

TNO-rapport

Methaanflux uit toendra's in een veranderd klimaat

IMW - R 93/193

Auteur : Fr. Ihle

Met medewerking van : M. Roemer
P. Bultjes

Datum : 22 september 1993

Opdrachtnr. : 51847

Opdrachtgever : • Ministerie VROM
Doelsubsidie project 2.C.1
• NOP projectnr. 852072

Alle rechten voorbehouden.
Niets uit deze uitgave mag worden
vermenigvuldigd en/of openbaar gemaakt
door middel van druk, fotokopie, microfilm
of op welke andere wijze dan ook, zonder
voorafgaande toestemming van TNO.

Indien dit rapport in opdracht werd
uitgebracht, wordt voor de rechten en
verplichtingen van opdrachtgever en
opdrachtnemer verwezen naar de
'Algemene Voorwaarden voor Onderzoeks-
opdrachten aan TNO', dan wel de
betreffende terzake tussen partijen
gesloten overeenkomst.
Het ter inzage geven van het TNO-rapport
aan direct belanghebbenden is toegestaan.

© TNO

Nederlandse organisatie voor
toegepast-natuurwetenschappelijk onderzoek

TNO-Milieu en Energie stelt zich ten doel om, gebaseerd op
de noodzaak van een duurzame ontwikkeling van de
maatschappij, door middel van onderzoek en advisering bij te
dragen aan een goed milieubeheer, een verantwoord
energiegebruik en een doelmatig beheer en gebruik van de
ondergrondse natuurlijke hulpbronnen.



Op opdrachten aan TNO zijn van toepassing de Algemene
Voorwaarden voor onderzoeksoopdrachten aan TNO,
zoals gedeponeerd bij de Arrondissementsrechtbank
en de Kamer van Koophandel te 's-Gravenhage.

INHOUD

	blz.
SAMENVATTING	4
SUMMARY	6
1. INLEIDING	8
1.1 Het veranderend klimaat	8
1.2 Klimaatveranderingen in de toendra	9
1.2.1 Temperatuurveranderingen	9
1.2.2 Veranderingen in de bodemvochtigheid	10
1.2.3 Andere klimaatfactoren en onderlinge samenhang	11
2. BROEIKASGASSEN ALGEMEEN	13
2.1 H ₂ O-flux	14
2.1.1 Invloed van het klimaat op de verdamping van water	14
2.2 OH-flux	16
2.2.1 Invloed van het klimaat op de OH-flux	16
2.3 NO _x -flux	17
2.3.1 Invloed van het klimaat op de natuurlijke emissies van NO _x	17
2.4 N ₂ O-flux	19
2.4.1 Invloed van het klimaat op de natuurlijke emissies van N ₂ O	19
2.5 CO ₂ -flux	19
2.5.1 Invloed van het klimaat op de natuurlijke emissie en opname van CO ₂	20
2.6 CO-flux	24
2.6.1 Invloed van het klimaat op de natuurlijke emissies van CO	24
2.7 Flux van VOS	25
2.7.1 Invloed van het klimaat op de natuurlijke emissies van VOS	25
2.8 Flux van DMS	26
2.8.1 Invloed van het klimaat op de natuurlijke emissies van DMS	27
2.9 Discussie en conclusie	28
3. METHAANFLUX IN HET ALGEMEEN	30
3.1 Methaanbronnen en -putten	30
3.1.1 Bronnen	31
3.1.2 Putten	32
3.2 Methaanemissie en klimaatveranderingen	35
3.2.1 Klimaatafhankelijkheid van de atmosferische chemie	35
3.3 Discussie en conclusie	36

INHOUD (VERVOLG)

	blz.
4. METHAANFLUX VANUIT DE TOENDRA NAAR DE ATMOSFEER	37
4.1 De toendra	37
4.1.1 Permafrost	40
4.2 Methaanflux	41
4.2.1 Methaanproduktie	42
4.2.2 Methaanconsumptie	45
4.3 Klimaatfactoren	46
4.3.1 Zuurstofconcentratie en bodemvochtigheid	46
4.3.2 Aanwezigheid van elektronen-acceptoren	48
4.3.3 Beschikbaarheid van nutriënten	48
4.3.4 Beschikbaarheid van koolstofsubstraat	48
4.3.5 Zuurgraad	48
4.3.6 Vegetatietype	50
4.3.7 Lichtintensiteit	52
4.3.8 Diepte van de dooilaa	52
4.3.9 Temperatuur	53
4.4 Toekomstperspectief voor de natuurlijke methaanflux uit de toendra	59
4.4.1 Temperatuurtoename	59
4.4.2 Verandering in bodemvochtigheid	59
4.4.3 Verschuiving van klimaat- en vegetatiezônes	60
4.4.4 Afweging van de verschillende processen	61
4.5 Een aantal kwalitatieve relaties	62
4.6 Bespreking van de metingen en schattingen uit de literatuur	65
4.6.1 Beschrijving van de verschillende schattingen van toendra-oppervlak en methaanemissies uit toendra	65
4.6.2 Onderlinge vergelijking van de onderzoeken	73
4.7 Ontsnapping van methaan uit permafrost	77
4.8 Conclusie	77
4.9 Discussie	79
4.9.1 Kanttekeningen bruikbaarheid bodemvochtigheid	79
4.9.2 Het verband tussen methaanflux en temperatuur	81
5. MODELBEREKENINGEN	82
5.1 Uitgangspunten en aannamen bij de modelberekeningen	82
5.1.1 Bodemvochtigheid	82
5.1.2 Temperatuur	84
5.1.3 Omrekening gebruikte vergelijkingen	85
5.1.4 Het "BIOME"-model	85
5.2 Werkwijze van de modelberekeningen	86
5.3 Resultaten	88
6. CONCLUSIES	91
7. LITERATUUROPGAVE	93

SAMENVATTING

Als gevolg van verhoogde concentraties van broeikasgassen in de atmosfeer zou de temperatuur op aarde kunnen stijgen. Temperatuurstijgingen hebben invloed op andere klimaatparameters zoals bewolking en neerslag. Daarnaast beïnvloeden temperatuurstijgingen voor een deel de verwijderingssnelheden en vooral de uitwisselingssnelheden van broeikasgassen uit en naar de atmosfeer. De concentraties van broeikasgassen worden bepaald door deze emissie- en verwijderingssnelheden. Dit betekent dat de temperatuurstijgingen de concentraties van broeikasgassen beïnvloeden, die zelf weer invloed hebben op de oppervlaktetemperatuur. Het gaat dus om een terugkoppelingsproces waarvan het van belang is te begrijpen hoe het werkt, om meer inzicht te krijgen in het klimaatsysteem.

Door te onderzoeken hoe de verschillende klimaatparameters de natuurlijke emissies van broeikasgassen beïnvloeden, kan inzicht verkregen worden in de concentratieveranderingen die hierdoor optreden, en dus inzicht in het teken van de terugkoppeling.

Momenteel is methaan het belangrijkste broeikasgas na CO₂; De temperatuurstijgingen zullen naar verwachting het grootst zijn op hoge breedten; deze twee gegevens maken het interessant om de invloed van het klimaat op de natuurlijke emissies van methaan uit het ecosysteem van het hoge noorden te bestuderen, dat bovendien een belangrijke bron is van methaan: de toendra.

In de toendra zal naar verwachting de temperatuur toenemen. Het neerslagpatroon en de bewolking kunnen er veranderen als gevolg van de stijgende temperatuur. Deze drie klimaatveranderingen samen zorgen ervoor dat de bodemvochtigheid in de toendra naar verwachting af zal nemen in de zomermaanden, de periode waarin de emissie van methaan hoofdzakelijk optreedt.

De meest bepalende factoren voor de emissiesnelheid van methaan uit de bodem zijn de temperatuur van de bodem en de bodemvochtigheid. De directe invloed die de stijging van de oppervlaktetemperatuur tot gevolg heeft is opwarming van de bodem en als gevolg daarvan neemt de emissie van methaan toe. Ook indirect verandert de temperatuurstoename de methaanemissie, namelijk via het effect dat het heeft op de bodemvochtigheid.

Zoals gezegd neemt de bodemvochtigheid 's zomers af in een warmer klimaat. De productie van methaan en dus ook diens emissie nemen af wanneer de bodemvochtigheid daalt.

Dus als direct gevolg van de stijgende temperaturen neemt de methaanemissie toe en als indirect gevolg (dalende bodemvochtigheid) neemt de emissie van methaan af. De bodemvochtigheid in de toendra is echter over het algemeen zo groot dat bij een kleine afname de methaanemissie nog steeds groot is, terwijl de temperaturen er zo laag zijn, dat een kleine stijging al kan leiden tot een aanzienlijke toename van de methaanemissie. Waarschijnlijk

neemt de emissie van methaan per bodemoppervlak dus toe als gevolg van een veranderend klimaat. Het toendra-oppervlak wordt naar verwachting echter sterk verdrongen door noordelijke bossen (taiga) als gevolg van globale opwarming, zodat de oppervlaktebedekking van de toendra waarschijnlijk drastisch afneemt. De in deze studie uitgevoerde berekeningen wijzen erop dat de afname van het toendra-oppervlak zo sterk is dat de totale methaanflux uit de toendra zal afnemen als de temperatuur zal stijgen.

De schattingen van de huidige toendra-emissies lopen sterk uiteen: van 7 tot 106 Tg CH₄ per jaar. Dit hangt samen met onzekerheden omtrent het oppervlak van het toendragebied, de duur van het emissieseizoen en grote verschillen in gemeten fluxen. De methaanfluxen uit de toendra die zijn berekend in deze studie (ca. 18-84 Tg CH₄ per jaar) vallen binnen het gebied van de schattingen uit de literatuur, echter niet binnen het bereik waarin de meeste schattingen liggen (10-40 Tg CH₄ per jaar).

SUMMARY

As a result of higher concentrations of greenhouse gases in the atmosphere temperatures on earth may increase. These temperature increases are affecting other climate parameters, such as cloudiness and precipitation. They also affect the velocity of the removal processes and, more specifically, the exchange rate of greenhouse gases from and to the atmosphere, both directly and indirectly (via these and other climate parameters). The concentrations of greenhouse gases are determined by the exchange rates (emissions) and by removal processes. Consequently, concentrations of greenhouse gases which are affected by temperature, could influence global temperatures themselves. This is a feedback system which is important to understand, to get a better insight in the climate system.

By doing research on the different climate parameters and the way these parameters affect natural emissions of greenhouse gases, it is possible to get a better insight in the altering concentrations as a result of changing climate, and consequently insight in the sign of the feedback.

Currently methane is, next to CO₂, the most important greenhouse gas; temperature increases are expected to be greatest at high latitudes; this makes it interesting to look at the influence of climate on natural methane emissions from a ecosystem of the high north, which is, moreover, an important methane source: the tundra.

Temperatures are likely to increase in tundras. As a result precipitation patterns and cloudiness may change there too. Together these three climate changes will probably reduce soil moisture in tundras in summer, the period during which the methane emissions mainly appear.

Temperature and soil moisture are the most important factors on the emission rate of methane from tundra soils. The direct effect of increasing surface temperatures is warming of the soil. As a result methane emissions may rise. Indirectly temperature increases affect methane emissions too, namely by its influence on soil moisture.

In a warmer climate soil moisture will probably decrease in summer. Methane production, and as a result methane emission decrease with soil moisture. So the direct effect of increasing temperatures is an increase of methane emissions. However, the indirect effect of increasing temperatures (decreasing soil moisture) is a decrease of methane emissions. However, in general soil moisture in tundra environments is so high that, with a small decrease in it the methane emissions will still be large, while temperatures in tundra environments are so low, that a small temperature increase already could lead to considerable methane emission increases.

In conclusion, methane emissions per area will probably increase as a result of changing climate.

However, it is likely that the tundra area will be pushed away by northern forests (taiga) in consequence of global warming so that the tundra area probably will decline drastically. Calculations in this study (based on emission-climate relations from literature and climate databases) show that the influence of the declining tundra area is dominant, so that the net effect will be that total methane emissions from tundra will decrease in a warmer climate.

Estimations from different studies of current tundra emissions vary strongly from 7-106 Tg CH₄/year. This has to do with the uncertainties with regard to the tundra area, the duration of the emission season, and the big differences of measured fluxes. In this study methane emissions from tundra are calculated to be 18-84 Tg CH₄/year. This estimate is within the range of estimations from literature, but not within the range of most of the estimates (10-40 Tg CH₄/year).

1. INLEIDING

Sinds de industriële revolutie is de emissie van verschillende broeikasgassen toegenomen. Broeikasgassen zijn van nature al aanwezig in de atmosfeer, zij absorberen aardse straling en houden daardoor warmte vast. Zonder dit natuurlijke broeikaseffect zou de aarde gemiddeld -18°C zijn, dat is 33° kouder dan het nu is (de huidige oppervlaktetemperatuur is 15°C) [WGI 1990].

Een toename in de concentratie van broeikasgassen in de atmosfeer zou daardoor een stijging van de temperatuur aan het aardoppervlak kunnen veroorzaken. Er wordt dan namelijk meer warmte vastgehouden die anders teruggekaatst zou worden naar het heelal. Deze temperatuurstijging heeft op zijn beurt weer invloed op de natuurlijke emissie van broeikasgassen vanuit oceanen, bodems en vegetaties.

Er is dus geen eenzijdige relatie, maar een wisselwerking tussen de natuurlijke emissie en de concentratie van broeikasgassen enerzijds en het klimaat anderzijds.

1.1 Het veranderend klimaat

Door verschillende onderzoekers [IPCC 1990; Manabe & Wetherald 1987] zijn klimaatmodellen, "Global Change Models (GCM)", ontworpen die voorspellingen doen over globale klimaatveranderingen als gevolg van verhoogde concentraties broeikasgassen in de atmosfeer. Het zijn numerieke modellen van de atmosferische globale circulatie, die zijn afgeleid van weervoorspellingsmodellen. Ook worden andere elementen van het klimaatstelsel vertegenwoordigd in de GCM's, zoals oceaan- en landoppervlaktemodellen. De GCM's zijn gebaseerd op de wetten van behoud uit de fysica, die de herverdeling van impuls, warmte en waterdamp beschrijven als gevolg van atmosferische bewegingen. In de modellen wordt ervan uitgegaan dat over ongeveer 100 jaar de atmosferische concentratie van CO_2 is verdubbeld van 300 tot 600 ppm, en dat deze concentratieverdubbeling van CO_2 de belangrijkste oorzaak is van het toenemende broeikaseffect.

Of de waargenomen veranderingen in concentraties van broeikasgassen werkelijk zullen leiden tot klimaatveranderingen, staat zeker nog niet vast. Het klimaatstelsel is zeer complex. Er zijn daardoor grote onzekerheden over de mate van klimaatveranderingen, ja zelfs over het teken waarmee het zal veranderen en, niet in het minst: over de vraag of de concentratieveranderingen in de atmosfeer gedurende de afgelopen anderhalve eeuw wel tot wezenlijke klimaatveranderingen hebben geleid en zullen leiden. Lovelock (1980) bij-

voorbeeld is van mening dat de aarde, als levend organisme, een zelfregulerende werking heeft, zodat zij in een weliswaar dynamisch maar stabiel evenwicht verkeert. Ook de atmosfeer in zijn vorm en samenstelling staat volgens deze theorie (Gaia) onder invloed van dit regulerend mechanisme, waardoor het "onder controle" blijft van de aarde zelf.

Dit staat in schel contrast met het beeld dat in dit rapport wordt geschetst. Hier wordt er niet van uitgegaan dat de aarde de emissies reguleert. Er wordt wel van uitgegaan dat temperatuurstijgingen zullen plaatsvinden als gevolg van verhoogde concentraties van broeikasgassen in de atmosfeer. De emissies van verschillende broeikasgassen lijken bovendien toe te nemen als gevolg van temperatuurstijgingen (zie hoofdstuk 2), zodat er sprake is van een positieve terugkoppeling, waardoor het klimaatstelsel zich in een labiel evenwicht zou bevinden, waar het in de toekomst steeds verder vanaf raakt.

Met deze kanttekening in het achterhoofd zullen nu de klimaatveranderingen worden beschreven zoals die door Manabe en Wetherald (1987) en in het IPCC-rapport (1990) zijn beschreven.

Er zijn verschillende modellen en verschillende toekomstscenario's als het gaat om het klimaatstelsel. De scenario's verschillen onderling doordat uiteenlopende uitgangspunten zijn gehanteerd wat betreft de maatschappelijke ontwikkelingen. Het gaat erom met welke snelheden en hoeveelheden broeikasgassen door de mens in de toekomst zullen worden geëmitteerd en welke maatregelen genomen zullen worden tegen deze emissies. De modellen verschillen onderling in natuurwetenschappelijk opzicht.

1.2 Klimaatveranderingen in de toendra

1.2.1 Temperatuurveranderingen

De temperatuurstijgingen nemen toe met toenemende breedtegraad: zij zijn hoger naarmate het klimaat meer arctisch is. Rond de evenaar zijn de temperatuurveranderingen het kleinst. Manabe en Wetherald (1987) hebben met twee modellen gewerkt, het "FC-model" en het "VC-model". In het FC-model zal de globale oppervlaktetemperatuur bij een verdubbelde CO₂-concentratie gemiddeld 2,3°C stijgen en in het VC-model 4°C.

In de modellen die zijn gebruikt door "Working Group 1" van het IPCC-project (Mitchell, J.F.B. et al. 1990) worden de temperatuurveranderingen gespecificeerd per gebied en seizoen. Drie modellen uit het IPCC-project worden hier behandeld: het "CCC-model" (Boer et al. 1989), het "GFHI-model" (Wetherald & Manabe 1989) en het "UKHI-model" (Mitchell et al. 1989). De temperaturen in de polaire gebieden, zo ook in de toendra's, in Alaska en Siberië, stijgen globaal gezien het meest. Dit heeft te maken met het feit

dat de ijs/sneeuwbedekking door smelten kan gaan afnemen als gevolg van het broeikas-effect, waardoor de reflectie daalt in deze gebieden. Deze afwijking van de gemiddelde temperatuurstijging geldt vooral voor de wintertemperaturen. In de zomer zal de temperatuurstoename in de toendra als gevolg van een verdubbelde CO_2 -concentratie volgens de drie genoemde modellen gemiddeld 4°C zijn, met een range van 2°C tot 6°C . Het UKHI-model zit daarbij in het lage gedeelte, het GFHI-model in het midden en het CCC-model voornamelijk in de bovenste helft van de range. De temperatuurstoename in de winter loopt uiteen van 4°C tot 12°C , met een gemiddelde toename van 8°C .

Voor het directe temperatuureffect op de emissie van methaan in de toendra is de wintertemperatuur niet interessant omdat er in de arctische winters, in tegenstelling tot de zomers, toch geen biologische activiteit plaats vindt, en er dan dus geen methaan wordt geproduceerd. De wintertemperatuur heeft echter wel invloed op het smeltproces in de lente en daardoor op de diepte van de dooilaag, die van belang is voor de produktie van methaan in de bodem. Door een hogere wintertemperatuur kunnen sneeuw en ijs vroeger in de lente beginnen te smelten. De permafrost, de ondoordringbare ijslaag die in de toendrabodem aanwezig is (zie paragraaf 4.1.1) verhindert dat het smeltwater wegzakt in de bodem. Hierdoor kan de bodem natter worden. Maar de verdamping van water uit de bodem begint ook vroeger in het jaar bij een verhoogde wintertemperatuur, een proces dat de bodemvochtigheid doet afnemen.

Het fenomeen permafrost maakt het extra moeilijk om goede voorspellingen te doen over de bodemvochtigheid in de toendra in een "2X CO_2 -klimaat". Toch zal hieronder de verwachte verandering in bodemvochtigheid in de toendra als gevolg van een verdubbelde CO_2 -concentratie besproken worden.

1.2.2 Veranderingen in de bodemvochtigheid

De bodemvochtigheid bepaalt voor een belangrijk deel, naast de temperatuur, welke plantensoorten in het gebied kunnen voorkomen, zodat de bodemvochtigheid invloed heeft op de verspreiding van ecosystemen. Daarom is het van belang te weten hoe de bodemvochtigheid verandert in een wijzigend klimaat. Mogelijk verandert de uitgestrektheid en de ligging van de toendra als gevolg van veranderingen in bodemvochtigheid en temperatuur. De bodemvochtigheid is voornamelijk afhankelijk van het neerslagpatroon, de temperatuur en de verdampingssnelheid van bodem en vegetatie. Volgens het FC- en het VC-model van Manabe en Wetherald (1987) neemt de bodemvochtigheid 's zomers af en 's winters toe in noord Canada en noord Siberië (dit zijn toendragebieden). Gemiddeld zal 's zomers het grondwaterpeil in deze gebieden 1 cm dalen als gevolg van een verdubbelde

CO₂-concentratie. Dit betekent dat de bovenste laag van de bodem in de zomer droger zou worden, wat grote consequenties heeft voor de methaanflux uit deze streken. Hierover wordt in hoofdstuk 5 nader op ingegaan.

1.2.3 Andere klimaatfactoren en onderlinge samenhang

In dit rapport worden de invloeden van de volgende klimaatfactoren op de natuurlijke emissies van broeikasgassen besproken:

- temperatuur,
- vochtigheid van lucht en/of bodem,
- neerslagpatroon,
- zonnestraling,
- windsnelheid.

Deze factoren zijn niet onafhankelijk van elkaar, sommige hangen nauw samen. Zo bepaalt de luchttemperatuur in belangrijke mate de lucht- en bodemvochtigheid. De mate van verdamping en de verzadigingsdampdruk van water nemen beide toe met stijgende temperaturen, zodat de waterdampconcentratie in de atmosfeer toeneemt en de bodemvochtigheid afneemt als gevolg van stijgende temperaturen. De mondiale circulatiepatronen veranderen echter ook als gevolg van temperatuurwijzigingen, zodat ook de windpatronen, de neerslagpatronen en de mate van zonnestraling (of bewolking) zullen wijzigen als de temperatuur globaal toeneemt. Deze factoren hebben op hun beurt ook invloed op de verdamping van water uit zee, bodem en vegetatie, zodat zij het directe temperatuureffect op de luchtvochtigheid en bodemvochtigheid zowel kunnen versterken als nivelleren, al naar gelang hun eigen wijzigingen en interacties. Hierdoor zijn de klimaatfactoren niet volledig te scheiden. Toch zullen de invloeden van de verschillende klimaatfactoren voor de overzichtelijkheid afzonderlijk worden behandeld.

Tenslotte moet nog worden vermeld dat met (zonne)straling de directe licht- en warmtestraling die de zon uitstraalt bedoeld wordt, die dus samenhangt met de mate van bewolking. De "indirecte" invloed van zonnestraling, namelijk het opwarmen van de lucht (ook met bewolking) wordt behandeld onder de noemer "temperatuur". Onder neerslagpatroon wordt de frequentie, hevigheid en vorm van neerslag verstaan, die in een gegeven gebied valt.

In dit rapport zal eerst een algemeen beeld geschetst worden van de invloed van de verschillende klimaatparameters op de natuurlijke emissie van broeikasgassen.

Vervolgens zal dieper worden ingegaan op de klimaatafhankelijkheid van de natuurlijke flux van methaan in het algemeen. Methaan is na CO₂ het belangrijkste broeikasgas op aarde, en daarom erg van belang bij de bestudering van het broeikaseffect.

De temperatuurstijgingen die zouden kunnen optreden als gevolg van het broeikaseffect zullen op hoge breedten waarschijnlijk het grootste zijn. Het is interessant te kijken hoe de natuurlijke emissie van methaan verandert, juist daar waar het klimaat het meeste aan veranderingen onderhevig is. Het ecosysteem van de hoge breedten is de toendra, daarom wordt in dit rapport in het bijzonder aandacht geschonken aan de natuurlijke flux van methaan uit de toendra in een veranderend klimaat.

2. BROEIKASGASSEN ALGEMEEN

Broeikasgassen die vanuit de natuur worden geëmitteerd zijn H_2O , CO_2 , CH_4 , CO , N_2O , NO_x , dimethylsulfide (DMS) en vluchtige organische stoffen (VOS) zoals isopreen en terpenen. O_3 is ook een belangrijk broeikasgas, het wordt echter van nature niet direct geëmitteerd, maar ontstaat door natuurlijke emissies van CO , CH_4 , VOS en NO_x , die in de atmosfeer reageren waarbij O_3 ontstaat [Roemer 1991]. CO , NO_x , VOS zijn geen directe maar indirecte broeikasgassen, die werken via de vorming van O_3 . DMS-emissies hebben invloed op de vorming van wolken, zodat ook DMS indirect het broeikaseffect beïnvloedt. Achtereenvolgens worden de verschillende natuurlijke emissies besproken, alsmede de wisselwerking met het klimaat.

Per molecule is de broeikasbijdrage van de verschillende gassen uiteenlopend (zie tabel 2.1) [Shine, K.P. et al. 1990], ze hebben echter alle een belangrijk aandeel in het broeikaseffect. Het feit dat de bijdragen van de meeste broeikasgassen aan de verandering van de stralingsforcering nog redelijk dicht bij elkaar liggen komt doordat de zwakke broeikasgassen (CO_2) in (relatief) zeer hoge concentraties voorkomen. Daarnaast zijn de indirecte broeikasgassen reactief in de atmosfeer en oefenen daardoor invloed uit op de concentraties van de "directe" broeikasgassen. Zo zijn bijvoorbeeld de concentraties van NO_x en CO en hun verhoudingen van belang voor de ozonconcentratie in de atmosfeer.

Tabel 2.1 Overzicht van de bijdrage van individuele stoffen met een natuurlijke component aan het versterkte broeikas-effect.

gas/aerosol	globale verwarmings-potentiaal**	verblijf-tijd	concentratie	concentratie-stijging (% /jr)	jaarlijkse emissie (Tg/jr)	rel. bijdrage broeikas-effect
CO ₂	1 (dir.)	50-200 jaar	353 ppmv	0,5	22000++	61%
CO	3 (indir.)	2-3 maanden	0,05-0,3 ppmv##	1	1400	1%
CH ₄	21 (dir.) 15 (indir.)	10 jaar	1,72 ppmv	0,8-1,0	525	15%
NO _x	40 (indir.)	1 dag	10-100 pptv#	onduidelijk@	45+@@	6%
N ₂ O	290 (dir.)	150 jaar	0,31 ppmv	0,2-0,3	8-40@@	4%
NMKW*	11 (indir.)	• >weken • 1/2 dag-1 week • uren	• <3 ppbv • 0,1-1 ppbv • <0,01 ppbv		• 26-100 • +100 • 1000	0,5%
aerosol			1 µg/m ³ - 1 mg/m ³			

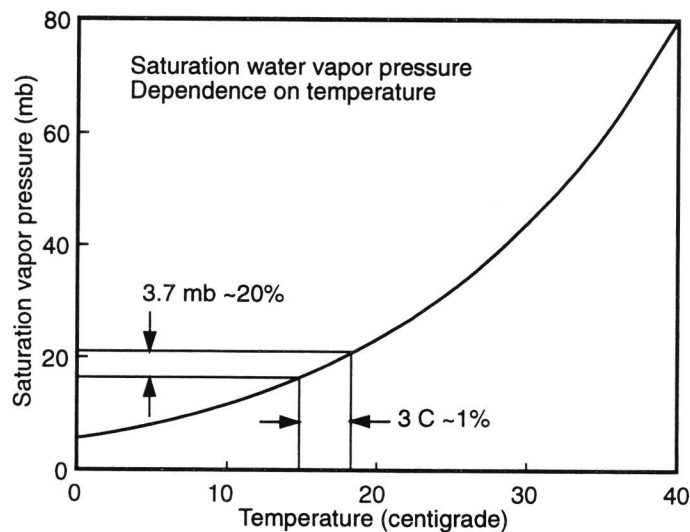
- * NMKW = niet-methaan koolwaterstoffen
 ** voor een termijn van 100 jaar [IPCC 1990]
 # boven oceanen: achtergrondconcentraties [Roemer, M.G.M. 1991]
 ## [Marenco, A. et al. 1989]
 + [Roemer, M.G.M. 1991]
 ++ [WMO 1990]
 @ op globale schaal is de trend in NO_x concentraties onduidelijk
 @@ eenheid: Tg N/yr
 dir. = direct broeivermogen
 indir. = indirect broeivermogen

2.1 H₂O-flux

De concentratie van waterdamp in de atmosfeer bepaalt de luchtvochtigheid. Water wordt geëmitteerd naar de atmosfeer door alle vochtbevattende oppervlakken. De belangrijkste voorbeelden hiervan zijn oceanen, meren, vochtige bodems en vegetaties. Men spreekt ook wel van "transpiratie", "evaporatie" of gewoonweg verdamping.

2.1.1 Invloed van het klimaat op de verdamping van water

Temperatuur: De verzadigingsdampdruk van waterdamp neemt snel toe met de temperatuur en verloopt als volgt:



Figuur 2.1 Verzadigingsdampdruk versus temperatuur [afgeleid uit Holton, J.R. 1979]

Omdat een warmere lucht dus meer water kan bevatten, neemt de verdamping van water naar de atmosfeer toe in een warmer klimaat, waardoor de waterdampconcentratie stijgt. Dit betekent een positieve terugkoppeling op de temperatuur:

$$T \uparrow \rightarrow [\text{H}_2\text{O}] \uparrow \rightarrow \text{broeikaseffect} \uparrow \rightarrow T \uparrow \rightarrow \text{etc.}$$

De toenemende waterdampconcentratie zou echter invloed kunnen hebben op de vorming van wolken. De weerslag die dit op het klimaat zal hebben is afhankelijk van verschillende factoren: Wolken absorberen infrarode, aardse straling en reflecteren zonnestraling. De mate waarin dit gebeurt is afhankelijk van tal van factoren zoals het seizoen, het moment van de dag ('s nachts geeft meer wolkenvorming een positieve temperatuurbijdrage) en de hoogte van de bewolking. Al met al is de reflectie van wolken groter dan de absorptie, zodat het netto effect van meer bewolking koeling is. In algemene circulatiemodellen daalt echter de hoeveelheid bewolking als gevolg van globale opwarming [Cubasch, U. & R.D. Cess 1990] zodat zowel de absorptie van infrarode straling als de reflectie van zonnestraling zal afnemen. Hierdoor wordt meer zonnestraling door het klimaatsysteem opgenomen. Ook vindt verticale herverdeling van de bewolking plaats door globale opwarming. Ook dat heeft invloed op de terugkoppeling van de wolken op het klimaat. Als bij voorbeeld globale opwarming een wolkenlaag naar een hogere, koudere hoogte brengt, zal er een positieve terugkoppeling plaatsvinden: een koudere wolk zal minder straling emitteren dan een warme en daardoor het broeikaseffect versterken. Er is geen eenvoudige manier om het teken van deze terugkoppeling te bepalen [Cubasch, U. & R.D. Cess 1990].

