

((Phy1362))

((Kolumnentitel | Rubrik:))

SCHNEEBALL-ERDE | GEOLOGIE

((Subhead:))

Neue Erkenntnisse zur Ära des Cryogeniums

Als die Erde ein Schneeball war

Martin Losch | Claudia Hanfland

Vor vielen Hundert Millionen Jahren war unsere Erde wahrscheinlich mehrmals mit einer dicken Eisschicht bedeckt. Das wirft die Frage auf, wie die ersten Lebensformen diese Phasen überstanden haben. Eine aktive Ozeanzirkulation könnte dazu beigetragen haben, wie eine numerische Modellstudie zeigt.

Mit dem Zeitalter des Neoproterozoikums endete vor etwa 541 Millionen Jahren auch das Erdurzeitalter (Präkambrium). Zu Beginn des Neoproterozoikums vor etwa einer Milliarde Jahren war die Erde nur mit Schleim aus Mikroorganismen und einzelligen Algen besiedelt, alles Leben spielte sich zu diesem Zeitpunkt noch im Wasser ab. Zum Ende dieses Zeitalters im Ediacarium (Abbildung 1) jedoch tauchten plötzlich mehrzellige, komplexere Organismen auf, deren Entstehung wahrscheinlich mit großen biogeochemischen Turbulenzen während des Neoproterozoikums einhergingen [1].

In der Mitte des Neoproterozoikums, dem Cryogenium (von Cryos, griech. Eis) vor 850 bis 635 Millionen Jahren, kam es nach einer Milliarde Jahren warmen Klimas erstmals wieder zu Vergletscherungen auf der Erde. Geologische Beobachtungen legen nahe, dass während einer oder gar mehrerer dieser Eiszeiten sogar die Kontinente nahe des Äquators unter Eisschilden lagen.

Das belegen zum Beispiel paläomagnetische Untersuchungen. Hierbei nutzt man aus, dass Gestein bei seiner Entstehung magnetische Marker einschließt, die nach dem Erdmagnetfeld ausgerichtet sind. Diese Ausrichtung bleibt erhalten und lässt dann Rückschlüsse auf den Breitengrad der Entstehungsregion zu. So sind diese magnetischen Marker in polnah entstandenen Steinen vertikal ausgerichtet. Glaziale Ablagerungen aus dem Cryogenium finden sich fast überall auf der Welt. In

einigen dieser Ablagerungen fand man ursprünglich horizontal ausgerichtete magnetische Marker, die deutlich auf äquatornahe Entstehungsgebiete hinweisen. Weitere Indizien für eine Schneeball-Erde finden sich in „Geologische Belege für eine Schneeball-Erde“ auf Seite ■.

Die Auslassgletscher der kontinentalen Eisschilde bildeten, wie heutzutage noch in der Antarktis, im Meer große Eisschelfe, und Meereis bedeckte möglicherweise den gesamten Ozean. Auslassgletscher bilden sich am Rand von Eiskappen oder Eisschilden, wenn das Eis durch relativ schmale, topographisch bedingte Auslässe fließen muss. Bei kompletter Eisbedeckung bezeichnet man diese globalen Vergletscherungen als harten Schneeball. Oder aber als Wassergürtelzustand, wenn noch ein äquatorialer Streifen des Ozeans eisfrei blieb.

Schneeballzustände sind Extremereignisse unter den Klimaschwankungen. Allein die Tatsache, dass sie denkbar sind, macht sie aus Sicht der Klimaforschung interessant. Ob es wirklich solche Zustände gegeben hat, ist nicht abschließend geklärt [1, 2]. Allerdings spricht mittlerweile die Mehrzahl der geologischen Hinweise für wenigstens drei solcher Zustände, einen vor 2,4 Milliarden und zwei im Cryogenium: die Sturtische Eiszeit (vor zwischen 760 und 640 Millionen Jahren) und die Marinoische Eiszeit (vor etwa 635 Millionen Jahren). Wie konnten sich solche extreme Klimazustände mit globaler Vergletscherung entwickeln?

Die Paläogeographie liefert eine Bedingung, die für die Bildung einer globalen Eisbedeckung notwendig ist. Zu Beginn des Neoproterozoikums waren die Kontinente in einem Superkontinent namens Rodinia vereint, der dann im Laufe dieses Zeitalters aufbrach. Die Theorie einer Schneeball-Erde geht davon aus, dass sich nach dem Zerfall Rodinias ab etwa 800 Millionen Jahren Kontinentsplitter bildeten, die sich überwiegend in tropischen Breiten befanden. An den Polen existierten dagegen keine Landmassen.

Am Äquator konzentrierte Landmassen

Die Konzentration von Landmassen am Äquator ließ den tropischen Ozean, also dort, wo die Sonneneinstrahlung am größten ist, weniger Wärme aufnehmen, weil durch diese Landkonstellation in den Tropen weniger Ozeanfläche zur Verfügung stand. In den höheren Breiten treffen die Sonnenstrahlen in einem spitzeren Winkel auf den Ozean, so dass dort die aufgenommene Sonnenenergie pro Fläche immer kleiner ist als in der Äquatorregion.

Schließlich kam noch ein weiterer Aspekt hinzu. Astrophysiker gehen davon aus, dass die Sonne seit ihrer Entstehung bis heute immer leuchtkräftiger geworden ist. Im Zeitalter des Cryogeniums empfing die Erde deshalb etwa 6 % weniger Sonneneinstrahlung als heute. In dieser Phase eines kühleren Ozeans und einer verringerten Sonneneinstrahlung

konnte eine zusätzliche Abkühlung, etwa durch einen großen Vulkanausbruch, bei dem Asche in die Atmosphäre gelangte und die Sonneneinstrahlung an der Oberfläche weiter reduzierte, den Übergang in einen Schneeballzustand auslösen.

