Bundesministerium
Land- und Forstwirtschaft,
Regionen und Wasserwirtschaft

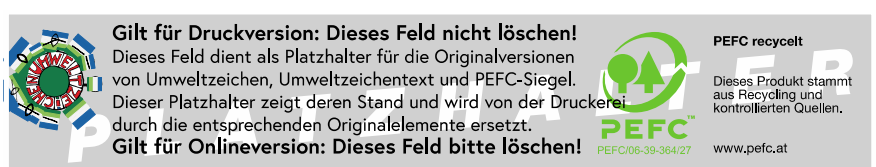
DaFNE

Humus und Humusdynamik in Dauergrünland: eine Literaturübersicht / Organic matter and organic matter dynamics in permanent grassland soils: a literature review

Abschlussbericht CASAS: Kohlenstoff-Sequestierung in österreichischen Grünlandböden-ACRP-Projekt

Impressum

Department für
Adresse: Altirdning 11, 8952 Irdning-Donnersbachtal
Projektleiter:in: Dr. Andreas Bohner
Tel.: +43 3682 22451-330
E-Mail: andreas.bohner@raumberg-gumpenstein.at
Kooperationspartner:in: Cecilie Brigitte Foldal, Robert Jandl, Heide Spiegel
Projektlaufzeit: 01.04.2020 – 01.04.2023
ISBN: (wenn nicht vorhanden: bitte diese Zeile löschen)
Fotonachweis: Cover: unplash.com/Ferdinand Stöhr, …



