



Utsläpp av växthusgaser under islossning i små boreala sjöar

Martin Tarberg

Student

Examensarbete i geovetenskap/naturgeografi 15 hp

Avseende kandidatexamen

Rapporten godkänd: 5 november 2013

Handledare: Jan Karlsson

Förord

Först och främst vill jag tacka min handledare, Jan Karlsson, som inte bara möjliggjorde detta examensarbetet, utan som också varit väldigt hjälpsam under hela skrivandet. Jag vill tacka Erik Geibrink och Pär Geibrink för deras assistans under både fält- och laborationsarbetet. Och ett stort tack riktas även till Anders Jonsson och Markus Klaus, som analyserade och bearbetade mycket av det material som användes i denna rapport.

Release of greenhouse gases during ice-thaw in small boreal lakes

Martin Tarberg

Abstract

Freshwater ecosystems have long been neglected as an important part of the global carbon cycle. However, research shows that most of the world's lakes are net-heterotrophic and consequently emitters of greenhouse gases to the atmosphere. In many boreal and north-temperate lakes, most of the yearly emissions usually occur in spring, shortly after ice-thaw. The aim of this study was to quantify the flux of carbon dioxide (CO₂) and methane (CH₄) in three boreal lakes, during this annual event. In order to do this, water samples were collected before and after ice-thaw, and the flux was estimated as the difference in mass of carbon between the two sampling occasions. The results showed that the lakes had accumulated high amounts of carbon over the winter, with higher concentrations generally at higher depths. The fluxes during ice-thaw ranged from 234–380 (mean: 302) and -1.15–15.12 (mean: 8.64) mmol m⁻² y⁻¹ for CO₂ and CH₄, respectively. Given their small sizes, the lakes emitted less carbon, per unit area, than expected. This was assumed to be due to the lakes' rather isolated locations and since the heating of the water rapidly caused them to become highly stratified, thus preventing the wind from releasing deeper stored carbon. Presumably, this holds true for other similar boreal lakes as well, which suggests that attention – in such ecosystems – also needs to be brought to other mixing periods.

Key words: *emission, carbon dioxide, methane, boreal lake, ice-thaw*

Innehållsförteckning

1 Inledning och bakgrund	1
1.1 Bakgrund	1
1.1.1 Sötvattenssystem och kolcykeln	1
1.1.2 Koldioxid- och metanproduktion	1
1.1.3 Utgasning från sjöar.....	2
1.2 Syfte	2
2 Material och metod	3
2.1 Områdesbeskrivning	3
2.2 Fältarbete	3
2.3 Laborationsarbete	4
2.4 Databearbetning	4
3 Resultat	5
3.1 Före islossningen	5
3.2 Efter islossningen	6
3.3 Utgasningen	8
4 Diskussion	9
4.1 Under istäckena	9
4.2 Utsläppen vid islossningen	10
4.3 Jämförelse med andra studier	12
4.4 Slutsatser	13
5 Referenser	16

1 Inledning och bakgrund

1.1 Bakgrund

1.1.1 Sötvattensystem och kolcykeln

Globalt uppskattas det finnas omkring 304 miljoner sjöar, varav cirka 90 % hamnar i den mindre storlekskategorin (0,001–0,01 km²) (Downing m.fl. 2006). En stor mängd av dessa sjöar förekommer i jordens nordligt tempererade och boreala områden och är därför, normalt sett, istäckta under en längre period av året. Raatikainen och Kuusisto (1990) skriver att nära 10 % av Finlands landyta upptas av sjö- och dammsystem större än 0,05 ha; de skriver även att liknande proportioner förekommer i flera andra områden i norra Nordamerika, Asien och övriga Europa. Sötvattensystem upptar – trots det – endast bara små arealer av den totala jordytan och har därför länge försumrats som en viktig komponent avseende kolcykeln, både på global och på regional nivå (Cole m.fl. 2007). Kolcykeln består, i sin enklaste form, av två aktiva komponenter: landet och havet. Mellan dessa sker ett ständigt gasutbyte av kol via atmosfären. Sötvattensystem inkluderas, traditionellt sett, endast i globala modeller genom sin roll som neutral transportör av kol (C) till världshaven (Cole m.fl. 2007). Nyliga studier visar emellertid att stora mängder terrestert kol faktiskt omsätts i sjöar och att sötvattensystem troligtvis är en mer aktiv komponent än vad man tidigare trott (Tranvik m.fl. 2009; Aufdenkampe m.fl. 2011).

Sötvattensystems inflytande på kolcykeln ligger främst i deras förmåga att fungera som transportledningar och mineraliseringslokaler för terrestert kol (Karlsson m.fl. 2010). Även deras förmåga att magasinera kol i sedimenten kan i vissa fall vara betydelsefull (Cole m.fl. 2007). Efter mineraliseringen kan det terrestra kolet lämna vattenmassan och inta atmosfären i form av kolbaserade gaser (Karlsson m.fl. 2010). Huvudsakligen är det utsläppen av koldioxid (CO₂) och metan (CH₄) som behandlas i många limnologiska studier (ex. Bastviken m.fl. 2004; Karlsson m.fl. 2013). Båda gaserna klassas som växthusgaser, vilket innebär att deras förekomst i atmosfären bidrar till en uppvärmning. Metan är en betydligt kraftigare växthusgas än koldioxid men förekommer inte alls i samma omfattning. Gasen är dessutom tämligen kortlivad medan koldioxid i stort sett förblir oberörd så länge den håller sig ovan marken (Bernes 2007).

Cole m.fl. (2007) uppskattar att cirka 0,75 Pg koldioxid årligen lämnar inlandsvatten och hamnar i atmosfären. Siffran för metanutsläpp är lägre och uppskattas till 103 Tg år⁻¹ (0,65 Pg C (CO₂ ekvivalenter)) (Bastviken m.fl. 2011). Båda uppskattningarna är dock jämförbara med de antropogena kolutsläppen (9,1 Pg C år⁻¹) (Battin m.fl. 2009) och den globala landsänkan för växthusgaser (2,6 ± 1,7 Pg C år⁻¹). Det demonstrerar att inlandsvattens gasutsläpp faktiskt spelar en väsentlig roll i kolcykeln och bör därför inkluderas i framtida beräkningsmodeller (Bastviken m.fl. 2011). Mänskliga utsläpp av växthusgaser anses vara den huvudsakliga orsaken till den globala uppvärmning som markant accelererades under förra seklet (IPCC 2007). För att bättre förstå och kunna motverka både nutida och framtida klimatproblem, är det därför viktigt med kunskap avseende både kolflöden i olika ekosystem, och de processer som verkar inom dessa (Battin m.fl. 2009).

1.1.2 Koldioxid- och metanproduktion

En stor del av världens sötvattensystem är netto-heterotrofa, vilket innebär att ekosystemets respiration överskrider dess primärproduktion (del Giorgio och Peters 1993). Ett sådant tillstånd kräver i regel ett oproduktivt ekosystem och en rik tillgång på alloktont organiskt kol (Duarte och Prairie 2005). När syrerika förhållanden råder kommer det organiska kolet omvandlas – främst genom bakteriella processer – till koldioxid, som därefter ackumuleras i vattenmassan. Om systemets autotrofa population inte förmår att fixera all genererad gas kommer sjövattnet till slut att bli övermättat (del Giorgio m.fl. 1997). Tillförsel av CO₂-rikt vatten från land (Stets m.fl. 2009) och nedbrytning via fotooxidation kan också vara viktiga bidragsfaktorer till CO₂-övermättnad (Graneli m.fl. 1996). Netto-heterotrofa sjöar har ofta ett

överskott av koldioxid och fungerar därmed som en direkt utsläppskälla till atmosfären (Cole m.fl. 1994; Jonsson m.fl. 2003; Sobek m.fl. 2005).

Mycket av det organiska material som inte förbrukas i vattenmassan kommer till slut att sjunka och begravas i sedimenten (Striegl m.fl. 2001; Gudasz m.fl. 2010). Eftersom anaeroba förhållanden till stor del råder på sjöbottnar är metanjäsning den nedbrytningsprocess som kvantitativt är mest betydelsefull. Metanjäsning sker i två steg: Först omvandlas komplexa organiska föreningar till syror av en grupp heterogena bakterier. Dessa organiska syror kan därefter utnyttjas av metanproducerande organismer för att bilda både metan och koldioxid (Jansson och Broberg 1994). Michmerhuizen m.fl. (1996) skriver att sjöar med högt organiskt sedimentinnehåll ofta producerar påtagligt mer metan än vad mindre sedimentrika system gör. Likaså tenderar sjöar, med omfattande makrofyt-samhällen inom strandzonen, att innehålla mer organiskt rika bottnar än sjöar utan dessa förutsättningar (Michmerhuizen m.fl. 1996; Bastviken 2009). I mindre sjöar – där strandzonen ofta upptar en stor del av totalytan – kan därför stora mängder metan produceras i förhållande till större sötvattenssystem (Michmerhuizen m.fl. 1996).

1.1.3 Utgasning från sjöar

Enligt Henrys lag är partialtrycket hos en gas i vatten detsamma som partialtrycket i luft vid jämvikt. Atmosfären och akvatiska system kämpar därför ständigt för att åstadkomma en balans mellan varandra. I kraftigt heterotrofa system kan stora mängder koldioxid och metan ansamlas i vattenmassan och följaktligen störa denna jämvikt. Sjöarna svarar då med att släppa ut dessa gaser till atmosfären; men på grund av att ständig nybildning och tillförsel pågår i sjöarna, återställs sällan balansen fullständigt (Cole och Prairie 2009).

Huvudsakligen når växthusgaser atmosfären genom diffusion eller via uppblubbling från övermättade bottensediment. Den senare är främst viktig för transporten av metan medan koldioxid helst förflyttas via diffusiva flöden (Diem m.fl. 2012). Metan kan även lämna vattenmassan med hjälp av strandvegetationen; till vilken utsträckning denna komponent bidrar, beror på produktionen och oxidationen av metan i sedimenten, samt karaktären på växten i fråga (Bastviken m.fl. 2004). Gasernas transportvägar skiljer sig åt främst på grund av deras olika löslighetsförmåga och epilimnionkoncentration, men också på grund av skillnader i partialtryck (Casper m.fl. 2000).