Luchtvochtigheid: De atmosferische waterdampconcentratie zelf heeft zijn weerslag op de flux van water naar de atmosfeer. Als de luchtvochtigheid hoog is, dan is het concentratieverschil van water tussen het verdampend oppervlak en de lucht klein, waardoor ook de verdamping gering is. Verder staat de luchtvochtigheid in direct verband met de temperatuur, die, zoals vermeld, de verdamping van water beïnvloedt.

Zonnestraling: Doordat zonnestraling zorgt voor lokale opwarming van een oppervlak, veroorzaakt een toenemende intensiteit in zonnestraling -die afhangt van de mate van bewolking- een lokaal toenemende transpiratie uit dat oppervlak. Bij een vegetatie speelt de fotosynthese hierin tevens een grote rol. De fotosynthese-activiteit neemt namelijk toe met de lichtintensiteit, waardoor de huidmondjes zich verder openen. Hierdoor is het verdampend oppervlak van de vegetatie groter bij een hogere stralings- of lichtintensiteit zodat de transpiratie toeneemt met stijgende lichtintensiteit [MacDonald & Setorio 1990].

Windsnelheid: Als lucht over een oppervlak stroomt wordt de dikte van de grenslaag van dat oppervlak, ten opzichte van een situatie met stilstaande lucht, gereduceerd. Hierdoor neemt de weerstand van de grenslaag af, zodat de (gas)uitwisseling tussen het oppervlak en de atmosfeer toeneemt. De verdamping van water uit een oppervlak neemt daarom toe met de windsnelheid, als de lucht niet verzadigd is van water.

2.2 OH-flux

OH wordt niet door de natuur geëmitteerd. Toch wordt het hier behandeld omdat het een groot effect heeft op de atmosferische chemie. OH is de spil waarom de reacties in de atmosfeer draaien; het wordt dan ook vaak "het schoonmaakmiddel van de atmosfeer" genoemd. OH reageert met CH_4 , CO , NO_x en VOS en is daarom van wezenlijk belang voor de concentraties en de verblijftijd van broeikasgassen in de atmosfeer.

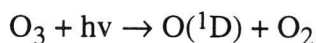
2.2.1 invloed van het klimaat op de OH-flux

De temperatuursafhankelijkheid van de reactiesnelheidsconstanten aangaande de OH-concentratie is gering, zodat de temperatuur slechts weinig van invloed is op de atmosferische OH-concentratie in directe zin. Een temperatuurstijging van 3 Kelvin veranderde de OH-concentratie niet noemenswaardig in een modelstudie van Roemer (1991).

De temperatuur is echter ook bepalend voor de luchtvochtigheid en dus voor de waterdampconcentratie in de atmosfeer. Dit is van wezenlijk belang voor de concentratie van OH, aangezien waterdamp de belangrijkste bron is van OH door de fotochemische reactie:



waarbij $\text{O}(^1\text{D})$ wordt gevormd uit ozon, volgens de fotochemische reactie:



Met stijgende temperatuur neemt ook de waterdampconcentratie toe (zie paragraaf 2.1), en verschuift het evenwicht naar rechts. Hierdoor neemt dus ook de OH-concentratie in de atmosfeer toe, waardoor de concentraties van CH_4 , CO dalen. Deze zijn namelijk afhankelijk van de OH-concentratie: zij worden in de atmosfeer afgebroken door reactie met OH. Het effect van een hogere waterdampconcentratie op O_3 is minder eenduidig. In eerste instantie verdwijnt een O_3 -molecuul bij de vorming van OH uit $\text{O}(^1\text{D})$. Echter meer OH kan, vooral in vuile gebieden, ook leiden tot meer O_3 .

De mate van zonnestraling of bewolking kan doorwerken op de atmosferische OH-concentratie. In de eerste plaats in directe zin, doordat de bovengenoemde reacties (de vorming van O_3 en daarop volgend van OH) sneller verlopen bij een hogere stralingsintensiteit, het zijn immers fotochemische reacties. In de tweede plaats in indirecte zin, omdat de emissies van CH_4 , CO, NO_x en VOS, waarvan de afbraak van OH afhankelijk is, voor een deel worden bepaald door de intensiteit van zonnestraling.

2.3 NO_x -flux

NO_x is de verzamelnaam van NO plus NO_2 . De belangrijkste natuurlijke bronnen van NO_x in de atmosfeer zijn bliksem en emissie vanuit bodems en oceanen als gevolg van microbiële activiteiten. Natuurlijke vegetatiebranden en oxydatie van NH_3 leveren ook een bijdrage aan de NO_x -concentratie in de atmosfeer. De concentratie van NO_x is een zeer belangrijke factor voor de ozonconcentratie in de troposfeer en is daarom van invloed op het broeikaseffect. Ontleding van N_2O in NO in de stratosfeer is van belang voor de ozonconcentratie in de stratosfeer en is daardoor ook van belang bij de bestudering van het broeikaseffect.

2.3.1 Invloed van het klimaat op de natuurlijke emissies van NO_x

Bliksem: De groei van cumulonimbuswolken is gerelateerd aan de stabiliteit van de lucht, de waterdampconcentratie, de temperatuurverdeling etc. Algemene circulatiemodellen tonen dat deze parameters geneigd zijn te veranderen als gevolg van het broeikaseffect. Dit heeft gevolgen voor de intensiteit en de frequentie van ontladingen en zodoende ook voor

de emissie van NO_x [Roemer 1991]. Hoe dit zal veranderen als gevolg van een wijzigend klimaat is echter niet in het algemeen te zeggen.

Bodem: Zowel NO als NO_2 zijn tussenprodukten van nitrificatie- en denitrificatieprocessen in de bodem. De emissie van NO_x uit de bodem is afhankelijk van de temperatuur en de bodemvochtigheid omdat de activiteit van de bodemmicro-organismen die NO_x produceren, daarvan afhangt. De activiteit neemt toe met stijgende temperatuur en bodemvochtigheid. Voor beide relaties is echter een optimum en voor de temperatuur ook een maximum. Een te hoge temperatuur immers doodt de enzymen van de micro-organismen waardoor de activiteit snel tot nul wordt gereduceerd; een te hoge bodemvochtigheid belemmert de zuurstoftoevoer naar de bodem en remt daardoor de activiteit van zuurstofbehoeftige bacteriën.

Oceanen: Temperatuurveranderingen kunnen vergaande wijzigingen teweegbrengen in het circulatiepatroon van de oceanen. Daardoor kan de temperatuur van het oppervlaktewater veranderen, wat de biologische activiteit in het water beïnvloedt. Ook kan de beschikbaarheid van nutriënten zich wijzigen door de verandering in het circulatiepatroon. Hierdoor kan ook de emissie van NO_x uit de oceaan veranderen. Maar hoe is nog volkomen onduidelijk. Een verlaagde luchtvochtigheid en een hogere instraling en windsnelheid zijn stimulerend voor de flux van water naar de atmosfeer. In deze flux worden ook gasen en opgeloste stoffen die daarin aanwezig zijn meegenomen, zodat hierdoor ook de NO_x -flux toe kan nemen.

Natuurlijke vegetatiebranden: De kans op natuurlijke vegetatiebranden zal toenemen met sterkere droogte, dat wil zeggen veel verdamping vanuit de bodem en de vegetatie en weinig neerslag. De temperatuur is dus indirect van invloed op natuurlijke vegetatiebranden omdat de temperatuur bepalend is voor de mate van verdamping, maar ook het neerslagpatroon beïnvloedt.

Bij een hogere windsnelheid zullen branden zich sneller en verder kunnen verspreiden.

Wat zeer van belang is als het gaat om de kans op bosbrand, is de atmosferische zuurstofconcentratie. De kans op brand neemt heel snel toe met de concentratie van zuurstof. De zuurstofconcentratie lijkt echter niet te veranderen en wordt daarom buiten beschouwing gelaten.

2.4 N₂O-flux

Gezien per molecule is N₂O een zeer sterk broeikasgas vergeleken met het "broeivermogen" van CO₂. De belangrijkste natuurlijke bronnen van atmosferische N₂O zijn microbale denitrificatieprocessen in bodems; ook ontstaat N₂O door juist nítrificatieprocessen in bodems. Nitrificatie- en denitrificatieprocessen spelen zich ook af in oceanen. De flux van N₂O uit oceanen is weliswaar significant, doch kleiner dan die uit bodems: de emissie uit oceanen wordt geschat op 1,4-2,6 en uit bodems op 2,9-5,2 Tg N₂O-N per jaar. Daarnaast komt N₂O vrij bij vegetatiebranden, maar dit is slechts een relatief kleine tot zeer kleine hoeveelheid (0,02-0,2 Tg N₂O-N per jaar) [Watson, R.T. et al. 1990].

2.4.1 Invloed van het klimaat op de natuurlijke emissies van N₂O

Bodem. Het budget van N₂O wordt grotendeels beheerst door microbiële processen.

Een natter klimaat kan leiden tot verhoogde N₂O-productie omdat de bodemvochtigheid de zuurstofbeschikbaarheid in de bodem beïnvloedt: hoe natter de bodem, des te minder zuurstof kan er in de bodem aanwezig zijn. Een lage zuurstofconcentratie is voorwaarde voor (microbiële) denitrificatie.

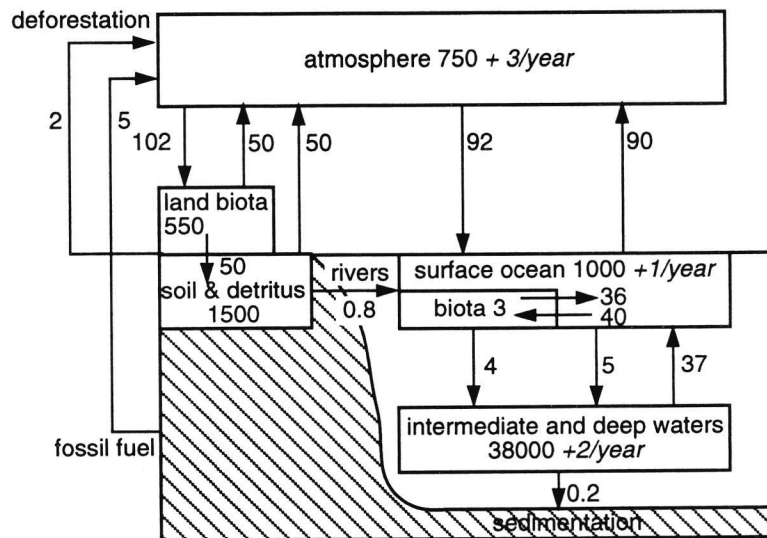
Opwarming versnelt de N₂O-productie doordat de stikstofcyclus in de bodem sneller verloopt bij hogere temperaturen, waardoor er meer nitraat beschikbaar komt voor denitrificatie [Mellilo, J.M. et al. 1990].

Oceanen. De flux van N₂O vanuit de oceanen zou kunnen veranderen doordat de circulatiepatronen kunnen veranderen als gevolg van een wijzigend klimaat.

2.5 CO₂-flux

Er is een kooldioxydeflux tussen de atmosfeer en de oceanen, bodems en vegetatie [Goudriaan, J. 1989], en van nature wordt CO₂ naar de atmosfeer geëmitteerd als gevolg van branden (vegetatiebranden, vulkaanuitbarstingen). De hoeveelheid koolstof die zich in de atmosfeer bevindt is minder dan die in de terrestrische biosfeer en veel minder dan in de oceanen. De CO₂-concentratie in de atmosfeer is het resultaat van een delicate balans in uitwisselingsfluxen met de oceanen en de biosfeer. Klimaatveranderingen kunnen de balans, en daardoor de atmosferische CO₂-concentratie, veranderen [Goudriaan, J. 1989].

In figuur 2.2 worden de jaarlijkse fluxen en de berging van koolstof weergegeven tussen en in de verschillende milieucompartimenten:



Figuur 2.2 Berging en flux van C [Watson, R.T. et al. 1990].

Onderstreepte getallen zijn netto jaarlijkse C accumulaties ten gevolge van antropogene activiteiten. Eenheden zijn Gigaton C (GtC; $1\text{GtC}=10^{15}\text{ gC}$) voor de berging van C en GtC per jaar voor de fluxen.

2.5.1 Invloed van het klimaat op de natuurlijke emissie en opname van CO₂

Oceanen: De luchttemperatuur heeft een directe invloed op de temperatuur van open water. Wordt deze hoger, dan neemt de oplosbaarheid van CO₂ in water af [Verkerk et al. 1986], zodat meer CO₂ uit de oceanen naar de atmosfeer ontsnapt. De temperatuur heeft ook op indirecte wijze invloed op de CO₂-concentratie in de oceanen doordat een temperatuurverandering een wijziging in het circulatiepatroon van de oceanen kan veroorzaken, waardoor de oppervlaktetemperatuur en de verdeling van organische koolstof in de oceanen kunnen veranderen, wat weer zijn weerslag kan hebben op de concentratie en dus ook de emissie van CO₂ uit oceanen.

Een toename in de zonnestraling veroorzaakt opwarming van de oceaan en dus een emissietoename, hoewel dit effect waarschijnlijk klein zal zijn.

De windsnelheid bepaalt, zoals gezegd, de dikte van de grenslaag van het wateroppervlak en is zodoende van invloed op de emissiesnelheid van CO₂ uit de oceaan. De emissie stijgt met toenemende windsnelheid.

Het klimaat is in belangrijke mate bepalend voor de marine fotosynthese. De invloed is vergelijkbaar met die op de terrestrische primaire produktie; dit wordt later in deze paragraaf behandeld.

Bodem: CO₂ ontstaat in bodems door wortelademhaling en door decompositie van organisch materiaal door micro-organismen. Het ontsnapt naar de atmosfeer als gevolg van concentratieverschillen tussen de bodem (en bodemwater) en de lucht daarboven.

Een temperatuurstijging stimuleert in het algemeen de bodemactiviteiten en dus de CO₂-produktie en -emissie. Extreem hoge temperaturen (boven 40-45°C) veroorzaken echter sterfte waardoor de ademhaling, en dus de CO₂-uitstoot afneemt.

Voor ademhaling is zuurstof nodig. De zuurstofconcentratie in de bodem neemt af met toenemende bodemvochtigheid waardoor de ademhaling en dus ook de CO₂-emissie afnemen [Billings et al. 1983].

De intensiteit van zonnestraling heeft een positief effect op de bodemtemperatuur en dus op de emissie van CO₂.

De emissie neemt ook toe met de windsnelheid omdat de grenslaagdikte afneemt met toenemende windsnelheid. De invloed van straling en wind zullen waarschijnlijk verhoudingsgewijs klein zijn.

Natuurlijke vegetatiebranden: zie paragraaf 2.3.1.

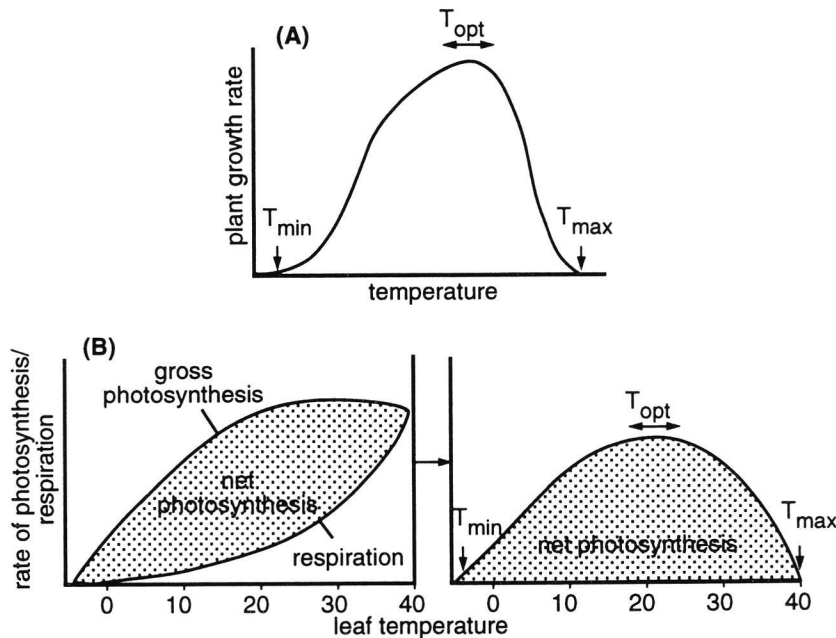
Vegetatie: De vegetatie neemt alleen netto CO₂ op als er netto groei is. Door groei wordt koolstof uit de atmosfeer vastgelegd in de terrestrische biomassa. Wanneer evenveel fotosynthese (waarbij CO₂ wordt opgenomen) als ademhaling (waarbij CO₂ wordt geëmitteerd) plaats vindt, is er netto dus geen CO₂-opname, noch emissie daarvan. Dit gebeurt in een ecosysteem die een stabiele fase heeft bereikt. Overheerst de fotosynthese, dan wordt er netto CO₂ vastgelegd. Dit is het geval in een ecosysteem dat groeiende is. Overheerst de ademhaling, dan wordt er meer CO₂ geëmitteerd dan opgenomen. Dit is het geval als planten sterven en/of als de activiteit van micro-organismen toeneemt.

De invloed van het klimaat op de vegetatie zal worden bekeken op twee niveaus: op het niveau van de individuele plant en van de gemeenschap.

A) Individuele plant.

Zowel de fotosynthese als de respiratie (ademhaling) nemen toe met de temperatuur tot een bepaalde hoogte, zodat de verandering in netto primaire produktie, die de resultante is van

die twee, afhangt van het temperatuurgebied waarin zich de vegetatie bevindt en dus van de locatie.



Figuur 2.3a, b Schematische weergave van de respons van de plant op de temperatuur [Melillo, J.M. et al. 1990].

a) De algemene respons van de groei van de plant.

b) De algemene respons van de fotosynthese- en de respiratiesnelheid.

T_{min} =een minimumtemperatuur; T_{opt} =gebied van optimale temperatuur; T_{max} =een maximale temperatuur.

Bij enkele plantensoorten is gebleken dat zij hun respiratiesnelheid konden aanpassen aan de temperatuur, maar er is niets bekend over een algemene geldigheid hieromtrent [Melillo, J.M. et al. 1990].

Een toename in de bodemvochtigheid leidt over het algemeen tot een verhoogde groei en dus tot een grotere emissie van CO_2 . Ook deze relatie verloopt echter volgens een optimumkromme aangezien een "te" hoge bodemvochtigheid de toevoer van zuurstof naar de bodem zodanig belemmert dat het de plantengroei remt.

Een toename in de lichtintensiteit (of een afname in de bewolking) heeft een positief effect op de fotosynthese en geen duidelijk effect op de respiratie, zodat ook de netto primaire produktie toeneemt. Dit betekent een verhoogde opname van CO_2 en dus een afname van de CO_2 -concentratie in de atmosfeer, zodat het broeikaseffect hierdoor afneemt.

Bij een toenemende windsnelheid groeit een plant over het algemeen langzamer: de ontberingen worden groter, waardoor de plant meer gedrongen en zuiniger wordt. De netto pri-

maire produktie neemt dus af met toenemende windsnelheid, zodat de CO₂-opname lager is bij een hogere windsnelheid.

De CO₂-concentratie zelf in de atmosfeer heeft invloed op de plantengroei en dus op de CO₂-opname uit de atmosfeer. De relatie is niet zo eenvoudig als ze op het eerste gezicht misschien wel lijkt. Onder verder gunstige omstandigheden veroorzaakt een verhoogde CO₂-concentratie een toename in de bioaccumulatie, hoewel dit effect zeer soortafhankelijk is (van dit feit wordt tegenwoordig in sommige kassen wel gebruik gemaakt door de CO₂-concentratie in de kassen te verhogen zodat de planten sneller groeien). Ook de wortel/spruit-verhouding kan toenemen als gevolg van een verhoogde CO₂-concentratie. Een verhoogde CO₂-concentratie kan ook leiden tot meer takken, uitlopers, bloemen en vruchten. Daarnaast verandert ook de kwaliteit van het weefsel onder invloed van een hogere CO₂-concentratie. De nutriëntenconcentraties nemen vaak af en de koolhydraatinhoud neemt toe [Melillo, J.M. et al. 1990]. Door een verhoogde CO₂-concentratie ("CO₂-bemesting") neemt de concentratie van andere nutriënten ten opzichte van C af, waardoor ook de nutriënt/koolstof-verhouding in levende planten en in het plantenstrooisel afneemt. Omdat micro-organismen een minimale nutriënt/koolstof-verhouding (vooral stikstof/koolstof) nodig hebben voor eigen onderhoud, wordt het lastiger deze "taai" plantenweefsels te verteren. Vergaande ecologische gevolgen zijn hierdoor mogelijk, zoals herbivorie, gastheer-pathogeen interacties en bodemprocessen als decompositie en de nutriëntcyclussen [Melillo, J.M. et al. 1990; Lambers, J.T. 1990].

De invloed van de atmosferische CO₂-concentratie is extra ingewikkeld omdat deze de temperatuurgevoeligheid van sommige planten beïnvloedt: De optimumtemperatuur neemt namelijk toe met toenemende CO₂-concentratie. Als echter de kritieke temperatuur wordt overschreden, neemt de groei af door enzymdegradatie [Melillo, J.M. et al. 1990].

B) Plantengemeenschap

Klimaatveranderingen veroorzaken wijzigingen in de essentiële processen van de plant: de kieming, de reproductie, de groei en de sterfte worden wezenlijk door het klimaat beïnvloed. Hierdoor veranderen de competitieverhoudingen tussen soorten, vooral in randgebieden.

Tussen plant en dier is een complex netwerk van afhankelijkheden. Klimaatveranderingen kunnen deze netwerken ingrijpend verstoren. Zo kunnen dieren, vanwege hun mobiliteit, met het klimaat "meetrekken" naar lokaties die gunstig voor ze zijn, terwijl planten zich slechts door middel van zaad- en/of vruchtverspreiding kunnen verplaatsen, wat veel trager verloopt. Planten die voor de zaad- en/of vruchtverspreiding afhankelijk zijn van dieren kunnen zich wellicht niet meer handhaven doordat de dieren zijn weggetrokken. Bovendien

kan er stress ontstaan in plantengemeenschappen, doordat de klimaatomstandigheden veranderen en daardoor niet meer optimaal zijn voor de gemeenschap, die zich maar langzaam aan kan passen aan de wijzigende omstandigheden. Hierdoor kunnen ze afzwakken, waardoor ze kwetsbaarder zijn voor vraat door insecten en micro-organismen.

Als het klimaat zo snel verandert als voorspeld wordt, is het de vraag of vele plantengemeenschappen deze veranderingen bij kunnen benen. Zeker randgebieden zijn een kwetsbaar doelwit. Er zou zodoende grote sterfte van plantengemeenschappen op kunnen treden. Omdat de hoeveelheid levende vegetatie dan af zou nemen (wellicht slechts tijdelijk, doordat ze zich op den duur weer herstelt) daalt ook de opname van CO_2 door de vegetatie, waardoor de CO_2 -concentratie in de atmosfeer stijgt.

2.6 CO-flux

Natuurlijke emissies van CO ontstaat door oxydatie van (natuurlijke) koolwaterstoffen die door de vegetatie worden geëmitteerd en door natuurlijke vegetatiebranden. Nog een natuurlijke bron van CO is de oceaan, al heeft deze maar een klein aandeel. Koolmonoxyde is op zichzelf een indirect broeikasgas maar heeft evenals NO_x invloed op de atmosferische chemie, waaronder op de ozonconcentratie in de troposfeer [Shine, K.P. et al. 1990]. Doordat koolmonoxyde reageert met het hydroxylradicaal OH heeft het ook indirect invloed op de concentratie van methaan in de atmosfeer, omdat OH de belangrijkste put is van methaan.

2.6.1 Invloed van het klimaat op de natuurlijke emissies van CO

Natuurlijke vegetatiebranden: De kans op vegetatiebranden en de mate waarin ze zich uitbreiden zijn afhankelijk van verschillende klimaatfactoren. Deze worden behandeld in paragraaf 2.3.1.

Oxydatie koolwaterstoffen: Natuurlijke emissies van koolwaterstoffen zijn afhankelijk van verschillende klimaatfactoren, met name temperatuur en lichtintensiteit (zie paragraaf 2.7). Daardoor heeft het klimaat ook invloed op de oxydatie van deze natuurlijke koolwaterstoffen tot CO: de oxydatie is afhankelijk van de concentratie van de koolwaterstoffen.

Oceanen: De oplosbaarheid van koolmonoxyde in water neemt af met de temperatuur [Verkerk et al. 1986], zodat de flux van koolmonoxyde vanuit de oceanen naar de atmos-

feer toeneemt met stijgende temperaturen. Een verlaagde luchtvochtigheid en een verhoogde instraling en windsnelheid zijn stimulerend voor de flux van water naar de atmosfeer. Met deze flux worden ook gasen en opgeloste stoffen die daarin aanwezig zijn meegenomen, zodat hierdoor ook de CO-flux toe kan nemen.

2.7 Flux van VOS

Vluchtige organische stoffen (VOS) worden geëmitteerd door terrestrische hogere planten, met name door bomen. VOS hebben invloed op de concentraties van ozon en koolmonoxyde in de troposfeer en zijn daarom van belang bij de bestudering van het broeikaseffect. De meest bestudeerde vluchtige koolwaterstoffen zijn isopreen (C_5H_8) en terpenen ($C_{10}H_{16}$). 0,06% tot circa 1% van de fotosynthetisch vastgelegde koolstof wordt geëmitteerd in de vorm van biogene VOS. De emissiesnelheid van isopreen is vrij constant over de verschillende plantensoorten en bedraagt 10-30 μg per g gedroogd bladweefsel per uur [Rasmussen, R.A. 1981].

2.7.1 Invloed van het klimaat op de natuurlijke emissies van VOS

Verschillende klimaatfactoren zijn van invloed op de emissie van vluchtige koolwaterstoffen:

De bladtemperatuur is direct gekoppeld aan de luchttemperatuur [Grace, J. 1983]. De bladtemperatuur op zijn beurt heeft weer invloed op de emissiesnelheid van VOS: de emissiesnelheid neemt toe met stijgende (blad)temperatuur. Dit komt enerzijds doordat een plant zijn huidmondjes verder opent bij hoge temperaturen zodat deze meer kan transpireren om niet oververhit te raken. Anderzijds vervluchtigen de VOS makkelijker naarmate de temperatuur hoger is.

De intensiteit van de zonnestraling beïnvloedt de bladtemperatuur. De bladtemperatuur heeft, zoals gezegd, een stimulerende invloed op de emissiesnelheid van VOS. Naalden kunnen door directe instraling een temperatuur aannemen van 1-2°C boven de luchttemperatuur. Bij grote, platte bladeren kan dit verschil oplopen tot 10-15°C [Knoerr 1981].

De luchtvochtigheid kan invloed hebben op de openingstoestand van de huidmondjes van de bladeren. Dit heeft zowel directe als indirecte consequenties voor de blademissie door respectievelijk regulering van het emissie-oppervlak en regulering van de bladtemperatuur.

De windsnelheid bepaalt de grenslaagdikte en daardoor de weerstand boven de bladeren. Met toenemende windsnelheid neemt de grenslaagdikte af. En hoe kleiner de grenslaag, des

te kleiner is de weerstand boven een blad. Als de weerstand afneemt, neemt de gasuitwisseling tussen blad en atmosfeer, en dus de emissie van VOS, toe. Doordat ook de emissiesnelheid van water, de transpiratie, afhangt van de grenslaagdikte, beïnvloedt de windsnelheid ook de bladtemperatuur (hoe hoger de windsnelheid, des te meer koelt het blad af) zodat de windsnelheid ook indirect de flux van VOS beïnvloedt [Grace, J. 1983].

Ook de CO₂-concentratie in de atmosfeer is bepalend voor de openingstoestand van de huidmondjes. Naarmate de CO₂-concentratie hoger is neemt de openingstoestand af. Dit komt doordat de plant zuinig omspringt met water en de transpiratie daarom zoveel mogelijk beperkt. De huidmondjes worden daarom niet verder geopend dan noodzakelijk om CO₂ op te nemen en de warmte te reguleren. De emissie van VOS neemt dus af met een stijgende CO₂-concentratie.

Deze klimaatfactoren beïnvloeden de emissiesnelheid tevens via een nog indirectere route, namelijk via de fotosynthese. De fotosynthese is immers ook afhankelijk van bovengenoemde klimaatfactoren: zonnestraling is de energiebron van de fotosynthese. De temperatuur is bepalend voor de enzymactiviteit en dus voor de fotosynthesesnelheid. Tenslotte zijn de gasuitwisselingssnelheid en daardoor de windsnelheid, alsmede de atmosferische CO₂-concentratie bepalend voor de concentratie van CO₂ in de plant, nodig voor de fotosynthese.

De emissiesnelheid van VOS is afhankelijk van de fotosynthesesnelheid omdat de fotosynthesesnelheid de produktiesnelheid van VOS bepaalt [Tingey, D.T. 1981]

Uit experimenten blijkt inderdaad dat terpeenemissies afhankelijk zijn van de temperatuur. Er blijkt echter geen relatie te zijn met de lichtintensiteit. Verder lijken terpeenemissies te variëren met de seizoenen, de breedtegraad en de hoogte [Zimmerman, P.R. et al. 1978].

Uit experimenten met isopreenemissies blijken deze sterk afhankelijk te zijn van de temperatuur en bovendien van de lichtintensiteit [Tingey, D.T. 1981].

Ook blijkt uit experimenten een positieve correlatie te zijn tussen de isopreenemissie en de fotosynthese. De isopreen-lichtcurve beschrijft eenzelfde hyperbool als de fotosyntheselichtcurve [Ohta, K. 1986].

2.8 Flux van DMS

De meeste fytoplanktonsoorten, die alomtegenwoordig zijn in de oceanen, scheiden dimethylsulfide (DMS) uit. Door de terrestrische biota worden verscheidene zwavelverbindingen, waaronder ook DMS, geëmitteerd. Deze ontsnappen naar de atmosfeer, waar

ze reageren tot sulfaat- en sulfonaataerosolen, die vervolgens optreden als condensatiekernen. In de marine atmosfeer worden bijna alle condensatiekernen gevormd door deze van biologische oorsprong zijnde aerosolen. Op de condensatiekernen vormen zich waterdruppeltjes, zodat wolken kunnen ontstaan. De mate van bewolking is bepalend voor het klimaat, maar hangt ook af van het klimaat, evenals de vorming van DMS [Charlson, R.J. et al. 1987].

2.8.1 Invloed van het klimaat op de natuurlijke emissies van DMS

De flux van DMS uit oceanen is afhankelijk van de windsnelheid en van de concentratie DMS in het water. De concentratie is afhankelijk van de bloei van algen en van de soort algen.

