

Universität Leipzig
Fakultät für Physik und Geowissenschaften
Institut für Geographie

Frostmusterbedingte Seen der Polygonalen Tundra und ihre Funktion als Quellen atmosphärischen Methans

Diplomarbeit

zur Erlangung des akademischen Grades
Diplom – Geograph (Dipl. – Geogr.)

Vorgelegt von

Oliver Spott

Mai 2003

Begutachtung durch
Prof. Dr. Hans Neumeister (Universität Leipzig) und
Prof. Dr. Eva-Maria Pfeiffer (Universität Hamburg)

Inhaltsverzeichnis

I. ZUSAMMENFASSUNG	IV
II. ABBILDUNGSVERZEICHNIS	VI
III. TABELLENVERZEICHNIS	IX
IV. GRÖßEN, EINHEITEN UND ABKÜRZUNGEN	X
1. METHAN ALS UMWELT- UND KLIMARELEVANTES GAS	1
2. ZIELSTELLUNG.....	3
3. INHALTLICHE AUFGABEN.....	4
4. UNTERSUCHUNGSOBJEKTE UND INHÄRENTE METHANUMSÄTZE	6
4.1. DIE POLYGONALE TUNDRA	6
4.1.1. <i>Begriff der Polygonalen Tundra</i>	6
4.1.2. <i>Frostmusterbedingte Seen der Polygonalen Tundra</i>	6
4.2. METHANFLÜSSE IN SEEN	8
4.2.1. <i>Seen als natürliche Quellen atmosphärischen Methans</i>	8
4.2.2. <i>Methanogenese</i>	8
4.2.3. <i>Methanotrophie</i>	9
4.2.4. <i>Emissionsmechanismen von Methangas</i>	10
4.2.5. <i>Wichtige Steuergrößen der Methanflüsse</i>	13
4.2.6. <i>Natürliche Dynamik der Methanflüsse</i>	15
5. UNTERSUCHUNGSGEBIET	17
5.1. LENA-DELTA.....	17
5.2. INSEL SAMOYLOV	19
5.3. UNTERSUCHUNGSSTANDORTE.....	20
6. MATERIAL UND METHODEN	22
6.1. VERMESSUNG DER SEEN.....	22
6.2. VEGETATIONSAUFNAHMEN	22
6.3. PHYSIKOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN DER SEEN.....	22
6.3.1. <i>Auftautiefen</i>	22
6.3.2. <i>Pegelstände</i>	23
6.3.3. <i>Sedimenttemperatur</i>	23
6.3.4. <i>Wassertemperatur</i>	23
6.3.5. <i>Sauerstoffgehalt im Seewasser</i>	24
6.3.6. <i>pH-Wert des Seewassers</i>	24
6.3.7. <i>Gelöstes Methan</i>	24

6.3.8.	<i>Eisgebundenes Methan</i>	25
6.4.	ENTNAHME UND ANALYSE VON SEESSEDIMENT	25
6.4.1.	<i>Sedimentkernentnahme</i>	25
6.4.2.	<i>Rohdichte</i>	26
6.4.3.	<i>Bodenwassergehalt</i>	26
6.4.4.	<i>Korngrößen</i>	26
6.4.5.	<i>DOC-Gehalt</i>	27
6.4.6.	<i>Methangehalt</i>	27
6.4.7.	<i>Versuche zur mikrobiellen Methanproduktion</i>	28
6.4.8.	<i>Versuche zur mikrobiellen Methanoxidation</i>	28
6.5.	MESSUNG DER METHANEMISSIONEN.....	29
6.5.1.	<i>Prinzip der Haubenmessung zur Erfassung von Methanemissionen</i>	29
6.5.2.	<i>Konstruktion der Emissionsmesshaube Typ I</i>	29
6.5.3.	<i>Konstruktion der Emissionsmesshaube Typ II</i>	29
6.5.4.	<i>Messanordnung der Emissionsmesshaube Typ I – Emerse Ufervegetation</i>	30
6.5.5.	<i>Messanordnung der Emissionsmesshaube Typ II – Freie Wasseroberfläche</i> ..	31
6.5.6.	<i>Prüfung des Anstiegs der Methankonzentration in der Emissionsmesshaube</i> .	34
6.5.7.	<i>Versuche zur Methanvermittlungsfunktion emerser Gefäßpflanzen</i>	35
6.5.8.	<i>Gasanalytik</i>	36
6.5.9.	<i>Berechnung der Emissionsleistungen</i>	37
6.6.	FERNERKUNDUNGSMETHODEN UND ANWENDUNG VON GI-SYSTEMEN.....	38
6.6.1.	<i>Untersuchung der Verbreitung frostmusterbedingter Seen auf Samoylov</i>	38
6.6.2.	<i>Verwendetes Bildmaterial</i>	38
6.6.3.	<i>Digitalisierung und Georeferenzierung</i>	38
6.6.4.	<i>Objektklassifikationen</i>	39
6.7.	FREMDDATEN.....	42
6.7.1.	<i>Klimatische Messungen</i>	42
6.7.2.	<i>Untersuchung der Anionen- und Kationengehalte im Seewasser</i>	42
7.	ERGEBNISSE	43
7.1.	ALLGEMEINE STANDORTCHARAKTERISIERUNG.....	43
7.1.1.	<i>Klimatische Bedingungen während des Untersuchungszeitraums</i>	43
7.1.2.	<i>Morphologie der untersuchten Seen</i>	44
7.1.3.	<i>Charakterisierung der Standortvegetation</i>	47
7.2.	PHYSIKOCHEMISCHE PARAMETER DER UNTERSUCHTEN SEEN.....	53
7.2.1.	<i>Auftauverhalten der Permafrosttafel</i>	53
7.2.2.	<i>Auftauverhalten des Eiskeilrückens am Untersuchungsstandort IS</i>	55
7.2.3.	<i>Wasserpegel der Seen</i>	55
7.2.4.	<i>Wassertemperatur am Seeufer und in der Wassersäule</i>	56
7.2.5.	<i>pH-Werte des Seewassers</i>	58
7.2.6.	<i>Gehalt an Anionen und Kationen im Seewasser</i>	58
7.2.7.	<i>Sauerstoffgehalt im Seewasser</i>	59
7.2.8.	<i>Methangehalt im Seewasser</i>	60
7.2.9.	<i>Methangehalt im Eiskeilrücken des Untersuchungsstandortes IS</i>	61
7.2.10.	<i>Sedimenttemperatur am Seeufer</i>	63
7.3.	ERGEBNISSE DER SEDIMENTKERNUNTERSUCHUNGEN	65
7.3.1.	<i>Beschreibung der Sedimentkerne</i>	65
7.3.2.	<i>Rohdichte</i>	66
7.3.3.	<i>Bodenwassergehalt</i>	66
7.3.4.	<i>Korngrößen</i>	67
7.3.5.	<i>DOC-Gehalt</i>	68

7.3.6.	<i>Methangehalt</i>	68
7.3.7.	<i>Mikrobielle Methanproduktion</i>	70
7.3.8.	<i>Mikrobielle Methanoxidation</i>	72
7.4.	METHANFLÜSSE IM UFERBEREICH MIT EMERSER VEGETATION.....	73
7.4.1.	<i>Vegetationszusammensetzung der Emissionsmessflächen</i>	73
7.4.2.	<i>Methanemissionen im Uferbereich mit emerser Vegetation</i>	74
7.4.3.	<i>Methanvermittlungsfunktion von Carex aquatilis und C. chordorrhiza</i>	75
7.4.4.	<i>Methanvermittlungsfunktion von Arctophila fulva</i>	77
7.4.5.	<i>Bedeutung der Temperatur für die Methanemissionsleistung</i>	80
7.5.	METHANFLÜSSE IM BEREICH DER FREIEN WASSEROBERFLÄCHE	83
7.5.1.	<i>Methanemissionen durch Diffusion von der Wasseroberfläche</i>	83
7.5.2.	<i>Bedeutung der Wassertemperatur für die diffusive Methanemission</i>	84
7.5.3.	<i>Methanemissionen durch freigesetzte Gasblasen</i>	86
7.5.4.	<i>Bedeutung des Luftdrucks für die Freisetzung von Gasblasen</i>	89
7.6.	VERBREITUNG FROSTMUSTERBEDINGTER SEEN AUF SAMOYLOV	91
8.	DISKUSSION	93
8.1.	METHANEMISSIONEN FROSTMUSTERBEDINGTER SEEN UND IHRE STEUERGRÖßEN	93
8.2.	BEDEUTUNG FROSTMUSTERBEDINGTER SEEN FÜR DIE METHANEMISSIONEN AUS POLYGONALEN TUNDREN	107
8.3.	SCHLUSSFOLGERUNGEN	115
9.	LITERATURVERZEICHNIS	118

I. Zusammenfassung

Frostmusterbedingte Seen sind ein wesentlicher Bestandteil der Polygonalen Tundren. Über ihre Bedeutung für die Methanemissionen dieser Gebiete ist bis heute nichts bekannt. Es gibt nur wenige Untersuchungen über ihre Funktion als natürliche Methanquellen. Genaue Angaben über ihre Verbreitung innerhalb der Polygonalen Tundren existieren nicht.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit war die Evaluierung der Methanflüsse frostmusterbedingter Seen anhand einer Beispielregion der Polygonalen Tundra (Insel Samoylov) im Gebiet des nordsibirischen Lena-Deltas. Die Geländearbeiten wurden während der durch das AWI Potsdam organisierten Expedition „Lena-Delta – Neusibirische Inseln 2002“ vom 23. Juni bis zum 11. September 2002 durchgeführt.

Die zentrale Aufgabe der Arbeit war die kontinuierliche Messung der Methanemissionen frostmusterbedingter Seen der Insel Samoylov während der Vegetationsperiode des Jahres 2002 mittels eigens hierfür konstruierter Emissionsmesshauben sowie Analyseverfahren der Gaschromatographie. Untersucht wurde zum einen die pflanzenvermittelte Methanemission durch emerse Vegetation im Flachwasserbereich und zum anderen die Methandiffusion an der Grenze Wasser-Luft sowie die Freisetzung methanhaltiger Gasblasen im tieferen Freiwasserbereich. Für die Evaluierung essentieller biotischer bzw. abiotischer Steuergrößen gewässergebundener Methanemissionen wurden parallel diverse Standortfaktoren untersucht. Für die Untersuchung der räumlichen Verbreitung frostmusterbedingter Seen im Untersuchungsgebiet wurden hochauflösende Satellitendaten ausgewertet.

Die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung zeigen, dass Flachwasserbereiche mit emerser Vegetation die mit Abstand größten Methanemissionsleistungen innerhalb der frostmusterbedingten Seen aufweisen. An den drei Untersuchungsstandorten lagen sie im Mittel bei $58,6 \pm 12,5 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 25$; PS1), $41,7 \pm 13,6 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 25$; PS2) bzw. $34,4 \pm 8,0 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 24$; IS). Es konnte gezeigt werden, dass bis zu 98 % des hier emittierten Methans durch pflanzenvermittelten Methangastransport in die Atmosphäre freigesetzt werden. Eine Methanvermittlungsfunktion konnte für das Süßgras *Arctophila fulva* sowie für die Seggen *Carex aquatilis* und *C. chordorrhiza* nachgewiesen werden.

Im Bereich der Freiwasserflächen ohne emerse Vegetation sind die Methanemissionsleistungen meist deutlich geringer und erfolgen ausschließlich über Diffusionsprozesse an der Grenze Wasser-Luft sowie die Freisetzung methanhaltiger Gasblasen. Die Methanemissionen durch freigesetzte Gasblasen zeigen extreme Abweichungen zwischen den drei Standorten. An den Untersuchungsstandorten PS1 und IS lagen sie bei maximal $0,68$ bzw. $0,14 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, während am Standort PS2 im Mittel $11,7 \pm 8,1 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 25$) und maximal $30,24 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ erreicht wurden. Die

Methanemissionen durch Diffusionsprozesse an der Grenze Wasser-Luft sind generell gering und zeigen keine deutlichen Unterschiede zwischen den drei Untersuchungsstandorten. Die Leistungen lagen im Mittel bei $1,9 \pm 1,1 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 27$; PS1), $3,0 \pm 1,6 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 27$; PS2) bzw. $2,2 \pm 2,0 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 27$). Es konnte gezeigt werden, dass die extremen Unterschiede bei der Freisetzung methanhaltiger Gasblasen erhebliche Auswirkungen auf die Gesamtemissionsleistung der Freiwasserfläche eines Sees haben. So emittierte die Freiwasserfläche des Sees PS2, aufgrund der hohen Methanemissionsleistung via Gasblasen, während des Untersuchungszeitraums von Mitte Juli bis Anfang September mit $700 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2}$ etwa die 10fache Methangasmenge in die Atmosphäre als die Seen PS1 oder IS.

Durch die vorliegende Arbeit konnte gezeigt werden, dass die Methanemissionen frostmusterbedingter Seen durch ein komplexes Wirkungsgefüge voneinander unabhängiger Größen gesteuert werden. Aus der Untersuchung diverser Standortfaktoren ergibt sich, dass neben den biotischen Faktoren Art und Zusammensetzung methangasvermittelnder Vegetation, die abiotischen Faktoren Temperatur und Luftdruck die wesentlichen Steuergrößen der Methanemissionen frostmusterbedingter Seen sind. Die Temperatur wirkt sich sowohl steuernd auf die Intensität der am Methanfluss beteiligten Stoffwechselprozesse als auch auf die Etablierung von Emissionsmechanismen aus. Änderungen des Drucks wirken sich direkt auf die Freisetzung von Gasblasen aus. Darüber hinaus konnte nachgewiesen werden, dass eine luftdruckinduzierte Gasblasenfreisetzung als Folge eine Steigerung der diffusiven Methanemissionen bewirken kann.

Die auf Samoylov erfassten frostmusterbedingten Seen bedecken mit etwa 11,9 % nur einen relativ kleinen Teil des Inselbereichs mit Polygonaler Tundra. 98 % der erfassten frostmusterbedingten Seen besitzen eine Flächengröße von $\leq 1.000 \text{ m}^2$ und bedecken zusammen etwa nur 6,55 % ($\approx 117.000 \text{ m}^2$) der Polygonalen Tundra Samoylovs. In Verbindung mit den - im Vergleich zu anderen Untersuchungsergebnissen gewässergebundener Methanemissionen der nördlichen Breiten - relativ geringen Emissionsleistungen leisten sie keinen übergeordnet großen Beitrag für die Methangesamtemissionen der Polygonalen Tundren.

Die vorliegende Untersuchung konnte klar zeigen, dass bezüglich der Evaluierung von Methanemissionen Polygonaler Tundren eine Differenzierung zwischen großen Thermokarstseen, welche in der vorliegenden Literatur als sehr starke Methanemittenten beschrieben wurden, und frostmusterbedingten Seen notwendig ist.

II. Abbildungsverzeichnis

Abb. 4-1: Frostmusterbedingte Seen der Polygonalen Tundra im Gebiet des Lena-Deltas (Luftbild vom 27.06.2002).	7
Abb. 4-2: Reaktionsschema der Oxidation von Methangas durch methanotrophe Bakterien (Quelle: SCHLEGEL 1992; FRITSCHKE 2002).	9
Abb. 4-3: Schema zum Methangasaustausch zwischen wasserbedecktem Sediment und bodennaher Troposphäre (Quelle: SCHÜTZ et al. 1991).	12
Abb. 5-1: Nordsibirisches Lena-Delta sowie das Untersuchungsgebiet Insel Samoylov (Quelle: AWI Potsdam; Geomorphologische Einheiten nach GRIGORIEV 1993).	18
Abb. 5-2: Insel Samoylov, Blickrichtung Nordwest (Luftbild 27.06.2002).	19
Abb. 5-3: Untersuchungsstandorte auf der Insel Samoylov.	21
Abb. 6-1: Schema der Messanordnung der verwendeten Emissionsmesshauben an den Untersuchungsstandorten.	31
Abb. 6-2: Installierte Emissionsmesshauben an den drei Untersuchungsstandorten IS (a), PS2 (b) und PS1 (c) (August 2002).	33
Abb. 6-3: Anstieg der Methangaskonzentration in den Emissionsmesshauben Typ I im vegetationsbestandenen Uferbereich der untersuchten Seen innerhalb von 60 min.	34
Abb. 6-4: Ermittlung des Schwellenwertes (DN-Wert) für die Gewässerklassifikation auf der Insel Samoylov.	41
Abb. 7-1: Klimatische Entwicklung während des Untersuchungszeitraums. – a) Lufttemperatur; b) relative Luftfeuchtigkeit; c) Niederschlag; d) Luftdruck; e) Windgeschwindigkeit.	44
Abb. 7-2: Erfasste Geländemorphologie des Untersuchungsstandortes PS1.	45
Abb. 7-3: Erfasste Geländemorphologie des Untersuchungsstandortes PS2.	46
Abb. 7-4: Erfasste Geländemorphologie des Untersuchungsstandortes IS.	47
Abb. 7-5: Vegetationstransecte der Untersuchungsstandorte PS1 (a), PS2 (b) und IS (c).	52
Abb. 7-6: Auftautiefen der Permafrosttafel an den Untersuchungsstandorten PS1, PS2 und IS. – a) Seeufer; b) unmittelbare Seeperipherie; c) umliegender Polygonwall.	54
Abb. 7-7: Auftauverhalten des Eiskeilrückens am Gewässergrund des Standortes IS.	55
Abb. 7-8: Pegelstände der Untersuchungsstandorte PS1, PS2 und IS.	56
Abb. 7-9: Wassertemperaturen der Untersuchungsstandorte PS1, PS2 und IS. – a) Seeufer in 5 cm Wassertiefe; b) Wassersäule des Sees PS1; c) Wassersäule des Sees PS2; d) Wassersäule des Sees IS über dem Eiskeil.	57
Abb. 7-10: Sauerstoffsättigung im Seewasser der Untersuchungsstandorte PS1, PS2 und IS. – a) Seeufer in 5 cm Wassertiefe; b) Wassersäule des Sees PS1; c) Wassersäule des Sees PS2; d) Wassersäule des Sees IS über dem Eiskeil.	60
Abb. 7-11: Im subaquatischen Eiskeilrücken des Standortes IS erbohrter Eiskern (durchsetzt mit toter organischer Makrosbstanz).	62

Abb. 7-12: Sedimenttemperaturen am Seeufer der Standorte PS1 (a), PS2 (b) und IS (c).	64
Abb. 7-13: Im See PS2 entnommener Sedimentkern mit eingeschlossenen Gasblasen.....	65
Abb. 7-14: Feucht- (grau) und Trockenrohdichte (schwarz) in den Seesedimenten der Standorte PS1 (a) und PS2 (b).....	66
Abb. 7-15: Bodenwassergehalt in den Seesedimenten der Standorte PS1 (a) und PS2 (b). ...	67
Abb. 7-16: Korngrößenverteilung in den Seesedimenten der Standorte PS1 (a) und PS2 (b). – (schwarz) Sandfraktion; (grau) Schlufffraktion; (hellgrau) Tonfraktion.....	67
Abb. 7-17: Methangehalt im Seesediment der Standorte PS1 (hellgrau) und PS2 (grau) bezüglich der ermittelten Bodenwassergehalte.	69
Abb. 7-18: Experimentell ermittelte mikrobielle Methanproduktionsleistung im Seesediment der Standorte PS1 (a) und PS2 (b).	70
Abb. 7-19: Experimentell ermittelte mikrobielle Methanoxidaionsleistung im Seesediment der Standorte PS1 (a) und PS2 (b).	72
Abb. 7-20: Methanemissionen am Seeufer mit emerser Vegetation. – a) Methanemission der Standorte PS1, PS2 und IS; b) Vergleich der Methanemissionen von PS2 mit variierender Triebanzahl von <i>Arctophila fulva</i> (vergleichsweise Abb. 7-20a) und normierter Triebanzahl von 10 Trieben pro Messfläche.	75
Abb. 7-21: Ergebnisse der Methanvermittlungsversuche mit <i>C. aquatilis</i> und <i>C. chordorrhiza</i> an den Standorten PS1 und IS. – a) Zusammenhang zwischen <i>C.-aquatilis</i> -Triebdichte und Methanemissionsleistung am Seeufer von IS; b) Zusammenhang zwischen Triebdichte von <i>C. aquatilis</i> sowie <i>C. chordorrhiza</i> und Methanemissionsleistung am Seeufer von PS1; c) theoretische Methanemissionsleistung am Seeufer von PS1 und IS bei ausschließlich pflanzenvermittelter Methanemission durch <i>C. aquatilis</i>	76
Abb. 7-22: Auf Methanvermittlungsfunktion untersuchte Seggen-Arten <i>Carex chordorrhiza</i> (a) und <i>C. aquatilis</i> (b). (Quelle: Günther Stoof, Insel Samoylov 2002).....	77
Abb. 7-23: Auf Methanvermittlungsfunktion untersuchtes Süßgras <i>Arctophila fulva</i> . – a) aufgeschnittener Spross von <i>A. fulva</i> zeigt großes Markhöhlenvolumen (28.07.2002); b) <i>A. fulva</i> im Flachwasser (Quelle: Günther Stoof, Insel Samoylov 2002).	78
Abb. 7-24: Ergebnisse der Methanvermittlungsversuche mit <i>Arctophila fulva</i> am Standort PS2. – a) Zusammenhang zwischen Triebdichte und Methanemissionsleistung am Seeufer (Werte der Saisonmessungen); b) Zusammenhang zwischen Triebdichte und Methanemissionsleistung am Seeufer (Werte der Einzelversuche vom 06.08., 16.08. und 20.08.2002); c) Methangaskonzentration in der Markhöhle emerser Sprossbereiche von <i>A. fulva</i>	79
Abb. 7-25: Erkennbarkeit des Zusammenhangs von Sedimenttemperatur und Methanemissionsleistung in Abhängigkeit von der Triebdichte des Süßgrases <i>Arctophila fulva</i> (Ergebnisse aus den Einzelversuchen zur Methanvermittlungsfunktion s. Abb. 7-24b). – a) Triebanzahl 60 bis 68 pro m ² ; b) Triebanzahl 40 pro m ² ; c) Triebanzahl 20 bis 24 pro m ²	82
Abb. 7-26: Methanemissionen durch Diffusionsprozesse an der Grenze Wasser-Luft an den Standorten PS1, PS2 und IS.	83

Abb. 7-27: Zusammenhang zwischen diffusiver Methanemission (hellgrau) und Temperaturgradienten (dargestellt als Standardabweichung) in der Wassersäule (schwarz) an den Standorten PS1 (a), PS2 (b) und IS (c).	85
Abb. 7-28: Abhängigkeit der Transfergeschwindigkeit (k_i) des Diffusionsprozesses an der Grenze Wasser-Luft von der Wassertemperatur im Oberflächenwasser.	86
Abb. 7-29: Methanemissionen durch freigesetzte Gasblasen. – a) Methanemissionsleistung am Standort PS2; b) Methanemissionsleistung an den Standorten PS1 und IS; c) Volumen freigesetzter Gasblasen an den Standorten PS1, PS2 und IS; d) Methangehalt in den freigesetzten Gasblasen der Standorte PS1, PS2 und IS.	87
Abb. 7-30: Zusammenhang zwischen dem Methangehalt und dem Volumen emittierter Gasblasen an den Standorten PS1 (a), PS2 (b) und IS (c).	88
Abb. 7-31: Zusammenhang zwischen der Freisetzung von Gasblasen (Symbollinie) und Luftdruckänderungen in der bodennahen Troposphäre (einfache schwarze Linie) an den Standorten PS1 (a), PS2 (b) und IS (c).	90
Abb. 7-32: Ergebnis der Erfassung frostmusterbedingter Seen im Bereich der Polygonalen Tundra Samoylovs.	91

III. Tabellenverzeichnis

Tab. 3-1: Aufgaben, Untersuchungsansätze und Methoden der vorliegenden Arbeit.....	4
Tab. 4-1: Wichtige Stoffwechselreaktionen methanogener Bakterien (Quelle: HEYER 1990).....	9
Tab. 6-1: Übersicht zu den entnommenen Sedimentkernen.	25
Tab. 6-2: Vergleich der Ergebnisse zweier verschiedener Methoden der Messung von Methanemissionsleistungen eines Standorts (Auswertungsschema nach LOZÁN & KAUSCH 1998).....	35
Tab. 6-3: Basisdaten zum verwendeten referenzierten Satellitenfoto.	39
Tab. 6-4: Vergleich der erfassten Seenflächen aus der Gewässervermessung und dem Ergebnis der Satellitenbildklassifikation (Schwellenwert $DN \leq 104$).	41
Tab. 7-1: Artenzusammensetzung der Vegetation am Untersuchungsstandort PS1.....	49
Tab. 7-2: Artenzusammensetzung der Vegetation am Untersuchungsstandort PS2.....	50
Tab. 7-3: Artenzusammensetzung der Vegetation am Untersuchungsstandort IS.	51
Tab. 7-4: Mittlere Wassertemperatur in der Wassersäule der Seen PS1, PS2 und IS.	58
Tab. 7-5: Ergebnisse der pH-Wert Analyse des Seewassers vom 14.07.2002.	58
Tab. 7-6: Anionen- und Kationengehalte im Wasser der untersuchten Seen.	59
Tab. 7-7: Gehalte an gelöstem Methan im Seewasser (pro Wert $n = 3$).	61
Tab. 7-8: Methangehalt im Eiskeilrücken des Untersuchungsstandortes IS vom 08.08.2002.	62
Tab. 7-9: Mittlere Sedimenttemperatur am Seeufer der Standorte PS1, PS2 und IS.....	63
Tab. 7-10: DOC-Gehalte im Sediment der Standorte PS1 und PS2 (pro Wert $n = 2$).	68
Tab. 7-11: Methansättigung im Bodenwasser (pro Wert $n = 3$) der Seesedimente von PS1 und PS2 (bei Sedimenttemperatur in entsprechender Tiefe (Uferwerte, s. Kapitel 7.2.10) und einem Normaldruck von 1.013,4 hPa).	70
Tab. 7-12: Lineare Regressionsanalyse der Zunahme der Methangaskonzentration bei den Versuchen zur mikrobiellen Methanproduktion (Messzeitraum 8 Tage; pro Wert $n = 7$).	71
Tab. 7-13: Lineare Regressionsanalyse der Abnahme der Methangaskonzentration bei den Versuchen zur mikrobiellen Methanoxidation (Messzeitraum 6 ½ Tage; pro Wert $n = 5$).	73
Tab. 7-14: Ergebnisse der linearen Regressionsanalyse von Temperatur und Methanemissionsleistung am Seeufer mit emerser Vegetation der Standorte PS1, PS2 und IS.	81
Tab. 7-15: Flächenanteile der erfassten frostmusterbedingten Seen auf der Insel Samoylov.....	92

IV. Größen, Einheiten und Abkürzungen

a	-	Jahr (Zeiteinheit)
atm	-	Atmosphären (Druckeinheit)
AWI	-	Alfred - Wegener - Institut
BP	-	vor Heute (before present)
bspw.	-	beispielsweise
bzw.	-	beziehungsweise
ca.	-	circa
cm	-	Zentimeter (Längeneinheit)
cm ³	-	Kubikzentimeter (Volumeneinheit)
d	-	Tag (Zeiteinheit)
DOC	-	gelöster organischer Kohlenstoff (engl. dissolved organic carbon)
DN	-	Digitalwert (digital number)
dpi	-	Anzahl Bildpunkte pro inch (engl. dots per inch)
ΔG^0	-	freie Standardbildungsenthalpie
engl.	-	englisch
et al.	-	und weitere Autoren
FG	-	Feuchtgewicht
FID	-	Flammenionisationsdetektor
FSU	-	ehemalige Sowjetunion (engl. former Soviet Union)
ft	-	Fuß (Längeneinheit, 1 ft = 0,3048 m)
GC	-	Gaschromatograph
Gew.-%	-	Hundertstel einer Masse
GIS	-	Geographische Informationssysteme
Gl.	-	Gleichung
GOF	-	Geländeoberfläche
Gt	-	Gigatonne (Masseneinheit)
h	-	Stunde (Zeiteinheit)
ha	-	Hektar (Flächeneinheit)
hPa	-	Hektopascal (Druckeinheit)
Hrsg.	-	Herausgeber
IS	-	Interpolygonaler See
Jh.	-	Jahrhundert
K	-	Kelvin (Temperatureinheit)
ka	-	Kilojahre (Zeiteinheit)
kPa	-	Kilopascal (Druckeinheit)
Pa	-	Pascal (Druckeinheit)
l	-	Liter (Volumeneinheit)
M	-	Molar (Stoffkonzentration, 1 M = 1 mol l ⁻¹)

mol	-	Mol (Stoffmenge, 1 mol = $6,022136 \cdot 10^{23}$ Einzelteilchen)
mg	-	Milligramm (Masseneinheit)
min	-	Minute (Zeiteinheit)
ml	-	Milliliter (Volumeneinheit)
μ l	-	Mikroliter (Volumeneinheit)
mm	-	Millimeter (Längeneinheit)
m ²	-	Quadratmeter (Flächeneinheit)
m ³	-	Kubikmeter (Volumeneinheit)
mV	-	Millivolt (Einheit für elektrische Potentialdifferenz)
nM	-	Nanomolar (Stoffkonzentration)
p	-	Wahrscheinlichkeit (dass r = 0)
ppm	-	Millionstel (engl. parts per million by volume)
ppmv	-	Millionstel, volumenbezogen
PS1	-	Polygonaler See 1
PS2	-	Polygonaler See 2
r	-	Korrelationskoeffizient
s.	-	siehe
S.	-	Seite
Tab.	-	Tabelle
Tg	-	Teragramm (Masseneinheit)
Torr	-	Torr (Druckeinheit, 1 Torr = 1 mm Quecksilbersäule)
UFZ	-	Umweltforschungszentrum
UTM	-	Universal Transversal Mercator Projektion
Vol.-%	-	Hundertstel eines Volumens
°	-	Grad (Winkeleinheit)
°C	-	Grad Celsius (Temperatureinheit)
°dH	-	Grad deutscher Härte (1 °dH = 10 mg CaO l ⁻¹)
%	-	Hundertstel

1. Methan als umwelt- und klimarelevantes Gas

Erste wissenschaftliche Beschreibungen (Alessandro Volta 1776) eines brennbaren Gases, welches in beachtlichen Mengen aus Seen, Teichen und Flüssen entweicht, brachte die Wissenschaftler des 18. Jh. auf die Spur der einfachsten aller Kohlenwasserstoffverbindungen. Eine erste chemische Charakterisierung dieser Verbindung, welche aus einem Kohlenstoffatom und vier Wasserstoffatomen ($\text{CH}_4 = \text{Methan}$) besteht, erfolgte 40 Jahre später im frühen 19. Jh. durch William Henry. Es dauerte jedoch weitere 62 Jahre, bis Béchamp 1868 der Nachweis eines biogenen Ursprungs gelang (LAWRIE 1961).

Methan gehört neben Wasserdampf, Kohlendioxid, Ozon und Fluorchlorkohlenwasserstoffen zu den sogenannten Treibhausgasen. Sie sind in Abhängigkeit ihrer chemischen und physikalischen Eigenschaften in der Lage elektromagnetische Wellen bestimmter Wellenlängen zu reflektieren bzw. zu absorbieren und zu emittieren. Innerhalb der Erdatmosphäre bewirkt dieser Effekt eine Veränderung der Erdoberflächentemperatur in Abhängigkeit der atmosphärischen Konzentration der genannten Gase (BOLIN et al. 1989).

Untersuchungen an Eiskernproben beider Polregionen haben gezeigt, dass die troposphärische Methangaskonzentration in den vergangenen 3000 Jahren relativ stabil zwischen 0,6 und 0,8 ppmv schwankte (RASMUSSEN & KHALIL 1984, zitiert in CICERONE & OREMLAND 1988). In den letzten 200 Jahren hat sich die Methangaskonzentration der Troposphäre jedoch mehr als verdoppelt. Sie liegt heute bei etwa 1,7 ppmv und steigt pro Jahr um circa 0,016 ppmv weiter an (BLAKE & ROWLAND 1988, zitiert in CICERONE & OREMLAND 1988; HARRISS 1989). Als Hauptverursacher wird die Zunahme von anthropogenen Methanquellen (Wasserreis-Kulturen, Domestikation von Wiederkäuern, Deponierung organischer Abfälle, Bergbau, fossile Brennstoffe u. a.) im Zuge der Bevölkerungszunahme und Industrialisierung verantwortlich gemacht (EHHALT 1985, PEARMAN & FRASER 1988, zitiert in HARRISS 1989). Der rasche Anstieg der Methangaskonzentration erregte zusammen mit der Zunahme der troposphärischen Kohlendioxidkonzentration (BOLIN et al. 1989) zunehmend wissenschaftliches sowie öffentliches Interesse. Diskutiert werden mögliche Veränderungen der globalen Kohlenstoffkreisläufe und deren Bedeutung für die zukünftige Klima- und Landschaftsentwicklung der Erde (BOLIN et al. 1989; HARRISS 1989; BOER & KOSTER 1992; KIRSCHBAUM 1995; CHRISTENSEN et al. 1999). Die Komplexität der globalen Kohlenstoffkreisläufe hat es bisher jedoch nur bedingt möglich gemacht, exakte Vorstellungen und Prognosen über die Folgen der anthropogen verursachten Veränderung der atmosphärischen Zusammensetzung zu entwickeln (WORTHY et al. 2000).

Nach MATTHEWS (2000) erreichen die anthropogenen Methanquellen derzeit eine globale Emissionsleistung von $358 \text{ Tg CH}_4 \text{ a}^{-1}$. Diesen gegenüber stehen die natürlichen Methanquellen (natürliche Feuchtgebiete, Termiten, geothermische Prozesse, Wildfeuer u. a.),

welche mit einer globalen Emissionsleistung von 145 Tg a^{-1} etwas mehr als $1/3$ der gesamten Globalemissionen von $503 \text{ Tg CH}_4 \text{ a}^{-1}$ ausmachen. Im Bereich natürlicher Quellen bilden die natürlichen Feuchtgebiete (nach ASELMANN & CRUTZEN 1989: bog, fen, swamp, marsh, floodplain, shallow lake, zitiert in MATTHEWS 2000) mit etwa 20 % Anteil ($100 \text{ Tg CH}_4 \text{ a}^{-1}$) an den jährlichen Globalemissionen die größte Fraktion (MATTHEWS & FUNG 1987, ASELMANN & CRUTZEN 1989, BARTLETT et al. 1990, zitiert in MATTHEWS 2000). Die hierfür zugrunde liegende Fläche wird weltweit mit 5 bis $6 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ angegeben. Etwa 50 % der natürlichen Feuchtgebiete befinden sich zwischen 50° und 70° Nord (TWHENHOFEL 1926, MATTHEWS & FUNG 1987, ASELMANN & CRUTZEN 1989, zitiert in MATTHEWS 2000). Für große Teile dieser nördlichen Regionen ist das Auftreten permanenten Bodenfrostes (= Permafrost) kennzeichnend. Diese sogenannten Permafrostlandschaften fördern die Bildung natürlicher Feuchtgebiete (BARTLETT & HARRISS 1993). Lediglich wenige Dezimeter des oberflächennahen Untergrundes tauen hier während der kurzen Sommermonate auf (engl. Active Layer) (WEISE 1983; FRENCH 1996). Der Permafrost im Untergrund bewirkt die Stauung perkolierenden Bodenwassers sowie die Etablierung wassergesättigter, sauerstoffarmer Bodenhorizonte. Durch die klimatisch gehemmten Abbauprozesse erfolgt zeitgleich die fortwährende Anreicherung organischer Substanzen im Boden (CHERNOV & MATVEYEVA 1997). Beide Eigenschaften zusammen bilden die Grundlage der biogenen Bildung atmosphärischer Spurengase (u. a. Methan) im Zuge mikrobieller Stoffwechselprozesse (CONRAD 1996) (s. Kapitel 4.2.2 und 4.2.3).

Im Rahmen verschiedener nationaler sowie internationaler Forschungsprojekte wurden intensive Prozessstudien zu den Methanemissionspotentialen der Permafrostlandschaften durchgeführt. Im Zuge dieser Studien konnte bereits ein umfassendes Verständnis über das komplexe Gefüge der Steuergrößen von Methanflüssen¹ dieser Region erarbeitet werden. Das zentrale Forschungsobjekt dieser Untersuchungen waren bisher vorrangig terrestrische Ökosysteme (MORRISSEY & LIVINGSTON 1992; PANIKOV et al. 1993; TORN & CHAPIN 1993; VOURLITIS et al. 1993; CHRISTENSEN et al. 1995; SCHIMEL 1995; CHRISTENSEN et al. 2000; KUTZBACH 2000; NAKANO et al. 2000; PFEIFFER et al. 2000; WORTHY et al. 2000). Permafrostlandschaften sind jedoch, besonders im Bereich der sogenannten Polygonalen Tundren, für das großflächige Auftreten lakustrischer Ökosysteme bekannt (BILLINGS & PETERSON 1980; WEISE 1983; CHERNOV & MATVEYEVA 1997). Mehrere Untersuchungen zu den Methanflüssen lakustrischer Gewässer konnten bereits ihren hohen Stellenwert als Quellen atmosphärischen Methans aufzeigen (THEBRATH 1991; BARTLETT & HARRISS 1993; MICHMERHUIZEN et al. 1996; SEMILETOV et al. 1996; PHELPS et al. 1998; DUCHEMIN et al. 1999; MAKHOV & BAZHIN 1999; WEYHENMEYER 1999; HUTTUNEN et al. 2001; BAZHIN 2002). Diese Daten basieren jedoch vorrangig auf Seen mit einer Größe von $> 1 \text{ ha}$.

¹ Nach KUTZBACH (2000) Gesamtheit aller Prozesse, welche die Produktion, den Abbau und den Transport von Methan betreffen.

2. Zielstellung

Im Bereich der Polygonalen Tundren treten unter den lakustrischen Gewässern sehr kleine Seen landschaftsbestimmend hervor (BILLINGS & PETERSON 1980; CHERNOV & MATVEYEVA 1997). Sie entstehen im Zuge der ausgeprägten Frostmusterbildung und werden nach dem vom Autor gewählten Begriffssystem als frostmusterbedingte Seen zusammengefasst (s. Kapitel 4.1.2). Sie sind aufgrund ihrer Eigenschaften (SCHÜTZ et al. 1991; BARTLETT & HARRISS 1993; MICHMERHUIZEN et al. 1996), welche zum Teil Gegenstand der vorliegenden Untersuchungen sind, als besonders bedeutsam für die Methanflüsse aus Polygonalen Tundren anzusehen. Ziel der Arbeit ist die Aufklärung der folgend formulierten Fragestellungen bezüglich frostmusterbedingter Seen auf der Insel Samoylov (Lena-Delta, Russland).

Fragestellungen

1. *Welche Größenordnung der Methanemissionsleistung ist kennzeichnend für frostmusterbedingte Seen im Untersuchungsgebiet?*
2. *Welche Rolle spielt die pflanzenvermittelte Methanemission durch emerse Vegetation?*
3. *Welche Rolle spielen Methanemissionen von der freien Wasseroberfläche durch Diffusion und Freisetzung von Gasblasen in Bereichen ohne emerse Vegetation?*
4. *Welche abiotischen sowie biotischen Faktoren sind wesentliche Steuergrößen der Methanemissionen frostmusterbedingter Seen?*
5. *Welchen Flächenanteil besitzen frostmusterbedingte Seen auf der Insel Samoylov?*
6. *Welchen Beitrag können frostmusterbedingte Seen im Bezug auf Methanemissionen aus Polygonalen Tundren leisten?*

3. Inhaltliche Aufgaben

Die Aufgabe der vorliegenden Arbeit ist die Untersuchung der Methanflüsse frostmusterbedingter Seen anhand einer Beispielregion der Polygonalen Tundra (Insel Samoylov) im Gebiet des nordsibirischen Lena-Deltas. Eine Übersicht zu den Teilaufgaben sowie den durchgeführten Untersuchungen und angewandten Methoden gibt Tab. 3-1.

Tab. 3-1: Aufgaben, Untersuchungsansätze und Methoden der vorliegenden Arbeit.

Aufgaben	Untersuchung	Methodik
<i>Standortcharakterisierung der zu untersuchenden Gewässer</i>	<ul style="list-style-type: none"> - Gewässermorphologie - Standortvegetation 	<p>Kapitel 6.1 Kapitel 6.2</p>
<i>Erfassung der Methanemissionsleistung der zu untersuchenden Gewässer</i>	<ul style="list-style-type: none"> - Diffusion in die Atmosphäre - Gasblasenfreisetzung in die Atmosphäre - Gastransport durch die Vegetation in die Atmosphäre 	<p>Kapitel 6.5.5 Kapitel 6.5.5 Kapitel 6.5.4</p>
<p><i>Erfassung lokalklimatischer Kennwerte</i></p> <p style="text-align: center;"><i>und</i></p> <p><i>Prüfung auf relevante Steuergrößen der Methanemissionen</i></p>	<ul style="list-style-type: none"> - Lufttemperatur - Luftdruck - Luftfeuchtigkeit - Niederschlag - Windgeschwindigkeit - Windrichtung 	<p>Kapitel 6.7.1 Kapitel 6.7.1 Kapitel 6.7.1 Kapitel 6.7.1 Kapitel 6.7.1 Kapitel 6.7.1</p>
<p><i>Erfassung ausgewählter Gewässereigenschaften</i></p> <p style="text-align: center;"><i>und</i></p> <p><i>Prüfung auf relevante Steuergrößen der Methanemissionen</i></p>	<ul style="list-style-type: none"> - Wasserpegel - Wassertemperatur - pH-Wert im Seewasser - Sauerstoffgehalt im Seewasser - Anionen- und Kationengehalte im Seewasser - Methangehalt im Seewasser - Methangehalt im Eis 	<p>Kapitel 6.3.2 Kapitel 6.3.4 Kapitel 6.3.6 Kapitel 6.3.5 Kapitel 6.7.2 Kapitel 6.3.7 Kapitel 6.3.8</p>
<p><i>Charakterisierung der Seesedimente als Quellen biogenen Methans</i></p> <p style="text-align: center;"><i>und</i></p> <p><i>Prüfung auf relevante Steuergrößen der Methanemissionen</i></p>	<ul style="list-style-type: none"> - Auftautiefen des Permafrostes - Sedimenttemperatur - Korngrößenverteilung - Rohdichte - Bodenwassergehalt - DOC-Gehalt - Methangehalt - Mikrobielle Methanproduktionsleistung - Mikrobielle Methanoxidationsleistung 	<p>Kapitel 6.3.1 Kapitel 6.3.3 Kapitel 6.4.4 Kapitel 6.4.2 Kapitel 6.4.3 Kapitel 6.4.5 Kapitel 6.4.6 Kapitel 6.4.7 Kapitel 6.4.8</p>
<i>Erfassung frostmusterbedingter Seen auf der Insel Samoylov</i>	<ul style="list-style-type: none"> - hochauflösendes Satellitenbild 	<p>Kapitel 6.6</p>

Zentrale Aufgabe war die kontinuierliche Erfassung der Methanemissionsleistung frostmusterbedingter Seen auf der Insel Samoylov während der Vegetationsperiode im Jahr 2002. Es sollten die pflanzenvermittelte Methanemission im Flachwasserbereich mit emerser Vegetation sowie die Methandiffusion an der Grenze Wasser-Luft und die Freisetzung methanhaltiger Gasblasen im tieferen Freiwasserbereich untersucht, bewertet und verglichen werden. Die Messungen wurden mittels eigens hierfür konstruierter Emissionsmesshauben sowie Analyseverfahren der Gaschromatographie durchgeführt (s. Kapitel 6.5).

Für die Evaluierung essentieller biotischer bzw. abiotischer Steuergrößen der untersuchten Emissionspfade und ihrem Emissionsverhalten sollte eine Reihe klimatischer, hydrologischer, sedimentologischer sowie biologischer Standortfaktoren begleitend untersucht werden (s. Kapitel 6.1, 6.2, 6.3, 6.4 sowie 6.7). Für eine Abschätzung der räumlichen Verbreitung frostmusterbedingter Seen auf der Insel Samoylov sollten Daten des amerikanischen Aufklärungssatelliten CORONA ausgewertet werden (s. Kapitel 6.6). In Verbindung mit den Ergebnissen der Methanemissionsuntersuchungen sollen Aussagen über die Bedeutung frostmusterbedingter Seen für die Methanemissionen Polygonaler Tundren ermöglicht werden.

Den Schwerpunkt der Untersuchungen bildeten Geländearbeiten im Arbeitsgebiet (s. Kapitel 5). Diese erfolgten während der durch das Alfred-Wegener-Institut (AWI, Potsdam) durchgeführten Expedition „Lena-Delta – Neusibirische Inseln 2002“ vom 23. Juni bis zum 11. September 2002. Weitere Arbeiten erfolgten im Vorfeld sowie im Anschluss an die Expedition im Geomikrobiologischen Labor des AWI Potsdam, in der „Sektion für Angewandte Landschaftsökologie“ des UFZ Leipzig/Halle sowie im Institut für Geographie der Universität Leipzig. Die Betreuung erfolgte durch Herrn Dipl.-Biol. Lars Kutzbach (AWI Potsdam), Frau Prof. Dr. Eva-Maria Pfeiffer (Universität Hamburg), Frau Dr. Angela Lausch (UFZ Leipzig/Halle) sowie Herrn Prof. Dr. Hans Neumeister (Universität Leipzig).

4. Untersuchungsobjekte und inhärente Methanumsätze

4.1. Die Polygonale Tundra

4.1.1. Begriff der Polygonalen Tundra

Eine international einheitliche Definition des Begriffs der Polygonalen Tundra existiert nicht. Im Rahmen dieser Arbeit werden ausschließlich Tundrengebiete, welche durch eine deutlich frostmusterbedingte Geländemorphologie in Form von polygonalen Eiskeilnetzen geprägt sind als Polygonale Tundren bezeichnet. Im Gebiet des Lena-Deltas beschränkt sich die Polygonale Tundra im wesentlichen auf die Bereiche der holozänen Terrassen (s. Kapitel 5.1). Diese besitzen eine Fläche von etwa 15.000 km² und beinhalten etwa 66 % der terrestrischen Deltafläche (s. Abb. 5-1).

BOCH & MASING (1983, zitiert in CHERNOV & MATVEYEVA 1997) führten in diesem Zusammenhang den Begriff der „Polygonalen Sümpfe“ (engl. Polygonal Mires) ein. Diese können nach Definition aus etwa 50 bis 100 Eiskeilpolygonen bestehen. Stärker abweichende Definitionen werden beispielsweise durch CHERNOV & MATVEYEVA (1997) benutzt. Sie verwenden den Begriff der Polygonalen Tundra für das Auftreten eines nanoskaligen (KUGLER & SCHAUB 1997) Frostmusterreliefs (< 1 m) aus vegetationslosen Flecken mit umliegenden Wällen und angrenzenden Gräben.

4.1.2. Frostmusterbedingte Seen der Polygonalen Tundra

Polygonale Tundren werden von einer großen Anzahl sehr kleiner Seen ($\leq 10.000 \text{ m}^2$) bedeckt. Sie bilden sich in den nano- bis mesoskaligen (KUGLER & SCHAUB 1997) Geländedepressionen des Frostmusterreliefs polygonaler Eiskeilnetze. In Verbindung mit der Stauwirkung des Permafrostes im Untergrund ermöglichen die Depressionsformen die Bildung ganzjährig bestehender Wasserflächen (BILLINGS & PETERSON 1980). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden unter dem Begriff der frostmusterbedingten Seen zwei einfache Grundtypen unterschieden. Ihre Trennung basiert auf der Art der zu Grunde liegenden Depressionsform innerhalb des polygonalen Eiskeilnetzes. Der Begriff See wird hier für alle dauerhaften Wasserflächen innerhalb des Frostmusterreliefs, unabhängig von ihrer Größe verwendet.

Als dominierender Typ tritt der sogenannte „Polygonale See“ (BILLINGS & PETERSON 1980; nach MUELLER 1997 „offene Polygone“) in den Vordergrund (s. Abb. 4-1). Er bildet sich im abgesenkten Zentrum eines Eiskeilpolygons (nach WASHBURN 1973 „Low-Center Polygon“; zitiert in KUTZBACH 2000). Im Zuge fortschreitender Thermokarstprozesse kommt es vereinzelt zur Vereinigung benachbarter Polygonaler Seen (BRITTON 1957, zitiert in BILLINGS & PETERSON 1980). Die polygonale Struktur geht dabei nicht unmittelbar verloren,

so dass diese Seen gleichermaßen als Polygonale Seen definiert werden können. Der zweite frostmusterbedingte Seentyp wird im Rahmen dieser Arbeit, entsprechend seiner räumlichen Beziehung, als „Interpolygonaler² See“ bezeichnet. Er bildet sich innerhalb eingetiefter Eiskeilgräben (s. Abb. 4-1). Seine Entstehung ist meist ursächlich für die Bildung sogenannter High-Center Polygone (KATASONOV & IVANOV 1973, zitiert in FRENCH 1996). Basierend auf den Eiskeilnetzen können sich Interpolygonale Seen zu größeren Gewässernetzen zusammenschließen. Bei der Vereinigung Polygonaler Seen geht ihre Struktur jedoch meist verloren.

Bei zunehmender Gewässervergrößerung ergeben sich Schwierigkeiten bei der terminologischen Abgrenzung zu großflächigen Thermokarstseen. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit erfolgt die Trennung auf Basis erkennbar ausgeprägter Frostmusterstrukturen (polygonale Formen) entlang der Gewässerperipherie. Nach FRENCH (1996) erfolgt der Übergang von der irregulären Form (Frostmusterstrukturen) eines „jungen, kleinen“ Thermokarstsees zur kreisähnlichen und weichen Form eines „alten, großen“ Thermokarstsees relativ schnell. Dies ist bedingt durch einsetzende Absinkprozesse der Uferbereiche in Folge eines stärker werdenden Auftauprozesses im ufernahen Permafrost.

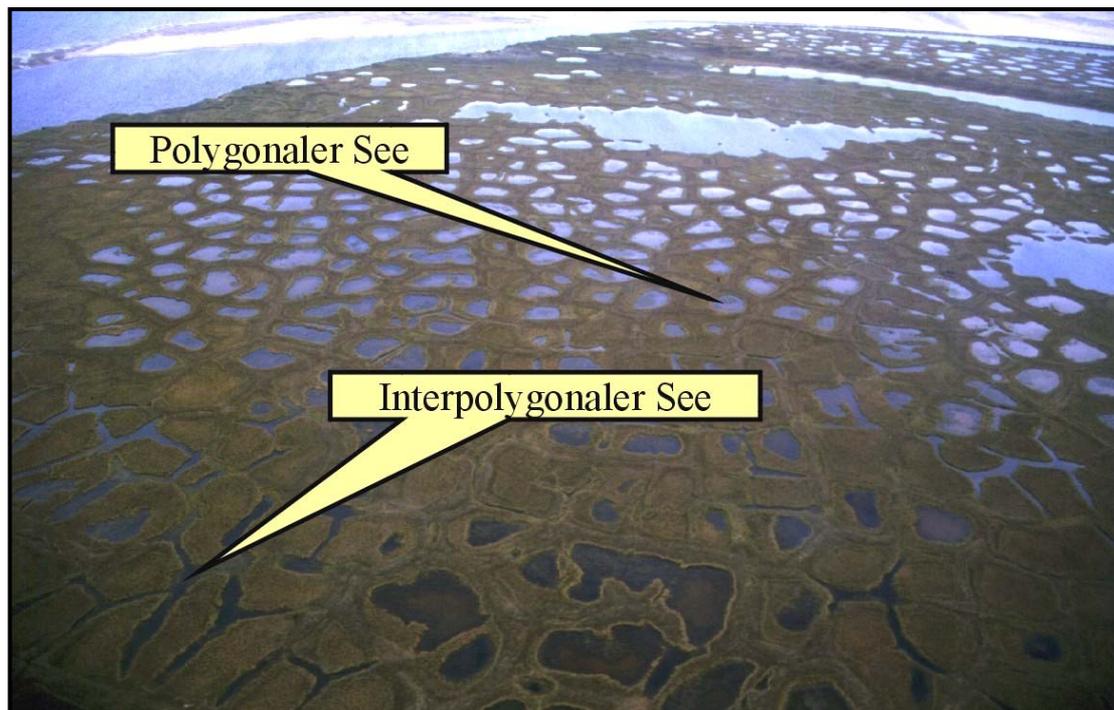


Abb. 4-1: Frostmusterbedingte Seen der Polygonalen Tundra im Gebiet des Lena-Deltas (Luftbild vom 27.06.2002).

² Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden nach dem vom Autor gewählten Begriffssystem alle Seen innerhalb von Eiskeilgräben als Interpolygonale Seen definiert.

Nach FREY & LÖSCH (1998) ist der Begriff See nur für lakustrische Gewässer mit einer aphotischen Zone anwendbar. Frostmusterbedingte Seen weisen diese Eigenschaft jedoch nicht auf. Auch große Thermokarstseen besitzen teilweise keine aphotische Zone (FRENCH 1996; SEMILETOV et al. 1996; PHELPS et al. 1998; NAKAGAWA et al. 2002). Sie müssten aus Sicht der Limnologie definitionsgemäß als Weiher bezeichnet werden (LESER 1997).

4.2. Methanflüsse in Seen

4.2.1. Seen als natürliche Quellen atmosphärischen Methans

Seen sind bedeutende Quellen des atmosphärischen Methans (THEBRATH 1991; BARTLETT & HARRISS 1993; MICHMERHUIZEN et al. 1996; SEMILETOV et al. 1996; PHELPS et al. 1998; DUCHEMIN et al. 1999; MAKHOV & BAZHIN 1999; HUTTUNEN et al. 2001). In den nördlichen Breiten schwanken ihre diurnalen Emissionsleistungen in Abhängigkeit der räumlichen und zeitlichen Rahmenbedingungen zwischen < 1 bis etwa $300 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Pro Jahr emittieren Seen und Tümpel der hohen Breiten zwischen $0,5$ und $9,2 \text{ g CH}_4 \text{ m}^{-2}$ (WHALEN & REEBURGH 1990, BARTLETT et al. 1992, zitiert in PHELPS et al. 1998). Die dabei jährlich in die Atmosphäre emittierte Methangasmenge wird durch komplexe Wechselbeziehungen zwischen methanbildenden und methanverbrauchenden Prozessen sowie diversen Prozessen des Methangastransports gesteuert (MICHMERHUIZEN et al. 1996).

