

## 8 Boreale Zone

### 8.1 Verbreitung

Die Boreale Zone kommt als einzige von allen Ökozonen **nur auf der Nordhemisphäre** vor. Ihre Verbreitung ist dort erdumspannend mit einer Nord-Süd-Breite von wenigstens 700 km; maximal werden in Nordamerika 1500 km und in Eurasien 2000 km erreicht (Abb. 8.1). Die folgenden Erdregionen gehören, sieht man einmal von den Tundren ab, ganz oder überwiegend zur Borealen Zone: Kanada, Alaska, Skandinavien, das nördliche Russland und Sibirien

Die Teilvorkommen addieren sich auf eine Gesamtfläche von knapp 20 Mio. km<sup>2</sup> oder rund 13% des Festlandes der Erde. Die Boreale Zone gehört damit, wie die vorstehend beschriebenen polaren und subpolaren Gebiete, zu den größeren Ökozonen. Eine eindeutige Spitzenstellung besitzt sie im Vergleich mit den anderen (ursprünglichen) *Waldzonen* der Erde (also den Feuchten Mittelbreiten, Immerfeuchten Subtropen und Immerfeuchten Tropen). Und auch der Flächenanteil, den Moore in ihr haben, ist einzigartig hoch, und zwar sowohl im Verhältnis zu ihrer Gesamtfläche als auch im Vergleich mit allen Mooren der Erde: Von diesen dürften mehr als die Hälfte in der Borealen Zone (und – mit einem weitaus kleineren Anteil – in der Polaren/subpolaren Zone) liegen.

### 8.2 Klima

Die Zahl der Monate mit Mitteltemperaturen von  $\geq 5$  °C (Vegetationsperiode) beläuft sich auf 4 bis 5, seltener auch 6 Monate. Mitteltemperaturen von  $\geq 10$  °C treten in wenigstens 1 und maximal 3 (selten 4) Monaten auf. Lediglich in hochkontinentalen Räumen kann sich die Vegetationsperiode auf 2 bis 3 Monate verkürzen, deren Temperaturen dann aber alle relativ hoch sind (meist  $>10$  °C).

Die sich unter den genannten Bedingungen einstellende zonale Pflanzenformation ist der auch heute noch weithin erhaltene **boreale Nadelwald**.

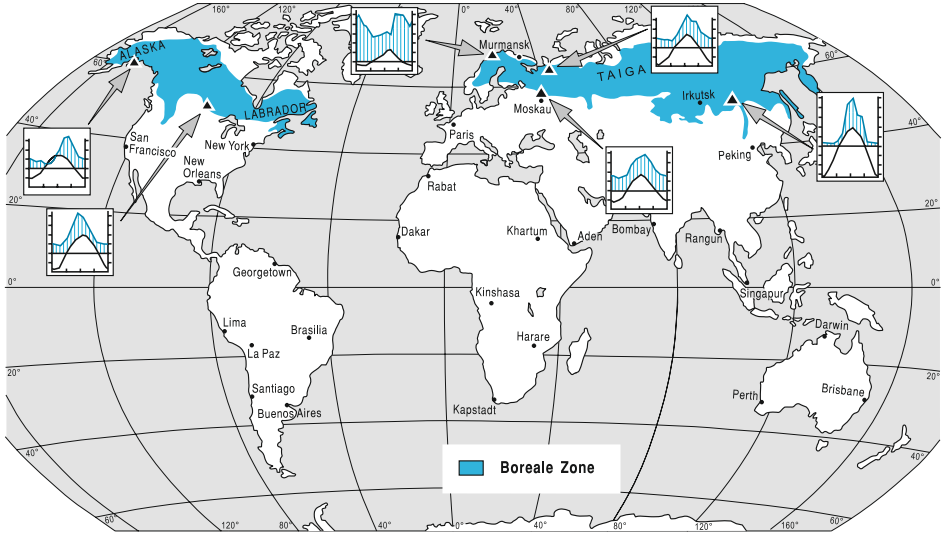


Abb. 8.1

*Boreale Zone. Die Verbreitung ist nordhemisphärisch-zirkumpolar. Die Südgrenze reicht an den Ostseiten der Kontinente bis etwa 50° N, an den Westseiten infolge warmer Meeresströmungen (Golfstrom bzw. Kuro-Schio) nur bis etwa 60° N. Unter hochkontinentalen Bedingungen schließen unmittelbar Steppen (der Trockenen Mittelbreiten) an, sonst sommergrüne Wälder (der Feuchten Mittelbreiten). Die Nordgrenze zu den Tundren (der Polaren/subpolaren Zone) folgt der polaren Baumgrenze. Ihre nördlichsten Punkte erreicht sie in Eurasien mit 72° 30' (Taimyr Halbinsel) und in Nordamerika mit 69° (NW-Kanada).*

Im Süden folgen ab etwa 4 Monaten mit  $t_{\text{mon}} \geq 10^\circ\text{C}$  und 1 Monat mit  $t_{\text{mon}} \geq 18^\circ\text{C}$  sowie einer mindestens 6-monatigen Vegetationsperiode sommergrüne Laubwälder (Feuchte Mittelbreiten), sonst Steppen und Halbwüsten (Trockene Mittelbreiten).

Nach Norden schließen jenseits der **polaren Baumgrenze** Tundren (Polare/subpolare Zone) an. Der Verlauf der Baumgrenze stimmt weithin recht gut mit der  $10^\circ\text{C}$ -Juli-Isotherme überein (Abb. 8.2). Zu weiteren Lagebeziehungen und Ursachen der Baumgrenze siehe Kap. 8.5.3. Keine Korrelation besteht zur Verbreitung des Permafrostes (siehe Kap. 8.3), die in Zentralasien weit in die borealen Waldgebiete hineinreicht.

Die jährlichen **Niederschläge** sind mit 250 bis 500 mm (in einigen Gebieten bis etwa 800 mm)<sup>1</sup> zwar höher als in der Tundra, aber im Vergleich mit den anderen humiden Erdregionen immer noch niedrig (z.B. erhalten die Feuchten Mittelbreiten etwa doppelt so viel). Die Niederschlagsmaxima liegen im Sommer.

Ein großer Teil der Niederschläge fällt als **Schnee**, doch ist der **Regenanteil** zumeist größer. Die winterliche Schneebedeckung ist mit 30 bis 100 cm mächtiger als in der Tundra, andererseits mit etwa 6 bis 7 Monaten Dauer kürzer als dort.

**Während der Vegetationsperiode herrschen Langtags- bis Dauertagsbedingungen:** Zur Zeit des Sommersolstitium erreichen

<sup>1</sup> Wesentlich höhere (stellenweise weit über 1000 mm) Niederschläge fallen in den westlichen und östlichen Küstensäumen und auf den vorgelagerten Inseln von Eurasien und Nordamerika.



**Abb. 8.2**  
Verlauf von 10 °C-Juli-  
Isotherme und polarer  
Baumgrenze auf  
der Nordhalbkugel  
(STÄBLEIN 1987).

die Tageslängen an der Südgrenze mindestens 16 Stunden und in den nördlichsten Vorkommen 24 Stunden. Dadurch werden – ähnlich wie in der Tundra – Nachteile, die aus der gegenüber niederen Breiten geringeren Intensität der Sonneneinstrahlung herrühren, wenigstens für einige Zeit kompensiert. So steigt die **Globalstrahlung** in den Monaten Mai bis Juli auf Spitzenwerte von rund  $60 \cdot 10^8 \text{ kJ ha}^{-1} \text{ mon}^{-1}$  oder sogar mehr und liegt damit ähnlich hoch wie in den äquatornäheren Ökozonen zur selben Zeit (Abb. 2.2).

Trotzdem bleiben die **Lufttemperaturen** auch dann niedriger als dort, da – ähnlich (wenn auch nicht so extrem ausgeprägt) wie in Tundren – große Strahlungsanteile während der lange anhaltenden Schneebedeckung reflektiert und später über die Verdunstung des Schmelzwassers in latente Wärme transferiert werden. Und vor allem ist natürlich von Bedeutung, dass die Zeitspanne höherer Einstrahlungsbeträge und positiver Strahlungsbilanzen relativ kurz ist und die zunächst gefrorenen, später – nach dem Auftauen – für einige Zeit

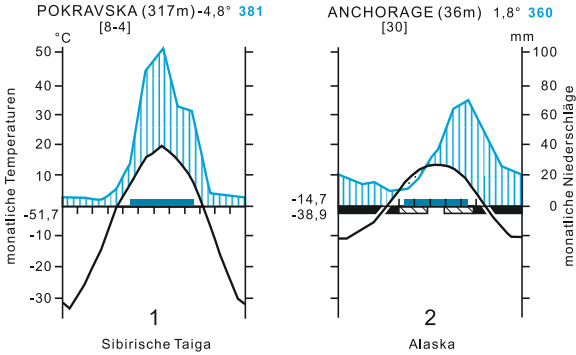


Abb. 8.3

Klimadiagramme des kalt-kontinentalen (1) und des kalt-ozeanischen (2) Klimatyps der Borealen Zone. Mit zunehmender Kontinentalität vergrößert sich die jährliche Temperaturamplitude und wächst der sommerliche Niederschlagsanteil.

Winter im Wesentlichen davon bestimmt, wie weit der ausgleichende Einfluss der Ozeane auf die Kontinente reicht.

Für die Extreme mögen die beiden Klimadiagramme (Abb. 8.3) stehen. Das erste von ihnen (aus dem zentralen Sibirien) zeigt den **kalt-kontinentalen Klimatyp**: Außerordentlich kalten Wintern mit absoluten Minima, die im Extrem bis auf  $-70\text{ °C}$  absinken, stehen warme, aber kurze Sommer gegenüber, deren absolute Maxima  $+30\text{ °C}$  übersteigen können. Entsprechend sind die jährlichen Temperaturamplituden sehr hoch (höher als in jeder anderen Ökozone) und die Jahresmitteltemperaturen sehr niedrig (meist unter  $-5\text{ °C}$ ). Die Winter sind vergleichsweise schneearm. Der Boden ist ab einer gewissen Tiefe immer gefroren.

Das zweite Diagramm (aus dem südlichen Alaska) zeigt den **kalt-ozeanischen Klimatyp**: Bei ihm bleiben die Sommer etwas kühler, die Winter aber wesentlich milder. Die jährlichen Temperaturamplituden sind demzufolge viel kleiner und die Jahresmitteltemperaturen höher (um  $0\text{ °C}$ ). Die winterliche Schneebedeckung ist mächtiger, Permafrost tritt nur diskontinuierlich bis sporadisch auf oder – seltener – fehlt ganz.

### 8.3 Relief und Gewässer

Wie die polaren und subpolaren Gebiete, so waren auch weite Teile der Borealen Zone während der **pleistozänen Kaltphasen** mehrfach von Inlandeis bedeckt (in Sibirien allerdings nur das Mittelsibirische Bergland und die ostsibirischen Gebirge). Die heutige Oberflächen-gestalt ist daher weithin auch das Ergebnis einer relativ jungen Entwicklung. Das gilt auch für das Bodenalter, das in den ehemals vereisten Gebieten höchstens 12 000 Jahre umfasst.

Im Unterschied zu den Feuchten Mittelbreiten lagen die meisten Gebiete der Borealen Zone eher im Zentrum der pleistozänen Inlandvereisungen. Dementsprechend dominierten Vorgänge der **Glazialerosion**, die Felsflächen, Rundhöcker und (heute seengefüllte) Fels-

wassergesättigten Böden hohe Wärmekapazitäten und -leitfähigkeiten aufweisen, daher nur langsam erwärmen.

**Regionalklimatische Differenzierungen** folgen in erster Instanz dem sich sowohl in Eurasien als auch – weniger ausgeprägt – in Nordamerika **west-östlich ändernden Grad der Kontinentalität/Ozeanität**. So werden die Temperaturunterschiede zwischen Sommer und

becken entstehen ließen. Glaziale oder glaziofluviale Aufschüttungen waren dagegen unbedeutend. Wo sie dennoch vorkommen, handelt es sich zumeist um Ablagerungen aus den letzten Abschmelzphasen des Inlandeises.

### Frostdynamische Prozesse und ihre Formen

In Eurasien fallen weite Teile der Borealen Zone in das Verbreitungsgebiet des **kontinuierlichen Permafrostbodens**, (fast) alle übrigen Bereiche – dort wie in Nordamerika – gehören zumindest zum Gebiet des **sporadischen Dauerfrostbodens**. Das heißt, wie für die Polare/subpolare Zone sind auch für die Boreale Ökozone frostdynamische Vorgänge und deren Formen charakteristisch (Abb. 8.4). Und wie dort spielen sie sich in der sommerlichen Auftauschicht ab. Allerdings reicht diese in der Borealen Zone (in offenem Gelände mit sandigem Bodensubstrat) bis zu drei Meter tief und damit erheblich tiefer als in der Polaren/subpolaren Zone. Zu den frostdynamischen Formen in der Borealen Zone zählen insbesondere organogene Bildungen wie Palsas und Strangmoore; doch sind auch (minerogene) Erdbülten noch ziemlich häufig. Als Abschmelzhohlformen treten Alasse (s.u.) auffällig in Erscheinung.

