

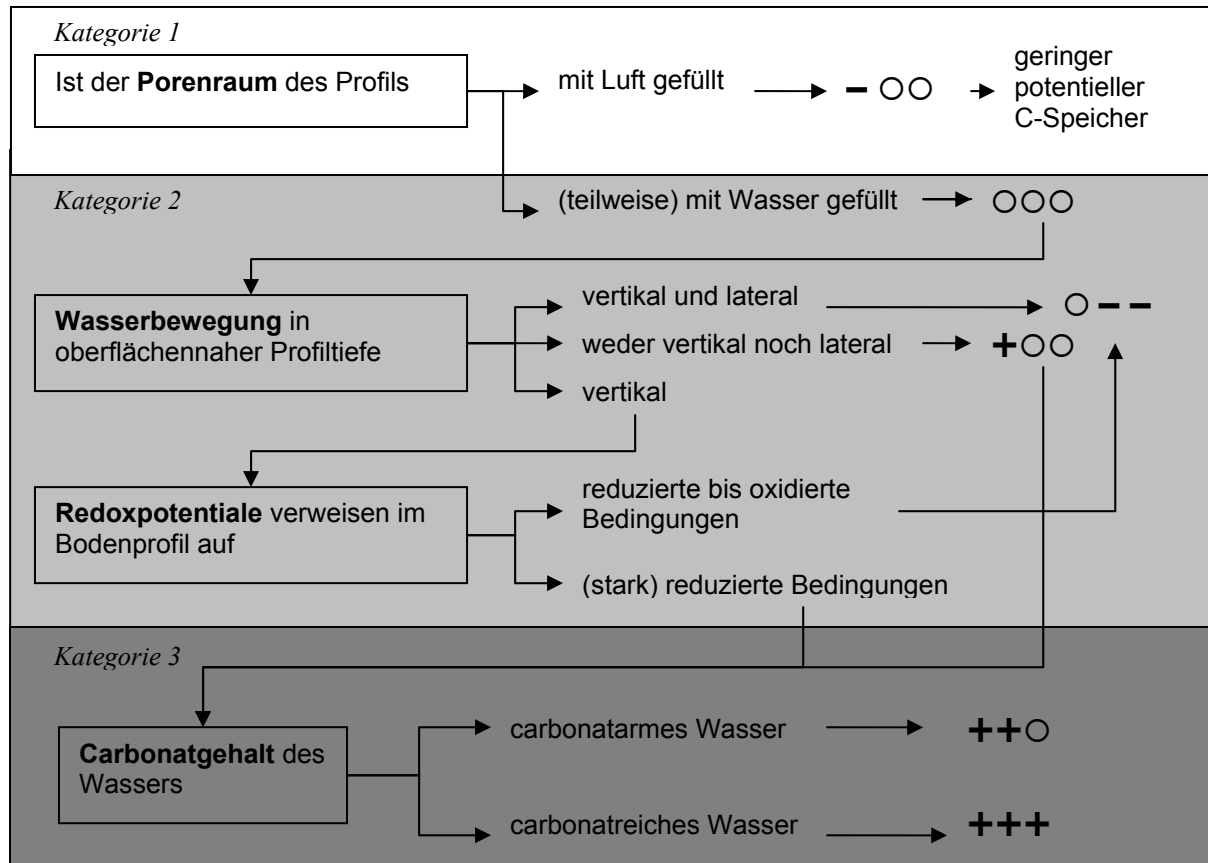
## 5. Bewertung des Porenraums unterschiedlich genutzter Niedermoore

Zur Bewertung der C-Retention des Porenraums anthropogen beeinflusster Moore wurde das Schema in Abbildung 5-1 entwickelt. Hiernach kann der Porenraum der Moore in drei Kategorien eingeordnet werden (Kategorie 1: geringe C-Retention, Kategorie 2: Retention möglich, jedoch eingeschränkt, Kategorie 3: hohe C-Retention), welche in Wasserstand, Wasserfluss, Redoxpotential und Carbonatgehalt differieren. Wasserstand und -fluss üben einen direkten Einfluss auf die Möglichkeit, Kohlenstoff im Porenraum zu speichern, aus. Ein mit Wasser gefüllter Porenraum ermöglicht im Gegensatz zum luftgefüllten Porenraum eine höhere C-Retention, da unter anderem die Diffusion von Gasen in Wasser um das 10000-Fache geringer ist als in Luft (Hillel, 1998). Ist ein mit Wasser gefüllter Porenraum jedoch verbunden mit einem stark fluktuierenden Wasserstand, wird zugleich eine höhere mikrobielle Aktivität bewirkt (Chow et al., 2006). Fluktuierende Wasserstände können mit einer erhöhten Sickerate im Zusammenhang stehen (Schwärzel, 2000), wodurch die vorübergehend gespeicherte C-Mengen des Porenwassers an angrenzende Systeme (Hydrosphäre) verloren wird (beispielsweise drainierte Niedermoore).

Stark schwankende Wasserstände waren gekoppelt mit reduzierten bis oxidierten Bedingungen (vgl. mäßig drainierte Fläche). Dagegen besaßen Standorte mit reduzierten bis stark reduzierten Bedingungen ( $< -50$  mV) einen nahezu ganzjährig mit Wasser gefüllten Porenraum (vgl. wiedervernässte Fläche). Da Sauerstoff bei diesen Bedingungen ein limitierender Faktor ist, kann von anaeroben Umsetzungsraten ausgegangen werden, welche die Mineralisation deutlich mindern (Bridgham und Richardson, 1992).

Der Carbonatgehalt eines Ökosystems ist von Ausgangsgestein oder kalkreichem Wasserzufluss abhängig. Der Carbonatgehalt des Wassers stellt eine zusätzliche Möglichkeit der C-Retention dar und wird durch Aufnahme und Verlust von beispielsweise  $\text{CO}_2$  an die Atmosphäre (bzw. Bodenluft) reguliert (Butler, 1991). Um das C-Speichervermögen des Porenraums zu erhöhen, ist es allerdings nicht das Ziel, kalkarme Ökosysteme auf dieses Niveau zu bringen. Denn bislang ist ungeklärt, für welchen Zeitraum der Porenraum die C-Komponenten einbehält. Es ist anzunehmen, dass dieser nur als Zwischenspeicher dient bis beispielsweise die gasförmigen Komponenten emittieren. Ökosysteme sollten vielmehr in ihrer Natürlichkeit erhalten werden, was bedeutet, dass kalkreiche Ökosysteme besonders schützenswert sind.

Moore welche der Kategorie 3 zugeordnet werden, zeichnen sich durch Wasserstände nahe oder über der Geländeoberfläche aus, verbunden mit geringen Wasserschwankungen, weswegen der gesamte Porenraum nahezu ganzjährig mit Wasser gefüllt ist. Im Schwäbischen Donaumoos war dies zugleich verbunden mit einer zu vernachlässigenden lateralen Wasserbewegung, wie das gewässerkundliche Gutachten von Prösl (1998) zeigte. Aus diesem Grund wurde das wiedervernässte Niedermoor der Kategorie 3 zugeordnet (**+++**), welches durch das kalkreiche Wasser eine hohe C-Retention besaß.



- = geringe C-Retention im Porenraum da C-Verlust an Atmosphäre; zusätzlicher C-Verlust an Hydrosphäre
- - = potentielle C-Retention stark gefährdet da Umsatzraten erhöht und Verlust an Atmosphäre und Hydrosphäre nicht ausgeschlossen
- = potentielle C-Retention im Porenraum möglich
- ++○ = potentielle C-Retention im Porenwasser als CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> und gelöste organische Komponenten
- +++ = hohe C-Retention im Porenwasser als CO<sub>2</sub>, Carbonat, CH<sub>4</sub> und gelöste organische Komponenten

**Abbildung 5-1** Konzept zur Bewertung des Porenraums von Mooren als potentielles C-Reservoir unter Berücksichtigung des Wasserstands, Wasserflusses, Redoxpotentiale und Carbonatgehalt.

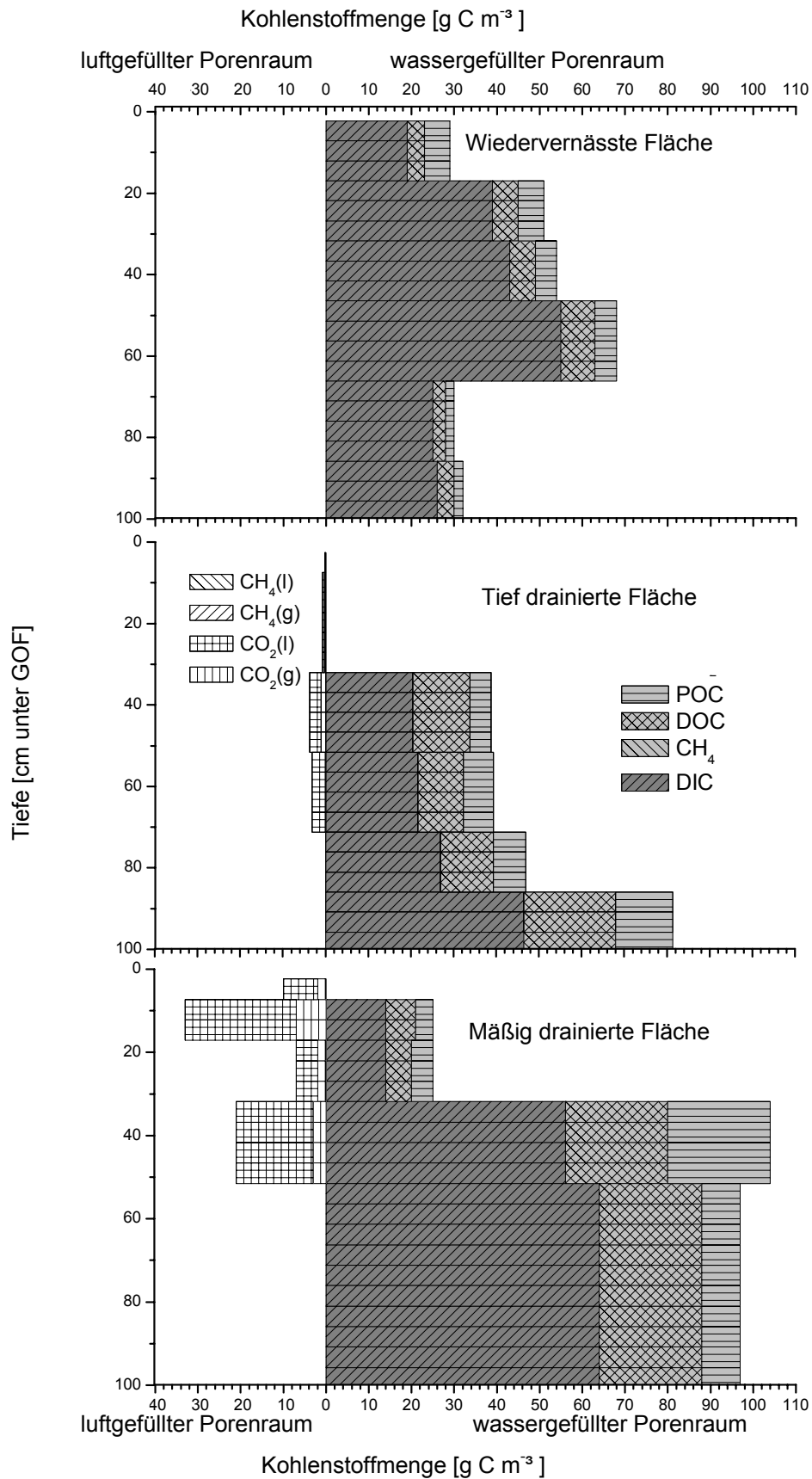
Die durchschnittliche C-Gesamtmenge des Porenraums lag mit  $263 \text{ g C m}^{-3}$  (wiedervernässte Fläche) im wassergefüllten Porenraum deutlich höher als im luftgefüllten ( $15 \text{ g C m}^{-3}$  tief drainierte Fläche). Mit zunehmender Profiltiefe reicherten sich die C-Mengen im Porenwasser an (Abbildung 5-2). Eine Ausnahme war in der wiedervernässten Fläche zu beobachten, welche ab einer Tiefe von 67 cm aufgrund des Übergangs von Torfhorizonten zu mineralischen Horizonten einen deutlich geringeren Porenraum aufwies. Dies verminderte die mögliche C-Retention des Porenraums um 20%.

Die mäßig drainierte Fläche zeigte im Vergleich der Niedermoore die höchsten aber auch geringsten durchschnittlichen C-Mengen im Tiefenprofil. Diese konnten in der mäßig drainierten Fläche sowohl für den luftgefüllten als auch für den wassergefüllten Porenraum beobachtet werden. Die maximale C-Menge des luftgefüllten Porenraums zeigte sich in 10 cm ( $33 \text{ g C m}^{-3}$ ). Das Maximum im wassergefüllten Porenraum konnte in 40 cm festgestellt werden ( $104 \text{ g C m}^{-3}$ ) (Abbildung 5-2), was unterhalb des mittleren Wasserstands war.

Verglichen mit der Festsubstanz von etwa  $60 \text{ kg C m}^{-3}$  (wiedervernässte Fläche) bis  $152 \text{ kg C m}^{-3}$  (mäßig drainierte Fläche) stellte das Porenwasser nur ein kleines C-Reservoir dar. Aufgrund vertikaler Wasserschwankungen (wie sie im Messzeitraum 2004/2005 auch in der wiedervernässten Fläche gemessen wurden) konnte der C-Pool des Wassers außerdem nur als zeitlich begrenzt angesehen werden. Dennoch stellte der wassergefüllte Porenraum gegenüber dem luftgefüllten Porenraum ein C-Reservoir dar welches um das 20-Fache mehr Kohlenstoff beinhalten konnte. Begründet war dies nicht nur durch die unterschiedlichen Anteile der C-Komponenten im luft- und wassergefüllten Porenraum, sondern zeigte der wassergefüllte Porenraum eine deutlich höhere Retention für beispielsweise  $\text{CO}_2$  (vergleich  $\text{CO}_2$  der gasförmigen Phase und gelösten Phase).

Die C-Retention des Porenraums der drainierten Flächen war im wassergefüllten Porenraum ( $206\text{-}251 \text{ g C m}^{-3}$ ) höher als im luftgefüllten Porenraum ( $15\text{-}72 \text{ g C m}^{-3}$ ). Für den C-Gehalt des Porenwassers der drainierten Niedermoore bestand allerdings aufgrund der Drainagewirkung die Möglichkeit des C-Verlustes an angrenzende aquatische Systeme.

