

Klimagefahr durch tauenden Permafrost?

Inhalt

1. Einleitung	2
2. Grundlagen	3
3. Klimatische Bedeutung von Permafrost	5
4. Beobachtete klimabedingte Veränderungen des Permafrostes	6
5. Prognostizierte Veränderung des Permafrostes	7
6. Auswirkungen tauender Permafrostböden	9
7. Sonderfall der CH ₄ -Speicherung: Methanhydrat	13
8. Zusammenfassung	16
9. Literatur	18

Dessau, August 2006

1. Einleitung

Die globale Erwärmung, die hauptsächlich durch menschliche Einflüsse verursacht ist, hat sich in den letzten Jahrzehnten deutlich verschärft. Sie stellt eine zunehmende Gefahr für Mensch und Umwelt dar. Während sich die Erde im letzten Jahrhundert im Mittel um 0,8 °C erwärmte, betrug die Erwärmung allein der letzten 30 Jahre 0,6 °C. Diese beschleunigte Erwärmung beeinflusst auch andere Prozesse, zum Beispiel die Tau- und Wiedergefriervorgänge von Permafrost.

Pressemeldungen über schmelzenden Permafrost arktischer und subarktischer Regionen häufen sich in den letzten Monaten. So machen Schlagzeilen wie „Der Permafrost schmilzt im Zeitraffer“ (taz, 23.08.05) Aufsehen, wonach enorme Mengen an Treibhausgasen beim Tauen vormals dauerhaft gefrorener Böden frei werden und zur globalen Erderwärmung beitragen. Ein kritischer Schwellenwert sei bereits überschritten, und ein unumkehrbarer selbst verstärkender Prozess in Gang gebracht. Brennende Fragen ergeben sich:

Definition:

Als Permafrost bezeichnet man Boden oder Sediment, dessen Temperatur mindestens zwei Jahre in Folge bei oder unter 0°C liegt und somit dauerhaft gefroren ist.

- 1. In welchem Zeitrahmen ändern sich solche Prozesse?**
- 2. Mit welchen Auswirkungen von tauendem Permafrost - nicht nur auf das Klima – müssen wir rechnen?**
- 3. Wie groß ist die Gefahr wirklich?**

Ziel dieses Hintergrundpapiers ist es, Antworten auf diese Fragen zu geben. Hierzu geben wir den aktuellen Wissensstand zum Ausmaß der Tauprozesse und der freigesetzten Gase wieder und beurteilen das resultierende Gefahrenpotential für das globale Klimasystem.

Der erste Teil beinhaltet grundlegende Information zu Permafrostböden. Es folgt ein Überblick über die wichtigsten Prozesse, die zum Abschmelzen der Permafrostböden führen. Deren Auswirkungen auf Landschaft, Ökosystem und Menschen werden erläutert, sowie die Rückwirkungen auf das Klima dargestellt. Abschließend folgt eine politische Einordnung und Bewertung.

2. Grundlagen

Vorkommen und Arten von Permafrost

Permafrost kommt sowohl in arktischen und antarktischen Regionen als auch weltweit in Hochgebirgen vor. Global ist fast ein Viertel der Landfläche Permafrostgebiet, wobei der überwiegende Anteil - etwa 23 Mio. km² - in der Nordhemisphäre liegt (Zhang et al., 1999). So sind große Teile Russlands, Kanadas, Alaskas und westliche Teile Chinas durchgehend gefroren (Abbildung 1).

In der Antarktis hat Permafrost eine relativ geringe Ausdehnung, weil nur weniger als 1% des Festlandes (55 000 km²) eisfrei ist (Bockheim et al., 2002). Außerdem laufen die Reaktionen auf Klimaänderungen in der kontinentalen Antarktis wesentlich langsamer ab als in der Arktis. Aus dem antarktischen Permafrost ist deshalb nicht mit zusätzlichen klimarelevanten Emissionen von Treibhausgasen zu rechnen.

Stattdessen gewinnen Treibhausgasemissionen durch auftauenden Permafrost in der Arktis - als klimatisch besonders sensiblem Raum – zunehmend an Bedeutung. In Permafrostböden sind gewaltige Kohlenstoffvorräte eingelagert, die weitaus größer sind als bisher angenommen (Horwath, 2005).

In Europa kommt Permafrost ausschließlich in Hochgebirgen vor. Die untere Permafrostgrenze liegt beispielsweise in den skandinavischen Gebirgen bei etwa 1500 Metern, in den Alpen bei über 2500 Metern und in der Sierra Nevada bei über 3000 Metern (Harris and Peter, 2001). In Deutschland ist die Zugspitze die einzige Region mit Permafrost.

Permafrostgebiete werden untergliedert in Zonen kontinuierlichen und diskontinuierlichen Permafrostes. Bei kontinuierlichem Permafrost ist mehr als 90% des Gebietes von Permafrost unterlagert. Er kann bis mehrere 100 m in die Tiefe reichen, so z.B. in Teilen Sibiriens. In diskontinuierlichem Permafrost sind 10 bis 90 % des Gebietes unterlagert. Der Permafrost reicht hier stellenweise nur wenige Meter in die Tiefe. In mancher Literatur ist der diskontinuierliche Permafrost nochmals untergliedert in „sporadischen“ Permafrost, bei dem etwa 5 bis 35 % des Gebiets von Permafrost unterlagert sind.

Eine Sonderform stellt der so genannte submarine Permafrost im Schelfbereich des Arktischen Ozeans dar. Er ist ein Überbleibsel der letzten Eiszeit, entstand als der Schelf trocken lag und konnte aufgrund der niedrigen Wassertemperaturen bis heute im Meeresboden überdauern.

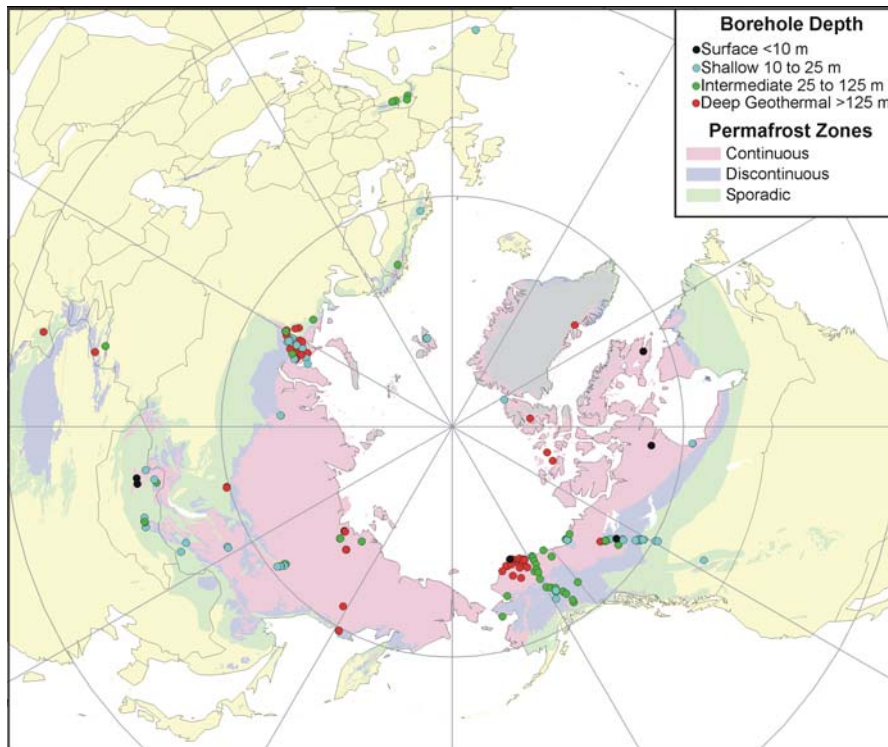


Abbildung 1: Permafrostvorkommen der Nordhemisphäre, unterteilt in Zonen kontinuierlichen, diskontinuierlichen und sporadischen Permafrostes. Bohrlöcher des Global Terrestrial Networks for Permafrost (GTN-P). (Quelle: Smith and Burgess, 2003)

Als Faustformel gilt, dass Permafrost pro Minusgrad Celsius Durchschnittstemperatur an der Bodenoberfläche zwischen 50 m und 100 m in die Tiefe reicht. Die Dicke des Permafrostes variiert insgesamt zwischen einigen bis zu mehreren Hundert Metern.

Mächtigkeit des Permafrostes

Die Mächtigkeit des Permafrostes hängt von der Luft- und Bodentemperatur sowie den Eigenschaften des Sediments und der Boden bedeckenden Schicht ab. So wird die Oberflächentemperatur des Bodens stark durch Art und Dichte der Vegetationsschicht sowie Dicke der Schneedecke beeinflusst. Der Wärmetransport in die Tiefe hängt vorwiegend vom Wassergehalt des Sediments und somit von Faktoren wie Regenmenge, Eisgehalt und Grundwasserstand ab.

