

4.13 Permafrostbeeinflusste Böden (Kryosole) im Klimawandel

LARS KUTZBACH, SEBASTIAN ZUBRZYCKI, CHRISTIAN KNOBLAUCH,
CLAUDIA FIENCKE & EVA-MARIA PFEIFFER

Permafrost-affected soils (cryosols) under climate change: Permafrost-affected soils (cryosols) are estimated to contain about 1020 Gt organic carbon, which exceeds the carbon pool in the total global vegetation. The sensitive arctic ecosystems face the most pronounced warming on Earth (»polar amplification«), with severe impacts on properties and processes of cryosols. Changes in the energy and water budgets of these soils are expected to lead to higher mineralization rates of soil organic matter and to increased release of climate-relevant trace gases (methane, carbon dioxide, nitrous oxide) to the atmosphere. However, predictions of the future development of cryosols under climate change still are hampered by high uncertainties. Intensified interdisciplinary polar research is needed to improve our understanding of the complex control of the energy and matter budgets of permafrost regions by meteorological, hydrological, biogeochemical and biological processes.

Kryosole: enorme, klimasensitive Kohlenstoffspeicher

Die arktischen Permafrostregionen stehen zurzeit im Blickpunkt der internationalen Klimaforschung, da enorme Mengen an organischem Kohlenstoff in den permafrostbeeinflussten Böden (Kryosolen) gespeichert sind (Abb. 4.13-1), die durch die überdurchschnittlich starke Klimaerwärmung in der Arktis mobilisiert werden könnten (SCHUUR et al. 2013, Kap. 1.7 - SCHIRRMAYER & HUBBERTEN). In den obersten drei Metern der Kryosole lagern etwa 1.020 Gt organischer Kohlenstoff, was mehr als 30% des globalen organischen Bodenkohlenstoffs in dieser Tiefenstufe entspricht (JOBÁGY & JACKSON 2000, TARNOCAI et al. 2009). Diese Böden enthalten mehr Kohlenstoff als die gesamte Vegetation der Erde (450–920 Gt, MOONEY et al. 2001)

oder die Atmosphäre (830 Gt; Joos et al. 2013). Der organische Kohlenstoff ist ein Hauptbestandteil der organischen Bodensubstanz, die sich über die Jahrtausende in den Kryosolen angereichert hat, da ihr Abbau durch die niedrigen Temperaturen und die häufige hohe Wassersättigung stark eingeschränkt ist. Neben dem Kohlenstoff sind auch für biologische Systeme wichtige Nährstoffelemente wie Stickstoff und Phosphor in großen Mengen in der organischen Substanz der Kryosole gebunden (ZUBRZYCKI et al. 2013).

Es wird erwartet, dass die globale Klimaerwärmung, die besonders stark in der Arktis ausfällt (»Polare Verstärkung«, ACIA 2005, Kap. 4.5 - NOTZ), bedeutende Auswirkungen auf den Energie- und Wasserhaushalt und in Folge auch auf den Kohlenstoff- und Nährstoffhaushalt von Kryosolen haben wird, da

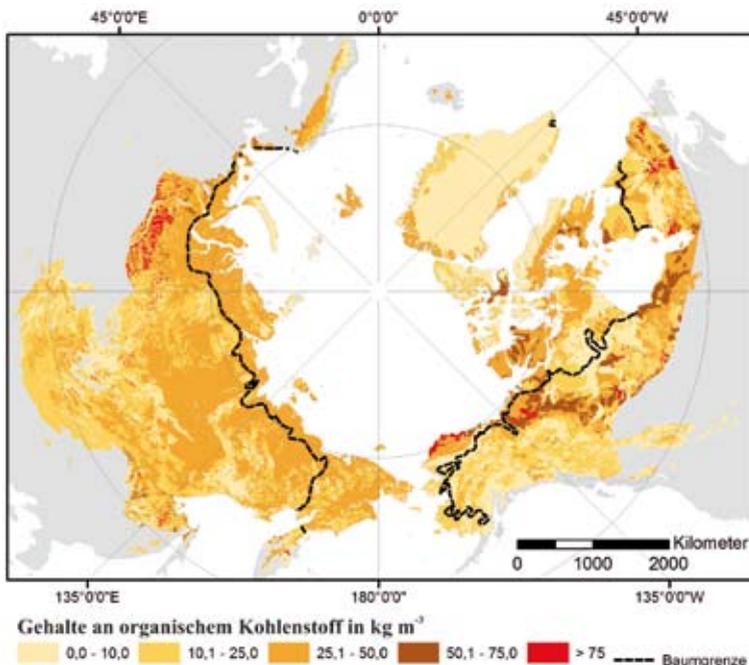


Abb. 4.13-1: Geschätzte Gehalte an bodeneigenem organischem Kohlenstoff bis zu einer Bodentiefe von 1 m in den Permafrostregionen der nördlichen Hemisphäre. Eigene Karte erstellt aus Daten der Northern Circumpolar Soil Carbon Database, (Kohlenstoffspeicher: HUGELIUS et al. 2013) und des National Snow and Ice Data Center (Baumgrenze: BROWN et al. 1998).

sich diese erwärmen und im Sommer tiefer auftauen werden. In den südlichen Verbreitungszonen des Permafrosts muss damit gerechnet werden, dass dieser durch Auftauen ganz verschwindet. Durch Tauen des Permafrosts kann zuvor eingefrorenes organisches Material von Mikroorganismen zu Kohlendioxid (CO₂), Methan (CH₄) und Lachgas (N₂O) – allesamt klimawirksame Spurengase – abgebaut werden (Abb. 4.13-2; ELBERLING et al. 2010, LEE et al. 2012, KNOBLAUCH et al. 2013). Das klimawandelbedingte Tauen von Permafrost wird als ein möglicher Kipppunkt des Klimasystems angesehen, da die potenziell hohe Freisetzung von Treibhausgasen aus permafrostbeeinflussten Landschaften die Klimaerwärmung beschleunigen kann und somit eine »positive Rückkopplung« auf die Klimaerwärmung darstellt (KOVEN et al. 2011, LENTON 2012).

Eigenschaften und Genese von Kryosolen

Kryosole sind Böden, die deutliche kryopedogene (durch frostbedingte Bodenbildung verursachte) Merkmale – wie Kryoturbation und/oder Segregationseis (»gelic material« nach dem US-amerikanischen Bodenklassifikationssystem (Soil Survey Staff 2010)) – innerhalb von einem Meter Bodentiefe und Permafrost innerhalb von zwei Metern Bodentiefe aufweisen. Sind die kryopedogenen Merkmale im oberen Bodenbereich nicht ausgeprägt, muss Permafrost schon innerhalb von einem Meter Bodentiefe angetroffen werden. Permafrost ist definiert als Boden- oder Gesteinsmaterial, das für zwei Jahre und mehr in Folge Temperaturen unter 0 °C aufweist (VAN EVERDINGEN 1998, FRENCH 2007). Der Begriff Permafrost beschreibt somit ein Temperaturregime und nicht einen Aggregatzustand des Materials. Somit ist Permafrost von dem Begriff »gefrorener Boden« (»frozen ground«) abzugrenzen, der Boden- oder Gesteinsmaterial beschreibt, in dem das gesamte oder ein Teil des Porenwassers als Eis vorliegt (Abb. 4.13-3).