De algenbloei in oceanen begint pas in de lente (en de DMS-productie loopt daar achteraan) als de lichtintensiteit en de temperatuur hoog genoeg zijn. De algenbloei is dus afhankelijk van deze twee factoren. De concentratie van nutriënten is echter ook een belangrijke beperkende factor: ongeveer een maand na de grote bloei-piek sterven de algen weer, terwijl de lichtintensiteit en de temperatuur nog steeds gunstig zijn voor hun groei. Dit komt doordat de nutriënten dan al zijn verbruikt. Van een hogere temperatuur op zich zal de DMS-productie daarom niet toenemen. Deze zal dan waarschijnlijk hetzelfde zijn, maar in een kortere periode geschieden. Als temperatuurverhogingen echter veranderingen in de zeestromingen tot gevolg hebben, dan kan dat grote consequenties hebben voor de beschikbaarheid van nutriënten, wat wel van betekenis kan zijn voor de DMS-productie.

Ook een verandering in de intensiteit van UV-straling zou van betekenis kunnen zijn voor de DMS-productie, doordat het een verandering in de concurrentieverhouding van verschillende DMS-producerende algen teweeg kan brengen. De mate van DMS-productie van verschillende algen loopt namelijk een factor 10.000 uiteen. Als een algensoort die veel DMS produceert goed bestand is tegen een hoge dosis UV, dan zou deze kunnen gaan overheersen als de UV-straling toeneemt, waardoor de DMS-emissie toe zou nemen.

Het blijkt dat, onafhankelijk van de primaire productie, de warmste, zoutste en sterkst belichte gebieden van de oceanen de hoogste snelheid hebben van DMS-emissie naar de atmosfeer [Charlson, R.J. et al. 1987]. Een temperatuurstoename en een toename in de lichtintensiteit zouden dus de emissie van DMS uit de oceanen kunnen versterken.

Klimaatveranderingen zouden ook de windsnelheid boven de oceanen kunnen beïnvloeden en daardoor de transportsnelheid van DMS naar de atmosfeer kunnen wijzigen.

Een toename in de DMS-flux betekent een stijgende concentratie van condensatiekernen in de atmosfeer en dus een toename in de bewolking [Charlson, R.J. et al. 1987]. Door meer bewolking neemt de reflectie boven de wolken toe zodat meer zonnestraling direct naar de ruimte wordt teruggekaatst, waardoor de temperatuur aan het aardoppervlak daalt. Onder de wolken neemt de lichtintensiteit af. Met de afnemende lichtintensiteit neemt de DMS-produktie af. Licht en temperatuur enerzijds en DMS-produktie anderzijds werken dus stabiliserend op elkaar in.

2.9 Conclusie

Oceanen

In algemeenheid kan gezegd worden dat in een warmer klimaat de oplosbaarheid van (broeikas)gassen in water afneemt ten opzichte van het huidige klimaat. Het directe terugkoppelingseffect van de temperatuuroename op de emissie van broeikasgassen uit oceanen is daardoor dus positief. Er is echter ook een indirect temperatuureffect: de toename van de luchttemperatuur kan veranderingen in de circulatiepatronen van de oceanen teweegbrengen, wat invloed kan hebben op zowel de temperatuur van het water als de concentraties van gassen in het water. Het is zeer moeilijk te bepalen hoe deze twee aspecten veranderen in een door broeikasgassen warmer geworden klimaat.

Bodems

In bodems worden verschillende broeikasgassen geproduceerd als gevolg van biologische activiteiten, die vervolgens worden geëmitteerd naar de atmosfeer. Dit zijn CO_2 , CH_4 , NO_x en N_2O . De biologische activiteit in afhankelijkheid van de temperatuur verloopt in het algemeen volgens een optimumkromme, waarbij het optimum meestal hoog ligt, namelijk rond de 38°C . In de meeste streken zal daarom de biologische activiteit toenemen als gevolg van de directe werking van de stijgende temperatuur. Naast de temperatuur heeft de bodemvochtigheid grote invloed op de produktie van bovengenoemde broeikasgassen. De bodemvochtigheid verandert als gevolg van wijzigingen in temperatuur, neerslag en bewolking. Doordat de veranderingen in het neerslagpatroon en de bewolking veel localer, wisselender en onzekerder zijn dan de temperatuurveranderingen, kan de invloed van een zich wijzigende bodemvochtigheid op de emissies van (in)directe broeikasgassen uit de bodem niet in algemeenheid besproken kan worden.

Vegetaties

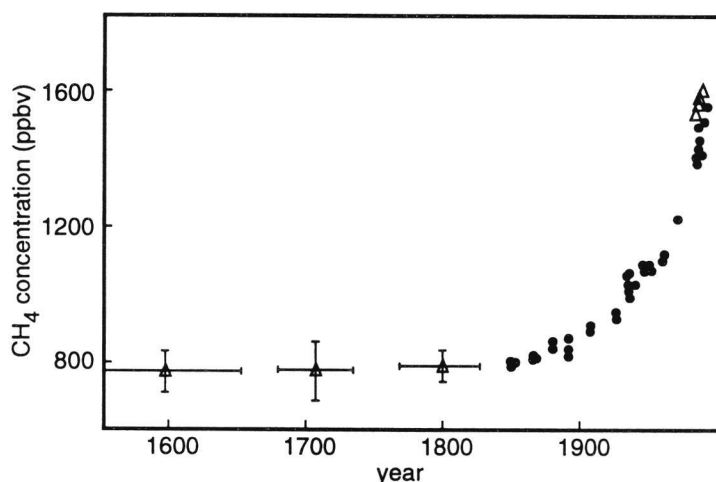
Er is een flux tussen de vegetatie en de atmosfeer van CO_2 , H_2O , VOS en DMS. De respons van vegetaties op het veranderend klimaat vindt plaats op twee schalen, die erg van elkaar verschillen maar beide essentieel zijn. De eerste schaal is op het niveau van de individuele plant. In een warmer klimaat verdampen planten meer water om op temperatuur te blijven door de huidmondjes verder te openen. Als de huidmondjes verder open staan neemt ook de emissie van VOS toe (althans van isopreen en terpenen). Een hogere temperatuur doet ook direct de VOS-emissie stijgen. De hogere VOS-emissie zou een positieve terugkoppeling op de temperatuur tot gevolg hebben. De terugkoppeling van de verhoogde verdamping van water door de vegetatie is minder duidelijk. Het zou tot meer wolkenvorming kunnen leiden, wat zowel positieve als negatieve terugkoppelingen tot gevolg kan hebben. De CO_2 -concentratie in de atmosfeer is echter aan het toenemen, wat effect zou kunnen hebben op de openingstoestand van de huidmondjes. Deze zouden zich hierdoor minder ver kunnen openen, met als gevolg dat de emissies van H_2O en VOS lager worden. De groei van planten zou echter door een hogere CO_2 -concentratie misschien kunnen toenemen, waardoor de opname van CO_2 uit de atmosfeer zou kunnen stijgen. Dit zou een negatieve terugkoppeling tot gevolg kunnen hebben op de temperatuurtoename.

Op globale schaal gebeuren er heel andere dingen. Als gevolg van een warmer klimaat kunnen vegetatiezones zich gaan verschuiven. Als er eenmaal een nieuw evenwicht is bereikt, dan gaat het bovenstaande (de respons op individueel niveau) weer op. Wat daarvoor zal gebeuren is echter moeilijk te zeggen. Er kan sterfte optreden doordat ecosystemen niet bestand zijn tegen dergelijke snelle, drastische klimaatveranderingen. Door sterfte neemt de opname van CO_2 door de vegetatie af, waardoor de netto flux van CO_2 naar de atmosfeer toeneemt. De verdamping van water neemt ook toe als de vegetatie afneemt: de vegetatie is in staat water vast te houden, onbegroeide aarde is droger dan begroeide. Zowel de afname in de CO_2 -opname als de toename in de H_2O -emissie leiden tot een positieve terugkoppeling op de globale temperatuurstijging. De emissie van VOS neemt af wanneer sterfte van de vegetatie optreedt. Dit heeft een negatieve terugkoppeling tot gevolg.

Omdat de veranderingen in neerslagpatronen en bewolking veel onzekerder, wisselender en localer zijn, kan over het effect hiervan op de emissie van de verschillende (in)directe broeikasgassen uit de vegetatie niet in algemeenheid gesproken worden.

3. METHAANFLUX IN HET ALGEMEEN

Methaan is een geurloos, kleurloos gas [Ehhalt, D.H. 1985], ook wel bekend als aardgas. Het is het meest belangrijke broeikasgas na kooldioxyde [Khalil, M.A.K. & M.J. Shearer 1993]. De concentratie van methaan en diens verblijftijd (10 jaar) zijn veel lager dan die van kooldioxyde, maar het is per molecule 20 keer zo effectief als broeikasgas [Shine, K.P. et al. 1990]. Uit recent onderzoek blijkt dat de atmosferische methaanconcentratie jaarlijks 0,8 tot 2% stijgt [Vourlitis, G.L. 1993]. De stijging neemt deel aan een algemene concentratietoename die parallel loopt aan de groei van de menspopulatie (zie figuur 1). De concentratie van methaan is toegenomen van ca. 800 ppbv [Watson, R.T. 1990], 200 jaar geleden, tot het huidige niveau van ongeveer 1.680 ppbv [Pearman, G.I. & P.J. Fraser 1988] en is dus meer dan verdubbeld.



Figuur 3.1 Atmosferische methaanvariatie in de afgelopen paar eeuwen. [Pearman, G.I. & P.J. Fraser 1988].

Naast de belangrijke rol van methaan in het broeikaseffect, speelt methaan, zelfs in lage concentraties [Ehhalt, D.H. 1985], een essentiële rol in de atmosferische chemie. Hierdoor is methaan een prototype van gassen die de atmosferische chemie, het klimaat en het leven op aarde met elkaar verbinden [Khalil, M.A.K. & M.J. Shearer 1993].

3.1 Methaanbronnen en -putten

De concentratie van methaan in de atmosfeer wordt bepaald door de snelheid van productie en afbraak van methaan en diens transportsnelheid in en uit de atmosfeer.

3.1.1 Bronnen

Methaan wordt voornamelijk geproduceerd door micro-organismen in anaërobe (=zuurstofloze) milieus.

3.1.1.1 Natuurlijke bronnen

Natuurlijke natte ecosystemen ("wetlands") zijn sprekende voorbeelden van dergelijke anaërobe milieus. In de darmen van termieten en de magen van herbivoren bevinden zich ook methaanproducerende bacteriën. Door winden en oprispen ontstaat een methaanstroom naar de atmosfeer [Cicerone, R.J. & R.S. Oremland 1988]. Ook uit oceanen en zoete wateren ontsnapt een kleine hoeveelheid methaan. Daarnaast komt methaan vrij bij vegetatiebranden, waarvan een gedeelte van natuurlijke oorsprong is. Tenslotte is er nog een, wat de omvang betreft vrij onduidelijke bron: methaanhyaat-destabilisatie. Op de bodem van oceanen liggen grote hoeveelheden methaanhyaat. Dit is $H_2O:CH_4$ in de verhouding 6:1. Deze verbinding bevindt zich slechts op grote diepten in de oceanen omdat deze alleen stabiel is bij lage temperaturen en hoge druk. Veranderen temperatuur of druk in de voor de stabiliteit ongunstige richting (temperatuur omhoog, druk omlaag), dan komt methaan vrij en stijgt naar de atmosfeer [Lashof, D.A. 1989].

3.1.1.2 Anthropogene bronnen

Methaan wordt gevormd in, en komt vrij bij het verbouwen van rijstvelden, het houden van vee, de lekkage van aardgas bij het winnen en vervoeren ervan, de kolenmijnbouw en stortterreinen en bij de verbranding van vegetaties.

De hoeveelheid rijstvelden en de intensiviteit waarmee rijst wordt verbouwd neemt voortdurend toe [Ehhalt, D.H. 1985]; de veeteelt stijgt sterk in de loop der tijd; de stortterreinen worden steeds groter; steeds weer worden vegetaties (met name oerwouden en graslanden in ontwikkelingslanden) verbrand ten behoeve van de landbouw en de houthandel. Allemaal menselijke handelingen, die leiden tot een verhoging van de methaanuitstoot, waardoor de concentratie van methaan in de atmosfeer stijgt.

Tabel 3.1 *Overzicht methaanbronnen [Cicerone, R.J. & R.S. Oremland 1988]*

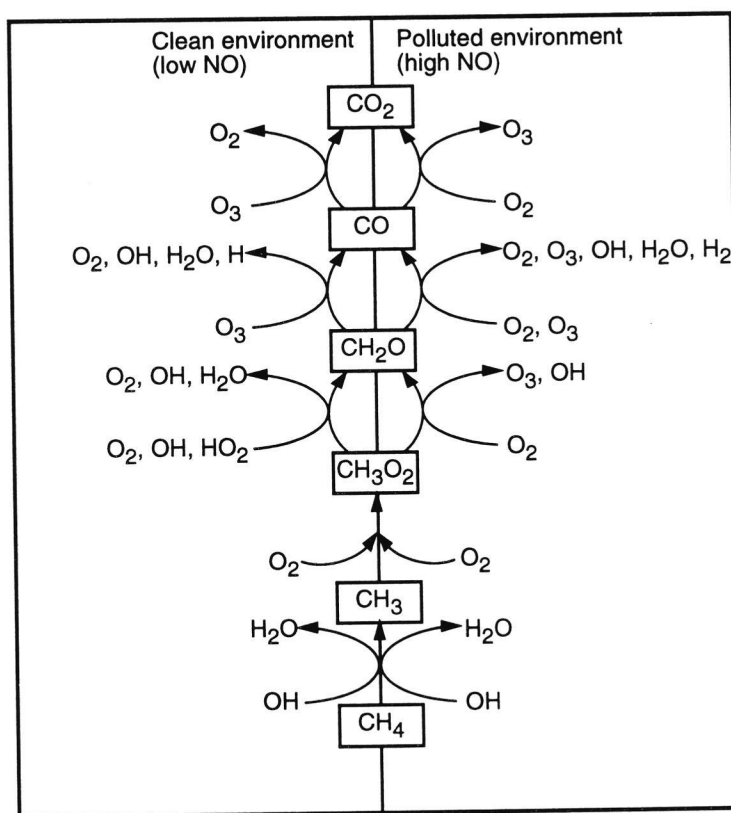
Bron	Jaarlijkse emissie 10^{12} g CH ₄	Spreiding 10^{12} g CH ₄
darm fermentatie (dieren)	80	65-100
natuurlijke wetlands *	115	100-200
rijstvelden	110	60-170
verbranding biomassa	55	50-100
termieten	40	10-100
stortterreinen	40	30- 70
oceanen	10	5- 20
zoete wateren	5	1- 25
methaanhyaat destabilisatie	5?	0-100 (toekomst)
kolen mijnbouw	35	25- 45
lekkage bij winning en transport van gas	45	25- 50
totaal	540	400-640

* dit zijn beboste en onbeboste veenmoerassen, beboste en onbeboste moeraslanden, toendra's en alluviale formaties.

3.1.2 Putten

3.1.2.1 Fysisch-chemische putten

De methaanconcentratie in de atmosfeer wordt niet alleen bepaald door de emissiesnelheid, maar ook door de snelheid en mate van consumptie en afbraak van methaan. Methaan wordt voornamelijk uit de troposfeer verwijderd door reactie met het hydroxylradicaal OH. De oxidatie van methaan tot CO₂ is weergegeven in figuur 3.2.



Figuur 3.2 Verwijdering van methaan uit de troposfeer door oxydatie. [Ehhalt, D.H. 1985]

Door de reacties van methaan in de troposfeer (zie figuur 3.2) is methaan een voornaam bron van verschillende stoffen zoals O₃, CO, H₂, H₂CO, die bij deze reacties ontstaan. Doordat methaan reageert met OH neemt in eerste instantie de OH-concentratie af met toenemende methaanconcentratie. Methaan is echter een bron van O₃ en O₃ een bron van OH. Zo vormt methaan dus indirect OH naast dat het OH afbreekt [Crutzen, P.J. 1985]. De concentraties van bovengenoemde gasen worden dus beïnvloed door de concentratie van methaan in de atmosfeer. Dit is van belang voor de bestudering van het broeikaseffect omdat vooral ozon daarin een belangrijke rol speelt.

Van 1979 tot 1990 is er een significante daling waargenomen in de ozonconcentratie in de atmosfeer als geheel; de troposferische fotolyse $O_3 + h\nu (\lambda < 330 \text{ nm}) \rightarrow O_2 + O(^1D)$ is in deze periode toegenomen met ca. $4 \pm 2,8\%$ per decade [Madronich, S. & C. Granier 1992]. Dit proces is bevorderlijk voor de vorming van OH, wat mogelijk de vertraging zou kunnen verklaren die is opgetreden in de stijging van de methaanconcentratie gedurende de laatste 10 jaar [Madronich, S. & C. Granier 1992].

Methaan heeft ook een belangrijke rol in de stratosfeer. Het draagt er voor 50% bij aan het waterstofbudget en het is een belangrijke put voor chloor in de stratosfeer, zodat bij een toenemende stratosferische methaanconcentratie minder ozon wordt afgebroken (chloor is een ozonverdelger). Door de toenemende concentratie van methaan neemt echter ook de stratosferische waterdampconcentratie toe, waardoor waarschijnlijk meer stratosferische wolken gevormd zullen worden. Door de vorming van polaire stratosferische wolken (PSC's) zou de ozonconcentratie juist kunnen afnemen [WMO 1989].

Stijgende methaanemissies en toenemende uitstoot van koolmonoxyde (ook koolmonoxyde reageert met OH) bevorderen de afbraak van OH. Hierdoor kan minder methaan in de troposfeer worden afgebroken, zodat de concentratie van methaan in de atmosfeer stijgt. Doordat de luchttemperaturen mondiaal zouden kunnen stijgen [IPCC 1990] neemt de waterdampconcentratie, en de OH-concentratie als gevolg hiervan, juist toe (zie paragraaf 2.2.1), zodat moeilijk te zeggen is wat het netto effect hiervan zal zijn op lange termijn.

3.1.2.2 biologische putten

Een klein gedeelte van het atmosferische methaangas wordt geoxideerd tot CO₂ door aërobe bodemmicro-organismen. Een deel van het in de anaërobe zone geproduceerde methaan wordt echter direct geoxideerd door bodemmicro-organismen in de aërobe bodemlaag, alvorens het de atmosfeer kan bereiken. Hoe groot dit gedeelte is, is nog erg onduidelijk. Schattingen lopen uiteen van <10% tot >90% van de produktie in de bodem [King, G.M. 1990]. Dit betekent dat methaanconsumptie een niet te onderschatten rol zou kunnen spelen in de methaanbalans.

Tabel 3.2 *Overzicht methaanputten*

Put	Jaarlijkse oxydatie * 10 ¹² g CH ₄	Spreiding ** 10 ¹² g CH ₄
reactie met OH	450	470-510
bodemconsumptie van atmosferische methaan	10	10-30
bodemconsumptie van methaan uit de bodem		22,5-202,5***

* [Bartlett & Harris '93]

** [Aselman & Crutzen '89]

*** consumptiepercentages van King (1990) gecombineerd met gegevens over rijstveldemissies en natuurlijke wetlandemissies van Cicerone & Oremland (1988).

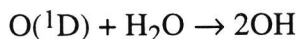
3.2 Methaanemissie en klimaatveranderingen

Omdat methaan een broeikasgas is, en de concentratie ervan toeneemt door de stijgende emissie en mogelijk ook door een dalende afbraak (zie 3.1.2.1), zou hierdoor de temperatuur op aarde kunnen stijgen. Een hogere oppervlaktetemperatuur kan de natuurlijke emissie van methaan beïnvloeden. Hoe de natuurlijke emissie van methaan zal veranderen als gevolg van de door de mens geïnduceerde temperatuurverhogingen en andere klimaatveranderingen die daarmee gepaard gaan is niet met zekerheid te zeggen. Men kan nog steeds met geen enkele graad van zekerheid toekomstige emissiesnelheden voorspellen. Noch kunnen de wereldwijde milieuveranderingen die hierdoor kunnen worden veroorzaakt berekend worden [Khalil 1993].

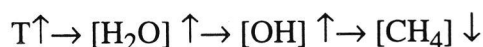
Toch zal wat betreft de toendra's getracht worden hier een beeld van te geven.

3.2.1 Klimaatafhankelijkheid van de atmosferische chemie

De OH-concentratie. De absolute atmosferische waterdampconcentratie verandert met het klimaat [Manabe, S. & R.T. Wetherald 1987]. Zij neemt sterk toe met de luchttemperatuur (zie aldaar). Dit is van belang voor de troposferisch-chemische balans omdat het hydroxylradicaal (OH) vooral wordt gevormd uit waterdamp door de fotochemische reactie:



De OH-concentratie neemt dus toe met de waterdamp-concentratie in een warmer wordende atmosfeer. Omdat het hydroxylradicaal de belangrijkste put van methaan is, kan hierdoor meer methaan worden afgebroken en daalt daardoor de methaanconcentratie in de atmosfeer. Afgezien van wat een verhoogde waterdampconcentratie doet met de energiebalans van de aarde, resulteert dit in een negatieve terugkoppeling op de oppervlaktetemperatuur. Samengevat:



3.2.1.1 de reactie van methaan met OH

De reactieconstante (k) van de reactie van methaan met OH is temperatuurafhankelijk volgens de relatie:

$$k = 6,95 \cdot 10^{-18} T^2 e^{-1280/T} \text{ cm}^3 \text{ molecuul}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$$

[Finlayson-Pitts, B.J. & J.N. Pitts Jr. 1986] zodat de reactiesnelheid zal toenemen met de temperatuur. Zoals gezegd in de inleiding zijn de reactiesnelheidsconstanten van atmosferische OH-reacties niet erg temperatuurgevoelig; een temperatuurstijging van 3 K brengt nauwelijks een verandering in de OH-concentratie teweeg. Dit betekent dat de invloed van de temperatuur op de atmosferische reactie van methaan met OH beperkt blijft tot de invloed die de temperatuur op de luchtvochtigheid, en dus op de OH-concentratie heeft.

3.3 Discussie

De meeste klimaatmodellen voorspellen (IPCC 1990) dat de komende 100 jaar de methaanemissie verder toe zal nemen tot een atmosferische concentratie van 2 tot 3 keer het huidige niveau.

De stijging van de methaanconcentratie gedurende de laatste twee eeuwen heeft te maken met de toename van vee, rijstvelden en aardgasexploitaties. Een toename in de wereldbevolking zal daarom waarschijnlijk leiden tot meer vee, rijstvelden en aardgasexploitaties en dus tot hogere anthropogene methaanemissies. Khalil en Rasmussen (1993) achten het echter onwaarschijnlijk dat de concentratieverhoging als gevolg hiervan zoveel als een factor 2 tot 3 zal stijgen, omdat de groei gelimiteerd is [Khalil, M.A.K. & R.A. Rasmussen 1993].

Nieuwe aanwijzingen tonen zelfs een afname in de accumulatie van methaan gedurende het laatste decenium. Khalil en Rasmussen (1993) hebben de methaantrend bestudeerd gedurende de periode 1982-1992 en vonden dat de stijging van de methaanconcentratie in het begin van deze periode 1,3% per jaar was, terwijl de jaarlijkse toename aan het eind van de periode nog maar 0,7% was.

Het is echter maar de vraag in hoeverre een trend van 10 jaar iets zegt over het verloop gedurende 100 jaar, evenals het de vraag is in hoeverre een trend van (de laatste) 150 jaar tekenend kan zijn voor het verloop van atmosferische concentraties en het klimaat op langere termijn, gezien vanuit een geologisch oogpunt.

4. METHAANFLUX VANUIT DE TOENDRA NAAR DE ATMOSFEER IN EEN VERANDEREND KLIMAAT

In dit hoofdstuk wordt ingegaan op de flux van methaan vanuit een bepaald ecosysteem. Als voorbeeld van zo'n leefgemeenschap is de toendra gekozen. De toendra is zo interessant in het klimaatvraagstuk om de volgende redenen: De streken op hoge breedte zijn, globaal gezien, naar verwachting aan de grootste temperatuurstijgingen onderhevig [Mitchell, J.F.B. et al. 1990]. Door hogere temperaturen in de toendra zal meer ijs smelten en zodoende meer grond in de zomer ontdooien, waardoor het volume onbevroren grond in de zomer toe zal nemen. Hierdoor kan meer bodemactiviteit plaats vinden, wat zijn weer-slag kan hebben op de methaanflux uit de toendra. De potentiële capaciteit van de toendra is aanzienlijk, gezien de grote koolstofvoorraad.

Allereerst wordt kort beschreven wat een toendra is en waar het ligt. Daarna wordt ingegaan op de processen die methaanemissie, -productie en -consumptie beïnvloeden. Deze twee onderdelen worden in de laatste paragraaf gekoppeld. Tenslotte wordt gekeken naar de uiteindelijke gevolgen die klimaatveranderingen kunnen veroorzaken in de toendra.

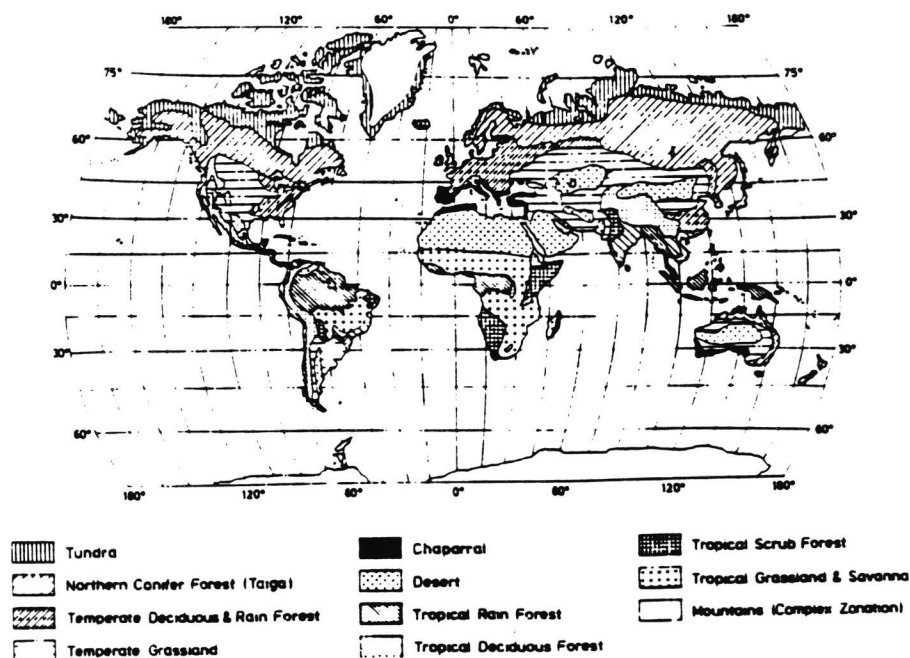
4.1 De toendra

Het woord 'toendra' komt van het Finse woord 'toentoer', wat mossteppe betekent. Het is een gebied in de poolstreken, een vrij nauwe band rond 70° noorderbreedte. Het bedekt slechts circa 5% van het mondiale landoppervlak [Whalen, S.C. & W.S. Reeburgh 1988], volgens Matthews (1983) $7,34 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$. De ondergrond van de toendra is het gehele jaar door bevroren; dit verschijnsel wordt ook wel permafrost genoemd. Alleen in de korte zomer ontdooit een oppervlakkige laag [Grote Winkler Prins, 7^e druk]. In paragraaf 4.1.1 zal uitgebreider op de permafrost worden ingegaan.

De vegetatie van de toendra kan grofweg worden ingedeeld in de "pollentoendra" en de "natte weide toendra" [Whalen, S.C. & W.S. Reeburgh 1988]. De pollentoendra gemeenschap, ook wel hoogland toendra genoemd, wordt gedomineerd door wollegras (*Eriophorum vaginatum*) en is in Alaska, Canada en Siberië hetzelfde. De natte weide toendra wordt gedomineerd door *Eriophorum angustifolium* (een andere wollegras) en zegge (*Carex aquatilis*), met kleine hoeveelheden *Eriophorum scheuchzeri*, en is typerend voor de circumpolaire vegetatie van de arctische kustvlakte [Torn M.S. & F.S. Chapin 1993]. De bodemvochtigheid is het meest bepalend voor de gemeenschapsstructuur en het toendra-type.

Qua bodemtype kan de toendra ook wel worden onderverdeeld in "bogs" en "fens" [Aselman, I. & P.J. Crutzen 1989], wat vertaald zou kunnen worden in hoog- en laagvenen. Hoogvenen zijn geïsoleerd van oppervlaktewater en ontvangen hun water uitsluitend in de vorm van neerslag, waardoor ze weinig nutriënten ontvangen en zodoende nutriënten-arm zijn. Hoog in het noorden is de hoeveelheid neerslag niet zo groot, maar door de koude omstandigheden blijft de bodem toch zeer vochtig [Aselman, I. & P.J. Crutzen 1989]. Verder hebben hoogvenen een vrij zure bodem. Laagvenen staan, in tegenstelling tot hoogvenen, wél in contact met oppervlaktewater, waardoor ze rijker zijn aan nutriënten; daarnaast zijn ze basischer dan hoogvenen. Hierdoor is de vegetatie diverser in laagvenen dan in hoogvenen.

Wat verder kenmerkend is voor toendrabodems, is de werking van de permafrost: de bodem wordt cryoturbaat genoemd: verstoord door het smelten en bevriezen van bodemwater.



Figuur 4.1 Wereldkaart met de toendra, gearceerd

De primaire produktie (=produktie van plantenmateriaal, primair genoemd omdat het de basis vormt van de voedselketen) in de toendra is bescheiden: 40-100 g C per m² per jaar. De decompositiesnelheid is echter zo laag ten opzichte van de primaire produktie, dat netto koolstof wordt geaccumuleerd. Zo wordt er een dikke veenlaag gevormd. De toendra heeft dus een veenbodem. Er wordt geschat dat natte toendra jaarlijks 30 Tg C accumuleren [Sebacher, D.I. et al. 1986]; hoewel Whalen & Reeburgh (1988) de jaarlijkse accumulatie

schatten op circa 150 Tg C. Volgens Oechel & Billings (1992) ligt in totaal $1,3 \cdot 10^4$ Tg C opgeslagen in natte toendra-ecosystemen, waarvan 92% dood organisch materiaal is dat aanwezig is in de actieve bodemlaag en de bovenste permafrostlaag. De toendra heeft daarvoor een belangrijk aandeel, namelijk 15%, in de mondiale voorraad van organische koolstof [Cicerone, R.J. & R.S. Oremland 1988].