Saisonal ändert sich nur die Temperatur der obersten Bodenschicht (bis 25 m). Im Sommer kommt es deshalb zum teilweisen Auftauen des Permafrostes. Bis in die Tiefe, bei der im Sommer der Gefrierpunkt überschritten wird, unterliegt der Boden somit saisonalen Tau-Gefrier-Vorgängen, darunter bleibt er ganzjährig gefroren. Die entstehende Auftauschicht wird auch als „aktive Schicht“ bezeichnet. Mit zunehmender Tiefe steigt die Bodentemperatur aufgrund der Erdwärme wieder an. Bei Erreichen der 0 °C-Grenze endet der Permafrost. Diese Grenzschicht wird als Permafrostbasis bezeichnet.

In einigen Teilen Nordostsibiriens erreicht der Permafrost infolge geringer Winterniederschläge und einer fehlenden schützenden Schneedecke eine extreme Mächtigkeit von bis zu 1,5 km und eine Ausdehnung bis in mittlere Breiten (Nelson, 2003).

Die Mächtigkeit des Permafrostes nimmt generell mit zunehmender Lufttemperatur von Norden nach Süden ab, variiert jedoch regional.

Permafrost als Kohlenstoffsенke

Mit dem Auftauen der oberen Bodenschichten im Frühjahr tritt eine Vernässung des Bodens ein. Verhindert eine darunter liegende kontinuierliche Permafrostschicht den Abfluss des Wassers, dann sammelt sich das Schmelzwasser in Tümpeln, und es entstehen ausgedehnte Feuchtgebiete mit der für kalte Moorlandschaften typischen Vegetation.

In der nur etwa zwei bis drei Monate dauernden Wachstumsphase nehmen die Pflanzen über Photosynthese Kohlendioxid aus der Atmosphäre auf. Nach dem Absterben der Pflanzen wird über einen langen Zeitraum das organische Material von Mikroorganismen zersetzt, und der eingelagerte Kohlenstoff gelangt teilweise als Gas zurück in die Atmosphäre. Steht Sauerstoff zur Verfügung, wird die organische Substanz von Bakterien zu Kohlendioxid oxidiert. Herrscht Sauerstoffmangel - wie dies bei Wasser überstauten Böden der Fall ist - setzen Fäulnisprozesse ein, und es entsteht Methan.

Aufgrund der nasskalten Umgebung reduziert sich die biologische Abbaurrate in arktischen Böden stark, so dass sich während der Auftauphase mehr Humus bildet als abgebaut wird. Es entsteht Torf und langfristig erfolgt eine Einlagerung von Kohlenstoff in Permafrostböden. Permafrostböden der arktischen Tundra und Taiga sind deshalb **Kohlenstoffsенken**.

Seit Ende der letzten Eiszeit - vor ca. 11 000 Jahren – lagert sich in den arktischen Gebieten Kohlenstoff im Boden ein, so dass beispielsweise in Nordsibirien Torfhorizonte von mehreren 100 m Mächtigkeit entstehen konnten (Stokstad, 2004).

Permafrostböden hoher Breitengrade enthalten 455 Gt Kohlenstoff (Post et al., 1982), das entspricht ca. 25 % des weltweiten Bodenkohlenstoffs (IPCC, 2001).

3. Klimatische Bedeutung von Permafrost

Mikroorganismen bewirken, dass in den Sommermonaten aus dem organischen Material der aufgetauten oberen Schichten des Permafrostes Methan (CH₄) und Kohlendioxid (CO₂) in die Atmosphäre freigesetzt werden. Mit zunehmender Klimaerwärmung könnte eine verstärkte Freisetzung von Treibhausgasen aus diesem Speicher erfolgen.

Methan hat mit 1,7 ppm (parts per million, Teile pro Millionen) eine wesentlich geringere Konzentration in der Atmosphäre als CO₂ mit 377 ppm (IPCC, 2001). Trotzdem steht es in seiner Wirkung auf den anthropogenen Treibhauseffekt an zweiter Stelle. Im Vergleich zu CO₂ hat CH₄ ein deutlich höheres Treibhauspotenzial (GWP = Global Warming Potential). Während

bei einem betrachteten Zeithorizont von 100 Jahren für CO₂ das Treibhauspotenzial mit 1 definiert ist, beträgt das GWP für CH₄ 23 (IPCC, 2001). Dies bedeutet, dass 1 Gt (Gigatonne) CH₄ in seiner Klimawirksamkeit 23 Gt CO₂ entspricht. Die Freisetzung eines Bruchteils des in arktischen Böden gespeicherten Kohlenstoffs als Methan würde folglich genügen, um die atmosphärischen Treibhausgaskonzentrationen spürbar zu erhöhen.

Infolge des Permafrostrückganges werden außerdem positive Rückkopplungseffekte für die die globale Erwärmung erwartet. So ist eine Folge des auftauenden Permafrostes die Zunahme der Baum- und Wasserbedeckung der Tundra, wodurch sich die **Albedo (Rückstrahlvermögen der Oberfläche) verringert**. Dunkle Oberflächen - wie Wald oder Wasser - reflektieren solare Strahlung in geringerem Maße als schnee- oder eisbedeckte, so dass sich die Atmosphäre über dunklen Flächen stärker erwärmt. Entscheidender Faktor der Albedo ist allerdings die Schneebedeckung, die nur sekundär von den aktuellen Permafrostbedingungen abhängt. Es wird prognostiziert, dass die von Schnee bedeckte Fläche um 13 % bis 2080 zurück geht (ACIA, 2004).

4. Beobachtete klimabedingte Veränderungen des Permafrostes

In den letzten Jahrzehnten ist die mittlere Lufttemperatur der Arktis fast doppelt so stark angestiegen wie die globale Mitteltemperatur. Dabei bestehen regionale und saisonale Unterschiede. Die Erwärmung der letzten 50 Jahre (1954-2003) erreichte beispielsweise in Sibirien und Alaska 2-3 °C, während sich Südgrönland um 1 °C abkühlte. In den meisten Regionen der Arktis schreitet die Erwärmung im Winter stärker voran als im Sommer. Insgesamt zeigt sich für die Arktis ein eindeutiger Erwärmungstrend (vgl. Abbildung 2).

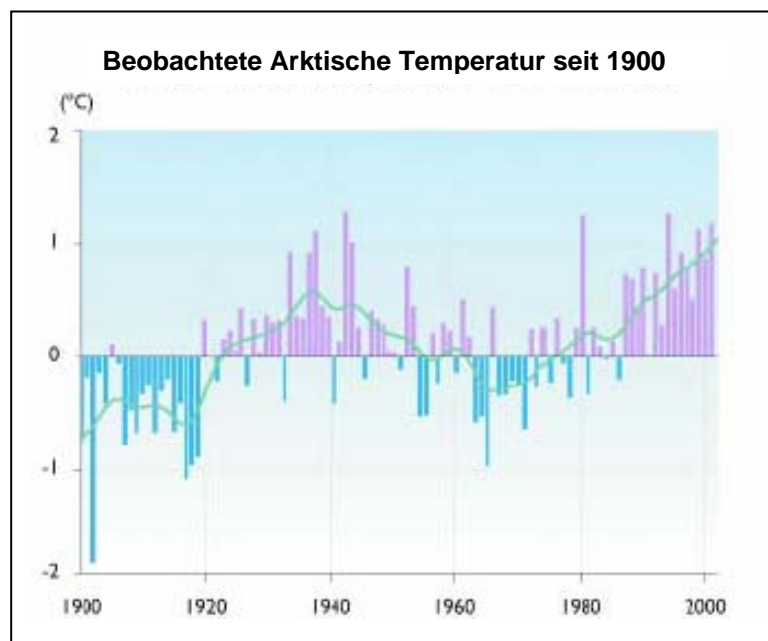


Abbildung 2: Gemessene Arktische Temperatur, 1900 bis zur Gegenwart (Quelle: ACIA, 2004)

Da die Entstehung des Permafrostes, seine Mächtigkeit und Verbreitung vor allem klimabedingt sind, reagiert der dauerhaft gefrorene Boden besonders empfindlich auf Veränderungen des Klimas. Neben der Änderung der Lufttemperatur haben sich Schneedecke und Vegetation verändert. Es zeigen sich bereits deutliche Auswirkungen auf den Permafrost.

Die gemessenen Temperaturen des Permafrostes selbst erhöhten sich in den meisten subarktischen Landgebieten während der letzten Jahrzehnte um mehrere Zehntel °C bis auf 2 °C. Die Mächtigkeit der aktiven Schicht nimmt in vielen Gebieten zu. Dabei gefrieren Teile der aktiven, also aufgetauten Schicht im Winter nicht wieder ein, und es kommt zu einer Degradation des Permafrostes.

Beispiele für den Anstieg der Oberflächentemperaturen des Permafrostes:

- im Norden Alaskas seit den 80er Jahren um 2-3 °C (Osterkamp, 2003),
- in Nordkanada um 1-2 °C (Smith, S.L. et al., 2005),
- in Ostsibirien seit den 1960ern um 1,3 °C (Romanovsky, 2001),
- in Nordwestsibirien um 0,3-0,7 °C (Pavlov, 1996) und
- in den europäischen Gebirgen um bis zu 1 °C (Harris und Haeberli, 2003).