**Strangmoore** (Aapamoore) sind oligotrophe Moore auf geeigneten Landoberflächen, bei denen lange schmale Wülste („Stränge“) aus Torfmoosen, die von Zwergsträuchern besiedelt sein können, streifen-, seltener netzförmige Muster bilden. Die dazwischen liegenden tieferen Bereiche sind meist wassergefüllt. Die Stränge verlaufen girlandenförmig quer zum Hang und entstehen wahrscheinlich dadurch, dass die Vegetationsdecke beim Bodenfließen in kurzen Abständen aufreißt.

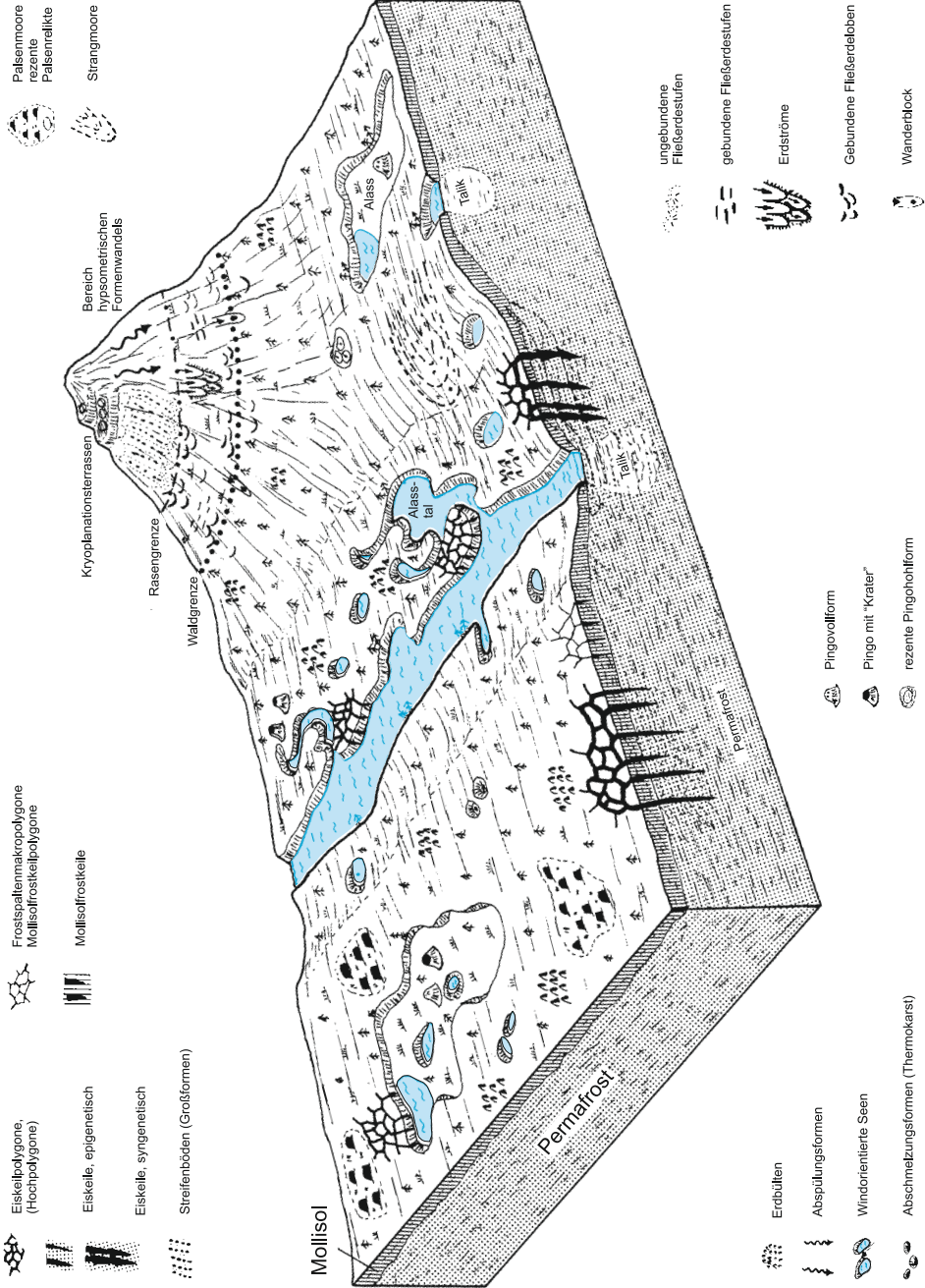
**Alasse** bilden oftmals kilometerweite flache Senken, die beim lokal verstärkten Auftauen von eisreichem Permafrostboden und dem damit einhergehenden Zusammensacken entstehen (Abb. 8.5). Es handelt sich bei ihnen also um *Abschmelz-* oder *Thermokarstformen*, wie sie bereits für die Tundren beschrieben wurden (Kap. 7.3).

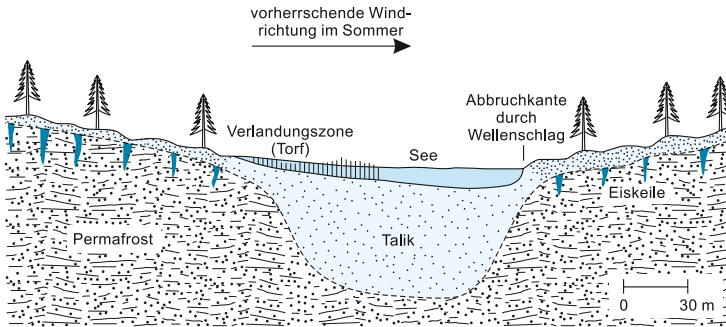
Die Auftauvorgänge sind häufig an kleinere fossile Frostbodenkörper gebunden (so meist im Bereich des sporadischen oder des diskontinuierlichen Permafrostes). Sie können sich aber auch auf lokalklimatische Änderungen gründen, wie sie sich beispielsweise nach Waldbränden oder Rodungen einstellen (so im Bereich des kontinuierlichen Permafrostes). Denn mit der Entfernung des Waldes verlagert sich die Strahlungsabsorption vom Kronenraum auf die Bodenoberfläche und führt dort zu trockeneren und wärmeren Bedingungen als zuvor. Eine größere Auftautiefe im Permafrostboden ist die unmittelbare Folge. Daraus wiederum können, hoher Eisgehalt im Boden vorausgesetzt, beträchtliche Sackungen der Geländeoberfläche resultieren.

Die so entstehenden Senken füllen sich dann zumeist mit Wasser, was zunächst (über eine erhöhte Strahlungsabsorption und einen er-

Dieses Dokument wurde mit IP-Adresse 141.201.32.116 aus dem Netz der USEB UB Salzburg am 22.11.2018 um 15:55 Uhr heruntergeladen. Das Weitergeben und Kopieren dieses Dokuments ist nicht zulässig.

Abb. 8.4 Schematisches Blockbild zur Formengesellschaft der boreal-periglazialen Zone (KARTE 1979).

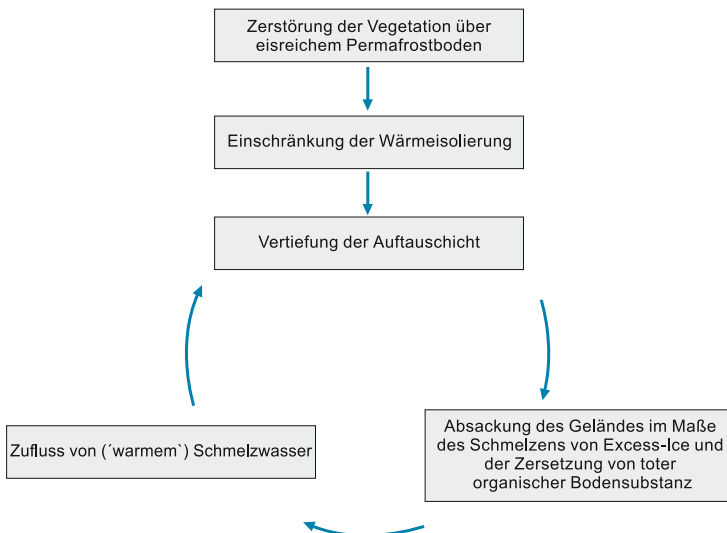




**Abb. 8.5**  
Abschmelz- oder Thermokarstsenke (Thermokarstsee) (BUTZER 1976). Absenkung der Geländeoberfläche durch Bodensackungen steht im Zusammenhang mit lokal verstärkten Auftauvorgängen.

höhen Wärmefluss in den Boden) den Auftauvorgang verstärkt und somit die Abschmelzhohlform vertieft. Dieser Vorgang kann weiter unterstützt werden durch eine Intensivierung der Zersetzung toter organischer Bodensubstanz, die zuvor im Permafrostbereich konserviert war. Das heißt, es kommt zu mehreren positiven Rückkopplungen (Selbstverstärkungseffekten) in den Wirkungsbeziehungen (Abb. 8.6).

Die Bedingungen kehren sich um, wenn die die Abschmelzhohlformen einnehmenden Seen oder Tümpel verlanden: Die im Zusammenhang hiermit hochkommende Vegetationsdecke wirkt wieder isolierend, so dass der sommerliche Wärmefluss in den Boden abgebremst wird. In der Folge können sich größere Bodeneiskörper bilden, die die Oberfläche hochwölben.



**Abb. 8.6**  
Entstehung einer Abschmelzhohlform.

## Fließgewässer

Die **Wasserführung der Flüsse** ist sehr unausgeglich. Im April oder Mai, wenn der gesamte Schnee innerhalb weniger Wochen und in allen Teilen der Einzugsgebiete (zumindest kleinerer Flüsse) ziemlich gleichzeitig über noch gefrorenem Boden abschmilzt, kommt es zu **extremen Abflussspitzen**. In den Tälern überströmen diese Frühjahrschmelzwässer die anfangs noch zugefrorenen Flüsse und suchen sich *epigenetisch* neue Flussbetten in den Talauen. Dabei kommt es häufig zu *Breitenverzweigungen*.

Nach dem Ende der Schneeschmelze geht der Abfluss rasch zurück. Die sommerlichen Regenfälle, ohnehin nicht sehr hoch, tragen kaum zur Abflussspeisung bei, da die Verdunstungsabgaben um diese Zeit ähnliche Größenordnungen erreichen. Erst im Herbst, wenn mit sinkenden Lufttemperaturen auch die Verdunstung abnimmt, können die Niederschläge wieder ein nennenswertes Übergewicht bekommen und damit auch die Wasserstände in den Flüssen erneut leicht ansteigen. Dieser Trend kehrt sich um, sobald die winterlichen Schneefälle einsetzen. Der ab jetzt nurmehr grundwassergespeiste Abfluss erreicht sein Minimum unmittelbar vor der Schneeschmelze im nächsten Frühjahr. Bei Einzugsgebieten, die vollständig im kontinuierlichen Permafrostbereich liegen, hört der Abfluss gänzlich auf, sobald die sommerliche Auftauschicht wieder bis zur Permafrosttafel gefroren ist.

## 8.4 Böden

Für alle Böden der Borealen Zone gilt: Die schwere Zersetzbarkeit der harzreichen Kiefernnadeln und der ericoiden Blätter (= harte Kleinblätter; abgeleitet von *Erica* spp.) vieler Zwergsträucher (z.B. von *Calluna*, *Vaccinium*, *Erica*, *Andromeda*), die hohe Acidität von Streu- und Mineralböden, sowie die zumindest über einen langen Zeitraum des Jahres vorherrschende Kälte und Nässe sowie die geringe biologische Aktivität erklären, dass sich mächtige Streuschichten aufbauen (manchmal mächtiger als der darunter folgende Ah-Horizont). Unter den Bedingungen langanhaltender Stau- oder Grundwassereinwirkungen bis zur Bodenoberfläche entsteht dabei **Torf**, sonst **Rohhumus**. Beide Humusformen sind entsprechend ihrer geringen Mineralisierungsraten außerordentlich nährstoffarm und liegen dem Mineralboden weitgehend unvermischt (als *Auflagehumus*) auf.

