt sich die T<sub>WS</sub>-Variabilität von 0 bis 15 °C nur in untergeordnetem Maße auf die CH<sub>4</sub>-Freisetzung der Bulte aus.

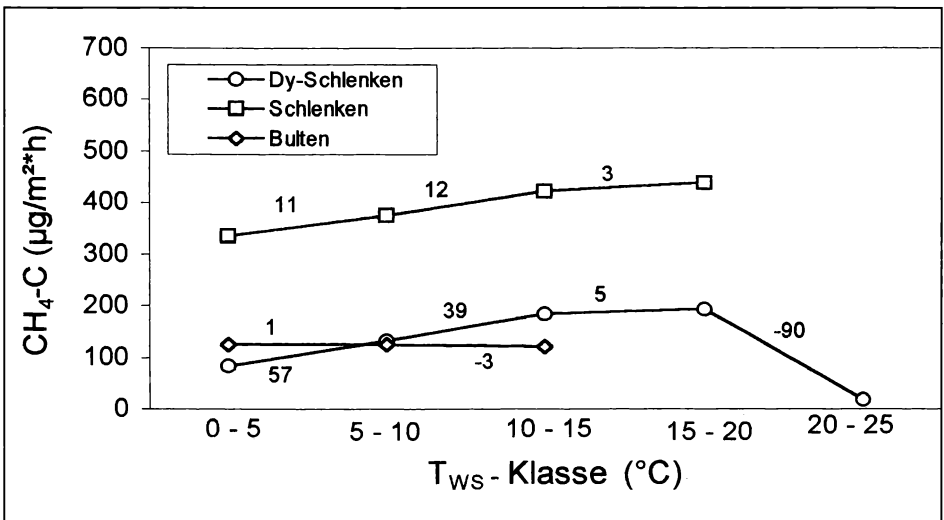


Abbildung 3. Beziehung zwischen dem Mittelwert der CH<sub>4</sub>-C-Flüsse (µg/m²h) und der, Klassen zugeordneten Temperatur am Wasserstand (T<sub>WS</sub>). Die Werte symbolisieren die relativen Änderungen der CH<sub>4</sub>-C-Emissionen gegenüber der vorherigen T<sub>WS</sub>-Klasse.

Positive Korrelationen zwischen beiden Variablen wurden bereits in einer Vielzahl von Untersuchungen ermittelt. Die Bedeutung des Temperatureinflusses wird allerdings sehr unterschiedlich eingeschätzt. MARTIKAINEN et al. (1994) teilt z. B. für finnische Moore ein Bestimmtheitsmaß von  $r^2 = 0.8$  zwischen log-transformierten CH<sub>4</sub>-Fluß und der Temperatur in 30 cm Tiefe mit. Eine ebenfalls enge lineare Beziehung wurde von CRILL et al. (1992) zwischen den CH<sub>4</sub>-Emissionen und der Temperatur in 2 bis 15 cm Tiefe ermittelt. HARRISS et al. (1993) beobachteten nur bis zu einer Temperatur von 18 °C eine positive Korrelation. Schwache Beziehungen zwischen beiden Variablen wurden dagegen von MOORE et al. (1990) und YAVITT et al. (1990) festgestellt.

Tabelle 1. Standortspezifische Q<sub>10</sub>-Werte (berechnet über den Temperaturbereich von 5 bis 15 °C) für die CH<sub>4</sub>-C-Freisetzung.

Standort	Q <sub>10</sub> -Wert
Dy-Schlenken	1.54 ± 0.13
Schlenken	1.55 ± 0.09
Bulte	1.44 ± 0.09

In der Tab. 1 sind die Q<sub>10</sub>-Werte für die drei Habitate dokumentiert. Die Kennziffern repräsentieren die Reaktion des CH<sub>4</sub>-C-Flusses auf eine T<sub>WS</sub>-Erhöhung im Substrat um 10 °C. Für den Temperaturbereich 5 - 15 °C zeichnen sich alle drei Habitate durch eine sehr geringe Abhängigkeit aus, denn es wurden Q<sub>10</sub>-Werte zwischen 1.44 ± 0.09 (Bulte) und 1.54 ± 0.13 berechnet. Die Ergebnisse aus dem Roten Moor stehen im auffälligen Gegensatz zu publizierten Resultaten. Für den gleichen Temperaturbereich geben DISE et al. (1993) für diverse Mikrohabitate eines nordamerikanischen Komplexmoores mit 2.9 bis 7.9 signifikant höhere Q<sub>10</sub>-Werte an. Diese decken sich auch mit den von SVENSSON & ROSSWALL (1984) für subarktische

Moore errechnete Q<sub>10</sub>-Werte von 5.5 und 8. Erklärungsansätze für die scheinbar widersprüchlichen Q<sub>10</sub>-Werte liefert eine Untersuchung von WESTERMANN (1993). In dieser Arbeit wurden Ergebnisse über die Interaktionen zwischen der Substratversorgung und der Temperaturabhängigkeit methanogener Bakterien in Erlenbruch Sedimenten mitgeteilt. Mit abnehmender Substratversorgung nimmt gleichzeitig der Temperatureinfluß auf die Methanogenese ab, da die bakteriellen Enzymsysteme mit dem Substrat nicht mehr abgesättigt werden. Diese Wechselwirkungen könnten auch für die stark zersetzten Oberflächentorfe des Roten Moores relevant sein (vergl. Kap. 2).

#### 4.2.3. Modellierung der CH<sub>4</sub>-C-Emissionen

Aus den bisherigen Ausführungen wurde deutlich, daß die CH<sub>4</sub>-C-Emissionen sowohl durch die Variabilität der Temperatur im Sediment als auch durch die Saisonalität der WS beeinflusst werden. Tab. 2 zeigt die Ergebnisse einer multiplen Regressionsanalyse für die CH<sub>4</sub>-C-Messungen beider Untersuchungsjahre in Abhängigkeit vom Standort. In die Regression ging der WS als negative Wert ein.

Sowohl die T<sub>WS</sub> als auch der WS sind in den drei Standorttypen positiv mit dem CH<sub>4</sub>-C-Fluß verknüpft, jedoch wird dessen zeitlicher Verlauf durch beide Parameter lediglich zwischen 30 und 52 % erklärt. Die schrittweise Integration beider Parameter in das Modell verdeutlicht den dominierenden Charakter des WS, denn nur 2 bzw. 3 % der Streuung wird durch die T<sub>WS</sub> erklärt. Die Varianz der CH<sub>4</sub>-Messungen in den Regressionsmodellen konnte auch nicht durch die Berücksichtigung der Temperaturen in einer konstanten Tiefenstufe erhöht werden, obwohl auch hier einfache Regressionsanalysen positive Korrelationen ergaben. Bei der Modellierung der CO<sub>2</sub>-C-Emissionen aus dem Roten Moor ergaben sich spiegelbildliche Ergebnisse. In den drei Standorttypen war die Temperatur in 5 cm Tiefe die dominierende Variable, während der

Tabelle 2. Ergebnisse der multiplen Regressionsanalyse mit den Regressoren „Wasserstand“ und „Temperatur am WS“ für die CH<sub>4</sub>-C-Emissionen in Abhängigkeit von den Standorten.

Standort	Gleichungssystem	r <sup>2</sup>	p	n
Dy-Schlenke	$\log_{10}(\text{CH}_4\text{-C} + 1) = 0.043 T_{WS} + 0.039 WS + 1.43$	0.32	< 0.05	121
Schlenke	$\log_{10}(\text{CH}_4\text{-C} + 1) = 0.036 T_{WS} + 0.025 WS + 1.94$	0.31	< 0.05	164
Bult	$\log_{10}(\text{CH}_4\text{-C} + 1) = 0.038 T_{WS} + 0.052 WS + 1.99$	0.52	< 0.001	158

WS nur von untergeordneter Bedeutung war (MÜLLER et al. 1997). Die geringen Bestimmtheitsmaße in den CH<sub>4</sub>-C-Modellen deuten auf den Einfluß standortspezifischer und im Modell nicht berücksichtigter Parameter hin.

In einem Beitrag über die biogeochemischen Kreisläufe in Hochmooren und deren Reaktion auf den prognostizierten Klimawechsel konstatiert GORHAM (1990), daß CH<sub>4</sub>-Modelle mit den Standardparametern „Temperatur“ und „WS“ zu sehr unterschiedlichen Modellgüten führte. Auf das Problem, die beeinflussenden Faktoren der CH<sub>4</sub>-C-Emissionen in geeigneter Weise parametrisieren zu können, wiesen bereits WHALEN & REEBURG (1992), ROULET et al. (1992) und YAVITT et al. (1993) hin. Andere Arbeiten wiederum konnten die Varianz der CH<sub>4</sub>-Emissionen gut durch beide Parameter erklären (z. B. DISE et al. 1993). Als mögliche Ursachen für die divergierenden Modellanpassungen können folgende Zusammenhänge genannt werden.