Flächen, die in Kategorie 1 und 2 eingestuft wurden, wie die drainierten Standorte, können im Porenraum Bodenwasser beinhalten, welches mit großer Wahrscheinlichkeit an die Hydrosphäre verloren geht. Das mit Kohlenstoff angereicherte Porenwasser, welches beispielsweise bei Niederschlagsereignissen ins Grundwasser sickert, geht an den nächstliegenden Vorfluter (Drainagegraben) verloren (Laine et al., 1996), und der gelöste Kohlenstoff wird als indirekte Emission (sobald das Wasser mit der Atmosphäre in Kontakt kommt) emittiert (Höll et al., 2005; Fiedler et al., 2006). Wegen des hohen Verlustpotentials an Grundwasser bzw. Hydrosphäre sollte die C-Menge vorerst nicht als C-Pool angesehen werden welcher im Porenraum langfristig verbleibt. Für die Bewertung bedarf es genauerer Kenntnisse des Standorts, seiner hydrologischen Parameter und C-Umsetzungsraten.



**Abbildung 5-2** Durchschnittliche C-Mengen des luftgefüllten und wassergefüllten Porenraums in unterschiedlichen Profiltiefen der Niedermoorflächen (Berechnet aus den Daten des Messzeitraums 2005/2006). Im luftgefüllten Porenraum wurde zugleich die gelöste Gasmenge des Haftwasser berücksichtigt (CH<sub>4</sub>(l), CO<sub>2</sub>(l)), unter der Annahme des Gleichgewichtszustand zur Gasphase (CH<sub>4</sub>(g), CO<sub>2</sub>(g)).

## **6. Der anorganische Kohlenstoff: C-Hauptkomponente des wassergefüllten Porenraums**

Carbonatverbindungen stellen in Wässern einen zusätzlichen C-Pool dar, der nicht in allen Ökosystemen verfügbar ist. Der Carbonatpool des Porenwassers könnte auch als C-Reservoir angesehen werden, da erst durch chemische Umsetzungen das klimarelevante Gas  $\text{CO}_2$  frei wird, welches zur Atmosphäre diffundiert. Bei pH-Wert 7 dominiert nach dem chemischen Gleichgewicht der Hydrogencarbonatanteil im Wasser.  $\text{CO}_2$  und  $\text{CO}_3^{2-}$  sind nur in geringen Anteilen vertreten, zusammen mit einem vernachlässigbaren Kohlensäureanteil von  $<1\%$  des  $\text{CO}_2$  (Fogg und Gerrard, 1991). Dieses physikochemische Gleichgewicht, in dem  $\text{CO}_2$  physikalisch gelöst wird und teilweise dissoziiert, kann zu Lasten des Carbonats verschoben werden, sofern  $\text{CO}_2$  entweicht (Butler, 1991). Umgekehrt können jedoch auch Carbonatverbindungen gelöst und angereichert werden, sofern der  $\text{CO}_2$ -Partialdruck durch beispielsweise biologische Umsetzungsprozesse erhöht wird.

### **6.1. Anorganische C-Komponenten der Moorwässer**

Die gelösten Konzentrationen an anorganischem Kohlenstoff ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ) sind in Systemen, die nicht im direkten Austausch zur Atmosphäre stehen, wie Grundwässer (Balakrishna und Probst, 2005) und Bodenlösungen (Marfia et al., 2004; Sigfusson et al., 2006), mit 30-113 mg C l<sup>-1</sup> um ein Vielfaches höher als in offenen aquatischen Systemen wie Seen und Flüssen ( $< 15$  mg C l<sup>-1</sup> in Hoffer-French und Herman, 1989, Huttunen et al., 2002a,b, Billet et al., 2004 und Dawson et al., 2004). Von einer C-Anreicherung kann gesprochen werden, sofern die C-Inputkonzentration die in-situ Konzentration eines Reservoirs überschreitet. Eine Anreicherung ist verbunden mit verminderten gasförmigen oder gelösten C-Verlusten. Aufgrund unterschiedlicher Möglichkeiten, Kohlenstoff in Bio-, Hydro- oder Pedosphäre zu speichern, differiert der Anteil an akkumulierten Kohlenstoff in Ökosystemen (Graßl et al., 2003). Die Hydrosphäre (Fluss, See, Meer) speichert Kohlenstoff in anderen Verbindungen als die Pedosphäre, deren Speichervermögen mit Bodentypen (mineralische vs. organische Böden) und deren Nutzungen im Zusammenhang stehen kann (Lal, 2004).

Auch diese kleinräumige Differenzierung der Nutzung übt einen signifikanten Einfluss auf die C-Speicherung aus, da ein weiteres C-Reservoir, wie das Bodenwasser, nur in vernässten Standorten vorhanden ist.

Die wiedervernässte Fläche, deren Porenraum meist mit Wasser gefüllt war, zeigte von allen Standorten mit 203 bis 284 mg C l<sup>-1</sup> die höchsten mittleren DIC-Konzentrationen. Parallel konnten auch die höchsten mittleren gelösten  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen festgestellt werden (104 - 133 mg C l<sup>-1</sup>). Sowohl DIC als auch  $\text{CO}_2$  zeigten in den drainierten Standorten um bis zu 2/3 geringere Konzentrationen. Die Niedermoore erfuhren einen C-Input des Grundwassers

bzw. Flusswassers (Nau) mit  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen von etwa  $26 \text{ mg C l}^{-1}$  bzw.  $4.5 \text{ mg C l}^{-1}$ . Da davon ausgegangen werden konnte, dass die  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen des Niederschlagswassers im Gleichgewicht zur Atmosphärenkonzentration standen, konnten nach eigenen Berechnungen zwischen  $0.2 \text{ mg C l}^{-1}$  ( $0^\circ\text{C}$  Wassertemperatur) und  $0.1 \text{ mg C l}^{-1}$  ( $25^\circ\text{C}$  Wassertemperatur) gelöst sein. Folglich waren die C-Input Konzentrationen deutlich geringer als die gemessenen in-situ  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen ( $37 - 133 \text{ mg C l}^{-1}$ ), weshalb die Moorwässer mit gelöstem  $\text{CO}_2$  angereichert waren. Die gelösten mittleren  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen liegen deutlich höher als in vergleichbar nassen Hochmooren Schwedens mit maximal  $14 \text{ mg C l}^{-1}$  (Waddington und Roulet, 1997) und Übergangsniedermooren mit maximal  $1.8 \text{ mg C l}^{-1}$  (Fiedler et al., 2006). Die  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen des Bodenwassers vulkanischer Böden Islands nimmt hingegen vergleichbare Werte ein (bis  $60 \text{ mg CO}_2 \text{ l}^{-1}$  (Sigfusson et al., 2006)). Die Höhe der Konzentration an gelöstem  $\text{CO}_2$  steht in direktem Zusammenhang mit der Höhe der dissoziierten Formen, weshalb in der wiedervernässten Fläche sowohl die höchsten  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen als auch die höchsten DIC-Konzentrationen festgestellt wurden.

## **6.2. DIC-Anreicherung der Moorwässer durch biogenes $\text{CO}_2$**

DIC und gelöstes  $\text{CO}_2$  unterschieden sich in der zeitlichen Dynamik. Das gelöste  $\text{CO}_2$ , das nur einem Teil des DIC entspricht, wies einen temperaturabhängigen Trend auf. Dieser wurde von der Dynamik des Summenparameters DIC (linearer Anstieg von Frühjahr auf Winter), der zugleich höhere Konzentrationen aufwies, überlagert.

Stasch (1996) zeigt eine vergleichbare Dynamik von  $\text{HCO}_3^-$ -Konzentrationen einer benachbarten wiedervernässten Fläche des Donaurieds, welche tendenziell höhere Konzentrationen im Herbst und Winter als im Vergleich zum Sommer aufweist.

Von Frühjahr auf Sommer stiegen in den Moorwässern die mittleren Konzentrationen des DIC und gelösten  $\text{CO}_2$  signifikant an, was eine gegenseitige Beeinflussung vermuten lässt. Unter der Voraussetzung, dass  $\text{CO}_2$  der mikrobiellen Atmung entstammte (Pools zusammengefasst in Kuzyakov (2006)), würde der höhere  $\text{CO}_2$ -Partialdruck im Sommer auch eine höhere gelöste Konzentration hervorrufen. Das  $\text{CO}_2$  dissoziierte im Moorwasser was zur Folge hatte, dass die DIC-Konzentrationen anstiegen. Aufgrund der Verminderung der temperaturabhängigen mikrobiellen Aktivität zum Jahresende (Dong et al., 1998) fand keine  $\text{CO}_2$ -Nachlieferung mehr statt. Unter der Annahme, dass die Dissoziation anhielt, verringerten sich die Konzentrationen an gelöstem  $\text{CO}_2$  zum Ende des Messzeitraums, während die DIC-Konzentrationen tendenziell anstiegen, weshalb eine unterschiedliche Dynamik beobachtet werden konnte (Tabelle 4-6, 4-7).

Der Zusammenhang von gelösten  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen zur  $\text{CO}_2$ -Dynamik der Gasphase (tiefen- und flächenspezifische maximale Korrelation von  $r^2 = 0.50$  und  $r^2 = 0.64$ ) verwies auf eine biogene Produktion.

Um CO<sub>2</sub> hinsichtlich seiner Abstammung zuordnen zu können, wurde die Methode der natürlichen stabilen Isotope angewandt. Aufgrund der Fraktionierung in biologischen, physikalischen oder chemischen Prozessen sowie der unterschiedlichen δ<sup>13</sup>C-Werte der Pools unterschiedlicher Reservoirs (C<sub>3</sub>-Pflanzen -27‰, Kalkstein 1.1‰) variieren die δ<sup>13</sup>C-Werte (Deines, 1980). Die Isotopenverhältnisse des CO<sub>2</sub> der Bodenluft und des HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> im Wasser können zugleich jahreszeitlichen Schwankungen unterliegen sowie von den Bodentiefen abhängen (Genxing et al., 2002).

Die Analyse erfolgte in Zusammenarbeit mit dem Max-Planck-Institut für Biogeochemie in Jena, wobei gelöster anorganischer Kohlenstoff (DIC) mittels 1 ml 85%iger H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> in gasförmiges CO<sub>2</sub> überführt (Telz, 2006), mit Helium-Trägergas auf einer GC-Säule in der Gasbench getrennt und durch ein Valco-8-port-valve ins IRMS (DELTAplus XP Continuous Flow Isotope Ratios Mass Spectrometer, Thermo Finnigan, Bremen) überführt wurde (vergleiche Anhang-Methode S.149ff).

Die Ergebnisse bestätigten die Vermutung der in-situ Anreicherung von biogenem Kohlenstoff (Tabelle 6-1).

**Tabelle 6-1** C-Isotopensignaturen des CO<sub>2</sub> der Gasphase und des DIC im Vergleich der Nutzungen. Angegeben ist der Mittelwert über alle Tiefen und Feldwiederholungen (Beprobungstermin April 2005 und \*August 2004). δ<sup>13</sup>C-Vergleichswerte: C<sub>3</sub>-Pflanzen -27‰; organische Bodensubstanz aus C<sub>3</sub>-Pflanzen ~ -25‰; Kalkstein 1.1‰; atmosphärisches CO<sub>2</sub> -7.4‰; DIC kalkreicher Grundwässer -13.7‰ (Deines, 1980; Pan et al., 2002; Marfia et al., 2004).

|                                    | δ <sup>13</sup> C-Wert [‰] <sub>PDB</sub> |                        |                         | Hydrosphäre        |
|------------------------------------|---|------------------------|-------------------------|--------------------|
|                                    | Wiedervernässte Fläche                    | Tief drainierte Fläche | Mäßig drainierte Fläche |                    |
| <b>DIC</b>                         |   |                        |                         |                    |
| Moorwässer                         | -16.7±0.6<br>(n=10)                       | -17.9±0.7<br>(n=10)    | -18.4±0.6<br>(n=10)     |                    |
| Grundwasser                        |   |                        |                         | -11.8±0.2<br>(n=3) |
| Flusswasser (Nau)                  |   |                        |                         | -11.7±0.0<br>(n=3) |
| Karstwasser                        |   |                        |                         | -12.4±0.1<br>(n=3) |
| Karstquelle                        |   |                        |                         | -14.3±0.1<br>(n=3) |
| Drainagegraben                     |   |                        |                         | -13.0±0.8<br>(n=5) |
| <b>CO<sub>2</sub> der Gasphase</b> |   |                        |                         | <b>Atmosphäre</b>  |
|                                    | -23.6±1.0*<br>(n=9)                       | -23.0±0.5*<br>(n=8)    | -25.1±0.5*<br>(n=9)     | -9.9±0.1<br>(n=3)  |
|                                    | -23.9±1.3<br>(n=14)                       | -26.2±1.2<br>(n=13)    | -26.6±0.4<br>(n=14)     |                    |

Grund-, Nau- und Karstwasser zeigten die höchsten Isotopenverhältnisse des DIC mit -11.7‰ bis -12.4‰. Geringere Werte wies das DIC der Moorwässer auf (-16‰ und -18‰). Die Isotopenverhältnissen des CO<sub>2</sub> der Gasphase (-26.6‰ bis -23.0‰) lagen weit unter den Werten des DIC und sind vergleichbar zu Werten aus Bodengasproben kalkreicher Standorte von Pan et al. (2002) (-23.6 bis -18.7‰ in Tiefen von 30 bis 120 cm unter GOF). Da die δ<sup>13</sup>C-Werte der Gasphase nahe den Durchschnittswerten organischer Substanz liegen (-25‰ bis -27‰ (Deines, 1980)), konnte das CO<sub>2</sub> der Niedermoore der biogenen Produktion zugeordnet werden (Tabelle 6-1). Durch die physikalische Lösung des CO<sub>2</sub> und die Dissoziation wird <sup>12</sup>C diskriminiert, was zu einem Diskriminierungsfaktor der Karbonatbildung von ~10‰ führt (Nordt et al., 1996). Das DIC der Niedermoorwässer entsprach daher nicht nur dem angelieferten gelösten anorganischen Kohlenstoff, sondern wurde auch in-situ durch biogen gebildetes CO<sub>2</sub> sowie dessen dissoziierte Formen angereichert.



## 7. Suspendierter POC – Eine bisher vernachlässigte C-Komponente des Bodenwassers

Der suspendierte partikuläre Kohlenstoff (POC > 0.45  $\mu\text{m}$ ) und der gelöste organische Kohlenstoff (DOC < 0.45  $\mu\text{m}$ ) zeigten vergleichbar hohe Konzentrationen in den Niedermoorwässern. Die mittleren POC-Konzentrationen schwankten tiefenabhängig zwischen 14 und 74 mg C l<sup>-1</sup>. Informationen über Höhe und Relevanz des suspendierten partikulären Kohlenstoffs der Bodenlösungen fehlen bislang. Die bisherigen Untersuchungen wurden ausschließlich in den an die Pedosphäre angrenzenden aquatischen Systemen (z.B. Flüsse) durchgeführt, deren Konzentrationen um mehr als das 10-Fache geringer sind (Richey und Victoria, 1993; Reschke, 1999; Dawson et al. 2002). Mittlere POC-Konzentrationen unter 1 mg l<sup>-1</sup> zeigen Hope et al. (1997), Raymond et al. (2004) und Dawson et al. (2004), während Billet et al. (2004) POC-Konzentrationen von 2.8 mg l<sup>-1</sup> angibt und Balakrishna und Probst (2004) 4.2 mg l<sup>-1</sup> erfassen.