Hos boreala och subarktiska sjöar är främst produktionen men även respirationen påtagligt begränsad under vinterhalvåret. För områden med längre vintrar kan dock en stor del kol hinna omsättas, vilket medför att koldioxid och metan ackumuleras under istäcket. När isen på våren sedan släpper kan stora mängder gas snabbt lämna systemet och inta atmosfären (Karlsson m.fl. 2008; Karlsson m.fl. 2013). Huttunen m.fl. (2003 b) påstår att små nordliga sjöar avger omkring hälften av sina årliga metanutsläpp i samband med islossningen. Samtidigt presenterar Karlsson m.fl. (2013) data där koldioxidutsläppen vid islossningen i många fall utgör en betydande del av den årliga utgasningen. Många kolberäkningar tar dock inte hänsyn till ackumuleringen under vintern, vilket antyder att istäckta sjöars kolutsläpp förmodligen är underskattade och att globala uppskattningar är i behov av revidering (Karlsson m.fl. 2013).

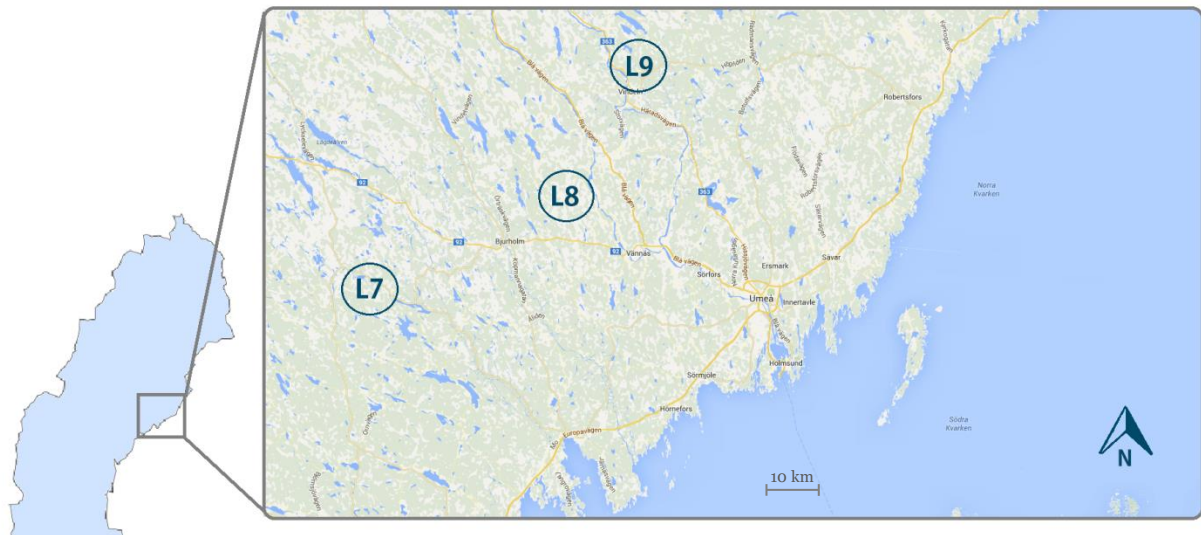
1.2 Syfte

Syftet med det här arbetet är kvantifiera utsläppen av koldioxid och metan under islossningen i tre boreala sjöar. För att kvantifiera utsläppen inhämtas prover både före och efter isen i sjöarna släpper. Vidare syftar arbetet också till att undersöka hur resultatet förhåller sig till liknande utsläppsdata från andra nordliga sjösystem.

2 Material och metod

2.1 Områdesbeskrivning

De tre undersökta sjöarna (L7, L8 och L9) ligger i sydöstra delen av Västerbottens län, Sverige (63–64°N, 18–19°E) (figur 1). Sjöarna är relativt små (area: 0,77–3,85 ha) och grunda (medeldjup: 2,7–3,5 m) (tabell 1), med endast mindre vattendrag som in- och utlopp. Istäcket tillkommer vanligtvis under november månad och ligger sedan kvar fram till maj.



Figur 1. Kartan visar var i Sverige de undersökta sjöarna ligger. Sjöarna är utmarkerade med små cirklar (L7, L8 och L9).

Berggrunden i området domineras huvudsakligen av gnejsiga bergarter (2850–1870 miljoner år) av sedimentärt ursprung (SGU 2013 a). Morän är den vanligast förekommande jordarten, men stora arealer täcks även av torvmark och tunna osammanhängande jordtäcken. Torvmark utbreder sig bland annat tydligt längs L8 och L9:s strandzoner medan L7 främst omges av mer otydliga jordlager (SGU 2013 b). Sjöarnas avrinningsområden är relativt små (25,4–81,7 ha) (tabell 1) och präglas av barrskog.

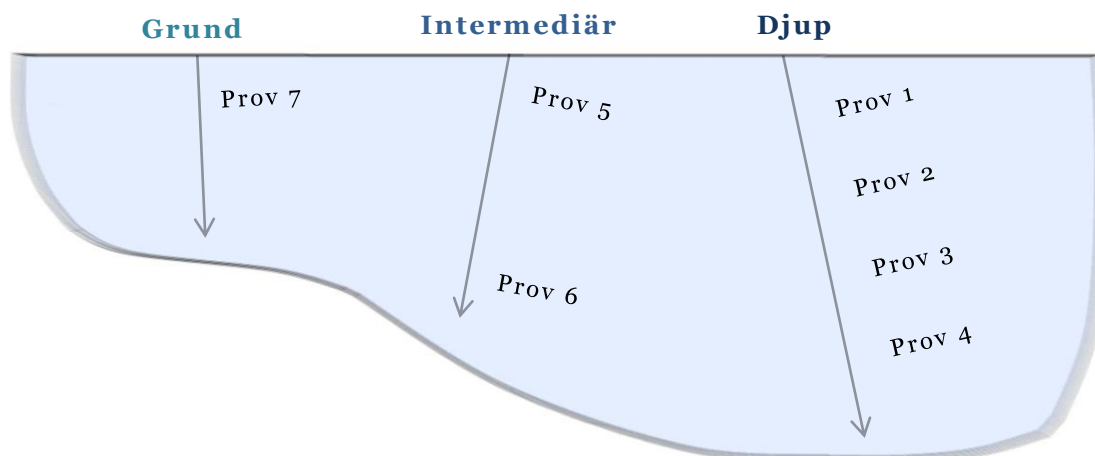
2.2 Fältarbete

Provtagningen före islossningen ägde rum i slutet av mars 2013 och varje sjö tog omkring en dag att undersöka. Nästa provtagning utfördes i slutet av maj samma år. I samtliga sjöar togs prover med avseende på CO₂, CH₄, DIC, DOC, syrgas och vattentemperatur.

För att få en representativ bild av vattenmassan lokaliserades tre provtagningsplatser i varje sjösystem: en *grund*, en *intermediär* och en *djup* (figur 2). Den grunda lokalen är belägen inom strandzonen; den djupa representerar sjöns djupaste punkt och den intermediära återfinns på ett djup motsvarande medeldjupet. För varje provtagningsplats bestämdes även antalet djupnivåer varifrån prover skulle inhämtas: *fyra* nivåer för den djupa, *två* för den intermediära och *en* för den grunda (figur 2). På vilket djup en viss nivå hamnade berodde huvudsakligen på maxdjupet vid den lokalen. Lufttryck, temperatur och syrgasmängd uppmättes vid samtliga lokaler med en syrgassond av modell YSI-ProODO. Under vinterns fältarbete mättes dessutom tjockleken på istäcket.

Vatten från samtliga djupnivåer inhämtades med en Ruttnerhämtare. För CO₂-proven, överfördes vattnet direkt från Ruttnerhämtaren till tre stycken färdigsköljda plastsprutor (60 ml). Eventuella luftbubblor avlägsnades och proven reducerades till 40 ml innan de slutligen placerades i en kylbox. Anledningen till insamlandet av tre replikat var för att ge ett säkrare mätresultat.

Förfarandet vid CH₄- och DIC-provtagningen liknade den för CO₂, bortsett från att mindre plastsprutor (5 ml) användes. Provvattnet i sprutorna (5 ml) överfördes dessutom till en sluten glasvial (22 ml) där det förvarades fram till analys. Vialerna var sedan tidigare spolade med N₂ och fyllda med 100 µl 1,2 M HCl i konserveringssyfte. För analys av DOC fylldes en 500 ml stor behållare med vatten; detta gjordes endast på den djupa provtagningsplatsen.



Figur 2. Schematisk bild över provtagningsplatsernas läge (grund, intermediär och djup) i sjöarna och antalet inhämtade prov från respektive plats. Figuren ger även ungefärlig illustration på vilket djup i vattenpelaren proven togs.

2.3 Laborationsarbete

Laborationsarbetet inleddes med att CO₂-proven analyserades. Omkring 20 ml N₂ infördes först i plastsprutorna så att ett luftutrymme bildades. Sprutorna skakades därefter aktivt i cirka en minut för att uppnå jämvikt mellan vatten och luft. Proven lämnades stående i ytterligare en minut efter skakning för att försäkra sig om att detta hade skett. Gasen i luftutrymmet förflyttades sedan till en tom spruta som nu var redo att analyseras. CO₂-koncentrationen uppmättes genom att gasen försiktigt trycktes in en infraröd gasanalytiker (IRGA EGM 4). Detta instrument var sedan tidigare kalibrerat med N₂ (0 ppm) och två olika koncentrationer av CO₂ (805 ± 2 ppm och 8160 ± 2 ppm). Med en förklaringsgrad (R²) på 0,99 var mätvärdena starkt korrelerade med de standardiserade koncentrationerna. I samband med analysen mättes även lufttrycket och vattentemperaturen i plastsprutorna.