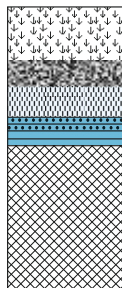
Die häufigsten Böden gehören zu den Cryosolen, Podzolen und Histosolen. Die Vorkommen der erstgenannten sind identisch mit denen der aus den Tundren weit in die bewaldete Boreale Zone hineinreichenden Permafrostgebiete (s. Kap. 7.4), sofern der Dauerfrosthorizont (Permafrosttafel) nicht tiefer als etwa 1 Meter unterhalb der Geländeoberfläche liegt.

Ansonsten herrschen hier wie auch auf anderen, hinreichend drainierten Standorten, **Podzole**<sup>2</sup> vor. In deren sandig-saurem Milieu führt die biochemische Zersetzung von toten organischen Substanzen zu niedermolekularen organischen Säuren (Fulvosäuren), die wasserlöslich sind und mit dem einsickernden Wasser im Bodenprofil abwärts wandern. Mit ihnen werden auch die (bei der Silikatverwitterung entstehenden) Al- und Fe-Oxide (=Sesquioxide) ausgewaschen. Erst in einer tieferen Bodenschicht kommt es zur Ausfällung dieser Stoffe (Immobilisierung).

<sup>2</sup> Die deutsche Schreibweise ist meist *Podsol*. In diesem Buch wird die international übliche Schreibweise bevorzugt, da sie dem etymologischen Sonderfall dieses Bodennamens besser gerecht wird: Er leitet sich von russ. *pod zola* = unter Asche ab; bei allen anderen Böden, die auf *-sol* enden, wie z.B. bei Cambisol, Arenosol und Luvisol, liegt die Herkunft dieses Wortteils dagegen bei lat. *solum* = Boden.



- O : Saurer Auflagehumus (Rohhumus) : meist auffallend mächtig entwickelt und differenziert in L-, Of- und Oh- Horizonte
- Ah : Mineralischer Oberboden, mit Humusstoffen durchmischt
- E : Fahler Eluvialhorizont : Bleichhorizont (verarmt an Huminstoffen sowie Eisen- und Aluminium- Verbindungen)
- Bhs: Illuvialhorizont
  - Bh : Schwärzlicher Illuvialhorizont (angereichert mit Huminstoffen)
  - Bs : Bräunlicher Illuvialhorizont (angereichert mit Fe- und Al- Oxiden)
- C : Ausgangsgestein (z.B. Geschiebesand)



**Abb. 8.7**  
Schema eines Podzolprofils.

**Abb. 8.8**  
Kationenaustauschkapazität (KAK), Zusammensetzung des Kationenbegriffs und Basensättigung eines Podzols im Vergleich mit einem Eutric Cambisol und einem Chernozem (SCHROEDER u. BLUM 1992).

	Podzol	Eutric Cambisol (Braunerde)	Chernozem (Schwarzerde)
Ton (%)	4,5	16	18
Org. Subst. (%)	6	3	7
pH	4,2	6,1	7,0
Sättigung (%) an Ca-, Mg-, K-, Na-, sowie (H+Al)-Ionen (Kreisfläche entspricht Höhe der KAK)			
KAK cmol(+) kg <sup>-1</sup> Boden	12	18	28
Basensättigung (%)	26	75	99

Bei diesen Verlagerungsvorgängen, die als Podzolierung (Chevuviation) bezeichnet werden, verbinden sich auffällige Horizontabfolgen.

So entstehen im Oberboden unter dem schwarzgrauen Ah-Horizont ein heller, aschgrauer, 20 bis 60 cm mächtiger **Bleich- oder Eluvialhorizont** (Ae- oder E-Horizont) und darunter ein durch Anreicherung der ausgewaschenen Stoffe gekennzeichnete, etwa 10 bis 30 cm mächtiger **Illuvialhorizont** (= spodic B-Horizont). Letzterer kann im oberen Teil infolge stärkerer Huminstoffakkumulation braunschwarz gefärbt (Bh-Horizont), im unteren Teil hingegen – infolge vorherrschender Sesquioxidakkumulation – eher rostbraun gefärbt sein (Bs-Horizont). Bei starker Fe-Anreicherung kann es hier zur Bildung von **Ortstein** kommen. Doch bleibt gewöhnlich auch dann noch ein hoher Anteil grober Poren erhalten. Der Ortstein wirkt daher nur selten als Staukörper für die Perkolatation, behindert aber die Wurzelentfaltung.

Die beschriebene Horizontabfolge ist diagnostisch für **Podzole** (Abb. 8.7). Diese stellen in weiten Teilen der Borealen Zone den vorherrschenden und damit für diese Ökozone außerordentlich charakteristischen (zonalen) Bodentyp dar. Neben den Cryosolen sind sie die

in allen Merkmalen am ungünstigsten ab. Seine KAK ist um ein Drittel kleiner als die des Cambisols und um mehr als die Hälfte kleiner als die des Chernozems. Nur ein Viertel (26%) der KAK wird beim Podzol durch Nährionen abgedeckt; auf sie entfallen also nur 3-cmol(+) kg<sup>-1</sup>. Beim Cambisol sind dies drei Viertel von 18, also 13,5-cmol(+) kg<sup>-1</sup> und beim Chernozem praktisch die gesamte KAK (99%), also 28-cmol(+) kg<sup>-1</sup>. Das heißt, in austauschbarer Form besitzt der Cambisol 4mal und der Chernozem 9mal soviel Nähr-Kationen wie der Podzol. Bei Beachtung der jeweiligen Bodentiefen (Durchwurzelungstiefen) werden die Angebote an verfügbaren Nährstoffen gewöhnlich noch unterschiedlicher. Der relativ hohe Anteil an organischer Substanz beim Podzol, 6% gegenüber 7% beim Chernozem und nur 3% beim Cambisol, bedeutet keinen Vorteil; es handelt sich hierbei um biologisch inaktiven Rohhumus, in dem kaum zersetzte Pflanzenreste überwiegen.

wichtigste Komponente der *Cryosol-Podzol-Histosol-Bodenzone* (siehe Abb. B, Farbige Karte der Bodenzone), die weitgehend kongruent mit der Borealen Zone ist.

**Histosole** (griech. *histos* = Gewebe) nehmen insbesondere in den flachen Tieflandregionen von Westsibirien und einigen Gebieten des mittleren Kanada weite Flächen ein. Unter den Bedingungen ungenügender Drainage ist es hier zur Ausbildung von mächtigen Torfhorizonten (=H-Horizonte; histic H.) gekommen. Diese sind diagnostisch für Histosole, sofern ihre Mächtigkeit mindestens 40 cm beträgt. Im Bereich der Borealen Zone gehören hydro-morphe Böden dieser Art durchweg zu den Gelic oder (außerhalb des Permafrostbereichs) zu den *Fibric Histosolen*.

In den ausgesprochen kontinentalen Räumen von Zentral- und Ostsibirien sowie in den kanadischen Rocky Mountains herrschen demgegenüber **Cambisole** (siehe Kap. 9.4) vor, wobei es sich im Dauerfrostgebiet meist noch um Cambisole (Gelic), sonst um Cambisole (Dystric) oder (seltener) Cambisole (Eutric) handelt. In den Bergregionen kommen hauptsächlich **Umbrisole** (siehe Kap. 9.4) und **Leptosole** (griech. *leptos* = dünn) vor. Cambisole, Umbrisole und Leptosole sind Böden (nur) mäßig fortgeschrittener bzw. sehr schwacher Entwicklung (nur Bw-Horizonte zwischen Ah- und C-Horizonten bzw. nur (A)C-Profile).

Im südlichen Grenzbereich der Borealen Zone zu den Feuchten Mittelbreiten treten **Re-tisole** auf (siehe Kap. 9.4), im Grenzbereich zu den Trockenen Mittelbreiten **Luvic Phaeozeme** (siehe Kap. 10.4.1). Ähnlich wie die Podzole haben auch alle vorgenannten Böden außerordentlich geringe natürliche Leistungsvermögen. Sie sind alle (mit Ausnahme der Eutric Cambisole) stark sauer und arm an Pflanzennährstoffen. Meist sind auch die physikalischen Eigenschaften unvorteilhaft.

## 8.5 Vegetation und Tierwelt

Trotz der gewaltigen Ausdehnung der Borealen Zone sind regionale Abweichungen vergleichsweise unbedeutend. Überall dominieren (oder dominierten ursprünglich) floristisch ähnliche **immergrüne Nadelwälder** (aus Kiefern, Fichten und Tannen; dunkle Taiga) oder – wie in Zentral- und Ostasien – **sommergrüne Nadelwälder** (aus Lärchen; helle Taiga), die von zahllosen, teilweise vermoorten Seen (Seenplatten) und (meist) oligotrophen **Mooren** (Torfmooren) durchsetzt sind. An der nördlichen Grenze bilden **Wald-tundren** ein breites Ökoton zu den Tundren. Nur in geringer Ausdehnung finden sich **Sommergrüne Laubwälder** im Wesentlichen aus Birken. Ihre Vorkommen beschränken sich auf die äußersten westlichen und östlichen Ränder Eurasiens.

Alle Pflanzenformationen stimmen darin überein, dass sie durchweg artenarm sind (wenngleich artenreicher als die Mehrzahl der Tundrensgesellschaften). Floristische Gemeinsamkeiten zwischen den eurasischen und nordamerikanischen Vorkommen bestehen in großer Zahl auf der Stufe der Pflanzengattungen, nicht aber auf der der Pflanzenarten wie in den Tundren. (PFADENHAUER und KLÖTZLI 2014)

### 8.5.1 Boreale Nadelwälder

In der **Baumschicht** der Wälder dominieren Fichten (*Picea* spp.), Kiefern (*Pinus* spp.) oder Tannen (*Abies* spp.), davon häufig über Tausende von Quadratkilometern nur eine einzige Art. Nur im hochkontinentalen (also extrem winterkalten, regen- und schneearmen) Ostsibirien jenseits des Jenissei dominieren mehrere Arten von *winterkahlen Lärchen* (*Larix* spp.) auf einer Fläche von gut 2 Mio km<sup>2</sup>. In Anpassung an den kontinuierlichen Perma-

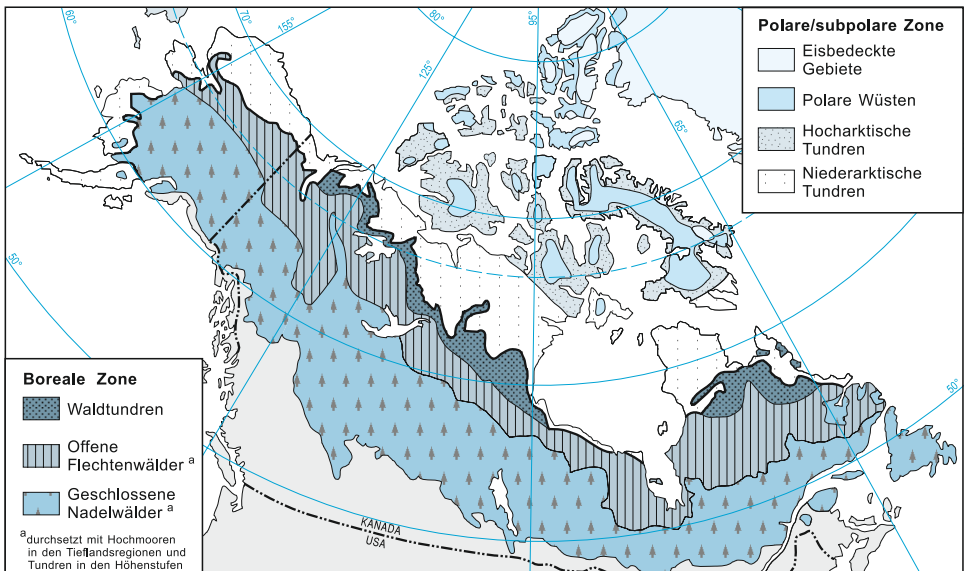
frost in ihrem Verbreitungsgebiet haben sie flach ausstreichende Wurzelsysteme entwickelt. Die daraus erwachsende Wurzelkonkurrenz mit den Nachbarbäumen erklärt letztlich den lichten Stand, der für die Lärchenwälder typisch ist. Der größere Lichteinfall zum Boden, der sich daraus (sowie aus der jahreszeitlich späten Nadelbildung) ergibt, erlaubt einen reicheren Unterwuchs (in der Strauch- und Feldschicht) als in der dunklen Taiga.

Die Überlegenheit der Lärchen gegenüber den sonst vorherrschenden immergrünen Koniferen mag sich – neben den besonders schwierigen klimatischen Bedingungen ihre Standorte – auch aus ihrer Feuertoleranz (wohl nur gegenüber Fichten und Tannen) erklären: Die Stämme der Lärchen sind von einer dicken Borke umhüllt, die das darunter liegende Kambium vor übermäßiger Hitzeeinwirkung schützt.