Während die Temperatur des Permafrostes die Langzeitveränderungen der jährlichen mittleren Lufttemperatur widerspiegelt, hängt die Tiefe der aktiven Schicht vor allem von den Sommertemperaturen und deren Amplitude ab.

Die intensivsten Tauvorgänge finden an der südlichen Permafrostgrenze und Arktischen Küste statt. Des weiteren beginnen die Tauvorgänge - und mit ihnen das Pflanzenwachstum - mittlerweile einige Tage früher im Jahr. Während in Eurasien von 1982 bis 2002 ein früheres Wiedergefrieren im Herbst erfolgte (Smith et al., 2004), und die Wachstumsphase sich somit lediglich nach vorn verschob, verlängerte sich in Nordamerika die Auftauphase um bis zu 8 Tage (McDonald et al., 2004).

Neben der Lufttemperatur hängt die Dicke der Auftauschicht von weiteren Faktoren ab und variiert je nach überlagernder Bodenschicht, Vegetations- und Schneedecke von einigen Dezimetern bis zu zwei Metern (ACIA, 2004). In Russland vertiefte sich die Auftauschicht von 1956 bis 1990 im Mittel um 20 cm (Frauenfeld et al., 2004), im Lena Becken sogar um 32 cm (Zhang, 2005).

Obgleich infolge der Klimaerwärmung auch im europäischen Gebirgs-Permafrost Hangrutschungen auftreten, sind klimarelevante Auswirkungen außerhalb der arktischen Regionen aufgrund der geringen Menge gespeicherten Kohlenstoffs und der fehlenden Rückkopplungen zum globalen Klimasystem nicht zu erwarten, während in Arktis und Subarktis eine Vielzahl von Einfluss- und Rückkopplungsmechanismen bekannt sind.

5. Prognostizierte Veränderung des Permafrostes

Unter den Bedingungen eines gemäßigten Emissionsszenarios (B2) zeigt sich, dass bis zum Ende des 21. Jahrhunderts mit einem deutlichen Anstieg der Jahresmitteltemperaturen in der gesamten Arktis gerechnet werden muss. **Die Erwärmung über Land kann dabei Werte**

zwischen 3 bis 5 °C und über den Meeren bis zu 7°C erreichen. Das heißt, dass für die arktischen Temperaturen sowohl ein stärkerer Anstieg als auch eine größere Variabilität im Vergleich zur globalen Mitteltemperatur errechnet wird.

Laut Prognose (ACIA, 2004) werden diese besonders starken Temperaturerhöhungen im Laufe der nächsten 100 Jahre zur fortgesetzten und sogar beschleunigten Erwärmung und zum Anwachsen der aktiven Schicht in den meisten subarktischen Landgebieten führen. Die Degradation des Permafrostes wird voraussichtlich auf 10 bis 20 % des derzeitigen Permafrostgebietes stattfinden.

Modellrechnungen (Anisimov und Nelson (1997)* zeigen, dass sich bis 2080 auf der nördlichen Hemisphäre die Permafrost unterlagerte Fläche - je nach Szenario - um 20 bis 35 % reduzieren wird. Dabei verschiebt sich die südliche Grenze des kontinuierlichen und diskontinuierlichen Permafrostgebietes um mehrere hundert Kilometer nach Norden (Anisimov et al., 2003). Bei weiterer Erwärmung ist damit zu rechnen, dass die heutigen Gebiete diskontinuierlichen Permafrostes eisfrei werden (Abbildung 3). Die Auftauschicht wird sich bis Mitte des Jahrhunderts in den meisten Regionen - je nach Szenario - zwischen 30 und 50 % vertiefen (Anisimov et al., 2003). Im nördlichen Alaska ist laut ACIA (2004) mit einer Vertiefung der sommerlichen Auftauschicht um bis zu 1 m zu rechnen.

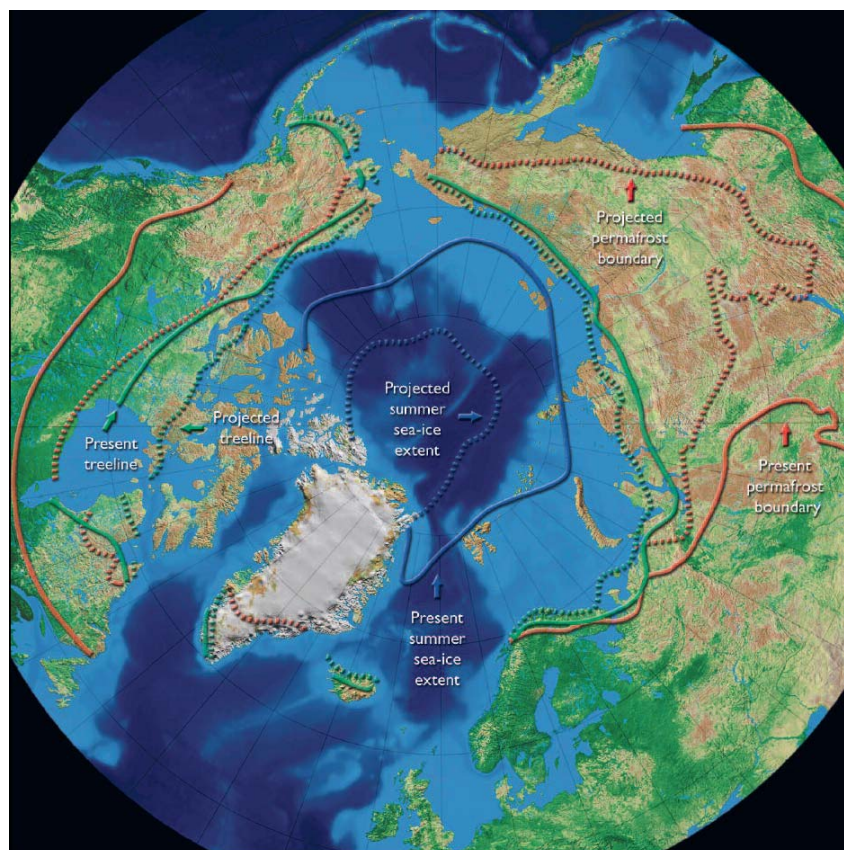


Abbildung 3: Heutige und prognostizierte Permafrostgrenze, Sommer-Meereis-Ausdehnung und Baumlinie. Prognostizierte Permafrostgrenze unter der Annahme eines völligen Schmelzens des heutigen diskontinuierlichen Permafrostes, wahrscheinlich für den Zeitraum nach 2100. Meereisgrenze und Baumgrenze prognostiziert für 2100. (Quelle: ACIA, 2004)

* überarbeitet von Anisimov, 2003 unter Nutzung der Output-Daten der fünf vom Arctic Climate Impact Assessment (ACIA, 2004) designierten Modelle

Neuere Modelluntersuchungen (Lawrence et al., 2005) zeigen, dass bis 2100 global mit einer deutlichen Abnahme der Permafrostflächen zu rechnen ist. Dies gilt bei den Berechnungen für die Modellszenarien (A2 – B1) und bezieht sich auf die Fläche der heutigen Permafrostgebiete von 10,5 Mio km² (ohne den glazialen Bereich von Grönland und Antarktis). Gemäß diesen Szenarien nehmen die Abschmelzprozesse des Permafrostes so stark zu, dass bis zum Ende des 21. Jahrhunderts im Falle des A2 Szenarios nur noch eine Fläche von etwa 1 Mio km² verbleibt (im Falle von B1: ca. 4 Mio. km²).

6. Auswirkungen tauender Permafrostböden

Das Auftauen der Permafrostböden hat neben den zu erwartenden Auswirkungen auf das Klima auch zahlreiche Auswirkungen auf ökologische und wirtschaftliche Systeme.

In Abbildung 4 sind die nachfolgend erläuterten Auswirkungen der arktischen Permafrostschmelze skizziert.