Niedermoornutzung und Beprobungszeitpunkt zeigten keinen Einfluss auf die Höhe der POC-Konzentrationen der Moorwässer. Die POC-Konzentrationen aus aquatischen Systemen werden von diesen Variablen (Ort, Zeitpunkt) hingegen deutlich beeinflusst. Extrem hohe POC-Konzentrationen erfassen Zhang et al. (1992) in Flussmündungen (im Mittel 134 mg C l<sup>-1</sup>) und Meybeck und Helmer (1989) in Flüssen zu Hochwasserereignissen (bis 75 mg C l<sup>-1</sup>). In unterschiedlichen Flusssystemen Amerikas, Südamerikas, Englands, Rumäniens und Indiens variieren die Maxima zwischen 0.8 und 7.0 mg POC l<sup>-1</sup> (Richey und Victoria, 1993; Hope et al., 1997; Reschke, 1999; Dawson et al. 2002, 2004; Raymond et al., 2004; Balakrishna und Probst, 2004; Billet et al., 2004). Die Konzentrationen sind, im Gegensatz zum POC der Moorwässer, vergleichbar zum globalen Minimum und Maximum (2.5 und 8.5 mg POC l<sup>-1</sup>; Meybeck, 1993).

Der höchste POC-Anteil (54%) konnte in der Tiefe direkt unterhalb des mittleren Wasserstands der wiedervernässten Fläche festgestellt werden (10 cm) (Tabelle 7-1). Moortiefen, die selten Porenwasser führten (19% des Messperiode), zeigten hingegen die geringsten POC-Gehalte (Minimum 15% in 40 cm der tief drainierten Fläche) (Tabelle 7-1). Da POC einem berechneten Wert entsprach (POC = TOC – DOC), könnten Veränderungen in den POC-Anteilen mit verringerten DOC-Konzentrationen im Zusammenhang stehen.

Dies würde bedeuten, dass sich die Höhe der suspendierten organischen Kohlenstoffkonzentration nicht veränderte, was jedoch nicht der Fall war, da die TOC-Konzentrationen im Gegensatz zu den DOC-Konzentrationen tiefenspezifisch waren. Die Höhe der TOC-Konzentrationen der Niedermoorwässer könnte durch Phasengrenzen (Bereiche von wassergefülltem zu luftgefülltem Porenraum) beeinflusst sein, was in höheren POC-Konzentrationen resultierte. In der wiedervernässten Fläche lagen diese im mittleren Wasserschwankungsbereich (5±12 cm unter GOF) mit 71±87 mg POC l<sup>-1</sup> (10 cm) um das Doppelte höher als in den verbleibenden Tiefen (37±52 mg POC l<sup>-1</sup> in 60 cm).

**Tabelle 7-1** Mittlerer prozentualer POC-Anteil am gesamten organischen Kohlenstoff (= 100%). Mittlerer prozentualer Anteil des DOC am TOC berechnet aus den Daten des Zeitraums April 2004 bis April 2006 mit jeweils 2-wöchentlicher Messauflösung (n = jeweilige Probenanzahl). In den nicht aufgeführten Tiefen wurde kein Porenwasser gesammelt.

| Fläche             | Tiefe<br>[cm] | n  | TOC<br>[mg C l <sup>-1</sup> ] | DOC<br>[%] | POC<br>[%] |
|--------------------|---------------|----|--------------------------------|------------|------------|
| wiedervernässt     | 10            | 53 | 107±89                         | 46         | 54         |
|                    | 20            | 65 | 90±53                          | 58         | 42         |
|                    | 40            | 55 | 81±53                          | 54         | 46         |
|                    | 60            | 57 | 73±51                          | 59         | 41         |
| tief<br>drainiert  | 40            | 9  | 90±23                          | 85         | 15         |
|                    | 60            | 26 | 101±39                         | 73         | 27         |
|                    | 80            | 44 | 132±40                         | 69         | 31         |
| mäßig<br>drainiert | 10            | 15 | 115±59                         | 61         | 39         |
|                    | 20            | 52 | 141±94                         | 60         | 40         |
|                    | 40            | 56 | 138±122                        | 63         | 37         |
|                    | 60            | 79 | 104±41                         | 68         | 32         |

Trotz standortsräumlicher Variabilität unterscheiden sich auch Flusssysteme nur geringfügig in der Höhe der mittleren POC-Konzentrationen, können allerdings POC-Gehalte zwischen 5% (Billet et al., 2004) und 38% (Richey und Victoria, 1993) beinhalten. An Beprobungsorten wie Flussmündungen beobachteten Zhang et al. (1992) sogar POC-Gehalte bis zu 90% des TOC.

Generell kann die Variabilität der POC-Konzentrationen sowohl mit physikalischen als auch biologischen Prozessen im Zusammenhang stehen (Kerner et al., 2003; Petry, 2004). Beispiele dafür können sein

- die mechanische Zerkleinerung infolge von Wasserschwankungen im Bodenprofil.
- die spontane Bildung suspendierter Mikroaggregate aus gelöstem Material (DOC) sowie die Adsorption von gelöster organischer Substanz an kolloidales Material, was Kerner et al. (2003) in stehenden Gewässern beobachtet haben.
- das Wachstum der Bakterienpopulation durch Steigerung des Zellvolumens und der Zellkonzentration, womit Petry (2004) 8-72% der höheren POC-Konzentrationen erklären.

- der höhere Anteil an biogenen Aggregaten infolge des Bakterienwachstums. Diese labilen POC-Anteile (labile partikuläre Aminosäuren, Amino Zucker, Zucker) sind ein Produkt der Nahrungskette heterotropher Organismen, welche mit der Anzahl der Organismen im Zusammenhang stehen können. In Flüssen können Gehalte zwischen 17% und 26% des POC vorherrschen (Donau; Reschke, 1999), wobei auch anteilig bis zu 45% gemessen wurden (Huanghe; Zhang et al., 1992).

Der Tiefenaustausch der POC-Konzentrationen, der sowohl einen positiven Zusammenhang (wiedervernässte Fläche:  $R = 0.39$  bis  $0.62$ ) als auch einen negativen Zusammenhang (mäßig drainierte Fläche:  $R = -0.38$  bis  $-0.75$ ) zeigte, könnte unterschiedliche Verlagerungsprozesse im Moorprofil bedeuten, wie auch in der mäßig drainierten Fläche auf flächenspezifische unterschiedliche Produktions- und Konsumraten verweisen.

Gezeigt werden konnte, dass POC im Moorwasser eine gleichwertige Relevanz zum DOC besaß. Durch die mögliche Verlagerung im Profil bestand zugleich die Möglichkeit des Verlustes aus dem Moorkörper an die Hydrosphäre, welcher bei Bilanzierungen bisher kaum berücksichtigt wurde. Da Flüsse deutlich geringere POC-Konzentrationen aufweisen, welche sich Flussabwärts verringern (Dawson et al, 2002), ist ähnlich wie für andere C-Komponenten (und Stickstoffverbindungen wie Lachgas (Fiedler et al., 2005, 2006; Höll et al., 2005)) die Schnittstelle Pedosphäre-Hydrosphäre (z.B. Quelle, Drainagegraben) der entscheidende Punkt zur Bestimmung der Höhe des POC-Verlustes aus der Pedosphäre.

## **8. DOC-Quantität und -Qualität in Abhängigkeit zur Niedermoornutzung**

Heterotrophe Organismen nehmen Kohlenstoff aus dem Wasser in suspendierter partikulärer (POC) oder in gelöster Form (DOC) auf und veratmen ihn zu CO<sub>2</sub> (Lampert und Sommer, 1993). Durch den Auf- und Abbau des Kohlenstoffs im Porenwasser könnten POC und DOC in direktem Zusammenhang stehen. Wird POC mikrobiell abgebaut, kann dieser in DOC überführt werden. DOC stellt wiederum eine Quelle zum Aufbau mikrobieller Biomasse dar (Rückführung in POC) oder wird zu CO<sub>2</sub> mineralisiert.

### **8.1. DOC-Quantität**

Bislang konnte in aquatischen Systemen ausschließlich eine positive Korrelation zwischen DOC- und POC-Konzentrationen festgestellt werden, weshalb unter Umständen die DOC-Produktion durch POC-Konsum nicht in direktem Zusammenhang steht (Dawson et al., 2002; Hope et al., 1997). Auch in der vorliegenden Studie fand sich ausschließlich eine positive Korrelation zwischen POC-Konzentrationen und DOC-Konzentrationen, welche im Wasserschwankungsbereich des mäßig drainierten Niedermoors vorlag (R = 0.67 bis 0.99). DOC kann noch eine weitere C-Quelle außer der Mineralisation besitzen (Chow et al., 2006). Traf dies auch in den Niedermoorflächen zu, könnten höhere Konzentrationen einem DOC-Pool entsprechen, welcher aus mehreren C-Quellen resultierte. Weitere C-Quellen können der leicht verfügbare Kohlenstoff aus der Wurzelexudation oder von abgestorbenen Wurzelteilen sein (Chow et al., 2006).

Die Höhe der DOC-Konzentrationen der wiedervernässten Fläche (41-52 mg C l<sup>-1</sup>) sowie deren geringe räumliche Variabilität gleichen natürlichen Moorstandorten (Fraser et al., 2001). Moore und Dalva (2001) stellen in ihrer Studie fest, dass die DOC-Produktion von der chemischen Zusammensetzung des Substrattyps und dem Mineralisationsgrad abhängt, wobei stark humifizierter Torf weniger DOC hervorbringt. Übertragen auf die vorliegende Studie konnte festgestellt werden, dass der Mineralisationsgrad der organischen Festsubstanz der wiedervernässten Fläche mit der tief drainierten Fläche vergleichbar war. Dennoch unterschieden sich die Flächen signifikant in der Höhe der DOC-Konzentrationen (41-52 mg C l<sup>-1</sup> vs. 87-103 mg C l<sup>-1</sup>), wobei die DOC-Konzentrationen nur einer geringfügigen zeitlichen Dynamik unterlagen.

Die geringeren DOC-Konzentrationen könnten möglicherweise auf die langfristige Vernässung des Standorts rückgeführt werden, welche durch eine geringere mikrobielle Aktivität bewirkt wurde. Laborstudien von Moore und Dalva (2001) bzw. Blodau et al. (2004) und Chow et al. (2006) zeigen jedoch keine veränderten Produktionsraten zwischen oxischen und anoxischen bzw. keine gesteigerten DOC-Produktionsraten unter nassen, wiedervernässten oder wechselfeuchten Bedingungen. Thibodeaux und Aguilar (2005) erklären die Entstehung derart gleich bleibender DOC-Konzentrationen mit Hilfe der so genannten „tea-bag“ Theorie. Demnach unterliegt der DOC-Anteil aus Mooren einem stetigen und unendlichen Lösungsprozess. Dieser Lösungsprozess ist zugleich bei anfänglicher Vernässung verantwortlich für den Anstieg der DOC-Konzentrationen, da leicht lösliches DOC sofort frei gegeben wird (Thibodeaux und Aguilar, 2005). Bei kontinuierlicher Vernässung ist der Lösungsprozess hingegen stetig und wird durch den mikrobiellen Abbau ergänzt. Findet ein zusätzlicher mikrobieller Abbau statt, muss dieser nicht zwingend temperaturgesteuert sein. Andere Faktoren wie die Verfügbarkeit von Elektronenakzeptoren können nach Allen et al. (2002) einen gleichrangigen Einfluss ausüben. Trifft die Theorie auch auf die Ergebnisse der vorliegenden Studie zu, müssten sich die DOC-Konzentrationen hinsichtlich ihrer qualitativen Eigenschaften unterscheiden.

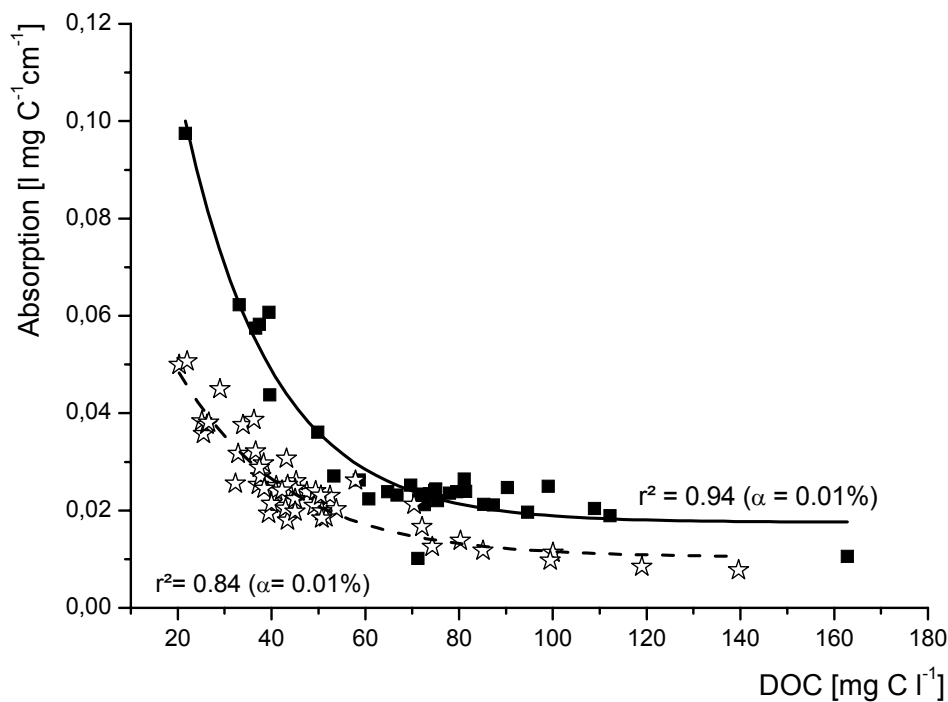
## **8.2. DOC-Qualität**

Die biologische Abbaubarkeit des gelösten organischen Kohlenstoffs steht im Zusammenhang mit Umweltfaktoren (Temperatur), Bodeneigenschaften und Beschaffenheit des DOC-Moleküls. Einflussgrößen für Letztere sind der Anteil an funktionellen Gruppen, die Molekülgröße und die Molekülstruktur (Zsolnay, 2003). Zur Charakterisierung des DOC können Methoden wie Fluoreszenzspektroskopie oder UV-Absorption angewandt werden, die Aufschluss über die Komplexität und Verdichtung der Moleküle, sowie dem Aromatisierungsgrad geben. Nehmen die Absorptionsspektren oder der Humifizierungsindex zu, wird von einer höheren Aromatisierung und Komplexität des DOC ausgegangen (Chin et al., 1994; Kalbitz et al., 2003).