In den Modellen diverser Autoren/innen gingen als Temperaturvariable die Torftemperaturen unabhängig von dem WS ein. DISE et al. (1993) integrierten in die Modellrechnungen z. B. die Temperaturvariabilität in einer konstanten Tiefe von 20 cm. Andere Autorengruppen wählten wiederum andere Tiefenstufen als Datenbasis für Regressionsanalysen (vergl. CRILL et al. 1993, MARTIKAINEN et al. 1995). In der vorliegenden Untersuchung wurde daher auf Empfehlung von BUBIER & MOORE (1996) die Temperatur am WS ( $T_{WS}$ ) berücksichtigt. Für die Modellierung der CH<sub>4</sub>-Emissionen ist die am WS herrschende Temperatur die relevante, da hier die Lebensraumsansprüche der methanogenen Mikroorganismen in bezug auf das Redoxpotential und die Versorgung mit Substraten optimal erfüllt sind (vergl. SHANNON & WHITE 1994). Diese Hypothese wird durch Ergebnisse aus Mikrokosmosversuchen unterstützt, nach denen maximale CH<sub>4</sub>-Produktionsraten resp. maximale CH<sub>4</sub>-Konzentrationen im Porenwasser unmittelbar unterhalb des WS beobachtet wurden (SHANNON & WHITE 1996). Durch die Messung der Temperatur in diversen Tiefenstufen ergibt sich folglich eine Vielzahl von Alternativen, die eine Vergleichbarkeit der Modellergebnisse nur eingeschränkt zulässt.

Die Modellergebnisse aus dem Roten Moor (Tab. 2) geben Anlaß zu der Hypothese, daß insbesondere die Amplitude der WS-Fluktuationen einen erheblichen Einfluß auf die Modellgüte hat. Die Differenz zwischen Höchst- und Nied-

rigstwasserstand beträgt bei den Bulten 33 cm. Hier wurde mit einem  $r^2 = 0.52$  das höchste Bestimmtheitsmaß ermittelt. Die Dy-Schlenken und die Schlenken weisen dagegen mit 38 bzw. 41 cm insgesamt größere WS-Fluktuationen auf. Mit einem  $r^2 = 0.32$  für die Dy-Schlenken und  $r^2 = 0.31$  für die Schlenken zeigen die Regressionen beider Standorte bedeutend geringere Bestimmtheitsmaße. Die Vermutung, daß die Größenordnung der WS-Fluktuationen für die Modellierung der CH<sub>4</sub>-Emissionen eine dominierende Rolle spielt, wurde bereits von MARTIKAINEN et al. (1994) geäußert.

Im Vergleich zu ungestörten Hochmooren oszillieren die WS-Ganglinien in gestörten Hochmooren erheblich stärker um einen Jahresmittelwert. Extreme WS-Schwankungen innerhalb und zwischen den Jahreszeiten wirken sich in vielfacher Hinsicht auf die komplexen Zusammenhänge des CH<sub>4</sub>-Kreislaufes aus:

- Eine hohe WS-Amplitude entkoppelt die Beziehung zwischen der Methanproduktion und Methankonsumption nachhaltig (GRANBERG et al. 1997, VOURLITIS & OECHEL 1997). Mit zunehmenden WS-Schwankungen wird der gemessene CH<sub>4</sub>-Fluß an der Schnittstelle Atmosphäre-Hochmooroberfläche nicht mehr durch die steuernden Parameter der CH<sub>4</sub>-Produktion sondern durch die schwer zu quantifizierenden Parameter der CH<sub>4</sub>-Konsumption bestimmt (SUNDH et al. 1995). Dies gilt umso mehr, je größer der Zeitraum ist, über den sich eine methanotrophe Bakterienpopulation durch eine große WS-Amplitude in der Torfsäule etablieren konnte. Die unterschiedliche Reaktion methanogener und methanotropher Bakterien auf die sich ändernden Lebensbedingungen wird beim Vergleich ihrer Reaktion auf abiotische Faktoren deutlich. FUNK et al. (1994) führten aus, daß sich eine methanogene Bakterienpopulation nach der Wiedervernässung drainierter Torfsäulen erst nach einer 30-tägigen lag-Phase etablierte. Methanotrophe Bakterien scheinen dagegen rascher auf einen Wechsel ihrer Milieubedingungen reagieren zu können. PANIKOV et al. (1993) ermittelten mit Hilfe der Michaelis-Menten-Kinetik maximale CH<sub>4</sub>-Oxidationsraten. Aus dem Anstieg der Maximalreaktionsgeschwindigkeit ( $V_{max}$ ) von 0.3 - 0.4 auf 11 - 12 mg CH<sub>4</sub>/m<sup>2</sup>\*h innerhalb des vierwöchigen Zeitraumes schloß die Arbeitsgruppe auf einen drastischen Anstieg der Populationsdichte.



- Eine lineare Beziehung zwischen der Mächtigkeit der durchlüfteten Torfschicht und der CH<sub>4</sub>-Oxidation ist nicht gegeben, da diverse Faktoren diese Beziehung kleinräumig überdecken können. NEDWELL & WATSON (1995) entwickelten auf Grundlage kinetischer Kenngrößen ( $V_{\max}$ , Michaelis-Konstante ( $K_M$ )) ein Reaktions-Diffusionsmodell, mit dem die Verteilung von O<sub>2</sub> und CH<sub>4</sub> in Torfsäulen untersucht wurde. Unter Berücksichtigung der Parameter „O<sub>2</sub>-Respiration“ und „Temperatur“ wird CH<sub>4</sub> im wurzelfreien Substrat im Überlappungsbereich der vertikalen Konzentrationsgradienten von O<sub>2</sub> und CH<sub>4</sub> am WS oxidiert. In durchwurzelten Substraten bildet sich kein O<sub>2</sub>-/CH<sub>4</sub>-Überlappungsbereich aus, da der O<sub>2</sub>-Transport durch das Wurzelsystem zur Ausbildung von aeroben Kompartimenten unterhalb des WS führt und dort auf mikroskaliger Ebene CH<sub>4</sub>-Oxidationsprozesse ablaufen. Die CH<sub>4</sub>-Oxidationsrate in den bewachsenen Standorten wird demnach nicht durch die O<sub>2</sub>-Diffusion sondern durch die Dichte der aktiven Wurzelbiomasse mit kontrolliert.
  - Das im anaeroben Teil der Sedimente gebildete und in situ gespeicherte CH<sub>4</sub> kann zu einer Übersättigung im Porenwasser führen (CHARMAN et al. 1994, ROMANOWICZ et al. 1995) und sich dort zu hochkonzentrierten „CH<sub>4</sub>-Blasen“ entwickeln (ARMY & HEMOND 1990). Diese Speicherform wird spontan, allerdings bevorzugt unter gesättigten Bedingungen emittiert (YAVITT et al. 1993, CLYMO & PEARCE 1995, BUBIER & MOORE 1996). Die Nichtkalkulierbarkeit dieser Speicherfunktion besteht folglich in einem „time lag“ zwischen Produktion und Emission des CH<sub>4</sub>.
  - Aus dem Beziehungsgeflecht zwischen Niederschlägen und CH<sub>4</sub>-Emissionen ergibt sich eine weiterer, schwer zu parametrisierender Einflußfaktor, denn WINDSOR et al. (1992) und MOORE & DALVA (1993) beobachteten bei der Freisetzung von CH<sub>4</sub> Hystereseeffekte. Eine Abnahme des WS von 5 cm auf 20 cm löste in Säulen mit Hochmoortorfen die Freisetzung von in situ gespeicherten CH<sub>4</sub> aus, während erst mit einer zeitlichen Verzögerung von maximal 10 Tagen ein Anstieg der CH<sub>4</sub>-Emissionen nach der Wiedervernässung beobachtet wurde (MOORE & DALVA 1993).
  - Der Wasserfluß im Moor ist von der hydraulischen Leitfähigkeit abhängig, die wiederum von dem Zersetzungsgrad beeinflusst wird (SCHNEEBELI 1989). RYCROFT et al. (1975) und WAINE et al. (1985) fanden in stark humifizierten Torfen Abweichungen von der Gültigkeit der in dem Darcy-Gesetz zugrunde gelegten Linearität zwischen dem vertikalen Wasserfluß und dem Potentialgradienten. Für die geringen Modellanpassungen der CH<sub>4</sub>-C-Emissionen im Roten Moor könnten die stark zersetzten Torfe an der Oberfläche folgendes bedeuten: das Niederschlagswasser infiltriert die oberen Torfschichten und wird aufgrund geringer hydraulischer Leitfähigkeiten im Mikro- und Mesoporenraum gespeichert. Es bildet sich eine lokal begrenzte Zone mit anaeroben Milieubedingungen aus, die nicht zu einer Erhöhung des WS führt. Dieser gesättigte Profilschnitt, in dem potentiell CH<sub>4</sub> produziert und emittiert werden kann, geht nicht in den nominellen Wert des WS für die multiple Regressionsanalyse ein.
- Zusammenfassend kann konstatiert werden, daß die CH<sub>4</sub>-Nettoemissionen in Mooren mit hohen WS-Fluktuationen durch eine Anzahl von Faktoren beeinflusst werden, aus denen sich Probleme bei der CH<sub>4</sub>-Modellierung mit den Standardparametern „WS“ und „T“ ergeben. Eine geringe WS-Amplitude wirkt sich dagegen auf die Modellierung in zweierlei Hinsicht aus: Zum Einen kann die Varianz der CH<sub>4</sub>-Emissionen in hohem Umfang durch die Standardparameter erklärt werden (MARTIKAINEN et al. 1994). Bestätigt wird diese Hypothese durch Untersuchungen von DISE et al. (1993). Die Arbeitsgruppe konnte in der Versuchsfläche S 4 des Marcell Bog bei einem Niedrigst-WS im Sommer von 15 cm unter Flur, die Varianz der logarithmierten CH<sub>4</sub>-Emissionen zu 88 % durch den WS und die Temperatur in 20 cm Tiefe erklären. Zum Anderen gewinnt die Temperatur als Steuergröße bei annähernd konstant hohen WS zunehmend an Bedeutung (LIEN et al. 1993, SHANNON & WHITE 1994) und das jahreszeitliche Emissionsmuster folgt häufig der Temperaturvariabilität. Für den Zeitraum 15. Mai bis 15. September 1994 konnten z. B. BUBIER et al. (1995) allein 63 % der Streuung der CH<sub>4</sub>-Emissionen durch die Temperatur erklären. 85 % ihrer Methanmessungen wurden bei einer Wasserstandsamplitude bis maximal 15 cm unter Flur durchgeführt. Demnach kontrolliert die