Der dominierende Faktor der Bodenbildung in den permafrostbeeinflussten Landschaften ist das extreme, kalte arktische Klima. Die tiefen Bodentemperaturen führen zu geringen chemischen Verwitterungsraten und zu einer geringen biologischen Aktivität, so dass die Bodengesehe generell langsam verläuft. Andererseits kommt es im arktischen Klima zu alternierendem Frieren und Tauen des oberen Bereiches der Kryosole (»active layer« oder »sommerliche Auftauschicht«), welches die physikalische Verwitterung fördern kann. Da das unterliegende gefrorene Bodenmaterial wasserstauend wirkt, sind viele Kryosole, insbesondere in den Tiefländern, durch hoch anstehendes Bodenwasser und Vergleyung (hydromorphe Merkmale) gekennzeichnet. Die hohen Wasserstände führen zu Sauerstoffarmut und reduzierenden Bedingungen, die zusätzlich zu den tiefen Temperaturen den Abbau organischer Bodensubstanz verlangsamen. So kann trotz der klimatisch bedingten geringen Biomasseproduktion der Vegetation an vielen Standorten organisches Material als Torfe oder Auflagen in den Böden akkumulieren (Abb. 4.13-4A). Die durch das arktische Klima bedingten Gefrier- und Tauprozesse und damit verbundenen Dehnungs- und Kontraktionsprozesse führen an vielen Standorten zu Kryoturbation, d.h. frostbedingter Durchmi-

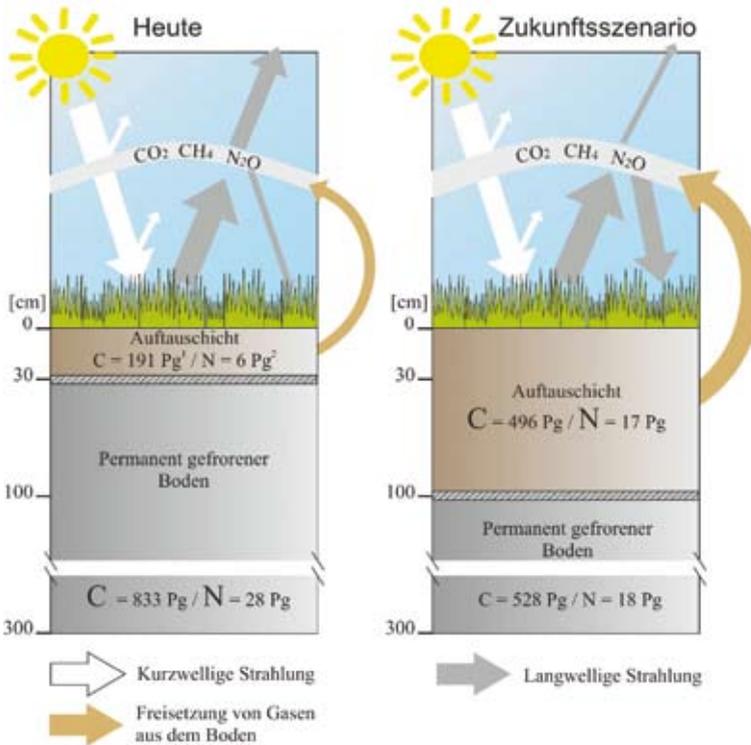


Abb. 4.13-2: Schematische Darstellung zur Rückkopplung der Kohlenstoff- und Stickstoffdynamik (C = Kohlenstoff; N = Stickstoff) und den klimabedingten Änderungen in Kryosolen. A = Heutige Situation. B = Situation bei künftiger Klimaerwärmung. Verändert nach BEER (2008) und ZUBRZYCKI et al. (2012). Kohlenstoffpoolgrößen nach TARNOCAI et al. (2009). Stickstoffpoolgrößen über ein C/N-Verhältnis von 30 abgeschätzt.

schung und Verknüpfung von Bodenmaterial aus verschiedenen Horizonten (Abb. 4.13-3C und Abb. 4.13-4B). In Folge dessen kann im Oberboden gebildete organische Substanz in tiefere, kältere und sauerstoffärmere Bodenbereiche eingearbeitet werden, in denen der mikrobielle Abbau langsamer erfolgt. Ein weiterer wichtiger Prozess, der die Anreicherung der organischen Substanz insbesondere in den permafrostbeeinflussten Landschaften der Flusstäler und -deltas begünstigt, ist die fluviatile

und äolische Sedimentation. Die Sedimentationsprozesse führen zu einer Erhöhung der Oberfläche der Kryosole, die wiederum zu einer entsprechenden Erhöhung der Permafrosttafel führt. Somit werden die untersten Bereiche der sommerlichen Auftauschicht mit der in ihnen enthaltenen organischen Substanz in den Permafrost inkorporiert. Aufgrund dessen und für die Torfbildung förderlichen Bedingungen finden sich gerade in den arktischen Deltas sehr mächtige kohlenstoffreiche Perma-

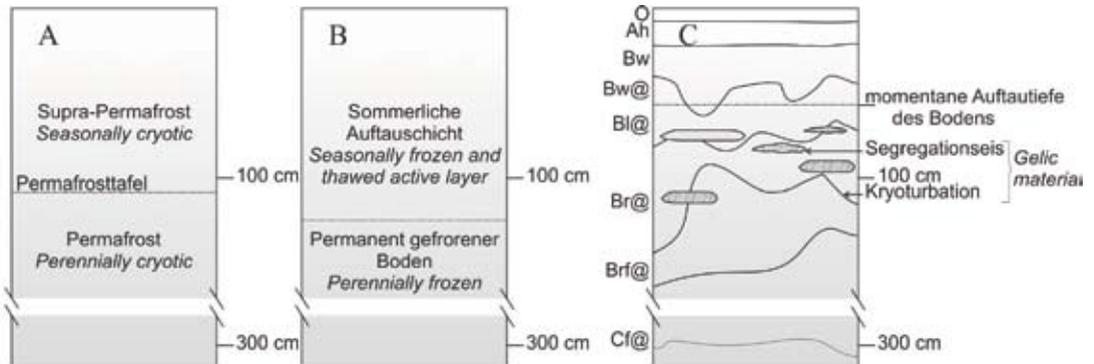


Abb. 4.13-3: Schematische Darstellung der Eigenschaften von Kryosolen. **A:** Temperaturregime. Die Permafrosttafel trennt den Supra-Permafrost (Temperatur kann über zwei Jahre hinweg zeitweise über 0 °C liegen) vom Permafrost (Temperatur liegt mindestens zwei Jahre kontinuierlich unter 0 °C). **B:** Gefrier-Tau-Regime der Böden mit der saisonal zeitweise gefrorenen und zeitweise getauten Bodenschicht und dem darunterliegenden permanent gefrorenen Boden. **C:** Beispiel für ein Profil eines Kryosols mit angedeuteter Kryoturbation und Segregationseis (»gelic material« nach dem US-amerikanischen Bodenklassifikationssystem (SOIL SURVEY STAFF 2010)). Abbildung verändert nach ZUBRZYCKI et al. (2012). **Hauptsymbole:** H - organischer Bodenhorizont, während des Jahres meist wassergesättigt; O - organischer Bodenhorizont, während des Jahres nur zeitweilig wassergesättigt; A - mineralischer Oberbodenhorizont, typischerweise mit Humusanreicherung; B - mineralischer Unterbodenhorizont, Veränderung der Farbe und des Stoffbestands im Vergleich zum Ausgangsgestein; C - mineralischer Untergrundhorizont, nur wenig durch bodenbildende Prozesse verändertes Ausgangsgestein. **Zusatzsymbole:** a - stark zersetztes organisches Material; b - begabener Horizont; e - mittelstark zersetztes organisches Material; f - Permafrost; h - Anreicherung organischer Substanz in mineralischem Horizont; i - schwach zersetztes organisches Material; l - Oxidations- und Reduktionsfleckung im Grundwasserschwankungsbereich einschließlich des geschlossenen Kapillarsaums (Vergleyung); r - starke Reduktion; w - Veränderung der Farbe und Struktur im Vergleich zum Ausgangsgestein; @ - Kryoturbationsmerkmale.

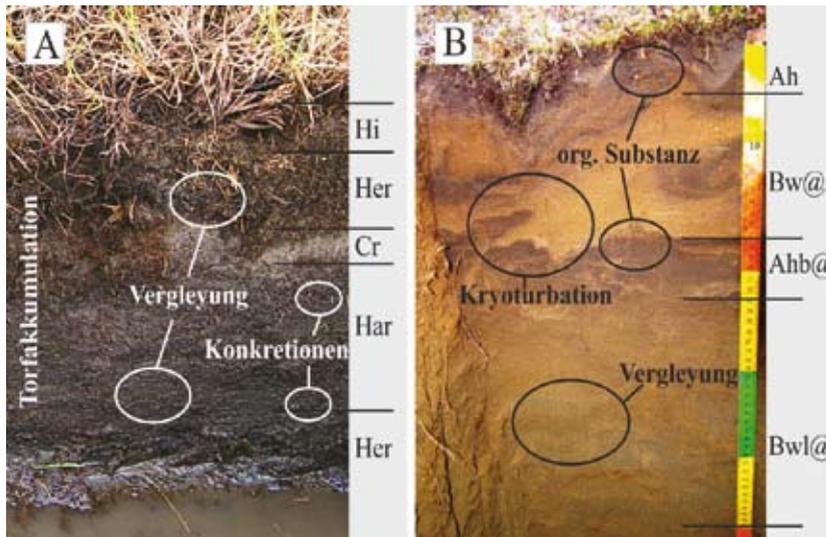


Abb. 4.13-4: Beispiele für typische Kryosole in der Tiefsandtundra der Lena-Deltas, Nordost-Sibirien. **A:** Ein nicht kryoturbierter, vergleyter, von organischem Material dominierter Kryosol, Histic Cryosol (Reductaquic), holozäne Flussterrasse, Insel Samoylov. **B:** Ein sanddominierter vergleyter, kryoturbat verwürgter Kryosol, Turbic Cryosol (Reductaquic, Arenic), Arga-Komplex. Bodenansprache nach der World Reference Base for Soil Resources (FAO 2007) (siehe auch Legende zu Abb. 4.13-3).

frostablagerungen (WAGNER et al. 2007, TARNOCAI et al. 2009). Weitere wichtige kryopedogenetische Prozesse sind Eissegregation und Eisakkumulation (Migration zu und Anfrieren von Wasser an bestehende Eislinen), Kryometamorphose (eisbedingte Umwandlung von Bodenstrukturen), Gelisolifluktion (langsames, flächenhaftes Abwärtsfließen des Bodenmaterials der Auftauschicht an Hängen), Frosthhebung, Frostsartierung sowie die Frostspaltenbildung bedingt durch die Kontraktion des gefrorenen Bodens bei sehr niedrigen Temperaturen (FRENCH 2007, ZUBRZYCKI et al. 2012).

