

# VU Research Portal

## Modelling Abrupt Glacial Climate Change

van Meerbeeck, C.J.V.C.

2010

### **document version**

Publisher's PDF, also known as Version of record

[Link to publication in VU Research Portal](#)

### **citation for published version (APA)**

van Meerbeeck, C. J. V. C. (2010). *Modelling Abrupt Glacial Climate Change: On the expression of millennial-scale events over Europe and the North Atlantic Region during Marine Isotope Stage 3*. [PhD-Thesis - Research and graduation internal, Vrije Universiteit Amsterdam]. GVO/P&L.

### **General rights**

Copyright and moral rights for the publications made accessible in the public portal are retained by the authors and/or other copyright owners and it is a condition of accessing publications that users recognise and abide by the legal requirements associated with these rights.

- Users may download and print one copy of any publication from the public portal for the purpose of private study or research.
- You may not further distribute the material or use it for any profit-making activity or commercial gain
- You may freely distribute the URL identifying the publication in the public portal

### **Take down policy**

If you believe that this document breaches copyright please contact us providing details, and we will remove access to the work immediately and investigate your claim.

### **E-mail address:**

[vuresearchportal.ub@vu.nl](mailto:vuresearchportal.ub@vu.nl)

# NEDERLANDSE SAMENVATTING

## Het Modelleren van Abrupte Klimaatverandering

*Over de uitdrukking van events op een tijdschaal van duizenden jaren over Europa en het Noord-Atlantisch gebied tijdens Mariene Isotopen*

### *Fase 3*

#### 1. Abrupte klimaatverandering en de thermohaliene circulatie

Hoewel men vandaag vrijwel zeker is dat het klimaat nabij het aardoppervlak 0.5-1°C is opgewarmd sinds de Industriële Revolutie van de 18e en 19e eeuw (IPCC, 2007a; Jansen et al., 2007), bestaat nog veel onduidelijkheid over het klimaat dat we tegen het einde van de 21e eeuw mogen verwachten. Waarschijnlijk is de opwarming sinds ~1850 grotendeels te wijten aan menselijke uitstoot van broeikasgassen, ontbossing en andere veranderingen van landgebruik en zal die in deze eeuw doorzetten (IPCC, 2007a). Echter, behalve de verwachting van klimaatmodellern dat de wereldgemiddelde temperatuur tegen 2100 nog ~1.5-4.5°C toeneemt, is weinig geweten over de invloed van factoren als bijv. atmosferische broeikasgas concentraties op andere elementen in het klimaatsysteem (IPCC, 2007a). Een tot op heden onvoldoende beantwoorde, maatschappelijk cruciale vraag daarbij is of de regionale uitdrukking van de voorspelde verdere opwarming van het klimaatsysteem voor verrassingen zorgt. Sinds het is gebleken dat een plotse omslag van sommige weerpatronen herhaaldelijk ganse maatschappijen mede ten onder heeft gebracht (bijv. de ondergang van het Rijk van de Inca's door droogte, Hodell et al., 1995), wil men de kans kunnen inschatten dat zulke abrupte klimaatveranderingen zich in de loop van deze eeuw kan voordoen. Eén van de meest geschikte methodes hiervoor is het kijken naar abrupte klimaatveranderingen in het verleden (of paleoklimaatveranderingen).

Een van de mogelijke actoren die het paleoklimaat rondom de Noord-Atlantische Oceaan herhaaldelijk zou hebben doen schommelen tussen koud-droger en warm-natter is de oceanische thermohaliene circulatie (Broecker et al., 1985; Ganopolski en Rahmstorf, 2001; McManus et al., 2004; Wiersma en Renssen, 2006). Deze circulatie voert vandaag de dag warm en redelijk salien oceaanwater via de Golfstroom en de Noord-Atlantische