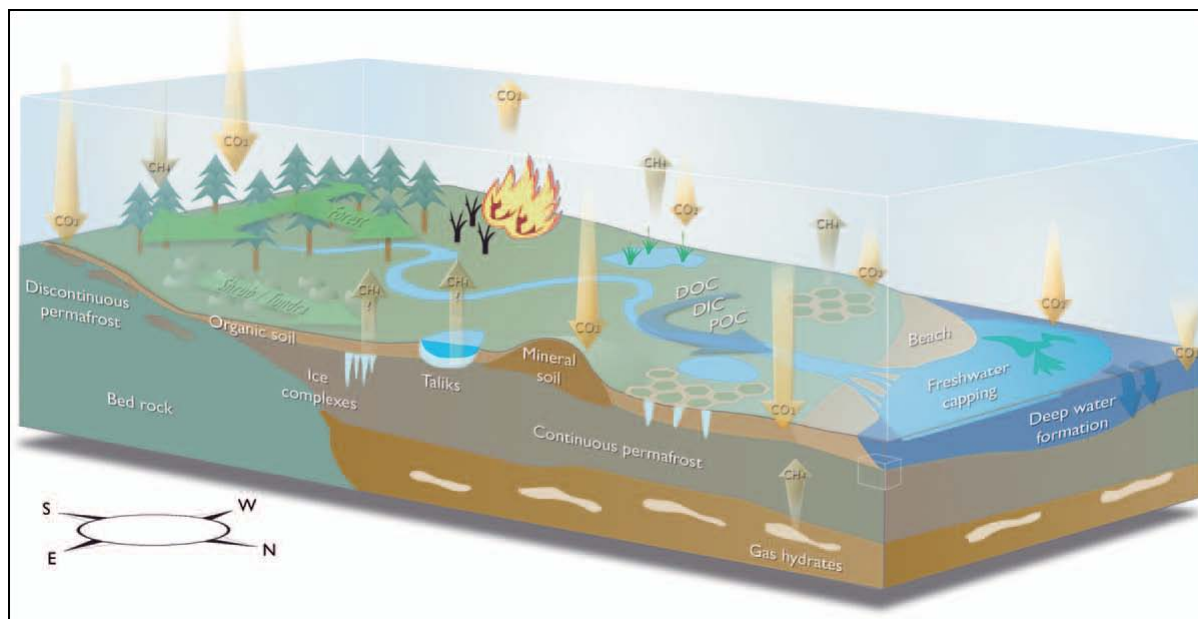


Abbildung 4: Skizze der durch Permafrost beeinflussten Landschaft samt Treibhausgasflüssen und Veränderungen durch Auftauprozesse (Quelle: ACIA, 2004)

Ökologie

Veränderungen des Permafrostes haben weit reichende Folgen für Ökosysteme, Landschaften und Bevölkerung. So beeinflusst eine Erhöhung der Permafrosttemperatur erheblich die Wasserverhältnisse im Boden und an der Oberfläche, was sich direkt auf Topographie und Vegetation auswirkt.

Im Gebirge kann das Tauen des Permafrostes und die Vertiefung der aktiven Schicht zum Beispiel zu Schäden durch Hanginstabilitäten und Steinstürzen führen. Gruber et al. (2004) haben die Auswirkungen des Hitzesommers 2003 in den Alpen untersucht und einen Zu-

sammenhang zwischen vermehrten Steinstürzen und einer Vertiefung der Auftauschicht festgestellt.

In Gebieten mit großem Grundeisgehalt führt dessen Abschmelzen zu Landsenkungen. Es entsteht eine uneinheitliche, als **Thermokarst** bezeichnete Hügellandschaft. In den Senken sammelt sich das Wasser, und es bilden sich Seen. Wohingegen die Anhöhen trocken fallen. Thermokarst wirkt sich somit wesentlich auf Hydrologie und Vegetation aus.

Wenn im Frühjahr die oberen Bodenschichten auftauen, entweichen die über den Winter im Boden eingefrorenen Gase (CO₂ und CH₄) direkt. Des Weiteren bauen Mikroorganismen die im Boden gefrorene organische Substanz ab. In den nördlichen Feuchtgebieten der nass kalten Tundra sind vorwiegend Moore von diesen Vorgängen betroffen. Während der sommerlichen Wachstumsphase nehmen die Moose und Farne Kohlendioxid aus der Atmosphäre auf, während aus vernässten Böden Methan abgegeben wird. Moore sind somit CO₂-Senken und CH₄-Quellen. Die jährliche Emissionsrate deutscher Moore wird auf 6 bis 12 Gt CO₂-Äquivalent geschätzt (Byrne et al., 2004). Arktische Tundraböden setzen allein an Methan 17 bis 42 Gt (entsprechend 390 bis 970 Gt CO₂-Äquiv.) pro Jahr frei (Cao, 1996; Christensen, 1996), was laut Fung et al. (1991) 25 % des gesamten atmosphärischen CH₄-Eintrags aus natürlichen Quellen entspricht.

Durch das Auftauen des Permafrostes vertieft sich die aktive Schicht und verlängert sich die jährliche Auftauphase der Permafrostböden. Somit steigt auch die durch Mikroorganismen freigesetzte Menge an Kohlenstoffdioxid und Methan, da diese von zunehmendem Wasser und Nährstoffen profitieren.

In Regionen kontinuierlichen Permafrostes ist zu erwarten, dass durch die Zunahme der Wasserflächen und das Auftauen weitläufiger Mooregebiete vor allem die Methan-Emissionen steigen. In der Abisko Region im subarktischen Schweden wurde bereits ein mit dem Rückgang des Permafrostes in Zusammenhang stehender Anstieg der Emissionen gemessen. Speziell im Feuchtgebiet Stordalen stiegen die Methanemissionen von 1970 bis 2000 um mindestens 20 %, vielleicht sogar 60 % (Christensen et al., 2003). Nach einem terrestrischen Ökosystem-Modell von Zhuang et al. (2004) kann eine Vertiefung der aktiven Schicht um 10 cm die CH₄-Emissionen nördlicher Feuchtgebiete um bis zu 38 % erhöhen. Danach belaufen sich ihre Emissionen bis Ende des Jahrhunderts auf 51 Gt CH₄ pro Jahr und würden bei anhaltender globaler Erwärmung weiter steigen.

Feuchtgebiete und Seen beschleunigen während der Auftauphase durch eine erhöhte Wärmeleitfähigkeit die Tavorgänge des ihnen unterliegenden Permafrostes. Im Winter hingegen fungieren sie als Isolationsschicht, so dass der darunter liegende Boden langsamer gefriert. **Permafrostschmelze und Seenentwicklung sind somit sich gegenseitig verstärkende Prozesse.** In Gebieten mit flachem Permafrost können die Tavorgänge die Permafrostbasis erreichen, wodurch sich das Oberflächenwasser mit dem Grundwassersystem verbindet und ablaufen kann. Als Folge dessen trocknen Sümpfe, Moore, Flüsse und Seen aus. In Gebieten nahe der südlichen Grenze des diskontinuierlichen Permafrostes beobachtet man dieses Phänomen bereits heute. So wurde bei der Untersuchung eines 500 000 km² Areal in Sibirien seit Anfang der 70er Jahre eine Vergrößerung der Seenfläche und -anzahl in Regionen kontinuierlichen Permafrostes und eine Verringerung beider Größen in den südlicheren Zonen diskontinuierlichen Permafrostes festgestellt. Insgesamt erfolgte im Untersuchungsgebiet ein **Rückgang der Seenfläche** um 6 % und der Anzahl großer Seen um 11 % (Smith et al., 2005).

Während in den feuchter werdenden Gebieten die Methan-Emissionen stark ansteigen werden, ist in Regionen, deren Böden wärmer und trockener werden, mit erhöhten Kohlenstoffdioxid-Emissionen zu rechnen. Des weiteren oxidiert ein großer Teil des freigesetzten Methans vor Erreichen der Atmosphäre zu Kohlenstoffdioxid und trägt auch - in schwächerem Maße - zum Treibhauseffekt bei.

So wie die Beschaffenheit des Permafrostes unter anderem von der Vegetation abhängt, passt sich auch die Vegetation an die gegebenen Permafrostbedingungen an. Veränderungen im Permafrost ziehen Veränderungen der Vegetation nach sich. Die borealen Wälder werden dabei auf mehrfache Weise geschädigt. Tauender Permafrost setzt - insbesondere in grund-eisreichen Regionen - die Bodenstabilität herab, wodurch die Wurzelbereiche einiger Baumarten, wie zum Beispiel der Schwarzfichte, so stark geschädigt werden, so dass Bäume ihre Stabilität verlieren und umstürzen. Weiterer **Holzbruch** entsteht durch vermehrte Landsenkungen. Während Bäume in neu entstandenen Senken wegen Staunässe eingehen, steigt in Regionen erhöhter Bodentrockenheit die Gefahr von **Waldbränden** und **Insektenbefall**.

Langfristig werden sich aufgrund des Klimawandels **die Vegetationszonen in Richtung Norden** verschieben. Tundra wird zu Taiga (vgl. Abbildung 3: Baumgrenze), und heutige boreale Wälder werden durch Baumarten aus der temperierten Zone ersetzt. Da für die subarktischen Regionen neben einem Temperaturanstieg um bis zu 5 °C (Russische Arktis und Kanadisches Archipel) auch eine um 10 bis 30 % erhöhte Niederschlagsmenge (überwiegend als Regen) am Ende dieses Jahrhunderts prognostiziert wird (ACIA, 2004), ist damit zu rechnen, dass die Waldbedeckung in der Region insgesamt zunehmen wird. Dies bedeutet in der Bilanz, dass mehr Kohlendioxid durch Photosynthese in den Pflanzen in Form von organischem Kohlenstoff gebunden wird. Dieses Kohlendioxid wird somit der Atmosphäre entzogen. Die veränderte Vegetation hin zu produktiveren (südlicheren) Arten führt ebenfalls dazu, dass mehr Kohlenstoff in Form von Biomasse festgelegt wird.