Kryosole bedecken ca. 18×10^6 km² oder 13% der Landoberfläche der Erde (FAO 2007). Sie kommen vor allem in den arktischen und borealen Permafrostregionen der nördlichen Hemisphäre vor (Abb. 4.13-1). In sporadischer Verbreitung finden sie sich auch in den Gebirgen der gemäßigten Klimazone (Gebirgs-Kryosole). Die größten von Kryosolen eingenommenen Flächen liegen in Russland (10×10^6 km²), Kanada ($2,5 \times 10^6$ km²), China ($1,9 \times 10^6$ km²) und Alaska ($1,1 \times 10^6$ km²) (FAO 2007). Nördlich des fünfzigsten Breitengrades nehmen Kryosole 27% der Landfläche ein (JONES et al. 2010). Sie sind vergesellschaftet mit weiteren wichtigen Bodentypen dieser Breitengrade wie Podsolen (Versauerungsböden, 15%), Leptosolen (Festgesteinsböden, 8%) und Cambisolen (verbraunte Böden, 8%) (JONES et al. 2010).

Energie- und Wasserhaushalt

Der Energie- und Wasserhaushalt von Kryosolen bestimmt deren Kohlenstoff- und Nährstoffhaushalt (MCGUIRE et al. 2009, SANDERS et al. 2010) sowie auch die Wachstumsbedingungen für die Vegetation (FORBES et al. 2010), da die Temperatur und die Wassergehalte sämtliche chemische und biologische Prozesse im System Boden-Pflanze steuern. Umgekehrt beeinflussen die Vegetation und die Pflanzenreste, die in bodeneigene organische Substanz umgewandelt werden, auch den Energie- und Wasserhaushalt der Böden (RINKE et al. 2008). Veränderungen des Energie- und Wasserhaushaltes von Kryosolen beeinflussen weiterhin entscheidend die Hydrologie von permafrostbeeinflussten Wassereinzugsgebieten sowie den lateralen Stofftransport von terrestrischen Landschaften in die angrenzenden limnischen und marinen Ökosysteme (FREY & MCCLELLAND 2009, WOO 2012).

Der Energiehaushalt der Kryosole hat sich mit der beobachteten starken Klimaerwärmung deutlich verändert. Aus der Analyse von Temperaturprofilmessungen in 575 Permafrostbohrlöchern schließen ROMANOVSKY et al. (2010), dass sich der Permafrost in den meisten Regionen der Zirkumarktis seit den letzten zwei bis vier Jahrzehnten erwärmt hat. Dabei sind die Erwärmungsraten von kälterem Permafrost deutlich größer

als diejenigen von Permafrost mit Temperaturen nahe 0 °C. Die Tiefen der sommerlichen Auftauschicht zeigen nach bisherigen Messungen des CALM-Programms (Circumpolar Active Layer Monitoring) eine hohe interannuelle Variabilität, die mit den kumulierten Lufttemperaturen während der Auftauperiode korreliert (BROWN et al. 2000). Die bisherigen Messreihen sind für die meisten Standorte zu kurz, um einen allgemeinen Trend zu mächtigeren sommerlichen Auftauschichten abzusichern. Jedoch konnte für einige Standorte, für die längere Messreihen vorliegen, eine signifikante Vertiefung der sommerlichen Auftauschicht festgestellt werden (ÅKERMAN & JOHANSSON 2008, BROWN et al. 2000). Für andere Standorte, wie zum Beispiel das intensiv untersuchte Lena-Delta in Nordsibirien, lässt sich dagegen noch kein signifikanter Trend zeigen (BOIKE et al. 2013).

Hydrologische Prozesse in permafrostbeeinflussten Landschaften sind generell komplex, da durch kryopedogenetische Prozesse oft Frostmuster und ein ausgeprägtes Mikorelief entstehen und die Oberfläche des wasserstauenden gefrorenen Bodens sehr kleinräumig variieren kann (WOO 2012). So steuert die saisonale Dynamik des Auftauens der Kryosole die Konnektivität der wasserleitenden Bodenschichten und damit den lateralen Abfluss (HELBIG et al. 2013). Zwischen 1936 und 1999 sind die Abflüsse der sechs größten eurasischen Flüsse, die in den Arktischen Ozean münden und in Teilen ihrer Einzugsgebiete durch Permafrost gekennzeichnet sind, um 7% gestiegen (PETERSON et al. 2002). Tauender Permafrost kann eine Mitursache dieses deutlichen Anstieges sein, jedoch wahrscheinlich mit untergeordneter Bedeutung im Vergleich zum Effekt der durch den Klimawandel bedingten erhöhten Niederschläge in den hohen Breiten (MCCLELLAND et al. 2004).

Mobilisierung von Kohlenstoff bei Klimaerwärmung

Um realistische Abschätzungen zur Freisetzung von Treibhausgasen aus tauendem Permafrost zu ermöglichen, muss nicht nur die Menge an organischem Kohlenstoff im Permafrost bekannt sein, sondern auch dessen Abbaubarkeit, d.h. wie rasch die getaute organische Substanz mineralisiert werden kann. Bisherige Abschätzungen basieren entweder auf Expertenmeinungen (GRUBER et al. 2004, SCHUUR et al. 2013) oder Labormessungen, bei denen davon ausgegangen wurde, dass die mikrobielle Produktion von CO₂ und CH₄ mit konstanter Geschwindigkeit erfolgt, bis der größte Teil der organischen Substanz abgebaut ist (DUTTA et al. 2006). Basierend auf diesem vereinfachenden Ansatz schätzt DUTTA et al. (2006), dass im Laufe von 40 Jahren etwa 85% des organischen Kohlenstoffs aus tauendem Permafrost als CO₂ freigesetzt werden

kann. Neueste Untersuchungen berücksichtigen jedoch, dass die organische Substanz aus einer Vielzahl unterschiedlicher Komponenten besteht, die unterschiedlich schnell abgebaut werden (KNOBLAUCH et al. 2013, SCHÄDEL et al. in press). Dadurch nimmt die Treibhausgasbildung nach einer anfänglichen Phase, in der leicht abbaubare Substanzen mineralisiert wurden, stark ab (Abb. 4.13-5). Berücksichtigt man dieses nichtlineare Abbauverhalten, ist die errechnete potenzielle Freisetzung von CO_2 aus tauendem Permafrost deutlich geringer. In Mineralböden können unter aeroben Bedingungen nur etwa 15% der vorhandenen organischen Substanz in einem Zeitraum von 100 Jahren zu CO_2 mineralisiert werden (Abb. 4.13-6); KNOBLAUCH et al. 2013, SCHÄDEL et al. in press). Unter anaeroben Bedingungen, wie sie in Kryosolen weit verbreitet sind, erfolgt der Abbau von organischem Material noch deutlich langsamer (LEE et al. 2012), so dass nach 100 Jahren nur etwa 2% des organischen Materials unter den Temperaturbedingungen in Permafrostgebieten mineralisiert werden können (Abb. 4.13-6; KNOBLAUCH et al. 2013). Aufgrund der sehr geringen Anzahl an Untersuchungen zum Abbauverhalten von organischem Kohlenstoff in getautem Permafrost-Bodenmaterial ist die Abschätzung der langfristigen Bildung von Treibhausgasen bisher jedoch von großen Unsicherheiten beeinträchtigt.