Door de reusachtige berging van koolstof in de grond in natte toendra-ecosystemen en de overheersende waterverzadigde, anaërobe condities van natte toendrabodems, zouden deze ecosystemen een belangrijke bron van atmosferische methaan kunnen zijn [Sebacher, D.I. et al. 1986].

Ondanks de lage temperaturen in de arctische streken zijn de methaanfluxen vanuit deze gebieden dan ook hoog. De methaanfluxen reageren hier ook op inter-jaarlijkse variaties in weercondities [Bartlett, K.B. et al. 1992]. Cicerone & Oremland (1988) schatten de methaanemissie vanuit de toendra op 10% van het mondiale methaانبudget. Verder lopen de schattingen voor de huidige methaanflux uiteen van 0,3 tot 33 Tg CH₄ per jaar uit de toendra [Ehhalt 1979; Sheppard et al. 1982; Whalen, S.C. & W.S. Reeburgh 1988], van 10 tot 11 Tg CH₄ per jaar uit gebieden ten noorden van 60°N (dit zijn voornamelijk toendra's) [Bartlett, K.B. & R.C. Harris 1993] en van 24 tot 63 Tg CH₄ per jaar uit wetlands tussen 50°N en 70°N [Matthews, E. & I. Fung 1987; Bartlett, K.B. et al. 1990; Aselman, I. & P.J. Crutzen 1989] (zie tabel 4.3).

Gebaseerd op de emissies van Whalen & Reeburgh (1988, 19 tot 33 Tg CH₄ per jaar) en de oppervlakte-schatting van de toendra door Matthews (1983), betekent dit gemiddeld een emissie van circa 3 g CH₄ per m² per jaar. Bartlett en Harris (1993) hebben een groot aantal zomermetingen verzameld van verschillende onderzoeken waarbij de gemiddelde fluxen uiteen lopen van 0,6 tot 451,9 mg CH₄ per m² per dag. De helft van de metingen echter lagen tussen 10 en 70 mg CH₄ per m² per dag.

Uitgedrukt als fractie van de hoeveelheid jaarlijks opgeslagen koolstof (geschat door Sebacher et al. (1986) op 30 Tg C per jaar) wordt er uit de toendra 29 tot 39% CH₄-C geëmitteerd (zie bijlage voor berekeningen).

Uitgedrukt als fractie van de netto primaire produktie in subarctisch veenland (op basis van de hoeveelheid koolstof) is de methaanemissie 1 tot 11% [Svensson, B. 1983 uit: Aselman, I. & P.J. Crutzen 1989].

4.1.1 Permafrost

In het noordelijk halfrond is bijna al het landoppervlak ten noorden van 60°N "onderlegen" door permafrost. Daarnaast komt permafrost voor in meer zuidelijke locaties, vooral alpine gebieden. Het landoppervlak waaronder permafrost voorkomt is circa 3% van het aardoppervlak, dit is ongeveer 9% van het totale landoppervlak op aarde.

Koude gebieden worden omschreven als gebieden waaronder ruimtelijk gezien continu, discontinu of sporadisch permafrost ligt. Continu wil zeggen: meer dan 80% van het oppervlak heeft een onderlaag van permafrost; discontinue permafrost beslaat 30% tot 80% en sporadische permafrost minder dan 30%.

De aanwezigheid van permafrost is het resultaat van de historische en huidige staat van de energiebalans en de geothermische warmtestroom van het bodemoppervlak.

De oppervlakte-energiebalans wordt vooral bepaald door de luchttemperatuur maar daarnaast ook door de intensiteit van de zonnestraling, de vegetatie, de mate van sneeuwbedekking en de bodemkarakteristieken.

Invloed van verschillende factoren op de bodemtemperatuur en permafrost

Luchttemperatuur. De luchttemperatuur is direct van invloed op de temperatuur van de bodem. Naarmate de luchttemperatuur lager is wordt de bodem kouder en bevriest deze eerder. Bij een gemiddeld zeer lage temperatuur kan hierdoor zelfs permafrost optreden.

De luchttemperatuur bepaalt dus de globale verspreiding van de permafrost. Dit is bijvoorbeeld waar te nemen in Canada, waar de zuidelijke grenzen van de permafrostgebieden gelijk vallen met de isotherm van een gemiddelde jaarlijkse temperatuur van -1,1°C.

Zonnestraling. Directe zonnestraling verwarmt de bodem en heeft zodoende invloed op de thermische staat van de bodem en daardoor ook op de mate van permafrost. De invloed van zonnestraling op de dikte van de permafrostlaag blijkt uit het feit dat noordelijke hellingen (waarop de zon weinig uren direct schijnt) dikkere permafrostlagen bezitten dan zuidelijke hellingen.

Vegetatie. De vegetatie beschermt de bodem tegen opwarming in de zomer, zodat deze minder kan ontdooien dan wanneer er geen vegetatie aanwezig zou zijn. Dus als de bodem door een vegetatielaag wordt bedekt is de permafrostlaag relatief dik.

Sneeuwbedekking. Door de hoge reflectie en de lage thermische geleidbaarheid (of te wel goede isolatie) beschermt een sneeuwdek de bodem voor schommelingen in de luchttemperatuur. Dit is waarschijnlijk de reden waarom in Oost Canada en West Siberië geen permafrost voorkomt: in de winter ligt daar een dikke, isolerende sneeuwlaag, die de bodem behoedt voor al te sterke afkoeling.

Bodemkarakteristieken. De verwarming en afkoeling van de bodem hangen beide af van diens thermische geleidbaarheid en warmtecapaciteit. Deze zijn op hun beurt afhankelijk van fysische bodemeigenschappen zoals de textuur, de porositeit, de waterinhoud (bodemvochtigheid) en de thermische staat van de bodem.

Bodemvochtigheid. De thermische geleiding van de bodem is een lineaire functie van de bodemvochtigheid. Toendrabodems zijn vochtig, maar 's winters nog sterker dan in de zomer. Het netto resultaat is dat 's winters, door het hogere vochtgehalte van de bodem, een grotere hoeveelheid warmte wordt getransporteerd van de bodem naar de lucht dan in de zomer wordt getransporteerd van de lucht naar de bodem. Deze "onbalans" van warmte, die netto negatief is, leidt tot de vorming van permafrost.

Invloed van lage temperaturen en permafrost op de vegetatie

Lage temperaturen verlagen de hydraulische geleidbaarheid van de bodem en verhinderen daardoor infiltratie. Daarnaast creëert permafrost een ondoordringbare laag die bodemdrainage tegengaat. De aanwezigheid van ondiepe permafrost verhindert bodemdrainage zelfs zodanig, dat daardoor het grondwaterpeil tot aan of nabij het bodemoppervlak staat. Zelfs in extreem droge gebieden lijkt de trage dooi van permafrost ervoor te zorgen dat er voldoende bodemvocht aanwezig om boomgroei mogelijk te maken (mits het daarvoor niet te koud is).

Tevens lijken lage temperaturen het metabolisme van planten direct te beïnvloeden: het begin en het einde van het groeiseizoen zijn nauw gerelateerd aan de tijd dat de bodem ontdooit en bevriest.

Verder lijkt continue permafrost een van de belangrijkste factoren te zijn die de noordelijke boomgrens in Oost Siberië bepaalt [Bonan, G.B. 1992].

4.2 Methaanflux

De methaanflux is een resultante van de produktie en de consumptie van methaan en hangt tevens af van de transportroute. Methaan wordt zowel geproduceerd als geconsumeerd door micro-organismen in de bodem.

Zowel methaanoxyderende als methaanproducerende bacteriën zijn wijdverspreid in bodems. Ze komen vaak in dezelfde gebieden voor. Methanogenen bewonen diepere, natere bodemlagen, terwijl de methaanconsumerende bacteriën aërobe (zuurstofbevattende), oppervlaktelagen bewonen [Steudler, P.A. et al. 1989]. Zelfs in verzadigde toendrabodems

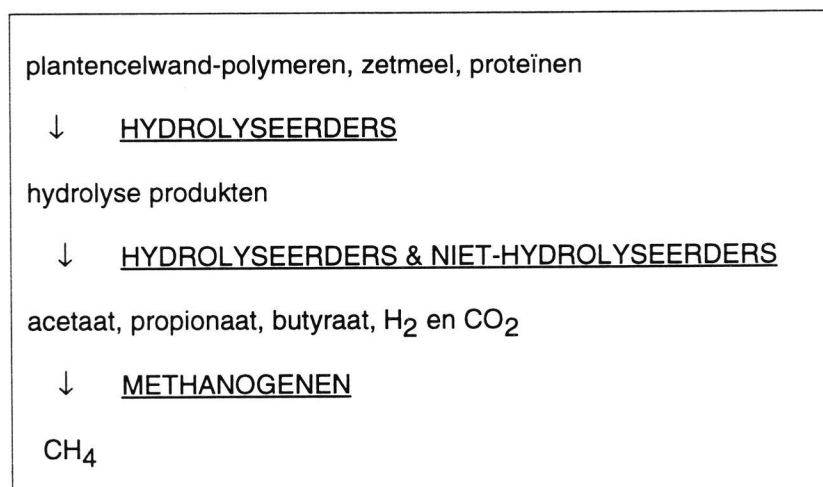
blijkt in de oppervlaktelaag aanzienlijke methaanoxydatie plaats te vinden [Torn, M.S. & F.S. Chapin 1993].

Schematisch overzicht van de bacteriële activiteit in de toendrabodems, verdeeld over de diepte:

LUCHTLAAG		
BODEMLAAG	ACTIEVE ZONE	OXYDATIE METHAAN
BODEMLAAG	ACTIEVE ZONE	PRODUKTIE METHAAN
BODEMLAAG	INACTIEVE ZONE	PERMAFROST

4.2.1 Methaanproductie

De methaanproductie heet ook wel "methanogenese". Het is een fermentatieproces waarbij organisch materiaal wordt omgezet in methaan ten behoeve van de energievoorziening; als nevenprodukten ontstaan hierbij vaak ook water en/of kooldioxyde. Dit gebeurt als volgt [Wolin, M.J. & T.L. Miller 1987]:



Micro-organismen die methaan produceren heten "methanogenen". Voor de produktie van methaan zijn ze volledig afhankelijk van de micro-organismen die grover, complexer organisch materiaal kunnen omzetten in eenvoudigere produkten zoals acetaat, propionaat, butyraat en H₂ gecombineerd met CO₂. Methanogenen zijn namelijk alleen in staat dergelijke eenvoudige verbindingen om te zetten in methaan.

Bij de omzetting van H₂/CO₂ en formaat wordt methaan gevormd door reductie van CO₂. De mogelijkheid om uit formaat methaan te vormen berust op de omzetting van formaat in

CO₂, waarna CO₂ wordt gereduceerd tot methaan. Bij alle andere substraten wordt methaan gevormd uit de methylgroepen (CH₃) van de betreffende verbindingen (zie tabel 4.1). Acetaat en H₂/CO₂ zijn op globaal niveau verreweg de belangrijkste substraten voor de productie van methaan door methanogene bacteriën [Wolin, M.J. & T.L. Miller 1987].

Tabel 4.1 Substraten voor methanogenen. Uit Wolin, M.J. & T.L. Miller 1987

Substraten	Beginproduct(en)	Eindproduct(en)
H ₂ en CO ₂	4 H ₂ + CO ₂	CH ₄ + 2 H ₂ O
Formaat	4 HCO ₂ H	CH ₄ + 3 CO ₂ + 2 H ₂ O
Methanol	4 CH ₃ OH	3 CH ₄ + CO ₂ + 2 H ₂ O
Methanol en H ₂	CH ₃ OH + 2 H ₂ O	CH ₄ + H ₂ O
Methylamine	4 CH ₃ NH ₂ Cl + 2 H ₂ O	3 CH ₄ + CO ₂ + 4 NH ₄ Cl
Dimethylamine	2 (CH ₃) ₂ NHCl + 2 H ₂ O	3 CH ₄ + CO ₂ + 2 NH ₄ Cl
Trimethylamine	4 (CH ₃) ₂ NCl + 6 H ₂ O	9 CH ₄ + 3 CO ₂ + 4 NH ₄ Cl
Acetaat	CH ₃ CO ₂ H	CH ₄ + CO ₂

Omdat methanogenese de eindstap is in de anaërobe voedselketen zou elke verstoring van deze keten gereflecteerd moeten worden door een veranderde methaanproductie. Door de methaanflux te bestuderen verkrijgt men daarom gelijktijdig een beeld van de gehele anaërobe voedselketen in de bodem [Williams, R.T. & R.L. Crawford 1984].

Methanogene bacteriën kunnen alleen methaan produceren in een sterk gereduceerd milieu, dit is bij strikte afwezigheid van zuurstof. Zuurstof is namelijk een veel sterkere elektron-acceptor dan de bovengenoemde substraten (zie tabel 4.1). Dit betekent dat bij aanwezigheid van zuurstof deze gemakkelijker en dus eerder gebruikt kan worden voor reductie dan koolstofverbindingen, omdat dit energetisch gunstiger is. Daardoor remt zuurstof de methaanproductie.

Bodemvochtigheid en zuurstofconcentratie in de bodem

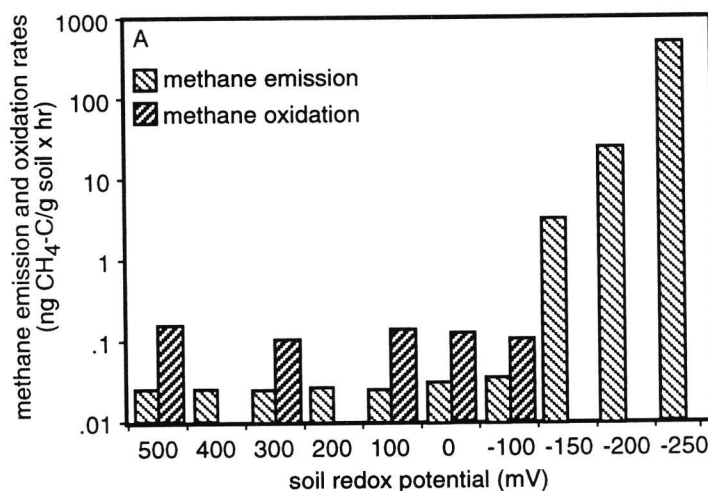
In met water verzadigde bodems is nauwelijks zuurstof aanwezig. Dit komt door een aantal fysisch-chemische eigenschappen: De lucht wordt in zulke natte bodems nagenoeg volledig uit de poriën verdrongen, zodat zich water in plaats van lucht in de poriën bevindt. De diffusie van gasen in water is zo'n 10.000 keer lager dan die in lucht [Lambers, J.T. 1990]. Bovendien is de oplosbaarheid van zuurstof in water gering zodat de concentratie in water veel lager is dan die in de lucht. De oplosbaarheid van zuurstof is 2,18 mmol per liter bij 0°C en neemt af met toenemende temperatuur [Verkerk, G. et al. 1986]. Bij 25°C lost maar ongeveer 0,5 mmol zuurstof per liter water op, terwijl in een liter lucht zo'n 10 mmol aan-

wezig is, dat is 20 keer zo veel. De kleine hoeveelheid zuurstof die aanwezig is, is gauw opgebruikt door ademhalingsprocessen in de bodem. Natte bodems zijn daardoor veelal "anaëroob" (zuurstof is afwezig) [Lambers, J.T. 1990], in tegenstelling tot droge bodems die wel lucht, en dus zuurstof bevatten. Deze worden dan ook "aëroob" (zuurstofbevattend) genoemd.

Redoxpotentiaal van de bodem.

Hoe meer een bodem is verzadigd met water, des te lager is, zoals gezegd, de zuurstofconcentratie en des te lager is daarom ook de redoxpotentiaal (Eh). Een geoxideerde bodem (deze is aëroob) heeft een redoxpotentiaal van +400 tot +600 mV, terwijl in gereduceerde bodems de Eh varieert van -300 tot +100 mV. Matig gereduceerde bodems worden gekenmerkt door een Eh tussen +100 en +400 mV.

De biochemische veranderingen die optreden door waterverzadiging van bodems zijn achtereenvolgens: reductie van zuurstof (dan is de bodem nog aëroob), denitrificatie; mangaan-, ijzer- en sulfaat-reductie en ten slotte methanogenese. De methanogenese begint pas echt goed in sterk gereduceerde bodems, dit is onder -150 mV, en neemt sterk toe met dalende redoxpotentiaal. Boven -150 mV is de emissie van methaan verwaarloosbaar [Masscheleyn, P.H. et al. 1993]. In figuur 4.2 is weergegeven hoe het verband is tussen de methaanemissie en -oxydatie en de redoxpotentiaal van de bodem, gebaseerd op laboratoriummetingen met bodemonsters uit rijstvelden in Louisiana, Verenigde Staten.



Figuur 4.2 Methaanemissie en -oxydatie snelheden als functie van de redoxpotentiaal van de bodem [Masscheleyn, P.H. et al. 1993].

Om bovengenoemde redenen zijn vooral natte (anaërobe, gereduceerde) ecosystemen, voortaan "wetlands" genoemd, methaanproducenten; naast toendra's zijn ook venen, moerassen en meren voorbeelden van zulke ecosystemen.

Sommige ecosystemen, zoals natte weiden in meer gematigde streken, zijn in de loop van de seizoenen gedeeltelijk consument en gedeeltelijk producent van methaan: ze consumeren methaan als ze opdrogen en produceren methaan in natte perioden [Mellilo, J.M. et al. 1990].

4.2.2 Methaanconsumptie

Micro-organismen in aërobe bodems zijn de grootste biologische putten voor methaan. De organismen die methaan consumeren door oxydatie zijn o.a. "methanotrofen" en "nitrifi-ceerders" [Steudler, P.A. et al. 1989]. De oxydatie verloopt gewoonlijk als volgt [Cicerone, R.J. & R.S. Oremland 1988]:



Een klein gedeelte van de atmosferische methaan wordt op die manier geoxideerd tot CO_2 door aërobe bodemmicro-organismen. Daarnaast wordt een deel van het in de anaërobe zone geproduceerde methaan direct geoxideerd door bodemmicro-organismen in de aërobe bodemlaag, alvorens het de atmosfeer kan bereiken. Hoe groot dit gedeelte is, is nog erg onduidelijk. Wat betreft de Deense wetlands lopen de schattingen uiteen van <10% tot >90% [King, G.M. 1990]. Voor andere wetlands zal de onzekerheid niet veel anders liggen. Dit betekent dat methaanconsumptie een niet te onderschatten rol zou kunnen spelen in de methaanbalans.

Zoals gezegd is de methaanflux uit de bodem naar de atmosfeer een resultante van het verschil tussen de produktie en de consumptie van methaan.

De oplosbaarheid van methaan in water is tamelijk laag (12-40 mg per liter). Hierdoor is het (bodem)water al gauw oververzadigd van methaan, waardoor al bij een lage netto produktie van methaan een flux van bodem(water) naar de atmosfeer ontstaat [Sharkey et al. 1991].

4.2.3 Methaantransport

Methaantransport van de bodem naar de atmosfeer kan plaatsvinden via verschillende mechanismen. Het eerste is moleculaire diffusie (van dieper in de bodem tot het bodemoppervlak), dit is een langzaam proces en verloopt op grond van concentratieverschillen. Het tweede proces is turbulente diffusie, een veel sneller transportmechanisme dan moleculaire diffusie. Dit vindt voornamelijk plaats op het raakvlak van bodem en atmosfeer en wordt veroorzaakt door luchtstromingen. Een hogere windsnelheid doet het proces sneller verlopen. Het derde mechanisme is passief en/of actief transport via vaatplanten. Dit is waarschijnlijk van grote invloed op de emissiesnelheid van methaan. In paragraaf 4.3.6 zal hier verder op worden ingegaan.

4.3 Klimaatfactoren

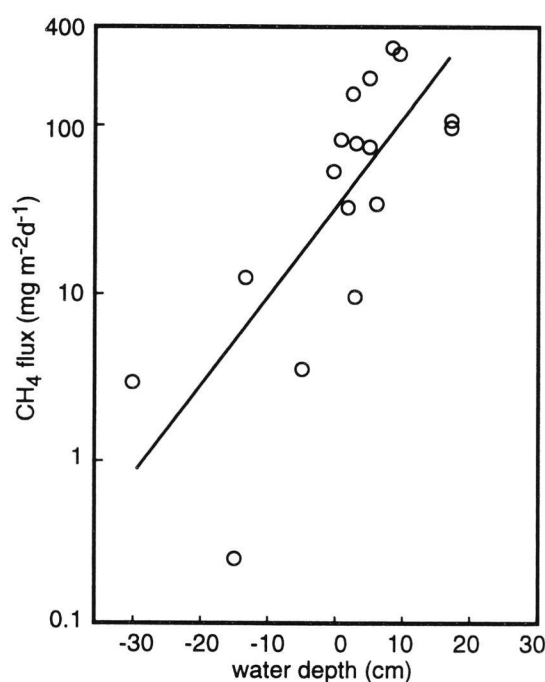
De resultaten van verschillende onderzoeken over de invloed van klimaatfactoren op de flux van methaan lopen sterk uiteen. In veel gevallen is helemaal geen, of geen significant verband gevonden tussen verschillende klimaat/milieu-factoren en de productie, consumptie en het transport van methaan. Aangezien vele klimaat- en milieufactoren een onderling verband hebben is het moeilijk de afzonderlijke invloed van één klimaat- of milieufactor op de methaanemissie te kwantificeren (zie figuur 4.13). Onderzoeken waarin factoren van elkaar konden worden gescheiden in laboratoria gaven vaak een duidelijkere relatie dan veldonderzoeken. Dit is begrijpelijk als men nagaat dat de relatie minder complex, eenvoudiger wordt als minder factoren tegelijkertijd de methaanflux kunnen beïnvloeden. Anderzijds is het risico dat de natuurlijke gang van zaken verstoord wordt groter in het laboratoria, zodat de resultaten als minder zeggend beschouwd zouden kunnen worden.

In dit rapport worden vooral de resultaten besproken waaruit wel een significante correlatie bleek te zijn tussen de verschillende milieufactoren en de flux van methaan. Daarnaast zal worden uitgelegd waarom de relaties tussen milieufactoren en de methaanflux zo zijn. In het onderstaande overzicht worden deze relaties schematisch weergegeven.

4.3.1 Zuurstofconcentratie en bodemvochtigheid

De zuurstofconcentratie in de bodem is de meest bepalende factor voor de methaanflux uit de bodem. De zuurstofconcentratie wordt bepaald door de mate waarin de poriën zijn gevuld met water, de bodemvochtigheid, maar ook door de respiratiesnelheid van planten-

wortels en bodemmicro-organismen [Leffelaar, P.A. 1993, mondeling]. Een verandering in de bodemvochtigheid zal de netto-balans van methaanproductie en -consumptie beïnvloeden. Als de bodem natter wordt, zal de zuurstofconcentratie afnemen en dientengevolge de produktie toenemen en de consumptie afnemen [Steudler, P.A. et al. 1989]. In figuur 4.3 staat weergegeven hoe de methaanflux afhangt van de bodemvochtigheid in wetlands in Alaska gedurende de maand augustus 1984. De grafiek is gebaseerd op veldmetingen die zijn gedaan door Sebacher et al. (1986).



Figuur 4.3 Bodemvochtigheid (in cm) versus methaanflux in Alaska (in $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$) [Sebacher, D.I. et al. 1986].

Andere factoren die de methanogenese beïnvloeden zijn de aanwezigheid van elektronen-acceptoren, de beschikbaarheid van nutriënten en van koolstof-substraat [Mellilo, J.M. et al. 1990], de zuurgraad, het type vegetatie [Whalen, S.C. & W.S. Reeburgh, 1990], de lichtintensiteit [Torn, M.S. & F.S. Chapin 1993] de diepte van de dooilaag [Vourlitis, G.L. et al. 1993] en de temperatuur [Conrad, R. 1987; Holzapel-Pschorn, A. & W. Seiler 1986; Torn, M.S. & F.S. Chapin 1993].

Milieufactoren die de oxydatie en het transport van methaan beïnvloeden zijn zeker even belangrijk in de bepaling van de netto methaanflux als de produktiesnelheden [Torn, M.S. & F.S. Capin 1993].

4.3.2 Aanwezigheid van elektronen-acceptoren

Nitraat en sulfaat zijn, evenals zuurstof, sterkere elektronen-acceptoren dan organische koolstof, zodat hun aanwezigheid in de bodem de methanogenese van organisch materiaal remt.

4.3.3 Beschikbaarheid van nutriënten

Nutriënten, met name stikstof (N), stimuleren de groei van micro-organismen in het algemeen. Micro-organismen hebben namelijk een bepaalde C:N verhouding nodig, waarbij N gauw de beperkende factor wordt. Nitraat is dus enerzijds een nutriënt en stimuleert de methanogenese, anderzijds is het een elektron-acceptor en remt de methanogenese. Dit laatste proces heeft waarschijnlijk de overhand.

4.3.4 Beschikbaarheid van koolstofsubstraat

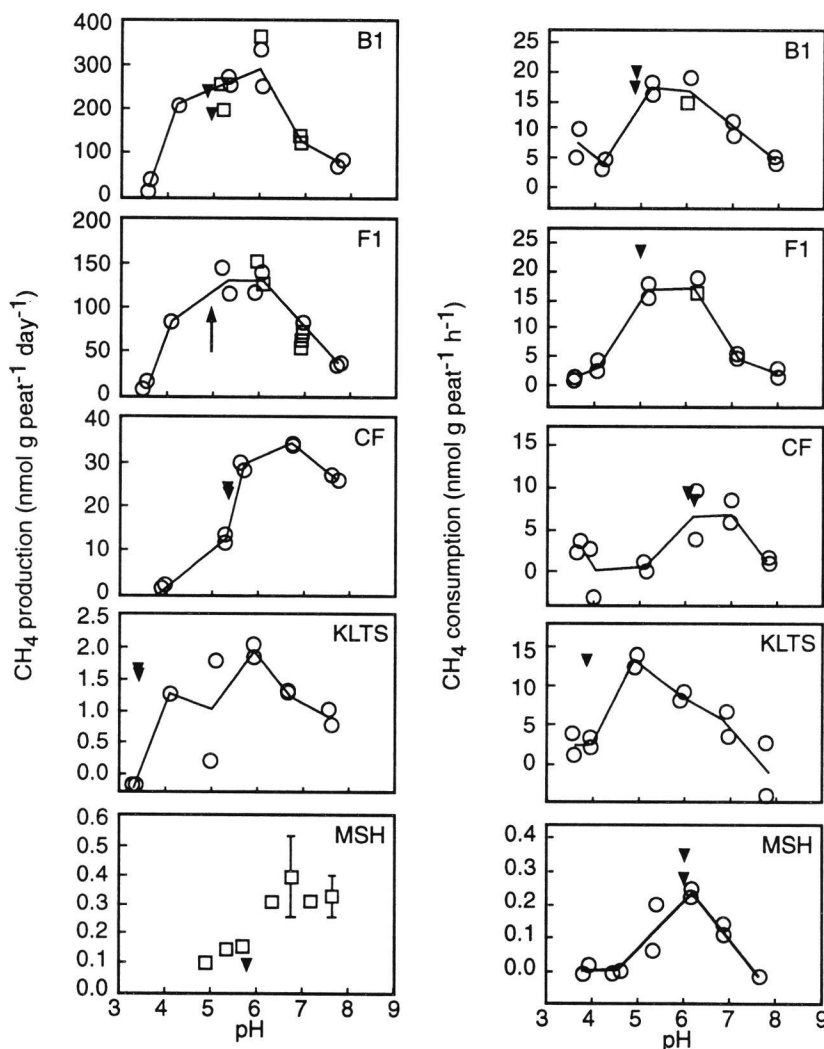
Anaërobe bodems die rijk zijn aan organisch materiaal zijn vaak actieve methaanproducenten. Toevoeging van organisch substraat aan methanogene plekken stimuleert in het algemeen de methaanproductie, als temperatuur en pH geen limiterende factoren zijn.

4.3.5 Zuurgraad

Er wordt gedacht dat de methanogenese het beste verloopt als de pH neutraal (7) is [Conrad & Schütz 1988]. Daarom is het interessant te bepalen hoe de zure aard van voedselarme veenlanden (wat sommige toendra's zijn) de methanogenese beïnvloedt. Williams en Crawford (1984) hebben veenmonsters genomen van veenbodems met pH's van respectievelijk 3,9 en 4,3 en deze behandeld zodat ze een reeks pH's doorliepen van 2,2 tot 7. Duidelijk bleek dat een pH van 2,2 de methanogenese remt. Met oplopende pH nam ook de methanogenese toe tot pH=6. Daarna daalde de methaanproductie weer. Dit zure veen bleek dus een optimum te hebben bij een pH van 6. Daaruit blijkt dat veen-methanogenese plaatsvindt onder sub-optimale omstandigheden. Het lijkt echter ook mogelijk dat veen ongewone soorten van zuur-tolerante methanogene bacteriën bevat, die aanzienlijk methaan produceren bij pH's onder pH=6 [Williams, R.T. & R.L. Crawford 1984]. Dunfield et al. (1993) hebben recentelijk onderzoek gedaan naar de respons van methaanconsumerende en -producerende bacteriën op de zuurgraad van gematigde en subarctische venen. Daaruit

bleek dat de optimum pH waarbij de activiteit het hoogst was, 2 eenheden hoger lag dan de natuurlijke pH. In sommige situaties daalde de activiteit erg duidelijk aan beide zijden van de optimum pH. De mate waarin de optimale pH-waarden naar boven afweken van de natuurlijke pH was groter (ongeveer 2 eenheden) in meer zure monsters en minder (0-1 eenheid) in de monsters boven een pH van 6,0. Dit duidt aan dat er sprake van zou kunnen zijn dat de micro-organismen, die verantwoordelijk zijn voor de productie en consumptie van methaan, zich gedeeltelijk aanpassen aan zure omstandigheden in veenbodems.

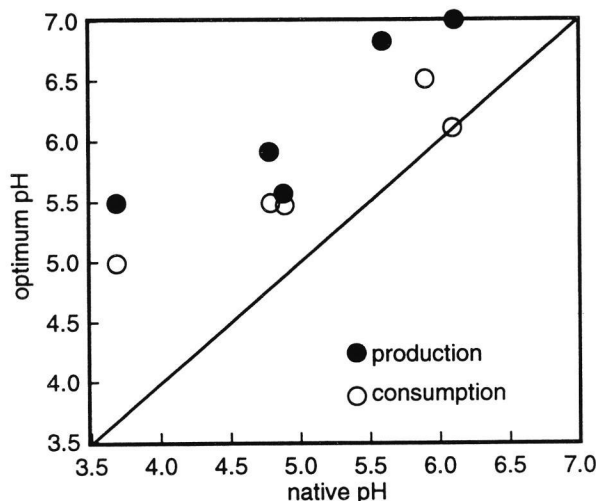
De optimale pH voor bacteriële activiteiten is dus afhankelijk van de pH ter plaatse. In de toendra heersen waarschijnlijk suboptimale omstandigheden, maar dit heeft zowel zijn weerslag op de consumptie als de productie van methaan, zodat het netto effect moeilijk te bepalen is.



