Der Sonne-Klima-Effekt: Die Winterpförtner-Hypothese III

written by Chris Frey | 22. August 2022

Meridionaler Transport, die wichtigste Klimavariable

Javier Vinós & Andy May

„Der atmosphärische Wärmetransport auf der Erde vom Äquator zu den Polen wird weitgehend von den Stürmen der mittleren Breiten übernommen. Es gibt jedoch keine zufriedenstellende Theorie zur Beschreibung dieses grundlegenden Merkmals des Erdklimas.“ Leon Barry, George C. Craig & John Thuburn (2002)

3.1 Einführung

Nahezu die gesamte Energie, die das Klimasystem und das Leben auf der Erde antreibt, stammt von der Sonne. Die eingehende Sonnenstrahlung wird auf 173.000 TW geschätzt. Im Gegensatz dazu wird der geothermische Wärmefluss aus radiogenem Zerfall und Urwärme auf 47 TW, die menschliche Wärmeproduktion auf 18 TW und die Gezeitenenergie von Mond und Sonne auf 4 TW geschätzt. Andere Energiequellen wie Sonnenwind, Sonnenpartikel, Sternenlicht, Mondlicht, interplanetarer Staub, Meteoriten oder kosmische Strahlung sind vernachlässigbar. Die Sonneneinstrahlung macht somit über 99,9 % des Energieeintrags in das Klimasystem aus.
Die von der Sonne empfangene Energie ändert sich im Laufe des Jahres um 6,9 % aufgrund des sich ändernden Abstands zwischen Erde und Sonne. Die Erde ist der Sonne am 4. Januar am nächsten (Perihel) und am 4. Juli am weitesten entfernt (Aphel). Obwohl die Hälfte der Erde zu jeder Zeit von der Sonne beleuchtet wird (50,2 % aufgrund des Größenunterschieds), verursachen die Veränderungen in der Ausrichtung der Erdachse zur Sonne, die unregelmäßige Verteilung der Landmassen, Veränderungen der Albedo und regionale Veränderungen der Oberflächen- und Atmosphärentemperatur erhebliche jahreszeitliche Veränderungen in der Menge der reflektierten kurzwelligen Sonnenstrahlung (RSR) und der ausgehenden langwelligen Strahlung (OLR). Infolgedessen ändert sich die Temperatur der Erde ständig und der Planet befindet sich nie im Energie-Gleichgewicht.

Anders als man naiverweise erwarten könnte, ist die Erde kurz nach der Juni-Sonnenwende am wärmsten, wenn sie am weitesten von der Sonne entfernt ist, und kurz nach der Dezember-Sonnenwende am kältesten, wenn sie 6,9 % mehr Energie von der Sonne erhält. Die durchschnittliche Oberflächentemperatur der Erde beträgt ca. 14,5 °C (schwere Eishausbedingungen), aber im Laufe des Jahres erwärmt und kühlt sie sich um 3,8 °C ab (Abb. 3.1). Wie zu erwarten, gibt die Erde bei Abkühlung

mehr Energie ab (Total Outgoing Radiation, TOR) und bei Erwärmung weniger, unabhängig davon, was sie gerade empfängt, so dass die Vorstellung einer Energiebilanz am oberen Rand der Atmosphäre (TOA) eindeutig falsch ist. Die Erde weist nur geringe zwischenjährliche Temperaturschwankungen auf, aber es gibt keinen Grund zu der Annahme, dass wir die Prozesse, die an der thermischen Homöostase der Erde beteiligt sind, richtig verstehen.

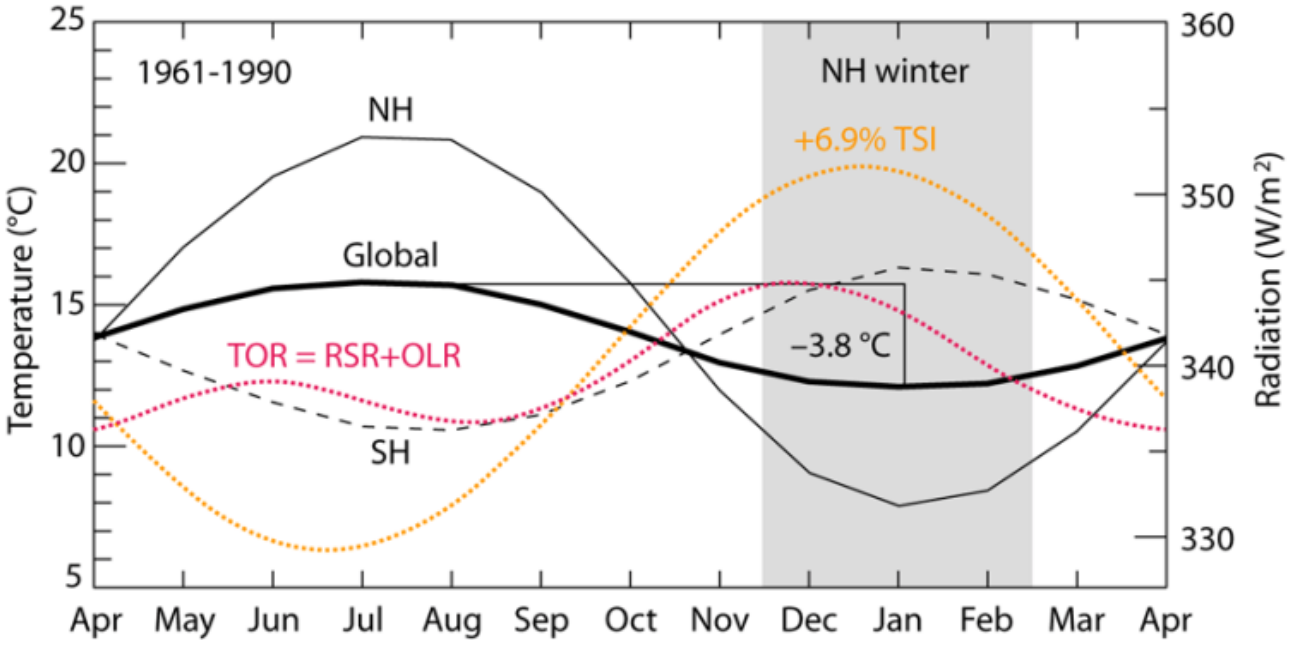

Abb. 3.1. Jährliche Temperatur- und Strahlungsveränderung.

In Abb. 3.1 ändert sich die globale Oberflächentemperatur des Planeten (dicke Linie) im Laufe eines Jahres um 3,8 °C, hauptsächlich weil die NH (dünne Linie) um 12 °C schwankt. Der Planet ist im Januar am kältesten, obwohl er Anfang Januar, wenn sich die Erde im Perihel befindet, 6,9 % mehr Gesamtsonneneinstrahlung (TSI, gestrichelte gelbe Linie) erhält. Der Planet hat zwei Spitzen des Energieverlustes (TOR, Total Outgoing Radiation, ausgehende Langwelle und reflektierte Kurzwelle, gepunktete rote Linie), wenn jede Hemisphäre abkühlt, wobei der höchste Wert während der Abkühlung der NH erreicht wird. Zwischen November und Januar strahlt der Planet mehr Energie ab (TOR) als zu jeder anderen Zeit. Die SH ist die gestrichelte Linie. Der NH-Winter ist der hellgraue Bereich. Die Temperaturdaten für 1961-1990 stammen von Jones et al. 1999. Die Strahlungsdaten stammen aus Carlson et al. 2019.

Aus Abbildung 3.1 geht klar hervor, dass das Klimasystem zwar vollständig von der Sonneneinstrahlung angetrieben wird, die Temperatur der Erde aber dadurch bestimmt wird, was das Klimasystem mit dieser Energie macht, und das Klimasystem ist äußerst komplex. Wie Barry et al. (2002) in dem Zitat oben in diesem Teil sagen, fehlt der modernen Klimatologie eine richtige Theorie darüber, wie die Energie innerhalb des Klimasystems unseres Planeten bewegt wird. Es ist möglich, ein

Modell zu erstellen, das nicht richtig verstanden wird, auch wenn es sehr komplex ist, aber ein solches Modell zu glauben, ist töricht.

Die Energie der Sonne kommt in einer geraden Linie von ihrer Oberfläche, wie man bei einer totalen Sonnenfinsternis deutlich sehen kann. Die Sonne hat am Himmel der Erde eine scheinbare Größe von 0,5° und befindet sich in der Ebene der Sonnenbahn, der so genannten Ekliptik. Die Ekliptik ist die Projektion der Erdbahnebene auf den Himmel, und sie ist auch der Weg, den die meisten senkrechten Sonnenstrahlen während eines 24-Stunden-Tages um den Globus zur lokalen Mittagszeit zurücklegen. Aufgrund der Achsenneigung der Erde steht die Sonne nicht immer direkt über dem Äquator, sondern bewegt sich von 23,44°N zur Juni-Sonnenwende bis 23,44°S zur Dezember-Sonnenwende. Die Position der Sonne zu einer bestimmten Tageszeit bestimmt den Einfallswinkel ihrer Strahlung. Bei einem höheren Einfallswinkel (Sonne tiefer am Horizont) wird die von der Sonne kommende Energie über eine größere Fläche verteilt, wodurch die Energiemenge pro horizontaler Flächeneinheit abnimmt. Der Fluss der Sonnenstrahlung pro horizontaler Flächeneinheit an einem bestimmten Ort ist die Sonneneinstrahlung, und sie ist zur Mittagszeit umso höher, je näher der Breitengrad an der Deklination der Sonne liegt, die die Position der Ekliptik in Bezug auf den Äquator markiert. Die Sonneneinstrahlung ist die wichtigste Determinante für die lokale Temperatur.