Bei der Untersuchung eines 200 000 km² großen Areals in Zentralsibirien (Tundra und Taiga) kamen Forscher des Sibiria II Projektes jedoch zu folgendem Schluss: **Bei zunehmender Erwärmung übersteigt die erhöhte Abbaurate des Bodenkohlenstoffs durch Mikroorganismen die Kohlenstoffeinlagerung durch produktivere Vegetation. Somit wird durch den Klimawandel langfristig mehr Kohlenstoff freigesetzt als eingelagert (Forschungsnachrichten, 2005).**

In Folge des tauenden Permafrostes und der damit verbundenen verstärkten Bodenwassermobilität kommt es außerdem zu einer **erhöhten Erosionsrate**, wodurch mehr Sediment in Seen, Flüsse und Küstengewässer eingetragen wird. Laut Frey und Smith (2005) wird von Wassereinzugsgebieten mit Permafrost kaum gelöster organischer Kohlenstoff (DOC = dissolved organic carbon) an Flüsse abgegeben. Liegt die Jahresdurchschnittstemperatur allerdings über -2 °C, steigt die DOC-Abgabe rapide in Abhängigkeit von der Torfbedeckung des Gebietes. Da die -2 °C Isotherme ungefähr mit der südlichen Permafrostgrenze übereinstimmt, ist bei einer Verschiebung letzterer, insbesondere in Gebieten mit einem hohen Anteil an Torfböden, wie dem Westsibirischen Tiefland, mit einem Anstieg des DOC-Gehaltes zu rechnen.

Über den Flusseintrag und die Küstenerosion - zwischen 2 und 40 m pro Jahr (Semiletov, 1999) - **steigt der Kohlenstoffeintrag in den Arktischen Ozean** erheblich. Bis jetzt fungiert dieser als Kohlendioxid-Senke mit einer CO₂-Untersättigung von 40 bis 60 % gegenüber dem Atmosphärengehalt (Semiletov, 1999). Nur in den Bereichen der Flussmündungen

herrscht CO₂-Übersättigung, da beispielsweise alleine die Lena jährlich 3 bis 4 Gt CO₂-C (Kohlenstoff in Form von CO₂) und 6 Gt DOC-C in den arktischen Ozean einbringt (Semiletov, 1999). Im Meer oxidiert ein Großteil des DOC zu CO₂, und die **CO₂-Aufnahmekapazität sinkt**. Außerdem „versauert“ der Ozean bei einem zu hohen Kohlendioxidgehalt, was langfristig zu Veränderungen der Lebensbedingungen und Artenzusammensetzung führt.

Erhöhte Niederschlagsmengen, Schneeschmelze und Degradation von Permafrost erhöhen außerdem den Frischwassereintrag in den Arktischen Ozean. Nach einer Studie von Peterson et al. (2002) stieg der jährliche Eintrag der sechs größten eurasischen Flüsse in den letzten 60 Jahren um 7 %, dies entspricht 128 km³. Unklar ist, wie hoch dabei der Anteil des Permafrostes ist. Zhang et al. (2003) nehmen jedoch an, dass er eine entscheidende Rolle spielt. **Mit den gestiegenen Einträgen von Frischwasser verringert sich der Salzgehalt im Arktischen Ozean, was sich negativ auf die Ozeanzirkulation auswirken könnte.** Ferner steigt der Meeresspiegel, und es wird Wärme aus südlicheren Gebieten in die Arktis transportiert. **Gemäß IPCC (2001) wird der Beitrag der Permafrostdegradation zum Meeresspiegelanstieg bis 2100 auf 0 bis 2,5 cm geschätzt.** Im Falle des Abschmelzens des gesamten Eises im Permafrost der Nordhemisphäre würde laut Zhang et al. (1999) der Meeresspiegelanstieg um 3 bis 10 cm ansteigen. Insgesamt - alle Einflussfaktoren zusammen genommen - ist bis zum Ende des 21. Jahrhunderts ein Ansteigen des Meeresspiegels zwischen 10 und 90 cm zu erwarten (IPCC, 2001).

Ökonomie

Landsenkungen und abnehmende Bodenstabilität verursachen direkte Schäden an Gebäuden, Straßen, Pipelines, Industrieanlagen und anderen Infrastrukturen. Siedlungen in Küstennähe sind durch Erosion, Siedlungen in Grundeis reichen Gebieten durch Landsenkungen und durch das Trockenfallen ihrer Trinkwasserreserven gefährdet. Große Wirtschaftszweige wie Öl-, Gas- und Holzindustrie werden zusätzlich zu den strukturellen Schäden dadurch eingeschränkt, dass sich die Phase, in der Tundraböden und Eiswege hinreichend gefroren und damit befahrbar sind, verkürzt. So ist zum Beispiel die Anzahl der in Alaska nach einem festen Standard freigegebenen „Tundra Reisetage“ in den letzten 30 Jahren von 200 auf 100 Tage im Jahr gesunken (ACIA, 2004). Laut einer Studie zur Risikogefahr durch tauenden Permafrost befinden sich weite Teile Eurasiens und Amerikas in einer Zone hohen Risikos, unter anderem auch die Transsibirische Eisenbahnlinie und das Bilibino Kernkraftwerk im Osten Russlands (Nelson et al., 2002). Folglich rechnet man in den nächsten Jahrzehnten mit einem enormen finanziellen Aufwand zur Schadensbekämpfung und -minderung.

Die nachfolgende Abbildung 5 zeigt die zu erwartenden Risiken für die Infrastruktur (wie Gebäude, Strassen und Pipelines) infolge tauenden Permafrostes bis zum Jahr 2050 auf der Grundlage des B2 Szenarios.

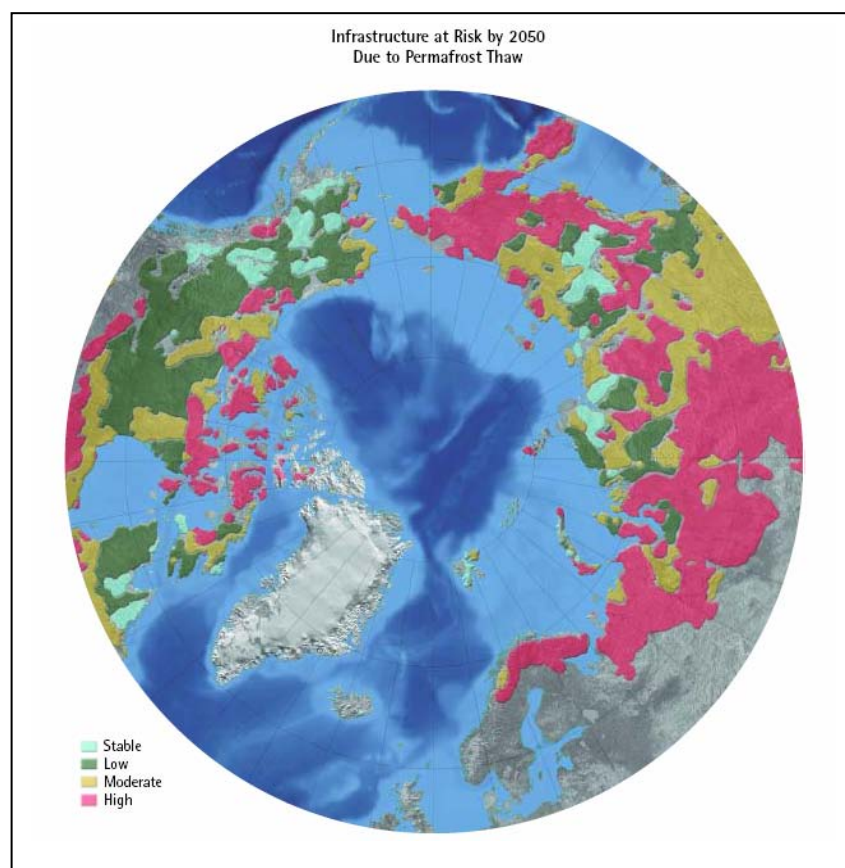


Abbildung 5 : Gefahrenpotenzial für die Infrastruktur durch tauenden Permafrost bis 2050 (Quelle: ACIA, 2004).

7. Sonderfall der CH₄-Speicherung: Methanhydrat

Einen weiteren - teilweise mit Permafrost in Zusammenhang stehenden - klimatisch relevanten Kohlenstoffspeicher stellen Methanhydrate dar.

Methanhydrat ist eine gefrorene Verbindung aus Methan- und Wassermolekülen, wobei letztere eine Art Käfig bilden, in dem die Gasmoleküle (chemisch ungebunden) eingeschlossen sind.

Methanhydrate sind die am häufigsten vorkommenden Gashydrate. Aufgrund ihrer physikalischen Stabilitätsbedingungen (hoher Druck und niedrige Temperatur) kommen sie sowohl in Permafrost als auch in Meeressedimenten vor.

Bei den im Ozean herrschenden Temperaturen ist der zur Stabilität von Methanhydraten notwendige Druck ab einer Wassertiefe von ca. 500 m erreicht. Liegen jedoch - wie in den polaren Gebieten - Wassertemperaturen unter dem Gefrierpunkt, kann Methanhydrat auch in geringeren Wassertiefen, ab ca. 250 m, am Meeresboden stabil sein.