Wien, 2022. Stand: 2. August 2024

Inhalt

Zusammenfassung 5

Summary 6

Schlagwörter / Keywords 7

Einleitung 8

Dauergrünland 10

Pflanzenwurzeln – Einleitung, Lebensdauer und Funktionen 12

Unterirdische Phytomasse und Wurzelwachstum 14

Vertikale Wurzelverteilung und Durchwurzelungstiefe im Boden 16

Humus – Zusammensetzung, Einleitung, Eigenschaften und Funktionen 17

Humusformen 20

Landnutzung 21

Abiotische Standortfaktoren 23

Grünlandbewirtschaftung 25

Bodenorganismen 28

Kohlenstoff-Stickstoff-Verhältnisse (C:N-Verhältnisse) 30

Anorganischer Kohlenstoff und gasförmige Kohlenstoffverbindungen 32

Ökosystemexterne Kohlenstoffeinträge und Kohlenstoffverluste 33

Kohlenstoffspeicherung in verschiedenen Kompartimenten des Grünlandökosystems 34

Vertikale Kohlenstoffverteilung im Boden 36

Qualifizierung von Bodenkohlenstoffvorräten 38

Humusumsatz 42

Biokohle 44

Aufforstung 45

Bodenkohlenstoffsequestrierung 46

Humuserhaltende und humussteigernde Maßnahmen 47

Optimaler Humusgehalt 49

Danksagung 50

Tabellenverzeichnis.....59

Abbildungsverzeichnis.....60

Literaturverzeichnis 61

Zusammenfassung

Dauergrünlandböden sind in Österreich aufgrund ihrer hohen Humusvorräte und beträchtlichen Flächengröße wichtige Speicher von organischem Kohlenstoff (C). Im Dauergrünland werden ca. 90 % vom gesamten organischen Kohlenstoffvorrat im Boden gespeichert. In österreichischen Dauergrünlandböden beträgt der Vorrat an organischem Bodenkohlenstoff in 0-30 cm Bodentiefe im Durchschnitt 93 t C pro Hektar. Beträchtliche Mengen an organischem C (> 40 %) werden im Unterboden (10-50 cm) gespeichert. Unterböden haben ein großes Potenzial zur langfristigen Bodenkohlenstoffsequestrierung. Klima, Bodeneigenschaften (insbesondere Bodenwasserhaushalt, Bodengründigkeit), Vegetationstyp (Wurzelmasse) und Bewirtschaftungsintensität prägen den Humusvorrat von Dauergrünlandböden. Pflanzenwurzeln, mikrobielle Nekromasse und kohlenstoffreiche organische Dünger (Mist, Stallmistkompost) haben für die Humusbildung eine zentrale Bedeutung. Im Dauergrünland ist die Bodenkohlenstoffspeicherung bei mittlerer Bewirtschaftungsintensität (2-4 Nutzungen pro Jahr, jährliche entzugsorientierte Düngung mit Mist oder Stallmistkompost) am höchsten. Eine Humusanreicherung erfolgt in Dauergrünlandböden sehr langsam und ist nur bis zur Erreichung des höchstmöglichen lokalen Ertragspotenzials sinnvoll. Humuserhaltende Maßnahmen sowie Maßnahmen zur Verbesserung der Humusqualität und zur Beschleunigung des jährlichen Humusumsatzes im Boden sind wichtiger als jene zur Erhöhung des Humusvorrats im Boden. Bei der Umsetzung von humussteigernden Maßnahmen müssen Nebenwirkungen und zusätzliche positive Umweltwirkungen (Co-Benefits) berücksichtigt werden. Eine Bodenkohlenstoffsequestrierung kann im Dauergrünland Zielkonflikte zwischen Klima- und Naturschutz auslösen.

Summary

In Austria, soils of permanent grassland are important for storage of organic carbon (C) due to their high soil organic matter stocks and large area. In permanent grassland, approximately 90 % of the total C stock are stored in the soil. Organic C stock in the soil layer 0-30 cm is on average 93 t C ha-1. A considerable quantity of soil organic C (> 40 %) is stored in the subsoil (10-50 cm). Subsoils have a high potential for long-term soil C sequestration. Soil organic C stock is controlled by climate, soil properties (particularly soil moisture status, soil thickness), vegetation type (root biomass) and management intensity. Plant roots, microbial necromass and C-rich organic fertiliser (cattle manure, composted cattle manure) are of utmost importance for soil organic matter build-up, which is generelly a slow process. In permanent grassland, soil organic C storage is highest at an intermediate management intensity (2-4 utilisations per year, annual application of cattle manure or composted cattle manure). Management practices designed to increase the annual soil organic matter turnover are more important than those designed to enhance the soil organic matter stocks. Soil C sequestration can trigger a trade-off between climate change mitigation and nature protection.

Schlagwörter / Keywords

Unterirdische Phytomasse, Humusvorrat, Bodenkohlenstoffsequestrierung, Humusumsatz, Bewirtschaftungsmaßnahmen

Below-ground biomass, soil organic matter stock, soil carbon sequestration, soil organic matter turnover, management practices

Einleitung

Unter dem Begriff „Humus“ versteht man die Gesamtheit der abgestorbenen organischen Substanz im Boden (Scheffer und Schachtschabel, 2002). Humus ist an zahlreichen bodenbildenden Prozessen und Stoffkreisläufen sowie an der Ausbildung von Bodenhorizonten maßgeblich beteiligt. Er ist ein wichtiger Indikator für die Bodenfruchtbarkeit und Bodenqualität (Gregorich et al., 1994; Loveland und Webb, 2003). Eine bedeutende Ökosystemleistung des Bodens ist die Kohlenstoffsequestrierung. Darunter versteht man die Entfernung von Kohlendioxid (CO2) aus der Atmosphäre über die Photosynthese der Pflanzen und die langfristige Speicherung von CO2 in Form von organischem und anorganischem Kohlenstoff (C) im Boden (Lal, 2004). Die Bodenkohlenstoffsequestrierung ist eine Strategie („Negative CO2 Emissions Technologie“) zur Abschwächung des globalen Klimawandels (Bispo et al., 2017). Der Boden und die Humusdynamik im Boden haben eine große Bedeutung für den Klimaschutz. Die Verminderung der CO2-Emissionen aus Böden und die Erhöhung der Kohlenstoffspeicherung in Böden sind wichtige Klimaschutzziele. Generell sind Böden bei zunehmendem Humusgehalt eine Senke und bei abnehmendem Humusgehalt eine Quelle für den atmosphärischen CO2-Gehalt (Smith, 2005). Nur wenn Humus langfristig und nachhaltig im Boden angereichert wird, gibt es einen positiven Klimaschutzeffekt. In der Landwirtschaft sind „nachhaltiger Humusaufbau“ und „Carbon Farming“ wichtige Strategien zur Anpassung an den Klimawandel. Mit optimierten Bewirtschaftungsmaßnahmen sollen durch Humusaufbau die Bodenfruchtbarkeit und Bodenqualität dauerhaft erhalten oder nachhaltig gesteigert werden. Gleichzeitig soll durch langfristige Kohlenstoffspeicherung im Boden auch ein Beitrag zum Klimaschutz geleistet werden. Für die Erfolgskontrolle hinsichtlich Humusaufbau müssen der Humusvorrat im Boden und seine zeitliche Veränderung auf der Maßnahmenfläche dokumentiert werden. Allerdings ist die genaue Quantifizierung des Humusvorrats im Boden und der Vorratsänderungen schwierig und mit vielen Problemen behaftet (Conant et al., 2011; Jandl et al., 2014). Der Humusvorrat im Boden kann durch praxisübliche Bewirtschaftungsmaßnahmen langfristig und nachhaltig nicht beliebig gesteigert werden (Smith, 2005). Wegen der begrenzten Speicherkapazität von Böden für organischen Kohlenstoff gibt es einen standortabhängigen maximalen Humusgehalt in den einzelnen Bodenhorizonten. Er muss im Dauergrünland nicht mit dem optimalen Humusgehalt identisch sein. Der optimale Humusgehalt von österreichischen Dauergrünlandböden, ihr Kohlenstoffsequestrierungspotential und das Kohlenstoffdefizit sind nicht bekannt. Der

