

1 LAND, LEUTE UND BODESCHÄTZE

Die Vorstellung über die Polarregionen ist die einsamer und eisbedeckter Gebiete, die durch extreme Kälte, dauernde Dunkelheit während des Winters (Polarnacht) und dauernde Helligkeit während des Sommers (Polartag) charakterisiert sind. Diese Regionen, vor allem die Arktis, sind jedoch wesentlich vielfältiger und komplexer strukturiert und schon lange nicht mehr unberührt durch den Menschen. Die Ausdehnung der asiatischen, europäischen und amerikanischen Kontinente bis in die Arktis hinein erleichterte deren Besiedlung durch Pflanzen, Tiere und Menschen. Zurzeit leben dort rund 4 Mio. Menschen, von denen ca. 50% im russischen Teil ansässig sind. Antarktika, der südpolare Kontinent, wurde vor allem aufgrund der großen Entfernung von Europa viel später entdeckt. Nicht nur, weil eine Verbindung zu den großen Kontinenten fehlt, sondern auch infolge der herrschenden extremen klimatischen Bedingungen lebte und lebt dort kein Mensch ständig, und nur wenige Pflanzen- und Tierarten haben es geschafft, sich auf Antarktika zu etablieren. Auch geographisch sind beide Polarregionen sehr unterschiedlich. Während der Kontinent Antarktika (ca. 12 Mio. km²) von einem großen Ringozean (ca. 38 Mio. km²) umgeben ist, befindet sich in der Mitte der Arktis das Nordpolarmeer oder der Arktische Ozean (14 Mio. km²), das von ausgedehnten Landgebieten (ca. 8 Mio. km²) umrandet wird. Politisch werden die Gebietsansprüche in der Arktis durch die Grenzen und Wirtschaftszonen der Anrainerstaaten geregelt. Die Lage in Antarktika und dem umgebenden Südozean stellt sich aufgrund der unterschiedlichen Interessen von Anspruchsstaaten und Nichtanspruchsstaaten des Antarktis-Vertragssystems komplizierter dar. Eine Regelung der Ansprüche ist wichtig, denn Antarktis und Arktis gelten als Regionen mit einem großen Rohstoffpotenzial für die Zukunft.

1.1 Die Arktis und ihre Grenzen: Eine physisch-geographische Einführung

JÖRG-FRIEDHELM VENZKE

The Arctic and its boundaries – A physical geographical introduction: The Arctic is not only defined by astronomical but also by climatic-geoeological criteria: The isotherme of 10 °C July mean temperature, which coincides more or less with the northernmost distribution of trees, is usually used to separate the Arctic regions from the more southerly boreal - forest zone. 26.4 million km² or 5% of earth's surface are situated within these boundaries. The Arctic can be divided mainly into the tundra subzone, the subzone of frost-shattered rock surfaces with poor vegetation cover and the polar ice sheets and glaciers. The Arctic Ocean, which is in its central parts a deep sea with depths of more than 4.000 m, is surrounded by extensive shelf sea areas; its boundary is here defined by the mean southernmost occurrence of pack ice in winter time.

Arktis – für viele ein Synonym für vereiste, einsame nördliche Regionen, unberührte Wildnis, klirrende Kälte und Schnee sowie winterliche Dunkelheit jenseits des Polarkreises. Wie in allen Pauschalierungen steckt auch hier ein Stück richtiger Beschreibung in den genannten Schlagworten, doch der Natur- und Kulturraum »Arktis« ist natürlich wesentlich vielfältiger und komplexer strukturiert, und »unberührt durch den Menschen« ist das Nordpolargebiet schon lange nicht mehr.

Der Begriff der »Arktis« (»Land unter dem [Sternbild des] Großen Bären«) geht auf die Griechen zurück (griech. »árktos« = »Bär«), die gegen Ende des vierten vorchristlichen Jahrhunderts bei ihren außermediterranen Vorstößen nach Norden feststellten, dass es dort Sternbilder gab, die das ganze Jahr über am Nachthimmel sichtbar waren, während alle ihnen bekannten saisonal verschwanden. Die Grenzlinie zwischen beiden läuft durch die Konstellation des Groß-

en Bären und befindet sich parallel zum Äquator auf einer geographischen Breite von (heute) 66° 32' 51'' Nord; das Sternbild des Kleinen Bären, das der griechischen Mythologie folgend Arkos (!), den Sohn der Nymphe Kallisto, darstellt, bleibt mit einer Deklination von +66° bis +90° nördlich dieser Breite stets über dem Horizont. Dieser so definierte nördliche Polarkreis beschreibt gleichzeitig – durch die Schiefe der Erdachse zur Ekliptik verursacht – die Breite, auf der im Meeressniveau an einem Tag im Jahr die Sonne nicht über dem Horizont erscheint (21. Dezember) und an einem Tag im Jahr die Sonne nicht untergeht (21. Juni); es ist jedoch zu bedenken, dass wegen der Strahlenstreuung in der Atmosphäre auch bei sich nicht über den Horizont erhebender Sonne relativ lange Dämmerungsphasen existieren. Wegen der Präzession der Erdachse verändert sich die Lage des Polarkreises in 41.000 Jahren zwischen 65° 42' und 68° 05' Nord, wandert also täglich um ein bis zwei Zentimeter!