Land-Atmosphären-Flüsse von CO_2

Permafrostbeeinflusste Landschaften mit ihren an die extremen Bedingungen angepassten Biozönosen waren über geologische Zeiträume vorwiegend Kohlenstoffsenken. Ob sie sich als Folge der arktischen Klimaänderungen in Kohlenstoffquellen wandeln, hängt

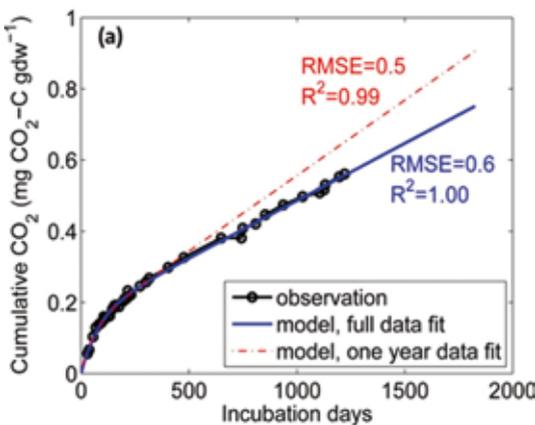


Abb. 4.13-5: Kumulative CO_2 -Produktion in einer Permafrostprobe, inkubiert bei 4°C für 1.200 Tage. Rote Kurve: Anpassung eines Zwei-Pool-Modells an die Messdaten über 365 Tage; blaue Kurve: Modellanpassung an den gesamten Datensatz. Daten aus KNOBLAUCH et al. (2013).

davon ab, wie die Freisetzungs- und Festlegungsprozesse für Kohlenstoff jeweils auf die sich ändernden Klima- und Umweltbedingungen reagieren. Dieses ist grundsätzlich schwierig vorherzusagen, da diese gegensätzlichen Prozesse sich gegenseitig beeinflussen und durch eine Vielzahl physikalischer, chemischer und biologischer Faktoren gesteuert werden.

Da die CO_2 -Aufnahme von Ökosystemen über die Photosynthese der Pflanzen erfolgt, sind die bekannten Steuergrößen der Photosynthese auch entscheidend für die Stärke der CO_2 -Festlegung. Dieses sind vor allem die kurzweilige Strahlung, die auf die Landoberfläche trifft, die Temperatur, die CO_2 -Konzentration der Umgebungsluft, die Wasserverfügbarkeit und die Stickstoffverfügbarkeit (CHAPIN et al. 2002). Während die Erhöhung der Temperatur in der Arktis und der globalen CO_2 -Konzentrationen die photosynthetische Kohlenstofffestlegung fördern, wird diese durch die in den nördlichen Breiten erwarteten Anstiege des Bewölkungsgrads und der Starkregenfrequenz negativ beeinflusst (ACIA 2005). Eine wichtige Rolle spielt die zukünftige Entwicklung der Stickstofflimitierung von permafrostbeeinflussten Ökosystemen, über deren Reaktion auf Klimaänderungen jedoch zu wenig bekannt ist (s.u.). Die flächenhafte Variabilität der Photosynthese-Kapazität der Tundra-Vegetation zeigt einen engen Zusammenhang mit dem Blattflächenindex und lässt sich damit gut über Fernerkundungsmethoden, z.B. über Satellitenaufnahmen des normalisierten differenzierten Vegetationsindex (NDVI) abschätzen (STREET et al. 2007, LUND et al. 2010). Auf diese Weise konnte bereits ein »Ergrünen« der Arktis in den letzten Jahrzehnten detektiert werden (JIA et al. 2003). Die interannuelle Variabilität der Photosyntheseleistung scheint abhängig von der Länge der Vegetationsperiode zu sein (GROENDAHL et al. 2007), jedoch nicht generell für alle untersuchten Standorte (PARMENTIER et al. 2011).

Die saisonale Variabilität der CO_2 -Freisetzung durch die Gesamtheit der Respirationprozesse (Ökosystem-Respiration) zeigt eine exponentielle Abhängigkeit von der Oberflächentemperatur in Tundra-Ökosystemen (KUTZBACH et al. 2007, VAN DER MOLEN et al. 2007). Die in einer polygonalen Tundra festgestellte Temperatursensitivität der Ökosystem-Respiration war jedoch relativ gering ($Q_{10, 15^\circ\text{C}} = 1,5$) und bestätigte die Hypothese von MAHECHA et al. (2010) einer global verallgemeinerbaren Temperatursensitivität der Ökosystem-Respiration mit $Q_{10, 15^\circ\text{C}} = 1,4 \pm 0,1$ auch für die Arktis (RUNKLE et al. 2013). Die flächenhafte Variabilität der jährlichen Ökosystem-Respiration in arktischen und borealen Mooren ist korreliert mit der mittleren Lufttemperatur, der Länge der Vegetationsperiode und dem NDVI (LUND et al. 2010, PARMENTIER et al. 2011).

Somit kann davon ausgegangen werden, dass die arktische Klimaerwärmung sowohl die Photosyntheseleistung als auch die Ökosystem-Respiration erhöht. Die Reaktion des Netto- CO_2 -Ökosystemaustausches, der der relativ kleinen Differenz von Brutto-Photosynthese und Ökosystemrespiration entspricht, ist jedoch unklar, da die bisherigen Messreihen zu kurz sind, um etwaige Trends abzusichern. Während für Standorte in Alaska schon beobachtet wurde, dass die Tundra zu einer CO_2 -Quelle geworden ist (OECHEL et al. 1993), erscheinen die permafrostbeeinflussten Landschaften Sibiriens noch immer eine stabile CO_2 -Senke zu sein (CORRADI et al. 2005, KUTZBACH et al. 2007). So zeigten Messungen in der polygonalen Tundra des Lena-Deltas eine konsistente CO_2 -Senke von 120-140 g CO_2/m^2 über den Sommer (Juni-August, Abb. 4.13-7). Auch wenn man die winterliche CO_2 -Freisetzung berücksichtigt, ist eine robuste CO_2 -Senke von ca. 70 g CO_2/m^2 wahrscheinlich (KUTZBACH et al. 2007).

Methan in Kryosolen und Permafrost

Neben CO_2 ist CH_4 das wichtigste Endprodukt des mikrobiellen Abbaus von organischer Substanz in Böden und Sedimenten unter anaeroben Bedingungen. Aber nicht das gesamte in den reduzierten Bodenhorizonten gebildete CH_4 erreicht die Atmosphäre, da es je nach Umweltbedingungen bis zu 100% in den aeroben Bo-

denbereichen der Auftauzone wieder von Mikroorganismen oxidiert wird (LIEBNER et al. 2011, PREUSS et al. 2013). Wie viel und welcher Anteil des produzierten Methans in die Atmosphäre emittiert wird, hängt von verschiedenen Umweltfaktoren ab, von denen die Tiefe des Wasserstandes, die Bodentemperatur und die Vegetationszusammensetzung die wichtigsten sind (OLEFELDT et al. 2013). Insbesondere Gräser und Seggen, die speziell an wassergesättigte Böden angepasst sind, erhöhen die Freisetzung von Methan. Sie wirken wie »Schornsteine«, da über ihre Wurzeln, Triebe und Blätter das gebildete CH_4 aus der anaeroben Produktionszone direkt in die Atmosphäre gelangt (KUTZBACH et al. 2004). Andererseits führt eine enge Assoziation zwischen methanoxidierenden Bakterien und arktischen Moosen zu einer effizienten Reduktion diffusiver Methanflüsse aus permafrostbeeinflussten Feuchtgebieten (LIEBNER et al. 2011).

Aktuelle Abschätzungen der Methanfreisetzung aus Böden nördlicher Breiten liegen zwischen 30 und 70 Tg (10^{12} g) pro Jahr (zusammengefasst in MCGUIRE et al. (2009), zu denen die Tundra etwa 8-30 Tg pro Jahr beiträgt (MCGUIRE et al. 2012). Auf Grund der Heterogenität von Kryosolen können die CH_4 -Emissionsraten kleinräumig stark schwanken. Abb. 4.13-8 zeigt beispielhaft für die polygonale Feuchttundra des Lena-Deltas die verschiedenen punktuellen Methanquellen dieser permafrostbeeinflussten Landschaft. Besonders deutliche CH_4 -Quellen sind die feuchten, von Gräsern (z.B. *Carex aquatilis*) bewachsenen Zentren der polygonalen Netze mit Freisetzungsraten von täglich bis zu 360 mg/ m^2 . Dagegen zeigen die trockenen Polygonränder nur geringe Emissionswerte von täglich ca. 5 mg/ m^2 (Kutzbach et al. 2004, SACHS et al. 2010). Sie sind in trockenen Phasen der Vegetationsperiode auch CH_4 -Senken. Die jährliche Freisetzung von CH_4 integriert über diese Landschaft liegt bei etwa 3 g/ m^2 (WILLE et al. 2008). Diese CH_4 -Flüsse haben ein vergleichsweise geringes Gewicht in der Kohlenstoffbilanz der Tundren, werden aber für die Treibhausgasbilanz wichtig, wenn man die höhere Klimawirksamkeit von CH_4 verglichen mit CO_2 berücksichtigt (CORRADI et al. 2005, WILLE et al. 2008).