Stroom/Drift van (sub-)tropische gebieden in de Atlantische Oceaan naar de poolstreken, waar het oppervlaktewater afkoelt door warme-uitwisseling met de atmosfeer. Koel water met een hoge saliniteit is zwaarder dan zoeter water dat in de omgeving voorkomt. Ten gevolge hiervan, zal een groot deel van het aangevoerde water uiteindelijk zinken en – om massa-ophoping van water in de poolgebieden tegen te gaan – op grote diepte zuidwaarts stromen. Het geheel van de noordwaartse stroming nabij het wateroppervlak, het zinken en de zuidwaartse stroming op diepte in de Atlantische Oceaan – grotendeels bepaald door de thermohaliene en de wind-gedreven oceanische circulatie – wordt de Atlantic Overturning Circulation (AMOC) genoemd. Het relatief warme oppervlaktewater getransporteerd door de AMOC geeft – vooral tijdens de winter – veel warmte af aan de atmosfeer in de vorm van voelbare warmte (temperatuurstijging) en verdamping. Echter, wanneer de AMOC vertraagt, neemt het warmtetransport af, wat tot afkoeling en verdroging leidt in de middelbreedtes en polaire gebieden rond de Noord-Atlantische Oceaan, Europa inclusief. Waar men aanwijzingen heeft dat dergelijke schommelingen meermaals zijn opgetreden tijdens de laatste ijstijd (bijv. tijdens het Jonge Dryas ~12.7-10.5 duizend jaar geleden; McManus et al., 2004) en ook – in mindere mate – nadien (bijv. het zogenaamde 8.2 event, ~8200 jaar geleden; Wiersma en Renssen, 2006), vreest men dat de thermohaliene circulatie omwille van de voorspelde verdere opwarming van de aarde wel eens zou kunnen vertragen. Dit laatste zou in Europa leiden tot gedempte opwarming of zelfs afkoeling. Dit kan wanneer versneld smelten van landijs door opwarming – bijv. van de Groenlandse Ijskap – en/of verhoogde rivierafvoer naar zee door vernatting veel zoet water zou toevoegen aan het oppervlakte van de rondliggende zeeën. Het mechanisme daarbij is dat de thermohaliene circulatie niet in stand gehouden kan worden als het water dat in de poolgebieden terechtkomt niet meer voldoende in dichtheid kan toenemen, niet meer kan zinken en desgevolg niet meer weggevoerd kan worden.

Om meer te weten te komen over dergelijke klimaatschommelingen zijn twee methodologieën voorhanden: (1) het testen van hypothesen met betrekking tot mechanismen die het klimaatstelsel beïnvloeden door middel van simulaties met klimaatmodellen en (2) het analyseren van paleoklimaatverandering aan de hand van geologische data die sommige aspecten van het klimaatstelsel registreren. Waar beide methodologieën een eigen scala aan onzekerheden teweegbrengen, leidt het combineren van beide tot betere doorgronding van abrupte klimaatverandering. Dit kan enerzijds omdat klimaatmodellen aan de hand van geologische data geverifieerd kunnen worden, anderzijds omdat klimaatmodellen, eenmaal voldoende betrouwbaar geacht, de data op een fysisch consistente wijze kan complementeren. Het promotie-onderzoek gerapporteerd in dit

proefschrift maakt deel uit van een Europees project (RESOLuTION) dat die combinatie hanteert om meer te weten te komen over de uitdrukking van abrupte klimaatschommelingen, wellicht veroorzaakt door schommelingen in sterkte en patroon van de AMOC.

Dit proefschrift handelt voornamelijk over abrupte klimaatveranderingen die optraden op een tijdschaal van honderden tot duizenden jaren gedurende de laatste ijstijd, de zogenaamde Dansgaard-Oeschger events (DO events) en Heinrich events (HEs). DO events werden vooreerst in Groenlandse ijskernen ondeckt (Dansgaard et al., 1984; Oeschger et al., 1984; Dansgaard et al., 1993), waar ze gekenmerkt worden door een snelle temperatuurstijging van 8-16°C uit een koude, stadiale periode naar een mild interstadiaal in een paar decennia tijd (Huber et al., 2006), gevolgd door een eeuwen tot millennia durende, geleidelijke afkoeling gedurende het interstadiaal en uiteindelijk een terugkeer naar koude, stadiale condities. Onder meer Broecker et al. (1985) en Ganopolski en Rahmstorf (2001) gaven aan dat dit gelinkt kon worden met de thermohaliene circulatie, verder ondersteund door onder meer data van Bond et al. (1993), Dokken en Jansen (1999) en van Kreveld et al. (2000) afgeleid uit sedimentkernen van de Noord-Atlantische Oceaan en omliggende zeeën. Volgens Ganopolski en Rahmstorf (2001) schakelt het klimaatsysteem in en rond de Noord-Atlantische Oceaan heel snel over van een koude naar milde fase en omgekeerd door een verplaatsing van de regio waar oppervlakte-water aangevoerd door de AMOC zinkt tussen de Noordelijke Zeeën (tussen Groenland, IJsland en Noorwegen) gedurende een interstadiaal en de middelbreedtes van de Noord-Atlantische Oceaan gedurende een stadiaal. Die verplaatsing heeft ook tot gevolg dat de AMOC dieper reikt en sterker is gedurende een interstadiaal – redelijk vergelijkbaar met de huidige circulatie. HEs werden gedefinieerd als perioden met snelle sedimentering van stof en brokken losgelaten bij het smelten van ijsbergen in de Noord-Atlantische Oceaan die in enorme getalen afbraken van de omliggende ijskappen (Heinrich, 1988). Gezien de potentieel enorme zoetwaterflux die dergelijke events teweegbrengen en de schijnbare overlap met de koudste oppervlakte-watertemperaturen in de Noord-Atlantische Oceaan (bijv. Vidal et al., 1997), is vlug de link gelegd met de thermohaliene circulatie. Als gevolg van de smeltende ijsmassa zou de AMOC vrijwel of helemaal stilgevallen moet zijn geweest ten gevolge van, of tenminste gedurende een HE (Broecker, 1994). Veel minder is geweten over de uitdrukking van DO events en Heinrich events op het Europese vasteland. Dit proefschrift tracht vanuit de klimaatmodellering sommige van de ontbrekende schakels in de ketting, die DO events, HEs en de lange-termijnsschommelingen van het glaciële klimaat verbindt, aan te leveren.