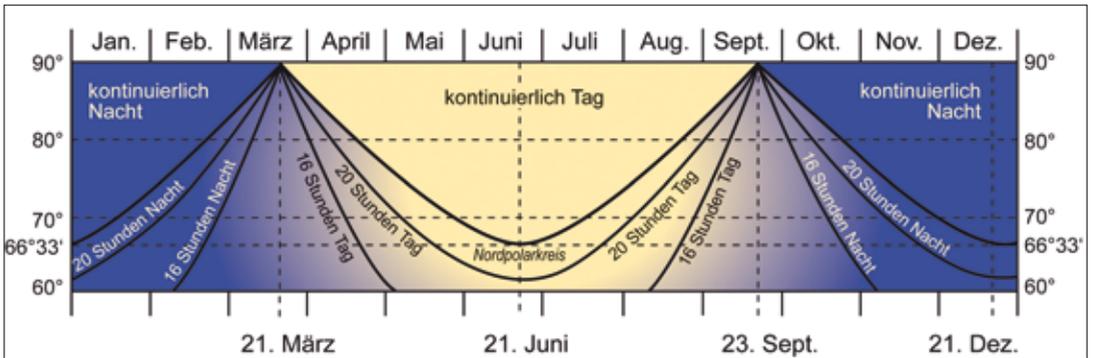


Abb. 1.1-1: Tages- und Nachtlängen der Nordkalotte zwischen 60 °N und dem Nordpol (nach STÄBLEIN 1983).

Arktis als Naturlandschaftszone

Die astronomische Definition der Arktis als Naturlandschaftszone nördlich des nördlichen Polarkreises ist allerdings zur Kennzeichnung der ökologischen Bedingungen nur bedingt verwendbar. Sie gibt zwar Auskunft über die jährlichen Einstrahlungsverhältnisse (vgl. Abb. 1.1-1) und den theoretisch absorbierbaren Strahlungsgenuss im Jahresgang (Abb. 1.1-2). Dieser liegt im Mittel meist bei unter 100 W/m^2 pro Jahr an der Erdoberfläche. Die jährliche Strahlungsbilanz ist jedoch wegen der hohen Albedoraten aufgrund des sehr flachen Einfallswinkels und der stark reflektierenden Schnee- und Eisoberflächen und des Überwiegens der langwelligen Ausstrahlung nördlich von 60°N mit mehr als ca. 80 W/m^2 negativ. Durch die atmosphärische und ozeanische Zirkulation wird jedoch aus niederen Breiten fühlbare und latente Wärme herangeführt und somit das energetische Defizit im Mittel ausgeglichen. Die advektive Versorgung der Arktis mit Energie (und Feuchtigkeit) aus niederen Breiten ist sehr abhängig von der Verteilung von Meeresflächen und Kontinenten und deren orographischen Verhältnissen (s.u.), sodass eine klimageographisch-landschaftsökologisch begründete Begrenzung der Arktis ein asymmetrisches Bild mit relativ polnaher Lage im nordostatlantischen Sektor und relativ südlichen Lagen im ostkanadischen und beringischen Bereich zeigt (vgl. Abb. 1.1-3). Als klimageographisch abgeleitete Begrenzung der Arktis dient hierbei die 10°C -Juli-Isotherme, die als Maß einen sommerlichen Energieeintrag, der die Entwicklung von Baumwuchs nicht mehr zulässt, beschreibt. Somit deckt sie sich in der kleinmaßstäbigen Betrachtung stark mit der vegetationsgeographisch definierten Baumgrenze (vgl. landschaftsökologische Struktur, unten).