Figuur 4.4 Snelheid van methaanproductie en -consumptie in veenmonsters uit gematigde en subarctische streken bij verschillende pH's tussen 3,5 en 8 [Dunfield, P. et al. 1993].

Alle veenmonsters 0-10 cm, behalve CF methaanproductie (10-20 cm).

Gegeven zijn gemiddelden van pH waarden aan het begin en het eind van elk experiment. De natuurlijke pH-waarde van het veen is weergegeven door ongebufferde controle (▼).



Figuur 4.5 Relatie tussen de natuurlijke pH van veen en de optimale pH voor methaanproductie en -consumptie. De diagonale lijn vertegenwoordigt condities waarbij de natuurlijke pH tevens optimaal is [Dunfield, P. et al. 1993].

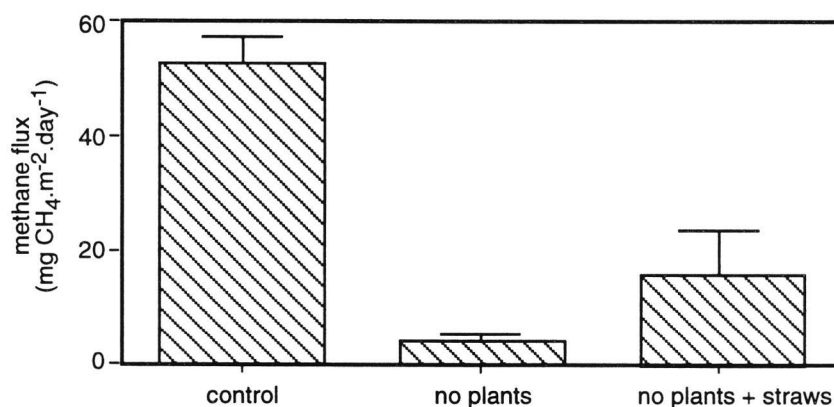
4.3.6 Vegetatietype

Verscheidene vegetatietypen hebben verschillende inwerkingen op de emissie, de produktie en de oxydatie van methaan. Zo emitteren mostoendra's 60% van de methaan in de dooi maanden terwijl de andere toendratypen meer dan 90% in de zomer emitteren. Kale, laaggelegen toendravlaktes emitteren het minst omdat zich daar het meeste water en dus ijs verzamelt, zodat het pas het laatste is ontdooit. Toendra's met *Eriophorum pollen* (wollegras) absorberen effectief zonnestraling vanuit een lage hoek en warmen daardoor het eerste op in de jaarlijkse cyclus. Dit temperatureffect heeft, zoals hieronder zal worden besproken, zijn weerslag op de methaanflux.

De methaanflux uit mostoendra's en kale toendra's is een factor 5 tot 8 lager dan vanuit wollegras- en zegge-toendra's. Wollegras en zegge zijn vaatplanten. Dit suggereert dat vaattransport wellicht belangrijk is voor methaantransport naar de atmosfeer [Whalen, S.C. & W.S. Reeburgh, 1990]. Bij experimenten van Torn & Chapin (1993) in natte weide toendra scheelde de methaanflux tussen metingen met en zonder planten zelfs een factor 11. Toendrabodems zonder planten, waarin strootjes waren gestoken, emitteerden waarden die hoger waren dan de flux zonder planten, maar aanzienlijk lager waren dan de metingen met planten (zie figuur 3). In natte pollen-toendra's werd deze tendens ook waargenomen; het verschil in emissie uit proefveldjes met en zonder vegetatie was echter niet significant [Torn, M.S. & F.S. Chapin 1993]. Een analogie is de methaanemissie uit rijstvelden. Bij onderzoek hiernaar is ook geopperd dat methaantransport voor een groot deel plaatsvindt

via de rijstplantjes [Holzapfel-Pschorn, A. & W. Seiler 1986]. Dit is niet zo verwonderlijk als men nagaat dat methaan via vaattransport vanuit de anaërobe zone dóór de daarboven liggende aërobe zone wordt geloosd en dus niet onderweg in de aërobe zone kan worden geoxideerd. Ehhalt & Schmidt (1978) maten geen methaanflux uit verzadigde toendra-bodems bij afwezigheid van planten. Dit wijst erop dat, zelfs in deze natte bodems oppervlakte-oxydatie een effectief biofilter is dat de methaanuitstoot uit anaërobe bodems limiteert [Torn, M.S. & F.S. Chapin 1993].

De vegetatie zou in staat kunnen zijn de anaërobie te stimuleren doordat de wortels zuurstof uit het bodemwater opnemen voor de wortelademhaling, waardoor de methaanproductie bevorderd wordt. De plant voert echter vanuit de spruit ook zuurstof aan naar de wortels, eventueel zelfs door een speciaal daarvoor bestemde route van holle cellen (de "aërenchymen"). Hierdoor zal zich in de wortelzone (de "rhizosfeer") juist méér zuurstof bevinden, waardoor de methaanproductie geremd en de oxydatie bevorderd wordt. Maar juist deze aërenchymen, die dienen voor de zuurstoftoevoer, vergemakkelijken het methaantransport vanuit de bodem naar de atmosfeer omdat transport door lucht veel sneller gaat dan door water of bodem. De vegetatie stimuleert dus zowel de oxydatie van methaan als diens transport naar de atmosfeer [Schütz et al.1991]. Uit het experiment van Torn & Chapin (1993; figuur 4.6) blijkt echter de toename in de emissiesnelheid groter te zijn dan de toename in oxydatie-snelheid als gevolg van de stimulans door de vegetatie, zodat het verband tussen methaanemissie en hoeveelheid vegetatie netto positief was. De grafiek is gebaseerd op veldmetingen in Alaska (68°N 149°W, 760 m boven zeeniveau) gedurende de maand juli 1991.



Figuur 4.6 Methaanflux uit natte weide toendra met natuurlijke vegetatie (6 metingen), met alle planten verwijderd (6 metingen) en zonder planten maar met strootjes (3 metingen) [Torn, M.S. & F.S. Chapin 1993].

4.3.7 Lichtintensiteit

De fotosynthese geschiedt alleen in het licht, omdat licht de energiebron is waarde fotosynthese op drijft. Wanneer fotosynthese plaats vindt ontstaat er zuurstof, zodat de beschikbaarheid van zuurstof afneemt in het donker. Hierdoor neemt ook de oxydatie van methaan in de aërobe bodemlaag af in het donker. Daardoor neemt de methaanflux in het donker een beetje toe in wetlands.

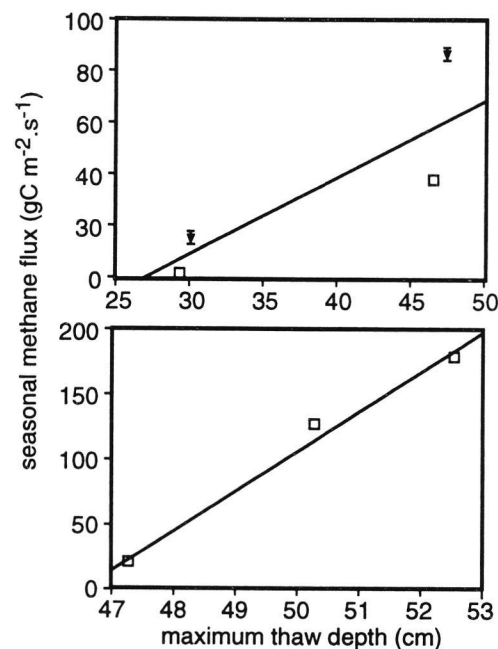
Wetland-planten, zo ook toendra-planten, tonen een relatief zwakke sluiting van de huidmondjes in het donker omdat ze geen gebrek aan water hebben en daarom niet zuinig met water hoeven om te springen. Het methaantransport door de plant kan hierdoor in het donker doorgaan, zodat ook in het donker een aanzienlijke methaanflux kan worden waargenomen [Torn, M.S. & F.S. Chapin 1993; King, G.M. 1990].

De zomers in toendra's zijn echter zeer lang licht, zodat licht-donker effecten weinig invloed hebben op de methaanflux aldaar.

4.3.8 Diepte van de dooilaag

Als de dooi van de permafrost dieper doordringt, wordt het volume waarin bodemmicro-organismen actief kunnen zijn groter. De totale activiteit kan hierdoor toenemen, zodat de produktie van methaan zal stijgen. Voorwaarde hiervoor is dat de bodemvochtigheid even groot blijft. Is dit niet het geval, dan kan de aërobe afbraak van organisch materiaal toenemen, waardoor de methaanemissie ofwel gelijk blijft, ofwel daalt, terwijl de emissie van CO₂ zal stijgen. In een studie van Vourlitis et al. (1993) bleek de dooidiepte inderdaad de flux van methaan sterk te beheersen. In een onderzoek van Sebacher et al. (1986) werd echter slechts een minimaal verband gevonden tussen methaanemissie en permafrost-dooi, terwijl de diepte van de permafrost wel sterk afhangt van bodemvochtigheid en temperatuur [Vourlitis, G.L. et al. 1993]. Whalen en Reeburgh (1992) vonden uit hun vierjarig onderzoek naar de relatie tussen de methaanflux en milieuvariabelen in arctische toendra weinig correlaties. Hun verklaring hiervoor is dat de respons van methaanemissies op veranderende milieucondities snel optreden en verborgen gaan in gehele-seizoens correlaties, in de complexiteit van de verschillende factoren. Het duidelijkste verband vonden ze nog tussen de methaanflux en "centimeter-graden", een parameter die de gemiddelde bodemtemperatuur en de diepte van de actieve zone (dooilaag) integreert [Whalen, S.C. & W.S. Reeburgh 1992].

In figuur 4.7 staat het verband tussen de methaanflux en dooidiepte weergegeven die bleek uit de metingen van Vourlitis et al. (1993). De metingen zijn verricht in Noord Alaska gedurende de zomermaanden van 1990 en 1991.



Figuur 4.7 Dooddiepte versus methaanflux [Vourlitis, G.L. et al. 1993]

4.3.9 Temperatuur

Er is veel onderzoek gedaan naar de temperatuurafhankelijkheid van de methaanflux uit bodems. De resultaten ervan zijn uiteenlopend. Er is verslag gedaan van lineaire [Svensson, B.H. & T. Rosswall 1984], poynome [Baker-Blocker, A.T. et al. 1977], log-lineaire [Holzapfel-Pschorn, A. & W. Seiler 1986; Crill, P.M. et al. 1988; Moore, T.R. & R. Knowles 1990; Bartlett, K.B. et al. 1992] en exponentiële verbanden [Moore, T.R. et al. 1990] tussen de methaanflux en de lucht- of bodemtemperatuur. De verscheidenheid aan functies die gebruikt zijn, wijzen erop dat de relatie tussen de methaanflux en de temperatuur niet eenvoudig of uniek is.

Als andere factoren niet limiterend zijn blijkt de methaanproductie in anaërobe bodems productiever te zijn met toenemende temperatuur [Hameed, S. & R.D. Cess, 1983; Holzapfel-Pschorn, A. & W. Seiler 1986; Conrad, R. et al. 1987]. De meeste methanogene bacteriën hebben een optimum van 30-40°C. Er is een schatting gemaakt dat een temperatuurtoename van 10°C zal leiden tot een 2,5-3,5-voudige toename in de methaanproductie

[Conrad, R. et al., 1987] als tenminste de bodem verzadigd blijft van water. Het is echter wel van belang zich te realiseren dat de Q_{10} -waarde (de fluxverandering die hoort bij een temperatuurtoename van 10°C) niet constant is; deze neemt toe met de temperatuur, zodat deze in de koude toendra het kleinste is.

Steudler et al. (1987) en Bartlett en Harriss (1993) vonden geen correlatie tussen de methaanconsumptie en de temperatuur gedurende het dooiseizoen. Dunfield et al. (1993) vonden bij proeven met veenmonsters uit gematigde en subarctische streken wel een verband tussen methaanconsumptie en bodemtemperatuur, namelijk in de vorm van een optimumkromme (zie figuur 4.10a). Ook vonden ze een dergelijke relatie voor het verband tussen methaanproductie en temperatuur (figuur 4.10b). In het bereik van 0°C tot 10°C (in dit gebied vallen ongeveer de zomertemperaturen in de toendra) was in hun onderzoek echter de methaanproductie verwaarloosbaar, terwijl de consumptie reeds 13% tot 38% van het maximum was in dit temperatuurgebied [Dunfield, P. et al 1993]. In deze laboratorium-experimenten is door Dunfield et al. (1993) echter wel het diffusie-effect geëlimineerd, terwijl dit in het veld juist een belangrijke factor lijkt te zijn [Knowles, R. priv. comm. 1993].

Ook Torn & Chapin (1993) vonden een duidelijk significante relatie tussen de methaanflux en de bodemtemperatuur (dit zal in paragraaf 4.4 verder worden besproken).

Whalen en Reeburgh (1988) hebben daarentegen slechts een vlakke functie gevonden voor het verband tussen de methaanemissie en de temperatuur in Carex- (zegge) en pollentoen-dra's. Kale toendra's en mostoendra's toonden zelfs grilliger functies waaruit geen duidelijk verband bleek tussen temperatuurtoename en methaanemissies. Deze grilligheid zou verklaard kunnen worden door het complexe effect dat de temperatuur heeft op de bodemprocessen [Whalen, S.C. & W.S. Reeburgh 1988], maar eerder nog doordat het temperatuur-effect niet is geïsoleerd van andere omgevingsfactoren omdat het is gemeten in het veld.

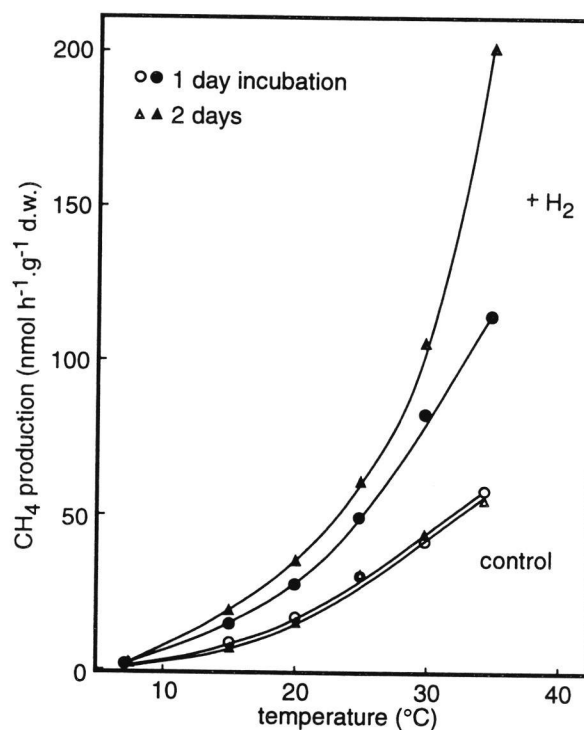
De temperatuur werkt direct door op de bacteriële activiteit maar ook indirect, door de invloed die de temperatuur heeft op de bodemvochtigheid en daardoor op de zuurstofconcentratie. Een toename van de temperatuur kan daarom leiden tot een grotere activiteit van zowel methaanvormende als methaanconsumerende bacteriën. Hierdoor is het zeer plaatsafhankelijk wat het netto resultaat zal zijn van deze interacterende processen.

In figuur 4.8 staat een log-lineair verband weergegeven tussen de productie van methaan en de temperatuur die Holzapfel-Pschorn & Seiler (1986) vonden aan de hand van veldmetingen die zij verrichtten op 5 cm diepte in Italiaanse rijstveldbodems.

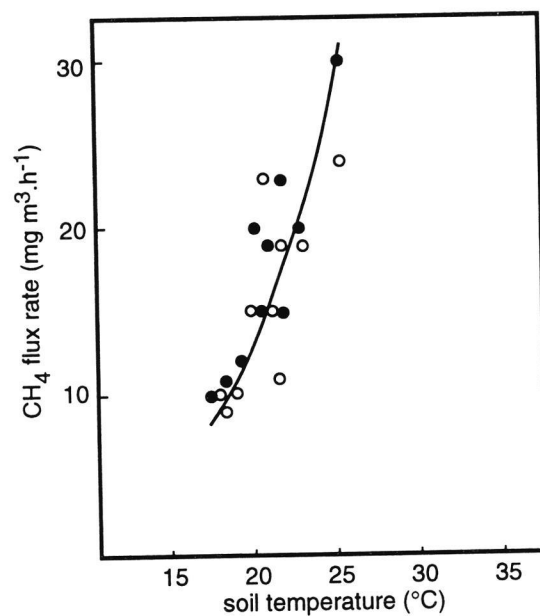
In figuur 4.9 staat het verband tussen de methaanemissie en temperatuur zoals Conrad (1987) die vond uit metingen die hij verrichtte in een laboratorium met monsters van Italiaanse, anaërobe rijstveldbodems.

De figuren 4.10a en -b zijn optimumkrommen die de relatie tussen de produktie dan wel de consumptie van methaan als functie van de bodemtemperatuur weergegeven. Dunfield et al. (1993) baseerden de figuren op laboratoriummetingen die zij verrichtten met veen uit gematigde en subarctische streken.

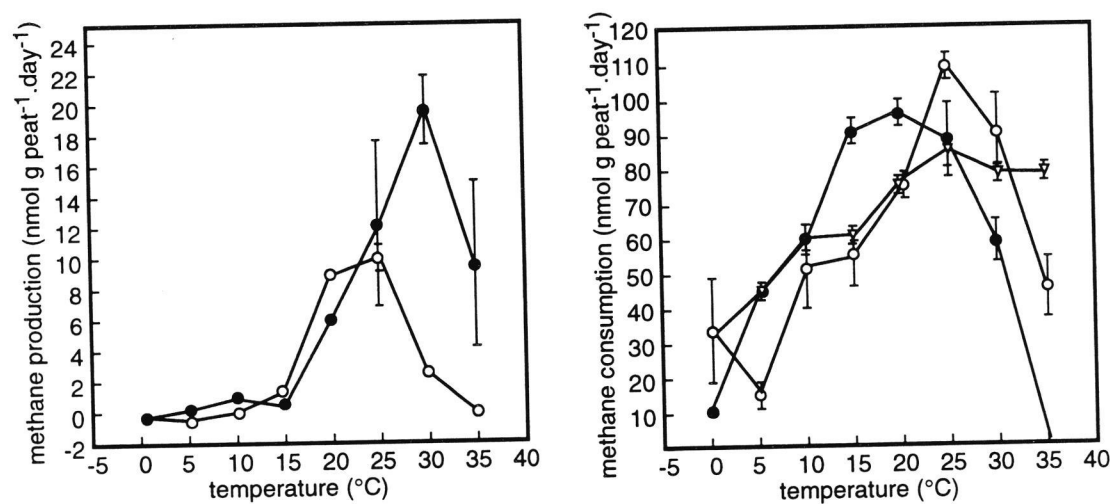
De relatie die Westerman (1993) vond tussen de methaanproduktie en de temperatuur staat weergegeven in figuur 4.11. Hij baseerde de grafiek op laboratoriummetingen met monsters van een elzenmoeras en een oud kanaal gevuld met detritus in Denemarken. Morrissey en Livinston (1992) vonden een vrij lineaire relatie tussen de emissiesnelheid van methaan en de bodemtemperatuur in arctische toendra. Dit staat weergegeven in figuur 4.12.



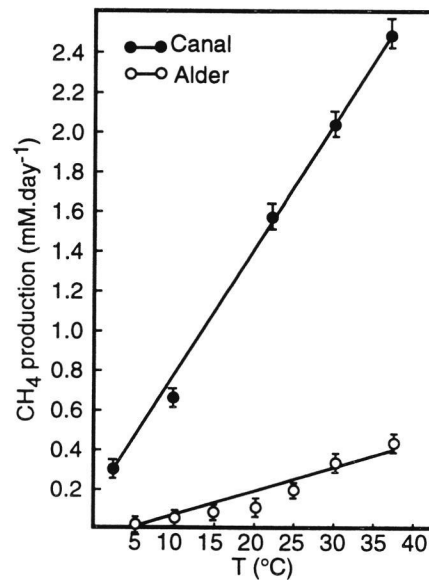
Figuur 4.8 Temperatuur versus methaanproduktie [Holzapfel-Pschorn, A. & W. Seiler, 1986]. De open cirkels zijn van onbevuchte en de gesloten cirkels van bevruchte stukjes grond.



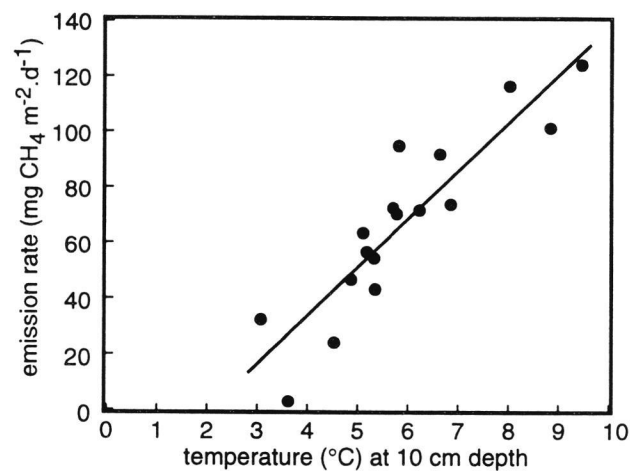
Figuur 4.9 Temperatuur versus methaanemissie [Conrad, 1987]



Figuur 4.10a,b Bodemtemperatuur versus snelheid van methaanproductie en methaanconsumptie in nmol per gram veen per dag [Dunfield et al. 1993].
De monsters zijn van 0-10 cm veengronden in de Hudson Bay laaglanden.

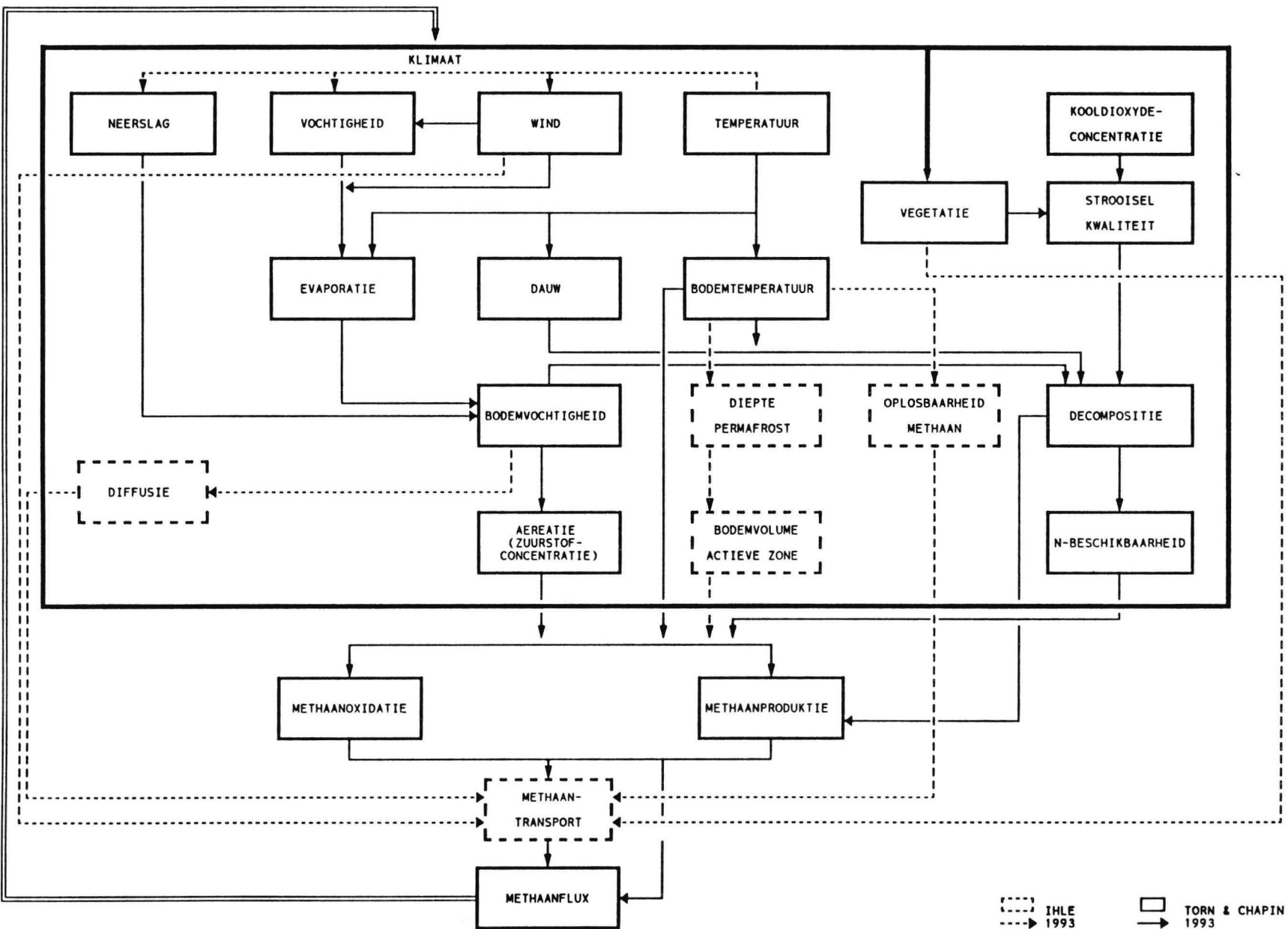


Figuur 4.11 Temperatuur versus methaanproductie [Westerman 1993]



Figuur 4.12 Relatie tussen methaanemissie en bodemtemperatuur op 10 cm diepte (in mg CH₄/m²dag) [Morrissey, L.A. & G.P. Livinston 1992].

De lijn geeft de door lineaire regressie voorspelde waarden van de methaanemissie weer. de punten zijn gemeten waarden.



Figuur 4.13 Overzicht van de relatie tussen het klimaat en de flux van methaan.



4.4 Toekomstperspectief voor de natuurlijke methaanflux uit de toendra

4.4.1 Temperatuurtoename

Bij een blijvend hoge waterstand in de bodem zal opwarming van natte toendra's vrijwel zeker leiden tot een toename van de methaanemissie [Mellilo, J.M. 1990], de beschikbaarheid van koolstof zal daarbij in de toendra niet limiterend zijn [Lashof, D.A. 1989]. De methaanemissie zal dan toenemen als gevolg van verschillende complementaire factoren: Door een toenemende temperatuur in de toendra zal de periode waarin de bovenste bodemlaag bevroren is afnemen. Er is pas noemenswaardige biologische activiteit wanneer de temperatuur in de bodem hoger is dan 0°C. De micro-organismen zullen dus gedurende een langere periode biologisch actief zijn en daardoor jaarlijks meer methaan produceren. De gemiddelde emissiesnelheid zou kunnen toenemen door de directe temperatuurrepons van de micro-organismen, uitgaande van de verbanden zoals die in figuren 4.8 t/m 4.12 zijn weergegeven. De toendra bevindt zich echter in het meest linkse gebied van de grafieken (lage temperaturen), waarin bij de exponentiële verbanden het effect juist het kleinst lijkt te zijn. Over de aard van het verband tussen de methaanflux en de temperatuur bestaat echter nog geen consensus.

Gebaseerd op de eenvoudige relatie tussen temperatuur en methanogenese, zoals die door Conrad (1987) beschreven is, zou een temperatuurtoename van 4°C in de bodems van de ecosystemen op hoge breedten leiden tot een toename in de methaanuitstoot van 45 tot 65%.

Als gevolg van de hogere temperaturen zal de diepte van de ontdooiingslaag toenemen. Hierdoor neemt het bodemvolume waarin de bacteriën actief kunnen zijn ook toe, waardoor ook de methanogenese toe zou kunnen nemen, indien de bodemvochtigheid niet afneemt. Uit verschillende onderzoeken blijkt echter dat de methaanproduktie sterk afneemt met de diepte van de bodem, zodat niet duidelijk is of de methaanproduktie daadwerkelijk toe zal nemen als de dooidiepte toeneemt.

4.4.2 Verandering in bodemvochtigheid

De bodemvochtigheid hangt af van tal van factoren. De belangrijkste factoren zijn het neerslagpatroon, de evaporatiesnelheid vanuit de bodem, de bodemstructuur en de aard en de hoeveelheid vegetatie (wortels houden het vocht vast). De temperatuur speelt een cruciale rol omdat deze sterk bepalend is voor al deze factoren. In verschillende modellen [Manabe, S. & R.T. Wetherald 1987] wordt voorspeld dat opwarming gepaard gaat met

opdroging van de bodem in de toendra in de zomer door een hogere evaporatiesnelheid vanuit de bodem. De methaanuitstoot zal dan minder hoog zijn, omdat zich dan zuurstof in de bodem bevindt. Deze situatie is ongeschikt voor methanogenese [Melillo, J.M. et al. 1990], maar juist geschikt voor oxydatie van methaan. In een warmer klimaat waarin 's zomers de bodems droger zijn, zal de methaanflux dus kleiner zijn. Bij oxydatie van methaan wordt CO_2 gevormd en geëmitteerd en methaan afgebroken. CO_2 is evenals methaan een broeikasgas, echter per molecuul 20 keer zo zwak als methaan.

Ook de wortelrespiratie neemt toe in een minder natte en dus meer zuurstofbevattende bodem. Ook door wortelrespiratie ontstaat CO_2 . Onder drogere omstandigheden zouden de koolstofrijke noordelijke bodems netto bronnen van kooldioxyde kunnen worden: Als de daglengte afneemt in de late zomer en vroege herfst, ontvangen de planten minder licht. De temperatuur is echter hoger en de vriesperiode later als gevolg van de klimaatverandering. De fotosynthese en dus de CO_2 -consumptie van planten neemt dan al af terwijl de respiratie van bodemmicro-organismen doorgaat. [Billings, W.D. et al. 1982].

Zo zou de toendra voor een deel kunnen veranderen van een methaan- in een kooldioxyde-producent, althans voor een gedeelte van het jaar.

4.4.3 Verschuiving van klimaat- en vegetatiezônes

Door de voorspelde mondiale temperatuuroptocht zullen waarschijnlijk de klimaatzônes, en dus ook de vegetatiegordels zich verplaatsen in de richting van de koudere streken.

