

Een simulatiemodel voor de mondiale koolstofcyclus

J. Goudriaan en P. Ketner

In dit model worden 4 hoofdcompartimenten onderscheiden: atmosfeer (ca. 700 Gt C), oceaan (ca. 39000 Gt C), terrestrische biosfeer (ca. 2000 Gt C inclusief bodemkoolstof) en fossiele brandstoffen (ca. 6000 Gt C) (Fig. 1). De atmosfeer wisselt koolstof uit met de drie andere compartimenten, die echter onderling niet rechtstreeks met elkaar in verbinding staan. De atmosfeer en de fossiele brandstoffen zijn niet onderverdeeld. De flux vanuit de fossiele brandstoffen naar de atmosfeer is alleen een functie van de tijd, en dus als externe drijvende kracht gedefinieerd. Omstreeks 1980 bedroeg deze flux ongeveer 5.2 Gt C j^{-1} en groeide met ongeveer 1.1% per jaar. Elke Gt C in de atmosfeer komt overeen met 0.475 ppmv CO_2 , zodat de jaarlijkse toename van de atmosferische CO_2 concentratie ca. 2.5 ppmv j^{-1} zou zijn als alle CO_2 in de atmosfeer zou blijven. De werkelijke toename is ongeveer 1.4 ppmv j^{-1} , waaruit volgt dat ruim 2 Gt C j^{-1} door oceaan en biosfeer wordt opgenomen. Om deze opname goed te kunnen modelleren is het noodzakelijk een verdere verdeling van oceaan en van biosfeer toe te passen.

De oceaan is verdeeld in 10 diepzeelagen, en 2 oppervlaktelagen, één op hogere en één op lagere breedte. Bij de polen zakt afgekoeld water vanuit de oppervlaktelaag naar beneden en wordt over de diepzeelagen verdeeld. De circulatie wordt gesloten door opstijgend water in de tropische gebieden en een poolwaarts gerichte oppervlaktestroming. Deze massastroming bedraagt ca. $2.3 \times 10^{15} \text{ m}^3 \text{ j}^{-1}$. Voorts wisselen aangrenzende lagen materiaal uit door een turbulentiediffusie met een effectieve diffusiecoëfficiënt van $4000 \text{ m}^2 \text{ j}^{-1}$. Vanuit de oppervlaktelagen precipiteert organisch materiaal (8 Gt C j^{-1}) dat gelijkmatig over de diepzee wordt verdeeld en daar weer oplost. Door deze permanente precipitatie ontstaat een met de diepte toenemend koolstofgehalte, variërend tussen ca. 26 g C m^{-3} bij de oppervlakte tot ruim 29 g C m^{-3} in de diepste laag van de oceaan. De snelheid van uitwisseling tussen atmosfeer en oceaanoppervlak wordt berekend met behulp van de effectieve diffusiecoëfficiënt in zee, de dikte van de oppervlaktelaag en het verschil tussen de actuele en de met de atmosfeer overeenstemmende koolstofconcentratie in zeewater. Hierbij wordt rekening gehouden met de verschuiving in chemische evenwichten, die tot gevolg heeft dat de relatieve verandering in de evenwichtskoolstofinhoud van zeewater slechts ongeveer 1/10 bedraagt van de relatieve verandering in het CO_2 gehalte van de atmosfeer. Bij stijging van het atmosferisch CO_2 gehalte tot 600 ppmv daalt deze verhouding zelfs nog verder tot 1/13. De totale koolstofinhoud van de oceaan is ca. 50x die van de atmosfeer, maar door dit chemisch gedrag is de dynamische inhoud ongeveer 1/5 daarvan. Na verloop van een

voldoend lange tijdsperiode (2000 jaar) komt uiteindelijk meer dan 80% van een CO_2 injectie in de atmosfeer in de oceaan terecht, maar wegens de traagheid van uitwisseling is dat nu slechts ca. 35%.

De biosfeer is verdeeld in 6 ecosystemen, die elk weer bestaan uit blad, tak, stamhout, wortel, strooisel, humus en stabiele koolstof met karakteristieke levensduren van 1, 10, 50, 10, 1, 50 en 500 jaar, die overigens per ecosysteem nog wat kunnen verschillen. De netto primaire produktie (NPP) wordt volgens een vast patroon over blad, tak, stamhout, en wortel verdeeld. Bij sterfte ontwijkt een deel van de koolstof als CO_2 naar de atmosfeer, de rest gaat achtereenvolgens over in strooisel, humus en stabiele koolstof. (Fig. 2).