Nach so einer kalten Störung bildete sich mehr Eis in den Polargebieten, und es breiteten sich Eisschilde unter einem positiven Albedoeffekt aus. Dieser erklärt sich aus den unterschiedlichen Reflexionseigenschaften von Schnee, Eis und dunkleren Oberflächen wie Land und Wasser. Dabei ist die Reflexion von Sonnenlicht größer über Eis und Schnee als über Land oder offenem Ozean, so dass mehr Eis zu mehr Reflexion und weniger Aufnahme von Sonnenenergie und dann zu einer weiteren Abkühlung und zusätzlichen Eisbildung führt. Es setzt also ein Rückkopplungsmechanismus ein, der schließlich zum Zufrieren der ganzen Erde führt.

Tatsächlich war der Albedoeffekt lange Zeit ein Argument zur Widerlegung des Schneeball-Erde-Szenariums: Ist die Erde erst einmal mit Eis und Schnee bedeckt, dann ließe die sehr große Albedo eine erneute Erwärmung durch Sonnenenergie nicht mehr zu. Unter diesen Umständen, so die Argumentation der Gegner dieser Hypothese, bliebe die Erde, wenn sie einmal zum Schneeball geworden ist, immer ein Schneeball. Das ist aber nicht passiert, denn schon im Kambrium herrschte ein weltweit heißes Klima.

Der Ausweg aus diesem Schneeballzustand wird dadurch erklärt, dass auch eine Schneeball-Erde Vulkanausbrüche erlebte. Man vermutet, dass Kohlendioxidemissionen aus diesen Vulkanausbrüchen über lange Zeiträume von etwa zehn Millionen Jahren in der Atmosphäre akkumulierten. Normalerweise würde die Verwitterung von silikathaltigem Gestein dieses Kohlendioxid (CO_2) binden und so zu einem stabilen geochemischen Gleichgewichtszustand führen. Aufgrund der eisbedeckten Kontinente war dieser CO_2 -Abbau durch Silikatverwitterung aber weitgehend unterbunden [3]. Mehr CO_2 verstärkt jedoch den Treibhauseffekt. Bei CO_2 -Konzentrationen, die mehrere hundert Mal höher waren als heute und dann etwa 10 % der Atmosphäre ausmachten (heute sind es unter 0,1 %), ist es daher denkbar, dass das Eis auf einer Schneeball-Erde in einem „Supertreibhaus“ katastrophenartig schmolz. Dabei stieg der globale Meeresspiegel rasant an.

Das Supertreibhaus brach mit dem Ende des Schneeballzustands nicht zusammen, sondern führte zu einem sehr warmen, unruhigen Erdklima mit vielen Stürmen und viel Niederschlag. Dieser Niederschlag ging aufgrund der hohen CO_2 -Konzentrationen in der Atmosphäre als saurer Regen nieder und reicherte Kohlenstoff im Ozean an. Im warmen Ozean fiel der Kohlenstoff aus und wurde überall als Karbonat abgelagert [2], aus dem sich dann Karbonatgesteine bildeten.

Ein zentraler Punkt der Hypothese von der Schneeball-Erde besteht darin, dass solch ein Zustand eine nahezu komplette Eisbedeckung über etwa zehn Millionen Jahre hinweg erfordert. Nur so konnten sich diese extrem hohen CO₂-Konzentrationen durch vulkanische Emissionen in der Atmosphäre aufbauen, die dann wiederum erst das Supertreibhaus-Szenarium ermöglichen, das notwendig ist, um den Schneeballzustand zu verlassen [2]. Eine derart lange geschlossene Eisbedeckung wirft einerseits die Frage auf, ob und wie bereits entwickelte Lebewesen im Ozean überleben konnten. Andererseits böte eine derartige Klimakatastrophe durchaus das Potenzial für einen kompletten Neustart einer im Mikrobenschleim feststeckenden Evolution und damit für die Entwicklung komplexeren, mehrzelligen Lebens [4].

Eisfluss von den Polen zum Äquator

Das entscheidende Merkmal einer Schneeball-Erde aus atmosphärischer Sicht ist der Umstand, dass der Ozean mit dickem Eis bedeckt ist und so der dämpfende Effekt der ozeanischen thermischen Trägheit wegfällt. Deshalb kann man davon ausgehen, dass der Jahresgang der Oberflächentemperaturen einer Schneeball-Erde extrem ist und die Temperaturen sich schnell mit der aktuellen Sonneneinstrahlung verändern. Man nimmt aber an, dass die Dicke der Atmosphäre ausreicht, um den Tagesgang wesentlich zu moderieren. Ausgehend von numerischen Klimamodellen werden die Oberflächentemperaturen am Äquator ganzjährig auf etwa -30 bis -40 °C und in den Polargebieten zwischen -40 °C im Sommer und -130 °C im Winter geschätzt [1]. CO₂ resublimiert bei -78 °C, so dass ein Teil des atmosphärischen Kohlendioxids bei diesen polaren Temperaturen in fester Form auf die Erde fallen würde.

Diese modellbasierten Temperaturschätzungen sind jedoch sehr stark von der Albedo der Oberfläche abhängig. Die Albedo wiederum hängt stark von der Oberflächenart, wie Eis, neuer Schnee oder alter Schnee, und deren Parametrisierungen ab [1]. Die Temperaturgradienten zwischen Äquator und Polen rufen Ausgleichsbewegungen in der Atmosphäre hervor, die im Gleichgewicht der heutigen Zirkulation in der Atmosphäre wahrscheinlich ähnlich sind.

Wegen der niedrigen Temperaturen auf einer Schneeball-Erde ist die Sublimation von Schnee und Eis zu Wasserdampf durch die niedrige Sättigungsfeuchte der Luft begrenzt. Dadurch sind der mit der Sublimation verbundene Feuchtetransport und der latente Wärmefluss von der Oberfläche fort gering. Typischerweise würde im Mittel durch Sublimation nahe dem Äquator entstandene Feuchte durch die atmosphärische Hadley-Zirkulation polwärts transportiert, wo dann niedrigere Temperaturen zu Niederschlag führen. Allerdings hat sogar dieser langsame

hydrologische Kreislauf eine große Bedeutung für die Eisdickenverteilung auf dem Meer. Außerdem ist der Niederschlag notwendig, damit Festlandgletscher entstehen und bestehen können, die auf dem Weg zum Meer Gestein erodieren und transportieren. Nur so lassen sich glaziale Ablagerungen in den stratigraphischen Sequenzen der Schneeballphasen erklären [1] (Abbildung 2).