In kontinentalen arktischen Regionen können aufgrund der niedrigen Oberflächentemperaturen und des geringen Temperaturgradienten innerhalb der Permafrostböden Methanhydrate von 100 bis ca. 2000 m Tiefe unterhalb der Landoberfläche verbreitet sein (Semiletov, 1999; Romanovskii et al., 2005).

Methan entsteht entweder biogen, im Verlauf des anaeroben mikrobiellen Abbaus organischer Substanz oder unter hohem Druck und hoher Temperatur im Erdinneren (ab ca. 500 m Tiefe). Methan in marinen Gashydraten ist biogenen Ursprungs, während bei kontinentalen Gashydraten in und unter Permafrostböden ein Gemisch aus bio- und thermogenem Gas vorliegt (Collett, 1993). Der Bildungsprozess von Methanhydraten erstreckt sich über einem Zeitraum von mehreren Millionen Jahren (Davie und Buffett, 2001).

Aus Modellen ermittelte Schätzungen über die weltweit in Methanhydraten gebundene Kohlenstoffmenge variieren stark. Laut Suess und Bohrmann (2002) beinhalten sie zwischen 5 000 und 12 000 Gt C. Noch in den 1990er Jahren wurde als grober Richtwert allgemein ca. 10 000 Gt C angenommen, was etwa der doppelten Menge an Kohlenstoff aller momentan bekannten Vorkommen fossiler Energieträger (Erdgas, Erdöl und Kohle) entspricht (Rogner, 1997). Neuere Studien von Milkov (2004) und Buffet and Archer (2004) gehen von nur 500 bis 3 000 Gt C aus. In seinem Sondergutachten von 2006 hält der WBGU diese Schätzungen für vertrauenswürdig. Von der gleichen Menge Methan ist noch einmal unterhalb der Hydrate in Form von Gas auszugehen (Archer, 2005).

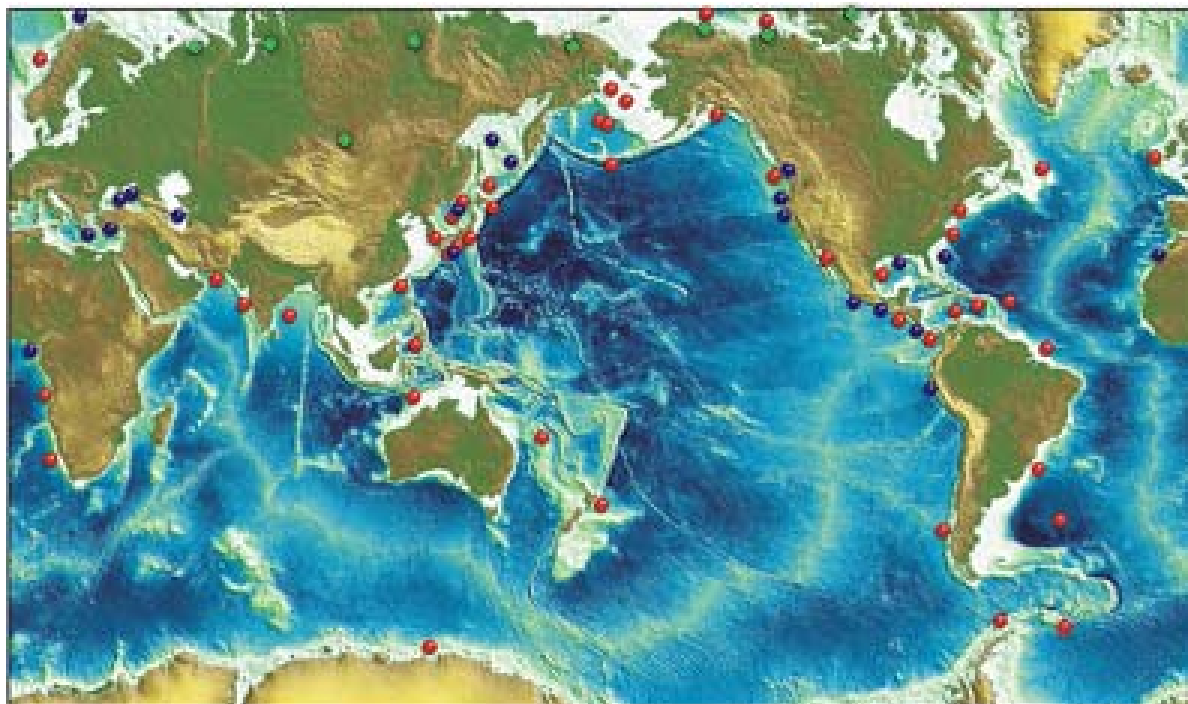


Abbildung 6: Weltweite Verteilung mariner und terrestrischer Gashydratvorkommen. Nachgewiesen in arktischen Permafrostgebieten (grüne Punkte) sowie an untermeerischen Kontinentalhängen mit geophysikalischen Methoden (rote Punkte) oder durch direkte Beprobung (blaue Punkte).
(Quelle: Kvenvolden und Lorensen, 2001)

Bisherige Kenntnisse der globalen Verteilung der Methanhydrate ist in Abbildung 6 wiedergegeben. Große Anteile an Gashydraten befinden sich am Grund der Weltmeere im Bereich der Kontinentalhänge. Klauda und Sandler (2005) vermuten, dass die größten Methanhydratvorkommen nicht im Bereich der Kontinentalränder, sondern der Tiefseebecken vorkommen. Mengenschätzungen hierzu sind jedoch sehr unsicher.

Die Menge der in und unter Permafrost gelagerten Methanhydrate ist ungewiss. Schätzungen reichen von 7,5 bis 400 Gt C (zusammengetragen von Gornitz und Fung, 1994).

Auch wenn es sich dabei nur um einen Bruchteil der gesamten, in Gashydraten gespeicherten Kohlenstoffmenge handelt, können diese Vorkommen im Permafrost klimatisch bedeutsam werden, da sich in der Erdatmosphäre nur etwa 4 Gt Methan-Kohlenstoff befinden.

Die plötzliche Freisetzung von 1 Gt CH₄-C (Methan-Kohlenstoff), wie für die historische Storregga-Rutschung vor Norwegen angenommen, würde den aktuellen Methangehalt der Atmosphäre um etwa ein Viertel erhöhen. Eine solche plötzliche Methanfreisetzung entspräche umgerechnet etwa 30 Gt CO₂-Äquivalenten und würde einen deutlich spürbaren Effekt auf das Klima haben.

Mögliche Auswirkungen des Klimawandels auf marine Methanhydrate

Die globale Erwärmung geht mit einem Anstieg des Meeresspiegels einher. Damit wird der Druck auf die marinen Methanhydrate erhöht. Dieser Vorgang verstärkt wiederum die Stabilität der Methanhydrate.

Infolge der globalen Erwärmung steigt auch die Meeresoberflächentemperatur. Wegen der relativ stabilen thermischen Schichtung und nur langsamen Durchmischung der Ozeane kann sich dies kurzfristig nicht auf die Temperatur des Bodenwassers und damit auf die Stabilität der Methanhydrate auswirken, da der Großteil der Vorkommen in großen Meerestiefen lagert. Eine Beeinflussung der Stabilität von Methanhydraten in kurzen Zeiträumen von etwa einem Jahrhundert ist nur unter besonderen Bedingungen denkbar. Bei Methanhydrat wären dies geringe Tiefen und gut durchmischende Ozeanströmungen.

Bei einer Verringerung der Stabilitätszone der Methanhydrate bildet sich darunter gasförmiges Methan. Dieses kann allmählich durch dünne Kanäle im Sediment entweichen, oder auch als spontaner „blowout“ an die Oberfläche gelangen und dabei große Mengen an Methan frei geben.

Fundierte Schätzung der Methanmengen, die in Zukunft in der beschriebenen Weise entweichen könnten, sind derzeit nicht möglich.

Methanhydratvorkommen im Schelf des Arktischen Ozeans

Methanhydratvorkommen im Schelf des Arktischen Ozeans liegen in wesentlich geringeren Wassertiefen, und die Bodenwassereigenschaften sind flexibler. Es wird angenommen, dass unter dem gesamten Arktischen Schelf Permafrost mit einer Mächtigkeit zwischen 300 und 350 m liegt. Die Permafrostschicht taut - wenn überhaupt - durch den Einfluss der Erdwärme von unten auf. Dadurch verringert sich die Gashydrat-Stabilität. Die darüber liegende kontinuierliche Permafrostschicht verhindert jedoch, dass Grundwasser und Treibhausgase nach oben gelangen (Romanovskii et. al., 2005).

Lediglich bei rascher Veränderung der Meeresströmungen im nördlichen Atlantik könnte es zu starken Temperaturänderungen kommen. Die konkreten Konsequenzen für die Temperatur am Meeresboden sind schwierig vorhersagbar. Simulationen zeigen jedoch, dass im Falle eines Abbruches der Tiefenwasserbildung die Bodentemperatur in einigen Gebieten im Nordatlantik rasch um mehr als 7°C ansteigen könnte und Methanhydrat destabilisiert würde (WBGU, 2006).