## 2. Probleemstelling en onderzoeksvragen

Terwijl de kennis over DO events en HEs vandaag de dag steeds verder reikt, blijven veel vragen onbeantwoord. Zo blijkt uit mariene sedimentkernen van de Noord-Atlantische Oceaan, dat uitgesproken, snelle klimaatveranderingen karakteristiek waren voor periodes in het laatste half miljoen jaar met ijskappen die een volume innamen dat tussen glaciële maxima – wat gedefinieerd kan worden als periode met maximaal volume van ijskappen, vaak overeenkomend met de koudste fase van een ijstijd – en interglaciële minima – zoals heden ten dage met enkel ijskappen op Groenland en Antarctica – in lag (McManus et al., 1999). Een dergelijke periode is de Mariene Isotopen Fase 3 (MIF3, of MIS3 in het Engels) gelegen tussen grofweg 60 en 27 duizend jaar geleden. Zo telde MIS3 15 van de 25 DO events en 4 van de 7 HEs uit de laatste ijstijd. Men weet echter niet waarom DO events zo prominent aanwezig waren tijdens MIS3. Misschien is dat te wijten aan veranderende factoren die het klimaatsysteem van buitenaf beïnvloeden. Niettegenstaande dat DO events minder uitgesproken waren en minder frequent voorkwamen in de algemeen koude periode na MIS3 – waarin het Laatste Glaciële Maximum (LGM) optrad – en helemaal geen DO events geregistreerd zijn tijdens het Holoceen – het huidige interglaciële (of tussenijstijd) –, zijn klimaatmodel studies over DO events doorgaans uitgegaan van een modern of LGM achtergrondklimaat (bijv. Ganopolski en Rahmstorf, 2001). Dat het achtergrondklimaat een actieve rol kan spelen bij het optreden van DO events is aldus deels genegeerd. Die gedachte brengt ons tot twee onderzoeksvragen:

**Onderzoeksvraag 1:** Was er een wezenlijk verschil in achtergrondklimaat tussen het Laatste Glaciële Maximum (LGM) en MIS3?

**Onderzoeksvraag 2:** Hoe reageert de AMOC op zoetwater forcing in de Noord-Atlantische Oceaan en Noordelijke Zeeën onder verschillende glaciële klimaatrandvoorwaarden?

Een tweede probleem dat zich voordoet en waar geen afdoend antwoord op gegeven is, is dat het geologisch archief van klimaatverandering in respons op DO events en HEs slechts erg weinig, vaak indirecte aanwijzingen geeft van opwarming tussen een stadiaal en interstadiaal op eenzelfde tijdschaal als in Groenland en de watermassa's die Europa omringen. Ook zijn er schijnbare tegenstrijdigheden, zoals het ontbreken van (bewijs van) boomgroei ten noorden van  $\sim 50^{\circ}\text{N}$  in westelijk Europa tijdens interstadialen in MIS3, terwijl andere data zomertemperaturen aangeven die (bijna) even warm waren als in het

huidige klimaat. Dit staat in schril contrast met klimaatmodellen die een eenduidige, vrijwel gelijktijdige, duidelijke opwarming van jaargemiddelde temperatuur over Europa voorspellen tussen een stadiaal en een interstadiaal. De voornaamste redenen van gebrek aan sluitend bewijsmateriaal vanuit de data-kant zijn: (1) sedimentatie op land was erg vaak onderbroken, waardoor vaak geen continue datareeksen gewonnen kunnen worden uit sedimentkernen; (2) dateringstechnieken zijn vaak noch precies, noch nauwkeurig genoeg om chronologieën van de datareeksen tot op tijdschaal van DO events terug te brengen, vooral niet in het vroege deel van MIS3; (3) de geologische data zijn moeilijk te interpreteren naar een specifiek klimaatsignaal toe, laat staan een ware jaargemiddelde temperatuur. Waar in andere delen van het RESOLuTION project vooral verbeteringen biedt op problemen (1) en (2), richt dit proefschrift zich voornamelijk op probleem (3). Gezien recent gepubliceerde, geologische datareeksen omtrent het MIS3 klimaat in Europa vaak gebaseerd zijn op fossiele plant- en dierensamenstellingen, is het denkbaar dat zich richten op seizoenale klimaatveranderingen – voornamelijk in het groeiseizoen – tot betere vergelijkingen tussen modellen en data kunnen leiden. Dit is vooral zo, daar klimaatveranderingen teweeggebracht door AMOC schommelingen voornamelijk buiten het zomerseizoen zouden liggen (Denton et al., 2005; Flückiger et al., 2008). In dit verband, zijn in dit proefschrift de volgende drie onderzoeksvragen gesteld:

**Onderzoeksvraag 3:** Kunnen biotische proxies andere aspecten van abrupte opwarming in Europa registreren dan de zomertemperatuur?