## UV-Absorptionsspektren

Die Spanne der mittleren UV-Absorptionsspektren ( $A_{280 \text{ nm}}$ ) des DOC ( $0.02 - 0.03 \text{ l mg}^{-1} \text{ C cm}^{-1}$ ) ist identisch zu Werten aus naturnahen Niedermooren von Kalbitz et al. (1999) und vergleichbar zur Spannbreite vernässter Niedermoore von Glatzel et al. (2003) ( $0.03 - 0.04 \text{ l mg}^{-1} \text{ C cm}^{-1}$ ). Im Vergleich zur Spannweite mineralischer (Fiedler und Kalbitz, 2003) und organischer Böden (Glatzel et al. 2003, Kalbitz et al., 2003) sowie zu Auflagehorizonten (Michel et al., 2006) mit Spektren zwischen  $0.01$  und  $0.07 \text{ l mg}^{-1} \text{ C cm}^{-1}$  sind die Spektren der Moorwässer im unteren Bereich platziert. Mit höheren DOC-Konzentrationen konnte ein verminderter Aromatisierungsgrad festgestellt werden, welcher zugleich spezifisch für die Niedermoornutzung war.

Im Sommer stand diese Beziehung zwischen DOC-Konzentrationen und Aromatisierungsgrad in einem engeren Zusammenhang (Abbildung 8-1) als im Winter ( $r^2 = -0.26$  mit  $\alpha = 5\%$  in der wiedervernässten Fläche;  $r^2 = -0.47$  mit  $\alpha = 0.1\%$  in der mäßig drainierten Fläche), was eine unterschiedliche hohe mikrobielle Aktivität vermuten lässt.



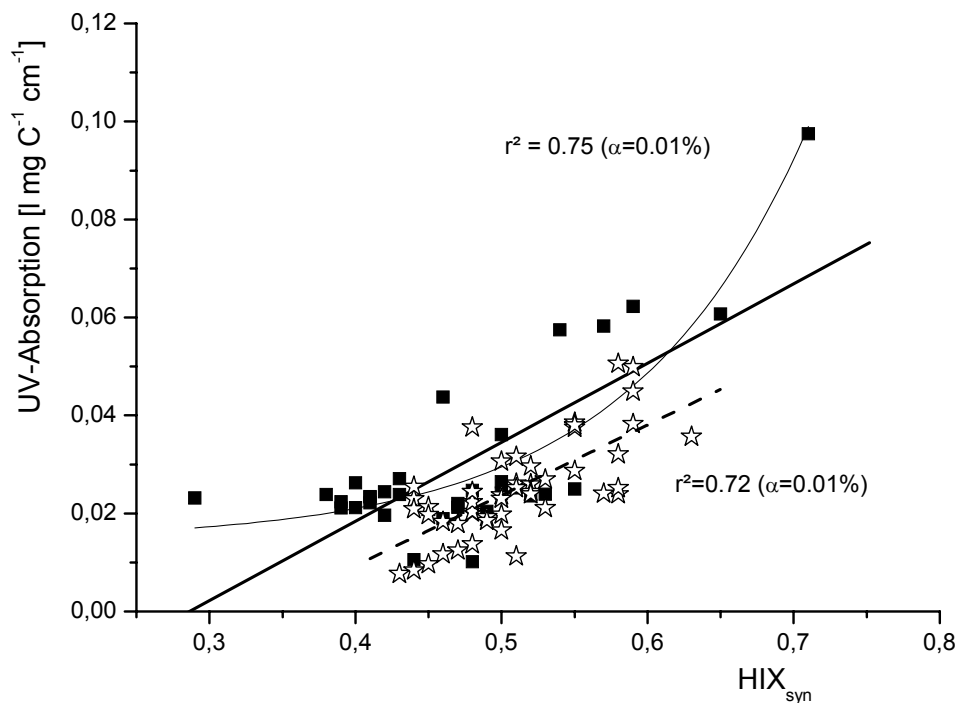
**Abbildung 8-1** Exponentieller Zusammenhang von UV-Absorption zu DOC-Konzentration unterschiedlich genutzter Niedermoore (★ = wiedervernässte, ■ = mäßig drainierte Fläche) (Messreihe Sommer 2005).

Nach Kalbitz et al. (2003) kann ein hoher Aromatisierungsgrad in Verbindung gebracht werden mit hoher Stabilität der gelösten organischen Substanz, da mit zunehmender Aromatisierung die Bioverfügbarkeit abnimmt. Die qualitative Veränderung verwies in beiden Flächen auf einen höheren Anteil an niedermolekularen Substanzen mit zunehmenden DOC-Konzentrationen. Die höheren DOC-Konzentrationen könnten mit einem externen Eintrag an großen Mengen leicht verfügbarem Kohlenstoff im Zusammenhang stehen, welcher im Sommer und Herbst (nach ausgeprägten Wasserstandsschwankungen) und im Frühjahr (zum Ende der Frostperiode) über einen kurzen Zeitraum verstärkt eingetragen wurden. Die verbleibenden wenig variablen DOC-Konzentrationen könnten mit einer degradierten und residualen Hintergrundkonzentration gleich gestellt werden, deren Höhe sich aufgrund der geringen Bioverfügbarkeit nur geringfügig änderte. Ein hoher Aromatisierungsgrad kann außerdem mit einer hohen mikrobiellen Aktivität in Zusammenhang gebracht werden (Kalbitz et al., 2003). Die standortsspezifische DOC-Qualität verwies möglicherweise auf eine unterschiedliche Aktivität der Mikroorganismen im wiedervernässten und mäßig drainierten Niedermoor, welches unter Umständen mit unterschiedlichen Bakterienpopulationen verbunden ist (Bossio et al., 2006). Da ein Großteil der DOC-Konzentrationen ein Absorptionsspektrum von  $0.02 \text{ l mg}^{-1} \text{ C cm}^{-1}$  zeigte, wäre zugleich möglich, dass ein großer Anteil der DOC-Konzentrationen aus dem stetigen abiotischen Lösungsprozess resultierte.

### **Humifizierungsindex**

Ein weiteres Maß für die DOC-Charakterisierung ist der Humifizierungsindex (HIX), welcher das Verhältnis von (1) langwelligem (460 nm) zu kurzwelligem (345 nm) Intensitätsbändern (=  $\text{HIX}_{\text{syn}}$ ) oder (2) zweier innerhalb eines Emissionsspektrums liegender Flächen (435-480 nm / 300-345 nm) darstellt (=  $\text{HIX}_{\text{em}}$ ) (Kalbitz et al., 1999). Ein höherer Humifizierungsindex kann in Verbindung gebracht werden mit einem verringerten Anteil an niedermolekularen (pflanzlichen) organischen Komponenten, im Gegensatz zu hochmolekularen Polymeren (Stevenson, 1994). Ein hoher Humifizierungsindex weist auf stark humifiziertes DOC hin, das einen hohen Grad der Aromatisierung und komplexe Strukturen aufweist (Zech und Guggenberger, 1996). UV-Absorption und HIX standen sowohl im Winter als auch im Sommer in direktem Zusammenhang, der sich durch nutzungsspezifische Regressionsgeraden beschreiben lässt (Abbildung 8-2).

Nach Zsolnay (2003) können die  $HIX_{em}$ -Werte durch pH-Wert, Temperatur und Feuchtigkeitsänderungen beeinflusst werden. Die höchsten  $HIX_{em}$ -Werte von 26 wurden im Wasserschwankungsbereich des mäßig drainierten Niedermoores gemessen, welche vergleichbar zu maximalen Werten aus Niedermoorwässern von Kalbitz et al. (2003) sind ( $HIX_{em} = 27$ ). Ein hoher Aromatisierungsgrad kann mit einer hohen mikrobiellen Aktivität in Verbindung gebracht werden (Glatzel et al., 2003; Kalbitz et al., 2003), welche nach Pfeiffer (1998) besonders im Bereich des mittleren Wasserstand von Böden sehr hoch sein kann. Ein weiteres Indiz, welches für eine erhöhte Aktivität der Mikroorganismen sprach, war der im Bereich des mittleren Wasserstands höhere Anteil an POC. Daher wurde vermutet, dass der labile (leicht verfügbare) DOC-Anteil bereits veratmet war, weshalb komplexe und aromatisierte Bestandteile im Niedermoorwasser zurückblieben und akkumulierten.

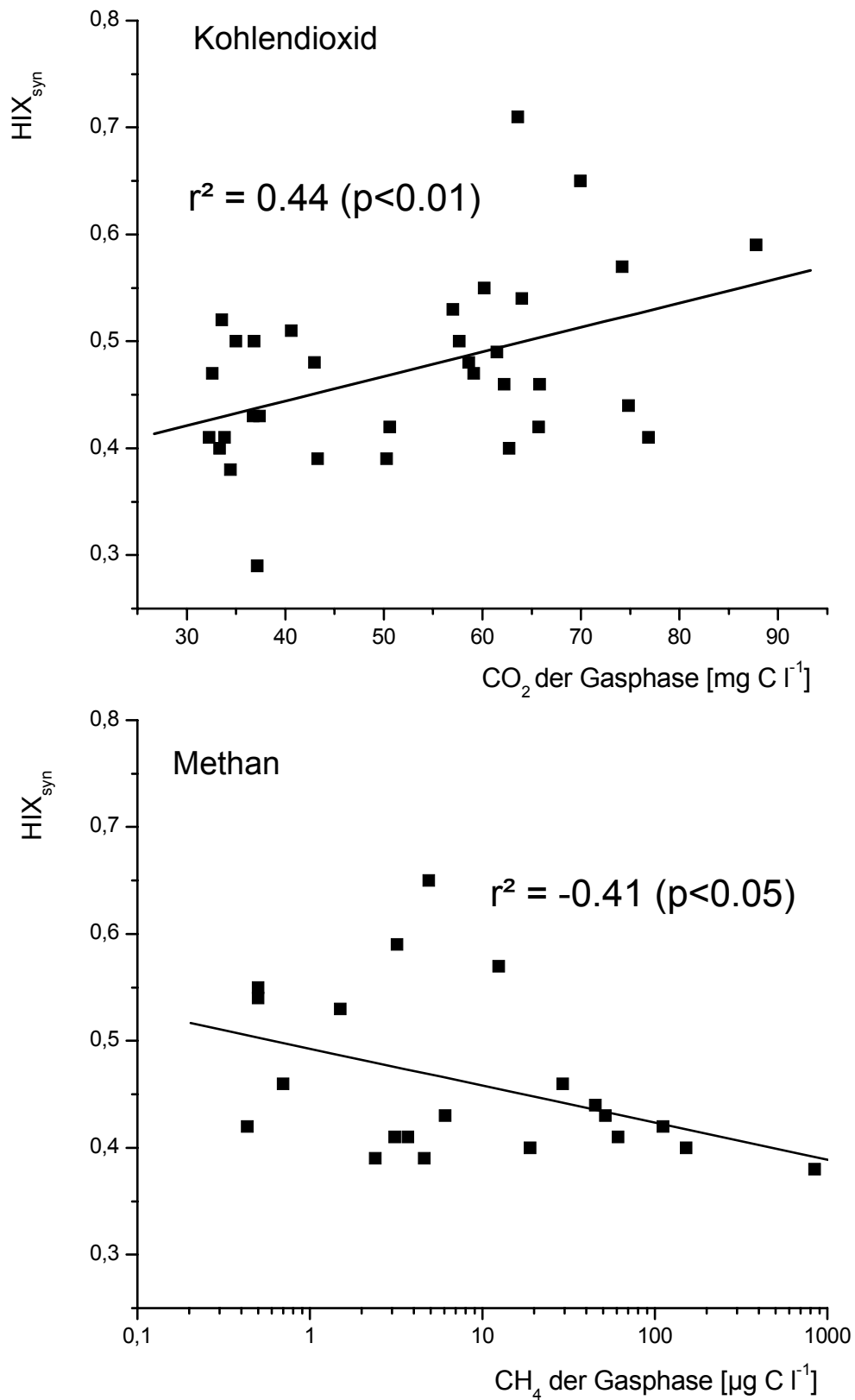


**Abbildung 8-2** Nutzungsspezifische signifikante lineare Regression zwischen UV-Absorption und Humifizierungsindex des DOC der Niedermoorwässer (Messreihe Sommer 2005) (★ = wiedervernässte, ■ = mäßig drainierte Fläche). Der Zusammenhang zwischen UV-Absorption und  $HIX_{syn}$  konnte bei unverändertem Bestimmtheitsmass ( $r^2 = 0.75$ ) in der mäßig drainierten Fläche auch als exponentielle Regression dargestellt werden.



Glatzel et al. (2003) zeigen mit zunehmenden CO<sub>2</sub>-Emissionen einen höheren HIX<sub>syn</sub>-Wert. HIX<sub>syn</sub> stand auch in Verbindung mit den in-situ gemessenen CO<sub>2</sub>-Konzentrationen (Abbildung 8-3). Nur in der mäßig drainierten Fläche konnte während des Sommers mit zunehmenden CO<sub>2</sub>-Konzentrationen ein höherer Aromatisierungsgrad des DOC festgestellt werden. Dies könnte mit einer höheren mikrobiellen Aktivität im Zusammenhang stehen, wobei leicht verfügbare Substanz veratmet wurde, woraufhin die CO<sub>2</sub>-Konzentrationen anstiegen. Eine höhere mikrobielle Aktivität könnte auch zu den 50% höheren DOC-Konzentrationen der mäßig drainierten Fläche geführt haben. Da das gemessene DOC unter Umständen einer residualen Konzentration entsprach, könnte auch erklärt werden, weshalb keine Beziehung zwischen HIX zu DOC und zwischen DOC und CO<sub>2</sub> gefunden werden konnte.

Nach Bridgham und Richardson (1992) wird sowohl die CO<sub>2</sub>- als auch die CH<sub>4</sub>-Produktion durch einen hohen Humifizierungsgrad der organischen Substanz limitiert. Daher könnten Aromatengehalt und Komplexizität des DOC für die in-situ Methanproduktion von Bedeutung sein. Abbildung 8-3 lässt folgern, dass erst mit einer Anreicherung an niedermolekularem DOC die in-situ Methankonzentrationen exponentiell anstiegen, was allerdings nur für die Konzentrationen der mäßig drainierten Fläche gefunden wurde. In der wiedervernässten Fläche konnte von der Veränderung des Humifizierungsgrads des DOC nicht auf veränderte CO<sub>2</sub>- oder CH<sub>4</sub>-Konzentrationen geschlossen werden. Allerdings zeigte sich ein positiver Zusammenhang zwischen CO<sub>2</sub>- und CH<sub>4</sub>-Konzentrationen, was auf die Methanproduktion über Acetat verweisen kann. In Laborversuchen zeigen Lu et al. (2000) und Juutinen et al. (2003) wie auch Chasar et al. (2000b) in Feldversuchen, dass in bestimmten Feuchtgebieten (Niedermoore) labile DOC-Bestandteile aus rezenter organischer Substanz (Alter < 100 Jahre (Chasar et al., 2000b)) die Methanogenese stimulieren können.