Flächendifferenzierung

Nach Angaben von BLÜMEL (1999) zur Flächendifferenzierung der Arktis liegen ca. 21,2 Mio. km^2 Land- und

Meeresflächen (ca. 4% der Erdoberfläche) nördlich des nördlichen Polarkreises, aber ca. 26,4 Mio. km^2 nördlich der 10°C -Juli-Isotherme bzw. der Baumgrenze (ca. 5% der Erdoberfläche). Von den arktischen Festlandsoberflächen befinden sich ca. 2,7 Mio. km^2 in Kanada, ca. 2,3 Mio. km^2 in Russland, ca. 2,2 Mio. km^2 in Grönland, ca. 0,4 Mio. km^2 in Alaska und ca. 0,06 Mio. km^2 im norwegischen Svalbard (ggfs. – je nach Definition – zuzüglich ca. 0,1 Mio. km^2 in Island). Die südliche Begrenzung der arktischen Meeresflächen, d.h. des Arktischen Mittelmeeres mit 14,3 Mio. km^2 , der Beringsee, der Gewässer des Kanadischen Archipels (incl. der Hudson Bay), der Baffin Bay, Davis-Straße und der Labradorsee sowie des nördlichen Nordwest- und Nordatlantik ist schwieriger zu bestimmen und soll hier durch die Südgrenze der mittleren winterlichen Packeisbegrenzung definiert sein.

Klassifikation der arktischen Klimate

In der weltweit am weitesten verbreiteten effektiven Klimaklassifikation von KÖPPEN (1931) werden als ET-Klimate (Tundrenklimate) kalte Klimate ausgewiesen, die polwärts der Baumgrenze vorkommen und bei denen der wärmste Monat im Mittel unter $+10^\circ\text{C}$ bleibt, wobei dieser Schwellenwert im maritimen Bereich bei etwa $+11^\circ\text{C}$ und im kontinentalen bei etwa $+9^\circ\text{C}$ angesetzt wird. In den EF-Klimaten (Schneeklimate oder Klimate des ewigen Frostes) liegt die Mitteltemperatur des wärmsten Monats unter 0°C . TROLL (1964) definiert die polaren und subpolaren Zonen als I-Klimate und unterscheidet hochpolare Eisklimate und polare Eiswüsten (I.1), polare Klimate der Frostschuttzone mit geringer Sommerwärme (wärmster Monate unter $+6^\circ\text{C}$) (I.2), subarktische Tundrenklimate mit kühlen Sommern (wärmster Monat $+6$ bis $+10^\circ\text{C}$) und großer Winterkälte (kältester Monat unter -8°C) (I.3) sowie subpolare Klimate von hoher Ozeanität (subpolares Tussock-Grasland und Moore) mit mäßig kalten,