Einzelne Felduntersuchungen zu Spurengasgehalten in tieferen, eisreichen Permafrostsedimenten liegen für Nordostsibirien vor. Im Bereich des Indigirka-Kolyma-Tieflandes und des Lena-Deltas wurden in tiefen Permafrostbohrungen hohe CH_4 -Gehalte und Populationen methanogener Mikroorganismen, die auch bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt aktiv Methan bilden können, gefunden (RIVKINA et al. 2007, WAGNER et al. 2007) (Abb. 4.13-9). Das eingefrorene Methan kann in Folge steigender Temperaturen und verstärkter Degradation (Vertiefung der sommerlichen Auftauzone, Initiierung von Thermokarst, Küstenerosion) freigesetzt werden.

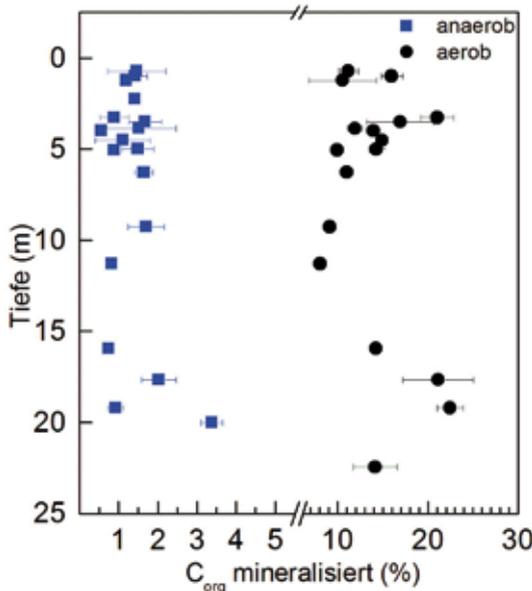


Abb. 4.13-6: Potenzielle Freisetzung von organischem Kohlenstoff aus Permafrostablagerungen Nordost-Sibiriens unter aeroben und anaeroben Bedingungen. Die Daten geben an, wie viel des anfänglich enthaltenen organischen Kohlenstoffs in 100 Jahren zu CO_2 mineralisiert werden kann. Abbildung verändert nach KNÖBLAUCH et al. (2013).

Stickstoffhaushalt

Über die Speicherung und Umsetzung von Stickstoff (N) in Kryosolen weiß man heute weit weniger als über die des Kohlenstoffs. Für Abschätzungen der N-Gehalte wurde in einigen Studien mangels Messdaten ein theoretisches C/N-Verhältnis von 30 angenommen. ZUBRZYCKI et al. (2013) zeigten jedoch, dass das C/N-Verhältnis in den Kryosolen des Lena-Deltas im Mittel bei 20 lag, so dass hier entsprechend höhere N-Speicher abgeschätzt wurden. Die wenigen verfügbaren Studien zeigen, dass Kryosole zwischen $0,4 \text{ kg/m}^3$ und $2,5 \text{ kg/m}^3$ N in einer Bodentiefe von 1 m speichern können (PING et al. 2011, ZUBRZYCKI et al. 2013). Trotz der hohen N-Speicherkapazität der Kryosole gelten arktische terrestrische Ökosysteme generell als N-limitiert, da nur ein geringer Anteil als reaktiver N in Form von gelöstem anorganischen N oder gelöstem organischen

N den Organismen zur Verfügung steht (SCHIMMEL & BENNETT 2004). In Klimasimulations-Experimenten wurde gezeigt, dass Temperaturerhöhungen und Änderungen des Wasserhaushalts zu einer Erhöhung der N-Verfügbarkeit durch Freisetzung von gefrorenen N-Verbindungen sowie Steigerung der N-Mineralisation und N-Fixierung führen können (KEUPER et al. 2012). Zwar ist bekannt, dass die N-Verfügbarkeit erheblich die Struktur und Funktionalität der Tundra-Ökosysteme steuert, jedoch sind die Auswirkungen der erhöhten N-Verfügbarkeit noch unklar (KELLEY et al. 2012). Einerseits steigern die N-Verfügbarkeit und die längeren Vegetationsperioden das Pflanzenwachstum und die C- und N-Festlegung (HOBBIE et al. 2002). Andererseits übersteigt die Mineralisation die Immobilisierung, so dass es zu einer Freisetzung von labilen organischen, anorganischen und gasförmigen N- und C-Verbin-

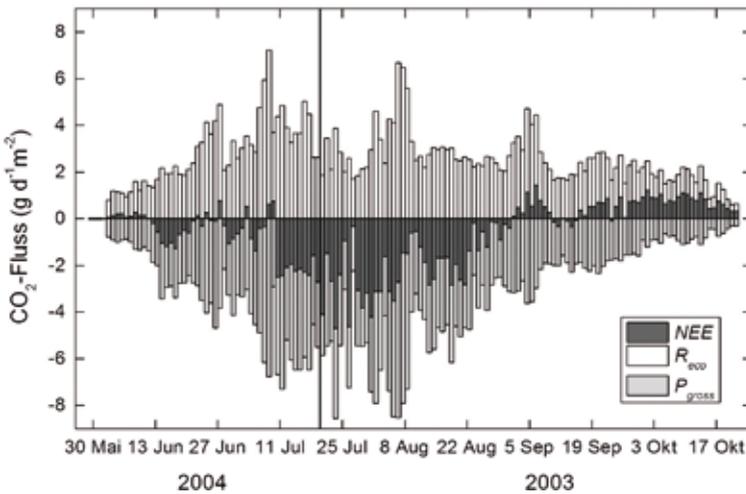


Abb. 4.13-7: CO_2 -Flüsse in einer polygonalen Tundra des Lena-Deltas in $\text{g CO}_2/(\text{Tag} \times \text{m}^2)$. CO_2 -Budget-Komponenten: NEE: Netto- CO_2 -Ökosystemaustausch, Reco: modellierte Ökosystem-Respiration, P_{gross} : modellierte Brutto-Photosynthese. Negative Flüsse bedeuten CO_2 -Aufnahme, positive Flüsse CO_2 -Freisetzung. Daten aus KUTZBACH et al. (2007).

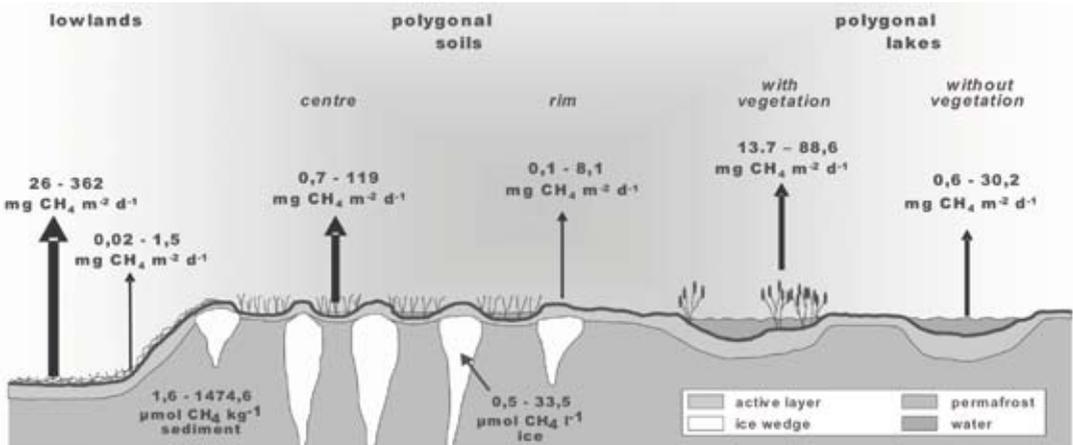


Abb. 4.13-8: CH_4 -Freisetzung aus verschiedenen Untereinheiten einer permafrostbeeinflussten Landschaft am Beispiel des Lena-Deltas. Angaben in $\text{mg CH}_4/(\text{Tag} \times \text{m}^2)$. Daten aus PFEIFFER et al. (2002), WAGNER et al. (2003), SACHS et al. (2010) und KUTZBACH et al. (2004).