an der Mooroberfläche herrschende Temperaturvariabilität den  $\text{CH}_4$ -Fluß, wenn die Bedingung "geringer Diffusionsweg für  $\text{CH}_4$ " gegeben ist (BUBIER & MOORE 1994, BUBIER et al. 1995).

#### 4.2.4. Einfluß der DOC-Konzentrationen auf die $\text{CH}_4$ -C-Freisetzungen

Charakteristisches Merkmal von Hochmooren sind Humifizierungsprozesse, in dessen Verlauf gelöste organische C-Verbindungen generiert werden. Als Summenparameter für diverse C-Verbindungen werden sie als Dissolved Organic Carbon (DOC) zusammengefaßt. Für mikrobiell katalysierte Prozesse können die DOC-Verbindungen von großer Bedeutung sein, da sich ihre Inhaltsstoffe u.a. aus leicht zu metabolisierenden  $\text{C}_1$ - und  $\text{C}_2$ -Körpern zusammensetzen (FREEMAN et al. 1997). Diese kurzkettigen C-Verbindungen fungieren als bevorzugte Substrate der Mikroorganismen (BROCK et al. 1994). Als Parameter für die Substratquantität und -qualität wurden die DOC-Konzentrationen im Porenwasser erfaßt und stellvertretend für die Dauerbeobachtungsfläche 1 (vegetationsfreie Dy-Schlenke) in Abb. 4 dokumentiert.

Der räumliche und zeitliche Verlauf der DOC-Konzentrationen ist eine Funktion der Produktions- und Konsumptionsbedingungen (SALLANTHAUS 1988). Vorzeichenrangtests nach DIXON & MOOD (SACHS 1984) belegen mit ei-

ner statistischen Wahrscheinlichkeit von 95 % ( $p < 0.05$ ) signifikant geringere DOC-Konzentrationen in den Tiefenstufen 5 und 10 cm der Dy-Schlenke gegenüber der Tiefenstufe 40 cm. Wachsende Hochmoore können dagegen ein inverses DOC-Konzentrationsmuster aufweisen. In Männikjärve Raba, einem wachsenden Hochmoor in Estland, nahmen im September 1996 die DOC-Konzentrationen über  $4.45 \pm 0.82$  mmol/l in 5 cm Tiefe bis in 30 cm Tiefe mit  $3.47 \pm 0.35$  mmol/l beständig ab (MÜLLER, unveröff.). Dieses vertikale Muster wurde sowohl in einer Schlenke als auch in einem Bult vorgefunden. Die Raum-Zeit-Funktion der DOC-Konzentrationen in der Dy-Schlenke ist als Hinweis für die, seit zweihundert Jahren andauernde, intensive Mineralisierung der Oberflächentorfe im Roten Moor zu werten. Offenbar verursachte die Entkoppelung der DOC-produzierenden und der -konsumierenden Prozesse einen stetigen Vorratsabbau an der Mooroberfläche. Diese Hypothese ist konsistent mit der vertikalen Verteilung der C/N-Verhältnisse, der Asche- und säureunlöslichen Ascheanteile (MÜLLER & LAMERSDORF 1995).

Regressionsanalysen zwischen den DOC-Konzentrationen am WS ( $\text{DOC}_{\text{WS}}$ ) und den  $\text{CH}_4$ -Emissionen belegen mit einem Bestimmtheitsmaß von  $r^2 = 0.24$  für die Dy-Schlenke nicht signifikante und für die Schlenken mit einem Bestimmtheitsmaß von  $r^2 = 0.51$  signifikante posi-

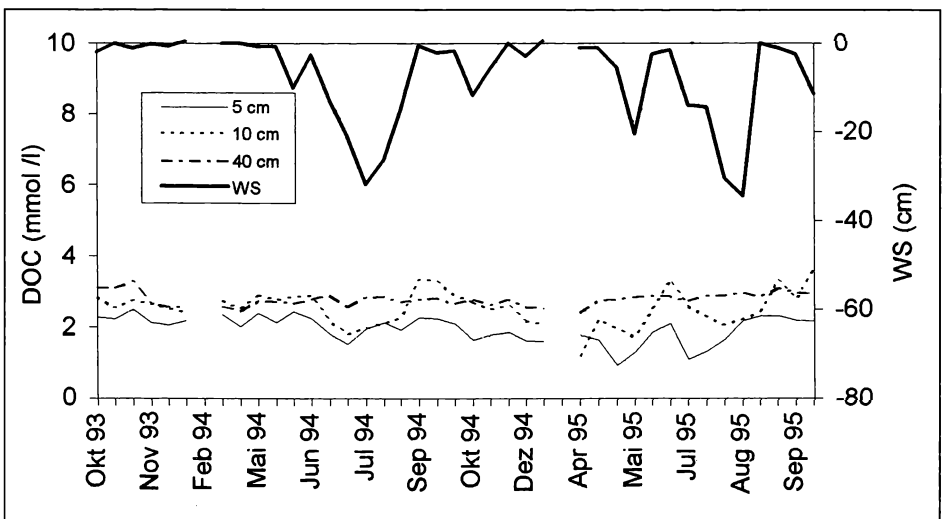


Abbildung 4. Raum-Zeit-Funktion der mittleren DOC-Konzentrationen (mmol/l,  $n = 2$ ) und der mittleren Wasserstandsganglinie ( $n = 2$ ) in Dy-Schlenken des Roten Moores.

tive Zusammenhänge. BIANCHI et al. (1996) konnten ebenfalls 47 % der CH<sub>4</sub>-Varianz durch die DOC-Konzentrationen in diversen Standorten des Sabine River Floodplain (Southeast Texas, U.S.A.) erklären. Offenbar kann die Verfügbarkeit der gelösten organischen Verbindungen resp. der Humifizierungsgrad des Torfes einen erheblichen Einfluß auf die anaeroben Mineralisierungsprozesse nehmen (NILSSON & BOHLIN 1993, FREEMAN et al. 1997).

#### 4.2.5. Einfluß diverser Elektronenakzeptoren auf die CH<sub>4</sub>-C-Freisetzung

Neben dem WS und seiner Schwankung, der Temperatur sowie der Substratquantität und -qualität kann die Aktivität der methanogenen Bakterien durch Bakterienstämme beeinflusst werden, die unter anaeroben Bedingungen anorganische Elektronenakzeptoren als Energiequelle nutzen (SIGG & STUMM 1996). Aufgrund ihrer thermodynamisch höheren Effizienz können z. B. denitrifizierende und sulfatreduzierende Bakterien in NO<sub>3</sub>- und SO<sub>4</sub>-reichen Ökosystemen methanogene Bakterien verdrängen (OREMLAND 1988).

##### 4.2.5.1. Einfluß der N<sub>2</sub>O-N-Emissionsrate

Unter geeigneten Milieubedingungen (u.a. geringer O<sub>2</sub>-Partialdruck, geringer pH-Wert) kann

NO<sub>3</sub> im Porenwasser von denitrifizierenden Bakterien reduziert und als N<sub>2</sub>O emittiert werden (MARTIKAINEN et al. 1995, NYKÄNEN et al. 1997).