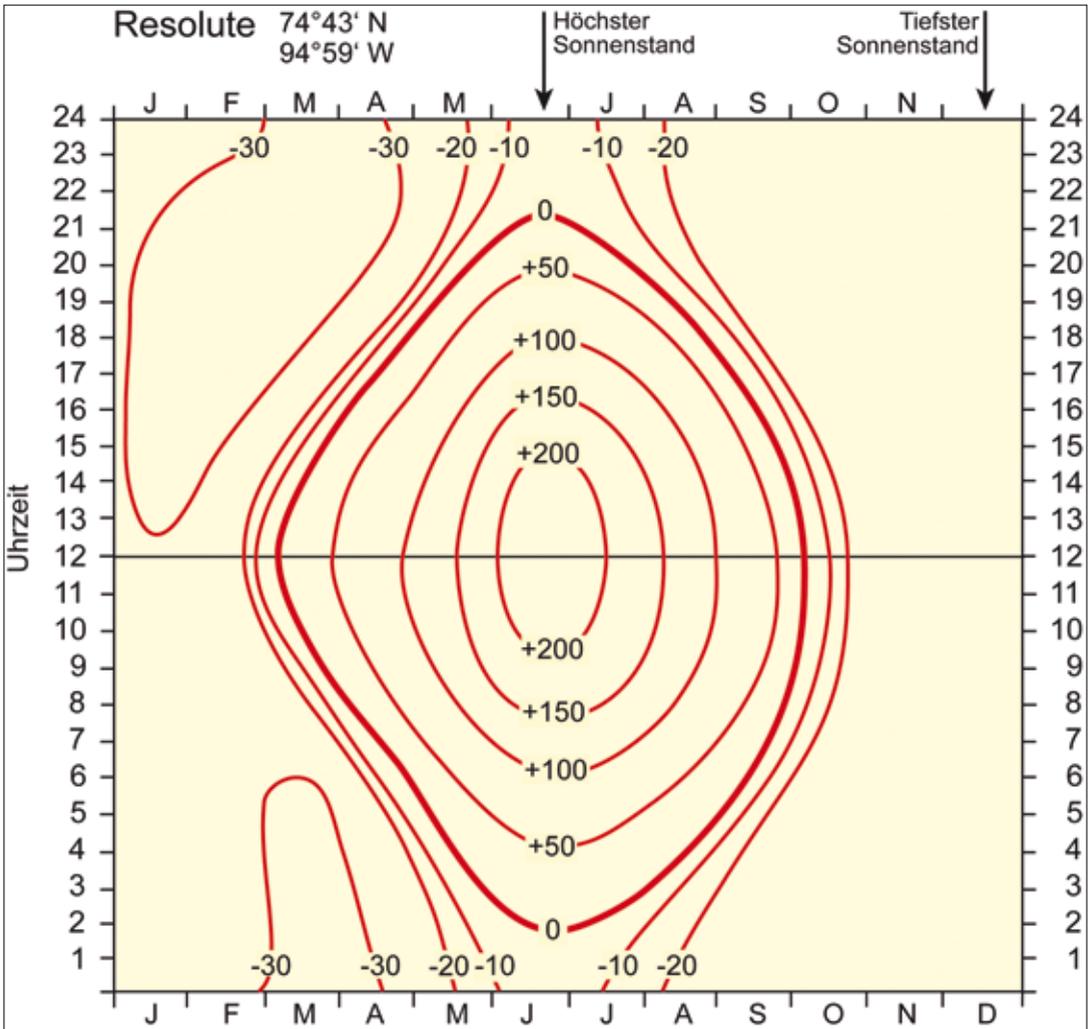


Abb. 1.1-2: Mittlere Tages- und Jahresgänge der Strahlungsbilanz in W/m^2 für Resolute, kanadische Hocharktis (verändert nach KESSLER 1975).

schneearmen Wintern (kältester Monat +2 bis -8 °C) und kühlen Sommern (wärmster Monat +5 bis +12 °C; Jahrestemperaturamplitude unter 13 K, meist unter 10 K) (I.4). Auch die Ausweisung der polaren Klimazone von LAUER & RAFIQPOOR (2002), der ökophysiologische Merkmale der Vegetation zugrunde liegen, begrenzt diese durch eine kurze (mikrotherme) Vegetationsperiode von maximal vier Monaten und untergliedert des Weiteren noch in Regionen mit sehr kurzer (oligothermer) Vegetationsperiode von ein bis zwei Monaten und den vergletscherten Regionen ohne Vegetationsperiode (hekiostherm). In allen diesen Definitionen wird also besonders der Wärmemangel während der Vegetationsperiode (der Baumwuchs wegen mangelnder Biomasse-

produktion und besonders stark eingeschränkter Reproduktionsmöglichkeit ausschließt), dargestellt durch die Mitteltemperatur des wärmsten Monats (i.Allg. unter +10 °C), aber auch dessen Modifikation durch den Grad der Ozeanität bzw. Kontinentalität deutlich. Es ist darüber hinaus bemerkenswert, dass der Nord-Süd-Gradient der Julimitteltemperaturen – z.B. in Nordsibirien – nördlich der Baumgrenze auf 900 km von +12 bis +2 °C sehr markant ausfällt; äquatorwärts fällt dieser Gradient wesentlich flacher aus. In Abb. 1.1-3 werden zur mittelwertsklimatischen Kennzeichnung vier Klimadiagramme aus den TROLLSchen subarktisch-arktischen Subzonen dargestellt (vgl. SCHULTZ 2008 und WUNDRAM 2011).