**Abbildung 8-3**  $CO_2$  und  $CH_4$  der Gasphase in Abhängigkeit vom Humifizierungsindex des DOC (Daten der Messreihe Sommer 2005 der mäßig drainierten Fläche der gesamten Profiltiefe).

## **9. Methan - Geringste und dynamischste C-Komponente des Porenwassers**

Methan zeigte die höchste zeitliche und räumliche Variabilität aller C-Komponenten. Mit einem prozentualen Anteil von maximal 0.1% war CH<sub>4</sub> gegenüber POC, DOC und CO<sub>2</sub> nur mit einem geringfügigen C-Anteil am Gesamtkohlenstoff des Bodenwassers vertreten (Abbildung 4-6). Aravena und Wassenaar (1993) zeigen höchste Methangehalte von bis zu 40% in tiefen Grundwässern (DIC mit 50%, DOC mit 10%). Im Vergleich zu offenen aquatischen Systemen wie Seen und Flusstmündungen (Huttunen et al., 2002a,b; Middelburg et al., 2002) nehmen die tiefen Grundwässer um das 1000-Fache höhere Methankonzentrationen ein (< 4 µg C l<sup>-1</sup> vs. > 1000 µg C l<sup>-1</sup>). Huttunen et al. (2002a) begründen die geringen Methankonzentrationen aquatischer Systeme mit der hohen Sauerstoffkonzentration (10 mg O<sub>2</sub> l<sup>-1</sup>), welche ein mäßig reduziertes Milieu (171 mV) bewirken.

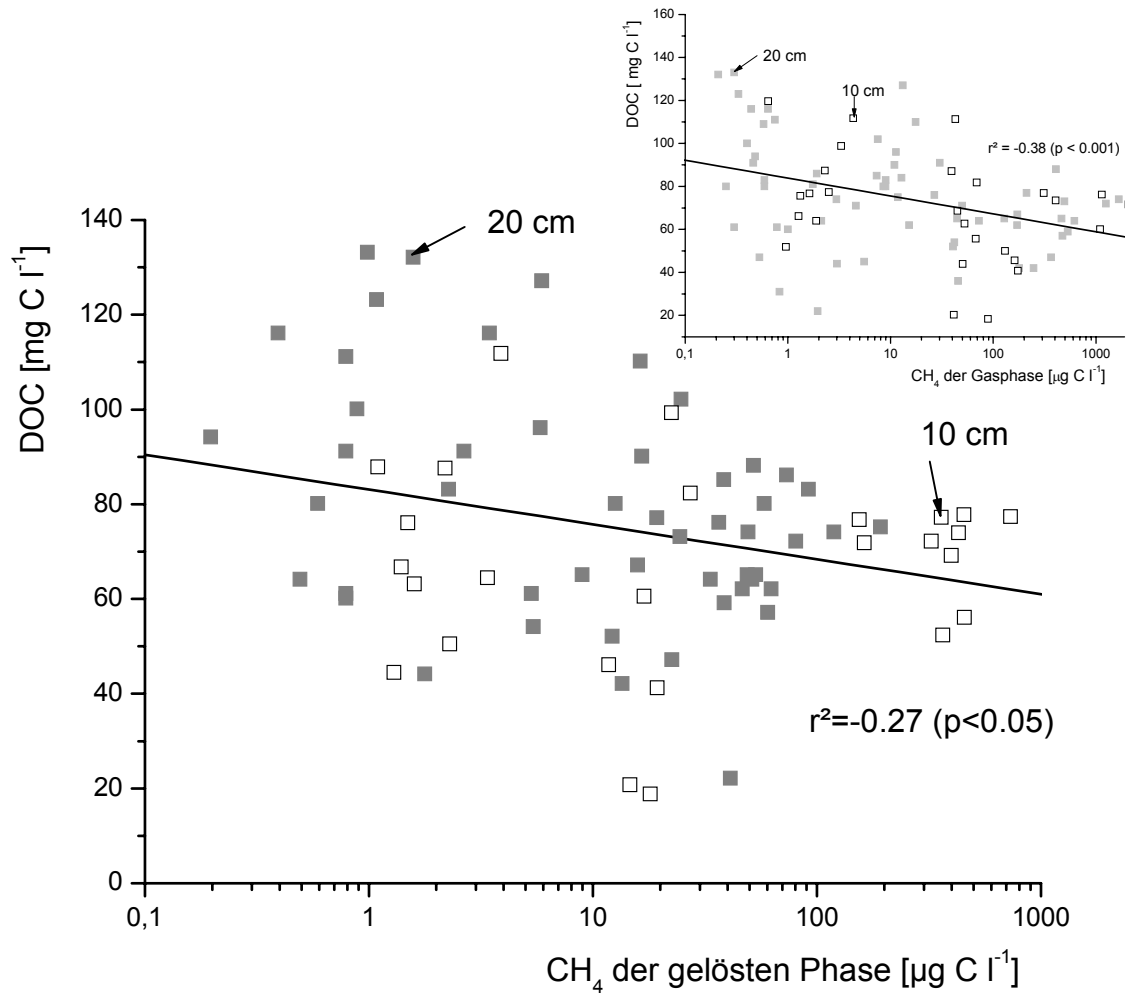
### **9.1. Methan im Porenwasser der Niedermoore**

Parallel zu den oxischen Bedingungen (>300 mV nach Reddy et al. (2000)) der tief drainierten und tiefenspezifisch auch der mäßig drainierten Fläche (10 cm) wurden die geringsten Methankonzentrationen gemessen. Konnte Porenwasser aus diesen Tiefen entnommen werden (gelegentlich lagen sie im Wasserschwankungsbereich), war die Höhe der Konzentrationen an gelöstem Methan vergleichbar mit aquatischen Systemen (Huttunen et al., 2002a; Middelburg et al., 2002). In der mäßig drainierten Fläche stieg mit zunehmender Tiefe die Höhe der mittleren Methankonzentration an, was im Einklang stand zu den reduzierten Bedingungen (-150 bis -50 mV (Reddy et al., 2000)) der Tiefen von 40 bis 60 cm. Kombiniert mit einem stark schwankenden Wasserstand resultierten die höchsten mittleren Methankonzentrationen der mäßig drainierten Fläche direkt unterhalb des mittleren Wasserstands (196 µg C l<sup>-1</sup> in 40 cm). Zu vergleichbaren Erkenntnissen kommen Koch-Rose et al. (1994) und Meyer (1999), da besonders im Wasserschwankungsbereich die mikrobielle Aktivität sehr hoch sein kann (Pfeiffer, 1998).

Während im Messzeitraum 2004/2005 die Bedingungen in > 40 cm Tiefe der mäßig drainierten Fläche noch als reduziert charakterisiert wurden, lagen diese im zweiten Messzeitraum an der Grenze zum stark reduzierten Milieu (< -170 mV nach Reddy et al. (2000)). Erst zu diesem Wechsel konnten höhere gelöste CH<sub>4</sub>-Konzentrationen zwischen 612-1354 µg C l<sup>-1</sup> ermittelt werden (Oktober bis Dezember 2005 in Tabelle 4-10), welche in der wiedervernässten Fläche in bestimmten Tiefen fortwährend vorherrschten.

Parallel veränderte sich die Höhe der Konzentrationen der Gasphase, welche einer Gleichgewichtskonzentration zur umgebenden Matrix entsprachen (unabhängig von wasser- oder luftgefülltem Porenraum). Während im Messzeitraum 2004/2005 die Konzentrationen der Gasphase in allen Tiefen mehrfach unter der atmosphärischen Konzentration ( $< 0.8 \mu\text{g C l}^{-1}$ ) lagen, konnte dies im folgenden nasseren Jahr nicht mehr festgestellt werden (Abbildung 4-12). Die höheren Konzentrationen könnten sowohl durch die geringere  $\text{O}_2$ -Verfügbarkeit (höhere Methanogenese) als auch durch eine verringerte Diffusion ( $\text{C}$ -Anreicherung) aufgrund des höheren Wasserstands erklärt werden. Beide Bedingungen stehen im Zusammenhang, da ein höherer Wasserstand meist zur verminderten  $\text{O}_2$ -Verfügbarkeit führt, welche die Methanproduktionsrate begünstigt. Tomassen et al. (2004) zeigen einen exponentiellen Zusammenhang zwischen der Höhe der Methankonzentrationen und der Methanproduktionsraten unterschiedlicher Hochmoortiefen, wobei die Höhe der Methankonzentrationen der Tiefen 10 und 50 cm stark von der Methanproduktionsrate beeinflusst werden, während die Konzentrationen größerer Tiefen auf eine Verlagerung schließen lassen.

Die Methanproduktion kann mit Wasserstand, Substratverfügbarkeit und Temperatur im Zusammenhang stehen (Bridgham und Richardson, 1992; Wachinger et al., 2000; Blodau et al., 2004). Bei optimalen Bedingungen, wie ausreichender Wassersättigung, hoher Substratverfügbarkeit (im Sommer) und Temperatur (in Mooren zwischen  $25^\circ\text{C}$  und  $30^\circ\text{C}$  (Bergman et al., 2000)), kann die Methanogenese unter Sauerstoffabschluss bis zu  $100 \mu\text{g CH}_4 \text{ g}^{-1}\text{d}^{-1}$  (Moore und Dalva, 1997) betragen. Bestimmte Tiefen der mäßig drainierten Fläche könnten diesen Voraussetzungen gerecht geworden sein, da der Messzeitraum 2005/2006 um 22% niederschlagsreicher war als das Vorjahr. Der Wasserstand erreichte damit oberflächennahere Profiltiefen, welche durch die aerobe Mineralisation möglicherweise große Mengen an leicht löslicher organischer Substanz enthielt. Da DOC (bestehend aus beispielsweise Formiat und Acetat) unter anderem methanotrophen Bakterien als Elektronenakzeptor dient, kann die Methanogenese mit der Höhe der DOC-Konzentration bzw. DOC-Verfügbarkeit verknüpft sein (Lu et al., 2000; Juutinen et al., 2003; Chasar et al., 2000b). Erhöht sich der Anteil an leicht verfügbarer gelöster organischer Substanz, führt dies zu einer Steigerung der  $\text{CH}_4$ -Produktionsrate (Chasar et al., 2000a). Dieser Zusammenhang konnte auch in der vorliegenden Studie nachgewiesen werden (Abbildung 8-3). Zugleich korrelierten die DOC-Konzentrationen und  $\text{CH}_4$ -Konzentrationen in den Tiefen oberhalb des mittleren Wasserstands der mäßig drainierten Fläche (10 und 20 cm) (Abbildung 9-1), was auf einen DOC-Konsum bei erhöhter Methanproduktion deutete. In den Tiefen unterhalb des mittleren Wasserstands der mäßig drainierten (23 cm) und wiedervernässten Fläche (5 cm) konnte diese Beziehung nicht mehr gefunden werden.



**Abbildung 9-1** Unter mäßig reduzierten (100 - 240 mV (Reddy et al., 2000)) und wechselfeuchten Bedingungen stehen Methan- und DOC-Konzentrationen in einem negativen linearen Zusammenhang (Daten aus 10 und 20 cm Tiefe der mäßig drainierten Fläche).

## **9.2. Die Rolle des Wurzelraums in der tiefenspezifischen Methandynamik**

Die mittleren CH<sub>4</sub>-Konzentrationen erreichten ihr Maximum in der wiedervernässten Fläche (175 – 381 µg C l<sup>-1</sup>), lagen jedoch weit unter den Methankonzentrationen aus Moorwässern anderer Untersuchungsgebiete, die mittlere Konzentrationen zwischen 1 und 18 mg C l<sup>-1</sup> aufweisen (Waddington und Roulet, 1997 ; Chasar et al., 2000 a,b; Tomassen et al., 2004; Blodau et al., 2004; Strack et al., 2006). Koch-Rose et al. (1994) und Strack et al. (2004) zeigen in Moorwässern mittlere CH<sub>4</sub>-Konzentrationen von 7.2 mg C l<sup>-1</sup> und 4.3 mg C l<sup>-1</sup>, Ding et al. (2003, 2005) stellen in Feuchtgebieten mittlere Konzentrationen von 2.1 mg C l<sup>-1</sup> und 4.1 mg C l<sup>-1</sup> fest. Da methanotrophe Bakterien vor allem in eutrophen Habitaten (wie grundwassergespeisten Niedermooren) die höchste Aktivität aufweisen (Sorrell et al., 2002), könnten die Abweichungen möglicherweise aus den unterschiedlichen Beprobungshäufigkeiten bzw. methodischen Differenzen resultieren.

In den oben genannten Publikationen variierte die Beprobungshäufigkeit von einem bis zu 20 Feldgängen, wobei der Beprobungszeitpunkt ausschließlich zum Produktionsmaximum im Sommer gewählt wurde. Wird ein willkürlicher Beprobungstermin im Sommer aus der Messdatenreihe der Niedermoorwässer gegriffen (3.7 mg C l<sup>-1</sup> am 14.7.2004), war die Höhe des gelösten Methans zu den oben genannten Literaturdaten vergleichbar. Werden allerdings die CH<sub>4</sub>-Konzentrationen des Sommers gemittelt, wurden wiederum nur maximal 672 µg C l<sup>-1</sup> (60 cm des wiedervernässten Moors) erreicht.

Eine weitere Möglichkeit könnte eine limitierte Methanogenese aufgrund einer Sauerstoffzufuhr sein. Sauerstoff kann dem Bodenwasser durch Infiltration und Grundwasserbewegung zugeführt werden (Aeschbach-Hertig, 2002). Um den Wasserstand der wiedervernässten Fläche über die Vegetationsperiode aufrecht zu erhalten, wird Wasser aus dem nächstgelegenen Fluss (Nau) über einen begrenzten Zeitraum und in begrenzter Menge zugeführt. Dies bedeutet eine Sauerstoffzufuhr, weshalb die Methanogenese möglicherweise gehemmt war, erklärt jedoch nicht die temperaturabhängige Dynamik in der Tiefe von 20 cm der wiedervernässten Fläche.

Aus verschiedenen Studien ist bekannt, dass ein Zusammenhang zwischen Methanogene und Wurzelexudation bzw. leicht verfügbaren Pflanzenresten besteht (Bergman et al., 2000; Juutinen et al., 2003). In einem stark degradierten Moor bietet der Wurzelraum eine C-Quelle an leicht verfügbarer organischer Substanz. Der oberflächennahe Bereich war sehr stark durchwurzelt, wobei in der Tiefe ab 18 cm der Übergang zu einer geringeren Wurzeldichte zu sehen war.

