

# **Bodenökologie**



**Manuskript zur Vorlesung  
und zu den  
Gelände-Übungen**

**Prof. Roland Irslinger  
Hochschule für Forstwirtschaft Rottenburg**

## **Gliederung**

- 1. Woraus entstehen Böden ?**
- 2. Bodenart und Bodenskelett**
- 3. Bodenstruktur, Porenvolumen, Bodenverdichtung**
- 4. Prozesse der Verwitterung**
- 5. Tonmineralogie**
- 6. Ionenaustausch und Basensättigung**
- 7. Wasserhaushalt**
- 8. Bodenbiologie**
- 9. Stoffkreisläufe von Waldökosystemen, Protonenbilanz**
- 10. Bodenversauerung und Pufferbereiche**
- 11. Systematik mitteleuropäischer Waldböden**

## 1. Woraus entstehen Böden ?

### Ausgangsmaterialien der Bodenbildung – Faktoren der Bodenbildung

#### Ausgangssituation

Boden setzt sich aus anorganischen und organischen Bestandteilen zusammen. Boden ist im Unterschied zum Gestein **belebt** und besteht zu einem bestimmten Anteil aus **organischer Substanz**.

Der Boden ist die **belebte Verwitterungsrinde** der Gesteine.

Im Unterschied zum tiefer liegenden Gestein unterliegt der Boden dem Einfluss der Atmosphäre. Das bedeutet, dass hier das Wechselspiel der Atmosphäre, das **Wetter**, wirksam wird und zur **Verwitterung** der Gesteine führt. Die dabei entstehenden Verwitterungsprodukte weichen in ihren Eigenschaften vom Ausgangsgestein ab.

Im Unterschied zum Gestein (Lithosphäre) unterliegt der Boden (Pedosphäre) den Einflüssen des **Bodenlebens**. Bodenorganismen brauchen Sauerstoff, Licht und Wärme und Wasser sowie eine feste Unterlage. Im Grenzbereich zwischen Atmosphäre und Lithosphäre, im Boden, sind die Voraussetzungen für vielfältiges Leben geschaffen.

An der Ausprägung der Bodeneigenschaften haben Bodenorganismen einen entscheidenden Anteil. Sämtliche Bodeneigenschaften hängen von einem funktionierenden Bodenleben ab, dabei kommt den Prozessen der Zersetzung der Vegetationsrückstände (**Mineralisierung**) und der Humusbildung (**Humifizierung**) eine zentrale Bedeutung zu.

Zur Entstehung des Bodens tragen aber auch alle Stoffe bei, die aus der Atmosphäre in die Böden eingetragen werden (**Deposition**). Durch Prozesse der Deposition gelangen sowohl unentbehrliche Bioelemente wie Stickstoff als auch Schadstoffe wie manche Schwermetalle (z. B. Quecksilber) in den Boden, ebenso Säuren aus der **Sauren Deposition**.

**Wichtigste substanzielle Grundlage der meisten Böden sind die Gesteine mit den darin enthaltenen Mineralien und Bioelementen. Zusammen mit Wasser und anderen Stoffen aus der Atmosphäre bildet sich unter dem Einfluss des Klimas der Boden.**

#### Boden als offenes System

Die **Pedosphäre** ist der Bereich der Erdoberfläche, in dem sich Lithosphäre, Hydrosphäre, Atmosphäre und Biosphäre durchdringen, und der durch menschliche Aktivitäten beeinflusst wird.

Böden sind **offene Systeme**, denn zwischen ihnen und ihrer Umwelt findet ein Stoff- und Energieaustausch statt.

Böden sind Teil der belebten obersten Erdkruste des Festlandes. Sie sind nach unten durch festes oder lockeres Gestein, nach oben durch eine Vegetationsdecke und die Atmosphäre begrenzt, während sie zur Seite gleitend in benachbarte Böden übergehen. Sie sind damit integrierter **Bestandteil einer Landschaft**. Böden sind **Naturkörper**, die je nach Art des Ausgangsgesteins und Reliefs unter einem bestimmten Klima und damit einer bestimmten streuliefernden Vegetation durch **bodenbildende Prozesse** entstehen.

#### **Beispiele für bodenbildende Prozesse:**

- Verwitterung
- Tonmineralneubildung
- Streuzersetzung
- Humusbildung
- Gefügebildung
- Stoffverlagerung

Bodenbildende Prozesse laufen solange ab, wie Böden in der Nähe der Erdoberfläche liegen.

**Böden bestehen aus Mineralien und Humus**, die miteinander ein **Bodengefüge** bilden, das ein Hohlraumsystem aufweist. Das Hohlraumsystem (**Bodenporen**) ist mit variablen Anteilen von **Wasser** und **Luft** erfüllt.

Böden weisen charakteristische **Horizonte** auf. Horizonte sind Lagen, die durch bodenbildende Prozesse entstehen.

Die Ausgangsmaterialien, aus denen Böden entstehen, kommen aus unterschiedlichen Quellen:

- Die in den **Mineralien** enthaltenen **Bioelemente** werden durch Verwitterung aus Gesteinen freigesetzt;
- durch Ablagerung (**Deposition**) werden **Bioelemente** aus der Atmosphäre in Böden eingetragen;
- das im Boden enthaltene **Wasser** stammt aus den Niederschlägen;
- der im Humus enthaltene **Kohlenstoff** wird im Zuge der Photosynthese der Atmosphäre entzogen und in Biomasse eingebaut;
- die Bindung von Kohlenstoff durch Pflanzen (**Produzenten**) ist nur mit Hilfe von **Energie** (Sonnenlicht) möglich. Die meisten Bodenorganismen sind allerdings Zersetzer (**Destruenten**) und sind für das **Recycling** von Stoffen und Energie verantwortlich.

#### **Boden als Ökosystem**

Böden sind in der Regel von Pflanzen bewachsen und von Organismen besiedelt, sie bilden einen Lebensraum (**Biotop**) für die im Boden lebenden Lebensgemeinschaften (**Biozöosen**). **Böden sind Ökosysteme**.

## **Anorganische Ausgangsmaterialien**

### **Gesteine**

Gesteine sind in den allermeisten Fällen Gemenge aus verschiedenen Mineralien. Nach ihrem Entstehungsprozess unterscheidet man

**Magmatite**

**Sedimentite**

**Metamorphite.**

Wichtiger als der Entstehungsprozess der Gesteine ist für die Bodenbildung jedoch deren **Mineralbestand**, da bei der Verwitterung der Mineralien Bioelemente in die Bodenlösung freigesetzt werden (vgl. **Bodenversauerung und Pufferbereiche**), die für die Wurzelaufnahme zur Verfügung stehen.

Die Gesteine sind zu unterschiedlichen Anteilen aus Mineralien zusammengesetzt. Der Mineralgehalt eines Gesteins bestimmt daher weitgehend die Bioelementzusammensetzung (Nährstoffzusammensetzung) des aus ihm entstehenden Bodens. Die Nährstoffzusammensetzung der Gesteine variiert dabei in weitem Rahmen. Eine wichtige Größe zur Einschätzung des Nährstoffgehaltes eines Gesteins ist dessen **SiO<sub>2</sub>-Gehalt**.

#### **Beispiele für nährstoffreiche Gesteine:**

Gabbro, Basalt, Basalttuff, Tuffit, Bims, Lavalit, Melaphyr, Diabas, Mergel, Löss, Kalkstein, Dolomit.

#### **Beispiele für Gesteine mittleren Nährstoffgehaltes:**

Granit, Diorit, Syenit, Porphy, Ton, Arkosesandstein, Tonschiefer, Gneis.

#### **Beispiele für nährstoffarme Gesteine:**

Sandstein, Quarzit, Grauwacke.

### **Minerale**

Von den etwa 2.000 auf der Erde vorkommenden Mineralen haben nur etwa 20 eine größere bodenkundliche Bedeutung, und auch diese lassen sich noch zu einigen wenigen zusammenfassen, sie können grob gegliedert werden in

#### **Silikate**

**Augit**

**Feldspat**

**Glimmer**

**Hornblende**

#### **Oxide**

**Hämatit**

**Quarz**

#### **Karbonate**

**Dolomit**

**Kalkspat**

#### **Sulfate**

**Gips**

**Quarz** und die **Silikate** kommen gewöhnlich gemeinsam in Gesteinen vor, z. B. im **Granit** oder in **Sandsteinen**. **Karbonate** kommen fast ausschließlich in Sedimentgesteinen vor, z. B. im **Kalkstein**. Der bodenkundliche Unterschied zwischen diesen beiden Gruppen ist die sehr hohe **Pufferrate** der Karbonate, die dafür verantwortlich ist, dass in Böden aus Karbonatgestein wenigstens in den Anfangsstadien der Bodenentwicklung meist völlig andere **pH-Verhältnisse** vorliegen als in Böden auf Silikatgestein. Dies hat Auswirkungen auf die Bioelementverfügbarkeit und damit auf die gesamte Bodenökologie.

### Dünger

Düngung spielt in der Landwirtschaft eine große Rolle, in der (naturgemäßen) Waldwirtschaft ist sie unbedeutend. Dagegen spielt die Kalkung von Waldböden in den letzten Jahrzehnten eine immer größere Rolle. Ziel der Waldkalkung ist allerdings in der Regel nicht die Nährstoffzufuhr (Ausnahme: Magnesium), sondern der Schutz vor weiterer Bodenversauerung.

### Atmosphärische Stäube und atmosphärische Spurenstoffe, Luftverunreinigungen

**Stäube** (z.B. Kalkstaub aus Steinbrüchen oder von Wegen, Stäube unterschiedlicher Zusammensetzung aus Ackerflächen) können dem Boden zusätzliche Mineralien und daher Nährstoffe zuführen und so eine gewisse 'Düngerwirkung' vor allem für schwach nährstoffversorgte Standorte besitzen.

**Säuren**, die über Depositionsprozesse in Ökosysteme eingetragen werden (u. a. 'Saurer Regen'), führen dann zur Bodenversauerung (im Sinne einer pH-Abnahme), wenn Sie zu einer Gesamtsäurebelastungsrate des Bodens führen, die über seiner Pufferrate liegt. Deponierte Säuren führen immer zu einer verstärkten Auswaschung an Kalzium, Kalium, Magnesium und Spurenelementen aus dem Boden.

### Stickstoff

In Gesteinen und Mineralen ist Stickstoff nur ausnahmsweise und nur in sehr geringen Mengen enthalten. Da Stickstoff neben dem Kohlenstoff mengenmäßig der wichtigste Pflanzennährstoff ist, kann nur die Atmosphäre als Stickstoffquelle infrage kommen. Stickstoff kommt in Form **molekularen Stickstoffs (N<sub>2</sub>)** mit einem Anteil von 78 Vol.-% in der Atmosphäre vor. Da die allermeisten Pflanzen diese Stickstoffform nicht verwerten können, ist der atmosphärische Stickstoff in dieser Form für das Pflanzenwachstum zunächst wertlos.

#### Stickstoff-Fixierung

Einige Mikroorganismen haben die Fähigkeit, Luftstickstoff binden zu können (**Stickstoff-Fixierung**). Auch **Knöllchenbakterien** können den Luftstickstoff der freien Atmosphäre (molekularer Stickstoff; N<sub>2</sub>) nutzen und in ihre Eiweiße einbauen. Knöllchenbakterien leben in Symbiose mit Leguminosen (Erbsen, Bohnen, Lupinen, Luzerne) und Erle. Nach dem Absterben wird das mit Hilfe des Luftstickstoffs gebildete Eiweiß durch Bodenorganismen abgebaut und der enthaltene Stickstoff durch die Prozesse der **Ammonifikation** und **Nitrifikation** in **Ammonium** bzw. **Nitrat** umgewandelt. Auf diesem Weg wird der Stickstoff für alle Pflanzen des jeweiligen Boden-Ökosystems pflanzenverfügbar.

Der so in den Boden gelangende Stickstoff wird zu einem gewissen Anteil langfristig im Humus festgelegt. Dadurch wird im Zuge der Bodenentwicklung ein **Stickstoffvorrat** aufgebaut, der am Stickstoffkreislauf von Ökosystemen einen wesentlichen Anteil haben kann.

### **Nitrat**

Bei hohen Temperaturen in der Atmosphäre reagieren der molekulare Stickstoff und der molekulare Sauerstoff der Atmosphäre zu **Stickoxiden** ( $\text{NO}_x$ ). Diese Reaktion wird durch Waldbrände und Vulkanausbrüche ermöglicht, aber auch durch elektrische Entladungen bei Gewittern. Stickoxide können unter natürlichen Bedingungen auch durch Oxidation von Ammoniak gebildet werden. Durch nachfolgende Reaktion mit Wasser entstehen in der Atmosphäre geringe Mengen an Nitrat. Über Prozesse der Deposition wird dieses Nitrat in Ökosysteme eingetragen, die diesbezüglichen, natürlichen Mengen liegen in der Größenordnung von weniger als  $5 \text{ Kg N a}^{-1} \cdot \text{ha}^{-1}$ .

Seit der **Industrialisierung** wird bei hohen Verbrennungstemperaturen Energie in großen Mengen gewonnen. Durch Reaktion des in der Verbrennungsluft, weniger im Brennstoff enthaltenen Stickstoffs mit dem Sauerstoff entstehen **Stickoxide**, aus denen über die Bildung von Salpetersäure Nitrat entsteht. Über Prozesse der **Deposition** gelangt das Nitrat in den Boden. Die in Form von Nitrat deponierte Stickstoffmenge übertrifft das natürliche Maß seit Jahrzehnten meist um das Mehrfache, schwankt allerdings in weitem Rahmen. In landwirtschaftlichen Böden ist der Eintrag mit dem Freilandniederschlag (**Niederschlagsdeposition**) deutlich geringer als in Waldgebieten, wo die **Interceptionsdeposition** zu einer zusätzlichen Auskämmung von Stickstoffverbindungen aus der Atmosphäre führt.

### **Ammonium**

Natürliche Ammoniak-Emissionen sind auf den Abbau organischer Stickstoffverbindungen zurückzuführen. In der Atmosphäre wird Ammoniak durch Reaktion mit Wasser rasch in Ammonium überführt. Der anthropogene Ammoniak stammt in Deutschland zu etwa 90% aus der Landwirtschaft (Stall- und Weidewirtschaft, Düngung). Das Ammoniak entweicht direkt aus den Ställen oder bei warmer Witterung aus den Ackerböden bereits kurze Zeit nach einer Ausbringung von Gülle oder Flüssigmist. Ebenso wie Nitrat wird auch Ammonium über Prozesse der Deposition in Ökosysteme eingetragen.

**Für die Stickstoffversorgung von Waldökosystemen reicht der jährlich unter Reinluftbedingungen aus einer unbelasteten Atmosphäre deponierte Stickstoff nicht aus, auf ihn allein angewiesen wären Waldökosysteme nicht lebensfähig. Vielmehr baut sich im Laufe der Bodenentwicklung ein Humusvorrat auf, durch dessen Umsatz eine jährlich für das Waldwachstum ausreichende Menge an Stickstoff freigesetzt wird. Der laufend aus dem Humus mobilisierte Stickstoff wird im Zuge des Waldwachstums zum größten Teil sogleich wieder in Biomasse eingebunden, so dass er dem Waldökosystem erhalten bleibt. Unvermeidbare Auswaschungsverluste werden durch die natürliche atmosphärische Deposition kompensiert. Auf diese Weise schafft es das Waldökosystem, jedes Jahr mehr Stickstoff aufnehmen zu können, als von außen eingetragen wird.**

Dies ist auch der Grund dafür, dass Stickstoff in vorindustrieller Zeit einen limitierenden Faktor für das Waldwachstum darstellte. Die Devastation von Wäldern z. B. durch Streunutzung, hat diese Situation noch verschärft. Die hohe Stickstoff-Deposition aus anthropogenen Verbrennungsprozessen seit der Mitte des 20. Jahrhunderts schuf hier eine radikale Veränderung, die inzwischen zur Eutrophierung vieler Waldökosysteme geführt hat. Waldschäden haben hierin eine wesentlich Ursache. Der Prozess der Eutrophierung der Waldökosysteme durch Depositionsprozesse geht aktuell weiter.

Nitrat und Ammonium werden in Mitteleuropa etwa in den gleichen molaren Mengen in Waldökosysteme eingetragen mit einem leichten Überhang auf der Seite des Ammoniums. In der Nähe landwirtschaftlich intensiv genutzter Flächen kann Ammonium gegenüber Nitrat in der Deposition sehr stark zunehmen, besonders in Landschaften mit Massentierhaltung und Gülle- bzw. Flüssigmistausbringung. In Mitteleuropa bewegt sich die Gesamtdeposition (Niederschlagsdeposition + Interceptionsdeposition) an Stickstoff in Waldökosystemen zwischen 10 und 100 Kg N·ha<sup>-1</sup>·a<sup>-1</sup>, wobei diese Werte die Untergrenze darstellen dürften, weil der direkt über die Blattoberfläche aufgenommene Stickstoff in diesen Messungen nicht enthalten ist.

Über Jahrzehnte hinweg kann dieser hohe Stickstoffeintrag zur **Eutrophierung** von Waldökosystemen bzw. ganzen Landschaften einschließlich der Böden und Gewässer führen. Da Stickstoff im wesentlichen nur in der Biomasse gespeichert werden kann, diese ökosystembezogen aber nur begrenzt vermehrbar ist (Zuwachsanstieg, Humusgehalt), wird der überschüssige Stickstoff schnell an benachbarte Ökosysteme abgegeben. Ein Teil verlässt das System als Nitrat ins Grundwasser und belastet dort gegebenenfalls das Trinkwasser, ein anderer Teil entgast durch **Denitrifikation** als Lachgas (N<sub>2</sub>O) in die Atmosphäre und trägt zum Treibhauseffekt bei.

### Kohlenstoff

Böden enthalten in großen Mengen Kohlenstoff. Auch hier ist die Quelle die Atmosphäre, da in den Gesteinen nur ausnahmsweise Kohlenstoff in größeren Mengen vorkommt. Außerdem wird der Kohlenstoff nicht über den Boden, sondern von den Pflanzen direkt aus der Atmosphäre aufgenommen.

Kohlenstoff kommt auf dem Umweg über die **Fotosynthese** in den Boden.



Er wird zunächst in der lebenden pflanzlichen Biomasse gespeichert. Ein Teil der Vegetationsrückstände werden von Bodenorganismen in Humus umgewandelt. Im Laufe der Bodenentwicklung kommt es zur Anreicherung großer Humusmengen in den Böden, vor allem in Waldböden. Die Waldböden der Erde enthalten etwa doppelt soviel Kohlenstoff wie die gesamte Erdatmosphäre. Die Erhaltung des Kohlenstoffvorrats in den Wäldern darf sich daher nicht nur auf die lebende Biomasse beschränken, sondern muss die Erhaltung des Humus miteinbeziehen. Fragen einer humusschonenden bzw. -mehrenden Waldbewirtschaftung werden daher künftig eine größere Bedeutung beim Klimaschutz haben.

Bei der Umwandlung von Wald in landwirtschaftliche Nutzung wird infolge Erwärmung des Bodenklimas Humus abgebaut, was zur Freisetzung von Kohlenstoff in Form von Kohlendioxid in die Atmosphäre führt. Rodung von Wald führt also über die Freisetzung des in der lebenden Biomasse gespeicherten Kohlenstoffs hinaus zur Kohlendioxid-Belastung der Atmosphäre. Die Erhaltung des Kohlenstoffvorrats in den Wäldern darf sich daher nicht nur auf die lebende Biomasse beschränken, sondern muss die Erhaltung des Humus miteinbeziehen. Fragen einer humusschonenden bzw. mehrenden Waldbewirtschaftung werden daher künftig eine größere Bedeutung beim Klimaschutz (**Treibhauseffekt**) haben.

### **Alter der Böden**

Böden entstehen in relativ langen Zeiträumen an der Erdoberfläche durch die Einwirkung von Umweltfaktoren. Mitteleuropäische Böden sind im wesentlichen seit dem Ende der letzten Eiszeit entstanden, also rund 10.000 Jahre alt. Ältere Böden wurden durch die Kaltzeiten bzw. Eiszeiten immer wieder zerstört oder in ihrer Entwicklung in ein früheres Stadium der Bodenbildung zurückgeworfen. In Form von **Fließerden** enthalten unsere Böden Reste älterer Böden. Zu den ältesten Böden Mitteleuropas mit einem Alter von mehreren hunderttausend Jahren zählen Kalkverwitterungsböden (Bodentyp: **Terra fusca**). Wegen des Fehlens der Unterbrechungen durch Kaltzeiten sind tropische Böden sehr viel älter.

Bodenentwicklung ist aber nie abgeschlossen, die Bestandteile des Bodens werden ständig abgebaut (z. B. Humus), umgebaut (z. B. Vegetationsrückstände) und neu aufgebaut oder zerstört (z. B. **Tonminerale**). Ein typischer Prozess der Bodenentwicklung im humiden Klima ist die **Entkalkung** und **Versauerung**. Menschliche Einflüsse können diese Prozesse bremsen (z. B. **Humusabbau**) oder beschleunigen (z. B. **Bodenversauerung**).

### **Organisches Ausgangsmaterial**

Als organisches Ausgangsmaterial sind alle toten, organischen, also tierischen und pflanzlichen Stoffe, anzusehen, die vor allem auf den Boden gelangen, aber auch im Boden selbst zu finden sind (Blatt- und Nadelabfall, Zweige, Rinde, Holz, Wurzeln, Tierleichen, abgestorbene pflanzliche Bodenorganismen). Auf landwirtschaftlichen Böden spielen zusätzlich organische Dünger (Jauche, Mist, Kompost) eine Rolle.

Dieses laufend anfallende organische Material stellt die Nahrungsgrundlage für die Bodenorganismen dar. Die Bodenorganismen verändern diese Materialien durch Prozesse der **Mineralisierung** (Abbau von Biomasse) und **Humifizierung** (Humusbildung).

## **Faktoren der Bodenbildung**

Ein Boden entsteht aus anorganischer und organischer Substanz, wobei die Faktoren der Bodenbildung die Erscheinungsformen der Böden in weitem Rahmen variieren.

### **Klima**

Das Klima ist der wichtigste bodenbildende Faktor.

Niederschlag und Temperatur beeinflussen die Vorgänge der Verwitterung, den Wasserhaushalt, die bodenbiologische Aktivität und damit die Humusform sowie Vorgänge der Bodenentkalkung und Bodenversauerung.

#### **Beispiele:**

Die **Entkalkungstiefe** eines Bodens ist abhängig vom Jahresdurchschnittsniederschlag und der Jahresdurchschnittstemperatur am Standort. Hohe Niederschläge und geringe Temperaturen fördern Entkalkung und Versauerung des Bodens durch Steuerung der Sickerwasserrate. Je höher der Jahresdurchschnittsniederschlag und je geringer die Jahresdurchschnittstemperatur ist, desto höher ist die Sickerwasserrate und desto schneller verlaufen Entkalkung und Versauerung ab. Die Entkalkungstiefe ist daher umso höher und der pH-Wert des Bodens umso geringer, je höher der Jahresdurchschnittsniederschlag und je geringer die Jahresdurchschnittstemperatur ist.

Die **Klimatönung** (maritimes oder kontinentales Klima) entscheidet durch die Steuerung des Bodenwassergehaltes mit über die Sickerwasserrate. Im maritimen Klimabereich sind Böden häufig tiefer entkalkt und versauert als im kontinentalen Klima.

Im maritimen Klima beobachtet man ganzjährig, vor allem in den Wintermonaten, einen Sickerwasserstrom durch den Boden (im humiden Klima von oben nach unten), während im kontinentalen Bereich im Winter bei gefrorenem Boden und im Sommer bei Trockenheit Entkalkung und Versauerung mangels Sickerwasser nur gehemmt ablaufen.

In **trocken-warmen (ariden) Gebieten** verläuft der Sickerwasserstrom im Boden zeitweise von unten nach oben. In ariden Gebieten ist daher ein Ionentransport mit der Bodenlösung in Richtung zur Bodenoberfläche hin festzustellen. Dieser Tatbestand verhindert eine Entkalkung und Versauerung des Bodens und kann zur Versalzung der Böden führen.

### **Geländeform**

Die Geländeform beeinflusst über das **Geländeklima** bodenbildende Prozesse.

Daneben spielt aber die Auswirkung der Geländeform auf die **Bodenerosion** eine entscheidende Rolle. In Hanglage entstehen daher Böden geringerer Gründigkeit als in ebener Lage. Zusätzlich hängen Wasserversorgung und Nährstoffversorgung von der Geländeform ab („Nachschaffende Kraft des Hanges“).

## Landschaftsgeschichte

Die **Landschaftsgeschichte während des Quartärs** hat unterschiedliche Voraussetzungen für die Bodenbildung geschaffen.

In den während des **Pleistozäns** (Diluvium, Eiszeitalter) eisbedeckten (Mittel)gebirgslagen haben Gletscher Böden aus dem jeweils vorhergehenden Interglazial beseitigt, in wärmeren Gebieten (Periglazialgebiet) wurden frühere Bodenbildungen durch **Solifluktion** (solifluktiv) umgelagert. Die Solifluktion führt zu einer Umschichtung alter, interglazialer Bodenbildungen, indem Basizität vom Unterboden in den Oberboden gelangt („Bodenverjüngung“), Ergebnis der Solifluktion ist die Fließerde.

Die meisten heutigen Böden in den ehemaligen Periglazialgebieten sind daher nicht aus kompaktem Festgestein, sondern aus **Fließerden** entstanden, die im Vergleich zu Festgesteinen durch ihre Vorgeschichte bereits physikalisch aufbereitet waren. Dies führte in der nacheiszeitlichen Bodenentwicklung zu einem relativ schnellen Ablauf der Bodenbildung und zur Entstehung von Böden mit häufig großer Gründigkeit und ordentlicher Basenversorgung. Die nacheiszeitliche Wiederbewaldung Mitteleuropas in der beobachteten Geschwindigkeit wurde dadurch häufig erst möglich.

In die Fließerden wurde bereits während der Solifluktionsvorgänge **Löß** eingearbeitet und damit die Basenversorgung vieler Substrate entscheidend aufgebessert. Teilweise sind auch mächtige Lößdecken entstanden, in denen sich Lößlehme, bei geringerer Mächtigkeit auch **Zweischichtböden** (Decklehme, Lehmkerfe, Feinlehme, Schichtlehme u. a.), entwickelten.

In **tropischen Gebieten** entfallen diese eiszeitlichen Prozesse weitgehend. Die dortigen Waldökosysteme haben daher ein sehr viel höheres Alter als diejenigen gemäßiger Gebiete, weil ihre Entwicklung nicht durch Eiszeiten unterbrochen wurde. Tropische Böden sind daher bereits von Natur aus sehr stark versauert.

## Menschlicher Einfluss

Seit der Sesshaftwerdung der Menschen mit Ackerbau und Viehzucht im Neolithikum hat der Mensch die Bodenbildung beeinflusst. Im Zuge von Rodungen kam es zu ersten **Versauerungsschüben** in den Böden (durch Überschusnitrifikation) und zu großflächiger, oft tiefreichender **Bodenerosion** mit Profilköpfung.

Da in unserer Landschaft mit Ausnahme der höchsten Mittelgebirgslagen fast alle heutigen Waldflächen irgendwann landwirtschaftlich genutzt waren, kann der heutige Zustand der Waldstandorte nicht ohne Berücksichtigung der geschichtlichen Entwicklung beurteilt werden.

Seit Beginn der **Industrialisierung**, örtlich auch bereits vorher, spielt die Deposition anthropogener Spurenstoffe eine wichtige Rolle für den heutigen Bodenzustand (Bodenversauerung, Eutrophierung, Bodenkontamination mit Schwermetallen u. a.). Auch die **Düngung** in der Landwirtschaft sowie der Nährstoffezug durch die Biomassenutzung verändert den bodenchemischen Zustand.

## 2. Bodenart und Bodenskelett

Unter der **Bodenart** versteht man die Zusammensetzung des Bodens aus einer oder mehreren **Korngrößenklassen (Kornfraktionen)**. Synonyme für die Bodenart sind Korngrößenzusammensetzung, Körnung und Textur.

### Korngrößenklassen

#### Ton

Tonteilchen haben einen Korngrößendurchmesser von **kleiner als 0,002 mm**. Ton ist die kleinste der drei Korngrößenklassen.