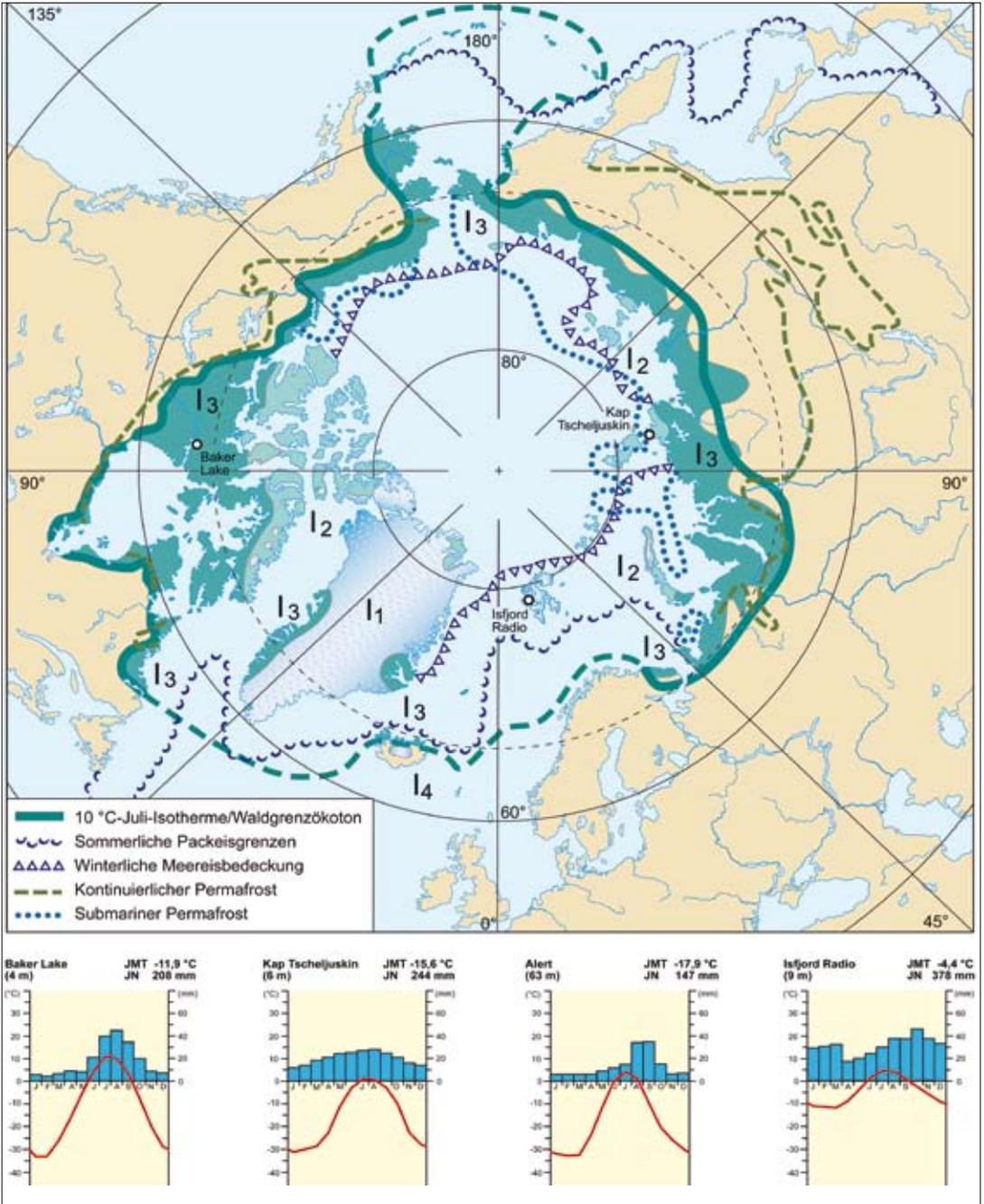


Abb. 1.1-3: Karte der Arktis mit Grenzen und Binnendifferenzierung nach TROLL (1964) sowie vier Klimadiagrammen.

Die physiogeographische Binnendifferenzierung der Arktis wird sowohl durch die geohistorisch-plattentektonisch bestimmte geologisch-morphographische als auch die klimaabhängige landschaftsökologische Struktur bestimmt.

Geologische Struktur

Die geologische Struktur der festländischen Arktis wird durch drei alte Schilde mit überwiegend präkambrischen Gesteinen, nämlich dem Kanadisch-grönländischen (Laurentia), dem Baltisch-skandinavischen (Fennosarmantia) und dem Angara-Schild (Angaria), aufgebaut, die meist über 2,5 Mrd., z.T. sogar bis 3,85 Mrd. Jahre (Isua, Westgrönland) alt sind. Während in weiten Bereichen – wie in Kanada oder Nordeuropa – diese alten sog. Kratone unmittelbar an der Oberfläche liegen und – getrennt durch einen extrem großen Hiatus – nur noch von quartären glazialen Sedimenten oder in randlichen Tafeln wie der (nord-)russischen oder der (mittel-)sibirischen von relativ flachen jüngeren Sedimentiten überlagert sind, treten in verschiedenen, alten Geosynklinalen wie z.B. im nördlichen Westsibirien mächtige Lagen von mesozoischen und känozoischen Sedimentiten auf. Am Rande der Kratone und Tafeln finden sich z.T. eingerumpfte Faltengebirge kaledonischer (Skanden, Nordostgrönland) oder variskischer Orogenese (Ural, Novaja Semlja, nördlicher kanadischer Archipel). Im beringischen Sektor der Arktis treten mesozoisch-känozoische Faltengebirgsregionen auf, an deren (allerdings außerarktischen) pazifischen Rändern rezenter Subduktionsvulkanismus vorkommt. Im atlantischen Sektor findet sich hingegen rezenter Vulkanismus im Zusammenhang mit Sea-Floor-Spreading-Prozessen an konstruktiven, divergierenden ozeanischen Plattenrändern (Island, Jan Mayen). Jüngste bis aktuelle Sedimentationsprozesse lassen in den Mündungsbereichen der großen arktiswärts fließenden Ströme wie z.B. Lena, Mackenzie und Yukon sehr große Deltas entstehen.