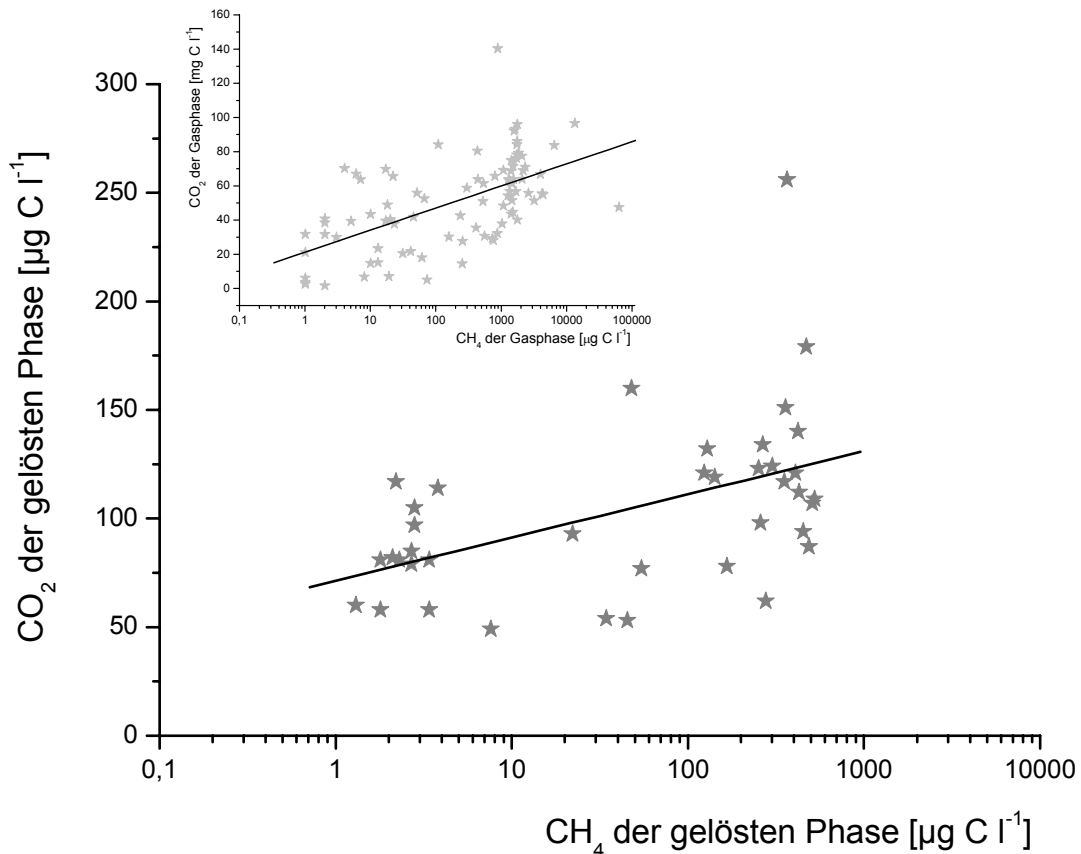
In einer Tiefe von 20 cm wurde die auffälligste Methanvariabilität festgestellt (Abbildung 4-15), welche eine temperaturabhängige Dynamik aufwies, die zugleich in den Tiefen 5 und 10 cm nachgewiesen werden konnte (R = 0.34 – 0.51 in den Tiefen 5 bis 20 cm).

Da die Dynamik ausschließlich auf diesen Standort begrenzt war, könnten die Methankonzentrationen mit Pflanzenaktivität bzw. Wurzelaktivität in Verbindung gebracht werden. Dies würde bedeuten, dass die Höhe der Methankonzentration im Wurzelraum im Zusammenhang stand zur/zum

- Wurzelexudation von labilen Kohlenstoffkomponenten. Da die Methanogenese der letzte Schritt der anaeroben Atmungskette ist, deren Zwischenstufen von unterschiedlichen Bakterienpopulationen herbeigeführt werden (Bergman et al., 2000), könnte die Acetatdecarboxylierung durch beispielsweise eine Substratlimitierung im Winter unterbrochen worden sein.
- Methanoxidationsrate der Methanotrophen.  $\text{CH}_4$  oxidierende Bakterien (tägliche Oxidationsraten von  $\geq 3.5 \text{ mmol CH}_4 \text{ m}^{-2}$ ) reichern sich im Wurzelraum und an der Wurzeloberfläche an (Gilbert und Frenzel, 1995). Im Winterzeitraum könnten die Oxidationsraten gegenüber der Methanogenese dominieren. Bedingung dafür wäre eine kontinuierliche  $\text{O}_2$ -Nachlieferung, welche durch eine vaskuläre Pflanzengesellschaft ermöglicht wurde.
- Gasaustausch der Pflanzen. Vaskuläre Pflanzenspezies wie *Carex*, *Typha* und *Equisetum* siedelten sich ausschließlich in der wiedervernässten Fläche an. Sie sind in der Lage, Sauerstoff über Diffusion (*Carex*) oder pressure-flow (*Typha*) in den Wurzelraum zu transferieren, um eine ausreichende  $\text{O}_2$ -Versorgung der Wurzeln zu gewährleisten (Jackson und Armstrong, 1999). Im Gegenzug diffundieren Gase wie  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$  und  $\text{N}_2\text{O}$  direkt an die Atmosphäre (Conrad, 1996).
- temperaturabhängigen Methanogenese. Sowohl für  $\text{CO}_2$ -Reduktion als auch Acetatfermentation kann die Temperatur ein maßgeblicher Faktor sein, wobei die Methanogenese mit zunehmender Temperatur ansteigt (Avery et al., 2002). Nach Avery et al. (2002) kann im Mai und Juni mit  $2.8 \mu\text{M h}^{-1}$  die Methanogenese in Hochmooren um das 15-Fache höher sein als im Januar.
- verringerten Anzahl bestimmter (hydrogenotropher) Bakteriengruppen, welche verantwortlich waren für die  $\text{CO}_2$ -Reduktion. Nach Bossio et al. (2006) können räumlich variierende Bakterienpopulationen und -gruppen in wiedervernässten Mooren vorgefunden werden, welche auch deutlich von landwirtschaftlich genutzten Mooren differieren.
- Veränderung von Sulfatkonzentrationen (Koch-Rose et al., 1994) oder auch dem Streueintrag (Juutinen et al., 2003).

Die Dynamik der  $\text{CH}_4$ -Konzentrationen kann aus dem Zusammenwirken verschiedener Ursachen resultieren. Bei Bergman et al. (2000) erklären Temperatur und der Anteil an leicht verfügbarem Kohlenstoff den größten Teil zeitlich unterschiedlicher  $\text{CH}_4$ -Produktionsraten, welche sich wiederum auf die Höhe der Konzentrationen auswirken könnten.

Gleichzeitig zur temperaturabhängigen zeitlichen Variabilität der  $\text{CH}_4$ -Konzentrationen wurden mit zunehmenden  $\text{CH}_4$ -Konzentrationen höhere  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen festgestellt. Ein linearer Zusammenhang zeigte sich in einer Tiefe von 20 cm der wiedervernässten Fläche für die gelösten Konzentrationen wie auch ihre Gleichgewichtskonzentrationen der gasförmigen Phase (Abbildung 9-2).



**Abbildung 9-2** Lineare Beziehung zwischen  $\text{CH}_4$  und  $\text{CO}_2$  der wiedervernässten Fläche in einer Tiefe von 20 cm der gelösten Phase ( $r^2 = 0.49$  für  $p < 0.01$ ) und der gasförmigen Phase ( $r^2 = 0.38$  für  $p < 0.001$ ).

Stark durchwurzelte Horizonte einer vaskulären Pflanzengesellschaft könnten möglicherweise einen bedeutenden Einfluss auf die Höhe der Methankonzentrationen besitzen. Bridgham und Richardson (1992) verweisen auf eine sehr geringe Methanogenese in stark degradierten Hochmooren ( $0.4\text{-}1.8 \text{ nmol CH}_4 \text{ cm}^{-3}\text{d}^{-1}$ ), welche erst durch Zugabe von leicht verfügbarem Kohlenstoff (Glucose) stimuliert werden konnte. Nach Watanabe und Kimura (1995) können die während der Vegetationszeit ausgeschiedenen labilen C-Komponenten bzw. Wurzelreste veratmet werden, was sowohl  $\text{CO}_2$  als auch  $\text{CH}_4$  hervorbringt. Die verminderte Ausscheidung von labilen C-Komponenten zum Ende der Vegetationszeit verbunden mit der geringeren Temperatur verringerte die Methanogenese, weshalb die Methankonzentrationen auf ihr Minimum fielen. Zusätzlich zur verringerten Methanproduktion durch Substratlimitierung und Temperaturänderungen könnte das



Methan, aufgrund des während des Winterzeitraums andauernden Gasaustausches der Pflanze ( $O_2$ ), konsumiert worden sein. Die Effektivität des Sauerstofftransportes ist pflanzenspezifisch, da sich vaskuläres Gewebe, Wurzeldichte und Stoffwechsel unterscheiden (Jackson und Armstrong, 1999). Mainiero und Kazda (2004) beschreiben unter *Carex rostrata* eine Sauerstoffsättigung einer benachbarten wiedervernässten Fläche im Langenauer Ried von durchschnittlich 56% (bei einem Wassergehalt von 68 Vol.%, in 10 cm Tiefe). Nach ihren Studien ist das Aerenchymgewebe mit 48% des Sprosses sehr stark ausgeprägt und die Pflanzen sind an anaerobe Verhältnisse adaptiert, weshalb die vergleichsweise hohen Sauerstoffgehalte zustande gekommen sind. Busch (2006) erklärt, dass *Carex acutiformis* die Fähigkeit besitzt, nicht nur die  $O_2$ -Sättigung des unmittelbaren Wurzelraums zu steigern, sondern auch des umgebenden Bodens. Der durch Gasaustausch transferierte Sauerstoff kann direkt an der Wurzeloberfläche verbraucht werden, da sich methanotrophe Bakterien direkt auf dieser ansiedeln (Gilbert und Frenzel, 1995). Da das gesamte Profil eine tiefenabhängige starke Durchwurzelung aufwies, könnte der vaskuläre Gasaustausch eine weitere bedeutende Rolle im Gashaushalt dieses wiedervernässten Niedermoors spielen. Voraussetzung für die Annahmen sind räumlich variierende Bakterienpopulationen, welche nach Bossio et al. (2006) in wiedervernässten Niedermooren vorherrschen und die Methanproduktionsraten bestimmen können.

Inwiefern die Pflanzengesellschaft die Methanproduktion und -oxidation beeinflussen kann, wird aktuell kontrovers diskutiert (Stein und Hook, 2005). Dessen ungeachtet steht fest, dass der Einfluss der Winterperiode bei bisherigen Untersuchungen kaum berücksichtigt wird (Stein und Hook, 2005) und die Höhe der Emission von der in-situ Gaskonzentration (bzw. Gaspartialdruck) und den Transportmöglichkeiten bestimmt wird (Conrad, 1996; Ding et al., 2005). Bei vaskulärem Transport (z.B. wiedervernässte Fläche) kann der Gasaustausch zur Atmosphäre zu 31% bis 90% über den Boden-Pflanze-Pfad bestimmt werden (Keine, 1991; Ding et al., 2003). Damit können geringere in-situ Methankonzentrationen in der Rhizosphärenumgebung auch eine geringere Emission hervorrufen. Ding et al. (2005) zeigen in ihrer Studie, dass zu 91% die Höhe der  $CH_4$ -Emissionen über die Höhe der Konzentrationen des gelösten Methans bestimmt werden.

## 10. CO<sub>2</sub>-Tiefengradienten der Gasphase

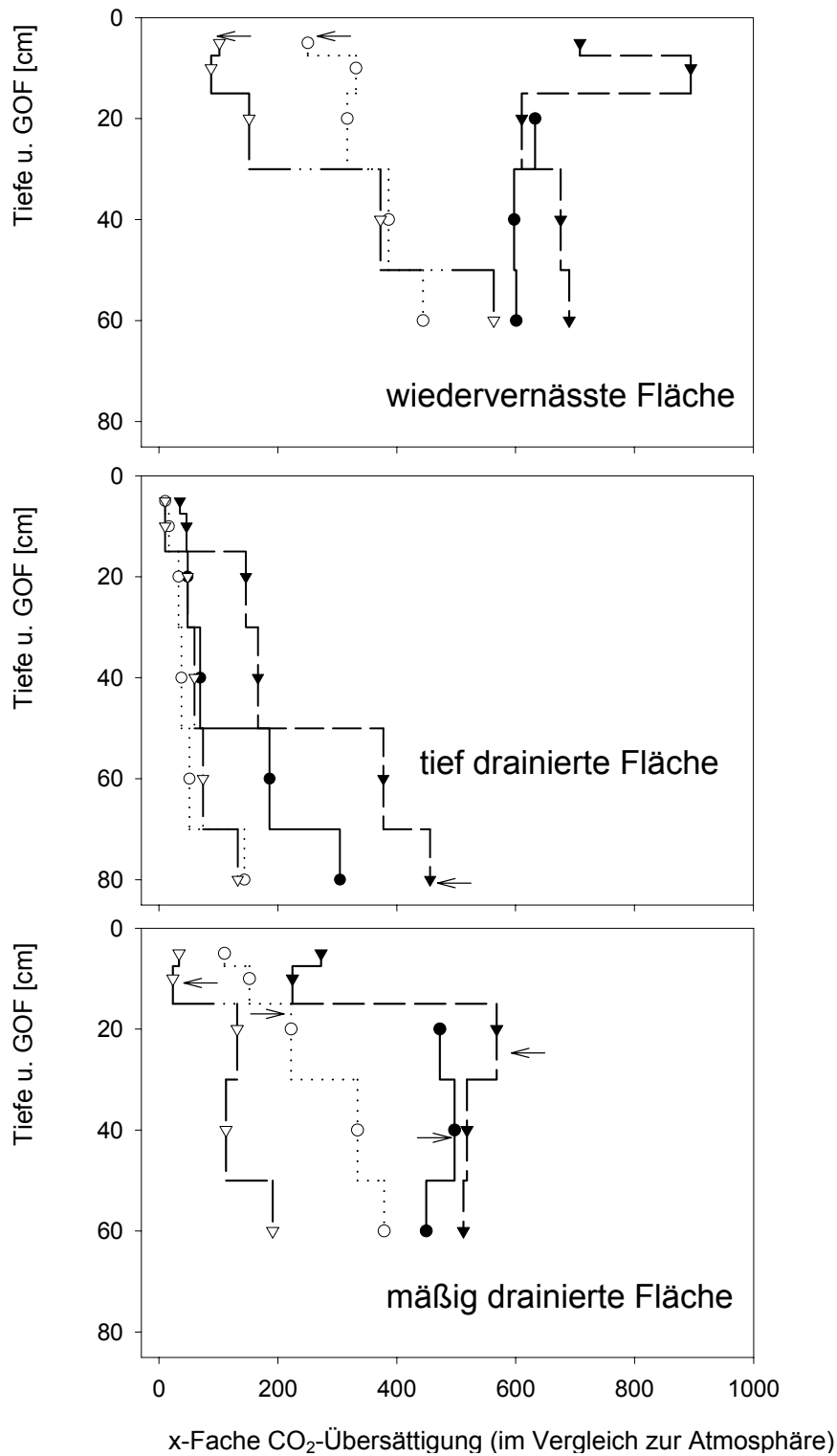
CO<sub>2</sub> ist sowohl das Produkt der Mineralisation als auch der Fermentation, aufgrund dessen CO<sub>2</sub>, unabhängig vom wasser- oder luftgefüllten Porenraum ständig produziert wird. Unterschiede bestehen in der Höhe der Produktionsrate, welche in Niedermooren unter anaeroben Bedingungen um bis zu 40% geringer sein kann als unter aeroben Bedingungen (Bridgham und Richardson, 1992). Produktion, Konvektion und Diffusion, welche die Höhe des Austausches zur Atmosphäre bestimmen, sind daher hauptverantwortlich für die Entstehung von CO<sub>2</sub>-Tiefengradienten.

