

## CO<sub>2</sub>-flux beregning

Der findes mange empiriske bud på sammenhængen mellem CO<sub>2</sub>, vind, temperatur og havets salinitet. Nogle er baseret på målinger i bølgetanke; andre er baseret på målekampagner rundt om på kloden. Et eksempel er Wanninkhofs (1992) parameterisering eller beregningsmetode:

$$F = K \cdot k_0 \cdot \Delta pCO_2,$$

hvor  $F$  er fluxen af CO<sub>2</sub> (mol/kg cm/time),  $K$  er udvekslingshastigheden (cm/time),  $k_0$  er opløsningskoefficienten for CO<sub>2</sub> i havvand (mol/(kg atm)), og  $\Delta pCO_2$  er forskellen imellem partialtrykket af CO<sub>2</sub> på havet og i atmosfæren (atm).

## Forklaring led for led

### Fluxen, $F$

Fluxen er mængden af CO<sub>2</sub> per areal- og tidsenhed, som bevæger sig op eller ned i forhold til havets overflade. Fluxen er positiv når den går opad (fra hav til luft) og negativ når den nedad (fra luft til hav).

$F$  i ligningen ovenfor kan omregnes til mængden af CO<sub>2</sub> i mol eller g, der udveksles per m<sup>2</sup> per time. Massen for CO<sub>2</sub> er 1023.343 kg/m<sup>3</sup>, og molmassen for CO<sub>2</sub> er ~~44~~ g/mol. Heraf:

$$F \left( \frac{\text{mol}}{\text{kg}} \cdot \frac{\text{m}}{\text{time}} \right) \cdot 1023.343 \left( \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right) \cdot 44 \left( \frac{\text{g}}{\text{mol}} \right) = F_{\text{masse}} \left( \frac{\text{g}}{\text{m}^2 \cdot \text{time}} \right)$$

### Udvekslingshastigheden, $K$

Udvekslingshastigheden,  $K$  er proportional med vindens hastighed. Der er dog stor usikkerhed om, hvordan de to parametre forholder sig til hinanden. Forskellige eksperimenter har resulteret i forskellige formuleringer af  $K$ . Her anvender vi først en formulering af Wanninkhof (1992), hvor  $K$  er proportional med vindens hastighed i anden potens ( $U^2$ ). Senere har Wanninkhof og McGillis (1999) bestemt  $K$  som proportional med vindens hastighed i tredje potens ( $U^3$ ). Usikkerheden om  $K$ - $U$ -forholdet giver sammen med måleusikkerheder på vindhastighed, havtemperatur og salinitet en stor unøjagtighed på estimer af den globale CO<sub>2</sub>-udveksling mellem havet og atmosfæren.

Wanninkhof (1992):

$$K = 0.31 U^2 \cdot \left( \frac{660}{Sc} \right)^{0.5}$$

Wanninkhof og McGillis (1999):

$$K = 0.0283 U^3 \cdot \left( \frac{660}{Sc} \right)^{0.5}$$

$Sc$  er Schmidts nummer, som især varierer med havets temperatur. Jo varmere vand, jo lavere Schmidt nummer. For havvand mellem 0 og 30°C og saliniteten 35‰ kan  $Sc$  tilnærmelsesvist beskrives med et trediegradspolynomium:

$$Sc = 2073.1 - 125.62t + 3.6276t^2 - 0.043219t^3,$$

hvor

$t$  = havtemperaturen i °C.

For havvand ved 20°C er  $Sc \approx 660$ . Vi antager her, at saltindholdet er konstant.

### **Opløsningskoefficienten, $k_0$**

Opløsningskoefficienten,  $k_0$  angiver her opløseligheden af  $CO_2$  i havvand. Opløseligheden er højere i koldt vand end i varmt vand, og  $k_0$  afhænger også af havets salinitet. Sammenhængen mellem  $k_0$ , havtemperatur og salinitet kan beskrives på følgende måde:

$$\ln(k_0) = A_1 + A_2 \left( \frac{100}{t} \right) + A_3 \cdot \ln \left( \frac{t}{100} \right) + S \cdot \left( B_1 + B_2 \left( \frac{t}{100} \right) + B_3 \left( \frac{t}{100} \right)^2 \right)$$

hvor

$k_0$  = opløsningskoefficienten i mol/(kg atm)

$t$  = havtemperaturen i K

$S$  = salinitet i ‰

Koefficienterne  $A_1$ - $A_3$  og  $B_1$ - $B_3$  beskriver den bedste funktion, der kan fittes til målinger af opløselighed ved forskellig temperatur og salinitet:

$$A_1 = -60.2409$$

$$A_2 = 93.4517$$

$$A_3 = 23.3585$$

$$B_1 = 0.023517$$

$$B_2 = -0.023656$$

$$B_3 = 0.0047036$$

## **Partialtrykket, $pCO_2$**

Partialtrykket af  $CO_2$  i havvand og i atmosfærisk luft betegnes hhv.  $pCO_{2,hav}$  og  $pCO_{2,atm}$ . Det er forskellen mellem de to partialtryk,  $\Delta pCO_2$  der bruges i beregningen af  $CO_2$ -fluxen:

$$\Delta pCO_2 = pCO_{2,hav} - pCO_{2,atm}$$

Den atmosfæriske  $CO_2$ -koncentration er næsten konstant overalt på kloden, derfor er det hovedsagligt havets koncentration af gasformig  $CO_2$  der bestemmer, om  $CO_2$ -fluxen mellem hav og atmosfære er positiv (opadrettet) eller negativ (nedadrettet).

Ved en høj  $CO_2$ -opløselighed i vand er partialtrykket af  $CO_2$  lavt. Vi så ovenfor, at opløseligheden er størst i koldt havvand, så vi må altså forvente at finde det laveste partialtryk og dermed negative  $CO_2$ -fluxe i områder med et koldt klima. I polarhavene findes store mængder alger, som forbruger  $CO_2$  til fotosyntese. Algerne er med til at opretholde et  $CO_2$ -underskud i havet.