Methanhydrate im kontinentalen Permafrost

Wegen der großen Tiefen, in denen Methanhydrate in kontinentalem Permafrost auftreten, ist nicht damit zu rechnen, dass durch Auftauen der oberen Schichten große Gasmengen an die Erdoberfläche kommen. Die ungefrorenen Bodenschichten unter großen Seen und Flüssen, so genannte Taliks, vertiefen sich jedoch bei anhaltender Erwärmung. Erreichen sie dabei Vorkommen von Methanhydrat, wird in Folge Methan freigesetzt. Aktuelle Messungen belegen, dass im Bodenwasser arktischer Küstenregionen bereits eine - gegenüber dem Atmosphärengehalt – ungewöhnlich stark erhöhte Konzentration von Methan vorhanden ist (etwa 44 fach). Selbst im Oberflächenwasser wurden Konzentrationen gemessen, die um das 25-Fache erhöht waren (Shakhova et al., 2005). Der Schluss liegt nahe, dass dieses Zuviel an Methan aus aufgetauten oberflächennahen Methanhydratvorkommen stammt.

Das Zusammenspiel von Permafrost- und Methanhydratentwicklung ist allgemein schwierig prognostizierbar. Während der Permafrost am äußeren Rand des Arktischen Schelfes in letzter Zeit degradiert, ist die Zone der Methanhydrate stabil und mächtig (Romanovskii et al., 2005). Am inneren Schelf ist die für Treibhausgase undurchdringliche Barriere aus Permafrost laut Romanovskii und Hubberten (2001) seit mindestens 400 000 Jahren stabil. Die Freisetzung von Methan aus Methanhydraten ist somit ein sehr langfristiger, allerdings klimarelevanter Prozess. Mit einer katastrophenartigen Methanfreisetzung über kurze Zeitspannen ist daher nicht zu rechnen.

Der WBGU kommt in seinem Gutachten (2006) ebenfalls zu dem Schluss, dass die Gefahr einer raschen Freisetzung größerer klimarelevanter Mengen von Methan aus Hydratvorkommen innerhalb dieses Jahrhunderts sehr gering ist. Jedoch ist eine Methanfreisetzung über viele Jahrhunderte bis Jahrtausende wegen der nur sehr langsamen Erwärmung der tiefen Ozean- und Sedimentschichten wahrscheinlicher. Damit könnte das Klima der Erde über Zehntausende von Jahren beeinflusst werden.

8. Zusammenfassung

Das Ausmaß und die Geschwindigkeit der globalen Klimaänderungen nahmen in den letzten Jahrzehnten deutlich zu. Mit der Beschleunigung der klimatischen Veränderungen verstärken sich auch deutlich die Anzeichen der Folgen von Klimaänderungen. Neben dem bereits zu beobachtenden Anstieg des Meeresspiegels und dem Abschmelzen der Mehrzahl der Gletscher treten weitere einschneidende Auswirkungen des Klimawandels hervor und lassen für die Zukunft erwarten, dass sie sich verschärfen.

Das Auftauen der kohlenstoffreichen Permafrostböden ist eine dieser ernst zunehmenden Folgen der Klimaänderung.

In zahlreichen Gebieten sind bereits die Temperaturen des Permafrostes während der letzten Jahrzehnte um mehrere Zehntelgrad, bis auf 2 °C angestiegen.

Die Tiefe der Auftauschicht hat in Folge zugenommen.

Eine weitere zusätzliche Freisetzung von Treibhausgasen aus diesen Böden ist sehr wahrscheinlich.

Es ist auch damit zu rechnen, dass sich im Laufe der nächsten 100 Jahre der Prozess der Erwärmung in den Permafrostgebieten und das Anwachsen der Auftauschicht in den meisten subarktischen Landgebieten fortsetzen und weiter beschleunigen wird.

Das Auftauen des Permafrostes wird sich voraussichtlich auf 10 bis 20 % des heutigen Permafrostgebietes ausdehnen. Nach neueren Modellrechnungen könnte sich dieses Szenario sogar noch weiter verschärfen.

Die südliche Grenze des Permafrostgebietes verschiebt sich voraussichtlich um mehrere hundert Kilometer nach Norden.

Es ist zu befürchten, dass dabei große Mengen Kohlenstoff aus den eingelagerten Substanzen vorrangig in Form von Methan aber auch als Kohlendioxid emittieren. Derzeit liegen noch keine sicheren wissenschaftlichen Erkenntnisse über die dabei zu erwartenden frei werdenden Kohlenstoffmengen vor. Die Schätzungen der Kohlenstoffvorräte der Permafrostböden der hohen Breiten liegen bei 455 Gt. Dies entspricht 25 % des weltweiten Bodenkohlenstoffs (IPCC, 2001).

Die Freisetzung von Methan aus Methanhydrat - ein relevanter Kohlenstoffspeicher im Permafrost - könnte auf lange Sicht ein klimarelevantes Problem werden.

Tauender Permafrost hat neben einem erhöhten Risiko für das Klimasystem eine Reihe nachteiliger Auswirkungen auf ökologische Systeme.

Tauender Permafrost beeinflusst die an der Erdoberfläche wachsende Vegetation, Waldbrände und Insektenbefall können zunehmen. Für viele flache Gewässer, Moore und Sumpfgebiete erhöht sich das Risiko auszutrocknen mit weiteren Folgen für Jagd und Fischwanderungen. Mancherorts kann sich das Oberflächenwasser mit dem Grundwasser verbinden. An anderen Stellen können über weiterhin gefrorenem Untergrund vermehrt Feuchtgebiete entstehen. Veränderungen des Wasserhaushalts in Feuchtgebieten sind von besonderer Bedeutung, da hier häufig Torfböden den Untergrund bildet, in welchem große Mengen Kohlenstoff gebunden sind. Die Erstellung einer Gesamtbilanz über die Prozesse der Absorption und Emission von Kohlenstoff ist zum heutigen Zeitpunkt noch nicht möglich und birgt noch viele Unsicherheiten. Der hohe Kohlenstoffgehalt in diesen Böden kann bei Auftauen Kohlendioxid und Methan freisetzen, den Treibhauseffekt verstärken und das Klimasystem insgesamt stark beeinflussen.

Modellrechnungen gehen bis zum Ende des 21. Jahrhunderts von einem möglichen Anstieg der Frischwasserzuflusses in den Arktischen Ozean um 28 % aus. Neben einer stärkeren Zunahme des Niederschlages gegenüber der Verdunstung trägt - mit einem Anteil von 15 % - auftauender Permafrost dazu bei. Der Salzgehalt im Arktischen Ozean geht dadurch zurück. Dies könnte die Thermohaline Zirkulation schwächen, die die Stärke der Nordatlantik Oszillation bestimmt. Weitere Rückkopplungen auf das Klimasystem wären dann zu erwarten.

Sehr deutlich sind bereits heute die negativen Auswirkungen auf Ökonomie und Wirtschaft, die sich vermutlich verstärken werden und mit erheblichen volkswirtschaftlichen Kosten verbunden sind.

Für Verkehrs- und Transportwege, Gebäude und Industrieanlagen sind die durch auftauenden Permafrost hervorgerufenen Bodenabsenkungen und Erdbeben bereits

heute problematisch. Die Probleme für die Infrastruktur von Industrie und Verkehrswesen werden sich vermutlich deutlich verstärken. Gefahren entstehen sowohl für Bahnstrecken, Rollbahnen von Flughäfen, Öl- und Gasleitungen sowie Gebäude, als auch Kernkraftwerke, Kohlegruben und Abfallhalden. Wartungs- und Sanierungsmaßnahmen sowie Planungen von neuen Bauvorhaben werden deutlich erhöhte Kosten verursachen.

Durch menschliche Aktivitäten, insbesondere durch die Verbrennungsprozesse fossiler Energieträger hat sich das Klima unserer Erde bereits heute stark verändert. Infolge der Klimaänderungen werden in den nächsten Jahrzehnten weit reichende Folgen mit erheblichen Auswirkungen auf Mensch und Umwelt zu erwarten sein.

Es kommt heute darauf an, durch rasches Handeln die globalen Treibhausgasemissionen so zu senken, dass dramatische Schäden durch Klimaänderungen vermieden werden. Neben den Minderungsmaßnahmen müssen ebenfalls Maßnahmen zur Begrenzung der Auswirkungen und zur Anpassung ergriffen werden.

9. Literatur

ACIA, 2004. Impacts of a Warming Arctic - Arctic Climate Impact Assessment. *Cambridge University Press*, New York, 1042 p.

Anisimov, O.A. and Nelson, F.E., 1997. Permafrost zonation and climate change: Results from transient general circulation models. *Climatic Change*, 35, pp. 241–258.

Anisimov, O.A., Beloloutskaia, M.A. and Lobanov, V.A., 2003. Observed climatic and environmental changes in the high latitudes of the Northern Hemisphere. *Meteorology and Hydrology*, 2, pp. 18–30.