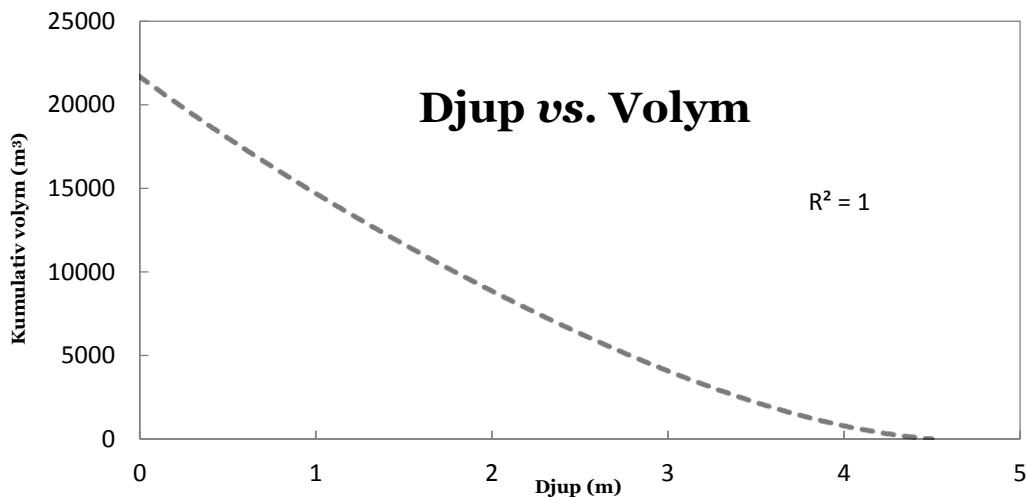
CH₄- och DIC-proven analyserades med en gaskromatograf (Perkins Elmer Clarus 500 utrustad med en "headspace sampler"). Värdena för denna analysmetod var också starkt korrelerade (R²=0,99) med standardkoncentrationerna.

För att separera det partikulära materialet (>0,45 µm) från DOC-proven, filtrerades provvattnet genom ett bränt GF/F filter. 500 µl 1,2 M HCl tillsattes sedan till filtratet och proven förvarades kallt fram till analys. DOC-koncentrationen uppmättes med en IL 550 TOC/TN analysapparat (Hach-Lange GmbH).

2.4 Databearbetning

Från de uppmätta CO₂-värdena beräknades CO₂-koncentrationen i vattnet genom att använda Henrys lag (Cole m.fl. 1994) och sambandet för flyktighet och tryck (Weiss 1974). Värdena korrigerades även utifrån vattenprovets temperatur och lufttrycket vid analystillfället. Volymen på sjöarnas djupnivåer beräknades genom att använda kumulativ volymdata från varje halvmetersskikt. Den kumulativa volymen plottades mot djupet på halvmetersskikten och en lämplig trendlinje valdes ut (figur 3). Ekvationen för trendlinjen

kunde därefter användas för att uppskatta volymen på ett visst djup i vattenpelaren. Exempel: volymen på djupnivån närmast ytan (L7) beräknades genom att subtrahera den totala volymen med volymen på 1,29 meters djup. Gasmängden (CO₂ eller CH₄) på respektive djupnivå beräknades genom att multiplicera skiktets volym med dess medelkoncentration. När samtliga värden slutligen summerades fick man den totala mängden gas i sjösystemet. Utgasningen under islossningen uppskattades genom att beräkna skillnaden i sjöarnas gasinnehåll, före och efter isen hade släppt. Till hjälp i denna undersökning användes – förutom mätvärdena från provtagningarna i mars och maj 2013 – även CO₂- och CH₄-data från 2012 och sommaren 2013.



Figur 3. Kumulativ volym plottat mot djupet på varje halvmetersskikt i L7.

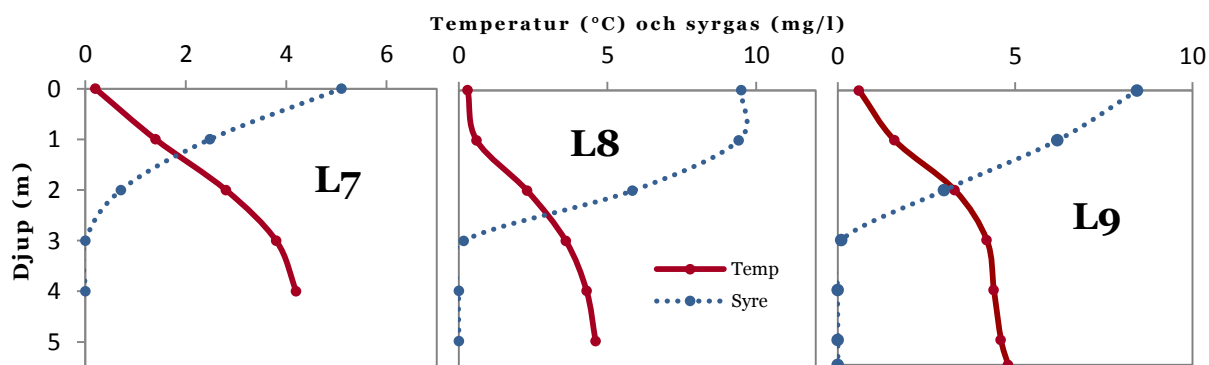
Det sista momentet innefattade en statistisk analys av mätresultatet. Huvudsakligen användes tester för att undersöka eventuella samband eller för att jämföra olika uppsättningar data. Oavsett vilket test som användes, var första steget alltid att testa huruvida datamängden var normalfördelad. Om normalfördelat, användes något av följande parametriska tester: Student's *t*-test, Pearson product-moment correlation eller linjär regression. Om kravet på normalfördelning inte uppfylldes fick ett icke-parametriskt alternativ användas: Mann-Whitney *U*-test eller Spearman's rank correlation. En signifikansnivå på 0,05 användes om inte texten säger annorlunda.

3 Resultat

3.1 Före islossningen

Under den första provtagningen var sjöarnas istäcken omkring 50–60 centimeter tjockt. Alla sjöar var skiktade och temperaturen ökade mot botten (figur 4). Koncentrationen av syrgas minskade med djupet och syrefria förhållanden uppstod vanligtvis på 3–4 meters djup (figur 4). L8 och L9 (4,6 respektive 3,6 mg/l) hade, generellt sett, syrerikare vatten än L7 (0,9 mg/l).

Koncentrationen av CO₂ varierade mellan 237 och 725 µM. Respektive sjösystems medelkoncentration minskade i ordningen: L7 (558 µM) > L9 (442 µM) > L8 (434 µM). Högst koncentrationer påträffades, generellt sett, i djupare vatten och lägre mätvärden närmare ytan. Ytvattenprovet från L7:s grunda lokal hade dock lika hög koncentration (619 µM) som flera av djupvattenproven. Genom en regressionsanalys visade det sig finnas ett positivt samband mellan provdjup och CO₂-koncentration ($r^2=0.46$, $p=0,00074$). När volymen på sjöarna beaktades hade L8 (420 µM) en något högre koncentration än L9 (382 µM). Högst koncentrationer återfanns fortfarande i L7 (557 µM).



Figur 4. Temperatur- och syrgasprofiler i sjöarna (L7, L8 och L9) före islossningen.

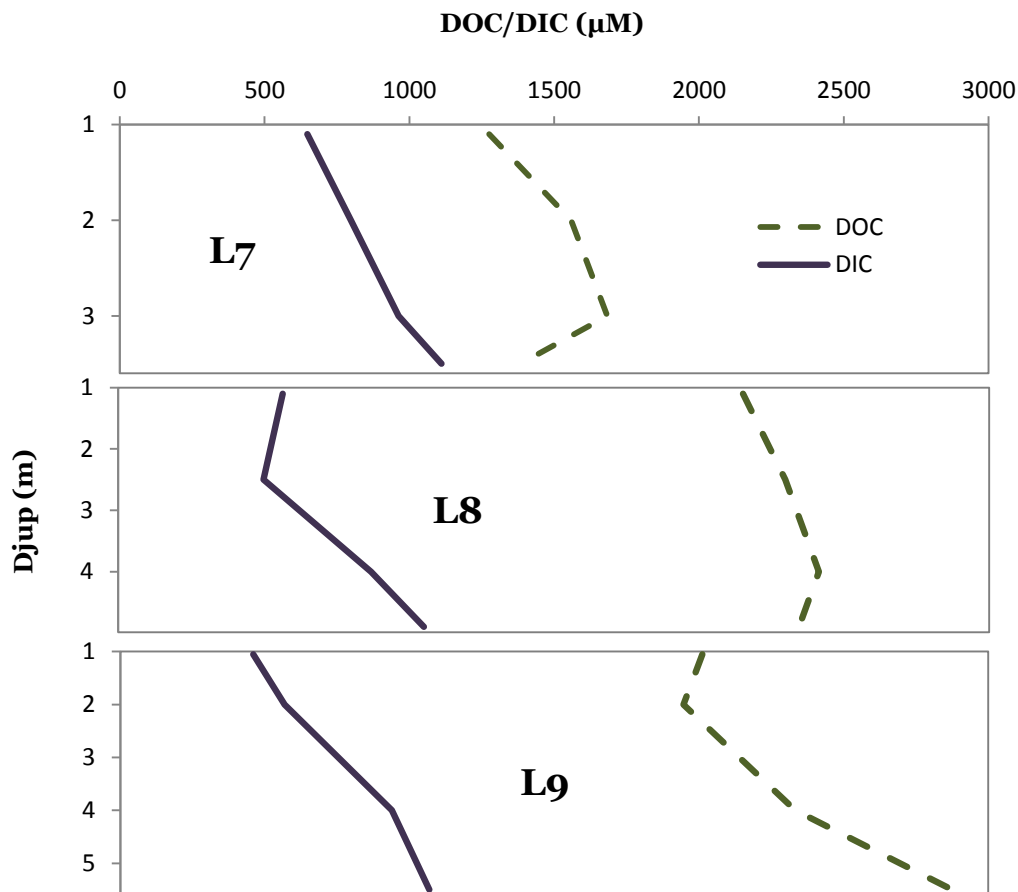
Resultatet från CH_4 -mätningarna visade att koncentrationen varierade kraftigt både mellan och inom sjöarna (0–59,4 μM). Medelkoncentrationen minskade – precis som CO_2 – i följande ordning: L7 (16,3 μM) > L9 (10,1 μM) > L8 (9,5 μM). Koncentrationen i de övre vattenskikten var närmast obefintlig i två av sjöarna (L8 och L9); L7 uppvisade dock en medelkoncentration på 8,58 μM (1,21–23,04 μM) i övre epilimnion. De absolut högsta värdena uppmättes i de djupaste delarna av respektive sjösystem (medelvärde: 54,6 μM). Gemensamt för platserna med höga CH_4 -koncentrationer var att syrefria förhållanden ofta rådde där. Efter en undersökning av korrelationen mellan syrgashalt och CH_4 -koncentration visade sig denna observation stämma ($r_s=0,86$, Spearman's rank correlation, $n=21$). Korrelationen var också stark mellan CH_4 - och CO_2 -koncentrationen ($r_s=0,93$, Spearman's rank correlation, $n=21$). Volymviktade CH_4 -koncentrationer beräknades till 12,01, 5,34 och 2,30 μM för L7, L8 respektive L9.

