

Beitragsserie: Klimaänderung und Klimaschutz

Hrsg.: Prof. Dr. Detlev Möller, Brandenburgische Technische Universität (BTU) Cottbus, Lehrstuhl für Luftchemie und Luftreinhaltung, Volmerstr. 13, D-12489 Berlin (moe@btu-lc.fta-berlin.de; <http://www.luft.tu-cottbus.de>)

Klimaänderungen: Mögliche Ursachen in Vergangenheit und Zukunft

Martin Claussen^{1,2}

¹ Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Postfach 601203, D-14412 Potsdam (claussen@pik-potsdam.de)

² Universität Potsdam, Institut für Physik, Universität Potsdam, Postfach 601553, D-14415 Potsdam (claussen@pik-potsdam.de)

DOI: <http://dx.doi.org/10.1065/uwsf2003.02.053>

Zusammenfassung. In diesem Übersichtsartikel werden zwei Klimadefinitionen, die meteorologische und die systemanalytische, vorgestellt. Verschiedene Ursachen für Klimaänderungen werden vergleichend diskutiert: die extern angetriebene Klimavariabilität und die ohne äußeren Anstoß, aufgrund von internen Instabilitäten im System ausgelöste, freie oder interne Klimavariabilität. Sowohl die angetriebene als auch die freie Klimavariabilität kann sich durch periodische, zufällig periodische und abrupte Klimaänderungen bemerkbar machen. Abschließend werden die verschiedenen Möglichkeiten der Klimavorhersage betrachtet.

Schlagwörter: Klima; Klimaänderung; Klimaantrieb; Klimadefinition; Klimadynamik; Klimaszenarien; Klimavariabilität; Klimavorhersage; Wechselwirkungsprozesse

Abstract

Climate Change: Origins in the Past and the Future

In this overview two definitions of climate are presented, from the meteorological point of view and from the climate system's point of view. The origin of climate change is discussed, i.e., externally forced variability and free, or internal variability that is caused without external trigger by internal instabilities of the system. Both, forced and free variability can appear as periodic, randomly quasi-periodic, and abrupt climate change. Finally, various possibilities of climate forecast are considered.

(mittlere Andauer von Dürren, Surmhäufigkeit, Häufigkeit von Starkniederschlägen, ...). Da Klima sich sowohl räumlich wie auch zeitlich ändert, gehören zur Angabe der Klimaelemente auch Ort und Mittelungszeitraum, für welche die statistischen Kenngrößen gelten.

1 Was ist Klima?

1.1 Die meteorologische Klimadefinition

In der älteren Literatur wird Klima als "die Gesamtheit aller meteorologischen Erscheinungen" definiert, "die den mittleren Zustand der Atmosphäre an irgend einer Stelle der Erdoberfläche charakterisieren" (Hann 1883). Wenn wir den momentanen Zustand der Atmosphäre an einem Ort als Wetter bezeichnen, dann ist Klima nach dieser Definition gleichbedeutend mit mittlerem Wetter. Die World Meteorological Organization (WMO) hat für die Zeitspanne, über die der Mittelwert des Wetters berechnet werden sollte, auf 30 Jahre festgelegt. Daher werden für Klimavergleiche häufig die Zeiträume 1931–1960 bzw. 1961–1990 gewählt. Man findet in der Literatur aber auch andere Mittelungszeiträume.