Die Gleichgewichtseisdicke auf dem Meer einer Schneeball-Erde kann aus einfachen Überlegungen abgeschätzt werden. Danach ist das Eis gerade so dick, dass der geothermale Wärmefluss an der Eisunterseite (basal) per Diffusion durch das Eis in die Atmosphäre gelangen kann. Die basale Eistemperatur ist wegen des direkten Kontakts zum Wasser am Gefrierpunkt. Wenn man eine konstante thermische Leitfähigkeit von $\kappa = 2,2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ und einen basalen Wärmefluss von $F_b = 0,05 \text{ Wm}^{-2}$ annimmt, ergibt sich die Dicke aus $\kappa\Delta T/F_b$ [1]. In den Tropen beträgt die Temperaturdifferenz ΔT zwischen Atmosphäre und Eisunterseite etwa 30 K, nahe den Polen etwa 70 K, was zu Gleichgewichtseisdicken von 1320 m beziehungsweise 3080 m führt.

Wegen seiner enormen Dicke ähnelt das Meereis auf einer Schneeball-Erde eher dem heutigen Eisschelf in der Antarktis als dem Meereis, das unter den gegenwärtigen warmen atmosphärischen Bedingungen nur einige Meter dick werden kann. Genauso wie Festlandsgletscher fließt es, um großskalige Druckgradienten auszugleichen, von Regionen mit dickerem Eis in den Polargebieten zu Regionen dünneren Eises in den Tropen. Anders als bei Festlandsgletschern gibt es aber in Abwesenheit von topographischen Hindernissen und de facto auch basaler Reibung kaum interne Spannungen, die den Fluss modifizieren.

Ausgehend von den oben abgeschätzten Gleichgewichtsdicken transportieren also die Meereisgletscher Masse, die in den Polargebieten angefroren wurde, zum Äquator. Dort übersteigt dann aber die Eisdicke die Gleichgewichtsdicke. Als Folge wird in den Tropen das im Vergleich zur Gleichgewichtsdicke zu dicke Eis an der Unterseite abgeschmolzen [1]. Dieses Szenario, das für einen vernachlässigbar kleinen hydrologischen Kreislauf gilt, liegt dem Ozeanmodell zu Grunde [5], das wir im Folgenden vorstellen.

Die Fließgeschwindigkeiten der Meereisgletscher werden auf etwa 20 m pro Jahr geschätzt, so dass es etwa eine halbe Million Jahre dauert, bis Eis vom Pol den Äquator erreicht [1]. Modellsimulationen ergaben, dass bei diesen Fließgeschwindigkeiten die Eisdickenverteilung im Vergleich zu den Gleichgewichtsdicken fast homogen sein müsste. Eisdickenunterschiede zwischen Polen und Tropen beliefen sich dann nur auf 100 bis 200 m.

Der Ozean unterm Eis

Der eisfreie Ozean der modernen Erde wird im Wesentlichen von der Atmosphäre angetrieben. Wind streicht über die Oberfläche und überträgt so Impuls in den Ozean. In der sogenannten planetaren oder turbulenten Grenzschicht unter der Oberfläche wird dieser horizontale Impuls durch turbulente Bewegungen in größere Tiefen transportiert. Zusätzlich führen Konvergenz und Divergenz der Windfeldes, also Windbewegungen, die oberflächennahe Wasser zusammen oder auseinander treiben, zu vertikalen Ausgleichsbewegungen, die wiederum Druckgradienten in der Tiefsee aufbauen. Die Wärmestrahlung zwischen Atmosphäre und Ozean verändert die Oberflächentemperatur, Niederschlag und Verdunstung verändern den Salzgehalt. Zusammengenommen bilden sich Dichtebeziehungsweise Druckgradienten, die ihrerseits die Ozeanzirkulation antreiben oder zu tiefgreifenden Vertikalbewegungen (vertikale Konvektion) führen.

Zunächst laminare Strömungen werden dabei immer wieder dynamisch instabil, wenn Strömungsgeschwindigkeiten oder Dichtegradienten zu groß werden. Diese Instabilitäten führen zu ausgeprägt turbulenten Bewegungsfeldern auf allen Längen- und Zeitskalen, die den gesamten Ozean ausfüllen. Die so von Wind und Salzgehalt angetriebene, moderne Ozeanzirkulation ist dreidimensional; sie ist energetisch und zeitlich sowie räumlich sehr variabel.

Es gibt einerseits große Strömungssysteme wie den antarktischen Zirkumpolarstrom oder die subtropische Beckenzirkulation, zu der auch der Golfstrom gehört. Andererseits findet man überall im Ozean kleinere Bewegungsmuster, von mesoskaligen Wirbeln in Größenordnungen ab 150 km Durchmesser bis hin zu sehr kleinskaligen Prozessen auf der Zentimeterskala. Alle Bewegungen transportieren Wärme vom Äquator nach Norden und Süden und verändern die Temperatur- und Salzgehaltsverteilung im Ozean. Die oberflächennahe Temperaturverteilung wiederum hat einen großen Effekt auf die Bewegungen in der Atmosphäre. Aber was passierte mit diesem Strömungssystem in der Ära der Schneeball-Erde?

Es liegt die Vermutung nahe, dass ohne den direkten Antrieb der Atmosphäre die Ozeanzirkulation langsam und schwerfällig ist [3]. So ist es auch nicht erstaunlich, dass in vielen Untersuchungen des Schneeballzustands der Ozean als eine einfache passive Wasserschicht unter dem Eis angenommen wird. Kürzlich kamen wir jedoch in einer Studie mit einem gekoppelten numerischen Eis-Ozean-Modell zu dem Ergebnis, dass der Ozean selbst unter Eis mit einer Mächtigkeit von etwa einem Kilometer immer noch sehr energetisch sein kann [5].