Humusgehalt im Boden reagiert dynamisch auf Veränderungen des Standorts und der Bewirtschaftung. Bewirtschaftungsbedingte Veränderungen treten im Dauergrünland vor allem im Oberboden (A-Horizont) auf. Allerdings wird durch Bewirtschaftungsmaßnahmen auch der Humusgehalt im Unterboden beeinflusst (Gerzabek et al., 2005; Poeplau et al., 2011; Bohner et al., 2016). Die Datenbasis für Humusgehalte in Unterböden ist jedoch sehr dünn. Im Rahmen der Routinebodenuntersuchungen wird im österreichischen Dauergrünland nur der Oberboden (0-10 cm) hinsichtlich Humusgehalt analysiert. Die Lagerungsdichte wird nicht gemessen und der Skelettgehalt wird nicht bestimmt. Die genaue Quantifizierung von Humusvorräten ist somit nicht möglich. In Grünlandökosystemen sind Pflanzenwurzeln, Bodenorganismen und organische Düngemittel hauptverantwortlich für die Humusbildung im Boden (Rasse et al., 2005; Kirkby et al., 2011). Dieser hohen Relevanz steht derzeit allerdings eine unzureichende Daten- und Kenntnislage gegenüber. Für die Beurteilung und Bewertung von Humusvorräten in Grünlandböden ist eine strikte Trennung in Dauergrünland und Wechselgrünland zwingend notwendig. In Österreich hat das Dauergrünland flächenmäßig eine große Bedeutung. Österreichische Dauergrünlandböden sind daher wichtige organische Kohlenstoffspeicher (Baumgarten et al., 2021). Allerdings sind die Mechanismen für die organische Kohlenstoffspeicherung und -anreicherung in Dauergrünlandböden unzureichend bekannt. Diesbezügliche Kenntnisse sind aber notwendig, um die Auswirkungen von Klimawandel sowie geplanten Landnutzungs-, Bewirtschaftungs- und Standortveränderungen auf den gegenwärtigen Bodenkohlenstoffvorrat abschätzen zu können. Das primäre Ziel dieser Literaturstudie ist es, den derzeitigen Wissensstand zum Thema Humus und Humusdynamik in Dauergrünlandböden zusammenzufassen. Konkrete Maßnahmen zur Erhaltung oder Erhöhung der Humusvorräte in Dauergrünlandböden werden vorgeschlagen. Mit dieser Literaturstudie soll ein Beitrag zu einer effizienten und effektiven Humuswirtschaft im österreichischen Dauergrünland geleistet werden. Außerdem werden humusrelevante Daten und Informationen für nationale und internationale Berichtspflichten bereitgestellt. Insgesamt soll mit dieser Literaturstudie ein Beitrag zur Verminderung der gegenwärtig noch erheblichen Daten- und Kenntnisdefizite auf dem Gebiet der angewandten Humusforschung im Grünland geleistet werden.