Ton besteht in seiner mineralogischen Zusammensetzung zum größten Teil aus **Tonmineralen**, zum geringeren Teil aber auch aus Mineralbruchstückchen unterschiedlicher Herkunft (z. B. Feldspäte, Karbonate, Quarz), die allein auf Grund ihrer Größe in die Kornfraktion des Tons fallen. Die mineralogische Zusammensetzung von Tongesteinen und Tonböden kann örtlich stark variieren.

#### Eigenschaften von Tonböden:

**Hohe Wasserspeicherkapazität** (Feldkapazität), jedoch gleichzeitig **hoher Totwassergehalt**, so dass die Wasserverfügbarkeit in Tonböden schlecht ist mit der Folge häufigen Wassermangels (**geringe nutzbare Feldkapazität**).

Aufgrund des hohen Anteils an Feinporen **schlechte Wasserdrainage** und Gefahr der **Vernässung** (zeitweiliger **Stauwasserwassereinfluss**; häufig **wechselfeuchter** Wasserhaushalt (Pseudogley), teilweise auch **wechselrockener** Wasserhaushalt (Pelosol).

**Schlechte Durchlüftung** infolge des hohen Anteils an Feinporen, dadurch **Sauerstoffarmut** im Boden mit der Folge **schlechter Durchwurzelbarkeit** für die meisten Baumarten.

#### Quellung und Schrumpfung

Im wassergesättigtem Zustand sind Tonböden gequollen, vorher vorhandene **Schrumpfrisse** haben sich geschlossen, die Folge ist **Sauerstoffarmut**, im trockenen Zustand sind die Schrumpfrisse geöffnet, Sauerstoff kann in den Boden eindringen, die Durchlüftung ist besser.

#### Hohe Kationenaustauschkapazität

Durch den hohen Anteil an Tonmineralen und die gehemmte Auswaschung sind Tonböden, in Abhängigkeit vom Ausgangsgestein, häufig gut basenversorgt. Bei primär basenarmen Tongesteinen (z. B. oberer Buntsandstein) ist jedoch auch eine schlechtere Basenversorgung möglich.

Tonböden sind **kalte Böden**, da infolge des hohen Wassergehaltes im Zuge der Evaporation ein hoher Teil der eingestrahnten Sonnenenergie durch Verdunstungskälte wieder verloren geht. Eine stärkere Bodenerwärmung ist daher erst nach Abtrocknung möglich.

Tonböden sind **schwere Böden**, d.h., sie sind schwer zu bearbeiten, und zwar sowohl im nassen als auch im trockenen Zustand (sog. Minutenböden).

### Schluff

Schluffteilchen haben einen Korngrößendurchmesser von **0,002 bis 0,063 mm**. Schluff ist die nach dem Ton nächstgrößere Kornfraktion und liegt zwischen Ton und Sand.

Schluff besteht hinsichtlich seiner mineralogischen Zusammensetzung aus Mineralbruchstückchen unterschiedlicher Art mit einem meist hohen Anteil an **Feldspäten**, teilweise auch Karbonaten und Quarz. Die mineralogische Zusammensetzung von Schluffgesteinen und Schluffböden kann jedoch örtlich stark variieren.

### Eigenschaften von Schluffböden

**Mittlere Wasserspeicherkapazität** (Feldkapazität), jedoch gleichzeitig **geringer Totwassergehalt**, so dass die Wasserverfügbarkeit in Schluffböden hervorragend ist (**hohe nutzbare Feldkapazität**). Dies ist neben der guten Bearbeitbarkeit der Hauptgrund dafür, dass Lößböden sehr **fruchtbare Böden** sind und daher meist landwirtschaftlich genutzt werden.

Aufgrund des hohen Anteils an Mittelporen **gute Kapillarität**; fehlen verdichtete Horizonte, ist die Wasserdrainage meist gut. **Stauwasser** tritt daher nur bei verdichteten Schluffböden oder bei tonigen Unterböden auf (Zweischichtböden mit wasserstauendem Untergrund wie Decklehme und Lehmkerfe).

**Gute Durchlüftung** und damit **gute Durchwurzelbarkeit** im nicht verdichteten Zustand, eingeschränkte Durchlüftung im Zustand der Sättigung bei Feldkapazität.

Meist **mittlere Basenversorgung**; das im Ausgangsmaterial (z. B. Löss) häufig vorhandene Calciumkarbonat ist im Wurzelraum der Waldbäume meist ausgewaschen, der Boden ist anschließend **mäßig bis stärker versauert**. **Stark saure Verhältnisse** treten auf, wenn Quarzgehalt, Sandgehalt oder Skelettgehalt überdurchschnittlich hoch sind.

### Hohe Gefahr der Bodenverdichtung

Schluffböden können durch Befahrung besonders leicht **verdichtet** werden. Dabei wird die **Porenvernetzung** zerstört (Strukturschädigung des Bodens) und die **Lagerungsdichte** erhöht (Bodenverdichtung im engeren Sinn). Dadurch wird die Wasser- und Luftleitfähigkeit beeinträchtigt mit der Folge einer **Verschlechterung von Bodendurchlüftung und Durchwurzelbarkeit**. Außerdem verändert sich das Porenspektrum hin zu den Feinporen mit der Folge einer **Verschlechterung der Wasserverfügbarkeit**.

Schluffböden sind besonders stark durch **Bodenerosion** gefährdet (im Gegensatz zu Tonböden aggregieren Schluffteilchen nicht, im Unterschied zu Sandteilchen sind Schluffteilchen leichter). Da Schluffböden zu den besten landwirtschaftlichen Böden gehören, besteht auch bei wenig erosivem Klima hohe Erosionsgefahr (z. B. Kraichgau).

**Schluffreiche Böden sind aufgrund der genannten Eigenschaften insgesamt günstig zu beurteilen.** Aufgrund ihrer leichten Bearbeitbarkeit und ihrer **Fruchtbarkeit** waren es die ersten Böden nach den Schwemmländern, die im Zuge der Entwicklung des Ackerbaus in landwirtschaftliche Flächen umgewandelt wurden. In unserer heutigen Kulturlandschaft sind schluffreiche Böden daher größtenteils landwirtschaftlich genutzt.

## **Sand**

Sandteilchen haben einen Korngrößendurchmesser von **0,063 bis 2,0 mm**.

Sand besteht hinsichtlich seiner mineralogischen Zusammensetzung vorwiegend aus **Quarz**, da Quarz das härteste der häufig vorkommenden Mineralien ist.

### **Eigenschaften von Sandböden**

**Geringe Wasserspeicherkapazität** aufgrund des hohen Anteils an Grobporen, der Wasserhaushalt von Sandböden ist daher meist eher **trocken**. Die Wasserverfügbarkeit ist gut, jedoch ist die **nutzbare Feldkapazität** gering.

Aufgrund des hohen Anteils an Grobporen ist die **Wasserdrainage gut** mit der Folge einer **guten Bodendurchlüftung und Durchwurzelbarkeit**.

### **Geringe Kationenaustauschkapazität**

Durch den geringen Anteil an Tonmineralen und die gute Drainage sind Sandböden meist schlecht basenversorgt bei geringen pH-Werten. Selbst bei der Entstehung aus Kalksandsteinen versauert der Oberboden sehr schnell. In Sandböden ist deshalb ein entsprechender **Humusgehalt** für die Gewährleistung einer Kationenaustauschkapazität und die Erhaltung des Basenvorrates sehr wichtig.

Sandböden sind **warme Böden**, da infolge des geringen Wassergehaltes im Zuge der Evaporation ein vergleichsweise geringer Teil der eingestrahelten Sonnenenergie durch Verdunstungskälte verloren geht. Sie erwärmen sich daher im Frühjahr ziemlich schnell.

Sandböden sind **leichte Böden**, da sie sowohl im trockenen als auch im feuchten Zustand leicht zu bearbeiten sind (sog. Stundenböden).

## **Lehm**

Lehm ist keine eigene Korngrößenklasse, sondern ein **Gemenge** aus den drei Kornfraktionen **Ton, Schluff und Sand** zu etwa gleichen Anteilen. Der

bodenkundlich so definierte Lehm darf nicht verwechselt werden mit dem im Volksmund gebrauchten Begriff Lehm oder Letten, der ein sehr tonreiches Material charakterisiert.

Je nach der konkreten Zusammensetzung gibt es tonige Lehme, schluffige Lehme, sandige Lehme, tonig-schluffige Lehme usw.

### **Eigenschaften des Lehms**

**Im Lehm vereinigen sich die positiven Eigenschaften der drei Bodenarten Ton, Schluff und Sand bei weitgehendem Ausschluss ihrer jeweiligen negativen Eigenschaften.**

#### Beispiel Wasserversorgung

Im Lehm wird die negative Eigenschaft des Sandes - geringe Wasserspeicherkapazität - kompensiert durch die schlechte Wasserdrainage des Tons. Dagegen kommt die negative Eigenschaft des Tons, Wasser zu stauen, aufgrund seines begrenzten Anteils nicht voll zum Tragen. **Lehmböden haben daher einen ausgeglichenen Wasser- und Lufthaushalt, da neben den Feinporen des Tons im Bereich der Schlufffraktion Mittelporen und im Bereich der Sandfraktion Grobporen vorkommen.**

Bezüglich der **Basenversorgung** nehmen Lehmböden eine mittlere Stellung ein. Die schlechte Basenversorgung im Bereich der Sandfraktion (v. a. Quarz) wird ausgeglichen durch die hohe Kationenaustauschkapazität des Tons (Tonminerale). Aus der Schlufffraktion (viele Feldspäte!) werden im Zuge der Feldspatverwitterung laufend Basen pflanzenverfügbar bereitgestellt (allerdings sehr langsam!).

**Lehmböden stellen daher unter natürlichen Bedingungen für das Pflanzenwachstum insgesamt ein Optimum dar, da sie bezüglich aller Eigenschaften ausgeglichen sind und extreme Auswirkungen einer einzigen Bodenart nicht aufkommen lassen.**

### **Kies und Grus, Steine, Blöcke**

**Kies** (abgerundet)

**2,0 bis 63 mm**

**Grus** (eckig)

**Steine**

**63 bis 2000 mm**

**Blöcke**

**>2000 mm**

**Blocküberlagerung** findet man häufig an Hängen unterhalb härterer Gesteinsschichten.

## **Bodenskelett**

**Bodenskelett (Grobskelett)** ist der Anteil gröberer Korngrößen als Sand im Boden (> 2,0 mm).

Das Bodenskelett wird auch unterteilt in

- **Feinskelett** (Mittelschluff bis Grobsand)
- **Grobskelett** (Kies, Grus, Steine und Blöcke).

### **Bedeutung des Bodenskeletts für den Boden**

Verringerung der **Wasserspeicherkapazität**, da das Bodenskelett selbst in den meisten Fällen (Ausnahme z. B. Bims) kein Wasser speichern kann. Besonders in Sandböden kann ein hoher Skelettgehalt sommerliche Trockenperioden verschärfen.

Verbesserung der **Wasserdrainage** infolge der größeren Korngrößen, dadurch verringert sich die Vernässungsgefahr in schluffigen und tonigen Böden, sofern auch der Unterboden wasserdurchlässig ist oder ein lateraler Wasserzug möglich ist.

Verbesserung der **Bodendurchlüftung**, da zwischen dem Bodenskelett Grobporen und Hohlräume gebildet werden, die mit Bodenluft erfüllt sind.

Bodenskelett fördert die **Bodenerwärmung** und erhöht dadurch die Evaporation aus dem Boden.

Verbesserung der **Durchwurzelbarkeit** des Bodens infolge besserer Wasserdrainage und Bodendurchlüftung. Bei sehr hohem Skelettgehalt und plattiger Lagerung oder Struktur des Bodenskelettes kann die Durchwurzelung auch gehemmt sein. Bodenskelett ist daher geeignet, die **Stabilität von Waldbeständen gegen Sturm** deutlich zu steigern.

Bodenskelett ist ein (allerdings sehr langsam fließendes) **Basenreservoir** für den Boden, aus dem im Zuge der Verwitterung (Kohlensäureverwitterung, Feldspatverwitterung) laufend Nährstoffe in pflanzenverfügbare Form überführt werden. Die Langsamkeit der Freisetzung von Basen aus dem Bodenskelett hat den positiven Effekt, dass bei Versauerungsschüben das im Skelett gebundene Basenreservoir geschont wird.

Bodenskelett wirkt einer **Bodenverdichtung** entgegen, da der durch Maschinen wirkende Druck aufgenommen und auf eine größere Fläche verteilt wird. Bodenskelett verbessert dadurch die technische Befahrbarkeit von Böden, aus ökologischer Sicht dürfen aber auch skeletthaltige Böden nicht befahren werden.

Das Bodenskelett wirkt wegen der Größe der Teile, wegen der hohen Infiltrationsrate und wegen der Verringerung der Zerschlämmung der **Bodenerosion** entgegen.

Bodenskelett kann zur Entstehung von **Wurzelverletzungen** führen (wachstumsbedingt oder durch Windbewegung).

Die **Ansprache der Bodenart im Gelände** mittels der **Fingerprobe** ist unumgänglich für jede Standortsansprache, da die Bodenart **alle** Bodeneigenschaften wesentlich mitbestimmt:

1. Wärmeversorgung
2. Wasserhaushalt
3. Nährstoffversorgung
4. Lufthaushalt
5. Bodenbiologische Aktivität.

### 3. Bodenstruktur, Porenvolumen, Bodenverdichtung

#### **Bodengefüge (Makrogefüge; Bodenstruktur)**

Unter dem Bodengefüge versteht man die **Art und Weise der räumlichen Anordnung der festen Bodenteilchen zueinander**. Das Bodengefüge beeinflusst den Wasser-, Wärme- und Lufthaushalt des Bodens, die Durchwurzelbarkeit und die Nährstoffverfügbarkeit für die Pflanzenwurzeln.

#### **Gefügeformen**

##### **Grundgefüge**

Ein Grundgefüge liegt vor, wenn keine räumliche Absonderung der Bodenteilchen voneinander zu beobachten ist.

##### **Einzelkorngefüge**

Die Bodenteilchen (Minerale, Gesteinsbruchstücke) liegen isoliert ohne gegenseitigen Zusammenhalt nebeneinander. Einzelkorngefüge ist typisch für Sandböden. Böden in Einzelkorngefüge sind infolge des fehlenden Zusammenhaltes der Teilchen leicht erodierbar durch Wasser und Wind.

##### **Kohärentgefüge**

Die Teilchen werden durch Kohäsionskräfte (Wasser!) gegenseitig zusammengehalten, ohne dass natürlich begrenzte Aggregate mit bloßem Auge sichtbar sind. Ein Boden im Kohärentgefüge ist daher unstrukturiert, er bildet eine zusammenhaftende, nicht gegliederte Bodenmasse. Das Kohärentgefüge ist typisch für wassergesättigte, nicht aggregierte Tone und Schluffe.

Bei höherem Tongehalt bedeutet ein Kohärentgefüge einen schlechten Lufthaushalt mit schlechter Durchwurzelbarkeit, auch bei hohem Schluffgehalt kann bei Kohärentgefüge im Zustand der Sättigung (Feldkapazität) Sauerstoffmangel auftreten.

##### **Kittgefüge**

Die Bodenteilchen werden meist durch Eisenverbindungen (Ortstein, Raseneisenstein) miteinander verkittet, Kittgefüge können aber auch durch Karbonate entstehen (Wiesenkalk). Mikroskopisch liegt oft ein Hüllengefüge vor, das dadurch entsteht, dass die Kittsubstanz die Bodenteilchen umgibt, was die verkittende Wirkung zur Folge hat.

### **Aggregatgefüge**

Die Bodenteilchen (Minerale, Gesteinsbruchstücke) gruppieren sich zu Bodenaggregaten. Dabei bilden sich Aggregate unterschiedlicher Form, die mit bloßem Auge sichtbar sind; **der Boden ist strukturiert**. Aggregate entstehen durch Prozesse der Quellung und Schrumpfung, durch Organistentätigkeit oder durch Druck (Befahrung).

### **Polyedergefüge**

Die Bodenaggregate bestehen aus Polyedern: räumliche Gebilde (Vielflächner), mehr oder weniger porös, mit ähnlicher Länge der drei Hauptachsen, die durch mehr oder weniger ebene Flächen begrenzt sind. Diese Flächen sind durch scharfe Kanten voneinander abgesetzt. Die Durchmesser der Polyeder betragen 2 bis 50 mm. Bei schlechter Ausprägung der Polyeder wird das Gefüge dem Subpolyedergefüge zugeordnet (stumpfe Kanten).

Ein Polyedergefüge entsteht durch austrocknungsbedingtes Schrumpfen tonhaltiger Bodensubstanz, wobei die kartenhausähnliche Lagerung der Tonminerale in unverdichteten Böden unterschiedliche Schrumpfungsebenen zulässt. Ein typisches Polyedergefüge zeigen daher tonreiche Böden, insbesondere im ausgetrockneten Zustand.

Mit der Bodentiefe nimmt die Größe der Aggregate meist zu; häufiger Feuchtigkeitswechsel im Oberboden begünstigt die Entstehung kleinerer Polyeder.

Die Entstehung von Polyedern beim Austrocknen ermöglicht einen Sauerstoffeintritt in sonst schlecht durchlüftete Tonböden und verbessert daher die Durchwurzelbarkeit.

### **Subpolyedergefüge**

Subpolyeder entsprechen in Größe und Form etwa den Polyedern, haben aber stumpfe Kanten. Ursache der abgestumpften Kanten ist ein geringerer Tongehalt im Boden.

### **Plattengefüge**

Platten sind horizontal gestreckte Bodenaggregate, die durch Schrumpfungsprozesse mehr oder weniger voneinander getrennt werden. Die Oberflächen der Grenzflächen sind meist rau. Sie entstehen z. B. infolge Befahrung in tonigen bis schluffigen Böden im Zuge austrocknungsbedingten Schrumpfens, da die Tonmineralplättchen durch den Befahrungsdruck parallel eingeregelt wurden. Vorkommen unter Fahrspuren von Rückemaschinen, Trampelpfaden sowie in Pflugsohlen von Ackerböden. **Plattengefüge weisen immer auf mechanische Verdichtung hin!**

**Prismengefüge**

Prismen sind räumlich gestreckte, senkrecht im Boden stehende Aggregate (gestreckte Längsachse, kürzere Querachse), die nach außen durch 5 bis 6 ebene, scharfkantig voneinander abgesetzte Flächen begrenzt sind. Prismen können ihrerseits aus Polyedern entstehen.

Prismen entstehen in staunassen, tonigen Böden im Zuge der Schrumpfung bei sehr tiefgreifender Austrocknung des Bodens.

**Krümelfüge**

Krümel sind unregelmäßig geformte Bodenaggregate, die sowohl aus mineralischer (Minerale, Gesteinsbruchstücke) als auch aus organischer Substanz (Huminstoffe, Ton-Humus-Komplexe) bestehen. Sie sind meist rundlich, haben jedoch im Unterschied zu den Polyedern unregelmäßige Begrenzungsflächen (rauhe Oberflächen, keine sichtbaren Kanten) und Durchmesser zwischen 1 und 10 mm. Porosität, Stabilität und Rauigkeit der Krümel können sehr unterschiedlich sein.

Krümel entstehen unter dem Einfluss einer hohen bodenbiologischen Aktivität, durch die ausflockende Wirkung eines hohen pH-Wertes sowie bei intensiver Bodendurchwurzelung (z. B. im Oberboden unter Grünland).

Der Zusammenhalt der Krümel wird durch die verklebende Wirkung der Kotballen von Regenwürmern und anderen Bodentieren, durch Feinwurzeln und Wurzelhaare sowie durch die stabilisierende Wirkung von  $\text{Ca}^{++}$ -Ionen gewährleistet.

Krümel besitzen eine hohe Porosität (großes inneres Porenvolumen). Die große innere Oberfläche der Krümel bewirkt zusammen mit ihrem Gehalt an Austauschern (vor allem Ton-Humus-Komplexe) ein gutes Nährstoffspeichervermögen und eine hervorragende Nährstoffverfügbarkeit. Außerdem besitzen sie ein großes Speichervermögen an pflanzenverfügbarem Wasser. Sie besitzen jedoch genügend Grobporen für eine ausreichende Sauerstoffversorgung. Böden im gekrümelten Zustand, z. B. Rendzinen, sind daher optimal für das Pflanzenwachstum und daher sehr fruchtbar.

Krümel sind auch gegen mechanische Einflüsse relativ stabil; sie können daher die zerschlammende Wirkung großtropfiger Niederschläge (Erosionsgefahr, Bodenverdichtung) mildern. Beim Befahren mit Maschinen werden sie jedoch zerstört.

**Bedeutung des Bodengefüges**

Das Bodengefüge hat Einfluss auf

1. den Wärmehaushalt,
2. den Wasserhaushalt
3. die Nährstoffversorgung,
4. den Lufthaushalt,
5. die Durchwurzelbarkeit,
6. die Erosionsgefahr.

Eine wichtige Hilfestellung leistet das Bodengefüge auch bei der **Bodenansprache im Gelände**, indem aus der Gefügearart Rückschlüsse auf die Bodeneigenschaften (Bodenart, Bodenverdichtung, Humusgehalt) gezogen werden können.

### **Das Porenvolumen**

Unter dem Porenvolumen versteht man den Raum des Bodens, der nicht von festen (mineralischen und organischen) Substanzen eingenommen wird. Das Porenvolumen ist daher von **Wasser und Bodenluft** erfüllt. Das Porenvolumen ist die Summe der Volumina aller Fein- Mittel- und Grobporen eines Bodens.

Die Größe des Porenvolumens hängt von der Bodenart ab. Je feinkörniger ein Boden ist, desto größer ist sein Porenvolumen, da kleine Bodenteilchen nicht so dicht gelagert sind wie größere Teilchen.

In Tonböden sind die Tonmineralplättchen nicht dicht aufeinander geschichtet (ausgenommen bei Vorliegen eines Plattengefüges), sondern kartenhausähnlich locker gelagert. Auch in unverdichteten Schluffböden bilden sich größere und kleinere Porenräume zwischen den Bodenteilchen.

Je größer die Korngröße ist, desto dichter liegen die Teilchen aufgrund ihrer Masse nebeneinander. Tonböden haben daher ein hohes, Schluffböden und Leimböden ein mittleres und Sandböden ein geringes Porenvolumen. Die Größe des Porenvolumens schwankt dabei etwa zwischen 30 und 70 % des gesamten Bodenvolumens.

Auch der Humusgehalt spielt eine Rolle. Das Porenvolumen steigt mit zunehmendem Humusgehalt (siehe unter Krümelgefüge).

Innerhalb eines Bodens nimmt das Porenvolumen bei vertikal gleichbleibender Bodenart infolge Auflast und abnehmender Bodenorganismenaktivität mit der Tiefe ab.

### **Bodenverdichtung**

Bodenverdichtung kann natürliche oder anthropogene Ursachen haben.

#### **Natürliche Ursachen der Bodenverdichtung**

Eine natürliche Ursache von Bodenverdichtungen ist die **Einlagerungsverdichtung**, die im Zuge bodendynamischer Prozesse entsteht:

Durch **Tonverlagerung** (Lessivierung) vom Oberboden in den Unterboden wird tonige Feinsubstanz in die Poren des Unterbodens eingelagert, was zu einer Abnahme von Porenvolumen und Porengröße führt. Dieser Vorgang kann, vor allem bei höheren Niederschlägen, zu Staunässe und Sauerstoffarmut im gesamten Bodenprofil führen (siehe unter Parabraunerde).

Durch Verlagerung metallorganischer Verbindungen in den Unterboden im Zuge der **Podsolierung** entsteht dort ein Kittgefüge (Hüllengefüge), das im fortgeschrittenen Stadium zum Verstopfen der Poren führen kann (Abnahme von Porengröße und Porenvolumen). Dadurch entsteht ein mehr oder weniger undurchlässiger Ortstein-Horizont mit sekundärer Staunässebildung (sekundärer Pseudogley). Eine erschwerte Durchwurzelung des Ortstein-Horizontes verschärft die Staunässe zusätzlich.

### **Bodenverdichtung durch Fichtenanbau**

Auf schluffreichen Böden (Parabraunerde) hat man in der forstlichen Praxis eine steigende Tendenz zur Vernässung des Bodens mit zunehmender Zahl der Fichtengenerationen beobachtet. Dies wurde meist der sog. "Stampfwirkung" der Fichte durch Schaukeln der Krone und damit der Tellerwurzel der Fichte im Wind zugeschrieben. Dieser Vorgang ist zwar plausibel und es wurden auch erhöhte Drücke an den Wurzeln durch Windbewegung gemessen. Ob es dadurch tatsächlich zu der beobachteten Bodenverdichtung und Vernässung kommt, ist letztlich nicht erwiesen.

Als Ursache einer derartigen Vernässung unter Fichten-Reinanbau kann jedoch auch die fehlende Durchwurzelung des B<sub>t</sub>-Horizontes der Parabraunerde durch die Fichte im Gegensatz zu einer meist vorausgegangenen natürlichen Laubwaldbestockung unter Beteiligung der Eiche betrachtet werden. Durch fehlende Wurzelkanäle im B<sub>t</sub>-Horizont (Flachwurzelung der Fichte) wird die Drainage nach unten verschlechtert und bei entsprechend hohen Jahresdurchschnittsniederschlägen die Ausbildung von Staunässe begünstigt.

Beim Übergang von der ersten in die zweite Fichtengeneration fehlt nach Kahlschlag die "Pumpwirkung" des Fichtenbestandes. Infolge dadurch verstärkter Vernässung wurzelt die zweite Fichtengeneration noch flacher als die erste, was zu einer Erhöhung der Sturmwurfgefahr führt.

### **Anthropogene Ursachen der Bodenverdichtung**

Durch das Befahren des Bodens mit Maschinen werden auf den Boden

- Scherkräfte und
- Druckkräfte

ausgeübt.

Das führt zu **Scherbrüchen** und zur **Bodenverdichtung im engeren Sinn**.

Beim **Scherbruch** weicht der Boden den einwirkenden Kräften des Fahrzeugs aus und verformt sich, die Bodenteilchen verschieben sich seitlich gegeneinander, dadurch **vermindert sich die Porenkontinuität (Porenvernetzung) und die Bodenstruktur verändert sich zu einem Plattengefüge (Strukturschädigung)**.

Bei der **Bodenverdichtung im engeren Sinn** erhöht sich der Kornkontakt durch äußere Krafteinwirkung und der Boden verdichtet sich, die Bodenteilchen verschieben sich zueinander hin, **dadurch erhöht sich die Lagerungsdichte und verringert sich das Porenvolumen**. Je nach Bodenart, vor allem bei schluffigen Böden, geht die Erhöhung der Lagerungsdichte mit einer Zerstörung der Grobporen einher. Dadurch **verschlechtert sich die Bodendurchlüftung**.

Ein Maß für die Bodenverdichtung im engeren Sinn ist die **Lagerungsdichte**. Die Lagerungsdichte ist die Masse der Bodenfests substanz (mineralische + organische Bodenteilchen), gewogen einschl. des Bodenhohlraumsystems, nach Trocknung bei 105° in  $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ . Je höher die Lagerungsdichte eines Bodens ist, desto geringer ist sein Porenvolumen. Die **im Gelände mittels Eindringwiderstand gemessene Lagerungsdichte** ist davon abweichend eine gefühlsmäßige Einschätzung der Dichtlagerung von Böden.

### Diagnosemöglichkeiten

Die exakte Diagnose einer Bodenverdichtung ist schwierig. **Erhöhte Lagerungsdichten** im Oberboden weisen zwar auf eine vorliegende Bodenverdichtung hin, eine solche kann aber auch bereits bei geringerer Lagerungsdichte gegeben sein (Störung der Porenkontinuität durch Scherbrüche). Ein **Plattengefüge** (Strukturschädigung) weist eindeutig auf eine mechanische Bodenverdichtung hin, jedoch können auch Böden ohne Plattengefüge eine Strukturschädigung aufweisen.

Moderne Verfahren messen mit  $\text{CO}_2$ -Sonden den  **$\text{CO}_2$ -Gehalt der Bodenluft**. Dadurch lässt sich eine Bodenverdichtung sowohl durch Strukturschädigung als auch durch eine Erhöhung der Lagerungsdichte mit hoher Sicherheit nachweisen. Die Messung des  $\text{CO}_2$ -Gehaltes der Bodenluft hat eine unmittelbare ökologische Aussagekraft, da der  $\text{CO}_2$ -Gehalt ein Maß für die Bodendurchlüftung ist. Das gemessene  $\text{CO}_2$  stammt aus der Wurzel- und Zersetzeratmung.