Ein Ozean auf der Schneeball-Erde wird im Gegensatz zum oben skizzierten modernen Ozean nicht direkt von der Atmosphäre angetrieben. Hier spielen die Geothermie am Ozeanboden und thermohaline Prozesse beim Schmelzen und Gefrieren an der Unterseite des auf dem Ozean schwimmenden Eises die wesentliche Rolle. Die atmosphärische Oberflächentemperatur hat einen mittelbaren Einfluss über ihren Effekt auf die Eisdicke des Meereisgletschers und die damit verbundenen regional unterschiedlichen Wärmeflüsse durch das Eis.

Gekoppeltes Ozean-Eis-Modell

Unsere Simulationen [5] zeigen ein Dichtefeld im Wasser, das ständig durch vertikale Konvektion homogenisiert wird. Zudem bildet sich eine starke meridionale Umwälzbewegung in Nord-Süd-Richtung (Meridional Overturning Circulation, MOC) mit zonalen äquatorialen Strahlströmen (Jets) in Ost-West-Richtung aus. Hinzu kommen ein ausgeprägtes Wirbelfeld sowie küstennahe Auftriebsgebiete. In unserer Studie verwendeten wir verschiedene Konfigurationen eines gekoppelten numerischen Eis-Ozean-Modells, um verschiedene Aspekte einer möglichen Ozeanzirkulation zu untersuchen (siehe „Numerische Modelle“ auf S. ■■■). Obwohl sich die Konfigurationen grundlegend unterschieden, ergab sich ein sehr konsistentes Gesamtbild.

Zunächst wurde eine zonal (in Ost-West-Richtung) gemittelte Konfiguration verwendet. Das Modellgebiet reichte von 82° S bis 82° N und enthielt ein topographisches Hindernis bei 20° N in der Form eines idealisierten mittelozeanischen Rückens. Die Paläogeographie des Neoproterozoikums lässt keine Rückschlüsse über Details der Meerestopographie zu. Wir nahmen daher den restlichen Ozeanboden als flach mit einer Tiefe von 3000 m an. Heutzutage hat der Ozean eine mittlere Tiefe von 4000 m. Davon waren auf der Schneeball-Erde etwa 1000 m Wassersäule als Festlandeis gebunden, und weitere 1000 m als schwimmende Meereisgletscher, so dass eine Wassersäulenstärke von 2000 m übrig bleibt.

Da Salz beim Gefrieren im Wasser zurückbleibt, ist der Salzgehalt in einem derartig verringerten Ozeanvolumen deutlich auf beinahe 50 erhöht; heute liegt der mittlere Salzgehalt im Ozean etwa 35,5 (der Salzgehalt ist das Massenverhältnis von Salz zu Meerwasser und damit einheitslos). Ein solch hoher Salzgehalt reduziert zusammen mit dem hohen Druck in großer Tiefe die Gefrierpunktstemperatur auf etwa $-3,5$ °C. Ein geothermaler Wärmefluss von im Mittel $0,1 \text{ Wm}^{-2}$ erwärmt im Modell den Ozean von unten. In der Tiefsee ist er etwas niedriger gesetzt und über dem mittelozeanischen Rücken um das Drei- bis Vierfache erhöht, um eine in Divergenzzonen zu erwartende verstärkte geophysikalische Aktivität zu simulieren.

Geothermisch erwärmtes Wasser ist weniger dicht, steigt auf, trifft auf die Eisunterseite und führt dort zum Schmelzen. Das Schmelzwasser ist zwar kalt, aber auch salzarm. Bei niedrigen Temperaturen überwiegt der Salzgehalteeffekt auf die Dichte den Temperatureffekt, so dass das Schmelzwasser leichter ist als die Umgebung und nicht absinkt. Wegen der ständigen Konvektion durch bodennahe Erwärmung sind im stationären Zustand Temperatur und Salzgehalt vertikal nahezu homogen (Abbildung 3). Nahe dem mittelozeanischen Rücken gibt es einen vertikalen Dichtegradienten aufgrund von verstärktem, geothermaletem Wärmefluss und damit verbundenem stärkeren, basalen Schmelzen.

Überraschend starke Zirkulation

Am stärksten überraschte vielleicht die Beobachtung, dass sich im Modell eine starke, auf die Äquatorregion beschränkte meridionale Zirkulationszelle ausbildete die sich dort wie ein Gürtel um die Erde zieht (Abbildung 3c). Mit dieser Zelle verbundenen sich zudem ausgeprägte zonale Jets mit gegenläufiger Richtung nördlich und südlich des Äquators. Auch im modernen Ozean gibt es solch eine meridionale Umwälzbewegung (MOC), die sich aber über fast die gesamte Nord-Süd-Ausdehnung des Ozeans erstreckt. Dabei sinkt heute dichteres Wasser in isolierten Polarregionen ab, während in der Modelllösung in Abbildung 3c Wasser am Äquator absinkt.

Wenn man die zonale Mittelung über die geografische Länge aufgibt und den idealisierten mittelozeanischen Rücken durch eine Kontinentalkonfiguration ersetzt, wie sie dem Neoproterozoikum entspricht, dann ändert sich die Struktur der Ozeanzirkulation nicht wesentlich. Man kann jedoch auch eine angepasste Verteilung des geothermalen Wärmeflusses mit besonders hohen Werten in den Mittelmeeren zwischen den Kontinentsplitttern annehmen, weil dort Kontinentalplatten auseinander drifteten. Dies führt dann zu veränderten Temperatur-, Salzgehalt- und Geschwindigkeitsfeldern. Ebenso ist natürlich die zonale Symmetrie, die im zweidimensionalen Fall noch festgeschrieben war, nicht mehr gegeben (Abbildung 4).