Der Gewinn, den die **immergrünen Nadelbäume** aus der Mehrjährigkeit ihrer Nadeln ziehen, liegt insbesondere darin, dass ihr jährlicher Mineralstoffbedarf gegenüber Bäumen mit jährlichem Laubwechsel deutlich reduziert ist (siehe Kap. 9.5.4). Insofern ist die Mehrjährigkeit von Nadeln eher als Anpassung an die Mineralstoffarmut der Böden und den durch Permafrost nach unten eingengten Wurzelraum zu verstehen (als an die winterliche Kälte und Frosttrocknis). Die erschwerte Nährstoffversorgung drückt sich auch im lichten Stand der Bäume (infolge der Wurzelkonkurrenz) sowie in der – gegenüber Fichten und Tannen der Mittelbreiten – auffällig schlankeren Wuchsform aus.

**Abb. 8.9**

*Die großräumige (subzonale) Gliederung der Borealen Zone und der Polaren/subpolaren Zone in Nordamerika (ELLIOTT-FISK 1989). Auf geschlossene Nadelwälder im Süden folgen in nördlicher Richtung zunächst offene Flechtewälder und dann, jenseits der polaren Waldgrenze, Waldtundren. Letztere werden an der polaren Baumgrenze, die die Boreale Zone von der Polaren/subpolaren Zone trennt, von den Tundren abgelöst. Die Unterteilung der Polaren/subpolaren Zone folgt der von BLISS et al. (1981).*



Und auch sonst ist das Erscheinungsbild deutlich anders als das von Nadelforsten in den Mittelbreiten. So sind gewöhnlich sowohl die Strauch- als auch die Krautschicht reich entwickelt. In der Ersteren finden sich häufig Laubholzarten wie Birken (*Betula* spp.), Pappeln (*Populus* spp.), Weiden (*Salix* spp.), Ebereschen (Vogelbeeren; *Sorbus* spp.), Erlen (*Alnus* spp.) und Eschen (*Fraxinus* spp.), in der Letzteren dominieren zumeist Flechten und (bei dichterem Baumbestand) Moose. In keiner anderen Ökozone (außer in Tundren der Polaren/subpolaren Zone) sind diese beiden Niederen Pflanzengruppen ähnlich auffällig vertreten.

Daneben können aber auch – Sommer- und immergrüne – *Zwergsträucher* hohe Anteile aufweisen. Viele von ihnen leben in Symbiose mit Pilzen (Mykorrhiza), was ihnen den Zugang zur nährstoffarmen und sauren Streu erlaubt. Nicht zu finden sind dagegen die in den Wäldern der Feuchten Mittelbreiten bis zur Dominanz auftretenden Buchen (*Fagus* sp.), Ahorne (*Acer* spp.) und Eichen (*Quercus* spp.).

**Großräumige (subzonale) Differenzierungen** der Wälder folgen dem nord-südlichen Klimawandel. In Russland werden gewöhnlich eine *nördliche*, *mittlere* und *südliche Taiga* unterschieden, in Nordamerika eine nördliche Zone *offener Flechtenwälder* von einer südlichen Zone *geschlossener Wälder* (Abb. 8.9).

Auffällige **kleinräumige Differenzierungen** sind beispielsweise an Wechsel von Bodenfeuchte und Strahlungsexposition geknüpft, oder – was häufiger der Fall ist – repräsentieren *verschieden alte Regenerationsstadien*. Das gilt beispielsweise für viele der sommergrünen Laubwaldstücke, auf die man in den Nadelwäldern immer mal wieder trifft: Bei ihnen handelt es sich um Pionierstadien der Waldverjüngung, die nach lokalen Störungen durch Waldbrände, Insektenfraß, Windbrüche oder Überschwemmungen den Beginn der Walderneuerung einleiten.

Zusammen mit den nachfolgenden Altersphasen entsteht so ein mosaikartiges Gefüge aus physiognomisch und bis zu einem gewissen Grad auch floristisch unterschiedlichen Verjüngungs-, Reife- und Zerfallsstadien. Ein Steady State im Sinne eines sich über lange Zeit selbst erhaltenden Waldes fehlt.<sup>3</sup> Das *Mosaik aus verschiedenen alten Teilbeständen* verschiebt sich vielmehr ständig, doch das Gesamtökosystem bleibt dabei aber über Jahrtausende konstant (*shifting mosaic steady state*).

### 8.5.2 Torfmoore

Fast 90 % aller Moore liegen innerhalb der Borealen Zone (sowie – gleichsam grenzüberschreitend und weitaus weniger bedeutsam – in den unmittelbar benachbarten subarktischen Gebieten der Polaren/subpolaren Zone) (WIEDER und VITT 2006). Sie stellen damit ein charakteristisches Merkmal dieser Ökozone dar. In den meisten Gegenden ihrer Verbreitung nehmen Torfmoore mindestens 10 % der Fläche ein, vielfach sogar deutlich mehr. Sie treten in der Landschaft primär als waldfreie (zumindest baumarme) Areale augenfällig in Erscheinung, deren Flora aus (extrem) wenigen Arten von Moosen, Hartgräsern (*Carex* spp., *Eriophorum* spp.), Kräutern und Zwergsträuchern besteht.

<sup>3</sup> Altersbedingte Änderungen eines Pflanzenbestandes erfolgen zu Beginn einer Regeneration rasch, in ihrem weiteren Verlauf aber immer langsamer. Späte Altersstadien haben daher (in Bezug auf die Zeit) eine gewisse Konstanz und im Waldmosaik dementsprechend eine gewisse Dominanz. Von ihnen wird daher am ehesten der Anspruch eines Steady State erfüllt und ihre Merkmale können als die im eigentlichen Sinne *zonentypischen* gelten (siehe auch Kap. 5.2).

Die Entwicklung dieser Torfmoore begann erst vor etwa 9.000 Jahren im Atlantikum, der ersten nacheiszeitlichen Wärmeperiode. Seitdem übersteigen ihre Produktionsraten an Biomasse die Zersetzungsraten, so dass sich Jahr für Jahr totes organisches Material in Form von Torf anreichert.

Die besondere Fähigkeit der (an der Torfbildung hauptsächlich beteiligten) *Sphagnum*-Moose zur Wasserspeicherung erlaubt, dass die Moore über den anfänglichen Stauwasserspiegel hinaus hochwachsen und somit zu *Hochmooren* werden. Deren Mineralstoffversorgung erfolgt dann nur noch über atmosphärische Depositionen.

Der Grad der Aufwölbung (*bog convexity*) steigt mit der Gunst für Torfmoorbildung; entsprechend ist er unter maritimen Klimabedingungen küstennaher Regionen größer als in kontinentalen Räumen mit heißen und trockenen Sommern.

Die in borealen und subarktischen Mooren insgesamt (nacheiszeitlich) **festgelegten Kohlenstoffvorräte** schätzt GORHAM (1991) auf 455 Gt (davon 98,5% im Torf).<sup>4</sup> Das ist fast ein Viertel des weltweit auf dem Festland in lebender und toter organischer Substanz festgelegten Kohlenstoffs (vgl. Abb. 8.13). Als durchschnittliche Zuwachsrate (*net sink*) während der Nacheiszeit nennt GORHAM  $0,096 \text{ Gt a}^{-1}$ , für die Gegenwart noch  $0,076 \text{ Gt a}^{-1}$  oder  $23 \text{ g a}^{-1}$  pro Quadratmeter Moorfläche. Dies entspricht einem jährlichen Torfzuwachs (in Trockengewicht) von rund 0,5 t pro Hektar.

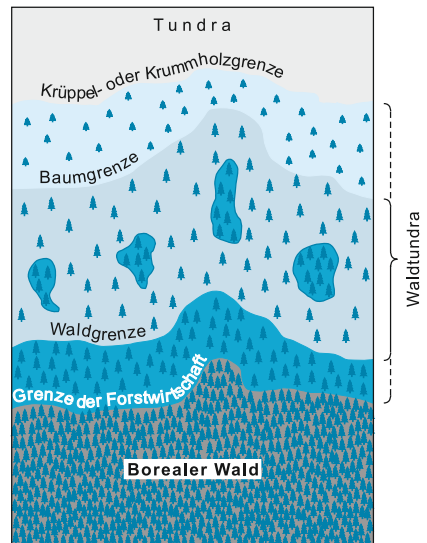
Mittlerweile gibt es weitere Ermittlungen von jährlichen Torfmoorzuwachsraten. Sie beziehen sich teils auf Untersuchungen in einzelnen Mooren, teils nennen sie (mittlere) Spannen, die aus den Raten mehrerer Moore abgeleitet wurden. Davon liegen die niedrigsten Werte zwischen 0,26 und 0,40 t Torf  $\text{ha}^{-1}$  ( $13 - 20 \text{ g C m}^{-2}$ ) und die höchsten zwischen 1,40 und 3,80 t Torf  $\text{ha}^{-1}$  ( $19 - 69 \text{ g C m}^{-2}$ ).

### 8.5.3 Waldtundra, polare Wald- und Baumgrenze

Der Grenzbereich zwischen Tundra und borealem Nadelwald wird in einer Breite von 10 bis 50 km, maximal 300 km, vom Zono-Ökoton der **Waldtundra** eingenommen (Abb. 8.9). In ihr ist der Baumbestand weitabständig bis vereinzelt oder – typischer – Tundra und Wald durchdringen sich mosaikartig, wobei sich die Flächenanteile polwärts zunehmend zugunsten der Tund-

**Abb. 8.10**

Wald- und Baumgrenze im Übergangsbereich zwischen borealem Nadelwald und Tundra (HUSTICH 1966).



<sup>4</sup> Beruht auf den folgenden Annahmen: gesamte Moorfläche 3,42 Mio.  $\text{km}^2$ , mittlere Torfmächtigkeit 2,3 m, Raumgewicht  $0,122 \text{ g cm}^{-3}$  und Kohlenstoffgehalt 51,7%.

ren, äquatorwärts zugunsten des Waldes ändern (Abb. 8.10). Die gedachte Verbindungslinie der nördlichsten Vorkommen einzelner Bäume<sup>5</sup> oder von Baumgruppen wird als **polare** (oder nördliche) **Baumgrenze**, die Nordgrenze der (im Wesentlichen) geschlossenen Waldverbreitung<sup>6</sup> als **polare** (oder nördliche) **Waldgrenze** bezeichnet. Es sind überwiegend Kiefernen (nur in Russland östlich des Urals: sommergrüne Lärchen), die den Waldgrenzgürtel einnehmen; nur unter den ausgesprochen ozeanischen Klimabedingungen von Skandinavien, Island, Grönland und Kamtschatka treten hier Birken auf.

Für den **Verlauf der polaren Baumgrenze** (Abb. 8.2) sind *Dauer und Ausmaß der sommerlichen Erwärmung* entscheidend: Sinkt die Vegetationsperiode im Mittel unter vier Monate oder bleibt sie sehr kühl (kein Monat mit  $t_{\text{mon}} \geq 10 \text{ }^\circ\text{C}$ )<sup>7</sup>, so gelingt es selbst den bestangepassten Baumarten nicht mehr, die Bildung ihrer neuen Triebe und Assimilationsorgane bis zum Ende der sommerlichen Wachstumszeit so weit abzuschließen, dass sie der Belastung durch winterliche *Frosttroknis* standhalten.

Für viele von ihnen endet außerdem die *Verjüngungsfähigkeit*: In der Waldtundra können keimfähige Baumsamen nur während weit überdurchschnittlich warmer Sommer (oder sogar nur während einer mehrjährigen Abfolge solcher Sommer) gebildet werden, oder die für eine Keimung erforderlichen höheren Mindesttemperaturen (insbesondere in den Böden) werden nur während weniger Sommer erreicht.<sup>8</sup> Mit Annäherung an die Baumgrenze sinkt die Häufigkeit solcher Ausnahmesommer gegen Null.

Andererseits besitzen so gut wie alle Gehölze der Waldtundra die Fähigkeit, sich (mittels Polykormonen) vegetativ zu vermehren, indem sie aus Zweigen, die dem Boden aufliegen, Wurzeln und dann neue Sprosse (Stämme) bilden.

Die sommerliche Bodenerwärmung wird auch von örtlichen Gegebenheiten, beispielsweise der Exposition (gegenüber Sonne und Wind), Bodenfeuchte und Vegetationsbedeckung, beeinflusst. So wird sie gemindert, wenn ein geschlossener Baumstand oder eine dichte Feldschicht (z. B. aus Strauchflechten und Moosen) die Bodenoberfläche abschirmt. Das kann dazu führen, dass sich Waldinseln und Krummholzgruppen ihre Lebensgrundlage nach und nach selbst entziehen, wenn ihre Beschattung zunehmend verhindert, dass der Permafrost im Sommer ausreichend tief und lange auftaut. Das heißt, sie werden verschwinden und vielleicht an anderen Stellen neu entstehen.