**Eine Störung der Porenvernetzung (Strukturschädigung) ist als genauso problematisch anzusehen wie eine Bodenverdichtung im engeren Sinn (Erhöhung der Lagerungsdichte)**. In beiden Fällen wird das Wasserleitvermögen (Infiltrationsrate) des Bodens drastisch reduziert mit der Folge der Bildung von Zuschusswasser im Oberboden bis zu mehreren Dezimetern Bodentiefe. Die Grobporensysteme des Bodens sind dadurch zumindest zeitweise mit Wasser gefüllt, wodurch die Bodendurchlüftung und die Wurzelatmung beeinträchtigt werden. **Pseudogleymerkmale** (Flecken, Manganhäutchen) weisen in diesem Fall häufig auf die mangelnde Sauerstoffversorgung hin. Zusätzlich entsteht oft ein fauliger Geruch, da bei anaeroben Abbauprozessen **Schwefelwasserstoff** ( $\text{H}_2\text{S}$ ) entsteht.

Eine Störung der Porenvernetzung verringert nicht nur die Wasserleitfähigkeit des Bodens, sondern auch den Luftaustausch. Plattige Bodenstrukturen vermindern den Austauschprozess zwischen der Bodenluft und der darüberliegenden Atmosphäre. **Die Bodenluft verdichteter Böden weist deshalb höhere  $\text{CO}_2$ -Gehalte und geringere  $\text{O}_2$ -Gehalte auf.**

**Anfällig gegen Bodenverdichtungen sind alle Böden, auch Sandböden!** Tonböden werden vor allem strukturell geschädigt, da Sie im wassergesättigten Zustand praktisch nicht mehr physikalisch verdichtbar sind. Schluff- und Sandböden erleiden durch eine Befahrung auch eine mehr oder weniger starke Erhöhung der Lagerungsdichte. **Es gibt keine Waldböden, die aus ökologischer Sicht ohne Bodenschädigung befahrbar sind!**

Als **Regenerationsmöglichkeiten** kommen Prozesse der Frostverwitterung, der Quellung und Schrumpfung und der Bodenorganismen-tätigkeit in Betracht. Die Chancen einer Regeneration einer Bodenschädigung nach einer Befahrung werden bei weitem überschätzt. Erst nach Jahrzehnten konnten auf nachweislich befahrenen Böden Anfänge einer Regeneration beobachtet werden.

Die Auswirkungen einer Bodenverdichtung bestehen in einer

- **möglichen Flachwurzelung durch Baumarten, einer dadurch bedingten**
- **verringerten Stabilität gegenüber Sturm und in einer**
- **Verstärkung von Wasserstress (Waldschäden?!).**

Die Verstärkung von Wasserstress ist auf die Flachwurzelung und die damit verbundene schlechtere Wasserverfügbarkeit zurückzuführen. Eine flächige Befahrung führt so zu einer erheblichen Destabilisierung von Waldbeständen, auch wenn dieser Zusammenhang wegen des langen Produktionszeitraumes der Wälder nur modellhaft nachgewiesen werden kann. Auch die Kalkulation wirtschaftlicher Schäden an den Waldböden hat daher Modellcharakter.

**Eine Befahrung eines Bodens ohne die Gefahr einer schwerwiegenden Störung ist nur dort möglich, wo der Boden durch frühere Befahrung bereits geschädigt ist!**

**Technische Möglichkeiten zur Verhinderung von Schäden durch Bodenbefahrung** bestehen zur Genüge:

- Ständiges Rückegassennetz im 40-Meter- Abstand, dadurch Konzentration der Schäden und Beschränkung auf die Rückegasse. Das Auslegen der Rückegasse mit einem Reisigteppich dient lediglich der Verbesserung der technischen Befahrbarkeit, auch wenn ökologische Argumente vorgeschoben werden. Ein bodenschützender Reisigteppich müsste im verdichteten Zustand mindestens 30 cm mächtig sein, die Konzentration von Reisig auf den Rückegassen führt außerdem zum Basenentzug und zur Bodenversauerung auf der übrigen Waldbodenfläche.
- Bei der Neuanlage eines permanenten Rückegassennetzes muss der Waldboden möglichst genau auf bereits vorhandene Fahrlinien hin untersucht werden, diese Linien müssen in das permanente Gassennetz nach Möglichkeit integriert werden.
- Strafmaßnahmen gegen Rückeunternehmer und Selbstwerber, die vertragswidrig außerhalb von Rückegassen fahren (Qualitätsmanagement; werkvertragliche Regelung).
- Einsatz von Seilkranverfahren und ähnlichen Rücketechniken.

- Pferderücken ist vermutlich bodenschonender, auch wenn durch häufiges Hin- und Hergehen des Pferdes auf Rückelinien der Boden verdichtet wird. Man geht bisher davon aus, dass die punktuelle Verdichtung unter dem Pferdehuf trotz des hohen Bodendruckes leichter reparabel ist als die mehr flächenhafte Verdichtung unter Fahrspuren.
- Breit- und Niederdruckreifen verringern zwar den Bodendruck, vermindern die Verdichtungsschäden am Boden aber nur unwesentlich. Sie dienen in erster Linie der Verbesserung der technischen Befahrbarkeit, dürfen also niemals als Argument zur flächigen Befahrung herangezogen werden.
- Das Argument, Waldböden nur im trockenen oder gefrorenen Zustand zu befahren, zieht nicht, weil solche Bodenzustände in unserem Klimabereich nicht häufig genug auftreten.
- Keine Befahrung der Waldböden mit Mulchgeräten oder Kleinbaggern bei der Pflanzung, keine Befahrung bei der Reisigräumung.
- Im Zuge der Zertifizierung wird die Befahrung von Waldböden mehr (FSC) oder weniger (PEFC) häufig geprüft.
- Entwicklungen im Bereich der Technik (Breitreifen, Vermeidung von Schlupf) dienen der Erhaltung der technischen Befahrbarkeit der Gassen und erlauben niemals eine Befahrung außerhalb der Gasse.

**In mitteleuropäischen Wäldern dürften etwa 50 bis 70% der Waldbodenfläche in den letzten 50 Jahren mindestens einmal befahren worden sein. Das bedeutet, dass ein großer Prozentsatz der Wälder heute auf verdichteten Boden wächst. Es liegt nahe, einen größeren Teil der Waldschäden nicht nur mit Luftverunreinigungen, sondern auch mit der Bodenverdichtung durch Befahren im Zuge der Holzernte in Verbindung zu bringen.**

#### **4. Prozesse der Verwitterung**

Unter **Verwitterung** versteht man die Veränderungen an Gesteinen und Mineralien unter dem Einfluss von Luft, Wasser, Temperatur und Organismen durch physikalische, chemische und biologische Prozesse.

##### **Physikalische Verwitterung**

Bei der physikalischen Verwitterung ändert sich die Korngröße des Gesteins, die chemische Zusammensetzung bleibt dabei unverändert.

Prozesse der physikalischen Verwitterung sind **Spaltenforst**, **Salzsprengung**, **Temperatursprengung** und **Wurzelsprengung** (biologisch).

##### **Chemische Verwitterung**

Bei der chemischen Verwitterung werden die Gesteine und Minerale im Gegensatz zur physikalischen Verwitterung in ihrer chemischen Zusammensetzung verändert. Dabei werden Stoffe **gelöst** und können dadurch besser verlagert werden (Auswaschung im humiden Klima, Versalzung im ariden Klima) oder es entstehen neue Verbindungen (**Verlehmung durch Feldspatverwitterung**, **Verbraunung durch Oxidation**).

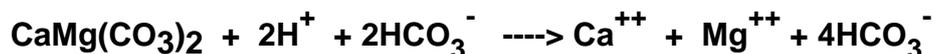
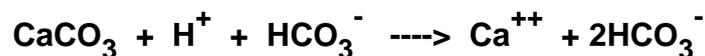
Die chemische Verwitterung ist umso stärker, je größer die Oberfläche der Gesteins- oder Mineralbruchstücke (Bodenart, Bodenskelett) ist. Die physikalische Verwitterung läuft daher der chemischen Verwitterung voraus.

Die Verwitterungsgeschwindigkeit der einzelnen Minerale und Gesteine hängt von zahlreichen Mineral- und Gesteinseigenschaften ab (Verwitterungshärte der Mineralien, Gesteinsstruktur und -lagerung).

### Lösung

Eine einfache Lösung in Wasser ist nur bei wenigen Mineralien möglich (z. B. bei Steinsalz (NaCl) oder Gips (CaSO<sub>4</sub>)). Kalziumkarbonat ist in reinem Wasser nur in äußerst geringen Mengen löslich.

### Kohlensäureverwitterung



Die Kohlensäureverwitterung führt zu einer Umwandlung der Karbonate in **Hydrogenkarbonate** (= Bikarbonate). Dadurch werden sie wasserlöslich und können mit dem Sickerwasser nach unten ausgewaschen werden. Dieser Vorgang führt aus bodenkundlicher Sicht zur **Bodenentkalkung (Bodenentkarbonatisierung)**.

Die **Hydrogenkarbonate** sind in der Lösung dissoziiert in **Ca<sup>++</sup>- bzw. Mg<sup>++</sup>-Kationen** und **Hydrogenkarbonat-Ionen (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>)**. Durch die Kohlensäureverwitterung gelangen also Ionen in die Bodenlösung und können direkt von der Pflanzenwurzel aufgenommen werden (Kationen). Das Hydrogenkarbonat (Anion) wird ausgewaschen oder beteiligt sich an Pufferreaktionen im Boden.

Bei einer höheren Kationenkonzentration in der Bodenlösung erfolgt eine **Adsorption der freigesetzten Kationen an den Austauschern** (Tonminerale, Huminstoffe). Dadurch werden die Kationen in pflanzenverfügbarer Form im Boden gespeichert und damit vor Auswaschung mit dem Sickerwasser weitgehend geschützt.

### Die Wurzel- und Zersetzeratmung als Motor der Entkarbonatisierung

Die nacheiszeitliche Bodenentwicklung hat in ursprünglich karbonathaltigen Substraten als Folge der Wurzel- und Zersetzeratmung zu einer mehr oder weniger vollständigen Entkarbonatisierung des Wurzelraumes geführt. Wurzeln produzieren durch **Atmung**, Bodenorganismen (Zersetzer) produzieren im Zuge der **Mineralisierung** CO<sub>2</sub>. Dieses CO<sub>2</sub> gelangt in die Bodenluft (Erhöhung des CO<sub>2</sub>-Partialdruckes der Bodenluft) und löst sich teilweise im Bodenwasser, ein Teil des gelösten CO<sub>2</sub> reagiert mit dem Wasser zu Kohlensäure. Die Entkarbonatisierung der Böden steht daher in enger Abhängigkeit zur **Wurzel- und Zersetzeratmung** als Protonenquelle. Unter Wald läuft der Prozess der Entkarbonatisierung besonders schnell ab, weil der Biomasseumsatz hier

besonders hoch ist. Der Anteil des kohlenensäurehaltigen Niederschlags, der sich im Gleichgewicht mit dem troposphärischen CO<sub>2</sub>-Gehalt befindet, ist an der nacheiszeitlichen Entkarbonatisierung der Böden selbst bei überdurchschnittlich hohen Jahresdurchschnittsniederschlägen gegenüber der Wurzel- und Zersetzeratmung vernachlässigbar.

Im Zuge der Vorgänge der Entkarbonatisierung kann es jedoch auch zu Ausfällungsreaktionen kommen, wenn nämlich mit zunehmender Tiefenverlagerung der CO<sub>2</sub>-Partialdruck der Bodenluft wieder zurückgeht und sich das Lösungsgleichgewicht hin zum CaCO<sub>3</sub> verschiebt. Durch diese Karbonatausfällung können im Unterboden **Anreicherungshorizonte** entstehen. Auch **Lößkindel** entstehen auf diese Art und Weise.

Da im Zuge der Kohlensäureverwitterung Protonen verbraucht werden, ist die Kohlensäureverwitterung eine Pufferreaktion. Die Reaktionsgeschwindigkeit (Pufferrate) ist dabei so groß, dass die pH-Werte von Böden, die feinverteilt Karbonate besitzen wie manche Rendzinen, praktisch nicht absinken können.

Sind die Karbonate aus dem Boden ausgewaschen, so bleibt die **Bodenversauerung** zunächst bei pH-Werten von etwa 5 bis 4,5 stehen. Da die Kohlensäure eine schwache Säure ist, kann Sie den Boden nicht weiter versauern. Zu stärkerer Bodenversauerung bedarf es stärkerer Säuren (Salpetersäure, Schwefelsäure, Fulvosäure). Salpetersäure entsteht ökosystemintern bei Überschussnitrifikation (Kahlschlag) oder stammt wie die Schwefelsäure aus der sauren Deposition, Fulvosäuren bilden sich bei schlechter Humusform.

### **Feldspatverwitterung (Hydrolyse)**

Unter der Hydrolyse versteht man die Aufspaltung einer chemischen Verbindung durch Wasser. Unter dem Einfluss der Hydrolyse verwittern beispielsweise Silikate (Feldspäte, Augit und Hornblende).

#### **Beispiel der Verwitterung von Orthoklas:**



Kaliumhydroxyd ist in der Bodenlösung in K<sup>+</sup>- und OH<sup>-</sup>-Ionen dissoziiert; durch die Hydrolyse gelangen also **Nährstoff-Kationen** sowie OH<sup>-</sup> Ionen in die Bodenlösung. Die in den Silikaten gebundenen und daher zunächst nicht pflanzenverfügbaren Nährstoffe sind jetzt **pflanzenverfügbar**. Sie können direkt von den **Pflanzenwurzeln aufgenommen**, von den **Austauschern sorbiert** oder mit dem Sickerwasser ins Grundwasser **ausgewaschen** werden.

Grund für die Hydrolyse ist die geringe Dissoziation auch des chemisch neutralen Wassers in H<sup>+</sup>- und OH<sup>-</sup>- Ionen.

Ein weiteres Ergebnis der Hydrolyse ist die **Entstehung von Tonmineralen**. Aus den Hydrolyse-Spaltprodukten der Silikate (Hydroxide des Aluminiums, Kieselsäure) werden Tonminerale aufgebaut, weshalb auch aus einem zunächst tonfreien bzw. tonarmen Gestein im Zuge der Feldspatverwitterung ein tonhaltiger Boden entsteht. Da dieser Boden dabei lehmartigen Charakter annimmt, wird der Prozess der Feldspatverwitterung auch als **Verlehmung** bezeichnet.

Da im Zuge der Feldspatverwitterung Protonen verbraucht werden, ist die Feldspatverwitterung eine Pufferreaktion. Allerdings ist die Feldspatverwitterung kinetisch sehr stark begrenzt und die damit verbundene Pufferrate gering. Deshalb können selbst sehr feldspatreiche Böden geringe pH-Werte aufweisen.

### Oxydation

Unter Oxydation versteht man den Vorgang der Elektronenabgabe. Viele Gesteine enthalten Eisen und Mangan in zweiwertiger (= reduzierter) Form ( $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ). Durch den **Luftsauerstoff an der Gesteinsoberfläche** wird  $\text{Fe}^{2+}$  zu  $\text{Fe}^{3+}$  bzw.  $\text{Mn}^{2+}$  zu  $\text{Mn}^{3+}$  und  $\text{Mn}^{4+}$  oxydiert, was zu einem Zerfall des Kristallgitters führt.

Da die Oxyde des Eisens und des Mangans braun gefärbt sind, führt die Oxydationsverwitterung zu einer **Braunfärbung des Bodens (Verbraunung)**. Daher weisen alle Böden, unabhängig von der Farbe des Ausgangsgesteins, eine braune Grundfärbung auf. Ausnahme sind stau- und grundwasserbeeinflusste Böden, weil in Ihnen Eisen und Mangan durch Sauerstoffmangel im Zuge von bodenbildenden Prozessen später wieder reduziert und verlagert wird.

### Einfluss organischer Säuren

Organische Säuren entstehen beispielsweise bei der unvollständigen Streuzersetzung in **Rohhumusauflagen** (Fulvosäuren). Durch den dadurch hervorgerufenen Eintrag von Protonen in den Boden werden die Vorgänge der chemischen Verwitterung (Kohlensäureverwitterung, Hydrolyse) gesteuert (biologische Verwitterung). Fulvosäuren sind starke organische Säuren, die zu einer entsprechend starken Bodenversauerung führen können.

## 5. Tonminerale und ihre ökologische Bedeutung

Tonminerale sind die **Hauptbestandteile innerhalb der Korngrößenfraktion des Tons** und daher in allen Böden in mehr oder weniger großen Anteilen vorhanden.

### Aufbau der Tonminerale

Tonminerale haben einen charakteristischen, chemisch-physikalischen Aufbau (**Gitterstruktur**). Diese Gitterstruktur lässt sich in einem vierstufigen Modell erklären:

#### 1. Aufbaustufe

In den Tonmineralen liegen Si-, Al- (Mg- und Fe-)Atome als **Zentralatome** vor. Um diese Zentralatome liegen in ganz bestimmter räumlicher Anordnung O-Atome bzw. OH-Gruppen, so dass räumliche Gebilde in der Form von **Tetraedern** (Vierflächner) und **Oktaedern** (Achtflächner) entstehen. Tetraeder besitzen ein Si-Zentralatom, Oktaeder ein Al-Zentralatom.

## 2. Aufbaustufe

Tetraeder sind durch gemeinsame O-Atome, Oktaeder durch gemeinsame O-Atome und OH-Gruppen zu flächenhaften Netzen miteinander verbunden. Zwischen den Tetraedern bzw. Oktaedern bestehen atomare Bindungen. Dadurch entstehen **Tetraeder- bzw. Oktaederschichten** von flächenhafter Ausdehnung.

## 3. Aufbaustufe

Tetraeder- bzw. Oktaederschichten liegen, verbunden durch gemeinsame O-Atome (atomare Bindungen) übereinander und bilden dadurch sog. **Schichtpakete** (= Elementarschichten).

Ein Schichtpaket kann dabei aus

- einer Tetraeder- und einer Oktaederschicht oder aus
- zwei Tetraeder- mit einer dazwischen liegenden Oktaederschicht oder aus
- zwei Tetraeder- und zwei Oktaederschichten

bestehen. Dementsprechend spricht man von **Zweischicht-, Dreischicht- oder Vierschicht-Tonmineralen**.

## 4. Aufbaustufe

Schichtpakete aus Tetraeder- und Oktaederschichten liegen in mehrfacher Abfolge übereinander. Dadurch entsteht die **Blättchenstruktur** der Tonminerale und der schwache Glanz von Ton. Auch die meisten anderen Eigenschaften von Ton sind an diese Struktur gekoppelt.

Die Bindungsart ist dabei nicht, wie innerhalb der Schichtpakete, atomarer Natur, sondern wird durch **elektrische Anziehungskräfte** zwischen den aufeinanderliegenden Schichtpaketen hervorgerufen.

Ursache dieser elektrischen Anziehungskräfte sind ungesättigte elektrische Ladungen an der Oberfläche der Schichtpakete, die durch **isomorphen Ersatz** entstehen. **Die Oberflächen der Schichtpakete sind dadurch negativ geladen**. Eine gegenseitige elektrische Anziehung der mit gleichem Vorzeichen geladenen Schichtpaketoberflächen wird dadurch hervorgerufen, dass die Oberflächen der Schichtpakete mit **Kationen** belegt sind.

Da die negative Ladung der Tonminerale stets durch eine äquivalente Menge an Kationen neutralisiert wird, sind die austauschbaren Kationen gemeinsam mit H<sub>2</sub>O-Molekülen (Hydratation) als positiv geladene Schicht in den Zwischenräumen zwischen den Schichtpaketen angereichert (**Kationenbelag**). Der Kationenbelag steht dabei in einer Wechselwirkung mit der Bodenlösung,

wobei die Konzentration im Kationenbelag um 2 - 3 Zehnerpotenzen höher ist als in der Bodenlösung (vgl. Ionenaustausch).

Je nach Differenzbetrag zwischen positiver und negativer Ladung benachbarter Schichtpaket-Oberflächen ist der elektrostatische Zusammenhalt zwischen den Schichtpaketen unterschiedlich stark und der Abstand zwischen den Schichtpaketen (Basisabstand) unterschiedlich groß.

Dieser **Basisabstand** bewegt sich in der Größenordnung einiger Å ( $1\text{Å} = 10^{-10}\text{m}$ ) und beeinflusst maßgeblich wichtige Eigenschaften der Tonminerale (Quellvermögen, Sorptionsvermögen). Einige 100 übereinander-liegende Schichtpakete ergeben ein Tonmineral.

Tonminerale sind entsprechend ihrer chemischen Zusammensetzung **Silikate**. Im Unterschied zu den **primären Silikaten** (Glimmer, Feldspäte usw.) werden sie als **sekundäre Silikate** bezeichnet, weil sie sekundär, also erst im Zuge von Verwitterungsprozessen (z. B. Feldspatverwitterung, Glimmernaufweitung) gebildet werden.

## Entstehung und Herkunft der Tonminerale

### Entstehung aus Glimmern

Glimmer besitzen einen den Tonmineralen sehr ähnlichen Gitteraufbau. Die Schichtpakete liegen aber so dicht aufeinander, dass Quellung und Ionenaustausch nicht möglich sind.

Frostspaltung an Glimmer-Blättchen führt zu einer Oberflächenvergrößerung und zur verstärkten Wassereinklagerung durch **Quellung**, wodurch die Abstände zwischen den Schichtpaketen aufgeweitet werden. Durch Ersatz der in den Zwischenschichten der Glimmer eingelagerten  $\text{K}^+$ -Ionen durch  $\text{Ca}^{++}$ -,  $\text{Mg}^{++}$ - und  $\text{H}^+$ -Ionen werden Ionen austauschbar. Sobald die **Ionen austauschbar** geworden sind, ist aus dem Glimmer ein Tonmineral geworden.

### Neubildung aus Silikaten

Im Zuge der Hydrolyse werden die Silikate, z. B. Feldspäte, aufgespalten (**Feldspatverwitterung, Verlehmung**). Aus den Zerfallsprodukten (vor allem Hydroxide des Aluminiums sowie Kieselsäure) entsteht durch Neuordnung der typische Gitteraufbau der Tonminerale.

Je nach pH-Wert entstehen dabei unterschiedliche Tonminerale.

**Verlehmung** am Beispiel der Granitverwitterung (schematisch): Glimmer verwittert zu **Tonmineralen**, Feldspäte verwittern mechanisch zur Korngröße des **Schluffes** und nur sehr langsam weiter chemisch zu **Tonmineralen**, Quarz verwittert aufgrund seiner Härte nicht und liegt meist in der Korngröße des **Sandes** vor. Ergebnis des Bodenbildungsprozesses ist daher ein Gemenge aus **Ton (Tonmineralen)**, **Schluff (Feldspäten)** und **Sand (Quarz)**, das im weitesten Sinne als **Lehm** bezeichnet werden kann.

In sehr vielen Gesteinen sind **Tonminerale bereits enthalten** (z. B. Tonschiefer, Keuper- und Juratone, viele andere Sedimentgesteine). Diese Tonminerale sind in früheren erdgeschichtlichen Epochen aus Glimmern und anderen Silikaten entstanden, wurden abgetragen und wieder sedimentiert und zu Gesteinen mit unterschiedlichem Tongehalt umgeformt (z. B. Tonstein, Schiefer-ton, Tonschiefer).

Im Zuge der Bodenbildung werden die verfestigten Tongesteine durch Frostverwitterung sowie durch Quellung und Schrumpfung wieder aufgelockert und dadurch zu Böden mit unterschiedlichen Tongehalten umgeformt. Erst in diesem Zustand können die Tonminerale ihre bodenkundlich-ökologische Bedeutung voll entfalten.

## **Eigenschaften von Tonmineralen**

### **Quellung und Schrumpfung**

Aufgrund negativer elektrischer Ladungen an den inneren Oberflächen der Schichtpakete (entlang der Tetraeder- bzw. Oktaederschichten) können sich Wassermoleküle in den Zwischenschichten einlagern.

Diese Wassereinlagerung (**Quellung**) führt zu einer Vergrößerung der Basisabstände (Volumenzunahme des Tons bei Befeuchtung). Beim Austrocknen lagern sich die Schichtpakete wieder enger zusammen, was mit einer Volumenabnahme einhergeht (**Schrumpfung**).

Im Zuge der Austrocknung des Tons entstehen **Schrumpfrisse**, die zu einer Verbesserung der Sauerstoffversorgung im Boden führen. Allerdings können starke Schrumpfungsprozesse auch zu Wurzelbeschädigungen führen (zerreißen und austrocknen von Feinwurzeln). Im Zustand der Quellung sind Tonböden schlecht durchlüftet und sauerstoffarm.

### **Wasserspeicherkapazität**

Aufgrund seines Quellungsvermögens kann Ton sehr viel Wasser speichern. Ton hat eine sehr große **Wasserspeicherkapazität**: 1 m<sup>3</sup> Ton kann bis zu 500 l Wasser speichern). Dieses Wasser ist jedoch zu einem hohen Anteil **nicht pflanzenverfügbar (= Adsorptionswasser = Totwasser)**.

### **Austauschkapazität**

Aufgrund der negativen elektrischen Ladungen an der inneren, weniger an der äußeren Oberfläche der Schichtpakete, können Kationen in die Zwischenschichten eingelagert und größtenteils auch wieder abgegeben werden (Ca<sup>++</sup>, Mg<sup>++</sup>, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Al<sup>+++</sup>, Fe<sup>+++</sup>, Mn<sup>+++</sup>, H<sup>+</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>).

**Diese Kationen sind so fest an die Tonminerale gebunden, dass sie weitgehend vor Auswaschung mit dem Sickerwasser geschützt, andererseits jedoch pflanzenverfügbar sind.** Durch Abgabe von H<sup>+</sup>-Ionen

durch die Wurzeln oder durch Protonenbelastung aus der sauren Deposition (wichtigste Protonenquelle in Waldökosystemen!) können diese Nährstoffkationen wieder an die Bodenlösung abgegeben und von der Pflanzenwurzel aufgenommen bzw. ausgewaschen werden. Bei starker Säurebelastung dominiert allerdings die Auswaschung.

**Tonminerale hemmen daher die Nährstoffauswaschung und wirken so einer Bodenversauerung entgegen; die so eingelagerten Pflanzennährstoffe (v. a. allem Basen) sind aufgrund der Austauschvorgänge trotzdem zu einem hohen Prozentsatz pflanzenverfügbar.**

#### **Bildung organo-mineralischer Komplexverbindungen (Ton-Humus-Komplexe)**

Ton-Humus-Komplexe sind chemische Verbindungen zwischen Tonmineralen und Huminstoffen. Ton-Humus-Komplexe sind besonders **stabile** Verbindungen und besitzen eine **sehr große Austauschkapazität**.

Ton-Humus-Komplexe entstehen im  $A_h$ -Horizont basenreicher Böden unter Beteiligung (Darmassage) von Bodenorganismen (z. B. Regenwürmer, Asseln, Tausendfüßer usw.).

#### **Fähigkeit zur Gefügebildung**

Im befeuchteten (= gequollenen) Zustand (größerer Abstand zwischen den Schichtpaketen!) sind Tonminerale **formbar und plastisch**. Durch Mischung mit Schluff- und Sandteilchen (Lehm) verkitten sie diese Teilchen miteinander und tragen so zu einer **Stabilisierung der Bodenstruktur** bei, sowohl im trockenen als auch im feuchten Zustand. Dieser Tatbestand führt beispielsweise zu einer Verringerung der Erosionsgefahr durch Wasser und Wind.

Durch Quellung und Schrumpfung entstehen in tonreichen Böden sog. **Polyeder** (siehe unter Bodengefüge).

### **Arten von Tonmineralen**

Der Aufbau der Tonminerale aus übereinanderliegenden Schichtpaketen lässt verschiedene Bauformen zu.

#### **Zweischicht-Tonminerale**

Ein Schichtpaket ist aufgebaut aus einer Tetraeder- und einer Oktaeder-Schicht.

Ein Beispiel hierfür ist der **Kaolinit**, der hauptsächlich in tropischen und subtropischen Böden vorkommt. In unseren Böden ist der Kaolinit zwar auch ein weit verbreitetes Tonmineral, kommt jedoch jeweils nur in sehr geringen Mengen vor (Relikte aus wärmeren Klimaepochen).