4.2.2. Methanogenese

Als Methanogenese wird der Prozess biogener Methanbildung bezeichnet. Sie ist auf eine kleine Gruppe von streng anaeroben prokaryotischen Bakterien (methanogene Bakterien) beschränkt. Sie sind befähigt im Zuge ihres Stoffwechsels als Endprodukt Methan zu bilden. Grundlegende Voraussetzungen für die Methanogenese durch Bakterien sind strikt anaerobe Verhältnisse, das Fehlen von Nitrat und Sulfat, ein Redoxpotential von -150 bis -300 mV und die Anwesenheit von verwertbaren Ausgangssubstraten (HEYER 1990; WANG et al. 1993, zitiert in KUTZBACH 2000). Diese Bedingungen finden sich häufig in stark wasserbeeinflussten Horizonten terrestrischer Böden sowie in Böden lakustrischer Ökosysteme (Benthal). Die Methanogenese bildet einen der wichtigsten terminalen Prozesse der anaeroben Abbaukette (HEYER 1990). Als Ausgangssubstrate der Methanogenese werden nur wenige einfache organische und anorganische Verbindungen genutzt. Die wichtigsten Stoffwechselreaktionen mit ihren Ausgangssubstraten und Endprodukten sind in Tab. 4-1 zusammengefasst.

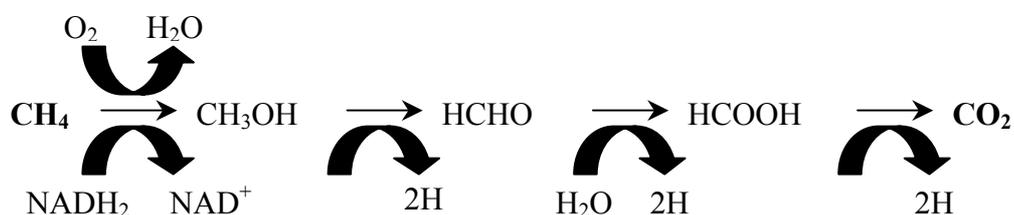
Tab. 4-1: Wichtige Stoffwechselreaktionen methanogener Bakterien (Quelle: HEYER 1990).

Ausgangssubstrat	Stoffwechselreaktion	Energiegewinn
H ₂ /CO ₂	4H ₂ + CO ₂ → CH ₄ + 2H ₂ O	ΔG ⁰ = -138,8 kJ
Formiat	4HCOOH → CH ₄ + 3CO ₂ + 2H ₂ O	ΔG ⁰ = -119,5 kJ
Acetat	CH ₃ COOH → CH ₄ + CO ₂	ΔG ⁰ = -27,6 kJ
Methanol	4CH ₃ OH → 3CH ₄ + CO ₂ + 2H ₂ O	ΔG ⁰ = -310,5 kJ

4.2.3. Methanotrophie

Als Methanotrophie wird der Prozess des biogenen Methanabbaus bezeichnet. Er erfolgt über Stoffwechselreaktionen sogenannter methanotropher Bakterien. Sie sind darauf spezialisiert, Methan unter aeroben Bedingungen als einzige Kohlenstoff- und Energiequelle zu verwerten (FRITSCH 2002). Der Abbau erfolgt über die schrittweise Oxidation von Methan über Methanol, Formaldehyd und Formiat zu Kohlendioxid (SCHLEGEL 1992; FRITSCH 2002) (s. Abb. 4-2).

Bei ausreichendem Sauerstoffangebot in den Böden oder im Benthos von Seen wirken diese Organismen als Barriere für eine Emission des in anaeroben Bereichen gebildeten Methans in die Atmosphäre (HEYER 1990). Die größte Oxidationsleistung von Methan findet direkt an der Grenzfläche zwischen anaeroben und aeroben Bereichen statt, da hier das größte Angebot an Methan als auch Sauerstoff zur Verfügung steht (KNOBLAUCH 1994, WHALEN et al. 1996, zitiert in KUTZBACH 2000). Dabei können bis zu 90 % des biogenen Methans bereits vor dem Erreichen der Atmosphäre im Boden oxidiert werden (HOLZAPFEL-PSCHORN et al. 1985/1986, SCHÜTZ et al. 1989/1991, SASS et al. 1990, zitiert in CHANTON & WHITING 1995).

**Abb. 4-2:** Reaktionsschema der Oxidation von Methangas durch methanotrophe Bakterien (Quelle: SCHLEGEL 1992; FRITSCH 2002).

Aus marinen Sedimenten sind Bakterien bekannt, welche selbst unter anaeroben Bedingungen zur Methanoxidation fähig sind (ALPERIN & REEBURGH 1984, IVERSEN & JOERGENSEN 1985, zitiert in CONRAD 1995; BOETIUS et al. 2000). PANGANIBAN et al. (1979)

stellten fest, dass Methanoxidationsprozesse unter Abwesenheit von Sauerstoff auch im Sediment lakustrischer Habitats möglich sind.

4.2.4. Emissionsmechanismen von Methangas

Unter Emissionsmechanismen werden im Rahmen der vorliegenden Arbeit alle Transportprozesse verstanden, welche den Methangastransport vom Bildungsort bis in die Atmosphäre bewirken. Innerhalb von Seen kann gelöstes Methangas durch die aktive Umwälzung der Wassersäule transportiert werden. Dieser Prozess kann die Emissionsleistung fördern, wirkt selbst jedoch nicht als Emissionsprozess (BARTLETT & HARRISS 1993; SEMILETOV et al. 1996; PHELPS et al. 1998; DUCHEMIN et al. 1999). Für die eigentliche Methanemission aus Gewässern werden drei elementare Emissionsmechanismen unterschieden. Demnach emittiert Methangas in die Atmosphäre durch Diffusion an der Grenzschicht Wasser-Luft, durch Gasblasenfreisetzung und durch die gasvermittelnden Eigenschaften verschiedener Pflanzen (MACINTYRE et al. 1995) (s. Abb. 4-3). Alle drei Mechanismen können parallel auftreten. Sie fungieren als Transport- sowie als Emissionsprozess. Die Bedeutung der einzelnen Emissionsmechanismen für den Eintrag von Methangas in die Atmosphäre ist abhängig von den individuellen Eigenschaften des emittierenden Habitats sowie dem Betrachtungszeitraum. Im vegetationslosen Bereich überwiegt die Diffusion, wenn die Methanproduktionsleistung im Sediment gering ist (CHANTON & DACEY 1991). Ist die Methanbildungsrate groß genug, um eine kontinuierliche Freisetzung von Gasblasen zu ermöglichen, dann überwiegt die Methanemissionsleistung via Gasblasen gegenüber der diffusiven Methanemission (CHANTON & DACEY 1991). Im Bereich mit emerser Vegetation tritt die Gasblasenfreisetzung stark zurück. SCHÜTZ et al. (1989, zitiert in CHANTON & WHITING 1995) beschreiben eine Verschiebung der Emissionsleistung von zunächst 90 % durch Gasblasenfreisetzung zu 90 % pflanzenvermittelter Emission, nachdem die Vegetation die Wasseroberfläche überragte. Allgemein besteht nach SCHÜTZ et al. (1991), bei zunehmender Bedeutung, die Rangfolge Diffusion, Gasblasenfreisetzung und pflanzenvermittelte Methanemission.

Diffusion - Diffusion ist ein passiver Molekültransportprozess innerhalb der Luft und des Wassers als auch zwischen Luft und Wasser. Diffundierende Moleküle bewegen sich dabei in alle Richtungen zufällig. Beim Auftreten eines Konzentrationsgradienten erfolgt in der Summe eine gerichtete Bewegung entlang des Konzentrationsgefälles (VLAHOS et al. 1995). Dieser Prozess wird durch das 1. Fick'sche Diffusionsgesetz beschrieben (s. Gl. (1)). Danach ergibt sich, dass die Diffusionsleistung mit zunehmendem Konzentrationsgefälle stärker wird. Nach MACINTYRE et al. (1995) sowie VLAHOS et al. (1995) kann der Quotient aus Diffusionskoeffizient (D) und Diffusionsdistanz (L) als Koeffizient der Transfergeschwindigkeit (k_i) zusammengefasst werden.

$$(1) \quad F = \frac{D * A * (C_W - C_G)}{L}$$

F	–	Diffusionsfluss
D	–	Diffusionskoeffizient
A	–	betrachtete Fläche senkrecht zur Diffusionsrichtung
C _G	–	atmosphärische Gleichgewichtskonzentration (gel. Methan)
C _W	–	Stoffkonzentration im Wasser
L	–	Distanz des Diffusionsprozesses

Die Transfärgeschwindigkeit k_i ist von den Parametern Temperatur und Windgeschwindigkeit abhängig. Nach KLING et al. (1992, zitiert in PHELPS et al. 1998) nimmt k_i und somit die Methandiffusionsleistung mit steigender Wassertemperatur sowie ansteigender Windgeschwindigkeit zu. Methanemissionen durch Diffusionsprozesse von Methangas an der Grenzschicht Wasser-Luft wurden bereits durch eine Reihe von Untersuchungen beschrieben (MACINTYRE et al. 1995; PHELPS et al. 1998; DUCHEMIN et al. 1999; WEYHENMEYER 1999; MAKHOV & BAZHIN 1999; BAZHIN 2002). Nach SEBACHER et al. (1983, zitiert in SCHÜTZ et al. 1991) liegt die Größenordnung diffusiv emittierten Methangases an der Grenzschicht Wasser-Luft zwischen 0,4 und 50 mg CH₄ m⁻² d⁻¹.

Gasblasenfreisetzung - Das Aufsteigen von Gasblasen ist ein aktiver Transportprozess gelöster Gase, der ausschließlich in die Atmosphäre gerichtet ist. Eine Gasblase entsteht, wenn die Summe der Partialdrücke der gelösten Gase den atmosphärischen und den hydrostatischen Druck der Wassersäule übersteigt (CHANTON & WHITING 1995; HERMANN 1998; MAKHOV & BAZHIN 1999; HUTTUNEN et al. 2001). Gasblasen bilden sich demnach bereits unterhalb der Sättigungskonzentrationen der beteiligten Gase. Ausreichende Partialdrücke für die Bildung von methanhaltigen Gasblasen werden nur im Seesediment in unmittelbarer Nähe der biogenen Quellen (methanogene Bakterien) erreicht (BAZHIN 2001). Nach CHANTON & WHITING (1995) liegt der Methangasgehalt in Gasblasen, welche aus dem Seesediment aufsteigen zwischen 10 und 90 %. Neben Methangas sind am häufigsten CO₂ (1 bis 10 %), N₂ (4 bis 90 %) und Ar (> 1 %) enthalten. Während des Blasenanstiegs geht ein Teil der enthaltenen Gase wieder in Lösung. Die Größe des Methangasverlustes wird im wesentlichen durch die Aufstiegsstrecke, die Aufstiegs geschwindigkeit sowie die Löslichkeit von Methangas bestimmt (CHANTON & WHITING 1995; SEMILETOV et al. 1996; HUTTUNEN et al. 2001). Bisher ermittelte Emissionsleistungen durch methanhaltige Gasblasen, welche aus dem Seesediment aufsteigen, liegen im Bereich der nördlichen Breiten zwischen < 1 und etwa 300 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ (SEMILETOV et al. 1996; WEYHENMEYER 1999; HUTTUNEN et al. 2001).

Pflanzenvermittlung - Eine Reihe von Untersuchungen haben gezeigt, dass Methangas aus der Wurzelzone über den Kormus von Pflanzen in die Atmosphäre transportiert wird (SEBACHER et al. 1985; SCHÜTZ et al. 1991; CHANTON et al. 1992; WHITING & CHANTON 1992; SCHIMEL 1995; THOMAS et al. 1996; WHITING & CHANTON 1996; KING et al. 1998; JOABSSON et al. 1999; CHRISTENSEN et al. 2000). Der Transport erfolgt innerhalb der Durchlüftungsgewebe (=Aerenchyme) der Pflanzen. Diese sind bei helo- und hydrophytischen Arten meist überdurchschnittlich groß entwickelt (KONČALOVÁ 1990; FREY & LÖSCH 1998). Methangas kann passiv auf Basis von Konzentrationsunterschieden durch Diffusionsprozesse transportiert werden (SCHÜTZ et al. 1991).

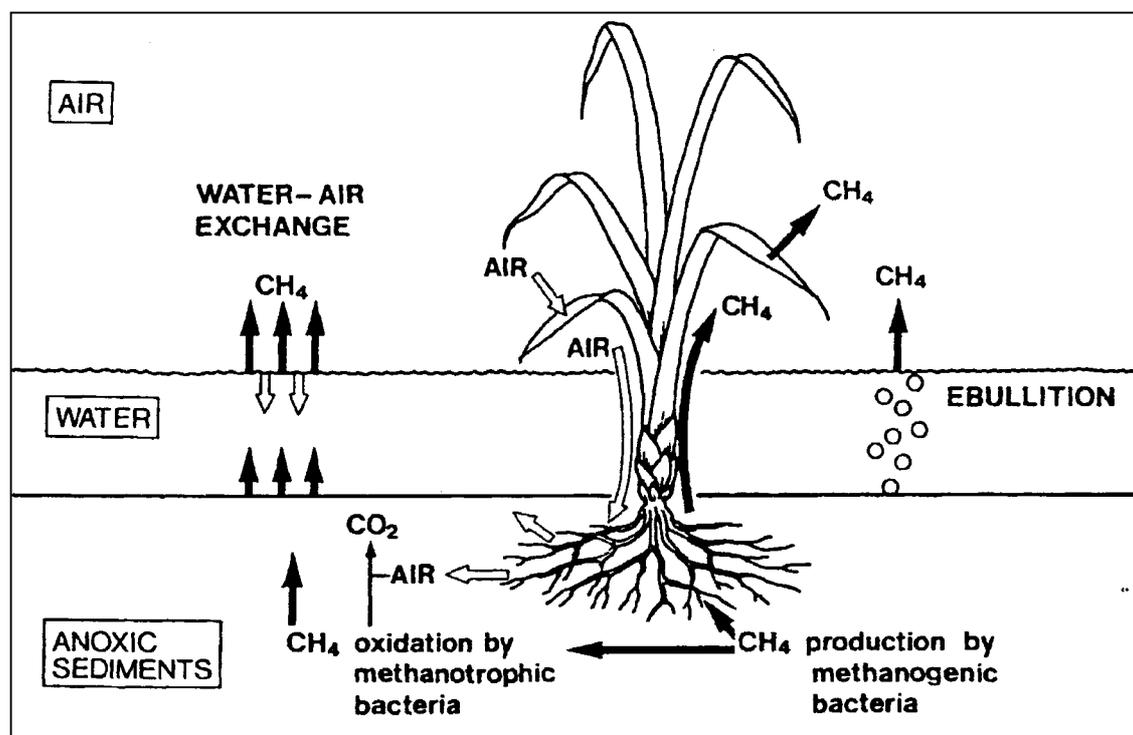


Abb. 4-3: Schema zum Methangasaustausch zwischen wasserbedecktem Sediment und bodennaher Troposphäre (Quelle: SCHÜTZ et al. 1991).

Bei wechselnden Druckverhältnissen im Kormus der Pflanzen können Luftströmungen entstehen, welche einen aktiven Massentransport von Gasmolekülen bewirken. Einseitig gerichtete Luftströmungen in die Wurzelzone oder von der Wurzelzone in die Atmosphäre werden in Seen durch Windströmungen oberhalb abgebrochener Stengel (Venturi-Konvektion) sowie durch starken Gasabbau oder -aufbau in der Wurzelzone verursacht (CHANTON & WHITING 1995; FREY & LÖSCH 1998). Als zyklischer Strömungsmechanismus fungiert die sogenannte Thermoosmose, welche durch einen differenzierten Druckaufbau in den Blättern durch unterschiedlich starke Erwärmung via Sonneneinstrahlung hervorgerufen wird (SCHÜTZ et al. 1991; FREY & LÖSCH 1998). Der Strömungskreislauf verläuft hier von

jungen, grünen Blättern (einströmende Atmosphärenluft) über die Wurzeln zu älteren, braunen Blättern (ausströmende Luft in die Atmosphäre). Derartige Druckströmungssysteme ermöglichen einen 4 bis 5fach schnelleren Gastransport als Diffusionsprozesse (CHANTON & WHITING 1995). Der Anteil der pflanzenvermittelten Methanemission an der Methangesamtemission einer Fläche erreicht teilweise mehr als 90 % (SCHÜTZ et al. 1991; CHANTON & WHITING 1995). Untersuchungen von BARTLETT & HARRISS (1993) an Seeufern mit emerser Vegetation (Alaska) ergaben mittlere Methanemissionsleistung von $89 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. NAKANO et al. (2000) ermittelten im nordostsibirischen Kolyma-Tiefland im Bereich wasserbedeckter Flutungsterrassen mit emerser Vegetation Methanemissionsleistungen von teilweise mehr als $500 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

4.2.5. Wichtige Steuergrößen der Methanflüsse

Die Methanflüsse von Seen sind die Gesamtheit der oben beschriebenen Prozesse der Methanbildung, -oxidation und des -transports einschließlich seiner Emission in die Atmosphäre. Das Zusammenwirken dieser drei elementaren Prozesse ist von diversen abiotischen und biotischen Faktoren abhängig. Für den jeweilig betrachteten Prozess kann die Bedeutung eines einzelnen Faktors (bspw. Bodentemperatur, pH-Wert im Boden, Luftdruck der Atmosphäre u.a.) sehr unterschiedlich sein. Die Auswirkungen verschiedener Faktoren auf die Methanflüsse natürlicher Ökosysteme wurden bereits durch eine Vielzahl wissenschaftlicher Untersuchungen beschrieben (CHANTON et al. 1989; GARCIA 1990; HEYER 1990; SCHÜTZ et al. 1991; DUNFIELD et al. 1993; MORRISSEY et al. 1993; WESTERMANN 1993; AMARAL & KNOWLES 1994; BUBIER et al. 1995; ROSLEV & KING 1996; SEMILETOV et al. 1996; WAGNER et al. 1999; JÄCKEL et al. 2001). Demnach sind der Gehalt an organischer Bodensubstanz, die Verfügbarkeit von Sauerstoff, die Temperatur sowie das Auftreten von Vegetation die wichtigsten Steuergrößen der Methanflüsse natürlicher Feuchtgebiete.

Organische Bodensubstanz - Einfache organische Verbindungen bilden, neben CO_2 und H_2 , die Grundlage biogener Methanbildung (s. Tab. 4-1). Die Methanproduktion ist demnach wesentlich vom Gehalt organischer Bodensubstanz abhängig. Entscheidend für gute Bildungsbedingungen ist vor allem die schnelle Verfügbarkeit verwertbarer Substrate. In den Permafrostgebieten spielen eng gekoppelte Stoffkreisläufe zwischen Produzenten (Pflanzen) und Destruenten (methanogene Bakterien) eine wesentlich größere Rolle als die Nutzung dauerhaft fixierter und schlecht verwertbarer organischer Totsubstanz (RAIMBAULT 1975, HOLZAPFEL-PSCHORN et al. 1986, zitiert in SCHÜTZ et al. 1991; WHITING & CHANTON 1992; AMARAL & KNOWLES 1994).

Sauerstoffverfügbarkeit - Die biogene Bildung von Methan ist ein streng anaerober Prozess. Die Methanogenese ist daher an sauerstoffarme Habitate gebunden. Umgekehrt ist

der biogene Abbau von Methan als aerober Prozess von einer guten Sauerstoffversorgung abhängig (s. Kapitel 4.2.2 und 4.2.3). Produktion und Verbrauch finden daher im allgemeinen räumlich getrennt voneinander statt. Nach Untersuchungen von AMARAL & KNOWLES (1994) in Sümpfen der kanadischen Taiga verhalten sich Methan- und Sauerstoffgehalt im Boden umgekehrt proportional zueinander. Der Eintrag von Sauerstoff in anaerobe Bereiche (hervorgerufen durch Schwankungen des Grundwasserspiegels) spielt somit eine wesentliche Rolle für die Stärke der Emissionsleistung eines Habitats (AMARAL & KNOWLES 1994; ROSLEV & KING 1996).

Temperatur - Die Intensität mikrobieller Stoffwechselreaktionen ist in hohem Maße von der Umgebungstemperatur abhängig (DUNFIELD et al. 1993). Unter natürlichen Bedingungen wird die Produktion sowie der Verbrauch von Methan wesentlich durch die Klimabedingungen und den davon abhängigen Temperaturen gesteuert (HARRISS 1989). Für temperierte und subarktische Torfböden Kanadas beschreiben DUNFIELD et al. (1993) Optimaltemperaturen von etwa 25 bis 30 °C für die Methanbildung und etwa 20 bis 25 °C für die Methanoxidation. Beide Prozesse laufen, jedoch stark vermindert, auch bei Temperaturen bis zu 0 °C und darunter ab (DUNFIELD et al. 1993; ROSLEV & KING 1996; PFEIFFER et al. 2000). Auch der Biorhythmus von Pflanzen ist von der Umgebungstemperatur abhängig. Die klimatischen Temperaturbedingungen haben daher einen deutlichen Einfluss auf die Intensität pflanzenvermittelter Methanemissionen (WHITING & CHANTON 1996).

Vegetation - Die in Kapitel 4.2.4 beschriebene Methanvermittlungsfunktion von Pflanzen ist einer der effektivsten Transportwege für biogenes Methangas aus dem Boden in die Atmosphäre. Durch pflanzenvermittelten Methangastransport wird Methangas an aeroben Bereichen des Sediments vorbeigeführt. Dadurch wird ein Großteil des Methangases nicht oxidiert und emittiert in die Atmosphäre (HEYER 1990). Zusätzlich dient die Vegetation als Quelle von Ausgangssubstraten, in Form von Wurzelexsudaten, der mikrobiellen Methanogenese. Auf diese Weise bewirkt die Vegetation eine Steigerung der Methanproduktionsleistung (ROVIRA 1969, zitiert in THOMAS et al. 1996; RAIMBAULT 1975, HOLZAPFEL-PSCHORN et al. 1986, zitiert in SCHÜTZ et al. 1991). Der Transport von Sauerstoff aus der Atmosphäre in die Wurzelzone über den Kormus der Pflanze kann umgekehrt zu einer Verringerung der Methanogenese führen. Zum einen fördert der Eintrag von Sauerstoff methanotrophe Prozesse, und zum anderen führt er in einzelnen Fällen zur Erhöhung des Redoxpotentials im Boden (SCHÜTZ et al. 1991; CONRAD 1995). Der Wasserverbrauch von Pflanzen durch Transpirationsprozesse erreicht Größenordnungen von einigen Litern pro Quadratmeter und Tag (YOSHIDA 1981, DACEY & HOWES 1984, zitiert in CHANTON & DACEY 1991). Der eintretende Wasserverlust in der Wurzelzone verursacht das Nachströmen von Wasser in das Sediment. Der damit verbundene Eintrag von Sauerstoff verhindert

methanogene Prozesse und fördert Methanotrophie (RUDD et al. 1976, DEBONT et al. 1978, zitiert in CHANTON & DACEY 1991).

4.2.6. Natürliche Dynamik der Methanflüsse

Zeitliche Dynamik - Untersuchungen zur zeitlichen Variabilität von Methanemissionen aus Seen haben signifikante annuelle als auch diurnale Rhythmen aufzeigen können (MORRISSEY & LIVINGSTON 1992; BARTLETT & HARRISS 1993; MICHMERHUIZEN et al. 1996; SEMILETOV et al. 1996; THOMAS et al. 1996; WHITING & CHANTON 1996; PHELPS et al. 1998; NAKANO et al. 2000). Die auftretende Emissionsdynamik ist Ausdruck der starken Verankerung der Methanflüsse in der Biosphäre.

Nach MICHMERHUIZEN et al. (1996) basiert die jährliche Rhythmik auf Phasen des Methanverlustes während der Übergangsjahreszeiten Frühling und Herbst und Phasen des Methanaufbaus während des Sommers und des Winters. Aufgrund der mehrmonatigen Eisbedeckung im Winter sind Emissionen während dieser Zeit nicht oder nur bedingt möglich. Der Gasaustausch zwischen Gewässer und Atmosphäre wird zu dieser Zeit weitestgehend verhindert (ROSLEV & KING 1996; SEMILETOV et al. 1996; PHELPS et al. 1998). Die fortlaufende Methanproduktion innerhalb der ungefrorenen Sedimentschichten sowie die abnehmende Temperatur und der sinkende Sauerstoffgehalt der Wassersäule ermöglichen eine Anreicherung von gelöstem Methan im Wasser als auch innerhalb des sich aufbauenden Eises. Im Frühjahr können während der Auftauphase (< 14 Tage) kurzzeitig sehr hohe Emissionswerte ($> 200 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) erreicht werden (PHELPS et al. 1998). MICHMERHUIZEN et al. (1996) geben an, dass 85 % des im Winter angereicherten Methans bereits 48 Stunden nach dem ersten Auftauen der Eisdecke in die Atmosphäre entweicht oder oxidiert wird. Die rasche Freisetzung erfolgt durch den erhöhten Diffusionsgradienten zur Atmosphäre und die frühjährliche Umwälzung der Seen. Während der Sommermonate nehmen die Methanemissionsleistungen wieder zu (MORRISSEY & LIVINGSTON 1992; SEMILETOV et al. 1996; NAKANO et al. 2000). Die erhöhte Freisetzung wird durch die zunehmende Aktivität methanogener Organismen bei zunehmender Temperatur und Auftautiefe des Sediments ermöglicht (MORRISSEY & LIVINGSTON 1992). Zeitgleich ermöglicht die zunehmende Aktivität der Vegetation die Steigerung pflanzenvermittelter Methanemissionen. Im Tiefenwasserbereich ohne emerse Vegetation kann sich gelöstes Methan erneut am Gewässergrund anreichern. Im Übergang zum Winter nehmen die Methanemissionen aufgrund der verringerten Methanproduktion erneut ab. Die herbstliche Umwälzung des Gewässer kann ein drittes Emissionsmaximum im Jahresverlauf bewirken (SEMILETOV et al. 1996).

Diurnale Rhythmen der Methanemissionen sind im wesentlichen auf den pflanzenvermittelten Gastransport beschränkt (CHANTON & DACEY 1991; MORRISSEY et al. 1993; PANIKOV et al. 1993; JOABSSON et al. 1999; THOMAS et al. 1995; WHITING & CHANTON 1996). Untersuchungen durch PANIKOV et al. (1993) im Gebiet der nördlichen FSU haben gezeigt, dass diurnale Rhythmen nur während der Vegetationsperiode von April bis September auftreten. Der diurnale Biorhythmus methangasvermittelnder Pflanzenarten ist eine der primären Ursachen für die auftretende Dynamik diurnaler Methanemissionen. THOMAS et al. (1996) beschreiben schwankende Methanemissionsleistungen im Wechsel von Tag und Nacht. Die Emissionsleistung verhält sich dabei proportional zur Photosyntheseaktivität der Pflanzen. Der Emissionsrhythmus einzelner Pflanzenarten kann dabei deutlich verschieden sein. Nach Untersuchungen durch WHITING & CHANTON (1996) im südlichen Virginia (USA) erreichen die Pflanzenarten *Typha latifolia* und *Peltandra virginica* ihre Emissionsmaxima zu verschiedenen Tageszeiten. Der Tagesverlauf der pflanzenvermittelten Emissionen ist bei beiden Arten deutlich verschieden. Während sich die Emissionsleistung bei *T. latifolia* zur Mittagszeit erst sprunghaft verdoppelt und anschließend wieder rasch verringert, erfolgt bei *P. virginica* eine allmähliche Steigerung der Emissionsleistung bis zum Kulminationspunkt am Nachmittag. Die wesentlichen Steuergrößen derartiger Emissionsrhythmen sind Temperatur und Lichtintensität. Die Abhängigkeit der beteiligten Gastransportprozesse von äußeren Faktoren mit diurnaler Variabilität spielt gleichermaßen eine wesentliche Rolle bei den auftretenden Emissionsrhythmen (bspw. Thermoosmose, s. Kapitel 4.2.4). Hinzu kommt die Abhängigkeit mikrobieller Methanbildung sowie -oxidation vom täglichen Temperaturverlauf (s. Kapitel 4.2.2, 4.2.3 und 4.2.5).

Räumliche Dynamik - Die räumliche Heterogenität der oben beschriebenen Steuergrößen (bspw. Temperatur, organische Bodensubstanz u.a.) bedingt eine hohe räumliche Heterogenität der Methanemissionen (WILSON et al. 1989, DISE 1993, zitiert in AMARAL & KNOWLES 1994; MORRISSEY & LIVINGSTON 1992; BARTLETT & HARRISS 1993; MORRISSEY et al. 1996). Unterschiede bestehen dabei nicht nur zwischen verschiedenen potentiellen Emissionshabitaten (bspw. Sümpfe, Seen u.a.) kleinerer Betrachtungsmaßstäbe, sondern auch innerhalb „homogen“ erscheinender Habitats. AMARAL und KNOWLES (1994) beschreiben stark abweichende Emissionsleistungen von Sumpfböden, die weniger als 2 m voneinander entfernt sind. MORRISSEY & LIVINGSTON (1992) geben an, dass die Emissionsstärke eines Habitats innerhalb einer Distanz von 0,5 m um bis zu zwei Zehnerpotenzen voneinander abweicht. Die deutliche Heterogenität ist Ausdruck der Komplexität der am Methanfluss beteiligten Prozesse und deren Abhängigkeit von diversen Steuergrößen. Sie sind ursächlich für bestehende Probleme der Quantifizierung regionaler sowie globaler Methanflüsse.

5. Untersuchungsgebiet

5.1. Lena-Delta

Die Lena gilt mit einer Länge von etwa 4270 km und einem Einzugsgebiet von etwa $2,5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ als das achtgrößte Flusssystem der Erde. Die jährlich transportierte Wassermenge beträgt rund 525 km^3 , mit der etwa $21 \cdot 10^6 \text{ t}$ Sediment pro Jahr in die Küstenregion verfrachtet werden (RACHOLD et al. 1999). Das durch sie aufgeschüttete Delta verkörpert mit einer Fläche von etwa 28.000 km^2 (inklusive Gewässernetz) das größte innerhalb des Arktischen Zirkels (GORDEEV & SHEVCHENKO 1995; zitiert in SCHWAMBORN et al. 2002). Es besteht aus einem Netzwerk größerer und kleinerer Flüsse, Kanäle und Seen sowie aus mehr als 1500 Inseln verschiedener Größe (MUELLER 1997). Nach GRIGORIEV (1993) bilden drei Terrassenstufen die Basis der geomorphologisch-landschaftsgenetischen Gliederung des Lena-Deltas (s. Abb. 5-1). Die älteste Terrasse (3. Terrasse) bildete sich in einem Zeitraum zwischen etwa 88 und 14 ka BP. Sie ist im südlichen Teil des Deltas verbreitet. Ihre Geländeoberfläche liegt etwa 30 bis 55 m über dem Meeresspiegel. Im Übergang vom späten Pleistozän zum frühen Holozän (14,5 bis 6,4 ka BP) entstand die 2. Terrasse. Ihre Geländeoberfläche liegt heute zwischen 20 und 30 m über dem Meeresspiegel. Sie repräsentiert den gesamten Nordwesten des Lena-Deltas (=Agar). Die 1. Terrasse ist die jüngste. Ihre Entstehung erfolgte während des frühen bis späten Holozäns (8,5 bis 1,4 ka BP). Die Geländeoberfläche liegt zwischen 1 und 12 m oberhalb des Meeresspiegels. Sie verkörpert den größten Teil des Lena-Deltas ($\approx 15.000 \text{ km}^2$). Ein Großteil ihrer Flächen gilt als aktives Gebiet rezenter Deltabildung. Die im Lena-Delta abgelagerten Sedimente bestehen im wesentlichen aus Sand (fluviale Genese) und Löss (äolische Genese), teilweise unterbrochen durch (Torf)-Horizonte mit organischer Totsubstanz (SCHWAMBORN et al. 2002).

Neben den fluvialen sowie äolischen Prozessen der Deltabildung wird das Erscheinungsbild des Gebietes durch die klimatischen Bedingungen der polnahen Hemisphäre geprägt. Nach der Köppen-Trewartha-Klimagliederung (1968, zitiert in HENDL 1997) liegt das Lena-Delta im Gebiet der sogenannten Tundrenklimate. Die Jahresdurchschnittstemperatur des Deltas beträgt heute etwa $-10,2 \text{ °C}$. Die Niederschläge erreichen pro Jahr etwa 140 mm (LARIONOV 1994, zitiert in MUELLER 1997). Aufgrund der vorherrschenden klimatischen Verhältnisse kam es zur Ausbildung kontinuierlichen Permafrostes im Untergrund. Er erreicht im Gebiet des Lena-Deltas eine Mächtigkeit von 500 bis 600 m (WEISE 1983). Das jährliche Auftauen des oberflächennahen Dauerfrostbodens setzt erst Ende Mai bis Ende Juni ein. Während des arktischen Sommers steigen die Temperaturen auf Tagesmittelwerte von etwa $6 \text{ bis } 8 \text{ °C}$. Bereits Anfang September fallen die Temperaturen wieder dauerhaft unter 0 °C (LARIONOV 1994, zitiert in MUELLER 1997). Beginn und Ende des jährlichen Auftauzyklus markieren die etwa zeitgleiche Vegetationsperiode.

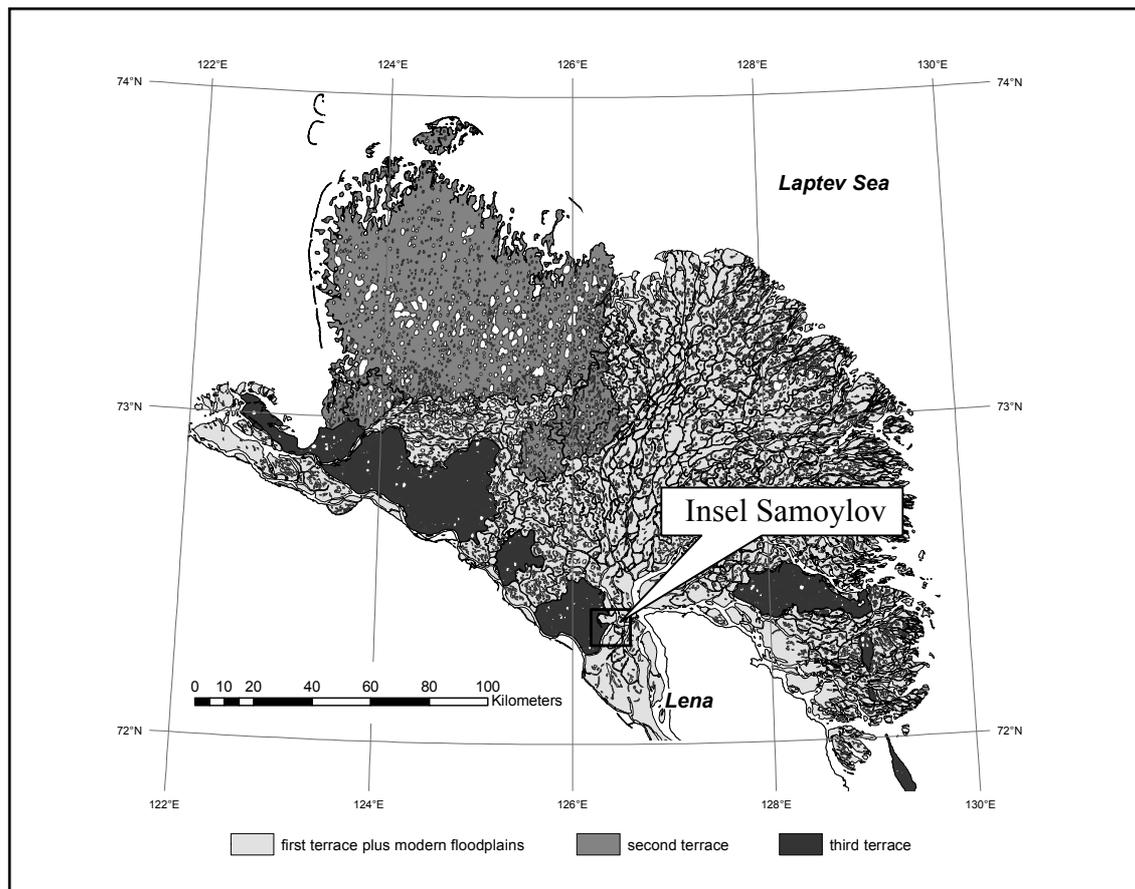


Abb. 5-1: Nordsibirisches Lena-Delta sowie das Untersuchungsgebiet Insel Samoylov (Quelle: AWI Potsdam; Geomorphologische Einheiten nach GRIGORIEV 1993).

Nach CHERNOV & MATVEYEVA (1997) gehört das Lena-Delta zur Vegetationszone der typischen bis arktischen Tundra. Die kurze Vegetationsperiode verbunden mit vorherrschend niedrigen Temperaturen führt zu einer generell geringen biologischen Aktivität. Sie ist geprägt durch eine niedrige pflanzliche Produktivität, geringe Wachstumsgeschwindigkeiten, verzögertem oder verhiertem Abbau von organischer Substanz (intensive Torfbildung), der Dominanz kleiner Organismen und damit verbunden, einer stark begrenzten Möglichkeit der Etablierung neuer Habitats (CHERNOV & MATVEYEVA 1997). Die Flora des Deltas setzt sich aus mindestens 284 höheren, meist mehrjährigen, teils endemischen Arten zusammen. Hinzu kommt eine Vielzahl an Flechten und Moosen (bspw. *Hylocomium splendens*). Hauptbestandbildner sind kriechende Weiden (*Salix* sp.), Gräser und Seggen (*Carex* sp., *Festuca* sp., *Eriophorum* sp. u.a.) sowie kriechende Zwergsträucher und Kräuter (*Dryas* sp., *Ranunculus* sp. u.a.) (MUELLER 1997).

Gleichermaßen eng gekoppelt an die klimatischen Bedingungen ist das Auftreten unterschiedlicher Kryoturbationsprozesse. Diese treten aktiv innerhalb der Bodenzone (Würgeböden) als auch in Form eines nano- bis mesoskaligen (KUGLER & SCHAUB 1997) Reliefs in Erscheinung (Pingos, polygonale Eiskeilnetze (s. Kapitel 4.1).

5.2. Insel Samoylov

Die Insel Samoylov liegt in einem der Hauptkanäle (Olenyok Kanal) nahe der Mündung des Lena-Deltas (72 °N / 126 °E). Sie bildet einen repräsentativen Ausschnitt aus den holozänen Terrassenbereichen (1. Terrasse) des Deltas (s. Kapitel 5.1). Ausgehend von dem Satellitenfoto von 1964 beträgt die gesamte Inselfläche, einschließlich der rezenten Flutungsbereiche, etwa 5,3 km² (s. Abb. 5-2 und Abb. 5-3). Ihre maximale Geländehöhe über dem Meeresspiegel liegt bei etwa 12 m. Im Osten wird die Insel durch ein steiles Erosionskliff begrenzt. Im westlichen, von Akkumulation geprägten, Teil der Insel erstrecken sich weite, vegetationsfreie Flächen vorrangig fluvial abgelagerter Sedimente. Aufgrund der häufig wechselnden Flusspegel und dem damit verbundenen Wechsel von Akkumulation und Erosion wird der gesamte sedimentäre Aufbau der Insel von geschichteten Lagen mineralischer Zusammensetzung (meist Sande fluvialen/äolischen Ursprungs) dominiert. Diese Strata werden teilweise durch Horizonte subrezenter sowie rezenter Bodenbildung mit Anreicherung organischer Substanzen bis hin zur Torfbildung unterbrochen (PFEIFFER et al. 1999).



Abb. 5-2: Insel Samoylov, Blickrichtung Nordwest (Luftbild 27.06.2002).

Nach PFEIFFER et al. 1999 lässt sich die Insel Samoylov in vier morphologische Untereinheiten (Terrassen) gliedern. Die I. Terrasse (Untere Flutungsebene) wird durch die vegetationsfreien Sedimentflächen im Westen verkörpert. Diese Flächen werden jedes Frühjahr überflutet und fallen erst allmählich im Laufe der Saison wieder trocken. Die Mittlere Flutungsebene (II. Terrasse) schließt sich östlich der I. Terrasse an. Ihre Sedimente sind bereits durch anfängliche Prozesse der Bodenbildung gekennzeichnet. Hinzu kommt der

zunehmende Bewuchs durch Pionierpflanzen (Deckungsgrad bis zu 100 %) sowie die Anreicherung organischer Substanz im Sediment. Die II. Terrasse wird fast jährlich mit dem Frühjahrshochwasser überflutet. Die III. Terrasse (Obere Flutungsebene) wird nur noch bei sehr starken Hochwasserereignissen überflutet. Ihr sedimentärer Aufbau ähnelt bereits sehr stark dem der obersten Terrasse. Der Deckungsgrad der Vegetation liegt bei 100 %. Es treten bereits erste frostbedingte Polygonalstrukturen auf. Die oberste, IV. Terrasse (ehemalige Oberste Flutungsebene) gehört aufgrund ihrer Geländehöhe nicht mehr zum aktiven Flutungsgebiet des Deltas. Sie bildet den Kern der Insel und besitzt mit etwa 3 km² den größten Flächenanteil. Ihre Morphologie wird dominiert durch ausgeprägte, polygonale Eiskeilnetze (meist irregulär), welche in allen genetischen Stadien (Entwicklung bis Degeneration) auftreten. Aufgrund der fortgeschrittenen Genese haben sich bereits vielerorts kleine Seen in den Eiskeilpolygonen und den -gräben gebildet. Hinzu kommt eine Vielzahl an großflächigen Thermokarstseen (PFEIFFER et al. 1999). Die hier auftretende Vegetation entspricht der einer typischen Tundra (s. Kapitel 5.1).

Aufgrund ihres Alters sowie der fehlenden Überflutung sind die III. und IV. Terrasse durch fortgeschrittene Bodenbildung gekennzeichnet. Das Auftreten permafrostbedingter Staunässe sowie die klimatischen Bedingungen erschweren den Abbau organischer Substanzen und führen zu ihrer Anreicherung. Die Böden sind oft durch Kryoturbationsprozesse verwürgt. Typische Böden der Insel Samoylov sind nach der Klassifikation des Soil Survey Staff 1998 Typic- und Glacic Aquiturbel (KUTZBACH 2000).

5.3. Untersuchungsstandorte

Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten Standorte befinden sich im Bereich der ehemaligen obersten Flutungsebene (IV. Terrasse) im Zentrum der Insel Samoylov. Untersucht wurden zwei benachbarte Polygonale Seen (PS1 und PS2) und ein in nordöstlicher Richtung etwa 50 m entfernt liegender Interpolygonaler See (IS). Die zentrale Lage im Inneren der Insel sowie ihre voneinander abweichende äußere Erscheinung soll eine möglichst hohe Repräsentativität für frostmusterbedingte Seen der Polygonalen Tundra gewährleisten (s. Abb. 5-3).

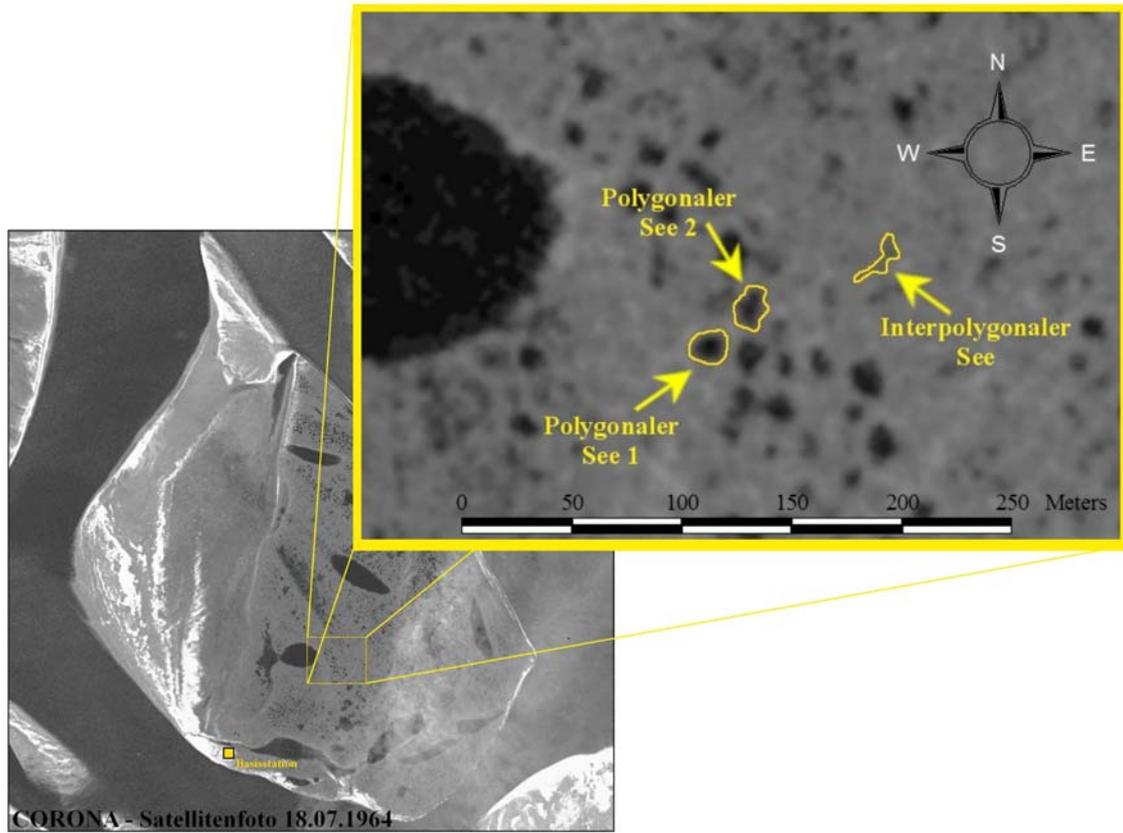


Abb. 5-3: Untersuchungsstandorte auf der Insel Samoylov.

6. Material und Methoden

6.1. Vermessung der Seen

Die Geländevermessungen wurden Anfang Juli in Zusammenarbeit mit Herrn Dipl.-Geophys. Waldemar Schneider (AWI Potsdam) durchgeführt. Mittels eines Tachymeters (Typ Trimble 3300 / Firma Carl Zeiss Jena) erfolgte eine dreidimensionale Koordinatenbestimmung (X/Y/Z) in einem örtlichen Koordinatensystem. Vermessen wurde die Uferlinie sowie die gewässernahe Geländemorphologie der untersuchten Seen. Auf Basis zweier Passpunkte erfolgte mittels einer Ähnlichkeitstransformation die Umrechnung der Lokalkoordinaten in ein globales Koordinatensystem (UTM 84 / Zone 52 N). Die digitale Weiterverarbeitung und Darstellung der gewonnenen Vermessungsdaten wurde mittels des GI-Systems ArcView 3.2 vorgenommen.

6.2. Vegetationsaufnahmen

Die Vegetationsaufnahmen wurden im Zeitraum Juli bis August an jedem der untersuchten Seen durchgeführt. Die Charakterisierung der Standortvegetation erfolgte anhand einer repräsentativen Kartierungsfläche, welche vom Polygonwall am Gewässerrand bis zum beginnenden „Tiefenwasser“ der Seen verlief. Die Größe der Kartierungsflächen betrug 2 bis 3 m². Parallel wurde für jede Kartierungsfläche das Mikrorelief mittels einer horizontal gespannten Bezugsleine aufgenommen. Ausgehend vom Mikrorelief erfolgte die Einteilung der Vegetationszonen. Die Bestimmung der Gefäßpflanzen erfolgte während der Feldarbeiten nach POLUNIN (1959). Flechten und Moose wurden nicht näher bestimmt. Eine Vegetationsaufnahme im Tiefenwasserbereich konnte nicht vorgenommen werden. Die Abschätzung des Bedeckungsgrades (Dominanz) erfolgte in Anlehnung an das System von BRAUN-BLANQUET (1964, zitiert in FREY & LÖSCH 1998).

Unabhängig von der Charakterisierung der Standortvegetation in den Kartierungsflächen wurde die Vegetationszusammensetzung der stationären Emissionsmessfelder im Uferbereich der Seen beschrieben (s. Abb. 6-2).

6.3. Physikochemische Untersuchungen der Seen

6.3.1. Auftautiefen

Die Tiefe der Permafrosttafel unterhalb der Geländeoberfläche wurde täglich mittels einer Eisenstange durch Ermittlung der Eindringtiefe erfasst. Die Messungen erfolgten für jeden See an jeweils drei festen Messpunkten (Ufer, ufernaher Polygonwall und

Polygonwallkuppe). Für die Ermittlung der Auftautiefe im Sediment des Seeufers wurde die parallel erfasste Wassertiefe abgezogen. Im See IS wurde zusätzlich das Auftauverhalten des am Gewässergrund befindlichen Eiskeilrückens erfasst. Die Messungen erfolgten an einem Fixpunkt mittels Zollstock.

6.3.2. Pegelstände

Die Aufnahme der Pegelstände erfolgte täglich im Zeitraum vom 12.07. bis 02.09.2002. Hierfür wurde am 11.07.2002 pro Untersuchungsstandort eine Pegelstange in das Ufersediment gerammt und der aktuelle Pegelstand als Nullhöhe markiert. Veränderungen wurden auf Basis der Differenz von Nullhöhe und aktuellem Pegelstand ermittelt. Um zu verhindern, dass die Pegelstange ihre gesetzte Position während des fortschreitenden Auftauens des Permafrostes verändert, wurden Stangen aus Holz verwendet.

6.3.3. Sedimenttemperatur

Die Messung erfolgte täglich mittels Temperaturmessgerät (Typ DTF / UIT GmbH Dresden) mit einer 50 cm langen Stabsonde. Die Temperaturen wurden im Sediment des Seeufers, in Tiefenabständen von jeweils 5 cm, in unmittelbarer Nähe zur Messfläche der Emissionsmesshaube Typ I (s. Abb. 6-1 und Abb. 6-2) erfasst. Die Gesamttiefe wurde durch die Ausdehnung der Auftauzone festgelegt. Im Uferbereich der Seen PS1 und IS war das Sediment durch einen dichten Wurzelfilz und Wassermoose bedeckt und nicht sichtbar. Die Erfassung der Sedimenttemperatur wurde hier mit beginnendem Wurzelfilz bzw. Moosen vorgenommen. Die Wassertiefe am Messpunkt lag für PS1 zwischen 13 und 20 cm, für PS2 zwischen 38 und 52 cm und für IS zwischen 14 und 27 cm.

6.3.4. Wassertemperatur

Die Wassertemperaturen wurden täglich mittels eines Sauerstoffmessgerätes (Typ OXI 325 / Firma WTW) mit integrierter Temperatursonde erfasst. Begleitend zu den Emissionsmessungen mit der Emissionsmesshaube Typ I wurde die Temperatur an der Wasseroberfläche in unmittelbarer Nähe der Haube gemessen. Parallel zur Probenentnahme an der Emissionsmesshaube Typ II wurde die Wassertemperatur an der Oberfläche sowie in Tiefenschritten von jeweils 20 cm in unmittelbarer Nähe zur Haube ermittelt (s. Abb. 6-1 und Abb. 6-2).

6.3.5. Sauerstoffgehalt im Seewasser

Die Ermittlung des Sauerstoffgehalts im Seewasser erfolgte täglich mit Hilfe eines Sauerstoffmessgeräts der Firma WTW (Typ OXI 325). Die Messungen wurden parallel zu der in Kapitel 6.3.4 beschriebenen Erfassung der Wassertemperatur durchgeführt. Aus der gemessenen Sauerstoffkonzentration (mg l^{-1}) im Seewasser wurde nach Angaben der American Public Health Association (zitiert in NÖSEL 1978) die temperaturabhängige Sauerstoffsättigung unter Annahme eines konstanten Luftdrucks von 760 Torr ($\approx 1.013,32$ hPa) mittels Gleichung (1) bestimmt.

$$(1) \quad \text{O}_2\text{-Sättigung (\%)} = 5,12158 + 9,49584 * e^{(-T/23,56286)}$$

T – Wassertemperatur ($^{\circ}\text{C}$)

6.3.6. pH-Wert des Seewassers

Die Wasserprobenentnahme (s. Kapitel 6.3.7) sowie die anschließende Messung des pH-Wertes erfolgten am 14.07.2002. In jedem See wurde das Oberflächenwasser sowie der Gewässergrund beprobt. Für die anschließenden Messungen wurde die pH-Sonde (pH-Meter Typ Handylab / Firma SCHOTT) in einen Messbecher mit jeweils 40 ml Wasserprobenvolumen eingetaucht. Die Ablesung des Messwertes erfolgte nach 10 Minuten Verweilzeit der Sonde in der Probe.

6.3.7. Gelöstes Methan

Die Messungen der Gehalte an gelöstem Methan im Seewasser wurden am 14.07., 24.07., 03.08., 19.08. und 31.08.2002 durchgeführt. Es wurden pro Untersuchungsstandort jeweils drei Parallelproben aus zwei Tiefen entnommen. Im Oberflächenwasser erfolgte die Probenentnahme durch einen Messzylinder. Am Gewässergrund (oberhalb des Sediments) wurde die Probenentnahme mittels eines Wasserschöpfers der Firma UwiTec durchgeführt. Ein Probenvolumen von jeweils 90 ml Seewasser wurde in 120 ml Serumflaschen abgefüllt, um einen Headpace von 30 ml zu erhalten. Im Vorfeld wurden die Serumflaschen mit jeweils 33 g Natriumchloridsalz gefüllt. Die dadurch übersättigte Wasserprobe ermöglicht die Austreibung des gelösten Methans in den Headpace der Serumflasche. Um einen Verlust an ausgetriebenem Methan zu minimieren, wurden die Serumflaschen unmittelbar nach dem Befüllen mit der Wasserprobe mit einem Stopfen verschlossen. Die Bestimmung der Methangehalte wurde am Folgetag der Probenentnahme mittels Gaschromatographie (s. Kapitel 6.5.8 und 6.5.9) durchgeführt. Vor der Messung wurde jede Probe nochmals aufgeschüttelt.

6.3.8. Eisgebundenes Methan

Für die Ermittlung der Konzentration von im Eis fixiertem Methan wurde am 08.08.2002 ein Eisbohrkern aus dem Eiskeilrücken des Sees IS entnommen. Die Entnahme erfolgte in Zusammenarbeit mit Günther Stoof (AWI Potsdam) mittels eines Eiskernbohrers in einer Wassertiefe von 120 cm. Die Länge des erbohrten Eiskerns betrug 15 cm. Jeweils eine Eisprobe wurde aus dem oberen, mittleren sowie unteren Teil des Kerns entnommen und in eine 185 ml Nalgene-Dose überführt. Im Vorfeld wurden die Probengefäße mit jeweils 36 g Natriumchloridsalz gefüllt, um eine Sättigung der geschmolzenen Eisprobe bis zu einem Volumen von 100 ml zu gewährleisten (s. Kapitel 6.3.7). Die Bestimmung der Methangaskonzentration im Headspace der Nalgene-Dose wurde am Folgetag der Probenentnahme mittels Gaschromatographie (s. Kapitel 6.5.8) durchgeführt. Das Headspacevolumen wurde anschließend aus der Differenz von Gefäßvolumen und dem Volumen des geschmolzenen Eises ermittelt.