dungen kommt (GLANVILLE et al. 2012). Bei der N-Mineralisation werden Ammonium und labile organische N-Verbindungen freigesetzt, die erneut die N-Mineralisation fördern (CHU & GROGAN 2010). Die erhöhte Ammonium-Verfügbarkeit in der arktischen Tundra steigert wiederum die Nitratbildung. Entscheidend ist nun, ob der stärker verfügbare gelöste anorganische N immobilisiert oder in Form von Nitrat ausgewaschen (HARMS & JONES JR. 2012) bzw. zu N_2O umgesetzt wird (MARUSHCHAK et al. 2011). Je nach Vegetation und Bodeneigenschaften werden die Landschaftseinheiten der Tundra vermutlich kleinräumig sehr unterschiedlich auf die größere N-Verfügbarkeit reagieren. Gerade aus wenig- oder unbewachsenen Böden oder zu Beginn der Vegetationsperiode wird sich die Nitrat-Auswaschung und N_2O -Emission deutlich erhöhen (MARUSHCHAK et al. 2011, KELLEY et al. 2012). Ebenso spielt die Veränderung der Auftautiefe eine Rolle. Durch die erwärmungsbedingte Zunahme der sommerlichen Auftauschicht kann in den ehemals dauerhaft gefrorenen Bodenhorizonten gelöster anorganischer und organischer N mobilisiert sowie die N-Mineralisation gesteigert werden.

Schlussfolgerungen

Die Kryosole mit ihren speziellen Eigenschaften und Umsetzungsprozessen spielen eine Schlüsselrolle für die Frage, wie die Permafrostgebiete auf den Klimawandel reagieren. Sie sind Mehrphasensysteme, in dem sich Einflüsse der Lithosphäre (Gesteine, Sedimente), der Kryosphäre (Eis), der Hydrosphäre (Wasser), der Atmosphäre (Luft), der Biosphäre (Pflanzen, Tiere, Mikroorganismen) und der Anthroposphäre überschneiden. So müssen Bodeneigenschaften und –prozesse zwingend mitberücksichtigt werden, wenn zum Beispiel die Auswirkungen des Klimawandels auf den Permafrost oder auch von Permafrostdegradation auf die Tundra-Ökosysteme abgeschätzt werden sollen.

Die Erforschung von Permafrost und Kryosolen hat sich in letzten zwei Jahrzehnten deutlich intensiviert. Beispielsweise wurden noch 1993 nur sechs Fachartikel veröffentlicht, welche die Stichworte »Kohlenstoff in

Permafrostgebieten« enthielten, während es 2003 29 Artikel und 2013 schon 139 Artikel waren. Dennoch sind noch viele Fragen offen hinsichtlich der Wirkungen des Klimawandels auf diese kalten Böden und der Rückkopplungseffekte von sich verändernden Kryosolen auf das Klima. Vorhersagen zur zukünftigen Entwicklung der Kryosole und des Permafrosts sind dementsprechend mit hohen Unsicherheiten belastet. Um unser Verständnis der Kryosole in den arktischen Stoffkreisläufen und im Klimasystem zukünftig signifikant zu verbessern, wird eine Intensivierung von internationaler und interdisziplinärer Polarforschung notwendig sein. Sehr wichtig ist die Erarbeitung bisher fehlender ganz- und mehrjähriger Messdatenreihen der meteorologischen, hydrologischen, biogeochemischen und biologischen Prozesse in den Permafrostgebieten, die ein Detektieren und eine Analyse von klimabedingten Änderungen der Kryosole ermöglichen. Die vorhandenen Daten sollten von internationalen Forschergruppen gemeinsam ausgewertet werden, um über die Synthese von lokalem Wissen ein Verständnis auf zirkum-arktischem Maßstab zu entwickeln. Dazu sollten kontinuierliche stationsbasierte Monitoring-Messungen mit Feld- und Laborexperimenten sowie mit flugzeug- und satellitengestützten Fernerkundungsverfahren und numerischer Modellierung kombiniert werden. Von großer Wichtigkeit wird auch eine stärkere Zusammenarbeit geowissenschaftlicher mit ökologischer und sozioökonomischer Forschung sein, da die Permafrostregionen sowohl wertvoller Lebensraum für viele an die extremen arktischen Umweltbedingungen angepasste Arten sind, als auch einem rasant wachsenden wirtschaftlichen Interesse ausgesetzt sind.

Literatur

- ACIA (ARCTIC CLIMATE IMPACT ASSESSMENT) (2005): ACIA Scientific Report. Cambridge University Press.
 ÅKERMAN, H. J. & M. JOHANSSON (2008): Thawing permafrost and thicker active layers in sub-arctic Sweden. *Permafrost Periglacial Processes*, 19, 279-292.
 BEER, C. (2008): Soil science: the Arctic carbon count. *Nature Geosciences*, 9, 569-570.
 BOIKE, J., B. KATTENSTROTH, K. ABRAMOVA, N. BORNE-MANN, A. CHETVEROVA, L. FEDOROVA, K. FRÖB, M.

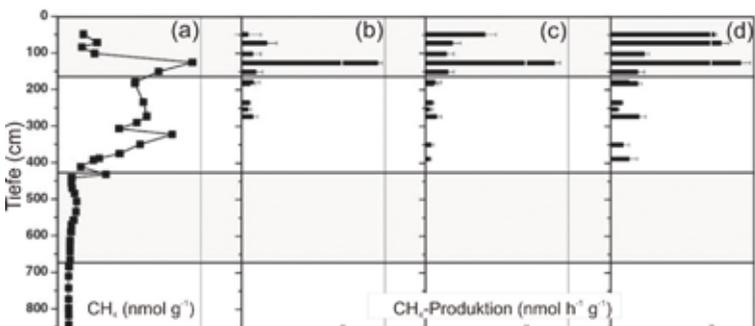


Abb 4.13-9: Vertikales Profil der CH_4 -Konzentration (a) und der CH_4 -Produktionsraten bei 5 °C ohne Zugabe von Substrat (b) und mit Azetat (c) oder Wasserstoff (d) in Permafrostablagerungen des Lena-Deltas, Nordost-Sibirien. Graphik aus WAGNER et al. (2007), deutsche Legenden hinzugefügt.