Er kan echter een langdurige vertraging optreden in de respons van soorten en plantengemeenschappen op het veranderende klimaat door beperkte migratiemogelijkheden en migratiesnelheden. De gemiddelde migratiesnelheden van verschillende boomsoorten die de terugtrek van de gletsjers volgden gedurende de laatste 18 millenia waren naar schatting 10 tot 40 km per eeuw. De verminderde hoeveelheid doorgangen voor migratieroutes, ontstaan door het hedendaagse landschap, kan de toekomstige migratiemogelijkheden en -snelheden zelfs verder reduceren. De migratiesnelheid ligt hierdoor veel lager dan 250 km per eeuw, de snelheid die nodig is om genoeg mee te gaan met de voorspelde klimaatveranderingen (dit zijn de klimaatveranderingen die optreden als gevolg van een verdubbelde CO_2 -concentratie in 2050 [Prentice, I.C. et al. 1992]).

Reeds gestabiliseerde individuen blijven nog lange tijd overleven in een veranderend klimaat (bomen tot honderden jaren) en maken geen plaats voor nieuwe, meer aangepaste individuen die een plaats "zoeken" om zich te stabiliseren.

De verschuiving van de grenzen tussen naald- en loofbossen die zal gaan optreden als gevolg van de klimaatveranderingen door verhoging van de atmosferische concentratie van

broeikasgassen, kan 200 tot 1000 jaren duren. Dit komt doordat een boscysteem zich niet gemakkelijk laat verdringen door de lange levensduur van bomen en door de schaduwwerking van bomen, die kieming en groei van nieuwe bomen moeilijk maakt.

De verschuiving van de toendragrens kan echter veel sneller verlopen: wellicht in slechts 100 jaar. Het gebied ten noorden van de toendra (richting Noordpool) is nu onbegroeid omdat de koudeperiode er te hevig en te langdurig is. Maar zodra het klimaat er geschikt, en dus warm genoeg voor is, kan de toendravegetatie zich naar het noorden uitbreiden zonder dat de migratie belemmerd wordt door een concurrerende vegetatie. De zuidelijke grens van de toendra verschuift echter ook snel. In het zuiden wordt de toendra begrensd door boreale bossen. Boreale bossen bestaan voornamelijk uit naaldbomen en noordwaarts ook uit dwergberken en dwergwilgen. Het veranderende klimaat maakt het mogelijk dat deze bomen ook hoger in het noorden kunnen voorkomen omdat het daar dan gedurende een langere periode warmer is. Er is daar geen lichtbeperking omdat de toendravegetatie laag is. Doordat de boomgrens klimatologisch gezien dus noordwaarts gaat verschuiven en de toendravegetatie niet belemmerend werkt voor de uitbreiding van de boreale bossen, kunnen de boreale bossen zich dus relatief "snel" verplaatsen in noordelijke richting. Aan de noordelijke zijde wordt de toendra grotendeels begrensd door de arctische oceaan, zodat de toendravegetatie zich slechts in beperkte mate kan uitbreiden naar het noorden toe. Omdat de boreale bossen zich waarschijnlijk verder kunnen verplaatsen dan de toendra zal het toendragebied naar verwachting kleiner worden in oppervlak en gedeeltelijk worden vervangen door boreale bossen (taiga)[Leemans, mondeling 1993; Leemans 1992].

4.4.4 Afweging van de verschillende processen

De toendra is over het algemeen erg nat, zodat een toenemende verdampingssnelheid in een warmer klimaat relatief weinig verandert aan de bodemvochtigheid. Door een toename van de temperatuur in de toendra verandert de temperatuur daar relatief veel, omdat de temperatuur er zo laag is. Het effect van een hogere temperatuur, dat de methaanemissie stimuleert, wint het daardoor van het effect van een lagere bodemvochtigheid, dat de methaanemissie remt. De jaarlijkse methaanflux uit de toendra, uitgedrukt per oppervlak ($\text{mg CH}_4/\text{m}^2/\text{jaar}$) neemt dus waarschijnlijk toe in een warmer klimaat. De toendra neemt echter waarschijnlijk zo drastisch af in oppervlak als gevolg van globale opwarming, dat netto de emissie van methaan uit toendra als geheel (uitgedrukt in $\text{mg CH}_4/\text{jaar}$) af zal nemen.

4.5 Een aantal kwantitatieve relaties

Hameed and Cess (1983) hebben een algemene vergelijking opgesteld voor de natuurlijke flux van methaan. Zij baseerden deze vergelijking op metingen in boerderij-vijvers en een moeras in Michigan, die waren gedaan van mei tot september 1975 door Baker-Blocher et al. (1977) en op metingen in een zoutmoeras in Georgia van februari 1976 tot het jaar daarop door King & Wiebe (1978). In de vergelijking is een exponentieel verband tussen de methaanflux en de temperatuurtoename:

$$F_1 = F_0 \exp (0,12\Delta T) \quad [4.1]$$

waarin F_1 de methaanflux is (in $\text{g/m}^2/\text{dag}$) bij een bepaalde temperatuurverandering, ΔT , en F_0 de "huidige" natuurlijke flux (volgens experimenten uit 1983) in $\text{g/m}^2/\text{dag}$.

Lashof (1989) geeft de volgende vergelijking voor deze afhankelijkheidsrelatie:

$$f = \frac{\sum A_i * D_{i,(2X)} Q_{10}^{\Delta T_i / 10}}{\sum A_i * D_{i,(1X)}} \quad [4.2]$$

Hierin zijn:

f = de factor waarmee emissie toeneemt.

A_i = oppervlak van moerassen/venen op breedtegraadband i , waarbij geen verandering als gevolg van temperatuurstijgingen zijn meegenomen.

D_i = aantal dagen met een gemiddelde temperatuur boven het vriespunt op breedtegraad i .

ΔT_i = verschil in de gemiddelde temperatuur in juni, juli en augustus tussen de situatie van een atmosfeer met $1X$ de huidige CO_2 -concentratie en een atmosfeer met $2X$ de huidige CO_2 -concentratie.

Q_{10} = de fluxverandering die hoort bij een temperatuurverhoging van 10°C .

Torn en Chapin (1993) geven een afhankelijkheidsrelatie waarin ze de methaanflux zowel als functie van de temperatuur als van de bodemvochtigheid hebben opgenomen. Zij menen dat de bodemtemperatuur en de bodemvochtigheid samen 75% verklaren van de variatie in de methaanflux in alle verschillende toendra-vegetatietypen.

De vergelijking is het resultaat van veldmetingen in Alaska

$$F_2 = -53 + 10,8T + 0,04M \quad [4.3]$$

Hierin zijn:

F_2 = flux in mg CH_4 per m^2 per dag

T = bodemtemperatuur in $^{\circ}\text{C}$

M = bodemvochtigheid in % drooggewicht

Aselman en Crutzen (1989) geven de volgende vergelijking, waarin temperatuur en bodemvochtigheid indirect zijn opgenomen doordat de gemiddelde emissiesnelheid per roosterhokje (hokje van 2,5 breedtegraad x 5 lengtegraad) experimenteel is vastgesteld.

$$F_3 = A_w * e_w * P_w \quad [4.4]$$

Hierin zijn:

F_3 = emissie uit wetlands in mg CH_4 per m^2 per jaar

A_w = oppervlakte van wetlands in m^2

e_w = gemiddelde emissiesnelheid in mg CH_4 per m^2 per dag

P_w = emissieperiode in dagen, bepaald door het aantal dagen boven 0°C of het aantal dagen dat de bodem geïnnundeerd" (nat) is.

Vourlitis et al. (1993) geven als resultaat van veldmetingen in de dooiperioden van 1990, [4.5], en 1991, [4.6], in Alaska 2 relaties tussen de methaanflux (F , uitgedrukt in g C per m^2 per seizoen) en de maximale bodemvochtigheid (M , in gewichtspercentage water in de bovenste 10 cm van de bodem). Het emissie-seizoen duurde 98 dagen in 1990 en 120 dagen in de zomer van 1991.

$$F_4 = -105,35 + 1,99 * M \quad [4.5]$$

de correlatiecoëfficiënt, $r^2 = 0,88$

$$F_5 = -311,70 + 6,72 * M \quad [4.6]$$

$$r^2 = 0,92$$

Westerman (1993) heeft uit laboratoriummetingen met Deense wetlandbodemmonsters de volgende 2 afhankelijkheidsrelaties van methaanproductie ten opzichte van de temperatuur afgeleid:

$$P_1 = 0,063 * T + 0,13 \quad [4.7]$$

$$P_2 = 0,011 * T - 0,044 \quad [4.8]$$

Waarin [4.7] de methaanproduktie in een waterverzadigde kanaalbodem weergeeft en [4.8] de methaanproduktie in een elzenmoeras.

Hierin zijn:

P_1, P_2 = de methaanproduktie in mM per dag;

T = de bodemtemperatuur in de bovenste 10 cm in °C.

De emissie of de flux van methaan (E) uit wetlands is het verschil tussen de produktie (P) en de consumptie (C): $E = P - C$. De vergelijkingen 4.7 en 4.8 geven dus geen informatie over de netto flux, zolang de consumptie van methaan niet is gekwantificeerd.

Sebacher et al. (1986) hebben uit veldmetingen in Alaska een verband gevonden tussen de methaanflux (F_6 , in mg CH_4 per m^2 per dag) en het grondwaterpeil (D , in cm onder het bodemoppervlak ("maaiveld")):

$$F_6 = 10^{28/19} * 10^{D/19} \quad [4.9]$$

Morrissey en Livingston (1992) tenslotte hebben ook een relatie gevonden tussen de methaanflux en de temperatuur in arctische toendra in Alaska.

$$F_7 = 17,95 * T - 38,97 \quad [4.10]$$

$$r^2 = 0,80$$

Hierin zijn:

F_7 = de methaanflux in mg CH_4 per m^2 per dag

T = de temperatuur van de bovenste 10 cm van de bodem in °C.

In hoofdstuk 6 zal nader worden ingegaan op deze empirische afhankelijkheidsrelaties en zullen ze verder worden uitgewerkt en met elkaar vergeleken.

4.6 Bespreking van de metingen en schattingen uit de literatuur

4.6.1 Beschrijving van de verschillende schattingen van toendra-oppervlak en methaan-emissies uit toendra

In tabel 4.3 is te zien dat door verschillende onderzoekers uiteenlopende schattingen zijn gemaakt van methaanemissies uit de toendra.

In 1987 schreven Matthews en Fung over de methaanemissies uit wetlands in het algemeen dat deze spreiding ontstaat door grote onzekerheden over de ligging en uitgestrektheid van de wetlands en over hun emissie-karakteristieken.

Tabel 4.3 *Schattingen van de huidige jaarlijkse methaanflux vanuit de toendra in 10^{12} g CH_4 per jaar:*

12	Khalil & Rasmussen 1983a (uit Gerritsen 1987)
0,3-3	Ehhalt 1979 (uit Whalen & Reeburgh 1988)
7	Sheppard et al. 1987, (uit Whalen & Reeburgh 1988)
19-33	Whalen & Reeburgh 1988
20*	Matthews & Fung 1987
39**	Bartlett et al. 1990 (uit Bartlett & Harriss 1993)
24**	Aselman & Crutzen 1989
10-11**	Bartlett & Harris 1993
45-106***	Sebacher, D.I. et al. 1986

* schattingen van emissies van onbeboste "bog"-gebieden ten noorden van 50°N

** schattingen van emissies uit wetlands ten noorden van 60°N

*** schattingen van emissies uit noordelijke veenlanden (toendra en boreale gebieden)

Uit tabel 4.4 blijken echter vele schattingen van het toendra-oppervlak dicht bijeen te liggen, zodat de spreiding vooral moet liggen aan de verschillen in de methaanmetingen zelf en de variatie en complexiteit van omgevingsfactoren, die zeer plaatsafhankelijk kunnen zijn.

De gemeten fluxen tonen zoals reeds genoemd grote variatie doordat een reeks van verschillende milieufactoren afhankelijk en onafhankelijk van elkaar de productie en consumptie van methaan beïnvloeden, en doordat verschillende factoren de ontsnapping van methaangas uit wetlands naar de atmosfeer beïnvloeden [Matthews, E. & I. Fung 1987]. Tevens ontstaan verschillen in gemeten waarden doordat verschillende meetmethoden worden gebruikt: de afmetingen van de meetkamertjes verschillen aanzienlijk tussen de onderzoeken. De lengte van de meetkamertjes is erg belangrijk, vooral in inhomogene milieus. Als drie onderzoeken met elkaar worden vergeleken blijken Svensson & Rosswall

(1984) de kleinste, Sebacher et al. (1986) de grootste en Whalen & Reeburgh (1988) gemiddelde meetkamertjes te hebben gebruikt. Als het gaat om globale schattingen kunnen het beste metingen worden verricht op grote schaal [Whalen & Reeburgh 1988] omdat dan minder kans is op plaatselijke verstoringen.

Tabel 4.4 Schattingen van het toendra-oppervlak in 10^6 km^2

7,34	Matthews 1983
11,2	Shantz 1954*
8,5	Deevey 1960*
9,9	Stamp 1960*
11,0	Bowen 1966*
9,0	Schmitt 1965*
8,0	Whittaker 1970*
10,0	Golley 1972*
8,0	Whittaker & Likes 1973, 1975
8	Bazilevich et al. 1971*
9,5	Bolin et al. 1979
0,783**	Matthews & Fung 1987
4,5-9,0***	Sebacher et al. 1986

* gegevens uit Bolin et al. 1979

** oppervlakte van onbeboste "bog"-gebieden ten noorden van 50°N

*** oppervlakte van noordelijke veenlanden (toendra en boreaal)

4.6.1.1 Hameed & Cess (1983)

Hameed en Cess (1983) hebben een algemene vergelijking opgesteld voor de natuurlijke flux van methaan (zie paragraaf 4.4). Zij baseerden deze vergelijking op metingen in boerderij-vijvers en een moeras in Michigan, gedaan van mei tot september 1975 van Baker-Blocher et al. (1977) en op metingen in een zoutmoeras in Georgia van februari 1976 tot het jaar daarop van King & Wiebe (1978). De vergelijking is dus niet gebaseerd op specifieke toendrametingen.

4.6.1.2 Lashof (1989)

Lashof (1989) heeft een vergelijking opgesteld over de gevoeligheid van de methaanflux voor temperatuurveranderingen in veen-wetlands op hoge breedten in een 2XCO_2 -klimaat.

Hij gebruikte hiervoor de veranderingen in zomertemperaturen die berekend zijn met het GISS Global Change Model (GCM). Het wetland-oppervlak, gebaseerd op Matthews & Fung (1987), verandert niet in Lashofs vergelijking omdat hij wijzigingen in bodemvochtigheid als gevolg van globale opwarming buiten beschouwing laat, hoe belangrijk dit ook is. Hij vindt dat de onzekerheden omtrent de voorspellingen over veranderingen in bodemvochtigheid te groot zijn. De verandering van methaan-emissies uit veen-wetlands is in Lashofs vergelijking het produkt van de lengte van het seizoen en directe temperatuureffecten, opgeteld over alle relevante breedtegraadbanden. De Q_{10} (zie paragraaf 4.4) laat hij lopen van 1 (geen temperatuureffect) tot 4, omdat dit het gebied is waarbinnen de meeste schattingen van verschillende onderzoeken liggen, als er tenminste een verband werd gevonden tussen de methaanflux en de omgevingstemperatuur. De factor waarmee de methaanemissie stijgt volgens Lashofs vergelijking in een $2XCO_2$ -klimaat loopt op met de Q_{10} -waarde. Als de Q_{10} loopt van 1 tot 4 (zie vergelijking 4.2 in paragraaf 4.5) dan varieert de factor tussen 1.23 en 1.87.

4.6.1.3 Torn & Chapin (1993)

Plaats. Veldmetingen zijn verricht in een pollentoendra en een natte weidetoendra in arctisch Alaska ($68^{\circ}N, 149^{\circ}W$, 760 m boven zeeniveau). De dooidiepte in de pollentoendra varieerde van 15-25 cm in juli 1991; de vegetatie werd er gedomineerd door *Eriophorum vaginatum*. In de natte weidetoendra varieerde de dooidiepte diezelfde zomer van 20-35 cm; de vegetatie bestond voornamelijk uit *Eriophorum angustifolium* en *Carex*. De organische laag in dit gebied was ongeveer 20 cm dik.

Periode. De meetperiode duurde van 15 tot 24 juli 1991.

Methaanimetings. Het meetkamertje waarin de lucht werd opgevangen die uit de bodem werd geëmitteerd had een bodem van 26 cm diameter. Er werd een vlamionisatie-detector gaschromatograaf gebruikt voor de meting van de hoeveelheid geëmitteerde methaan van het soort Shimadzu GC8A.

Meting bodemvochtigheid. De bodemvochtigheid werd gravimetrisch bepaald in de bovenste 10 cm van de bodem; de bodem werd "verzadigd" genoemd wanneer de bodemvochtigheid de veldcapaciteit overtrof.

Meting temperatuur. De lucht- en bodemtemperatuur werden in de schaduw bepaald met een Barnant "J"-type thermokoppel thermometer, 30 cm boven, en 8 cm diep in de grond.

Meting transportmechanisme. In met water verzadigde natte weidetoendra werden 5 onbewerkte strootjes (binnendiameter 3 mm) in de grond gestoken tot een diepte van 15, 20 en

30 cm op proefveldjes waar de natuurlijke vegetatie verwijderd was. Ter controle werden in van vegetatie ontdane proefveldjes strootjes gestoken en er dan weer uitgehaald.

4.6.1.4 Aselman & Crutzen (1989)

Aselman en Crutzen (1989) hebben zich er vooral op gericht om een goede schatting te maken van de verschillende wetland-oppervlakten. Zij hebben aangegeven voor hoeveel procent elke rooster cel (van 2.5° lengtegraad bij 5° breedtegraad) in beslag wordt genomen door wetlands, en brachten de wetlands onder in zes categoriën, waarvan de "bogs" en "fens" (hoog- en laagvenen) voorkomen in de toendra en daarom interessant zijn in deze studie.

Hun gegevens zijn voornamelijk geput uit regionale wetland-rapporten. Informatie over de verspreiding van wetlands in Canada is gehaald uit de "National Atlas of Canada" (1986). De onderverdeling in verschillende wetland-types is van Zoltai en Pollett (1983). In totaal heeft Canada volgens deze methode ongeveer $1,27 \times 10^6 \text{ km}^2$ wetlands, waarvan 95% bogs en fens. Informatie over de classificatie, verspreiding en uitgestrektheid van wetlands in de USSR is gebaseerd op Botch en Masing (1983). Het Europese deel en West Siberië zijn goed gedocumenteerd, maar de documentatie neemt af naar het noord-oosten. De verdeling van wetlands in dit gedeelte van de USSR is gedaan met behulp van "the World Atlas" (1969). De schatting is dat $1,45 \times 10^6 \text{ km}^2$ in de USSR wordt beslagen door bogs en fens.

Voor emissiegegevens zijn veel verschillende bronnen gebruikt. De emissies lopen echter uiteen over verscheidene orden van grootte, doordat de individuele verschillen in de metingen zeer groot kunnen zijn. Door te werken met het "geometrisch gemiddelde" (de mediaan) werden de emissiegegevens minder uiteenlopend. Elk wetland-type heeft een emissiekenarakteristiek toegekend gekregen, gebaseerd op verschillende metingen (uit literatuur) in de afzonderlijke wetland-typen. Er is hierbij verder geen rekening gehouden met de breedtegraad waar het zich afspeelt, omdat de invloed van de temperatuur op de emissie van methaan nog verre van eenduidig is.

4.6.1.5 Vourlitis et al. (1993)

Plaats. Er zijn veldmetingen verricht in de natte-kusttoendra van Prudhoe Bay, Alaska, circa 70°N, 148°W, 50 km van de Arctische Oceaan. De vegetatie bestond voornamelijk uit

Eriophorum vaginatum en *Carex aquatilis*. Er werden blank staande, vochtige en goed gedraineerde plaatsen uitgekozen voor de metingen.

Periode. In 1990 zijn 3 en in 1991 5 zomermetingen verricht in Prudhoe Bay en respectievelijk 3 en 4 in dezelfde zomers ten zuiden van Prudhoe Bay.

De jaarlijkse emissie van methaan werd verkregen door integratie van de dagelijkse emissies over het groeiseizoen (wat hier gedefinieerd wordt als de periode die duurt vanaf de eerste dooi tot de eerste significante sneeuw valt). In 1990 duurde het groeiseizoen 98 dagen, in 1991 120 dagen.

Methaanimetings. Het meetkamertje had een bodem van 0,56 m² (dit komt overeen met een diameter van circa 8 cm).

Ook hier werd een vlamionisatie-detector gaschromatograaf gebruikt voor de meting van de hoeveelheid geëmitteerde methaan. De soortnaam was dit keer Shimadzu GC Mini-2TH.

Meting bodemvochtigheid. De bodemvochtigheid werd gravimetrisch bepaald met 5-10 bodemonsters per proefvlak.

Meting dooidiepte. De dooidiepte werd bepaald met behulp van een "dauw-staaf" en een meetlat.

4.6.1.6 Westerman (1993)

Plaats. Er is permanent natte grond verzameld van twee Deense wetlands:

- 1: een elzenmoeras, waar de primaire koolstof- en energiebron voornamelijk bestaat uit elzenbladeren.
- 2: een oud kanaal gevuld met van water verzadigde algendetritus, bladeren en takjes.

Er is geen "staand water" in het kanaal (geen oppervlaktewater).

Van de bovenste 10 cm is sediment verzameld en naar het laboratorium gebracht, en verder daar behandeld en gemeten.

Methaanimetings. De produktie van methaan in het sediment is gemeten met een vlam ionisatie gaschromatograaf. De metingen zijn minstens drievoudig verricht en daarna gemiddeld.

4.6.1.7 Sebach et al. (1986)

Plaats. De locaties die werden gebruikt voor veldmetingen van de methaanflux lagen in Alaska, in gebieden die representatief zijn voor het merendeel van de belangrijke boreale en toendra-wetlands.

Periode. De metingen zijn verricht in de maand augustus 1984. De emissieperiode in de toendra schatten Whalen en Reeburgh op 100 dagen per jaar.

Methaanmeting. De methaanconcentratie werd gemeten met een "gasfilter correlatie-infrarood-absorptie-ontleder", geïntegreerd met een openbodem-kamertje van 0,14 m³. Alle veranderingen in de methaanconcentratie werden hiermee waargenomen. De methaanflux kon direct uit de gemeten concentratieveranderingen berekend worden. Dit was mogelijk omdat het volume van het meetkamertje, het oppervlak van de bodem-lucht-interfase en de tijdsintervallen bekend waren.

Meting milieufactoren. De diepte waarop de permafrost begint en de dikte van de veenlaag werden gemeten. De permafrost begon minimaal op 27 cm onder het bodemoppervlak maar kon ook wegblijven tot onder de 60 cm onder het oppervlak. De veenlaag was 5 tot >60 cm dik. De veentemperatuur, die varieerde tussen 2.7°C en 16°C, werd gemeten met behulp van een afgeschermd thermokoppel. De diepte van de permafrost, de dikte van de veenlaag en de veentemperatuur waren vrij constant in elk proefveld. Het waterpeil en de methaanflux toonden significante variaties.

Oppervlak. Het oppervlak van de noordelijke veenlanden (volgens Whalen en Reeburgh is dit de toendra en de boreale zone) ligt tussen $4 \cdot 10^{12}$ m² en $9,5 \cdot 10^{12}$ m² (gebaseerd op Atjay et al. 1979, Schlesinger 1980 en Gore 1983).

4.6.1.8 Morrissey & Livingston (1992)

Plaats. De veldmetingen zijn verricht in een toendragedied, in het noordelijk deel van Alaska, van 68°N tot 71,5°N. Ondanks de schijnbare uniformiteit in de arctische toendra, is er een hoge mate van regionale en locale variatie die van belang is voor de biochemische processen. Veel van deze variatie is gerelateerd aan het topografische reliëf op deze schalen. Dit beïnvloedt de hydrologie, de vegetatie en de fysische en chemische eigenschappen van de bodem. In het onderzoek is vooral gekeken hoe de hydrologische verschillen in de toendra doorwerken op de emissie van methaan. 57 plekken werden uitgezocht die representatief zijn voor de belangrijkste plantengemeenschappen van de toendra.

Periode. De veldmetingen duurden 3 weken en eindigden half augustus 1987, toen de actieve laag boven de permafrost zijn maximale diepte had bereikt.

Methaanmeting. Netto emissiesnelheden van het oppervlak naar de atmosfeer werden ter plaatse gemeten met behulp van statische meetkamers. Het volume van de meetkamers en de tijdsintervallen werden op elke locatie gebaseerd op de verwachte emissiesnelheden om tegemoet te komen aan de chromatografische eisen. De volumina van de meetkamers varieerden van 5 tot 20 liter en de tijdsintervallen tussen de monsternamen varieerden

tussen 4 en 8 minuten over een opstelling van 20-32 min. Er werden een of twee vlamionisatie-detector gaschromatografen gebruikt van het soort Shimadzu GC-8 voor de meting van de hoeveelheid geëmitteerde methaan.

Meting van de milieufactoren. Het waterpeil werd gemeten (op de schaal van het oppervlak van de meetkamers, die 510 cm² bedoegen) en in de volgende categoriën onderverdeeld: grondwaterstand onder het bodemoppervlak ($z < -5$), ter hoogte van het bodemoppervlak ($-5 < z < 0$) of erboven ($z > 0$). 10 micro-topografische kenmerken werden verder nog geïdentificeerd, gebaseerd op de ecologische karakteristieken van de toendra.

De diepte van de dooilaag en de substraattemperatuur werden geregistreerd met toenemende diepte. Van de helft van de meetpunten zijn het organische gehalte, het watergehalte (gravimetrische analyse) en de "bulk density" (zie paragraaf 5.1.1) geregistreerd op verschillende dieptes in de bovenste veenlaag.

4.6.1.9 Matthews & Fung 1987

Laagveen-oppervlak:

verkregen door integratie van 3 onafhankelijke, globale, digitale bronnen:

- 1) De verspreiding van wetlands is afgeleid van de vegetatiegegevens geclassificeerd volgens het UNESCO-systeem in elke 1° cel.
- 2) De verspreiding van "ponded" (natte/ondergelopen) bodems afgeleid uit gegevens over bodemeigenschappen van de FAO in elke 1° cel.
- 3) Gedeeltelijke overstroming/inundatie in elke 1° cel bijeengebracht van een globale overzichtskaart van de ONC.

NB. UNESCO = United Nations Educational Scientific and Cultural Organization; FAO = Food & Agriculture Organization; ONC = Operational Navigation Charts.

Methaanflux. Matthews en Fung (1987) hebben uit literatuuronderzoek (Svensson 1980; Sebacher et al. 1986) een waarde afgeleid voor de methaanflux uit bebooste en onbeboste "bogs" van 200 mg CH₄/m²/jaar.

4.6.1.10 Whalen & Reeburgh 1988

Plaats. Metingen zijn verricht in een subarctisch moeras en aan de rand van een vijver in Alaska, 65°N, 148°W, 159 m boven zeeniveau. De minerale bodem daar is slecht gedraineerd en heeft een organische laag van 12-50 cm dik. In het gebied heerst permafrost, de diepte van de actieve laag, die 's zomers ontdooit is 0,5-1,0 m. De moerasvegetatie

bestaat uit wollegras (*Eriophorum vaginatum*), pollen en mos, met daartussen kale plekken ("intertussocks" of "black holes"). De vijverrand wordt begroeid met *Carex*. Floristisch en fysisch gezien is deze plek zo goed als gelijk aan de arctische toendra.

Periode. De metingen werden verricht in de periode van oktober 1986 tot december 1987.

Methaanmeting. De meetkamertjes hebben een bodemoppervlak van $0,075 \text{ m}^2$, de zijden van het vierkant zijn 27,4 cm. Er werd een vlamionisatie-detector gaschromatograaf gebruikt van het soort Shimadzu GC Mini-2 voor de meting van de methaanconcentratie, waaruit de hoeveelheid geëmitteerde methaan berekend kon worden.

Meting temperatuur. Er werd een "multiple-thermistor temperature probe" gebruikt die doordringt tot de maximale dooidiepte.

Oppervlak.

Voor de globale schatting van de oppervlakte-bedekking van natte weide- en pollen-toendra zijn twee schattingen gecombineerd die samen $7,34 * 10^{12} \text{ m}^2$ bedragen (in navolging van Matthews (1983):

- 1: schattingen oppervlaktebedekking door beide vegetatie-typen;
- 2: totale toendra-oppervlak;

ad 1)

- a. Het oppervlak van de vegetatiebedekking is gebaseerd op Kummerow et al. 1983
- b. Het oppervlak van de vegetatiebedekking van pollentoendra's is gebaseerd op Walker et al. 1987.

ad 2)

Voor het totale toendra-oppervlak is de schatting van Matthews (1983) gebruikt, die daarvoor het UNESCO vegetatie classificatiesysteem gebruikt heeft. De schatting van Matthews & Fung (1987) van onbeboste "bog"-gebieden ten noorden van 50°N is als representatief genomen voor natte weide-toendra. De oppervlaktebedekking van de pollen- en dwergstruiktoendra is het verschil genomen tussen het totale toendra-oppervlak en het oppervlak van de natte weide-toendra.

4.6.1.11 Bartlett et al. (1990)

Bartlett et al. (1990) hebben in hun berekeningen van de methaanemissie uit wetlands tussen 50° en 70°N evenals Bartlett en Harris (1993) gebruik gemaakt van de oppervlakte-schatting van Matthews & Fung (1987). Bartlett et al. (1990) hadden echter meer meetge-

gevens ter beschikking om hun berekeningen van de jaarlijkse methaanemissies mee te verrichten dan Matthews & Fung (1987) [uit Bartlett & Harris 1993].

4.6.2 Onderlinge vergelijking van de onderzoeken

Verschillende metingen en schattingen die aan de orde zijn geweest in dit rapport worden in deze paragraaf met elkaar vergeleken. Zo kan de waarde van de verschillende onderzoeken voor deze literatuurstudie beter ingeschat worden. Tevens kan hierdoor geconcludeerd worden welke van de kwantitatieve gegevens, die het resultaat zijn van de onderzoeken, geschikt zijn voor berekeningen over de methaanemissies in de toendra in afhankelijkheid van de klimaatfactoren temperatuur en bodemvochtigheid, zodat een grove berekening gemaakt kan worden over de mate waarin de emissie van methaan verandert in een $2XCO_2$ -klimaat ten opzichte van het huidige klimaat.