Im Laufe des letzten Jahrhunderts wurde der Klimabegriff dahingehend erweitert, dass neben dem Mittelwert auch die höheren statistischen Momente in die Klimadefinition einbezogen werden. Nach der neueren Definition beschreibt Klima das "statistische Verhalten der Atmosphäre, das für eine relativ große zeitliche Größenordnung charakteristisch ist." (Hantel et al. 1987). Die Klimavariablen, auch manchmal Klimaelemente genannt, werden als statistische Kenngrößen angegeben wie zum Beispiel Jahres- oder Monatsmittel (Jahresmitteltemperatur, mittlere Jahresniederschlagssumme, ...) oder als Eintrittswahrscheinlichkeit und Häufigkeit von Ereignissen

1.2 Die systemanalytische Klimadefinition

Die meteorologische Klimadefinition – vom Autor 'meteorologisch' genannt, weil sie sich auf meteorologische Kenngrößen bezieht – hat sich in der Klimatologie, der eher beschreibenden Wissenschaft des Klimas, bewährt. Zum Verständnis der Klimadynamik, also der Prozesse, die den mittleren Zustand und die Variabilität der Atmosphäre über längere Zeiträume bestimmen, reicht die meteorologische Definition nicht aus, denn die längerfristigen Veränderungen der Atmosphäre werden wesentlich durch die Wechselwirkung der Atmosphäre mit dem Ozean, der Vegetation und den Eismassen geprägt. Aus diesem Grunde wird in der Klimadynamik, wie in den modernen Lehrbüchern der Meteorologie und der Klimaphysik nachzulesen ist (zum Beispiel Kraus 2000, Peixoto und Oort 1992), das Klima über den Zustand und das statistische Verhalten des Klimasystems definiert.

Das Klimasystem (**Abb. 1**) besteht aus verschiedenen Systemen: der Atmosphäre, der Hydrosphäre (dazu gehören Ozean, Flüsse, Seen, Regen, Grundwasser), der Kryosphäre (Inlandeismassen, Meereis, Schnee, Permafrost), der marinen und terrestrischen Biosphäre, dem Erdreich, und, wenn die Klimaentwicklung über viele Jahrtausende betrachtet wird, der Erdkruste und dem oberen Erdmantel. Diese Un-

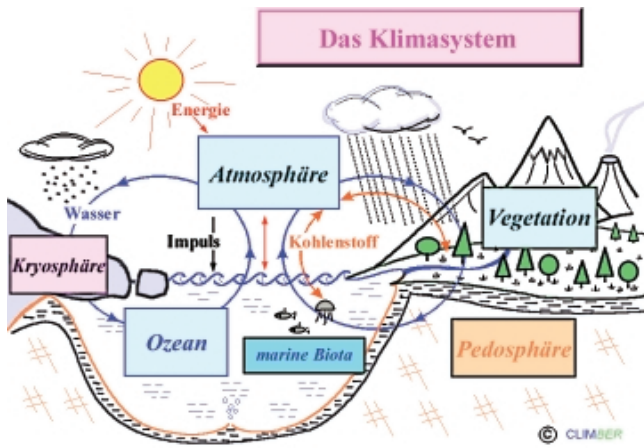


Abb. 1: Schematische Darstellung des Klimasystems und seiner Unter-systeme sowie der die Unter-systeme verbindenden Flüsse

terteilung erfolgt im Wesentlichen aufgrund der beteiligten Medien (gasförmig, flüssig, fest) und der Zeitskalen, die für typische Änderungen in den Unter-systemen beobachtet werden können. Die Unter-systeme sind über Energie-, Impuls- und Stoffflüsse miteinander gekoppelt. Zu den Stoffflüssen muss auch der Transport chemischer Substanzen und deren Umwandlungsprozesse hinzugerechnet werden, soweit diese Substanzen – wie zum Beispiel Treibhausgase oder Nährstoffe der Biosphäre – direkt oder indirekt mit dem Energiekreislauf in Verbindung stehen.

Die Definition des Klimasystems wird nicht aus übergeordneten Prinzipien abgeleitet, sondern ist als eine pragmatische Eingrenzung des zu untersuchenden Gegenstandes durch Unterteilung in System und dessen Umgebung zu interpretieren. Die Abgrenzung des Klimasystems zur Umgebung wird so vorgenommen, dass kein wesentlicher Massenfluss zwischen dem System und der Umgebung auf den für die Untersuchung relevanten Zeitskalen stattfindet.