#### 8.5.4 Phytomasse und Primärproduktion

Die **Phytomassen** reifer borealer Nadelwälder liegen in den nördlichen Vorkommen bei etwa  $150 \text{ t ha}^{-1}$ , in den südlichen rund doppelt so hoch. Der N/S-Gradient, augenfällig durch die nach Süden hin zunehmend höheren und dichter stehenden Bäume, spiegelt die in dieser Richtung klimatisch günstigeren (länger anhaltenden und wärmeren) Wachstumsbedingungen wider.

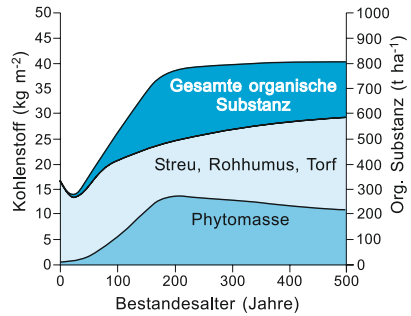
<sup>5</sup> Meist werden nur solche Bäume einbezogen, die eine eindeutig baumförmige (nicht krüppelwüchsige) Gestalt und eine Mindesthöhe von beispielsweise fünf Metern aufweisen.

<sup>6</sup> Nach der Definition von LARSEN (1989) endet der Wald und beginnt die Waldtundra dort, wo der Flächenanteil der Waldbedeckung unter 75% sinkt. Standorte, die aus edaphischen Gründen waldfrei sind (z.B. Moore) bleiben unberücksichtigt.

<sup>7</sup> Als weitere klimatische Mindestwerte, die den Verlauf der Baumgrenze recht gut beschreiben sollen, werden z. B. genannt: 105 bis 110 Tage mit Tagesmitteln von  $\geq 5 \text{ }^\circ\text{C}$  oder Wärmesumme von 600 [Summe aus allen Tagesmitteln  $>0 \text{ }^\circ\text{C}$ ].

<sup>8</sup> Die meisten Bäume der Waldtundren gehören daher wenigen Jahrgängen (Altersgruppen) an, deren Alter jeweils auf solche Gunstjahre hinweisen.

Die **Primärproduktion** der Pflanzendecke wird insbesondere durch die überall (auch in den südlichsten Vorkommen noch) bestehende *klimatische Ungunst* limitiert, unterliegt aber auch (und zwar teilweise beträchtlichen) Einschränkungen aus *Engpässen in der mineralischen Nährstoffversorgung*. Entsprechend erzeugen die Wälder unter natürlichen Bedingungen (im Mittel vieler Jahre) kaum mehr als 4 bis 8 t ha<sup>-1</sup> an Phytomasse, wobei die höheren Werte auf nährstoffreicheren und wärmeren Böden südexponierter Hänge und in der wärmeren südlichen Taiga erreicht werden.



**Abb. 8.11**

*Mengenänderungen von Phytomasse und toter organischer Bodensubstanz (SOM) mit zunehmendem Bestandesalter in borealen Nadelwäldern (KASISCHKE et al. 1995). Infolge der äußerst geringen Zersetzungsrates reichert sich organischer Kohlenstoff über viele Jahrzehnte, möglicherweise viele Jahrhunderte am Boden an, ehe vielleicht (siehe Kap. 8.5.6) auf sehr hohem Niveau ein Gleichgewicht zwischen Anlieferung und Zersetzung erreicht wird. Im gezeigten Diagramm ist dies selbst nach 500 Jahren noch nicht der Fall. Das heißt, dieser Wald verhält sich auch weiterhin als Nettosecke für Kohlenstoff. Die Zunahme der Phytomasse kommt dagegen bereits nach knapp 200 Jahren und auf einem viel niedrigeren Niveau zum Stillstand (im Schema bei etwa 300-t ha<sup>-1</sup>). Danach kehrt sich die Entwicklung in eine leichte Abwärtsbewegung um. Entsprechend kulminiert auch die PPN früh, wohl schon nach 50 bis 150 Jahren.*

### 8.5.5 Zersetzung, organische Bodensubstanz und Mineralstoffvorräte<sup>9</sup>

Die *biologische Zersetzung* von organischen Abfällen erfolgt außerordentlich langsam (um ein Vielfaches langsamer als in sommergrünen Wäldern der Feuchten Mittelbreiten). Das liegt an der geringen Menge und Artenzahl von Destruenten, was sich wiederum aus dem sauren, kalt-nassen Bodenmilieu und der schweren Zersetzbarkeit der toten organischen Substanz erklärt. Eine insgesamt wichtigere Rolle für die Zersetzung spielt das *Feuer*.<sup>10</sup> Dem entspricht, dass die jeweils vorhandenen Mengen an toter organischer Bodensubstanz umso größer sind, je weiter der letzte Waldbrand zurückliegt. Maximal – also in alten Beständen nach langen Feuerpausen – können die Streuauflagen am Boden über einen halben Meter mächtig werden und bis auf 1000 t ha<sup>-1</sup> ansteigen. Damit übertreffen sie die lebende organische Substanz (Phytomasse) der Vegetation bei Weitem (Abb. 8.11). Im Extremfall erreicht die gesamte tote organische Substanz, also Streu, Rohhumus und Humus, das Drei- bis Fünffache der lebenden Sprossmasse. Infolge der langsamen Zersetzung abgestorbener Pflanzen(teile) sind neben Kohlenstoff auch **große Mengenanteile von mineralischen Nährstoffen für lange Zeit gebunden**; durch Torfbildung geht ein Teil hiervon sogar permanent dem Stoffkreislauf verloren. Betroffen sind insbesondere die verfügbaren Vorräte an Phosphor und Calcium, weniger die von Kalium.

<sup>9</sup> Für weitere Angaben siehe Kap. 9.5.4.

<sup>10</sup> Feuer ist ein wesentliches Element borealer Ökosysteme. Für viele Waldgebiete liegen die mittleren Wiederkehrzeiten für Waldbrände bei nur 50 bis 100 Jahren. Auslöser sind gewöhnlich Blitzschläge (im Unterschied zu den ebenfalls häufigen Flächenbränden in Savannen und tropischen Regenwäldern, die zumeist von Menschen gelegt werden). Die Waldgeneration auf den abgebrannten Flächen profitiert sowohl vom Mineralstoffschub durch das Feuer als auch von der stärkeren und tiefer reichenden Erwärmung des Bodens, was dort die Permafrosttafel absenkt und die Zersetzungsprozesse beschleunigt. Dementsprechend werden die ersten Regenerationsstadien von relativ üppigen Strauchformationen gestellt, in denen anspruchsvollere Laubbölder wie z.B. Pappeln und Birken dominieren und auch die Tierwelt nach Arten- und Individuenzahl reicher vertreten ist.

Mängel, die aus dem ungenügenden *Stickstoff-Recycling* herrühren, werden teilweise dadurch wettgemacht, dass

- zwischen 30 und 40% des Stickstoffbedarfs – sozusagen auf kürzestem Wege – über *Retranslokation* (aus den eigenen Nadeln/Blättern vor deren Abwurf) gedeckt werden,
- die Stickstoff-Nutzungseffizienz mit über 200 sehr hoch liegt: Das heißt, für gut 200 kg an jährlichem Holzzuwachs und der Bildung

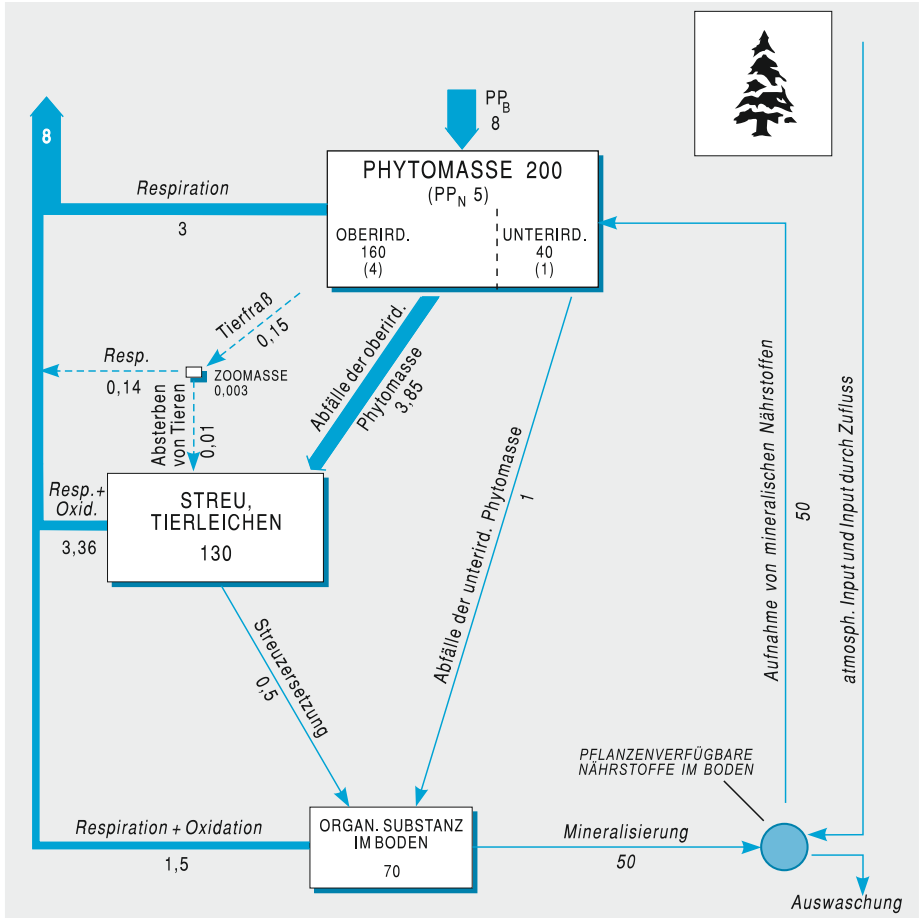


Abb. 8.12

Vereinfachtes Ökosystem-Modell eines borealen Nadelwaldes (zusammengestellt nach Zahlenangaben von PERSSON 1980, SHUGART et al. 1992 u.a.). Zum Modellschema siehe Kap. 5.2. Charakteristisch für den borealen Nadelwald ist, dass die Vorräte an toter organischer Substanz am/im Boden (Streu und Humus) die gleiche Größenordnung wie die Vorräte an lebender Substanz erreichen. Besonders bemerkenswert ist, dass zwei Drittel davon zur Streuauflage gehören. Dies erklärt sich aus der mit knapp 3% pro Jahr außerordentlich niedrigen Zersetzungsrate der Streu. Der Tierbestand ist gering, Waldbrände sind für das Nährstoff-Recycling weit wichtiger als Tierfraß. Die Menge an pflanzenverfügbaren Mineralstoffen im Boden ist klein.

Dieses Dokument wurde mit IP-Adresse 141.201.32.116 aus dem Netz der USEB UB Salzburg am 22.11.2018 um 15:55 Uhr heruntergeladen. Das Weitergeben und Kopieren dieses Dokuments ist nicht zulässig.



neuer Nadeln wird gerade einmal 1 kg Stickstoff benötigt (die Laubbäume der Feuchten Mittelbreiten benötigen dafür etwa die vierfache Menge an Stickstoff)

- und die  $N_2$ -Fixierung durch Blaualgen signifikant zur Nachlieferung von anorganischem Stickstoff (Ammonium) beiträgt.

Auch für andere Mineralstoffe bestehen hohe Nutzungseffizienten. Das gilt selbst für die sklerenchym-reichen Nadeln. Entsprechend sind sie extrem mineralstoffarm. So liegen beispielsweise ihre P-Gehalte bei nur einem Viertel von sommergrünen Blättern.

Mit Blick auf die schwierige Nährstoffsituation ist auch die einmalig lange Lebensdauer der Nadeln von immergrünen borealen Koniferen als Anpassung zu werten. Am längsten ist sie bei der Fichtenart *Picea mariana* mit 25 Jahren. Ansonsten liegt sie meistens zwischen 5 und 10 Jahren, ist damit aber immer noch die längste unter allen Blattorganen von Bäumen.