Halten DOC i sjöarna varierade mellan 1275 och 2875 μM , med ett medelvärde på 2023 μM . Det var signifikant lägst koncentrationer (Student's t -test, $p=0,00028$ och $p=0,012$) i L7 jämfört med L8 och L9. Från djupprofilerna (figur 5) ser man att DOC-koncentrationen generellt ökade med sjödjupet; L7 utmärkte sig dock genom att koncentrationen, vid cirka tre meters djup, övergick från en tydlig ökning till en tydlig minskning. Inget samband kunde påvisas mellan CO_2 -koncentrationen och DOC-halten ($r^2=0,049$, $p=0,49$, linjär regression).

DIC-koncentrationen i sjöarna ökade – precis som de flesta parametrar – med ökat djup (figur 5). Medelkoncentrationen var 758 μM (451–1111 μM) och omkring 62 % (SD=4,5) av sjöarnas totala DIC-förråd utgjordes av CO_2 . Korrelationen var också väldigt stark mellan DIC och CO_2 (Pearson correlation, $r=0,98$, $n=21$). CH_4 -koncentrationen kunde varken förklaras av DOC- ($r^2=0,1$, $p=0,31$, linjär regression) eller DIC-koncentrationen ($r_s=0,34$, Spearman rank, $n=21$). När regressionsanalysen utfördes på enskilda sjöar hittades däremot ett samband mellan DOC och CH_4 i L9 ($r^2=0,95$, $p=0,024$, linjär regression).

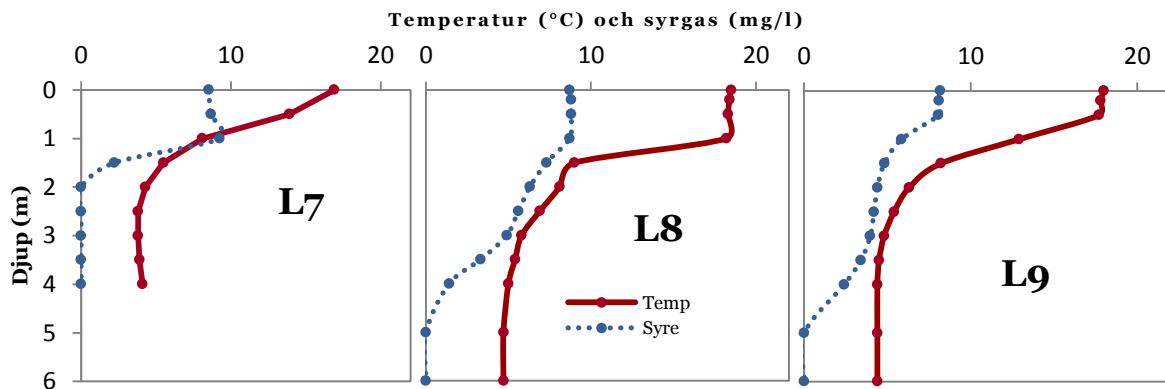
3.2 Efter islossningen

Vid nästa provtagning hade isen i samtliga sjöar släppt – exakt när det hände är dock svårt att säga. Vattnet hade påbörjat en tydlig uppvärmning och ytvattentemperaturen översteg på många platser 16 °C (figur 6). L8 hade den högsta medeltemperaturen (10,3 °C) medan vattnet i L9 och L7 var något svalare (9,1 °C respektive 7,1 °C). Syrefria förhållanden förekom fortfarande i djupare områden. Främst tydligt var detta i L7, som redan vid 2 meters djup blev syrefritt (figur 6). L8 och L9 hade däremot uppmätbara koncentrationer ända ned till 4 respektive 5 meters djup. Medelkoncentrationen för syrgas var 3,2, 5,3 och 4,4 mg/l för L7, L8 respektive L9.



Figur 5. DOC- och DIC-profiler i sjöarna (L7, L8 och L9) före islossningen.

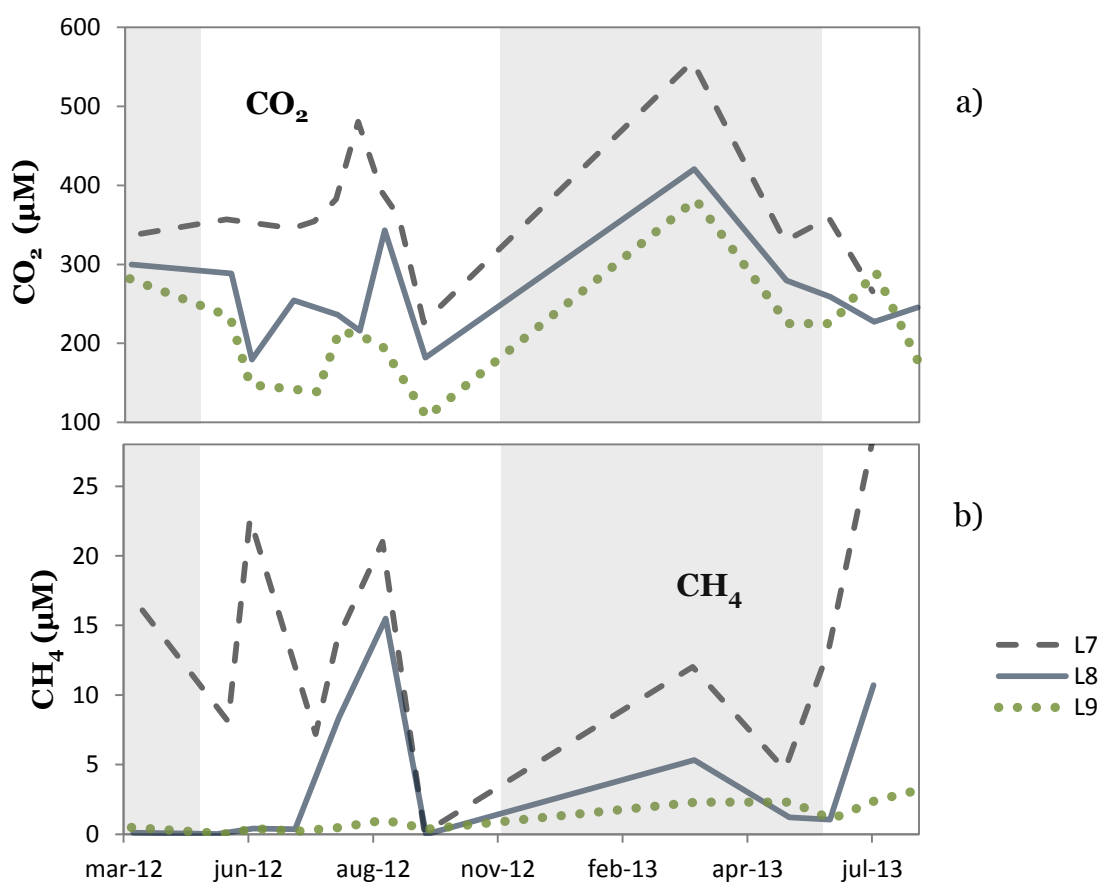
Medelvärdet för CO_2 var 452, 382 och 383 μM för L7, L8 respektive L9 (88–730 μM). Koncentrationen var högst i områden närmast botten (683 μM) och minskade mot ytan (106 μM). Volymviktade koncentrationer minskade i ordningen: L7 (330 μM) > L8 (280 μM) > L9 (225 μM). Enligt ett Student's t -test var det ingen signifikant skillnad mellan koncentrationerna före och koncentrationerna efter islossningen, i någon av sjöarna ($p > 0,05$). DIC-halten i sjöarna dominerades fortfarande av CO_2 (60 %, $\text{SD}=16,9$) och medelkoncentrationen beräknades till 666 μM (190–1260 μM).



Figur 6. Temperatur- och syrgasprofiler i sjöarna (L7, L8 och L9) efter islossningen.

Sjöarna hade någorlunda likvärdiga medelkoncentrationer av CH₄. Lägst koncentrationer hittades fortfarande i L8 och L9 (6,9 respektive 6,2 µM), men de skiljde sig inte mycket från L7 (7,1 µM). CH₄ återfanns på samtliga djupnivåer i L7 och L9 (1–19 µM), med högst mätvärden närmast botten. Den övre vattenmassan (0–3,5 meter) i L8 uppvisade inga som helst tecken på gasen; djupvattenlokalen i sjön hade däremot högst koncentration av samtliga provtagningsplatser och provdjup (28 µM). Volymviktade koncentrationer var 4,64, 1,21 och 2,31 µM för L7, L8 respektive L9. Ingen signifikant skillnad kunde påvisas mellan koncentrationerna före och koncentrationerna efter islossningen, för någon av sjöarna (Student's *t*-test, *p*>0,05 och Mann-Whitney *U*-test, *U*>*U*_{kritiskt}).

Den temporal variationen (2012–2013) i sjöarnas volymviktade CO₂- och CH₄-koncentrationer presenteras i figur 7. För CO₂-koncentrationen uppvisade samtliga sjöar ett liknande mönster: tydliga fluktuationer under sommaren och koncentrationsökningar under deras istäckta perioder. Mönstret observerades även för CH₄-koncentrationen, men det var inte lika tydligt (figur 7).



Figur 7. Temporal variation (2012–2013) hos sjöarnas volymviktade koncentrationer av CO₂ (a) och CH₄ (b). Skuggade områden representerar perioder då sjöarna var istäckta.