Kraus (2000) zählt auch die Anthroposphäre, die Welt menschlichen Handels, zum Klimasystem. Dies erscheint mir unpragmatisch, da sich das menschliche Handeln, insbesondere Kultur und Psychologie, der thermodynamischen Beschreibung entzieht. Die Summe von Klimasystem und Anthroposphäre wird in der Literatur auch als Erdsystem definiert (Schellnhuber und Wenzel 1998, Schellnhuber 1999, Claussen 1998, 2001), wobei in diesem Zusammenhang statt Klimasystem synonym die Begriffe Natursphäre oder Ökosphäre gebraucht werden.

2 Klimaantrieb

Abb. 2 zeigt skizzenhaft die Variabilität der bodennahen Lufttemperatur so, wie sie in vielen Klimaarchiven – Ablagerungen im Eis, im Erdreich oder im See- oder Meeresboden, aus denen das Klima rekonstruiert wird – zu finden ist. Eine Anzahl von Maxima ragen aus dem kontinuierlichen Spektrum, der Hintergrundvariabilität, heraus. Manche dieser Maxima können als direkte Antwort des Klimasystems auf äußere Klimaantriebe verstanden werden, als erzwungene oder ange-

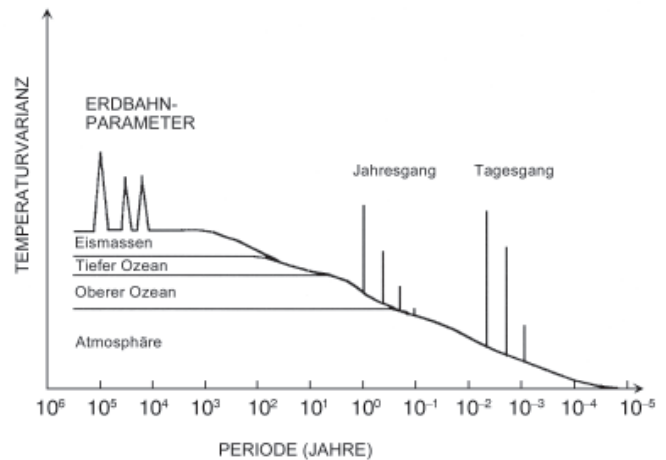


Abb. 2: Idealisierte schematische Darstellung des Spektrums atmosphärischer Temperaturvarianz nach Crowley und North (1992)

triebene Klimavariabilität. Andere Maxima entstehen durch Instabilitäten innerhalb des Klimasystems bei konstantem Klimaantrieb. Diese Art der Klimaänderungen wird freie oder interne Klimavariabilität genannt (Lorenz 1979).

Betrachten wir zunächst die bisher bekannten und vermuteten Klimaantriebe, die vom Autor in drei Gruppen unterteilt werden: astronomische, tektonische und anthropogene Antriebe.

2.1 Astronomischer Antrieb

2.1.1 Leuchtkraft der Sonne

Die Leuchtkraft der Sonne und damit der solare Energiefluss ändert sich auf nahezu allen Zeitskalen. Die Sonne wird, wie sämtliche Sterne, im Laufe ihres Lebens immer heißer, und der solare Energiefluss, der das Klimasystem der Erde erreicht, nimmt stetig zu. Vor etwa 3,5 Milliarden Jahren, als sich das Leben auf unserem Planeten zu entwickeln begann, war der solare Energiefluss etwa 35% schwächer als heute. Für die Betrachtung der Klimadynamik im Laufe der letzten Jahrtausende sind die Schwankungen der Sonne im Bereich von etwa 11, 22, 78, 211 und vermutlich auch 1500 und 2500 Jahren interessant. Der solare Energiefluss einschließlich seiner Schwankungen kann erst in den letzten etwa 20 Jahren von Satelliten aus direkt gemessen werden. Für die Zeit davor werden die solaren Schwankungen aus Beobachtungen der Änderungen der Sonnenflecken oder aus Messungen der kosmogenen Isotope ¹⁴C und ¹⁰Be, die sich in verschiedenen Klimaarchiven finden, abgeschätzt (Lean et al. 1995, Bard et al. 2000).