Aufgrund der Position der Sonne im Verhältnis zur Erde gelangt die meiste Energie in das Klimasystem in den Tropen. Die OLR steigt jedoch mit der absoluten Temperatur und sinkt mit dem Treibhauseffekt und der Wolkenbedeckung. Da die durchschnittliche absolute Oberflächentemperatur nicht so stark mit dem Breitengrad variiert (278-300 K zwischen 60°N-60°S) und die Treibhausgaskonzentration und die Wolkenbedeckung in den Tropen tendenziell höher sind, variiert die OLR nicht stark mit dem Breitengrad. Das Ergebnis ist, dass der Nettostrahlungsfluss am TOA im Jahresdurchschnitt zwischen ca. 30°N-30°S positiv (mehr ein- als ausgehend) und zwischen ca. 30° und dem Pol negativ ist. Während der Dezember-Feb-Saison ist der Nettofluss nördlich von 15°N jedoch negativ (Abb. 3.2), und der größte Teil der Nordhemisphäre verliert Energie. Die daraus resultierende Abkühlung aufgrund der geringeren Sonneneinstrahlung und des Nettoenergiedefizits führt zu einem latitudinalen Temperaturgradienten (LTG). Durch den meridionalen Transport (MT) wird Energie entlang des LTG (Abb. 3.2) von Breiten, in denen ein Netto-Energiegewinn (Energiequelle) besteht, zu Breiten, in denen ein Netto-Energieverlust (Energiesenke im Weltraum) besteht, bewegt.

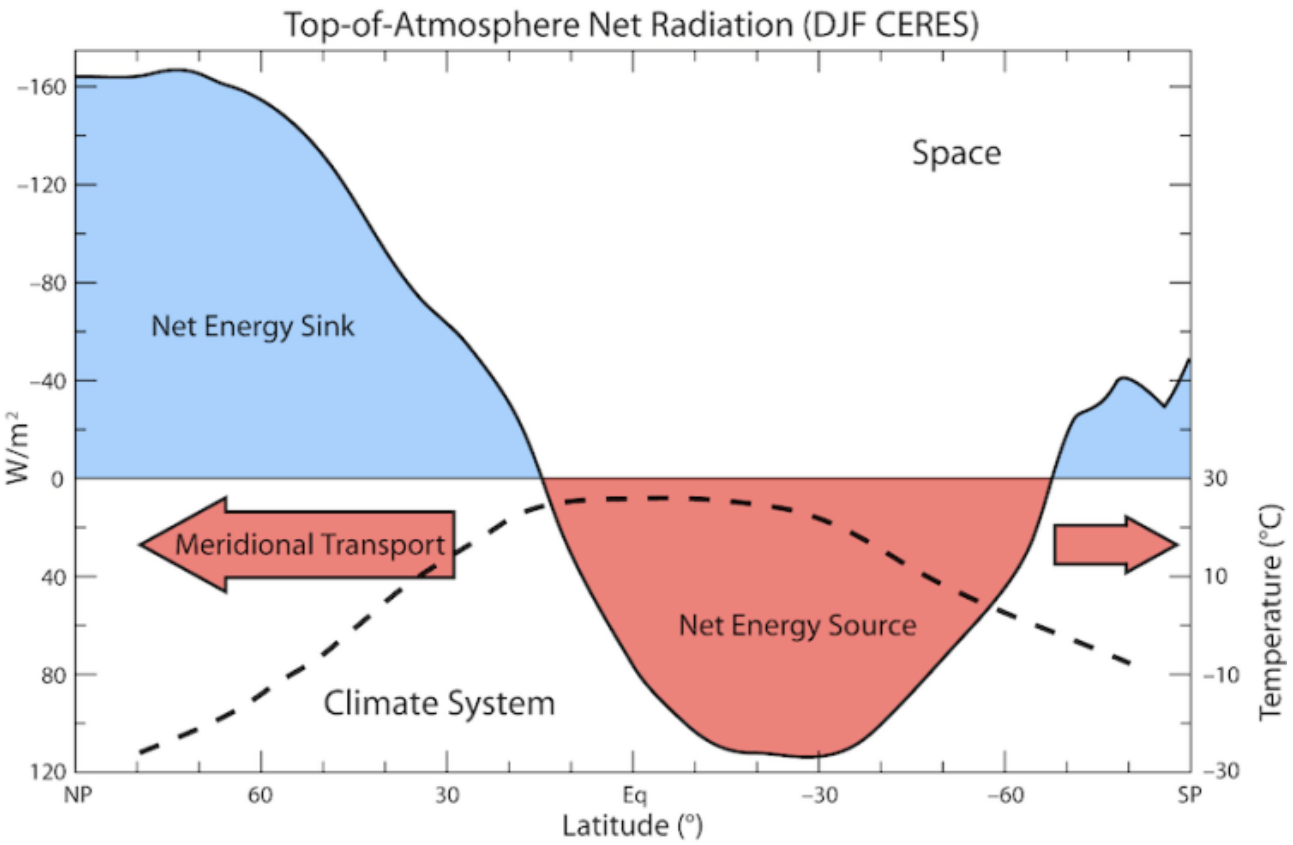

Abb. 3.2. Nettostrahlungsfluss an der Oberseite der Atmosphäre für Dezember bis Februar.

In Abb. 3.2 zeigen die positiven Werte des Nettostrahlungsflusses (rote Fläche) einen Netto-Energiefluss in das Klimasystem an, während negative Werte (blaue Fläche) eine Netto-Energiesenke anzeigen, d. h. einen Nettofluss in den Weltraum. Die Flächen sind aufgrund der Geometrie der Erde nicht proportional zur Energiemenge. Durch den meridionalen Transport wird unter anderem Energie von Regionen mit einem Energieüberschuss in Regionen mit einem Energiedefizit entlang des Temperaturgradienten verschoben. Der Temperaturgradient ist die gestrichelte Linie, die der oberflächennahen Lufttemperatur im Januar entspricht. Durch den meridionalen Transport wird viel mehr Energie in Richtung des Winterpols bewegt. Temperaturdaten von Hartmann 1994. Strahlungsdaten von Randall 2015.

Ohne MT würde die Temperatur in den Regionen, in denen der Netto-Energiefluss am TOA negativ ist, kontinuierlich abnehmen, bis die OLR-Emissionen so niedrig sind, dass sie mit der Sonneneinstrahlung übereinstimmen. In den polaren Nachtregionen läge diese Temperatur nahe dem absoluten Nullpunkt (-273,15 °C). MT wird von der Atmosphäre und dem Ozean entlang des Temperaturgradienten getragen und ist zeitlich variabel. In der Winterhemisphäre wird viel mehr Energie transportiert (stärkere MT) (Abb. 3.2).

3.2 Der Temperaturgradient in den Breitengraden bestimmt das Klima des Planeten

Im physikalischen Universum neigen Prozesse dazu, spontan entlang von Gradienten zu verlaufen, sei es ein Massen- oder Energiegradient oder eine andere Ausprägung davon wie Schwerkraft, Druck oder Temperatur. Das LTG der Erdoberfläche ist eine direkte Folge des Breitengradienten der Sonneneinstrahlung. Die Enthalpie (volumen- und druckbereinigte Energie) tendiert dazu, sich entlang der LTG von Regionen mit höherer zu Regionen mit niedrigerer Enthalpie zu bewegen. Dies ist die Grundlage der MT, aber angesichts der Komplexität des Klimasystems ist dies alles andere als ein passiver Prozess, der nur von der Temperaturdifferenz zwischen den Tropen und den Polen abhängt. Vielmehr handelt es sich um einen hochgradig regulierten Prozess, der bei einem geringeren Temperaturunterschied mehr Energie und bei einem größeren Temperaturunterschied weniger Energie liefern kann. Wie im nächsten Teil gezeigt wird, hat die MT in den ersten beiden Jahrzehnten des 21. Jahrhunderts zugenommen, obwohl sich die Arktis erwärmt hat, was die LTG verringert.

Wir wissen, dass sich das LTG der Erde im Laufe der geologischen Vergangenheit des Planeten stark verändert hat. In Teil I haben wir gesehen, dass Wladimir Köppen, der russisch-deutsche Wissenschaftler, der im 19. Jahrhundert den Sonnen-Klima-Effekt untersuchte, eine Klimaklassifikation erstellte, die mit einigen Änderungen immer noch verwendet wird. Die Klimazonen werden anhand von Temperatur, Niederschlag und ihrer jahreszeitlichen Verteilung definiert. Viele Pflanzen- und Tiergruppen sind auf einen Lebensraum mit einer engen Temperaturspanne beschränkt, und einige geologische Prozesse sind ebenfalls temperaturabhängig. Mit Hilfe dieser Art von Informationen hat Christopher Scotese mit seinem Paleomap-Projekt(1) die Klimageschichte der Vergangenheit kartiert. Die so gewonnenen Informationen ermöglichen es ihm, alle paar Millionen Jahre ein halbes Dutzend Klimazonen geografisch zu rekonstruieren und daraus die sich verändernden LTG der Erdvergangenheit zu rekonstruieren. Scotese et al. (2021) definieren das Klima und die globalen Temperaturen jeder Periode auf der Grundlage ihrer LTG und zeigen, dass es sich dabei um eine grundlegende Klimavariable handelt. Scotese definiert das gegenwärtige (21. Jahrhundert) LTG und die globale Temperatur als strenge Eishausbedingungen, was durch die massiven permanenten Eisschilde über der Antarktis und Grönland belegt wird.