6.4. Entnahme und Analyse von Seesediment

6.4.1. Sedimentkernentnahme

Die Entnahme von Seesediment erfolgte ausschließlich für die Seen PS1 und PS2 (s. Kapitel 5.3). Hierfür wurden am 08.08. sowie am 22.08.2002 insgesamt 4 Sedimentkernbohrungen pro Untersuchungsstandort durchgeführt (s. Tab. 6-1). Die Kerne wurden von PVC-Rohren (Länge: 60 cm / Durchmesser: 6 cm) aufgenommen, welche durch ein Gewicht (Schwerelot) in das Seesediment getrieben wurden.

Tab. 6-1: Übersicht zu den entnommenen Sedimentkernen.

Bezeichnung	Länge (cm)	See	Untersuchung
LD-02 6977 MG	19,5	PS1	Methangehalt
LD-02 6977 MB	23	PS1	Methanbildung
LD-02 6977 MO	21	PS1	Methanoxidation
LD-02 6977 BPC	21	PS1	Wassergehalt, Dichte, Korngröße, DOC
LD-02 7011 MG	21	PS2	Methangehalt
LD-02 7011 MB	22	PS2	Methanbildung
LD-02 7011 MO	24	PS2	Methanoxidation
LD-02 7011 BPC	19	PS2	Wassergehalt, Dichte, Korngröße, DOC

Zur Untersuchung der mikrobiellen Methanproduktion und -oxidation im Seesediment der Standorte PS1 und PS2 wurden pro See zwei Sedimentkerne entnommen und anschließend eingefroren. Ihre Entnahme und spätere Bearbeitung im geomikrobiologischen Labor des AWI Potsdam erfolgten in Zusammenarbeit mit Frau Dipl.-Biol. Svenja Kobabe (AWI Potsdam) (s. Kapitel 6.4.7 und 6.4.8). Vom Zeitpunkt der Entnahme bis zur Bearbeitung verblieb das Kernmaterial für einen Zeitraum von etwa 3 Monaten eingefroren.

Zur Bestimmung des Methangehalts (s. Kapitel 6.4.6) sowie der Korngrößenverteilung, des DOC-Gehalts, der Bodendichte und des Bodenwassergehalts (s. Kapitel 6.4.3, 6.4.5, 6.4.2 und 6.4.3) wurden pro Gewässer zwei Kerne entnommen (s. Tab. 6-1). Die hierfür entnommenen Kerne wurden während der Geländearbeiten durch das Herausschieben aus dem PVC-Rohr mittels Sedimentkernstempel und Kernschneider in einzelne Sedimentproben zerlegt. Dies führt zu einer Komprimierung (bis zu 10 %) des Kernmaterials und somit zu einer leichten Verfälschung der ursprünglichen Lagebeziehungen der Sedimentschichten.

6.4.2. Rohdichte

Die Bestimmung der Rohdichte erfolgte vor Ort und wurde nach DIN 19683 Blatt 11 (KNOTHE et al. 2000) durchgeführt. Entsprechend der Beprobungshorizontierung wurde das Feuchtgewicht einer Kernprobe mittels einer Feinwaage bestimmt. Aus dem Quotienten von Masse (Feucht- und Trockengewicht) und Kernvolumen des beprobten Kernstücks ergibt sich die Rohdichte in g cm^{-3} .

6.4.3. Bodenwassergehalt

Die Bestimmung des Bodenwassergehalts erfolgte vor Ort und wurde nach DIN 19683 Blatt 4 (KNOTHE et al. 2000) durchgeführt. Entsprechend der Beprobungshorizontierung wurden 5 bis 10 g Frischprobe auf einer Waage mit integrierter Feuchtigkeitsbestimmung eingewogen und bei 130 °C bis auf Gewichtskonstanz eingetrocknet. Aus der Differenz von Feucht- und Trockengewicht einer Kernprobe ergibt sich der Bodenwassergehalt in Gewichtsprozent (Gew.-%).

6.4.4. Korngrößen

Die Bestimmung der Korngrößen erfolgte im Anschluss an die Expedition im Geomikrobiologischen Labor des AWI Potsdam in Zusammenarbeit mit Frau Dipl.-Biol. Svenja Kobabe (AWI Potsdam). Das hierfür verwendete Probenmaterial wurde seit dem Zeitpunkt der Sedimentkernentnahme in luftdichten Probenbeuteln aufbewahrt und kühl

gelagert. Entsprechend der Beprobungshorizontierung am Sedimentkern wurden etwa 10 g getrocknetes Probenmaterial in ein 400 ml Becherglas eingewogen. Mittels Zugabe von zunächst 3%iger und später 35%iger H_2O_2 -Lösung erfolgte die Oxidierung und Auflösung der organischen Bodensubstanz. Durch Nasssiebung wurde die Sandfraktion (> 63 bis $2000 \mu\text{m}$) von der Schluff- (> 2 bis $63 \mu\text{m}$) und Tonfraktion ($\leq 2 \mu\text{m}$) getrennt und trocken ausgesiebt (ATM Sonic Sifter). Die Schluff- und Tonfraktion wurde zunächst, basierend auf dem Stokes'schen Gesetz, nach dem Verfahren von Atterberg getrennt. Anschließend erfolgte die Bestimmung der Schluff- sowie Tonanteile mittels Sedimentationsverfahren nach Stoke am SediGraph 5001.

6.4.5. DOC-Gehalt

Für die Bestimmung der Gehalte an gelöstem organischen Kohlenstoff (DOC) wurden entsprechend der Beprobungshorizontierung des Sedimentkerns 9 g frisches Probenmaterial eingewogen und mit 45 ml dest. Wasser vermischt. Die erzeugte Suspension wurde zwei Stunden in Dunkelheit geschüttelt und anschließend mittels einer Membranpumpe über einen $45 \mu\text{m}$ Filter filtriert. Zur Hemmung biologischer Aktivität wurden die gewonnenen Bodeneluate mit 1,5 ml Natriumazid vergiftet. Die Bestimmung der DOC-Gehalte erfolgte im Anschluss an die Expedition durch Mitarbeiter des Institutes für Bodenkunde der Universität Hamburg mittels des High TOC II (Firma Elementar). Vom Zeitpunkt der Probenentnahme bis zur Analyse wurden die Proben kühl und dunkel gelagert.

6.4.6. Methangehalt

Die Bestimmung der Methangehalte erfolgte für PS1 am 08.08. und für PS2 am 22.08.2002. Entsprechend der Beprobungshorizontierung wurden drei Parallelproben von 15 bis 25 g frischen Sedimentmaterials in 50 ml Flaschen eingewogen. Zur Austreibung des darin gebundenen Methans wurden die Proben mit 20 ml gesättigter Natriumchloridlösung vermischt. Anschließend wurden die Flaschen mit einem Septum verschlossen. Die Bestimmung des Methangehalts erfolgte nach 24 Stunden mittels der Gaschromatographie (s. Kapitel 6.5.8 und 6.5.9). Die Berechnung der Methanstoffmenge erfolgte für alle Proben mit einer Lufttemperatur im Headspace von $20 \text{ }^\circ\text{C}$ und einem Luftdruck von 1.013 hPa. Vor der Messung wurde jede Probe nochmals aufgeschüttelt. Die Bestimmung des Headspacevolumens erfolgte durch Auslitern im Anschluss an die Gasanalytik.

6.4.7. Versuche zur mikrobiellen Methanproduktion

Entsprechend der Beprobungshorizontierung wurden pro Horizont jeweils dreimal 15 g Kernmaterial (Ausnahme: PS2 / 0 bis 2 cm / 10 g Kernmaterial) in 100 ml SCHOTT-Flaschen oder 120 ml Serumflaschen abgefüllt. Anschließend wurden die Flaschen mit einem Septum versiegelt. Für die Erzeugung anaerober Verhältnisse wurde die im Headspace verbleibende Luft des Probengefäßes durch Luftstickstoff (N₂) ersetzt. Nach etwa 24 Stunden (Lagerung in Dunkelheit bei 5 °C) wurde die Stickstoffbegasung wiederholt. In regelmäßigen Abständen erfolgte anschließend die Bestimmung der Methangaskonzentration im Headspace der Probengefäße (s. Kapitel 6.5.8 und 6.5.9). Über die Bestimmung des Anstiegs der Funktion aus Zeit und Methangaskonzentration lässt sich die Methanproduktionsleistung einer Sedimentprobe experimentell ableiten. Diese kann jedoch von den in situ Bedingungen abweichen. Die Bestimmung des Headspacevolumens erfolgte nach Abschluss der Methananalytik durch Auslitern mittels Messzylinder.

6.4.8. Versuche zur mikrobiellen Methanoxidation

Entsprechend der Beprobungshorizontierung wurden pro Horizont jeweils dreimal 15 g Kernmaterial (Ausnahme: PS1 / 0 bis 2 cm / 10 g Kernmaterial) in 120 ml Serumflaschen abgefüllt. Die Flaschen wurden mit einem Septum versiegelt. Anschließend wurden jeweils 7 ml Gasvolumen aus dem Headspace abgesaugt und durch 7 ml eines Methangasgemisches (3 % Methan / 97 % synthetische Luft) ersetzt. Nach einer Lagerungszeit von etwa 24 Stunden (in Dunkelheit bei 5 °C) wurde der Headspace mit synthetischer Luft belüftet und anschließend erneut 8 ml Gasvolumen des Headspace durch 8 ml des genannten Gasgemisches ersetzt. Für die Untersuchung der mikrobiellen Oxidationsleistung befanden sich zu Beginn der Gasanalytik etwa 2000 ppmv Methangas im Headspace der Probengefäße. Dies entspricht in etwa den Konzentrationsverhältnissen im ungestörten Sediment. In regelmäßigen Abständen erfolgte anschließend die Bestimmung der Methangaskonzentration im Headspace der Probengefäße (s. Kapitel 6.5.8 und 6.5.9). Über die Bestimmung des Anstiegs der Funktion aus Zeit und Methangaskonzentration lässt sich die Methanoxidationsleistung einer Sedimentprobe experimentell ableiten. Diese kann jedoch von den in situ Bedingungen abweichen. Die Bestimmung des Headspacevolumens erfolgte nach Abschluss der Methangasanalytik durch Auslitern mittels Messzylinder.

6.5. Messung der Methanemissionen

6.5.1. Prinzip der Haubenmessung zur Erfassung von Methanemissionen

Für die lokale Erfassung von Methanemissionen werden häufig Emissionsmesshauben eingesetzt (THEBRATH 1991; MORISSEY & LIVINGSTON 1992; CHRISTENSEN et al. 1995; LIVINGSTON & HUTCHINSON 1995; SEMILETOV et al. 1996; PHELPS et al. 1998; NAKANO et al. 2000; PFEIFFER et al. 1999). Durch das Aufsetzen einer Haube auf die zu untersuchende Methanquelle wird das Gasvolumen im Inneren der Haube von der Atmosphäre isoliert. Methangas kann nun ausschließlich aus der zu untersuchenden Quelle in die Haube gelangen. Durch die Erfassung der Veränderung der Methangaskonzentration im isolierten Haubenvolumen (Messkammer) lässt sich auf Basis von abgedeckter Fläche und Isolationszeit die Emissionsleistung der untersuchten Methanquellen ableiten.

Für die im Rahmen der Diplomarbeit durchgeführten Emissionsmessungen wurden eigens zwei verschiedene Haubensysteme konstruiert und eingesetzt (s. Kapitel 6.5.2 und 6.5.3). Beide Haubentypen bestehen aus transparenten PVC-Teilen, welche miteinander verklebt und zur Isolierung mit einer Polyurethanmasse abgedichtet wurden. Durch das Anbringen von Styroporelementen wurden die Hauben schwimmfähig gemacht. Aus den Hauben gewonnene Gasproben wurden mittels Methoden der Gaschromatographie (s. Kapitel 6.5.8) untersucht. Anschließend erfolgte die Berechnung der Methanstoffmengen sowie der Emissionsleistungen der untersuchten Quelle (s. Kapitel 6.5.9).

6.5.2. Konstruktion der Emissionsmesshaube Typ I

Die Emissionsmesshaube Typ I wurde für die Untersuchung der pflanzenvermittelten Methanemissionen (s. Kapitel 4.2.4) durch emerse Gewässervegetation konzipiert. Die quaderförmige Haube bedeckt eine quadratische Fläche von 0,25 m² und besitzt bei einer Höhe von 20 cm ein Gesamtvolumen von 50 l (Messkammer). Ein externes Kreislaufsystem aus Tygon-Schläuchen verbindet eine Membranpumpe sowie einen verschließbaren Gasprobennehmer (Gasmaus) durch einen Zu- und Ablauf mit der Messkammer (s. Abb. 6-2). Durch das Aktivieren der Membranpumpe kann das Gasvolumen der isolierten Messkammer umgewälzt werden. Das verwendete Kreislaufsystem dient der störungsfreien Entnahme einer Gasprobe, welche repräsentativ für das gesamte Gasvolumen der Messkammer ist (PFEIFFER et al. 1999). Insgesamt wurden drei Hauben dieses Typs gebaut.

6.5.3. Konstruktion der Emissionsmesshaube Typ II

Die Emissionsmesshaube Typ II wurde konzipiert für die Untersuchung von Methanemissionen der freien Wasseroberfläche via Diffusion an der Grenze Wasser-Luft

sowie durch aus dem Sediment freigesetzte Gasblasen. Dafür wurde eine Emissionsmesshaube Typ I (s. Kapitel 6.5.2) mit einer pyramidenförmigen Messhaube kombiniert (s. Abb. 6-1). Die verwendeten Pyramidenhauben sind etwa 16 cm hoch und bedecken eine Fläche von $0,25 \text{ m}^2$. Ihre Anbringung erfolgte unterhalb der Quaderhaube, so dass beide Hauben die gleiche Fläche abdecken. Durch die Pyramide können unter der Wasseroberfläche aufsteigende Gasblasen aufgefangen werden. Gleichzeitig wird verhindert, dass die Gasblasen in die für Diffusionsmessungen vorgesehene Messkammer der darüber befindlichen Quaderhaube gelangen. Für die Entnahme von Gasproben aus der Pyramidenhaube wurde ein PVC-Rohr (Durchmesser: 2,3 cm) montiert, welches die Pyramidenspitze zentral mit dem Deckel der Quaderhaube verbindet. Für das spätere Auffangen von Gasblasen wurde das PVC-Rohr mittels eines Gummistopfens verschlossen. Parallel zum Einfangen von Gasblasen über die Pyramide, kann in der Messkammer der aufschwimmenden Quaderhaube die Diffusionsleistung von der freien Wasseroberfläche untersucht werden. Insgesamt wurden drei Hauben des Typs II gebaut.

6.5.4. Messanordnung der Emissionsmesshaube Typ I – Emerse Ufervegetation

Die Emissionsmesshaube Typ I wurde im Uferbereich mit emerse Vegetation der Seen PS1, PS2 und IS eingesetzt (s. Abb. 6-1 und Abb. 6-2). Die Messungen erfolgten, soweit möglich, alle 48 Stunden zwischen 12.00 und 16.00 Uhr. Dafür wurden die Hauben an einem stationären Messfeld auf die Wasseroberfläche aufgesetzt. Für das Erreichen der normalen Schwimmtiefe im Zuge des Druckausgleichs zur Atmosphäre erfolgte die komplette Isolierung der Messkammer durch das Anschließen des Kreislaufsystems erst nach ein bis zwei Minuten. Für die anschließende Emissionsmessung verblieb die Haube für 30 min auf dem Messfeld. Nach einer Messdauer von 25 min erfolgte die fünfminütige Umwälzung des Gasvolumens der Messkammer über den Gasprobennehmer. Anschließend wurde die Gasmaus verschlossen und für die spätere Gasanalytik (spätestens nach 72 h) aus dem Kreislauf entfernt. Zur Ermittlung der Methangaskonzentration in der Messkammer zu Beginn einer Messung wurde gleichzeitig eine Gasprobe der Atmosphärenluft genommen. Wenn dies nicht möglich war, wurde eine Standardkonzentration von 1,7 ppmv für atmosphärisches Methangas angenommen. Die Bestimmung des Messkammervolumens (Headspace) während der Messung erfolgte mittels einer integrierten Skala. Markiert durch den jeweiligen Wasserpegel im Inneren der Haube, konnte die Eintauchtiefe der Messkammer und somit das Volumen direkt abgelesen werden. Das externe Gasvolumen von Membranpumpe, Gasmaus und Schläuchen wurde aufgrund der geringen Größe vernachlässigt.

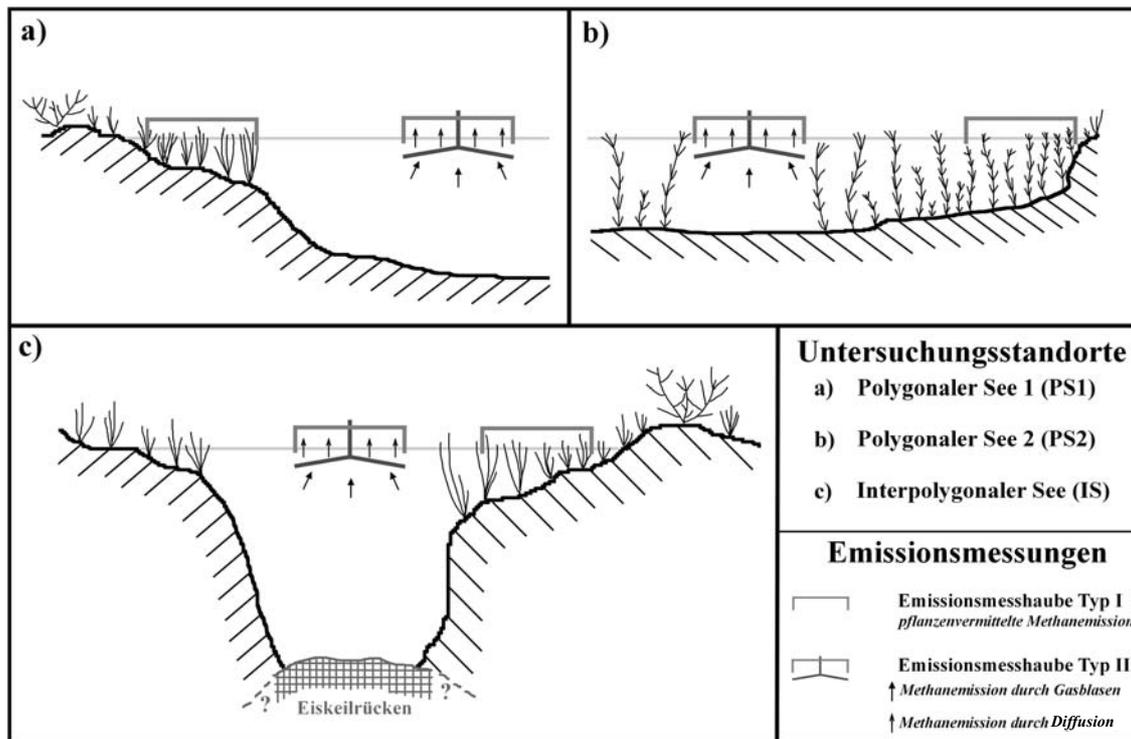


Abb. 6-1: Schema der Messanordnung der verwendeten Emissionsmesshauben an den Untersuchungsstandorten.

6.5.5. Messanordnung der Emissionsmesshaube Typ II – Freie Wasseroberfläche

Die Emissionsmesshaube Typ II wurde im Freiwasserbereich der untersuchten Seen PS1, PS2 und IS eingesetzt (s. Abb. 6-1 und Abb. 6-2). Um den Einfluss einer pflanzenvermittelten Methanemission auszuschließen, wurden Standorte ausgewählt, die (außer Wassermoos am Gewässergrund) keine Vegetation aufwiesen. Die Messkammer wurde mit Aluminiumfolie abgedeckt, um Störungen (künstliche Erwärmung, photochemische Reaktionen) durch Sonneneinstrahlung zu vermeiden. Um zu gewährleisten, dass die aufgefangenen Gasblasen störungsfrei bis zum Probenentnahmepunkt am oberen Ende des PVC-Rohrs (Stopfen) vordringen, musste der im Rohr verbliebene Gasraum durch Seewasser ersetzt werden. Mittels einer Vakuumpumpe wurde das Seewasser bis oberhalb des normalen Wasserpegels (≈ 20 cm) an den Stopfen heran gesaugt. Die Hauben wurden mittels Verankerungen am Ufer stationär installiert und verblieben während des gesamten Geländeaufenthaltes an ihrem festgelegten Standort. Die Emissionsmessungen erfolgten, soweit möglich, alle 48 Stunden zwischen 12.00 und 16.00 Uhr. Die Emissionsleistung konnte somit ohne große Unterbrechung für einen Zeitraum von 2 Tagen erfasst werden. In Einzelfällen musste die Messdauer auf 24 Stunden verkürzt bzw. auf 72 Stunden verlängert werden. Mögliche Auswirkungen auf die ermittelten Emissionswerte konnten nicht festgestellt werden. Über den Stopfen der Pyramidenhaube erfolgte die Entnahme der aufgefangenen Gasblasen. Hierfür wurden 10 oder 20 ml Spritzen (Firma Omnifex) verwendet. Gewonnene Gasproben wurden für die spätere Gasanalytik (s. Kapitel 6.5.8) in Röhrchen mit gesättigter

Natriumchloridlösung (maximal 15 ml Gasvolumen) konserviert. Das entnommene Gesamtgasvolumen wurde durch die Skala der verwendeten Spritzen ermittelt. Die Entnahme von Gasproben aus der Quaderhaube zur Erfassung der Diffusionsleistung wurde in gleicher Weise wie bei der Emissionsmesshaube Typ I durchgeführt (s. Kapitel 6.5.2). Die dafür erforderlichen Komponenten Umwälzpumpe und Gasmaus konnten während der zweitägigen Messzeit nicht auf der Haube verbleiben. Sie wurden erst unmittelbar vor der Probenentnahme über zwei verschließbare 2-Wege-Hähne an das isolierte Messkammervolumen angeschlossen. Die dadurch auftretende Verdünnung (atmosphärische Methangaskonzentration in Gasmaus, Umwälzpumpe, Schläuche) der ursprünglichen Methangaskonzentration der Messkammer kann mittels der folgenden Gleichungen beschrieben werden.

$$(1) \quad \text{CH}_{4\text{Messung}} = \text{CH}_{4\text{Haube}} + \text{CH}_{4\text{Maus}}$$

$\text{CH}_{4\text{Messung}}$ – absolutes gemessenes Methanvolumen (m^3)
 $\text{CH}_{4\text{Haube}}$ – ursprüngliches absolutes Methanvolumen in der isolierten Messkammer (m^3)
 $\text{CH}_{4\text{Maus}}$ – absolutes Methanvolumen der integrierten Gasmaus (m^3)

Stellt man die Gleichung (1) für die Berechnung der ursprünglichen relativen Methangaskonzentration (ppmv) der isolierten Messkammer um, so erhält man folgende Gleichung.

$$(2) \quad \text{N}_{\text{Haube}} = \frac{(\text{N}_{\text{Messung}} * \text{V}_{\text{Messung}}) - (\text{N}_{\text{Maus}} * \text{V}_{\text{Maus}})}{\text{V}_{\text{Haube}}}$$

N – relatives Methanvolumen (ppmv) der entsprechenden Komponente
 V – Volumen der entsprechenden Komponente (m^3)

Da die Eingangswerte aus Gleichung (2) bis auf die Variablen $\text{N}_{\text{Messung}}$ und N_{Haube} nahezu konstant sind lässt sich die Gleichung wie folgt vereinfachen.

$$(3) \quad N_{\text{Haube}} = N_{\text{Messung}} * K_1 - K_2$$

$$K_1 = \frac{V_{\text{Messung}}}{V_{\text{Haube}}}$$

$$K_2 = \frac{(N_{\text{Maus}} * V_{\text{Maus}})}{V_{\text{Haube}}}$$

Die in die Gleichung (3) eingehenden Variablen K_1 und K_2 ($K_1 \approx 1$ und $K_2 \approx 0$) lassen sich aufgrund der vergleichsweise geringen Methangaskonzentration sowie dem geringen Volumen der Gasmaus vernachlässigen. Das gemessene Methangasvolumen ist demnach gleich dem ursprünglichen Methanvolumen der isolierten Haube. Der Verdünnungseffekt liegt unterhalb der Nachweisgrenze der Gasanalytik und kann vernachlässigt werden (s. Kapitel 6.5.8).



Abb. 6-2: Installierte Emissionsmesshauben an den drei Untersuchungsstandorten IS (a), PS2 (b) und PS1 (c) (August 2002).

Die Bestimmung des jeweiligen Messkammervolumens (Headspace) erfolgte in gleicher Weise wie bei der Emissionsmesshaube Typ I (s. Kapitel 6.5.4). Nach der Probenentnahme

wurde die Methangaskonzentration der Messkammer durch mehrmaliges Anheben der Haube wieder der atmosphärischen Methangaskonzentration angeglichen. Anschließend wurde die Messkammer durch das Verschließen der 2-Wege-Hähne erneut von der Atmosphäre isoliert.

6.5.6. Prüfung des Anstiegs der Methankonzentration in der Emissionsmesshaube

Für die Beurteilung des Anstiegs der Methangaskonzentration in der Emissionsmesshaube Typ I wurde am 29.07.2002 auf den stationären Messflächen im Uferbereich der drei Untersuchungsstandorte ein Einzelversuch mit einer Gesamtmesszeit von jeweils 60 min durchgeführt. Im Abstand von 15 min (0/15/30/45/60 min) wurden 5 Gasproben aus der Messkammer genommen (s. Kapitel 6.5.4). Die Methangaskonzentration in den Hauben nahm an allen drei Standorten linear zu. Die Berechnung der Regressionsgeraden für die Parameter Abdeckzeit (x) und Konzentrationsanstieg von Methangas (y) in der Haube haben für alle drei Standorte Korrelationskoeffizienten von 0,99 ergeben. In keinem der drei Standorte sind Rückkopplungseffekte in Form einer Abnahme des Konzentrationsanstieges mit zunehmender Messdauer erkennbar. Die Linearität blieb bis zur maximal erfassten Konzentration von 22,7 ppmv erhalten (s. Abb. 6-3). Die im Rahmen der saisonalen Methanemissionsmessungen im Uferbereich erfasste Maximalkonzentration betrug 18,5 ppmv (PS1). Demnach hat die 30-minütige Messdauer der verwendeten Messanordnung der Emissionsmesshaube Typ I keine Auswirkungen auf die Methanemissionen der stationären Messflächen im Uferbereich. Die gewählte Messdauer ist für die Beurteilung der Methanemissionsleistung zweckmäßig.

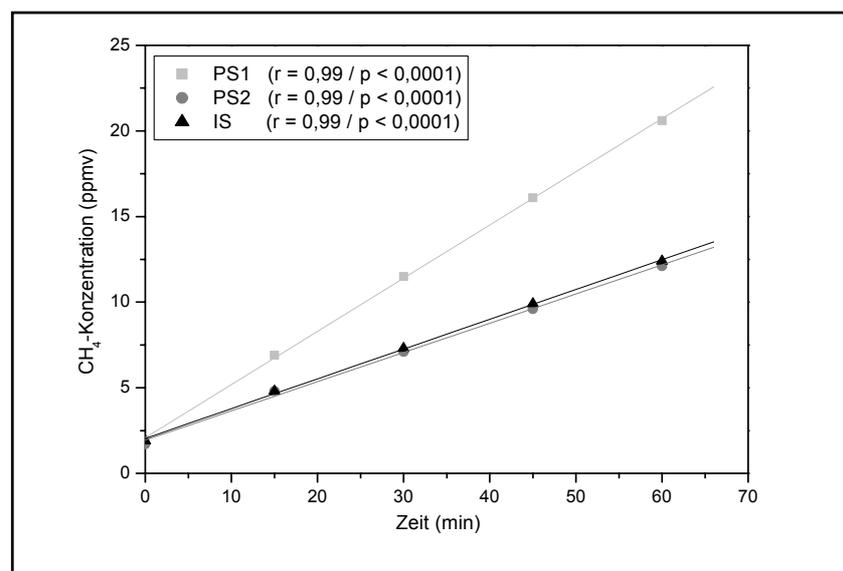


Abb. 6-3: Anstieg der Methangaskonzentration in den Emissionsmesshauben Typ I im vegetationsbestandenen Uferbereich der untersuchten Seen innerhalb von 60 min.

Aus der ermittelten Regressionsgeraden lassen sich Methanemissionsleistungen in Abhängigkeit der Zeit berechnen. Die ermittelten Methanemissionsleistungen aus der im Rahmen der Arbeit verwendeten Methode (s. Kapitel 6.5.4) und den abgeleiteten Methanemissionsleistungen aus der Funktion der Regressionsgeraden zeigen keine deutlichen Abweichungen. Bei der Extrapolation der Messwerte aus der halbstündigen (2 Gasproben) bzw. einstündigen (5 Gasproben) Messung auf die Tagesemissionsleistung liegt der errechnete Fehler zwischen den Ergebnissen beider Methoden bei $\pm 0,77 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (s. Tab. 6-2). Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit verwendete Methode sowie Messanordnung der Emissionsmesshauben Typ I zur Ermittlung der Methanemissionsleistung einer Fläche (s. Kapitel 6.5.4) erzielt demnach nutzbare Ergebnisse bei geringerem Messaufwand.

Tab. 6-2: Vergleich der Ergebnisse zweier verschiedener Methoden der Messung von Methanemissionsleistungen eines Standorts (Auswertungsschema nach LOZÁN & KAUSCH 1998).

See	Methanemission ($\text{mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)		Σ_{xx}
	Methode I ¹⁾	Methode II ²⁾	
PS1	50,96	49,71	0,78
PS2	27,77	26,54	0,76
IS	27,77	27,07	0,25
m = 3	n = 6		1.79
Messfehler = $\pm 0,77 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$			

1) Methanemissionsleistung aus Differenz von Methangaskonzentration nach 30 min Abdeckung und der Atmosphärenkonzentration (im Rahmen der Arbeit verwendete Methode)

2) Methanemissionsleistung aus der Linearfunktion von Messzeit (x) und Konzentrationsanstieg von Methangas (y) in der Haube (Messung der Konzentration bei 0, 15, 30, 45 und 60 min Abdeckung)

6.5.7. Versuche zur Methanvermittlungsfunktion emerser Gefäßpflanzen

Für die gezielte Untersuchung von Methangasemissionen durch pflanzenvermittelten Gastransport wurden mit Hilfe der Emissionsmesshaube Typ I spezielle Versuche durchgeführt. Die Anzahl der Triebe einer Pflanzenart, welche sich während einer Emissionsmessung innerhalb der Messkammer befanden, wurde gezielt kontrolliert. Anhand dieser Versuche können Aussagen über die Bedeutung einer Pflanzenart als Methangasvermittler abgeleitet werden. Alle Versuche wurden auf den stationären Messfeldern am Seeufer der drei Untersuchungsstandorte durchgeführt.

Im See PS2 wurden Versuche zur Methangasvermittlung von *Arctophila fulva* durchgeführt. Bedingt durch die Wuchsform dieses Süßgrases konnte die Anzahl der Triebe durch einfaches Herausziehen aus der Messkammer kontrolliert werden (s. Abb. 6-1 und Abb. 7-23). Die Pflanzen blieben dabei intakt, so dass die Versuche beliebig wiederholbar waren. Es wurden insgesamt drei Einzelversuche (06.08./16.08./20.08.2002) durchgeführt. Gleichzeitig konnten alle Emissionsmessungen mit erfasster Triebanzahl für die Untersuchung der Methanvermittlungsfunktion von *A. fulva* genutzt werden. In einem Einzelversuch vom 02.08.2002 wurde die Methangaskonzentration in der internodialen Markhöhle emerger Sprossbereiche von *A. fulva* bestimmt. Mit einer 5 ml Spritze (Firma Omnifex) wurde eine Gasprobe von 1 ml aus der Markhöhle entnommen. Die Entnahme erfolgte parallel an 6 benachbarten Trieben jeweils um 11.15 Uhr, 15.15 Uhr und 20.30 Uhr. Unmittelbar danach wurden die Gasproben zur Konservierung in Röhrchen mit gesättigter Natriumchloridlösung gespritzt. Ähnliche Versuche wurden bereits von WHITING & CHANTON (1996) zur Bestimmung der Methangaskonzentration im Lakunalgewebe von *Typha latifolia* und *Peltandra virginica* durchgeführt. CHANTON et al. (1992) entnahmen mittels Spritzen Gasproben aus dem Spross von *A. fulva* und *Carex rostrata* zur Untersuchung der Fraktionierung von im Methangas gebundenen Kohlenstoffisotopen.

Am Standort IS wurden am 01.09.2002 Versuche zur Methanvermittlungsfunktion von *C. aquatilis* durchgeführt. Am Standort PS1 erfolgten Versuche zur Methanvermittlungsfunktion von *C. aquatilis* und *C. chordorrhiza* am 03.09.2002. Die Kontrolle der unter der Haube befindlichen Triebanzahl von *C. aquatilis* und *C. chordorizha* erfolgte durch schrittweises Abschneiden der Triebe unterhalb der Wasseroberfläche. Die Versuche waren nicht wiederholbar und wurden daher einmalig am Ende der Messkampagne durchgeführt. Für die Emissionsmessungen während der Pflanzenvermittlungsversuche am Standort PS1 betrug die Verschlusszeit der Haube nur 20 min pro Messung.

6.5.8. Gasanalytik

Die Methangasanalytik wurde während der Expedition mit einem Gaschromatographen (GC) der Firma Chrompack (Typ CP 9003) durchgeführt. Die Auftrennung der Gase musste aufgrund technischer Probleme über zwei unterschiedliche Trennsäulen und voneinander abweichenden Temperatureinstellungen vorgenommen werden. Zu Beginn der Geländearbeiten wurde eine Trennsäule des Typs CH₄-Poraplot Q (Länge: 25 m / Innendurchmesser: 20 µm / Außendurchmesser: 0,53 mm) mit einer Injektortemperatur von 160 °C, einer Ofentemperatur von 40 °C und einer Detektortemperatur von 160 °C verwendet. Die Auftrennung von Gasproben, die nach dem 11.08.2002 gewonnen wurden, erfolgte über eine Trennsäule des Typs Molsieve (Länge: 25 m / Innendurchmesser: 20 µm, Außendurchmesser: 0,53 mm) mit einer Injektortemperatur von 160 °C, einer

Ofentemperatur von 120 °C und einer Detektortemperatur von 160 °C. Als Trägergas wurde in beiden Fällen Helium mit einem Säulendruck von 90 kPa verwendet. Das Einspritzvolumen für eine Gasprobe betrug 100 µl und wurde mittels einer 500 µl Spritze der Firma Hamilton injiziert. Die Bestimmung des Methangasanteils einer eingespritzten Probe erfolgte über einen Flammenionisationsdetektor (FID). Die anschließende Berechnung des Methangasvolumens (ppmv) einer Gasprobe erfolgte über die Erstellung einer Linearfunktion mittels zweier Eichgase (Zweipunkteichung). Als Eichgase kamen Gasgemische der Firma Linda AG mit Methankonzentrationen von 10 ppm, 5020 ppm, 25.000 ppm und 500.000 ppm zum Einsatz. Der auftretende Messfehler bei der Bestimmung des Methangasvolumens einer Gasprobe lag bei maximal 5 Prozent.

Die Methangasanalytik für die Untersuchung von Methanbildung und Methanoxidation der beprobten Seesedimente (s. Kapitel 6.4.7 und 6.4.8) wurde mit einem Gaschromatographen der Firma Agilent (GC-6890 Serie) im Geomikrobiologischen Labor des AWI Potsdam durchgeführt. Die Ofentemperatur betrug 45°C, die Injektortemperatur 160 °C und die FID-Temperatur 250 °C.

6.5.9. Berechnung der Emissionsleistungen

Die Berechnung der Methanemissionsleistungen erfolgte auf Basis der ermittelten Methangasvolumen aus der Gasanalytik (s. Kapitel 6.5.8). Die Differenz von Start- und Endwert einer Haubenmessung ergibt das tatsächlich emittierte Methangasvolumen. Mittels der Zustandsgleichung idealer Gase (s. Gl. (1)) können aus den gewonnen Messwerten der Methangasvolumen Stoffmengen berechnet werden (HERMANN 1993). Aus der Beziehung von emittierter Methanstoffmenge zur Messfläche und Messzeit wird die Methanemissionsleistung berechnet.

$$(1) \quad n = \frac{p \cdot V}{R \cdot T}$$

n	–	Stoffmenge (CH ₄) in mol (M = 16,043 g mol ⁻¹)
p	–	Luftdruck zum Zeitpunkt der Messung in Pa
V	–	ermitteltes Gasvolumen (CH ₄) in m ³
R	–	allgemeine Gaskonstante (8,31451 J K ⁻¹ mol ⁻¹)
T	–	Lufttemperatur während der Messung in K

Die in der Gleichung (1) benötigten Werte der Lufttemperatur und des Luftdrucks wurden parallel zu den Emissionsmessungen mittels eines Digitalthermometers (Typ GTH 1100/2

DIF Greisinger Electronic) bzw. eines Präzisions-Digitalgrobvakuummeters (Typ GDH 12 A Greisinger Electronic) erfasst.

6.6. Fernerkundungsmethoden und Anwendung von GI-Systemen

6.6.1. Untersuchung der Verbreitung frostmusterbedingter Seen auf Samoylov

Für die Untersuchung der Verbreitung frostmusterbedingter Seen auf Samoylov wurden Methoden der Fernerkundung sowie GI-Systeme eingesetzt. Die Gewässererkennung erfolgte auf Basis eines Fotos des Satellitensystems CORONA. Die digitale Verarbeitung der Satellitendaten wurde mit der Software ERDAS IMAGINE 8.5 vorgenommen.

6.6.2. Verwendetes Bildmaterial

Das im Rahmen der vorliegenden Arbeit verwendete Satellitenfoto wurde durch das amerikanische Satellitensystem Corona KH-4A aufgenommen. Das KH-4A System besitzt zwei Panorama-Kameras mit jeweils einer in Flugrichtung sowie einer entgegen der Flugrichtung gerichteten Kamera. Der Abstand der Orbitalbahn zur Erdoberfläche lag bei etwa 185 km. Das Bildformat der panchromatischen Filmstreifen (Länge: ≈ 457 m / Breite 70 mm) beträgt etwa 760 x 55 mm pro Aufnahme. Die maximale Objektauflösung beträgt etwa 9 ft ($\approx 2,7$ m). Das verwendete Satellitenfoto wurde am 18. Juli 1964 aufgenommen und zeigt einen schmalen Streifen (17 * 232 km) des südlichen Lena-Deltas mit der Insel Samoylov. Das Foto lag als Dia-Positiv-Filmstreifen vor und besitzt einen Bildmaßstab von etwa 1 : 305.000.

6.6.3. Digitalisierung und Georeferenzierung

Das verwendete Satellitenfoto (Dia-Positiv-Streifen) wurde durch das Landesvermessungsamt Brandenburg digitalisiert. Die Digitalisierung erfolgte durch einen Bildscanner bei 900 dpi Auflösung und einer Vergrößerung von 400 %. Die Digitalisierung der Grauwertinformation erfolgte im 8-bit Modus. Die errechnete Pixelgröße der digitalisierten Szene liegt bei 2,17 * 2,17 m.

Die Georeferenzierung des digitalen Satellitenfotos erfolgte nur für einen Bildausschnitt mit der Insel Samoylov. Hierfür wurden während des Geländeaufenthaltes insgesamt 20 Koordinatenpasspunkte auf der Insel Samoylov aufgenommen. Die Bestimmung der Punkte erfolgte vor Ort mittels des unreferenzierten Satellitenfotos. Genutzt wurden Kreuzungspunkte von Polygonwällen sowie markante Gewässerpunkte. Die Ermittlung der

Passpunktkoordinaten erfolgte durch ein GPS-Gerät der Firma Garmin. Die Koordinaten wurden im UTM-System (WGS 84 / 52 N) ausgegeben. Die Messabweichung lag zwischen 3 und 4 m. Von den 20 aufgenommen Koordinatenpunkten wurden 19 als Passpunkte für die Georeferenzierung genutzt. Als Transformationsalgorithmus kam eine Polynominaltransformation 1^{er} Ordnung zur Anwendung (ERDAS 1999). Die Neuberechnung der DN-Werte im referenzierten Bild erfolgte durch das Cupic Convolution Verfahren (LILLESAND & KIEFER 1994; ERDAS 1999). Die Positionsabweichung im referenzierten Bild lag bei etwa 4 m. Die Basisdaten zum referenzierten Satellitenfoto sind in Tab. 6-3 zusammengefasst.

Tab. 6-3: Basisdaten zum verwendeten referenzierten Satellitenfoto.

Bildatensatz CORONA-KH4A 18.07.1964 (Insel Samoylov)		
Referenzierung	Projektion	UTM 84 – Zone 52 N
	Spheroid	WGS 84
	Datum	WGS 84
	Einheit	Meter
	RMS-Total	1,8319
	RMS-X	1,2977
	RMS-Y	1,2929
Bild-Eigenschaften	Reihen	2790
	Spalten	2536
	Pixelgröße	2 x 2 m
	Grauwertverteilung	8 bit
	DN-Maximum	255
	DN-Minimum	6

6.6.4. Objektklassifikationen

Für die Gewässererfassung wurden nur die III. und IV. Terrasse der Insel Samoylov genutzt (s. Kapitel 5.2). Sie entsprechen dem Landschaftsbild einer Polygonalen Tundra (s. Kapitel 4.1.1). Die Festlegung der Klassifikationsfläche erfolgte manuell auf Basis der nach PFEIFFER et al. (1999) angegebenen geomorphologischen Gliederung Samoylovs. Die östlichsten Bereiche der Insel konnten für die Klassifikation nicht genutzt werden. Hier traten zum Zeitpunkt der Satellitenbildaufnahme Wolken auf. Die Klassifikationsfläche beinhaltet daher nur etwa 57 % der Gesamtfläche der Polygonalen Tundra Samoylovs.

Die Erfassung der Gewässer Samoylovs erfolgte auf Basis einer Binärbilderzeugung mit statischem Schwellenwert. Nach HABERÄCKER (1986) kann ein geeigneter Schwellenwert bestimmt werden, wenn der prozentuale Anteil des gesuchten Objektes im Bild bekannt ist und es sich durch deutlich höhere oder niedrigere Grauwerte vom Objekthintergrund abgrenzt. Die spektralen Eigenschaften von Wasserflächen ermöglichen die Absorption eines Großteils der eingehenden Strahlungsenergie (LILLESAND & KIEFER 1994; SCHWOERBEL 1999). Daher zeichnen sich Wasserflächen im Satellitenfoto durch deutlich niedrigere DN-Werte aus als die Umgebung. Nach Gleichung (1) ist der Schwellenwert (S) der Binärisierung so zu wählen, dass c die maximale Zahl ist für die gilt:

$$(1) \quad \sum_{k=0}^S A_O(k) \leq O$$

A_O – Flächenanteil der Pixel mit dem DN-Wert k

O – bekannter Flächenanteil des gesuchten Objektes im Bild

Als bekannte Referenzgröße des gesuchten Objektes im Klassifikationsgebiet wurden die Vermessungsdaten der Untersuchungsstandorte PS1 und PS2 genutzt (s. Kapitel 6.1 und 7.1.2). Zusammen decken sie eine Fläche von 298 m² ab. Im Satellitenfoto von 1964 sind beide Seen erkennbar. Sie weisen keine feststellbaren Unterschiede zu ihrer rezenten Erscheinung auf. Für die Bestimmung eines geeigneten Schwellenwertes wurde ein Bildbereich genutzt, welcher nur die beiden Gewässer und ihre umliegenden Bereiche mit einschließt. Bei sukzessiver Erhöhung des DN-Wertes erfolgt der Vergleich der im binärisierten Bild erfassten Seenfläche mit der bekannten Fläche von 298 m² aus der Vermessung im Gelände. Als beste Näherung konnte ein DN-Wert von 104 ermittelt werden (s. Abb. 6-4). Die im Satellitenfoto erfasste Flächengröße beider Seen liegt damit bei 288 m² und unterschätzt den Wert der Vermessung nur um 10 m². Die Abweichung der individuellen Flächengrößen der Seen betrug für PS1 17 m² (unterschätzt) und für PS2 7 m² (überschätzt). Vergleichend mit den Vermessungsdaten liegen die prozentualen Abweichungen der durch die Binärisierung erfassten Seenflächen zwischen 3,3 und 10,3 % (s. Tab. 6-4).

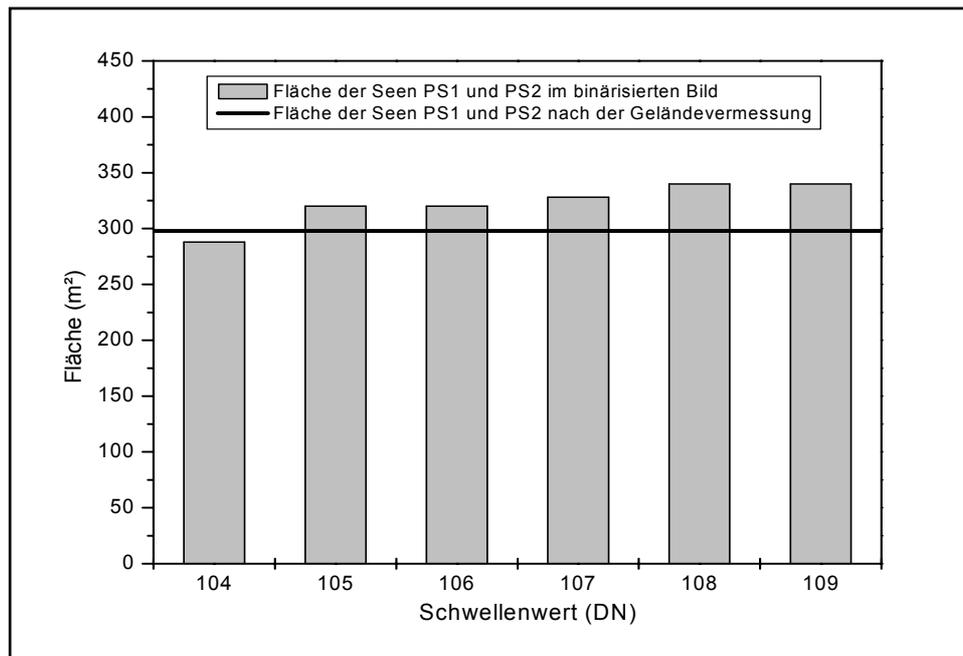


Abb. 6-4: Ermittlung des Schwellenwertes (DN-Wert) für die Gewässerklassifikation auf der Insel Samoylov.

Tab. 6-4: Vergleich der erfassten Seenflächen aus der Gewässervermessung und dem Ergebnis der Satellitenbildklassifikation (Schwellenwert $DN \leq 104$).

See	Gewässergröße (m ²)		Differenz	
	Vermessung	Klassifikation	in m ²	in %
PS1	165	148	17	10,3
PS2	133	140	7	5,0
PS1/PS2	298	288	10	3,3

6.7. Fremddaten

6.7.1. Klimatische Messungen

Die Erfassung von Niederschlag, Lufttemperatur (0,5 und 2,0 m Höhe), relativer Luftfeuchtigkeit (0,5 und 2,0 m Höhe), Windrichtung und -geschwindigkeit erfolgte vom 01.06. bis 04.09.2002 durch die Klimastation der Insel Samoylov (Betreiber AWI Potsdam). Die Erfassung des Luftdrucks erfolgte vom 12.07. bis 04.09.2002 durch Herrn Dipl.-Biol. Lars Kutzbach (AWI Potsdam) sowie Herrn Dipl.-Ing. Christian Wille (AWI Potsdam) im Zuge von Gasflussmessungen mittels der Eddy-Kovarianz-Methode. Die automatisierten Messungen basierten auf einem Messintervall von 0,2 Hz. Die Datenausgabe erfolgte in Form von viertel-, halb- oder einstündigen Mittelwerten.

6.7.2. Untersuchung der Anionen- und Kationengehalte im Seewasser

Im Rahmen von Gewässeruntersuchungen auf der Insel Samoylov erfolgte Mitte August 2002 durch Herrn Sebastian Wetterich (Student der Universität Potsdam) eine einmalige Erfassung der Gehalte an verschiedenen Anionen und Kationen in den Untersuchungsstandorten PS1, PS2 und IS. Gemessen wurden Leitfähigkeit, Gesamt- und Karbonathärte sowie die Gehalte von Ammonium-, Nitrat-, Nitrit- und Phosphat-Ionen. Die Probenentnahme erfolgte im Oberflächenwasser des Seeufers.

7. Ergebnisse

7.1. Allgemeine Standortcharakterisierung

7.1.1. Klimatische Bedingungen während des Untersuchungszeitraums

Von den zur Verfügung stehenden Klimadaten (s. Kapitel 6.7.1) wurden Lufttemperatur und relative Luftfeuchtigkeit in 0,5 m Höhe sowie Niederschlag, Luftdruck und Windgeschwindigkeit ausgewertet. Der betrachtete Zeitraum beschränkt sich auf die klimatische Entwicklung vom 01.07.2002 bis zum 04.09.2002 (s. Abb. 7-1).

Die Lufttemperatur zeigt im Zeitraum Juli bis Anfang September eine deutlich saisonale Entwicklung. Von Mitte Juli bis Anfang August werden die höchsten Werte (23.07.2002 $\approx 25^\circ\text{C}$) erreicht. Ende August bis Anfang September fällt die Lufttemperatur wieder deutlich ab. Am 04.09.2002 wurde mit $-0,5^\circ\text{C}$ die niedrigste Temperatur gemessen. Im Mittel lag die Lufttemperatur bei $10,0 \pm 5,3^\circ\text{C}$. Während des gesamten Untersuchungszeitraums treten starke Schwankungen der Lufttemperatur auf. Im Juli werden mit Temperaturen zwischen etwa 0 und 25°C die größten Spannweiten erreicht.

Die relative Luftfeuchtigkeit schwankt im saisonalen Verlauf sehr stark zwischen minimal etwa 40 % und maximal 100 %. Eine saisonal differenzierte Entwicklung der Luftfeuchtigkeit ist nicht erkennbar. Im Mittel lag sie bei etwa $80 \pm 14,1\%$.

Die Niederschlagsmengen im Zeitraum Juli bis Anfang September sind sehr gering. Etwa 77 mm Niederschlag pro m^2 wurden insgesamt gemessen. Der überwiegende Teil ($\approx 60\%$) wurde im Zeitraum Juli erfasst, da hier am Ende des Monats intensive Niederschläge fielen. Entsprechend der Temperaturentwicklung fiel der größte Teil in Form von Regen. Ein kleiner Teil fiel als Schneeniederschlag im Zuge eines starken Temperaturabfalls am 15.07.2002 sowie am Ende des Untersuchungszeitraums Anfang September.

Der Luftdruck zeigt im saisonalen Verlauf deutliche Schwankungen. Der niedrigste Druck wurde am 28.08.2002 mit etwa 988 hPa ermittelt. Mit 1034 hPa wurde der höchste Wert während einer ausgeprägten Hochdruckwetterlage Mitte August erreicht. Im Mittel lag der Luftdruck unterhalb des Normaldrucks (1.013,4 hPa) bei 1.007 ± 10 hPa. Innerhalb des Messzeitraums ist eine leichte Abnahme des Luftdrucks im saisonalen Verlauf erkennbar.

Die Windgeschwindigkeit im Zeitraum Juli bis Anfang September lag zwischen minimal etwa $0,5 \text{ m s}^{-1}$ und maximal etwa 11 m s^{-1} . Im Mittel betrug sie $4,6 \pm 1,9 \text{ m s}^{-1}$. Innerhalb des Untersuchungszeitraums sind keine saisonal differenzierten Entwicklungen erkennbar. Der Windcharakter ist meist sehr böig. Stärkere Änderungen der Windgeschwindigkeit treten innerhalb weniger Stunden auf.

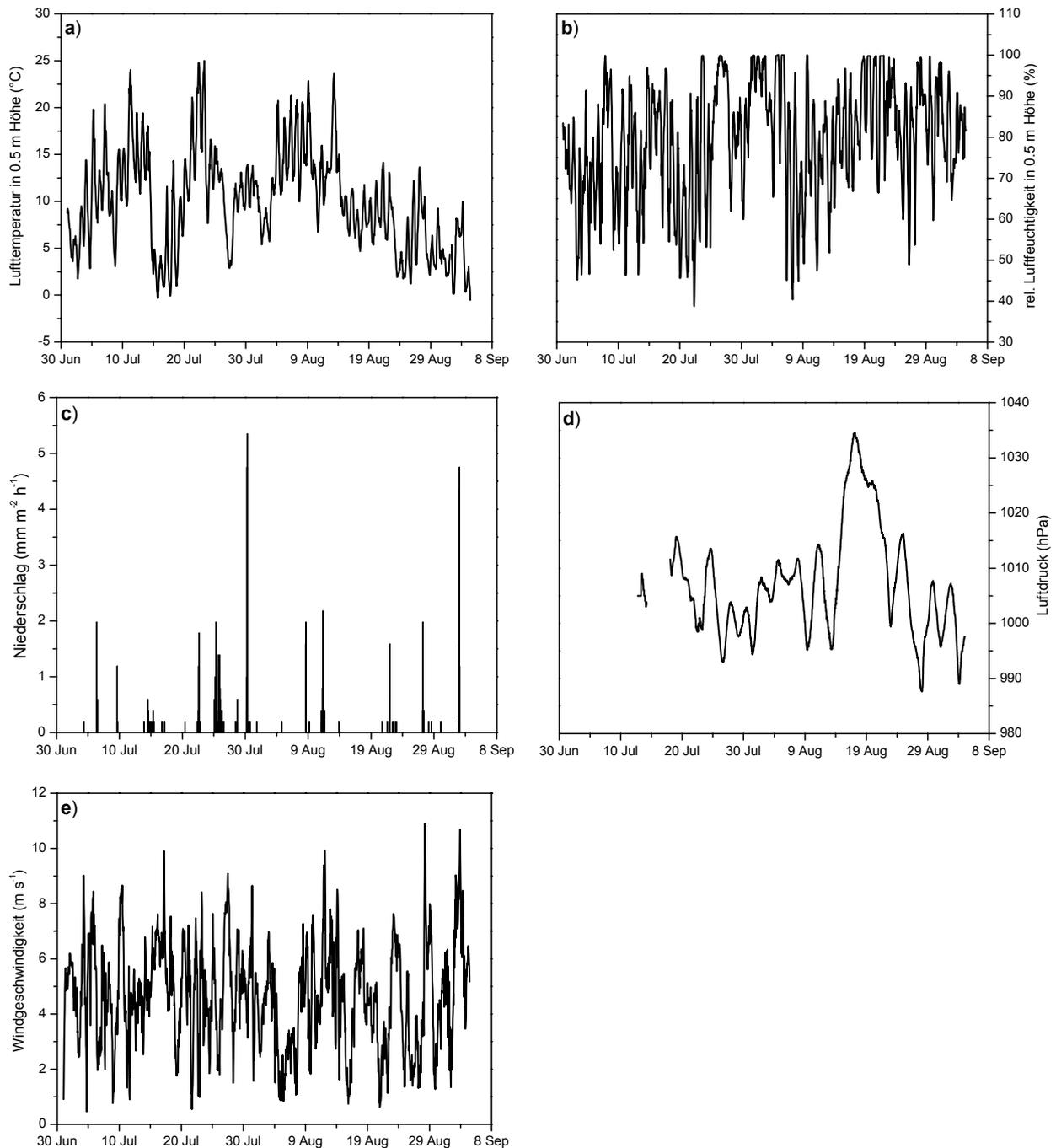


Abb. 7-1: Klimatische Entwicklung während des Untersuchungszeitraums. – **a)** Lufttemperatur; **b)** relative Luftfeuchtigkeit; **c)** Niederschlag; **d)** Luftdruck; **e)** Windgeschwindigkeit.