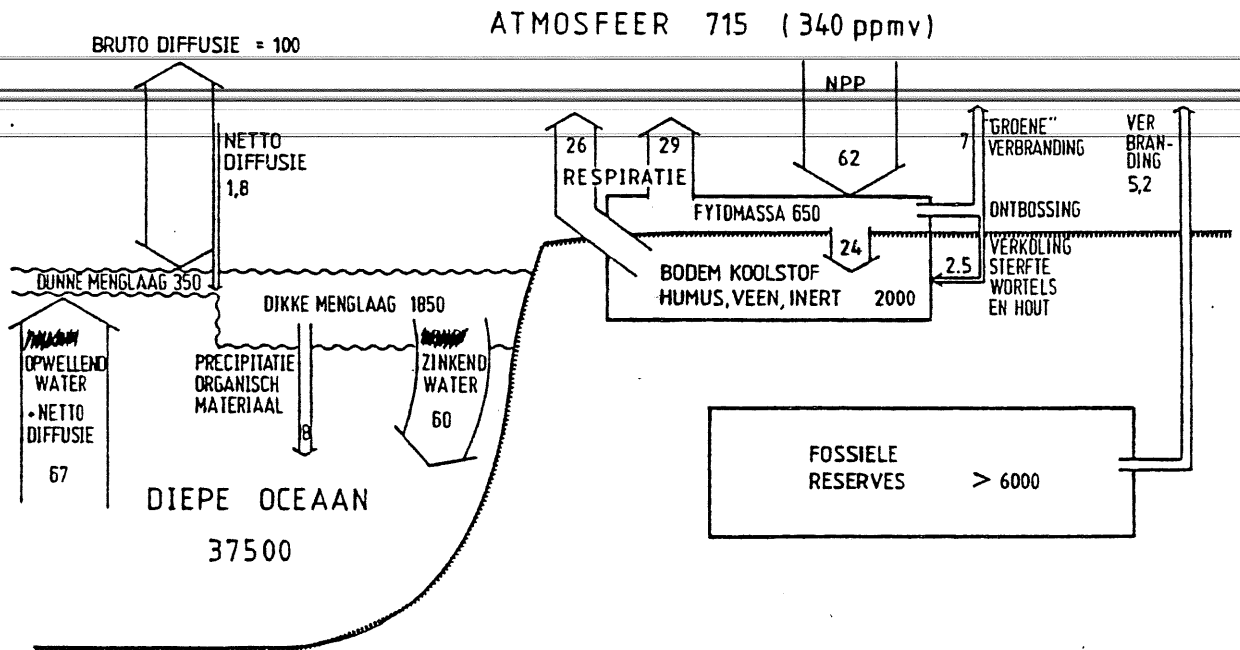
Bij branden, ontbossing en ontginning verdwijnt een deel van de biomassa als CO_2 , blijft een deel achter en verkoolt een deel. Op grond van gegevens van Seiler en Crutzen is geschat hoe deze getallen liggen en welke oppervlaktes hier jaarlijks mee gemoeid zijn. Aangenomen is dat deze oppervlaktes jaarlijks met ongeveer 1½% groeien.

De NPP is onafhankelijk van de biomassa zelf, maar groeit wel met het atmosferische CO_2 gehalte volgens $(1 + \beta \ln(C/C_0))$ met $\beta = 0.5$. Het gebruik van fossiele brandstoffen is bekend uit historische gegevens terwijl voor de toekomst een IIASA scenario is gebruikt. Bij dit scenario (het lage) wordt in 2030 een CO_2 gehalte van 430 ppm bereikt, terwijl verdubbeling omstreeks 2080 wordt verwacht. Het toekomstig energie gebruik is de grootste onzekerheid in deze prognose. De andere belangrijkste onzekerheden zijn: biotagroefactor β , levensduren van de biosfeercomponenten, ontbossingssnelheden en de diffusiecoëfficiënt in de oceaan. Volgens de simulatie wordt van de in de atmosfeer geïnjecteerde fossiele verbrandingsflux van 5.2 Gt C j^{-1} ca 1.8 Gt C j^{-1} in de oceaan opgenomen en ca 0.3 Gt C j^{-1} in de biosfeer, zodat ca 3.1 Gt C j^{-1} in de atmosfeer achterblijft.