Wie sich die Schwankungen des solaren Energieflusses bemerkbar machen, darüber gibt es verschiedene Theorien, die im dritten Sachstandsbericht des IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change, Ramaswamy et al. 2001, S. 380 ff.) vergleichend bewertet werden. Die einfachste Erklärung, nach der die Schwankungen im solaren Energieangebot den Energiehaushalt der bodennahen Luftschicht direkt beeinflussen, scheint sich bei der Erklärung der Temperaturschwankungen der letzten 1000 Jahre zu bewähren (Cubasch et al. 1997, Brovkin et al. 1999, Crowley 2000, Bauer et al. 2003).

2.1.2 Kosmische Partikelstrahlung und Erdmagnetfeld

Die kosmische Partikelstrahlung hat sich im Laufe der Erdgeschichte geändert, zum Beispiel beim Ausbruch einer Super Nova oder wenn das Sonnensystem – vermutlich mit einer Periode von etwa 200 Millionen Jahren – den Spiralarm einer Galaxis kreuzt (Shaviv 2002). Bei der Betrachtung der letzten Jahrhunderte und Jahrtausende wird davon ausgegangen, dass die kosmische Partikelstrahlung konstant ist. Allerdings ändert sich der Fluss kosmischer Partikel in die Erdatmosphäre dadurch, dass Intensität und Form des Magnetfeldes der Erde, das die kosmische Partikelstrahlung abschirmt, schwanken. Dies geschieht durch solare Aktivitäten (Sonnenwind) oder durch Vorgänge im Erdinnern, die das Erdmagnetfeld induzieren (letzterer Antrieb müsste daher konsequenterweise dem tektonischen Antrieb zugeordnet werden). Die Klimarelevanz kosmischer Partikelstrahlung wird zur Zeit kontrovers diskutiert. Es gibt Untersuchungen, die eine Korrelation zwischen aus direkten Messungen – diese jedoch nur einen sehr kurzen Zeitraum – und aus indirekten Messungen mit Hilfe kosmogener Isotope abgeschätzten Schwankungen der kosmischen Partikelstrahlung und meteorologischer Parameter, wie Temperatur, Niederschlag oder Bewölkung ableiten (zum Beispiel Svensmark und Friis-Christensen 1997). Jedoch ist der physikalische Wirkungspfad bisher nicht geklärt (Kerthaler et al. 1999). Zudem haben Sun und Bradley (2002) unlängst festgestellt, dass die von Svensmark und Friis-Christensen gefundene Korrelation nicht mehr existiert, wenn Daten aus weiter zurückliegenden Zeiten in die statistische Analyse mit einbezogen werden. In manchen Fällen ist die hohe Korrelation zwischen Änderung kosmischer Partikelstrahlung und atmosphärischer Klimaelemente leider auch auf fehlerhafte, zum Teil unwissenschaftliche Behandlung der Daten zurückzuführen (Laut 2003). Interessanterweise zeigen Kristjansson et al. (2002), dass in dem Zeitabschnitt, für den eine Korrelation gefunden wurde, die Korrelation des solaren Energieflusses mit der Bewölkung deutlich größer ist, als die der kosmischen Partikelstrahlung mit der Bewölkung. Dies spricht für die im vorigen Abschnitt geäußerte Vermutung, Änderungen im solaren Energiefluss seien der wichtigere solare Klimaantrieb.

2.1.3 Asteroiden

Die Erde wurde im Laufe ihrer Geschichte häufiger von einem Asteroiden getroffen. Der Aufschlag großer extraterrestrischer Körper hinterlässt deutliche Spuren nicht nur in der Erdoberfläche, sondern auch im Klima (Geroson et al. 1997). Unser Erdsystem scheint allerdings stabil genug zu sein, dass selbst Einschläge größerer Asteroiden von mehreren Kilometern Durchmesser, wie zum Beispiel vor gut 65 Millionen Jahren geschehen, nicht sämtliches Leben auf der Erde vernichten und unser Klima lebensfeindlich verändern. Für die gegenwärtige Klimadiskussion spielt dieser Faktor keine Rolle.