Schließlich versuchten wir eine idealisierte Modellkonfiguration mit hoher Auflösung (Gitterweite $1/8$ Grad, etwa 14 km). Diese Konfiguration umfasst nur einen schmalen Streifen mit einer Länge von $10,5^\circ$ S bis $10,5^\circ$ N (5004 km mal 2335 km) um den Äquator herum und enthält einen Gauß-Hügel als topographisches Hindernis, über dem der geothermische Wärmefluss wieder erhöht ist.

In dieser Modellkonfiguration kann man ein erstaunlich reiches Wirbelfeld erkennen (Abbildung 5), ganz im Gegensatz zu der ursprünglichen Annahme eines ruhigen, trägen Ozeans und dem dicken Eisschild [3].

Auch hier finden sich neben den Wirbeln einige zonale Jets im Geschwindigkeitsfeld, die Ähnlichkeiten mit Strukturen haben, wie man sie in der Jupiteratmosphäre beobachtet.

Diese Jets entstehen auf folgende Weise. Wenn die Strömung instabil wird, bilden sich zunächst aus den wachsenden Fluktuationen separate Wirbel. Diese Wirbel können Wärme, Salz und Impuls auch normal zur ursprünglichen Strömung transportieren. Dabei kann Impuls von Norden und Süden zusammengeschoben werden. Diese meridionale Konvergenz der Wirbel-Impulsflüsse führt zu den Jets, die ihrerseits wieder instabil werden können. Die bei ihrem Zusammenfallen frei werdende Energie speist erneut Wirbel, die wiederum andere Jets aufrecht erhalten [6].

Neben dem Wirbelfeld bildet sich eine meridionale Zirkulationszelle von ähnlicher Stärke und Ausdehnung wie in der grob aufgelösten zweidimensionalen Scheibenkonfiguration. Man erkennt im Nordwesten der Landbarriere ein Gebiet mit besonders warmen Temperaturen, die zu besonders viel Schmelzen führen. Dieses geothermisch erwärmte Wasser wird durch direkten Auftrieb nach oben an die Eisunterseite gebracht, wenn ein zonaler Jet auf die Topographie trifft. In einem wie heute stärker geschichteten Ozean würde ein solcher Jet eher horizontal abgelenkt werden. Die äußerst schwache vertikale Dichteschichtung, hervorgerufen durch die kontinuierliche geothermische Erwärmung, lässt diese starke Vertikalbewegung jedoch zu.

Solch eine Auftriebsbewegung könnte zusammen mit anderen Faktoren wie der Beckengeometrie in einem Ozean der Schneeball-Erde dazu geführt haben, dass eisfreie Küstenoasen entstanden. Diese könnten das Auftreten von Bändererzen erklären (siehe „Geologische Belege für eine Schneeball-Erde“). Vor allem könnten sie das Überleben von damaligen Mikroben- und Algenpopulationen ermöglicht haben.

Zusammenfassung

Es gibt viele geologische Hinweise darauf, dass die Erde vor etwa 750 bis 635 Millionen Jahren phasenweise fast vollständig mit Eis bedeckt war. In einer solchen Klimaphase schirmte ein dicker Eispanzer den Ozean von den Einflüssen der Atmosphäre ab. Trotzdem konnte sich, angetrieben von Geothermie am Ozeanboden, eine ganz besondere Ozeanzirkulation entwickeln. Ihre Charakteristika unterscheiden sich deutlich von der heutigen Zirkulation. Sie könnte das Überleben von damaligen Mikroben- und Algenpopulationen in eisfreien Küstenoasen gewährleistet haben.

Stichworte

Schneeball-Erde, Cryogenium, Ozeanzirkulationen.

Literatur

- [1] R. T. Pierrehumbert et al., Annu. Rev. Earth Planet. Sci. **2011**, *39*, 417.
- [2] P. A. Allen, J. L. Etienne, J. L., Nature Geoscience **2008**, *1*, 817.
- [3] J. Kirschvink, Late proterozoic low-latitude global glaciation: The snowball earth. In: J. Schopf, C. Klein (Hrsg.), The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study, Cambridge University Press, Cambridge 1992, 51.
- [4] G. Walker, Snowball Earth, Bloomsbury Publishing, London 2003.
- [5] Y. Ashkenazy et al., Nature **2013**, *495*, 90.
- [6] B. F. Farrell, P. J. Ioannou, P. J., J. Atmos. Sci. **2003**, *60*, 2101.
- [7] Z.X. Li et al., Precambrian Res. **2008**, *160*(1-2), 179.

Die Autoren

Martin Losch studierte Physik und Ozeanographie an der Universität Hamburg und promovierte über ein ozeanographisches Thema an der Universität Bremen. Nach einem Postdoc-Aufenthalt am MIT in Cambridge (USA) ging er ans Alfred-Wegener-Institut, wo er sich mit numerischen Modellen von Ozean und Meereis befasst.

Claudia Hanfland studierte Geologie und Paläontologie an den Universitäten Tübingen und Edinburgh. Sie promovierte über natürlich vorkommende Radionuklide im Südpolarmeer am Alfred-Wegener-Institut und arbeitete dort als Postdoc. Sie nahm an Schiffsexpeditionen in die Antarktis teil und koordiniert seit 2009 die Graduiertenschule POLMAR am Institut.

Anschrift

Dr. Martin Losch, Dr. Claudia Hanfland, Alfred-Wegener-Institut, Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Postfach 120161, D-27515 Bremerhaven. Email: Martin.Losch@awi.de.

((Infokasten:)) Geologische Belege für eine Schneeball-Erde

Eine Reihe geologischer Befunde legen nahe, dass die Erde Cryogenium vollständig oder fast vollständig mit Eis bedeckt war. Dazu zählen:

Deckkarbonate: Über glazialen Ablagerungen aus dem Cryogenium liegt häufig, scharf getrennt, Karbonatgestein (Abbildung 2). Es kann nur in flachen Ozeanen während einer sogenannten Transgression aus marinen Sedimenten entstanden sein, also während das Meer bei einem schnellen Meeresspiegelanstieg große Festlandsgebiete überflutete [1]. Diese Beobachtungen unterstützen das Bild einer im Supertreibhaus stark erhitzten Erde mit schnell abschmelzenden Eisschilden. Im Supertreibhaus sind die CO₂-Konzentrationen und auch die Temperaturen enorm hoch. Jeder Niederschlag fällt als saurer Regen und wäscht viel CO₂ in die neu gebildeten Meere, wo der Kohlenstoff im warmen Wasser massiv ausfällt und so das Sedimentationsmaterial für das spätere Karbonatgestein liefert.