**Onderzoeksvraag 4:** Hoe uit zich een Groenlandse stadiaal-interstadiaal transitie tijdens vroeg-MIS3 in het klimaat en de vegetatie van Europa?

**Onderzoeksvraag 5:** Welke aspecten van abrupte, seizoenale klimaatverandering kunnen het ontbreken van bomen ten noorden van  $\sim 50^{\circ}\text{N}$  verklaren terwijl zomertemperaturen hoog genoeg lagen?

### **3. Simuleren van het MIS3 klimaat in het gekoppeld model LOVECLIM**

Om de vijf onderzoeksvragen te kunnen beantwoorden, werd in deze studie gebruik gemaakt van enerzijds klimaatsimulaties en anderzijds geologische data die specifieke informatie inhouden over hoe het klimaatsysteem er tijdens MIS3 uitzag. De gebruikte data-archieven zijn gegenereerd buiten deze studie, terwijl het modelleren hier centraal stond. Gezien een het ene klimaatmodel veel gecompliceerder kan zijn dan het ander – met name in de fysische beschrijving van het klimaatsysteem en de ruimtelijke resolutie, wat

zich weerspiegelt in verschillen in benodigde rekentijd en opslagcapaciteit van enkele grootte-orden –, moest een weloverwogen selectie gemaakt worden. Het geselecteerde model moest, met de onderzoeksvragen in het achterhoofd, aan de volgende minimum-eisen voldoen:

- de rekentijd om de klimaatevolutie over duizenden jaren veelvuldig te berekenen moest redelijk zijn;
- het oceaan-model moest in staat zijn de horizontale en verticale oceaancirculatie expliciet te berekenen om schommelingen van de AMOC te kunnen bestuderen;
- het atmosferisch model moest ruimtelijk voldoende verfijnd zijn om een klimaatanalyse op sub-continentale schaal toe te laten;
- albedo (de hoeveelheid ingestraalde energie die weerkaatst wordt) verandering als gevolg van schommelingen in zee-ijs-, sneeuw-, land-ijs- en vegetatie-bedekking moest berekenend kunnen worden.

Eén model wat aan dergelijke eisen voldeed, was LOVECLIM (versie 1.0), een gekoppeld atmosfeer-oceaan-zee-ijs-vegetatie model. Gekoppeld betekent dat elk onderdeel tenminste één ander onderdeel beïnvloedt, met name door op geregelde tijdstippen de waarde van één of enkele berekende variabele(n) door te geven aan het/de ander(e) component(en). De atmosferische component ECBilt, ontwikkeld op het KNMI in Nederland (Opsteegh et al., 1998), is gekenmerkt door onder meer een horizontale resolutie van  $\sim 5.6^\circ$  in de lengte en breedte, drie verticale lagen, en kan de gehele neerslagcyclus alsook de grootschalige windpatronen simuleren. Deze component is echter niet geschikt om de atmosferische circulatie in de tropen te simuleren, gezien verticale thermiek kenmerkend voor deze zone niet expliciet berekend wordt. Het oceaan-zee-ijs model CLIO is ontwikkeld in de Universit  Catholique de Louvain in België (Goosse en Fichefet, 1999). Deze component is een globale oceanisch circulatiemodel (ook wel OGCM genoemd), gekenmerkt door een horizontale resolutie van  $\sim 3^\circ$  breedte en lengte, en 20 verticale lagen, gekoppeld aan een dynamisch-thermodynamisch zee-ijs model. CLIO laat zeespiegelschommelingen toe, onder meer veroorzaakt door zoetwater fluxen afkomstig van ijssmelt. Het onderdeel VECODE, ontwikkeld door Brovkin et al. (1997) in Duitsland, is een simpel vegetatiemodel dat de fractie van het landoppervlak bedekt door bomen, grassen en/of woestijn simuleert. CLIO en VECODE zijn beide aan ECBilt gekoppeld.