7.1.2. Morphologie der untersuchten Seen

Die Polygonalen Seen PS1 und PS2 zeigen eine deutlich rundlich bis ovale Form. Der Interpolygonale See IS ist geprägt durch eine schmale, linienartige Erscheinung. Das lokale Mikorelief der Seen lässt sich in vier Zonen gliedern. Im terrestrischen Bereich sind das die Areale des Polygonwalls und des Wallhangs. Der aquatische Bereich gliedert sich in die Uferzone (Gewässerperipherie) und die meist tieferen Zentralbereiche der Seen. Bezüglich

der lokalen Mikromorphologie weisen die einzelnen Seen vor allem im aquatischen Bereich deutliche Unterschiede auf.

Der See PS1 ist fast kreisrund. Sein Durchmesser beträgt etwa 14,5 m. Der Umfang erreicht ca. 47 m und seine Fläche beträgt ca. 165 m². Die ermittelte Maximaltiefe von PS1 beträgt 0,9 bis 1 m. Der umliegende Polygonwall ist im Relief weitestgehend erkennbar und bildet einen geschlossenen Ring. Zum Zeitpunkt der Vermessung überragte er die Wasseroberfläche maximal um etwa 0,8 m. Der Übergang von der Kuppe des Polygonwalls zum Seeufer erfolgt mit schwacher Hangneigung (s. Abb. 7-2). Diese Tendenz setzt sich in Form eines flachen und mehrere Dezimeter breiten Flachwasserbereichs zunächst auch innerhalb des Sees fort. Der Übergang zu tieferen Seebereichen erfolgt über eine kurze Distanz mit größer Hangneigung (s. Abb. 6-1 und Abb. 7-5). Der Tiefenwasserbereich erscheint gleichförmig tief und eben. Er nimmt den größten Teil der Wasserfläche ein.

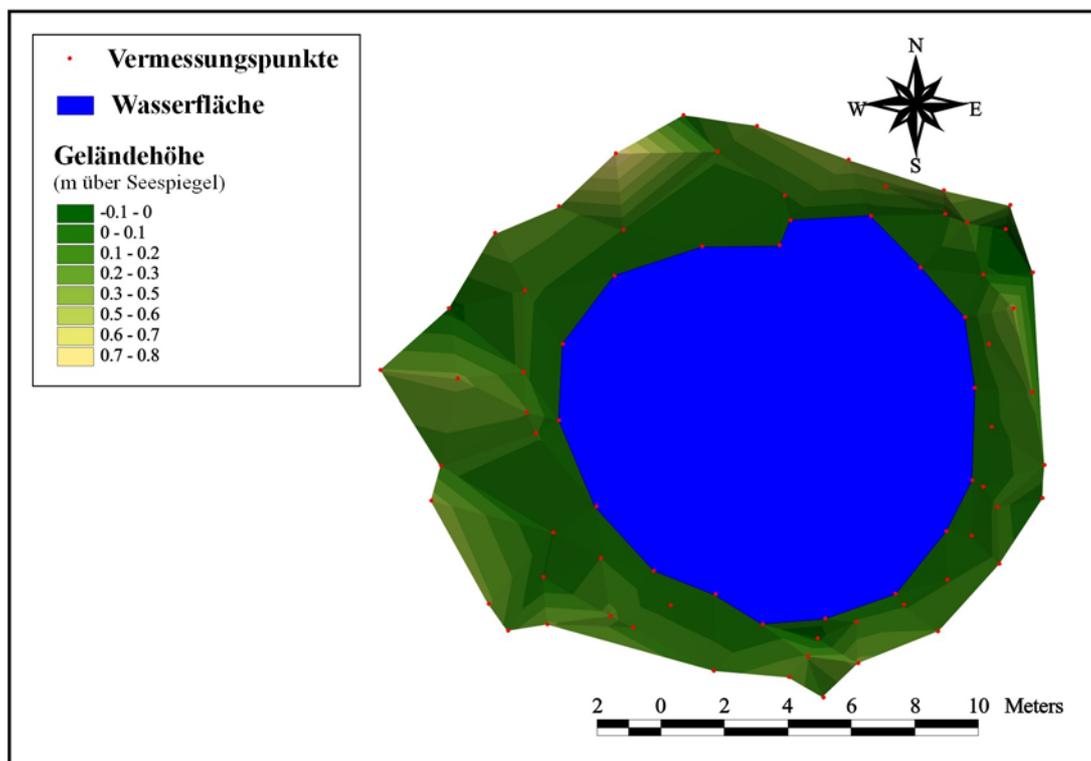


Abb. 7-2: Erfasste Geländemorphologie des Untersuchungsstandortes PS1.

Der See PS2 besitzt eine ovale Form. Von Nordost nach Südwest beträgt seine Maximalausdehnung etwa 17,5 m. Senkrecht dazu erreicht die maximale Ausdehnung ca. 10 m. Der Umfang beträgt etwa 46 m und seine Wasserfläche bedeckt ca. 133 m². Die ermittelte Maximaltiefe von PS2 beträgt 0,7 bis 0,8 m. Der umliegende Polygonwall ist mit Ausnahme der östlichen Bereiche im Relief weitestgehend gut erkennbar. Zum Zeitpunkt der

Vermessung überragte er die Wasseroberfläche um maximal 0,7 m. Der Übergang vom Polygonwall zum Seeufer erfolgt im Westen mit stärkerer und im Osten mit schwacher Hangneigung (s. Abb. 7-3). Der Übergang zum See erfolgt sehr abrupt mit fast 90 ° Neigung. Ein ausgeprägter Flachwasserbereich am Seeufer existiert nicht (s. Abb. 6-1 und Abb. 7-5). Die Zunahme der Wassertiefe in Richtung Seezentrum ist nur noch gering. Daher erscheint nahezu die gesamte Wasserfläche von PS2 als gleichförmig ebener Tiefenwasserbereich.

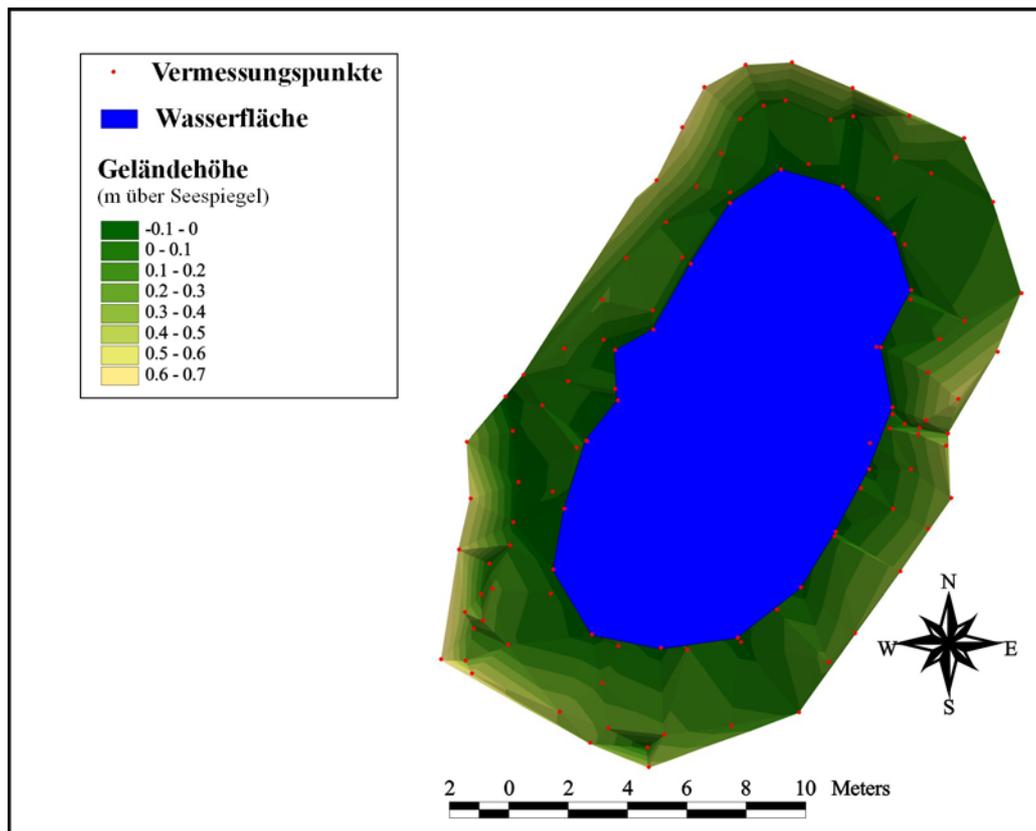


Abb. 7-3: Erfasste Geländemorphologie des Untersuchungsstandortes PS2.

Der See IS ist durch eine linienartige Form charakterisiert. Seine längste Ausdehnung beträgt etwa 41 m und seine maximale Breite erreicht er am nördlichen Ende mit ca. 4,5 m. Der Umfang beträgt ca. 95 m und die von ihm eingenommene Fläche beträgt etwa 104 m². Seine maximale Tiefe, ermittelt Anfang September im Bereich des am Gewässergrund sichtbaren Eiskeilrückens (s. Abb. 6-1), betrug etwa 1,3 m. Die Tiefe ist hier vom Auftauverhalten des Eises abhängig. Der Polygonwall beidseitig des Sees ist im Relief nur sehr schwach ausgeprägt. Zum Zeitpunkt der Vermessung überragte er im Einzelfall die Wasseroberfläche maximal um 0,6 m. Durch die weitestgehend fehlende Ausprägung eines Polygonwalls ist das gewässernahe Relief durch ebene bis schwach geneigte Flächen gekennzeichnet (s. Abb. 7-4). Im Übergang zum See zeigen sich im nördlichen und westlichen Teil von IS ausgedehnte Flachwasserbereiche mit geringer Hangneigung und

geringer Tiefe. Nur im Mittleren Teil des Sees werden größere Tiefen erreicht. Hier überschreitet die Hangneigung oftmals 45° (s. Abb. 7-5).

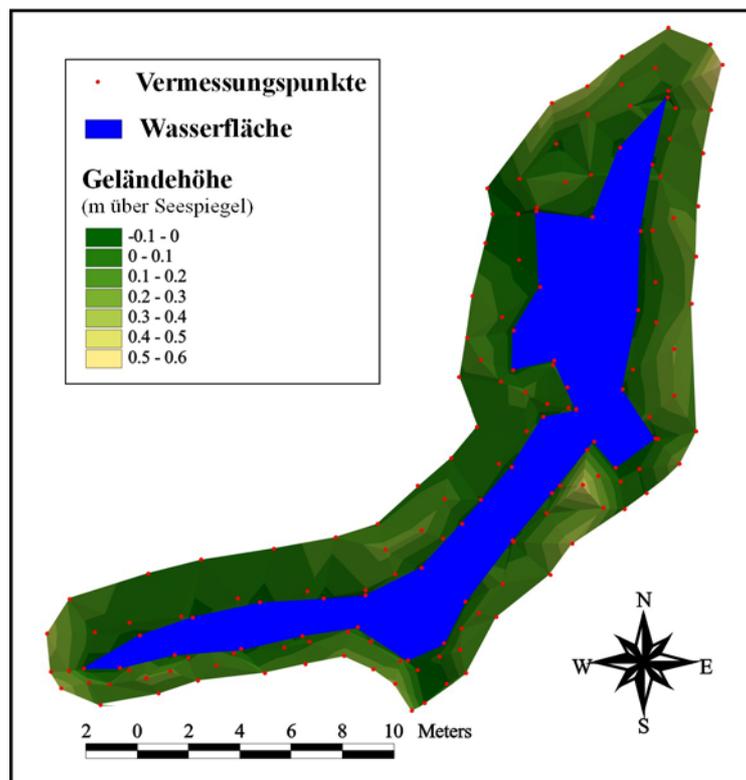


Abb. 7-4: Erfasste Geländemorphologie des Untersuchungsstandortes IS.

7.1.3. Charakterisierung der Standortvegetation

Die Vegetation der Untersuchungsstandorte PS1, PS2 und IS ist gekennzeichnet durch einen zweischichtigen Aufbau. Er gliedert sich in eine untere Schicht aus Moosen und Flechten von etwa 5 cm Höhe und eine darüber liegende Schicht aus Gefäßpflanzen von etwa 20 bis 40 cm Höhe. Entlang des aufgenommenen Mikroreliefs vom Polygonwall zum Gewässer zeigt sich eine deutliche Vegetationszonierung. Sie ist gegliedert in distale Gewässerumgebung (Polygonwall, uferfern), proximale Gewässerumgebung (Polygonwall, ufernah), Uferzone und tiefere Seengebiete (> 50 cm) (s. Abb. 7-5). Der Deckungsgrad der Moose liegt bei > 90 %. Im terrestrischen Bereich dominiert die Moosart *Hylocomium splendens* (mündliche Mitteilung von Herrn Dipl.-Biol. Lars Kutzbach). Flechten treten ausschließlich im terrestrischen Bereich auf. Ihr Deckungsgrad erreicht maximal 7 %. Der Deckungsgrad der Gefäßpflanzen schwankt zwischen 20 und 55 %. Im Bereich des Seeufers erreicht er, bei gleichzeitig geringster Artenvielfalt, sein Maximum. Die dominierenden Gefäßpflanzenarten sind hier die Seggen *Carex aquatilis* sowie *C. chordorrhiza* und das

Süßgras *Arctophila fulva* (s. Tab. 7-1, Tab. 7-2 und Tab. 7-3). Deutliche Unterschiede in der Vegetationszusammensetzung der untersuchten Seen treten nur im aquatischen Bereich auf.

Der See PS1 ist durch einen geschlossenen Uferring aus Flachwasser gekennzeichnet. In diesem Bereich erreicht der Deckungsgrad der Gefäßpflanzen sein Maximum ($> 50\%$). Die beiden dominierenden Arten sind *C. aquatilis* und *C. chordorrhiza*. Die Breite des Flachwasserrings erreicht bis zu 1 m. Die tieferen und zentraleren Bereiche des Sees sind frei von Gefäßpflanzen und werden, soweit erkennbar, nur von Moosen und Algen am Gewässergrund besiedelt (s. Abb. 6-1, Abb. 7-5a und Tab. 7-1).

Der See PS2 besitzt keine Flachwasserzone. Die Gefäßpflanzen *C. aquatilis* und *C. chordorrhiza* treten hier nur in einem schmalen gewässerumliegendem Saum mit erhöhtem Deckungsgrad auf. Im aquatischen Bereich ist das Süßgras *A. fulva* die dominierende Gefäßpflanzenart. Es kommt als einzige Gefäßpflanze fast flächendeckend in allen Bereichen des Sees vor. Der Gewässergrund ist, soweit erkennbar, fast vollständig durch Moose und Algen besiedelt. In den Untersuchungsstandorten PS1 und IS kommt das Gras *A. fulva* nicht vor (s. Abb. 6-1, Abb. 7-5b und Tab. 7-2).

Der See IS ist gekennzeichnet durch seine stark schwankenden Wassertiefen. Der Bereich der inneren Grabenstruktur im mittleren Teil des Sees weist große Tiefen auf und ist daher frei von Bewuchs mit Gefäßpflanzen. Zusätzlich verhindert der Eiskeilrücken am Gewässergrund den Bewuchs durch andere Pflanzen. Der gesamte nördliche und westliche Teil des Sees sowie die restliche Uferzone ist relativ flach. Der Deckungsgrad der Gefäßpflanzen erreicht hier, ähnlich wie bei PS1, sein Maximum. In diesen Bereichen dominiert *C. aquatilis* (s. Abb. 6-1, Abb. 7-5c und Tab. 7-3).

Tab. 7-1: Artenzusammensetzung der Vegetation am Untersuchungsstandort PS1.

Zone	Gefäßpflanzenschicht (Höhe 30 cm)		Moos- und Flechtenschicht (Höhe 5 cm)	
	Arten	Deckungsgrad		Deckungsgrad
I	Gesamt	30 %	Gesamt	95 %
	<i>Carex aquatilis</i>	20 %	<i>Bryophyta</i>	92 %
	<i>Pyrola rotundifolia</i>	5 %	<i>Lichenophyta</i>	3 %
	<i>Dryas punctata</i>	2 %		
	<i>Saxifraga punctata</i>	1 %		
	<i>Pyrola secunda</i>	1 %		
	<i>Poa arctica</i>	+		
	<i>Ranunculus lapponicus</i>	r		
	<i>Lucula spec.</i>	r		
	<i>Saussuria tilesii</i>	r		
II	Gesamt	35 %	Gesamt	95 %
	<i>Carex aquatilis</i>	20 %	<i>Bryophyta</i>	94 %
	<i>Potentilla palustris</i>	3 %	<i>Lichenophyta</i>	1 %
	<i>Arctagrostis latifolia</i>	3 %		
	<i>Polygonum viviparum</i>	2 %		
	<i>Dryas punctata</i>	1 %		
	<i>Pyrola rotundifolia</i>	1 %		
	<i>Poa arctica</i>	1 %		
	<i>Salix glauca</i>	+		
	<i>Pedicularis sudetica</i>	+		
	<i>Eriophorum scheuchzeri</i>	+		
	<i>Equisetum variegatum</i>	+		
	<i>Caltha arctica</i>	r		
III	Gesamt	55 %	Gesamt	95 %
	<i>Carex chordorrhiza</i>	25 %	<i>Bryophyta</i>	95 %
	<i>Carex aquatilis</i>	20 %		
	<i>Potentilla palustris</i>	7 %		
	<i>Eriophorum scheuchzeri</i>	2 %		
	<i>Caltha arctica</i>	r		
<i>Arctagrostis latifolia</i>	r			

+) Deckungsgrad < 1 %; r) nur vereinzelte Exemplare

Tab. 7-2: Artenzusammensetzung der Vegetation am Untersuchungsstandort PS2.

Zone	Gefäßpflanzenschicht (Höhe 30 cm)		Moos- und Flechtenschicht (Höhe 5 cm)	
	Arten	Deckungsgrad		Deckungsgrad
I	Gesamt	20 %	Gesamt	95 %
	<i>Carex aquatilis</i>	5 %	<i>Bryophyta</i>	92 %
	<i>Dryas punctata</i>	3 %	<i>Lichenophyta</i>	3 %
	<i>Pyrola rotundifolia</i>	2 %		
	<i>Arctagrostis latifolia</i>	2 %		
	<i>Lucula spec.</i>	1 %		
	<i>Salix glauca</i>	+		
	<i>Salix reptans</i>	+		
	<i>Pedicularis sudetica</i>	+		
	<i>Polygonum viviparum</i>	+		
	<i>Ranunculus lapponicus</i>	+		
	<i>Saxifraga punctata</i>	+		
	<i>Valeriana capitata</i>	+		
	<i>Saussuria tilesii</i>	r		
<i>Saxifraga bronchialis</i>	r			
<i>Draba oblongata</i>	r			
II	Gesamt	20 %	Gesamt	95 %
	<i>Carex aquatilis</i>	10 %	<i>Bryophyta</i>	94 %
	<i>Polygonum viviparum</i>	2 %	<i>Lichenophyta</i>	1 %
	<i>Dryas punctata</i>	2 %		
	<i>Pedicularis sudetica</i>	2 %		
	<i>Salix glauca</i>	1 %		
	<i>Pyrola rotundifolia</i>	1 %		
	<i>Equisetum variegatum</i>	+		
	<i>Potentilla palustris</i>	r		
	<i>Arctagrostis latifolia</i>	r		
III	Gesamt	40 %	Gesamt	95 %
	<i>Carex aquatilis</i>	20 %	<i>Bryophyta</i>	95 %
	<i>Potentilla palustris</i>	10 %		
	<i>Salix glauca</i>	5 %		
	<i>Polygonum viviparum</i>	3 %		
	<i>Pedicularis sudetica</i>	2 %		
IV	Gesamt	20 %	Gesamt	95 %
	<i>Arctophila fulva</i>	10 %	<i>Bryophyta</i>	95 %
	<i>Carex aquatilis</i>	3 %		
	<i>Carex chordorrhiza</i>	3 %		
	<i>Potentilla palustris</i>	2 %		
	<i>Salix glauca</i>	1 %		
	<i>Salix reptans</i>	1 %		
	<i>Hippuris spec.</i>	1 %		
	<i>Caltha artica</i>	r		

+) Deckungsgrad < 1 %; r) nur vereinzelte Exemplare

Tab. 7-3: Artenzusammensetzung der Vegetation am Untersuchungsstandort IS.

Zone	Gefäßpflanzenschicht (Höhe 30 cm)		Moos- und Flechtenschicht (Höhe 5 cm)	
	Arten	Deckungsgrad		Deckungsgrad
I	Gesamt	20 %	Gesamt	95 %
	<i>Carex aquatilis</i>	8 %	<i>Bryophyta</i>	88 %
	<i>Dryas punctata</i>	5 %	<i>Lichenophyta</i>	7 %
	<i>Cassiope tetragona</i>	3 %		
	<i>Salix reticulata</i>	1 %		
	<i>Pyrola rotundifolia</i>	1 %		
	<i>Saxifraga punctata</i>	1 %		
	<i>Pedicularis sudetica</i>	+		
	<i>Lucula spec.</i>	+		
	<i>Stellaria palustris</i>	r		
	<i>Equisetum variegatum</i>	r		
II	Gesamt	25 %	Gesamt	95 %
	<i>Carex aquatilis</i>	10 %	<i>Bryophyta</i>	95 %
	<i>Equisetum variegatum</i>	5 %		
	<i>Potentilla palustris</i>	3 %		
	<i>Dryas punctata</i>	3 %		
	<i>Polygonum viviparum</i>	2 %		
	<i>Saxifraga punctata</i>	1 %		
<i>Caltha arctica</i>	r			
III	Gesamt	20 %	Gesamt	95 %
	<i>Carex aquatilis</i>	10 %	<i>Bryophyta</i>	95 %
	<i>Carex chordorrhiza</i>	3 %		
	<i>Potentilla palustris</i>	3 %		
	<i>Pedicularis sudetica</i>	+		
	<i>Equisetum variegatum</i>	+		
	<i>Caltha arctica</i>	r		
	<i>Salix spec.</i>	r		
<i>Eriophorum scheuchzeri</i>	r			
+) Deckungsgrad < 1 %; r) nur vereinzelte Exemplare				

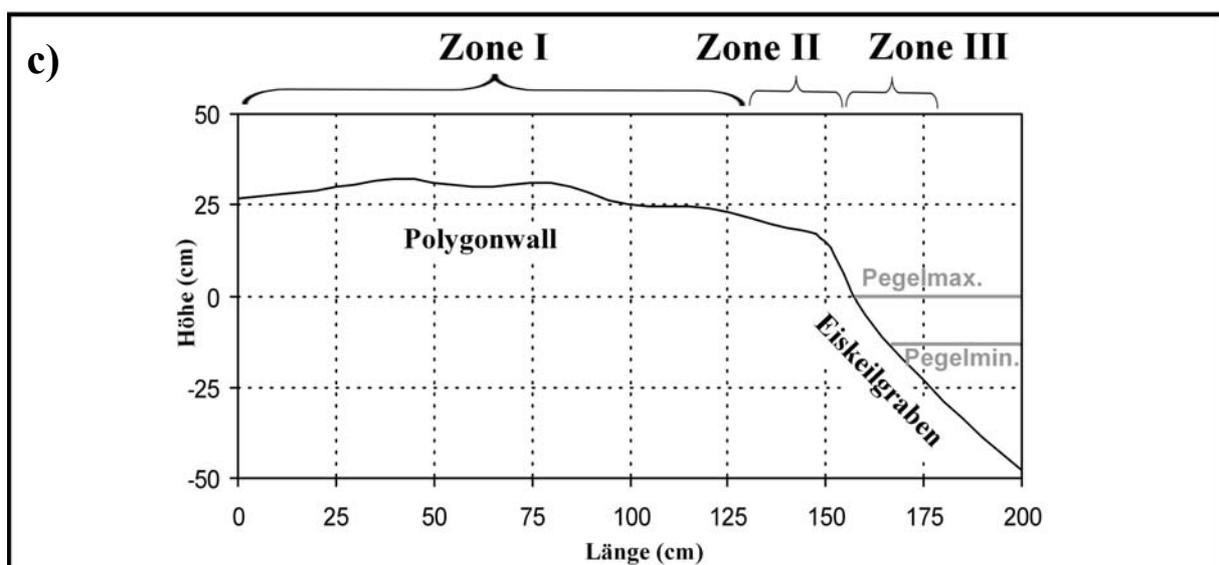
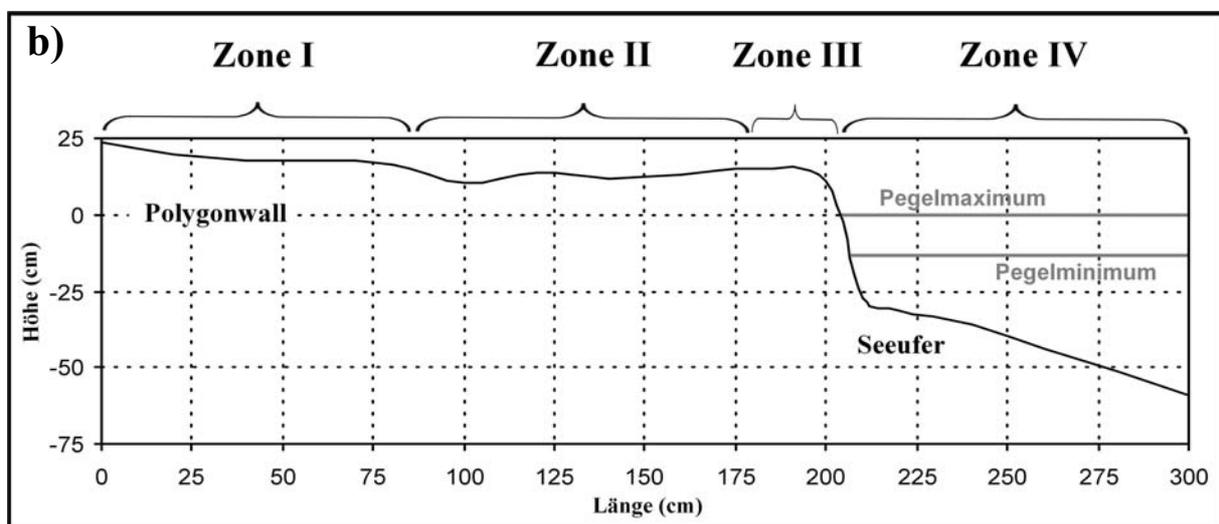
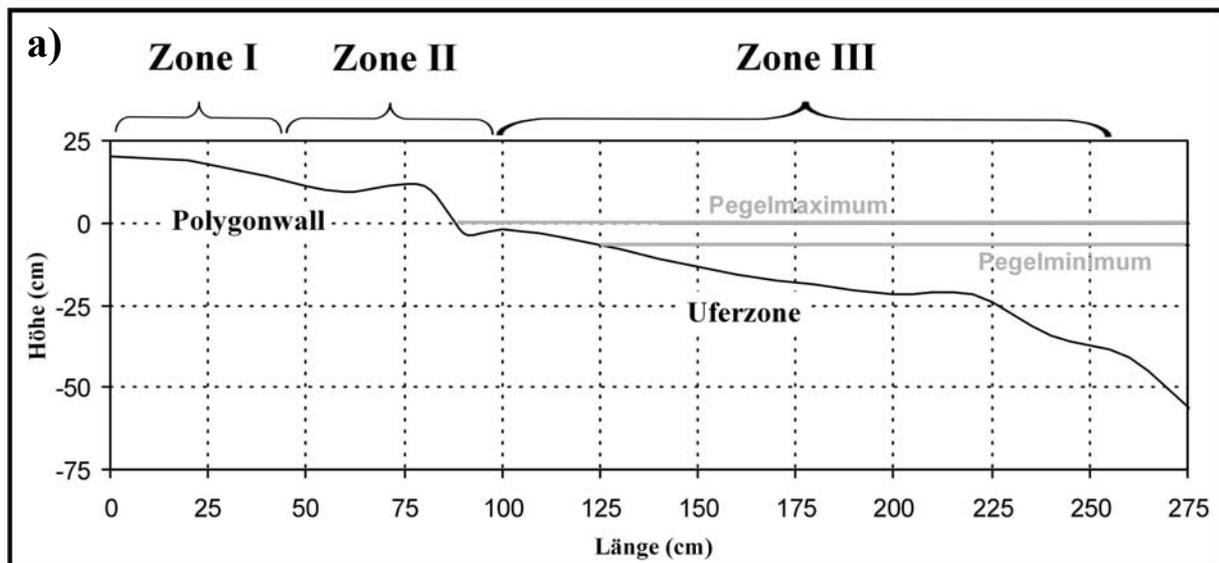


Abb. 7-5: Vegetationstransecte der Untersuchungsstandorte PS1 (a), PS2 (b) und IS (c).

7.2. Physikochemische Parameter der untersuchten Seen

7.2.1. Auftauverhalten der Permafrosttafel

Im Bereich der Untersuchungsstandorte erfolgt von Mitte Juli bis Anfang September eine deutliche Absenkung der Permafrosttafel. Die maximale Tieferlegung der Permafrosttafel liegt bei 26 cm. Die geringsten Auftautiefen werden zu Beginn der Messungen Mitte Juli erreicht. An den insgesamt 9 Messpunkten liegen sie zwischen 15 und 38 cm unterhalb der Geländeoberfläche. Die maximalen Auftautiefen werden Ende August bis Anfang September erreicht. Sie liegen bei 37 bis 60 cm unterhalb der Geländeoberfläche. Während des Sommers von Ende Juli bis Mitte August ist die Auftaugeschwindigkeit des Permafrostes am schnellsten. Ende August verringert sich die Auftaugeschwindigkeit bis zur Stagnation. Die Anhebung der Permafrosttafel im Übergang zum Winter ist nur in Ansätzen erkennbar. Die Ende August einmalig erfasste Auftautiefe im proximalen Gewässerbereich der Seen PS1 und PS2 ergab nur geringe Tiefen von 31 bzw. 28 cm unterhalb der Oberfläche der Seesedimente.

Der Vergleich der ermittelten Permafrosttiefen zeigt klare Unterschiede zwischen dem Auftauverhalten der Untersuchungsstandorte PS1/PS2 und dem Standort IS (s. Abb. 7-6). Im Bereich des Standortes IS wurden deutlich größere Auftautiefen sowie höhere Auftaugeschwindigkeiten ermittelt. Die Untersuchung der Permafrosttiefen in den Mikroreliefpositionen distale Gewässerumgebung (Polygonwallkuppe), proximale Gewässerumgebung (Polygonwallhang, ufernah) und Seeufer ergab deutliche Unterschiede im individuellen Auftauverhalten. Im Uferbereich lag die maximale Auftautiefe bei 38 bis 57 cm (abzüglich Wassertiefe). Die ermittelte Tieferlegung der Permafrosttafel erreichte hier mit 14 bis 20 cm die geringsten Werte. Die Auftaugeschwindigkeit der Permafrosttafel war während des Untersuchungszeitraums relativ konstant. In proximaler Gewässerumgebung wurden die größten Auftautiefen erreicht. Sie lagen bei 51 bis 60 cm unterhalb der Geländeoberfläche. Die Permafrosttafel wurde hier zwischen 22 bis 25 cm tiefergelegt. Die konkave Form des dargestellten Graphen aus Auftautiefe und Messzeit kennzeichnet die geringer werdende Auftaugeschwindigkeit am Ende des Untersuchungszeitraums. Im Bereich der distalen Gewässerumgebung wurden maximale Auftautiefen von 37 bis 45 cm ermittelt. Die Tieferlegung der Permafrosttafel lag zwischen 19 und 26 cm.

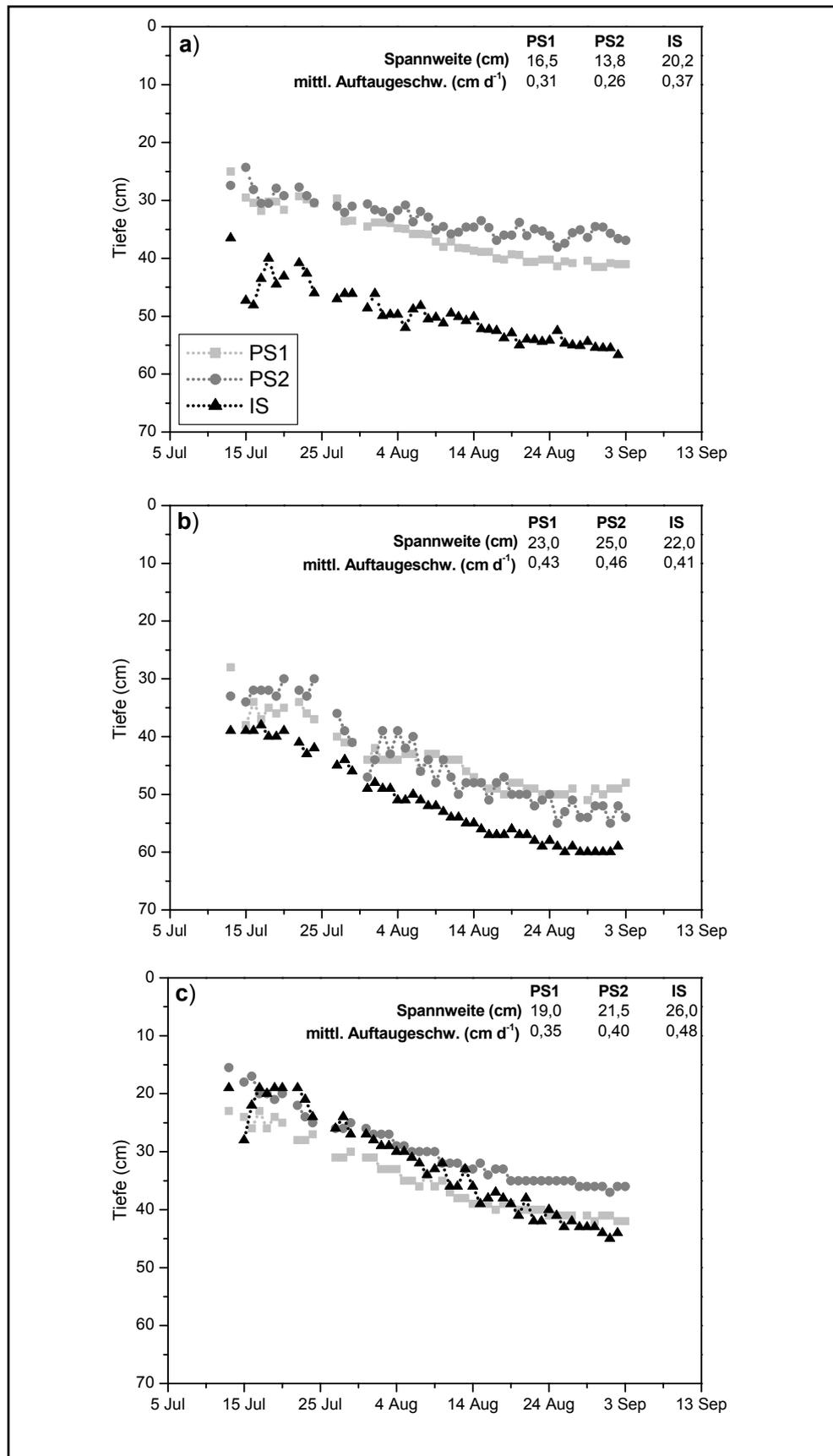


Abb. 7-6: Auftautiefen der Permafrosttafel an den Untersuchungsstandorten PS1, PS2 und IS. – **a)** Seeufer; **b)** unmittelbare Seeperipherie; **c)** umliegender Polygonwall.

7.2.2. Auftauverhalten des Eiskeilrückens am Untersuchungsstandort IS

Zu Beginn der Messung befand sich der subaquatische Eiskeilrücken in einer Tiefe von etwa 105 cm (Entfernung zur Nullhöhe des Pegelmessers). Bis Ende September war der Eiskeilrücken um eine Vertikaldistanz von etwa 33 cm abgeschmolzen. Von Mitte Juli bis Anfang August taute das Eis am stärksten. In diesem Zeitraum wurde die Eiskeiloberfläche mit einer mittleren Geschwindigkeit von etwa 1,2 cm pro Tag tiefergelegt, so dass bis Anfang August bereits etwa 80 % der insgesamt erfassten Vertikaldistanz abgeschmolzen waren. Zu diesem Zeitpunkt verlangsamte sich die Auftaugeschwindigkeit abrupt auf etwa 0,2 cm pro Tag.

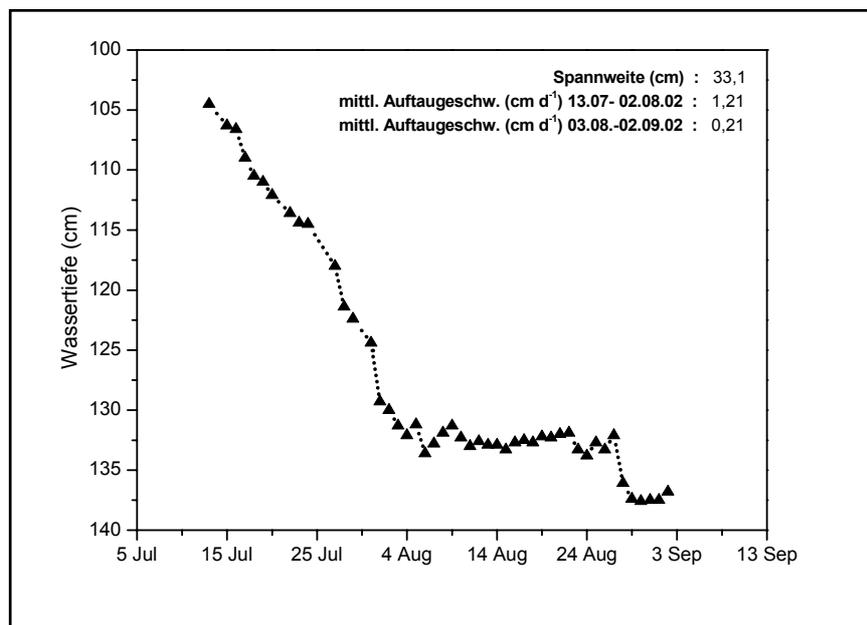


Abb. 7-7: Auftauverhalten des Eiskeilrückens am Gewässergrund des Standortes IS.

7.2.3. Wasserpegel der Seen

Während des gesamten Geländeaufenthaltes von Ende Juni bis Anfang September 2002 war die Wasseroberfläche aller drei Seen durchgehend eisfrei. Die Vermessung der Untersuchungsstandorte (s. Kapitel 6.1) ergab voneinander abweichende Höhen der jeweiligen Wasserpegel. Relativ zum verwendeten Vermessungspunkt lag der Wasserpegel von PS2 etwa 20 cm und der von IS etwa 60 cm tiefer als der Pegel von PS1.

Die individuellen Pegelstände der Seen zeigen deutliche Schwankungen im saisonalen Verlauf. Im Vergleich weichen sie jedoch nur quantitativ voneinander ab. Die niedrigsten Pegelstände wurden Ende Juli, die höchsten Anfang September ermittelt. Die Höhe der Pegeländerungen lag für PS1 bei etwa 7 cm. PS2 und IS zeigten identische

Schwankungsbreiten von etwa 13 cm. Die Intensität der auftretenden Pegeländerungen war bei IS am größten. Die geringsten Änderungsstärken zeigte PS1 (s. Abb. 7-8 und Abb. 7-5).

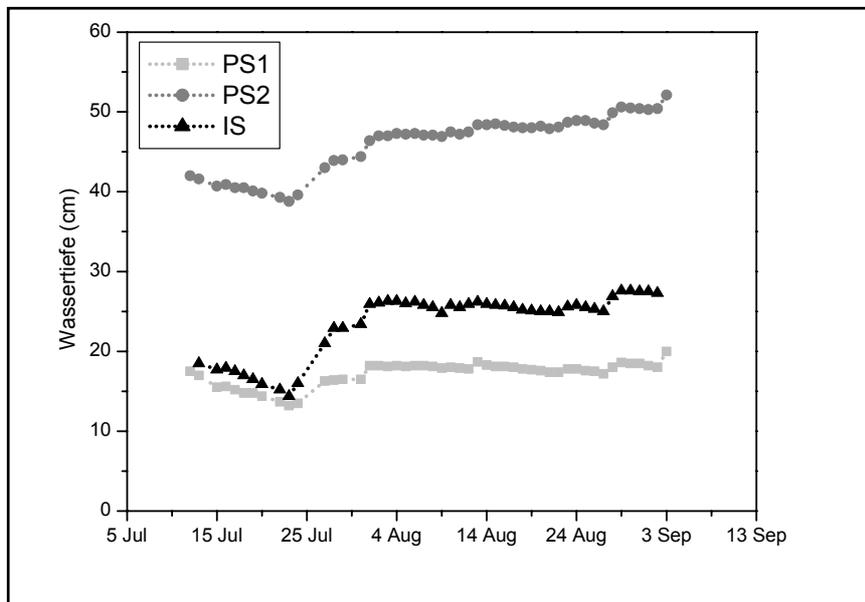


Abb. 7-8: Pegelstände der Untersuchungsstandorte PS1, PS2 und IS.

7.2.4. Wassertemperatur am Seeufer und in der Wassersäule

Die saisonale Entwicklung der Wassertemperaturen der Uferbereiche in 5 cm Tiefe zeigt im Vergleich der drei untersuchten Seen keine Unterschiede (s. Abb. 7-9a). Sie ist von intensiven, kurzzeitigen Schwankungen geprägt. Im Juli wurden Schwankungen der Wassertemperatur mit einer Spannweite von über 10 °C innerhalb von 10 Tagen gemessen. Das Temperaturmaximum wurde Ende Juli erreicht und lag bei allen drei Seen zwischen 19 und 20 °C. Das Temperaturminimum wurde Anfang September mit etwa 5 bis 6 °C erreicht.

Die saisonale Entwicklung der Wassertemperatur innerhalb der Wassersäule zeigt im Vergleich der drei untersuchten Seen tendenziell keine Unterschiede (s. Abb. 7-9b, c und d). Vergleichbar den Wassertemperaturen am Seeufer treten im saisonalen Verlauf starke Schwankungen auf. Während der wärmsten Abschnitte des Untersuchungszeitraums entstehen deutliche Temperaturunterschiede zwischen Wasseroberfläche und Gewässergrund. In kälteren Abschnitten werden diese wieder deutlich geringer. Die Maximaltemperaturen wurden für PS1 und PS2 Mitte Juli und für IS Anfang August ermittelt. Sie lagen bei 18,4 °C (PS1), 18,7 °C (PS2) bzw. 17,6 °C (IS).

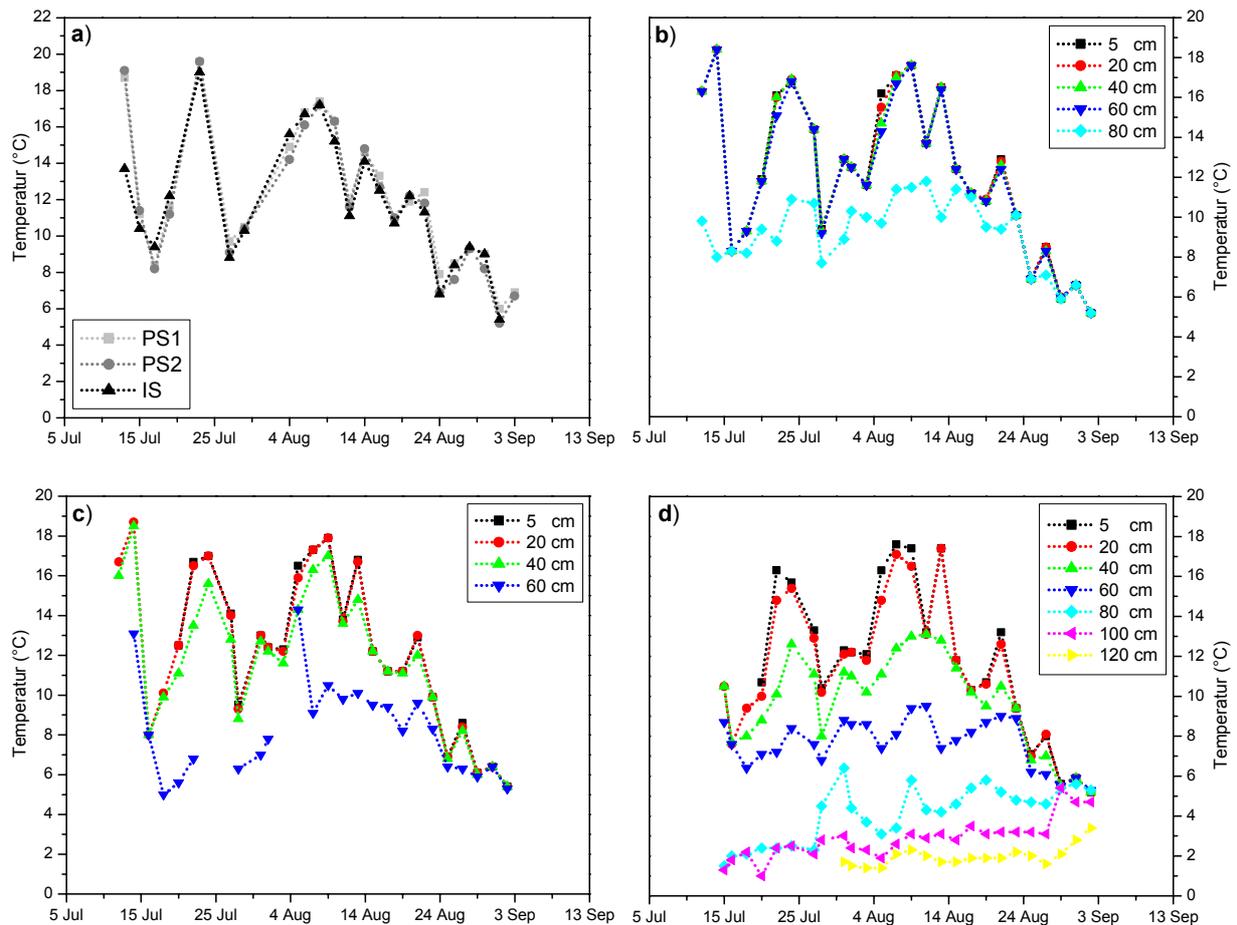


Abb. 7-9: Wassertemperaturen der Untersuchungsstandorte PS1, PS2 und IS. – **a)** Seeufer in 5 cm Wassertiefe; **b)** Wassersäule des Sees PS1; **c)** Wassersäule des Sees PS2; **d)** Wassersäule des Sees IS über dem Eiskeil.

Zwischen den Polygonalen Seen und dem Interpolygonalen See bestehen deutliche Differenzen bei der vertikalen Temperaturverteilung in der Wassersäule. Die vertikale Temperaturverteilung der Seen PS1 und PS2 ist fast über die gesamte Wassersäule homogen. Nur unmittelbar oberhalb des Seesediments im Bereich der Benthalvegetation ist die Temperatur meist deutlich geringer als in der darüber liegenden Wassersäule. Es kommt nicht zur Bildung einer ausgeprägten Temperaturschichtung. Die vertikale Temperaturverteilung im See IS ist deutlich von der Präsenz des Eiskeilrücksens am Gewässergrund geprägt, so dass es hier zur Bildung einer ausgeprägten Temperaturschichtung in der Wassersäule kommt. Sie wird nur durchbrochen, wenn die Temperatur der Wasseroberfläche sich den niedrigen Temperaturen am Gewässergrund nähern. In den Seen PS1 und PS2 wurden die geringsten Temperaturen Ende September erreicht. Sie betragen über die gesamte Wassersäule 5,2 bis 5,4 °C. Im See IS sind stets die Wassertemperaturen oberhalb des Eiskeils am geringsten. Sie lagen minimal bei 1 °C. Die mittlere Wassertemperatur in den erfassten Tiefen ist in Tab. 7-4 zusammengefasst.

Tab. 7-4: Mittlere Wassertemperatur in der Wassersäule der Seen PS1, PS2 und IS.

Tiefe (cm)			
		PS2	IS
		12,2 ±3,8 (n=23)	11,8 ±3,8 (n=23)
		12,3 ±3,9 (n=27)	11,2 ±3,5 (n=26)
		11,7 ±3,5 (n=27)	9,7 ±2,4 (n=26)
		8,2 ±2,4 (n=23)	7,7 ±1,2 (n=26)
		-	4,1 ±1,4 (n=26)
	-	-	2,9 ±1,0 (n=26)
	-	-	2,0 ±0,5 (n=18)

7.2.5. pH-Werte des Seewassers

Die pH-Werte der untersuchten Seen liegen im neutralen Bereich mit nur geringen Abweichungen zum schwach alkalischen oder schwach sauren Milieu. Deutliche Unterschiede zwischen den Seen sind nicht erkennbar (s. Tab. 7-5). Die Polygonalen Seen tendieren jedoch eher zum sauren, der Interpolygonale See mehr zum alkalischen Milieu.

Tab. 7-5: Ergebnisse der pH-Wert Analyse des Seewassers vom 14.07.2002.

	PS1	PS2	IS
Wasseroberfläche	6,75 (10) *	7,09 (11)	7,22 (12)
Gewässergrund	6,95 (11)	6,86 (12)	7,01 (13)

*) Werte in Klammern geben Temperatur der Wasserprobe (°C) zum Zeitpunkt der pH-Wert-Messung an.

7.2.6. Gehalt an Anionen und Kationen im Seewasser

Die hier dargestellten Ergebnisse stammen nicht aus eigenen Untersuchungen (s. Kapitel 6.7.2). Sie sind in Tab. 7-6 zusammengefasst. Der Gehalt an untersuchten Nährstoffen ist in allen drei untersuchten Seen gering bis nicht nachweisbar. Die Nährstoffe NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- und PO_4^{3-} konnten mit dem angewendeten Messverfahren mit einer Ausnahme in keinem der untersuchten Seen nachgewiesen werden. Der See IS weist als einziger eine stark erhöhte Konzentration von NH_4^+ (300 µg/l) auf. Die Ergebnisse der Bestimmung von Gesamthärte und Karbonathärte zeigen nur schwache, aber deutliche Unterschiede zwischen den Seen. Der See PS2 weist mit 1,6 °dH die geringsten Mengen an

Karbonatverbindungen auf. Der höchste Gehalt an Karbonatverbindungen wurde im See IS ermittelt (3,2 °dH). Die Untersuchung der Gesamthärte ergab ähnliche Tendenzen. PS2 weist mit 3,2 °dH die geringsten Werte auf. Die Seen PS1 und IS zeigen mit 5,0 °dH identische Werte. Die elektrische Leitfähigkeit der untersuchten Gewässer ist insgesamt gering. Im Vergleich zeigt IS mit 97,7 $\mu\text{S m}^{-1}$ etwa doppelt so hohe Werte, wie die Seen PS1 und PS2.

Tab. 7-6: Anionen- und Kationengehalte im Wasser der untersuchten Seen.

Messwert	PS1	PS2	IS
Leitfähigkeit ($\mu\text{S/cm}$)	44,5	45,3	97,7
Gesamthärte (°dH)	5,0	3,2	5,0
Karbonathärte (°dH)	2,4	1,6	3,2
Ammoniumgehalt (mg/l)	0	0	0,3
Nitritgehalt (mg/l)	0	0	0
Nitratgehalt (mg/l)	0	0	0
Phosphatgehalt (mg/l)	0	0	0

7.2.7. Sauerstoffgehalt im Seewasser

Die hier dargestellten Ergebnisse der Sauerstoffsättigung im Seewasser der Untersuchungsstandorte PS1, PS2 und IS sind aufgrund technischer Schwierigkeiten des verwendeten Sauerstoffmessgeräts nur qualitativ nutzbar. Das Messgerät musste am 28.07., 03.08., 29.08. sowie am 30.08.2002 gereinigt und neu geeicht werden. Zusätzlich wurde am 28.07.2002 eine neuer Membrankopf eingesetzt. Die Maßnahmen haben zu Veränderungen der Messergebnisse geführt. Die größten Abweichungen erfolgten nach dem Wechsel des Membrankopfes am 28.07.2002 (s. Abb. 7-10).

Die Sauerstoffsättigungswerte im Oberflächenwasser des Seeufers von PS1, PS2 und IS zeigen eine gute Sauerstoffverfügbarkeit während des gesamten Untersuchungszeitraums. Der See IS weist durchgängig geringere Sättigungswerte als die Standorte PS1 und PS2 auf. Im saisonalen Verlauf zeigen sich keine deutlichen Unterschiede zwischen den drei Seen (s. Abb. 7-10b, c und d).