Die Existenz sehr unterschiedlicher vergangener Klimata auf der Erde stellt die moderne Klimatologie vor ein unüberwindbares Problem. Während des letzten glazialen Maximums (LGM) vor 20.000 Jahren war die von der Sonne empfangene Energie die gleiche wie heute. Und nicht nur das, auch die Werte für die Präzession und die Schiefe waren die gleichen wie heute, und die Exzentrizität der Umlaufbahn war sehr ähnlich. Die Verteilung der Sonnenenergie über der Erde und der Gradient der Sonneneinstrahlung in Breitenrichtung waren fast identisch mit der

heutigen Situation, doch das Klima war ganz anders. Der Energieeintrag in das Klimasystem muss geringer gewesen sein, weil die Albedo höher und der Treibhauseffekt geringer war. Ein geringerer Energieeintrag und ein größeres LTG hätten den Tropen durch eine viel stärkere MT die Wärme entziehen müssen, was aber nicht der Fall war. Die tropischen Temperaturen während des LGM sind nach wie vor umstritten, aber es scheint, dass sie nur 1-2 °C niedriger waren als heute (Annan & Hargreaves 2015). Dies steht im Einklang mit den von Scotese et al. (2021) vorgelegten Beweisen, dass sich die tropischen Temperaturen im Laufe der letzten 540 Millionen Jahre trotz enormer Veränderungen der Durchschnittstemperatur des Planeten (9-30 °C) nicht wesentlich verändert haben.

Wenn das LGM ein Problem für die Funktionsweise der MT während einer Eiszeit darstellt, so führt das ausgeglichene Klima des frühen Eozäns zu einem Paradoxon, das die moderne Klimatologie nicht lösen kann. Derzeit befindet sich die Erde in einem strengen Eishausklima mit einer sehr steilen LTG. Die Temperatur fällt vom Äquator bis zum Winterpol um 0,6-1 °C/°Breite. Derart kalte oder kältere Bedingungen wie heute waren in den letzten 540 Myr relativ selten (weniger als 10 % der Zeit). Im frühen Eozän herrschte auf der Erde eine geschätzte Durchschnittstemperatur von 23,8 °C, die Scotese als Treibhausbedingungen bezeichnet. Das LTG des frühen Eozäns war mit 0,25-0,45 °C/Breite sehr flach, wobei die Temperaturen am Nordpol das ganze Jahr über über dem Gefrierpunkt lagen, was durch das Vorhandensein von frosttoleranten Lebensformen belegt wird. Diese Gewächshausbedingungen sind noch seltener anzutreffen. Über 80 % des phanerozoischen Äons hatte die Erde eine Durchschnittstemperatur von 17-20 °C (Scotese et al. 2021).

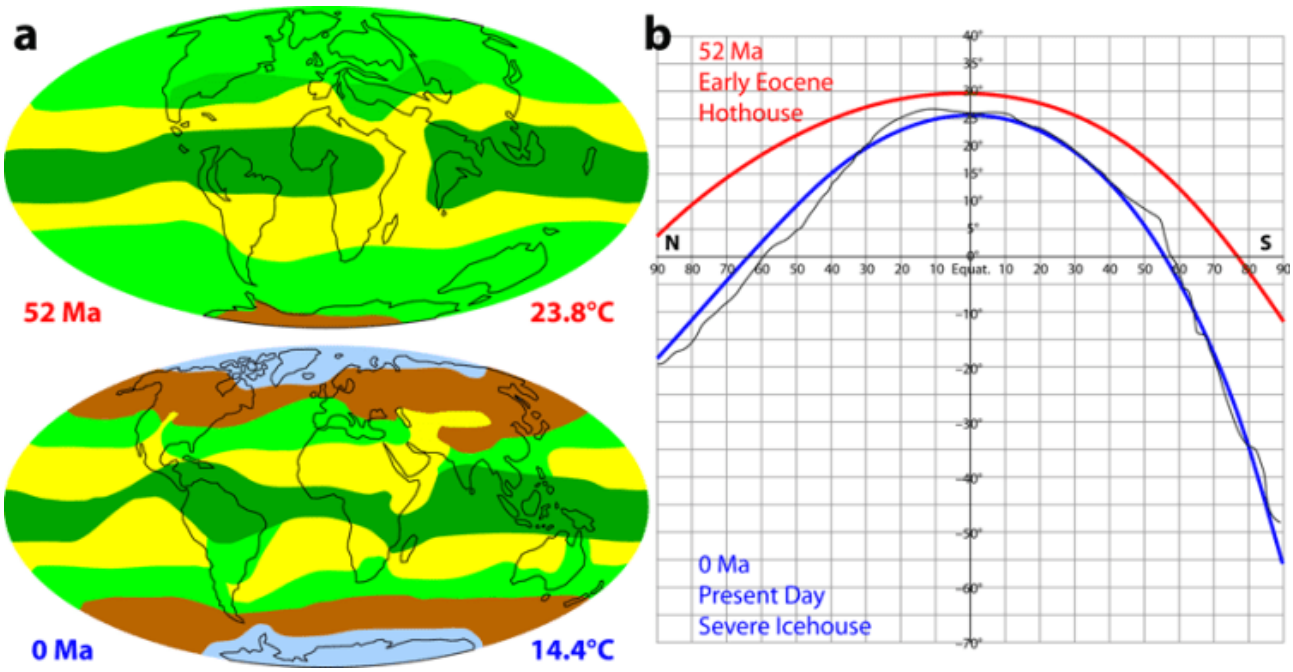

Abb. 3.3. Das Klima der Erde wird durch den latitudinalen Temperaturgradienten definiert.

Abb. 3.3 (a) zeigt die Klimagürtel des frühen Eozäns (oben), die von Scotese et al. 2021 aus fossilen und geochemischen Belegen abgeleitet wurden, und die gegenwärtigen strengen globalen Eishausbedingungen (unten). Die Farben stehen für: äquatoriale feuchte (dunkelgrün), subtropische trockene (gelb), warme gemäßigte (hellgrün), kühle gemäßigte (braun) und polare (hellblau) Gürtel. Bei den angegebenen Temperaturen handelt es sich um den geschätzten globalen Mittelwert für diesen Zeitraum. Tafel (b) zeigt die jeweiligen latitudinalen Temperaturgradienten, wie sie für das frühe Eozän (rot) und die Gegenwart (blau) im Vergleich zu den gemessenen (schwarz, feine Linie) abgeleitet wurden. Nach Scotese et al. 2021.

Das Klima des frühen Eozäns, der Kreidezeit und des frühen Paläogens wird als gleichmäßig definiert, gekennzeichnet durch eine warme Welt mit reduziertem LTG und geringer Saisonalität. Das Versagen der modernen Klimatheorie, diese Perioden zu erklären, wurde als „Gleichgewichtsklima-Problem“ bezeichnet (Huber & Caballero 2011). Um die warmen kontinentalen Innentemperaturen des frühen Eozäns und die über dem Gefrierpunkt liegenden Winter in hohen Breiten zu reproduzieren, müssen die Modelle den CO2-Gehalt auf 4700 ppm und die tropischen Temperaturen auf 35 °C anheben. Die besten CO2-Schätzungen für das Klimaoptimum des frühen Eozäns (Beerling & Royer 2011; Steinthorsdottir et al. 2019) gehen jedoch von einem CO2-Gehalt von 500-1000 ppm aus, und es ist unklar, ob eine tropische Temperatur von über 30 °C möglich ist. Die Überlebensgrenze für Säugetiere liegt bei einer Feuchttemperatur von 35 °C, ab der sie keine Wärme mehr abgeben können (Sherwood & Huber 2010). Die höchste Feuchttemperatur auf der Erde beträgt heute 30 °C, und es gibt keinen Grund zu der Annahme, dass sie zu irgendeinem Zeitpunkt in der Vergangenheit an Orten, an denen Säugetierfossilien gefunden wurden, höher war.

Die Wurzel des Problems des gleichmäßigen Klimas ist das „Paradox des geringen Gradienten“ (Huber & Caballero 2011). Konzeptionell gehen wir davon aus, dass für warme Pole mehr Wärme dorthin transportiert werden muss, um das Defizit der Sonneneinstrahlung auszugleichen. Wärme-MT ist ein sehr wichtiger Teil des planetarischen Energiehaushalts, und es wird allgemein angenommen, dass die Pole ohne sie viel kälter wären. Die MT hängt jedoch vom LTG ab, da ein Großteil des polwärts gerichteten Transports im gegenwärtigen Klima durch atmosphärische Wirbel erfolgt, die aus barokliner Instabilität resultieren (wo Temperaturgradienten an Oberflächen mit konstantem Druck existieren). Das Paradoxon entsteht dadurch, dass die warmen Pole des frühen Eozäns und ihr viel flacheres LTG widersinnigerweise eine geringere MT implizieren. Es ist kein Wunder, dass die Klimamodelle solche Probleme haben, sie zu reproduzieren. In Teil VI wird eine mögliche Lösung für das Paradoxon angeboten.

3.3 Der meridionale Transport wird hauptsächlich von der

Atmosphäre getragen

Die untere Atmosphäre ist ein dünner Gasfilm, der gerade einmal 1/600 des Erddurchmessers (ca. 10 km) ausmacht und die entscheidende Aufgabe hat, stets eine für komplexes Leben verträgliche Oberflächentemperatur aufrechtzuerhalten, was zumindest in den letzten 540 Myr der Fall war. Dazu muss sie Temperaturunterschiede an der Oberfläche ausgleichen, die durch unterschiedliche Sonneneinstrahlung entstehen. Zunächst muss sie den Unterschied zwischen Tag und Nacht ausgleichen. Dies geschieht hauptsächlich durch den Treibhauseffekt, der die nächtliche Abkühlung verringert, und durch die Wirkung der Wolken, die die Albedo während des Tages erhöhen und die nächtliche Abkühlung verringern. Außerdem muss er die Abnahme der Sonneneinstrahlung in den Breitengraden und die jahreszeitlichen Veränderungen aufgrund der Achsenneigung des Planeten ausgleichen. Dies geschieht durch den meridionalen Wärmetransport.