Stellvertretend für den Standorttyp Dy-Schlenke sind in der Abb. 5 die WS, die molaren N<sub>2</sub>O-N- und CH<sub>4</sub>-C-Emissionen (in der Darstellung zehnfach reduziert!) der Dauerbeobachtungsfläche 1 dargestellt. Hohe N<sub>2</sub>O-N-Emissionen (bis 170 µmol/m<sup>2</sup>\*h) werden in den vegetationsfreien Standorten in Wiedervernässungsperioden beobachtet. Vergleicht man nun die N<sub>2</sub>O-N und CH<sub>4</sub>-C-Emissionskurven miteinander, fällt insbesondere nach der Trockenperiode beider Untersuchungsjahre ein inverser, allerdings nicht signifikanter Verlauf auf. Hohe Nitrifikationsraten im Sommer sowie die mit der Wiedervernässung verbundenen NO<sub>3</sub>-N-Depositionen verursachen einen Anstieg der NO<sub>3</sub>-N-Konzentrationen bis 10 cm Tiefe von < 1 µmol/l auf 120 - 140 µmol/l (MÜLLER, unveröff.). Dieser NO<sub>3</sub>-Pool wird aufgrund einer fehlenden NO<sub>3</sub>-Assimilation in den vegetationsfreien Dy-Schlenken partiell durch N<sub>2</sub>O-N-Bildung abgebaut. Infolge hoher Assimilationsraten sind in den N-ungesättigten Subsystemen Schlenken und Bulte die N<sub>2</sub>O-N-Verluste außerordentlich gering (< 20 µmol/m<sup>2</sup>\*h). In diesen Standorten wird auch keine inverse Beziehung zwischen beiden Spurengasen gefunden.

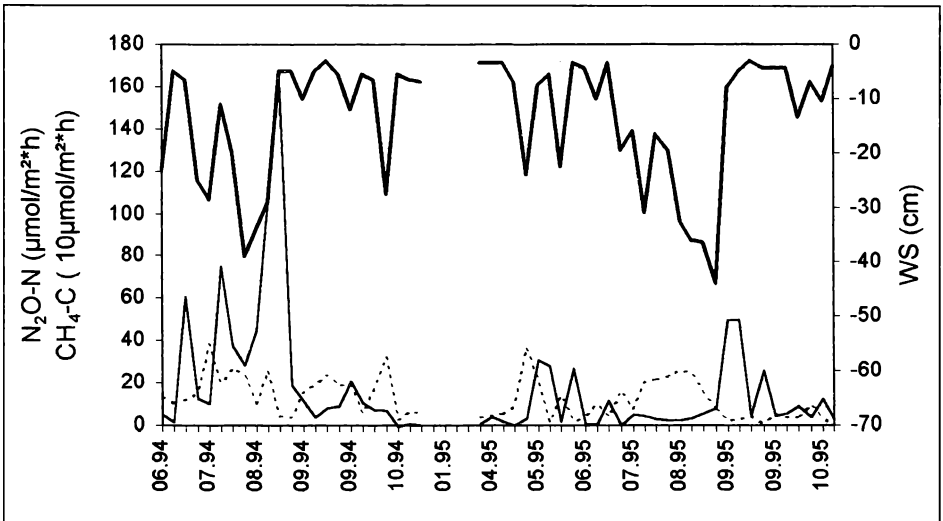


Abbildung 5. Beziehung zwischen den molaren N<sub>2</sub>O-N- (durchgezogene Linie) und CH<sub>4</sub>-C-Emissionen (gestrichelte Linie) sowie dem Wasserstand (dicke, durchgezogene Linie) in der Dauerbeobachtungsfläche 1.

Die voneinander abweichenden Resultate zwischen den Dy-Schlenken einerseits und den Schlenken sowie Bulten andererseits deutet auf folgenden Zusammenhang hin. Mangels  $\text{NO}_3$ -Assimilation in den Dy-Schlenken wird der  $\text{NO}_3$ -Pool unter Verbrauch von leicht metabolisierbaren C-Verbindungen von Denitrifikanten reduziert. Aufgrund höherer, metabolischer Effizienz gegenüber methanogenen Bakterien können die Denitrifikanten den leicht verfügbaren, in den stark zersetzten Oberflächenhorizonten limitierten C rascher verwerten, so daß die methanogenen Bakterien als Konkurrenten um das Substrat von diesen verdrängt werden (BOONE 1991). Dieser antagonistische Zusammenhang erklärt den inversen Verlauf der  $\text{CH}_4$ -C- und  $\text{N}_2\text{O}$ -N-Emissionen in den vegetationsfreien Dy-Schlenken. In den bewachsenen Standorten wird  $\text{NO}_3$ -N rasch assimiliert. Aufgrund ihrer Abhängigkeit von der  $\text{NO}_3$ -Konzentration sind die  $\text{N}_2\text{O}$ -N-Freisetzen nur von sekundärer Bedeutung. Die Denitrifikanten treten folglich zu den methanogenen Bakterien nicht in Konkurrenz um die leicht verfügbare C-Quelle.

#### 4.2.5.2. Einfluß der $\text{SO}_4$ -S-Konzentrationen

Neben dem  $\text{NO}_3$ -N fungiert auch  $\text{SO}_4$ -S in anaeroben Sedimenten als terminaler Elektronenakzeptor, so daß  $\text{SO}_4$ -S-reduzierende Bakterien mit methanogenen Bakterien in Wechsel-

wirkungen treten können (GIBLIN & WIEDER 1992, AMARAL & KNOWLES 1994). Der Einfluß der  $\text{SO}_4$ -Reduzenten wird jedoch kontrovers diskutiert (CICERONE & OREMLAND 1988, SCHLESINGER 1991). Die Methanogenese kann durch den S-Kreislauf gefördert werden, wenn die  $\text{SO}_4$ -Reduzenten höhermolekulare C-Verbindungen (z. B. Lactat) metabolisieren. Als Produkte entstehen dabei niedermolekulare C-Verbindungen (z. B. Acetat), die von methanogenen Bakterien als bevorzugte e-Akzeptoren genutzt werden (BROCK et al. 1994, VALENTINE et al. 1994). Allerdings können die  $\text{SO}_4$ -Reduzenten selbst neben den höhermolekularen C-Verbindungen auch Acetat metabolisieren (BROCK et al. 1994), so daß unter spezifischen Bedingungen, z. B. Limitierung des Substratangebotes, beide Bakteriengruppen um den Acetatpool konkurrieren. Untersuchungen von WESTERMANN & AHRING (1996) zeigten die höhere thermodynamische Effizienz der  $\text{SO}_4$ -Reduzenten gegenüber den  $\text{CH}_4$ -Bildnern. In einem Erlenbruch metabolisierten  $\text{SO}_4$ -Reduzenten 72 % des Acetatpools und lediglich 28 % konnten von methanogenen Bakterien als Substrat genutzt werden. Im Folgenden werden die Wechselwirkungen zwischen beiden Bakterienstämmen in den Standorten des Roten Moores untersucht.

Der S-Kreislauf ist in allen drei untersuchten Standorten des Roten Moores durch eine inten-

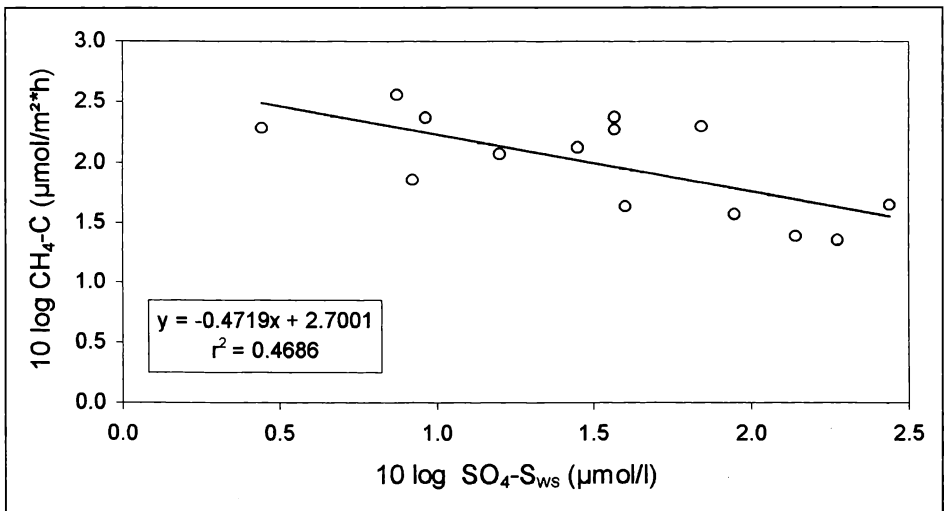


Abbildung 6. Logarithmische Beziehung zwischen den  $\text{CH}_4$ -C-Emissionen ( $\mu\text{mol}/\text{m}^2\cdot\text{h}$ ) und den  $\text{SO}_4$ -S<sub>ws</sub>-Konzentrationen ( $\mu\text{mol}/\text{l}$ ) während der Wiedervermäsung in der Dauerbeobachtungsfläche 1 (Dy-Schlenke).

Tabelle 3. Beziehung zwischen den logarithmierten CH<sub>4</sub>-C-Emissionen (μmol/m<sup>2</sup>\*h) und den logarithmierten SO<sub>4</sub>-S<sub>WS</sub>-Konzentrationen (μmol/l) in Abhängigkeit vom Standort.