- GRIGORIEV, M. GRÜBER, L. KUTZBACH, M. LANGER, M. MINKE, S. MUSTER, K. PIEL, E.-M. PFEIFFER, G. STOOFF, S. WESTERMANN, K. WISCHNEWSKI, C. WILLE & H.-W. HUBBERTEN, (2013): Baseline characteristics of climate, permafrost and land cover from a new permafrost observatory in the Lena River Delta, Siberia (1998–2011), *Biogeosciences*, 10, 2105–2128.
- BROWN, J., O. J. FERRIANS, JR., J. A. HEGINBOTTOM & E. S. MELNIKOV (1998): Circum-arctic map of permafrost and ground ice conditions. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center, Digital media, 1998, revised February 2001.
- BROWN, J., K. M. HINKEL & F. E. NELSON (2000): The circumpolar active layer monitoring (CALM) program: Research designs and initial results 1. *Polar Geography*, 24(3), 166–258.
- CHAPIN, F. S. III, P. A. MATSON & H. A. MOONEY (2002): Principles of Terrestrial Ecosystem Ecology. Springer, New York.
- CHÚ, H. & P. GROGAN (2010): Soil microbial biomass, nutrient availability and nitrogen mineralization potential among vegetation-types in alow arctic tundra landscape. *Plant Soil*, 329, 411–420.
- CORRADI, C., O. KOLLE, S. A. WALTER, A. ZIMOV & D. SCHULZE (2005): Carbon dioxide and methane exchange of a north-east Siberian tussock tundra. *Global Change Biology*, 11, 1910–1925.
- DUTTA K., E. A. G. SCHUUR, J. C. NEFF & S. A. ZIMOV (2006): Potential carbon release from permafrost soils of Northeastern Siberia. *Global Change Biology*, 12, 2336–2351.
- ELBERLING, B., H. H. CHRISTIANSEN & B. U. HANSEN (2010): High nitrous oxide production from thawing permafrost. *Nature Geoscience*, 3(5), 332–335.
- FAO - FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION (2007): WRB - World reference base for soil resources 2006. First update, FAO, Rom, 128 S.
- FORBES, B. C., M. M. FAURIA & P. ZETTERBERG (2010): Russian Arctic warming and 'greening' are closely tracked by tundra shrub willows. *Global Change Biology*, 16, 1542–1554.
- FRENCH, H. M. (2007): The periglacial environment. John Wiley & Sons Ltd, West Sussex, 458 S.
- FREY, K. E. & J. W. MCCLELLAND (2009): Impacts of permafrost degradation on arctic river biogeochemistry. *Hydrology Processes*, 23, 169–182.
- GLANVILLE, H. C., P. W. HILL, L. D. MACCARONE, P. N. GOLYSHIN, D. V. MURPHY & D. L. JONES (2012): Temperature and water controls on vegetation emergence, microbial dynamics and soil carbon and nitrogen fluxes in a high Arctic tundra ecosystem. *Funct. Ecol.*, 26, 1366–1280.
- GROENDAHL, L., T. FRIBORG & H. SØGAARD (2007): Temperature and snow-melt controls on interannual variability in carbon exchange in the high Arctic. *Theoretical and Applied Climatology*, 88(1–2), 111–125.
- GRUBER, N., P. FRIEDLINGSTEIN, C. B. FIELD, R. VALENTINI, M. HEIMANN, J. E. RICHEY, P. ROMERO-LANKAO & D. SCHULZE (2004): The vulnerability of the carbon cycle in the 21st century: An assessment of carbon-climate human interactions. In: FIELD, C. B. & M. R. RAUPACH (eds.): *The Global Carbon Cycle: Integrating Humans, Climate, and the Natural World* Washington (DC), Island Press.
- HARMS, T. K. & J. B. JONES JR. (2012): Thaw depth determines reaction and transport of inorganic nitrogen in valley bottom permafrost soils. *Global Change Biology* 18:2958–2968.
- HELBIG, M., J. BOIKE, M. LANGER, P. SCHREIBER, B. R. RUNKLE & L. KUTZBACH (2013): Spatial and seasonal variability of polygonal tundra water balance: Lena River Delta, northern Siberia (Russia). *Hydrogeology Journal*, 21(1), 133–147.
- HOBBIE, S. E., K. J. NADELHOFFER, P. HÖGBERG (2002): A synthesis: The role of nutrients as constraints on carbon balances in boreal and arctic regions. *Plant Soil*, 242, 163–170.
- HUGELIUS, G., C. TARNOCAI, G. BROLL, J. G. CANADELL, P. KUHRÝ & D. K. SWANSON (2013): The Northern Circumpolar Soil Carbon Database: spatially distributed datasets of soil coverage and soil carbon storage in the northern permafrost regions. *Earth System Science. Data*, 5, 3–13, doi:10.5194/essd-5-3-2013, 2013.
- JIA, G. J., H. E. EPSTEIN & D. A. WALKER (2003): Greening of arctic Alaska, 1981–2001. *Geophysical Research Letters*, 30(20), 2067.
- JOBBÁGY, E. G. & R. B. JACKSON (2000): The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecol. Appl.*, 10, 423–436.
- JONES, A., V. STOLBOVOY, C. TARNOCAI, G. BROLL, O. SPAARGAREN & L. MONTANARELLA (eds.) (2010): *Soil Atlas of the Northern Circumpolar Region*. European Commission, Publications Office of the European Union, Luxembourg: 144 S.
- JOOS, F., R. ROTH, J. S. FUGLESTVEDT, G. P. PETERS, I. G. ENTING, W. V. BLOH & A. J. WEAVER (2013): Carbon dioxide and climate impulse response functions for the computation of greenhouse gas metrics: a multi-model analysis. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(5), 2793–2825.
- KELLEY, A. M., H. E. EPSTEIN, C.-L. PING & D. A. WALKER (2012): Soil nitrogen transformation associated with small patterned-ground features along a North American Arctic transect. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23, 196–206.
- KEUPER, F., P. M. VAN BODEGOM, E. DORREPAAL, J. T. WEEDON, J. VAN HAL, R. S. T. VAN LOGTESTIJN & R. AERTS (2012): A frozen feast: thawing permafrost increases plant-available nitrogen in subarctic peatlands. *Global Change Biology*, 18, 1998–2007.
- KNOBLAUCH, C., C. BEER, A. SOSNIN, D. WAGNER & E.-M. PFEIFFER (2013): Predicting long-term carbon mineralization and trace gas production from thawing permafrost of Northeast Siberia. *Global Change Biology*, 19, 1160–1172.
- KOVEN, C. D., RINGEVAL, B., FRIEDLINGSTEIN, P., CIAIS, P., CADULE, P., KHVOROSTYANOV, D. & C. TARNOCAI (2011): Permafrost carbon-climate feedbacks accelerate global warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108(36), 14769–14774.
- KUTZBACH, L., D. WAGNER & E.-M. PFEIFFER (2004): Effect of microrelief and vegetation on methane emission from wet polygonal tundra, Lena Delta, Northern Siberia. *Biogeochemistry*, 69, 341–362.
- KUTZBACH, L., WILLE, C. & E.-M. PFEIFFER (2007): The exchange of carbon dioxide between wet arctic tundra and the atmosphere at the Lena River Delta, Northern Siberia. *Biogeosciences*, 4, 869–890.
- LEE H., SCHUUR E. A. G., INGLETT K. S., LAVOIE M. & J. P. CHANTON (2012): The rate of permafrost carbon release under aerobic and anaerobic conditions and its potential effects on climate. *Global Change Biology*, 18, 515–527.
- LENTON, T. M. (2012): Arctic climate tipping points. *Ambio*, 41(1), 10–22.
- LIEBNER S., ZEYER J., WAGNER D., SCHUBERT C., PFEIFFER E.-M. C. KNOBLAUCH (2011): Methane oxidation associated with submerged brown mosses reduces methane emissions from Siberian polygonal tundra. *Journal of Ecology*, 99, 914–922.
- LUND, M., LAFLEUR, P. M., ROULET, N. T., LINDROTH, A., CHRISTENSEN, T. R., AURELA, M., CHOJNICKI, B. H., FLANAGAN, L. B., HUMPHREYS, E. R., LAURILA, T., OECHEL, W. C., OLEJNIK, J., RINNE, J., SCHUBERT, P. & M. B. NILSSON (2010): Variability in exchange of CO₂ across 12 northern peatland and tundra sites. *Global Change Biology*, 16: 2436–2448.
- MAHECHA, M. D., REICHSTEIN, M., CARVALHAIS, N., LASSLOP, G., LANGE, H., SENEVIRATNE, S. I., & A. D. RICHARDSON (2010): Global convergence in the temperature sensitivity of respiration at ecosystem level. *Science*, 329(5993), 838–840.
- MARUSHCHAK, M. E., A. PITKÄMÄKI, H. KOPONEN, C. BI-ASI, M. SEPPÄLÄ & P. J. MARTIKAINEN. (2011): Hot spots of nitrous oxide emissions found in different types of permafrost peatlands. *Glob. Chang. Biol.*, 17, 2601–2614.
- MCCLELLAND, J. W., HOLMES, R. M., PETERSON, B. J. & M. STIEGLITZ (2004): Increasing river discharge in the Eurasian Arctic: Consideration of dams, permafrost thaw, and fires as potential agents of change. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, (1984–2012), 109(D18).