Von diesen drei Faktoren, die für die thermische Homöostase der Erde verantwortlich sind – Treibhauseffekt, Wolken und MT – hat sich die moderne Klimatologie ausschließlich auf den ersten konzentriert und die CO2-Klimahypothese als „Steuerknüppel“ entwickelt (Lacis et al. 2010). Der Einfluss der Wolken und ihrer Variabilität auf den Klimawandel ist noch weitgehend unbekannt. Wie Abbildung 3.2 andeutet, wird Energie zwischen dem Klimasystem und der Außenwelt nur über die TOA ausgetauscht, was dazu führt, dass MT zwangsläufig einen Nettonullwert hat, wenn sie über das Klimasystem integriert wird. Die Verlagerung von Energie von einer Region in eine andere ändert nicht die Energiemenge innerhalb des Systems. Diese Tatsache hat zu der allgemeinen Überzeugung geführt, dass Veränderungen der MT keine signifikante Ursache für den Klimawandel sein können, was den grundlegendsten Fehler der modernen Klimatologie darstellt.

Die Atmosphäre hat die außergewöhnliche Fähigkeit, eine große Menge an Energie schnell und effizient über die gesamte Erdoberfläche zu transportieren. Folglich wird die Meteorologie hauptsächlich von der Atmosphäre getragen. Nur in den tiefen Tropen (10°S-10°N) reicht die Atmosphäre nicht aus, um die Anforderungen der MT zu erfüllen. Dies ist die Region, in der die meiste Energie in das Klimasystem gelangt (Abb. 3.4, schwarze gestrichelte Linie). Der obere Zweig der Hadley-Zelle transportiert jedoch trockene statische Wärme (sensible + geopotentielle Wärme; Abb. 3.4 rot gestrichelte Linie) polwärts, was teilweise durch den äquatorwärts gerichteten Transport latenter Wärme durch den unteren Zweig kompensiert wird (Abb. 3.4 rot gestrichelte Linie). Aus diesem Grund muss der Ozean den größten Teil des Wärmetransports in den tiefen Tropen übernehmen. Der Ozean ist jedoch beim Wärmetransport weniger effizient als die Atmosphäre, und der in den Tropen erforderliche Energietransport ist aufgrund seiner Größe sehr groß, insbesondere im Pazifik. ENSO ist die Antwort auf dieses Problem, denn El Niño sorgt dafür, dass die überschüssige Wärme, die der reguläre MT nicht transportieren kann, in regelmäßigen Abständen aus den tiefen Tropen abgeführt wird. ENSO ist Teil des globalen MT-Systems.

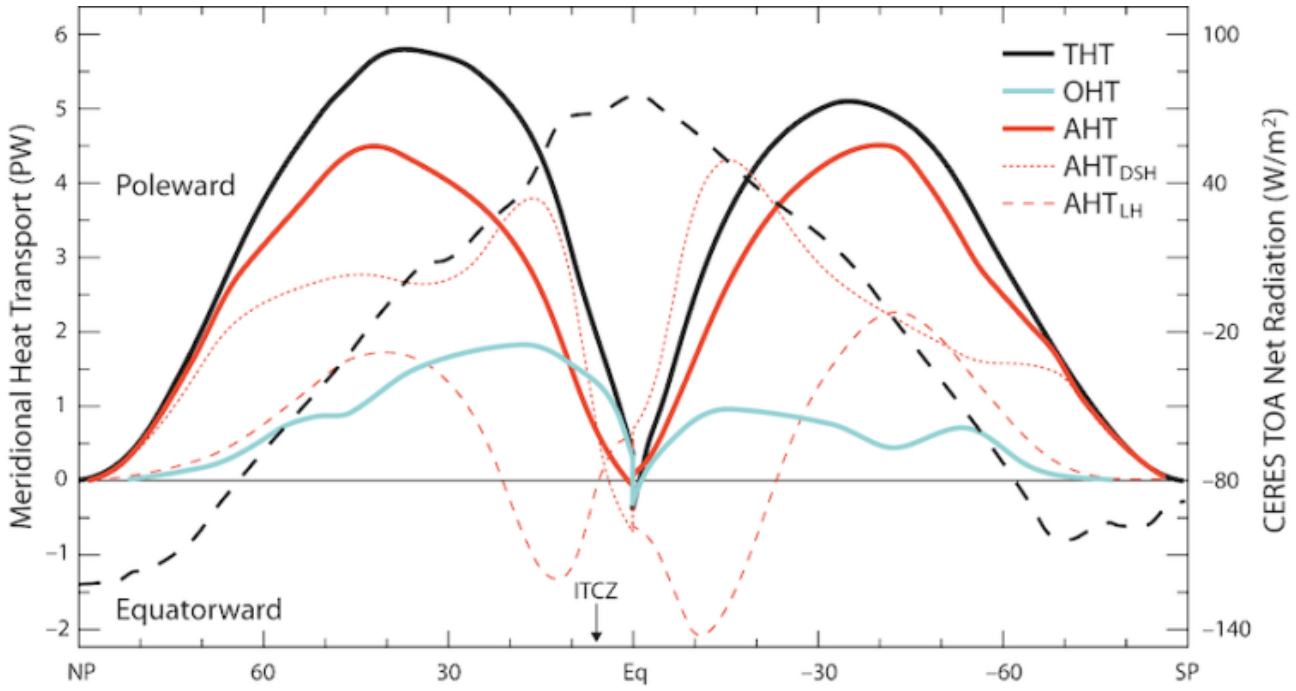

Abb. 3.4. Aufschlüsselung des meridionalen Transports.

In Abb. 3.4 ist die linke Skala der meridionale Transport in petaWatt, berechnet aus Geschwindigkeits-Potential-Temperaturfeldern und dargestellt mit polwärts gerichteten positiven Werten. THT ist der gesamte Wärmetransport; OHT ist der ozeanische Wärmetransport; AHT ist der atmosphärische Wärmetransport; DSH ist die trockene statische Wärme (sensible + geopotentielle); LH ist die latente Wärme; ITCZ ist die intertropische Konvergenzzone. Die Grafik ist nach Yang et al. 2015. Die rechte Skala bezieht sich auf die schwarze gestrichelte Linie, die den CERES TOA-Nettostrahlungsfluss in Watt/m² angibt; ein positiver Wert bedeutet einen Nettozufluss bzw. eine Erwärmung. Die Darstellung ist nach Randall 2015.

Außerhalb der Reichweite der Hadley-Zelle gibt der Ozean den größten Teil der von ihm transportierten Energie an die Atmosphäre ab, insbesondere an den Grenzströmen des westlichen Ozeanbeckens in den mittleren Breiten, und der polwärts gerichtete atmosphärische Latentwärmetransport wird wichtig. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die meiste Energie in der photischen Schicht der tropischen Ozeane in das Klimasystem eintritt, dass sie dann außerhalb der tiefen Tropen hauptsächlich durch die Ozeane und ENSO transportiert wird, und dass die meiste Energie dann in die Atmosphäre übertragen wird, die den Großteil des Transports in den mittleren und hohen Breiten übernimmt. Sobald die Meereiskante erreicht ist, wird der Transport im Wesentlichen ausschließlich von der Atmosphäre durchgeführt, da der Energiefluss durch das Meereis viel geringer ist als der von der flüssigen Ozeanoberfläche. Abgesehen von der Sonneneinstrahlung ist der restliche Energiefluss über die Meeresoberfläche fast überall und zu jeder Zeit positiv in Richtung Atmosphäre, mit Ausnahme einiger Regionen in hohen Breiten im Sommer (Yu & Weller 2007). Die Meeresoberflächentemperatur

ist für den Energiefluss zwischen Ozean und Atmosphäre nicht so wichtig wie die Windgeschwindigkeit und die Luftfeuchtigkeit, die wichtigsten Faktoren für die Verdunstung.

Abbildung 3.4 zeigt, dass MT asymmetrisch ist. Der polwärts gerichtete Transport an der Äquatorlinie ist nahezu null, mit einem kleinen interhemisphärischen Transport (0,2 PW nordwärts). Die Position der intertropischen Konvergenzzone (ITCZ, der klimatische Äquator, der die nördlichen und südlichen Hadley-Zellen trennt) schwankt zwischen 15°S und 30°N und liegt im Jahresmittel bei ca. 6°N. Der Polwärtstransport nimmt mit der Entfernung vom Äquator zu, da die Wärme aus einer größeren Region polwärts transportiert wird. Die MT der nördlichen Hemisphäre (NH) ist größer, weil die MT der nördlichen Ozeane größer ist. Dies ist auf eine nordwärts gerichtete interhemisphärische ozeanische MT von 0,4 PW, hauptsächlich durch den Atlantischen Ozean, zurückzuführen, die zum Teil durch eine südwärts gerichtete interhemisphärische MT von 0,2 PW durch die Atmosphäre aus der ITCZ kompensiert wird (Marshall et al. 2013). Polwärts von 45° wird die nördliche atmosphärische MT größer als die südliche, was auf einen größeren fühlbaren Wärmetransport durch Wirbel zurückzuführen ist, insbesondere im Winter. Dieser Transport spiegelt einen größeren Ozean-Atmosphären-Fluss an der westlichen Grenze der mittleren Breitenströme wider (Yu & Weller 2007), der für ein wärmeres Winterklima in den europäischen mittleren Breiten und für die arktische Wintererwärmung verantwortlich ist. Wie in Abbildung 3.4 zu sehen ist, ist die 70-90° TOA-Nettostrahlung in der Arktis negativer als in der Antarktis. Dies ist das offensichtliche Ergebnis eines größeren Wärmetransports in die Arktis im Winter.