Om klimaatschommelingen in de Noord-Atlantische regio tijdens MIS3 te bestuderen, werd vooreerst een MIS3 achtergrondklimaat berekend, waarin vervolgens snelle klimaatverandering kenmerkend voor DO events werd gesimuleerd. Het achtergrondklimaat werd verkregen door het model duizenden jaren te laten draaien met klimatische randvoorwaarden kenmerkend voor MIS3. Deze randvoorwaarden waren (1) atmosferische broeikasgas- en stof-concentraties die de hoeveelheid inkomende en weerkaatste energie van het zonlicht en de aardwarmte beïnvloeden; (2) ijskapomvang, zowel qua verspreiding als volume, welke enerzijds effect heeft op het regionale en globale albedo, anderzijds op de atmosferische circulatie; (3) schommelingen in de aardrotatie rondom de zon, welke de seizoenale en jaarlijkse inkomende zonnestraling bepalen; en (4) de land-zee bedekking die door zeespiegelschommelingen verandert en direct invloed heeft op het albedo en de oceaanstromingen. De stadiaal-interstediaal transitie tijdens een DO event werden in LOVECLIM benaderd door in het MIS3 achtergrondklimaat een AMOC schommeling van een stilstaande tot een sterk stromende fase te simuleren. Dat werd gedaan door een, door de tijd veranderende zoetwaterflux in de Noord-Atlantische Oceaan en de Noordelijke Zeeën aan te brengen. De verkregen (vrijwel) stilstaande AMOC is daarbij een analogie aan de klimatologische gevolgen van een Heinrich event.

## **4. Antwoorden op de onderzoeksvragen**

### *4.1 Klimaatverschillen tussen MIS3 en het LGM*

In hoofdstuk 2 van dit proefschrift werd aangetoond dat het achtergrondklimaat wezenlijk verschilde tussen het Laatste Glaciale Maximum en Mariene Isotopen Fase 3 in LOVECLIM, met name in de seizoenaliteit, de zee-ijsbedekking en de plaatsen waar diepe convectie optreedt. Globaal was het gesimuleerde vroeg-MIS3 achtergrondklimaat  $\sim 2^{\circ}\text{C}$  warmer met meer neerslag dan het LGM klimaat. Warmere en vochtigere condities resulteerden in meer potentiële boomgroei. Lagere en kleinere ijskappen op het noordelijk halfrond (NH) gedurende MIS3 veroorzaakten ongeveer de helft van de globale temperatuurstijging t.o.v. LGM. Lagere atmosferische broeikasgas- en stofconcentraties verklaarden een bijkomende 20-30% van de opwarming, terwijl de concentratieveranderingen tussen stadiaal en interstediaal gemiddeld minder dan 10% van de temperatuurstijging kon verklaren. Verder nam de seizoenale temperatuurcyclus in amplitude toe in het NH in het gesimuleerde MIS3 achtergrondklimaat. Opwarming in juli in het NH – omwille van een  $\sim 8\%$  toename in zonne-instraling tijdens de zomer – bedroeg



3.5-3.8°C, or bijna twee maal het globaal jaarlijks gemiddelde. Als gevolg van de veranderde randvoorwaarden was de zee-ijsbedekking kleiner in het NH en het zuidelijk halfrond in MIS3, wat een verdere afname van het albedo teweeg bracht en aldus het overige deel van het temperatuurverschil verklaarde. Daarbij ging het ontbreken van zee-ijs gedurende de winter in de Labrador Zee (tussen Canada en Groenland) en de Noordelijke Zeeën in de MIS3 simulaties gepaard met diepe convectie in open zee, in tegenstelling tot het LGM experiment, waarin diepe convectie verplaatst was naar de middelbreedtes van de Noord-Atlantische Oceaan. Deze AMOC mode wijziging ging echter niet gepaard met een sterkteverandering, gezien het zuidwaartse export van Noord-Atlantisch Diep Water (NADW) uit de Atlantische Oceaan hetzelfde was in beide simulaties.

Uit een gevoeligheidsexperiment werd bevonden dat een MIS3 stadiaal achtergrondklimaat geperturbeerd door een relatief sterke zoetwater flux wat grofweg consistent was met het gereconstrueerde stadiale klimaat. Omgekeerd leek het gesimuleerde klimaat beter overeen te komen met het gereconstrueerde interstadiale klimaat, bijvoorbeeld door ~7°C warmere temperaturen boven de Noord-Atlantische Oceaan. In dit opzicht waren stadialen onstabiele, koude fases die enkel optraden bij voldoende zoetwater van gesmolten ijssmassa's rond de Noord-Atlantische Oceaan, terwijl milde interstadialen dichter bij een evenwichtsklimaat lag t.o.v. de randvoorwaarden gedurende MIS3.