Die Sauerstoffsättigungswerte im proximalen Seebereich von PS1 und PS2 zeigen während des gesamten Untersuchungszeitraums eine gute Sauerstoffverfügbarkeit für den überwiegenden Teil der Wassersäule an. Im Bereich unmittelbar oberhalb des Seesediments und der Benthalvegetation sind Sättigungswerte deutlich geringer. Teilweise lagen anaerobe

Verhältnisse vor. Die Sauerstoffsättigungswerte in der Wassersäule von IS unterscheiden sich deutlich von den Werten der Standorte PS1 und PS2. Bis in eine Tiefe von 20 bis 40 cm zeigen die Sättigungswerte eine gute Sauerstoffverfügbarkeit an. In den tieferen Bereichen der Wassersäule nimmt die Sauerstoffsättigung rasch ab. 20 bis 60 cm oberhalb des Eiskeilrückens waren die Bedingungen während des gesamten Untersuchungszeitraums weitestgehend anaerob.

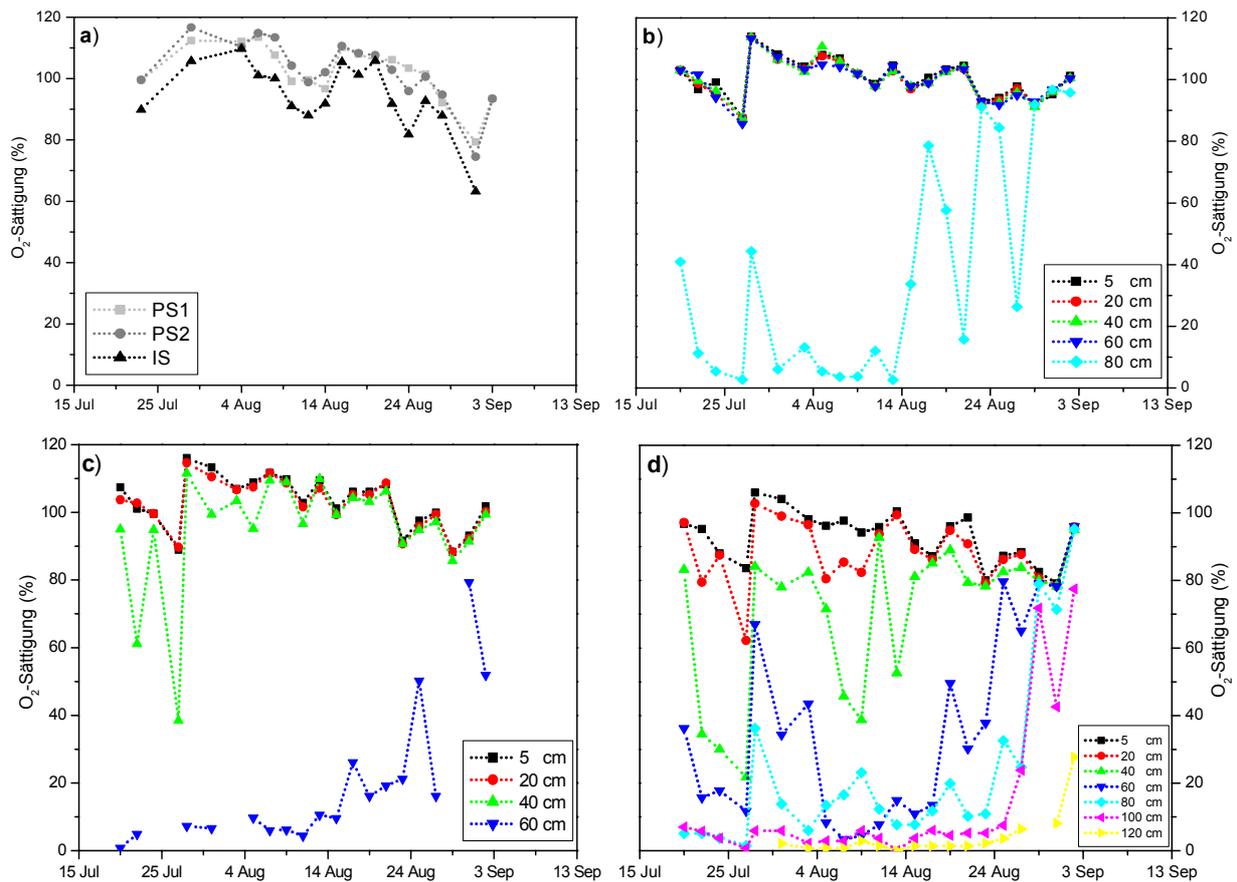


Abb. 7-10: Sauerstoffsättigung im Seewasser der Untersuchungsstandorte PS1, PS2 und IS. –
a) Seeufer in 5 cm Wassertiefe; **b)** Wassersäule des Sees PS1; **c)** Wassersäule des Sees PS2;
d) Wassersäule des Sees IS über dem Eiskeil.

7.2.8. Methangehalt im Seewasser

Die Messwerte der Methankonzentrationen zeigen im Oberflächenwasser meist geringere Werte als am Gewässergrund (s. Tab. 7-7). Die kleinste Methankonzentration lag bei $0,34 \pm 0,04 \mu\text{mol l}^{-1}$ ($n = 3$). Sie wurde zu Beginn der Messungen am 24.07.2002 im Oberflächenwasser von PS1 bestimmt. Der maximale Methangehalt betrug $41,09 \pm 5,74 \mu\text{mol l}^{-1}$ ($n = 3$). Er wurde am 14.07.2002 am Gewässergrund von PS2 ermittelt. Derart hohe Methankonzentrationen traten ausschließlich am Gewässergrund der Seen PS2 und IS auf.

Tab. 7-7: Gehalte an gelöstem Methan im Seewasser (pro Wert n = 3).

Datum	Oberflächenwasser ($\mu\text{mol l}^{-1}$)			Gewässergrund ($\mu\text{mol l}^{-1}$)		
	PS1	PS2	IS	PS1	PS2	IS
14.07.02	0,4 \pm 0,02	0,98 \pm 0,04	1,17 \pm 0,03	0,48 \pm 0,05	41,09 \pm 5,74	33,05 \pm 19,96
24.07.02	0,34 \pm 0,04	1,56 \pm 0,06	1,08 \pm 0,06	0,38 \pm 0,03	3,09 \pm 0,37	32,68 \pm 2,03
03.08.02	0,97 \pm 0,08	1,26 \pm 0,02	3,97 \pm 0,07	1,1 \pm 0,15	0,87 \pm 0,09	1,48 \pm 0,02
19.08.02	1,49 \pm 0,09	1,5 \pm 0,03	1,12 \pm 0,02	1,34 \pm 0,1	1,99 \pm 0,13	3,01 \pm 0,09
31.08.02	1,45 \pm 0,06	2,51 \pm 0,04	2,02 \pm 0,03	1,83 \pm 0,14	2,38 \pm 0,12	2,81 \pm 0,2

Der See PS1 zeigt generell die geringsten Methankonzentrationen. Im saisonalen Verlauf unterliegen sie keinen großen Schwankungen. Die Seen PS2 und IS zeigen zum Teil deutlich höhere Methankonzentrationen als PS1. Die am Gewässergrund ermittelten Konzentrationen, entsprachen etwa dem 100fachen der am Grund des Sees PS1 ermittelten Methankonzentration. Im See PS2 wurden derartig hohe Konzentrationen nur während der ersten Messung am 14.07.2002 ermittelt. Im See IS konnten vergleichbar hohe Methankonzentrationen am 14.07. und am 24.07.2002 gemessen werden. Während späterer Messungen konnte in beiden Seen keine derart hohe Konzentration mehr ermittelt werden. Im saisonalen Verlauf ist in keinem der drei Seen ein klarer Trend in den Veränderungen der Methankonzentrationen erkennbar.

7.2.9. Methangehalt im Eiskeilrücken des Untersuchungsstandortes IS

Die ermittelten Methangehalte im Eiskeilrücken des Standortes IS sind die höchsten im Rahmen dieser Arbeit gemessenen Werte. Gleichzeitig wurden hier die größten Spannweiten ermittelt (s. Tab. 7-8). Im tiefsten Teil des erbohrten Eiskerns (s. Abb. 7-11) wurde eine Konzentration von 6.403,45 $\mu\text{mol l}^{-1}$ Schmelzwasser ermittelt. Das entspricht dem 2½fachen des Sättigungswertes von gelöstem Methan ($\approx 2.494 \mu\text{mol l}^{-1}$) bei einer Wassertemperatur von 0°C und einem Normaldruck von 1.013,4 hPa. Im oberen Teil der Eiskeilprobe wurde mit 56,30 $\mu\text{mol l}^{-1}$ Schmelzwasser ein vergleichsweise geringer Wert ermittelt. Er liegt im Bereich der im Seewasser oberhalb des Eiskeils ermittelten Methankonzentrationen (s. Kapitel 7.2.8).

Tab. 7-8: Methangehalt im Eiskeilrücken des Untersuchungsstandortes IS vom 08.08.2002.

Tiefe (cm)	Methangehalt im Eis ($\mu\text{mol l}^{-1}$ *)
0 bis 3	56,30
5 bis 8	2.900,16
12 bis 15	6.403,45

*) Werte beziehen sich auf das Wasservolumen des geschmolzenen Eises.

An den genutzten Probenbehältern (Nalgene-Dosen) treten teilweise Undichtigkeiten auf (mündliche Mitteilung von Frau Dipl.-Biol. Svenja Kobabe, AWI Potsdam). Die geringe Methangaskonzentration im oberen Teil des Eiskerns könnte daher durch den Verlust von Methangas aus dem Probenbehälter verursacht worden sein.



Abb. 7-11: Im subaquatischen Eiskeilrücken des Standortes IS erbohrter Eiskern (durchsetzt mit toter organischer Makrosubstanz).

7.2.10. Sedimenttemperatur am Seeufer

Die saisonale Temperaturentwicklung in den Sedimenten der Seeufer zeigt an allen drei Standorten den gleichen Verlauf (s. Abb. 7-12). Sie ist von deutlichen, kurzzeitigen Schwankungen geprägt. Die gemessenen Schwankungen erreichen innerhalb weniger Tage Spannweiten von über 7 °C. Die Maximaltemperaturen wurden Mitte bis Ende Juli an den Messpunkten mit der geringsten Tiefe (5 cm) erreicht. Sie betragen für PS1 10,7 °C, für PS2 12,0 °C und für IS 13,2 °C. Die Minimaltemperaturen in 5 cm Tiefe wurden Anfang September gemessen. Für PS1 und IS wurden jeweils 4,2 °C ermittelt. PS2 lag mit 3,7 °C leicht darunter. Anfang Juli zeigte die vertikale Temperaturverteilung im Sediment aufgrund der zunehmenden saisonalen Erwärmung noch große Spannweiten. Im Active Layer wurden zwischen den obersten und untersten Sedimentlagen Differenzen von bis zu 12 °C ermittelt. Ende August war die vertikale Temperaturverteilung wieder deutlich homogener. Die ermittelten Differenzen betragen nur noch etwa 3 bis 4 °C. Vergleichbar geringe Spannweiten wurden kurzzeitig bereits Mitte Juli während eines plötzlichen Temperatursturzes erreicht (s. Abb. 7-12). Im Vergleich der drei Standorte zeigt IS die höchsten Temperaturwerte. Die mittlere Sedimenttemperatur in den jeweils gemessenen Tiefen ist in Tab. 7-9 zusammengefasst.

Tab. 7-9: Mittlere Sedimenttemperatur am Seeufer der Standorte PS1, PS2 und IS.

Tiefe (cm)	Sedimenttemperatur (°C)		
	PS1	PS2	IS
5	7,6 ±2,0 (n=44)	8,0 ±2,4 (n=44)	8,6 ±2,5 (n=44)
10	6,3 ±1,6 (n=44)	6,6 ±1,9 (n=44)	7,7 ±2,2 (n=44)
15	5,0 ±1,2 (n=44)	5,3 ±1,4 (n=44)	7,1 ±1,9 (n=44)
20	3,8 ±1,0 (n=44)	3,8 ±0,9 (n=44)	6,2 ±1,7 (n=44)
25	2,9 ±0,8 (n=43)	2,5 ±0,6 (n=44)	5,4 ±1,5 (n=44)
30	2,0 ±0,4 (n=37)	1,6 ±0,3 (n=38)	4,3 ±1,4 (n=44)
35	1,0 ±0,3 (n=32)	0,7 ±0,2 (n=28)	3,5 ±1,1 (n=40)
40	0,5 ±0,1 (n=10)	-	2,7 ±0,9 (n=38)
45	-	-	1,8 ±0,6 (n=31)

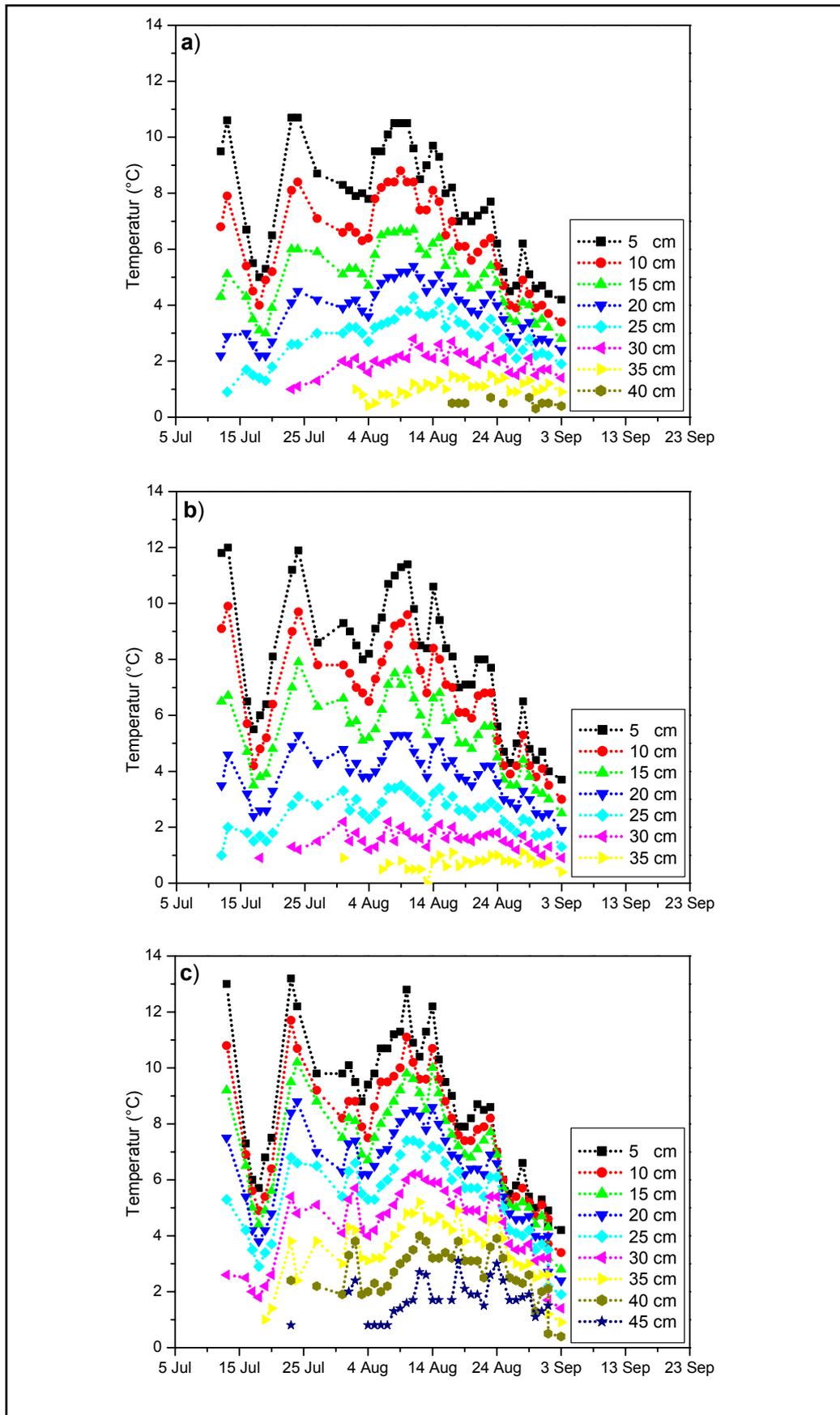


Abb. 7-12: Sedimenttemperaturen am Seeufer der Standorte PS1 (a), PS2 (b) und IS (c).

7.3. Ergebnisse der Sedimentkernuntersuchungen

7.3.1. Beschreibung der Sedimentkerne

Die Länge der gewonnenen Sedimentkerne lag zwischen 17 und 24 cm (s. Tab. 6-1). Die Kerne des Sees PS1 wurden aus einer Wassertiefe von etwa 90 cm geborgen. Zum Zeitpunkt der Kernentnahme aus dem Sediment betrug die Auftautiefe etwa 31 cm. Das auf dem Sediment wachsende Moos hatte innerhalb der Kernprobe eine Wuchshöhe von etwa 25 cm. Die Farbe der Kerne war durchgängig bräunlich bis dunkelgrau. Im unteren Teil waren eingeschlossene Gasblasen erkennbar.

Die Kerne des Sees PS2 wurden aus einer Wassertiefe von etwa 70 cm geborgen. Zum Zeitpunkt der Kernentnahme aus dem Sediment betrug die Auftautiefe etwa 28 cm. Das auf dem Sediment wachsende Moos hatte innerhalb der Kernprobe eine Wuchshöhe von etwa 35 cm. Die Farbe der Kerne war in den oberen 5 cm bräunlich bis dunkelgrau. Der tiefere Teil hatte eine bräunliche bis hellgraue Farbe. Im unteren Teil der Kerne waren eingeschlossene Gasblasen erkennbar (s. Abb. 7-13). Im gesamten Kern traten dichte Wurzelgeflechte auf. Während der Zerlegung eines Kerns zur Bestimmung der Methangehalte wurden 4 Würmer vom Stamm Annelida gefunden.



Abb. 7-13: Im See PS2 entnommener Sedimentkern mit eingeschlossenen Gasblasen.

7.3.2. Rohdichte

Die ermittelten Rohdichtewerte der Seesedimente von PS1 und PS2 zeigen (bei Nichtberücksichtigung des jeweils untersten Horizontwertes) keine deutlichen Unterschiede im Vergleich der beiden Standorte (s. Abb. 7-14). Bis in eine Sedimenttiefe von 16 cm beträgt die mittlere Feucht- und Trocken-Rohdichte für PS1 $1,5 \pm 0,2 \text{ g cm}^{-3}$ ($n = 6$) bzw. $0,8 \pm 0,1 \text{ g cm}^{-3}$ ($n = 6$) und für PS2 $1,3 \pm 0,2 \text{ g cm}^{-3}$ ($n = 6$) bzw. $0,7 \pm 0,1 \text{ g cm}^{-3}$ ($n = 6$). Die Werte der jeweils untersten Horizonte sind aufgrund der Komprimierung während der Kernzerlegung kritisch zu bewerten. Sie wurden daher nicht berücksichtigt. Tendenziell zeigen beide Seen eine Abnahme der Dichte mit zunehmender Tiefe. Die Sedimentprobe des Sees PS1 erreicht ihre größte Rohdichte an der Sedimentoberfläche. Bei PS2 liegt das Maximum der Dichte im Bereich von 2 bis 6 cm Tiefe.

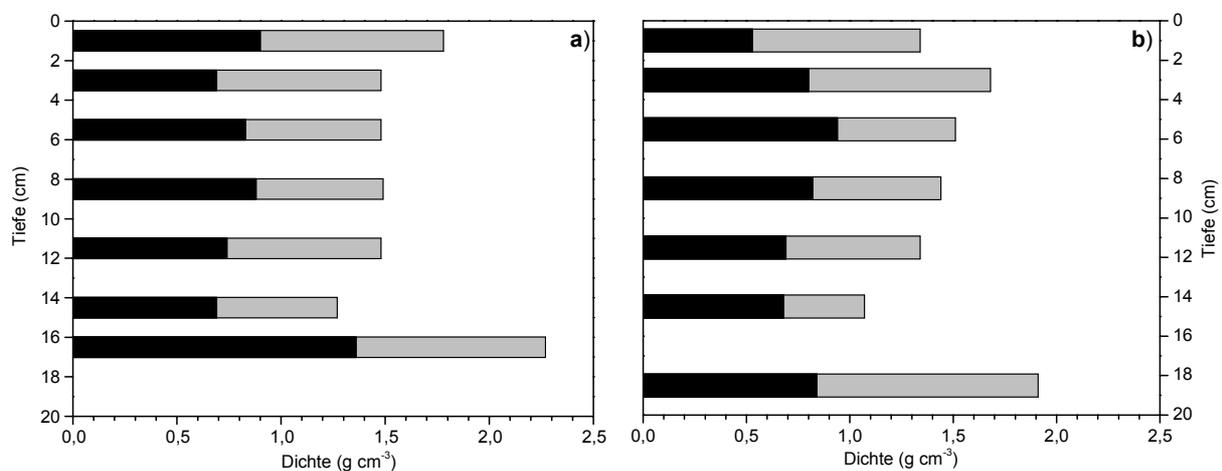


Abb. 7-14: Feucht- (grau) und Trockenrohden (schwarz) in den Seesedimenten der Standorte PS1 (a) und PS2 (b).

7.3.3. Bodenwassergehalt

Die ermittelten Werte des Bodenwassergehalts in den Seesedimenten von PS1 und PS2 zeigen keine deutlichen Unterschiede im Vergleich der beiden Standorte (s. Abb. 7-15). Der mittlere Bodenwassergehalt beträgt für PS1 $46,1 \pm 4,9 \text{ Gew.}\%$ ($n = 7$) und für PS2 $47,9 \pm 9,1 \text{ Gew.}\%$ ($n = 7$). Der gemessene Maximalwert für PS1 lag bei $53,2 \text{ Gew.}\%$ und für PS2 bei $60,5 \text{ Gew.}\%$. Beide Sedimentkernproben zeigen im Vertikalprofil relativ homogene Werte. Die Spannweite des Bodenwassergehalts ist bei PS2 mit $24,39 \text{ Gew.}\%$ etwa doppelt so groß wie bei PS1. Das Vertikalprofil von PS1 zeigt mit zunehmender Tiefe eine leichte Abnahme des Bodenwassergehalts. Mit Ausnahme des tiefsten Horizontes zeigt die Sedimentkernprobe von PS2 den gleichen Trend.

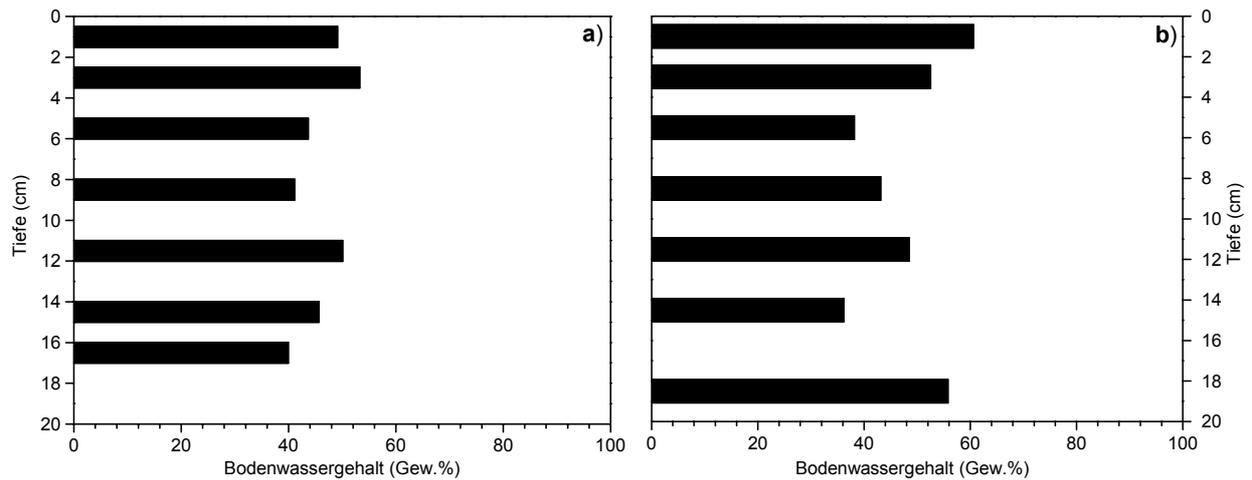


Abb. 7-15: Bodenwassergehalt in den Seesedimenten der Standorte PS1 (a) und PS2 (b).

7.3.4. Korngrößen

Die Korngrößenverteilung im Seesediment der beiden Standorte PS1 und PS2 zeigt keine deutlichen Unterschiede (s. Abb. 7-16). Korngrößen > 2 mm wurden nicht gefunden. In den oberen Sedimentschichten dominiert die Sandfraktion mit einem Anteil von > 50 Gew.%. In den tieferen Schichten des Sediments geht der Massenanteil von Sand auf Kosten von Schluff und Ton zurück. Hier dominiert die Schlufffraktion mit einem Massenanteil von teilweise > 50 Gew.%. Der Tongehalt ist generell gering. Er erreicht im See PS1 maximal 12,2 Gew.% und im See PS2 maximal 10,5 Gew. %. Nach der AG BODEN (1994) ist die Bodenart in beiden Seen als schluffig-lehmiger Sand zu definieren.

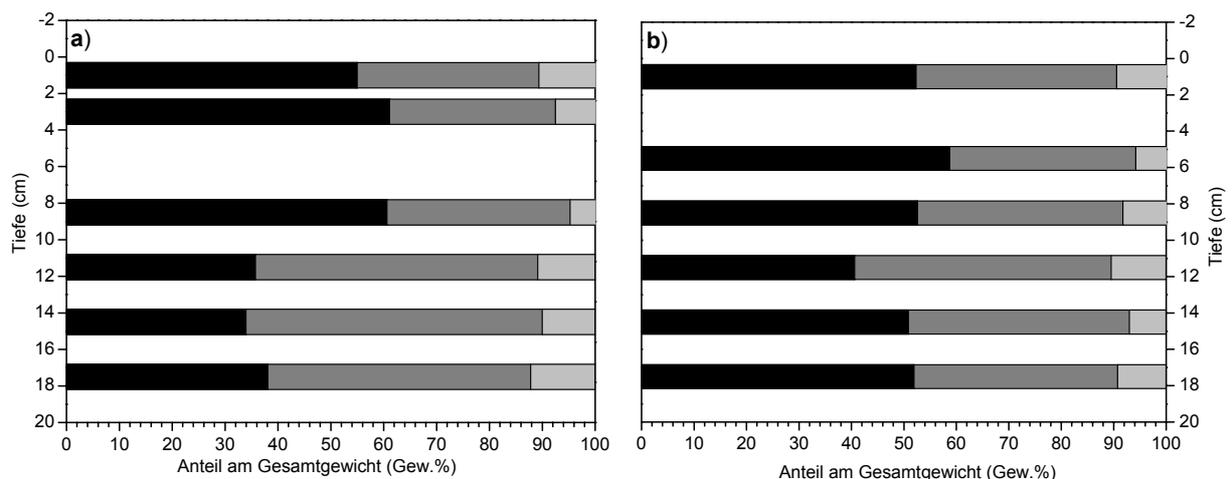


Abb. 7-16: Korngrößenverteilung in den Seesedimenten der Standorte PS1 (a) und PS2 (b). – (schwarz) Sandfraktion; (grau) Schlufffraktion; (hellgrau) Tonfraktion.

7.3.5. DOC-Gehalt

Die DOC-Gehalte im Seesediment der Standorte PS1 und PS2 zeigen nur für die obersten Bereiche deutliche Unterschiede. Der See PS1 weist in den obersten Sedimentschichten die geringsten DOC-Konzentrationen auf. Das Sediment des Sees PS2 erreicht hier die höchsten Konzentrationswerte im Vertikalprofil (s. Tab. 7-10). Für den See PS1 wurden in den obersten 0 bis 2 bzw. 2 bis 4 cm Sediment DOC-Konzentrationen von $6,35 \pm 0,11 \text{ mg l}^{-1}$ bzw. $5,74 \pm 0,03 \text{ mg l}^{-1}$ ermittelt. Im See PS2 wiesen die gleichen Sedimentschichten eine DOC-Konzentration von $38,01 \pm 0,09 \text{ mg l}^{-1}$ bzw. $9,79 \pm 0,06 \text{ mg l}^{-1}$ auf.

Tab. 7-10: DOC-Gehalte im Sediment der Standorte PS1 und PS2 (pro Wert $n = 2$).

PS1		PS2	
Tiefe (cm)	DOC-Gehalt (mg l^{-1})	Tiefe (cm)	DOC-Gehalt (mg l^{-1})
0 bis 2	$6,35 \pm 0,11$	0 bis 2	$38,01 \pm 0,09$
2 bis 4	$5,74 \pm 0,03$	2 bis 4	$9,79 \pm 0,06$
4 bis 7	$11,10 \pm 0,15$	4 bis 7	$8,04 \pm 0,65$
7 bis 10	$7,60 \pm 0,05$	7 bis 10	$9,03 \pm 0,20$
10 bis 13	$7,94 \pm 0,19$	10 bis 13	$12,53 \pm 1,18$
13 bis 16	$9,17 \pm 0,10$	13 bis 16	$9,69 \pm 0,05$
16 bis 17	$8,52 \pm 0,14$	16 bis 19	-

Die maximale DOC-Konzentration im Sediment von PS1 wird erst in einer Tiefe von 4 bis 7 cm erreicht und beträgt $11,10 \pm 0,15 \text{ mg l}^{-1}$. Im Sediment des Sees PS2 wird neben der Maximalkonzentration in 0 bis 2 cm Tiefe ein zweites Maximum in 10 bis 13 cm Tiefe erreicht. Hier wurden $12,53 \pm 1,18 \text{ mg l}^{-1}$ ermittelt. Mit Ausnahme der stark erhöhten Werte im obersten Bereich des Sediments von PS2 sind die ermittelten DOC-Konzentrationen beider Standorte insgesamt wenig differenziert. Innerhalb beider Seen sind keine klaren Trends im Vertikalprofil erkennbar.

7.3.6. Methangehalt

Die Methangehalte im Bodenwasser der Seesedimente von PS1 und PS2 zeigen im Bereich der erfassten Tiefen (0 bis 17/18 cm) nur geringe Unterschiede. Ähnlich verhalten sich

die Methansättigungswerte im Bodenwasser. Bis auf den untersten Horizont weist PS2 jedoch stets höhere Werte auf (s. Abb. 7-17 und Tab. 7-11).

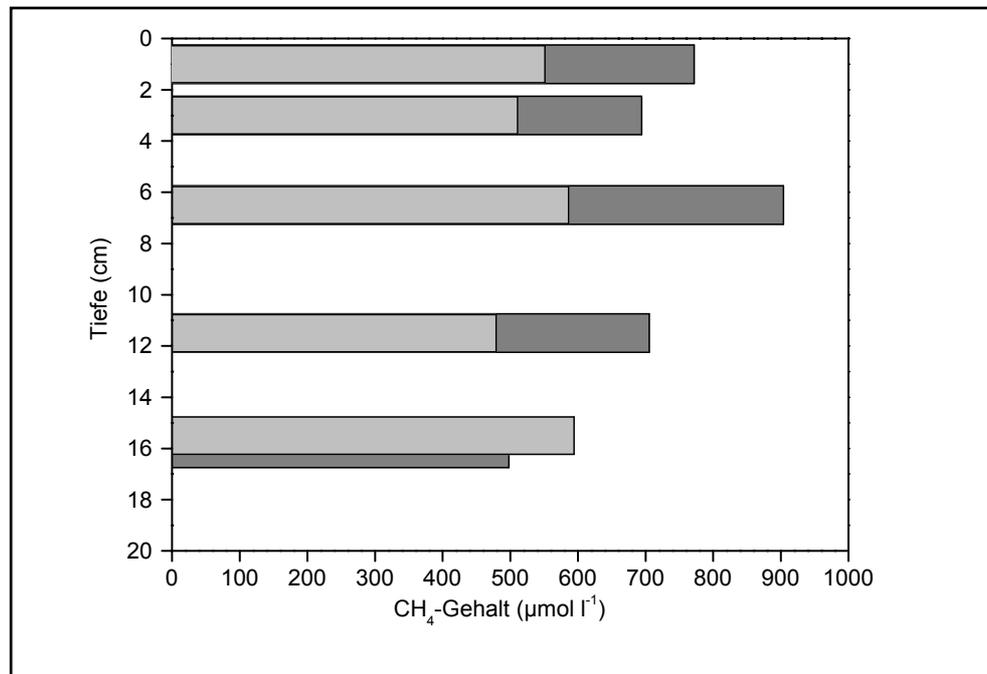


Abb. 7-17: Methangehalt im Seesediment der Standorte PS1 (hellgrau) und PS2 (grau) bezüglich der ermittelten Bodenwassergehalte.

Der mittlere Methangehalt im Bodenwasser des Seesediments von PS1 beträgt bis in eine Tiefe von etwa 17 cm $548,8 \pm 92,6 \mu\text{mol l}^{-1}$ ($n = 15$). Im Bodenwasser des Seesediments von PS2 beträgt der mittlere Methangehalt bis in eine Tiefe von etwa 18 cm $710,6 \pm 185,5 \mu\text{mol l}^{-1}$ ($n = 15$). In den obersten 14 cm sind die Methangehalte im Bodenwasser von PS2 deutlich höher. Im tiefsten erfassten Horizont zeigt PS1 höhere Methangehalte im Bodenwasser. Die vertikale Verteilung der Methangehalte von PS1 ist relativ homogen. Sie zeigt keine klaren Trends. Im Sediment von PS2 ist ein Trend der Abnahme der Methangehalte mit zunehmender Tiefe erkennbar.

Unter Verwendung der ermittelten Werte der Feucht-Rohdichte (s. Kapitel 7.3.2) ergibt sich für PS1 bei einem Sedimentvolumen von 50(L) x 50(B) x 14(T) cm eine Methangasmenge von etwa 216 mg. Das gleiche Sedimentvolumen enthält im See PS2 etwa 300 mg Methan. Die mittlere Methansättigung im Bodenwasser lag für PS1 bei $28,0 \pm 4,5 \%$ ($n = 15$) und für PS2 bei $34,8 \pm 9,3 \%$ ($n = 15$) (s. Tab. 7-11). Die ermittelte Maximalsättigung lag bei 57 % (PS2).

Tab. 7-11: Methansättigung im Bodenwasser (pro Wert $n = 3$) der Seesedimente von PS1 und PS2 (bei Sedimenttemperatur in entsprechender Tiefe (Uferwerte, s. Kapitel 7.2.10) und einem Normaldruck von 1.013,4 hPa).

PS1 (08.08.2002)		PS2 (22.08.2002)	
Tiefe (cm)	Methansättigung (%)	Tiefe (cm)	Methansättigung (%)
0 bis 2	29,5 ±3,3	0 bis 2	38,8 ±1,1
2 bis 4	27,4 ±3,9	2 bis 4	34,9 ±6,7
4 bis 9	29,8 ±1,5	4 bis 9	44,0 ±9,4
9 bis 14	24,3 ±5,8	9 bis 14	34,3 ±2,9
14 bis 17	28,8 ±4,5	14 bis 18	23,4 ±6,1

7.3.7. Mikrobielle Methanproduktion

In Tab. 7-12 sind die Grundlagenergebnisse der Methanproduktionsversuche zusammengefasst. Das verwendete Sedimentmaterial von PS1 zeigte in einigen Fällen nur zu Beginn der Versuche eine Zunahme der Methangaskonzentration in den Probengefäßen. Im weiteren Versuchsablauf wurde die Konzentration hier wieder geringer. Diese Proben wurden nicht für die Bestimmung der Methanbildungsleistung verwendet. Die Sedimentproben des Standorts PS2 zeigten durchgehend ansteigende Methangaskonzentrationen in den Versuchsgefäßen.

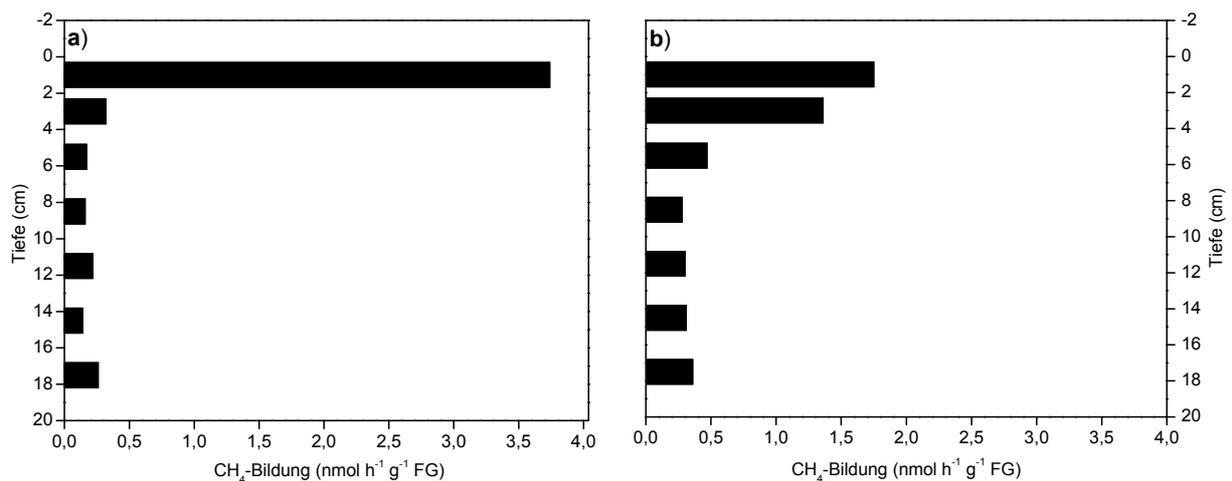


Abb. 7-18: Experimentell ermittelte mikrobielle Methanproduktionsleistung im Seesediment der Standorte PS1 (a) und PS2 (b).

Die experimentell ermittelte Leistung mikrobieller Methanproduktion in den Seesedimenten von PS1 und PS2 zeigt nur in den obersten Sedimentschichten klare Unterschiede zwischen den beiden Standorten (s. Abb. 7-18). Beide erreichen hier ihre maximale Methanbildungsleistung. Für den Standort PS1 wurden in den obersten 0 bis 2 cm Sediment $3,74 \pm 0,14 \text{ nmol h}^{-1} \text{ g}^{-1} \text{ FG}$ ($n = 2$) ermittelt. Am Standort PS2 wurden geringere Werte gemessen. In den obersten 0 bis 2 cm bzw. 2 bis 4 cm Sediment erreichte die Methanbildungsleistung des Standorts PS2 $1,75 \pm 0,38 \text{ nmol h}^{-1} \text{ g}^{-1}$ ($n = 3$) bzw. $1,36 \pm 0,23 \text{ nmol h}^{-1} \text{ g}^{-1}$ ($n = 3$). In den tieferen Sedimentschichten geht die Methanbildungsleistung an beiden Standorten stark zurück. Bei PS1 fällt sie im Bereich von 2 bis 19 cm auf ein Mittel von $0,22 \pm 0,08 \text{ nmol h}^{-1} \text{ g}^{-1} \text{ FG}$ ($n = 13$). Am Standort PS2 ist der Gradient geringer. Die Methanbildungsleistung liegt im Bereich von 4 bis 19 cm Tiefe im Mittel bei $0,35 \pm 0,09 \text{ nmol h}^{-1} \text{ g}^{-1}$ ($n = 15$).

Tab. 7-12: Lineare Regressionsanalyse der Zunahme der Methangaskonzentration bei den Versuchen zur mikrobiellen Methanproduktion (Messzeitraum 8 Tage; pro Wert $n = 7$).

Tiefe (cm)	PS1		PS2	
	r	Anstieg (ppmv d ⁻¹)	r	Anstieg (ppmv d ⁻¹)
0 bis 2	1,00	270,30	0,99	110,79
	1,00	242,28	0,99	72,21
	0,54*	20,51*	0,99	105,00
2 bis 4	0,44*	9,85*	0,98	131,53
	0,72	22,03	1,00	125,47
	0,72	22,7	0,98	87,25
4 bis 7	-0,15*	-0,45*	0,98	43,16
	0,86	9,53	0,94	33,12
	0,84	15,68	0,97	40,06
7 bis 10	0,97	16,40	0,97	20,17
	0,30*	1,20*	0,98	32,76
	0,75	5,56	0,97	19,70
10 bis 13	0,94	15,24	1,00	27,69
	0,13*	0,43*	0,99	24,38
	0,98	15,02	1,00	24,05
13 bis 16	0,98	12,82	0,99	22,29
	0,17*	0,46*	0,99	26,20
	0,94	7,77	1,00	26,90
16 bis 19	1,00	15,85	1,00	22,35
	0,99	15,35	1,00	43,76
	0,99	24,77	1,00	22,64

*) Messwerte wurden nicht für die Bestimmung der Methanproduktionsleistung verwendet.

7.3.8. Mikrobielle Methanoxidation

In Tab. 7-13 sind die Grundlagenergebnisse der Methanoxidationsversuche zusammengefasst. In einigen der Sedimentproben der Standorte PS1 und PS2 konnte keine eindeutige Abnahme der Methankonzentration beobachtet werden. In Einzelfällen erfolgte trotz aerober Verhältnisse sogar eine Zunahme der Methangaskonzentration während des Versuchsablaufs. Diese Proben wurden für die Bestimmung der Methanoxidationsleistung nicht verwendet.

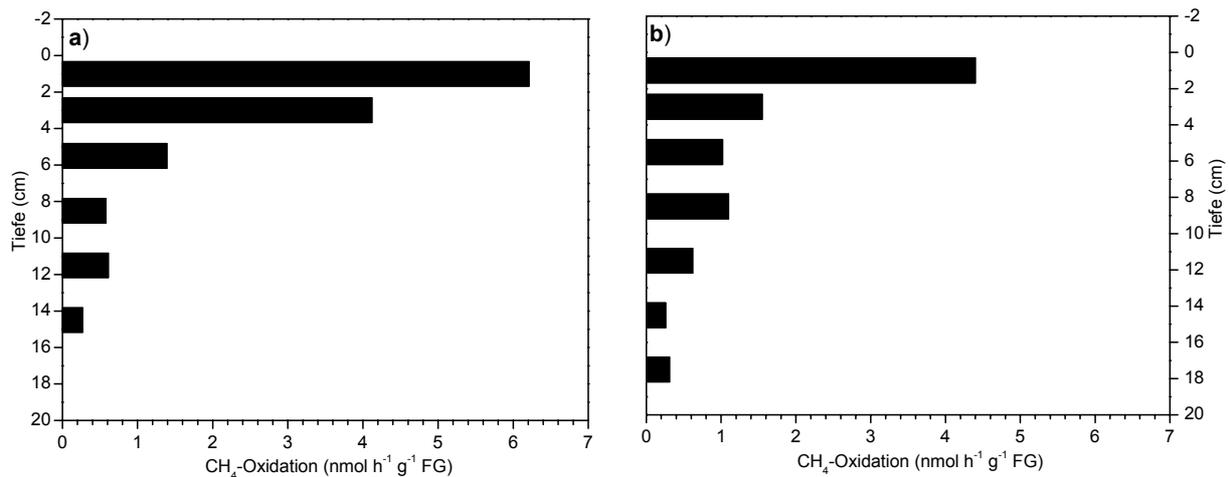


Abb. 7-19: Experimentell ermittelte mikrobielle Methanoxidationsleistung im Seesediment der Standorte PS1 (a) und PS2 (b).

Die Leistung mikrobieller Methanoxidation in den Seesedimenten der Standorte PS1 und PS2 zeigt, ähnlich wie die mikrobielle Methanproduktion, nur in den obersten Sedimentschichten klare Unterschiede zwischen beiden Seen (s. Abb. 7-19). Beide Standorte erreichen hier ihre maximale Methanoxidationsleistung. Für den Standort PS1 wurden in den obersten 0 bis 2 cm bzw. 2 bis 4 cm Sediment 6,21 ± 0,23 nmol h⁻¹ g⁻¹ FG (n = 3) bzw. 4,12 ± 0,50 nmol h⁻¹ g⁻¹ FG (n = 3) ermittelt. Am Standort PS2 wurden geringere Werte gemessen. In den obersten 0 bis 2 cm Sediment erreichte die Methanoxidationsleistung 4,04 ± 0,02 nmol h⁻¹ g⁻¹ FG (n = 3). In den tieferen Sedimentschichten geht die Methanoxidationsleistung an beiden Standorten deutlich zurück. Bei PS1 fällt sie auf ein Mittel von 0,80 ± 0,67 nmol h⁻¹ g⁻¹ FG (n = 10) im Bereich von 4 bis 16 cm Sedimenttiefe. Am Standort PS2 fällt die Methanoxidationsleistung auf ein Mittel von 0,83 ± 0,68 nmol h⁻¹ g⁻¹ FG (n = 14) im Bereich von 2 bis 19 cm Sedimenttiefe.

Im direkten Vergleich der für die einzelnen Sedimentschichten experimentell ermittelten Methanproduktions- und Methanoxidationsleistungen zeigen nur die untersten beiden Probenhorizonte des Seesediments von PS2 einen Überschuss der Methanbildung.

Tab. 7-13: Lineare Regressionsanalyse der Abnahme der Methangaskonzentration bei den Versuchen zur mikrobiellen Methanoxidation (Messzeitraum 6 ½ Tage; pro Wert n = 5).

Tiefe (cm)	PS1		PS2	
	r	Anstieg (ppmv d ⁻¹)	r	Anstieg (ppmv d ⁻¹)
0 bis 2	-0,96	-319,12	-0,98	-353,61
	-0,97	-299,03	-0,99	-341,74
	-0,98	-331,32	-0,98	-372,83
2 bis 4	-1,00	-360,03	-1,00	-148,68
	-0,98	-363,17	-0,98	-157,35
	-0,99	-282,41	-0,95	-59,55
4 bis 7	-0,99	-112,92	-0,87	-53,74
	-0,99	-202,77	-0,99	-123,85
	-0,87	-35,73	-0,58*	-30,08*
7 bis 10	-0,87	-15,97	-0,81	-21,42
	-0,98	-95,71	-0,99	-150,98
	-0,79	-27,17	-0,54*	-16,05*
10 bis 13	-0,96	-25,44	-0,72	-18,54
	-0,97	-92,62	-0,95	-79,80
	-0,68	-34,70	-0,39*	-17,72*
13 bis 16	-0,44*	-30,57*	-0,77	-13,98
	-0,71	-21,05	-0,85	-25,75
	-0,38*	-20,99*	-0,23*	-6,04*
16 bis 19	0,68*	19,54*	-0,91	-21,60
	-0,04*	-0,58*	-0,75	-29,78
	0,40*	20,90*	-0,76	-23,81

*) Messwerte wurden nicht für die Bestimmung der Methanoxidationsleistung verwendet.

7.4. Methanflüsse im Uferbereich mit emerser Vegetation

7.4.1. Vegetationszusammensetzung der Emissionsmessflächen

Die Vegetationszusammensetzung der stationären Emissionsmessflächen im Uferbereich der untersuchten Seen ist bezüglich emerser Gefäßpflanzen deutlich verschieden. Das Messfeld von PS1 wurde durch die Gräser *Carex chordorrhiza* und *C. aquatilis* dominiert. *Potentilla palustris* kam als dritte Gefäßpflanzenart vor. Eine Triebzählung vom 03.09.2002 ergab 88 Triebe von *C. chordorrhiza*, 17 Triebe von *C. aquatilis* und 11 Triebe von *P. palustris*. Der Deckungsgrad lag bei etwa 50 %. Im Emissionsmessfeld von PS2 trat als emerse Gefäßpflanzenart ausschließlich *Arctophila fulva* auf. Aufgrund der Wuchsform von *A. fulva* war die Anzahl der Pflanzentriebe im Messfeld nicht konstant. Sie wurde, soweit

möglich, für jede Emissionsmessung einzeln erfasst. Die Triebzählungen ergaben Werte von durchschnittlich 10 bis 15 Trieben innerhalb des Messfeldes. Der Deckungsgrad lag bei 10 bis 20 %. Im Messfeld von IS trat als emerse Gefäßpflanzentart ausschließlich *C. aquatilis* auf. Eine Triebzählung vom 02.09.2002 ergab 25 Triebe. Der Deckungsgrad betrug etwa 30 %.

Am Seeufer von PS1 und IS werden die Messflächen im subaquatischen Bereich durch einen dichten Wurzelfilz sowie Wassermoos bedeckt. Das Sediment tritt nicht sichtbar hervor. Das stationäre Messfeld des Sees PS2 wird im subaquatischen Bereich nur teilweise von Wassermoose bedeckt. Ein Geflecht aus Wurzelfilz auf der Sedimentoberfläche ist nicht vorhanden. Das Sediment tritt stellenweise sichtbar hervor.

7.4.2. Methanemissionen im Uferbereich mit emerser Vegetation

Am Ufer mit emerser Vegetation zeigt die Stärke der Methanemissionsleistung geringe, aber klare Unterschiede zwischen den Untersuchungsstandorten. Für den Standort PS1 wurde die stärkste Emissionsleistung gemessen. Er emittierte im Mittel $58,6 \pm 12,5 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 25$). Die maximale Methanemissionsleistung für PS1 wurde am 14.08.2002 mit $88,65 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ermittelt. Die Seen PS2 und IS zeigten geringere Methanemissionsleistungen. PS2 emittierte im Mittel $41,7 \pm 13,6 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 25$) und IS $34,4 \pm 8,0 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 24$). Die Maximalleistung für PS2 wurde am 22.08.08 mit $65,61 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und für IS am 27.07.2002 mit $53,19 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ gemessen (s. Abb. 7-20).

Im saisonalen Verlauf sind alle drei Standorte von starken Schwankungen der Methanemissionsleistung geprägt. Im gesamten Untersuchungszeitraum zeigen die Standorte PS1 und IS eine vergleichbare saisonale Entwicklung. Die größten Emissionsleistungen wurden hier Ende Juli bis Mitte August erreicht. Ende August bis Anfang September wurden die Leistungen deutlich geringer. Im Vergleich zu PS1 und IS zeigt der Standort PS2 eine teilweise stark abweichende saisonale Entwicklung der Methanemissionsleistung am Seeufer. Dies wird im Zeitraum 06.08. bis 16.08.2002 am deutlichsten. Die Emissionsleistungen von PS1 als auch IS verhalten sich direkt entgegengesetzt zu denen von PS2 (s. Abb. 7-20). Im Gegensatz zu PS1 und IS, war die Triebanzahl emerser Gefäßpflanzen in der Messfläche des Sees PS2 (*Arctophila fulva*) während der Saisonmessungen nicht konstant. Bei der Normierung der Emissionsleistungen von PS2 auf eine konstante Triebzahl von 10 Trieben pro Messfläche ($0,25 \text{ m}^2$) (s. Gl. (1) Kapitel 7.4.5) bleibt die Abweichung im saisonalen Emissionsverhalten zu PS1 und IS jedoch bestehen (s. Abb. 7-20). Die Ursachen können daher nicht in der variierenden Triebanzahl von *A. fulva* liegen.

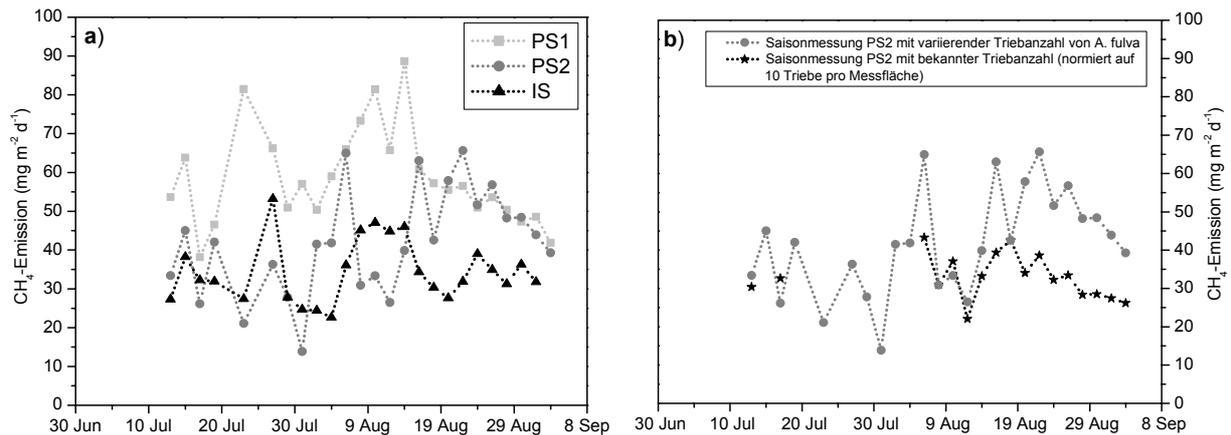


Abb. 7-20: Methanemissionen am Seeufer mit emerser Vegetation. – **a)** Methanemission der Standorte PS1, PS2 und IS; **b)** Vergleich der Methanemissionen von PS2 mit variierender Triebanzahl von *Arctophila fulva* (vergleichsweise Abb. 7-20a) und normierter Triebanzahl von 10 Trieben pro Messfläche.

7.4.3. Methanvermittlungsfunktion von *Carex aquatilis* und *C. chordorrhiza*

Die Untersuchungen zur Methanvermittlungsfunktion von *Carex aquatilis* und *C. chordorrhiza* (s. Abb. 7-22) ergaben einen deutlichen Zusammenhang zwischen Methanemissionsleistung und Triebdichte der genannten Arten. Die Methanemissionsleistung verhält sich bei beiden Arten direkt proportional zur Anzahl der Triebe im Messfeld. Für *C. aquatilis* ergab der ermittelte Korrelationskoeffizient der linearen Regressionsanalyse am Standort IS 0,99 ($n = 5$) und am Standort PS1 0,98 ($n = 3$). Für *C. chordorrhiza* am Standort PS1 wurde ein Wert von 0,95 ($n = 5$) ermittelt (s. Abb. 7-21b). Die Stärke der Methanvermittlung pro *C.-aquatilis*-Trieb entspricht mit $0,326 \pm 0,043$ mg CH₄ d⁻¹ ($n = 6$ / PS1 und IS) etwa dem 10fachen der mittleren Leistung eines *C.-chordorrhiza*-Triebes.