Kohlenstoffisotopen-Verhältnis ($\delta^{13}\text{C}$): Es gibt zwei stabile Kohlenstoffisotope, ¹³C und ¹²C. Bei der biologischen Aufnahme von Kohlenstoff wird das leichtere ¹²C bevorzugt in den Stoffwechsel aufgenommen, so dass anorganisch entstandene Karbonatsedimente bei hoher biologischer Aktivität im Verhältnis weniger ¹²C enthalten und damit isotopisch schwerer sind. In den Karbonatgesteinsschichten direkt unter und über den glazialen Ablagerungen des Cryogeniums ist aber das Verhältnis von schwerem zu leichtem Kohlenstoff besonders niedrig. Dies lässt darauf schließen, dass es zu dieser Zeit besonders wenig bis gar kein Leben gab, so dass alles ¹²C als anorganisches Sediment zu Karbonatgestein werden konnte. Wenig biologische Aktivität deutet auf lebensfeindliche Bedingungen zu Beginn der Vergletscherung (zu kalt) und nach deren Ende (zu warm im Supertreibhaus) hin.

Dropstones: Gesteinsfragmente, die von ins Meer fließenden Gletschern an Land aufgenommen und mitgeführt worden sind. Im offenen Ozean lösen sie sich dann beim basalen Abschmelzen aus dem Eis und sinken zum Meeresboden. Dropstones werden überall in glazialen marinen Ablagerungen gefunden. Ihre Existenz in tropischen Breiten wird als Beleg für ins Meer mündende Festlandsgletscher in Äquatornähe gewertet. Da die Kontinente im Cryogenium ganz anders verteilt waren als heute, genügt der heutige Fundort von glazialen Gestein noch nicht, um eine globale Eisbedeckung zu belegen. Hier helfen paläomagnetische Marker im Gestein, deren Ausrichtung Rückschlüsse auf den Breitengrad zulassen, auf dem das Gestein entstanden ist. Im modernen Ozean lassen sich anhand der Dropstones die Schwankungen in der Ausdehnung des Meereises in der jüngeren geologischen Vergangenheit ermitteln.

Bändererz: Das Auftreten von eisenhaltigem Bändererz erfordert, dass zunächst große Mengen gelösten Eisens im Ozean vorhanden sind. Das kann nur dann der Fall sein, wenn große Teile des Ozeans anoxisch, also sauerstoffarm, sind. Wenn dieses eisenreiche Wasser in Kontakt mit Sauerstoff kommt, dann kommt es zu Ablagerungen von rötlichem Bändererz durch Oxidation (Rosten) des zuvor gelöst vorliegenden Eisens.

Erst nach dem Ausfällen aller Eisenvorräte im Meer konnte sich freier Sauerstoff im Ozean und anschließend in der Atmosphäre aufbauen. Das Phänomen der Bändererze trat lange vor dem Neoproterozoikum auf. Das erneute Auftreten von Bändererzen im Neoproterozoikum wird innerhalb des Schneeball-Erde-Konzepts so interpretiert, dass der Ozean unter dem Eis wegen der Abschottung von der Atmosphäre anoxisch war, jedoch eisfreie, sauerstoffreiche Küstenoasen enthielt. In diesen Oasen entstanden die Bändererze nach dem beschriebenen Mechanismus.

((Infokasten:)) Numerische Modelle

Numerische Zirkulationsmodelle des Ozeans oder der Atmosphäre sind Lösungen der sogenannten primitiven Gleichungen. Primitiv deshalb, weil sie mit einem einfachen Satz von Näherungen von allgemeinen Erhaltungsgleichungen abgeleitet werden. Dazu zählen die Impulsgleichungen der Navier-Stokes-Gleichungen der Hydrodynamik. Sie bilden zusammen mit Erhaltungsgleichungen für Masse, innerer Energie (Temperatur), Salz und einer Zustandsgleichung ein System von sieben gekoppelten, partiellen Differentialgleichungen, für die allgemeine Lösungen nur in Spezialfällen angegeben werden können.

Lösungen der primitiven Gleichungen werden auf Rechengittern mit Hilfe von numerischen Verfahren erzeugt. Aufgrund der vielen dynamischen Skalen im Ozean, die man gerne alle auflösen würde, stellen die zur Verfügung stehenden Computerleistungen meist das Limit der numerischen Integrationen dar. So wurde die räumliche Auflösung (die Zahl der Gitterpunkte) für das vorliegende dreidimensionale globale Modell auf $180 \times 82 = 14760$ Gitterpunkte pro horizontaler Schicht beschränkt. Das entspricht einem Gitterpunktabstand von 2° geographischer Breite. Bei 79 Schichten sind das mehr als 1,16 Millionen Gitterpunkte, so dass sich dieses Modell noch auf einem kleineren Computer-Cluster für viele Jahrhunderte integrieren ließ.

Gletschermodelle funktionieren ähnlich wie Ozeanmodelle. Gletscher haben allerdings interne Spannungen, die das Eis zu einem nichtnewtonschen Fluid machen. Außerdem genügt es häufig, wie auch in diesem Fall, vertikal integrierte Gleichungen zu betrachten, weil die Bedeutung der vertikalen Struktur von Gletschern ohne topographische Hindernisse (Vorlandgletscher und Eisschelfe) für deren Eisverteilung nachgeordnet ist.