Die Anziehungskräfte zwischen den Schichtpaketen des Kaolinit sind so groß, dass der Basisabstand sehr gering ist. Infolge dessen ist der **Kaolinit nicht quellfähig** und nur **gering aufweitbar**. Das fehlende Quellvermögen bedeutet eine **sehr geringe Austauschkapazität**, ermöglicht aber seine Verwendung für **Töpfereizwecke** (z. B. Westerwälder Tone).

**Böden tropischer Gebiete** enthalten einen hohen Anteil an Zweischicht-Tonmineralen. Deren geringe Austauschkapazität schränkt die landwirtschaftliche Nutzung dieser Böden erheblich ein und ist indirekt 'verantwortlich' für die Problematik der Besiedelung tropischer Regionen und für das Verschwinden des tropischen Regenwaldes ('Ökologische Benachteiligung der Tropen').

### **Dreischicht-Tonminerale**

Ein Schichtpaket ist aufgebaut aus zwei Tetraeder- und einer dazwischenliegenden Oktaeder-Schicht (Tetraederschicht – Oktaederschicht - Tetraederschicht).

Beispiele für Dreischicht-Tonminerale sind der Illit (häufigstes Tonmineral), der Montmorillonit und der Vermiculit. Die unterschiedlichen Eigenschaften dieser Tonminerale werden z. B. durch unterschiedliche Grade des isomorphen Ersatzes hervorgerufen.

### **Dreischicht-Tonminerale sind in unseren Böden am weitesten verbreitet.**

Da die Anziehungskräfte zwischen den Schichtpaketen der Dreischicht-Tonminerale kleiner sind als bei den Zweischicht-Tonmineralen, ist ihr Basisabstand größer. Daher sind Dreischicht-Tonminerale **quellfähig** und besitzen eine mehr oder weniger hohe **Austauschkapazität**.

### **Vierschicht-Tonminerale**

Ein Schichtpaket ist aufgebaut aus zwei Tetraeder- und zwei Oktaeder-Schichten, die abwechselnd aufeinanderliegen (Tetraederschicht – Oktaederschicht – Tetraederschicht - Oktaederschicht).

### **Wechselagerungs-Tonminerale**

Hier liegen nicht gleiche, sondern unterschiedlich aufgebaute Schichtpakete übereinander (z. B. Wechselagerung von illitischen mit vermicullitischen Schichten).

### **Amorphe Tonminerale (Allophane)**

Amorphe Tonminerale liegen nicht in der typischen Blättchenstruktur vor, haben ansonsten aber auch den Feinaufbau der übrigen Tonminerale. Sie kommen in unseren Böden verbreitet vor und besitzen große Bedeutung für die Höhe der Austauschkapazität.

**Durch diese verschiedenen Bauformen ist eine große Vielfalt an Tonmineralen mit unterschiedlichem Quellvermögen und verschiedenen Austauscheigenschaften möglich.**

## 6. Ionenaustausch und Basensättigung

### Ionenaustausch

Ionenaustausch ist die Eigenschaft mancher Feststoffe (**Austauscher, Sorptionskörper: Tonminerale, Huminstoffe, Oxide und Hydroxide**), Ionen so fest anzulagern, dass sich diese nicht durch Waschen ablösen lassen. Dagegen lassen sich die angelagerten (sorbierten) Ionen durch andere gleichsinnig geladene Ionen verdrängen (austauschen). Die am Sorptionsprozess beteiligten Feststoffe werden **Austauscher** (Sorptionskörper, Sorptionskomplex) genannt.

Der Ionenaustausch beruht auf elektrostatischer Wechselwirkung mit den in der Struktur der Feststoffe verankerten Ladungszentren (z. B. durch isomorphen Ersatz bei den Tonmineralen). Diese Oberflächenladungen können positiv oder negativ sein, entsprechend werden Anionen oder Kationen ausgetauscht. Tonminerale haben fast ausschließlich negative Ladungen. Die negative Oberflächenladung der Austauscher wird durch Anlagerung (Adsorption) äquivalenter Mengen an Kationen kompensiert.

Die Adsorption von Ionen ist mit einer Desorption einer äquivalenten Menge anderer Ionen der gleichen Sorte (Kationen oder Anionen) verknüpft, die dann in die Bodenlösung übergehen und damit direkt pflanzenverfügbar werden, aber auch mit dem Sickerwasser ausgewaschen werden können. Jedoch sind nicht alle an der Oberfläche der Austauscher angelagerten Ionen austauschfähig (z. B. K-Fixierung an Tonmineralen).

**Der Ionenaustausch ermöglicht es Ionen, die in die Bodenlösung gelangen (z. B. durch Verwitterung, Kalkung, Humusmineralisierung oder Deposition), durch Adsorption an die Austauscher in einer Form im Boden festgehalten zu werden, in der sie zwar weitgehend vor Auswaschung geschützt, andererseits aber dennoch pflanzenverfügbar sind.**

**Kationenaustausch** ist die Eigenschaft von Austauschern, **Kationen** austauschbar anlagern und wieder abgeben zu können. Die wichtigsten austauschbaren Kationen im Boden sind Calcium- ( $\text{Ca}^{++}$ ), Magnesium- ( $\text{Mg}^{++}$ ), Kalium- ( $\text{K}^+$ ), Natrium- ( $\text{Na}^+$ ), Mangan- ( $\text{Mn}^{+++}$ ), Eisen- ( $\text{Fe}^{+++}$ ), Aluminiumionen ( $\text{Al}^{+++}$ ) und Protonen (Wasserstoffionen;  $\text{H}^+$ ). Diese Ionen spielen sowohl für die Nährelementversorgung der Pflanzen als auch für deren Säurebelastung im Wurzelraum eine entscheidende Rolle.

Die Prozesse des Ionenaustausches werden gesteuert von der **Diffusion**, der **Ladungsdichte** an der Oberfläche der Austauscher und der **Eintauschstärke** der Ionen.

Die Kationen des Ionenbelags sind entsprechend den Gesetzmäßigkeiten der Diffusion zunächst bestrebt, in größerer Entfernung vom Austauscher (**Gleichgewichtsbodenlösung**, Außenlösung) die gleiche Konzentration wie in direkter Nähe der Austauscheroberfläche (Innenlösung) herzustellen.

Diesem Bestreben wirkt die negativ geladene Oberfläche der Kationen-Austauscher entgegen, so dass die Ionenkonzentration in der Innenlösung um 2

bis 3 Zehnerpotenzen höher ist als die der Außenlösung. Die Kationen-Konzentration nimmt daher mit zunehmender Entfernung von der Austauscheroberfläche immer mehr ab, während die Anionen-Konzentration (z. B.  $\text{NO}_3^-$ ) mit steigender Entfernung von der Austauscheroberfläche zunimmt. Diese Beziehung gilt auch für einzelne Kationen.

Das bedeutet grundsätzlich, dass mit zunehmendem Anteil eines Kations in der Bodenlösung sein Anteil am Ionenbelag des Austauschers steigt. Das exakte Verhältnis der einzelnen Kationen zueinander in der Bodenlösung bzw. am Austauscher wird allerdings modifiziert durch die Eintauschstärke (Bindungsstärke) der einzelnen Kationen.

#### **Die Eintauschstärke hängt ab von**

- der Ladung eines Ions
- der Ionengröße
- der Hydratation (die Hydrathülle eines Ions ist umso größer, je kleiner und stärker geladen ein Ion ist)

Die Eintauschstärke einiger Kationen verhält sich z. B. wie folgt:  $\text{Al}^{+++} > \text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++} > \text{K}^+ > \text{Na}^+$ . Das hat zur Folge, dass  $\text{Al}^{+++}$  am Austauscher einen höheren Prozentsatz aller Kationen ausmacht als in der Bödenlösung. Umgekehrt verhält es sich beim Magnesium.  $\text{Mg}^{++}$  kommt daher in der Bodenlösung zunächst in einem höheren Prozentsatz vor als am Austauscher (sog. **Diskriminierung des Magnesiums** beim Ionenaustausch). Das führt zu der ökologisch äußerst bedeutsamen Konsequenz, dass bei Prozessen der **Bodenversauerung Magnesium besonders schnell durch Auswaschung verloren geht**. In Waldböden, die durch waldgeschichtliche Prozesse (Rodung, Waldweide, Streunutzung), durch naturfernen Waldbau (insbes. Kahlschläge) sowie durch saure Deposition versauert sind, tritt daher sehr häufig **Magnesiummangel** auf. Typische Symptomatik von Waldbäumen, die unter Magnesiummangel leiden, ist die Gelbspitzigkeit der Nadeln und schließlich Nadelverlust.

Auch das austauschbare **Kalium** wird relativ schnell aus dem Boden ausgewaschen, allerdings bleibt das fixierte  $\text{K}^+$  dem Boden erhalten.

**An Austauschern festgelegte Kationen bilden neben den bereits in der Bodenlösung befindlichen und durch Humusmineralisierung freigesetzten Ionen die wichtigste Quelle leicht verfügbarer Basen (= Calcium-( $\text{Ca}^{++}$ -) + Magnesium-( $\text{Mg}^{++}$ -) + Kalium-( $\text{K}^+$ -) + Natrium-( $\text{Na}^+$ -)Ionen) im Boden.**

#### **Fixierung von Ionen**

Viele **Tonminerale** sorbieren vor allem  $\text{K}^+$ -Ionen (spezifische Adsorption), da sich das dehydratisierte  $\text{K}^+$ -Ion leicht in Vertiefungen an der Oberfläche der Tonminerale einpasst. Dadurch können sich die  $\text{K}^+$ -Ionen dem negativen Ladungsschwerpunkt der Silikatschichten stark nähern und werden deshalb sehr fest gebunden ( **$\text{K}^+$ -Fixierung**).

Der Vorgang der  $\text{K}^+$ -Fixierung ist bedeutsam für Fragen der Kalium-Düngung bzw. Kalium-Auswaschung aus den Böden. Die fixierten  $\text{K}^+$ -Ionen können nur im Versuch durch hochkonzentrierte Lösungen von  $\text{Ca}^{++}$  und  $\text{Mg}^{++}$  wieder ausgetauscht werden. In stark sauren Böden (Waldböden) kann fixiertes  $\text{K}^+$

jedoch im Zuge von Versauerungsschüben durch  $H^+$  ausgetauscht werden und durch anschließende Auswaschung dem Waldökosystem verloren gehen.

Die **organische Substanz** zeigt demgegenüber bevorzugte Sorption von  **$Al^{+++}$ -** und **Schwermetallionen**.

**Anionenaustausch** ist die Eigenschaft von Austauschern, Anionen austauschbar anlagern und wieder abgeben zu können. Der Anionenaustausch beruht auf der pH-abhängigen positiven Ladung z. B. von Huminstoffen, die Anionensorption steigt mit abnehmendem pH-Wert an.

Die wichtigsten austauschbaren Anionen im Boden sind Phosphat- $(PO_4^{---})$ -, Molybdän- $(MoO_4^{---})$ -, Sulfat- $(SO_4^{--})$ - und Chlorid- $(Cl^-)$  Ionen. Von bodenkundlicher Bedeutung ist nur die **Phosphationensorption**. Die sehr geringe **Nitrationensorption**  $(NO_3^-)$  in den Böden ist die bodenkundliche Ursache der Gewässerbelastung durch Nitrat.

### Kationenaustauschkapazität

Die **Kationenaustauschkapazität** ist die Fähigkeit des Bodens, Kationen aus der Bodenlösung reversibel sorbieren zu können. Die Höhe der Kationenaustauschkapazität ist von den an der Oberfläche wirksamen negativen Ladungen der Austauscher abhängig. Vor allem aufweitbare Tonminerale und Huminstoffe haben zusätzlich zur äußeren eine innere Oberfläche von bis zu  $1.000\text{ m}^2\cdot\text{g}^{-1}$ ! Die Kationenaustauschkapazität kann daher als die **Summe aller negativen Ladungen an der Oberfläche der Austauscher** definiert werden oder gleichbedeutend als die **Summe aller austauschfähigen Kationen** (als Ionenäquivalente gerechnet).

Die Kationenaustauschkapazität hängt aber auch vom pH-Wert des Bodens ab Die **Effektive Kationenaustauschkapazität** ( $AK_e$ ) ist die tatsächliche, beim aktuellen pH-Wert des Bodens gemessene Kationenaustauschkapazität. Sie ist in karbonathaltigen Böden mit der Potenziellen Kationenaustauschkapazität ( $AK_p$ ) identisch. In Waldböden ist die  $AK_p$  meist deutlich höher als die  $AK_e$ . Das Verhältnis der  $AK_e$  zur  $AK_p$  ist ein Maß für im Boden abgelaufene Versauerungsschübe (vgl. 8. Pufferbereiche und Bodenversauerung).

Die Kationenaustauschkapazität ist insbesondere abhängig vom

- **Tongehalt** des Bodens und **Art der Tonminerale**
- **Humusgehalt** des Bodens und **Qualität des Humus**
- **Oxide und Hydroxide**.

Da sich der Ionenaustausch an der Oberfläche der Austauscher abspielt, bestimmt die Größe der Austauscheroberfläche weitgehend die Austauschkapazität.

Aufweitbare Tonminerale haben sowohl eine innere als auch eine äußere Oberfläche, die äußere Oberfläche beträgt meist weniger als 10 % der gesamten Austauscheroberfläche.

**Beispiele**

Kaolinit:	1 - 40 m <sup>2</sup> ·g <sup>-1</sup> (besitzt nur äußere Oberfläche)
Illit:	5 - 200 m <sup>2</sup> ·g <sup>-1</sup>
Vermiculit:	600 - 800 m <sup>2</sup> ·g <sup>-1</sup>
Allophane:	700 - 1100 m <sup>2</sup> ·g <sup>-1</sup>
organische Substanz:	800 - 1000 m <sup>2</sup> ·g <sup>-1</sup>

Die organische Substanz stellt etwa 25 - 50 % der Gesamt-Austauschkapazität dar. Sandige Böden (geringer Gehalt an Tonmineralen und an organischer Substanz, geringer pH-Wert) haben eine geringe Austauschkapazität; lehmige und schluffige Böden haben eine mittlere und tonige Böden eine sehr große Austauschkapazität.

**Tropische Böden** haben wegen des hohen Gehalts an Kaolinit und wegen des geringen Humusgehaltes sowie aufgrund des niedrigen pH-Wertes eine sehr geringe Austauschkapazität.

Die Austauschkapazität ist wegen des Gehalts an organischer Substanz im A<sub>n</sub>-Horizont am größten.

Wegen der Bedeutung der organischen Substanz für die Höhe der Austauschkapazität ist es wichtig, im Zuge der Waldbewirtschaftung den Humusvorrat zu pflegen und wenn möglich zu erhöhen (Vermeidung von Kahlschlägen, vorsichtige Dosierung bei der Waldkalkung).

**Die Anionenaustauschkapazität**

Die Anionenaustauschkapazität ist die Fähigkeit des Bodens, Anionen aus der Bodenlösung reversibel sorbieren zu können. Im Vergleich zur Kationenaustauschkapazität ist die Anionenaustauschkapazität der Böden gering, sie spielt lediglich beim Phosphat eine gewisse Rolle.

Die geringe Speicherfähigkeit der Böden für Anionen ist Ursache der Gewässerbelastung durch Nitrat (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>), vor allem aus landwirtschaftlichen Böden. Die Nitratbelastung der Gewässer aus Waldböden nimmt durch deren depositionsbedingte Eutrophierung laufend zu.

**Die Basensättigung**

Die negativen Ladungsplätze an der Oberfläche der Austauscher können grundsätzlich durch alle Arten von Kationen belegt sein (Ca<sup>++</sup>, Mg<sup>++</sup>, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Al<sup>+++</sup>, Fe<sup>+++</sup>, Mn<sup>+++</sup>, H<sup>+</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>). Daneben werden auch andere Kationen sorbiert, wie z. B. Kationen von Schwermetallen wie Kupfer, Mangan, Cobalt, Zink und Titan, die als Spurenelemente von Bedeutung sind; ihr Anteil liegt aber jeweils meist deutlich unter 1 % der Kationen-Austauschkapazität. Welche Art von Kationen tatsächlich die Austauscher belegen, hängt von der ionaren Zusammensetzung der Bodenlösung ab.

Unter den **Basen** versteht man die Alkali (Kalium, Natrium) und die Erdalkali-Metalle (Calcium, Magnesium). Diese 4 Elemente spielen mengenmäßig für die Pflanzenernährung eine sehr wichtige Rolle. Für an humide Klimaverhältnisse

angepasste Pflanzen spielt Natrium allerdings in der Regel eine untergeordnete Rolle. Die Kationen dieser 4 Elemente sind zwar im chemischen Sinn keine Basen, im Zuge des Ionenkreislaufes von Ökosystemen treten sie aber bei der Humusmineralisierung als Basen in Erscheinung, z. B.  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ . (vgl. Stoffkreisläufe in Waldökosystemen).

Unter der **Basensättigung** versteht man den Anteil von  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{K}^+$  und  $\text{Na}^+$  an der Kationenaustauschkapazität in Prozent. Unter humiden Klimaverhältnissen spielt dabei das Natrium nur eine untergeordnete Rolle (Sättigung meist unter 1%), weil es schwach an die Austauscher gebunden ist und daher leicht ausgewaschen wird.

**Die Basensättigung gibt also an, wieviel Prozent der Kationenaustauschkapazität aus  $\text{Ca}^{++}$ -,  $\text{Mg}^{++}$ -,  $\text{K}^+$ - und  $\text{Na}^+$ - Ionen bestehen**, den Rest bilden  $\text{Al}^{+++}$ -,  $\text{Fe}^{+++}$ -,  $\text{Mn}^{+++}$ - und  $\text{H}^+$ -Ionen, Ammonium-Ionen spielen nur in Ausnahmefällen eine größere Rolle. Da  $\text{Ca}^{++}$ -,  $\text{Mg}^{++}$ -,  $\text{K}^+$ - und  $\text{Na}^+$ -Ionen als Basen,  $\text{Al}^{+++}$ -,  $\text{Fe}^{+++}$ -,  $\text{Mn}^{+++}$ - und  $\text{H}^+$ -Ionen als Säuren (Kationsäuren) bezeichnet werden können, gibt die Basensättigung das **Säure-Basen-Verhältnis am Austauscher wieder**. Entsprechend den Grundsätzen des Ionenaustausches entspricht die Basensättigung auch etwa dem durchschnittlichen Säure-Basen-Verhältnis der Bodenlösung, wobei hier große kurzfristige Schwankungen auftreten können. Die Basensättigung hat daher eine große Aussagekraft hinsichtlich der Basenversorgung eines Standortes. Die Aussagekraft der Basensättigung ist deutlich besser als die des Boden-pH-Wertes.

Eine Basensättigung von mehr als 75% kann als hoch, eine Basensättigung zwischen 25 und 75 % als mittel und eine solche von weniger als 25 % als gering bezeichnet werden. Dementsprechend können Böden mit einer Basensättigung von größer 75% hinsichtlich ihrer Basenversorgung als **eutroph** bezeichnet werden, Böden mit einer Basensättigung von 25 bis 75 % entsprechend als **mesotroph** und Böden mit einer Basensättigung unter 25% als **oligotroph**.

Grundsätzlich gilt, dass mit abnehmendem pH-Wert die  $\text{Ca}^{++}$ -,  $\text{Mg}^{++}$ -,  $\text{K}^+$ - und  $\text{Na}^+$ -Ionenanteile an der effektiven Kationenaustauschkapazität zurückgehen und die Anteile an  $\text{Al}^{+++}$ -,  $\text{Fe}^{+++}$ -,  $\text{Mn}^{+++}$ - und  $\text{H}^+$ -Ionen entsprechend ansteigen. **Die Basensättigung sinkt also mit abnehmendem pH-Wert**. Innerhalb eines Bodenprofils ist jedoch die Zusammensetzung des Kationenbelags unterschiedlicher Bodenhorizonte sehr verschieden.

Den prozentualen Anteil eines einzelnen Kations an der Austauschkapazität bezeichnet man als **Sättigung** dieses Kations, z.B. als Ca-Sättigung.

## 7. Wasserhaushalt von Böden

Das Bodenwasser stammt zum größten Teil aus den Niederschlägen. Jedoch sickert nicht der gesamte Jahresniederschlag in den Boden, da durch Interceptionsverdunstung und Oberflächenabfluss Verluste auftreten. In den Boden eindringendes Wasser wird entweder vom Boden festgehalten (**Haftwasser**) oder es sickert durch den Boden hindurch (**Sickerwasser**) und speist das Grundwasser. Das gesamte Bodenwasser teilt sich auf in

- **Haftwasser** wird gegen den Einfluss der Schwerkraft im Boden festgehalten (Adsorptionswasser, Kapillarwasser)
- **Sickerwasser** versickert infolge der Schwerkraft durch den Boden hindurch
- **Zuschusswasser** ist Bodenwasser, das zusätzlich zum Haftwasser im Boden vorhanden ist (Grundwasser, Stauwasser, Hangzuschusswasser).

**Haftwasser unterteilt sich in Adsorptionswasser und Kapillarwasser.**

#### **Adsorptionswasser**

Adsorptionswasser wird aufgrund der Dipoleigenschaften der Wassermoleküle durch die Kräfte der Adhäsion und Kohäsion an die Bodenteilchen gebunden. Die Bindung der Wasserdipole an die Teilchenoberfläche ist sehr fest, wird mit zunehmender Entfernung von der Teilchenoberfläche aber lockerer. Das Adsorptionswasser ist nicht pflanzenverfügbar und wird deshalb auch als **Totwasser** bezeichnet.

Da das Adsorptionswasser direkt an die Oberfläche der Bodenteilchen gebunden ist, ist seine Menge umso größer, je größer die Gesamtoberfläche aller Bodenteilchen ist. Das heißt, dass die Menge des adsorptiv im Boden gespeicherten Wassers mit abnehmender Korngröße wächst. **Tonböden enthalten daher große Mengen an Adsorptionswasser, Schluff- und Lehmböden weniger, Sandböden am wenigsten.**

#### **Kapillarwasser**

Kapillarwasser wird zwar ebenfalls durch die Dipoleigenschaften der Wassermoleküle und die darauf beruhenden Kräfte der Adhäsion und Kohäsion an die Bodenteilchen gebunden, jedoch ist der Abstand zur Teilchenoberfläche größer. Die Bindung der Wasserdipole an die Teilchenoberfläche ist daher geringer. Das Kapillarwasser ist deshalb pflanzenverfügbar (**pflanzenverfügbares Wasser**).

Die Grenze zwischen Adsorptions- und Kapillarwasser liegt dort, wo der Abstand der Wassermoleküle zur Teilchenoberfläche eine Saugspannung von 15 Atmosphären bedingt. Wasser, das dichter an der Teilchenoberfläche liegt, wird mit mehr als 15 Atmosphären im Boden festgehalten und ist nicht mehr pflanzenverfügbar. Weiter entfernt liegende Wassermoleküle sind mit Saugspannungen von weniger als 15 Atmosphären gebunden und daher pflanzenverfügbar.

Die Vorgänge des Wasserentzuges wurden vor allem bei Sonnenblumen und Waldkiefern erforscht. Bei diesen Pflanzenarten wurden Saugspannungen bis etwa 15 Atmosphären festgestellt. Das bedeutet, dass Wasser, das mit mehr als 15 Atmosphären im Boden festgehalten wird, nicht mehr pflanzenverfügbar ist.

Je höher der Wassergehalt eines Bodens ist, um so mehr überwiegt die kapillare Bindung gegenüber der adsorptiven Bindung und umgekehrt! Je weniger Wasser ein Boden enthält, desto schwerer ist es folglich dem Boden zu entziehen. Je mehr Wasser ein Boden enthält, desto leichter ist es pflanzenverfügbar.

### **Wasserverfügbarkeit und Porengröße**

Unter den **Bodenporen** versteht man die mit Luft und/oder Wasser gefüllten Bereiche zwischen den festen Bodenteilchen. Die Größe der Bodenporen steht in einem engen Zusammenhang mit der Bodenart, aber auch mit der Bodenorganismen-tätigkeit. Bioporen sind biogen, d. h., durch Organismen entstandene Bodenporen (z. B. Regenwurmgänge, Wurzelröhren).

Drei **Porengrößen** werden unterschieden:

**Feinporen** sind kleiner als  $0,2\mu$ . Tonböden besitzen einen besonders hohen Feinporenanteil.

**Mittelporen** haben einen Durchmesser zwischen  $0,2$  und  $10\mu$ . Den höchsten Mittelporenanteil haben schluffreiche Böden.

**Grobporen** haben einen Durchmesser von mehr als  $10\mu$ . Dabei wird gelegentlich zwischen engen Grobporen ( $10 - 50\mu$ ; langsam bewegliches Sickerwasser) und weiten Grobporen ( $> 50\mu$ ; schnell bewegliches Sickerwasser) unterschieden.

Die Durchmesser von **Feinporen** sind so gering, dass in ihnen nur **Adsorptionswasser** gespeichert werden kann. Im humiden Klimabereich sind Feinporen daher praktisch immer vollständig mit Wasser erfüllt, das nicht pflanzenverfügbar ist. Feinporen enthalten deshalb auch keine Bodenluft. Feinporenreiche Böden (**Tonböden**) sind deshalb durch eine schlechte Wasserverfügbarkeit und eine schlechte Bodendurchlüftung gekennzeichnet. Die Feinporen können von den Wurzeln höherer Pflanzen nicht durchwurzelt werden.

**Mittelporen** enthalten an den Wandungen (Oberflächen der Bodenteilchen) etwas Adsorptionswasser, mit zunehmendem Wassergehalt des Bodens aber mehr und mehr **Kapillarwasser**. Ist eine Mittelpore ganz mit Wasser erfüllt, enthält sie fast nur Kapillarwasser. Im Zustand der Sättigung bei Feldkapazität sind alle Mittelporen vollständig mit Wasser erfüllt, das zu praktisch 100% pflanzenverfügbar ist. Unterhalb dieser Sättigungsgrenze enthalten die Mittelporen umso mehr **Bodenluft** (mit Sauerstoff), je geringer der Wassergehalt des Bodens ist. **Schluffreiche Böden und Lehm Böden** sind deshalb durch eine gute bis sehr gute Wasserverfügbarkeit gekennzeichnet.

**Grobporen** enthalten an ihren Wandungen ebenfalls etwas Adsorptionswasser. Der Durchmesser der Grobporen ist jedoch so groß, dass diese außer Adsorptionswasser kein Haftwasser halten können. Befindet sich in einem Bodenausschnitt demnach kein Sickerwasser und kein Zuschusswasser, sind die Grobporen mit Ausnahme des Wasserfilms an der Porenwandung mit Luft erfüllt. Grobporen, die vor allem in **Sandböden** in großem Umfang vorkommen,

sind daher für die **Bodendurchlüftung** von großer Bedeutung. Eine Grobpore kann aber auch teilweise oder ganz mit **Sickerwasser** oder **Zuschusswasser** erfüllt sein, in diesem Zustand ist die Bodendurchlüftung schlecht.

**Die Wasserverfügbarkeit in Böden hängt damit entscheidend von der Porengröße ab. In Tonböden sind nur etwa 25% des im gesättigten Zustand bei Feldkapazität enthaltenen Wassers pflanzenverfügbar, in Sandböden etwa die Hälfte und in schluffreichen Böden bis zu zwei Dritteln!**

### **Oberflächenspannung und kapillarer Wasseranstieg**

Flüssigkeiten haben, wenn sie von Luft umgeben sind, das Bestreben, ihre Oberfläche zu verringern. Daher besitzen Wassertropfen etwa Kugelform. Unter der **Oberflächenspannung** (Grenzflächenspannung) versteht man die Arbeit, welche von den Teilchen einer Flüssigkeit (z. B. Wasserdipole) an der Grenzfläche zu einem Gas (z. B. Luft) verrichtet werden muss, um diese gekrümmte Oberfläche zu erzeugen. Ursache der vergleichsweise hohen Oberflächenspannung des Wassers sind die Kohäsionskräfte zwischen den Wasserdipolen.

Die Oberfläche einer Flüssigkeit verhält sich dabei ähnlich einer gespannten, elastischen Folie. Die Oberflächenspannung ist z. B. die Ursache dafür, dass einige Insekten über das Wasser laufen können.