Standort	Gleichungssystem	r <sup>2</sup>	p	n
Dy-Schlenke	$\log_{10}(\text{CH}_4\text{-C}) = -\log_{10}(0.472 * \text{SO}_4\text{-S}_{\text{WS}}) + 2.70$	0.47	< 0.01	14
Schlenke	$\log_{10}(\text{CH}_4\text{-C}) = \log_{10}(0.112 * \text{SO}_4\text{-S}_{\text{WS}}) + 2.56$	0.12	-	17
Bult	$\log_{10}(\text{CH}_4\text{-C}) = \log_{10}(0.057 * \text{SO}_4\text{-S}_{\text{WS}}) + 2.05$	0.05	-	18

sive Oxidations- und Reduktionsdynamik gekennzeichnet. Mit abnehmenden WS wird der im Porenwasser reduziert vorliegende S oxidiert und die SO<sub>4</sub>-S-Konzentrationen steigen auf Werte bis 250 μmol/l an. In der Wiedervernässungsphase im Spätsommer/Herbst wird der SO<sub>4</sub>-S-Pool reduziert und die SO<sub>4</sub>-S-Konzentrationen sinken in Abhängigkeit von der Tiefenstufe auf 2 und 5 μmol/l ab. In der Abb. 6 sind die logarithmierten CH<sub>4</sub>-C-Emissionen in Abhängigkeit von den SO<sub>4</sub>-S-Konzentrationen am WS (SO<sub>4</sub>-S<sub>WS</sub>) während der Wiedervernässung beider Untersuchungsjahre aufgetragen. Aus Gründen der Vergleichbarkeit wurden die Wertepaare der Dauerbeobachtungsfläche 1 dargestellt.

Mit einem Bestimmtheitsmaß von  $r^2 = 0.47$  deutet die Beziehung auf einen signifikant hemmenden Effekt ( $p < 0.05$ ) der SO<sub>4</sub>-S-Reduktion auf die CH<sub>4</sub>-C-Freisetzung hin Tab. 3. In Anlehnung an die in Kapitel 4.2.5.1 gezogenen Schlußfolgerungen ist in den Dy-Schlenken ebenfalls von einer inversen Beziehung zwischen SO<sub>4</sub>-S-Reduzenten und methanogenen Bakterien auszugehen. Unterschiede ergeben sich jedoch bei der Betrachtung des Raumbezuges. Im Gegensatz zu der Beziehung zwischen Denitrifikanten und methanogenen Bakterien, die ausschließlich im oberen Profilabschnitt von Relevanz ist, umfaßt das Beziehungsgefüge zwischen SO<sub>4</sub>-S-Reduzenten und CH<sub>4</sub>-C-bildenden Bakterien die vollständige, in der Trockenperiode bis in 40 cm Tiefe reichende aerobe Zone. Eine enge Beziehung zwischen der SO<sub>4</sub>-Reduktion und der Methanogenese wurde auch von FREEMAN et al. (1994) festgestellt. Im Freiland wurde eine Teilfläche eines Moores isoliert, eine Austrocknung des Torfes induziert und die SO<sub>4</sub>-Konzentration im Porenwasser sowie die CH<sub>4</sub>-Freisetzung gemessen. Vergleichbar mit den Ergebnissen der Dy-Schlenken im Roten Moor führte die Wiedervernässung zu einer drastischen Reduktion der CH<sub>4</sub>-Freisetzung. Bei der Analyse des Datenmaterials aus der Wiedervernässungsphase wurde ebenfalls eine signifikant

negative Beziehung zwischen der SO<sub>4</sub>-Konzentration und der CH<sub>4</sub>-Freisetzung ermittelt.

Untersuchungen diverser Autoren lassen vermuten, daß die Beziehung zwischen den SO<sub>4</sub>-reduzierenden und methanogenen Bakterien im Roten Moor durch die Substratversorgung reguliert wird. NEDWELL & WATSON (1995) konnten zeigen, daß die Unterdrückung der Methanogenese durch die SO<sub>4</sub>-Reduktion auf eine Limitierung des leicht verfügbaren C-Pool zurückgeführt werden kann. Mit dem Einfluß eines substratlimitierten Milieus auf die Beziehung zwischen SO<sub>4</sub>-S-Reduktion und CH<sub>4</sub>-C-Bildung beschäftigten sich auch LOVLEY & KLUG (1986). In ihren Modelluntersuchungen wurde die CH<sub>4</sub>-Produktion in Gewässersedimente unterdrückt, in denen SO<sub>4</sub>-reduzierende Bakterien Acetatkonzentrationen von < 21.5 μm metabolisieren konnten. Hingegen nutzten methanogene Bakterien geringe Acetatkonzentrationen, wenn die SO<sub>4</sub>-Reduktion aufgrund geringer Konzentrationen gehemmt wurde. Ähnliche Rückschlüsse läßt auch die Untersuchung von YAVITT & LANG (1990) zu. In Torfsäulen beobachteten sie nach der Zugabe von 2 mmol SO<sub>4</sub> eine Unterdrückung der CH<sub>4</sub>-Bildung, die wiederum durch die Applikation von H<sub>2</sub> und Acetat neutralisiert werden konnte.

Zwischen den Schlenken und den Bulten einerseits und den Dy-Schlenken andererseits gibt es Unterschiede in der Substratversorgung. Durch die Wurzeln scheiden die Cyperaceen der Schlenken (*Scirpus caespitosum*) organische Säuren in die Rhizosphäre aus (BUBIER & MOORE 1996). Neben der Nachlieferung von leicht verfügbarem C aus der Fermentation des Torfes können die Wurzelausscheidungen als Substrate für die methanogenen und SO<sub>4</sub>-reduzierenden Bakterien fungieren (SAARNIO et al. 1997). Die sich sekundär entwickelnden Bulte werden neben *Calluna vulgaris* von den Torfmoosarten *Sphagnum magellanicum*, *Sphagnum rubellum* und *Sphagnum nemoreum* bewachsen. Durch die Humifizierung des abgestorbenen Torfmoosmaterials ist eine kontinuierliche Nach-

lieferung mit schwach zersetztem organischem Material gewährleistet. Diese C-Quellen fehlen in den vegetationsfreien Dy-Schlenken, so daß Anlaß zu der Hypothese besteht, nach der die bewachsenen Standorte im Vergleich zu den Dy-Schlenken besser mit leicht verfügbarem C ausgestattet sind. Demzufolge wäre keine oder eine nur in abgeschwächter Form negative Beziehung zwischen  $\text{SO}_4$ -reduzierenden und methanogenen Bakterien zu erwarten. Die Ergebnisse einer Regressionsanalyse mit den Daten (logarithmierten  $\text{SO}_4$ -SW<sub>S</sub> vs.  $\text{CH}_4$ -C-Emissionen) beider Standorte zeigen, daß die Aktivität der  $\text{SO}_4$ -Reduzenten sogar einen schwach positiven, allerdings nicht signifikanten Effekt auf die  $\text{CH}_4$ -Freisetzung hat (Tab. 3). Hieraus kann geschlossen werden, daß in Standorten, in denen eine kontinuierliche C-Versorgung gewährleistet ist, die  $\text{SO}_4$ -Reduzenten höherkettige C-Verbindungen metabolisieren. Als Produkte der S-Reduktion entstehen C-Verbindungen, die den methanogenen Bakterien als bevorzugte Substrate dienen.

### 4.3. Bilanzierung

Wachsende Hochmoore fungieren bei hohen WS und einer hohen Nettoprimärproduktion als eminent wichtige  $\text{CH}_4$ -Quellen. HARRISS et al. (1993) faßten in einer tabellarischen Übersicht publizierte  $\text{CH}_4$ -Raten aus Mooren in der borealen Klimazone zusammen. In Abhängigkeit von den Nährstoffverhältnissen erstreckt sich die Bandbreite der Flüsse anthropogen nicht beeinträchtigter Moore zwischen 1.3 und 43.1 g  $\text{CH}_4/\text{m}^2\cdot\text{a}$ . In drainierten Hochmooren begünstigt dagegen die  $\text{O}_2$ -Diffusion die aerobe Mineralisierung und führt zu einer Reduktion der  $\text{CH}_4$ -Flüsse bei gleichzeitiger Förderung der  $\text{CO}_2$ -Flüsse (BUBIER & MOORE 1994, MARTI-

KAINEN et al. 1995). PANIKOV et al. (1993) teilt für ein trockengelegtes Hochmoor in der GUS einen jährlichen  $\text{CH}_4$ -C-Fluß von 1.05 g/m<sup>2</sup> mit und auch NYKÄNEN et al. (1997) gibt für ein drainiertes Hochmoor bei WS-Fluktuationen zwischen 10 und 40 cm unter Flur lediglich ein Fluß von 2 g  $\text{CH}_4/\text{m}^2\cdot\text{a}$  an. Unter Berücksichtigung der Standortflächenanteile wurde für den Stillstandskomplex im Roten Moor ein gewichteter  $\text{CH}_4$ -C-Fluß von  $1.54 \pm 0.65 \text{ g/m}^2\cdot\text{a}$  berechnet, welcher sich mit den Angaben von PANIKOV et al. (1993) und NYKÄNEN et al. (1997) deckt.