3.3 Utgasningen

Under islossningen uppskattades mellan 234 och 380 (medel: 302) mmol m⁻² år⁻¹ CO₂ ha lämnat sjöarna. Störst var förändringen i L7, där ungefär en tredjedel av vattnets CO₂-innehåll hade försvunnit. I L8 och L9 var förlusterna mindre och deras förråd hade minskat med 28 respektive 23 %. Utgasningen av CH₄ var mellan -1,15 och 15,12 (medel: 8,64) mmol m⁻² år⁻¹, varav negativa värden representerar en koncentrationsökning efter islossningen. I L8 och L7 observerades väldigt stora förluster av CH₄ (74 respektive 54 % av förråden) medan gasinnehållet i L9 istället hade ökat. Utsläppsvärden för respektive sjö summeras i tabell 1.

Totalt sett släppte sjöarna ut 932 mmol m⁻² år⁻¹ C under islossningen detta år. Av denna siffra motsvarades 97 % av CO₂.

Tabell 1. Sammanfattande tabell över sjöarnas egenskaper och utsläpp av CO₂ och CH₄. AO är storleken på sjöns avrinningsområde. Koordinaterna är i World Geodetic System 1984 (WGS 84 dec).

Sjö	Läge	AO (ha)	Area (ha)	Maxdjup (m)	Medeldjup (m)	CO ₂ -utsläpp	CH ₄ -utsläpp
						(mmol m ⁻² år ⁻¹)	
L7	63,844944 °N 18,616698 °E	25.4	0,77	5,19	2,73	380	15,1
L8	64,022356 °N 19,489585 °E	79.1	3,05	5,8	3,46	291	11,9
L9	64,261653 °N 19,762427 °E	81.7	3.84	6,7	2,68	234	-1,15

4 Diskussion

4.1 Under istäckena

De tre undersökta sjöarna förväntas vara relativt oproduktiva ekosystem. Detta antagande baseras på att temperaturen och geologin i området inte är tillräcklig gynnsam för att, i någon större utsträckning, bidra med de näringsämnen som behövs (SLU 2007). Genom att undersöka förhållandet mellan DIC- och CO₂-koncentrationerna (62 %) uppskattas sjöarnas pH-värde ligga inom spannet 5–6 (Jansson och Broberg 1994). Resterande 38 % av DIC-förråden förväntas utgöras av vätekarbonat- och karbonatjoner (HCO₃⁻ och CO₃²⁻) (Cole och Prairie 2009). I ett näringsrikare system hade förekomsten av dessa joner förmodligen varit större (Bydén m.fl. 2003). Näringstillståndet i sjöarna visar att majoriteten av vattnets DOC-innehåll troligtvis härstammar från terrestra källor, och inte från inhemsk primärproduktion (Tranvik m.fl. 2009). Enligt Sobek m.fl. (2003) är boreala sjöar med DOC > 4–6 mg/l vanligtvis netto-heterotrofa. DOC-koncentrationerna i denna studie var påtagligt högre än så (2023 µM = 24,3 mg/l), vilket föreslår att respirationen helt klart var den dominerande processen.

Vanligtvis är näringsfattiga sjöar syresatta året runt (Jansson och Broberg 1994), men i de undersökta sjöarna förekom syrefritt vatten redan vid tre meters djup. Mycket troligt beror det på att kraftig heterotrof respiration av DOC pågick under vintern, vilket till slut utarmade syreförråden (Jansson och Broberg 1994). Även volymen på sjöarna och hur väl de cirkulerade under hösten föregående år kan ha varit betydande för syresättningen (Jansson och Broberg 1994). Resultatet visar faktiskt att det minsta och det största sjösystemet (L7 och L8) hade den lägsta respektive högsta medelkoncentrationen av syrgas (0,9 respektive 4,6 mg/l) (tabell 1).

Under vintern 2013 ackumulerades CO₂ och CH₄ i samtliga sjöar (figur 7). Anledningen till denna ansamling var förmodligen sjöarnas netto-heterotrofa tillstånd och deras tillhörande istäckens förmåga att hindra gaserna från att lämna vattnet (Karlsson m.fl. 2008). CO₂-koncentrationens positiva korrelation med sjödjupet beror troligtvis på att kraftig nedbrytning pågick i sedimenten under denna period. Sobek m.fl. (2003) och Jonsson m.fl. (2003) menar att CO₂ i grunda DOC-rika sjösystem ofta har sitt ursprung från sedimentrespiration. Den pelagiska respirationen förväntas också öka med ökat djup på vattenpelaren (Karlsson m.fl. 2008), vilket skulle kunna förklara varför högst

koncentrationer oftast förekom på de djupaste provtagningsplatserna. Eftersom många studier uppmärksammar en koppling mellan CO₂-övermättnad och DOC (Cole m.fl. 1994; Hope m.fl. 1996; Jonsson m.fl. 2003), var det förvånande att inget samband kunde påvisas i denna studie. En förklaring till det är att provpunkter med högt DOC inte nödvändigtvis behöver ha en hög CO₂-koncentrationen. Alloktont organiskt DOC är till stor del ett väldigt motsträvigt substrat, med endast 1–10 % som direkt kan brytas ned av bakterier (Moran och Hodson 1990). Ifall sedimentrespirationen var den huvudsakliga källan till CO₂ i sjöarna, hade DOC först varit tvunget att sedimentera innan omvandling till CO₂ kunnat ske (Tranvik m.fl. 2009). Hur gasen sedan fördelade sig i resterande vattenmassor berodde mest troligt på andra faktorer än just DOC-koncentrationen. Om däremot sjöarnas *medelkoncentrationer* av DOC och CO₂ hade jämförts med andra sjösystem, hade mest troligt ett samband kunna hittas – inte minst om klarvattensjöar hade inkluderats. Att signifikant lägst koncentrationer av DOC återfanns i L7 skulle kunna bero på att mycket av kolet i sjön redan hade hunnit omvandlats till CO₂.

Utifrån figur 7 (a) ser man att CO₂-koncentrationen i sjöarna nådde ett minimum under hösten 2012. Detta beror troligtvis på att mycket av gasen, som bildades i hypolimnion under sommaren, lämnade vattnet i samband med höstcirkulationen. Med detta kan man föreslå att höstcirkulationen också kan vara en betydande faktor för hur mycket gas som hinner ackumuleras fram till islossningen. Det vill säga, om ”startkoncentrationen” redan var hög har vinterackumuleringen ett påtagligt ”försprång”. Enligt Sobek m.fl. (2003) kan omsättningstiden i sjöar också vara betydelsefull för ackumuleringen. Eftersom omsättningstiden inte är känd i den här studien kan man istället undersöka förhållandet mellan sjöarean och arean på tillhörande avrinningsområde (sjöarea/avrinningsområdets area). En hög kvot representerar en kort omsättningstid och därmed en hög CO₂-mättnad (Sobek m.fl. 2003). Resultatet visar också att den högsta och den lägsta CO₂-koncentrationen återfanns i sjöarna med kortast respektive längst omsättningstid (L7 respektive L9) (tabell 1).

Den starka korrelationen mellan CH₄-koncentration och syrgashalt var förväntad. Detta eftersom produktionen av CH₄ (metanogenesen) är en strikt anaerob process (Bastviken 2009). Trots att stora områden i vattenmassorna var syrefria förekom ändå högst halter närmast bottenskikten. Det kan förklaras genom att metanogenesen oftast är begränsad till sedimenten; tillräckligt med omvandlingsbart organiskt substrat finns ofta där, samtidigt som koncentrationen av alternativa elektronacceptorer är låg (ex. O₂, NO₃⁻, Fe³⁺) (Bastviken 2009). Varför ytvattenkoncentrationen var betydligt högre i L7 (8,58 μM; 1,21–23,04 μM) än i övriga sjöar (0 μM) är diskuterbart. Möjligtvis kan det bero på att sjöns syreförråd hade tömts så pass mycket att syrefritt vatten förekom ända uppe vid ytan, vilket följaktligen hindrade gasen från att oxideras. En annan tanke är att bottenvatten har förts mot sjöns utlopp och sålunda tagit med sig höga halter mot ytan. Både den grunda och intermediära provtagningsplatsen – där ytvattenkoncentrationen på 23,04 μM bland annat uppmättes – låg faktiskt i närheten av sjöns utlopp. Inget tydligt samband kunde hittas mellan CH₄ och DOC – åtminstone för två av sjöarna. Samma argument som för CO₂ kan förmodligen tillämpas här: det vill säga att det organiska materialet först måste sedimentera och inkorporeras i sedimenten innan gasen kan börja produceras. Tranvik m.fl. (2009) påstår också att flockulering och sedimentation av DOC kan vara viktiga processer för metanogenesen i boreala sjöar.

4.2 Utsläppen vid islossningen

Den globala koncentrationen av CO₂ i atmosfären uppskattas i dagläget vara ~ 395 ppm (Mauna Loa 2013). Med tanke på att fotosyntesen är begränsad (Erickson m.fl. 1996) och att de antropogena utsläppen är högre (Rotty 1987) under norra hemisfärens vinterhalvår, var denna siffra förmodligen något högre när sjöarna undersöktes i mars. Oavsett vilket, var sjöarna långt ifrån i jämvikt med ovanliggande atmosfär; pCO₂ i L7, L8 och L9 överskred atmosfärens pCO₂ med en faktor på 31, 27 respektive 28. Detta innebär att en utgasning av CO₂ förmodligen påbörjades när sjöarna, vid islossningen, återigen anslöts till atmosfären

(Cole och Prairie 2009). Eftersom sjöarnas $p\text{CH}_4$ inte beräknades i den här studien är det svårt att fastställa deras förhållande till atmosfärens partialtryck.