Bathymetrisch-orographische Struktur

Die bathymetrisch-orographische Struktur der Arktis, also deren Tiefen- bzw. Höhenverhältnisse, wird vor allem durch den Arktischen Ozean, der als »Mittelmeer« zwischen den zirkumpolaren Kontinenten liegt, geprägt. Er ist in weiten Bereichen als eine in vier Becken gegliederte Tiefsee mit Wassertiefen von 4.000 bis 4.500 m (maximale Tiefe nördlich von Spitzbergen 5.449 m) ausgebildet, wird vom Lomonossow-Rücken durchzogen und ist umrahmt von z.T. ausgedehnten Schelfbereichen in den Seegebieten der Barents-, Kara-, Laptew- und Ostsibirischen See. Die Meeresgebiete der Beaufortsee nördlich von Alaska und innerhalb des Ka-

nadischen Inselarchipels sind ebenfalls durchweg flach, lediglich in der Labradorsee und Baffinsee zwischen Labrador und Grönland werden Wassertiefen von bis zu 3.800 m erreicht. Während wegen des Schelfcharakters der nördlichen Bering- und Tschuktschensee mit geringen Wassertiefen der Wasseraustausch zwischen Arktischem Ozean und Pazifik sehr eingeschränkt ist, kann kaltes arktisches Tiefenwasser aus den zentralen Bereichen der Arktis durch die Framstraße zwischen Grönland und Spitzbergen und die Danmarkstraße zwischen Grönland und Island über die dortige Grönland-Island-Schwelle in den Atlantik abfließen.

Im festländischen Bereich der Arktis sind die Hochgebirgsstrukturen im beringischen Sektor (Brooks Range [bis ca. 2.800 m], Anadyr-Gebirge [bis ca. 1.800 m]) herauszustellen, da durch sie meridionale Luftmassentransporte in die und aus der Arktis stark behindert werden. Im atlantischen Sektor hingegen verlaufen die Skanden (bis ca. 1.500 m nördlich des Polarkreises) und das Ural-Nowaja Semlja-System (bis ca. 1.500 m) meridional, sodass sie für zonale, i.Allg. ostwärts gerichtete Luftmassentransporte Hindernisse darstellen und somit die Kontinentalität der sibirischen arktischen Regionen verstärken, aber den advektiven Energietransport in hohe Breiten zulassen. Das relativ flache Relief der zentralen kanadischen Arktis (und Borealis) begünstigt das winterliche Vordringen arktischer Luftmassen bis in recht niedrige Breiten (Blizzards). Die Hochgebirge auf Baffinland (bis ca. 2.500 m) und Ellesmere Island (bis ca. 2.900 m) stellen mit die höchsten arktischen Gebirgskomplexe dar. Noch höher erhebt sich nur das grönländische Inlandeis (s.u.), das durch seinen Auflagedruck die Erdkruste im Zentrum bis z.T. mehrere hundert Meter unter den Meeresspiegel isostatisch absenkt.

Landschaftsökologische Struktur

Die landschaftsökologische Struktur der Arktis wird in den klimageographisch vorgegebenen Subzonen widerspiegelt (s.o. Abb. 1.1-3). An der Südgrenze des Nordpolargebietes liegt ein in seiner meridionalen Ausdehnung unterschiedlich breiter Übergangsgürtel zur südlich anschließenden borealen Landschaftszone (Borealis) zwischen nördlicher Baum- und Waldgrenze (Waldgrenzökoton). Sich in vereinzelte Bauminselflösender Wald und letztlich Krüppelwuchs annehmende Einzelbäume verschiedener weniger Baumarten interferieren hier mit Vegetationsformationen der baumlosen Tundra. In den kontinentalen Bereichen des Waldgrenzökotons dominieren Koniferen: *Pinus sylvestris* (Nordeuropa), *Picea obovata* (europäisches Nordrussland), *Larix sibirica* (Westsibirien) und *Larix dahurica* (Ostsibirien und russischer Ferner Osten) so-