**Kapillaren** sind feine, langgestreckte Hohlräume (von lat. capillus: das Haar). Wasser in Kapillaren hat infolge des geringen Durchmessers der Kapillaren eine sehr große Oberfläche (Grenzfläche zu den Wandungen der Kapillaren). Das Wasser, das in Kontakt mit den Wandungen der Kapillaren kommt, wird durch Kräfte der Adhäsion dort entgegen der Schwerkraft nach oben gezogen und bildet dabei eine konkave Oberfläche. Je enger die Kapillaren sind, desto höher kann das Wasser in diesen ansteigen.

**Das Kapillarwasser der Böden befindet sich in Mittelporen zwischen den Bodenteilchen.** Die Mittelporen bilden in Böden bei intakter Porenvernetzung zusammenhängende Röhrensysteme (**Bodenkapillaren**), in denen Bodenwasser, das nicht als Haftwasser gebunden ist (Sickerwasser, Zuschusswasser), nach oben steigt. Auch innerhalb des Porengrößenbereichs der Mittelporen kann sich Kapillarwasser von den weiteren zu den engeren Mittelporen hin bewegen.

Bei Böden in der Nähe des **Grundwasserspiegels** oder bei **stauwasserbeeinflussten** Böden kommt es durch den Aufstieg von Kapillarwasser aus dem Grundwasser bzw. Stauwasser zur Ausbildung eines **Kapillarsaumes** (Höhe des durch Kapillarkräfte aufsteigenden Wassers = Bereich zwischen der Grund- bzw. Stauwasseroberfläche und der Obergrenze des kapillaren Anstieges). Reicht der Wurzelraum eines Waldbestandes (z. B. im Auewald oder auf einem Gley) in den Kapillarsaum hinein, ruft die Wasseraufnahme durch die Wurzeln eine ständige Nachlieferung von Kapillarwasser hervor, solange der Grundwasserspiegel nicht sinkt. **Über den**

**Kapillarsaum steht das Grundwasser dem aufstockenden Waldbestand daher nahezu ständig (ganzjährig) zu Verfügung**, Ausnahme sind evtl. starke Trockenperioden oder ein sich langfristig absenkender Grundwasserspiegel. Bildet sich ein Kapillarsaum dagegen über einer Stauwasseroberfläche (z. B. auf einem Pseudogley), führt der Wasserverbrauch des Waldökosystems zum baldigen Verbrauch des Stauwassers und zum Verschwinden des Kapillarsaumes. **Stauwasser steht daher nur zeitweise zur Verfügung.**

Zum Aufstieg von Kapillarwasser kommt es in Böden auch aus dem **Sickerwasserbereich**, wenn nach Niederschlägen der Boden oberflächlich wieder austrocknet und Kapillarwasser aus der Sickerwasserfront aufsteigt. Aus der Sickerwasserfront kann sich das Kapillarwasser grundsätzlich nach allen Richtungen bewegen, also auch seitwärts oder nach unten, immer in Richtung enger werdender Mittelporen.

**Je enger die Kapillaren** sind, desto höher ist der kapillare Aufstieg des Wassers. Einen hohen kapillaren Aufstieg zeigen deshalb vor allem Schluff- und Tonböden (bis zu 3 m), weniger Sandböden (wenige cm bis dm), da die Poren in den Sandböden einen für eine kapillare Wasserbewegung zu großen Durchmesser haben. Kiese weisen keinen oder einen Kapillarsaum von nur wenigen Zentimetern auf. Auch verhindert ein Lufteintritt in die Grobporen von Sand- und Kiesböden einen weiteren kapillaren Wasseraufstieg. Die größte Menge an Kapillarwasser enthalten wegen ihres Mittelporenreichtums Schluff- und Lehm Böden. Bei schluffreichem Substrat kann ein Waldbestand demnach über den Kapillarsaum **Kontakt zum Grundwasser** haben, obwohl der Grundwasserspiegel 4 bis 5 m unter Flur liegt.

### **Feldkapazität, Permanenter Welkepunkt, Nutzbare Feldkapazität**

Als **Feldkapazität (FK)** bezeichnet man die Haftwassermenge, die ein Boden an seinem Standort maximal aufnehmen kann. Sie wird meistens in Volumenprozent in Bezug auf das gesamte Bodenvolumen bei Sättigung im Zustand der Feldkapazität angegeben.

Die Feldkapazität ist umso höher, je höher der Ton- und Humusgehalt eines Bodens ist. Tonböden haben daher die höchste (etwa 50%), Schluff- und Lehm Böden eine mittlere (etwa 35%) und Sandböden die geringste Feldkapazität (etwa 20%).

Die Feldkapazität sagt jedoch nichts aus über die den Pflanzen tatsächlich zur Verfügung stehende Wassermenge, weil in ihr sowohl das Adsorptionswasser als auch das Kapillarwasser enthalten ist.

### **Der permanente Welkepunkt (PWP)**

Eine Pflanze beginnt zu welken, wenn das durch Transpiration abgegebene Wasser nicht mehr ersetzt werden kann. Ist der Welkevorgang soweit fortgeschritten, dass nach erneuter Wasserzufuhr die Turgeszenz der Pflanze nicht wieder hergestellt werden kann, so stirbt die Pflanze ab.

Entnimmt die Vegetation dem Boden vor allem in den Frühjahrs- und Sommermonaten laufend Wasser, so nimmt der Anteil des pflanzenverfügbaren

Wassers immer mehr ab. Dabei werden die Bindungskräfte des Wassers an den Boden (Wasserspannung) immer stärker. In Trockenzeiten können die Bindungskräfte des Wassers den Wert von 15 Atmosphären erreichen, so dass die Pflanze dem Boden kein Wasser mehr entziehen kann. Ab diesem Zeitpunkt zeigt die Pflanze Welkesymptome, die, falls dem Boden kein Wasser zugeführt wird, für die Pflanze tödlich enden. Man bezeichnet daher den Wassergehalt des Bodens, bei dem die Bindungskräfte des Wassers an die Bodenteilchen so groß sind, dass die Pflanzen das Wasser dem Boden nicht mehr entziehen können und deshalb tödliche Welkesymptome zeigen, als **Permanenten Welkepunkt**.

Der Permanente Welkepunkt bezeichnet also die in Volumenprozent ausgedrückte maximale Menge an Wasser, die im Boden so stark festgehalten wird, dass sie nicht pflanzenverfügbar ist (maximaler Totwassergehalt; alle Feinporen sind mit Wasser gefüllt). Im Zustand des Permanenten Welkepunktes befindet sich also nur noch Wasser im Boden, das mit Saugspannungen von mehr als 15 Atmosphären festgehalten wird (Adsorptionswasser).

Der Wassergehalt eines Bodens beim Permanenten Welkepunkt ist im einzelnen sehr unterschiedlich; er hängt vor allem von der Größe der Poren ab. Je feiner die Bodenporen sind, desto stärker wird das Wasser im Boden festgehalten und umgekehrt. Das bedeutet, dass der Permanente Welkepunkt eines Bodens umso höher ist, je höher der Tongehalt des Bodens ist. Daher haben vor allem Tonböden einen hohen Permanenten Welkepunkt (bis knapp 40%), auf ihnen treten daher in Trockenperioden am ehesten Dürresymptome auf. Sand- und Schluffböden haben einen Permanenten Welkepunkt von etwa 10%.

### **Die nutzbare Feldkapazität (nFK)**

Die nutzbare Feldkapazität ist diejenige (Haft)Wassermenge, die der Boden maximal pflanzenverfügbar speichern kann. Die nutzbare Feldkapazität bezeichnet daher diejenige Haftwassermenge im Boden, die mit Spannungen von weniger als 15 Atmosphären im Boden festgehalten werden kann.

Die nutzbare Feldkapazität ergibt sich aus der Formel

$$\mathbf{nFK = FK - PWP.}$$

Definitionsgemäß bezeichnet die nutzbare Feldkapazität das Maximum an speicherbarem, pflanzenverfügbarem Wasser im Boden. Das bedeutet, dass in Wirklichkeit in einem bestimmten Boden meist nur ein Teil der nFK vorhanden ist und daher den Pflanzen tatsächlich zur Verfügung steht. Grund ist der laufende Entzug von pflanzenverfügbarem Wasser durch die Evapotranspiration. Neben der Vegetation beeinflusst in erster Linie das regionale Klima, aber auch die mikroklimatische Situation (Exposition bezüglich Sonnenstrahlung und Wind), die Jahreszeit und die momentane Witterung die tatsächliche pflanzenverfügbare Wassermenge im Boden.

Eventuell vorhandenes **Zuschusswasser** ist, obwohl pflanzenverfügbar, nicht in der nFK enthalten, da sich die Definition der nFK auf das Haftwasser beschränkt.

Ein Boden, der soviel Wasser beinhaltet, wie der nFK entspricht, befindet sich im **gesättigten Zustand**, sein Wassergehalt ist bezogen auf die nFK 100%. Enthält ein Boden Zuschusswasser, hat er einen Wassergehalt von über 100%. Da sich Wassermenge und Luftmenge im Boden gegenseitig beeinflussen und beide Faktoren entscheidende Bedeutung für das Pflanzenwachstum besitzen, liegt der optimale Bodenfeuchte-Bereich je nach Bodenart etwa zwischen 40 und 60 Prozent der nFK.

**Die nFK ist am größten in schluffigen Lehmböden (20 bis 25%), am niedrigsten in Sandböden (etwa 10%) und Tonböden (etwa 12%).** Der Grund für die geringe nFK von Tonböden liegt in deren hohem Totwassergehalt (PWP), der Grund für die geringe nFK von Sandböden in deren geringer Feldkapazität (FK). Obwohl Ton- und Sandböden eine ähnlich geringe nFK haben, ist die Bodenwasserdynamik beider Böden grundsätzlich verschieden!

Neben der Bodenart spielt der **Humusgehalt**, vor allem der Gehalt an Ton-Humus-Komplexen, eine bedeutende Rolle für die Höhe der nFK, weil Huminstoffe die Bildung **krümelartiger** Strukturen mit einem hohen Anteil an Mittelporen begünstigen.

Die nutzbare Feldkapazität ist eine zentrale Größe in der Wasserhaushaltsdynamik vor allem von Waldböden. **Je größer die nutzbare Feldkapazität ist, desto unabhängiger sind Wachstum und Stabilität der Vegetation von der aktuellen Witterung (Niederschlag, Trockenperiode).** Eine hohe nFK wirkt ausgleichend auf den Bodenwasserhaushalt. Wegen des hohen Wasserverbrauchs von Waldökosystemen ist dieser Tatbestand für Wälder wichtiger als für andere Vegetationsformen.

### **Der Bodenwasserhaushalt**

Als Wasserhaushalt bezeichnet man den durchschnittlichen Gehalt des Bodens an pflanzenverfügbarem Wasser während eines längeren Zeitraumes, beispielsweise während einer Umtriebszeit oder während des Lebens eines Waldbestandes. Jedoch gehen in den Begriff und die Schätzung des Wasserhaushaltes auch Extremsituationen mit ein (z. B. Häufigkeit, Stärke und Dauer von Trockenperioden), da sich diese sowohl auf das Wachstum als auch auf die Stabilität von Waldbeständen auswirken.

Der Wasserhaushalt lässt sich als **Input-Output-Modell** darstellen. Niederschläge und gegebenenfalls Zuschusswasser sind Inputfaktoren, der Wasserverbrauch stellt den Output dar. Die nutzbare Feldkapazität ist der Speicher, in dem sich die Wasserhaushaltsdynamik abspielt.

### **Schätzung des Wasserhaushaltes im Gelände**

Der Wasserhaushalt eines Bodens (Geländewasserhaushalt, Gesamtwasserhaushalt) lässt sich nicht messen, wenn man von sehr langen unrealistischen Messperioden absieht. Der Wasserhaushalt kann aber über ein Schätzverfahren ermittelt werden, dem z. B. ein Input-Output-Modell zugrunde liegt.

#### A. Schätzung der nutzbaren Feldkapazität

1. **Bodenart (Korngrößenzusammensetzung des Bodens)**
2. **Skelettgehalt**
3. **Lagerungsdichte**
4. **Humusgehalt**
5. **Gründigkeit (maximal 1m)**

Die nFK wird zunächst in Volumenprozenten eingeschätzt, wobei horizontweise vorgegangen wird. Für die Pflanze ist jedoch nicht dieser relative Wert entscheidend, sondern die absolute Menge an pflanzenverfügbarem Haftwasser, die der Boden speichern kann. Deshalb wird horizontweise eine Literzahl berechnet. Diese Literzahl bedeutet die nFK, bezogen auf ein Volumen, das sich aus  $1\text{m}^2$  Bodenfläche multipliziert mit der jeweiligen Horizontmächtigkeit ergibt. Die Ergebnisse der Berechnungen der nFKs der einzelnen Horizonte werden bis zu einer Tiefe von 1 m aufaddiert. Dadurch erhält man die nFK des gesamten Bodens.

Bei stauwasserbeeinflussten Böden (Pseudogley, Stagnogley) muss zusätzlich zur Bodengründigkeit die **physiologische Gründigkeit** berücksichtigt werden. Einem wegen Staunässe flachwurzelnden Fichtenbestand beispielsweise steht während sommerlicher Trockenperioden, wenn das Stauwasser verschwunden ist, nicht das gesamte, im Boden bis zu 1m Tiefe gespeicherte Kapillarwasser zur Verfügung, sondern lediglich der Anteil, der innerhalb des Wurzelraumes des Bestandes gespeichert wird. Auf physiologisch flachgründigen Böden ist die nFK im Hinblick auf flachwurzelnde Baumarten wie die Fichte daher gering.

**Die nFK gibt definitionsgemäß nur Aufschluss über die maximal mögliche Speicherung an pflanzenverfügbarem Wasser. Sie gibt jedoch keinerlei Information über die in einem Boden tatsächlich vorhandene pflanzenverfügbare Wassermenge.**

#### B. Jahresdurchschnittsniederschlag (Input)

Das Bodenwasser an einem bestimmten Geländepunkt stammt, vom Zuschusswasser abgesehen, ausschließlich aus den Niederschlägen, die an diesem Geländepunkt fallen. **Die Höhe des Jahresdurchschnittsniederschlages und die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge** entscheiden daher darüber, wie oft und bis zu welcher Höhe die nutzbare Feldkapazität während der Vegetationsperiode immer wieder aufgefüllt wird.

#### C. Wasserverbrauch (potenzielle Verdunstung; Output)

Der Wasserverbrauch eines Ökosystems setzt sich aus 3 Teilprozessen zusammen:

1. **Evaporation**
2. **Transpiration**
3. **Interceptionsverdunstung.**

Faktoren des Wasserverbrauches sind

1. **die geografische Breite**
2. **die Meereshöhe**
3. **die Geländelage hinsichtlich Sonneneinstrahlung und Wind.**

Bei gleicher nFK und bei gleichem Jahresdurchschnittsniederschlag verbessert sich der Wasserhaushalt des Bodens umso mehr, je höher die Meereshöhe ist und je weniger der Standort der Sonne und dem Wind ausgesetzt ist.

**Zwar hängt der Wasserverbrauch eines Waldökosystems auch von der Baumart ab.** Dieser Faktor wird bei der Geländeansprache aber außer Acht gelassen und stattdessen stillschweigend ein fiktiver Durchschnittswert über alle Baumarten hinweg angenommen. Denn Ziel der Ansprache des Bodenwasserhaushaltes ist es, Informationen über die Baumarteneignung zu bekommen. Erst dann, wenn die Wasserhaushaltsstufe bekannt ist, kann kalkuliert werden, für welche Baumarten das Wasserangebot reicht und für welche gegebenenfalls nicht.

#### **D. Zuschusswasser (Grundwasser, Stauwasser, Hangzuschusswasser)**

Bei wasserdurchlässigem Ausgangsgestein und Boden kann der Boden pflanzenverfügbares Wasser nur bis zur Höhe der nutzbaren Feldkapazität speichern. Bei einer **Hemmung der Versickerung** im oder unterhalb des Bodens können im Boden zeitweise oder ganzjährig Wassermengen vorhanden sein, die über der nFK liegen, da es zu einem Wasserrückstau oder einem seitlichen Wasserzufluss im Boden kommt: **Zuschusswasser**.

Da derartige Böden vor allem im Winterhalbjahr und in niederschlagsreichen Perioden Wassermengen oberhalb der nFK besitzen, haben sie eine eigene Charakteristik. Diese muss möglichst exakt beschrieben werden und in der Bezeichnung der Wasserhaushaltsstufe zum Ausdruck kommen (z. B. staunass, wechselfeucht, wechselfrocken).

**Der Wasserhaushalt dieser Böden unterliegt meist einer ausgeprägten zeitlichen Dynamik**, die vom Verhältnis zwischen Wasserverbrauch und Wassernachlieferung gesteuert wird. Durch Zuschusswasser geprägte Böden weisen außerhalb der Vegetationsperiode, bedingt durch den geringen Wasserverbrauch des Waldökosystems, meist deutlich höhere Wassergehalte auf, die oft weit über der Sättigung liegen. Diese Situation führt zu Sauerstoffmangel im Wurzelraum mit der Folge einer Beeinträchtigung des Wurzelwachstums bei den meisten Baumarten. Während der Vegetationsperiode sind Trockenzeiten mit Wassermangel häufig (z. B. beim Pseudogley). Zusätzlich wird die Schwankung des Bodenwassergehaltes von mehrjährigen Schwankungen überlagert. Diese Schwankungen sind durch den unterschiedlichen Witterungsverlauf der einzelnen Jahre bedingt, so dass sich die Schwankung jedes Jahr auf einem anderen Niveau abspielt.

### Grundwasser und Stauwasser

Grundwasser ist normalerweise ganzjährig verfügbar, Stauwasser in der Regel nur periodisch (siehe oben), flachsitzende Staunässe (hoch anstehender  $S_d$ -Horizont (Staukörper)) verschärft die Trockenphase.

Im Gegensatz zu Stauwasser enthält Grundwasser etwas mehr an (physikalisch) **gelöstem Sauerstoff**, der in geringem Umfang den Wurzeln als Sauerstoffquelle für die Atmung dienen kann. Der Grund dafür liegt darin, dass sich Grundwasser mehr bewegt als Stauwasser. Stagnierendes Stauwasser in flachmuldigen Geländelagen ist besonders sauerstoffarm.

Grundwasser ist häufig **nährstoffreicher (basenreicher)** als Stauwasser, da Stauwasser in stärker versauerten Bodenbereichen entsteht, Grundwasser dagegen in tieferen Gesteinsschichten gebildet wird und deshalb in Kontakt mit unverwittertem, gelegentlich auch karbonathaltigem Gestein kommt.

### Hangzugwasser

Hangzugwasser ist Wasser, das sich an Hängen **im Boden** seitlich hangabwärts bewegt, weil der Unterboden oder das anstehende Ausgangsgestein weniger wasserdurchlässig sind als der Oberboden. Hangzugwasser kann am Mittel- und Unterhang zu einer Vermehrung des Wasserangebotes führen (**Hangzuschusswasser**), bei zu hohem Angebot aber andererseits die Bodendurchlüftung beeinträchtigen.

Hangzugwasser beinhaltet häufig, je nach Herkunft, auch Nährstoffe (Basen, Nitrat) und bringt daher eine Nährstoffverbesserung am Mittel- bis Unterhang mit sich.

### Die Wasserhaushaltsstufen

Um die Menge des im Boden vorhandenen pflanzenverfügbaren Wassers und seine raumzeitliche Dynamik quantitativ beschreiben zu können, werden **Wasserhaushaltsstufen** definiert. Da es nicht möglich ist, die Menge an im Boden vorhandenem pflanzenverfügbarem Wasser großer Flächen einschließlich ihrer Dynamik über Jahrzehnte hinweg mit vertretbarem Aufwand quantitativ exakt zu erfassen, werden Wasserhaushaltsstufen meist beschreibend definiert.

#### Definition der Wasserhaushaltsstufen

**Sehr trocken:** Das ganze Jahr über herrscht Wassermangel, weil der Boden entweder sehr flachgründig ist oder das Substrat eine sehr geringe nFK besitzt (Sand, Kies, Skelett). Geringe Niederschläge oder Süd-Exposition verschärfen die Situation. Alle Baumarten zeigen eine sehr geringe Wuchsleistung, eine stabile Dauerbestockung aus natürlich vorkommenden Baumarten ist dennoch möglich, gelegentlich löst sich der Wald in einzelne Bäume oder Büsche auf, z. B. in Gebieten, in denen Steppenheidewälder vorkommen (z. B. Schwäbische Alb).

**Trocken:** In der Vegetationsperiode herrscht fast immer länger andauernder Wassermangel. Alle Baumarten zeigen eine geringe Wachstumsleistung, nur trockenresistente Baumarten können einen geschlossenen Waldbestand bilden.

**Mäßig trocken:** In der Vegetationsperiode kommt Wassermangel häufig vor. Die meisten Baumarten zeigen eine nur mäßige Wachstumsleistung, auch die Fichte, die hier außerdem durch Trockenheit gefährdet ist.

**Mäßig frisch:** Wassermangel tritt nur in Trockenperioden auf, die aber nicht jedes Jahr auftreten. Die Fichte zeigt hier ordentliche Wachstumsleistung, auf Standorten mit mindestens mesotropher Basenversorgung auch die Buche.

**Frisch:** Wassermangel ist sehr selten, Wassermangel tritt nur noch in ausgeprägten Trockenperioden auf, weil der Boden entweder tiefgründig ist oder das Substrat eine hohe nFK besitzt (Schluff, Lehm, Skelettarmut). Hohe Niederschläge oder Hangfußlagen (Hangzuschusswasser) verbessern die Situation. Der Boden hat einen ausreichenden Anteil an Grobporen, so dass auch bei Wassersättigung kein Luftmangel im Boden während der Vegetationszeit auftritt.

**Sehr frisch:** Für die Baumvegetation steht immer ausreichend Wasser zur Verfügung, auch in Trockenperioden. In längeren Niederschlagsperioden kann es in tieferen Bodenhorizonten kurzzeitig zu Luftmangel im Boden kommen, Pseudogleyflecken können in mehr als 60 cm Bodentiefe auftreten, vor allem bei lehmig-tonigem Unterboden.

**Grundfrisch:** Grundwasser steht in größerer Tiefe an, so dass der Kapillarsaum nur gelegentlich in den Boden hinein reicht. Das Sturmwurfrisiko ist relativ gering.

**Feucht:** Häufig, z. B. im Frühjahr, herrscht Wasserüberschuss im Boden, z. B. nach der Schneeschmelze, bei sehr ergiebigen Niederschlägen oder bei zeitweise hoch anstehendem Grundwasser. Sauerstoff ist teils in Wasser gelöst verfügbar, es besteht trotzdem Sauerstoffmangel im Boden. Nicht angepasste Baumarten sind sturmwurfgefährdet.

**Hangfeucht:** Häufig, z. B. im Frühjahr, herrscht Wasserüberschuss im Boden, infolge Hangzuschusswassers. Sauerstoff ist wegen der Wasserbewegung in Wasser gelöst verfügbar.

**Grundfeucht:** Über den Kapillarsaum des Grundwassers besteht eine ständige Wassernachlieferung, auch in Trockenperioden.

**Nass:** Ganzjähriger Wasserüberschuss im Boden, auch im Bereich der Grobporen. Grundwasser steht nur wenige Dezimeter unter der

Bodenoberfläche an, deshalb herrscht starker Sauerstoffmangel. Für nicht angepasste Baumarten besteht extremes Sturmwurfisiko.

**Staunass:** Fast ganzjähriger Wasserüberschuss durch Wasserstau, auch im Bereich der Grobporen.

**Wechselfeucht:** Durch Stauwasser oder Haftnässe (bei hohem Mittelporenanteil im Zustand der Feldkapazität) bedingter jahreszeitlicher Wechsel zwischen Wasserüberschuss und Wassermangel, die Phase des Wasserüberschusses, v. a. außerhalb der Vegetationsperiode, überwiegt. Starker Sauerstoffmangel zu Beginn der Vegetationsperiode, häufig Wasserstress während der Vegetationsperiode. Ausgeprägtes Sturmwurfisiko bei flachwurzelnenden Baumarten.

**Mäßig wechselfeucht:** Wie wechselfeucht, Stauwasser steht aber nie höher als 30 cm unter Bodenoberfläche an. Ursache ist meist eine nur mäßige Hemmung der Wasserversickerung. Sauerstoffmangel und Sturmwurfisiko sind gegenüber wechselfeucht abgeschwächt.

**Wechsel trocken:** Durch Stauwasser bedingter jahreszeitlicher Wechsel zwischen Wasserüberschuss und Sauerstoffmangel (im Winter und bei ergiebigen Sommerregen), der  $S_d$ -Horizont (Staukörper) sitzt in geringer Bodentiefe. Die Phase des Wassermangels überwiegt wegen der flachsitzenden Staunässe (geringmächtiger  $S_w$ -Horizont (Stauwasserleiter)). Sehr starker Wasserstress und sehr hohes Windwurfisiko für nicht angepasste Baumarten. Wechsel trockene Standorte kommen vor allem auf tonigem Substrat oder bei zweischichtigem Profilaufbau mit wasserstauendem Untergrund in konvexer Geländelage oder Süd-Exposition und bei Niederschlagsdefizit vor.

**Mäßig wechsel trocken:** Wie wechsel trocken,  $S_d$ -Horizont (Staukörper) sitzt aber etwas tiefer, was einen etwas mächtigeren  $S_w$ -Horizont (Stauwasserleiter) mit sich bringt. Der Phasenwechsel ist gegenüber wechsel trocken entschärft. Starker Wasserstress und hohes Sturmwurfisiko für nicht angepasste Baumarten.

Die aufgeführten Definitionen der Wasserhaushaltsstufen sind **relativ**. In **verschiedenen Klimaregionen (Wuchsgebieten, Wuchsbezirken) haben sie daher etwas unterschiedliche Bedeutung**. Die Bundesländer haben im einzelnen davon abweichende Definitionen geschaffen, die den örtlichen Verhältnissen besser gerecht werden. Vor einer Interpretation der in einer Standortkarte angegebenen Wasserhaushaltsstufe empfiehlt es sich daher, sich mit dem **Verfahren der Standortkartierung** des betreffenden Bundeslandes auseinanderzusetzen.

## 8. Bodenbiologie

### (Bodenorganismen, bodenbiologische Aktivität, Humus, Waldhumusformen)

Die Gesamtheit der im Boden lebenden pflanzlichen und tierischen Organismen (Bodenorganismen) wird als Edaphon bezeichnet.

Beispielhaft werden hier einige wichtige Vertreter der Bodenorganismen aufgezählt:

#### **Pflanzliche Bodenorganismen (Bodenflora)**

- Bakterien
- Strahlenpilze
- Pilze
- Algen
- Flechten

#### **Tierische Bodenorganismen (Bodenfauna)**

##### **Tierische Mikroorganismen**

- Amöben
- Geißeltierchen
- Wurzelfüßer
- Wimpertierchen

##### **Kleintiere**

- Rädertiere
- Fadenwürmer
- Milben
- Springschwänze

##### **Größere Kleintiere**

- Borstenwürmer
- Schnecken
- Spinnen
- Asseln
- Vierfüßer
- Käfer und Larven
- Zweiflüglerlarven
- übrige Insekten
- Regenwürmer

##### **Große Bodentiere**

- Wühlmäuse
- Maulwürfe
- Hamster
- Ziesel

Die Bodenorganismen werden mengenmäßig (Biomasse) eindeutig von den pflanzlichen Bodenorganismen dominiert. Zahlenmäßig und bezüglich der Formenvielfalt spielen **Bakterien** die Hauptrolle.

#### **Beispielhafte Aktivitäten einiger Organismengruppen:**

**Bakterien** (z. B. Knöllchenbakterien, Nitritbakterien, Nitratbakterien) spielen z. B. bei der N-Fixierung und bei der N-Mineralisierung eine zentrale Rolle, außerdem sind sie am Zelluloseabbau beteiligt.

**Pilze** sind ebenfalls wichtig bei den Abbauprozessen im Boden, teilweise können sie bei geringeren pH-Werten die Bakterien bei der N-Mineralisierung ersetzen. Sie beteiligen sich am Zelluloseabbau, können Antibiotika ausscheiden (z. B. Penicillium --> Penicillin). Pilze können auch parasitisch im Boden leben.

**Algen und Flechten** können CO<sub>2</sub> assimilieren und spielen daher für die Erstbesiedelung von Rohböden eine wichtige Rolle. Sie sind demnach die ersten Produzenten organischer Substanz auf diesen Böden und bilden eine Lebensgrundlage für weitere Bodenorganismen. Sie fördern durch Säureproduktion die chemische Verwitterung.