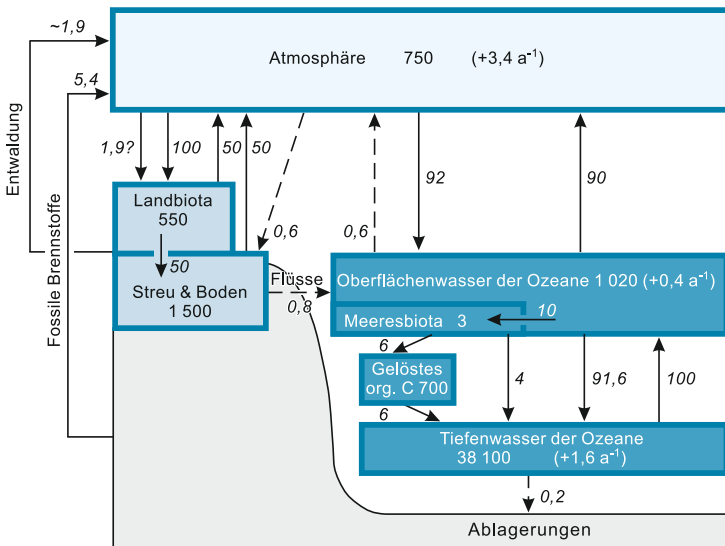


Abb. 8.13

Globaler Kohlenstoffkreislauf (SIEGENTHALER u. SARMIENTO 1993). Die Vorräte und Flüsse werden in Gt C ( $= 10^{15}$  g C) bzw. Gt C  $a^{-1}$  angegeben; die Zahlen beziehen sich auf den Zeitraum 1980 bis 1989. Die anthropogen bewirkten  $CO_2$ -Emissionen (im Wesentlichen durch Verbrennen fossiler Brennstoffe [ $5,4$  Gt  $a^{-1}$ ] und Rodungen tropischer Wälder [ $1,9$  Gt  $a^{-1}$ ]) belaufen sich auf schätzungsweise  $7,0 \pm 1,1$  Gt C  $a^{-1}$ . Davon wird knapp die Hälfte ( $3,4$  Gt  $a^{-1}$ ) von der Atmosphäre aufgenommen (deren Gehalte dementsprechend laufend steigen).  $2,0 \pm 0,6$  Gt  $a^{-1}$  gehen in die Weltmeere (im Wesentlichen in die Tiefsee). Unklar ist, wo der Rest von  $1,9$  Gt  $a^{-1}$  bleibt und auch, ob er tatsächlich so groß ist. Vermutlich ‚verschwindet‘ ein Teil in den Böden der borealen Wälder und Moore sowie der subpolaren Tundren. Wahrscheinlich ist aber auch, dass die rodungsbedingten  $CO_2$ -Freisetzungen geringer sind (siehe auch Fußnote 1 auf Seite 292) und Anteile des überschüssigen  $CO_2$  in einer sich möglicherweise vergrößernden Phytomasse (siehe Kap. 2.3.4) festgelegt werden. Und außerdem ist nicht auszuschließen, dass Aufforstungen und Feuerschutzmaßnahmen in manchen, insbesondere den nordamerikanischen Waldgebieten zu einem Anstieg der Holzmasse geführt haben. Damit könnte sich die missing sink auf eine Größenordnung reduzieren, die für die borealen/subpolaren Senken als realistisch anzusetzen ist. Die in der Literatur für diese Kohlenstoffsenke zumeist genannten Schätzungen liegen zwischen  $0,5$  und  $0,8$  Gt  $a^{-1}$ .

Alle borealen Gehölze und viele der krautigen Pflanzen bedienen sich bei der Wasser- und Nährstoffaufnahme der Mithilfe von Pilzen, mit denen sie in Symbiose leben (Mykorrhiza).

### 8.5.6 Boreale Nadelwaldökosysteme

Das Modell der Abb. 8.12 versucht, die mittleren Vorräte und Umsätze borealer Nadelwald-ökosysteme unter Steady-State-Bedingungen darzustellen. Allerdings ist diese Annahme hier unrealistischer als sonst: Vermutlich zusammen mit den Tundren (siehe Kap. 7.5.5) bilden die borealen Wälder und Moore nämlich insofern bemerkenswerte Sonderfälle, als sie (mit großer Wahrscheinlichkeit) **dauerhaft Überschüsse an organischer Substanz** produzieren (APPS u. PRICE 1996) (vgl. auch Abb. 8.11), während alle übrigen zonalen Ökosysteme (mittelfristig) ausgeglichene Stoffbilanzen aufweisen. Eine Bestätigung für diese Vermutung fanden z.B. BIRD et al. (1996) anhand von C<sup>13</sup>- und C<sup>14</sup>-Messungen. Waldböden der hohen Breiten fungieren danach als Nettosenken (*net sinks*) für CO<sub>2</sub>. APPS et al. (1993) schätzen die jährliche Netto-Speicherung von Kohlenstoff für die Boreale Zone auf 0,7 Gt und für die Tundren auf 0,17 Gt.

Dies hat dazu geführt, dass in der Borealen Zone und den Tundren gegenwärtig über 400 Gt (WÆLBROECK 1993), möglicherweise sogar 700 Gt (APPS et al. 1993) an **Kohlenstoff in der organischen Bodensubstanz** (als Streu, Humus oder Torf) festliegen – gewaltige Mengen, wenn man sie mit den auf insgesamt 1.500 Gt geschätzten Weltvorräten an org. C in Böden und den gegenwärtig ungefähr 750 Gt von anorg. C (als CO<sub>2</sub>) in der Atmosphäre vergleicht (Abb. 8.13).

Der in den hohen Breiten insgesamt, also in der toten organischen Bodensubstanz **und** in der Phytomasse<sup>11</sup> festgelegte (gespeicherte) Kohlenstoff umfasst etwa ein Drittel der auf dem Festlandsbereich der Erde vorhandenen Vorräte (PRICE u. APPS 1995), bei einem Flächenanteil von nur einem Sechstel. Im Hinblick auf den globalen Kohlenstoffhaushalt ist daher der Schutz der borealen Wälder mindestens ebenso wichtig wie der Schutz tropischer Wälder.

## 8.6 Landnutzung

Obwohl reich an Bodenschätzen, gehören die borealen Waldgebiete zu den dünnbesiedelten (in den meisten Gebieten <5 Einwohner km<sup>-2</sup>) und durch menschliche Einwirkungen insgesamt relativ wenig veränderten Räumen der Erde. Die charakteristischen Nutzungsarten sind Holzeinschlag und Torfabbau sowie traditionell Pelztierjagd (Zobel, Silberfuchs u. a.) und Sammeln von Wildbeeren. Die agrare Nutzung spielt dagegen eine vergleichsweise untergeordnete Rolle. Gewisse Hoffnungen knüpfen sich an Wildbewirtschaftung und Tourismus – und natürlich an die Exploitation von Rohstoffen (Erdöl, Erdgas u. a.).

Der **Holzeinschlag** deckt etwa 90% des Papier- und Schnittholzbedarfs der Erde. So

<sup>11</sup> Für die Vegetation (stehende Phytomasse) nehmen APPS et al. (wie auch WÆLBROECK) nur etwa 100 Gt an. Unter der Annahme, dass die Tundren und borealen Waldgebiete zusammen etwa 25 Mio. km<sup>2</sup> umfassen und 1 g org. C durchschnittlich einer Phytomasse von 2,2 g (Trockengewicht) entspricht, errechnen sich daraus knapp 100-t Phytomasse pro Hektar. Für Wälder liegt dieser Wert mit Sicherheit unter dem tatsächlichen (siehe Kap. 8.5.4), dürfte aber in Hinblick auf die phytomassen-armen Tundren (siehe Kap. 8.5.2) und Moore (die beide zusammen, grob geschätzt, etwa 10 Mio. km<sup>2</sup> von der Gesamtfläche einnehmen) als Mittelwert realistisch sein.

beachtlich diese Produktionsbeiträge auch sind, sie müssen in Relation zur riesigen Waldfläche gesehen werden, aus der sie kommen.<sup>12</sup> Dann wird auch ohne Kenntnis der genauen Zahlen deutlich, dass die **forstwirtschaftliche Flächenleistung gering** ist. Zu den **Problemen der kommerziellen Holznutzung**, deren Schwere in der Regel von Süden nach Norden zunimmt, gehören:

- Abgelegenheit, d.h. lange Transportwege zu den Zentren der Verarbeitung und des Verbrauchs (Flüsse fließen nordwärts, können daher für den Holztransport, wie sonst vielfach üblich, nicht benutzt werden), Arbeitskräfte sind lokal kaum vorhanden.
- Tiefe Temperaturen und hohe Schneedecken im Winterhalbjahr.
- Geringe nutzbare Holzmasse pro Fläche und geringe Holzqualität: relativ lichter Baumbestand, bei kleinen Wuchshöhen. Holz vielfach nur für Papierherstellung oder als Brennmaterial geeignet.
- Niedrige Wuchseleistungen: nachwachsender Wälder und Aufforstungen brauchen viel länger als bei uns, ehe erneut ein Holzeinschlag möglich ist.

Zur Erhaltung der Holzreserven ist es nötig, dass die weithin noch immer geübte Praxis der bloßen Exploitation von planmäßigen *Aufforstungen* begleitet wird.

Der **Torfabbau** ist insbesondere im eurasischen Teil der Borealen Zone bedeutsam (PAAVILAINEN u. PÄIVÄNEN 1995). 1989 wurden weltweit 217,5 Mio. t abgebaut. Fast neun Zehntel davon dienten in der Landwirtschaft zur Bodenverbesserung, der Rest wurde überwiegend als Brennstoff für Kraftwerke oder zu Heizzwecken in abgelegenen Wohngebieten verwendet.

Ein **Ackerbau** ist im Verbreitungsgebiet des Permafrostes erst möglich, wenn die sommerliche Auftauschicht mindestens einen Meter tief reicht. Doch ist die natürliche Bodenfruchtbarkeit hier wie auch im gesamten Verbreitungsgebiet der Podzole gering.

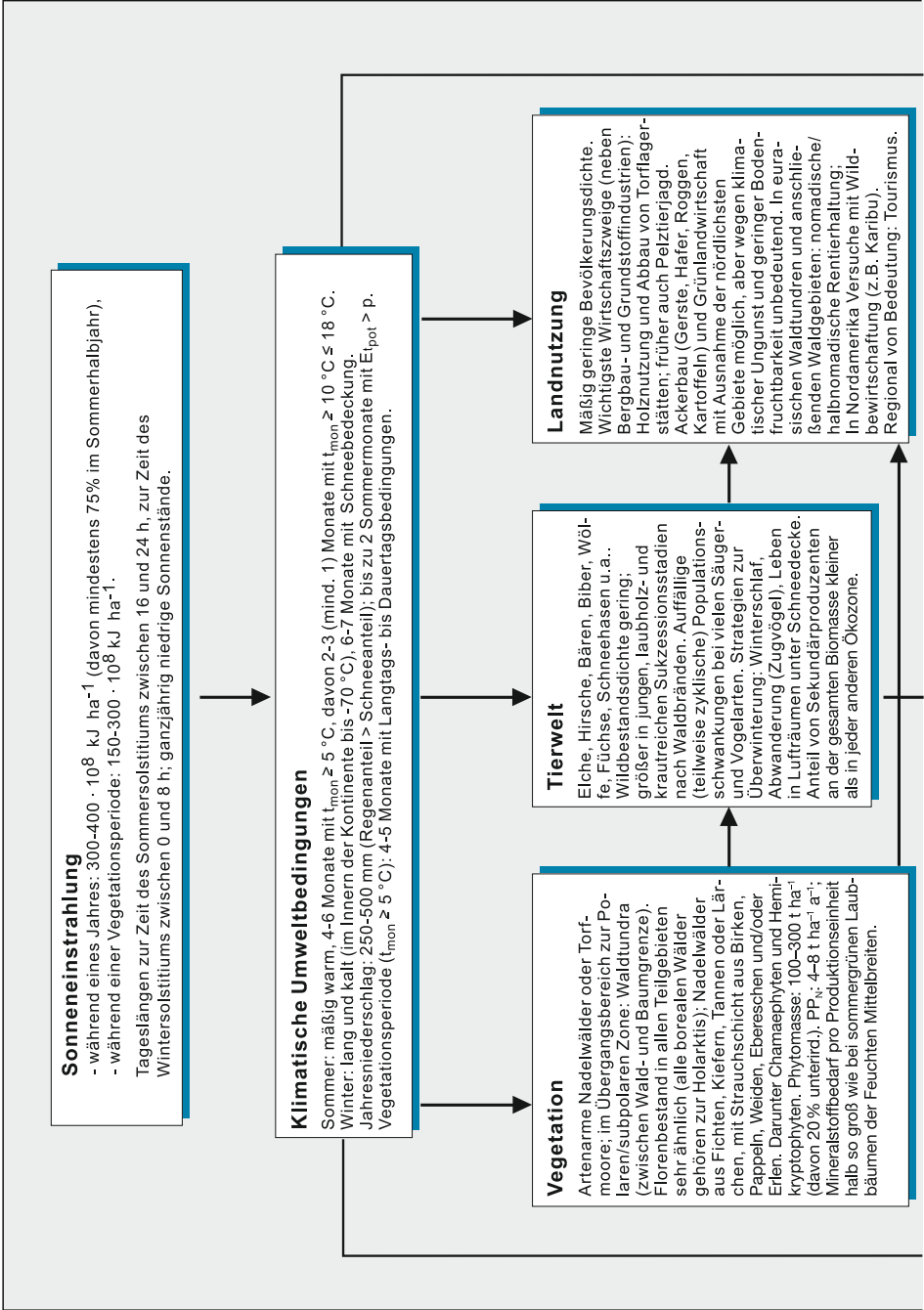
Zu den ungünstigen Eigenschaften gehören die saure Bodenreaktion, niedrige Austauschkapazität, sehr geringe Basensättigung, sowie die Einzelkornstruktur im (quarz-)sandigen und tonarmen A-Horizont (daher geringes Wasserhaltevermögen) sowie die Ortsteinbildung im B-Horizont (Abb. 8.8) Andererseits lassen sich insbesondere im Hackfruchtbau durch richtige Düngung und gegebenenfalls Bewässerung trotzdem gute Erträge erzielen.