Der Transport von Energie durch die Atmosphäre ist mit dem Transport von Masse, Impuls, Chemikalien, Feuchtigkeit und Wolken verbunden. Er findet in der Troposphäre statt, hauptsächlich auf den bevorzugten Routen über den Ozeanbecken, und in der Stratosphäre. Wie wir in Abschnitt 2.5 gesehen haben, findet ein Drehimpulsaustausch zwischen dem festen Erdozean und der Atmosphäre statt. In niedrigen Breiten sind die Oberflächenwinde östlich und fließen in die der Erdrotation entgegengesetzte Richtung, so dass die Atmosphäre durch Reibung mit dem festen Erdozean an Drehimpuls gewinnt, was ihre Rotationsgeschwindigkeit verringert, während in mittleren Breiten die Oberflächenwinde westlich sind und die Atmosphäre Drehimpuls an den festen Erdozean verliert, was ihre Rotationsgeschwindigkeit erhöht, so dass ein polwärts gerichteter atmosphärischer Drehimpulsfluss erforderlich ist, um den Drehimpuls zu erhalten und die Rotationsgeschwindigkeit beizubehalten.

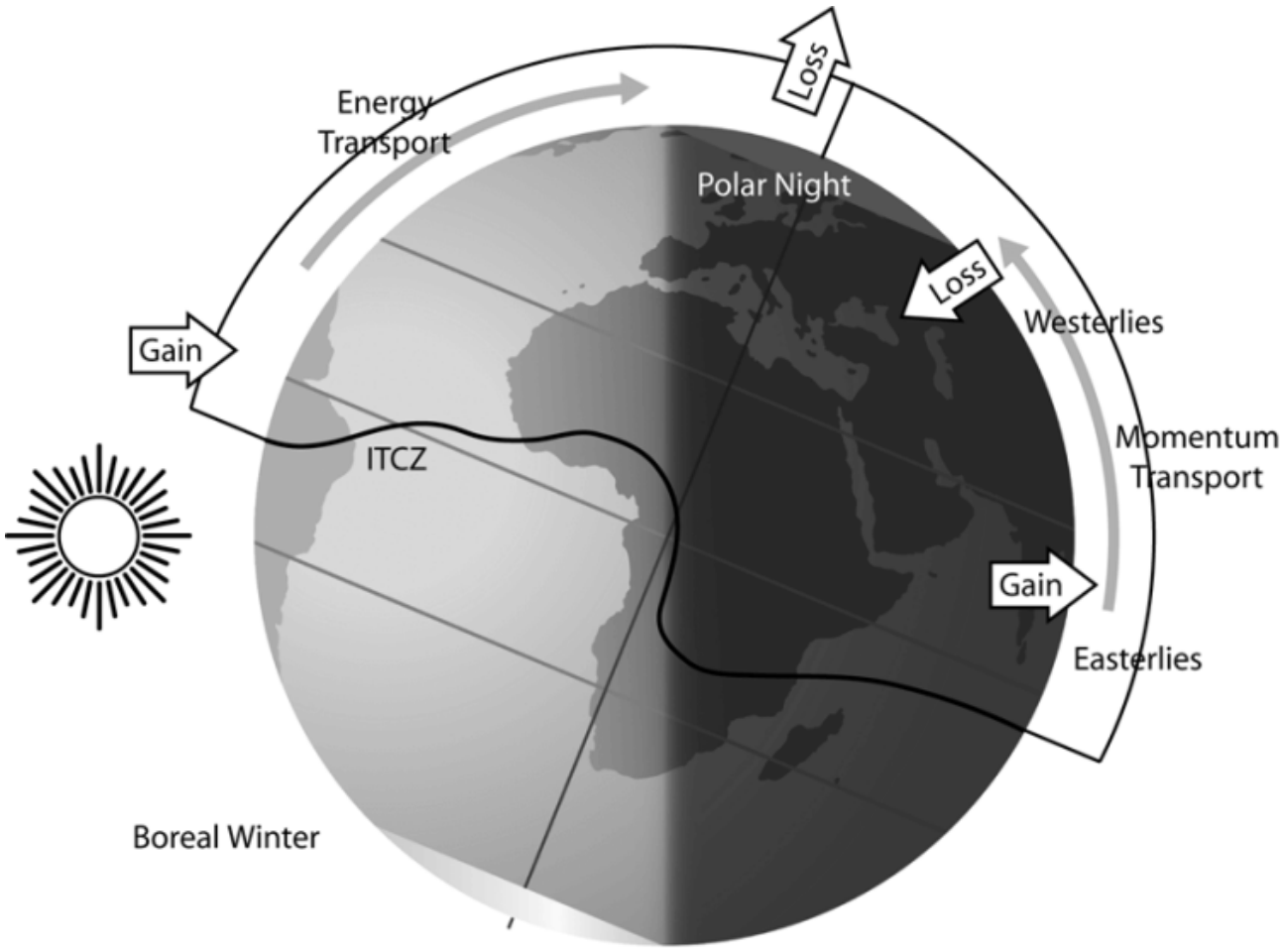

Abb. 3.5. Meridionaler Transport von Energie (links) und Drehimpuls (rechts), der sich aus dem beobachteten Zustand der Atmosphäre ergibt.

Im Energiehaushalt gibt es einen Netto-Strahlungsgewinn in den Tropen und einen Netto-Verlust in hohen Breitengraden. Um den Energiehaushalt in jedem Breitengrad auszugleichen, ist ein polwärts gerichteter Energiefluss erforderlich, wie in Abb. 3.5 dargestellt. Im Drehimpulshaushalt gewinnt die Atmosphäre in niedrigen Breiten durch östliche Oberflächenwinde Drehimpuls und verliert ihn in den mittleren Breiten durch westliche Oberflächenwinde. Ein polwärts gerichteter atmosphärischer Drehimpulsfluss ist impliziert. Es ist bekannt, dass der meridionale Energie- und Impulstransport durch ENSO, die quasi-bienniale Oszillation und die Sonnenaktivität moduliert wird. Abb. 3.5 ist nach Marshall & Plumb 2008

Änderungen des atmosphärischen Drehimpulses (AAM) müssen durch Änderungen der Rotationsgeschwindigkeit des festen Erdozeans ausgeglichen werden, um den Impuls zu erhalten, und sie sind hauptsächlich auf die saisonalen Änderungen der zonalen Windzirkulation zurückzuführen. Die zonale Windzirkulation ist im Winter stärker, wenn mehr Drehimpuls in der Atmosphäre verbleibt, weil das LTG tiefer ist, so dass sich die Erde im Januar und Juli schneller dreht und im April und Oktober langsamer, wenn die zonale Zirkulation schwächer ist. Wie in Teil II erwähnt, werden diese kleinen Änderungen in der

Rotationsgeschwindigkeit der Erde als Änderungen der Tageslänge (ΔLOD) im Mikrosekundenbereich gemessen, d. h. als Differenz zwischen der Tageslänge und 86 400 internationalen Standardsekunden. Die jahreszeitlichen Schwankungen der ΔLOD spiegeln Veränderungen der zonalen Zirkulation (Lambeck & Cazennave 1973) und damit der MT wider. Die zweijährige Komponente von ΔLOD spiegelt Änderungen des QBO wider (Lambeck & Hopgood 1981), die drei- bis vierjährige Komponente entspricht dem ENSO-Signal (Haas & Scherneck 2004), und die dekadische Änderung von ΔLOD spiegelt Änderungen der Sonnenaktivität wider (Barlyaeva et al. 2014).

Die Sonne, QBO und ENSO sind drei Faktoren, die die Kopplung der tropischen Stratosphäre mit dem Polarwirbel (PV) und der polaren Troposphäre beeinflussen und den Wärme- und Feuchtigkeitstransport zum Winterpol regulieren. Da sie die zonale Windzirkulation beeinflussen, ist es nicht verwunderlich, dass sie auch die Rotationsgeschwindigkeit beeinflussen. Doch während die Rolle von ENSO und QBO bei der Veränderung von AAM und ΔLOD weithin bekannt ist und darüber berichtet wird, wird die Rolle der Sonne weitgehend ignoriert.

3.4 Wintertransport in die Arktis. Die größte Wärmesenke des Planeten

Man geht davon aus, dass der hemisphärische Temperaturunterschied (Abb. 3.1) vor allem auf den größeren Landanteil in der NH (67,3 % der globalen Landmasse) zurückzuführen ist, der sich stärker erwärmt und abkühlt als die Meeresoberfläche. Die Antwort ist jedoch komplexer, da sie auch die Asymmetrie der MT einbezieht (Kang et al. 2015). Wie wir gesehen haben, sind einige der Folgen davon die bevorzugte Lage der ITCZ in der NH und ein interhemisphärischer Nettowärmetransport von der SH in die NH. Die Asymmetrie des hemisphärischen Transports resultiert auch aus der Verringerung der MT zur Südpolarkappe, die durch den Antarktischen Zirkumpolarstrom und den Südlichen Ringmodus behindert wird, die die Antarktis klimatisch isolieren. Das Ergebnis dieser Asymmetrien ist, dass trotz des viel kälteren Südpols mehr Energie zum Nordpol transportiert wird (Peixoto & Oort, 1992). Infolge der wärmeren Atmosphäre verliert die Polarregion 70-90°N im Laufe des Jahres etwa 10 W/m² mehr Wärme als die Polarregion 70-90°S. Der Verlust ist im borealen Winter, wenn die Atmosphäre 120 W/m2 über 70°N transportiert, viel größer als im Sommer, wenn sie 80 W/m2 transportiert (Peixoto & Oort, 1992). Der größte Teil des Transports wird durch instationäre Wirbel und die mittlere meridionale Zirkulation bewirkt, aber der Unterschied zwischen Winter und Sommer ist hauptsächlich auf stationäre Wirbel entlang von Sturmbahnen zurückzuführen, die im Winter für den größten Teil der Zunahme verantwortlich sind (Abb. 3.6). Über 80 % der Energie, die während der warmen Jahreszeit in die Nordpolarregion transportiert wird, wird zum Schmelzen von Schnee und Eis und zur Erwärmung des Ozeans verwendet. Etwa zwei Drittel dieser Energie sind gespeicherte Energie, die in der kalten Jahreszeit durch Abkühlung und Wiedereinfrieren in die Atmosphäre zurückgeführt wird und größtenteils durch OLR verloren geht.