**Ringelwürmer** (u. a. Regenwürmer) können in großer Menge im Boden vorkommen (die Biomasse aller in einem Boden lebenden Regenwürmer kann dem Gewicht der Rinder gleichkommen, die die entsprechende Fläche beweidet!). Regenwürmer lockern den Boden auf durch Schaffung von Gängen (Badischer Regenwurm!), sie produzieren Ton-Humus-Komplexe und sind für die Einmischung von Humus in den Mineralboden (**Bioturbation**) verantwortlich.

**Gliederfüßler** (Spinnen incl. Milben), Krebse (Asseln, Tausendfüßler), Insekten (Springschwänze, Käfer und deren Larven, Ameisen) sind teilweise auch an der Bildung von Ton-Humus-Komplexen beteiligt, außerdem zerkleinern sie Vegetationsrückstände und beschleunigen so die Mineralisierung.

**Schnecken** beteiligen sich z. B. am Energieumsatz von Waldökosystemen, indem sie sich je nach Witterung zwischen 1 m Bodentiefe und den Gipfeln von Buchen hin- und herbewegen.

**Wirbeltiere** (Maulwürfe, Mäuse) lockern durch ihre grabende Tätigkeit den Boden auf.

## Lebensbedingungen der Bodenorganismen

### pH-Wert des Bodens

**Bakterien** entfalten ihre größte Aktivität im neutralen bis schwachsauren Bereich, Böden mit entsprechenden pH-Werten weisen daher eine hohe Bakterien-Populationsdichte auf.

**Knöllchenbakterien** haben einen optimalen pH-Bereich zwischen 4,0 und 7,0

**Nitratbakterien** zeigen zunehmende Aktivität mit steigendem pH-Wert des Bodens, deshalb ist auch die Nitrifikation pH-Wert-abhängig.

**Pilze** sind gegenüber geringem pH-Wert ziemlich unempfindlich. Sie treten deshalb im Laufe der Bodenversauerung an die Stelle der Bakterien und können einen Beitrag zur Nitrifikation leisten.

Die meisten **Regenwurmart** bevorzugen höhere pH-Werte bis etwa 7, bestimmte Regenwurmart besiedeln jedoch auch stark versauerte Böden.

Eine Abnahme des pH-Wertes vom neutralen in den sauren Bereich hinein bedeutet insgesamt eine Abnahme der **bodenbiologischen Aktivität**.

### **Wasserhaushalt des Bodens**

Eine mittlere Wasserversorgung ist für die Bodenorganismen am günstigsten zu beurteilen, da Wasserhaushalt und Sauerstoffversorgung gleichermaßen günstig sind.

Optimal ist für viele Bodenorganismen ein Wassergehalt von 50 - 80 % der nFK, bei höheren Werten tritt häufig Sauerstoffmangel auf, der sich in einer geringeren Zersetzungsleistung zeigt.

Einerseits nimmt die Aktivität **nitrifizierender Bakterien** mit zunehmender Trockenheit ab, andererseits benötigen nitrifizierende Bakterien aber auch genügend Sauerstoff, bei Sauerstoffmangel (Stauanässe) können Bakterien die **Denitrifizierung** bewirken.

**Regenwürmer** benötigen einen mittleren Feuchtigkeitsgehalt des Bodens. Auf ein Austrocknen des Bodens reagieren sie durch Eindringen in größere Bodentiefe, andererseits verlassen sie bei regnerischem Wetter und hoher Luftfeuchtigkeit den Boden. Diese Aktivitäten sind für die Aufrechterhaltung einer gewissen Lockerkeit des Bodens von großer Bedeutung.

Auf trockenen Standorten beobachtet man häufig eine auf Wassermangel zurückzuführende **Abbauhemmung** bezüglich der organischen Substanz, auch bei sonst guten Abbaubedingungen (z. B. Rendzinamoder).

### **Bodendurchlüftung**

Die meisten Bodenorganismen leben **obligatorisch aerob**, sind also an das Vorhandensein von Luftsauerstoff gebunden. Nur wenige Bodentiere (fakultativ anaerobe Organismen) können auch den in Wasser gelösten Sauerstoff aufnehmen.

Andererseits können viele Bodentiere **Nassphasen** (z. B. Überschwemmungen) bis zur Dauer von Wochen und Monaten überdauern. Manche Regenwürmer können bis zu mehreren Wochen in überfluteten Böden leben und während dieser Zeit den benötigten Sauerstoff dem Wasser entziehen.

Empfindlich gegen Sauerstoffmangel sind v. a. solche Bodenorganismen, die in den **obersten Bodenbereichen** leben. In vielen Böden kommen 70 - 99 % aller Bodentiere in den obersten 5 cm des Bodens vor, einer der Gründe hierfür ist die Sauerstoffversorgung. Im Sommer, wenn der Boden wegen Austrocknung auch in größerer Tiefe noch gut sauerstoffversorgt ist, wandern viele Bodentiere in tiefere Bodenhorizonte.

In stark **durchnässten Böden** übernehmen Bakterien den Zelluloseabbau, in trockeneren Böden überwiegend Pilze.

In **staunassen Böden** mit wechselndem Sauerstoffgehalt leben besonders solche Bodenorganismen, die sowohl Luftsauerstoff veratmen können als auch zu einem anaeroben Stoffwechsel befähigt sind (z. B. Denitrifikanten, Methanbakterien).

Auch die Aktivität der Knöllchenbakterien ist von der Bodendurchlüftung abhängig.

Eine schlechte Bodendurchlüftung führt zu einem Anstieg des **CO<sub>2</sub>-Partialdruckes** im Boden. Dieser kann manche Bodenorganismen vergiften. CO<sub>2</sub>-tolerante Bodenorganismen leben daher in tieferen Bodenbereichen als weniger CO<sub>2</sub>-tolerante Arten.

### **Bodentemperatur**

Minimalwerte, Maximalwerte und **Optimalwerte** der Bodentemperatur sind für die einzelnen Bodenorganismen sehr unterschiedlich.

Optimal für viele **Regenwürmer** ist der Temperaturbereich zwischen + 2°C und + 10°C, ab 0°C und darunter beobachtet man ein verstärktes Absterben der Regenwürmer.

Viele Erstbesiedler von **Rohböden** sind sehr tolerant gegenüber starken Temperaturschwankungen.

Die meisten Bodenorganismen haben Temperaturoptimalwerte zwischen + 10°C und + 35° C, Werte also, die in unseren Böden sehr häufig unterschritten werden. Allgemein lässt sich daher sagen, dass für den gemäßigt humiden Klimabereich die **Bodentemperatur oft ein limitierender Faktor für die bodenbiologische Aktivität** ist.

Mit steigender Bodentemperatur steigt daher die **bodenbiologische Aktivität**, unter der Voraussetzung, dass der Bodenwassergehalt nicht unter eine kritische Grenze sinkt. Waldbaulich lässt sich die Temperatur im Waldboden über Pflegemaßnahmen steuern, damit lässt sich auf diesem Weg auch die Humusform beeinflussen.

### **Nahrungsangebot**

Wesentliches Qualitätsmerkmal der Nahrung der Bodenorganismen ist das C/N-Verhältnis der Vegetationsrückstände.

**Regenwürmer** beispielsweise bevorzugen Vegetationsrückstände mit engem C/N-Verhältnis (Brennnessel, Holunder), Blätter der Nadelbäume sowie von Eiche und Buche werden weitgehend gemieden. Unter Nadelwald werden daher deutlich weniger Regenwürmer beobachtet als unter Laubwald.

Grundsätzlich steigt die bodenbiologische Aktivität mit abnehmendem C/N-Verhältnis der Vegetationsrückstände.

## Bedeutung der Bodenorganismen für den Boden

### Mineralisierung

Unter der Mineralisierung versteht man die mikrobielle Zerlegung der organischen Substanz in Mineralstoffe, CO<sub>2</sub>, Wasser und Energie.

### Humifizierung

Unter der Humifizierung versteht man die Umwandlung der organischen Substanz in Huminstoffe.

### Bildung von Ton-Humus-Komplexen

Ton-Humus-Komplexe sind Verbindungen zwischen Huminsäuren und Tonmineralen, z. T. auch nur Verkittung durch Schleim. Eiweiße beispielsweise können direkt an Tonminerale adsorbiert werden und sind in diesem Zustand nur sehr langsam abbaubar.

Besonders günstige Bedingungen für die Entstehung von Ton-Humus-Komplexen sind bei der Passage von organischen und anorganischen Substanzen durch den Verdauungskanal von Bodentieren (v. a. Regenwürmer, aber auch Asseln, Tausendfüßer, Ringelwürmer u.a.) gegeben.

### CO<sub>2</sub>-Bildung

CO<sub>2</sub> entsteht im Zuge der Mineralisierung als Endprodukt der aeroben Atmung (Bodenatmung). Der CO<sub>2</sub>-Gehalt der Bodenluft ist im Boden sehr viel höher als in der freien Atmosphäre, in gut durchlüfteten Böden z. B. 0,2 - 0,7 % (Atmosphäre aktuell 0,037 %).

Da die autotrophen Pflanzen CO<sub>2</sub> zur Fotosynthese benötigen, spielt die Bodenatmung eine Rolle als CO<sub>2</sub>-Lieferant.

### Gefügebildung

Bei einer hohen bodenbiologischen Aktivität entstehen vermehrt biogene Aggregate (z. B. **Bodenkrümel**). Die sich auf die Wasser- und Nährstoffversorgung sowie auf die Bodendurchlüftung sehr günstig auswirken (siehe unter Bodengefüge).

Unter dem Einfluss von Bodenorganismen erhöht sich die Stabilität von Bodenaggregaten. Regenwurmkot enthält z. B. Kalzium-Humat (ein Kalzium-Salz einer Huminsäure), das beim Abbau organischer Substanz im Darm des Regenwurmes bei gleichzeitiger Aktivität von Ca-Drüsen gebildet wird. Bakterien überziehen Hohlraumoberflächen im inneren von Krümeln, ebenso Pilzhyphen und Haarwurzeln. Daher besteht ein enger Zusammenhang zwischen der bodenbiologischen Aktivität und der **Gefügestabilität**.

### Profilbildung

Bodenorganismen wirken profilbildend.

Durch Vermischung mineralischer und organischer Substanz entsteht der **A<sub>n</sub>-Horizont**. Je besser die Durchlüftung des Oberbodens ist und je günstiger die anderen Umweltbedingungen für die Bodenorganismen sind, desto mächtiger und humusreicher ist der A<sub>n</sub>-Horizont.

Bei unvollständigem Abbau organischer Substanz infolge geringer bodenbiologischer Aktivität (z. B. Rohhumus) können niedrigmolekulare organische Säuren (**Fulvosäuren**) entstehen, die zur **Podsolierung** führen können.

### **Bodendurchlüftung**

Vor allem wühlende Bodenorganismen wie Regenwürmer, Tausendfüßer, Asseln, Ameisen, Fliegen- und Käferlarven erhöhen das Porenvolumen und tragen zur Entstehung luftgefüllter Bodenhohlräume bei. Bei nachlassender bodenbiologischer Aktivität kann daher die Lagerungsdichte des Bodens steigen.

### **Beeinflussung der Humusform**

Bodenorganismen sind für die Humusform verantwortlich. Je größer die bodenbiologische Aktivität, desto besser ist die Humusform.

### **Die organische Substanz des Bodens (Humus)**

Die organische Substanz des Bodens umfasst alle in und auf dem Boden vorhandenen, abgestorbenen pflanzlichen und tierischen Stoffe und deren organische Umwandlungsprodukte. Ob und wie stark die organische Substanz der Vegetationsrückstände von den Bodenorganismen zu Humusstoffen umgebaut worden ist, spielt für diese allgemeine Definition des Humus keine Rolle.

Huminstoffe sind **Zwischenprodukte auf dem Weg der Mineralisierung** (z. B. Aminosäuren, Phenole), die im Boden miteinander reagieren (biologische und abiologische Prozesse), wobei als Makromoleküle Huminstoffe entstehen. Auch Stoffwechselprodukte von Bodenorganismen sind am Aufbau der Huminstoffe beteiligt (z.B. Farbstoffe, Eiweiße).

Huminstoffe sind meist **dunkel gefärbt, mikrobiell ziemlich resistent** und **reichern sich daher im Oberboden** ( $A_H$ -Horizont) an, die Teilchengröße liegt unter 0,002 mm (ähnlich Tonfraktion).

### **Entstehung von Huminstoffen**

1. **chemische Reaktionen** im abgestorbenen Gewebe, dadurch Zerlegung komplexer organischer Verbindungen (äußert sich z. B. in der herbstlichen Verfärbung der Blätter).

2. **mechanische Zerkleinerung** durch Bodentiere. Im Zuge der Nahrungsaufnahme Vermischung organischer mit anorganischer Substanz. Bei der mechanischen Zerkleinerung erfolgt gleichzeitig eine Einarbeitung der organischen Substanz in den Boden (v.a. durch Regenwürmer und Gliederfüßer). Im Darm dieser Bodentiere entstehen bereits erste Huminstoffe.

3. **mikrobieller Abbau** der durch 1. und 2. vorbereiteten Vegetationsrückstände. Durch den Abbau von Zellulose und Lignin geht die Gewebestruktur verloren.

Dieser mikrobielle Abbau beinhaltet energiefreisetzende Reaktionen, die damit den Aufbau der hochmolekularen Huminstoffe ermöglichen. Dabei entstehen Stoffwechselprodukte, die direkt als Huminstoffe bezeichnet werden können. Andererseits führt dieser mikrobielle Abbau auch zur Freisetzung von  $\text{CO}_2$ , von  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{NO}_3^-$  und Mineralstoffen; das bedeutet, dass Humifizierung und Mineralisierung eng aneinander gekoppelt sind.

Das Verhältnis von Humifizierung und Mineralisierung verschiebt sich dabei immer mehr zur Mineralisierung, je günstiger die Lebensbedingungen der Bodenorganismen sich gestalten.

## **Arten und Eigenschaften von Huminstoffen**

### **1. Huminsäuren**

Hochmolekular, schwacher Säurecharakter, stickstoffreich, hohe Austauschkapazität, bilden Humate (Salze), typisch für Böden mit hoher Bodenbiologischer Aktivität um pH 7,0 (Schwarzerde, Rendzina).

### **2. Fulvosäuren**

Niedrigmolekular, starker Säurecharakter, relativ stickstoffarm, relativ geringes Sorptionsvermögen, wirken lösend auf Eisenverbindungen, mobil, typisch für stark saure Böden (Podsol).

Neben ihrer Austauschkapazität besitzen Huminstoffe die Eigenschaft, viel Wasser pflanzenverfügbar speichern zu können.

Huminstoffe sind widerstandsfähig gegen mikrobiellen Abbau (können bis zu mehreren 100 (1.000) Jahren alt werden) und reichern sich deshalb in den Böden an.

Diese mikrobielle Resistenz wird durch den Einbau in Ton-Humus-Komplexe noch vergrößert.

Trotz ihrer mikrobiellen Resistenz können die Huminstoffe jedoch abgebaut werden, und zwar bei Verbesserung der Bodenbiologischen Aktivität (z. B. nach Durchforstung, Kahlschlag, Kalkung, Bodenbearbeitung). Dabei wird im Zuge eines Humusabbaues pflanzenverfügbarer Stickstoff (v. a. in Form von Nitrat) freigesetzt.

## **Humusgehalt**

Der Humusgehalt eines Bodens entspricht einem Gleichgewichtszustand zwischen Anfall und Abbau organischer Substanz. Dieser Gleichgewichtszustand hängt von der Bodenbiologischen Aktivität und damit von den Bodeneigenschaften ab.

Unter vergleichbaren Bedingungen haben Waldböden einen höheren Humusgehalt als landwirtschaftlich genutzte Böden, vor allem als Ackerböden, da auf diesen das Bodenleben durch Bearbeitung und Düngung (z. B. Kalkung) sowie erhöhte Bodentemperatur im Sommer ständig angeregt wird.

Der Humusgehalt im  $A_H$ -Horizont mitteleuropäischer Waldböden schwankt zwischen 1 und 10 %, der B-Horizont enthält normalerweise nur geringe Humusgehalte.

### Humusformen

Unter der Humusform versteht man die Art und Weise der Gliederung des Humus-Horizontes (Auflagehumus)

### O-Horizont

Bei der Gliederung des O-Horizontes können sich 3 Horizonte ergeben:

**L:** von englisch "Litter" = Streu: äußerlich nur wenig veränderter, unzersetzter Bestandesabfall.

**$O_f$ :** f von schwedisch "förmulting" = ‚Vermoderung‘: Pflanzenreste sind von Bodentieren zerbissen (Nage- und Fraßspuren), Gewebeteile, z. B. Blattadern, aber noch erkennbar. Im  $O_F$ -Horizont sind die Vegetationsrückstände vorwiegend mechanisch zersetzt, aber auch chemisch bereits etwas angegriffen durch Pilze (Pilzhyphen, Modergeruch). Häufig plattige Struktur.

**$O_h$ :** h von "Humusstoff-Horizont", dunkelbraun bis schwarz, je nach Feuchtezustand pulverig bis schmierig. Besteht aus Huminstoffen, makroskopisch sind keine Gewebeteile mehr sichtbar.

Je nach Vorkommen dieser einzelnen Auflagehorizonte sind 3 Humusformen denkbar:

#### 1. Mull: L- ( $O_f$ )

Eine Humusaufgabe fehlt häufig völlig bzw. verschwindet spätestens innerhalb eines Jahres wieder, also bis zum Abfall des nächsten Streujahrganges. Infolge der hohen Aktivität von Bodenwühlern finden Mineralisierung und Humifizierung fast vollständig im  $A_H$ -Horizont statt.

Unterformen: L-Mull, F-Mull.

#### 2. Moder: L - $O_f$ - $O_h$

Unvollständige Zersetzung und unvollständige Einmischung der organischen Substanz in den Mineralboden infolge gehemmter bodenbiologischer Aktivität. Bodenwühler treten gegenüber Mull sehr stark zurück, daher keine Einarbeitung des organischen Materials, die Streuzersetzung findet daher fast ausschließlich im O-Horizont statt. Der  $O_H$ -Horizont ist noch mehr oder weniger locker.

#### 3. Rohhumus: L - $O_f$ - $O_h$

Noch unvollständigere Zersetzung als beim Moder. Keinerlei Einarbeitung des organischen Materials in den Mineralboden, daher geht der  $O_h$ -Horizont mit sehr scharfer Grenze in den  $A_H$ -Horizont über.  $O_h$  ist plattig und brechbar. Die Streuzersetzung findet also ausschließlich im O-Horizont statt. Der Abbau erfolgt vorwiegend durch Pilze, Bakterien fehlen fast vollständig.

Die Geschwindigkeit, mit der die Vegetationsrückstände eines Waldökosystems mineralisiert und humifiziert werden, hängt von der Zusammensetzung von Bodenfauna und Bodenmikroflora ab. Die sich bildende Humusform ist damit das Ergebnis der Tätigkeit komplexer Vergesellschaftungen von tierischen und pflanzlichen Streuzersetzern. Dabei fällt der Meso- und Makrofauna hauptsächlich die Aufgabe der Zerkleinerung und der Einarbeitung der Streu in den Mineralboden (**Bioturbation**) zu, während der chemische Streuaufschluss vor allem von Bakterien, Pilzen und Actinomyceten übernommen wird.

Besonders effizient sind Regenwürmer, die durch eine intensive Vermischung der Vegetationsrückstände mit dem Mineralboden dafür sorgen, dass die bei der Mineralisierung entstehenden Ionen wieder an den Ort der Ionenaufnahme, nämlich zurück in den Wurzelraum, gelangen. Eine intensive Bioturbation schafft daher die räumliche Voraussetzung für die Schließung des Ionenkreislaufs, für die räumliche Kopplung also von Ionenaufnahme und Mineralisierung. Bakterien und Pilze sorgen dann dafür, dass die in die Biomasse der Streu eingebauten Nährelemente zu einer wieder pflanzenverfügbaren Form recycelt, d. h. in Ionenform rücküberführt werden.

Die Humusform ist abhängig von der bodenbiologischen Aktivität und diese wiederum von den Lebensbedingungen der Bodenorganismen (siehe oben).

Da die Humusform einen Hinweis auf die Geschwindigkeit des Humusumsatzes gibt, eignet sie sich für die **Ansprache der Trophie** (v. a. hinsichtlich Stickstoff).

Mull: **eutroph**

Moder: **mesotroph**

Rohhumus: **oligotroph**.

### **Oberbodenstörung**

Wird eine bisher landwirtschaftlich genutzte Fläche erstaufgeforstet (z. B. mit Fichte), so entwickelt sich meist eine bezogen auf den pH-Wert zu schlechte Humusform. Grund ist eine Veränderung in der Zusammensetzung der Bodenorganismen infolge der landwirtschaftlichen Nutzung im Vergleich zu altem Waldboden.

Grund: im Erstaufforstungsbestand fehlen zunächst die Bodenorganismen, die ansonsten in der Lage wären, die anfallende Wald-Streu abzubauen.

Eine Oberbodenstörung wird besonders dann sichtbar, wenn der Erstaufforstungsbestand in die Dickungsphase eintritt. In diesem Bestandesalter fällt der Beginn der Astreinigung (hoher Streuanfall) mit einer Verringerung des Wasserangebotes (hohe Interception) sowie des Lichtangebotes am Waldboden (Dichtschluss) zusammen.

Oberbodenstörungen auf eutrophen Standorten (z. B. Karbonatstandorten) sind leicht an einer auffälligen Dissonanz zwischen säure- und kalkzeigender Bodenflora zu erkennen. Oberbodenstörungen können auch eine vorangegangene Phase der Waldweide oder Streunutzung anzeigen.

Da sich mit schlechter werdender Humusform die **Stickstoff-Mineralisierung** (v. a. **Nitrifizierung**) verlangsamt, verringert sich auch das Angebot an pflanzenverfügbarem Stickstoff im Boden. Je schlechter die Humusform ist, desto höher ist der Anteil des Stickstoffes, der im O-Horizont in nicht pflanzenverfügbarer Form festgelegt ist. Daher bedeutet eine Oberbodenstörung auch bei sonst günstigen Standorteigenschaften eine Verschlechterung der N-Versorgung.

Eine **Mobilisierung des Stickstoffkapitals bei schlechter Humusform** kann erfolgen durch

1. einen Durchforstungseingriff;
2. durch einen Kahlschlag (wobei der freiwerdende Stickstoff hier wegen Fehlens des Bestandes kaum genutzt werden kann und folglich zu einem hohen Prozentsatz als Nitrat das Grundwasser belastet und den Boden versauert);
3. durch Kalkung (eine Kalkung erhöht den pH-Wert und damit die Bodenbiologische Aktivität, somit auch die Nitrifizierung).

### **Mineralisierung, Nitrifikation, Denitrifikation**

Unter der Mineralisierung versteht man die mikrobielle Zerlegung der organischen Substanz in

- a) **Mineralstoffe** ( $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{HPO}_4^-$ ,  $\text{SO}_4^-$  u. a.)
- b) **CO<sub>2</sub>**
- c) **Wasser**
- d) **Energie**

unter **Verbrauch von Sauerstoff**.

Die Mineralisierung ist also unter dem Strich der Umkehrprozess der Assimilation.

Durch die Mineralisierung werden die in der organischen Substanz festgelegten und in dieser Form nicht pflanzenverfügbaren Nährstoffe in eine pflanzenverfügbare Form überführt.

Die Mineralisierung ermöglicht einen ständigen **Nährstoffkreislauf (Bioelement-Recycling)**. Über diesen Nährstoffkreislauf gelangen z. B. Kationen aus dem Unterboden in den Oberboden (**Basenpumpe**) und das leicht der Auswaschung unterliegende Nitrat wird wieder in den Nährstoffkreislauf integriert. Eine Störung des Nährstoffkreislaufs entsteht durch Auswaschungsverluste z. B. nach Kahllage, bei Verschlechterung der Humusform, bei atmosphärischer Säurebelastung und durch Biomassenutzung.

## N-Mineralisierung

### 1. Stufe: Ammonifizierung

Das gebildete  $\text{NH}_3$  setzt sich mit Wasser zu  $\text{NH}_4\text{OH}$  um und kann damit nicht aus dem Boden entweichen. Die freiwerdenden  $\text{NH}_4^+$ -Ionen können von den Pflanzen aufgenommen, vom Boden adsorbiert oder mit dem Sickerwasser ausgewaschen werden.  $\text{NH}_4^+$  kann aber auch an Tonminerale fixiert werden und ist dann auch nicht mehr pflanzenverfügbar.

### 2. Stufe: Nitrifizierung (= Nitrifikation)

Die Nitrifizierung besteht in einer bakteriellen Oxidation des Ammoniums ( $\text{NH}_4^+$ ) über Nitrit ( $\text{NO}_2^-$ ) zu **Nitrat** ( $\text{NO}_3^-$ ), z. B. durch Nitritbakterien (Nitrosomonas) und Nitratbakterien (Nitrobakter). Daher läuft dieser Prozess nur bei ausreichender Bodendurchlüftung ab.

Das entstehende **Nitrat-Ion** kann im Boden nur in geringen Mengen adsorbiert werden. Es wird daher leicht mit dem Sickerwasser ausgewaschen und trägt dann zur **Bodenversauerung** sowie zur **Nitratbelastung des Grundwassers** bei. Nitrat kann im Ökosystem Boden fast nur in der Biomasse gespeichert werden, es wird daher v.a. außerhalb der Vegetationsperiode aus den Böden ausgewaschen.

Die Nitrat auswaschung aus den Böden ist vor allem auf landwirtschaftlich genutzten Flächen (insbesondere gärtnerische Intensivkulturen) hoch. Im Wald steigt die Nitrifizierung und damit die Gefahr der Nitrat auswaschung mit zunehmender Durchforstungsstärke; am stärksten ist sie während einer **Kahlschlagsphase** oder nach **Sturmwurf**.

### Denitrifikation

Nitratbakterien sind obligatorisch aerob, daher nimmt ihre Aktivität mit zunehmender Staunässe ab. Statt dessen kann im Zuge der Denitrifikation  $\text{NH}_3$  oder  $\text{NO}_x$  (Stickoxid, v. a. Lachgas  $\text{N}_2\text{O}$ ) entstehen, das zum Teil entweicht und damit dem Boden verloren geht. Lachgas ist ein wichtiges Treibhausgas, das vor allem bei hoher Nitrat-Konzentrationen in der Bodenlösung entsteht.

## 9. Stoffkreisläufe in Waldökosystemen, Protonenbilanz

Die rund 200 Jahre alte Definition des Begriffs der Nachhaltigkeit beschränkte sich ursprünglich auf die Holznutzung. Nachhaltige Holzproduktion ist jedoch nur bei gleichbleibendem Bodenzustand möglich. Vorrangige Zielsetzung einer auf Nachhaltigkeit begründeten Waldwirtschaft muss es daher sein, die standortsökologischen Produktionsbedingungen zu erhalten oder ggf. zu verbessern.

Auf der Basis dieser Zielsetzung stellt sich die Frage nach dem Instrumentarium, mit dessen Hilfe die Standorts-Nachhaltigkeit zu überprüfen wäre. Vor allem in bodenchemischer Hinsicht gibt es bis heute keine allgemein akzeptierten Kriterien,

die es erlauben würden, künftige Entwicklungen aus einer gegebenen Situation heraus abzuleiten.

Ziel der vorliegenden Modellüberlegungen ist es, die Abhängigkeit des bodenchemischen Zustandes vom aufstockenden Waldbestand und seiner Umwelt aufzuzeigen. Die Protonenbilanz erscheint als Schlüsselgröße aller Nettoprotonenumsätze eines Waldökosystems dazu geeignet, diese Abhängigkeit darzustellen.

### **Aktuelle Bodenversauerung**

Am beschleunigten Versauern vieler Waldböden während der vergangenen Jahrzehnte besteht heute kein Zweifel. Vergleichende pH-Wert-Untersuchungen haben für eine Reihe von Landschaften gezeigt, dass in den letzten Jahrzehnten die pH-Werte von Waldböden teilweise drastisch zurückgegangen sind.

In allen untersuchten Landschaften sind seit der Erstmessung zusätzliche Prozesse der Bodenversauerung abgelaufen. Der Anteil der Profile mit Versauerung liegt in Deutschland bei etwa 2/3.