Für den Standort IS wurde aus der Differenz der Emissionswerte des Methanvermittlungsversuchs mit *C. aquatilis* (01.09.2002) und dem Methanemissionswert der Diffusionsleistung im Freiwasser vom 02.09.2002 (s. Kapitel 7.5.1) die Emissionsleistung pro Trieb berechnet. Emissionen durch Gasblasen wurden nicht berücksichtigt. Die sich daraus ergebende Vermittlungsleistung pro Trieb liegt zwischen $0,374$ und $0,291$ mg CH₄ d⁻¹ ($n = 4$). Ähnliche Leistungen pro Trieb ergeben sich aus dem Anstieg der in Abb. 7-21a dargestellten linearen Regressionsfunktion von Triebdichte und Emissionsleistung. Sie beträgt hier $0,269$ mg CH₄ d⁻¹ und Trieb. Bei Abzug des Offset-Werts der Regressionsgeraden ($4,71$ mg CH₄ m⁻² d⁻¹ als theoretische Restemission der Messfläche ohne Vegetation) oder des gemessenen Diffusionswertes im Freiwasser (02.09.2002) von der Methangesamtemission der Messfläche am Seeufer ($29,07$ mg CH₄ m⁻² d⁻¹) ergeben sich für die pflanzenvermittelte Methanemission durch *C. aquatilis* Anteile von 84,49 bzw. 95,75 %.

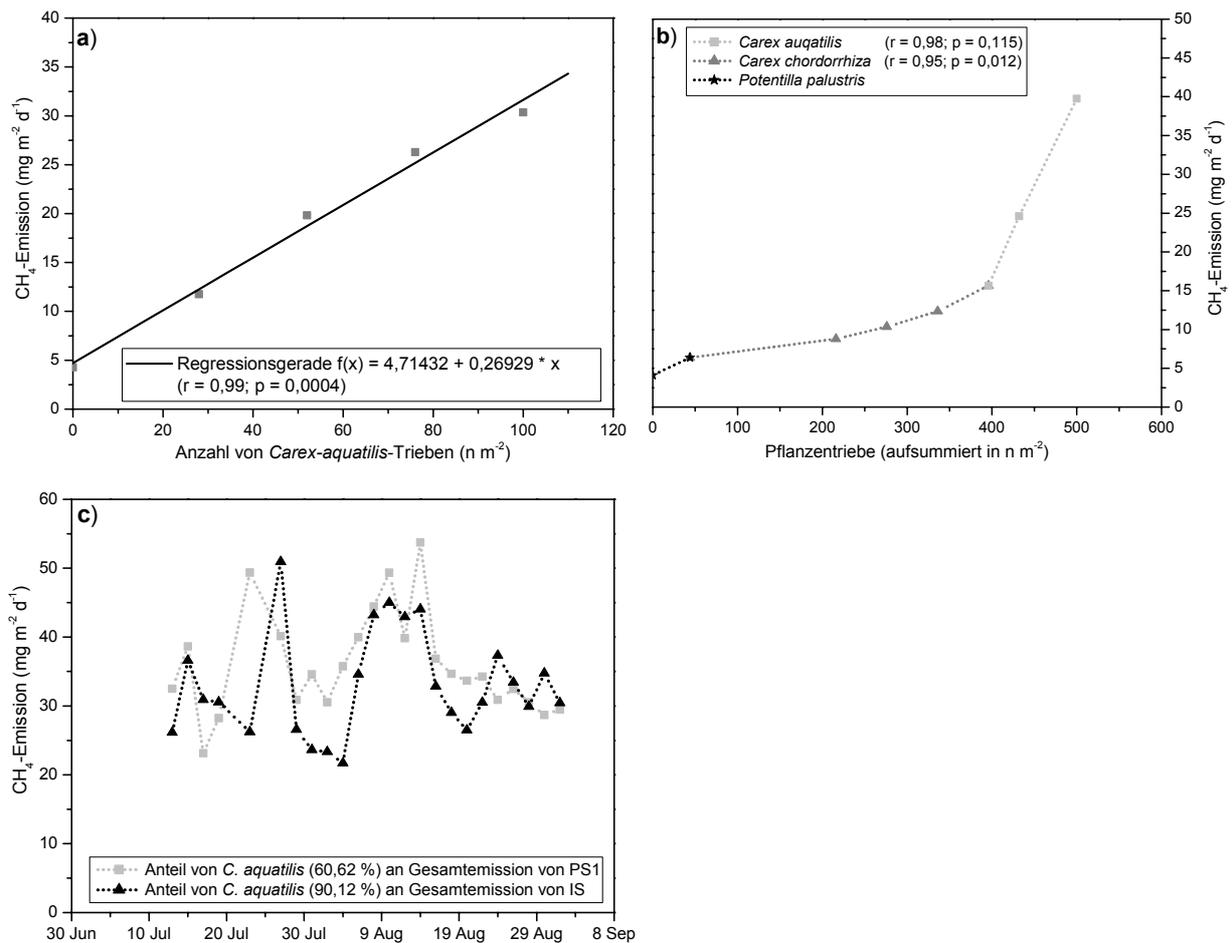


Abb. 7-21: Ergebnisse der Methanvermittlungsversuche mit *C. aquatilis* und *C. chordorrhiza* an den Standorten PS1 und IS. – **a)** Zusammenhang zwischen *C.-aquatilis*-Triebdichte und Methanemissionsleistung am Seeufer von IS; **b)** Zusammenhang zwischen Triebdichte von *C. aquatilis* sowie *C. chordorrhiza* und Methanemissionsleistung am Seeufer von PS1; **c)** theoretische Methanemissionsleistung am Seeufer von PS1 und IS bei ausschließlich pflanzenvermittelter Methanemission durch *C. aquatilis*.

Am Standort PS1 standen keine Diffusionswerte für den Messzeitraum (03.09.2002) der Methanvermittlungsversuche mit *C. aquatilis* und *C. chordorrhiza* zur Verfügung. Eine Abschätzung der Methanvermittlungsleistung der Triebe beider *Carex*-Arten wurde über den Anstieg der berechneten linearen Regressionsfunktionen vorgenommen (nicht dargestellt). Danach ergibt sich für *C. aquatilis* am Standort PS1 eine Emissionsleistung von $0,352 \text{ mg CH}_4 \text{ d}^{-1}$ und Trieb und für *C. chordorrhiza* eine Vermittlungsleistung von $0,025 \text{ mg CH}_4 \text{ d}^{-1}$ und Trieb. Aus der Differenz der gemessenen Emissionsleistungen des Vermittlungsversuchs und der Restemission der Messfläche mit *Potentilla palustris* ($6,37 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, s. Abb. 7-21) wurden die Anteile der pflanzenvermittelten Methangasemissionen beider *Carex*-Arten berechnet. Für die pflanzenvermittelte Methanemission durch *C. aquatilis* ergibt sich ein Anteil von 60,62 % und für *C. chordorrhiza* ein Anteil von 23,34 % an der Methangesamtemission der Messfläche am Seeufer.

Unter Verwendung der ermittelten Prozentanteile der pflanzenvermittelten Methanemission durch *C. aquatilis* zeigen die Leistungen der Ufermessflächen der Standorte PS1 und IS fast identische Verläufe (s. Abb. 7-21). Beim direkten Vergleich der erfassten Methangesamtemissionen der Seeufer beider Standorte, zeigt die Leistung von PS1 dagegen deutlich höhere Werte als IS (s. Kapitel 7.4.2). Dies lässt sich auf die Vermittlungsleistung von *C. chordorrhiza* zurückführen, welche ausschließlich im Emissionsmessfeld von PS1 auftritt

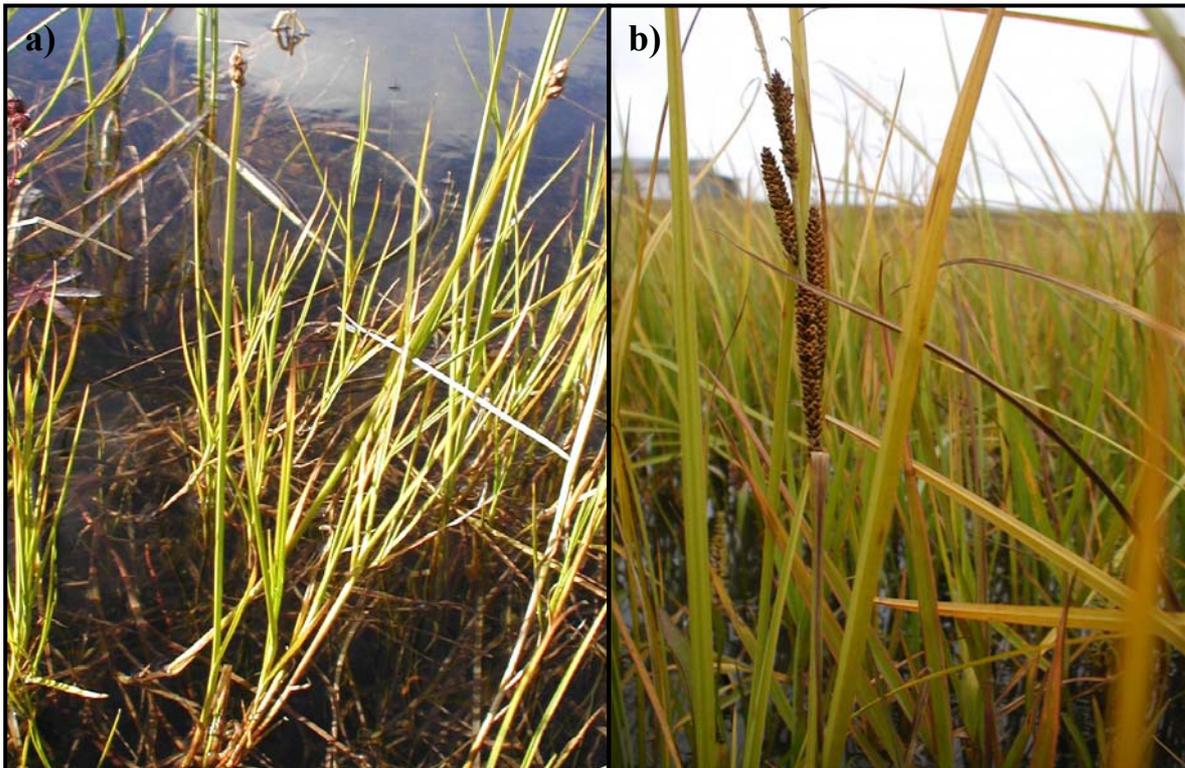


Abb. 7-22: Auf Methanvermittlungsfunktion untersuchte Seggen-Arten *Carex chordorrhiza* (a) und *C. aquatilis* (b). (Quelle: Günther Stoof, Insel Samoylov 2002)

7.4.4. Methanvermittlungsfunktion von *Arctophila fulva*

Die Untersuchung der Methanvermittlungsfunktion von *Arctophila fulva* (s. Abb. 7-23) zeigt einen deutlichen Zusammenhang zwischen Methanemissionsleistung am Seeufer und Triebdichte. Die Emissionsleistung verhält sich direkt proportional zur Anzahl der Triebe in der Messfläche. Die Berechnung der Korrelationskoeffizienten für die Ergebnisse aus den Saisonmessungen bzw. aus den drei Einzelversuchen ergaben Werte von 0,79 (n = 17) bzw. 0,96 (n = 9) (s. Abb. 7-24a und b). Bei der Auswertung der Einzelversuche wurden Messwerte mit weniger als 5 Trieben nicht berücksichtigt.



Abb. 7-23: Auf Methanvermittlungsfunktion untersuchtes Süßgras *Artctophila fulva*. – **a)** aufgeschnittener Spross von *A. fulva* zeigt großes Markhöhlenvolumen (28.07.2002); **b)** *A. fulva* im Flachwasser (Quelle: Günther Stoof, Insel Samoylov 2002).

Aus der Differenz der Methanemissionen im Uferbereich mit bekannter Triebanzahl von *A. fulva* (s. Kapitel 7.4.2) und der Methanemissionen durch Diffusion im Freiwasser (s. Kapitel 7.5.1) wurde die pflanzenvermittelte Emissionsleistung errechnet. Emissionen durch Gasblasen wurden nicht berücksichtigt. Die ermittelten Leistungen pro Trieb liegen danach zwischen 0,402 bis 1,044 mg CH₄ d⁻¹ (n = 17). Ähnliche Leistungen pro Trieb ergeben sich aus den Anstiegen der berechneten linearen Regressionsfunktionen von Triebdichte und Emissionsleistung der Saisonmessungen bzw. der Einzelversuche (s. Abb. 7-24a und b). Sie liegen bei 0,798 bzw. 0,954 mg CH₄ d⁻¹ und Trieb. Der Anteil der pflanzenvermittelten Methanemission durch *A. fulva* an der Gesamtemission der Ufermessfläche liegt bezüglich der Saisonmessungen zwischen 78,7 und 97,7 % (n = 17).

Die ermittelten Methangaskonzentrationen in der Markhöhle emerser Sprossbereiche von *A. fulva* waren bis zu 2000 mal höher als die atmosphärische Methangaskonzentration (s. Abb. 7-24c). Der Spross von *A. fulva* (s. Abb. 7-23a) dient daher nachweislich als Transportweg für Methangas aus der Wurzelzone in die Atmosphäre.

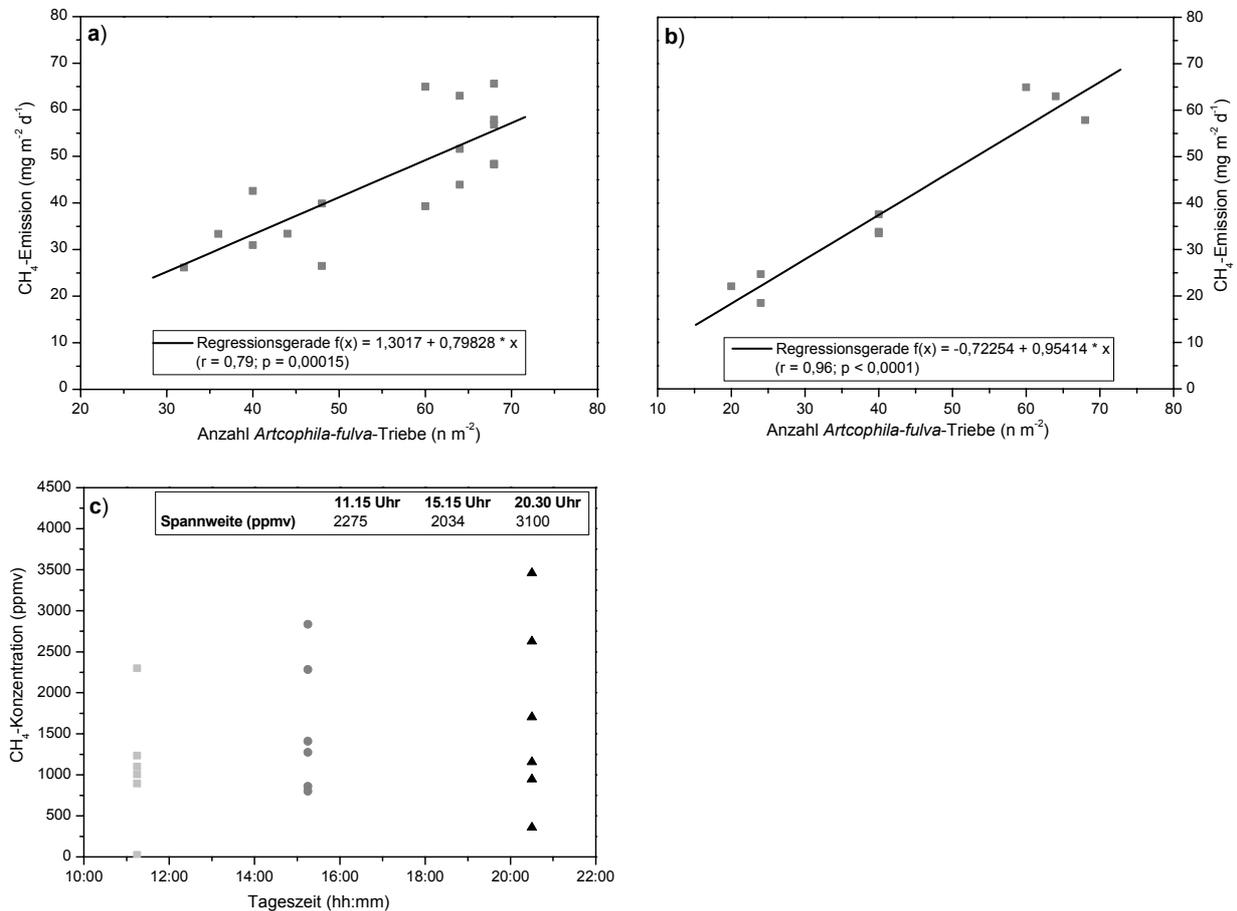


Abb. 7-24: Ergebnisse der Methanvermittlungsversuche mit *Arctophila fulva* am Standort PS2. – **a)** Zusammenhang zwischen Triebdichte und Methanemissionsleistung am Seeufer (Werte der Saisonmessungen); **b)** Zusammenhang zwischen Triebdichte und Methanemissionsleistung am Seeufer (Werte der Einzelversuche vom 06.08., 16.08. und 20.08.2002); **c)** Methangaskonzentration in der Markhöhle emerser Sprossbereiche von *A. fulva*.

Im Tagesverlauf zeigen die Mittelwerte der Konzentrationsmessungen von 11.15 Uhr und 20.30 Uhr einen leichten Konzentrationsanstieg von etwa 1092 ± 720 ppmv ($n = 6$) auf 1707 ± 1150 ppmv ($n = 6$). Identisch verhalten sich die ermittelten Maximalwerte der Methangaskonzentrationen. Sie steigen von 2300 ppmv um 11.15 Uhr auf 3459 ppmv um 20.30 Uhr an. Die Spannweiten der ermittelten Konzentrationen zu den drei Tageszeiten sind jedoch sehr hoch. Als wesentliche Ursache wird die Technik der Probenentnahme angenommen. Das Volumen der beprobten Markhöhlen kann kleiner sein als die entnommene Gasprobenmenge (1 ml). Die dadurch eintretende Verdünnung der Gasproben durch nachströmende Atmosphärenluft kann eine starke Verringerung der

Methangaskonzentrationen bewirken. Hinzu kommt, dass Schwankungen der ermittelten ppmv-Werte auch durch unterschiedliche Volumina der beprobten Markhöhlen entstehen. Die ermittelte Zunahme der Methangaskonzentration in den Markhöhlen ist daher kritisch zu bewerten.

7.4.5. Bedeutung der Temperatur für die Methanemissionsleistung

Im Uferbereich mit emerser Vegetation zeigt die Methanemissionsleistung teilweise deutliche Abhängigkeiten von der Temperatur. Beide verhalten sich direkt proportional zueinander. Die signifikantesten Abhängigkeiten ergeben sich zwischen Methanemissionsleistung und Sedimenttemperatur. Wasser- und Lufttemperatur zeigen nur einen geringen oder gar keinen Zusammenhang mit der Emissionsleistung (s. Tab. 7-14).

Die Methanemissionsleistung am Standort PS1 zeigt eine deutliche Abhängigkeit von der Sedimenttemperatur bis in eine Tiefe von 20 cm. Die errechneten Korrelationskoeffizienten für die einzelnen Tiefenstufen der Temperaturmessungen liegen hier zwischen 0,79 und 0,84. In tieferen Sedimentschichten ist die Abhängigkeit von der Temperatur deutlich geringer. Auch zwischen Wassertemperatur und Emissionsleistung ergeben sich signifikante Zusammenhänge. Der ermittelte Korrelationskoeffizient beträgt 0,7. Die Lufttemperatur zeigt keinen unmittelbaren Einfluss (s. Tab. 7-14).

Für die Prüfung des Temperatureinflusses auf die Methanemissionsleistung des Standorts PS2 wurden nur Messergebnisse genutzt bei denen die Triebanzahl von *Arctophila fulva* bekannt war ($n = 17$). Um einen Einfluss durch die variierende Triebdichte auszuschließen wurden alle gemessenen Emissionsleistungen auf eine Pflanzendichte von 10 Trieben pro Messfläche ($0,25 \text{ m}^2$) bzw. 40 Trieben pro m^2 normiert (s. Gl. (1)) (s. Abb. 7-20b).

$$(1) \quad F_{\text{norm40}} = \frac{F_{\text{gem}} * 40 \text{ (Triebe)}}{A_{\text{T}}}$$

F_{norm40}	–	Methanemission normiert auf 40 Triebe ($\text{mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)
F_{gem}	–	gemessene Methanemissionsleistung ($\text{mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$)
A_{T}	–	Triebzahl in der Haube während der Messung (n m^{-2})

Tab. 7-14: Ergebnisse der linearen Regressionsanalyse von Temperatur und Methanemissionsleistung am Seeufer mit emerser Vegetation der Standorte PS1, PS2 und IS.

Temperatur	Lineare Regressionsanalyse			Standort*	
	r	p	n		
Lufttemperatur (oberhalb der GOF)	0,45	0,0224	25	PS1	
	0,27	0,2943	17	PS2 ^a	
	0,75	0,0122	10	PS2 ^b	
	-0,23	0,2864	24	IS	
Wassertemperatur (5 cm Wassertiefe)	0,70	0,0002	23	PS1	
	0,35	0,1633	17	PS2 ^a	
	0,88	0,0009	10	PS2 ^b	
	-0,05	0,8133	23	IS	
Sedimenttemperatur	5 cm Tiefe	0,80	< 0,0001	23	PS1
		0,30	0,2464	17	PS2 ^a
		0,88	0,0006	10	PS2 ^b
		0,20	0,3778	22	IS
	10 cm Tiefe	0,82	< 0,0001	23	PS1
		0,30	0,2520	17	PS2 ^a
		0,91	0,0002	10	PS2 ^b
		0,27	0,2224	22	IS
	15 cm Tiefe	0,84	< 0,0001	23	PS1
		0,34	0,1821	17	PS2 ^a
		0,91	0,0002	10	PS2 ^b
		0,37	0,0942	22	IS
	20 cm Tiefe	0,79	< 0,0001	23	PS1
		0,36	0,1545	17	PS2 ^a
		0,91	0,0003	10	PS2 ^b
		0,32	0,1482	22	IS
25 cm Tiefe	0,66	0,0007	23	PS1	
	0,39	0,1221	17	PS2 ^a	
	0,84	0,0021	10	PS2 ^b	
	0,39	0,0752	22	IS	
30 cm Tiefe	0,10	0,6688	20	PS1	
	0,41	0,1251	15	PS2 ^a	
	0,57	0,0828	10	PS2 ^b	
	0,40	0,0703	22	IS	

*) Für den Standort PS2 wurden nur Emissionsleistungen mit bekannter Anzahl von *Arctophila fulva* Trieben pro Messung genutzt (n = 17). Alle Emissionsmesswerte wurden auf eine Triebanzahl von 10 Trieben pro Messfläche (0,25 m²) normiert.

a) Beinhaltet alle Emissionsmesswerte mit bekannter Triebanzahl von *A. fulva* Trieben (n = 17) pro Messfläche (0,25 m²).

b) Beinhaltet nur Emissionsmesswerte bei denen die Triebanzahl von *A. fulva* Trieben pro Messfläche (0,25 m²) mindestens 15 Triebe betrug (n = 10).

Danach zeigt die Methanemissionsleistung am Standort PS2 zunächst keine Abhängigkeit von der Temperatur. Bei der Untersuchung der pflanzenvermittelten Methanemission durch *A. fulva* hat sich jedoch gezeigt, dass die Triebanzahl wesentlichen Einfluss auf die Evaluierung des Zusammenhangs von Methanemissionsleistung und Temperatur hat. Bei geringer Triebanzahl treten offenbar größere Schwankungen in den Messergebnissen auf, welche den Temperatureinfluss auf die Emissionsleistung überdecken (s. Abb. 7-25).

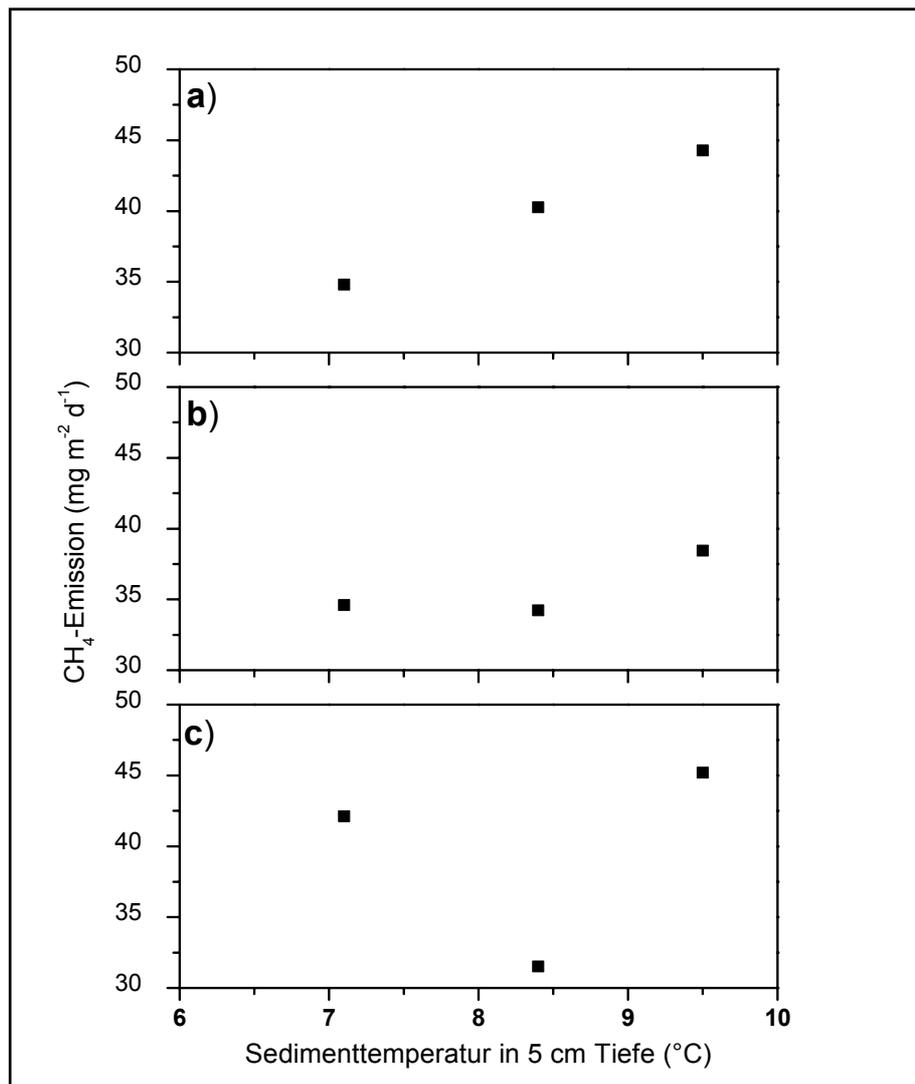


Abb. 7-25: Erkennbarkeit des Zusammenhangs von Sedimenttemperatur und Methanemissionsleistung in Abhängigkeit von der Triebdichte des Süßgrases *Arctophila fulva* (Ergebnisse aus den Einzelversuchen zur Methanvermittlungsfunktion s. Abb. 7-24b). – **a)** Triebanzahl 60 bis 68 pro m²; **b)** Triebanzahl 40 pro m²; **c)** Triebanzahl 20 bis 24 pro m².

Bei ausschließlicher Verwendung von Messergebnissen bei denen die Anzahl von *A. fulva* mindestens 15 Triebe pro Messfläche betrug ($n = 10$) ergeben sich für Luft-, Wasser- und Sedimenttemperatur deutliche Zusammenhänge. Die Sedimenttemperatur hat den größten

Einfluss auf die Methanemissionsleistung. Bis in eine Tiefe von 25 cm wurden Korrelationskoeffizienten zwischen 0,84 bis 0,91 errechnet. Die lineare Regressionsanalyse für Wasser- und Lufttemperatur ergab Korrelationskoeffizienten von 0,88 bzw. 0,75 (s. Tab. 7-14). Die Methanemissionsleistung am Standort IS zeigt keine oder nur geringe Abhängigkeiten zu den untersuchten Temperaturen (s. Tab. 7-14).

7.5. Methanflüsse im Bereich der freien Wasseroberfläche

7.5.1. Methanemissionen durch Diffusion von der Wasseroberfläche

Die ermittelten Methanemissionsleistungen durch Diffusionsprozesse an der freien Wasseroberfläche sind generell gering. Die mittleren Leistungen zeigen keine deutlichen Unterschiede zwischen den Untersuchungsstandorten. Für PS1 liegt sie bei $1,9 \pm 1,1 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 27$), für PS2 bei $3,0 \pm 1,6 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 27$) und für IS bei $2,2 \pm 2,0 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 27$). Die saisonale Entwicklung der Methandiffusion ist von deutlichen Schwankungen geprägt. An allen drei Standorten zeigt der saisonale Verlauf Intervalle von impulsartigen Anstiegen der Diffusionsleistung. Am Standort IS vollzieht sich dieses Diffusionsverhalten über den gesamten Untersuchungszeitraum, während bei den Polygonalen Seen PS1 und PS2 nur im August deutliche Diffusionsimpulse auftreten (s. Abb. 7-26).

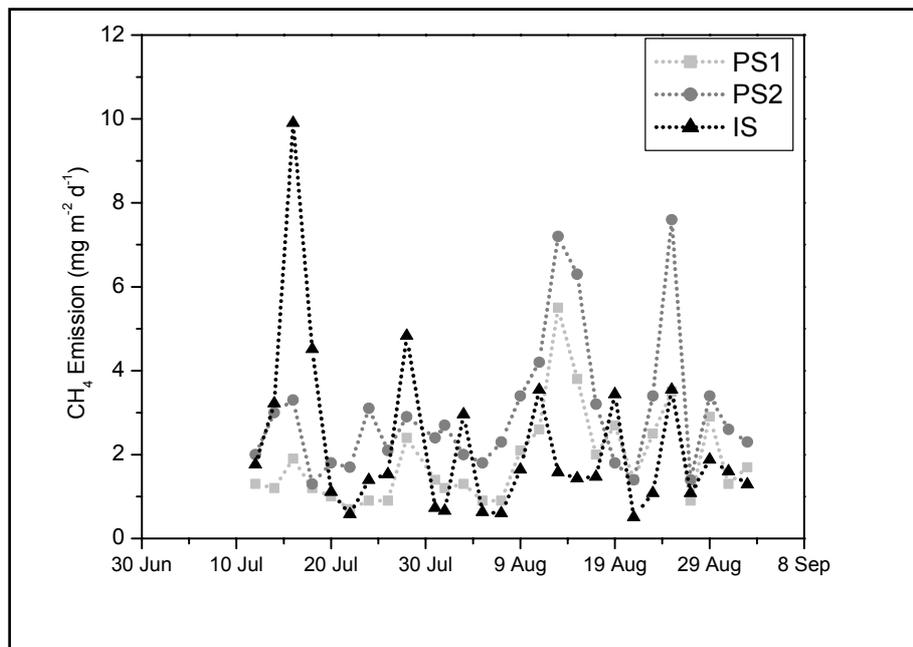


Abb. 7-26: Methanemissionen durch Diffusionsprozesse an der Grenze Wasser-Luft an den Standorten PS1, PS2 und IS.

Während eines Impulses erreicht die Methandiffusion zum Teil das 2 bis 4fache der mittleren Leistung der Standorte. Die gemessene Maximalleistung der Diffusion betrug für PS1 $5,5 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, für PS2 $7,6 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und für IS $9,9 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Die Seen PS1 und PS2 zeigen im saisonalen Verlauf eine sehr ähnliche Entwicklung der Diffusionsleistungen. Sie erreichen ihre Maximalwerte erst Mitte bis Ende August. Der See IS erreicht seine Maximalleistungen bereits Mitte Juli. Von Ende Juli bis Anfang September nimmt seine mittlere Diffusionsleistung kontinuierlich ab.

7.5.2. Bedeutung der Wassertemperatur für die diffusive Methanemission

Die ermittelten diffusiven Methanemissionsleistungen an der Grenzfläche Wasser-Luft (s. Kapitel 7.5.1) zeigen eine deutliche Abhängigkeit von der Wassertemperatur (s. Kapitel 7.2.4). Der Einfluss der Wassertemperatur beruht offenbar auf zwei verschiedenen Mechanismen. Zum einen ermöglicht eine homogene Temperaturverteilung in der gesamten Wassersäule die Steigerung der diffusiven Methanemissionen (s. Abb. 7-27). Zum anderen nimmt die Diffusion in die Atmosphäre mit steigender Temperatur des Oberflächenwassers zu (s. Abb. 7-28).

Aus den Messwerten der vertikalen Temperaturprofile der Wassersäulen (s. Kapitel 7.2.4) der drei Untersuchungsstandorte wurde die Standardabweichung als Maß der Homothermie der vertikalen Temperaturverteilung berechnet. Für PS1 bzw. PS2 erfolgte die Berechnung nur zwischen den Tiefen 60 und 80 cm bzw. 40 und 60 cm. Die darüber liegende Wassersäule wies generell keine Temperaturgradienten auf. Für den Standort IS wurden alle vertikalen Wassertemperaturdaten (0 bis 120 cm) genutzt, da die Wassersäule aufgrund des Eiskeils ausgeprägte Temperaturgradienten aufweist. Die Größe der Standardabweichung beschreibt die Stärke bestehender Temperaturgradienten vom Gewässergrund zur Wasseroberfläche. Es zeigt sich, dass am Untersuchungsstandort IS die sprunghafte Zunahme der Methandiffusionsleistung meist parallel mit der Abnahme der berechneten Standardabweichungen erfolgt (s. Abb. 7-27). An den Standorten PS1 und PS2 ist dieser Zusammenhang nur im Juli erkennbar.

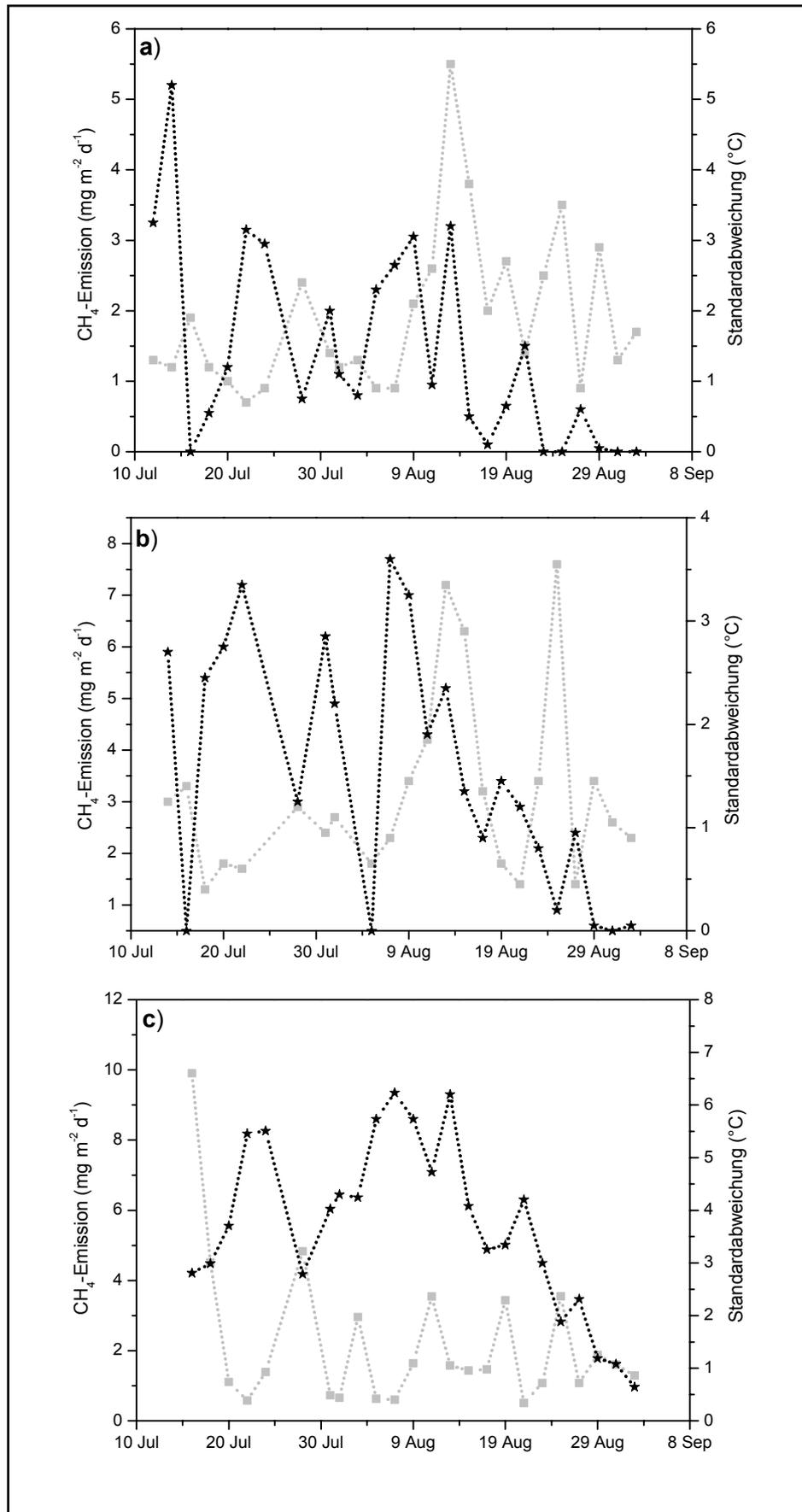


Abb. 7-27: Zusammenhang zwischen diffusiver Methanemission (hellgrau) und Temperaturgradienten (dargestellt als Standardabweichung) in der Wassersäule (schwarz) an den Standorten PS1 (a), PS2 (b) und IS (c).

Ausgehend vom 1. Fick'schen Diffusionsgesetz wurde der Koeffizient k_i (Transfargeschwindigkeit) berechnet (s. Kapitel 4.2.4). Dieser ergibt sich aus der gemessenen Methandiffusionsleistung (s. Kapitel 7.5.1), der Gleichgewichtskonzentration von gelöstem Methan mit der Luftkonzentration (≈ 4 nM; Bunsen-Löslichkeitsfunktion nach YAMAMOTO et al. 1976), der gemessenen Methankonzentration im Oberflächenwasser (s. Kapitel 7.2.8) und der Diffusionsfläche (1 m^2). Da die Gleichgewichtskonzentration im Vergleich zur gemessenen Konzentration gelösten Methans sehr gering ist und die Diffusionsfläche konstant (1 m^2), beschreibt der errechnete Koeffizient k_i im wesentlichen das Verhältnis von Methandiffusionsleistung zu Methankonzentration im Oberflächenwasser. Die ermittelten k_i -Werte ($n = 14$) zeigen eine deutliche Temperaturabhängigkeit (s. Abb. 7-28). Mit zunehmender Wassertemperatur steigt der k_i -Wert an ($r = 0,69$). Basierend auf dem 1. Fick'schen Diffusionsgesetz ergibt sich daraus, dass bei konstanter Menge gelösten Methangases im Oberflächenwasser die Methandiffusionsleistung mit steigender Wassertemperatur zunimmt.

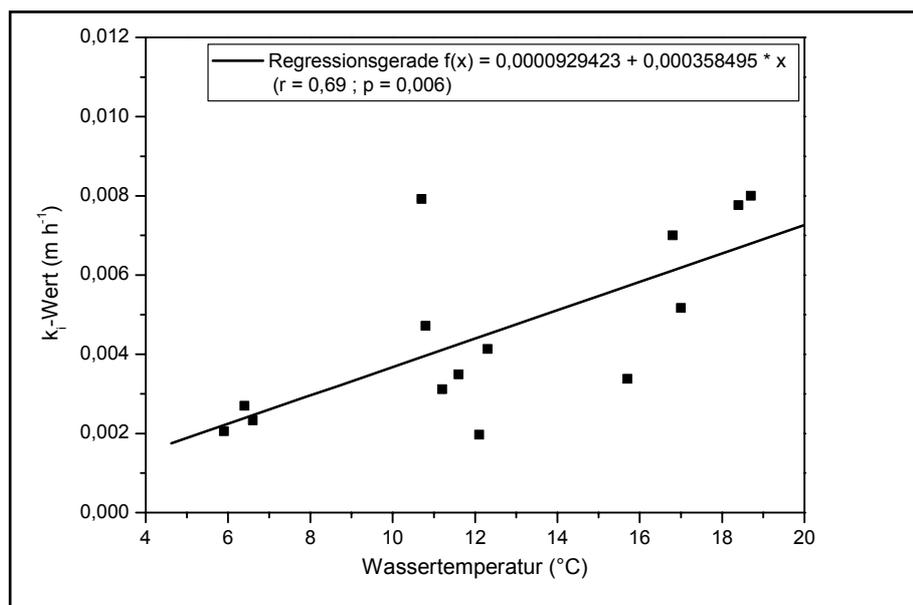


Abb. 7-28: Abhängigkeit der Transfargeschwindigkeit (k_i) des Diffusionsprozesses an der Grenze Wasser-Luft von der Wassertemperatur im Oberflächenwasser.

7.5.3. Methanemissionen durch freigesetzte Gasblasen

Die Methanemissionsleistung der drei Seen durch aufsteigende Gasblasen zeigt im Standortvergleich zum Teil erhebliche Unterschiede. Die Emissionsleistungen der Seen PS1 und IS sind sehr gering. Im Vergleich zu allen durchgeführten Emissionsmessungen (s. Kapitel 7.4.2, 7.4.3, 7.4.4 und 7.5.1) wurden hier die mit Abstand niedrigsten Emissionsleistungen gemessen. Die ermittelte maximale Methanemissionsleistung für PS1 lag

bei $0,68 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und für IS bei $0,14 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Am Standort PS2 wurde eine deutliche höhere Leistung gemessen. Im Mittel erreichte sie mit $11,7 \pm 8,1 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 25$) etwa das 10 bzw. 100fache der Maximalleistung von PS1 bzw. IS. Die maximal erfasste Emissionsleistung von PS2 betrug $30,24 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (s. Abb. 7-29a und b).

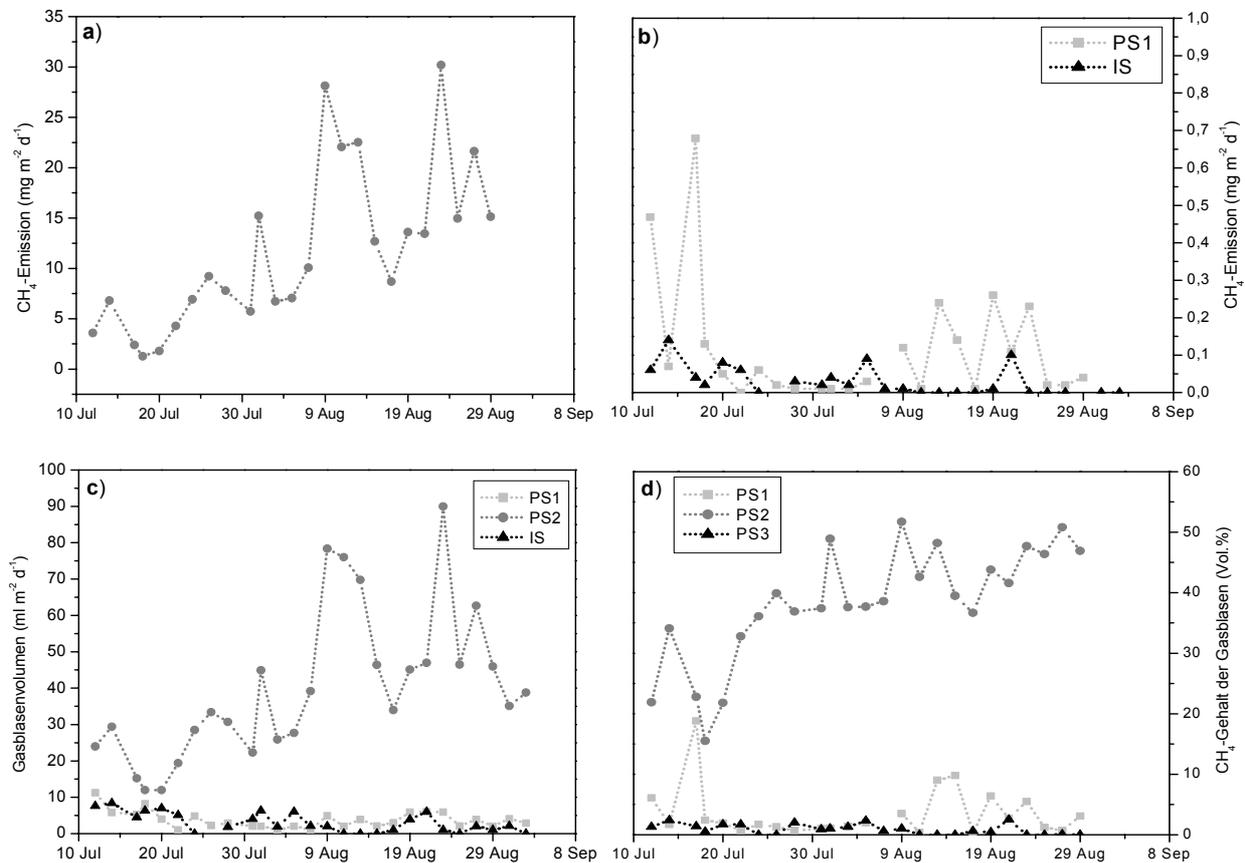


Abb. 7-29: Methanemissionen durch freigesetzte Gasblasen. – **a)** Methanemissionsleistung am Standort PS2; **b)** Methanemissionsleistung an den Standorten PS1 und IS; **c)** Volumen freigesetzter Gasblasen an den Standorten PS1, PS2 und IS; **d)** Methangehalt in den freigesetzten Gasblasen der Standorte PS1, PS2 und IS.

Die ermittelten Methangehalte in den Gasblasen zeigen ein ähnliches Bild, wie die Emissionsleistungen der Untersuchungsstandorte. An den Standorten PS1 und IS war der Methangehalt gering. Der Maximalwert lag für PS1 bei 18,8 Vol.% und für IS bei 2,5 Vol.%. Am Standort PS2 wurde ein Maximalgehalt von 51,7 Vol.% und ein Minimalgehalt von 15,5 Vol.% ermittelt (s. Abb. 7-29d). Vergleichbare Unterschiede zwischen den Standorten treten auch im saisonalen Verlauf der Gasblasengesamtemissionen auf. In den Seen PS1 und IS sind die durch aufsteigende Blasen freigesetzten Gasvolumina gering. Am Standort PS2 sind die freigesetzten Gasvolumina deutlich größer. Im saisonalen Verlauf nehmen sie, trotz großer Schwankungen, tendenziell zu. PS2 emittierte im Mittel $40,0 \pm 20,4 \text{ ml m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 28$),

während PS1 und IS im Mittel nur $3,8 \pm 2,4$ ($n = 28$) bzw. $3,1 \pm 2,7$ $\text{ml m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ($n = 27$) emittierten (s. Abb. 7-29c).

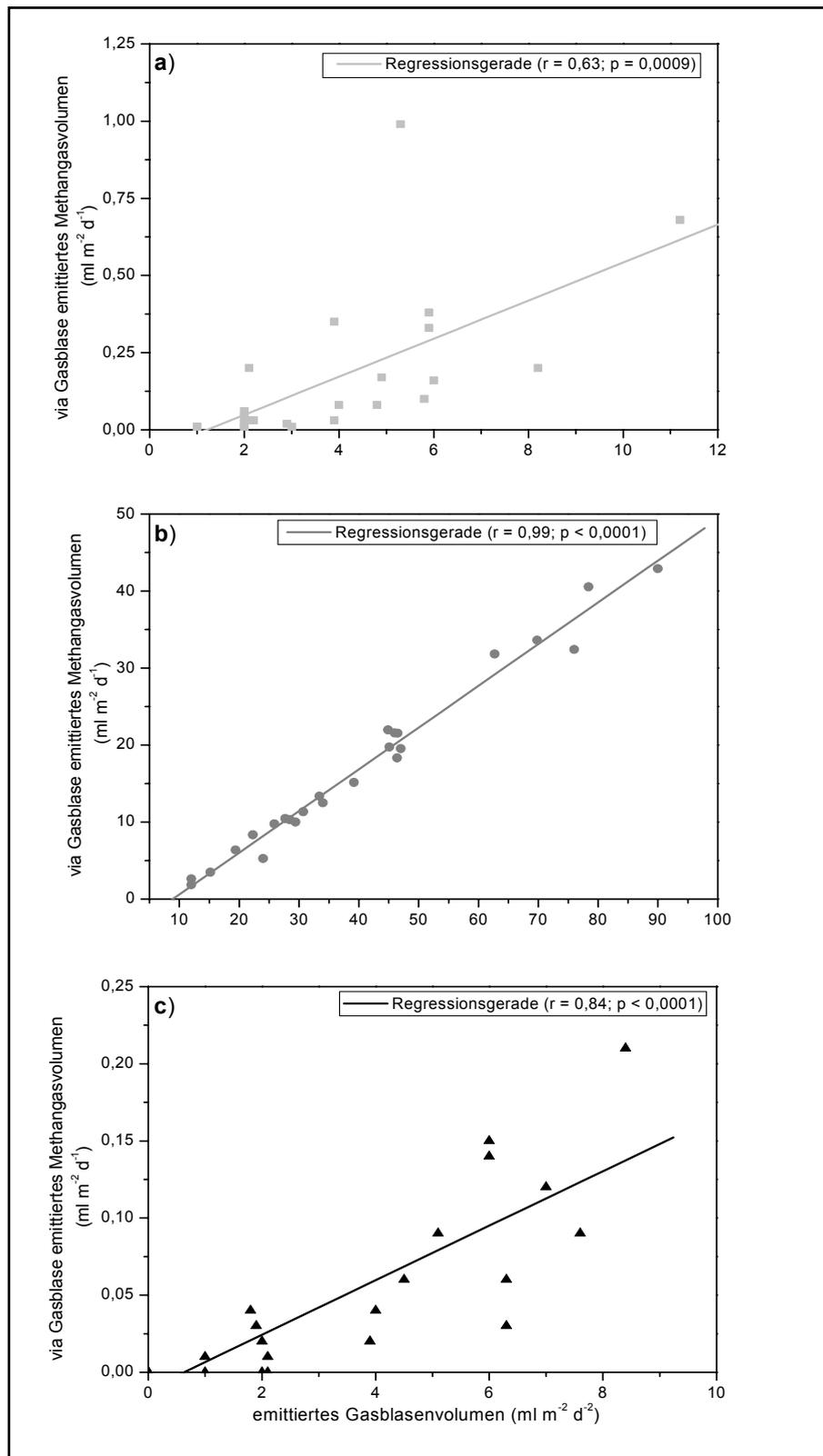


Abb. 7-30: Zusammenhang zwischen dem Methangehalt und dem Volumen emittierter Gasblasen an den Standorten PS1 (a), PS2 (b) und IS (c).

Das Verhältnis zwischen emittierter Methangasmenge und emittierter Gesamtgasmenge ist im Fall von PS2 direkt proportional zueinander. Der ermittelte Korrelationskoeffizient der linearen Regressionsanalyse liegt bei 0,99 ($n = 25$). Die Standorte PS1 und IS zeigen ähnliche Tendenzen bei größerer Streuung und schwächerer Abhängigkeit.

7.5.4. Bedeutung des Luftdrucks für die Freisetzung von Gasblasen

In den Seen PS1 und PS2 zeigt das durch Blasen freigesetzte Gasvolumen eine deutliche Anhängigkeit von der saisonalen Entwicklung des Luftdrucks der bodennahen Troposphäre. Im See IS ist ein deutlicher Zusammenhang nur im Zeitraum Mitte August bis Anfang September erkennbar (s. Abb. 7-31).

Bei rasch fallendem Druck erhöht sich das durch Blasen emittierte Gasvolumen abrupt, während ansteigender Luftdruck oder isobare Verhältnisse die Menge des emittierten Gasvolumens schnell verringern. Besonders deutlich wird dies Mitte August im See PS2. Im Vergleich zu den beiden Standorten PS1 und IS emittiert PS2 im Mittel deutlich größere Gasvolumina via Blasen (s. Kapitel 7.5.3). Im Zeitraum vom 07.08. bis zum 09.08.2002 fiel der Luftdruck, nach längeranhaltendem isobaren Zustand, von etwa 1015 hPa auf etwa 995 hPa. Im gleichen Zeitraum verdreifachte sich im See PS2 das mittels Blasen emittierte Gasvolumen. Während der darauf folgenden Hochdruckwetterlage Mitte August gingen die Emissionsleistungen um fast $\frac{2}{3}$ zurück. Vom 17.08. bis 23.08.2002 fiel der Luftdruck um etwa 30 hPa ab. In der gleichen Zeit verdreifachte sich erneut die Menge emittierter Gasblasen (s. Abb. 7-31b).

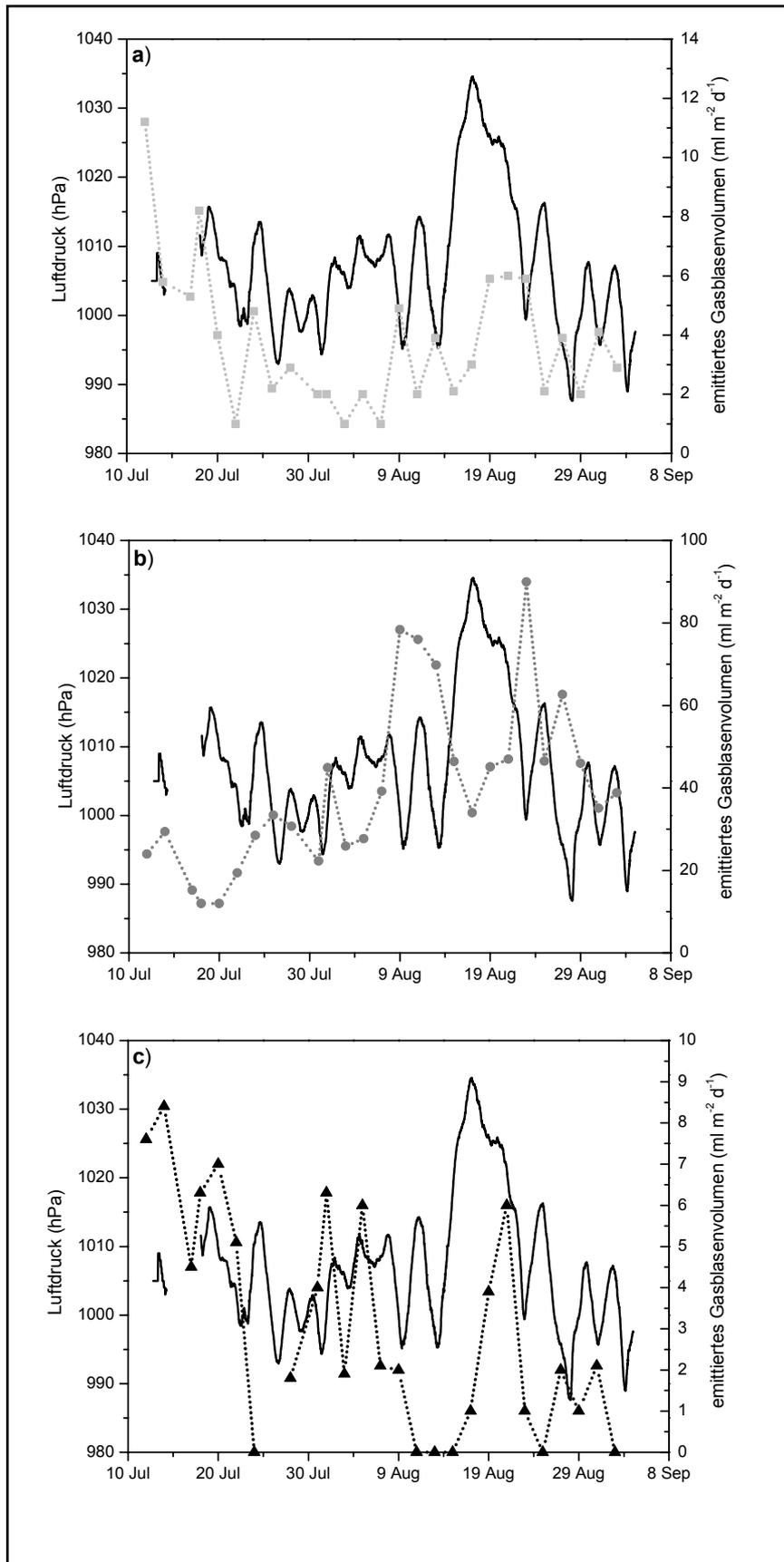


Abb. 7-31: Zusammenhang zwischen der Freisetzung von Gasblasen (Symbollinie) und Luftdruckänderungen in der bodennahen Troposphäre (einfache schwarze Linie) an den Standorten PS1 (a), PS2 (b) und IS (c).