Hameed en Cess (1983) hebben geen eigen metingen verricht; de emissieschattingen baseerden zij op metingen die noch in de toendra waren verricht, noch vergelijkbaar zijn met toendra-emissies. De uit de metingen afgeleide vergelijking die zij opstelden is wel te gebruiken voor berekeningen van de methaanflux in een warmer klimaat, er is een temperatuursafhankelijkheid in opgenomen, maar alleen wanneer huidige fluxen in de berekening worden opgenomen, waarvan niet wordt gegeven hoe deze van de temperatuur afhangt. Het onderzoek van Hameed en Cess (1983) is om deze redenen niet representatief voor methaanemissies uit de toendra in een veranderend klimaat en hun vergelijking niet geschikt voor de modelberekeningen van hoofdstuk 5.

Lashof (1989) heeft eveneens geen eigen metingen verricht. Hij heeft een vergelijking opgesteld voor de verandering van methaanemissies uit wetlands op (redelijk) hoge breedten, zodat het, ondanks de algemeenheid, waarschijnlijk toch representatiever is voor de toendra dan de vergelijking van Hameed en Cess (1983). Lashofs vergelijking gaat niet over de absolute methaanflux, doch over de factor waarmee de flux verandert in een warmer klimaat. Alleen de temperatuursafhankelijkheid is hierin meegenomen, niet factoren als bodemvochtigheid. Naast interesse voor relatieve gegevens van methaanemissies uit de toendra in een huidig en een $2XCO_2$ -klimaat is er voor de berekeningen in hoofdstuk 5 interesse voor absolute gegevens, zodat de resultaten vergeleken kunnen worden met eerdere studies van methaanonderzoek (zie tabel 4.3). Omdat dit met behulp van Lashofs vergelijking niet mogelijk is, wordt deze niet gebruikt in deze studie.

Torn en Chapin (1993) hebben zelf veldmetingen verricht in een toendragebied. De metingen waren, voor zover dit te beoordelen is, goed gedaan en het feit dat het in de toen-

dra gebeurde wijst erop dat de gemeten emissies representatief zijn voor de methaanemissies in de toendra, tot zover de toendra als geheel beschouwd kan worden. Zij maten de methaanemissies slechts in een korte periode in de zomer, in de meest actieve maand van het jaar: juli, zodat extrapolatie naar het gehele emissieseizoen wellicht ietwat gevaarlijk is. Uit de resultaten is een vergelijking afgeleid waarin zowel de afhankelijkheid van de temperatuur als de bodemvochtigheid is weergegeven. Het is erg mooi om een vergelijking te kunnen gebruiken waarin beide klimaatfactoren opgenomen zijn. De vergelijking van Torn en Chapin (1993) die zij hebben afgeleid uit hun meetresultaten wordt daarom gebruikt in de modelberekeningen in hoofdstuk 5.

Aselman en Crutzen (1989) gebruikten medianen van emissie-schattingen van andere onderzoekers. In hun vergelijking is slechts zeer indirect en grof de afhankelijkheid van temperatuur en bodemvochtigheid opgenomen. Elk wetlandtype heeft namelijk een eigen emissiekenarakteristiek, en de natheid varieert per wetlandtype. De verspreiding van de verschillende wetlands is enigszins breedtegraadafhankelijk, en omdat ook de temperatuur breedtegraadafhankelijk is, is er dus een (licht) verband tussen de emissiekenarakteristiek van een bepaald wetlandtype en de temperatuur. Omdat de temperatuur en de bodemvochtigheid in de vergelijking van Aselman en Crutzen (1989) niet direct staan weergegeven, kan hun vergelijking in de modelberekeningen van deze studie niet gebruikt worden. De oppervlakteschattingen die zij hebben gemaakt voor wetlands tussen 50°N en 70°N zijn ongeveer factor 2 tot 3 kleiner dan de meeste schattingen van het toendra-oppervlak. Hun schattingen van methaanemissies uit dit gebied kunnen daarom niet als representatief beschouwd worden voor de huidige methaanemissie uit toendra.

Vourlitis et al. (1993) hebben evenals Torn en Chapin (1993) veldmetingen verricht in een toendragebied (Alaska). Ook deze metingen waren, voor zover dit te beoordelen is, goed gedaan en de gemeten emissies zijn dan ook representatief voor de methaanemissies in de toendra, tot zover individuele metingen geëxtrapoleerd kunnen worden naar een algemene geldigheid. Zij maten voornamelijk in juli en augustus, op het hoogtepunt van de zomer, zodat extrapolatie naar het gehele emissieseizoen eigenlijk voorzichtig moet gebeuren: gedurende het begin en het einde van het emissieseizoen zijn de emissies waarschijnlijk lager, omdat de biologische activiteit dan lager is dan in de hoogzomer. Vourlitis et al. (1993) leidden twee vergelijkingen af uit hun resultaten waarin de methaanflux een functie is van de bodemvochtigheid. De temperatuur is hierin niet meegenomen. De vergelijkingen lopen een factor 3 uiteen, wat aanzienlijk is. De waarde van de bodemvochtigheid in het onderzoek van Vourlitis et al. (1993) verschilt sterk van het gebied waarin de bodemvochtigheid zich bevindt in het onderzoek van Torn en Chapin (1993) en van de schattingen van de bodemvochtigheid van natte veenbodems in de modelberekeningen (zie hoofdstuk 5).

De bodemvochtigheid, uitgedrukt in gewichtspercentage vocht (of, omgerekend, volumepercentage vocht) van Vourlitis et al. (1993) is een factor 10 lager dan laatstgenoemden. De bodemeigenschappen verschilden waarschijnlijk te veel. De vergelijking van Vourlitis et al. zal derhalve niet gebruikt worden in de modelberekeningen.

Westerman (1993) verrichtte zijn metingen met monsters uit Denemarken in het laboratorium. Hij heeft daaruit een relatie afgeleid tussen de methaanflux en de bodemtemperatuur. Omdat de metingen zijn verricht in het laboratorium, was het goed mogelijk variaties van andere factoren, die kunnen optreden naast of als gevolg van temperatuurveranderingen, uit te sluiten. Hierdoor wordt enerzijds de relatie helderder, doch anderzijds wordt het natuurlijke proces verstoord. Het is moeilijk te zeggen of juist de voordelen of de nadelen van laboratoriumonderzoek ten opzichte van veldonderzoek het zwaarste wegen.

Omdat de methaanflux niet per bodemoppervlakte is bepaald, kan geen extrapolatie gemaakt worden voor het gehele toendra-oppervlak, zodat Westermans vergelijking niet gebruikt kan worden in de modelberekeningen. Daarnaast zijn zijn metingen niet representatief voor de toendra in het bijzonder, ze zeggen echter wel wat over de emissie van methaan uit wetlands in het algemeen.

Sebacher et al. (1986) hebben evenals Torn en Chapin (1993) en Vourlitis et al. (1993) veldmetingen verricht in een toendragebied in Alaska. Ook deze metingen waren, voor zover dit te beoordelen is, goed en de gemeten emissies representatief voor de methaanemissies in de toendra. Zij maten voornamelijk in juli en augustus, op het hoogtepunt van de zomer, zodat extrapolatie naar het gehele emissieseizoen eigenlijk voorzichtig moet gebeuren. Sebacher et al. (1986) leidden een exponentieel verband af uit hun resultaten waarin de methaanflux een functie is van de bodemvochtigheid in cm (grond)waterstand. De temperatuur is hierin niet meegenomen. Maar wat betreft de afhankelijkheidsrelatie met de bodemvochtigheid is de vergelijking goed te gebruiken in de modelberekeningen voor methaanemissies in het huidige en in een $2\times\text{CO}_2$ -klimaat. De schatting van Sebacher et al. (1986) ligt aanzienlijk hoger dan de meeste schattingen van methaanemissies uit de toendra. Zijn schattingen gaan echter over het gehele noordelijke gebied, zowel de toendra als de boreale zone, hoewel de oppervlakteschatting van dit gebied meer in overeenstemming is met de meeste schattingen van het toendra-oppervlak alleen. Hun schatting van de methaanflux lijkt daarom, gezien vanuit de gebruikte methode en de gebruikte schatting van het oppervlak, representatief te zijn voor huidige methaanemissies uit de toendra.

Morrissey en Livingston (1992) hebben ook in de toendra onderzoek verricht naar de emissie van methaan in relatie tot de temperatuur en de vochtigheid van de bodem. De relatie die zij vonden tussen de methaanflux en de bodemvochtigheid is, in tegenstelling tot de relatie met bodemtemperatuur, eerder kwalitatief dan kwantitatief en is daardoor niet

goed in een vergelijking te vangen. Het lineaire verband tussen de methaanflux en de temperatuur is representatief voor de toendra en wordt dan ook aangewend in de modelberekeningen van hoofdstuk 5.

Matthews en Fung (1987) gebruikten emissiegegevens van andere onderzoekers die representatief lijken voor de toendra. Hun oppervlakteschattingen van hoog noordelijke veenwetlands liggen echter een factor 10 lager dan de schattingen van het toendra-oppervlak die door andere onderzoekers zijn gemaakt, terwijl te verwachten is dat dit ongeveer overeen zou moeten komen. Hun schatting van de methaanflux uit noordelijke veenwetlands ligt echter juist dicht in de buurt van verschillende andere schattingen van toendra-emissies. De waarde van hun schattingen voor deze studie is daarom niet geheel duidelijk. Matthews en Fung (1987) hebben geen vergelijking opgesteld voor de relatie tussen de methaanflux in de toendra en klimaatfactoren, zodat zij ook niet aan bod komen in hoofdstuk 5.

Whalen en Reeburgh (1988) gebruikten een oppervlakte-schatting van de toendra die dicht in de buurt ligt van de meeste oppervlakteschattingen (zie tabel 4.4) en deden methaan- en klimaatmetingen op een degelijk manier in een gebied dat duidelijk is bedekt met toendravegetatie. Gecombineerd lijken de resultaten daarom representatief voor de toendra. Zij vonden echter geen duidelijke correlaties tussen de methaanflux uit de toendra en de temperatuur of de bodemvochtigheid, zodat ze niet worden aangehaald in hoofdstuk 5.

Bartlett et al. (1990) maakten voor de oppervlakteschatting gebruik van de schatting van noordelijke wetlands van Matthews en Fung (1987), die een factor 10 lager ligt dan de meeste schattingen van het toendra-oppervlak (zie tabel 4.4). Blijkbaar wordt niet alle toendra onder wetlands gerekend. De schatting is gebaseerd op zeer veel meetgegevens in noordelijke wetlands en ook op specifieke toendrametingen. Samen genomen lijken de schattingen van Matthews en Fung (1987) echter niet zeer representatief voor de toendra, omdat de oppervlakteschattingen te zeer afwijken.

De methaan-klimaat-relaties van Torn en Chapin (1993), Sebacher et al. (1986) en Morrissey en Livingston (1992) zullen dus in hoofdstuk 5 worden gebruikt voor de modelberekeningen over methaanemissies uit de toendra in een huidig en toekomstig klimaat.

De schatting van de huidige methaanflux uit toendra van Whalen en Reeburgh lijkt het meest representatief te zijn.

4.7 Ontsnapping van methaan uit permafrost

In permafrost zijn gassen, waaronder methaan, ingesloten. Er is onderzoek gedaan naar de ontsnapping van methaan uit permafrost als gevolg van globale temperatuurstijgingen [Moreas, F. & M.A.K. Khalil 1993]. Tevens is onderzoek gedaan naar de ontsnapping van methaanhidraten uit zeer diepe lagen, maar de bovenste permafrostlagen zijn veel gevoeliger voor veranderingen in oppervlaktetemperaturen dan de diepe lagen, waarin de methaanhidraten stabiel zijn. Deze diepe lagen lijken niet te worden beïnvloed door temperatuurstijgingen.

Uit onderzoek [Rasmussen, R.A. et al. 1993] blijkt slechts weinig methaan ingesloten te zijn in permafrost, zodat weinig methaan hieruit kan vrijkomen als permafrost smelt, zelfs bij grote temperatuurstijgingen [Moreas, F. & M.A.K. Khalil 1993]. Met behulp van het OSU-2xCO₂-klimaatmodel [Schlesinger, M.E. & Z. Zao 1993] berekenden Moreas en Khalil (1993) dat ongeveer 2 Tg CH₄ per jaar vrij zal komen uit permafrost, gemiddeld over een periode van nu tot over 200 jaar. Met het UKMO-klimaatmodel [Wilson, C.A. & J.F.B. Smith 1987] was dit gemiddeld 4 tot 5 Tg CH₄ per jaar met een maximale methaanemissie gedurende de periode van 60 tot 100 jaar na heden van 25 Tg per jaar.

Klimaatveranderingen zullen dus volgens deze berekeningen niet veel, doch een niet te verwaarloosbare invloed hebben op de bijdrage van de permafrost zelf aan de natuurlijke methaanemissie. Kvenvolden en Lorenson (1993) zijn op basis van eigen metingen, gecombineerd met de USO- en UKMO-klimaatmodellen tot een maximale methaanemissie gekomen in dezelfde orde-grootte als Moreas en Khalil (1993). In hun toekomstscenario gebaseerd op het USO-model verandert de oppervlaktetemperatuur gemiddeld 5°C in 100 jaar terwijl in het scenario gebaseerd op het UKMO-model de oppervlaktetemperatuur gemiddeld 8,5°C stijgt. Volgens de berekeningen van Kvenvolden en Lorenson (1993) vinden pas noemenswaardige hoeveelheden methaanemissie plaats uit smeltend permafrost over 30 tot 50 jaar, waarna de emissie een maximum bereikt van 25 tot 30 Tg CH₄ per jaar rond resp. 40 (UKMO) en 80 (USO) jaar na heden.

4.8 Conclusie

De methaanflux uit de toendra is de resultante van de consumptie, de produktie en het transport van methaan uit en in de bodem. Methaan wordt zowel geproduceerd als geconsumeerd door bodemmicro-organismen. Een groot aantal factoren beïnvloeden de methaanflux, dit zijn achtereenvolgens: de bodemvochtigheid, of beter: de redoxpotentiaal van de bodem, de (bodem)temperatuur, het type vegetatie, de diepte van de dooilaag, de beschik-

baarheid van koolstof, nutriënten en electronen acceptoren, de pH van de bodem en de lichtintensiteit.

Het methaantransport wordt als volgt beïnvloed: De aanwezigheid van vegetatie (vaatplanten) is stimulerend voor het transport van methaan omdat het het transport vergemakkelijkt. Hierdoor heeft de aanwezigheid van vegetatie dus een positief effect op de methaanflux naar de atmosfeer. In de toendra beïnvloedt de lichtintensiteit slechts zeer beperkt de openingstoestand van de huidmondjes van de plant, zodat het nauwelijks invloed heeft op de transportroute van methaan en dus van weinig belang is voor de methaanflux.

De produktie en consumptie van methaan worden als volgt beïnvloed: De (bodem)temperatuur en de vochtigheid van de bodem (of te wel het zuurstofgehalte of de redoxpotentiaal van de bodem) zijn de belangrijkste externe factoren die de produktie en de consumptie van methaan beïnvloeden. Tevens zijn het factoren die in belangrijke mate onder invloed staan van klimaatveranderingen. Bovendien zijn verschillende andere milieufactoren die de methaanflux beïnvloeden direct afhankelijk van zowel de temperatuur als de bodemvochtigheid, zodat hun effect op de methaanflux af te leiden is uit die van de temperatuur en de bodemvochtigheid. De relaties van de bodemvochtigheid en de temperatuur met de methaanflux zijn dan ook het meest uitgebreid bestudeerd in dit rapport. Uit de studie bleek het volgende verband te bestaan: de consumptie neemt toe en de produktie af met afnemende bodemvochtigheid. Zowel de produktie als de consumptie van methaan tonen een positieve correlatie met de temperatuur tot temperaturen die dodelijk zijn voor de micro-organismen. Maar dergelijke hoge temperaturen komen niet voor in de toendra.

Omdat de produktie van methaan in verhouding tot de consumptie overheerst in de toendra doordat de bodemvochtigheid er hoog is, neemt de methaanflux netto toe als onder invloed van externe factoren zowel de produktie als de consumptie van methaan worden gestimuleerd.

Dit is het geval bij het positieve effect dat de (bodem)temperatuur heeft op de methaanflux, maar ook bij het stimulerend effect van de beschikbaarheid van koolstofsubstraat en nutriënten, evenals de invloed van de pH. Doorgaans is een pH van 6 optimaal voor de methaanflux, maar bij extreem lage pH's kan het optimum lager liggen, wellicht door aanpassing van de bodemmicro-organismen van de zuurgraad.

Door verschillende onderzoekers zijn schattingen gemaakt van methaanemissies uit toendra's, noordelijke wetlands of noordelijke veenlanden. De in dit rapport besproken schattingen lopen factor 15 uiteen, van 7 tot 106 Tg CH₄ per jaar.

De methaan-klimaat-relaties van Torn en Chapin (1993), Sebacher et al. (1986) en Morrissey en Livingston (1992) zijn geschikt voor berekeningen over de methaanflux in de toendra in een huidig en een toekomstig klimaat.

Door de combinatie van het gebruikte meetgebied, de oppervlakteschattingen en de meetmethode die alle overeenkomen met dan wel geschikt zijn voor de toendra, lijkt de schatting van Whalen en Reeburgh (1988) van de huidige methaanflux uit toendra (namelijk 19-33 Tg CH₄ per jaar) van de bestudeerde methaanonderzoeken het meest representatief te zijn. De meeste andere onderzoekers deden ofwel geen extrapolatie naar jaarlijkse emissies uit de gehele toendra, maten in een niet al te representatief gebied of deden oppervlakteschattingen die sterk afwijken van de algemeen gebruikte schatting van het toendra-oppervlak.

4.9 Discussie

Omdat de temperatuur en de bodemvochtigheid de meest invloedrijke factoren zijn in verband met methaanemissies, en deze twee factoren ook het meest lijken te veranderen in een zich wijzigend klimaat, is de meeste aandacht besteed aan de relatie tussen de methaanflux enerzijds en de temperatuur en de bodemvochtigheid anderzijds. Deze twee factoren werken zelf op de lange duur ook door op andere factoren zoals de diepte van de dooilaag en het type vegetatie, factoren die ook bepalend zijn voor de emissie van methaan. Deze factoren zijn door deze doorwerking toch inbegrepen in de temperatuur/bodemvochtigheidsrelaties van de methaanflux, zij het indirect.

4.9.1 Kanttekeningen bruikbaarheid bodemvochtigheid

In de methaanprojecten van verschillende onderzoeksteams worden de methaanemissie en de bodemvochtigheid gemeten en met elkaar in relatie gebracht. De reden dat tussen deze twee

variabelen een verband wordt gezocht is, zoals wordt verteld in dit rapport, de volgende:

De mate van methaanproductie en -consumptie is afhankelijk van de redoxpotentiaal van de bodem. Is de redoxpotentiaal hoog, dan wil dat zeggen dat er veel zuurstof in de bodem aanwezig is. Naarmate de redoxpotentiaal lager wordt komt er steeds minder zuurstof voor in de bodem; achtereenvolgens zijn de concentraties van respectievelijk nitraat, sulfaat en ten slotte methaan hoog bij een lager wordende redoxpotentiaal. Alleen bij een lage redoxpotentiaal kan dus methaan gevormd worden. Dit hangt samen met de energie die beschik-

baar is in het systeem; is de redoxpotentiaal te hoog, dan wordt eerder zuurstof (of, bij een lagere redox nitraat of sulfaat) gereduceerd dan organische stof, omdat daar meer energie bij vrij komt.

De mate waarin zuurstof voorkomt in de bodem is dus een maat voor de redoxpotentiaal van de bodem. De zuurstofconcentratie is ook gerelateerd aan de bodemvochtigheid omdat zuurstof in veel lagere concentraties voorkomt in water dan in de lucht. Daarom zegt men, als men over bodemvochtigheid spreekt, tegelijkertijd iets over de zuurstofconcentratie in de bodem. In de relatie tussen de zuurstofconcentratie en de bodemvochtigheid is het belangrijk te weten hoeveel lucht in de bodem aanwezig is per bodemvolume. Weet men het poriënvolume van de bodem en weet men in hoeverre de poriën zijn gevuld met water, dan kan worden berekend hoeveel lucht en dus hoeveel zuurstof in de bodem aanwezig is.

Er wordt dan van uitgegaan dat de concentratie van zuurstof in het bodemwater en in de bodemlucht maximaal is, wat in werkelijkheid niet zo is omdat veel van de zuurstof wordt verbruikt voor de ademhaling van wortels en bodemorganismen. Daarnaast is de zuurstofconcentratie afhankelijk van de hoeveelheid en de afbreekbaarheid van het aanwezige organische materiaal en van de temperatuur ter plaatse.

Maar als de bodemvochtigheid wordt uitgedrukt in de verhouding tussen het watergewicht en het drooggewicht in de bovenste 10 cm van de bodem, dan weet je nog niets over de hoeveelheid zuurstof die zich in de bodem bevindt: het zegt niets over het poriënvolume en in hoeverre dit is gevuld met water [Bouwman, mondeling 1993].

Stel twee (veen)bodems A en B. A heeft een groot en B een klein poriënvolume. Beide bodems hebben een zelfde bodemvochtigheid als deze uitgedrukt is in gewichtsverhoudingen; de poriën van bodem A zijn dan lang niet zozeer gevuld met water als die van B, dit betekent dat bodem A veel meer lucht bevat dan B en dat zij qua zuurstofgehalte of redoxpotentiaal niet met elkaar te vergelijken zijn.

Om toch met de gemeten waarden van de bodemvochtigheid te kunnen werken (die nu eenmaal zijn uitgedrukt in gewichtspercentages) moet toch worden aangenomen dat de relatie tussen een dergelijke bodemvochtigheid en de redoxpotentiaal van de bodem wel duidelijk, ja zelfs lineair is, en dus correlatie vertoont met de methaanemissie. In verschillende metingen is immers een lineair verband gevonden tussen deze "gewichts-bodemvochtigheid" en de emissie van methaan (zij het in een beperkt vochtigheidsgebied, doordat de empirische gegevens beperkt zijn), zodat deze aanname niet onjuist lijkt te zijn.

Bij methaanonderzoek is daarom sterk aan te raden om te werken met redoxpotentialen of zuurstofconcentraties in de bodem, of desnoods watergehalten in de poriën, als over dergelijke parameters voorspellingen gedaan kunnen worden voor de toekomst.

4.9.2 Het verband tussen methaanflux en temperatuur

Uit verschillende metingen van methaanonderzoeken werden uiteenlopende soorten relaties of zelfs geen of geen duidelijke correlatie gevonden tussen de methaanflux en de (bodem)-temperatuur. Zo zijn er optimumkrommen, exponentiële en lineaire relaties afgeleid voor de methaanflux als functie van de temperatuur uit resultaten van verschillende methaanonderzoeken. De overeenkomst tussen de relaties die gevonden zijn, is dat de correlatie (tot op zekere hoogte) positief is. De soorten relaties zijn verder echter zo verschillend dat de relatie tussen de methaanflux en de temperatuur dus verre van eenduidig is. Zodoende is de kwantitatieve waarde ervan slechts zeer beperkt.

5. MODELBEREKENINGEN

In dit hoofdstuk wordt beschreven hoe getracht is de invloed van het klimaat en de klimaatveranderingen op de natuurlijke flux van methaan uit de toendra te kwantificeren m.b.v. een model. Tevens zullen de resultaten van de modelberekeningen besproken worden.

Uit resultaten van methaan-onderzoeken zijn uiteenlopende verbanden gevonden tussen de methaanflux enerzijds en de (lucht/bodem)temperatuur en de bodemvochtigheid anderzijds [Torn, M.S. & F.S. Chapin 1993; Sebacher, D.I. et al. 1986; Morrissey and Livingston 1992]. Met 3 verschillende formules die hieruit volgden (vergelijkingen 4.3, 4.9 en 4.10) wordt in een model, het "methaanmodel" genoemd, de huidige en de toekomstige natuurlijke methaanflux uit de toendra berekend. Als klimaat-invoer werd het "IIASA" gegevensbestand gebruikt [Leemans, R. & W.P. Cramer 1991] en als vegetatie-invoer het "BIOME"-model [Prentice, I.C. et al. 1992] (zie paragraaf 5.1.4). Hierin is per $1/4$ rooster-cel ($1/2$ breedtegraad x $1/2$ lengtegraad) weergegeven wat de gemiddelde temperaturen en bodemvochtigheden zijn per maand en welke vegetatietypen zich in die rooster-cellen bevinden in een $1 \times \text{CO}_2$ en een $2 \times \text{CO}_2$ klimaat.

5.1 Uitgangspunten en aannamen bij de modelberekeningen

5.1.1 Bodemvochtigheid

Om verschillende metingen met elkaar te vergelijken en te kunnen gebruiken in het model, moeten ze alle zijn uitgedrukt in dezelfde eenheden. Daartoe zijn de volgende berekeningen verricht:

De omrekening van grondwaterstand naar percentage bodemvochtigheid is mogelijk via pF-curves. Hiervoor bestaan speciale tabellen en grafieken per bodemtype in Nederland [Wösten, J.H.M. et al. 1987]. Het bodemtype van de toendra is veengrond. Volgens Leffelaar is het goed mogelijk uit te gaan van Nederlands veen, omdat het verschil in waterkarakteristieken tussen toendrabodems en Nederlandse veenbodems waarschijnlijk niet wezenlijk groot is [Leffelaar, P.A., mondeling 1993].

Belangrijk hierbij is echter de volgende kanttekening: er kan verdamping optreden aan het bodemoppervlak en dit wordt niet meegenomen in de omrekening van de grondwaterstand naar het percentage bodemvocht. Als er inderdaad verdamping plaats vindt is de bodem-

vochtigheid in de bovenlaag wezenlijk lager, temeer omdat het gaat om slechts de bovenste 10 cm van de bodem. De toendra is echter zo koud, dat het waarschijnlijk wel verantwoord is verdamping te verwaarlozen.

De massa die een kubieke meter veengrond gemiddeld weegt, dus de dichtheid, heet in het Engels "bulk density" ($^b\rho_d$), dit is het drooggewicht van de grond per volume van de bodem als geheel (V_b), dus inclusief poriën. Het poriëngehalte van veenbodems varieert wel degelijk, zodat hier gesproken wordt over de gemiddelde dichtheid van veenbodems:

$$^b\rho_{\text{veen}} = ^b\rho_d = m_d/V_b \approx 250 \text{ kg/m}^3$$

De dichtheid van water (ρ_w) is:

$$\rho_{\text{water}} = \rho_w = m_w/V_w = 1000 \text{ kg/m}^3$$

De bodemvochtigheid kan op verschillende manieren worden uitgedrukt, namelijk als "gravimetric water content" ("w") en als "volumetric water content" ("θ"):

$$w = m_w/m_d$$

$$\theta = V_w/V_b$$

Het verband tussen w en θ is eenvoudig:

$$\theta = w * ^b\rho_d/\rho_w \approx 0,25 * w$$

$$w \approx 4 * \theta$$

[Koorevaar, P.G. et al. 1983]

In deze modelberekeningen wordt er vanuitgegaan dat de gehele toendrabodem in het huidige klimaat is verzadigd van water. De toendra is weliswaar een wetland en dus zeer vochtig of zelfs nat, maar de aanname is zeer grof en ook overdreven: er zijn ook drogere toendra's. Aan de andere kant zijn er ook veel ondergelopen gebieden in de toendra, die dus nog natter zijn. Bij gebrek aan andere informatie is echter gekozen voor deze vereenvoudiging van de bodemvochtigheid in de toendra.

Voor scenario's van een 2XCO₂-klimaat is hier de aanname gemaakt dat overal in de toendra de bodemvochtigheid af zal nemen van θ is 0,733 (dit is de waarde van de bodemvochtigheid van een verzadigde veenbodem) naar θ is 0,7. Dit is vergelijkbaar met

een daling van de grondwaterstand van 4 cm, wat aanzienlijk is. In het toekomstscenario van Manabe en Wetherald (1987) is de afname van de grondwaterstand in toendra's in de zomers 0 tot 2 cm. De huidige bodemvochtigheid ligt in het model dus waarschijnlijk aan de hoge kant, terwijl de afname van de bodemvochtigheid in de toekomst ruim is ingeschat.

5.1.2 Temperatuur

De methaanemissie is afhankelijk van de bodemtemperatuur en de bodemtemperatuur is op zijn beurt weer afhankelijk van de luchttemperatuur. Omdat de klimaatgegevens van het IIASA klimaat-gegevensbestand de luchttemperaturen zijn, moet dus eigenlijk een omrekening gemaakt worden van lucht- naar bodemtemperatuur. De jaargemiddelden van bodem- en luchttemperatuur zijn weliswaar gelijk aan elkaar, maar de schommelingen en uitschieters van de luchttemperatuur worden gedempt in de bodem, zodat de bodemtemperatuur lagere maximumtemperaturen en hogere minimumtemperaturen heeft [Harriss en Frolking 1992].

In dit model wordt dit effect echter verwaarloosd, omdat het om relatief kleine verschillen gaat en de nauwkeurigheid ervan weg zou vallen tegen de geringe betrouwbaarheid en nauwkeurigheid van verdere schattingen, metingen en extrapolaties.

De temperatuurgegevens voor het huidig klimaat, die per $1/2^\circ$ rooster cel in het methaanmodel worden ingevoerd, (en die ook worden gebruikt in het biomemodel) zijn afkomstig van de IIASA database [Leemans, R. & W.P. Cramer 1991]. Voor temperatuurgegevens in het $2XCO_2$ -klimaat zijn twee verschillende scenario's gebruikt: het "GISS"-scenario [Hansen et al. 1984; uit Cubash, U. & R.D. Cess 1990] en het "GFDL"-scenario [Wetherald & Manabe 1989; uit Cubash, U. & R.D. Cess 1990]. De voorspelde temperatuurstijging als gevolg van een verdubbelde CO_2 -concentratie, gemiddeld over alle breedtegraden en dagen van het jaar, is in het GISS-model $4,2^\circ C$ en in het GFDL-model $4,0^\circ C$. Het laatstgenoemde model voorspelt echter een hogere stijging van de wintertemperatuur op hoge breedtegraden dan het GISS-model, en ook hogere nachttemperaturen. Dit kan grote gevolgen hebben voor de vegetatie. Er ontbreken echter te veel gegevens om dit effect te kunnen bepalen.

De temperatuur wordt steeds uitgedrukt in $^\circ C$.

5.1.3 Omrekening gebruikte vergelijkingen

De vergelijking van Torn en Chapin (1993)

$$F_3 = -53 + 10,8 * T + 0,04 * M \quad [4.3]$$

wordt (M is gelijk aan w (zie paragraaf 5.1.1)):

$$F_3 = -53 + 10,8 * T + 16 * \theta. \quad [5.1]$$

De vergelijking van Sebacher et al. (1986)

$$F_6 = 10 ** 28/19 * 10 ** D/19 \quad [5.2]$$

m.b.v. tabellen van waterretentiekarakteristieken van veenbodems [Wösten, W.H.M. et al. 1987] zijn de volgende D's gevonden: voor $\theta=0,733$ (op 5 cm onder het bodemoppervlak) is $D=-5,149$ cm; voor $\theta=0,700$ is $D=-8,967$ cm.