### **Einfluss von Nutzung und Jahreszeit**

Im Vergleich zur atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration waren die Konzentrationen der Gasphase zu jeder Zeit und in allen Tiefen mit CO<sub>2</sub> übersättigt (Abbildung 10-1). Eine Übersättigung kann eintreten, sofern mehr CO<sub>2</sub> produziert wird, als an die Atmosphäre diffundiert, und damit eine kurzfristige Anreicherung im Porenraum gegenüber der atmosphärischen Konzentration stattfindet. Die Möglichkeit zur Anreicherung war im wassergefüllten Porenraum generell höher als im luftgefüllten, da die Diffusion von Gas in Wasser um das 10000-Fache geringer ist als in Luft (Hillel, 1998). Ein hohes Speichervermögen des Porenraums konnte daher mit einem wassergefüllten Porenraum verbunden sein, was jedoch nicht heißen musste, dass die Konzentrationen um ein Vielfaches höher waren, da die CO<sub>2</sub>-Produktionsraten differieren können.

In der wiedervernässten Fläche war im Vergleich der Flächen die CO<sub>2</sub>-Übersättigung am höchsten (895-fache) (Abbildung 10-1). Die in-situ CO<sub>2</sub>-Konzentrationen der Gasphase, welche in Mooren nur in vereinzelt Studien bisher gemessen wurden (Magnusson, 1994; Hope et al., 2004), reicherten sich mit zunehmender Profiltiefe an (Mittelwert der tief drainierten Fläche in 80 cm 23 mg C l<sup>-1</sup>). Tiefengradienten mineralischer Böden zeigen einen vergleichbaren Trend, mit weitaus geringeren Konzentrationen der Gasphase (< 15 mg C l<sup>-1</sup>) (Norton et al. 2001, Pumpanen et al., 2003a; 2001; Fierer et al., 2005; Drewitt et al., 2005; Jassal et al., 2005). Die maximalen Konzentrationen variieren zwischen 1.9 mg C l<sup>-1</sup> (Hudgens und Yavitt, 1997), 4.3 mg C l<sup>-1</sup> (Hamada und Tanaka, 2001), 7.8 mg C l<sup>-1</sup> (Pumpanen et al., 2003b), 15 mg C l<sup>-1</sup> (Eberling et al., 2004) und 19.6 mg C l<sup>-1</sup> einnehmen (Etiopie, 1994). In gut durchlüfteten Böden kann ein zunehmender Tiefengradient verbunden sein mit einer verringerten Diffusion mit zunehmender Tiefe (Oh et al., 2005).

War der Konzentrationsgradient stark ausgeprägt, konnte angenommen werden, dass ein intensiver CO<sub>2</sub>-Austausch mit der Atmosphäre stattfand (drainierte Flächen, Abbildung 10-1).



**Abbildung 10-1** Nutzungsspezifische CO<sub>2</sub>-Tiefengradienten (Symbole entsprechen den Medianen) im Vergleich zur atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration (0.12 mg C l<sup>-1</sup>) und im Vergleich von Sommer und Winter. Geschlossene Symbole entsprechen der Sommerperiode (● = Sommer 04, ▼ = Sommer 05), offene Symbole entsprechen der Winterperiode (○ = Winter 04/05, ▽ = Winter 05/06). Pfeile deuten auf den mittleren Wasserstand zur jeweiligen Jahreszeit, der in der tief drainierten Fläche meist >80 cm unter GOF einnahm und in der wiedervernässten Fläche bei 1 cm über GOF (Sommer 2005) bzw. 9 cm unter GOF (Sommer 2004) lag.

Bis in welche Tiefe ein Gasaustausch stattfindet, kann von Porencharakteristika und Wassergehalt abhängen, wobei eine hoher Grobporenanteil und ein geringer Wassergehalt die Diffusion begünstigen (Hillel, 1998). Beim Vergleich von CO<sub>2</sub>-Tiefengradienten und der Höhe der Emissionen aus bewaldeten Podsolen zeigte sich, dass mehr als 75% des emittierten CO<sub>2</sub> aus einer Bodentiefe von < 30 cm resultieren (Drewitt et al., 2005; Jassal et al., 2005). Limitierend auf den Gasaustausch wirken Horizonte die ein verdichtetes Gefüge besitzen (Hudgens und Yavitt, 1997). Außerdem spielt die Höhe der Gaskonzentration, Wurzeldichte sowie die Diffusivität eine entscheidende Rolle beim Gasaustausch (Jassal et al., 2005). Letztere kann zwischen mineralischen Böden und Mooren stark variieren, da Moore einen größeren Grobporenanteil aufweisen, weshalb der C-Verlust an die Atmosphäre tiefgreifender sein kann.

Durch den meist luftgefüllten Porenraum konnte das CO<sub>2</sub> der tief drainierten Fläche nahezu ungehindert diffundieren. In der tief drainierten Fläche war der Faktor der CO<sub>2</sub>-Übersättigung (im Vergleich zur atmosphärischen Konzentration) am geringsten in 5 cm Tiefe (20-fach) und am höchsten in 80 cm (300-fache), wobei eine Verdoppelung mit zunehmender Profiltiefe beobachtet werden konnte (Abbildung 10-1). Um das Dreifache höher lag die CO<sub>2</sub>-Übersättigung der wiedervernässten Fläche, obwohl die CO<sub>2</sub>-Produktionsrate unter anaeroben Bedingungen deutlich geringer ist (Magnusson, 1993).

Damit könnte die höhere CO<sub>2</sub>-Übersättigung der wiedervernässten Fläche ein Resultat der C-Anreicherung im Porenraum sein. Die parallelen einjährigen Messungen der ökosystemaren Atmung ( $R_{eco}$ ) der wiedervernässten und tief drainierten Fläche (1824-2340 g C-CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup> (Schultz, 2005)) verweisen im Vergleich auf einen geringeren Brutto-CO<sub>2</sub>-Austausch der wiedervernässten Fläche (1085-1677 g C-CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup> (Schultz, 2005)). Ein geringerer CO<sub>2</sub>-Verlust kann mit einer geringeren Produktionsrate und einer geringeren Diffusion verbunden sein, was wiederum die Möglichkeit der Anreicherung im Boden bzw. Porenraum unterstützt.

### **CO<sub>2</sub>-Produktionsraten: Vergleich anaerob/aerob und potentiell/in-situ**

Seit langer Zeit ist bekannt, dass die Mineralisationsrate und damit die CO<sub>2</sub>-Konzentration in Beziehung zur Temperatur steht (Lundegård, 1927). Auch die tiefen- und nutzungsspezifischen CO<sub>2</sub>-Konzentrationen der Niedermoore des Donaurieds wurden sehr stark von der Temperatur beeinflusst ( $R = 0.54$  bis  $0.82$ ). Die Temperaturbeziehung überwog grundsätzlich gegenüber anderen Parametern, unabhängig vom Zustand des Porenraums (luft- oder wassergefüllt). Sowohl in Feldstudien (Dong et al., 1998; Hope et al., 2004; Adam-Schumm, 2004) als auch in zahlreichen Laborexperimenten (Bridgham und Richardson, 1991; Magnusson, 1993; Moore und Dalva, 1997; Brake et al., 1999; Meyer, 1999; Glatzel et al., 2004; Blodau et al., 2004) wurde die Abhängigkeit der CO<sub>2</sub>-Produktionsrate zur Temperatur nachgewiesen, welche als Grundlage aktueller Modellierungsansätze dient (Pumpanen et al., 2003a; Welsch und Hornberger, 2004; Oh et al., 2005). Die Beziehung

wurde oft als exponentielle Kurve beschrieben (Lloyd und Taylor, 1994; Hamada und Tanaka, 2001; Pumpanen et al., 2003b), wobei Rangkorrelationskoeffizienten nahe eins auch auf eine lineare Beziehung schließen lassen. Nach Oh et al. (2005) entstammt bei einer linearen Beziehung das CO<sub>2</sub> nicht allein aus der vor-Ort-Produktion in jeweiliger Tiefe, sondern wird zusätzlich CO<sub>2</sub> durch den Gasaustausch zwischen den Tiefen angereichert. In den Niedermooren konnten Korrelationen der CO<sub>2</sub>-Konzentrationen nahe eins ausschließlich in der tief drainierten Fläche gefunden werden, demnach diese Fläche den intensivsten Gasaustausch aufweisen könnte.

Bei einer Temperaturerhöhung um 10°C ist eine Erhöhung der CO<sub>2</sub>-Produktion um den Faktor zwei bis vier möglich, entsprechend einem Q<sub>10</sub>-Wert von 2 und 4 (Bridgham und Richardson, 1992; Moore und Dalva, 1997; Scanlon und Moore, 2000; Meyer, 1999; Eberling et al., 2004). Nach Raich und Schlesinger (1992) liegt der globale Durchschnitt des Q<sub>10</sub>-Werts bei 2.4. Zusätzlich kann die Qualität der organischen Substanz die Höhe der CO<sub>2</sub>-Produktionsrate beeinflussen. Obwohl Moore überwiegend aus organischer Substanz bestehen muß dies nicht zwingend mit einer hohen CO<sub>2</sub>- oder CH<sub>4</sub>-Produktion verbunden sein. Nach Bridgham und Richardson (1992) limitiert eine schlechte Substratqualität stark degraderter Moore die CO<sub>2</sub>-Produktion (und CH<sub>4</sub>-Produktion) um ein vielfaches im Vergleich zu „frischer“ organischer Substanz. Nach Glatzel et al. (2004) kann die Substratqualität einen signifikanten Einfluss auf die CO<sub>2</sub>-Produktion ausüben, nach Scanlon und Moore (2000) ist diese hingegen von Inkubationstemperatur und (an-)oxischen Bedingungen abhängig. Ob CO<sub>2</sub> unter anaeroben oder aeroben Bedingungen produziert wird, verändert die Höhe der Produktionsrate um mehr als das Zehnfache. Unter aeroben Bedingungen kann in Mooren die potentielle Produktionsrate zwischen 0.2 mg CO<sub>2</sub> g<sup>-1</sup>d<sup>-1</sup> und 1.1 mg CO<sub>2</sub> g<sup>-1</sup>d<sup>-1</sup> einnehmen (Magnusson, 1993; Moore und Dalva, 1997, Scanlon und Moore, 2000; Glatzel et al., 2004). Dagegen liegt die anaerobe Produktion bei Raten von 0.01 bis 0.3 mg CO<sub>2</sub> g<sup>-1</sup>d<sup>-1</sup>. Übertragen auf die unterschiedlich drainierten und die wiedervernässte Fläche des Donaurieds bedeutete das, dass trotz geringerer Produktionsraten in der wiedervernässten Fläche die höchsten Konzentrationen gemessen werden konnten, was auf eine Anreicherung im Porenwasser hindeutet.

Blodau et al. (2004) und Eberling et al. (2004) verweisen außerdem auf die unterschiedlichen Höhen der potentiellen und in-situ bestimmten Produktionsraten. Deren Unstimmigkeiten in vergleichbaren Tiefen bis zu 80% betragen können (Blodau et al., 2004), wobei in-situ bestimmte Produktionsraten geringer sind. Gründe dafür sind möglicherweise die fehlende Pflanzengesellschaft bei Inkubationsversuchen oder auch die Hemmung der Produktionsrate durch den hohen Partialdruck der in-situ vorhandenen Produkte (Blodau et al., 2004). Weiterhin unterscheiden sich die Produktionsraten in der Profiltiefe, was aufgrund der Bakterienpopulation und -dichte zustande kommt (Blodau et al., 2004).

Viele Autoren zeigen die höchsten potentiellen anaeroben und aeroben Produktionsraten aus inkubierten Moorproben der Tiefen von 0-5 cm (Bridgham und Richardson, 1991; Magnusson, 1993; Moore und Dalva, 1997; Brake et al., 1999; Meyer, 1999; Glatzel et al., 2004; Blodau et al., 2004), während bei Bodenproben aus 50 cm Tiefe die Produktionsraten nur noch halb so hoch liegen (Magnusson, 1993). Blodau et al. (2004) stellen auch hierfür einen Vergleich zwischen potentiellen und in-situ bestimmten CO<sub>2</sub>-Produktionsraten an, wobei die höchsten in-situ Produktionsraten im Hauptwurzelaum (10 bis 20 cm u. GOF) gemessen wurden, hingegen die höchsten potentiellen in einer Tiefe von 0-5 cm.

Werden anaerobe CO<sub>2</sub>-Produktionsraten (siehe voriger Absatz) mit CH<sub>4</sub>-Produktionsraten (<0.1 µg CH<sub>4</sub> g<sup>-1</sup>d<sup>-1</sup> bis 100 µg CH<sub>4</sub> g<sup>-1</sup>d<sup>-1</sup> (Magnusson et al., 1993; Moore und Dalva, 1997; Tomassen et al., 2004; Blodau et al., 2004)) unterschiedlicher Moore verglichen, fällt zugleich auf, dass die anaerobe CO<sub>2</sub>-Produktionsrate meist um ein Vielfaches höher sind. Unter ausschließlicher Berücksichtigung der Höhe der Produktionsraten müsste daher in den Porenwässern der Moore weitaus mehr Kohlendioxid als Methan vorhanden sein.