Resultatet visar att samtliga sjöar släppte ut växthusgaser till atmosfären under islossningen det här året (tabell 1). En väldigt avgörande faktor, för hur mycket gas som kan lämna ett visst system, är i många fall vindens påverkan (McGillis m.fl. 2001). Utifrån figur 4 och 6 är det möjligt att uppskatta hur pass mycket vattenmassorna hade cirkulerat efter islossningen. L8 och L9 var syresatta ända ned till fem meters djup och hade därför genomgått en viss cirkulation. L7 hade å andra sidan en ännu tydligare syrgasskiktning än den hade under vintern, och var syrefri redan vid två meters djup. Det skulle kunna bero på att sjön både är mindre och mer isolerad än de övriga vattenmassorna, samtidigt som den är relativt djup. Enligt Jonsson m.fl. (2008) är temperaturen också en betydande faktor för utgasningen. Deras studie observerade att överföringshastigheten (k) av CO_2 till atmosfären ökade med ökad vattentemperatur och att hastigheten var som högst när vattnets temperatur översteg luftens. Att gasernas löslighet dessutom minskar med ökad vattentemperatur borde bara förstärka utgasningen ytterligare (Jonsson m.fl. 2008). Med tanke på att lägst temperatur mättes i L7 (7,14 °C) och att sjöns cirkulation verkar ha varit begränsad, är det förvånande att högst utsläppsvärden observerades där (tabell 1). Förmodligen ligger svaret i att sjöns ytvattenkoncentration under isen redan var så pass hög. Det resulterade i att förlusten från den övre vattenmassan var väldigt stor i jämförelse med de andra sjöarnas förluster.

Det faktum att utsläppsvärdet för CH_4 var negativt i L9 (tabell 1) antyder att sjösystemet var en netto-sänka. Men eftersom netto-heterotrofa sjöar, under islossningen, väldigt sällan agerar som sänkor för växthusgaser (Duarte och Prairie 2005), är det mest troligt att det negativa resultatet indikerar på något annat. L9 hade efter islossningen låga, men uppmätbara, koncentrationer på samtliga provdjup i den övre vattenmassan. Före islossningen fanns däremot inga som helst tecken på gasen vid dessa provdjup. Och eftersom den övre vattenmassan utgör en stor del av sjöns totala volym innebar det att gasmängden kanske överskattades efter islossningen. Om man istället undersöker skillnaden i sjöarnas djupvattenkoncentrationer märker man att gasmängden kraftigt hade minskat mellan tillfällena (från 59 till 19 μM). Värdena efter islossningen skulle möjligtvis kunna vara felaktiga eller så är de dåligt representerade för skikten de uppmättes inom. En annan teori är att CH_4 kanske tillfördes vattenmassan, från antingen strandnära sediment eller från externa källor, i samband med att isen på våren började smälta. CH_4 -produktionen i torvmark är under höst och vinter vanligtvis hög, skriver Backstrand m.fl. (2008). En stor del av L9:s omkringliggande områden utgörs av detta markslag, och gas skulle därför ha kunnat transporteras till sjön via ofrysta torvlager under den fortfarande frysta torvmarken (Karlsson m.fl. 2013). Det andra antagandet är också rimligt eftersom de uppvärmande förhållandena förväntas ha stimulerat gasproduktionen i de strandnära sedimenten (Michmerhuizen m.fl. 1996). Slutsatsen av den här diskussionen är att en utgasning förmodligen ägde rum ändå, trots att resultatet säger annorlunda.

Michmerhuizen m.fl. (1996) postulerar att ett negativt samband existerar mellan sjöstorlek och CH_4 -utsläpp. Deras förklaring var att små sjöar ofta innehar en stor andel strandzoner – där förutsättningarna vanligtvis är gynnsamma för metanogenes – i förhållande till deras storlek. Utifrån tabell 1 ser man att denna observation överensstämmer bra med de undersökta sjöarna, och skulle därför kunna vara en förklaring till variationen mellan dem. Till vilken utsträckning strandzonens sediment bidrog till utgasningen är dock svårt att säga med tanke på att ingen närmare undersökning innefattades i den här studien.

Utsläppen från sjöarna kvantifierades genom att jämföra gasinnehållet före och efter islossningen. Denna metod är enkel att använda sig av men bortser dock ifrån en viktig aspekt: all gas som lämnade vattenmassorna behöver nödvändigtvis inte ha hamnat i atmosfären. CO_2 hade exempelvis kunnat tas upp av autotrofa organismer eller lämnat sjösystemen via utloppen. Huruvida CH_4 lyckades nå atmosfären eller inte, beror i stort sett på gasens utgångsläge och dess transportväg. CH_4 är en väldigt utsatt gas när aeroba

förhållanden råder, och oxideras lätt av metankonsumerande bakterier (Kankaala m.fl. 2006). Gas som producerats i grunda sediment hade därför större chans att undgå oxidation jämfört med gas i djupare områden (Bastviken m.fl. 2008). Om gasen dessutom transporterades via uppblubbling, istället för via diffusion, ökade mest troligt chansen ytterligare att den nådde ytan (Bastviken m.fl. 2008).

En annan osäkerhet med kvantifieringen är att tidpunkten för sjöarnas islossning inte dokumenterades. Det är därför svårt att veta om proven inhämtades nyligen eller långt efter islossningens skede. Ifall proven inhämtades tätt inpå islossningen finns risken att sjöarnas utsläppsvärden är underskattade. Värdena kan också tänkas vara underskattade av en annan anledning: istäckenas förmåga att lagra kolbaserade gaser. I en relativt nyutgiven studie visade man att signifikanta mängder CH_4 kunde inkorporeras i sjöis under vintern (Boereboom m.fl. 2012). Om det stämmer, finns risken att mycket gas lämnade sjöarna obemärkt när isen på våren till sist smälte.

4.3 Jämförelse med andra studier

En del av syftet med denna rapport är som sagt också att jämföra resultatet med andra nordliga sjösystem. Trots att väldigt få studier har fokuserat på utsläppen under islossningen, har ändå data lyckats sammanställas från ett flertal sjöar. De sammanställda värdena presenteras i tabell 2, och kommer att refereras till under diskussionens gång. Samtliga utsläppsvärden kommer från sjöar i Nordamerika och Europa. Deras storlek varierar från att vara mindre än 1 ha till att överstiga 50000 ha. Majoriteten av dem ligger i den boreala regionen av den nordligt tempererade klimatzonen medan de övriga präglas av subarktiskt klimat. För att underlätta fortsatt läsning och diskussion beräknades ett medelvärde för sjöarna i den föreliggande studien: 302 och 8,7 $\text{mmol m}^{-2} \text{år}^{-1}$ för CO_2 respektive CH_4 (tabell 2).

Utifrån tabell 2 ser man att utsläppsvärdet för CO_2 var som lägst i den föreliggande studien. Något förvånande var detta, eftersom små sjöar vanligtvis uppvisar höga utsläpp per ytenhet av både CO_2 och CH_4 (Michmerhuizen m.fl. 1996; Bastviken m.fl. 2004; Kortelainen m.fl. 2004; Walter m.fl. 2007). Istället förekom det högsta CO_2 -värdet (1525 $\text{mmol m}^{-2} \text{år}^{-1}$) i en 400 ha stor sjö i nordvästra Québec, Kanada (Demarty m.fl. 2011). Genom att undersöka resterande sjöar (tabell 2) kunde inte heller någon koppling hittas mellan storleken och deras utsläpp. Det måste därför finnas en annan förklaring till variationen mellan dem.

Studiernas CH_4 -värden uppvisade en väldigt markant variation (0,5–250 $\text{mmol m}^{-2} \text{år}^{-1}$) (tabell 2). Det lägsta värdet uppmättes i Lake Mistumis, Québec, Kanada, och var endast 0,5 $\text{mmol m}^{-2} \text{år}^{-1}$ (tabell 2). I denna studie beräknades utgasningen genom att undersöka skillnaden i ytvattnets $p\text{CH}_4$ mellan två tillfällen under våren (Demarty m.fl. 2011). I studien där högst utsläppsvärde observerades (250 $\text{mmol m}^{-2} \text{år}^{-1}$) användes å andra sidan en liknande metod som i den föreliggande studien (Striegl och Michmerhuizen 1998). Eftersom CH_4 är en gas som lätt oxideras (Kankaala m.fl. 2006), kan förmodligen valet av mätmetod, i flera fall, vara väldigt avgörande för hur höga utsläppsvärden som erhålls.

Drivkraften för CO_2 -utgasningen beror, som tidigare nämnt, på CO_2 -koncentrationen i vattnet och dess förhållande till atmosfären (Cole och Prairie 2009). Utsläppsvärdena i sjöarna (tabell 2) jämfördes därför med deras ytvattenkoncentrationer för att se om det kunde förklara variationen mellan dem. I Williams Lake, USA, var CO_2 -koncentrationen, i mars, $\sim 200 \mu\text{M}$, samtidigt som utgasningen uppskattades vara 1170 $\text{mmol m}^{-2} \text{år}^{-1}$ (Striegl och Michmerhuizen 1998). I den andra sjön som Striegl och Michmerhuizen (1998) undersökte (Shingobee Lake), var ytvattenkoncentrationen också $\sim 200 \mu\text{M}$; utgasningen var däremot nästan hälften så låg (560 $\text{mmol m}^{-2} \text{år}^{-1}$) (tabell 2). Och ännu lägre än så var koncentrationen i Lake Pääjärvi, Finland (80 μM), men trots det var utgasningen ändå relativt hög (666 $\text{mmol m}^{-2} \text{år}^{-1}$) (Bellido m.fl. 2009). Alla sjöar som omnämns i det här stycket hade faktiskt lägre ytvattenkoncentrationer än sjöarna i den föreliggande studien.

Detta föreslår att vattnets CO₂-koncentration förmodligen är en viktig faktor för utgasningen, men att den långt ifrån är den avgörande faktorn.

En viktig faktor för hur mycket gas som hinner lämna vattnet under islossningen är överföringshastigheten (*k*). Denna komponent gynnas av turbulens i vattenmassan, vilket i sin tur beror på vindhastigheten och vågbildningen (McGillis m.fl. 2001; Cole och Prairie 2009). I en av studierna från Wisconsin, USA, uppmärksammade man att variationen mellan två brunsjöars utgasning huvudsakligen påverkades av deras morfometri och läge. Mest begränsad var överföringsförmågan i en liten (1,09 ha) isolerad sjö, som hade ett relativt högt maxdjup i förhållande till dess area (Riera m.fl. 1999). Denna sjö påminner mycket om sjöarna i föreliggande studie, med avseende på morfometri och läge. Sådana förutsättningar hindrar vinden från att signifikant nå vattenmassan samtidigt som den ringa ytan begränsar "fetchen" för vågbildning. Detta kan vara en tänkbar orsak till varför många mindre sjöar (tabell 2) hade låga utsläppsvärden.