Ein Vergleich zwischen den Dy-Schlenken und Schlenken verdeutlicht die bereits weiter oben erwähnte Anomalie, nach der die trockeneren Schlenken signifikant höhere  $\text{CH}_4$ -C-Raten ( $2.39 \pm 0.86 \text{ g/m}^2\cdot\text{a}$ ) emittieren als die feuchteren Dy-Schlenken ( $0.97 \pm 0.42 \text{ g/m}^2\cdot\text{a}$ ). Besonders ausgeprägt ist die Tendenz während der Wiedervernässung im Herbst, in der die Emissionen in den Schlenken um den Faktor 3 höher liegen. Im Frühjahr und im Sommer liegen die  $\text{CH}_4$ -C-Freisetzungen der Schlenken dagegen nur um 43 bzw. 136 % über dem Niveau der Dy-Schlenken. Als Ursachen für diese Resultate sind der  $\text{CH}_4$ -C-Transport durch die Schlenkenvegetation sowie die Unterdrückung der Methanogenese durch Denitrifikanten und Sulfatreduzenten bei limitierten Substratangebot der Dy-Schlenken zu nennen. Mit einem jährlichen  $\text{CH}_4$ -C-Fluß von  $0.68 \pm 0.47 \text{ g/m}^2$  fungieren die Bulte als schwächsten Quellen.

### 4.4. Zusammenfassung und Ausblick

Die Untersuchungen im Roten Moor zeigen, daß der  $\text{CH}_4$ -Kreislauf in degradierten Mooren von außerordentlich komplexer Natur ist. Die für gestörte Hochmoore charakteristisch hohen Was-

Tabelle 4. Saisonale  $\text{CH}_4$ -C-Flüsse (g/m<sup>2</sup>) der untersuchten Standorte. Für den Stillstandskomplex wurden die  $\text{CH}_4$ -C-Flüsse (g/m<sup>2</sup>) unter Berücksichtigung der Flächenanteile der drei Standorte (Dy-Schlenken 11.4 %, Schlenken 48.3 % und Bulte 40.3 %) errechnet.

Standort	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
Dy-Schlenken (g/m <sup>2</sup> )	0.23 ± 0.13	0.50 ± 0.18	0.23 ± 0.11	0.01 ± 0.00	<b>0.97 ± 0.42</b>
Schlenken (g/m <sup>2</sup> )	0.33 ± 0.16	1.18 ± 0.41	0.76 ± 0.26	0.13 ± 0.03	<b>2.39 ± 0.86</b>
Bulten (g/m <sup>2</sup> )	0.13 ± 0.09	0.28 ± 0.20	0.23 ± 0.15	0.04 ± 0.02	<b>0.68 ± 0.47</b>
Stillstandskomplex (g/m <sup>2</sup> )	<b>0.24 ± 0.11</b>	<b>0.74 ± 0.31</b>	<b>0.48 ± 0.20</b>	<b>0.08 ± 0.02</b>	<b>1.54 ± 0.65</b>

serstandsfluktuationen sind die primäre Ursache für die geringe Güte der multiplen Regressionsanalysen mit Hilfe der abiotischen Faktoren „Wasserstand“ und der „Temperatur am Wasserstand“. Die Untersuchungen verdeutlichen auch, daß hohe Wasserstandsfluktuationen die mittel- und langfristig wirkenden Retentionsmechanismen für N (assimilatorische N-Reduktion) und für S (dissimilatorische SO<sub>4</sub>-Reduktion) entkoppeln (MÜLLER & BAUCHE 1998). Diese Störungen im Stoffhaushalt degradierter Hochmoore können in Abhängigkeit vom Standort durch einen mehr oder minder drastischen Anstieg der NO<sub>3</sub>-N- und SO<sub>4</sub>-S-Konzentrationen im Porenwasser identifiziert werden. Aus diesem anorganischen e-Akzeptorpool können sich negativ rückgekoppelte Wechselwirkungen zwischen CH<sub>4</sub>-C bildenden Bakterien und NO<sub>3</sub>-N und SO<sub>4</sub>-S-reduzierenden Bakterien ergeben.

Im Gegensatz zu der kontinuierlich wirksamen C-Nachlieferung durch die Vegetation der Schlenken und Bulte sind die vegetationsfreien Dy-Schlenken durch eine Limitierung des mikrobiell verfügbaren C gekennzeichnet. In diesen Sonderstandorten können vertikale Zonen differenziert werden, in denen die methanogenen Bakterien bei der Konkurrenz um den leicht verfügbaren C durch denitrifizierende und sulfatreduzierende Bakterien verdrängt werden. Unter anderem erklären diese, auf mikrobieller Ebene wirksamen Prozeßhierarchien das im Roten Moor beobachtete Phänomen, nach dem geringere CH<sub>4</sub>-C-Emissionen in den feuchteren Dy-Schlenken gemessen wurden als in den trockeneren Schlenken. In extrem degradierten Hochmooren sind die Prozesse der biogeochemischen Stoffkreisläufe stark entkoppelt, während sich natürliche Hochmoore durch nicht gestörte Stoffkreisläufe auszeichnen. Bezüglich der aktuell diskutierten Effizienzkontrolle von Wiedervermässungsmaßnahmen in degradierten Hochmooren können die Intensitäten der gestörten Prozesse ökochemische Parameter zur Bewertung des ökosystemaren Zustandes darstellen. Über die Eignung ausgewählter entkoppelter Stoffkreisläufe als Zustandsindikatoren für Wiedervermässungsmaßnahmen zu fungieren, wird in Kürze berichtet.

Unter den modifizierten Rahmenbedingungen eines sich ändernden Klimas sind Prognosen über die zukünftigen Emissionen des treibhausrelevanten Spurengases CH<sub>4</sub> aus Hochmooren

von aktuellem Interesse. Bezüglich der durch einen Klimawechsel induzierten Änderungen der abiotischen Bedingungen in Hochmooren wird eine globale Erhöhung der Temperatur sowie eine Abnahme der Feuchtigkeitsbedingungen vorhergesagt. Insbesondere die letztgenannte Auswirkung des Klimawechsels ist in naturnahen, degradierten Hochmooren durch eine Erhöhung der Frequenz von Trockenperioden und der Wasserstandsfluktuationen bereits heute realisiert. Daher können diese Hochmoore als Modellstandorte betrachtet werden, in denen Erkenntnisse über die zukünftigen Stoffkreisläufe bereits im Vorfeld eines Klimawechsels gewonnen werden können. Aufgrund der vorliegenden Untersuchungsergebnisse erscheint es als außerordentlich problematisch, die zukünftigen CH<sub>4</sub>-C-Emissionen von Hochmooren ausschließlich auf Grundlage der durch den Treibhauseffekt modifizierten Variablen „Temperatur“ und „Wasserstand“ zu kalkulieren. Allgemein kann angenommen werden, daß mit einer Austrocknung der Hochmoore die CH<sub>4</sub>-C-konsumierenden Prozesse an Bedeutung gewinnen und die Netto-CH<sub>4</sub>-C-Emissionen reduzieren. Die prognostizierte Abnahme der CH<sub>4</sub>-C-Emissionen wird durch die antagonistischen Beziehungen zwischen den diversen Bakterienstämmen verstärkt, so daß auch diese Prozesse in der Modellbildung integriert werden müssen. Dieser, auf die atmosphärische CH<sub>4</sub>-Konzentration positive Effekt kann allerdings durch eine Erhöhung der CO<sub>2</sub>-C-Emissionen aus den anaeroben Respirationen kompensiert werden. So ergaben z. B. stöchiometrische Berechnung in den Standorten des Roten Moores, daß allein zwischen 1.2 und 4.3 % der in MÜLLER et al. (1997) publizierten CO<sub>2</sub>-C-Freisetzungen aus der standortspezifischen S-Dynamik in der WS-Schwankungszone resultieren.

#### Literatur

- AMARAL, J. A. & KNOWLES, R. (1994): Methane metabolism in a temperate swamp. - *Appl. Environ. Microbiol.* (Washington, D. C.) **60**, 3945—3951
- ARMY, T. R. & HEMOND, H. F. (1990): Production and transport of biogenic volatiles from a freshwater, floating-mat bog. 1. Aufl. - Massachusetts (Water Res. Center), 180 S.
- BARTLETT, K. B., CRILL, P. M., SASS, R. L., HARRISS, R. C. & DISE, N. B. (1992): Methane emissions from tundra environments in the Yukon-Kuskokwim Delta, Alaska. - *J. Geophys. Res.* (Oxford) **97**, 16645—16660