Das Maß der pH-Wert-Absenkung ist vor allem vom Ausgangs-pH abhängig: Je höher der Ausgangs-pH-Wert ist, desto größer ist der Absenkungsbetrag.

Ein bestimmtes pH-Niveau zwischen pH(KCl) 2 - 3 im Oberboden wird bei dieser Entwicklung offenbar nicht unterschritten. Säurekonzentrationen, die über bereits vor Jahrzehnten aufgetretene Minimalwerte hinausgehen, hat die neue Entwicklung nicht bewirkt. Neuartige bodenchemische Prozesse sind demnach nicht zu erwarten.

Die festgestellten pH-Rückgänge sind innerhalb weniger Jahrzehnte eingetreten. Eine natürliche Ursache dafür muss ausscheiden, da unsere Waldböden im Laufe ihrer zehntausendjährigen nacheiszeitlichen Entstehungsgeschichte sonst schon seit langem extrem versauert sein müßten. Vor dem Hintergrund dieser Feststellung stellt sich die Frage nach den Ursachen dieser Entwicklung.

Ein Boden versauert dann, wenn die Säurebelastung den Säureverbrauch durch Pufferung übersteigt. Eine Gegenüberstellung von jährlicher Säurebelastungsrate und Pufferrate des Bodens erlaubt also eine Prognose des künftigen bodenchemischen Zustandes. Die Säure-Belastungsrate ihrerseits ergibt sich aus der Protonenbilanz des Ökosystems durch Bilanzierung aller Prozesse, die mit der Produktion bzw. Konsumtion von Protonen verbunden sind.

### **Prozesse der Produktion und Konsumtion von Protonen**

Eine Netto-Produktion von Protonen kann sowohl "intern", also innerhalb des Ökosystems, als auch "extern" erfolgen. Extern produzierte Protonen werden über verschiedene Depositionsmechanismen in Waldökosysteme eingetragen, intern produzierte Protonen lassen sich auf Prozesse im Ökosystem selbst zurückführen, können kausal jedoch z. B. auf der Deposition beruhen.

## 1. Ökosysteminterne Protonenproduktion

Die zentralen Prozesse im Stoffhaushalt der Ökosysteme sind

1. die **Ionenaufnahme** u n d
2. die **Mineralisierung** der aufgenommenen Nährelemente in Ionenform.

Durch die Möglichkeit des Ladungsausgleichs (**Prinzip der Elektroneutralität**) können Pflanzenwurzeln aus der Bodenlösung einen Überschuss an Kationen oder Anionen aufnehmen. Der Effekt ist eine Netto-Produktion bzw. ein Netto-Verbrauch von Protonen. Der Vorgang der Mehraufnahme von Kationen und die damit verknüpfte Produktion von Protonen ist für landwirtschaftlich genutzte Ökosysteme gut dokumentiert.

Befinden sich demnach in einem Wald-Ökosystem Ionenaufnahme und Mineralisierung im Gleichgewicht, werden die bei der Ionenaufnahme produzierten Säuren wieder vollständig mineralisiert. In diesem Fall erfolgt also keine Netto-Produktion von Säure, die Protonenbilanz ist ausgeglichen. Kommt es dagegen zu einer Störung dieses Gleichgewichtes, so ist das Ergebnis eine Netto-Produktion von Säure. Die Protonenbilanz schließt in diesem Fall mit einem Überschuss ab.

Der Stickstoff ist dasjenige Nährelement, das in den größten Mengen von der Pflanze aufgenommen wird. Der Stickstoff kann sowohl als Kation ( $\text{NH}_4^+$ ) als auch als Anion ( $\text{NO}_3^-$ ) aufgenommen werden.

Je nach dem Verhältnis der aufgenommenen Stickstoffformen zueinander weist die Ionenaufnahme folglich entweder einen **Anionenüberschuss** (bei  $\text{NO}_3^-$ -Aufnahme ) oder aber einen **Kationenüberschuss** (bei  $\text{NH}_4^+$ -Aufnahme ) auf. Über die Mengen der aufgenommenen Kationen und Anionen gibt die Kationen-Anionen-Bilanz der Biomasse Auskunft. Bei den weiteren Überlegungen wird unterstellt, dass der Ausgleich für im Überschuss aufgenommene Kationen bzw. Anionen bilanzmäßig durch die Produktion bzw. den Verbrauch von Protonen erfolgt.

### Wurzel- und Zersetzeratmung

Bei der Veratmung des in der Biomasse enthaltenen Kohlenstoffs entsteht Kohlendioxid. Soweit diese Veratmung in den Wurzeln bzw. durch Zersetzerorganismen im Boden erfolgt, löst sich ein Teil des gebildeten  $\text{CO}_2$  im Bodenwasser unter Bildung von **Kohlensäure**. Da der  $\text{CO}_2$ -Partialdruck der Bodenluft den der Troposphäre wesentlich übersteigt, können im Bodenwasser beträchtliche Mengen an Kohlendioxid gelöst werden.

Die bei der Wurzel- und Zersetzeratmung in großen Mengen freigesetzte Kohlensäure ist jedoch nur bei pH-Werten im Boden von über 5 stabil. Das bedeutet, dass die Wurzel- und Zersetzeratmung als Protonenquelle nur bei pH-Werten über 5 in der Protonenbilanz berücksichtigt zu werden braucht. Boden-pH-Werte unter 5 lassen sich nicht mehr durch Kohlensäurebildung erklären, sondern erfordern die Einwirkung starker Säuren. Als solche kommen Schwefel- und Salpetersäure sowie organische Säuren in Betracht.

### **Akkumulation von Auflagehumus**

Liegt als Humusform Mull vor, so erfolgt die Mineralisierung der Streu nur kurze Zeit nach der Ionenaufnahme durch die Wurzel. Die durchmischende Tätigkeit der Bodenwühler sorgt außerdem dafür, daß die Mineralisierung im selben Bodenhorizont erfolgt wie die Ionenaufnahme. Da in Böden mit Mullzustand der Stickstoff vorwiegend in Form von Nitrat angeboten wird, ist die Kationen-Anionen-Bilanz bei der Ionenaufnahme weitgehend ausgeglichen. Selbst die Anreicherung erheblicher Humusmengen im Mineralboden ist unter Mullbedingungen also nicht mit einer Netto-Produktion von Protonen verbunden.

Sinkt der Boden-pH-Wert in stark saure Bereiche, so werden vor allem große und effiziente Bodenwühler wie Regenwürmer in ihrer Aktivität beeinträchtigt. Deshalb häufen sich unvollkommen zersetzte Streureste über dem Mineralboden an. Unter dem Einfluss einer fortgeschrittenen Bodenversauerung kommt es daher zur Bildung von Auflagehumus, d.h. zu Moder- und Rohhumusformen.

Die Mineralisierung läuft bei diesem ungünstigen biologischen Bodenzustand weitgehend im Auflagehumus, die Ionenaufnahme dagegen überwiegend im Mineralboden. Vor allem unter Rohhumus-Bedingungen unterbleibt zudem weitgehend die Nitrifizierung. Aus dem mit dem Sickerwasser in den Mineralboden gelangenden  $\text{NH}_4^+$  wird bei der Aufnahme durch die Wurzel eine äquivalente Menge an Protonen freigesetzt. Da die Kationen-Anionen-Bilanz der unter diesen Bedingungen entstehenden Streu infolgedessen deutlich positiv ist, führt die Akkumulation von Biomasse in Form von Auflagehumus zur Netto-Produktion von Protonen im Wurzelraum (Rhizosphäre).

Als weitere Protonenquelle in Auflagehumusformen kommt die Bildung starker organischer Säuren als Stoffwechselprodukte von Mikroorganismen in Betracht. Diese sog. **Fulvosäuren** werden mit der Bodenlösung in den Mineralboden eingewaschen. Werden die Fulvosäuren dort nicht zu  $\text{CO}_2$  und  $\text{H}_2\text{O}$  mineralisiert, leisten sie einen Beitrag zur Steigerung der Protonenbilanz des Mineralbodens.

### **Überschuss-Nitrifikation (Stickstoff-Vorratsabbau)**

Umgekehrt wie bei der Bildung von Auflagehumus kann auch eine zu starke Nitrifikation zur ökosysteminternen Netto-Produktion von Protonen führen. Wird nämlich anhaltend mehr Salpetersäure ( $\text{HNO}_3$ ) gebildet, als von der Vegetation aufgenommen werden kann, so entsteht durch den fehlenden Ladungsausgleich bei der Aufnahme des Nitrations durch die Wurzel ein Überschuss an Protonen. Ein Vorseilen der Nitrifikation vor der Nitrataufnahme infolge Nettobildung von Salpetersäure bedeutet also einen Versauerungsschub.

Eine anthropogen hervorgerufene Phase der Überschuss-Nitrifikation wird insbesondere durch einen Kahlschlag eingeleitet. Infolge erhöhter Bodentemperatur kommt es auf der Kahlfäche zu einer Netto-Salpetersäureproduktion und damit zu einem Protonen-Überschuss. Allein die sich entwickelnde Kahlschlagsflora ist noch in der Lage, einen gewissen Anteil

des nitrifizierten Stickstoffs zu binden und damit die Überschuss-Produktion an Protonen zu drosseln.

Die Bewirtschaftung der Nadelbaumarten bedeutet also einen zweifachen Protonenschub: Eine erste Phase der Netto-Produktion von Protonen durch die Akkumulation eines Kationen-Überschusses in der Humusaufgabe mit gleichzeitiger Freisetzung organischer Säuren etwa bis zur Mitte der Umtriebszeit und einen zweiten Protonenschub in der Kahlschlagsphase infolge Überschuss-Nitrifikation. Unter diesen Bedingungen ist der Boden ständig einem nutzungsbedingten Versauerungsdruck ausgesetzt.

### **Biomassennutzung**

Genauso wie bei der Bildung von Auflagehumus läßt sich die aus dem Biomassezuwachs resultierende Säurebelastung aus der Kationen-Anionen-Bilanz abschätzen. Mit dem Export von Biomasse aus dem Waldökosystem im Zuge der Holznutzung verbleibt demnach eine äquivalente Menge an Protonen im Boden, die nicht mehr im Zuge von Mineralisierungsprozessen neutralisiert werden kann.

Hinsichtlich der durch die Biomassennutzung im Waldboden hinterlassenen Säuremenge spielt der Eingriffstyp eine entscheidende Rolle. Die Beschränkung der Nutzung auf das Derbholz leistet zweifellos die geringsten Beiträge zur Protonenbelastung des Waldbodens. Im Zuge der Vollbaumnutzung wird durch den zumindest teilweisen Export von Reisig, Rinde und ggf. Nadelmasse der Netto-Betrag der im Boden hinterlassenen Protonenmenge wesentlich größer. Der Vollbaumnutzung kommt es gleich, wenn die Entrindung außerhalb des Schlags erfolgt und der Schlagabraum auf Teilflächen zusammengeschoben wird.

### **Deposition eines $\text{NH}_4^+$ - $\text{NO}_3^-$ - Überschusses**

Für die Höhe der ökosysteminternen Netto-Produktion an Protonen spielen auch Umsetzungen deponierter, ionarer Stickstoff-Formen eine Rolle. Im Falle der Aufnahme deponierter Ammoniumionen werden äquivalente Mengen an Protonen an den Boden abgegeben. Andererseits wirken Nitrationen im Ökosystem dann als Basen, wenn sie von der Baumwurzel aufgenommen werden und so zum Protonenverbrauch beitragen.

### **Säure-Pufferung im Kronenraum**

Schließlich beeinflussen auch Pufferungsmechanismen im Kronenraum der Waldbestände die Höhe der ökosysteminternen Protonenproduktion. Der Weg der deponierten Protonen durch das Ökosystem beginnt nämlich mit der Passage durch das Kronendach. Im Stoffhaushalt des Ökosystems ist damit eine Pufferung eines Teils der eingetragenen Säuren verbunden. In einem ersten Reaktionsschritt erfolgt ein Austausch leicht beweglicher Kationen, z.B.  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mn}^{++}$  und  $\text{Zn}^{++}$  gegen  $\text{H}^+$  in den Zellwänden der Spaltöffnungen. Die ausgetauschten Ionen werden in Verbindung mit Sulfat oder Nitrat aus dem Blatt ausgewaschen und erscheinen in der Kronentraufe.

Die Rückladung der im Blatt lokalisierten Puffer erfolgt über die Kationenzufuhr aus dem Transpirationsstrom. Bei der Aufnahme dieser Kationen aus der Bodenlösung wird eine der Kationenaufnahme durch die Wurzel äquivalente Menge an Protonen an den Boden abgegeben, so dass die Pufferung im Kronenraum keinen Beitrag zur Entlastung der Puffersysteme des Bodens bringt.

## 2. Protonendeposition

Seit Jahrzehnten belastet der massive Einsatz fossiler Energieträger die Troposphäre mit potenzieller Säure. Vor allem die Säurebildner  $\text{SO}_2$  und  $\text{NO}_x$ , die in der Atmosphäre zu starken Säuren reagieren, werden in großen Mengen in die Atmosphäre emittiert. Über Vorgänge der Niederschlags- und Interceptions-Deposition werden diese Säuren dem Ökosystem zugeführt.

### Die Gesamtsäure-Belastungsrate und das Verhältnis der sie verursachenden Prozesse

Als Ergebnis der bisher diskutierten Protonenquellen stellt sich die Protonenbilanz eines Modell-Waldökosystems unter mitteleuropäischen Verhältnissen folgendermaßen dar:

1. Die **Protonenbilanz ist generell positiv**, die Säurebelastung mitteleuropäischer Waldböden ist demnach eine weitverbreitete Tatsache.
2. Die Aufschlüsselung der zur Protonenbilanz beitragenden Prozesse ergibt, dass auch **alle Einzelprozesse eine positive Protonenbilanz** aufweisen. Das bedeutet, dass alle erwähnten Einzelprozesse einen Beitrag zur Säurebelastung der Waldböden leisten.
3. Die **durchschnittliche Gesamtsäure-Belastungsrate** mitteleuropäischer Waldökosysteme außerhalb des Karbonat-Pufferbereichs liegt bei 4,1 Kmol Protonen je Jahr und Hektar. Die Unterschiede zwischen einzelnen Waldökosystemen sind allerdings beträchtlich (ca. 2 bis 6 Kmol  $\text{H}^+ \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ ).
4. Der Anteil der Luftverunreinigungen (**Saure Deposition**) an der Säurebelastung der Waldökosysteme liegt durchschnittlich bei etwa zwei Dritteln! Auch hier können die Unterschiede zwischen einzelnen Ökosystemen sehr groß sein.
5. Der wirtschaftsbedingte (**Waldbau**) Anteil an der Gesamtsäurebelastung der Waldböden liegt bei etwa einem Zehntel. Dieser Anteil setzt sich aus waldbaulich bedingter Auflagehumus-Akkumulation (Durchforstungsrückstände im ökosystemaren Sinn, Überschuss-Nitrifikation infolge Kahlschlagwirtschaft) zusammen. Unter Reinluftbedingungen allerdings können waldbauliche Massnahmen einen sehr hohen Prozentsatz der Gesamtsäure-Belastungsrate von Waldökosystemen ausmachen.
6. Das fehlende Viertel der Gesamtsäurebelastung beruht auf **nicht vermeidbaren** Vorgängen der Auflagehumus-Akkumulation (z.B. auf (trocken-)sauren Sandböden sowie in den Hochlagen der Mittelgebirge) und auf nicht vermeidbarer Überschuss-Nitrifikation (z.B. als Folge von Pflegeeingriffen sowie witterungsbedingten

Versauerungsschüben). Unter Reinluftbedingungen kann jedoch auch die Biomassenutzung in Abhängigkeit vom Eingriffstyp einen hohen Prozentsatz erreichen.

**Entscheidend für die Bewertung dieser jährlich den Boden belastenden Säuremengen ist deren Relation zur Pufferrate des Bodens.** Denn nur, wenn die Gesamtsäure-Belastungsrate unter der Pufferrate des Waldbodens bleibt, ist die Erhaltung der Leistungsfähigkeit der Standorte auf Dauer gewährleistet.

Unter Reinluftbedingungen sind waldbauliche Massnahmen die wichtigsten Ursachen für die Entkopplung des Ionenkreislaufs von Waldökosystemen und für die Bodenversauerung! Nur dann, wenn die Gesamtsäure-Belastungsrate geringer als die Pufferrate des Bodens ist, kann die Nachhaltigkeit der Waldböden aus dieser Sicht als gegeben angesehen werden. Naturgemäße Waldwirtschaft ist eine Möglichkeit, in die Nähe eines geschlossenen Bioelementkreislaufes zu kommen.

## 10. Bodenversauerung und Pufferbereiche

Am beschleunigten Versauern vieler Waldböden während der vergangenen Jahrzehnte besteht heute kein wissenschaftlich begründbarer Zweifel mehr. Vergleichende pH-Wert-Untersuchungen haben für eine Reihe von Landschaften gezeigt, dass in den letzten Jahrzehnten die pH-Werte von Waldböden teilweise deutlich zurückgegangen sind.

### Protonen als Ursache der Bodenversauerung

Ein Boden versauert im Sinne einer pH-Abnahme dann, wenn die Säurebelastung größer ist als der Säureverbrauch durch Pufferung, **wenn also die jährliche Rate der Protonenproduktion diejenige der Protonenkonsumtion übersteigt.** Umgekehrt wird der pH-Wert im Boden nur dann ansteigen, wenn die Rate des Protonenverbrauchs durch Pufferung die laufende Protonenanlieferung übersteigt und der Boden damit in eine Entsauerungsphase eintritt. Das Verhältnis von Protonen-Belastungsrate und Pufferrate des Bodens entscheidet folglich über den zeitlichen Trend, dem der bodenchemische Zustand unterliegt. Die jährliche Rate der Protonen-Belastung ihrerseits ergibt sich aus der Protonenbilanz des Ökosystems durch Bilanzierung der Prozesse der Protonenproduktion und des Protonenverbrauchs.

### Der pH-Wert des Bodens Definition:

Der pH-Wert ist der negative dekadische Logarithmus der molaren  $H^+$ -Ionen-Konzentration je Liter Wasser.

Ein pH-Wert von 7 bedeutet also eine  $H^+$ -Ionenkonzentration von  $10^{-7}$  mol  $H^+$ /l  $H_2O$ , ein pH-Wert von 6 eine solche von  $10^{-6}$  mol  $H^+$ /l  $H_2O$ .

Demnach entspricht der Unterschied von einer pH-Stufe einer Zehnerpotenz der  $H^+$ -Ionenkonzentration.

## **Die Azidität des Bodens (= saure Reaktion)**

**1. aktive Azidität:** In der Bodenlösung vorhandene  $H^+$ -Ionen. Die  $H^+$ -Ionen liegen dabei in hydratisierter Form als  $H_3O^+$ -Ion (Hydroniumion) vor.

**2. potenzielle Azidität:** An den Austauschern sorbierte  $H^+$ - und  $Al^{+++}$ -,  $Fe^{+++}$ - und  $Mn^{+++}$ -Ionen.  $Al^{+++}$ -Ionen gehören zur potenziellen Acidität, weil sie bei der Reaktion mit Wasser  $H^+$ -Ionen freisetzen.

Das  $Al^{+++}$ -Ion wird in saurer Bodenlösung durch  $H^+$ -Ionen aus Al-haltigen Silikat-Gittern (Tonminerale) freigesetzt.  $Al^{+++}$ -Ionen in messbarer Menge treten in der Bodenlösung erst unterhalb von pH 5,0 auf. Mit abnehmendem pH-Wert nimmt ihre Menge zu, vor allem im Aluminium-Pufferbereich.  $Al^{+++}$ -Ionen können Pflanzen und Tiere schädigen und sind auch für Menschen giftig, eine Schädigung des Feinwurzelsystems durch  $Al^{+++}$ -Ionen wurde mehrfach beobachtet. Dabei spielt das Ca/Al - Mol-Verhältnis eine entscheidende Rolle (problematisch, wenn  $< 1,0$ ).

### **pH-H<sub>2</sub>O:**

Bei dieser Messung werden nur die  $H^+$ -Ionen der Bodenlösung erfasst. Diese Messung gibt am besten die aktuelle chemische Situation in der Bodenlösung wieder.

**pH-KCl und pH-CaCl<sub>2</sub>:** Durch Zugabe von KCl oder CaCl<sub>2</sub> findet eine teilweise Desorption von  $H^+$ -Ionen statt, es werden daher die  $H^+$ ,  $Al^{+++}$ ,  $Fe^{+++}$  und  $Mn^{+++}$ -Ionen der Austauscheroberfläche mitgemessen.

Daher liegt der pH-Wert bei diesen Methoden um 0,5 - 1,0 pH-Stufen unter den Werten der Messung in H<sub>2</sub>O. Die Messung in KCl bzw. CaCl<sub>2</sub> ergibt einen Einblick in die während früherer Versauerungsschübe im Boden aufgespeicherten Säuremengen (Versauerungsgeschichte des Bodens).

## **Bedeutung des pH-Wertes für den Boden**

### **1. Tonmineralbildung (Verlehmung)**

Die Neubildung von Tonmineralen im Zuge der Hydrolyse funktioniert am besten in einem pH-Bereich zwischen 5,0 und 8,0. Unter pH 5,0 findet dagegen eine zunehmende Zerstörung der Tonminerale statt.

### **2. Bodenbiologische Aktivität**

Die bodenbiologische Aktivität ist etwa im pH-Bereich zwischen 5 und 7 am höchsten. Die vorherrschende Humusform ist hier der Mull.

### **3. Bodengefüge**

Bei einem pH-Wert  $>$  als 6,5 stabilisieren  $Ca^{++}$ -Ionen das Bodengefüge, unter pH 5 übernehmen  $Al^{+++}$ -Ionen diese Funktion.

### **4. Podsolierung**

Eine Verlagerung von Fe- und Al-Verbindungen beginnt in stärkerem Umfang erst ab einem pH-Wert von unter 3,8.

## 5. Tonverlagerung

Die Tonverlagerung verläuft in einem pH-Bereich zwischen 6,5 und 5,0. Dies beruht darauf, dass über pH 6,5 hinreichende Mengen an  $\text{Ca}^{++}$ -Ionen das Bodengefüge stabilisieren; bei einem pH-Wert unter 5,0 übernehmen  $\text{Al}^{+++}$ -Ionen diese Rolle.

### pH-Werte von Böden

Höchste pH-Werte:

arides Klima: pH bis 11,0

humides Klima: pH bis 8,5

Niedrigste pH-Werte:

Podsol: pH 2 bis 3

Hochmoor: pH 3,0

### pH-Schwankungen im Boden

#### 1. Jahreszeitliche Schwankung

In der Regel sinkt der pH-Wert vom Frühjahr bis zum Herbst und steigt dann bis zum Frühjahr wieder an. Gründe sind die höhere bodenbiologische Aktivität im Sommer und damit die Säureproduktion (Salpetersäure) sowie die Austrocknung des Bodens während der Vegetationsperiode.

2. In **Trockenperioden** treten gewöhnlich niedrigere, in **Regenperioden** höhere pH-Werte auf. Grund ist die Austrocknung bzw. Durchfeuchtung des Bodens und die damit einhergehende Änderung der Protonenkonzentration.

**Pufferung** bewirkt, dass die pH-Werte innerhalb geringer Schwankungsbreiten konstant bleiben. Im Ökosystem "Wald" ist diese Pufferung letztlich eine Aufgabe des Bodens, auch wenn Säure bereits bei der Passage durch den Kronenraum gepuffert werden kann.

#### Pufferung im Karbonat - Pufferbereich

Böden befinden sich nur dann im Karbonat-Pufferbereich, wenn die Karbonate **feinverteilt** im Boden vorliegen und durch ihre schnelle Reaktion bei Säurekontakt ihre Pufferleistung nicht nur punktuell entfalten können.

#### Pufferung im Silikat - Pufferbereich

Mit Ausnahme der ärmsten Sandböden enthalten alle unsere Waldböden noch reaktionsfähige Silikate. Silikathaltige Böden sind daher meistens noch mit erheblichen Pufferkapazitäten ausgestattet. Entscheidend für den aktuellen bodenchemischen Zustand ist in diesem pH-Rahmen aber die jährliche Pufferrate der Silikate. Diese liegt bei relativ geringen Werten in einem Bereich zwischen 0,2 und 2  $\text{Kmol H}^+$  pro ha und Jahr. Alle in der Literatur vorliegenden Daten liegen in diesem Rahmen. Auch für Böden aus Granit und Gneis im Südschwarzwald liegen die Pufferraten zwischen 0,2 und 2,4  $\text{Kmol}$ . Die mittlere Pufferrate der Silikate dürfte demnach - je nach Art und Menge der Silikate - bei durchschnittlich etwa 1  $\text{Kmol H}^+$  pro ha und Jahr liegen.

Hier macht sich ein eklatanter Unterschied zum Karbonat-Pufferbereich zum Nachteil der Böden bemerkbar: Während Kalk bei Säurekontakt schnell reagiert und daher hohe Protonenmengen rasch konsumiert, ist die Auflösung der Silikate kinetisch begrenzt, die Pufferreaktionen laufen also vergleichsweise langsam ab. Daher gibt es auch keine proportionale Steigerung der Silikat-Pufferrate bei stärkerer Protonenbelastung. Da die Gesamtsäure-Belastungsraten der meisten Waldökosysteme Mitteleuropas weit mehr als 1 Kmol Protonen pro Jahr und ha betragen dürften, haben viele Waldböden den Silikat-Pufferbereich inzwischen verlassen.

### **Pufferung im Austauscher - Pufferbereich**

### **Pufferung im Aluminium - Pufferbereich**

### **Pufferung im Eisen - Pufferbereich**

Diese Aneinanderreihung von Pufferbereichen entspricht der natürlichen Abfolge bodenchemischer Zustände im Zuge der Prozesse der Bodenversauerung. Die an die chemischen Reaktionen gekoppelten Pufferraten machen deutlich, dass nach dem Verlassen des Karbonat-Pufferbereiches Säurebelastungsraten, die über 1 Kmol  $\text{H}^+ \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$  hinausgehen, auf den allermeisten Standorten unausweichlich in die Bodenversauerung führen müssen.

Damit liegt die Ursache der Versauerung von Waldböden auf der Hand: Die Gesamtsäure-Belastungsrate übersteigt auf vielen Waldstandorten die Pufferraten der Böden um das Mehrfache. Hauptsächliche Ursache dieses Missverhältnisses ist die Deposition von Protonen und Säurebildnern in Waldökosysteme. Die wirtschaftsbedingte Protonenproduktion spielt als Hintergrundbelastung allerdings eine nicht zu unterschätzende Begleitrolle.

## **Bodenchemische Folgen der Bodenversauerung**

### **Rückgang der Austauschkapazität**

Entscheidende bodenchemische Veränderungen spielen sich beim Eintritt des Bodens in den Austauscher-Pufferbereich ab. Hier lagern sich die beim Tonzerfall als Neubildung entstehenden polymeren Aluminium-Hydroxokationen in die Zwischenschichträume der Tonminerale ein und blockieren die permanente Ladung der Tonminerale.

Diesem Sachverhalt wird durch die Unterscheidung einer potenziellen ( $\text{AK}_t$  = totale Austauschkapazität) und einer effektiven Austauschkapazität ( $\text{AK}_e$ ) Rechnung getragen. Während die potenzielle AK bei einem pH-Wert von etwa 8 ermittelt wird und das in dem jeweiligen Boden erreichbare Maximum darstellt, wird die effektive Austauschkapazität beim aktuellen Boden-pH-Wert ermittelt. Das Verhältnis  $\text{AK}_e/\text{AK}_t$  ist daher eine wichtige Kenngröße des chemischen Bodenzustands.

Das Verhältnis  $\text{AK}_e/\text{AK}_t$  liefert also Informationen über das Ausmaß der Blockierung permanenter Ladung durch polymere Aluminium-Hydroxokationen. Die ökologische Konsequenz dieser säurebedingten Veränderung der Austauscheroberflächen ist eine Verdrängung der vorher austauschbar am Sorptionskomplex gebundenen  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ - und  $\text{K}^+$ -Ionen.