2.1.4 Die Erdbahn um die Sonne

Dynamisch betrachtet ist die Erde ein rotierender Kreisel, auf den die Anziehungskräfte der Sonne, des Mondes und der größeren Planeten wirken. Da diese Anziehungskräfte nicht im Massenmittelpunkt der Erde angreifen, entstehen Drehmomente, so dass der Erdkreisel taumelt. Dies macht

sich durch Schwankungen in der Exzentrizität ('Ellipsenförmigkeit') der Erdbahn, der Schiefe der Ekliptik (Neigung der Erdachse gegenüber der durch die Erdbahn um die Sonne aufgespannten Fläche) und der Lage der Äquinoktien (Länge des Winterhalbjahres im Vergleich zum Sommerhalbjahr und Zeitpunkt, an dem die Erde der Sonne am nächsten steht) bemerkbar. Die Schwankungen der Exzentrizität zeigen maximale Änderungen bei Perioden von 412.000 Jahren und etwa 100.000 Jahre. Die Schiefe der Ekliptik ändert sich mit einer Periode von etwa 41.000 Jahren und die Lage der Äquinoktien mit einer Doppelperiode von etwa 23.000 und 19.000 Jahren (Berger 1978).

Das Signal der Ekliptikänderungen und der Präzession der Äquinoktien ist in den Klimaarchiven so klar zu erkennen, dass man diese präzise berechenbaren astronomischen Änderungen in vielen Fällen dazu benutzt hat, um die Klimaarchive zu datieren, also die Tiefe, in der ein Klimasignal gefunden wird, einem bestimmten Zeitpunkt zuzuordnen. Die Schwankungen der Exzentrizität erzeugen nur geringe Änderungen in der global gemittelten Einstrahlung und der geografischen Verteilung. Jedoch ist die 100.000 jährige Periode die bei weitem stärkste (Abb. 3). Warum das Klimasystem so stark disproportional (nichtlinear) auf diese eher marginale Antriebsschwankung reagiert, ist bis heute noch nicht zufriedenstellend geklärt. Eine Übersicht der gängigen Theorien zur Erklärung des 100.000-jährigen Klimazyklus bietet das Lehrbuch von Saltzman (2002).

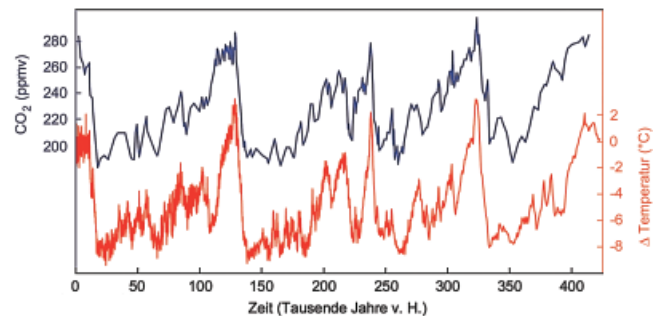


Abb. 3: Rekonstruktion der Temperaturschwankungen und Messungen der CO₂-Schwankungen in der Antarktis während der letzten 400.000 Jahre (gezeichnet nach Petit et al. 1999)

2.1.5 Änderung der Erdrotation

Um die Liste bekannter astronomischer Antriebe zu vollständigen, sei die Änderung der Erdrotation erwähnt. Die Erdrotation nimmt im Laufe der Erdgeschichte allmählich ab und damit die Tageslänge zu. Vor gut 1 Milliarden Jahre dauerte ein Tag nur etwa 21 Stunden. Die Änderung der Tageslänge beeinflusst die Struktur der großräumigen Zirkulation in der Atmosphäre und im Ozean. Allerdings spielt dieser Effekt nur bei der Betrachtung der sehr langfristigen Klimaentwicklung eine Rolle.