Infolge dieser Unterschiede verliert die Nordpolarregion in den jeweiligen Wintern 20 % mehr Energie als die Südpolarregion und stellt damit die größte Wärmesenke des Planeten dar (Abb. 3.2).

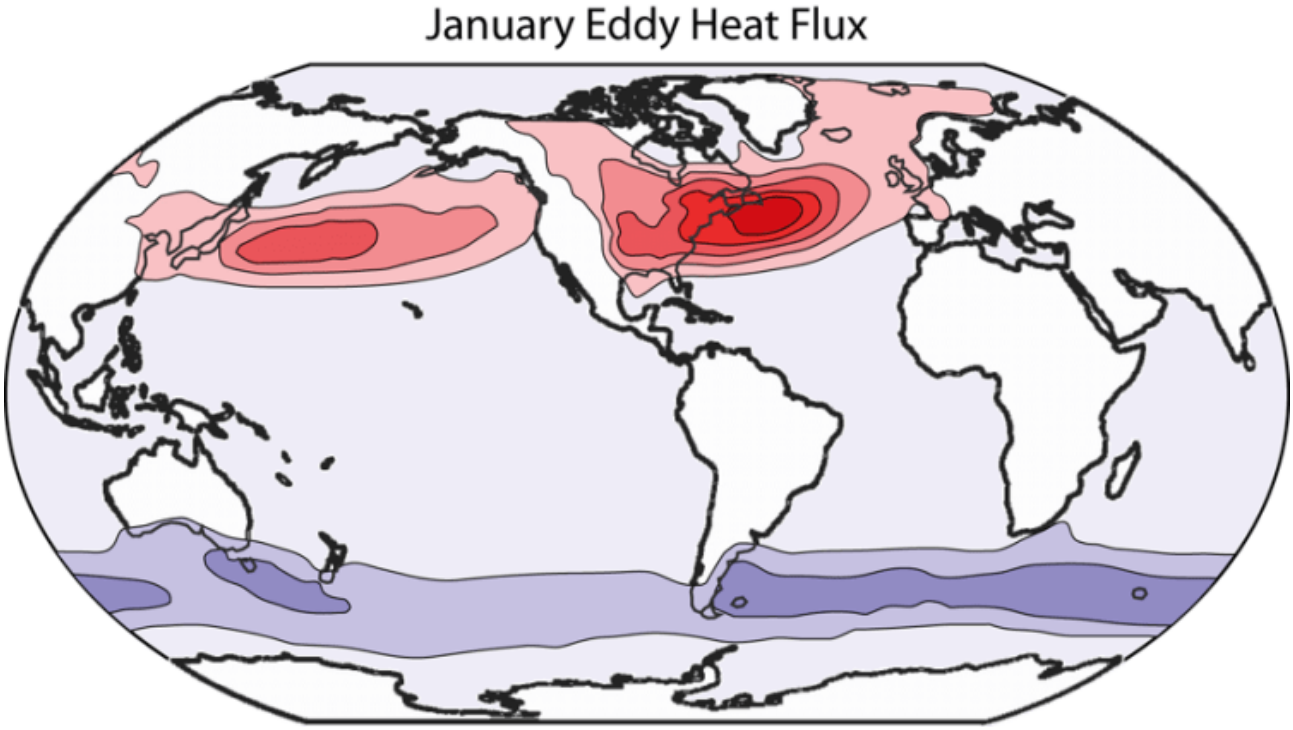

Abb. 3.6. Wärmestrom durch Wirbel im Januar nach Norden.

In Abb. 3.6 sehen wir, dass der subtropische NH-Jet während des borealen Winters zwei Maxima stromabwärts des Himalaya und der Rocky Mountains über dem Pazifik bzw. Atlantik aufweist. Diese Windgeschwindigkeitsmaxima führen zu kräftigen Sturmwirbeln in den mittleren Breitengraden, die den Sturmzügen folgen, die die Haupttore in die Arktis bilden. Die Kontur ist 5 K m/s. Die blaue Schattierung im SH zeigt die südwärts gerichtete Strömung an. Abb. 3.6 ist nach Hartmann 2016

Im Winter wird fast die gesamte Energie, die an dieser Wärmesenke verloren geht, von der Atmosphäre dorthin transportiert, da die Gleichgewichtstemperatur des Meerwassers in Kontakt mit dem Eis unabhängig von der atmosphärischen Temperatur und der Meereisdicke praktisch konstant ist. Meereis ist ein sehr guter Isolator (K ≈ 2,2 W/m K). Im Vergleich zu einem Verlust von 310 W/m² für freiliegende Gewässer bei einem Temperaturunterschied von 30 °C reduziert eine 2 m dicke Eisschicht den Verlust auf nur 30 W/m² (Peixoto & Oort, 1992). Es ist klar, dass der große Verlust an winterlichem Meereis in den letzten 45 Jahren eine starke negative Rückkopplung auf die globale Erwärmung darstellt.

Trockene statische (sensible + geopotentielle) Wärme wird sowohl von der mittleren (20-100 km Höhe) als auch von der unteren Atmosphäre in die

winterliche Arktis gebracht, während latente Wärme (Feuchtigkeit) fast ausschließlich von der unteren Atmosphäre transportiert wird. Abbildung 3.7 zeigt den winterlichen atmosphärischen Wärmetransport in der NH. Der Transport in der oberen Atmosphäre ist interhemisphärisch, macht aber nur 0,1 % der Atmosphärenmasse aus und ist daher für energetische Betrachtungen irrelevant. Die Stratosphäre enthält 15 % der atmosphärischen Masse, und ihr meridionaler Transport wird als Brewer-Dobson-Zirkulation (BDC) bezeichnet. Die Luft tritt am tropischen Kanal (Abb. 3.7) in die Stratosphäre ein, und zwar durch eine kalte Region oberhalb der tropischen Tropopause, wo sie den größten Teil ihres Wasserdampfs verliert. In der oberen Stratosphäre ist der tiefe Zweig der BDC interhemisphärisch und bewegt sich auf den Winterpol zu. In der unteren Stratosphäre ist der flache Zweig der BDC polwärts gerichtet, obwohl er in Richtung des Winterpols stärker ist. In den mittleren und hohen Breiten sinkt die BDC-Luft durch die Tropopause in Richtung Oberfläche. Die BDC wird durch das thermische Gleichgewicht der meridionalen Winde, das durch das LTG hergestellt wird, und durch planetarische und synoptische Wellen angetrieben, die Energie und Impuls an die mittlere Strömung abgeben, wenn sie sich auflösen.

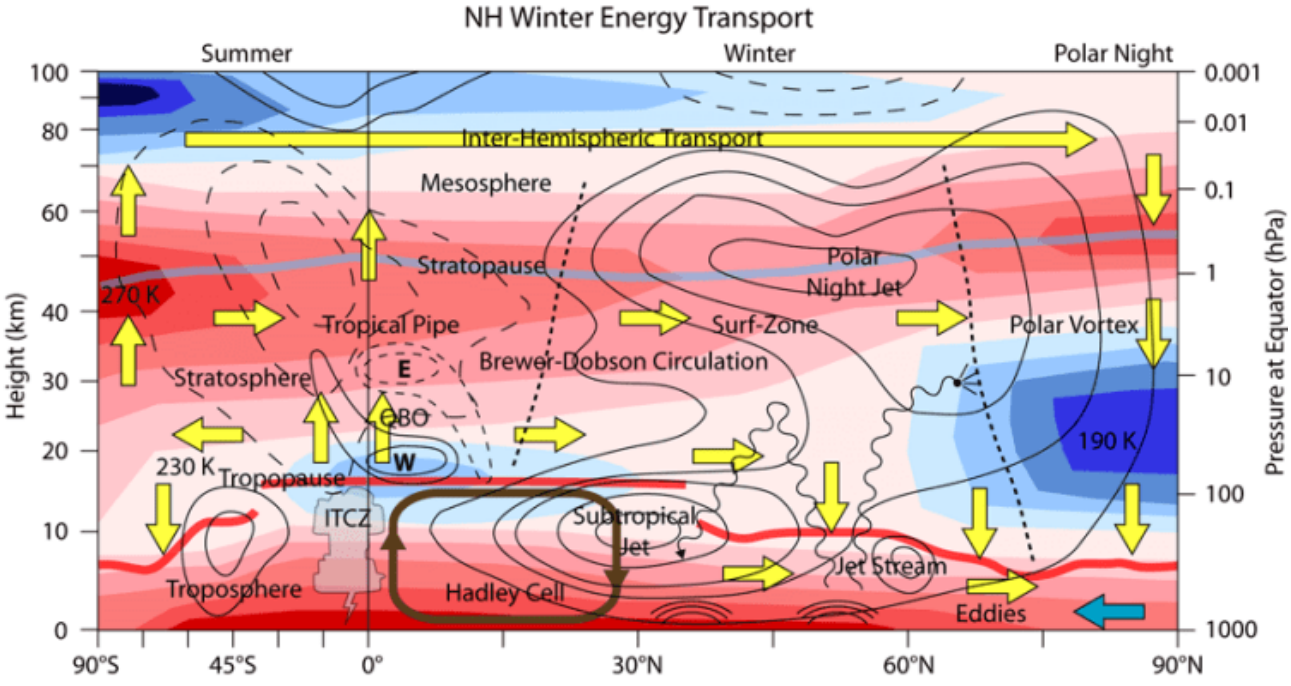

Abb. 3.7. Schematische Darstellung der atmosphärischen Zirkulation zur Dezembersonnenwende in einer zweidimensionalen unteren und mittleren atmosphärischen Ansicht.