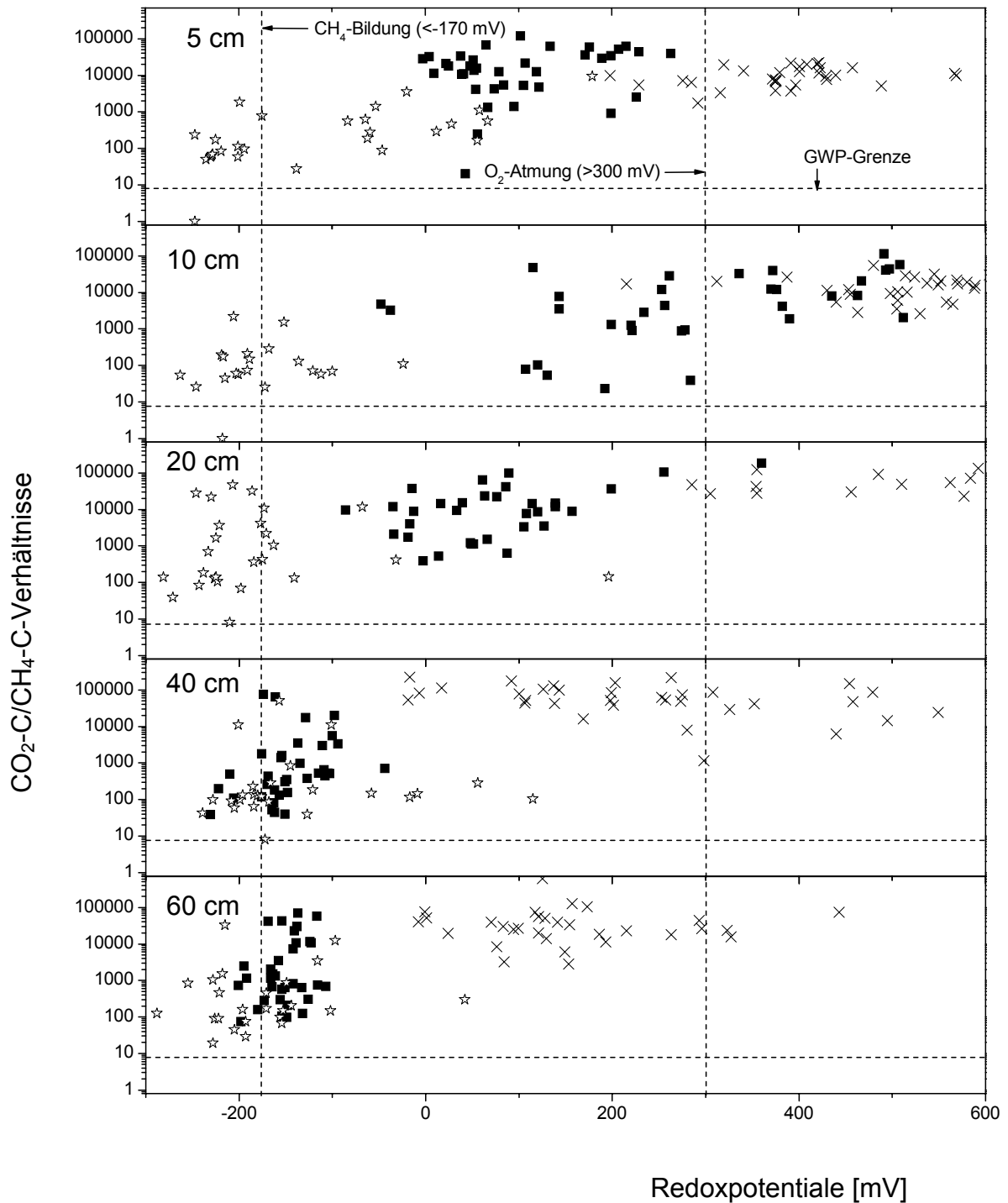
## 11. CO<sub>2</sub>/CH<sub>4</sub>-Verhältnisse

Die CO<sub>2</sub>-C/CH<sub>4</sub>-C-Verhältnisse variierten in allen Flächen meist zwischen 10<sup>1</sup>:1 und 10<sup>5</sup>:1, obwohl flächenspezifisch (stark) reduzierte Bedingungen vorherrschten (Abbildung 4-3). Mit zunehmender Tiefe ansteigende CO<sub>2</sub>/CH<sub>4</sub>-Verhältnisse (etwa 10<sup>2</sup>:1 bis 10<sup>3</sup>:1) beobachtet Meyer (1999) in Inkubationsversuchen. Yu et al. (2006) erfassen unter mäßig reduzierten Bedingungen eines Sumpfbereiches molare CO<sub>2</sub>/CH<sub>4</sub>-Verhältnisse zwischen 1:1 und 10:1, bei gleichzeitigen Sauerstoffkonzentrationen der Gasphase von bis zu 10%. Demnach zeigen Yu et al. (2006) nahezu gleichwertige Anteile von CO<sub>2</sub> und CH<sub>4</sub>, wohingegen in den Studien von Meyer (1999) und Hope et al. (2004) unter ähnlichen Bedingungen selten das Methan gegenüber dem Kohlendioxid überwiegt.

Auch unter Berücksichtigung des gasspezifischen Global Warming Potentials (GWP) (1 kg CH<sub>4</sub> entspricht 23 kg CO<sub>2</sub> (IPCC, 1996)) war der potentielle klimarelevante Beitrag des Methans in diesem Niedermoorsystem selten höher als der Beitrag des Kohlendioxids (Abbildung 11-1). Finden sich ähnliche Verhältnisse in den Emissionen wieder, spielte das Methan nicht nur bezogen auf die Menge, sondern auch hinsichtlich des klimarelevanten Beitrags eine geringere Rolle als das Kohlendioxid.

CO<sub>2</sub> stellt das Endprodukt der aeroben Mineralisation dar, das entweder an die Atmosphäre entgast, im Bodenwasser gelöst wird oder, sofern es auf strikt anaerobe Zonen trifft, zu CH<sub>4</sub> reduziert wird. CH<sub>4</sub> stellt das Endprodukt des anaeroben Abbaus über die CO<sub>2</sub>-Reduktion oder die Acetatdecarboxylierung dar. Produkt der Acetatdecarboxylierung ist aber nicht nur das Methan, sondern es wird auch CO<sub>2</sub> als Nebenprodukt freigesetzt (Champ et al., 1979).

Die anaerobe CO<sub>2</sub>-Produktionsrate ist im Gegensatz zur aeroben um bis zu 40% geringer (Bridgham und Richardson, 1992), übertrifft jedoch immer noch bei weitem die Methanproduktionsrate (Magnusson, 1993; Moore und Dalva, 1997; Glatzel et al., 2004). Aufgrund der langsamen Diffusion im wassergefüllten Porenraum kann CO<sub>2</sub> angereichert werden. Wird die Methanogenese durch die Acetatdecarboxylierung bestimmt, welche in natürlichen Ökosystemen einen Anteil von bis zu 70% einnehmen kann (Ferry, 1993), wird deutlich mehr CO<sub>2</sub> als CH<sub>4</sub> produziert. Die hohen CO<sub>2</sub>-C/CH<sub>4</sub>-C-Verhältnisse könnten auf ein Acetat dominiertes System schließen lassen. Da niedermolekulare Verbindungen im stark degradierten (Humifizierungsgrad 7-9) und wiedervernässten Niedermoor anteilig sehr limitiert sein dürften, der hohe Aromatisierungsgrad des DOC (Tabelle 4-10) untermauerte diese Vermutung, wurde möglicherweise die Methanproduktion gehemmt, was in vergleichsweise geringen Konzentrationen resultierte.



**Abbildung 11-1** CO<sub>2</sub>-C/CH<sub>4</sub>-C-Verhältnisse in Abhängigkeit von Redoxbedingungen, Profiltiefen und Niedermoornutzungen (★ = wiedervernässte, ■ = mäßig drainierte, × = tief drainierte Fläche). Vertikale Linien stellen Grenzen zu oxidierten und stark reduzierten Bedingungen dar (Reddy et al., 2000). Unterhalb der horizontalen Linie (GWP-Grenze) übertrifft das CH<sub>4</sub>-C die mögliche klimarelevante Wirkung des CO<sub>2</sub>-C, bezogen auf das Global Warming Potential (GWP) von 7.6 (Houghton, 1996).



## 12. Fazit und Ausblick

Die C-Retention war im wassergefüllten Porenraum grundsätzlich höher als im luftgefüllten. Dies stand nicht nur im Zusammenhang mit den unterschiedlichen Anteilen der C-Komponenten (Wasser beinhaltet im Gegensatz zu Luft beispielsweise CO<sub>2</sub> plus dessen dissoziierte Formen), sondern war es auch ein Resultat der höheren CO<sub>2</sub> Retention (gelöste > gasförmige Phase). Der DIC-Pool des Porenwassers wurde in-situ durch biogenes CO<sub>2</sub> angereichert. Weitere Komponenten wie das DOC zeigten eine geringe Bioverfügbarkeit, was folgern lässt, dass es für biologische Umsetzungsprozesse nur noch eine geringe Bedeutung besaß. Hingegen ist die ökologische Relevanz des suspendierten POC im Kohlenstoffhaushalt der Pedosphäre noch ungewiss, da dieser erstmalig im Porenwasser von Mooren quantifiziert wurde.

Noch ungeklärt ist, für welchen Zeitraum die C-Komponenten im Porenraum verbleiben. Es ist anzunehmen, dass der wassergefüllte Porenraum nur einen Zwischenspeicher darstellt, bis beispielsweise die gasförmigen C-Komponenten emittieren. Die Zwischenspeicherung ist verbunden mit einer verminderten Diffusion, weshalb der Gasaustausch der wiedervernässten Fläche in einer Netto-C-Aufnahme von  $133 \pm 17 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$  resultierte. Zugleich wird durch den ständig wassergefüllten Porenraum die Mineralisationsrate vermindert, was den Abbau der Torfsubstanz im Vergleich zur tief drainierten Fläche deutlich reduziert. Damit stellt das wiedervernässte Niedermoor eine C-Senke dar, hingegen das tief drainierte Niedermoor Kohlenstoff emittiert ( $510 \pm 97 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ) und einer C-Quelle entspricht (Drösler et al., 2006).

Die Wiedervernässung war verbunden mit einer 1000-fachen Steigerung der CH<sub>4</sub>-Konzentrationen. Trotz der Steigerung waren die Methankonzentrationen um mindestens das 100-Fache geringer als die Kohlendioxidkonzentrationen zum vergleichbaren Zeitpunkt. Es ist allgemein bekannt, dass die CH<sub>4</sub>-Produktion um ein Vielfaches geringer ist als die anaerobe CO<sub>2</sub>-Produktion (Magnusson et al., 1993; Moore und Dalva, 1997; Blodau et al., 2004). Dennoch wird die Wiedervernässung von Mooren oft kritisch betrachtet (Meyer, 1999), aufgrund der 23-fach (IPCC, 1996) höheren klimarelevanten Wirkung des Methans im Vergleich zu Kohlendioxid. Die hohen CO<sub>2</sub>-C/CH<sub>4</sub>-C-Verhältnisse der Gasphase der degradierten Niedermoores von meist mehr als 100:1 zeigen allerdings, dass CO<sub>2</sub> in allen anthropogen beeinflussten Niedermoores überwog. Auch in der wiedervernässten Fläche konnten in der Gasphase selten CO<sub>2</sub>-C/CH<sub>4</sub>-C-Verhältnisse festgestellt werden die unter 100:1 lagen.

Diese hohen Verhältnisse der Gasphase fanden sich jedoch nicht beim Gasaustausch zur Atmosphäre wieder. Der durchschnittlichen  $\text{CO}_2$ -Aufnahme der wiedervernässten Fläche von  $133 \pm 17 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$  (Drösler et al, 2006) stehen mittlere  $\text{CH}_4$ -Emissionen von  $70 \pm 24 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$  (Freibauer et al., 2006) gegenüber. Aufgrund der höheren klimarelevanten Wirkung des  $\text{CH}_4$  im Vergleich zum  $\text{CO}_2$ , wird die GWP-Bilanz durch eine Wiedervernässung nur tendenziell verringert ( $399 \text{ g C equiv m}^{-2} \text{ a}^{-1}$  vs.  $510 \text{ g C equiv m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ) (Drösler et al, 2006). Erst durch die differenzierte Betrachtung des kleinräumig variierenden Nutzungsmanagements der wiedervernässten Fläche (Mahd, Wasserstand 1.5 über GOF vs. keine Mahd, Wasserstand 6.5 cm unter GOF) kann zusätzlich zur C-Senkenfunktion die Funktion als GWP-Senke angeregt werden. Werden zugleich die Lachgasemissionen bzw. -aufnahmen berücksichtigt, kann die naturnahe wiedervernässte Fläche als GWP-Senke ( $-30 \pm 72 \text{ g C equiv m}^{-2} \text{ a}^{-1}$  wiedervernässte Fläche keine Mahd) bezeichnet werden, im Gegensatz die tief drainierte Fläche eine GWP-Quelle darstellt ( $523 \pm 104 \text{ g C equiv m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ) (Drösler et al, 2006)).

Hinsichtlich der C-Komponenten in der gelösten und gasförmigen Phase bedeutete eine Wiedervernässung degradierter Niedermoore eine C-Retention von durchschnittlich  $94 \text{ g C equiv m}^{-3}$  ( $213 \text{ g C equiv m}^{-3}$  sofern die dissoziierten  $\text{CO}_2$ -Formen mit eingerechnet werden). Der Zeitraum der Speicherung muss allerdings noch näher bestimmt werden, da anzunehmen ist, dass das Porenwasser nur einen temporär begrenzten Speicher für vor allem die gasförmigen Komponenten darstellt.

Im Hinblick auf den seit 2005 möglichen Handel eingesparter  $\text{CO}_2$ -Äquivalente (Umsetzung festgesetzt im Treibhausgas-Emissionshandelsgesetz (Bundesgesetzblatt, 2004)) könnte die Attraktivität einer Renaturierung gesteigert werden. Derzeit findet ein reger Handel statt, wobei Höchstbeträge von bis zu  $29.50 \text{ EUR t}^{-1} \text{ CO}_2$  (Juli 2005) schon erzielt wurden (erster Handelstag  $10 \text{ EUR t}^{-1} \text{ CO}_2$ ), mit aktuellem Stand der Emissionsrechte pro Tonne Kohlendioxid bei  $16.50 \text{ EUR}$  (September 2006, [www.carbonpool.de](http://www.carbonpool.de)). Der Handel könnte sowohl für Käufer als auch Verkäufer der Emissionsrechte vorteilhaft sein, da zukünftig auch in Deutschland der Erhalt natürlicher Landschaftselemente wie Feuchtgebiete durch die Refinanzierung gewährleistet werden könnte.

Für die Bewertung erforderlich ist allerdings nicht nur eine ökosystemare Quantifizierung der jeweiligen C-Pools, C-Flüsse und C-Reservoirs. Es muss zugleich ein Weg gefunden werden, wie diese eingesparten Mengen der biologischen Senken garantiert werden können und ob ein natürliches Ökosystem die Anforderungen gewährleisten kann.