

CO₂-flux beregning

Der findes mange empiriske bud på sammenhængen mellem CO₂, 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 CO₂ (mol/kg cm/time), K er udvekslingshastigheden (cm/time), k_0 er opløsningskoefficienten for CO₂ i havvand (mol/(kg atm)), og ΔpCO_2 er forskellen imellem partialtrykket af CO₂ på havet og i atmosfæren (atm).

Forklaring led for led

Fluxen, F

Fluxen er mængden af CO₂ 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 CO₂ i mol eller g, der udveksles per m² per time. Massen for CO₂ er 1023.343 kg/m³, og molmassen for CO₂ 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 CO₂-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, ΔpCO_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.