- MCGUIRE, A. D., ANDERSON, L. G., CHRISTENSEN, T. R., DALLIMORE, S., GUO, L. D., HAYES, D. J., HEIMANN, M., LORENSON, T. D., MACDONALD, R. W. & N. ROULET (2009): Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change. *Ecological Monographs*, 79, 523-555.
- MCGUIRE, A. D., CHRISTENSEN, T. R., HAYES, D., HEROULT, A., EUSKIRCHEN, E., KIMBALL, J. S., KOVEN, C., LAFLEUR, P., MILLER, P. A., OECHEL, W., PEYLIN, P., WILLIAMS, M. & Y. YI (2012): An assessment of the carbon balance of Arctic tundra: comparisons among observations, process models, and atmospheric inversions. *Biogeosciences*, 9, 3185-3204.
- MOONEY, H., J. ROY & B. SAUGIER (eds.) (2001): *Terrestrial Global Productivity: Past, Present and Future*, Academic Press, San Diego.
- OECHEL, W. C., HASTINGS, S. J., VOURLITIS, G., JENKINS, M., RIECHERS, G. & N. GRULKE (1993): Recent change of Arctic tundra ecosystems from a net carbon dioxide sink to a source. *Nature*, 361(6412), 520-523.
- OLEFELDT, D., TURETSKY, M. R., CRILL, P. M. & A. D. MCGUIRE (2013): Environmental and physical controls on northern terrestrial methane emissions across permafrost zones. *Global Change Biology*, 19, 589-603.
- PARMONTIER, F. J. W., VAN DER MOLEN, M. K., VAN HUISSTEDEN, J., KARSANAEV, S. A., KONONOV, A. V., SUZDALOV, D. A. & A. J. DOLMAN (2011): Longer growing seasons do not increase net carbon uptake in the northeastern Siberian tundra. *Journal of Geophysical Research Biogeosciences*, 116, G04013.
- PETERSON, B. J., HOLMES, R. M., MCCLELLAND, J. W., VÖRÖSMARTY, C. J., LAMMERS, R. B., SHIKLOMANOV, A. I., SHIKLOMANOV, I. A. & S. RAHMSTORF (2002): Increasing river discharge to the Arctic Ocean. *Science*, 298(5601), 2171-2173.
- PFEIFFER, E.-M., D. WAGNER, S. KOBABE, L. KUTZBACH, A. KURCHATOVA, G. STOOFF & C. WILLE (2002): Modern processes in permafrost affected soils. In: Pfeiffer, E.-M. & M. N. Grigoriev (eds) *Russian-German Cooperation SYSTEM LAPTEV SEA 2000: The Expedition LENA 2001, Reports on Polar Research 426*. Alfred Wegener Institute, Bremerhaven, Germany, 21-41.
- PING, C. L., MICHAELSON, G. J., GUO, L., JORGENSON, T., KANEVSKIY, M., SHUR, Y., DOU, F. & J. LIANG (2011): Soil carbon and material fluxes across the eroding Alaska Beaufort Sea coastline. *Journal of Geophysical Research*, G02004.
- PREUSS, I., KNOBLAUCH, C., GEBERT, J. & E.-M. PFEIFFER (2013): Improved quantification of microbial CH₄ oxidation efficiency in Arctic wetland soils using carbon isotope fractionation. *Biogeosciences*, 10, 10539-10552.
- RINKE, A., P. KUHRÝ & K. DETHLOFF (2008): Importance of a soil organic layer for Arctic climate: A sensitivity study with an Arctic RCM. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L13709.
- RIVKINA, E., SHCHERBAKOVA, V., LAURINAVICHUS, K., PETROVSKAYA, L., KRIVUSHIN, K., KRAEV, G., PECHERITSINA, S. & D. GILICHINSKY (2007): Biogeochemistry of methane and methanogenic archaea in permafrost. *FEMS Microbiology Ecology*, 61, 1-15.
- ROMANOVSKY, V. E., SMITH, S. L. & H. H. CHRISTIANSEN (2010): Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the international polar year 2007-2009: A synthesis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(2), 106-116.
- RUNKLE, B. R. K., SACHS, T., WILLE, C., PFEIFFER, E.-M. & L. KUTZBACH (2013): Bulk partitioning the growing season net ecosystem exchange of CO₂ in Siberian tundra reveals the seasonality of its carbon sequestration strength. *Biogeosciences*, 10, 1337-1349.
- SACHS, T., GIEBELS, M., BOIKE, J. & L. KUTZBACH (2010): Environmental controls on CH₄ emission from polygonal tundra on the microsite scale in the Lena river delta, Siberia. *Global Change Biology*, 16, 3096-3110.
- SANDERS, T., FIENCKE, C. & E. M. PFEIFFER (2010): Small-scale variability of dissolved inorganic nitrogen (DIN), C/N ratios and ammonia oxidizing capacities in various permafrost affected soils of Samoylov Island, Lena River Delta, Northeast Siberia. *Polarforschung*, 80(1), 23-35.
- SCHÄDEL, C., SCHUUR, E. A., BRACHO, R., ELBERLING, B., KNOBLAUCH, C., LEE, H., LUO, Y., SHAVER, G. R. & M. R. TURETSKY (2014): Circumpolar assessment of permafrost C quality and its vulnerability over time using long-term incubation studies. *Global Change Biology*. (in press)
- SCHIMMEL, J. P. & J. BENNETT (2004): Nitrogen mineralization: challenges of a changing paradigm. *Ecol.*, 85, 591-602.
- SCHUUR, E. A. G., ABBOTT, B. W., BOWDEN, W. B., BROVKIN, V., CAMILL, P., CANADELL, J. G., CHANTON, J. P., CHAPIN, F. S., III, CHRISTENSEN, T. R., CIAIS, P., CROSBY, B. T., CZIMCZIK, C. I., GROSSE, G., HARDEN, J., HAYES, D. J., HUGELIUS, G., JASTROW, J. D., JONES, J. B., KLEINEN, T., KOVEN, C. D., KRINNER, G., KUHRÝ, P., LAWRENCE, D. M., MCGUIRE, A. D., NATALI, S. M., O'DONNELL, J. A., PING, C. L., RILEY, W. J., RINKE, A., ROMANOVSKY, V. E., SANNEL, A. B. K., SCHÄDEL, C., SCHAEFER, K., SKY, J., SUBIN, Z. M., TARNOCAI, C., TURETSKY, M. R., WALDROP, M. P., ANTHONY, K. M. W., WICKLAND, K. P., WILSON, C. J. & S. A. ZIMOV (2013): Expert assessment of vulnerability of permafrost carbon to climate change. *Climatic Change*, 119, 359-374.
- SOIL SURVEY STAFF (2010): *Keys to Soil Taxonomy*. United States Department of Agriculture & Natural Resources Conservation Service, Washington, D.C., 329 S.
- STREET, L. E., SHAVER, G. R., WILLIAMS, M. & M. T. VAN WIJK (2007): What is the relationship between changes in canopy leaf area and changes in photosynthetic CO₂ flux in arctic ecosystems? *Journal of Ecology*, 95, 139-150.
- TARNOCAI, C., CANADELL, J. G., SCHUUR, E.A.G., KUHRÝ, P. MAZHITOVA, G. & S. ZIMOV (2009): Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. *Global Biogeochemical Cycles*, 23, GB2023.
- VAN DER MOLEN, M. K., VAN HUISSTEDEN, J., PARMONTIER, F. J. W., PETRESCU, A. M. R., DOLMAN, A. J., MAXIMOV, T. C., & D. A. SUZDALOV (2007): The growing season greenhouse gas balance of a continental tundra site in the Indigirka lowlands, NE Siberia. *Biogeosciences*, 4(6), 985-1003.
- 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.
- WAGNER, D., S. KOBABE, E.-M. PFEIFFER & H.-W. HUBERTEN (2003): Microbial controls on methane fluxes from polygonal tundra of the Lena Delta, Northeast Siberia. *Permafrost Periglacial Proc.*, 13, 173-185.
- WAGNER, D., GAITTINGER, A., EMBACHER, A., PFEIFFER, E. M., SCHLOTER, M. & A. LIPSKI (2007): Methanogenic activity and biomass in Holocene permafrost deposits of the Lena Delta, Siberian Arctic and its implication for the global methane budget. *Global Change Biology*, 13, 1089-1099.
- WILLE C., KUTZBACH L., SACHS T., WAGNER D. & E.-M. PFEIFFER (2008): Methane emission from Siberian arctic polygonal tundra: Eddy covariance measurements and modeling. *Global Change Biology*, 14, 1395-1408.
- WOO, M. K. (2012): *Permafrost Hydrology*. Springer, Berlin, Heidelberg, 563 S.
- ZUBRZYCKI, S., KUTZBACH, L. & E.-M. PFEIFFER (2012): Böden in Permafrostgebieten der Arktis als Kohlenstoffsenke und Kohlenstoffquelle. *Polarforschung*, 81(1), 33-46.
- ZUBRZYCKI, S., KUTZBACH, L., GROSSE, G., DESYATKIN, A. & E.-M. PFEIFFER (2013): Organic Carbon and Total Nitrogen Stocks in Soils of the Lena River Delta. *Biogeosciences*, 10, 3507-3524.

Kontakt:

*Prof. Dr. Lars Kutzbach,
Dr. Sebastian Zubrzycki
Dr. Christian Knoblauch
Dr. Claudia Fiencke
Prof. Dr. Eva-Maria Pfeiffer
Institut für Bodenkunde der Universität Hamburg
lars.kutzbach@zma.wd*