Um die Wechselwirkung zwischen Ozean- und Gletscher- oder Eisschelfmodell zu erfassen, muss die veränderte Topographie der Eisschelfunterseite (Dickenverteilung) regelmäßig an das Ozeanmodell

kommuniziert werden. Ebenso muss die Verteilung der Schmelz- oder Gefrierdaten, die von der Ozeanzirkulation maßgeblich bestimmt wird, zurück an das Eisschelfmodell gegeben werden. Dieser Austausch von Informationen kann in Intervallen stattfinden, die den Zeitskalen des langsameren Systems entsprechen, hier die der Eisschelfe. Eine Besonderheit des Systems besteht darin, dass der Ozeanmodellcode dafür vorbereitet ist, die tief reichende Topographie eines Eisschelfs und die Wechselwirkungen zwischen Eis und Ozean zu berücksichtigen.

Internet

Forschungsergebnisse und didaktisches Material
www.snowballearth.org

Informationen über Eiszeiten
www.physik.wissenstexte.de/eiszeit.htm

((Bildunterschriften))

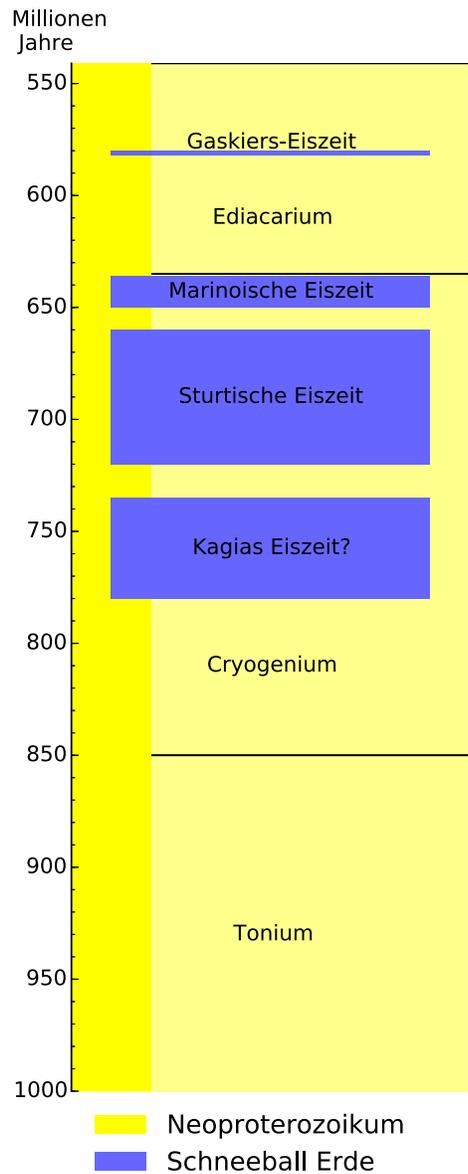


ABB. 1 ZEITACHSE DES NEOPROTEROZOIKUMS

Die Kagias und die Gaskiers-Eiszeit gelten nicht als gesicherte globale Vergletscherungsphasen.



ABB. 2 TYPISCHE SEDIMENTABFOLGE

Dieses Foto zeigt eine Sedimentabfolge aus dem nördlichen Namibia: Der Geologe steht auf einer Sequenz von marinen Schlammströmen (DF: Debris Flow), gefolgt von etwa zwei Metern glazialen Ablagerungen (IRD: Ice Rafted Debris). Deutlich erkennbar in dieser Schicht sind die hellen Dropstones (siehe „Geologische Belege für eine Schneeball-Erde“) unterschiedlicher Größe. Die linke Hand des Geologen zeigt auf die scharfe Grenze zwischen glazialem Sediment und postglazialen Deckkarbonat (CD: Cap Dolostone) (Foto: P. Hoffman, mit freundlicher Genehmigung).

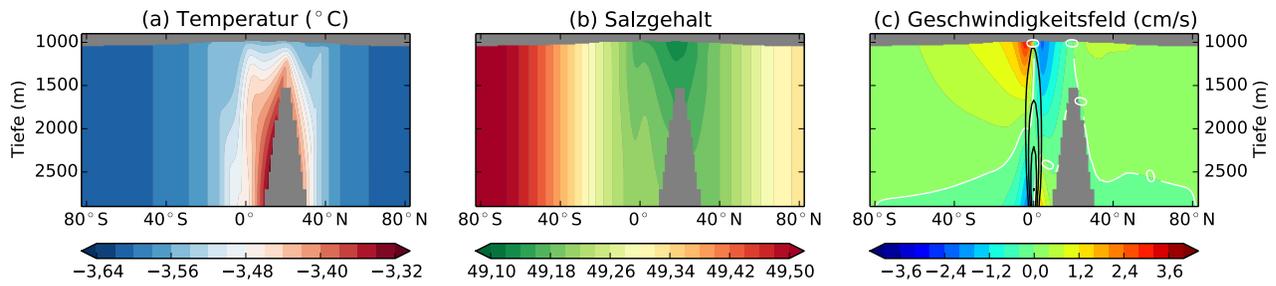


ABB. 3 MERIDIONALE UMWÄLZBEWEGUNG

Zweidimensionale Konfiguration mit mittelozeanischem Rücken: a) Temperaturverteilung, b) Salzgehalt, c) Geschwindigkeitsfeld in zonaler Richtung. Warme Farben bedeuten aus der Ebene heraus; die schwarzen Konturlinien deuten die Stromlinien der um den Äquator konzentrierten meridionalen Umwälzbewegung an. Sie bewegt sich im Uhrzeigersinn, das heißt nördlich des Äquators in Abwärts-, südlich des Äquators in Aufwärtsbewegung.