Archer, D., 2005. Destabilization of Methane Hydrates: A Risk Analysis. Externe Expertise für das WBGU, Sondergutachten "Die Zukunft der Meere – zu warm, zu hoch, zu sauer", unter: <http://www.wbgu.de/>

Bockheim, J.G. and Hall, K.J., 2002. Permafrost, active-layer dynamics and periglacial environments of continental Antarctica, *South African Journal of Science*, 98, p. 83.

Buffett, B. and Archer, D., 2004. Global inventory of methane clathrate: Sensitivity to changes in the deep ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 227 (3-4), pp. 185-199.

Christensen, T.R. et al., 2004. Thawing sub-arctic permafrost: Effects on vegetation and methane emissions, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L04501.

Collett, T.S., 1993. Permafrost-associated gas hydrate accumulations. *Proceedings of the 1st International Conference on Natural Gas Hydrates. Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 715, pp. 247-269.

Davie, M. and Buffett B., 2001. A numerical model for the formation of gas hydrate below the seafloor. *Journal of Geophysical Research* 106 (B1), pp. 185-199.

Forschungsnachrichten, 2005. Taiga Wälder sind offenbar doch keine Klimaschützer. Presseinformation des Instituts für Geographie der Universität Jena. <http://www.forschungsnachrichten.de/geologie/geowissenschaften-meldungen/taiga-w%24lder-sind-offenbar-doch-keine-klimasch%24tzer.htm>

Frauenfeld, O.W., Zhang, T., Barry, R.G. and Gilichinsky, D., 2004. Interdecadal changes in seasonal freeze and thaw depths in Russia, *J. Geophys. Res.*, 109, D05101.

Fung, I., John, J., Lerner, J., Matthews, E., Prather, M., Steele, L.P. and Fraser, P.J., 1991. Three-dimensional model synthesis of the global methane cycle. *J. Geophys. Res.*, 96D, 13033.

- Gornitz, V. and Fung, I.**, 1994. Potential distribution of methane hydrate in the world's oceans, *Global Biogeochemical Cycles*, 8, pp. 335-347.
- Gruber, S., Hoelzle, M. and Haeberli, W.**, 2004. Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13504.
- Harris, C. and Peter, D.**, 2001. The Permafrost is melting. In: *European Research news Centre*, 02.10.2001.
<http://ec.europa.eu/research/news-centre/en/env/01-09-env01.html>
- Harris, C. and Haeberli, W.**, 2003. Warming Permafrost in the Mountains of Europe. *World Meteorological Organization Bulletin*, 52 (3).
- Horwath, J.**, 2005. Warming could free far more carbon from high arctic soil than earlier thought. University of Washington, in: *Science Blog*.
http://www.sciencelog.com/cms/warming_could_free_far_more_carbon_from_high_arctic_soil_than_earlier_thought_9425
- IPCC**, 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. *Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, Ding, Griggs, Noguer, van der Linden, Dai, Maskell and Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 881p.
- Klauda, J. and Sandler, S.I.**, 2005. Global distribution of methane hydrate in ocean sediment. *Energy & Fuels* 19 (2), pp. 459-470.
- Keeling, C.D. and Whorf, T.P.**, 2005. Atmospheric CO₂ records from sites in the SIO air sampling network. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A..
- Kvenvolden, K.A. and Lorenson, T.D.**, 2001: "The Global Occurrence of Natural Gas Hydrates," in *Natural Gas Hydrates-Occurrence, Distribution and Detection*, C.K. Paul and W. P. Dillion (eds.) *Geophysical Monograph* 124.
- Lawrence, D. M. and Slater, A. G.**, 2005. A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century, *J. Geophys. Res.*, 32, L24401.
- Levermann, A., Griesel, A., Hofmann, M., Montoya, M. and Rahmstorf, S.**, 2005. Dynamic sea level changes following changes in the thermohaline circulation. *Climate Dynamics* 24 (4), pp. 347-354.
- McDonald, K.C., Kimball, J.S., Njoku, E., Zimmermann, R. and Zhao, M.**, 2004. Variability in springtime thaw in the terrestrial high latitudes: monitoring and major control on the biospheric assimilation of atmospheric CO₂ with spaceborne microwave remote sensing, *Earth Interactions*, 8, Paper No. 20.
- Milkov, A.V.**, 2004. Global estimates of hydrate-bound gas in marine sediments: How much is really out there?, *Earth-Science Reviews*, 66, pp. 183-197.
- Nelson, F.E.**, 2003. (Un)frozen in Time. *Nature*, 299, p. 1673.
- Nelson, F.E., Anisimov, O.A. and Shiklomanov, N.I.**, 2002. Climate Change and Hazard Zonation in the Circum-Arctic Permafrost Regions, *Natural Hazards*, 26 (3), p. 203.
- Osterkamp, T.E.**, 2003. A thermal history of permafrost in Alaska, *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, M. Phillips, S.M. Springman and L.U. Arenson, eds., A. A. Balkema Publishers, vol. 2, pp. 863-867.
- Post, W.M., Emmanuel, W.R., Zinke, P.J. and Stangenberger, A.G.**, 1982. Soil carbon pools and world life zones, *Nature*, 298, pp. 156-159.
- Pavlov, A.V.**, 1996. Permafrost-climate monitoring of Russia: analysis of field data and forecast, *Polar Geography*, 20(1), 44-64.
- Rogner, H.-H.**, 1997. An assessment of world hydrocarbon resources. *Annual Review of Energy and the Environment* 22, pp. 217-262
- Romanovskii, N.N. and Hubberten, H.-W.**, 2001. Results of permafrost modelling of the lowlands and shelf of Laptev Sea region, Russia, *Permafrost and Periglacial Processes* 12, p. 191.

- Romanovskii, N.N., Hubberten, H.-W. Gavrilov, A.V. Eliseeva, A.A. and Tipenko, G.S.**, 2005. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas, *Geo-Marine Letters*, 25, pp. 167-182.
- Romanovskii, N.N., Hubberten, H.-W. Gavrilov, A.V. Trumskoy, V.E. and Kholodov, A.L.**, 2004. Permafrost of the east Siberian Arctic shelf and coastal lowlands, *Quaternary Science Reviews*, 23, pp. 1359-1369.
- Romanovsky, V.E., Shender, N.I., Sazonova, T.S., Balobaev, V.T., Tipenko, G.S. and Rusakov, V.G.**, 2001. Permafrost Temperatures in Alaska and East Siberia: Past, Present and Future, in: *Proceedings of the Second Russian Conference on Geocryology*, pp. 301-314.
- Semiletov, I.P.**, 1999. Aquatic Sources and Sinks of CO₂ and CH₄ in the Polar Regions, *Journal of Atmospheric Sciences*, 56, p. 286.
- Shakhova, N., Semiletov, I. and Panteleev, G.** 2005. The distribution of methane on the Siberian Arctic shelves: Implications for the marine methane cycle, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L09601.
- Smith, L.C., Sheng, Y., MacDonald, G.M. und Hinzman, L.D.**, 2005. Disappearing Arctic Lakes, *Science*, 308, p. 1429.
- Smith, N.V., Saatchi, S.S. and Randerson, T.**, 2004. Trends in high latitude soil freeze and thaw cycles from 1988 to 2002, *J. Geophys. Res.*, 109, D12101.
- Smith, S.L. and Burgess, M.M.**, 2003. The Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P), Status Report July 2003 - Thermal Monitoring Component. Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada.
<http://gsc.nrcan.gc.ca/permafrost/gtnp/>
- Smith, S.L., Burgess, M.M., Riseborough, D. and Nixon, F.M.**, 2005. Recent trends from Canadian permafrost thermal monitoring network sites. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(1), pp. 19-30.
- Stokstad, E.**, 2004. Defrosting the Carbon Freezer of the North, *Science*, 304, pp.1618.
- Suess, E. und Bohrmann, G.**, 2002. Brennendes Eis: Vorkommen, Dynamik und Umwelteinflüsse von Gashydraten. In: Wefer, G. (Ed.): *Expedition Erde. Beiträge zum Jahr der Geowissenschaften*. Universität Bremen, pp. 108-116.
- van Everdingen, R.**, ed. 1998, revised May 2005. Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology.
- WBGU**, 2006. Sondergutachten "Die Zukunft der Meere – zu warm, zu hoch, zu sauer", pp. 93-97.
- Zhang, T. et al.**, 2005. Spatial and temporal variability in active layer thickness over the Russian Arctic drainage basin, *J. Geophys. Res.*, 110, D16101.
- Zhang, T., Barry, R.G., Knowles, K., Heginbottom, J.A. and Brown, J.**, 1999. Statistics and characteristics of permafrost and ground ice distribution in the Northern Hemisphere. *Polar Geography* 23(2), pp. 147-169.
- Zhuang, Q. et al.**, 2004. Methane fluxes between terrestrial ecosystems and the atmosphere at northern high latitudes during the past century: A retrospective analysis with a process-based biogeochemistry model, *Global Biogeochemical Cycles*, 18, GB3010.