#### *4.2 AMOC respons op zoetwater fluxen onder verschillende glaciële randvoorwaarden*

In hoofdstuk 3 werd aangetoond dat – althans in LOVECLIM – het respons van de AMOC op zoetwater forcering van de Noord-Atlantische Oceaan en de Noordelijke Zeeën sterker en sneller is in een mild glaciaal klimaat dan in een koude. De voornaamste reden is de grotere gevoeligheid van diepe convectie voor geforceerde saliniteits variaties in de Labrador Zee en Noordelijke Zeeën dan in de midden-breedtes van de Noord-Atlantische Oceaan. Dit werd bevonden bij een vergelijking tussen simulaties in een Jonge Dryas en MIS3 achtergrondklimaat – het milde glaciële type – enerzijds en een LGM achtergrondklimaat – het koude type – anderzijds. De klimaatconfiguratie van beide milde klimaten was vergelijkbaar, alsook de oceanische circulatie. Met oppervlakte zeetemperaturen (SST) die net boven het vriespunt uitkwamen in de Labrador Zee en het grootste deel van de Noordelijke Zeeën in het milde type kwam diepe convectie – met

NADW productie tot gevolg – in Februari voornamelijk hier voor. In tegenstelling tot die configuratie gingen in het LGM klimaat koudere SSTs en een grotere zee-ijsbedekking gepaard met diepe convectie voornamelijk ten zuiden van Groenland en IJsland. In deze regio wordt doorgaans redelijk warm en salien water getransporteerd vanuit de subtropen door wind-gedreven oppervlakte oceaanstromingen zoals de Golfstroom. Daardoor blijft de dichtheid van het oppervlaktewater in de convectiezone hoog genoeg voor diepe convectie.

Door het een zoetwaterflux van 0.15Sv ( $1\text{Sv} = 1 \cdot 10^6\text{m}^3$ ) gedurende 900 jaar toe te voegen aan het oppervlak van de Noord-Atlantische Oceaan en de Noordelijke Zeeën halveerde de AMOC sterkte en sloeg die om naar een ‘zwakke’ mode met diepe convectie enkel ten zuiden van IJsland in beide glaciële types. Een zwakke AMOC verslechterde het klimaat naar koudere en drogere condities in de Noord-Atlantische regio. Labrador Zee convectie stopte na 20-50 jaar in het milde type, terwijl het vervangen van NADW in de Noordelijke Zeeën na ~200 jaar halveerde en convectie ten zuiden van IJsland slechts marginaal verzwakte. In het koude type verliep de afname in convectie trager terwijl het vervangen van NADW ten zuiden van IJsland evenveel verzwakte als in het milde type. De uitkomst was een zwakke AMOC die ongeveer 10% zwakker was in het milde type. Dit kleine verschil liet echter een spontane halt van de AMOC toe in het milde type, wat gemiddeld vroeger optrad dan na 900 jaar.

Hoofdstuk 3 stelt verder een sequentie voor van gebeurtenissen die leiden tot een vluggere AMOC uitdijning in het milde glaciële type. De implicatie van een snellere en sterkere AMOC respons op zoetwater forcering in het milde type is dat dergelijk achtergrondklimaat wellicht meer onderhevig was aan abrupte veranderingen veroorzaakt door mode en sterkte verschuivingen van de AMOC gedurende MIS3 en het interval waarin het Jonge Dryas zich voordeed dan tijdens het LGM.

### *4.3 Aspecten van abrupte opwarming geregistreerd door biotische proxies*

In hoofdstuk 4 worden drie klimaatvariabelen voorgesteld die verband houden met seizoenale opwarming en vermoedelijk voldoende varieerden tussen stadialen en interstadialen om in temperatuursreconstructies van Europa door middel van biotische proxies geregistreerd waren. Aangezien biotische proxies vooral gevoelig zijn voor seizoenale temperatuursveranderingen – met name in het groeiseizoen –, werden veranderingen in de seizoenale temperatuurscyclus tussen een gesimuleerd koud klimaat analoog aan een MIS3 stadiaal en een mild klimaat analoog aan een MIS3 interstadiaal

geanalyseerd. Hiermee kon aangetoond worden dat de voornaamste reactie van temperaturen in Europa op een stadiaal-interstadiaal transitie wellicht een verlenging en opwarming van het thermische groeiseizoen was. In het model warmden de lente en herfst omwille van vroeger smelten, respectievelijk later terugkomen van sneeuw met ongeveer 10°C. Daarnaast nam de temperatuurvariatie van jaar tot jaar af in het milde, interstadiaal-achtig klimaat.