Im Allgemeinen bleibt die **polare Ackerbaugrenze** um 5 bis 10 Breitengrade hinter der Waldgrenze zurück. Die nördlichste Getreideart ist *Sommergerste*, die noch mit 90 bis 95 Vegetationstagen auskommt. In Nordeuropa liegt ihre polare Anbaugrenze bei 70° N. Als nächste Getreidearten folgen *Sommerhafer* und *-roggen*; beide stellen geringe Ansprüche an den Boden und eignen sich daher auch für den Anbau auf nährstoffarmen Podzolen. Von den Hackfrüchten dringt die *Kartoffel* am weitesten nordwärts vor (in Skandinavien ebenfalls bis 70° N).

In Eurasien werden die nördlichsten Waldgebiete und die Tundren als **Rentierweide** genutzt (Kap. 7.6). Im Sommer wandern die Herden aus den Waldgebieten, wo die Tiere hauptsächlich von den reichen Angeboten an Strauchflechten leben, über meistens Hunderte von Kilometern nach Norden in die Waldtundra und Tundra. Auch dort suchen sie ihr Futter selbst unter den natürlich wachsenden Pflanzen. Das heißt, an beiden Standor-

<sup>12</sup> Die borealen Wäldern bergen schätzungsweise drei Viertel der globalen Weichholz-Wachstumsreserven.

Dieses Dokument wurde mit IP-Adresse 141.201.32.116 aus dem Netz der USEB UB Salzburg am 22.11.2018 um 15:55 Uhr heruntergeladen. Das Weitergeben und Kopieren dieses Dokuments ist nicht zulässig.



Dieses Dokument wurde mit IP-Adresse 141.201.32.116 aus dem Netz der USEB UB Salzburg am 22.11.2018 um 15:55 Uhr heruntergeladen. Das Weitergeben und Kopieren dieses Dokuments ist nicht zulässig.

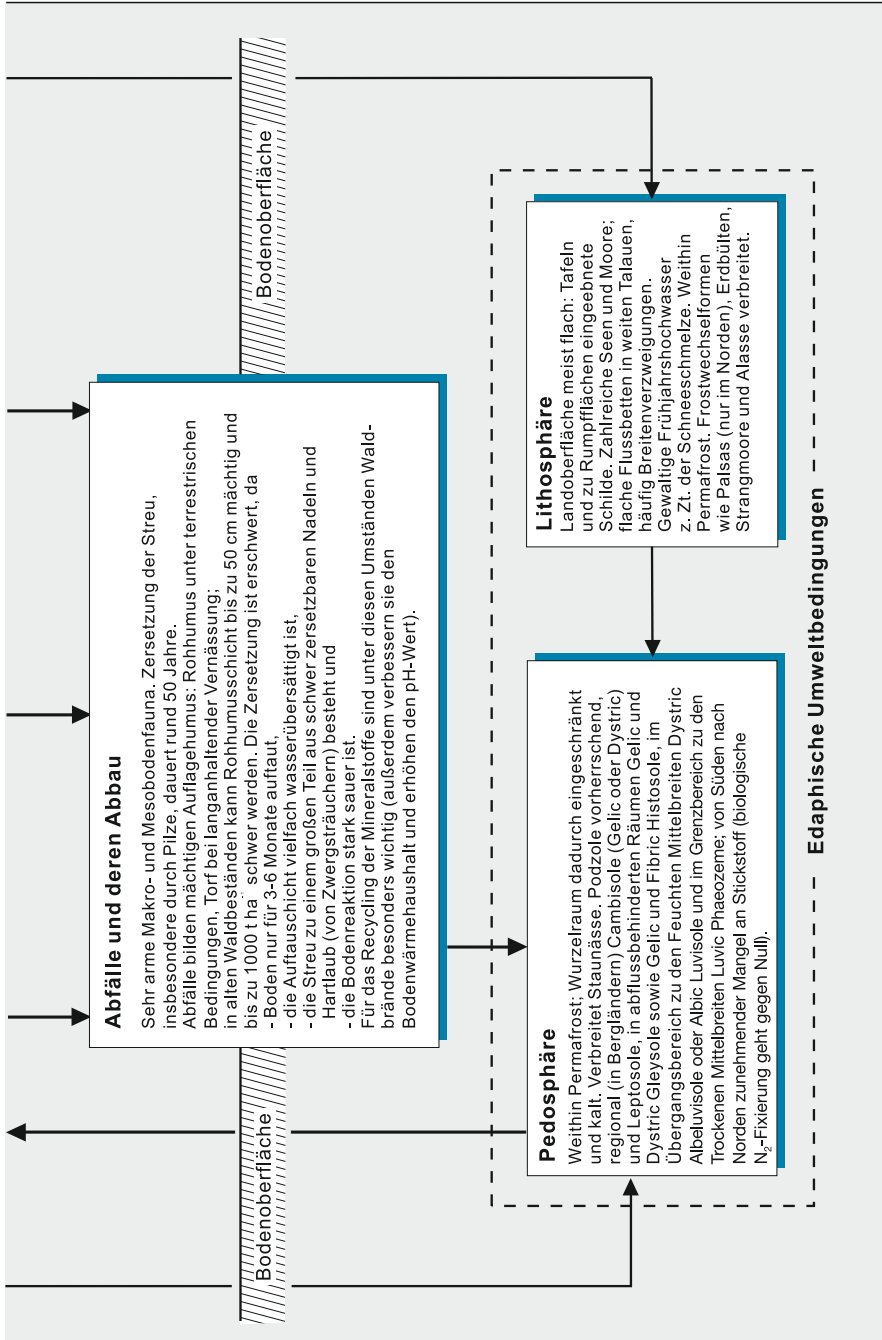


Abb. 8.14 Zusammenfassendes Schaubild der Borealen Zone.

ten stehen ihnen nur Naturweiden mit generell geringen Futterangeboten zur Verfügung, die zudem von Ort zu Ort und – je nach Witterungsverläufen – von Jahr zu Jahr deutlich wechseln können. Eine Verbesserung dieser Naturweiden ist bisher nirgends erfolgt. Entsprechend hoch ist der Flächenbedarf pro Tier; mancherorts wird er auf mehr als 100 ha geschätzt. Werden die Grenzen der natürlichen Tragfähigkeiten nicht beachtet, sind die Risiken einer Überweidung groß. Schäden in der Vegetation treten dann sowohl durch Fraß als auch durch Tritt auf (FORBES et al. 2006, JOLY et al. 2009).

In Nordamerika gehören Waldtundren zusammen mit den Tundren zur Anökumene.

In Anbetracht der niedrigen Agrarpotentiale gewinnen andere Nutzungsarten an Interesse. So werden in Amerika die Aussichten für eine kontrollierte Nutzung durch das nicht-domestizierte **Karibu** geprüft. Hoffnungen knüpfen sich auch an eine Wildbewirtschaftung von Elchen und Wapitihirschen.

## Literatur zu Kap. 8

- ANDERSSON, F. A. (ed.) (2006): Coniferous forests. *Ecosystems of the World* 6. Elsevier, Amsterdam, 646 S.
- APPS, M. J., KURZ, W. A., LUXMOORE, R. J., NILSSON, L. O., SEDJO, R. A., SCHMIDT, R., SIMPSON, L. G. und VINSON, T. S. (1993): Boreal forests and tundra. *Water, Air, and Soil Pollution* 70, 39–53.
- und PRICE, D. T. (eds.) (1996): Forest ecosystems, forest management and the global carbon cycle. *NATO ASI Ser./G* 40. Springer, Berlin, 452 S.
- BALSHI, M. S., MCGUIRE, A. D., DUFFY, P. et al. (2009): Vulnerability of Carbon storage in North American Boreal forests to wildfires during the 21<sup>st</sup> century. *Global Change Biology* 15, 1491–1510.
- BIRD, M. J., CHIVAS, A. R. und HEAD, J. (1996): A latitudinal gradient in carbon turnover times in forest soils. *Nature* 381, 143–146.
- BLISS et al. (1981), s. Lit. zu Kap. 7.
- BONAN, G. B., CHAPIN III, F. S. und THOMPSON, S. L. (1995): Boreal forest and tundra ecosystems as components of the climate system. *Climatic Change* 29, 145–167.
- BURTON, P. J., PARISENI, M.-A., HICKE, J. A. et al. (2008): Large fires as agents of ecological diversity in the North American boreal forests. *International Journal of Wildland Fire* 17, 754–767.
- BUTZER (1976), s. Lit. zu Kap. 3.
- CRITTENDEN, P. D. (2000): Aspects of the ecology of mat-forming lichens. *The Tenth Arctic Ungulate Conference, Rangifer* 20 (2–3), 127–139.
- DANBY, R. K. und HIK, D. S. (2007): Variability, contingency and rapid change in recent subarctic alpine tree line dynamics. *Journal of Ecology* 95, 352–363.
- DONATO, D. C., CAMPBELL, J. L. und FRANKLIN, J. F. (2012): Multiple successional pathways and precocity in forest development: can some forests be born complex? *Journal of Vegetation Science* 23, 576–584.
- ELLIOTT-FISK, D. L. (2000): The taiga and boreal forest. In: BARBOUR, M. G. und BILLINGS, W. D. (eds.), *North American Terrestrial Vegetation*. 2<sup>nd</sup> edn. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.
- FINLEY, R. D. (2004): Mycorrhizal fungi and their multifunctional roles *Mycologist* 18, 91–96.
- FORBES, B. C., BÖLTER, M., MÜLLE-WILLE, F., GUNSLAY, N. und KONSTANTINOV (eds.) (2006): Reindeer management in northernmost Europe. *Ecol. Studies* 184. Berlin, Springer, 397 S.
- GAMACHE, I. und PAYETTE, S. (2004): Height growth response of tree line black spruce to recent climate warming across the forest-tundra of eastern Canada. *Journal of Ecology* 92, 835–845.
- GAVRILENKO, I. V., ABAIMOV, A. P. et al. (2006): Dissolved organic carbon in upland forested watersheds underlain by continuous permafrost in Central Siberia. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change* 11, 223–240.
- GORE, A. J. P. (ed.) (1983): Mires: swamp, bog, fen and moor. *Ecosystems of the World* 4A und 4B. Elsevier, Amsterdam, 440 S.
- GORHAM, E. (1991): Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecol. Applications* 1, 182–195.
- GROISMAN, P. Y., GUTMAN, G. (eds) (2013): Regional Environmental Changes in Siberia and Their Global Consequences, Springer Environmental Science and Engineering, Dordrecht, 357 S.
- GUTMAN, G. und REISSWELL, A. (2011): s. Lit. Kap. 5
- HARSH, M. A., HULMPE, P. E., MCGLONE, M. S., DUNCAN, R. P. (2009): Are treelines advancing? A global meta-analysis of treeline response to climate warming. *Ecology Letters* 12, 1040–1049.
- HOLTMEIER, F. K. (1985): Die klimatische Waldgrenze – Linie oder Übergangssaum (Ökoton)? *Erdkunde* 39, 271–285.