2.2 Tektonische Änderungen

2.2.1 Plattentektonik

Langsame Konvektionsbewegungen im Erdmantel führen zu tektonischen Prozessen, wie Kontinentaldrift, Auffaltung von Gebirgen, Änderung des Ausgasens von CO₂, Wasser und

anderen Stoffen aus dem Erdinneren. Sie spielen als langsame Prozesse für die langfristige Klimadynamik (zum Beispiel Wechsel zwischen Eiszeitalter und Heißzeiten im Laufe der Jahrtausende) eine prägende Rolle (Crowley und North 1992). Ob ein Inlandeisschild existieren kann – dies definiert eine Eiszeit – hängt wesentlich von der Größe und der Lage der Kontinente zu einem der beiden Pole ab. Die Existenz des grönländischen und antarktischen Eisschildes zeigt, dass wir uns gegenwärtig in einer Eiszeit befinden, der quartären Eiszeit, allerdings in der Warmphase der Eiszeit. Die Warmphase und die Kaltphase einer Eiszeit werden auch als Interglazial beziehungsweise Glazial bezeichnet.

2.2.2 Vulkanismus

Für kurzfristige klimatische Einflüsse ist die an tektonische Prozesse gekoppelte Vulkantätigkeit mitverantwortlich. Durch Vulkanaktivität gelangen gasförmige und partikelförmige Spurenstoffe in die Atmosphäre, die den Strahlungshaushalt der Atmosphäre ändern. Die Vulkanaktivität ändert sich unregelmäßig und kann nicht vorausgesagt werden. Der Zeitpunkt einzelner Vulkanausbrüche kann anhand von historischen Aufzeichnungen oder direkt durch Ascheschichten in datierbaren marinen und terrestrischen Ablagerungen bestimmt werden (siehe in Crowley 2000). Die Rekonstruktion der Intensität eines Vulkanausbruches und der damit verbundenen Emission von Stoffen ist jedoch mit großer Unsicherheit verbunden. Der Effekt einzelner starker Vulkanausbrüche lässt sich in den Klimaarchiven als kurzfristige, nicht länger als etwa drei Jahre andauernde Abkühlung wiederfinden. Für Klimabetrachtungen ist daher nicht der einzelne Vulkanausbruch interessant, sondern ob Vulkanausbrüche gehäuft auftreten oder über eine längere Zeit ausbleiben.

2.3 Anthropogener Einfluss

2.3.1 Treibhausgasemissionen

Der Mensch hat die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre geändert, und zwar im Wesentlichen durch Emission von Treibhausgasen, Ruß und aerosolbildende Substanzen. Die Zunahme der CO₂-Konzentration in der Luft um gut 30% während der letzten etwa 150 Jahre ist zum allergrößten Teil auf die Verbrennung fossilen Kohlenstoffs zurückzuführen (Prentice et al. 2001). Zurzeit werden dadurch etwa 6 Milliarden Tonnen Kohlenstoff pro Jahr oder umgerechnet 22 Milliarden Tonnen CO₂ pro Jahr in die Atmosphäre emittiert. Damit ist die anthropogene Emission von CO₂ etwa 50 bis 100mal stärker als das natürliche Ausgasen aus dem Erdinneren. In der Tat lässt sich mindestens für die letzten 420.000 Jahre kein solch drastischer Anstieg wie der zurzeit gemessene in den Klimaarchiven nachweisen. Vermutlich gab es vor etwa 55 Millionen Jahren einen vergleichbaren CO₂-Emissionsstoß (Schrag und McCarthy 2002). Auch die atmosphärische CO₂-Konzentration ist auf Werte angestiegen, wie sie seit mindestens 420.000 Jahren vermutlich sogar der letzten 20 Millionen Jahre nicht vorgekommen sind.