De volgende, fysiologisch relevante klimaatvariabelen, bleken voldoende veranderd te zijn tussen MIS3 stadialen en interstadialen in Europa:

- (1) de gemiddelde temperatuur van de koudste maand (MTCM) en de warmste maand (MTWM), vaak meegegeven in temperatuursreconstructies. In plaats van MTCM en MTWM te vergelijken met gesimuleerde Januari en Juli temperaturen, zoals vaak gedaan, biedt hoofdstuk 4 een simpele manier om gesimuleerde MTCM en MTWM te berekenen vanuit dagelijkse temperaturen. Terwijl de MTCM en MTWM stijging kleiner was dan temperaturen in de lente en herfst, waren ze beide sterk genoeg met 5-8°C;
- (2) GDD5 of de som van dagelijkse temperaturen boven 5°C over een heel jaar, wat de geaccumuleerde warmte tijdens het thermisch groeiseizoen voorstelt. Vaak berekend door klimaatmodellen, is deze variabele erg relevant voor planten- en boomgroei in de midden- en hoge breedtes en is soort-afhankelijk. Daardoor kan GDD5 gereconstrueerd worden vanuit pollen-samenstellingen. Met een GDD5 toename van 400°C-dagen tot lokaal >2000°C-dagen, zouden sommige proxy data stadialen van interstadialen moeten kunnen onderscheiden;
- (3) frequenties van dodelijke vorstschade (*killing frost*), welke potentieel de sterkste limiterende factor voor het groeien en overleven van planten in glaciële klimaten, vooral wanneer de seizonale temperatuursspreiding groot is en winters koud zijn. Zodus kan het berekenen van schommelingen in *killing frost* frequenties vanuit gesimuleerde dagelijkse temperaturen deels verklaren waarom sommige plantensoorten op bepaalde plaatsen met een gunstig zomerklimaat niet te vinden zijn.

#### 4.4 *Uitdrukking van een vroeg-MIS3 stadiaal-interstadiaal transitie in Europa*

De uitvoerige model-data vergelijking weergegeven in hoofdstuk 5 suggereert dat het klimaatrespons van Europa op de Groenland Stadiaal 15 – Groenland Interstadiaal 14 transitie (GS15-GI14 transitie, ~55 duizend jaar geleden) vermoedelijk gekenmerkt was door (1) een toename in MTWM en jaarlijkse gemiddelde temperatuur van 5-10°C, en een MTCM toename van mogelijk >10°C; (2) een GDD5 toename van 500-1400°C-dagen; (3) een versterkte neerslagcyclus over het grootste deel van het continent, met de meeste neerslag buiten de zomermaanden – waarin vaak minder dan 15% van de jaarlijkse som viel. Door deze klimaatverandering verplaatsten poolwoestijnen, tundra, boreaal en gematigde bossen waarschijnlijk noordwaarts. Bovendien rukte Mediterraan bos noordwaarts tot ~40°N tijdens IS14. Niettemin, ofschoon LOVECLIM een dergelijke vegetatieverschuiving ondersteunt, zagen we onder meer een sterke neiging tot overschatten van zomertemperaturen, waardoor de gesimuleerde boombedekking vegetatie in Europa domineert, wat niet overeenkomt met de data.

Een goede kwalitatieve en redelijke kwantitatieve overeenkomst tussen model en data voor wat betreft het klimaat in Groenland, de Noord-Atlantische oceaancirculatie en het klimaat in Europa ondersteunt de hypothese dat de GS15-GI14 transitie op gang gebracht is door het aansterken van de AMOC vanuit een stille circulatie gedurende HE 5.2. Hoofdstuk 5 benadrukt bij deze de meerwaarde van het vergelijken van modellen met reconstructies van verleden klimaatveranderingen die gebaseerd zijn op biotische proxies. Nochtans, deze analyse kon ruimtelijk niet verder verfijnd worden dan een sub-continentale schaal, enerzijds door het gebrek aan data, anderzijds door de limitaties van het model zelf. Desalniettemin, bood de hoofdstuk een veel gedetailleerder beeld van Europa's klimaatrespons op de GS15-GI14 transitie dan ooit tevoren (bijv. door Claussen et al., 2003).

### *1.5 Verklaring voor het ontbreken van bossen in Europa ten noorden van ~50°N ondanks milde zomers*

In LOVECLIM 1.0 berekent VECODE de potentiële vegetatie vanuit de jaarlijkse gemiddelde temperatuur en neerslagsom. Daarbij werden door Brovkin et al. (1997) de parameters van VECODE zodanig vastgelegd dat de relatie temperatuur/neerslag en vegetatie in het model grofweg overeenkomen met de hedendaagse verspreiding van ecosystemen. Echter, er zijn redenen om aan te nemen dat die relatie in glaciële klimaten niet zomaar aangehouden kan worden. Met name voor MIS3 geldt dat (1) een kouder

klimaat met een grotere seizoenale temperatuurspreiding koude-resistente plantensoorten bevoordeligde die efficiënt gebruik maakten van een warm groeiseizoen; (2) de verhouding zomerneerslag tot jaarlijkse neerslag was kleiner dan vandaag, wat zomerdroogte-resistente planten bevoordeligde; (3) met *killing frosts* die frequenter waren dan vandaag deden geharde planten met snellere generatietijden het waarschijnlijk beter.