7.6. Verbreitung frostmusterbedingter Seen auf Samoylov

Der Vergleich der Insel Samoylov im Satellitenbild von 1964 mit den im Sommer 2002 gemachten Beobachtungen ergab keine erkennbaren Veränderungen für die zu untersuchenden Seen. Die auf Basis des Satellitenbilds erfassten Gewässerflächen repräsentieren den heutigen Zustand.

Die Fläche Polygonaler Tundra Samoylovs, für welche die Gewässererfassung vorgenommen wurde, beträgt 1,784 km². Dies entspricht etwa 57 % der Gesamtfläche der Polygonalen Tundra auf Samoylov. Die verbleibenden 43 % waren zum Zeitpunkt der Satellitenbildaufnahme durch Wolken verdeckt und blieben daher unberücksichtigt. Die im Klassifikationsgebiet insgesamt erfassten Gewässer bedecken eine Fläche 359.032 m². Das entspricht einem Flächenanteil von etwa 19,3 %. Für die Untersuchung der Verbreitung frostmusterbedingter Seen blieben große Seen mit erhöhter Wassertiefe sowie die Gewässer im südlichen Flutungsbereich der III. Terrasse unberücksichtigt (s. Abb. 7-32).

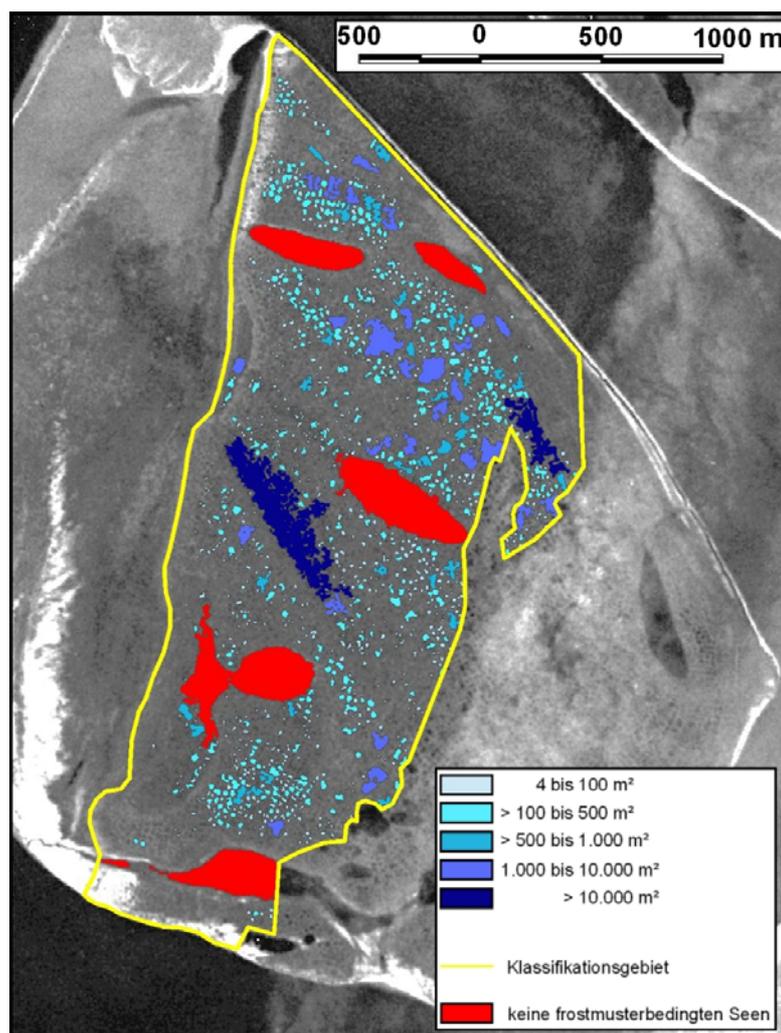


Abb. 7-32: Ergebnis der Erfassung frostmusterbedingter Seen im Bereich der Polygonalen Tundra Samoylovs.

Danach bedecken frostmusterbedingte Seen im Klassifikationsgebiet eine Fläche von 212.684 m². Sie machen somit etwa 11,91 % der Fläche Polygonaler Tundra Samoylovs aus (s. Abb. 7-32). Insgesamt wurden 1.389 einzelne Seen und 152 verschiedene Flächengrößen erfasst, wobei die Häufigkeit mit zunehmender Gewässergröße abnimmt. Die kleinste erfasste Seengröße entspricht der maximalen Auflösung des Satellitenfotos und beträgt 4 m². 98 % der erfassten frostmusterbedingten Seen sind ≤ 1.000 m². Sie besitzen mit einer Fläche von 117.072 m² jedoch nur einen Anteil von etwa 55 % an der Gesamtfläche der erfassten frostmusterbedingten Seen. (s. Tab. 7-15). Seen mit Flächen > 1.000 m² machen nur etwa 2 % derartiger Seen aus, besitzen jedoch etwa 45 % der Gesamtfläche. Zwei Seen erreichten Flächengrößen von mehr als 1 ha. Der größte erfasste frostmusterbedingte See bedeckt 40.724 m². Entsprechend der vorgenommenen Klasseneinteilung bilden Seen mit Flächen von > 100 bis 500 m² die dominierende Gruppe bei der räumlichen Ausdehnung. Ihr Anteil an der Gesamtfläche frostmusterbedingter Seen beträgt 27,79 %. Bezüglich des Klassifikationsgebietes besitzen sie einen Anteil von 3,31 %.

Tab. 7-15: Flächenanteile der erfassten frostmusterbedingten Seen auf der Insel Samoylov.

Seenklassen nach Größe (m ²)	Gesamtfläche (m ²)	Flächenanteil an Frostmusterseen (%)	Anteil am Klassifikationsgebiet auf Samoylov (%)
4 bis 100	34.688 (n=1.028)	16,31	1,94
>100 bis 500	59.104 (n=300)	27,79	3,31
>500 bis 1.000	23.280 (n=32)	10,95	1,30
>1.000 bis 10.000	44.816 (n=27)	21,07	2,51
> 10.0000	50.796 (n=2)	23,88	2,85
	212.684 (n=1.389)	100,00	11,91

Es ist davon auszugehen, dass der Anteil frostmusterbedingter Seen im Untersuchungsgebiet größer ist, als durch die angewandte Methode erfasst wurde. Seen, deren räumliche Ausdehnung nahe der Auflösung (2 x 2 m) des verwendeten Satellitenfotos liegt, konnten nicht oder nur beschränkt erfasst werden. Der Fehler der verwendeten Klassifikationsmethode wirkt daher selektiv. Das größte Fehlerpotential liegt bei der Erfassung der kleinsten Seen. Aufgrund ihrer linienartigen Morphologie betrifft dies vor allem Interpolygonale Seen. Im Gegensatz zu den untersuchten Polygonalen Seen PS1 und PS2 konnte der Untersuchungsstandort IS nicht erfasst werden. Eine Unterteilung der erfassten Gewässer in Polygonale und Interpolygonale Seen ist auf Basis der verwendeten Methode daher nicht möglich.

8. Diskussion

8.1. Methanemissionen frostmusterbedingter Seen und ihre Steuergrößen

Die während der Vegetationsperiode im Sommer 2002 erfassten Emissionsleistungen der untersuchten frostmusterbedingten Seen lagen zwischen 0,6 und maximal 88,65 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ (n = 148).

Die Untersuchung diverser abiotischer und biotischer Standortfaktoren (s. Tab. 3-1) hat gezeigt, dass Art und Zusammensetzung methangasvermittelnder Vegetation, die Sedimenttemperatur sowie der Luftdruck die wesentlichen Steuergrößen der Methanemissionen frostmusterbedingter Seen sind. Die Methangasvermittlung im Uferbereich durch emerse Vegetation stellt den effektivsten Emissionsmechanismus beim Eintrag biogenen Methans in die Atmosphäre dar. Die gemessenen pflanzenvermittelten Emissionsleistungen betragen im Mittel etwa das 3- bis 60fache gegenüber der mittels Diffusion und Gasblasen freigesetzten Methanmengen. Die Temperatur wirkt sich sowohl steuernd auf die Intensität der am Methanfluss beteiligten Stoffwechselprozesse als auch auf die Etablierung von Emissionsmechanismen aus. Änderungen des Drucks wirken sich direkt auf die Freisetzung von Gasblasen aus. Es konnte nachgewiesen werden, dass eine luftdruckinduzierte Gasblasenfreisetzung als Folge eine Steigerung der diffusiven Methanemissionsleistung bewirkt. Für die restlichen abiotischen sowie biotischen Standortfaktoren, welche im Rahmen der vorliegenden Untersuchung im Sediment, im Gewässer sowie in der Atmosphäre erfasst wurden (s. Tab. 3-1), konnte kein steuernder Einfluss auf die Methanemissionen der Untersuchungsobjekte erkannt oder nachgewiesen werden.

Im folgenden soll die Bedeutung der untersuchten Emissionsmechanismen sowie die Funktionsweise abiotischer und biotischer Steuergrößen bezüglich der Methanflüsse der einzelnen Untersuchungsstandorte eingehend erläutert werden. Die folgende Diskussion ist, entsprechend der untersuchten Emissionsmechanismen, in die drei Abschnitte pflanzenvermittelte Methanemission, Freisetzung von methanhaltigen Gasblasen und Methandiffusion an der Grenze Wasser-Luft gegliedert. Am Ende eines jeden Abschnitts sind die wesentlichen Ergebnisse der Untersuchung zusammengefasst.

Methangasvermittlung emerger Vegetation – Die mittleren Emissionsleistungen im Uferbereich mit emerger Vegetation sind nur wenig differenziert (s. Kapitel 7.4) Die Polygonalen Seen PS1 und PS2 emittierten im Mittel 58,6 ±12,5 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ (n = 25) bzw. 41,7 ±13,6 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ (n = 25). Der Interpolygonale See IS erreichte mittlere Emissionsleistungen von 34,4 ±8,0 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ (n = 24). Die durchgeführten Versuche zur Methanvermittlungsfunktion emerger Vegetation zeigen, dass der Anteil der

pflanzenvermittelten Methanemission an der Gesamtemission der Ufermessflächen zwischen 79 und 98 % liegt.

Methangastransport von der Wurzelzone in die Atmosphäre über den Kormus von Pflanzen konnte im Rahmen der vorliegenden Untersuchung für das Gras *Arctophila fulva* sowie die Seggen *Carex aquatilis* und *C. chordorrhiza* nachgewiesen werden. Sie sind die dominanten Gefäßpflanzenarten innerhalb der aquatischen Bereiche der untersuchten Seen. Der verbleibende Emissionsanteil wird hauptsächlich durch Diffusion an der Grenzschicht Wasser-Luft freigesetzt. Eine Gasblasenbildung im Sediment wird durch den kontinuierlichen Abtransport von Methangas aus der Wurzelzone via Pflanzenvermittlung weitestgehend verhindert (SCHÜTZ et al. 1989, zitiert in CHANTON & WHITING 1995). Wie Untersuchungen durch CHANTON & DACEY (1991) gezeigt haben, ist in vegetationsreichen Arealen der Partialdruck von Methangas in der Bodenlösung des Benthals deutlich geringer als in vegetationsarmen Bereichen. Die Bildung von Gasblasen wird dadurch deutlich erschwert und die Methangehalte in den Gasblasen sind stark vermindert.

Die Vermittlungsleistung von Pflanzen bezüglich des Methangastransports in die Atmosphäre ist sehr unterschiedlich. Sie hängt im wesentlichen von den Mechanismen des Gastransports innerhalb der Pflanzen sowie der Biomasse der vermittelnden Pflanze ab (SEBACHER et al. 1985; SCHÜTZ et al. 1991; CHANTON et al. 1992; WHITING & CHANTON 1992; SCHIMEL 1995; THOMAS et al. 1996; WHITING & CHANTON 1996; KING et al. 1998; JOABSSON et al. 1999; CHRISTENSEN et al. 2000; KUTZBACH 2000). Die Vermittlungsleistungen der im Rahmen der Arbeit untersuchten Süß- und Sauergräser *A. fulva*, *C. aquatilis* und *C. chordorrhiza* zeigen deutliche Unterschiede. In der genannten Reihenfolge nimmt die Vermittlungsleistung pro Trieb deutlich ab, wobei *A. fulva* die größte und *C. chordorrhiza* die kleinste Wuchshöhe erreicht.

Das Gras *A. fulva*, welches ausschließlich im Polygonalen See PS2 auftritt, vermittelte pro Trieb zwischen 0,402 und 1,044 mg CH₄ d⁻¹ (s. Kapitel 7.4.4). Die Methangaskonzentration in der Markhöhle emerser Sprossbereiche von *A. fulva* war bis zu 2000 mal höher als die atmosphärische Methangaskonzentration (1,7 ppmv). Untersuchungen durch CHANTON et al. (1992) ergaben noch höhere Konzentrationen von bis zu 40.000 ppmv. Die Markhöhlen dienen daher nachweislich als Transportweg für Methangas in die Atmosphäre (s. Abb. 7-23a). Die ermittelte Dichte von *A. fulva* lag bei etwa 40 bis 60 Trieben pro m².

Die Segge *C. aquatilis* vermittelte pro Trieb zwischen 0,269 und 0,374 mg CH₄ d⁻¹. Die erreichten Leistungen sind somit geringer als die der Triebe von *A. fulva*, was auf die deutlich kleinere Biomasse und die kleineren Volumina der Aerenchymgewebe zurückzuführen ist. SCHÜTZ et al. (1991) geben an, dass die Vermittlungsleistung von Pflanzenarten auch in

starkem Maße von der Gasdurchlässigkeit des epidermalen Wurzelgewebes abhängig ist. Im aquatischen Bereich tritt *C. aquatilis* nur in den Seen PS1 und IS auf. Die bestehenden Unterschiede in der Vegetationszusammensetzung der Emissionsmessflächen der Seen PS1 und IS (s. Kapitel 7.4.1) zeigen jedoch keine erkennbaren Auswirkungen auf die Vermittlungsleistungen von *C. aquatilis*. Sie liegen an beiden Standorten in vergleichbaren Größenordnungen. Die ermittelten Triebdichten von *C. aquatilis* am Ufer der Seen PS1 und IS liegen bei 68 bzw. 100 pro m². Sie sind damit etwas höher als die ermittelte Triebdichte von *A. fulva*.

Für die Segge *C. chordorrhiza*, welche nur am Standort PS1 zusammen mit *C. aquatilis* dominant auftrat, wurde eine Vermittlungsleistung von 0,025 mg CH₄ d⁻¹ und Trieb ermittelt. Die Triebdichte innerhalb der Emissionsmessfläche war mit 352 m⁻² jedoch deutlich höher als die von *C. aquatilis* (68 m⁻²). Der Anteil an der Gesamtemissionsleistung im Uferbereich betrug für *C. chordorrhiza* nur etwa 23 %, während der Anteil von *C. aquatilis* aufgrund der hohen Vermittlungsleistung bei etwa 61 % lag. Die ähnlichen Vermittlungsleistungen der *C.-aquatilis*-Triebe im Uferbereich der Seen PS1 und IS machen deutlich, dass die Unterschiede der ermittelten Methangesamtemissionen beider Standorte primär auf die Anwesenheit und Methanvermittlung von *C. chordorrhiza* zurückzuführen ist. Ohne die Segge *C. chordorrhiza* wären die Methanemissionsleistungen im Uferbereich beider Seen fast identisch (s. Kapitel 7.4.3).

Im Zentrum eines versumpften Eiskeilpolygons der Insel Samoylov ermittelte KUTZBACH (2000) für die Segge *C. aquatilis* eine mittlere Methanemissionsleistung von 0,089 ± 0,064 mg CH₄ pro Tag und Trieb. Mit einer Maximalleistung von 0,358 mg CH₄ pro Tag und Trieb wurden jedoch auch Werte erreicht, die den im Rahmen der vorliegenden Untersuchung gemessenen Vermittlungsleistungen entsprechen. Auf dem Polygonwall ermittelte KUTZBACH (2000) mit durchschnittlich 0,014 ± 0,007 mg CH₄ pro Tag und Trieb die geringsten Emissionsleistungen von *C. aquatilis*. Er wies darauf hin, dass hohe Vermittlungsleistungen nur erreicht werden können, wenn sich die Wurzeln von *C. aquatilis* in den anaeroben Bodenbereichen, mit hohen Methankonzentrationen im Porenwasser, befinden.

Bei einer Absenkung des Grundwasserspiegel gelangen die Wurzeln in aerobe Bodenbereiche mit geringerer Methankonzentration. In Folge dessen geht die pflanzenvermittelte Methanemissionsleistung deutlich zurück. WAGNER et al. (2001) berichten, dass die Methanemissionen des durch KUTZBACH (2000) untersuchten Polygonzentrums im Sommer 2000 etwa 2 bis 4 mal höher war als im Vorjahr. Sie führten dies auf klimatisch bedingte Änderungen des Grundwasserspiegels zurück. Im Unterschied zu vernässten terrestrischen Standorten, wirken sich Wasserstandsänderungen innerhalb der

untersuchten Seen nicht auf die Emissionsleistung methangasvermittelnder Pflanzen aus. Die erfassten Pegelschwankungen erreichten zwar bis zu 13 cm Vertikaldistanz (s. Kapitel 7.2.3), waren jedoch nicht stark genug, um die Wurzelbereiche der Ufervegetation tiefgründig trockenzulegen (s. Abb. 7-5) und somit eine Verringerung der pflanzenvermittelten Emissionsleistung zu bewirken.

Die durch KUTZBACH (2000) im versumpften Polygonzentrum ermittelte Triebdichte von *C. aquatilis* war mit $240 \pm 50 \text{ m}^{-2}$ im Mittel fast dreimal höher als im Uferbereich der untersuchten Seen PS1 (68 m^{-2}) und IS (100 m^{-2}). Die Wuchshöhe der Triebe war im versumpften Eiskeilpolygon hingegen deutlich niedriger. KUTZBACH (2000) wies nach, dass die Vermittlungsleistung eines *C.-aquatilis*-Triebs bei ausreichender Methanzufuhr in der Wurzelzone signifikant mit der Biomasse zunimmt. Demnach ist die Methanemissionsleistung eines *C.-aquatilis*-Triebs am Ufer der Seen PS1 und IS größer als in dem durch KUTZBACH (2000) untersuchten Polygonzentrum. Die größere Vermittlungsleistung am Ufer der Seen wirkt somit der deutlich geringeren Triebdichte entgegen.

Die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung zeigen, dass die Methanemissionsleistung der Uferbereiche, neben der Art und Zusammensetzung der Vegetation, vor allem durch die Temperatur gesteuert wird. Der deutlichste Zusammenhang ergab sich zwischen Emissionsleistung und Sedimenttemperatur (s. Kapitel 7.4.5). Da die Temperatur in hohem Maße die Intensität mikrobieller Stoffwechselreaktionen steuert (HEYER 1990), ist davon auszugehen, dass die Steigerung der Emissionsleistung durch die temperaturbedingte Erhöhung der mikrobiellen Methanproduktion im Sediment verursacht wird.

Ein signifikanter Zusammenhang zwischen Temperatur und Emissionsleistung konnte nur für die Ufermessfläche von PS1 (*C. aquatilis* und *C. chordorrhiza*) sowie für die Ufermessfläche von PS2 (*A. fulva*) nachgewiesen werden. KING et al. (1998) geben in diesem Zusammenhang an, dass ein unmittelbarer Einfluss der Temperatur auf die Emissionsleistung nur beim Auftreten methangasvermittelnder Vegetation erkennbar wird. Der Abtransport von Methangas aus der Bodenzone über die Aerenchymgewebe (=Durchlüftungsgewebe) von Pflanzen ist schnell genug, um über die Methanemission temperaturbedingte Veränderungen der Methanogenese abzubilden. Die Untersuchung der Temperaturabhängigkeit für *A. fulva* (PS2) hat gezeigt, dass ein derartiger Zusammenhang mittels der angewandten Methodik offenbar nur bei ausreichender Emissionsleistung und hoher Anzahl methangasvermittelnder Triebe nachweisbar wird (s. Kapitel 7.4.5).

Im Uferbereich des Interpolygonalen Sees konnte kein Zusammenhang zwischen Methanemission und Temperatur nachgewiesen werden. Der Vergleich der

Methanemissionen durch *C. aquatilis* an den Standorten PS1 und IS zeigt teilweise deutliche Abweichungen im saisonalen Verlauf (s. Kapitel 7.4.3), was auf den Einfluss einer anderen Steuergröße hinweist. Wie das Beispiel von *A. fulva* gezeigt hat (s. Abb. 7-25), könnte auch die geringe Triebdichte sowie die geringe Methanemissionsleistung der Ufermessfläche von IS für das Fehlen eines nachweisbaren Zusammenhangs zwischen Temperatur und Emission verantwortlich sein.

Die Untersuchung der Temperaturen hat gezeigt, dass eine enge Kopplung zwischen der saisonalen Entwicklung der Lufttemperatur und der Sedimenttemperatur besteht. Während des Untersuchungszeitraums auftretende Temperaturschwankungen der Luft bewirkten unmittelbar die Veränderung der Sedimenttemperatur und demnach mittelbar die Veränderung der pflanzenvermittelten Emissionsleistung (s. Kapitel 7.4.2). Dies konnte Mitte Juli (13.07. bis 23.07.2002) am deutlichsten beobachtet werden. Am Standort PS1 fiel die Sedimenttemperatur in 5 cm Tiefe zunächst von etwa 10 °C auf 5 °C ab und stieg anschließend wieder auf etwa 11°C an. Im gleichen Zeitraum verringerte sich die Methanemissionsleistung von 63,77 auf 38,17 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ und steigerte sich anschließend, der Temperaturerhöhung folgend, wieder auf 81,45 mg m⁻² d⁻¹. Ende August bis Anfang September setzte ein gleichmäßiger Temperaturrückgang ein. Das Fehlen ausgeprägter Temperaturschwankungen spiegelt sich deutlich in der verringerten Schwankungsbreite der Methanemissionsleistungen wieder.

Die Untersuchung der Methanemissionen im Flachwasserbereich mit emerser Vegetation hat gezeigt, dass hier die mit Abstand größten Emissionsleistungen innerhalb frostmusterbedingter Seen erreicht werden (13,86 bis maximal 88,65 mg CH₄ m⁻² d⁻¹). Bis zu 98 % des hier emittierten Methans werden durch pflanzenvermittelten Methangastransport in die Atmosphäre freigesetzt. Eine Methanvermittlungsfunktion konnte für das Gras *Arctophila fulva* sowie für die Seggen *Carex aquatilis* und *C. chordorrhiza* nachgewiesen werden. Sie gehören zu den dominanten Gefäßpflanzenarten der Flachwasserbereiche. Die Stärke der Emissionsleistung wird hier im wesentlichen durch die Dichte und Zusammensetzung methangasvermittelnder Pflanzen sowie die Sedimenttemperatur gesteuert.

Freisetzung methangashaltiger Blasen aus dem Sediment – Die Methanemissionsleistungen durch aufsteigende Gasblasen zeigen erhebliche Unterschiede zwischen den untersuchten Seen. Die Leistungen der Untersuchungsstandorte PS1 und IS sind im Vergleich zu ihren diffusiven und pflanzenvermittelten Methanemissionen vernachlässigbar gering. Für PS1 betrug die ermittelte Maximalleistung 0,68 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ und für IS sogar nur 0,14 mg CH₄ m⁻² d⁻¹. Am Standort PS2 wurden mit maximal

30,24 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ deutlich höhere Emissionsleistungen gemessen. Im Mittel lagen sie bei 11,7 ± 8,1 mg CH₄ m⁻² d⁻¹ (n = 25).

Die geringe Methanemissionsleistung der Seen PS1 und IS ist die Folge der sehr kleinen Volumina emittierter Gasblasen in Verbindung mit äußerst geringen Methangehalten (s. Kapitel 7.5.3). Im gesamten Messzeitraum von Mitte Juli bis Anfang September emittierte der See PS2 (2156 ml m²) etwa das 10fache Gasblasenvolumen von PS1 und etwa das 15fache von IS. Der Methangehalt in den Gasblasen erreichte bei PS2 im Mittel 38,3 ± 9,6 Vol.% (n = 25). Für PS1 und IS lag der mittlere Methangehalt nur bei 3,5 ± 4,2 (n = 24) bzw. 0,9 ± 0,9 Vol.% (n = 25). Im Unterschied zu den beiden Polygonalen Seen setzte im Interpolygonalen See IS die Emission von Gasblasen teilweise ganz aus. NAKAGAWA et al. (2002) ermittelten Methangehalte von 25 bis 90 % in emittierten Gasblasen von Alass-Seen in der Umgebung von Jakutien.

Im See PS2 trägt die Freisetzung methangashaltiger Blasen maßgeblich zur Gesamtemissionsleistung (Diffusion und Gasblasen) der untersuchten Freiwasserfläche bei. Über einen Messzeitraum von 44 Tagen emittierte die Freiwasserfläche von PS2 etwa 700 mg CH₄ m⁻² (n = 22). Davon gelangten etwa 80 Gew.% durch die Emission methanhaltiger Gasblasen in die Atmosphäre. Die Freiwasserfläche von PS1 emittierte über einen Messzeitraum von 42 Tagen nur rund 86,5 mg CH₄ m⁻² (n = 21). Der Emissionsanteil methanhaltiger Gasblasen betrug nur 3,5 Gew.%. Im Interpolygonalen See IS wurde über einen Zeitraum von 37 Tagen eine Methanmenge von nur 58,7 mg CH₄ m⁻² (n = 19) von der Freiwasserfläche in die Atmosphäre emittiert. Davon wurden nur etwa 1,9 Gew.% durch methanhaltige Gasblasen in die Atmosphäre emittiert.

Im Interpolygonalen See IS muss aufgrund der Messanordnung der Emissionsmesshaube der Eiskeil am Gewässergrund als Quelle aufsteigender Gasblasen angenommen werden (s. Abb. 6-1). Er weist zum Teil stark erhöhte Methangehalte auf, welche für den Einschluss methanhaltiger Gasblasen sprechen (s. Kapitel 7.2.9). Im Abschnitt zur diffusiven Methanemission wird dies noch eingehend diskutiert. Eingeschlossene Gasblasen könnten entweder direkt aufsteigen oder würden aufgrund ausreichend hoher Konzentrationen erst im Schmelzwasser gebildet werden. Bezüglich der gemessenen Methankonzentrationen im Eis sind beide Prozesse möglich. WAGNER et al. (2001) ermittelten in Eiskeilen aus Küstenaufschlüssen des Lena-Deltas einen Anteil eingeschlossener Luftblasen von etwa 7 bis 12,5 Vol.%. Nimmt man an, dass das während des gesamten Messzeitraums emittierte Gasblasenvolumen (≈ 152 ml m⁻²) von im Eis eingeschlossenen Gasblasen stammt, dann ergibt sich für das unter der Haube abgeschmolzene Eiskeilvolumen von etwa 82.500 cm³ (50 x 50 x 33 cm) ein Gasblasenanteil von nur ≈ 0,04 Vol.%.

Die Konzentrationswerte von Methan im Eiskeil nehmen in Richtung seiner Oberfläche deutlich ab. Der ermittelte Oberflächenwert im Eiskeil ($56,30 \text{ CH}_4 \mu\text{mol l}^{-1}$ Schmelzwasser) liegt etwa im Bereich der im darüber liegenden Wasser gemessenen Maximalkonzentration ($54,19 \text{ CH}_4 \mu\text{mol l}^{-1}$) (s. Kapitel 7.2.8 und 7.2.9). Eingeschlossenes Methangas entweicht offensichtlich bereits frühzeitig in großen Mengen durch Schmelzwasser aus dem Eiskeil in die Wassersäule. Es ist anzunehmen, dass dieser Prozess durch die eingefrorenen Pflanzenreste (s. Abb. 7-11) erleichtert wird, da sie das Innere des Eiskeils mit der darüber liegenden Wassersäule verbinden. Möglicherweise werden im Zuge dieses Prozesses im Eis eingeschlossene Gasblasen bereits vor der Freisetzung nahezu vollständig aufgelöst. Das in die Wassersäule abgegebene gelöste Methan wird, wie bereits im vorangegangenen Abschnitt diskutiert, primär durch Diffusionsprozesse an der Wasseroberfläche in die Atmosphäre emittiert.

Aufgrund der Messanordnung der Emissionsmesshauben an den Standorten PS1 und PS2 muss das Sediment als Quelle aufsteigender Gasblasen angenommen werden. Trotz der unmittelbaren Nachbarschaft beider Polygonaler Seen (s. Abb. 5-3) weisen sie deutlich differente Emissionsleistungen methanhaltiger Gasblasen auf. Eindeutige Ursachen, welche die gemessenen Unterschiede erklären, konnten auf Grundlage der vorliegenden Untersuchungsergebnisse jedoch nicht gefunden werden. Mögliche Erklärungsansätze, welche sich aus den Untersuchungsergebnissen ableiten lassen, sollen im folgenden diskutiert werden.

Die Bildung von Gasblasen ist eng an die Methanproduktion im Sediment gekoppelt (THEBRATH 1990; CHANTON & WHITING 1995). Hohe Methanbildungsraten führen dazu, dass die Partialdrücke der im Bodenwasser gelösten Gase inklusive des Methans den atmosphärischen und den hydrostatischen Druck der Wassersäule übersteigen und methanhaltige Gasblasen gebildet werden (CHANTON & DACEY 1991). Im See PS2 verhält sich das durch aufsteigende Blasen emittierte Methangasvolumen direkt proportional zum freigesetzten Gesamtvolumen der Gasblasen (s. Kapitel 7.5.3). Dies lässt den Schluss zu, dass die Emission von Gasblasen hier offenbar direkt von der mikrobiellen Methanbildung im Sediment abhängig ist. Dafür spricht auch die deutliche Zunahme der emittierten Methanmengen im Verlauf der Vegetationsperiode. Sie spiegelt den Anstieg mikrobieller Stoffwechselaktivität aufgrund ansteigender Temperaturen (HEYER 1990) und der Vergrößerung des Active Layers wider (MORRISSEY & LIVINGSTON 1992). Im See PS1 zeigt das emittierte Methangasvolumen keinen deutlichen Zusammenhang zu dem emittierten Gesamtvolumen aufsteigender Gasblasen (s. Kapitel 7.5.3). Im saisonalen Verlauf ist kein Trend der Zunahme der Methanemissionsleistung erkennbar.

Danach lässt sich ableiten, dass die zwischen den beiden Polygonalen Seen auftretenden Emissionsunterschiede entweder durch differente Bedingungen der Freisetzung von Gasblasen erzeugt werden oder durch abweichende Sedimenteigenschaften, welche eine Gasblasenbildung grundsätzlich erschweren oder verhindern, entstehen.

Nach ZEIKUS & WINFREY (1976) sind die Sedimenteigenschaften entscheidend für die Methanfreisetzung durch methanogene Bakterien. Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführten Untersuchungen an den Seesedimenten von PS1 und PS2 ergaben jedoch keine signifikanten Unterschiede.

Die Ergebnisse aus den Versuchen zur mikrobiellen Methanproduktion bzw. -oxidation im Sediment zeigen keine deutlichen Abweichungen zwischen den Seen (s. Kapitel 7.3.7 und 7.3.8). Da beide Versuche nicht unter in situ Bedingungen stattfanden (s. Kapitel 6.4.7 und 6.4.8), können keine direkten Beziehungen zwischen Produktions- und Oxidationsleistung gemacht werden. Die Versuche haben jedoch gezeigt, dass in beiden Seen die Methanproduktion als auch die Methanoxidation unmittelbar unterhalb der Sedimentoberfläche die mit Abstand größten Leistungen erreicht. Sie liegen in vergleichbaren Größenordnungen wie die durch PFEIFFER et al. (2000) sowie WAGNER et al. (2001) für einen versumpften Eiskeilpolygon Samoylovs ermittelten Werte.

Die geringen Oxidationsleistungen in den tieferen Sedimentschichten sowie die deutliche Graufärbung der entnommenen Sedimentkerne (s. Kapitel 7.3.1) zeigen an, dass hier primär anaerobe Verhältnisse herrschen. Verschiedene Autoren geben an, dass in lakustrischen Sedimenten bereits 1 cm unterhalb der Sedimentoberfläche kein Sauerstoff mehr vorhanden ist (KUIVILIA et al. 1989, REMSEN et al. 1989, FRENZEL et al. 1990 KING et al. 1990, zitiert in WHALEN et al. 1996). Die Tatsache, dass auch weit unterhalb der Sedimentoberfläche noch Aktivität methanotropher Mikroorganismen nachgewiesen werden konnte, lässt die Vermutung zu, dass in generell anaeroben Bereichen bei Zufuhr von Sauerstoff noch Methanabbau möglich ist. DEBONT et al. (1978, zitiert in SCHÜTZ et al. 1991) beschreiben geringe Methanoxidationsleistung in anaeroben Bodenzonen durch pflanzenvermittelten Sauerstoffeintrag in die Wurzelbereiche. Das Benthos beider Seen war nahezu flächendeckend mit Moos bewachsen. Interessant erscheint, dass die höchste Methanproduktionsleistung an die obersten Sedimentschichten gebunden ist, wo der Sauerstoffgehalt im Vergleich zum restlichen Sediment offensichtlich am höchsten ist.

Die untersuchten physikalischen Sedimentparameter Rohdichte, Bodenwassergehalt und Korngrößenverteilung sind in beiden Polygonalen Seen ähnlich (s. Kapitel 7.3.2, 7.3.3 und 7.3.4). Ein Zusammenhang zwischen der vertikalen Verteilung der DOC-Konzentrationen im Bodenwasser und der Methanproduktionsleistung ist nicht erkennbar. Die stark erhöhte DOC-Konzentration in den obersten 4 cm Sediment des Sees PS2 bietet daher keinen direkten

Hinweis auf differente Bedingungen der Gasblasenbildung (s. Kapitel 7.3.5 und 7.3.7). Die Methankonzentrationen im Bodenwasser der Sedimente zeigen ebenfalls keine deutlichen Abweichungen. Sie erreichten im Mittel (PS1) $28,0 \pm 4,5$ % ($n = 15$) bzw. (PS2) $34,8 \pm 9,3$ % ($n = 15$) der Sättigungskonzentration gelösten Methans (s. Kapitel 7.3.6). Danach sind offenbar beide Seen zur Bildung methanhaltiger Gasblasen fähig, da sich Blasen auch weit unterhalb der Sättigungskonzentrationen bilden (CHANTON & WHITING 1995). Die Methangehalte der im Sediment befindlichen Gasblasen sollten relativ ähnlich sein, da sie nach CHANTON et al. (1989, zitiert in CHANTON & WHITING 1995) im Gleichgewicht mit der Methankonzentration des Bodenwassers stehen. Bereits gebildete Gasblasen konnten im unteren Teil der aus beiden Seen entnommenen Sedimentkerne beobachtet werden (s. Kapitel 7.3.1). Danach sollten die beobachteten Emissionsunterschiede nur durch differente Freisetzungsmöglichkeiten von Gasblasen hervorgerufen werden.

Während der Zerlegung eines Sedimentkerns des Sees PS2 wurden, im Gegensatz zu den entnommenen Kernen des Sees PS1, insgesamt 4 Würmer des Stamms Annelida gefunden. Wurmgänge könnten die Freisetzung von Gasblasen aus dem Sediment erheblich erleichtern und somit hohe Emissionsleistungen ermöglichen. Untersuchungen durch VAN DEN BUND et al. (1994, zitiert in SCHWOERBEL 1999) haben gezeigt, dass das Auftreten von Würmern der Familie Tubificidae (Stamm Annelida) im Benthos erheblichen Einfluss auf die Lagerung des Sediments und auf die bakterielle Sekundärproduktion hat. Nach Angaben von THEBRATH (1991) beeinflusst die Bioturbation die vertikalen Konzentrationsprofile im Porenwasser gelösten Methans und daraus folgend die Methanflüsse aus den Sedimenten.

Nach SCHÜTZ et al. (1991) kann es an der äußeren Oberfläche von Pflanzen zur Ausbildung eines Gasfilms kommen, welcher eine durchgängige Verbindung zwischen Sediment im Wurzelbereich und Wassersäule schafft. Entlang dieses Gasfilms kann Methangas rasch an die Sedimentoberfläche gelangen. Möglicherweise spielen derartige Prozesse im See PS2 eine besondere Rolle bei der Freisetzung von Gasblasen, da hier das Süßgras *A. fulva* nahezu flächendeckend wächst (s. Abb. 6-2b). Hinzu kommt ein dichtes Wurzelgeflecht im Sediment, welches im Gegensatz zu PS1 bis in > 20 cm Tiefe beobachtet werden konnte. Nach HOLZAPFEL-PSCHORN (1986, zitiert in SCHÜTZ et al. 1991) haben (Wasser-)Reispflanzen über die Abgabe von Wurzelexsudaten einen signifikant positiven Einfluss auf die Methanproduktion und -emissionsleistung. Da im Rahmen der Untersuchung nachgewiesen wurde, dass *A. fulva* Methangas aus dem Sediment in die Atmosphäre vermittelt, sollte ihr Auftreten jedoch eher negative Auswirkungen auf die Gasblasenbildung haben. SCHÜTZ et al. (1989, zitiert in CHANTON & WHITING 1995) beschreiben eine Verschiebung der Emissionsleistung von zunächst 90 % durch Gasblasenfreisetzung zu 90 % pflanzenvermittelter Emission, nachdem die Vegetation die Wasseroberfläche überragte. Möglicherweise wirkt die Anwesenheit von *A. fulva* positiv auf die Bildung von Gasblasen solange die Pflanze submers auftritt. Differente Bedingungen für die Freisetzung von

Gasblasen bieten demnach eine sinnvolle Möglichkeit für die Erklärung der abweichenden Emissionsleistungen beider Polygonaler Seen.

Die Untersuchung der Gasblasenemissionen im saisonalen Verlauf hat gezeigt, dass im Fall der Polygonalen Seen der Luftdruck als wesentliche Steuergröße bei der Freisetzung der Blasen fungiert. Rasch abfallender Druck bewirkt eine abrupte Zunahme der Freisetzung von Gasblasen. Ansteigender Luftdruck oder langanhaltende isobare Verhältnisse haben den gegenteiligen Effekt und hemmen die Bildung sowie Freisetzung von Gasblasen. Bezüglich des emittierten Gasblasengesamtvolumens war dieser Zusammenhang, unabhängig von den beobachteten Differenzen der Methanemissionsleistungen beider Polygonaler Seen, deutlich erkennbar (s. Kapitel 7.5.4). Für PS2 soll dies beispielhaft erläutert werden. Im Zeitraum vom 07.08. bis zum 09.08.2002 fiel der Luftdruck, nach längeranhaltendem isobaren Zustand, von etwa 1.015 hPa auf etwa 995 hPa. Im gleichen Zeitraum verdreifachte sich das mittels Blasen emittierte Gasvolumen. Während der darauffolgenden Hochdruckwetterlage Mitte August gingen die Emissionsleistungen um fast $\frac{2}{3}$ zurück (s. Kapitel 7.1.1 und 7.5.3). Vom 17.08. bis 23.08.2002 fiel der Luftdruck um etwa 30 hPa ab. In der gleichen Zeit verdreifachte sich erneut die Menge emittierter Gasblasen. Untersuchungen durch SEMILETOV et al. (1996) sowie WEYHENMEYER (1999) ergaben den gleichen Zusammenhang zwischen Luftdruckabfall und Freisetzung von Gasblasen. Wie bereits diskutiert, verhält sich im See PS2 das emittierte Gasblasenvolumen direkt proportional zur emittierten Methangasmenge. Daher hat der Luftdruck einen deutlichen Einfluss auf die Methanemissionsleistung von PS2. Im See PS1 ist das Volumen freigesetzter Gasblasen nicht an die Methanemissionsleistung gekoppelt, so dass hier kein vergleichbarer Zusammenhang besteht.

Die Untersuchung der Emissionen methanhaltiger Gasblasen im Freiwasserbereich ohne emerse Vegetation hat gezeigt, dass deutliche Unterschiede zwischen den drei frostmusterbedingten Seen bestehen (0 bis max. 30,24 mg CH₄ m⁻² d⁻¹). Die ermittelten Emissionsleistungen liegen sowohl unterhalb (< 0,51 mg CH₄ m⁻² d⁻¹) als auch oberhalb (> 9,9 mg CH₄ m⁻² d⁻¹) der gemessenen diffusiven Methanemissionen. Die deutlichen Unterschiede werden offenbar durch verschiedene Bedingungen für die Bildung sowie Freisetzung von Gasblasen in den einzelnen Seen verursacht. Sie beruhen sowohl auf unterschiedlichen Eigenschaften zwischen den untersuchten Seentypen (polygonal/interpolygonal) als auch den individuellen Eigenschaften eines Seentyps. Es konnte gezeigt werden, dass im Fall der beiden Polygonalen Seen das emittierte Gasblasenvolumen von der Entwicklung des Luftdrucks gesteuert wird.

Methandiffusion an der Grenzschicht Wasser-Luft – Die Freisetzung von Methan in die Atmosphäre durch Diffusion an der Grenzschicht Wasser-Luft erreichte in den Polygonalen Seen PS1 und PS2 im Mittel Leistungen von $1,9 \pm 1,1 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 27$) bzw. $3,0 \pm 1,6 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 27$). Der Interpolygonale See emittierte im Mittel etwa $2,2 \pm 2,0 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 27$). Im Vergleich zu anderen Untersuchungen, welche Emissionsleistungen von etwa 0,4 bis $50 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ermittelten (SEBACHER et al. 1983, zitiert in SCHÜTZ et al. 1991; DUCHIMEN et al. 1999; WEYHENMEYER 1999), sind die Diffusionsleistungen der hier untersuchten Seen relativ gering.

Im saisonalen Verlauf sind die diffusiven Methanemissionen der untersuchten Seen durch sich wiederholende, impulsartige Anstiege der Emissionsleistung gekennzeichnet. Die ermittelten Beträge erreichten zum Teil das 7fache der durchschnittlichen Methandiffusionsleistungen. Die gemessenen Maxima betragen für PS1 $5,5 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, für PS2 $7,6 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und für IS $9,9 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Der Vergleich der drei Seen zeigt deutlich, dass das Verhalten der diffusiven Methanemissionen des Interpolygonalen Sees sich deutlich von dem der beiden Polygonalen Seen unterscheidet (s. Kapitel 7.5.1). Dies lässt den Schluss zu, dass die gemessenen Abweichungen im Emissionsverhalten offenbar mit den spezifischen Eigenschaften Polygonaler bzw. Interpolygonaler Seen verknüpft sind. Im See IS erfolgen die Impulse in relativ gleichmäßigen Intervallen über den gesamten Messzeitraum. Unmittelbar nach jedem Impuls fällt die Diffusionsleistung wieder deutlich ab. Die Emissionsmaxima werden hier bereits Mitte bis Ende Juli erreicht. Die Polygonalen Seen erreichen ihre Maxima erst Mitte bis Ende August. Im Zeitraum Mitte Juli bis Anfang August sind keine deutlichen Emissionsimpulse erkennbar und die Diffusionsleistungen vergleichsweise gering (s. Kapitel 7.5.1).

Die Diffusion im Wasser als Transportprozess gelöster Stoffe ist sehr gering und daher nahezu bedeutungslos (SCHWOERBEL 1999). Die beobachteten diffusiven Emissionsimpulse müssen demnach durch andere Prozesse verursacht worden sein. DUCHIMEN et al. (1999) weisen darauf hin, dass vor allem Umwälzungsprozesse der Wassersäule eine große Rolle beim Transport von gelöstem Methangas vom Gewässergrund zur Wasseroberfläche spielen. Nach IMPODEN & WÜEST (1995) hängt die Durchmischbarkeit eines Sees von der Temperaturverteilung der Wassersäule ab. Wegen der großen Dichteunterschiede zwischen stark verschiedenen temperierten Wassermassen wirken ausgeprägte Temperaturgradienten hemmend auf Umwälzungsprozesse der Wassersäule. Hinzu kommt der Einfluss des Windes, der in Abhängigkeit der Tiefe und der Angriffsfläche eines Sees, ebenfalls eine Umwälzung der Wassersäule bewirken kann (SCHWOERBEL 1999).

Ausgeprägte Temperaturgradienten, mit hohen Temperaturen an der Wasseroberfläche und niedrigen Temperaturen am Gewässergrund, treten nur im Interpolygonalen See auf

(s. Kapitel 7.2.4). Sie werden durch den hervortretenden Eiskeil am Gewässergrund verursacht, da der überwiegende Teil der hier eingehenden Strahlungswärme für die Schmelzung (Phasenwechsel) des Eises verbraucht wird (SCHWOERBEL 1999). Wegen der linienartigen Morphologie von IS ist die Angriffsfläche für eine windinduzierte Umwälzung gering (s. Kapitel 7.1.2). In den Polygonalen Seen ist die Wassertemperatur meist homogen. Nur ein flacher Bereich (< 10 cm) unmittelbar oberhalb des Sediments weist geringere Temperaturen als die darüber liegende Wassersäule auf. Das Verhältnis von Wassertiefe zu Wasserfläche ist hier für eine windinduzierte Umwälzung der Wassersäule wesentlich günstiger als im See IS. Danach kann davon ausgegangen werden, dass im Interpolygonalen See die Durchmischbarkeit stark eingeschränkt ist, während in den beiden Polygonalen Seen die Umwälzung der Wassersäule nahezu kontinuierlich erfolgen kann.

Im Interpolygonalen See IS treten die diffusiven Emissionsimpulse im Zusammenhang mit plötzlichen Temperaturstürzen der Luft auf. Bestehende Temperaturgradienten zwischen warmen Oberflächenwasser und kaltem Tiefenwasser (Eiskeil) werden verkleinert (s. Kapitel 7.2.4 und 7.5.2). Die zunehmend geringeren Dichtunterschiede zwischen relativ homogen temperierten Wassermassen bewirken die Umwälzung der Wassersäule (IMPODEN & WÜEST 1995). Durch den einsetzenden Massentransport kann stark methanhaltiges Wasser sehr rasch vom Gewässergrund an die Oberfläche gelangen. Die am Gewässergrund von IS ermittelten Gehalte an gelöstem Methan betragen in einigen Fällen etwa das 40fache der Konzentration im Oberflächenwasser (s. Kapitel 7.2.8). Der Umwälzungsprozess bewirkt eine schnelle Erhöhung der Methankonzentration im Oberflächenwasser und somit, entsprechend dem 1. Fick'schen Diffusionsgesetzes, die abrupte Steigerung der diffusiven Emissionsleistung. Ähnliche Umwälzungseffekte, die zu einer Steigerung der diffusiven Methanemissionsleistung führen, wurden bereits durch WALTER (2003) und SEMILETOV et al. (1996) für Thermokarstseen der Kolyma-Tiefebene Nordostsibiriens beschrieben.

Beim Interpolygonalen See befand sich die Emissionsmesshaube direkt über dem am Gewässergrund hervortretenden Eiskeil. Die Untersuchung des Eiskeils ergab deutlich erhöhte Methangehalte im Eis von bis zu $6.403,45 \mu\text{mol l}^{-1}$ Schmelzwasser (s. Kapitel 7.2.9). Bei einer Wassertemperatur von 0°C und einem Normaldruck von $1.013,4 \text{ hPa}$ entspricht das dem $2\frac{1}{2}$ fachen des Sättigungswertes von gelöstem Methan ($\approx 2.494 \mu\text{mol l}^{-1}$). Aus vorliegenden Ergebnissen älterer Untersuchungen (SEMILETOV et al. 1996; PHELPS et al. 1998; WAGNER et al. 2001) sind keine vergleichbar hohen Methankonzentration im Eis bekannt. Eine mögliche Ursache für derart hohe Werte sind methanhaltige Gasblasen im Eis. Nach PHELPS et al. (1998) können sie gebildet werden, wenn im Zuge des schrumpfenden Wasservolumens während des Zufrierens im Winter eine Übersättigung eintritt. Dies setzt jedoch voraus, dass der Eiskeil in früheren Jahren stärker auftaute als 2002 gemessen, da die

Eiskernentnahme bis in Tiefen erfolgte, die nicht mehr durch das gegenwärtige Abschmelzen des Eiskeils erreicht wurden.

PHELPS et al. (1998) stellten fest, dass im Winter die Methangaskonzentration des Wassers unterhalb der Eisdecke sowie im sich bildenden Eis zunimmt, da aus ungefrorenen Sedimentschichten weiterhin biogenes Methan in die Wassersäule gelangt. Verschiedene Autoren wiesen bereits darauf hin, dass methanogene Bakterien auch bei Temperaturen um 0 °C noch Stoffwechselaktivität aufweisen und Methan bilden können (DUNFIELD et al. 1993; ROSLEV & KING 1996; PFEIFFER et al. 2000). Es ist daher anzunehmen, dass das im Eiskeil des Interpolygonalen Sees befindliche Methangas rezent biogenen Ursprungs ist und während der Winterperiode in noch ungefrorenen Sedimentschichten gebildet und im Eis fixiert wurde.

Während der Felduntersuchungen schmolz der Eiskeil um eine Vertikaldistanz von insgesamt 33 cm zurück. Der größte Teil (ca. 80 %) taute jedoch bereits im Juli, während der Auftauprozess im August fast zum Stillstand kam (s. Kapitel 7.2.2). Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass der Eiskeil während des Abschmelzens im Juli als passive Methanquelle für das an der Grenzschicht Wasser-Luft diffusiv freigesetzte Methan dient. In Verbindung mit den beschriebenen Umwälzungsprozessen der Wassersäule wurden so die Emissionsmaxima im Juli verursacht. Im restlichen Messzeitraum gelangten offenbar nur noch geringe Methanmengen aus dem Eiskeil in die Wassersäule, so dass während weiterer temperaturbedingter Umwälzungen nur noch geringe Mengen Methangas in die Atmosphäre diffundieren konnten.

Die beiden Polygonalen Seen zeigen keinen deutlichen Zusammenhang zwischen Temperaturstürzen der Luft und diffusiven Methanemissionen (s. Kapitel 7.5.2). Die Tatsache, dass sich das Emissionsverhalten deutlich von dem des Interpolygonalen Sees unterscheidet, weist darauf hin, dass andere Steuergrößen für die beiden Emissionsimpulse im August ursächlich sind.

Die im August erfassten diffusiven Emissionsimpulse der beiden Polygonalen Seen erfolgten unmittelbar vor bzw. nach einer ausgeprägten Hochdruckwetterlage (s. Kapitel 7.1.1 und 7.5.1). Nach dem 1. Fick'schen Diffusionsgesetz wirkt sich der Luftdruck in Form der Gleichgewichtskonzentration G_w des betrachteten Gases (Henry Gesetz) auf die Diffusionsleistung an der Grenze Wasser-Luft aus (s. Kapitel 4.2.4). Ein steigender Luftdruck führt nach dem Henry Gesetz zur Erhöhung der Gleichgewichtskonzentration und wirkt somit negativ auf die Diffusionsleistung an der Grenze Wasser-Luft. Nutzt man die von LIDE & FREDERIKSE (1995) angegebene Henry-Konstante (für Methan $0,0014 \text{ M atm}^{-1}$ bei 298,15 K) zur Berechnung der Gleichgewichtskonzentration von Methan im Wasser bei einer atmosphärischen Methankonzentration von 1,7 ppmv, so zeigt sich, dass Veränderungen des

Luftdrucks im Rahmen der natürlichen Bedingungen nur minimale Auswirkungen haben. Für signifikante Leistungsänderung der Diffusion an der Grenze Wasser-Luft ist der Einfluss des Luftdrucks somit zu gering. Der Luftdruck der Atmosphäre kann auf diese Weise keine Wirkung auf die Diffusionsleistung ausüben.

Wie bereits diskutiert, konnte für die beiden Polygonalen Seen auf Basis der vorliegenden Untersuchungsergebnisse ein direkter Zusammenhang zwischen Luftdruck und Emission von Gasblasen nachgewiesen werden. Den beiden diffusiven Emissionsimpulsen im August ging im See PS2 jeweils ein deutlicher Anstieg der mittels Gasblasen emittierten Methanmengen voraus (s. Kapitel 7.1.1 und 7.5.1). SEMILETOV et al. (1996) stellten fest, dass methangashaltige Blasen während des Aufstiegs aus dem Sediment, aufgrund von Gasverlusten, einen Anstieg der Methankonzentration in der Wassersäule bewirken. Die durch die Luftdruckänderung freigesetzten Gasblasen führten demnach offenbar zur Erhöhung der Methankonzentration im Oberflächenwasser von PS2 und nachfolgend zur Steigerung der Methandiffusion in die Atmosphäre. So wurden die beiden diffusiven Emissionsimpulse von PS2 Mitte August durch die luftdruckabhängige Freisetzung von Gasblasen hervorgerufen. Der Luftdruck kann somit indirekt Auswirkungen auf die Methandiffusionsleistung eines Sees haben. Im Vergleich zum See PS2 sind die diffusiven Emissionsimpulse im See PS1 weniger stark ausgeprägt, da hier wesentlich geringere Gasblasenvolumina und deutlich geringere Methangehalte emittiert wurden. Zum Zeitpunkt der diffusiven Methanemissionsimpulse von PS1 Mitte August erfolgten zwar nur geringe, jedoch deutlich höhere Methanemissionsleistungen durch aufsteigende Gasblasen (s. Kapitel 7.5.3). Untersuchungsergebnisse von WEYHENMEYER (1999) zeigen die gleichen Zusammenhänge zwischen Gasblasenfreisetzung und Methandiffusionsleistung an der Grenze Wasser-Luft.