wie *Picea glauca*, *Picea mariana* und *Larix laricina* (Nordamerika). In den ozeanisch getönten Waldgrenzbereichen im nordatlantischen Sektor und um die westliche Beringsee herum treten Birkenwaldformationen auf (*Betula pubescens* bzw. *Betula Ermanii*) (vgl. Abb. 1.1-3). In den eisfreien, polwärts der Baumgrenze gelegenen Subzonen der Arktis, der Tundra und der sog. Frostschutzzone, kommen mit ca. 5.900 Pflanzenarten nur ca. 3% der weltweiten Artenvielfalt vor, allerdings treten Moose und Flechten in relativ großer Abundanz auf (MATVEYEVA & CHERNOV 2000). Während in der Tundra die Vegetation noch weitgehend flächendeckend vorhanden ist und i. Allg. in Abhängigkeit von den sommerlichen Bodenfeuchteverhältnissen und der winterlichen Schneedeckenhöhe durch Zwergsträucher (meist der Gattungen *Vaccinium*, *Empetrum* und *Cassiope* sowie *Betula* und *Salix*), Gräser und Sauergräser sowie Moose und Flechten bestimmt wird und meist wenig entwickelte Böden vom Braunerde- und Gley-Typ mit periglaziärer Morphodynamik auftreten, fällt die Flächendeckung der Vegetation in der Frostschutzzone auf 25–50% ab und kann in den extrem kalten und trockenen Polarwüsten, z.B. in Nordgrönland, auf 5% absinken. Besonders die arktischen Feuchtgebiete (insgesamt ca. 3,5 Mio. km² oder 11% der Landfläche der Arktis) – bedingt durch flaches Terrain und unterlagernden Permafrost (s.u.) – spielen global-ökologisch durch ihre relativ hohe Produktivität und als Brutgebiet für wandernde Vogelarten eine große Rolle.

Eine besondere landschaftsökologische Bedeutung hat der Dauerfrostboden, der fast alle arktischen eisfreien Regionen unterlagert und sich z.T. als Relikt aus der letzten Kaltzeit mit seinerzeit tiefer gelegenen Meeresspiegel submarin in heutigen Schelfbereichen befindet. Die Südgrenze des kontinuierlichen Permafrosts wird bei einer Jahresmitteltemperatur von -6 bis -8 °C gefunden (vgl. Abb. 1.1-3), jenseits der sich Gebiete mit diskontinuierlichem und sporadischem Permafrost anschließen.

Für die rezente Reliefgestaltung der nicht vergletscherten Nordpolargebiete sind i. W. drei Prozessgruppen verantwortlich (vgl. BLÜMEL 1999):

- Periglaziäre Prozesse i.e.S.: Häufiger Frostwechsel kann neben der Frostsprengung von Festgestein in Lockermaterialien und auf ebenem bis sehr leicht geneigtem Gelände durch sog. Kryoturbation zu verschiedenartigen Sortierungsformen (»Frostmusterböden«) führen. An stärker geneigten Hängen treten Formen des frost- und durchfeuchtungsbedingten Bodenfließens (»Gelisolifluktion«) auf, wobei je nach Vegetationsbedeckung zwischen gebundenem und ungebundenem Formen unterschieden werden

kann. Zusammen mit spontanen gravitativen Massenbewegungen bei kräftiger Durchfeuchtung wie z.B. Muren sowie Abspülvorgängen während der Schneeschmelze (»Abluation«) bewirkt das periglaziäre Bodenfließen eine beträchtliche Massenverlagerung an Hängen.

- Fluviale Prozesse: Entsprechend der hohen klimatischen Saisonalität ist das Abflussgeschehen von Gerinnen durch Schnee- und/oder Gletscherschmelze geprägt, sodass Phasen hoher Wasserführung im Frühsommer u.U. vollständiger Austrocknung im Winter gegenüber stehen. Die morphologische Wirksamkeit dieser Dynamik hängt sehr stark von der Lage des Gerinnes zur Erosionsbasis und der Belastung mit Lockermaterialien ab.
- Zwar nicht dominant, jedoch lokal oder regional von Bedeutung können – besonders in den vegetationsfreien gletschernahen Gebieten – äolische Prozesse sein, bei denen der Wind sowohl für die Beschleifung von Festgestein als auch vor allem für Auswehung feiner Korngrößen sorgen kann.

Die vereisten Gebiete der festländischen Arktis nehmen ca. 2 Mio. km² ein. Dabei stellt das grönländische Inlandeis mit ca. 1,7 Mio. km² und seinen Auslassgletschern mit 0,06 Mio. km² sowie den unabhängigen grönländischen Gletschern von ca. 0,04 Mio. km² das mit Abstand größte System dar. Es erreicht im südlichen Eisdom ca. 2.850 m und im nördlichen Eisdom ca. 3.300 m Mächtigkeit. Die jährliche Eisbergproduktion beträgt ca. 150–310 km³ und geschieht besonders im mittleren Westgrönland. Das grönländische Inlandeis beeinflusst die klimatischen Verhältnisse des Nordatlantiks durch die Produktion von radial abfließender, sich katabatisch erwärmender Kaltluft und deren Steuerung der Zyklonogenese an der bei Island liegenden Polarfront. Einen weiteren bedeutenden ozeanographisch-klimatologischen Effekt stellt die Abgabe von kaltem, aber wegen des sehr geringen Salzgehaltes leichtem Schmelzwasser an den Nordatlantik dar. Weitere – jedoch flächenmäßig untergeordnete – Eiskappen und -plateaus befinden sich u.a. auf den Queen Elizabeth Islands, auf Baffinland, Svalbard und Novaja Zemlja.