Med tanke på att sjöarna (tabell 2) ligger på olika breddgrader, skulle möjligtvis temperaturen kunna förklara en viss variation. Sobek m.fl. (2005) sammanställde i deras undersökning, pCO₂ från i stort sett alla världens klimatzoner. Deras slutsats var dock att endast en trivial andel av variationen kunde förklaras av områdenas temperaturskillnader. Trots att temperaturen kanske inte har en direkt påverkan på sjöars pCO₂ är det möjligt att den ändå, indirekt, kan påverka deras utgasning av växthusgaser. I exempelvis subarktiska områden – där temperaturen vanligen är låg – är sjöar relativt ostabilt skiktade under sommarperioden (Jansson och Broberg 1994). Det borde resultera i att vårcirkulationen fortlöper under en längre period och att följaktligen mer gas kan lämna vattenmassan. I tempererade och boreala områden blir däremot sjöar, relativt snabbt, stabilt skiktade efter islossningen. Om överföringshastigheten också är låg kan det medföra att mycket av den ackumulerade gasen i hypolimnion inte hinner avges innan vattnet skiktas; gasen kommer då istället att lagras i djupvattnet fram till nästa cirkulationstillfälle. Ett sådant händelseförlopp visar att sjöar med stor potential att släppa ut gas under islossningen kanske inte alltid gör det, just på grund av att förhållandena inte är tillräckligt gynnsamma.

Att utgasningen av CO₂ var som lägst i den föreliggande studien kan troligtvis förklaras med hjälp av ovanstående faktorer. Enligt figur 6 hade samtliga sjöar utvecklat stabila temperaturskiktningar vid det andra provtagningstillfället. Det är möjligt att dessa bildades snabbt efter att isen hade släppts, vilket kan förklara varför koncentrationerna fortfarande var höga i de djupare områdena. Efter att denna skiktning hade utvecklats förmådde vinden endast att omblanda den övre vattenmassan, vilket också var där vi såg den största koncentrationsförändringen. Men eftersom mycket av gasen befann sig i de djupare områdena, resulterade det i att utgasningen detta år blev förhållandevis låg. Dessa faktorer påverkade säkert också utgasningen av CH₄, men det är som sagt svårt att säga till vilken utsträckning, med tanke på att oxidationsgraden inte var känd.

4.4 Slutsatser

Den här undersökningen visade att samtliga studerade sjöar släppte ut CO₂ och CH₄ till atmosfären under islossningen detta år. Kvantiteten på utsläppen berodde huvudsakligen på gasackumuleringen under vintern och på vattnets cirkulation senare på våren. För att vara förhållandevis små ekosystem var utsläppen något lägre än förväntat; det förklarades av att kraftiga temperaturskiktningar förmodligen utvecklades relativt snabbt efter islossningen, vilket förhindrade vinden från att frigöra mycket av den ackumulerade gasen. För att bättre kunna förstå förloppet hade faktorer såsom vindpåverkan, tidpunkt för islossning och förluster via övriga transportvägar, bland annat varit nödvändiga att inkludera. Angående mätmetoden som användes fanns det som sagt vissa aspekter att ifrågasätta: volymberäkningar av denna sort beror till stor del på författarens indelning av vattenmassan och vilka koncentrationer denna person anser vara representativa för djupskikten – på grund av det finns alltid risken att resultaten kan bli missvisande. Det hade därför varit intressant

att använda sig av en mer noggrann mätmetod – som exempelvis EC-mätningar, där utgasningen kontinuerligt uppmäts efter att isen släpper – för att undersöka om resultatet hade blivit annorlunda.

Föreliggande studie har bidragit till att utöka datamängden inom ett forskningsområde i limnologi som fortfarande är relativt nytt. Precis som många andra nordliga sötvattensystem släppte dessa sjöar ut betydande mängder gas under islossningen, och följaktligen ökade kolinnehållet i atmosfären. Exakt vilken betydelse islossningen hade på sjöarnas årliga utgasning är emellertid svårt att säga, med tanke på att värden från deras isfria perioder inte fanns tillgängliga. På grund av att utgasningen var begränsad under våren är det tänkbart att mycket av gasen istället lämnade vattenmassorna under höstcirkulationen (figur 7). I andra boreala sjöar med liknande förutsättningar är möjligtvis fallet detsamma, och därför bör fokus – i sådana ekosystem – också riktas mot den senare cirkulationsperioden.

Tabell 2. Sammanställning av publicerade data på utsläpp av CO₂ och CH₄ till atmosfären, under islossningen, i nordliga sötvattensystem. Värdena har enheten mmol (CO₂/CH₄) m⁻² år⁻¹.

Läge	Klimat	År	N*	CO ₂		CH ₄		Referens
				Spann	Medel	Spann	Medel	
Västerbotten, Sverige (63–64N)	Boreal	2013	3	234–380	302	-1,15–15,1	8,6	Denna studie
Wisconsin & Minnesota, USA (46–49N)	Boreal	1998	34	1440 ± 880	-	-	-	Striagl m.fl. (2001)
Finland (60–69N)	Boreal	1998–1999	200	2520 ± 1540	-	-	-	Striagl m.fl. (2001)
Lake Kevätön, Finland	Boreal	1999	1	-	840	-	16	Huttunen m.fl. (2003a)
Lake Vehmasjärvi, Finland	Boreal	1999	1	-	710	-	0,7	Huttunen m.fl. (2003a)
Lake Mäkijärvi, Finland	Boreal	1999	1	-	450	-	1,6	Huttunen m.fl. (2003a)
Lake Postilampi, Finland (63N)	Boreal	-	1	-	-	225–494	-	Huttunen m.fl. (2003b)
Lake Mistumis, Kanada (52N)	Boreal	2007–2008	1	-	1525	-	0,5	Demarty m.fl. (2011)
Lake Clarkie, Kanada (52N)	Boreal	2008	1	-	834	-	1	Demarty m.fl. (2011)
Lake Pääjärvi, Finland (61N)	Boreal	2005	1	-	666	-	0,8	Bellido m.fl. (2009)
N Wisconsin & Minnesota, USA (44–48N)	Boreal	1992	1	-	-	0,4–185	34,7	Michmerhuizen m.fl. (1996)
Williams Lake, USA (46N)	Boreal	1992	1	-	1170	-	210	Striagl och Michmerhuizen (1998)
Shingobee Lake, USA (47N)	Boreal	1992	1	-	560	-	250	Striagl och Michmerhuizen (1998)
N Wisconsin, USA (46N)	Boreal	-	4	-	-	-2–69,2 ^Y	38 ^Y	Riera m.fl. (1999)
N Sverige (68N)	Subarktisk	2009–2011	12	31–983	338	2–202	67	Karlsson m.fl. (2013)
Stordalen, Sverige (68N)	Subarktisk	-	1	-	675	-	175	Karlsson m.fl. (2010)
Anchorage, Alaska (61N)	Subarktisk	1996	1	-	-	-	112	Phelps m.fl. (1998)

^Y = dessa värden har enheten mmol m⁻² dag⁻¹.

* = N anger antalet sjöar som undersöktes i respektive studie.

5 Referenser

- Aufdenkampe, A. K., Mayorga, E., Raymond, P. A., Melack, J. M., Doney, S. C., Alin, S. R., Aalto, R. E. och Yoo, K. 2011. Riverine coupling of biogeochemical cycles between land, oceans, and atmosphere. *Frontiers in ecology and the environment* 9 (1): 53–60.
- Backstrand, K., Crill, P. M., Mastepanov, M., Christensen, T. R. och Bastviken, D. 2008. Total hydrocarbon flux dynamics at a subarctic mire in northern Sweden. *Journal of geophysical research: Biogeosciences* 113 (G3). Artikelnummer: G03026.
- Bastviken, D. 2009. Methane. I *Encyclopedia of inland waters*, Likens, G. E (red.), vol. 2: 783–805. Oxford: Elsevier.
- Bastviken, D., Cole, J. J., Pace, M. L. och Van de Bogert, M. C. 2008. Fates of methane from different lake habitats: Connecting whole-lake budgets and CH₄ emissions. *Journal of geophysical research: Biogeosciences* 113 (G2). Artikelnummer: G02024.
- Bastviken, D., Cole, J., Pace, M. och Tranvik, L. 2004. Methane emissions from lakes: Dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate. *Global biogeochemical cycles* 18 (4). Artikelnummer: GB4009.
- Bastviken, D., Tranvik, L. J., Downing, J. A., Crill, P. M. och Enrich-Prast, A. 2011. Freshwater methane emissions offset the continental carbon sink. *Science* 331 (6013): 50–50.
- Battin, T. J., Luysaert, S., Kaplan, L. A., Aufdenkampe, A. K., Richter, A. och Tranvik, L. J. 2009. The boundless carbon cycle. *Nature geoscience* 2 (9): 598–600.
- Bellido, J. L., Tulonen, T., Kankaala, P. och Ojala, A. 2009. CO₂ and CH₄ fluxes during spring and autumn mixing periods in a boreal lake (Pääjärvi, southern, Finland). *Journal of geophysical research: Biogeosciences* 114. Artikelnummer: G04007.
- Bernes, C. 2007. En ännu varmare värld. Monitorserien: nr 20. Stockholm. Naturvårdsverket.
- Boereboom, T., Depoorter, M., Coppens, S. och Tison, J. L. 2012. Gas properties of winter lake ice in Northern Sweden: implication for carbon gas release. *Biogeosciences* 9 (2): 827–838.
- Bydén, S., Larsson, A. M. och Olsson, M. 2003. Mäta vatten: undersökningar av sött och salt vatten. 3:e upplagan. Institutionen för växt- och miljövetenskaper. Göteborgs Universitet.
- Casper, P., Maberly, S. C., Hall, G. H. och Finlay, B. J. 2000. Fluxes of methane and carbon dioxide from a small productive lake to the atmosphere. *Biogeochemistry* 49 (1): 1–19.
- Cole, J. J. och Prairie, Y. T. 2009. Dissolved CO₂. I *Encyclopedia of inland waters*, Likens, G. E (red.), vol. 2: 30–34. Oxford: Elsevier.
- Cole, J. J., Caraco, N. F., Kling, G. W. och Kratz, T. K. 1994. Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes. *Science* 265 (5178): 1568–1570.
- Cole, J. J., Prairie, Y. T., Caraco, N. F., McDowell, W. H., Tranvik, L. J., Striegl, R. G., Duarte, C. M., Kortelainen, P., Downing, J. A., Middelburg, J. J. och Melack, J. 2007. Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. *Ecosystems* 10 (1): 171–184.
- del Giorgio, P. A. och Peters, R. H. 1993. Balance between phytoplankton production and plankton respiration in lakes. *Canadian journal of fisheries and aquatic sciences* 50 (2): 282–289.
- del Giorgio, P. A., Cole, J. J. och Cimleris, A. 1997. Respiration rates in bacteria exceed phytoplankton production in unproductive aquatic systems. *Nature* 385 (6612): 148–151.
- Demarty, M., Bastien, J. och Tremblay, A. 2011. Annual follow-up of gross diffusive carbon dioxide and methane emissions from a boreal reservoir and two nearby lakes in Québec, Canada. *Biogeosciences* 8 (1): 41–53.
- Diem, T., Koch, S., Schwarzenbach, S., Wehrli, B. och Schubert, C. J. 2012. Greenhouse gas emissions (CO₂, CH₄ and N₂O) from several perialpine and alpine hydropower reservoirs by diffusion and loss in turbines. *Aquatic sciences* 74 (3): 619–635.
- Downing, J. A., Prairie, Y. T., Cole, J. J., Duarte, C. M., Tranvik, L. J., Striegl, R. G., McDowell, W. H., Kortelainen, P., Caraco, N. F., Melack, J. M. och Middelburg, J. J. 2006.