- HUSTICH, I. (1966): On the forest tundra and the northern tree-lines. *Ann. Univ. Turku A II* 36, 7–47.
- JONSSON, B. G. und KRUYSS, N. (eds.) (2001): Ecology of woody debris in boreal forests. *Ecological Bulletin* 49, Campbell Publishing/Wiley, Indianapolis/USA, 280 S.
- JOLY, K., JANDT, R. R. und KLEIN, D. R. (2009): Decrease of lichens in arctic ecosystems: the role of wildfire, caribou, reindeer, competition and climate in north-western Alaska. *Polar Research* 28, 433–442.
- JOOSTEN, H. und CLARKE, D. (2002): Wise Use of Mires and Peatlands. International Mire Conservation Group / International Peat Society, Finland, 304 pp.
- KAJIMOTO, T., OSAWA, A., USOLTSEV, V. A. et al. (2010): Biomass and productivity of Siberian Larch Forest Ecosystems. In Osawa, A., Zyryanova, O. A., Matsuura, Y. et al (eds), *Permafrost Ecosystems. Siberian Larch Forests. Ecological Studies* 209, 9–122.
- KARTE (1979), s. Lit. zu Kap. 7.
- KASISCHKE, E. S., CHRISTENSEN JR., N. L. und STOCKS, B. J. (1995): Fire, global warming, and the carbon balance of boreal forests. *Ecol. Applications* 5, 437–451.
- und STOCKS, B. (eds.) (2000): Fire, climate change and carbon cycling in the boreal forest. *Ecol. Stud.* 138. Springer, Berlin, 461 S.
- KASISCHKE, E. S. (2000): Boreal Ecosystems in the Global Carbon Cycle. In Kasischke, E. S. and Stocks, B. J. (eds), *Fire, Climate Change, and Carbon Cycling in the Boreal Forest. Ecological Studies* 138, 19–30.
- KHARUK, V. I., RANSON, K. und DVISKAYA, M. (2007): Evidence of evergreen conifer invasion into larch dominated forests during recent decades in central Siberia. *Eurasian Journal of Forest Research* 10, 163–171.
- KIMBLE, J. M. (ed.) (2004): *Cryosols; Permafrost affected soils.* Springer, Berlin, 726 S.
- KOLCHUGINA, T. P. und VINSON, T. S. (1993): Climate warming and the carbon cycle in the permafrost zone of the former Soviet Union. *Permafrost and Periglacial Processes* 4, 149–163.
- KURZ, W. A., STINSON G., RAMPLY, G. J. et al. (2008): Rise of natural disturbances makes future contribution of Canada's forests to the global carbon cycle highly uncertain. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 105, 1551–1555.
- LARSEN, J. A. (1980): *The boreal ecosystems.* Academic Press, New York, 500 S.
- (1982): Ecology of northern lowland bogs and conifer forests. Academic Press, New York, 307 S.
- (1989): The northern forest border in Canada and Alaska. *Ecol. Studies* 70. Springer, Berlin, 255 S.
- MARKOV, V. D. und KHOROSHEV, P. I. (1986): The peat resources of the USSR and prospects for their utilization. *Int. Peat J.* 1, 41–47.
- MARTIKAINEN, P. J., NYKÄNEN, H., ALM, J. und SILVOLA, J. (1995): Change in fluxes of carbon dioxide, methane and nitrous oxide due to forest drainage of mire sites of different trophic. *Plant and Soil* 168–169, 571–577.
- Masing, V., Botch, M. and Läänelaid, A. (2010): Mires of the former Soviet Union, *Wetlands Ecological Management*, 18, 397–433.
- OHTA, T., MAXIMOV, T. C. DOLMAND, A. J. et al. (2008) Interannual variation of water balance and summer evapotranspiration in an eastern Siberian larch forest over a 7-Year period (1998–2006). *Agricultural and forest Meteorology* 148, 1941–1953
- PAAVILAINEN, E. und PAIVÄNEN, J. (1995): Peatland forestry. *Ecol. Studies* 111. Springer, Berlin, 248 S.
- PAN, Y., BIRDSEY, R. A., FANG, J. et al. (2011): A large and persistent carbon sink in the world's forests, *Science* 333, 988–993.
- PERSSON, T. (ed.) (1980): Structure and function of northern coniferous forests – an ecosystem study. *Ecol. Bull.* 32, Swedish Nat. Sci. Res. Council, Stockholm, 609 S.
- PRICE, D. T. und APPS, M. J. (1995): The boreal forest transect case study: global change effects on ecosystem processes and carbon dynamics in boreal Canada. *Water, Air and Soil Pollution* 82, 203–214.
- PROSKUSHKIN, A. S., KNORRE, A. A., KIRDYANOV, A. V. und SCHULZE, E. D. (2006): Productivity of Mosses and Organic Matter Accumulation in the Litter of Sphagnum Larch Forest in the Permafrost Zone. *Russian Journal of Ecology* 37, 225–232.
- READ D. J., LEAKE J. R. and PEREZ-MORENO J. (2004): Mycorrhizal fungi as drivers of ecosystem processes in heathland and boreal forest biomes. *Canadian Journal of Botany-Revue Canadienne De Botanique* 82, 1243–1263.
- ROCHEFOR, L., LODE, E. (2006): Restoration of degraded boreal peatlands. *Ecological Studies* 188, 381–422.
- SCHERER-LORENZEN, M., KÖRNER, C. und SCHULZE, E.-D. (eds.) (2005): Forest diversity and function. Temperate and boreal systems. *Ecol. Studies* 176. Springer, Berlin, 400 S.
- SCHROEDER und BLUM (1992), s. Lit. zu Kap. 4.
- SCHULZE, E.-D. et al. (1999): Productivity of forests in the Eurosibirian boreal region and their potential to act as a carbon sink – a synthesis. *Global Change Biol.* 5, 703–722.

- SCHULZE, E.-D. (ed.) (2000): s. Lit. zu Kap. 9.
- SCHULZE, E.-D., WIRTH, C., MOLLICONE, D. und ZIEGLER, W. (2005): Succession after stand replacing disturbances by fire, wind throw, and insects in the dark Taiga of Central Siberia. *Oecologia* 146, 77–88.
- SCHULZE, E.-D., WIRTH, C., MOLLICONE, D., LÜPKE, N. VON, ZIEGLER, W., AHARD, F., MUND, M., PROKUSHKIN, A. und SCHERBINA, S. (2012): Factors promoting larch dominance in Central Siberia: fire versus growth performance and implications for carbon dynamics at the boundary of evergreen and deciduous conifers. *Biogeosciences* 9, 155–181.
- SHAVER, G. R., BILLINGS, W. D., CHAPIN III, F. S., GIBLIN, A. E., NADELHOFFER, K. J., OECHEL, W. C. und RASTETTER, E. B. (1992): Global change and the carbon balance of arctic ecosystems. *BioScience* 42, 433–441.
- SHUGART, H. H., LEEMANS, R. und BONAN, G. B. (eds.) (1992): A systems analysis of the global boreal forest. Cambridge University Press, Cambridge, 565 S.
- SIEGENTHALER, U. und SARMIENTO, J. L. (1993): Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature* 365, 119–125.
- SMITH, L. C., MACDONALD, G. M., VELICHKO, A. A. et al. (2004): Siberian peatlands: a net carbon sink and global methane source since the early Holocene. *Science* 303, 353–356.
- STÄBLEIN (1987): Periglazial und Permafrost in Polargebieten. *Münchener Geogr. Abh.* Reihe B, 4, München, 97–107.
- STINSON, G., KURZ, W. A., SMYTH, C. E., et al (2011): An inventory-based analysis of Canada's managed forest carbon dynamics, *Global Change Biology* 17, 2227–2244.
- STOCKS, B. J., MASON, J. A., TODD, J. B. et al (2002): Large forest fires in Canada, 1959–1997. *Journal of Geophysical Research* 108, Issue D1, p. FFR 5–1, FFR 5–12.
- SUGIMOTO, A., YANAGISAWA, N., NAITO, D., et al (2002): Importance of permafrost as a source of water for plants in east Siberian taiga. *Ecological Research* 17, 493–503.
- TARNOCAI, C., CANADEL, J.G., SCHUUR, E. A. G., KUHR, P., MAZHITOVA, G. und ZIMOV, S. (2009): Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. *Global Biogeochem Cycles* 23 (2) GB2023, doi:10.1029/2008GB003327
- THANNHEISER, D. (1994): Die Vegetationsvielfalt des kanadischen borealen Nadelwaldes. *Essener Geogr. Arb.* 25. Schöningh, Paderborn, 1–21.
- TRETER, U. (1993): Die borealen Waldländer. *Das Geographische Seminar*. Westermann, Braunschweig, 210 S.
- TUHKANEN, S. (1984): A circumboreal system of climatic-phytogeographical regions. *Acta. Bot. Fennica* 127, 1–50.
- TURUNEN, J., TOMPOO, E., TOLONEN, K., REINIKAINEN, A. (2002): Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland – application to boreal and subarctic regions. *Holocene* 12, 69–80.
- VAN CLEVE, K., CHAPIN III, F. S., FLANAGAN, P. W., VIERECK, L. A. und DYRNESS, C. T. (eds.) (1986): Forest ecosystems in the Alaskan taiga. *Ecol. Studies* 57. Springer, Berlin, 230 S.
- VALENTINI, R. (ed.) (2003): s. Lit zu Kap. 9.
- VENZKE, J.-F. (1990): Beiträge zur Geoökologie der borealen Landschaftszone. Geländeklimatologische und pedologische Studien in Nord-Schweden. *Essener Geogr. Arb.* 21. Schöningh, Paderborn, 254 S.
- VITOUSEK, P. M., ABER, J. D., HOWARTH, R. W., LIKENS, G. E., MATSON, P. A., SCHINDLER, D. W., SCHLESINGER, W. H. und TILMAN, G. D. (1997): Human alteration of the global nitrogen cycle: sources and consequences. *Ecol. Applications* 7, 737–750.
- WAELEBROECK, C. (1993): Climate-soil processes in the presence of permafrost: a systems modelling approach. *Ecol. Modelling* 69, 185–225.
- WALTER, K. M., SMITH, L. C. und CHAPIN III, F. S. (2007): Methane bubbling from northern lakes. Present and future contributions to the global methane budget. *Phil Trans R. Soc A* 365:1657–1677; doi:10.1098/rsta.2007.2036
- WALTER, H., BRECKLE, S.-W., s. Lit zu Kap. 7
- WEBER, M. G., VAN CLEVE, K. (2005): The boreal forests of North America. In: Goodall, D. W. (ed) *Ecosystems of the World 6 Coniferous Forests*. Elsevier, Amsterdam, pp 101–130.
- WIEDER, R. K. und VITT, D. H. (eds.) (2006): Boreal peatland ecosystems. *Ecol. Studies* 188. Springer, Berlin, 435 S.
- WIRTH, C. (2005): Fire regime and tree diversity in boreal forests: implications for the carbon cycle. In: Scherer-Lorenzen, M. Körner, C., Schulze E.-D. (eds) *Forest Diversity and function: temperate and boreal systems*. *Ecological Studies* 176, Springer, Berlin, 309–344.
- ZIMOV, S. A., SCHUUR, E. A. G. und CHAPIN III, F. S. (2006): Permafrost and the global carbon content budget. *Science* 312 (5780): 1612–1613, doi: 10.1126/science.1128908.



## 9 Feuchte Mittelbreiten

### 9.1 Verbreitung

Die Breitenlage der Feuchten Mittelbreiten (von anderen Autoren auch als *nemorale Zone* bezeichnet) hält sich zwischen 35° und 60° (Abb. 9.1). Die größten Vorkommen liegen in der Nordhemisphäre jeweils an den Ost- und Westseiten der nordamerikanischen und eurasischen Landmassen, nur kleinere, aber ebenfalls küstennah, auf der Südhalbkugel in Südamerika (im Wesentlichen Südchile), Australien (SE-Australien und Tasmanien) und Neuseeland (Südinsel) sowie auf den subantarktischen Inseln. Dementsprechend haben alle Teilgebiete ein maritim beeinflusstes **temperates Klima**: Nicht zu heiße Sommer sowie milde Winter.

Alle Teilvorkommen addieren sich auf rund 14,5 Mio. km<sup>2</sup> oder 9,7% der Festlandsfläche der Erde.

Auf der Nordhemisphäre grenzen die Feuchten Mittelbreiten polwärts an die Boreale Zone. Äquatorwärts folgen an den Westseiten der Kontinente die Winterfeuchten, an den Ostseiten die Immerfeuchten Subtropen. In den hochkontinentalen Bereichen der Nordhemisphäre fehlen die Feuchten Mittelbreiten entweder ganz, d.h. auf die borealen Nadelwaldgebiete folgen unmittelbar die winterkalten Steppen, oder sie nehmen nur schmale Übergangssäume zwischen diesen beiden ein.

### 9.2 Klima

Ähnlich wie die beiden vorgenannten Zonen besitzen auch die Feuchten Mittelbreiten noch einen ausgesprochen **saisonal differenzierten Jahresgang der Temperatur**. Die Tiefst- und Höchsttemperaturen halten sich allerdings zwischen den winterlichen Kältegraden und den sommerlichen Hitzegraden, die normalerweise in den polwärts bzw. in den äquatorwärts folgenden Ökozonen erreicht werden. Auch die tageszeitlichen Temperaturschwankungen – größer als in der Polaren/subpolaren und der Borealen Zone, aber kleiner als in den Trockenen Mittelbreiten und den Ökozonen der subtropischen und tropischen Breiten – nehmen eine Art Mittelstellung ein. So ge-