### Zustand der Austauscher

Im **Karbonat-Pufferbereich** wird die Kationen-Austauschkapazität überwiegend von Calcium eingenommen. Daneben spielen  $Mg^{++}$ -,  $K^+$ - und  $Na^+$ -Ionen eine Rolle; diese Kationen können die Austauscher-Oberflächen in diesem pH-Bereich bis zu 100 % belegen. Die bei fortgeschrittener Bodenversauerung auftretenden Aluminium-, Mangan-, Eisen- und Wasserstoffionen spielen hier praktisch keine Rolle. Ähnlich liegt die Situation innerhalb des Silikat-Pufferbereichs, da aus der Silikatverwitterung eine ständige Nachlieferung basischer Kationen erfolgt.

Bereits im Austauscher-Pufferbereich jedoch treten vermehrt  $Al^{+++}$ -Ionen am Sorptionskomplex auf. Sowohl dadurch als auch durch zunehmende Blockade der Austauscheroberflächen durch polymere Aluminiumhydroxokationen kommt es zu einer Verdrängung von Nährstoff-Kationen vom Austausch-Komplex. Diese Kationen treten in die Bodenlösung über und werden leicht mit dem Sickerwasser ausgewaschen, sofern sie nicht im Zuwachs gespeichert werden.

Eine über der Silikat-Pufferrate liegende Gesamtsäure-Belastungsrate wirkt sich also in Form einer beschleunigten Auswaschung von basischen Kationen aus. Im Saarland erbrachte die Auswertung einer seit 1964 laufenden Bodenanalysenserie einen Verlust von etwa 30 - 40 % der Calciumvorräte in den obersten 4 cm des Bodens.

Im Aluminium-Pufferbereich setzt sich dieser Trend fort, um im Eisen-Pufferbereich zu einem nahezu vollständigen Verlust basischer Kationen zu führen. Auf vielen Standorten vor allem der Mittelgebirge dürfte der größte Teil der Waldböden über karbonatfreiem Gestein heute daher Ca-Sättigungsgrade von unter 5 % aufweisen.

Bei zunehmender Bodenversauerung wird  $Mg^{++}$  offenbar bevorzugt vom Austauschkomplex verdrängt (Diskriminierung).  $Mg^{++}$  hat daher häufig besonders niedrige Sättigungswerte. Extrem niedrige Mg-Sättigungswerte kommen auf Granitstandorten des Schwarzwaldes vor. Vor allem die Böden mit erkrankten Fichtenbeständen (Hochlagenfichtenerkrankung mit Gelbspitzigkeit der Nadeln) leiden offensichtlich unter einem extrem schlechten Angebot an  $Ca^{++}$  und  $Mg^{++}$ .

Parallel zur Auswaschung von basischen Kationen verläuft eine Anreicherung der Metalle  $Al^{+++}$  und  $Fe^{+++}$  sowie von Protonen am Sorptionskomplex. Unterhalb des Austauscher-Pufferbereiches werden Protonen zunächst in Reaktionen mit Tonmineralen und Aluminiumhydroxokationen, bei noch geringeren pH-Werten durch die Auflösung von Eisenoxiden gepuffert. Die dabei freiwerdenden  $Al^{+++}$ - und  $Fe^{+++}$ -Ionen belegen die Oberflächen der Tonminerale, wobei die Restbestände an  $Ca^{+++}$ ,  $Mg^{+++}$  und  $K^+$  vollends verlorengehen. Der Anteil von  $Al^{+++}$  an der  $AK_e$  kann dadurch auf über 90 % ansteigen.

Mit zunehmender Beteiligung von Eisenoxiden an der Pufferung steigt auch der Anteil von  $Fe^{+++}$ -Ionen am Austauscher an. So wird beispielsweise die extreme Versauerung von Waldstandorten bei Heidelberg, Baden-Baden und Rotenfels aus den beträchtlichen austauschbaren Fe-Anteilen der Oberböden ersichtlich. In diesen Oberböden ist der Fe-Pufferbereich aktuell erreicht. Die zunehmende Bodenversauerung macht sich also nicht nur in der Verringerung des Basenvorrates, sondern auch in der Akkumulation von Kationsäuren bemerkbar.

Bei Erschöpfung der leicht mobilisierbaren Al-Bindungsformen sowie der Eisenoxide beginnt schließlich die Protonierung der Austauscheroberfläche. Die Ursache ist darin zu sehen, dass auch in dieser Phase der Bodenversauerung der Säureeintrag die Pufferrate übertrifft.

Bereits mittelfristig führt eine über der Silikat-Pufferrate liegende Protonenbelastung also zum Verlust austauschbaren Calciums, Magnesiums und Kaliums. Der Austrag basischer Kationen mit der Bodenlösung kann dabei dramatische Ausmaße annehmen, er kann etwa das 10-fache des Entzuges durch die Holzernte betragen.

Kurzfristig können diese Austauschvorgänge direkte Konsequenzen für das Ertragsniveau aufstockender Waldbestände haben. Ist eine aktuelle starke Protonenbelastung z.B. mit einer Überschuss-Nitrifikation durch Stickstoff-Vorratsabbau gekoppelt, so verlaufen Bodenversauerung und Zuwachssteigerung paradoxerweise parallel. Wegen gleichzeitiger Ausschüttung der im Humus und am Austauscher gebundenen Nährstoffe in die Bodenlösung kann der Zuwachs in dieser Phase weit über dem Ertragstafelniveau liegen. Ist der aufstockende Bestand allerdings nicht in der Lage, dieses überreiche Angebot vollständig aufzunehmen, so verlagern sich die Nährelemente mit der Versickerung des Bodenwassers in tiefere Bodenhorizonte und gehen dem Ökosystem damit verloren.

Die Verluste an austauschbaren Kationen werden auch deutlich, wenn man die Kationen-Vorräte mit dem jährlichen Eintrag aus Luftverunreinigungen und dem Vorrat im stehenden Bestand vergleicht. Im Solling beispielsweise beträgt der Bodenvorrat bei  $\text{Ca}^{++}$  nur das 10- bis 20-fache des jährlichen Eintrages aus Luftverunreinigungen. Die im oberirdischen Bestand gespeicherten Kationenmengen sind hier etwa so gross wie der Bodenvorrat. Die Bestände müssen demnach die Speicherung von  $\text{Ca}^{++}$  im Zuwachs völlig aus den Luftverunreinigungs-Depositionen decken. Dementsprechend konnte an verschiedenen Böden ein offenbar depositionsbürtiger "eiserner" Bestand an Kationen im Oberboden nachgewiesen werden. Würde man derartige Ökosysteme durch absolute Beseitigung aller anthropogenen Luftverunreinigungen in eine Umwelt natürlicher Reinluft versetzen, so wären zumindest erhebliche Zuwachsverluste infolge Nährstoffmangel zu erwarten.

### **Schlussfolgerungen**

Aus forstlicher Sicht interessieren mögliche Strategien zur Begrenzung der Schäden durch Bodenversauerung mit dem Ziel, langfristig eine Entsauerung durch Regradation des bodenchemischen Zustandes einzuleiten. Diese Zielsetzung kann mit Hilfe folgender Maßnahmen verfolgt werden:

1. Forderung an die Politik nach weiterer Reduktion säurebildender Emissionen auf etwa 10 % der Werte von 1980;
2. Großflächige Kalkung von Waldböden zur Kompensation künftiger Protonenbelastungen;
3. Gegebenenfalls Melioration von Waldböden, auf denen nadelanalytisch nachgewiesener und auf Bodenversauerung beruhender Nährstoffmangel auftritt;

4. Verringerung der "Hintergrundbelastung" an Protonen, die auf die Art und Weise waldbaulicher Eingriffe zurückzuführen ist. Maßnahmen dazu können im Rahmen eines naturgemäßen Waldbaus sein:

- a. Frühzeitige und starke Eingriffe in Nadelbaumbestände, um die Protonenproduktion durch Auflagehumusbildung zu minimieren;
- b. Vergrößerung des Anteils an Naturverjüngung, um den mit dem Kahlschlag verbundenen Protonen-Überschuss zu reduzieren;
- c. In Gebieten mit nachhaltig hoher atmosphärischer Säurebelastung Erhöhung des Laubholzanteils zum Zweck des Bodenschutzes;
- d. Begründung von Mischbeständen statt Nadelholzreinbeständen mit dem Ziel sowohl der Verringerung der Deposition als auch der internen Produktion von Protonen;
- e. Beschränkung bei der Holzernte auf das Derbholz, um die mit der Biomasse-Produktion gekoppelte Protonenproduktion deutlich unter der Silikat-Pufferrate zu halten.

## 11. Systematik mitteleuropäischer Waldböden

**Bodentyp:** Gruppe von Böden mit jeweils charakteristischer **Horizontfolge**, z.B. Braunerde, Pseudogley usw.

**Bodenhorizont:** Aus bodenkundlichen Entstehungs- und Umwandlungsprozessen hervorgegangene Lagen innerhalb des Bodens. Ein Bodenhorizont ist keine Schicht, kann aber aus einer Schicht entstanden sein.

Beispiele:

**O-Horizont:** Humusauflage (L, O<sub>f</sub>, O<sub>h</sub>)

**A-Horizont:** Oberboden, durch organische Substanz dunkel gefärbt (Ausnahme: Podsol);

z. B. **A<sub>h</sub>**-Horizont: humushaltiger Oberboden (h von Humus);

**B**-Horizont: mineralischer Unterboden, wenig Humussubstanz, evtl. Stoffzufuhr von oben; ein **B<sub>v</sub>**-Horizont ist physikalisch und chemisch verwittert (verlehmt und verbraunt).

**C**-Horizont: Ausgangsgestein, aus dem der Boden entstanden ist; das Ausgangsgestein ist dabei oft schon etwas verwittert: (**C<sub>v</sub>** = verwittertes Gestein;

**C<sub>n</sub>** = unverwittertes Gestein (n von novus = neu).

### **Rohboden (Syrosem)**

Initialstadium der Bodenbildung;

**A-C-Profil**, im A-Horizont sehr wenig Humus, kaum Bodenorganismen;

A-Horizont liegt unmittelbar auf dem unverwitterten Gestein;

häufig hoher Skelettanteil, flachgründig;

schlechte Wasserspeicherkapazität, häufig trockener Wasserhaushalt;

Nährstoffverhältnisse und Durchwurzelung je nach Ausgangsgestein.

Vorkommen in Steillagen der Mittel- und Hochgebirge, Felsen (starke Erosion). Nutzung: forstlich meist Nichtwirtschaftswald (trockenresistente Baumarten), landwirtschaftlich evtl. als Weide nutzbar. Durch Jahrhunderte lange Landwirtschaft wurden viele Böden infolge Erosion in den Rohbodenzustand zurückgeworfen (Profilköpfung).

Weiterentwicklung zu Ranker/Rendzina oder Klimaxstadium in Erosionslagen.

### **Ranker**

Ausdruck von österreichisch "Rank" = Berghalde. Weiterentwicklung des Rohbodens auf  $\text{CaCO}_3$ -freiem oder  $\text{CaCO}_3$ -armem Ausgangsgestein;

**A-C-Profil**;  $A_h$ -Horizont im Gegensatz zum Rohboden deutlich entwickelt mit höherem Humusgehalt (Anreicherung des Humus durch fortschreitende Bodenentwicklung);  $A_h$ -Horizont fast immer skelettreich; Flach- bis mittelgründig;

schlechte Wasserspeicherkapazität, häufig trockener Wasserhaushalt;

Nährstoffverhältnisse und Durchwurzelung je nach Ausgangsgestein.

Vorkommen in Hanglagen der Hoch- und Mittelgebirge (Erosionslagen).

Nutzung in nicht zu steilen Lagen, häufig Grünland, forstlicher Ertrag nur bei ausreichender Wasserversorgung befriedigend (hohe Niederschläge, Nordhänge).

Ausgangsgesteine: Granit, Gneis,  $\text{CaCO}_3$ -freie Sandsteine, Basalt, Porphy, Ton, Tonschiefer usw. (alle Gesteine ohne  $\text{CaCO}_3$  oder mit nur sehr geringem  $\text{CaCO}_3$ -Anteil).

Weiterentwicklung zur Braunerde oder Klimaxstadium in Erosionslagen.

### **Braunerde**

Weiterentwickeltes Stadium der Bodenentwicklung auf  $\text{CaCO}_3$ -freiem oder  $\text{CaCO}_3$ -armem Ausgangsgestein;

**A-B-C-Profil ( $A_h - B_v - C$ )**; Stadium der Braunerde wird erreicht, sobald Verbraunung (Name!) und Verlehmung tiefere Teile des Profils erfasst haben, in denen keine Anreicherung organischer Substanzen mehr stattfindet;

$B_v$ -Horizont (20 - 150 cm mächtig) hat sich zwischen A- und C-Horizont eingeschoben;  $B_v$ -Horizont ist in sandreichem Ausgangsgestein mächtiger als in tonreichem Ausgangsgestein (Niederschläge und Sauerstoff dringen tiefer ein);

Nährstoffversorgung je nach Ausgangsgestein, kein  $\text{CaCO}_3$  im Boden;

Eutrophe Braunerde: hoher Gehalt an austauschbarem  $\text{Ca}^{++}$  und  $\text{Mg}^{++}$  (Basensättigung > 75%) gute Humusform.

Oligotrophe Braunerde: schlechte Nährstoffversorgung (Basensättigung < 25%), schlechte Humusform.

Mesotrophe Braunerde: liegt in der Nährstoffversorgung zwischen eutropher und oligotropher Braunerde, mittlere Nährstoffversorgung, Moderformen.

Ausgangsgesteine: Eutrophe Braunerden: Basalt, Diabas, Löss, Geschiebemergel, Kalksandsteine; Mesotrophe Braunerden: Gneise, Löss (-Fließerden); Oligotrophe Braunerden: Quarzreiche Gesteine, (Quarzsande,

Quarzite, Grauwacken, Granite); Nährstoffverhältnisse sehr unterschiedlich, jedoch kein  $\text{CaCO}_3$  im Boden!

Humusform: bei eutrophen Braunerden Mull, bei oligotrophen Braunerden auch Rohhumus.

Weiterentwicklung zum Podsol auf nährstoffarmen Sanden oder zur Parabraunerde auf nährstoffreichen Lockergesteinen (z. B. Löss).

Klimaxstadium bei guter Nährstoffversorgung und fehlender Tonverlagerung.

### **Podsol**

Weiterentwicklung der Braunerde unter folgenden Bedingungen:

- a) Klima: Hoher Jahresdurchschnittsniederschlag, hohe Luftfeuchtigkeit, niedrige Jahresdurchschnittstemperatur;
- b) Gestein: Quarzreiche Gesteine mit schlechter Nährstoffversorgung, grobkörnige Sande mit schneller Wasserversickerung, Gesteine, die bei der Verwitterung grobkörniges Material liefern (z. B. Granit);
- c) Vegetation: Pflanzenarten mit geringen Nährstoffansprüchen und daher auch nährstoffarmer, schlecht zersetzbarer Streu (Nadelbaumarten, Heidelbeere, Heidekraut).

Folge: schnelle Nährstoffverarmung und Bodenversauerung → Hemmung des Bodenlebens → langsamer und unvollständiger Streuabbau (Rohhumus) → Organische Verbindungen (Fulvosäuren) werden aus dem Rohhumus in den Mineralboden eingewaschen, diese führen zu starker Bodenversauerung mit Freisetzung von Aluminium und Eisen.

Folge der Podsolierung für die Horizontierung:

1. Organische Substanz + Aluminium und Eisen (=Chelate) werden aus dem Oberboden ausgewaschen, dadurch Bleichung des Oberbodens ( $A_e$ -Horizont, e von Elluviation = Auswaschung). Die Bleichung entsteht durch Abfuhr von Eisen, die reinen Quarzkörner bleiben übrig.
2. Anreicherung der verlagerten Substanzen (Humus, Eisen, Aluminium) im Unterboden ( $B_h$ -Horizont: humusreich,  $B_s$ -Horizont: eisenreich, oder  $B_{hs}$ ); je nach Verfestigung kann es zur Bildung von Orterde (gering verfestigt) oder Ortstein (sehr hart) kommen.

Horizontgliederung: **L - O<sub>f</sub> - O<sub>h</sub> - A<sub>he</sub> - A<sub>e</sub> - B<sub>hs</sub> - (B<sub>v</sub>) - C**

Der Name Podsol ist ein russischer Bauernname für "Boden unter Asche" (bedeutet: Orterde unter Bleichhorizont).

Podsole entwickeln sich aus Braunerden: die Entwicklung kann evtl. durch den Menschen ausgelöst oder beschleunigt werden (Waldweide, Streunutzung; Anbau von Nadelbaumarten). Podsole entstehen jedoch auch ohne Einfluss des Menschen.

Verbreitung: vor allem auf nährstoffarmen Sanden und Sandsteinen (nährstoffarme, quartäre Sande und Dünen, Buntsandstein, Stubensandstein, Quarzite, Granite und grobkörnig verwitternde Gneise).

Eigenschaften: stark sauer, nährstoffarm, Rohhumusaufgabe, Einzelkorngefüge im A-Horizont. B-Horizont kann Wasser stauen (im Nordschwarzwald "Missen" = Übergänge zum Hochmoor). Der Ortsteinhorizont wirkt sich umso ungünstiger aus, je näher er an der Bodenoberfläche ansteht.

Rohhumusabbau durch Kalkung möglich (Verbesserung des Bodenlebens, Verbesserung der Nährstoffversorgung).  
Vollumbruch + Kalkung: Ortstein wird innerhalb von zwei bis vier Jahren abgebaut.

### **Rendzina**

Weiterentwicklung des Rohbodens auf  $\text{CaCO}_3$ - und  $\text{CaSO}_4$ -haltigem Ausgangsgestein (Kalk, Dolomit, Gips, Mergel);

**A-C-Profil**; entspricht dem Stadium des Rankers;

$A_h$ -Horizont im Gegensatz zum Rohboden deutlich entwickelt; oft hoher Humusgehalt, im  $A_h$ -Horizont meist noch  $\text{CaCO}_3$ ;

infolge hohen pH-Wertes intensives Bodenleben, insbesondere Regenwürmer (wenn nicht zu trocken, Krümelstruktur);

Flachgründig, skelettreich, daher vor allem über verkarstem Gestein meist schlecht wasserversorgt;

gute Nährstoffversorgung - jedoch infolge hohen pH-Wertes schlechte Verfügbarkeit von Eisen, Mangan und Kalium; N-Verfügbarkeit meist gut oder sehr gut;

Der Name ist ein polnischer Bauernname für "Kratzer" (Geräusch beim Pflügen).

Entstehung durch Auswaschung von  $\text{CaCO}_3$  durch kohlensaures Regenwasser ( $\text{CO}_2$  aus dem Niederschlag sowie aus Wurzel- und Zersetzeratmung), die übrigbleibende Nichtkarbonatsubstanz bildet den Boden (lehmgiger Ton). Bei einem Kalkstein mit einem Kalziumkarbonatgehalt von 95 % müssen ca. 1 m Gestein verwittern, damit ein 10 cm mächtiger Boden entsteht. Oder: 1 cm Boden entsteht dabei in etwa 3.000 Jahren (bei heutigen Klimaverhältnissen). Böden auf Kalkgestein sind daher häufig flachgründig, vor allem in Südexposition.

Nutzung: Wegen Flachgründigkeit und schlechter Wasserversorgung meist Weideland oder Wald. Weiterentwicklung zur Terra fusca (Kalksteinbraunlehm, Kalkverwitterungslehm). Klimax-Stadium vor allem in Steilhanglagen. Durch menschlichen Einfluss (Bodenerosion mit Profilköpfung) können Rendzinen auch aus Terra fusca entstanden sein.

### **Terra fusca (Kalksteinbraunlehm, Kalkverwitterungslehm)**

Weiterentwicklung aus Rendzina durch Entkalkung und leichte, oberflächliche Versauerung.

**A-T-C-Profil** (T-Horizont (T von Terra) schiebt sich zwischen A- und C-Horizont hinein).

Im Unterschied zur Braunerde ist die Bodenart lehmiger Ton (die Bezeichnung Kalksteinbraunlehm bzw. Kalkverwitterungslehm ist dabei etwas irreführend; der Tongehalt im T-Horizont liegt bei etwa 60 - 80 %). Der hohe Tongehalt würde über undurchlässigem Ausgangsgestein zu Staunässe führen, Staunässe wird aber durch den verkarsteten Untergrund verhindert (kein Zuschusswasser, auch kein Hangzugwasser).

Nährstoffversorgung: meist hervorragende Basen- und Stickstoffversorgung, nur leichte, oberflächliche Versauerung.

Die Entkalkungstiefe (Kalklösungsfront) ist je nach Gründigkeit unterschiedlich (30 bis 80 cm unterhalb der Bodenoberfläche). Das vorhandene Kalkskelett erhöht den Gehalt an  $\text{CaCO}_3$  im Boden und verlangsamt die Bodenversauerung.

Die Humusform ist in der Regel Mull, nur bei sehr trockenen Verhältnissen Moder.

Wasserhaushalt: infolge des verkarsteten Untergrundes besonders stark abhängig von Gründigkeit.

### **Pararendzina**

Weiterentwicklung des Rohbodens auf quarz- und silikatreichem sowie gleichzeitig kalkhaltigem Gestein (Lockergestein, Mischgestein; vor allem Löss, Geschiebemergel, karbonathaltige Schotter- und Sandsteine).

Name drückt Verwandtschaft mit der Rendzina aus:  $\text{CaCO}_3$ -haltiger A-Horizont.

**A-C-Profil**;  $\text{CaCO}_3$ - und Humusgehalt wie bei der Rendzina, jedoch höhere Sand- und Schluffgehalte als bei der Rendzina (geringerer Tongehalt).

Eigenschaften: Para-Rendzinen auf Löss und Geschiebemergel sind meist tiefgründig, gut durchlüftet, nährstoffreich, auch der C-Horizont kann durchwurzelt werden.

Der Wasserhaushalt tendiert wegen der Flachgründigkeit zu Trockenheit.

Klimax-Stadium nur in Trockengebieten (z. B. Oberrheinebene) sowie an südexponierten Hanglagen. Bei höheren Niederschlägen Weiterentwicklung zu Braunerden, in niederschlagsarmen Gebieten zu Para-Braunerden.

### **Para-Braunerde (Lessivé)**

Weiterentwicklung aus der Para-Rendzina. Name bezeichnet Verwandtschaft mit der (eutrophen) Braunerde.

Kennzeichnender bodenbildender Prozess ist die Tonverlagerung (= Lessivierung): Verlagerung von Tonteilchen im Bodenprofil nach unten.

Folge: Tonverarmung im Oberboden, Tonanreicherung im Unterboden.

Die Tonverlagerung findet im pH-Bereich zwischen 6,5 und 5 statt, die dispergierten (aufgeschwemmte) Tonteilchen werden durch das Sickerwasser in Grobporen und Schrumpfrissen nach unten transportiert.

In tieferen Bodenhorizonten reichert sich der transportierte Ton an infolge

1. erhöhten pH-Wert im Unterboden
2. Dichtlagerung im Unterboden.

Die Tonverlagerung ist umso stärker, je länger ein Boden in dem pH-Bereich von 6,5 bis 5 bleibt. Die Tonverlagerung ist also vor allem in niederschlagsarmen Gebieten ausgeprägt, da dort die Bodenversauerung langsamer fortschreitet und der Boden sich länger in dem genannten pH-Bereich befindet.

Horizontierung: **A<sub>h</sub> - A<sub>l</sub> - B<sub>t</sub> - (B<sub>v</sub>) - C**

Auswirkungen der Tonverlagerung

Verdichtung des Unterbodens (Einlagerungsverdichtung), dadurch erschwerte Durchwurzelbarkeit und Hemmung der Wasserversickerung. In niederschlagsarmen Gebieten wird dadurch eine Verbesserung des Wasserhaushaltes erzielt, in niederschlagsreichen Gebieten jedoch Entstehung von Staunässe (Möglichkeit der Weiterentwicklung der Para-Braunerde zu einem Para-Braunerde-Pseudogley und Pseudogley).

Eigenschaften: meist gute Nährstoffversorgung; hohe nutzbare Feldkapazität, meist gute Durchlüftung und Durchwurzelbarkeit, vor allem im Oberboden; sehr empfindlich gegen Befahren (Erhöhung der Lagerungsdichte und Störung der Porenkontinuität).

### **Pelosol (Tonboden)**

Entsteht aus tonreichem Gestein; Name von griechisch: "pelos" = Ton.  
Weiterentwickeltes Stadium der Bodenentwicklung auf tonreichem Gestein.

Horizontierung: **A<sub>h</sub> - P - C**

P-Horizont (P von Pelosol): sehr hoher Tongehalt, primäres Gesteinsgefüge (z. B. Schieferung) ist aufgelöst durch ständige Quellung und Schrumpfung sowie durch Spaltenfrost (Entstehung von Polyedern und Prismen).

Nährstoffversorgung: je nach Ausgangsgestein meist gut.

Wasserhaushalt: meist wechsellagernd (Trockenphase überwiegt; v. a. in Südlagen). Geringe nutzbare Feldkapazität wegen hohem Totwasseranteil. Luftmangel im feuchten, gequollenen Zustand. Schluffiger Oberboden oft durch geringmächtige Lössüberlagerung (Verbesserung des Wasser- und Lufthaushaltes im Oberboden).

### **Pseudogley**

Staunässebeeinflusster Boden, charakterisiert durch einen Wechsel von Staunässe und Austrocknung bei Überwiegen der Nassphase.

Name bezeichnet Ähnlichkeit zum Gley (grundwasserbeeinflusster Boden).

Staunässe bedeutet Sauerstoffarmut

Fe<sup>+++</sup> - und Mn<sup>+++</sup>- / Mn<sup>++++</sup>-Oxyde werden durch organische Stoffe, die von Pflanzenwurzeln ausgeschieden werden, reduziert und gelöst (teilweise unter Mitwirkung von Mikroorganismen und Wurzeln). Dadurch werden sie mobil und wandern im Boden infolge Kapillarität entlang der Mittelporensysteme.

In der Trockenphase findet infolge Sauerstoffzutritt erneute Oxydation statt.

Ergebnis: der ständige Wechsel von Durchfeuchtung und Austrocknung führt zu Rostflecken und Konkretionen, insbesondere im Inneren der Bodenaggregate, während die Aggregatoberflächen gebleicht sind (Marmorierung).

Horizontierung:  $A_h - S_w - S_d$  ( $S_w$  = Stauwasserleiter,  $S_d$  = Staukörper)

Eigenschaften: ständiger Wechsel zwischen Wasserüberschuss mit Sauerstoffmangel einerseits und Wassermangel mit Sauerstoffüberschuss andererseits. Die Nährstoffverhältnisse sind in Abhängigkeit vom Ausgangsgestein sehr unterschiedlich, Nährstoffe teilweise in Konkretionen und Rostflecken schwer pflanzenverfügbar.

Schlechte Durchwurzelung mit hoher Windwurfgefahr.

Primärer Pseudogley: Hervorgegangen aus einem Pelosol, also tonreichem Gestein (Stauhorizont bereits durch das Ausgangsgestein vorgegeben).

Sekundärer Pseudogley: Staukörper durch bodenbildende Prozesse entstanden, vor allem durch Tonverlagerung (Tonanreicherung und Einlagerungsverdichtung im  $B_t$ -Horizont) von Para-Braunerden). Der  $B_t$ -Horizont der Para-Braunerde bildet in diesem Fall den Staukörper.

Pseudovergleyung ist auch in einem Podsol über dem Ortsteinhorizont möglich.

### Stagnogley

Im Gegensatz zum Pseudogley fast ganzjährige Vernässung.

Dadurch starke Bleichung des Oberbodens (Nassbleichung). Kaum Streuabbau (Übergangsbildungen zum Moor, Wachstum von Torfmoos bei nährstoffarmen Verhältnissen, Müssen im Nordschwarzwald).

Die negativen Eigenschaften des Pseudogley treten hier verschärft auf.

### Gley

Grundwasserbeeinflusster Boden.

Horizontierung:  $A_h - G_o - G_r$

$G_o$  = Oxydationshorizont (liegt im Schwankungsbereich des Grundwassers, Rostflecken);  $G_r$  = Reduktionshorizont (liegt ständig im Einflussbereich des Grundwassers, gebleicht bis grauschwarz).

Reduziertes Fe und Mn steigt kapillar vom Reduktionshorizont in den Oxydationshorizont auf, Ausfällung im Oxydationshorizont als Oxide, dadurch evtl. Bildung von **Raseneisenerz**. In Kalklandschaften durch ähnliche Prozesse Entstehung von **Wiesenkalk**.