- BIANCHI, T. S., FREER, M. E. & WETZEL, R. G. (1996): Temporal and spatial variability, and the role of dissolved organic carbon (DOC) in methane fluxes from the Sabine River floodplain (southeast Texas, U.S.A.). - *Arch. Hydrobiol. (Stuttgart)* **136**, 261—287
- BOONE, D. R. (1991): Ecology of methanogenesis, - in: ROGERS, J. E. et al. (Hrsg.): *Microbial production and consumption of greenhouse gases: methane, nitrogen oxides, and halomethanes*, American Soc. for Microbiology, Washington, D. C., 57—70
- BORKEN, W. (1996): Methan-Aufnahme und Kohlendioxid-Freisetzung von Waldböden. - *Ber. Forschungszentr. Waldökosyst. (Göttingen)* **137**, 1—161
- BROCK, T. D., MADIGAN, M. T., MATINKO, J. M. & PARKER, J. (1994): *Biology of microorganisms*. 4. Aufl. 909 S. - London (Prentice Hall)
- BUBIER, J., COSTELLO, A., MOORE, T. R., ROULET, N. T. & SAVAGE, K. (1993): Microtopography and methane flux in boreal peatlands, northern Ontario, Canada. - *Can. J. Bot. (Ottawa)* **71**, 1056—1063
- BUBIER, J. & MOORE, T. R. (1994): An ecological perspective on methane emissions from northern wetlands. - *Tree (Essex)* **9**, 460—465
- BUBIER, J., MOORE, T. R., BELLISARIO, L., COMER, N. T. & CRILL, P. M. (1995): Ecological controls on methane emissions from a northern peatland complex in the zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada. - *Gl. Biogeochem. Cycles (Washington, D.C.)* **9**, 455—470
- BUBIER, J. L. & MOORE, T. R. (1996): Possible responses of northern peatlands to climate change in the zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada. - *Publ. Acad. Finland (Helsinki)* **196**, 83—88
- CHANTON, J. P., BAUER, J. E., GLASER, P. A., SIEGEL, D. I., KELLEY, C. A., TYLER, S. C., ROMANOWICZ, E. H. & LAZRUS, A. (1995): Radiocarbon evidence for the substrates supporting methane formation within northern Minnesota peatlands. - *Geochim. et Cosmochim. Acta (Oxford)* **59**, 3663—3668
- CHARMAN, D. J., ARAVENA, R. & WARNER, B. G. (1994): Carbon dynamics in a forested peatland in north-eastern Ontario, Canada. - *J. Ecology (Oxford)* **82**, 55—62
- CICERONE, R. J. & OREMLAND, R. S. (1988): Biogeochemical aspects of atmosphere methane. - *Gl. Biogeochem. Cycles (Washington, D.C.)* **2**, 299—327
- CLYMO, R. S. & PEARCE, D. M. E. (1995): Methane and carbon dioxide production in, transport through, and efflux from a peatland. - *Phil. Trans. R. Soc. Lond. (London)* **A 350**, 249—259
- CRILL, P. M., BARTLETT, K., HARRISS, R. C., GORHAM, E., VERRY, E. S., SEBACHER, D. I., MADZAR, L. & SANNER, W. (1988): Methane flux from Minnesota peatlands. - *Gl. Biogeochem. Cycles (Washington, D.C.)* **2**, 371—384
- CRILL, P., BARTLETT, K. & ROULET, N. (1992): Methane flux from boreal peatlands. - *Suo (Helsinki)* **43**, 173—182
- DISE, N. B. (1992): Winter fluxes of methane from Minnesota peatlands. - *Biogeochem. (Dordrecht)* **17**, 71—83
- DISE, N. B. (1993): Methane emission from Minnesota peatlands: spatial and seasonal variability. - *Gl. Biogeochem. Cycles (Washington, D.C.)* **7**, 123—142
- DISE, N. B., GORHAM, E. & VERRY, E. S. (1993): Environmental factors controlling methane emissions from peatlands in northern Minnesota. - *J. Geophys. Res. (Oxford)* **98**, 10583—10594
- DUNFIELD, P., KNOWLES, R., DUMONT, R. & MOORE, T. R. (1993): Methane production and consumption in temperate and subarctic peat soils: response to temperature and pH. - *Soil Biol. Biochem. (Oxford)* **25**, 321—326
- FREEMAN, C., LOCK, M. A. & REYNOLDS, B. (1993): Fluxes of CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O from a Welsh peatland following simulation of water table draw-down: potential feedback to climatic change. - *Biogeochem. (Dordrecht)* **19**, 51—60
- FREEMAN, C., HUDSON, J., LOCK, M. A., REYNOLDS, B. & SWANSON, C. (1994): A possible role of sulphate in the suppression of wetland methane fluxes following drought. - *Soil Biol. Biochem. (Oxford)* **26**, 1439—1442
- FREEMAN, C., LISKA, G., OSTLE, N. J., LOCK, M. A., HUGHES, S., REYNOLDS, B. & HUDSON, J. (1997): Enzymes and biogeochemical cycling in wetlands during a simulated drought. - *Biogeochem. (Dordrecht)* **39**, 177—187
- FUNK, D. W., PULLMAN, E. R., PETERSON, K. M., CRILL, P. M. & BILLINGS, W. D. (1994): Influence of water table on carbon dioxide, carbon monoxide and methane fluxes from taiga bog microcosms. - *Gl. Biogeochem. Cycles (Washington, D.C.)* **8**, 271—278
- GIBLIN, A. E. & WIEDER, R. K. (1992): Sulphur cycling in marine and freshwater wetlands, - in: HOWARTH, R. W. et al. (Hrsg.): *Sulphur cycling on the continents: 85—117*, Wiley, New York
- GORHAM, E. (1990): Biotic impoverishment in northern peatlands, - in: WOODWELL, G. M. (Hrsg.): *The earth in transition: 65—97*, Cambridge University Press, Cambridge
- GORHAM, E. (1991): Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. - *Ecol. Appl. (Tempe)* **1**, 182—195
- GRANBERG, G., MIKKELÄ, C., SUNDH, I., SVENSSON, B. H. & NILSSON, M. (1997): Sources of spatial variation in methane emission from mires in northern Sweden: A mechanistic approach in statistical modeling. - *Gl. Biogeochem. Cycles (Washington, D.C.)* **11**, 135—150
- HARRISS, R., BARTLETT, K., FROKING, S. & CRILL, P. (1993): Methane emissions from Northern high-latitude wetlands, - in: OREMLAND, R. S. (Hrsg.): *Radiatively active trace gases: 449—486*. Chapman & Hall, New York
- IPCC (1995): *Climate change 1995: The science of climate change. Contribution of working group I to the second assessment report of the Intergovernmental panel on climate change*. 584 S. - Cambridge. (Cambridge University Press)