Treibhausgase in der Atmosphäre absorbieren die Wärmestrahlung der Erdoberfläche und strahlen ihrerseits in den Weltraum und in Richtung Erdoberfläche aus. Letzterer Teil wird wieder von der Erdoberfläche absorbiert, so dass die Atmosphäre insgesamt wärmer ist als ohne Treibhausgase. Zwischen Treibhausgasemission und Treibhauseffekt besteht kein linearer Zusammenhang, da die meisten Absorptionsbanden der natürlichen Treibhausgase nahezu gesättigt sind. Deshalb leisten lediglich die Flügelbereiche der Absorptionsbanden natürlicher Treibhausgase und die noch nicht gesättigten Absorptionsbanden einiger anthropogener Treibhausgase (wie zum Beispiel die FCKWs) einen Beitrag. Aber dieser Beitrag hat immer noch beachtliche Auswirkungen. Der natürliche, vom Menschen unbeeinflusste Treibhauseffekt beträgt etwa 33°C (Änderung der globalen bodennahen Mitteltemperatur einer Erde mit gegenüber einer Erde ohne Treibhauseffekt), wenn man die durch den Treibhauseffekt angestoßenen Wechselwirkungen im Klimasystem (siehe Abschnitt 3.2) hinzurechnet. Der durch die anthropogene Treibhausgasemission ausgelöste 'zusätzliche' Treibhauseffekt ist dagegen gering, etwa 1°C bei einer Verdoppelung der vorindustriellen Treibhausgaskonzentration, wenn man nur die Wirkung dieses zusätzlichen Treibhauseffektes betrachtet. Wenn man die durch den zusätzlichen Treibhauseffekt angestoßenen verstärkenden und abschwächenden Wechselwirkungsprozesse im Klimasystem hinzurechnet, ergeben sich aus Klimamodellrechnungen ungefähr 3.5°C +/- 1.5°C (Cubasch et al. 2001). Dies ist eine kräftige Temperaturerhöhung, wenn man bedenkt, dass der Unterschied in der globalen Mitteltemperatur zwischen dem Höhepunkt der letzten Vereisung vor gut 21.000 Jahren und dem heutigen Klima etwa 4°C bis 5°C beträgt. Betrachtet man die verschiedenen Abschätzungen möglicher CO₂-Emissionen, so ist eine Verdoppelung der vorindustriellen CO₂-Konzentration innerhalb der nächsten hundert Jahre eine eher konservative, vorsichtige Schätzung (Prentice et al. 2001).

2.3.2 Landnutzung

Seit Jahrtausenden hat der Mensch die Landoberfläche durch Landnutzung in stetig steigendem Maße geändert. Abschätzungen zufolge sind zurzeit 1/3 bis 1/2 der gesamten Landoberfläche direkt davon betroffen (Vitousek et al. 1997). Durch die Landnutzung wird die Struktur der Landoberfläche geändert; landwirtschaftliche Flächen sind in vielen Fällen heller als Waldflächen und zeigen auch ein anderes Verdunstungsverhalten. Obwohl die Wechselwirkungsprozesse zwischen Landoberfläche und bodennahem Klima im Detail sehr komplex sind – manche Prozesse führen zur Erwärmung, manche zur Abkühlung, und in unterschiedlichen Klimazonen dominieren verschiedene Prozesse –, zeigt sich im globalen Mittel eine leichte Abkühlung der bodennahen Luftschicht, und zwar im Wesentlichen aufgrund der Zunahme des Reflexionsvermögens solarer Strahlung (Claussen et al. 2003). Klimasimulationen über die letzten 1000 Jahre zeigen, dass die kleine Eiszeit bis in die zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts andauerte, obwohl die natürlichen Antriebe wie Änderung des solaren Energieflusses und Vulkanaktivität, aber auch die anthropogene CO₂-Emission eine Erwärmung erwarten lassen