Op basis van die argumenten werd in hoofdstuk 5 gesteld dat *killing frost* frequenties, minimum GDD5 en minimum zomerneerslag de voornaamste limiterende klimaatfactoren op boomgroei in Europa waren gedurende MIS3 interstadialen. De combinatie van die factoren resulteerde in een veel betere overeenkomst tussen gesimuleerde mogelijke verspreiding van boreaal, gematigd en Mediterraan bos en de reconstructies voor GI14 (en voor zover data beschikbaar was GS15).

- (1) Frequente *killing frosts* gedurende GI14 (GS15) verhinderden wellicht het overleven van gematigd loofbos in een noord-oostelijk derde (twee-derde) van Europa en beperkte verspreiding van Mediterraan bos to een zuid-westelijk derde (enkel het westelijk Middellands-Zeegebied);
- (2) Onvoldoende GDD5 verhinderde allicht groei van boreaal bos ten noorden van 55°N in het stadiaal; van gematigd bos ten noorden van 60°N in het interstadiaal en ~50°N in het stadiaal; van Mediterraan bos ten noorden van 55°N in GI14 en 40-45°N in GS15.
- (3) Zomer neerslag was wellicht onvoldoende om boreaal en gematigd loofbos toe te staan tussen 50°N en 55°N over westelijk Europa alsook in het zuid-oost Europa tijdens GI14, terwijl het boomgroei in diezelfde gebieden alsook tussen 50°N en 55°N in oostelijk Europa verhinderde in GS15.

Deze drie factoren konden, gebaseerd op de simulatie, de afwezigheid van bossen over westelijk Europa ten noorden van 48°N verklaren, in overeenkomst met de reconstructies. Desalniettemin speelden andere factoren zoals lagere CO<sub>2</sub> concentraties, beperkte bodemontwikkeling en het grazen van grote landzoogdieren mogelijk ook een rol in bosverspreiding, wat verder onderzoek vergt.

## 5. Slotconclusie

Uit de onderzoeksresultaten weergegeven in dit proefschrift is gebleken dat men bij het uitvoeren van experimenten met klimaatmodellen, naast de selectie van het klimaatmodel, grote aandacht moet schenken aan de opgelegde randvoorwaarden. Zo is aangetoond dat

standaard *freshwater hosing* (of zoetwater forcering experimenten ten einde de AMOC te verzwakken), vaak gesimuleerd in een modern, en soms in een LGM achtergrondklimaat wellicht een verkeerd beeld van de gevoeligheid van paleoklimaat voor veranderingen in oceanische circulatie geeft. Met name de frequentie van DO events en HEs en de regionale klimaatrespons hierop kan verkeerd ingeschat worden wanneer men onvoldoende aandacht schenkt aan het opzetten van het experiment.

Al heeft dit proefschrift vijf vragen betreffende de uitdrukking van abrupte klimaatverandering op een tijdschaal van eeuwen tot millennia in de Noord-Atlantische regio en Europa, en is in de wetenschappelijke gemeenschap in de laatste tien jaar veel vordering gemaakt op dit gebied, blijven nog vele vragen over. Eén van die vragen is hoe een stadiaal-interstadiaal transitie zich in Groenland op een tijdschaal van maximaal enkele decennia kon voltrekken. Gezien modellen niet in staat blijken om een dergelijk snelle transitie te simuleren, is het denkbaar dat een fundamenteel mechanisme of feedback ontbreekt in onze opvatting van abrupte, glaciële klimaatverandering. Een andere, gerelateerde, fundamentele vraag is hoe veranderingen in de oceaan, de atmosfeer, de ijskappen, de vegetatie, enz. op elkaar inspeelden in de evolutie van een DO event en van een Heinrich event, en meer algemeen: de klimaattevoelutie gedurende een glaciaal. Om deze vragen te beantwoorden, zullen innovatieve model-simulaties niet volstaan. De belangrijkste struikelblok is en blijft de absolute datering van geologische data uit sedimentkernen en de relatieve tijdevolutie tussen verschillende kernen. Daarnaast zijn rechtstreeks vergelijkbare reconstructies van klimaatvariabelen nodig, om data onderling beter op elkaar af te stemmen, maar ook om het vergelijken met model simulaties fysisch consistentier te maken. Studies zoals die voorgesteld in hoofdstuk 4 kunnen daar tot voorbeeld dienen.

Tot slot is het belangrijk te benadrukken dat wij klimaatmodellen, die de werkelijkheid nooit perfect kunnen weergeven, blijven het verifiëren aan metingen en geologische proxy data primordiaal, wil men een meer verfijnd beeld verkrijgen van de huidige en te verwachten toekomstige klimaatverandering. Hierbij is bijvoorbeeld uit hoofdstuk 5 gebleken dat eenvoudige verbeteringen in een klimaatmodel, zoals het simuleren van vegetatie aan de hand van fysiologisch relevante klimaatvariabelen in LOVECLIM, tot een veel betere overeenkomst met waarneming kan leiden zonder een model nodeloos langer te laten rekenen.