In Abb. 3.7 geben die Hintergrundfarben die relativen Temperaturen in 10-K-Schritten an, wobei Rot für wärmer und Dunkelblau für kälter steht. Die vertikale Skala ist logarithmisch, und die SH-Breitenskala ist komprimiert. Westliche Winde werden durch dünne Linien dargestellt, östliche Winde durch dünne gestrichelte Linien. Die Tropopause (dicke orangefarbene Linie) trennt die Troposphäre und die Stratosphäre, die

Stratopause (dicke stahlblaue Linie) die Stratosphäre und die Mesosphäre. Die dicken gepunkteten Linien trennen den Tropen-Kanal (Aufstiegszone), die Brandungszone (Wellenbrecherzone) und den Polarwirbel. Planetarische Wellen (Wellenlinien) werden in kontrastreichen Bereichen (konzentrische Linien an der Oberfläche) erzeugt und können die Stratosphäre durchqueren, abgelenkt werden und sich in der Stratosphäre brechen oder in die Troposphäre zurückgebrochen werden. Die quasi-bienniale Oszillation (QBO) ist mit ihren östlichen und westlichen Komponenten in Äquatornähe dargestellt. Die intertropische Konvergenzzone (ITCZ) ist als hohe Gewitterwolke dargestellt. Die Hadley-Zirkulation ist in Dunkelbraun dargestellt. Andere atmosphärische Zirkulationen sind durch gelbe Pfeile dargestellt, mit Ausnahme der äquatorwärts gerichteten Zirkulation der unteren Troposphäre in Türkis. Die stratosphärische Zirkulation wird als Brewer-Dobson-Zirkulation bezeichnet. Ihr tiefer Zweig (obere Stratosphäre) und die mesosphärische Zirkulation sind vom Sommer- zum Winterpol interhemisphärisch. Die troposphärische Zirkulation wird hauptsächlich von Wirbeln getragen, der Rest von der mittleren Restzirkulation. Zur Dezembersonnenwende herrscht in den Regionen nördlich von 72° Polarnacht. Die Abbildung stammt von Vinós 2022.

Die herbstliche Abkühlung der arktischen Atmosphäre führt zum Ende des sommerlichen Polarwirbels, da der Druck abnimmt und die Ostwinde, die eine Ausbreitung der Wellen nach oben verhindern, durch Westwinde ersetzt werden. Es bildet sich ein polzentrierter Sturmwirbel (Tiefdruckzentrum mit gegen den Uhrzeigersinn drehenden Winden), der als Polarwirbel (PV) bezeichnet wird. Die winterlichen Westwinde der NH sind so stark, dass sie nur die vertikale Wellenausbreitung bis in die Stratosphäre von planetarischen Wellen der höchsten Amplitude (zonale Wellenzahl 1 und 2) zulassen. Die Wellen geben ihren Impuls und ihre Energie in einem Bereich der Stratosphäre ab, der als „Surf-Zone“ bezeichnet wird (McIntyre & Palmer 1984). Die Auswirkung auf die mittlere zonale Zirkulation ist eine Verlangsamung der Westwinde, wodurch die thermische Struktur gestört wird. Da das LTG bei schwächeren Westwinden nicht aufrechterhalten werden kann, wird die Luft innerhalb der PV nach unten gedrückt und erwärmt sich adiabatisch, während sie außerhalb der PV nach oben gedrückt wird und abkühlt. Die arktische Polaratmosphäre kann sich in der unteren Stratosphäre um 30 °C und in der oberen Stratosphäre um bis zu 100 °C erwärmen. Da die arktische Atmosphäre während des Winters einer starken Strahlungskühlung unterliegt, kühlt sich die Stratosphäre ab, und die Westwinde gewinnen wieder an Geschwindigkeit. Wenn sich die Wellenausbreitung abschwächt, geschieht das Gegenteil, und die Temperatur in 30 km Höhe über der Arktis kann auf bis zu -80 °C sinken.

Nördlich von 20°N wird die Atmosphäre zum Hauptträger der Wärme in Richtung Pol. Während des NH-Winters wird die Wärme hauptsächlich durch planetarische Wellen und stark veränderliche Wirbel (Zyklonen) in die Arktis transportiert. Sturmwirbel entstehen, breiten sich aus und lösen sich bevorzugt in Sturmbahnen auf. Sie bilden sich tendenziell dort, wo

die Temperaturgradienten an der Oberfläche groß sind (Shaw et al. 2016). Der Jetstream beeinflusst ihre Geschwindigkeit und Zugrichtung. Der winterliche Wärmestrom der Stürme zeigt die bevorzugten Gebiete für Sturm-Zugbahnen (Abb. 3.6; Hartmann 2016).

Einige wenige Extremereignisse pro Saison, die mit einzelnen Wettersystemen verbunden sind, sind für einen großen Teil der in den arktischen Winter transportierten Wärme und Feuchtigkeit verantwortlich. In Abbildung 3.8 ist eines dieser Extremereignisse dargestellt, das in den letzten Tagen des Jahres 1999 und den ersten Tagen des Jahres 2000 stattfand und von Woods und Caballero (2016) untersucht wurde.

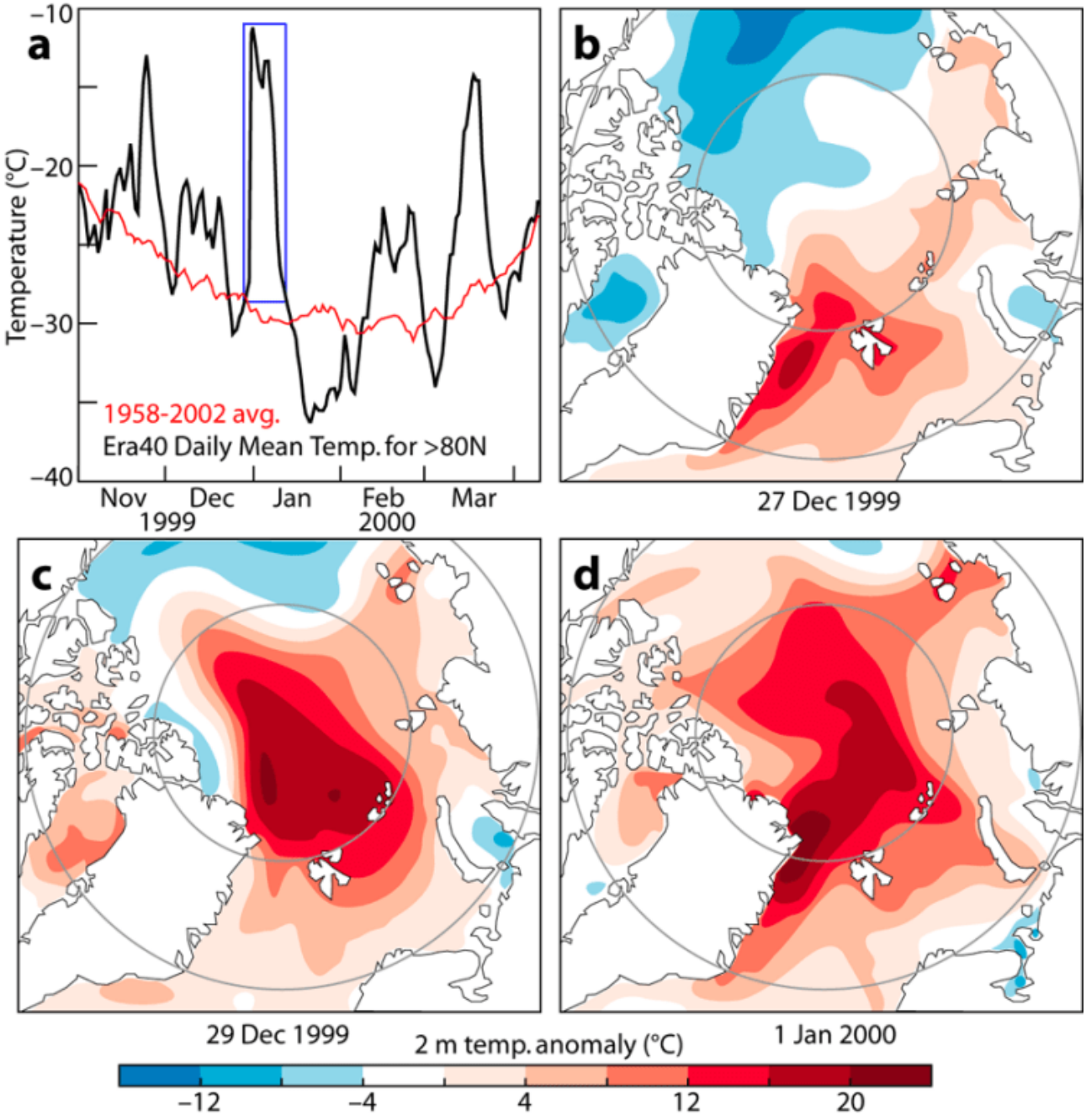

Abb. 3.8. Intensives Vordringen feuchter Warmluft in die Arktis im Winter.