- JENSEN, U. (1987): Die Moore des Hochharzes -Allgemeiner Teil-. - Schriftenr. Natursch. Landschaftspfl. Nieders. (Hannover) **15**, 1—91
- JENSEN, U. (1990): Die Moore des Hochharzes -Spezieller Teil-. - Schriftenr. Natursch. Landschaftspfl. Nieders. (Hannover) **22**, 1—117
- KELLY, D. P. (1996): A global perspective on sources and sinks of biogenic trace gases: an atmospheric system driven by microbiology, - in: MURRELL, J. C. & KELLY, D. P. (Hrsg.): Microbiology of atmospheric trace gases: 1—16, Springer, Heidelberg
- LAIINE, J., VASANDER, H. & PUHALAINEN, A. (1995): Ecological effects of peatland drainage for forestry. - Environ. Rev. (Montreal) **3**, 286—303
- LANG, K., LEHTONEN, M. & MARTIKAINEN, P. J. (1993): Nitrification potentials at different pH values in peat samples from various layers of a drained mire. - Geomicrobiology J. (New York) **11**, 141—147
- LAPPALAINEN, E. (1996): Global peat resources. 359 S. - Jyräskylä. (IPS-Finland)
- LIEN, T., MARTIKAINEN, P., NYKÄNEN, H. & BAKKEN, L. (1993): Methane oxidation and methane fluxes in two drained peat soils. - Suo (Helsinki) **43**, 231—236
- LOVLEY, D. R. & KLUG, M. J. (1986): Model for the distribution of sulfate reduction and methanogenesis in freshwater sediments. - Geochim. et Cosmochim. Acta (Oxford) **50**, 11—18
- MARTIKAINEN, P. J., NYKÄNEN, H., LANG, K., ALM, J. & SILVOLA, J. (1994): Emissions of methane and nitrogen oxides from peatland ecosystems. - Publ. Acad. Finland (Helsinki) **1/94**, 286—291
- MARTIKAINEN, P. J., NYKÄNEN, H., ALM, J. & SILVOLA, J. (1995): Change in fluxes of carbon dioxide, methane and nitrous oxide due to forest drainage of mire sites of different trophic. - Plant and Soil (Dordrecht) **168/169**, 571—577
- MIKKELÄ, C., SUNDH, I., EILERTSSON, J., SVENSSON, B. H. & NILSSON, M. (1992): Methane emissions from a Swedish peatland area: temporal and spatial variation. - Proc. Intern. Peat Con. (Uppsala) **Vol. 2**, 152—165
- MOORE, T. R. (1994): Trace gas fluxes from Canadian peatlands and the effect of climatic change. - Wetlands (Ann Arbor) **14**, 223—228
- MOORE, T. R. & DALVA, M. (1993): The influence of temperature and water table position on carbon dioxide and methane emissions from laboratory columns of peatland soils. - J. Soil Sci. (Baltimore) **44**, 651—664
- MOORE, T. R., HEYES, A. & ROULET, N. T. (1994): Methane emissions from wetlands, southern Hudson Bay Lowland. - J. Geophysical Res. (Oxford) **99 D1**, 1455—1467
- MOSIER, A. R. (1989): Chamber and isotope techniques, - in: ANDRAE, M. O. & SCHIMEL, D. S. (Hrsg.): Exchange of trace gases between terrestrial ecosystems and the atmosphere: 175—187, Wiley, New York
- MÜLLER, N. & LAMERSDORF, N. (1995): Verteilung und Mobilität von Schwermetallen in einem pollenanalytisch datierten Torfkern aus dem Roten Moor (Harz). - Telma (Hannover) **25**, 143—162
- MÜLLER, N., BAUCHE, M. & LAMERSDORF, N. (1997): Zeitliche und räumliche Variabilität der CO<sub>2</sub>-C-Emissionen in einem ombrotrophen Hochmoor des Hochharzes. - Telma (Hannover) **27**, 131—146
- MÜLLER, N. & BAUCHE, M. (1998): Bilanzierung der Stoffflüsse eines Einzugsgebietes in einem Mittelgebirgshochmoor. - Telma (Hannover) **28**, 205—236
- NEDWELL, D. B. & WATSON, A. (1995): CH<sub>4</sub> production, oxidation and emission in a U.K. ombrotrophic peat bog: influence of SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> from acid rain. - Soil Biol. Biochem. (Oxford) **27**, 893—903
- NILSSON, M. & BOHLIN, I. (1993): Methane and carbon dioxide concentrations in bogs and fens - with special reference to the effects of the botanical composition of the peat. - J. Ecology (Oxford) **81**, 615—625
- NYKÄNEN, H., SILVOLA, J. & MARTIKAINEN, P. J. (1997): The effect of peatland forestry on fluxes of carbon dioxide, methane, and nitrous oxide, - in: TRETTIN, C. C. et al. (Hrsg.): Northern forested wetlands: ecology and management: 325—339, Lewis, Boca Raton
- OECHEL, W. C. & VOURLITIS, G. L. (1997): Climate change in northern latitudes: alterations in ecosystem structure and function and effects on carbon sequestration, - in: OECHEL, W. C. et al. (Hrsg.): Global change and arctic terrestrial ecosystems: 381—401, Springer, New York
- OREMLAND, R. S. (1988): Biogeochem. of methanogenic bacteria, - in: ZEHNDER, A. J. S. (Hrsg.): Biology of anaerobic microorganism: 641—703, Wiley, New York
- PANIKOV, N. S., BELYAEV, A. S., SEMENOV, A. M. & ZELENEV, V. V. (1993): Methane production and uptake in some terrestrial ecosystems of the former USSR, - in: OREMLAND, R. S. (Hrsg.): Radiatively active trace gases: 221—244, Chapman & Hall, New York
- ROMANOWICZ, E. A., SIEGEL, D. I., CHANTON, J. P. & GLASER, P. H. (1995): Temporal variations in dissolved methane deep in the Lake Agassiz Peatlands, Minnesota. - Gl. Biogeochem. Cycles (Washington, D.C.) **9**, 197—212
- ROULET, N. T., ASH, R. & MOORE, T. R. (1992): Low boreal wetlands as a source of atmospheric methane. - J. Geophys. Res. (Oxford) **97**, 3739—3749
- ROULET, N. T., ASH, R., QUINTON, W. & MOORE, T. R. (1993): Methane flux from drained northern peatlands: effect of a persistent water table lowering on flux. - Gl. Biogeochem. Cycles (Washington, D.C.) **7**, 749—769
- SAARNIO, S., ALM, J., SILVOLA, J., NYKÄNEN, H. & MARTIKAINEN, P. J. (1996): Seasonal and spatial variation of CH<sub>4</sub> emission in an oligotrophic pine fen. - Publ. Acad. Finland (Helsinki) **1/96**, 171—177
- SACHS, L. (1984): Angewandte Statistik. 584 S. - Springer, Heidelberg
- SALLANTHAUS, T. (1988): Water quality of peatlands and man's influence on it. - Publ. Acad. Finland (Helsinki) **5/1988 Vol. 2**, 80—98

- SCHLESINGER, W. H. (1991): Biogeochemistry: an analysis of global change. 545 S. - Academic Press, New York
- SCHNEEBELI, M. (1989): Zusammenhänge zwischen Moorbau und hydraulischer Durchlässigkeit und ihre Anwendung auf den Regenerationsprozeß. - *Telma* (Hannover) Beiheft 2, 257—264
- SCHNEEKLOTH, H. & SCHNEIDER, S. (1971): Die Moore des Oberharzes und ihre Nutzung. - *Telma* (Hannover) 1, 73—82
- SCHÜTZ, H., SCHRÖDER, P. & RENNENBERG, H. (1991): Role of plants in regulating the methane flux to the atmosphere, - in: SHARKEY, T. D. et al. (Hrsg.): Trace gas emissions by plants: 29—63, Academic Press, The Hague
- SHANNON, R. D. & WHITE, J. B. (1994): A three-year study of controls on methane emissions from two Michigan peatlands. - *Biogeochem.* (Dordrecht) 27, 35—60
- SHANNON, R. D. & WHITE, J. B. (1996): The effects of spatial and temporal variations in acetate and sulfate on methane cycling in two Michigan peatlands. - *Limnol. & Oceanogr.* (Wako) 41, 435—443
- SIGG, L. & STUMM, W. (1994): *Aquatische Chemie*. 4. Aufl. 498 S. - Stuttgart. (Teubner)
- SUNDH, I., MIKKELÄ, C., NILSSON, M. & SVENSSON, B. H. (1995): Potential aerobic methane oxidation in a *Sphagnum*-dominated peatland - controlling factors and relation to methane emission. - *Soil Biol. Biochem.* (Oxford) 27, 829—837
- SVENSSON, B. H. & ROSSWALL, T. (1984): In situ methane production from acid peat in plant communities with different moisture regimes in subarctic mire. - *Oikos* (Kopenhagen) 43, 341—350
- THOMAS, K. L., BENSTEAD, J., DAVIES, K. L. & LLOYD, D. (1996): Role of wetland plants in the diurnal control of CH<sub>4</sub> and CO<sub>2</sub> fluxes in peat. - *Soil Biol. Biochem.* (Oxford) 28, 17—23
- VALENTINE, D. W., HOLLAND, E. A. & SCHIMEL, D. S. (1994): Ecosystem and physiological controls over methane production in northern wetlands. - *J. Geophys. Res.* (Oxford) D1 99, 1563—1571
- VOURLITIS, G. L. & OECHEL, W. C. (1997): The role of northern ecosystems in the global methane budget, - in: OECHEL, W. C. et al. (Hrsg.): Global change and arctic terrestrial ecosystems: 266—289, Springer, Heidelberg
- WAINE, J., BROWN, J. M. B. & INGRAM, H. A. P. (1985): Non-Darcian transmission of water in certain humified peats. - *J. Hydrology* (Amsterdam) 82, 327—339
- WESTERMANN, P. (1993): Temperature regulation of methanogenesis in wetlands. - *Chemosphere* (Oxford) 26, 321—328
- WESTERMANN, P. & AHRING, B. K. (1996): The role of sulfate-reducing and methane-producing bacteria in the metabolism of hydrogen and short-chained fatty acids in a freshwater swamp. - *Mitt. Internat. Verein. Limnol.* (Stuttgart) 25, 73—82
- WHALEN, S. C. & REEBURGH, W. S. (1992): Interannual variations in tundra methane emission: a 4-year time series at fixed sites. - *Gl. Biogeochem. Cycles* (Washington, D.C.) 6, 139—159
- WHITE, J. R. & SHANNON, R. D. (1997): Modeling organic solutes in peatland soils using acid analogs. - *Soil Sci. Soc. Am. J.* (Madison) 61, 1257—1263
- WINDSOR, J., MOORE, T. R. & ROULET, N. T. (1992): Episodic fluxes of methane from subarctic fens. - *Can. J. Soil Sci.* (Ottawa) 72, 441—452
- YAVITT, J. B. & LANG, G. E. (1990): Methane production in contrasting wetland sites: response to organic-chemical components of peat and to sulfate reduction. - *Geomicrobiol. J.* (New York) 7, 47—57
- YAVITT, J. B., LANG, G. E. & SEXSTONE, A. J. (1990): Methane fluxes in wetland and forest soils, Beaver Ponds, and low-order streams of a temperate forest ecosystem. - *J. Geophys. Res.* (Oxford) D 13/95, 22463—22474
- YAVITT, J. B., WIEDER, R. K. & LANG, G. E. (1993): CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> dynamics of a *Sphagnum*-dominated peatland. - *Gl. Biogeochem. Cycles* (Washington, D.C.) 7, 259—274

Anschrift des Autors:

NORBERT MÜLLER, FB 13 AG Landschaftsökologie und Bodenkunde der GH Kassel, Gottschalkstr. 28, D-34109 Kassel, e-mail: nmueller@hrz.uni-kassel.de

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Decheniana](#)

Jahr/Year: 1999

Band/Volume: [152](#)

Autor(en)/Author(s): Müller Norbert

Artikel/Article: [Einfluß biotischer und abiotischer Parameter auf die CH<sub>4</sub>-C-Emissionen in einem degradierenden Hochmoor 47-64](#)