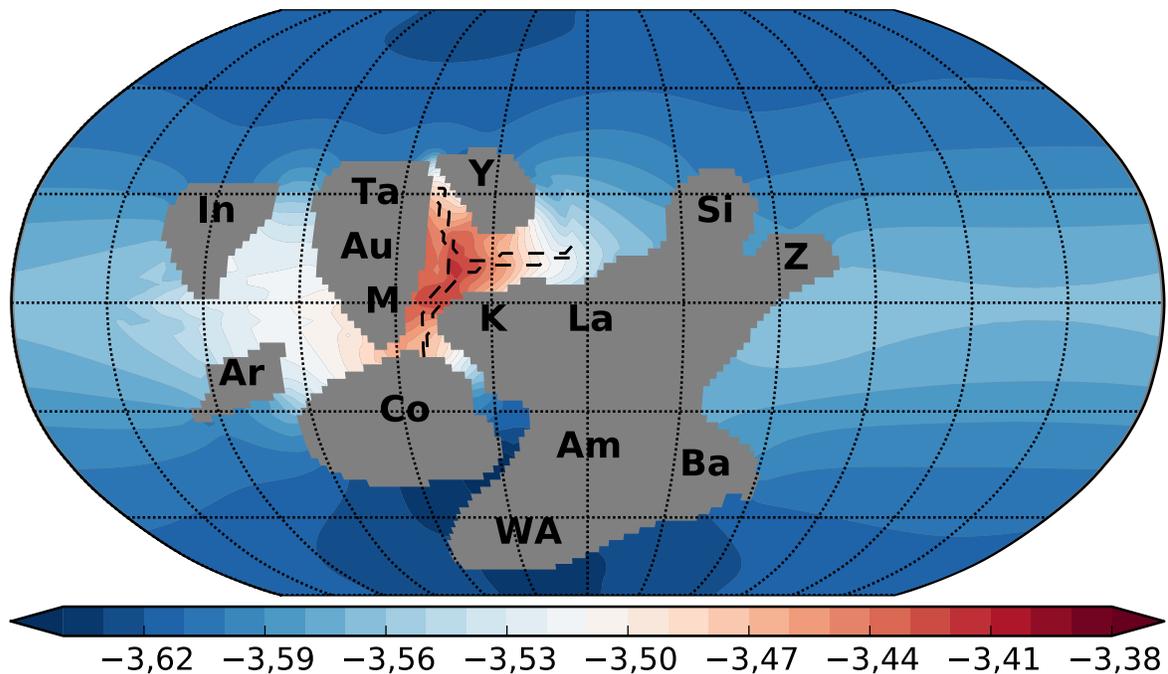


ABB. 4 OZEANTEMPERATUR

Ozeantemperatur in der obersten Modellschicht unter dem Eis. Das Wasser ist über den Regionen verstärkter geothermischer Aktivität zwischen den Kontinenten (gestrichelte Linie) wärmer als im übrigen Ozean. Die Abkürzungen deuten die ungefähre Lage der Vorgänger heutiger Landmassen vor 720 Millionen Jahren an: Am - Amazonien, Ar - Arabien, Au - Australien, Ba - Baltica, Co - Kongo, In - Indien, K - Kalahari, La - Laurentia, M - Ost-Antarktis, Si - Sibirien, Ta - Tarim, WA - West Afrika, Y - Süd China, Z - Nord China (nach [7]).

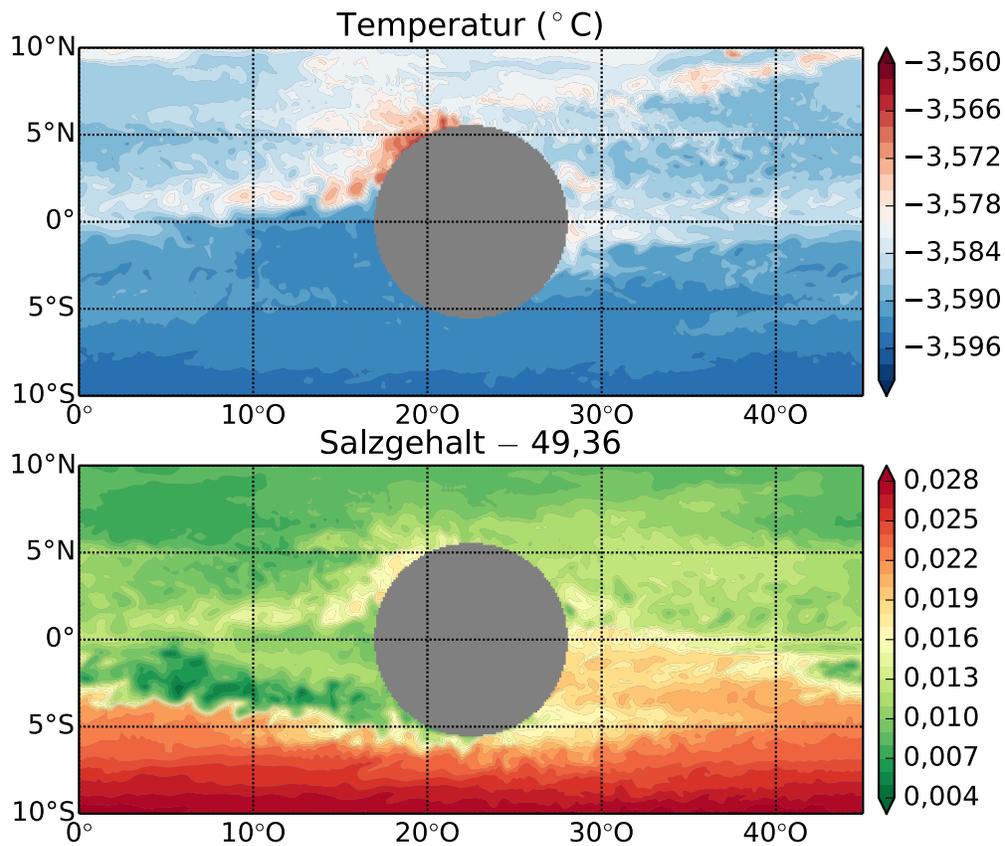


ABB. 5 TEMPERATUR- UND SALZGEHALT

Temperatur- und Salzgehaltsverteilung – abzüglich eines mittleren Salzgehalts von 49,36 – in der hoch aufgelösten Modellsimulation. Die graue Kreisscheibe stellt das idealisierte topographische Hindernis (Gauß-Hügel) dar.