- The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. *Limnology and oceanography* 51 (1): 2388–2397.
- Duarte, C. M. och Prairie, Y. T. 2005. Prevalence of heterotrophy and atmospheric CO₂ emissions from aquatic ecosystems. *Ecosystems* 8 (7): 862–870.
- Erickson, D. J., Rasch, P. J., Tans, P. P., Friedlingstein, P., Ciais, P., Maier-Reimer, E., Six, K., Fischer, C. A. och Walters, S. 1996. The seasonal cycle of atmospheric CO₂: A study based on the NCAR community climate model (CCM2). *Journal of geophysical research: Atmospheres* 101 (D10): 15079–15097.
- Graneli, W., Lindell, M. och Tranvik, L. 1996. Photo-oxidative production of dissolved inorganic carbon in lakes of different humic content. *Limnology and oceanography* 41 (4): 698–706.
- Gudasz, C., Bastviken, D., Steger, K., Premke, K., Sobek, S. och Tranvik, L. J. 2010. Temperature-controlled organic carbon mineralization in lake sediments. *Nature* 466 (7310): 478–481.
- Hope, D., Kratz, T. K. och Riera J. L. 1996. Relationship between pCO₂ and dissolved organic carbon in northern Wisconsin lakes. *Journal of environmental quality* 25 (6): 1442–1445.
- Huttunen, J. T., Alm, J., Liikanen, A., Juutinen, S., Larmola, T., Hammar, T., Silvola, J. och Martikainen, P. J. 2003 a. Fluxes of methane, carbon dioxide and nitrous oxide in boreal lakes and potential anthropogenic effects on the aquatic greenhouse gas emissions. *Chemosphere* 52 (3): 609–621.
- Huttunen, J. T., Alm, J., Saarijärvi, E., Lappalainen, K. M., Silvola, J. och Martikainen, P. J. 2003 b. Contribution of winter to the annual CH₄ emission from a eutrophied boreal lake. *Chemosphere* 50 (2): 247–250.
- IPCC. 2007. Climate change 2007: the physical science basis. Cambridge University press: Cambridge.
- Jansson, M. och Broberg, A. 1994. Abiotiska faktorers karaktäristika, funktion och omsättning i sötvatten. Limnologiska institutionen. Uppsala Universitet.
- Jonsson, A., Karlsson, J. och Jansson, M. 2003. Sources of carbon dioxide supersaturation in clearwater and humic lakes in northern Sweden. *Ecosystems* 6 (3): 224–235.
- Jonsson, A., Åberg, J., Lindroth, A. och Jansson, M. 2008. Gas transfer rate and CO₂ flux between an unproductive lake and the atmosphere in northern Sweden. *Journal of geophysical research: Biogeosciences* 113 (G4). Artikelnummer: G04006.
- Kankaala, P., Huotari, J., Peltomaa, E., Saloranta, T. och Ojala, A. 2006. Methanotrophic activity in relation to methane efflux and total heterotrophic bacterial production in a stratified, humic, boreal lake. *Limnology and oceanography* 51 (2): 1195–1204.
- Karlsson, J., Ask, J. och Jansson, M. 2008. Winter respiration of allochthonous and autochthonous organic carbon in a subarctic clear-water lake. *Limnology and oceanography* 53 (3): 948–954.
- Karlsson, J., Christensen, T. R., Crill, P., Forster, J., Hammarlund, D., Jackowicz-Korczynski, M., Kokfelt, U., Roehm, C. och Rosen, P. 2010. Quantifying the relative importance of lake emissions in the carbon budget of a subarctic catchment. *Journal of geophysical research: Biogeosciences* 115. Artikelnummer: G03006.
- Karlsson, J., Giesler, R., Persson, J. och Lundin, E. 2013. High emission of carbon dioxide and methane during ice-thaw in high latitude lakes. *Geophysical research letters* 40 (6): 1123–1127.
- Kortelainen, P., Pajunen, H., Rantakari, M. och Saarnisto, M. 2004. A large carbon pool and small sink in boreal Holocene lake sediments. *Global change biology* 10 (10): 1648–1653.
- Mauna Loa observatory: Scripps institution of oceanography. 2013. CO₂Now. <http://co2now.org/> 2013-10-01.
- McGillis, W. R., Edson, J. B., Hare, J. E. och Fairall, C. W. 2001. Direct covariance air-sea CO₂ fluxes. *Journal of geophysical research: Oceans* 106 (C8): 16729–16745.
- Michmerhuizen, C. M., Striegl, R. G. och McDonald, M. E. 1996. Potential methane emission from north-temperate lakes following ice melt. *Limnology and oceanography* 41 (5): 985–991.

- Moran, M. A. och Hodson, R. E. 1990. Bacterial production on humic and nonhumic components of dissolved organic carbon. *Limnology and oceanography* 35 (8): 1744–1756.
- Phelps, A. R., Peterson, K. M. och Jeffries, M. O. 1998. Methane efflux from high-latitude lakes during spring ice melt. *Journal of geophysical research: Atmospheres* 103 (D22): 29029–29036.
- Raatikainen, M. och Kuusisto, E. 1990. The number and surface area of the lakes in Finland. *Terra* 102: 97–110.
- Riera, J. L., Schindler, J. E. och Kratz, T. K. 1999. Seasonal dynamics of carbon dioxide and methane in two clear-water lakes and two bog lakes in northern Wisconsin, U.S.A. *Canadian journal of fisheries and aquatic sciences* 56 (2): 265–274.
- Rotty, R. M. 1987. Estimates of seasonal variation in fossil fuel CO₂ emissions. *Tellus B* 39B (1–2): 184–202.
- SLU och Institutionen för mark och miljö. 2007. Markinfo. Lars Lundin. <http://www-markinfo.slu.se/sve/kem/vittring.html> 2013-10-08.
- Sobek, S., Algesten, G., Bergström, A. K., Jansson, M. och Tranvik, L. J. 2003. The catchment and climate regulation of pCO₂ in boreal lakes. *Global change biology* 9 (4): 630–641.
- Sobek, S., Tranvik, L. J. och Cole, J. J. 2005. Temperature independence of carbon dioxide supersaturation in global lakes. *Global biogeochemical cycles* 19 (2). Artikelnummer: GB2003.
- Stets, E. G., Striegl, R. G., Aiken, G. R., Rosenberry, D. O. och Winter, T. C. 2009. Hydrologic support of carbon dioxide flux revealed by whole-lake carbon budgets. *Journal of geophysical research: Biogeosciences* 114. Artikelnummer: G01008.
- Striegl, R. G. och Michmerhuizen, C. M. 1998. Hydrologic influence on methane and carbon dioxide dynamics at two north-central Minnesota lakes. *Limnology and oceanography* 43 (7): 1519–1529.
- Striegl, R. G., Kortelainen, P., Chanton, J. P., Wickland, K. P., Bugna, G. C. och Rantakari, M. 2001. Carbon dioxide partial pressure and ¹³C content of north temperate and boreal lakes at spring ice melt. *Limnology and oceanography* 46 (4): 941–945.
- Sveriges geologiska undersökning (SGU). 2013 a. Kartgeneratören: Bergrundskartan. http://maps2.sgu.se/kartgenerator/maporder_sv.html 2013-09-15.
- Sveriges geologiska undersökning (SGU). 2013 b. Kartgeneratören: Jordartskartan. http://maps2.sgu.se/kartgenerator/maporder_sv.html 2013-09-15.
- Tranvik, L. J., Downing, J. A., Cotner, J. B., Loiselle, S. A., Striegl, R.G., Ballatore, T. J., Dillon, P., Finlay, K., Fortina, K., Knoll, L. B., Kortelainen, P. L., Kutser, T., Larsen, S., Laurion, I., Leech, D. M., McCallister S. L., McKnight, D. M., Melack, J. M., Overholt, E., Porter, J. A., Prairie, Y., Renwick, W. H., Roland, F., Sherman, B. S., Schindler, D. W., Sobek, S., Tremblay, A., Vanni, M. J., Verschoor, A. M., von Wachenfeldt, E. och Weyhenmeyer, G. A. 2009. Lake and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. *Limnology and oceanography* 54 (6): 2298–2314.
- Walter, K. M., Smith, L. C. och Chapin, F. S. 2007. Methane bubbling from northern lakes: present and future contributions to the global methane budget. *Philosophical transactions of the royal society: Mathematical, physical and engineering sciences* 365 (1856): 1657–1676.
- Weiss, R. F. 1974. Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas. *Marine chemistry* 2 (3): 203–215.



Institutionen för ekologi, miljö och geovetenskap (EMG)
901 87 Umeå, Sweden
Telefon 090-786 50 00
Texttelefon 090-786 59 00
www.umu.se