En de vergelijking van Morrissey en Livingston (1992)

$$F_7 = 17,95 * T - 38,97 \quad [5.3]$$

blijft gelijk.

5.1.4 Het BIOME-model

De vegetatiegegevens zijn afkomstig van het BIOME-model [Prentice, I.C. et al. 1992]. Het BIOME-model voorspelt op globaal niveau, op basis van de maandelijks gemiddelde temperatuur, neerslag en zonneschijn (binnen grenzen van $1/2^\circ \times 1/2^\circ$ roostercellen) en bodemtextuurklassen, welke plantentypen in een gegeven milieu kunnen voorkomen. Tevens selecteert het BIOME-model welke soorten op basis van deze gegevens potentiëel dominant zullen zijn in het gegeven gebied.

Het model kan helpen de doorwerking van toekomstige klimaatveranderingen op o.a. potentiële natuurlijke vegetatiepatronen te schatten, en doet dit dan ook voor de toekomst-scenario's GISS en GFDL.

De belangrijkste variabelen in het model zijn de gemiddeld koudste maandtemperatuur, de jaarlijks geaccumuleerde temperatuur boven 5°C (voor toendra boven 0°C) en de droogte-

index, samen met de seizoensgebondenheid van neerslag en de beschikbare watercapaciteit van de bodem.

De toendra behoort in dit model tot de groep van "koude grassen en struiken". De milieuvorwaarden die dit ecosysteem stelt zijn:

- GDD_0 : 100
- a : 0,33
- D 6

Toelichting:

GDD_0 . Er is een minimum hoeveelheid warmte nodig per jaar voor toendravegetaties; deze wordt als volgt bepaald:

$GDD_0 = \int (T - T_0) dt$; dit is de som van de dagelijks gemiddelde temperaturen boven 0°C over het aantal dagen boven 0°C . Een GDD_0 van 100 dagen kan bijvoorbeeld voorstellen: 100 dagen van $+1^\circ\text{C}$ of 50 dagen van $+2^\circ\text{C}$.

α Toendravegetaties hebben een minimale hoeveelheid water nodig. Deze wordt weergegeven in de vorm van de Priestley-Taylor coëfficiënt, " α "; dit is de actuele (werkelijke) evaporatie, E_a , gedeeld door de evenwichts evaporatie, E_e . α is afhankelijk van de breedtegraad, de bergingscapaciteit van bodemwater en de maandelijkse gemiddelden of het totaal van temperatuur, neerslag en zonneschijn (als percentage van mogelijke zonneschijnuren, een inverse maat van bewolkingsgraad).

D. D is de dominatieklasse van de vegetatiegroep, dat wil zeggen de mate waarin de vegetatiegroep overheersend is. De dominantieklasse loopt van 1 t/m 8, dus de dominantie van de toendra ligt relatief hoog.

5.2 Werkwijze van de modelberekeningen

De invoergegevens.

Als eerste werden uit het BIOME-model die roostercellen geselecteerd die als vegetatietype de toendra toegekend hebben gekregen. Zo ontstond een lijst van 7747 cellen (dit zijn $1/4$ roostercellen) (voor GISS en GFDL respectievelijk 4148 en 2842 cellen) die relevant zijn voor dit onderzoek.

Daarna werden uit de verzameling temperatuurgegevens van IIASA deze toendracellen geselecteerd om vervolgens in te voeren in het "methaanmodel". Alle toendracellen kregen eenzelfde waarde toegekend voor de bodemvochtigheid in het huidige klimaat en een andere, lagere constante waarde in een $2XCO_2$ -klimaat, zoals is besproken in paragraaf 5.1.1. Toen werd per cel berekend hoe groot het oppervlak is dat elke cel bestrijkt. Het oppervlak

van een (rooster)cel is afhankelijk van de breedtegraad waarop deze zich bevindt. Het aantal dooidagen per cel is gesteld op het aantal dagen boven 0°C , zodat elke relevante cel ook het bewuste aantal dooidagen toegekend kreeg.

Zo zijn er 4 invoerbestanden tot stand gekomen die nodig zijn voor de berekening van de methaanflux uit toendra. Per cel zijn dit bestanden met daarin:

- de maandelijks gemiddelde temperatuur,
- de maandelijks gemiddelde bodemvochtigheid,
- het oppervlak van de cel,
- het aantal dooidagen.

De fluxberekeningen.

De vergelijkingen [5.1], [5.2], en [5.3] (met respectievelijk de fluxen F_3 , F_6 en F_7) zijn het meest geschikt voor de modelberekeningen en zijn daarom uitgekozen om hier te gebruiken (zie paragraaf 4.6.2). De fluxen werden ook buiten het betrouwbaarheidsinterval berekend. Daarna werd per cel gekeken naar het aantal dooidagen en afhankelijk daarvan werden de maanden aangegeven waarin de emissieperiode dan zou vallen.

Zo konden de gemiddelde temperaturen van de juiste maanden worden opgenomen in de berekeningen, afhankelijk van de duur van het dooiseizoen.

De emissie per dooiseizoen is tevens de jaarlijkse emissie, omdat buiten dit seizoen de emissie verwaarloosbaar is, dan wel verwaarloosd wordt.

Zo is per formule, per toendracel en per maand de methaanflux berekend voor een 1 X CO_2 -en twee scenario's van een 2 X CO_2 -klimaat (GISS en GFDL). De fluxen van de afzonderlijke toendracellen over de emissiemaanden hoefden alleen nog maar bij elkaar opgeteld te worden om tot een totale jaarlijkse methaanflux uit de toendra te komen. De fluxen van het 1 X CO_2 -en het 2 X CO_2 -klimaat werden vervolgens van elkaar afgetrokken om te komen tot de fluxverandering die op zou kunnen treden als gevolg van de voorspelde klimaatveranderingen. Ook werd het percentage fluxverandering berekend. Daarnaast is een gevoeligheidsanalyse uitgevoerd door te kijken hoeveel de resultaten verschilden bij afwijkingen in zowel temperatuur ($\pm 1^{\circ}\text{C}$) als de bodemvochtigheid (de eerder genoemde waarden van 0,733 en 0,7).

5.3 Resultaten

Tabel 5.1a Modelresultaten; methaanfluxen uit een verzadigde bodem ($\theta=0.733$) in Tg CH₄ per jaar ($=10^{12}$ g CH₄/jaar).

	F ₃ (Torn & Chapin 1993)	F ₆ (Sebacher et al. 1986)	F ₇ (Morrissey & Livingston 1992)
$\theta=0,733$			
T _{huidig}	35,055	18,383	84,357
T _{giss}	13,084	9,412	34,825
T _{gfdl}	9,455	6,182	24,699
T _{huidig} -1°C	26,920	-	68,016
T _{huidig} +1°C	44,254	-	102,19
T _{giss} -1°C	12,625	-	30,831
T _{giss} +1°C	17,642	-	44,104
T _{gfdl} -1°C	6,223	-	26,553
T _{gfdl} +1°C	12,625	-	30,831
T _{huidig} +4°C	77,628	-	165,90
(T _{huidig} +4°C)/T _{huidig}	221%	-	196%
T _{giss} /T _{huidig}	37%	51%	41%
T _{gfdl} /T _{huidig}	27%	34%	29%
T _{huidig} , Oppgis	8,575	7,358	23,46
T _{huidig} , Oppgfdl	3,258	3,963	10,20
T _{huidig} , Oppgiss/T _{huidig}	24%	40%	27%
T _{huidig} , Oppgfdl/T _{huidig}	9,3%	21%	12%

Tabel 5.1b Modelresultaten; methaanfluxen uit een onverzadigde bodem ($\theta=0.7$) in Tg CH₄ per jaar ($=10^{12}$ g CH₄/jaar).

	F ₃ (Torn & Chapin 1993)	F ₆ (Sebacher et al. 1986)	F ₇ (Morrissey & Livingston 1992)
$\theta=0.7$			
T _{huidig}	34,632	11,570	84,357
T _{giss}	12,879	5,924	34,825
T _{gfdl}	9,310	3,890	24,699
T _{huidig} -1°C	26,550	-	68,016
T _{huidig} +1°C	43,782	-	102,19
T _{giss} -1°C	9,051	-	30,831
T _{giss} +1°C	17,405	-	44,104
T _{gfdl} -1°C	6,547	-	26,553
T _{gfdl} +1°C	12,462	-	30,831
T _{huidig} +4°C	77,009	-	165,90
(T _{huidig} +4°C)/T _{huidig}	222%	-	197%
T _{giss} /T _{huidig}	37%	51%	41%
T _{gfdl} /T _{huidig}	27%	34%	29%

Het toendra-oppervlak

Het huidige toendra-oppervlak blijkt uit het BIOME-model $9,8 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ te zijn. Dit komt zeer goed overeen met vele andere schattingen die zijn gemaakt van het toendra-oppervlak (zie tabel 4.4).

In een 2XCO_2 -klimaat neemt het oppervlak af tot $4,6 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (GISS) of tot $2,9 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (GFDL). Dit is een afname van respectievelijk een factor 2,1 tot 3,4. In het GFDL-model stijgen de wintertemperaturen op hoge breedten sterker dan die in het GISS-model (zie paragraaf 5.1.2), waardoor de toendra verder noordwaarts wordt verdrongen door noordelijke bossen.

De methaanflux uit de gehele toendra neemt dus, afgezien van temperatuur- of bodemvochtigheidseffecten, af met circa factor 2,1 (GISS) tot 3,4 (GFDL), omdat de toendra kleiner zal worden in een warmer klimaat.

Gevoeligheidsanalyse

De gevoeligheid van de methaanflux per oppervlak voor klimaatveranderingen is als volgt: In vergelijking [5.1] van Torn en Chapin (1993), waarin de methaanflux zowel een functie is van de temperatuur als de bodemvochtigheid, neemt de flux, F_3 , ca. 22% toe of af door respectievelijk een stijging of daling van de huidige temperatuur van 1°C terwijl de flux-toename of -afname slechts 1,2% bedraagt door respectievelijk een stijging of daling van de bodemvochtigheid (van $\theta = 0,733$ of 0,7).

In vergelijking [5.2] van Sebacher et al. (1986) is de methaanflux alleen een functie van de bodemvochtigheid; vandaar dat de gevoeligheidsanalyse voor temperatuurveranderingen geen effect heeft op de methaanflux F_6 , als het toendra-oppervlak niet meeverandert. De methaanflux, F_6 neemt 37% af als gevolg van eenzelfde daling in de bodemvochtigheid van $\theta = 0,733$ naar 0,7.

In vergelijking [5.3] van Morrissey en Livingston (1992), waarin de methaanflux alleen een functie is van de temperatuur, neemt de methaanflux, F_7 ca. 18% toe of af door een stijging of daling van de huidige temperatuur van 1°C . Er is hierbij geen gevoeligheid voor de vochtigheid van de bodem.

De gevoeligheid van de methaanflux voor temperatuurveranderingen blijkt in Torn en Chapins vergelijking dus veel groter te zijn dan voor veranderingen in de bodemvochtigheid. In de vergelijking van Sebacher et al. (1986) blijkt de verandering in bodemvochtigheid wel degelijk de methaanflux te beïnvloeden.

In de toekomstscenario's nemen de temperaturen in de toendra niet 1°C maar ca. 4°C toe in de zomermaanden. De bodemvochtigheid loopt terug van 0,733 naar $0,7 \text{ m}^3$ water per m^3 grond. Uit de tabellen 5.1a en 5.1b blijkt dat de flux per oppervlak stijgt met ca. een factor

2 (ruim 200%) als gevolg van de verwachte temperatuurveranderingen van 4°C terwijl deze daalt met slechts 37% als gevolg van de geschatte veranderingen in de bodemvochtigheid. De fluxen F_3 , F_6 en F_7 nemen in een warmer klimaat per oppervlak dus netto toe.

Uiteindelijke afweging van de processen

Voor het gehele toendra-oppervlak neemt de methaanflux echter af, omdat de afname van het toendra-oppervlak de methaanflux sterker doet dalen dan de temperatuur de flux doet toenemen. Wanneer de methaanflux wordt berekend volgens de huidige temperatuur met een toendra-oppervlak zoals dat volgt uit het GISS-scenario neemt de methaanflux af met 60% tot 76% (tabel 5.1a). Wanneer het oppervlak uit het GFDL-scenario wordt gebruikt loopt de methaanflux zelfs terug met 79%-90,7%.

Doordat beide scenario's een hogere temperatuur tot gevolg hebben is de teruggang in methaanflux geringer. De methaanflux uit de toendra neemt volgens het GISS-scenario af met 49% tot 63% en volgens het GFDL-scenario af met 66% tot 73%.

De vraag is wat er gebeurt met het gedeelte van de huidige toendra dat mogelijk wordt verdrongen door noordelijke bossen (taiga) in een warmer klimaat. Over het algemeen zijn deze bossen minder grote methaanproducenten dan toendra's. Whalen et al. (1991) maten methaanfluxen in een taigagebied en ondervonden zelfs dat er netto methaanconsumptie plaatsvond. Zij extrapoleerden dit naar taiga's in het algemeen en suggereerden dat taiga's putten zijn voor methaan [Whalen, S.C. et al. 1991], afgezien van kleine vennen en moerassen die er verspreid voorkomen.

De jaarlijkse methaanflux uit het gebied dat nu toendra is (dus de flux uit eenzelfde oppervlak als de huidige toendra) zal daarom toch afnemen in een warmer klimaat, omdat de methaanemissie uit taiga's lager ligt dan uit toendra's, of zelfs negatief is.

6. CONCLUSIES

- De methaanflux uit de toendra is de resultante van de consumptie, de produktie en het transport van methaan uit en in de bodem. Methaan wordt zowel geproduceerd als geconsumeerd door bodemmicro-organismen. Een groot aantal factoren beïnvloedt de methaanflux, dit zijn achtereenvolgens: de bodemvochtigheid, of beter: de redoxpotentiaal van de bodem, de (bodem)temperatuur, het type vegetatie, de diepte van de dooilaag, de beschikbaarheid van koolstof, nutriënten en electronen acceptoren, de pH van de bodem en de lichtintensiteit. Hiervan zijn de bodemvochtigheid en de temperatuur de meest invloedrijke factoren. De methaanflux heeft een positieve relatie met zowel bodemvochtigheid als temperatuur.
- De bodemvochtigheid zal in het emissieseizoen waarschijnlijk afnemen in de toendra in een 2XCO₂-klimaat, de temperatuur zal er vermoedelijk toenemen. Uit berekeningen blijkt de methaanflux gevoeliger te zijn voor veranderingen in de temperatuur dan voor veranderingen in de bodemvochtigheid [deze studie], wat resulteert in een toename van de methaanflux uit de toendra per oppervlak. Het toendra-oppervlak zal echter waarschijnlijk afnemen als gevolg van klimaatveranderingen, zodanig dat de methaanflux uit de toendra kleiner wordt in een warmer klimaat. De methaanflux uit de toendra neemt volgens het GISS-scenario af met 49% tot 63% en volgens het GFDL-scenario af met 66% tot 73%.
- Een gedeelte van de toendra wordt vermoedelijk vervangen door taiga's (noordelijke bossen) als gevolg van globale opwarming. De methaanflux in de taiga is lager dan in de toendra, zodat de toekomstige flux naar verwachting ook uit het huidige toendra-oppervlak af zal nemen.
- De schattingen van de huidige toendra-emissies lopen sterk uiteen: van 7 tot 106 Tg CH₄ per jaar. Dit hangt samen met onzekerheden omtrent het oppervlak van het toendra-gebied, de duur van het emissieseizoen en grote verschillen in gemeten fluxen. De methaanfluxen uit de toendra die zijn berekend in deze studie (ca. 12-84 Tg CH₄ per jaar) vallen binnen het gebied van de schattingen uit de literatuur, echter niet binnen het bereik waarin de meeste schattingen liggen (10-40 Tg CH₄ per jaar). De schatting van de methaanflux die werd gemaakt door Sebacher et al. (1986) waarbij zij gebruik maakten van een oppervlakteschatting die goed overeenkomt met de schatting uit deze studie, is circa een factor 6 hoger dan de schatting die in deze studie is gemaakt met be-

hulp van de afhankelijkheidsrelatie die zij zelf opstelden. Dit komt doordat zij bij de extrapolatie een gemiddelde methaanflux kozen die in de relatie hoort bij een bodemvochtigheid die aanzienlijk hoger ligt dan de bodemvochtigheid die is gebruikt in de berekeningen van dit rapport, namelijk van een oververzadigde bodem.

Dankbetuiging

Ik wil Rik Leemans bedanken voor het verschaffen van klimaatgegevens en -modellen en voor het uitleggen hiervan. Ook wil ik Jan Berdowski bedanken voor de begeleiding van het biologische gedeelte van mijn werk. Maar vooral bedank ik mijn begeleiders Michiel Roemer en Peter Bultjes voor de hulp en de opbouwende kritiek.

7. LITERATUUROPGAVE

Aitjay, G.L. et al. (1979)

Terrestrial primary production and phytomass; uit: The Global Carbon Cycle.

Bolin, B. et al., pp.129-181, Wiley, New York

Aselman, I. & P.J. Crutzen (1989)

Global distribution of Natural Freshwater Wetlands and Rice Paddies, their Net Primary Productivity, Seasonality and Possible Methane Emissions.

J.Atmos.Chem., 8, 4, pp.307-358

Bartlett, K.B. et al. (1992)

Methane Emissions From Tundra Environments in the Yukon-Kuskokwin Delta, Alaska.

J.Geophys.Res, 97, D15, pp.16.645-16.660

Bartlett, K.B. & R.C. Harris (1993)

Review and assessment of methane emissions from wetlands.

Chemosphere, 26, 1-4, pp.261-320

Billings, W.D. et al. (1982)

Arctic Tundra: A Source or Sink for Atmospheric Carbon Dioxide in a Changing Environment?

Oecologia(Berl), 53, pp.7-11

Bonan, G.B. (1992)

Soil temperature as an ecological factor in boreal forests. Uit: A System Analysis of the Global Boreal Forest.

edited by Shugart, Leemans & Bonan

Cambridge University Press, Cambridge

Charlson, R.J. et al. (1987)

Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate.

Nature, 326, pp.655-661

Cicerone, R.J. & R.S. Oremland (1988)

Biochemical aspects of atmospheric methane.

Glob.Biochem.Cycles, 2, 4, pp.299-327

Conrad, R. et al. (1987)

Temperature limitation of hydrogen turnover and methanogenesis in anoxic paddy soil.

FEMS Microbiol.Ecol., 45, pp.281-289

Crill, P.M. (1991)

Seasonal pattern of methane uptake and carbon dioxide release by a temperate woodland soil.

Glob.Biochem.Cycles, 5, 4, pp.319-334

Crutzen, P.J.

The role of the tropics in atmospheric chemistry

United Nations University International Conference on Climatic, Biotic and Human Interactions in the Humid Tropics: Vegetation and Climate Interactions in Amazonia, 26 February-1 March, 1985 at the Instituto de Pesquisas Espaciais-INPE, Sao José dos Campos, S.P., Brazil

Cubasch, U. & R.D. Cess (1990)

Processes & Modelling; uit: Climate Change, The IPCC Scientific Assessment.

Cambridge University Press, Cambridge, pp.69-92

Dunfield, P. et al (1993)

Methane production and consumption in temperate and subarctic peat soils: Respons to temperature and pH.

Soil Biol.Biochem., 25, 3, pp.321-326

Ehhalt, D.H. (1985)

Methane in the Global Atmosphere

Environment, 27, 10, pp.6-34

Finlayson-Pitts, B.J. & J.N Pitts Jr. (1986)

Atmospheric Chemistry.

Wiley & Sons, New York

Gerritsen (1987)

De koolstofkringloop in de troposfeer; uit: Troposferische chemie, voorstel voor een Nederlands onderzoeksprogramma in internationaal kader.

Raad voor het Milieu- en Natuuronderzoek

Publicatie RMNO no. 26

Goudriaan, J. (1989)

Modelling biospheric control of carbon fluxes between atmosphere, ocean and land in view of climatic change; uit: Climate and Geo-Sciences

A. Berger et al. (eds) Kluwer Academic Publishers, pp.481-499

Grace, J. (1983)

Plant-atmosphere relationships.

Chapman and Hall, New York

Hameed, S. & R.D. Cess (1983)

Impact of a global warming on biospheric sources of methane and its climatic consequences.

Tellus, 35B, 1-7

Holton, J.R. (1979)

An Introduction to Dynamic Meteorology, Second Edition

Academic Press, inc. London

Holzappel-Pschorn, A. & W. Seiler (1986)

Methane Emission During a Cultivation Period From an Italian Rice Paddy.

J.Geophys.Res., 91, D11, pp.11, 803-11, 814

Houghton, J.T. et al. (1990)

Climate Change, The IPCC Scientific Assessment.

Cambridge University Press, Cambridge

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (1990)

Climate Change, The IPCC Scientific Assessment.

Cambridge University Press, Cambridge

Khalil, M.A.K. & M.J. Shearer (1993)

Preface.

Chemosphere, 26, 1-4, pp.ix-x

Khalil, M.A.K. & R.A. Rasmussen (1993)

Unpredictability of future concentrations.

Chemosphere, 26, 1-4, pp.803-814

King, G.M. (1990)

Regulation by light of methane emissions from a wetland.

Nature, 345, pp.513-515

Knoerr, K.R. (1981)

Discussion of presentation of D. Tingey; uit: Atmospheric Biogenic Hydrocarbons,
Vol.1, Emissions

Buflini, J. & R. Arnts (eds), Ann Arbor Science Publishers, Michigan, pp.79

Koorevaar, P. et al. (1983)

Elements of soil physics.

Elsevier Science Publishers B.V., Nederland

Kvenvolden, K.A. & T.D. Lorenson (1993)

Methane permafrost- preliminary results from coring at Faibanks, Alaska.

Chemosphere, 26, 1-4, pp.609-616

Lambers, J.T. (1990)

Oecofysiologie; tweede subfase college.

Vakgroep Botanische Oecologie en Evolutiebiologie; Faculteit Biologie; Rijksuniversiteit Utrecht

Lashof, D.A. (1989)

The dynamic greenhouse: feedback processes that may influence future concentrations of atmospheric trace gases and climatic change.

Climatic Change, 14, pp.213-242

Leemans, R. (1992)

Modelling ecological and agricultural impacts of global change on a global scale.

J.Scie.&Ind.Res., 51, pp.709-724

Leemans, R. & W.P. Cramer (1991)

The IIASA Database for Mean Monthly Values of Temperature, Precipitation and Cloudiness on a Global Terrestrial Grid.

International Institute for Applied Systems Analysis, Laxenburg, Austria.

International Standard Book Number 3-7045-011301

Lovelock, J. (1980)

Gaia, een nieuwe visie op de aarde (oorspronkelijke titel: Gaia: A new look at life on earth).

Oxford University Press, ISBN 9021518899.

Madronich, S. & C. Granier (1992)

Impact of recent total ozone changes on tropospheric ozone photodissociation, hydroxylradicals, and methane trends.

Geophys.Res.Lett., 19, 5, pp.465-467

Manabe, S. & R.T. Wetherland (1987)

Large-Scale Changes of Soil Wetness Induced by an Increase in Atmospheric Carbon Dioxide.

J.Atmos.Scie., 44, 8, 1211-1235

Marenco, A. et al. (1989)

Meridional and vertical CO and CH₄ distributions in the background troposphere (70°N-60°S; 0-12 km altitude) from scientific aircraft measurements during the STRATOZ III experiment (June 1984).

Atmos.Envir., 1, pp.185-200

Masscheleyn, P.H. et al. (1993)

Methane and nitrous oxide emissions from laboratory measurements of rice soil suspension: effect of soil oxidation-reduction status.

Chemosphere, 26, 1-4, pp.251-260

Matthews, E. & I. Fung (1987)

Methane emission from natural wetlands: global distribution, area, and environmental characteristics of sources.

Glob.Biochem.Cycles, 1, 1, pp.61-86

Matthews, E. et al. (1991)

Methane emission from rice cultivation: geographic and seasonal distribution of cultivated areas and emissions.

Glob.Biochem.Cycles, 5, 1, pp.3-24

Mellilo, J.M. et al. (1990)

Effects on Ecosystems; uit: Climate Change, The IPCC Scientific Assessment.

Cambridge University Press, Cambridge, pp.283-310

Mitchel, J.F.B. et al. (1990)

Equilibrium Climate Change - and its implications for the Future; uit: Climate Change, The IPCC Scientific Assessment.

Cambridge University Press, Cambridge

Moreas, F. & M.A.K. Khalil (1993)

Permafrost methane content: 2. modeling theory and results.

Chemosphere, 26, 1-4, pp.595-607

Morrissey, L.A. & G.P. Livingston (1992)

Methane Emissions From Alaska Arctic Tundra: An Assesment of Local Spatial Variability.

J.Geophys.Res., 97, D15, pp.16, 661-16, 670

Ohta, K. (1986)

Diurnal and seasonal variations in isoprene emission from live oak.

Geochem.J., 19, pp.269-274

Pearman, G.I. & P.J. Fraser (1988)

Sources of increased methane.

Nature, 332, pp.489-490

Prentice, I.C. et al. (1992)

A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate.

J.Biogeogr., 19, pp.117-134

Rasmussen, R.A. (1981)

A Review of the Natural Hydrocarbon Issue; uit: Atmospheric Biogenic Hydrocarbons, Vol.1, Emissions.

Bufalini, J. & R. Arnts (eds), Ann Arbor Science Publishers, Michigan, pp.3-14

Rasmussen, R.A. et al. (1993)

Permafrost methane content: 1. experimental data from sites in northern Alaska.

Chemosphere, 26, 1-4, pp.591-594

Roemer, M.G.M. (1991)

Ozone and the greenhouse effect.

IMW-TNO, rapport R 91/227, Delft, Nederland

Schütz, H. et al. (1991)

Role of Plants in Regulating the Methane Flux to the Atmosphere; uit: Trace Gas Emissions by Plants.

Sharkey, T.D. et al. Harcourt Brace Jovanovich, Publishers, Academic Press, Inc., pp.29-64

Sebacher, D.I. et al. (1986)

Atmospheric methane sources: Alaskan tundra bogs, an alpine fen, and a subarctic marsh.

Tellus, 38B, 1, pp.1-10

Sheppard, J.C. et al. (1982)

Inventory of Global Methane Sources and their production rates.

J.Geophys.Res., 87, pp.1305-1312

Sharkey, T.D. et al. (1991)

Trace Gas Emissions by Plants.

Harcourt Brace Jovanovich, Publishers, Academic Press, Inc.

Shine, K.P. et al. (1990)

Forcing Climate; uit: Climate Change, The IPCC Scientific Assessment.
Cambridge University Press, Cambridge, pp.41-68

Staffelbach, T. et al. (1991)

A record of the atmospheric methane sink from formaldehyde in polar ice cores.
Nature, 349, pp.603-605

Steudler, P.A. et al. (1989)

Influence of nitrogen fertilization on methane uptake in temperate forest soils.
Nature, 341, pp.314-316

Svensson, B.H. & T. Rosswall (1984)

In situ methane production from acid peat in plant communities with different moisture regimes in a subarctic mire.
Oikos, 43, pp.341-350

Tingey, D.T. (1981)

The effect of Environmental Factors on the emission of Biogenic Hydrocarbons from Live Oak and Slash Pine; uit: Atmospheric Biogenic Hydrocarbons, Vol.1, Emissions.
Bufalini, J. & R. Arnts (eds), Ann Arbor Science Publishers, Michigan, pp.53-81

Torn, M.S. & F.S. Chapin (1993)

Environmental and biotic controls over methane flux from Arctic tundra.
Chemosphere, 26, 1-4, pp.357-368

Verkerk, G. et al. (1986)

BINAS, Informatieboek VWO/Havo voor het onderwijs in de natuurwetenschappen.
Wolters-Noordhoff Groningen

Vourlitis, G.L. et al. (1993)

The effect of soil moisture and thaw depth on CH₄ flux from wet coastal tundra ecosystems on the north slope of Alaska.
Chemosphere, 26, 1-4, pp.329-338

Watson, R.T. et al. (1990)

Greenhouse Gases and Aerosols. uit: Climate Change, The IPCC Scientific Assessment.

Cambridge University Press, Cambridge, pp.283-310

Westerman, P. (1993)

Temperature regulation of methanogenesis from wetlands

Chemosphere, 26, 1-4, pp.321-328

WGI (1990) (=Working Group I)

Foreword; uit: Climate Change, The IPCC Scientific Assessment.

Cambridge University Press, Cambridge

Whalen, S.C. & W.S. Reeburgh (1988)

A methane flux time series for tundra environments.

Glob.Biochem.Cycles, 2, 4, pp.399-409

Whalen, S.C. & W.S. Reeburgh (1990)

A methane flux transect along the trans-Alaska pipeline haul road.

Tellus, 42B, pp.237-249

Whalen, S.C. & W.S. Reeburgh (1990)

Consumption of atmospheric methane by tundra soils.

Nature, 346, pp.160-162

Whalen, S.C. et al. (1991)

Methane consumption and emission by taiga.

Glob.Biochem.Cycles, 5, 3, pp.261-273

Williams, R.T. & R.L. Crawford (1984)

Methane Production in Minnesota Peatlands

Appl.Env.Micrbiol., pp.1266-1271

Wilson, C.A. & J.F.B. Smith (1987)

A doubled CO₂ climate sensitivity experiment with a global climate model including a simple ocean.

J.Geophys.Res., 92, D11, pp.13, 315-13, 343

WMO (World Meteorological Organization) (1989)

Global Ozone Research and Monitoring Project.

Report nr. 20

Scientific Assessment of Stratospheric Ozone Vol. 1

Wolin, M.J. & T.L. Miller (1987)

Bioconversion of Organic Carbon to CH₄ and CO₂.

Geomicrobiol.J., 5, 3/4, pp.239-259

Wösten, J.H.M. et al. (1987)

Waterretentie- en doorlatendheidskarakteristieken van boven- en ondergronden in Nederland: de Staringreeks.

Rapport nr. 1932, Wageningen

Zeikus, J.G. & M.R. Winfrey (1976)

Temperature Limitation of Methanogenesis in Aquatic Sediments.

Appl.Env.Microbiol., 31, 1, 99-107

Zimmerman, P.R. et al. (1978)

Estimates on the production of CO and H₂ from the oxidation of hydrocarbon emissions from vegetation.

Geophys.Res.Lett., 5, 8, pp.679-682