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchung wurde, basierend auf dem 1. Fick'schen Diffusionsgesetz, aus der gemessenen diffusiven Methanemissionsleistung und den erfassten Methankonzentrationen im Oberflächenwasser die Transfargeschwindigkeit k_i berechnet. Damit konnte nachgewiesen werden, dass die Erhöhung der Wassertemperatur (bei konstanter Methankonzentration im Oberflächenwasser) zur Steigerung der Methandiffusionsleistung an der Grenze Wasser-Luft führt (s. Kapitel 7.5.2). Diese wird hauptsächlich durch die abnehmende Löslichkeit von Gasen im Wasser bei ansteigender Temperatur verursacht (SCHÜTZ et al. 1991). Unter Verwendung der im Rahmen der vorliegenden Arbeit erstellten Temperaturfunktion des k_i -Wertes (s. Kapitel 7.5.2) lässt sich über die Methankonzentration im Oberflächenwasser die Methandiffusionsleistung nach dem 1. Fick'schen Diffusionsgesetz modellieren. Ähnliche Diffusionsmodelle wurden bereits durch SEBACHER et al. (1983, zitiert in WEYHENMEYER 1999), MACINTYRE et al. (1995), DUCHIMEN et al. (1999), MAKHOV & BAZHIN (1999) sowie BAZHIN (2002) beschrieben. DUCHIMEN et al. (1999) weisen jedoch darauf hin, dass die bisher ermittelten k_i -Werte, in Abhängigkeit des Gewässertyps, um bis zu

2 Größenordnungen voneinander abweichen. Die im Rahmen der vorliegenden Untersuchung erstellte Temperaturfunktion zur Berechnung der Transfergeschwindigkeit k_i ist daher nur bedingt übertragbar.

Die Untersuchung der diffusiven Methanemission im Bereich der Freiwasserflächen ohne emerse Vegetation hat gezeigt, dass die erreichten Leistungen gering sind (maximal $9,9 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Bezüglich der Größenordnungen diffusiv emittierten Methangases treten zwischen den drei untersuchten Seen keine deutlichen Unterschiede auf. Es konnte jedoch nachgewiesen werden, dass deutliche Abweichungen im Emissionsverhalten bestehen, welche auf Eigenschaften des Seentyps (polygonal/interpolygonal) zurückzuführen sind. Im Interpolygonalen See IS wird eine impulsartige Methandiffusion in die Atmosphäre durch Umwälzungsprozesse der Wassersäule bewirkt. In den beiden Polygonalen Seen bewirkt eine abrupte Zunahme der Freisetzung methanhaltiger Gasblasen eine Steigerung der diffusiven Methanemission. Für den Diffusionsprozess in die Atmosphäre konnte für alle drei Seen eine deutliche Temperaturabhängigkeit nachgewiesen werden. Danach steigt die Diffusionsleistung direkt proportional zur Wassertemperatur.

8.2. Bedeutung frostmusterbedingter Seen für die Methanemissionen aus Polygonalen Tundren

Nachdem im vorangegangenen Kapitel die Untersuchungsergebnisse zur Methanemissionsleistung und den Emissionsmechanismen frostmusterbedingter Seen sowie den hier wirkenden Steuergrößen eingehend erläutert wurden, soll nun die Bedeutung der untersuchten Seen als natürliche Methanquellen der Polygonalen Tundra diskutiert werden.

Frostmusterbedingte Seen (s. Kapitel 4.1.2) sind ein wesentlicher Bestandteil der Polygonalen Tundren (BILLINGS & PETERSON 1980; CHERNOV & MATVEYEVA 1997; MUELLER 1997). Trotz der Fülle wissenschaftlicher Arbeiten zu den Methanemissionen verschiedener Ökosysteme, sind Untersuchungen zu frostmusterbedingten Seen die Ausnahme. Über ihre Bedeutung für die Methanemissionen der Polygonalen Tundren ist bis heute nichts bekannt. Es gibt nur wenige Untersuchungen über ihre Funktion als Methanquellen. Genaue Angaben über ihre Verbreitung innerhalb der Polygonalen Tundren existieren nicht.

Im Vergleich zu älteren Untersuchungsergebnissen über gewässergebundene Methanemissionen in der nördlichen Hemisphäre sind die Methanemissionsleistungen der frostmusterbedingten Seen Samoylovs insgesamt als eher gering einzustufen (CHANTON et al. 1989; THEBRAT 1991; BARTLETT & HARRISS 1993; MICHMERHUIZEN et al. 1996; SEMILETOV

et al. 1996; PHELPS et al. 1998; DUCHEMIN et al. 1999; WEYHENMEYER 1999; HUTTUNEN et al. 2001). Im Zeitraum Anfang Juli bis Anfang September wurden im Flachwasserbereich mit methangasvermittelnder Vegetation maximal $88,65 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 74$) emittiert. Innerhalb der tieferen Freiwasserflächen wurden mittels freigesetzter Gasblasen maximal $30,24 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und mittels Diffusion maximal $9,9 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in die Atmosphäre emittiert. Nach BARTLETT & HARRISS (1993) erreichen die mittleren Leistungen von Seen der nördlichen Feuchtgebiete ($> 45^\circ$ bis 70° Nord) etwa 4 bis $160 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, wobei mit zunehmender geographischer Breite die Emissionsleistung allgemein hin abnimmt. Extrem hohe Tagesleistungen der Methanemissionen von 100 bis $> 500 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, welche von einigen Autoren für Seen der Tundragebiete beschrieben werden (BARTLETT & HARRISS 1993; SEMILETOV et al. 1996; PHELPS et al. 1998; WALTER 2003), traten innerhalb des Untersuchungszeitraums nicht auf.

Die ermittelten Methanemissionsleistungen frostmusterbedingter Seen liegen in den gleichen Größenordnungen, wie die anderer natürlicher Methanquellen im Gebiet der Polygonalen Tundra Samoylovs (PFEIFFER et al. 1999/2000/2002; KUTZBACH 2000; WAGNER et al. 2002). Die Flachwasserbereiche mit methangasvermittelnder Vegetation sind mit versumpften Zentren von Eiskeilpolygonen gleichzusetzen. Hier lagen die emittierten Methanmengen im Mittel bei $58,6 \pm 12,5 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 25$, PS1), $41,7 \pm 13,6 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 25$, PS2) und $34,4 \pm 8,0 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 24$, IS). Untersuchungen durch PFEIFFER et al. (2002) an versumpften Polygonzentren Samoylovs ergaben für die Vegetationsperiode der Jahre 1999 bis 2001 mittlere Emissionsleistungen von $37,0 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, $69,0 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ bzw. $50,0 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

Im Tiefenwasserbereich der Seen, wo keine emerse Vegetation mit methangasvermittelnden Eigenschaften auftritt, sind die Emissionsleistungen wesentlich geringer und entsprechen denen der Polygonwälle. Die gemessenen Emissionsleistungen der Seen lagen im Mittel bei $2,1 \pm 1,2 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 21$, PS1), $15,8 \pm 8,6 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 22$, PS2) bzw. $1,5 \pm 1,0 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ($n = 19$, IS). Die durch PFEIFFER et al. (2002) ermittelten Emissionsleistungen von Polygonwällen der Insel Samoylov lagen während der Vegetationsperiode der Jahre 1999 bis 2001 bei etwa $3,2 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, $4,0 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ bzw. $10,0 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

Die Emissionsleistungen des Interpolygonalen Sees waren generell geringer als die der Polygonalen Seen. Die auftretenden Unterschiede basieren jedoch nur zum Teil auf der zugrunde liegenden Depressionsform der Seen. Im Flachwasserbereich werden die Methanemissionen primär durch die Art und Dichte auftretender Vegetation gesteuert (s. Kapitel 7.4.3 und 7.4.4). Ein Zusammenhang zwischen polygonaler bzw. interpolygonaler Depressionsform und der Vegetationszusammensetzung konnte nicht festgestellt werden

(s. Kapitel 7.1.3). Im Flachwasserbereich mit methangasvermittelnder Vegetation sind daher zwischen Polygonalen und Interpolygonalen Seen generell keine Unterschiede der Emissionsleistung zu erwarten. Wie die Untersuchung gezeigt hat, können jedoch im tieferen Freiwasserbereich Unterschiede im Emissionsverhalten auf Basis der Depressionsform auftreten. Sie werden durch am Gewässergrund hervortretende Eiskeile verursacht, welche nur im Interpolygonalbereich vorkommen. Da im Eis keine mikrobielle Methanproduktion stattfindet, sind die Emissionsleistungen hier generell geringer, als im Freiwasserbereich der Polygonalen Seen.

Der Flächenanteil aller im Gebiet der Polygonalen Tundra Samoylovs erfassten frostmusterbedingten Seen ist mit etwa 11,9 % gering. Insgesamt wurden 1.389 frostmusterbedingte Seen erfasst. 98 % davon besitzen eine Fläche von $\leq 1.000 \text{ m}^2$ und bedecken zusammen etwa 6,55 % ($\approx 117.000 \text{ m}^2$) der Polygonalen Tundra Samoylovs (s. Kapitel 7.6). Der Durchmesser von Eiskeilpolygonen liegt zwischen 1 und 40 m (WEISE 1983; FRENCH 1996). Bei Annahme einer Kreisform entspricht das einer Fläche von etwa 1 bis 1.260 m^2 . Danach besteht der überwiegende Teil der erfassten frostmusterbedingten Seen aus einem oder wenigen Eiskeilpolygonen. Eine differenzierte Abschätzung der Anteile Polygonaler und Interpolygonaler Seen ist mittels der verwendeten Satellitenszene nicht möglich (s. Kapitel 6.6.2 und 7.6). Beobachtungen auf Samoylov haben jedoch gezeigt, dass Polygonale Seen wesentlich häufiger auftreten (s. Abb. 5-2). Nach Beobachtungen durch MUELLER (1995) zu den auftretenden Polygonalstrukturen im Lena-Delta überwiegt die Form der offenen Polygone (= Polygonale Seen) deutlich. Luftbilder des Lena-Deltas, welche während der Expedition im Jahr 2002 vom Hubschrauber aus aufgenommen wurden, zeigen jedoch, dass die Verbreitung frostmusterbedingter Seen auf den holozänen Terrassen(-Inseln) teilweise sehr verschieden ist. Eine großflächige Erfassung ihrer Verbreitung im Lena-Delta könnte durch den Einsatz von Fernerkundungsmethoden und der Nutzung von hochauflösenden (1 bis 30 m), multispektralen Satellitendaten (bspw. IKONOS, LANDSAT 7) erfolgen.

Die deutliche Dominanz geringer Flächengrößen frostmusterbedingter Seen kann als Indiz für die noch relativ jungen Prozesse aktiver Seenbildung gewertet werden. Die geringe Anzahl Interpolygonaler Seen weist nach KATASONOV & IVANOV (1973, zitiert in FRENCH 1996) ebenfalls auf junge Stadien der Bildung großflächiger Thermokarstseen hin. ^{14}C -Datierungen durch SCHWAMBORN et al. (2002) an oberflächennahen Sedimentschichten der Insel Samoylov unterstützen die Annahme einer jungen Seenentwicklung. Ihre Untersuchungsergebnisse weisen ein relativ junges Alter von 230 ± 25 bis 500 ± 25 Jahren vor Heute aus. FRENCH (1996) gibt an, dass die Bildung großer Thermokarstseen, welche durch die Konvergierung kleiner frostmusterbedingter Seen entstehen, 2 bis 3 ka dauern kann. Es ist daher davon auszugehen, dass die auf der Insel Samoylov auftretenden Polygonalen sowie

Interpolygonalen Seen rezente bzw. subrezente Erscheinungen sind und sich im Zuge von anhaltenden Thermokarstprozessen zu größeren Seen zusammenschließen werden.

Die Bildung von Polygonalen Seen trägt offenbar zu Verringerung der Gesamtemissionsleistung Polygonaler Tundren bei. Signifikante Emissionsleistungen von Seen sind überwiegend auf Zonen mit intensiverem Bewuchs (meist Uferzone) beschränkt (SCHÜTZ et al. 1991). Dies konnte auch im Rahmen der vorliegenden Untersuchung gezeigt werden. Während in versumpften Polygonzentren die Emissionsleistungen durch flächendeckenden Bewuchs methangasvermittelnder Vegetation noch vergleichsweise hoch sind (MORRISSEY & LIVINGSTON 1992; PFEIFFER et al. 2002), gehen sie im Tiefenwasserbereich von Seen, aufgrund fehlender Vegetation, deutlich zurück. Daher sind Polygonale Seen bezüglich ihrer Gesamtemissionsleistung generell schwächere Methanquellen als versumpfte Eiskeilpolygone. Auch BARTLETT & HARRISS (1993) geben an, dass die durchschnittlichen Methanemissionsleistungen arktischer Seen geringer sind als die umliegender vernässter terrestrischer Standorte. Nach MORRISSEY & LIVINGSTON (1992) gehören offene Freiwasserflächen ohne emerse Vegetation zu den schwächsten Methanquellen Polygonaler Tundren.

Im Gegensatz zu Polygonalen Seen führt die Bildung Interpolygonaler Seen zunächst zu einer Steigerung der Emissionsleistung. Der meist niedrige Grundwasserspiegel im Active Layer eines nicht permanent mit Wasser bedeckten Interpolygonalbereichs schafft ausgedehnte aerobe Bodenbereiche. Aufgrund der geringeren Bodenfeuchte ist die Vegetationsdecke zunächst weniger dicht als bei permanenter Wasserbedeckung. Die trockeneren Standortbedingungen können zu einer abweichenden Artenzusammensetzung führen (CHERNOV & MATVEYEVA 1997). In diesem Stadium ist die Emissionsleistung gering (MORRISSEY & LIVINGSTON 1992). Eine permanente Wasserbedeckung, wie sie im untersuchten Interpolygonalen See auftritt, behindert den Eintrag von Sauerstoff in den Boden und verringert die Aktivität methanotropher Mikroorganismen. Gleichzeitig ermöglicht sie in den Flachwasserbereichen die Entwicklung dichter Vegetationsdecken mit methangasvermittelnden Eigenschaften. Im Vergleich zu Pflanzen trockenerer Standorte besitzen die helo- und hydrophytische Arten der Flachwasserbereiche wesentlich größere Volumenanteile von Aerenchymgewebe (FREY & LÖSCH 1998) und damit grundsätzlich bessere Voraussetzungen für eine Methangasvermittlung. Dadurch erfolgt eine deutliche Steigerung der Methanemissionsleistung des Interpolygonalbereichs. Die Morphologie der Eiskeilgräben führt dazu, dass Teile der ansonsten emissionschwachen Polygonwälle in den Prozess der Erhöhung der Bodenfeuchte integriert werden und die Methanemissionsleistung ansteigt. Nach MORRISSEY & LIVINGSTON (1992) sind Interpolygonalbereiche mit oberflächlich stehendem Wasser die stärksten Methanquellen der Polygonalen Tundra.

Mit fortschreitender Seenentwicklung und Vergrößerung der Gewässerfläche im Zuge von Thermokarstprozessen nimmt der Anteil vegetationsloser Tiefenwasserbereiche stetig zu. Bei einer idealisierten Kreisform erfolgt die Zunahme der offenen Freiwasserfläche proportional zum Quadrat des Radius, während die relativ schmale Uferzone mit Vegetation nur linear mit dem Radius zunimmt. Der für die Insel Samoylov erfasste Anteil kleiner frostmusterbedingter Seen ($\leq 1.000 \text{ m}^2$) ist mit einer Gesamtfläche von $\approx 117.000 \text{ m}^2$ etwa gleich der erfassten Gesamtfläche ($\approx 96.000 \text{ m}^2$) großer frostmusterbedingter Seen ($> 1.000 \text{ m}^2$ bis maximal 40.724 m^2). Der Flächenanteil von Thermokarstseen bzw. subrezentem Flussrinnen auf Samoylov beträgt etwa 147.000 m^2 (s. Kapitel 7.6). Ausgehend vom Verhältnis aus Uferzone mit methangasvermittelnder Vegetation und offener Freiwasserfläche ist die Vielzahl kleiner frostmusterbedingter Seen bezüglich ihres Methanemissionspotentials anders zu bewerten, als die der etwa flächenäquivalenten großen frostmusterbedingten Seen bzw. der Thermokarstseen sowie subrezentem Flussrinnen. MICHMERHUIZEN et al. (1996) geben an, dass sich Methanemissionspotential und Seengröße umgekehrt proportional zu einander verhalten. BARTLETT & HARRISS (1993, zitiert in MICHMERHUIZEN et al. 1996) berichten, dass die diurnale Emissionsleistung kleiner Seen bis zu 25mal größer ist als die großer Seen.

Verschiedene Untersuchungen haben gezeigt, dass auch in vegetationslosen Tiefenwasserbereichen durch die Freisetzung von Gasblasen große Methangasmengen in Atmosphäre emittiert werden können. Die von einigen Autoren angegebenen Leistungen liegen bei 100 bis $500 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (BARTLETT & HARRISS 1993; SEMILETOV et al. 1996; WEYHENMEYER 1999; WALTER 2003). Derart hohe Emissionsleistungen treten jedoch meist nur kurzzeitig auf und sind an starke Luftdruckschwankungen gebunden. Für verschiedene Thermokarstseen Nordostsibiriens sowie Alaskas wurden streng lokale „Hotspots“ mit stark erhöhter Freisetzung methangashaltiger Blasen beschrieben (SEMILETOV et al. 1996; PHELPS et al. 1998; WALTER 2003). Dabei können nach WALTER (2003) mehrere Liter Methangas pro Tag freigesetzt werden. Dieses Phänomen ist bisher nur wenig untersucht. Es ist jedoch bekannt, dass es räumlich begrenzt auftritt und an fortgeschrittene Thermokarstprozesse mit großen Auftautiefen des Permafrostes gebunden ist (PHELPS et al. 1998; WALTER 2003).

Verschiedene Autoren beschreiben extreme Methanemissionsereignisse während der Übergangsjahreszeiten Frühling und Herbst, die durch Seen verursacht werden (SEMILETOV et al. 1996; PHELPS et al. 1998). PHELPS et al. (1998) ermittelten Emissionsleistungen in vegetationslosen Tiefenwasserbereichen durch Diffusion von bis zu $300 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Diese Leistungen treten jedoch nur kurzzeitig während der Auftauphase im Frühjahr auf. Das während der Winterperiode im eingeschlossenen Wasservolumen angereicherte Methangas wird zu diesem Zeitpunkt abrupt freigesetzt. MICHMERHUIZEN et al. (1996) ermittelten, dass kleine Seen (Minnesota/Wisconsin) während der Auftauphase im Frühjahr bereits 40 % ihrer jährlich emittierten Methangasmengen freisetzen. Nach SEMILETOV et al. (1996) sind Seen der

Sibirischen Tundra die Hauptverursacher eines zweiten abrupten Anstiegs der Methangaskonzentration der polnahen Troposphäre während der Übergangsjahreszeit im Herbst. Sie konnten zeigen, dass Seen mit ausreichender Tiefe (3 bis 6 m) und ausgeprägten Temperaturgradienten (Gewässergrund ganzjährig 1,8 bis 2,8 °C) das während einer Sommerstagnation am Gewässergrund angereicherte biogene Methan während einer herbstliche Umwälzung der Wassersäule rasch freisetzen.

Aufgrund des kleinen Wasservolumens ist die Fähigkeit der Wärmespeicherung frostmusterbedingter Seen nur gering. Veränderungen der regionalen Lufttemperatur führen daher rasch zu Veränderungen der Wassertemperaturen (s. Kapitel 7.1.1 und 7.2.4). Kleine frostmusterbedingte Seen frieren im Herbst daher als erstes zu. Die Tiefe der untersuchten Seen beträgt maximal 1,3 m. Die ermittelte Auftautiefe unterhalb der Polygonalen Seen lag bei maximal 30 cm. Es ist sehr wahrscheinlich, dass frostmusterbedingte Seen schnell und nahezu komplett zufrieren. Nach PHELPS et al. (1998) reichert sich Methangas im Wasser bzw. Eis in oberflächlich zugefrorenen Seen erst sehr spät (Anfang Januar bis Ende Februar) an. Eine Anreicherung großer Methanmengen im Wasser oder im Eis frostmusterbedingter Seen während der Winterperiode ist demnach offenbar nicht möglich. Die Untersuchung der Methangaskonzentration im Eiskeil des Interpolygonalen Sees hat jedoch gezeigt, dass sehr hohe Methankonzentrationen erreicht werden können (s. Kapitel 7.2.9). Durch das geringe Wasservolumen der Seen, verbunden mit einem vergleichsweise geringem Sauerstoffvolumen, können im Winter möglicherweise sehr schnell extrem hohe Methankonzentrationen erreicht werden. Das Verhältnis von ungefrorenem Sedimentvolumen mit aktiver biogener Methanproduktion zu dem darüber liegendem Wasservolumen liegt bei den untersuchten Polygonalen Seen bei etwa 1 zu 1.

Die Tiefe von frostmusterbedingten Seen ist zu gering für die Etablierung eines Hypolimnions. Die auf Samoylov gemessenen Windgeschwindigkeiten lagen im Mittel bei $4,6 \pm 1,9 \text{ m s}^{-1}$ und erreichten Maximalwerte von $10,9 \text{ m s}^{-1}$. Nach TOMCZAK (1963, zitiert in SCHWOERBEL 1999) reichen bereits Windgeschwindigkeiten von etwa 5 m s^{-1} aus, um Wasserzirkulationen bis in eine Tiefe zwischen 4 und 7 m zu ermöglichen. In Polygonalen Seen ist daher während der eisfreien Periode eine kontinuierliche Umwälzung der Wassersäule möglich. Ausgeprägte Temperaturgradienten in der Wassersäule, welche eine Umwälzung behindern, entstehen nur in Interpolygonalen Seen durch den Eiskeil am Gewässergrund. Eine langanhaltende Sommerstagnation, verbunden mit der Anreicherung großer Methanmengen am Gewässergrund findet jedoch auch hier nicht statt. Demnach können frostmusterbedingte Seen während der Übergangsjahreszeit im Herbst keine übergeordnet großen Mengen Methangas durch Diffusionsprozesse an der Grenze Wasser-Luft freisetzen. Somit leisten sie keinen Beitrag an dem von SEMILETOV et al. (1996) beschriebenen herbstlichen Anstieg der Methangaskonzentration in der polnahen Troposphäre.

Nach SEMILETOV et al. (1996) sind im Gebiet der nördlichen Tundra und Taiga bis in Tiefen von 100 m etwa 9.400 Gt organischer Kohlenstoff im Permafrost gebunden. Dieser wurde im Laufe von Jahrtausenden durch Photosynthese in Form von CO₂ der Atmosphäre und somit dem rezenten Kohlenstoffkreislauf entzogen. Durch mikrobielle Abbauprozesse kann er wieder in die Atmosphäre eingetragen werden. Die Methanogenese bildet dabei den wichtigsten terminalen Prozess des anaeroben Abbaus (HEYER 1990). Der im Permafrost fixierte Kohlenstoff kann jedoch nur freigesetzt werden, wenn er durch fortschreitende Auftauprozesse für mikrobielle Stoffwechselreaktionen erschließbar wird. Nach SEMILETOV et al. (1996) können für lange Zeit fixierte Kohlenstoffverbindungen nur im Zuge der Bildung großer Thermokarstseen erschlossen werden. CHEKHOVSKIY & SHAMANOVA (1976, zitiert in SEMILETOV et al. 1996) geben an, dass unterhalb großer Seen die Tiefe ganzjährig ungefrorener Sedimentbereiche (Taliks) bis zu 200 m erreicht.

NAKAGAWA et al. (2002) fanden mittels ¹⁴C-Isotopenanalysen einen direkten Zusammenhang zwischen Größe der Seen und Alter des freigesetzten Kohlenstoffs. Sie geben an, dass im Sediment junger und flacher Alass-Seen (Kolyma-Tiefebene) mit geringen Auftautiefen sowie geringer Flächengröße nur relativ junge organische Kohlenstoffverbindungen (5 bis 100 Jahre) im Untergrund erschlossen werden können. Der Eintrag rezenter organischer Substanz aus dem umliegenden Gewässerbereich nimmt aufgrund der hier vergleichsweise geringen Seengröße einen großen Stellenwert ein. Die mikrobielle Methanproduktion basiert hier zu etwa gleichen Teilen auf der Fermentation von leicht verwertbaren organischen Verbindungen (Acetat) sowie der Reduktion von CO₂ (s. Tab. 4-1). Im Zuge fortschreitender Seenentwicklung und der Vergrößerung des Taliks werden zunehmend ältere (lange Zeit fixierte) Kohlenstoffverbindungen erschlossen. Da der Großteil leicht verwertbarer organischer Substanzen in tieferen den Sedimentschichten bereits umgesetzt wurde, erfolgt die Methanogenese hier überwiegend durch die Reduktion von CO₂. Der Eintrag rezent organischer Kohlenstoffverbindungen nimmt aufgrund der großen Seenfläche einen vergleichsweise geringen Stellenwert ein. ¹⁴C-Datierungen durch ZIMOV et al. (1997, zitiert in NAKAGAWA et al. 2002) im Kolyma-Tiefland an mittels Gasblasen aus sehr tiefen Thermokarstseen emittierten Methans ergaben Alter von 27,2 ka (Winter) und 9,2 ka (Sommer).

Im Uferbereich der hier untersuchten frostmusterbedingten Seen konnten maximale Auftautiefen von 60 cm ermittelt werden. Die Auftautiefe unterhalb der untersuchten Polygonalen Seen betrug nur etwa 30 cm (s. Kapitel 7.3.1) Der Anteil methangasvermittelnder Vegetation ist im Verhältnis zur Seefläche relativ groß, so dass ihr bezüglich der Bereitstellung verwertbarer organischer Substanzen (Wurzelexsudate) eine große Bedeutung zukommt (SCHÜTZ et al. 1991). Die Vielzahl kleiner und flacher frostmusterbedingter Seen der Insel Samoylov setzt demnach nur organisches Material

geringen Alters um. Der Stoffkreislauf zwischen frostmusterbedingten Seen und Atmosphäre ist daher im Vergleich zu großen Thermokarstseen sehr eng. Kohlendioxid welches der Atmosphäre durch Photosynthese entzogen wird, gelangt innerhalb relativ kurzer Zeiträume wieder in Form von CH₄ (Methanogenese) bzw. CO₂ (Methanotrophie) in die Atmosphäre zurück.

Es wurde bereits diskutiert, dass die frostmusterbedingten Seen Samoylovs im Zuge fortschreitender Thermokarstprozesse zu immer größeren Seen konvergieren werden. Nach ALESHINSKAYA et al. (1972, zitiert in FRENCH 1996) führt die Bildung von permanenten Wasserflächen in den Polygonzentren sowie Eiskeilgräben zwangsläufig zur Ausweitung und Beschleunigung der Thermokarstprozesse („Self-Developing-Thermokarst“). WALTER (2003) stellte fest, dass in Nordostsibirien in einem Beobachtungszeitraum von etwa 30 Jahren die Anzahl der Seenflächen zugenommen hat. Die damit verbundene Erschließung und Emission des über Jahrtausende im Permafrost gebundenen Kohlenstoffs kann zu Veränderungen der atmosphärischen Methan- und Kohlendioxidkonzentrationen führen. Mögliche Folgen für die rezenten Kohlenstoffkreisläufe werden bereits vielfach diskutiert (BOLIN et al. 1989; BOER & KOSTER 1992; CHRISTENSEN et al. 1999; KHALIL 2000). Im Sinne der nach BRITTON (1957, zitiert in BILLINGS & PETERSON 1980) beschriebenen Bildung von Thermokarstseen, kann das Auftreten einer Vielzahl kleiner frostmusterbedingter Seen als Indikator einer relativ schnellen Erschließung (< 500 Jahre; nach FRENCH 1996) der im Permafrost fixierten organischen Kohlenstoffverbindungen gewertet werden.

¹⁴C-Datierungen durch SCHWAMBORN et al. (2002) sowie KUPTSOV & LISITSIN (1996, zitiert in SCHWAMBORN et al. 2002) an organischen Sedimenten der Insel Samoylov ergaben ein Alter von etwa 230 ±30 bis maximal 4220 ±240 Jahren vor Heute. Innerhalb der holozänen Terrassen des Lena-Deltas sind nach PAVLOVA et al. (1999, zitiert in SCHWAMBORN et al. 2002) die ältesten Sedimente 8570 ±160 Jahre alt. Die holozänen Terrassenbereiche sind durch Polygonale Tundren geprägt. Die fortschreitende Entwicklung großer Seen wird hier zur Freisetzung der im Holozän gebunden Kohlenstoffverbindungen führen. Kohlenstoffquellen pleistozänen Alters, wie sie durch ZIMOV et al. (1997, zitiert in NAKAGAWA et al. 2002) für sehr tiefe Thermokarstseen der Kolyma-Tiefebene beschrieben werden, können hier nicht erschlossen werden.

Aufgrund intensiver fluviatiler Prozesse im Lena-Delta wird organisches Material unterschiedlichen Alters ständig umgelagert und rezent akkumuliert (SCHWAMBORN et al. 2002). Durch derartige Küstenerosionsprozesse (Thermoerosion), wie sie durch RACHOLD et al. (1999) beschrieben werden, kann im Permafrost gebundener Kohlenstoff auch unabhängig von der Seenentwicklung in die rezenten Kohlenkreisläufe des Lena-Deltas eingebracht werden.

Durch die vorliegende Untersuchung sowie die abschließende Diskussion der daraus hervorgegangenen Ergebnisse konnte gezeigt werden, dass frostmusterbedingte Seen eine natürliche Methanquelle der Polygonalen Tundra darstellen. Ihr Emissionspotential liegt nicht über dem anderer natürlicher Methanquellen dieses Landschaftstyps der Permafrostgebiete. In Verbindung mit den geringen Flächenanteilen auf der Insel Samoylov können sie nicht als übergeordnet wichtige Methanquellen der Polygonalen Tundra gewertet werden. Gegenüber den Vorbedingungen führt die Bildung derartiger Seen im wesentlichen zur Verringerung der Methanemissionsleistungen. Bezüglich der Evaluierung von Methanemissionen aus lakustrischen Gewässern der Polygonalen Tundra muss jedoch zwischen frostmusterbedingten Seen und großen Thermokarstseen differenziert werden.

8.3. Schlussfolgerungen

Anhand der vorliegenden Untersuchung und den daraus hervorgegangenen Ergebnissen lassen sich folgende Schlussfolgerungen bezüglich der am Anfang der Arbeit gestellten Fragen ziehen:

- *Welche Größenordnung der Methanemissionsleistung ist kennzeichnend für frostmusterbedingte Seen im Untersuchungsgebiet?*
- *Welche Rolle spielt die pflanzenvermittelte Methanemission durch emerse Vegetation?*
- *Welche Rolle spielen Methanemissionen von der freien Wasseroberfläche durch Diffusion und Freisetzung von Gasblasen in Bereichen ohne emerse Vegetation?*
- *Welche der untersuchten abiotischen sowie biotischen Faktoren sind wesentliche Steuergrößen der Methanemissionen frostmusterbedingter Seen?*

Die während der Vegetationsperiode von Mitte Juli bis Anfang September 2002 auf der Insel Samoylov (Lena-Delta) erfassten diurnalen Emissionsleistungen frostmusterbedingter Seen sind, verglichen mit anderen Untersuchungsergebnissen über gewässergebundene Methanemissionen der nördlichen Breiten, insgesamt als eher gering einzustufen. Sie liegen in Größenordnungen von 10^{-1} bis 10^1 mg CH₄ m⁻² d⁻¹.

Die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung zeigen, dass Flachwasserbereiche mit emerger Vegetation die mit Abstand größten Methanemissionsleistungen innerhalb der frostmusterbedingten Seen aufweisen. Im Bereich der Freiwasserflächen ohne emerse Vegetation erfolgt die Methanemission in die Atmosphäre ausschließlich über Diffusionsprozesse an der Grenze Wasser-Luft sowie die Freisetzung methanhaltiger

Gasblasen. Die ermittelten Emissionsleistungen sind hier zum Teil deutlich geringer als im Bereich methangasvermittelnder Vegetation. Die Methanemissionen durch freigesetzte Gasblasen zeigen extreme Abweichungen zwischen den untersuchten Seen. Es wurden sowohl Leistungen unterhalb der diffusiven Methanemissionen als auch im Bereich pflanzenvermittelter Methanemissionen erreicht. Die Methanemissionen durch Diffusionsprozesse an der Grenze Wasser-Luft sind generell gering und zeigen keine Unterschiede zwischen den drei Untersuchungsstandorten.

Durch die vorliegende Arbeit konnte gezeigt werden, dass die Methanemissionen frostmusterbedingter Seen durch ein komplexes Wirkungsgefüge voneinander unabhängiger Standortfaktoren gesteuert werden. Als wesentliche Steuergrößen treten zum einen die biotischen Standortfaktoren Wuchsdichte und Zusammensetzung methangasvermittelnder Vegetation und zum anderen die abiotischen Standortfaktoren Temperatur und Luftdruck auf. Die zum Teil sehr enge Bindung der Methanemissionsleistungen an die genannten Standortfaktoren erzeugt eine hohe räumliche sowie zeitliche Dynamik der Methanemissionen frostmusterbedingter Seen. Abweichungen der Methanemissionsleistungen zwischen verschiedenen Standorten als auch zwischen verschiedenen Jahren sind die Folge.

- *Welchen Flächenanteil besitzen frostmusterbedingte Seen auf der Insel Samoylov?*
- *Welchen Beitrag können frostmusterbedingte Seen im Bezug auf Methanemissionen aus Polygonalen Tundren leisten?*

Die auf Samoylov erfassten frostmusterbedingten Seen bedecken mit etwa 11,9 % nur einen relativ kleinen Teil des Inselbereichs mit Polygonaler Tundra. Die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung haben gezeigt, dass die Methanemissionsleistungen frostmusterbedingter Seen nicht über den Leistungen anderer natürlicher Methanquellen der Polygonalen Tundra liegen. Demnach können sie keinen übergeordnet großen Beitrag für die Methangesamtemissionen der Polygonalen Tundren leisten.

Da die Methanemissionen der Freiwasserflächen zum Teil wesentlich geringer sind als die vernässter terrestrischer oder aquatischer Bereiche mit methangasvermittelnder Vegetation, stellt die Bildung frostmusterbedingter Seen prinzipiell eine Verringerung der Methanemissionsleistung der Polygonalen Tundra dar. Mit fortschreitender Seenentwicklung und Vergrößerung der Gewässerfläche nimmt der Anteil vegetationsloser Freiwasserflächen dauerhaft zu und somit das Emissionspotential eines Sees stetig ab. Daher spielt für die Beurteilung des Methanemissionspotentials von Seen die Frage nach dem Flächenverhältnis aus Flachwasserbereichen mit emerser Vegetation und Freiwasserflächen ohne emerse Vegetation eine sehr große Rolle. Eine großflächige Erfassung dieser Informationen kann

durch den Einsatz von Fernerkundungsmethoden und der Nutzung von hochauflösenden (≤ 1 m), multispektralen Satellitendaten (bspw. IKONOS, QuickBird) erfolgen. Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit verwendete panchromatische Satellitenszene besitzt mit etwa 2,7 m eine zu geringe radiometrische, spektrale als auch geometrische Auflösung, um die gezielte Erfassung der Flachwasserbereiche mit emerser Vegetation zu ermöglichen. Für eine realitätsnahe Modellierung des Methanemissionspotentials von Seen sind jedoch gerade diese Bereiche am relevantesten. Ihre Erfassung wird umso wichtiger, je kleiner der See und desto günstiger das Verhältnis von Litoral- zu Pelagialzone ist.

Durch die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung konnte klar gezeigt werden, dass bezüglich der Evaluierung von Methanemissionen lakustrischer Gewässer der Polygonalen Tundra eine Unterscheidung zwischen frostmusterbedingten Seen und großen Thermokarstseen notwendig ist.

9. Literaturverzeichnis

- AG BODEN** (1994). Bodenkundliche Kartieranleitung. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Hanover.
- AMARAL, J. A. & R. KNOWLES** (1994). Methane metabolism in a temperate swamp. In: Applied and Environmental Microbiology Vol. 60 Nr. 11. S. 3.945-3.951.
- BARTLETT, K. B. & R. C. HARRISS** (1993). Review and assessment of methane emissions from wetlands. In: Chemosphere Vol. 26. S. 261-320.
- BAZHIN, N. M.** (2002). Theoretical consideration of methane emission from sediments. In: Chemosphere Vol. 50. S. 191-200.
- BILLINGS, W. D. & K. M. PETERSON** (1980). Vegetational change and ice-wedge polygons through the thaw-lake cycle in arctic Alaska. In: Arctic and Alpine Research Vol. 12 Nr. 4. S. 413-432.
- BOETIUS, A. et al.** (2000). A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane. In: Nature. Vol. 407 October 5. S. 623-626.
- BOER, M. & E. KOSTER** (1992). Greenhouse-Impact on cold-climate ecosystems and landscapes. Catena Supplement Vol. 22. Catena Verlag. Cremlingen-Destedt.
- BOLIN, B. et al.** (1989). The greenhouse effect, climatic change, and ecosystems. John Wiley & Sons. Chichester.
- BUBIER, J. L. et al.** (1995). Ecological controls on methane emissions from a northern peatland complex in the zone of discontinuous permafrost, Manitoba, Canada. In: Global Biogeochemical Cycles Vol. 9 Nr. 4. S. 455-470.
- CHANTON, J. P. et al.** (1989). Gas transport from methane-saturated, tidal freshwater and wetland sediments. In: Limnol. Oceanogr. Vol. 34 Nr. 5. S. 807-819.
- CHANTON, J. P. & J. W. H. DACEY** (1991). Effects of vegetation on methane flux, reservoirs, and carbon isotopic composition. In: Trace gas emissions by plants. Academic Press Inc. New York.

- CHANTON, J. P. et al.** (1992). Methane transport and isotopic fractionation in emergent macrophytes of an alaskan tundra lake. In: *Journal of Geophysical Research* Vol. 97 Nr. D15 S. 16.681-16.688.
- CHANTON, J. P. & G. J. WHITING** (1995). Trace gas exchange across the air-water interface in freshwater and coastal marine environments: ebullition and transport by plants. In: *Matson, P. A. & R. C. Harriss (Hrsg.). Biogenic trace gases: Measuring emissions from soil and water.* Blackwell Science. Oxford.
- CHERNOV, YU. I. & N. V. MATVEYEVA** (1997). Arctic ecosystems in Russia. In: *Wielgolaski, F. R. (Hrsg.). Ecosystems of the world 3 – Polar and Alpine Tundra.* Elsevier. Amsterdam.
- CHRISTENSEN, T. R. et al.** (1995). Spatial variation in high latitude methane flux along a transect across Siberian and European tundra environments. In: *Journal of Geophysical Research* Vol. 100 Nr. D10. S. 21.035-21.045.
- CHRISTENSEN, T. R. et al.** (1999). On the potential CO₂ release from tundra soils in a changing climate. In: *Applied Soil Ecology* Vol. 11. S. 127-134.
- CHRISTENSEN, T. R. et al.** (2000). Trace gas exchange in a high-artic valley: 1. Variations in CO₂ and CH₄ flux between tundra vegetation types. In: *Global Biogeochemical Cycles* Vol. 14 Nr. 3. S. 703-713.
- CICERONE, R. J. & R. S. OREMLAND** (1988). Biogeochemical aspects of atmospheric methane. In: *Global Biogeochemical Cycles* Vol. 2 Nr. 4. S. 299-327.
- CONRAD, R.** (1995). Soil microbial processes and the cycling of atmospheric trace gases. In: *Phil. Trans. R. Soc. Land. A.* Vol. 351. S. 219-230.
- CONRAD, R.** (1996). Soil microorganisms as controllers of atmospheric trace gases. In: *Microbiological Reviews* Vol. 60. S. 609-640.
- DUCHEMIN, E. et al.** (1999). Comparison of static chamber and thin boundary layer equation methods for measuring greenhouse gas emissions from large water bodies. In: *Environmental Science & Technology.* Vol. 33 Nr. 2. S. 350-357.

- DUNFIELD, P. et al.** (1993). Methane production and consumption in temperate and subarctic peat soils: Response to temperature and pH. In: *Soil Biol. Biochem.* Vol. 25. Nr. 3. S. 321-326.
- ERDAS** (Hrsg.) (1999). *ERDAS Field Guide*TM 5th edition. Atlanta. Georgia.
- FRENCH, H. M.** (1996). *The periglacial environment.* Addison Wesley Longman. Harlow.
- FREY, W. & R. LÖSCH** (1998). *Lehrbuch der Geobotanik – Pflanze und Vegetation in Raum und Zeit.* Gustav Fischer Verlag. Stuttgart.
- FRITSCH, W.** (2002). *Mikrobiologie.* Spektrum Akademischer Verlag. Berlin.
- GARCIA, J. L.** (1990). Taxonomy and ecology of methanogens. In: *FEMS Microbiology Reviews.* Vol.87. S. 297-308.
- GRIGORIEV, M. N.** (1993): *Cryomorphogenesis of the Lena river mouth.* Permafrost Institute Press. Yakutsk.
- HABERÄCKER, P.** (1986). *Digitale Bildverarbeitung – Grundlagen und Anwendung.* Carl Hanser Verlag. München.
- HARRISS, R. C.** (1989). Historical trends in atmospheric methane concentration and the temperature sensitivity of methane outgassing from boreal and polar regions. In: *Ozone Depletion, Greenhouse Gases, and Climate Change. Proceedings of a joint symposium by the board on atmospheric sciences and climate and the committee on global change commission on physical sciences, mathematics, and resources.* National Academic Press. Washington D.C. S. 79-85.
- HENDL, M.** (1997). *Allgemeine Klimageographie.* In: *Hendl & Liedtke (Hrsg.). Lehrbuch der Allgemeinen Physischen Geographie.* Justus Perthes Verlag. Gotha.
- HERMANN, P.** (1993). *Allgemeine und Anorganische Chemie.* Gustav Fischer Verlag. Jena.
- HEYER, J.** (1990). *Der Kreislauf des Methans.* Akademie-Verlag. Berlin.
- HEYER, J. & U. BERGER** (2000). Methane emissions from the coastal area in the southern Baltic Sea. In: *Estuarine, Coastal and Shelf Science* Vol. 51. S. 13-30.

- HUTTUNEN, J. T. et al.** (2001). A novel sediment gas sampler and a subsurface gas collector used for measurement of ebullition of methane and carbon dioxide from a eutrophied lake. In: *The Science of the Total Environment* 266. S. 153-158.
- IMBODEN, D. M. & A. WÜEST** (1995). Mixing mechanisms in lakes. In: Lerman, A. et al. (Hrsg.). *Physics and chemistry of lakes*. Springer-Verlag. Berlin.
- JÄCKEL, U. et al.** (2001). Effect of moisture, texture and aggregate size of paddy soil on production and consumption of CH₄. In: *Soil Biology & Biochemistry* Vol. 33. S. 965-971.
- JOABSSON, A. et al.** (1999). Influence of vascular plant photosynthetic rate on CH₄ emission from peat monoliths from southern boreal Sweden. In: *Polar Research* 18(2). S. 215-220.
- KHALIL, M. A. K.** (Hrsg.) (2000). *Atmospheric Methane – Its Role in the Global Environment*. Springer-Verlag. Berlin.
- KING, J. Y. et al.** (1998). Methane emission and transport by arctic sedges in Alaska: Results of a vegetation removal experiment. In: *Journal of Geophysical Research* Vol. 103 Nr. D22. S. 29.083-29.092.
- KIRSCHBAUM, M. U. F.** (1995). The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic storage. In: *Soil Biol. Biochem.* Vol. 27 Nr. 6. S. 753-760.
- KNOTHE, D. et al.** (2000). Physikalische und chemische Analysen. In: Barsch, H. et al. (Hrsg.). *Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie*. Justus Perthes Verlag. Gotha.
- KONČALOVÁ, H.** (1990). Anatomical adaptations to waterlogging in roots of wetland graminoids: Limitations and drawbacks. In: *Aquatic Botany* 38. S. 127-134.
- KUGLER, H. & D. SCHAUB** (1997). Allgemeine Geomorphologie. In: Hendl & Liedtke (Hrsg.). *Lehrbuch der Allgemeinen Physischen Geographie*. Justus Perthes Verlag. Gotha.
- KUTZBACH, L.** (2000). Die Bedeutung der Vegetation und bodeneigener Parameter für die Methanflüsse aus Permafrostböden. Diplomarbeit an der Universität Hamburg.
- LAWRIE, J.** (1961). *Natural gas and Methane sources*. Chapman & Hall Ltd. London.

- LESER, H.** (Hrsg.). Wörterbuch Allgemeine Geographie. Deutscher Taschenbuchverlag GmbH & Co. KG und Westermann Schulbuchverlag GmbH. Braunschweig/München.
- LIDE, D. R. & H. P. R. FREDERIKSE** (Hrsg.) (1994). CRC handbook of chemistry and physics. 76. Ausgabe. CRC Press. Boca Raton.
- LILLESAND, T. M. & R. W. KIEFER** (1994). Remote sensing and image interpretation. John Wiley & Son Inc. New York.
- LIVINGSTON, G. P. & G. L. HUTCHINSON** (1995). Enclosure-based measurements of trace gas exchange: Applications and sources of error. In: Matson, P. A. & R. C. Harriss (Hrsg.). Biogenic trace gases: Measuring emissions from soil and water. Blackwell Science. Oxford.
- LOZÁN, J. L. & H. KAUSCH** (1998). Angewandte Statistik für Naturwissenschaftler. Pareys Studentexte 74. Parey Buchverlag. Berlin.
- MACINTYRE, S. et al.** (1995). Trace gas exchange across the air-water interface in freshwater and coastal marine environments. In: Matson, P. A. & R. C. Harriss (Hrsg.). Biogenic trace gases: Measuring emissions from soil and water. Blackwell Science. Oxford.
- MAKHOV, G. A. & N. M. BAZHIN** (1999). Methane emissions from lakes. In: Chemosphere Vol. 38. S. 1.453-1.459.
- MATTHEWS, E.** (2000). Wetlands. In: Khalil, M. A. K. (Hrsg.). Atmospheric Methane – Its Role in the Global Environment. Springer-Verlag. Berlin.
- MICHMERHUIZEN, C. M. et al.** (1996). Potential methane emission from north-temperate lakes following ice melt. In: Limnological Oceanography 41(5). S. 985-991.
- MORRISSEY, L. A. & G. P. LIVINGSTON** (1992). Methane emission from Alaska arctic tundra: An assessment of local spatial variability. In: Journal of Geophysical Research, Vol. 97 Nr. D15. S. 16.661-16.670.
- MORRISSEY, L. A. et al.** (1993). Significance of stomatal control on methane release from *Carex*-dominated wetlands. In: Chemosphere Vol. 26. S. 339-355.

- MUELLER, K.** (1997). Oberflächenstrukturen und Eigenschaften von Permafrostböden im Nordsibirischen Lena-Delta. In: Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 160. S. 497-503.
- NAKAGAWA, F. et al.** (2002). Production of methane from alasses in eastern Siberia: Implications from its ¹⁴C and stable isotopic compositions. In: Global Biogeochemical Cycles Vol. 16 Nr. 3. S. 1-15.
- NAKANO, T. et al.** (2000). Temporal variation in methane emission from tundra wetlands in a permafrost area, northeastern Siberia. In: Atmospheric Environment 34. S. 1.205-1.213.
- NÖSEL, H.** (1978). Über die Zuverlässigkeit von O₂-Sättigungstabellen. In: Zeitschrift für Umwelttechnik wlb 5 – Sonderdruck. S. 176-180.
- PANGANIBAN, A. T. et al.** (1979). Oxidation of methane in the absence of oxygen in lake water samples. In: Applied and Environmental Microbiology Vol. 37 Nr. 2. S. 303-309.
- PANIKOV, N. S. et al.** (1993). Methane production and uptake in some terrestrial ecosystems of the former USSR. In: R.S. Oremland (Hrsg.). Biogeochemistry of global change: Radiatively active trace gases. Chapman & Hall. New York.
- PEIFFER, E. M. et al.** (1999). Modern processes in permafrost affected soils. In: Rep. Polar. Res. 315. AWI Bremerhaven. S. 19-53.
- PEIFFER, E. M. et al.** (2000). Modern processes in permafrost affected soils. In: Rep. Polar. Res. 354. AWI Bremerhaven. S. 22-36.
- PEIFFER, E. M. et al.** (2002). Modern processes in permafrost affected soils. In: Rep. Polar. Res. 426. AWI Bremerhaven. S. 21-41.
- PHELPS, A. R. et al.** (1998). Methane efflux from high-latitude lakes during spring ice melt. In: Journal of Geophysical Research, Vol. 103 Nr. D22. S. 29.029-29.036.
- POLUNIN, N.** (1959). Circumpolar Artic Flora. University Press. Oxford.
- RACHOLD, V. et al.** (1999). Modern sedimentation and environmental history of the Lena delta. In: In Rep. Polar. Res. 315. AWI Bremerhaven. S. 81-126.
- ROSLEV, P. & G. M. KING** (1996). Regulation of methane oxidation in a freshwater wetland by water table changes and anoxia. In: FEMS Microbiology Ecology Vol. 19. S. 105-115.

- SCHIMEL, J. P.** (1995). Plant transport and methane production as controls on methane flux from arctic wet meadow tundra. In: *Biogeochemistry* 28. S.183-200.
- SCHLEGEL, H. G.** (1992). *Allgemeine Mikrobiologie*. Georg Thieme Verlag. Stuttgart.
- SCHÜTZ, H. et al.** (1991). Role of plants in regulating the methane flux to the atmosphere. In: Sharkey, T. D. et al. (Hrsg.). *Trace gas emissions by plants*. Academic Press Inc. New York.
- SCHWAMBORN, G. et al.** (2002). Late quaternary sedimentation history of the Lena delta. In: *Quaternary International* (in press).
- SCHWOERBEL, J.** (1999). *Einführung in die Limnologie*. Gustav Fischer Verlag. Stuttgart.
- SEBACHER, D. I. et al.** (1985). Methane emissions to the atmosphere through aquatic plants. In: *J. Environ. Qual.* Vol. 14 Nr. 1. S. 40-46.
- SEMILETOV, I. P. et al.** (1996). Atmospheric carbon emission from north Asian lakes: A factor of global significance. In: *Atmospheric Environment* Vol. 30 Nr. 10/11. S. 1.657-1.671.
- TORN, M. S. & F. S. CHAPIN** (1993). Environmental and biotic controls over methane flux from arctic tundra. In: *Chemosphere* Vol. 26 Nr. 1-4. S. 357-368.
- THEBRATH, B.** (1991). *Bildung, Oxidation und Emission von Methan sowie anaerobe Stoffumsätze in limnischen Standorten*. Dissertation an der Universität Konstanz.
- THOMAS, K. L. et al.** (1996). Role of wetland plants in the diurnal control of CH₄ and CO₂ fluxes in peat. In: *Soil Biol. Biochem.* Vol. 18 Nr. 1. S. 17-23.
- VLAHOS, P. et al.** (1995). Exchange of chemicals between atmosphere and lakes. In: Lerman, A. et al. (Hrsg.). *Physics and chemistry of lakes*. Springer-Verlag. Berlin.
- VOURLITIS, G. L. et al.** (1993). The effect of soil moisture and thaw depth on CH₄ flux from wet coastal tundra ecosystems on north slope of Alaska. In: *Chemosphere* Vol. 26. S. 329-337.

- WAGNER, D. et al.** (1999). Methane production in aerated marshland and model soils: Effects of microflora and soil texture. In: *Soil Biology and Biochemistry* Vol. 31. S. 999-1.006.
- WAGNER, D. et al.** (2001). Modern processes in permafrost affected soils. In: *Rep. Polar. Res.* 388. AWI Bremerhaven. S. 16-42.
- WALTER, K.** (2003). Thermokarst lakes in NE-Siberia. Vortrag am 14.04.2003 am Alfred-Wegener-Institut. Potsdam.
- WEISE, O. R.** (1983). Das Periglazial – Geomorphologie und Klima in gletscherfreien, kalten Regionen. Gebrüder Borntraeger. Berlin.
- WESTERMANN, P.** (1993). Temperature regulation of methanogenesis in wetlands. In: *Chemosphere* Vol. 26. S. 321-328.
- WEYHENMEYER, C. E.** (1999). Methane emissions from beaver ponds: Rates, patterns, and transport mechanisms. In: *Global Biogeochemical Cycles* Vol. 12 Nr. 4. S. 1.079-1.090.
- WHALEN, S. C. et al.** (1996). Control of tundra methane emission by microbial oxidation. In: Reynolds, J. F. & J. D. Tenhunen (Hrsg.). *Ecological Studies* Vol. 120. S. 257-274.
- WHALEN, S. C. & W. S. REEBURGH** (1999). Consumption of atmospheric methane by tundra soils. In: *Nature* Vol. 346. 12 Juli. S. 160-162.
- WHITING, G. J. & J. P. CHANTON** (1992). Plant-dependent CH₄ emission in a subarctic Canadian fen. In: *Global Biogeochemical Cycles* Vol. 6 Nr. 3. S. 225-231.
- WHITING, G. J. & J. P. CHANTON** (1996). Control of the diurnal pattern of methane emission from emergent aquatic macrophytes by gas transport mechanism. In: *Aquatic Botany* 54. S. 237-253.
- WORTHY, D. E. J. et al.** (2000). Evidence for a link between climate and northern wetland methane emissions. In: *Journal of Geophysical Research* Vol. 105 Nr. D3. S. 4031-4038.
- YAMAMOTO, S. et al.** (1976). Solubility of methane in distilled water and seawater. In: *Journal of Chemical and Engineering Data* Vol. 21 Nr. 1. S. 78-80.
- ZEIKUS, J. G. & M. R. WINFREY** (1976). Temperature limitation of methanogenesis in aquatic sediments. In: *Applied and Environmental Microbiology* Vol. 31 Nr. 1. S. 99-107.