Die marinen Ökosysteme sind i. Allg. in ihrem Nahrungsbeziehungsnetz relativ einfach strukturiert mit geringer Produktivität und Biodiversität sowie langsam wachsenden und lang lebenden Organismen. Dies gilt besonders für den packeisbedeckten sehr tiefen zentralen Teil des Arktischen Ozeans. Die randlichen Schelfmeerbereiche werden stark durch den Eintrag von Süßwasser, Sediment und Nährstoffen durch die großen sibirischen Flüsse wie Ob, Jenissei und Lena sowie den Mackenzie in Kanada und den Yukon in Alaska

geprägt. Subarktische Randmeere mit nährstoffreichen Auftriebswasser wie die Bering- und die Tschuktschensee, aber auch das Barentsmeer, gehören darüber hinaus zu den Seegebieten mit weltweit höchster mariner Produktivität und stellen damit die Nahrungsressourcen für zahllose wandernde Vögel, Fische und Seesäuger dar.

Die Arktis stellt ein globales, zonal definiertes und abgrenzbares, jedoch auch offenes Ökosystem dar, das durch relativ geringe Energieeinträge und demzufolge langsam ablaufende Stoffkreisläufe und geringe Biodiversitäten charakterisiert ist. Die Arktis gilt deshalb durch die stattfindenden und in der Zukunft möglichen, klimatisch und besonders vom Menschen induzierten Veränderungen der globalen ökologischen Rahmenbedingungen als besonders gefährdet.

Literatur

- ACIA [Arctic Climate Impact Assessment] (Ed.) (2004): The ACIA International Scientific Symposium on Climate Change in the Arctic. – AMAP [Arctic Monitoring and Assessment Programme] Report 2004: 4.
- ACIA [Arctic Climate Impact Assessment] (Ed.) (2004): Impacts of a Warming Arctic. – Cambridge University Press, 139 S. (vgl. auch: ACIA [2005]: Der Arktis-Klima-Report. Die Auswirkungen der Erwärmung. – Convent Verlag GmbH, Hamburg, und Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven. 139 S.).
- BLÜMEL, W. D. (1999): Physische Geographie der Polargebiete. – Teubner Studienbücher der Geographie, Leipzig. 239 S.
- KESSLER, A. (1975): Über den Tages- und Jahresgang der Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche in verschiedenen Klimaten der Erde. – Ber. Inst. f. Meteorologie u. Klimatologie TU Hannover 10.
- KÖPPEN, W. (1931): Grundriß der Klimakunde. – Berlin, Leipzig. 388 S.
- LAUER, W. & M. D. RAFIQPOOR (2002): Die Klimate der Erde. Eine Klassifikation auf der Grundlage der ökophysiologischen Merkmale der realen Vegetation. – Erdwissenschaftliche Forschung, Bd. XL, Stuttgart. 271 S.
- MATVEYEVA, N. & Y. CHERNOV (2000): Biodiversity of terrestrial ecosystems. – In: NUTTALL, M. & T. V. CALLAGHAN (Hrsg.): The Arctic: Environment, People, Policy. – Harwood Academic Publishers. 233-274.
- NUTTALL, M. & T. V. CALLAGHAN (Hrsg.) (2000): The Arctic: Environment, People, Policy. – Harwood Academic Publishers, 647 S.
- SCHULTZ, J. (2008): Die Ökozonen der Erde. – 4. Aufl., UTB 1514, Ulmer Verlag, Stuttgart. 368 S.
- STÄBLEIN, G. (1983): Antarktis und Arktis. Charakteristik und Bedeutung der polaren Landschaftsgürtel. – Geogr. Rdsch. 35 (3), 94-100
- TROLL, C. (1964): Karte der Jahreszeiten-Klimate der Erde. – Erdkunde 18, 5-28
- WUNDRAM, D. (2011): Umweltveränderungen in der subpolaren und borealen Ökozone. – In: ANHUF, D., FICKERT, T. & GRÜNINGER, F. (Hrsg.): Ökozonen im Wandel, Passauer Kontaktstudium Geographie 11, Passau. 53-66
- WÜTHRICH, C. & D. THANNHEISER (2002): Die Polargebiete. – Das Geographische Seminar, Braunschweig. 299 S.

Kontakt:

Prof. Dr. Jörg-Friedhelm Venzke
 Institut für Geographie - Universität Bremen
 jfvenzke@uni-bremen.de