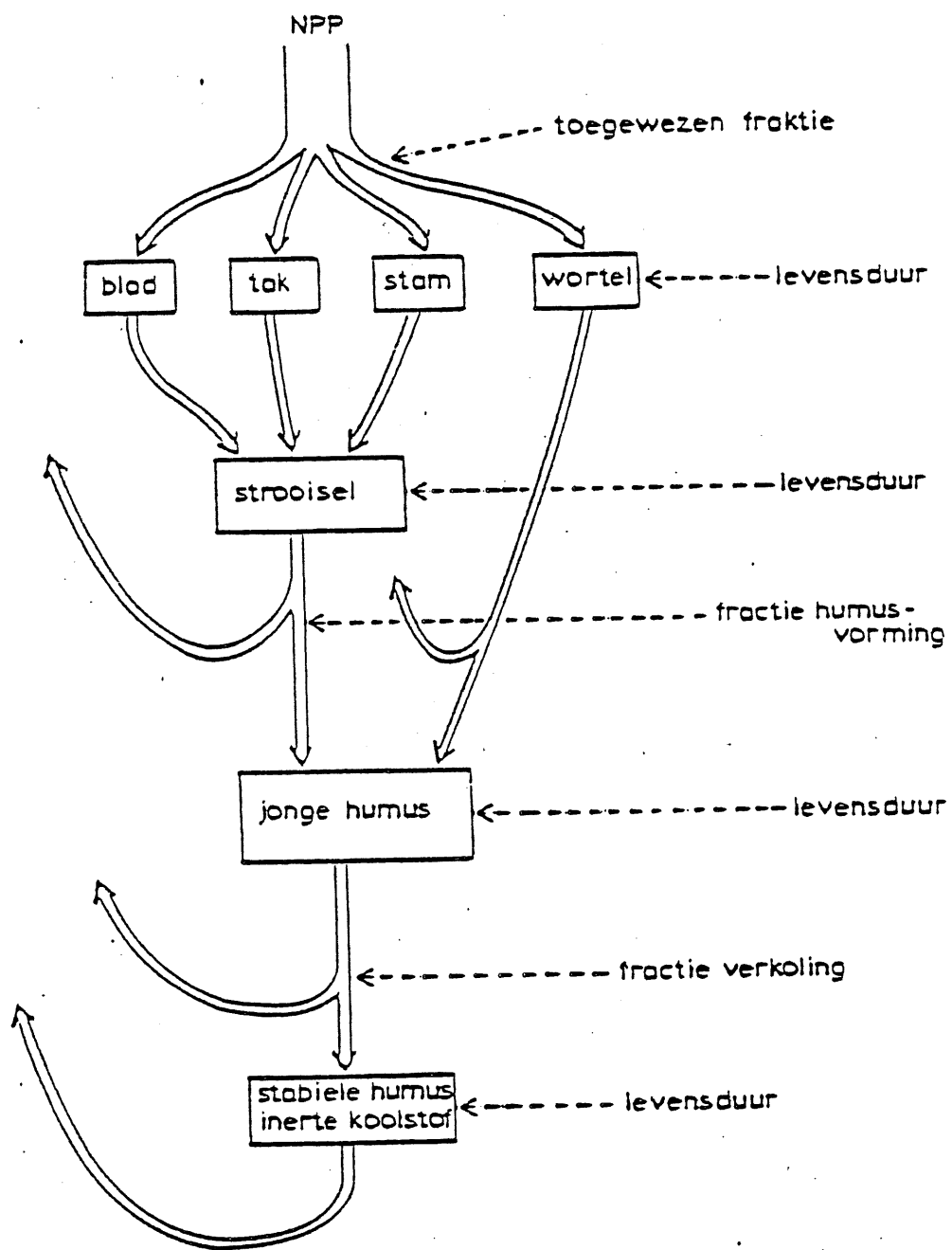
Aangezien er modelcomponenten in het spel zijn met tijdsconstanten die de simulatieduur (begin 1780, eind 2030) ver overschrijden, is de initialisering van het model van groot belang. Op grond van literatuurgegevens is de CO_2 concentratie in 1780 op 285 ppmv geschat. Voor de overige toestandsvariabelen is aangenomen dat de veranderingen in de eeuwen daarvóór zo langzaam zijn gegaan dat een evenwichtssituatie ontstaan is. In het initiële deel van het model wordt d.m.v. een iteratieve procedure deze evenwichtstoestand berekend. Een logisch, maar toch verrassend gevolg van deze werkwijze is dat de dynamiek van het model zeer ongevoelig wordt voor de omvang van betrekkelijk konstante fluxen als precipitatie van organisch materiaal in de zee, en de NPP op het land.

Literatuur

- J. Goudriaan and P. Ketner, 1984. A simulation study for the global carbon cycle, including man's impact on the biosphere. geaccepteerd door 'Climatic Change'. Deeladvies inzake CO₂-problematiek, 1983. Gezondheidsraad.
- B. Bolin, E.T. Degens, S. Kempe and P. Ketner, 1979. The global carbon cycle. Scope 13. John Wiley and Sons.



Figuur 1: De belangrijkste reservoirs en fluxen in de mondiale koolstof cyclus, uitgedrukt in GtC en GtC per jaar. De numerieke waarden van de fluxen zijn op elkaar afgestemd door middel van een simulatiemodel en gelden voor het jaar 1981. De dunne menglaag (75 m) op lagere breedtes en de dikke menglaag (400 m) op hogere breedtes bedekken in het model van de C-cyclus elk het halve oceaanooppervlak, zodat de koolstofinhoud wordt gegeven door $0.5 \times 700 = 350$ GtC (zie bladzijde 34)⁵¹ respectievelijk $(400/450) \times 0.5 \times 4200 = 1850$ GtC (zie bladzijde 35/36). Door afronding van de biosfeerfluxen is de netto-opname van 0.3 GtC per jaar door de biosfeer niet meer terug te vinden. Deze kleine nettoflux zorgt voor een afname van de remanente fractie met circa 6 procent.



Figuur 2: De stroom van koolstof door een ecosysteem.