In Abb. 3.8 ist in Feld (a) der Tagesmittelwert der Temperatur nördlich von 80°N für November 1999 bis März 2000 (schwarze Linie) aus der ERA40-Wetter-Reanalyse und der Durchschnittswert von 1958 bis 2002 (rote Linie) dargestellt. Ein blaues Rechteck markiert das Ereignis. Die Daten stammen vom Dänischen Meteorologischen Institut (2021). b-d) Anomalie der Lufttemperatur in der Arktis zu verschiedenen Zeiten während des Intrusionsereignisses. Die Abbildung ist nach Woods & Caballero (2016)

Nach Nakamura und Huang (2018) entwickelt sich ein Blocking wie ein Stau, wenn die Kapazität des Jetstreams für den Fluss der Wellenaktivität (ein Maß für die Mäanderbildung) überschritten wird. Großräumige Blockierungsbedingungen entwickeln sich östlich jedes Ozeanbeckens und lenken Zyklone der mittleren Breiten polwärts ab (Woods et al., 2013). Infolgedessen ist ein großer Teil der in die Arktis transportierten latenten Wärme das Ergebnis einer begrenzten Anzahl von Wettersystemen, die hauptsächlich durch ein nordatlantisches Tor (300-60°E) in die Arktis gelangen, gefolgt von einem nordpazifischen Tor (150-230°E) und einem weniger wichtigen sibirischen Tor (60-130°E; Mewes & Jacobi 2019; Woods et al. 2013). Über dem Atlantik ist die Winterblockierung stark antikorreliert mit der Nordatlantischen Oszillation (Wazneh et al., 2021).

Wenn wir wissen, wie die Wärme in die Arktis transportiert wird, können wir das Phänomen der arktischen Verstärkung untersuchen. Allgemeine Zirkulationsmodelle haben seit ihren Anfängen eine polare Verstärkung als Folge der globalen Erwärmung vorhergesagt. Denn wie in Abbildung 3.3 zu sehen ist, ist die Temperaturveränderung bei Klimaveränderungen auf der Erde umso größer, je höher der Breitengrad ist. Bei der heutigen globalen Erwärmung wurde jedoch keine antarktische Verstärkung beobachtet, und 1995 war die arktische Verstärkung trotz der intensiven globalen Erwärmung in den vorangegangenen 20 Jahren so gering, dass Curry et al. (1996) feststellten: *„Das relative Fehlen einer beobachteten Erwärmung und der relativ geringe Eisrückgang könnten darauf hindeuten, dass die GCMs die Empfindlichkeit des Klimas gegenüber Prozessen in den hohen Breitengraden überbetonen.“* Das sollte sich in diesem Jahr ändern, als sich die arktische Erwärmung plötzlich beschleunigte (Abb. 3.9). Aber die Frage ist immer noch gültig. Warum war die arktische Verstärkung vor 1996, als eine intensive globale Erwärmung stattfand, gering und nach 1996, als die globale Erwärmungsrate abnahm (die Pause), groß? Die moderne Klimatologie hat darauf keine Antwort.

[Kursiv im Original]

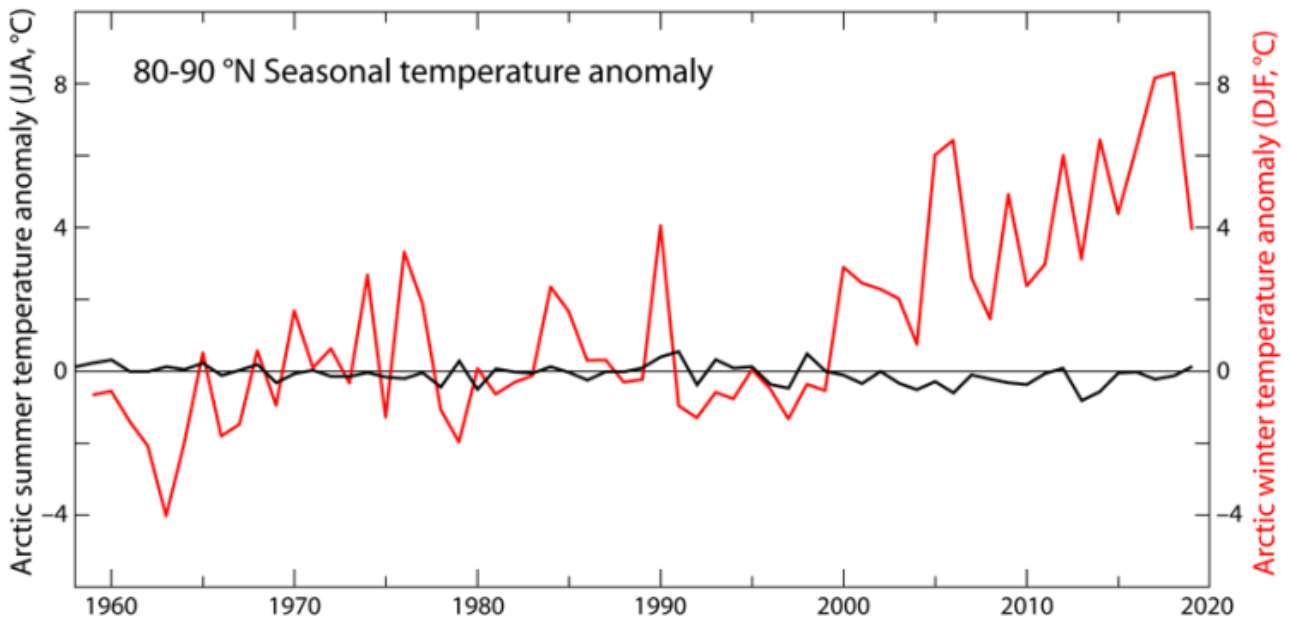

Abb. 3.9. Arktische saisonale Temperaturanomalie.

In Abb. 3.9 ist die schwarze Kurve die mittlere Temperaturanomalie des Sommers (Juni-August), die mit dem operationellen atmosphärischen Modell des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) für die Region +80°N berechnet wurde. Die rote Kurve ist die entsprechende mittlere Temperaturanomalie im Winter (Dezember-Februar) für dieselbe Region. Referenzklima ist das ECMWF- ERA40-Reanalysemodell für 1958-2002. Die Daten stammen vom Dänischen Meteorologischen Institut.

Wie wir oben gesehen haben (z.B. Abb. 3.2), stellt die Arktis im Winter die größte Wärmesenke (Nettoenergieverlust an den Weltraum) des Planeten dar. Die Niederschlagsmenge in der Arktis beträgt im Sommer ca. 1,5 cm, sinkt aber im Winter auf ca. 0,2 cm (Wang & Key, 2005), den niedrigsten Wert außerhalb der Antarktis. Infolgedessen wird die Bewölkung im Winter geringer, was den Energieverlust erhöht. Mit einer geringeren Wolkenbedeckung, fast keinem Wasserdampf und keinem Albedo-Effekt hat die Arktis im Winter im Wesentlichen keine Rückwirkungen auf den Treibhauseffekt durch CO_2. Mehr noch, van Wijngaarden & Happer (2020) stellen fest, dass *„die relativ warmen Treibhausgasmoleküle in der Atmosphäre über der kalten Oberfläche die Erde dazu veranlassen, mehr Wärme von den Polen in den Weltraum abzustrahlen, als dies ohne Treibhausgase möglich wäre.“*

[Kursiv im Original]

Es ist klar, dass die Verstärkung der Arktis die Folge eines Anstiegs der MT ist, da die Arktis ein negatives jährliches Energiebudget hat und der Anstieg des Treibhauseffekts es nicht weniger negativ macht. Die Erwärmung in der Arktis, insbesondere im Winter, kann nur durch eine Zunahme des Wärmetransports aus niedrigeren Breiten entstehen. Der

Anstieg des arktischen Wärmetransports, der nicht zurück in niedrigere Breiten exportiert wird, verteilt sich auf erhöhte OLR und erhöhte langwellige Abwärtsstrahlung. Die verstärkte Abwärtsstrahlung erhöht die Oberflächentemperatur, aber aufgrund der geringen Wärmeleitfähigkeit von Eis und da der Wärmestrom im Winter immer vom wärmeren Ozean in die Atmosphäre fließt, kommt es häufig zu Temperaturinversionen, die oft von Feuchtigkeitsinversionen begleitet werden, und die Abkühlung durch Strahlung setzt sich von der Spitze der Inversion oder der Oberseite der Wolken fort, bis der Wasserdampf gefriert und ausfällt, wodurch der ursprüngliche sehr kalte Zustand wiederhergestellt wird (Abb. 3.8a).

Der Wärmetransport im arktischen Winter wird zu Zeiten verstärkt, wenn über dem Pol hohe Druckverhältnisse herrschen, die zu einem schwachen oder gespaltenen Wirbel führen. Warme Luft dringt dann in die zentrale Arktis ein, wo sie über die kalte Luft aufsteigt (isentroper Auftrieb) und diese nach außen drückt. Infolgedessen bewegen sich kalte arktische Luftmassen über die Kontinente der mittleren Breiten und erzeugen anomal niedrige Temperaturen und Schnee. Seit Beginn der arktischen Verstärkung hat die Häufigkeit kalter Winter in den mittleren Breiten zugenommen, was die Modelle nicht erklären können (Cohen et al. 2020), aber etwas Ähnliches fand zwischen 1920-40 statt (Chen et al. 2018).

In diesem Teil haben wir untersucht, wie das LTG die grundlegendste Klimavariable darstellt und durch welche Mechanismen es die MT von Energie in Richtung der Pole antreibt. Im nächsten Teil werden wir untersuchen, was passiert, wenn sich diese Mechanismen auf koordinierte Weise ändern, wie es geschah, als die arktische Verstärkung nach 1996 begann.

(1) http://www.scotese.com/climate.htm

References

Glossary/abbreviations

Link:
https://andymaypetrophysicist.com/2022/08/16/the-sun-climate-effect-the-winter-gatekeeper-hypothesis-iii-meridional-transport-the-most-fundamental-climate-variable/

Übersetzt von Christian Freuer für das EIKE