Dauergrünland

Das Grünland muss aus boden- und vegetationskundlicher Sicht in Dauergrünland, Wechselgrünland und Ackergrünland differenziert werden. Flächen, die länger als 10 Jahre ohne Umbruch permanent eine Grünlandvegetation tragen, gehören in Österreich zum Dauergrünland. Bei standortangepasster Bewirtschaftung sind Gräser Hauptbestandesbildner. Dauergrünland wird als Wiese, Weide oder Mähweide genutzt. Wiesen werden gemäht und mitunter im Herbst nachbeweidet, Weiden werden nur beweidet und Mähweiden werden sowohl gemäht als auch beweidet. Man unterscheidet zwischen Mager- und Fettwiesen sowie zwischen Mager- und Fettweiden. Magerwiesen sind ungedüngte, ein- bis zweischnittige Mähwiesen. Fettwiesen werden regelmäßig gedüngt und mehrmals pro Jahr gemäht. Magerweiden werden im Gegensatz zu Fettweiden nicht gedüngt. Je nach Intensität der Bewirtschaftung kann Dauergrünland in Wirtschafts- und Extensivgrünland eingeteilt werden. Wiesen, Weiden und Mähweiden mit mehr als zwei Nutzungen pro Jahr und regelmäßiger Düngung zählen zum Wirtschaftsgrünland. Das Extensivgrünland wird ein- bis zweimal pro Jahr gemäht oder extensiv beweidet (unter 1.0 GVE pro Hektar und Jahr) und in der Regel nicht gedüngt. Eine intensive (ertragsbetonte) Grünlandbewirtschaftung bedeutet mehr als vier Nutzungen pro Jahr oder eine intensive Beweidung (über 1.5 GVE pro Hektar und Jahr) verbunden mit regelmäßiger Düngung der Aufwüchse. Intensivgrünland muss regelmäßig nachgesät werden. Der Großteil der Wiesen wird in Österreich drei- bis viermal pro Jahr gemäht, also mittelintensiv genutzt. In Gunstlagen sind jährlich sieben Schnitte möglich. Das Wirtschaftsgrünland wird vorwiegend mit Wirtschaftsdünger (Jauche, Gülle, Mist, Stallmistkompost) gedüngt. Mineraldünger werden hauptsächlich bei sehr hoher jährlicher Schnitthäufigkeit ausgebracht. In Österreich hat in den letzten Jahrzehnten der Anteil an Mist zugunsten der Gülle deutlich abgenommen. Auf Magerweiden erfolgt die Nährstoffzufuhr ausschließlich mit den Exkrementen der Weidetiere. Fettweiden werden zusätzlich mit verdünnter Gülle oder Jauche und Mist oder Stallmistkompost gedüngt. Das bewirtschaftete österreichische Dauergrünland (ohne Almen und Bergmähder) nimmt derzeit (2020) eine Fläche von 678.905 ha ein (BML, 2022). Dies entspricht 8 % der Gesamtfläche Österreichs oder 26 % der landwirtschaftlich genutzten Fläche. In Österreich sind die landwirtschaftlichen Betriebe überwiegend kleinstrukturiert. Der Grünlandbetrieb weist derzeit (2020) im Durchschnitt eine landwirtschaftlich genutzte Fläche von 14 Hektar auf. Die durchschnittliche Rinderzahl pro Rinderhalter beträgt 35 Rinder. Der Viehbestand schwankt zwischen 1.2 und 1.8 GVE pro Hektar und Jahr (BML, 2022). In Österreich

dominiert das Dauergrünland in jenen Gebieten, wo der Jahresniederschlag im langjährigen Durchschnitt 900 mm oder mehr beträgt und/oder die Jahresmitteltemperatur im langjährigen Durchschnitt unter 7-8 °C liegt. Die Braunerde ist im österreichischen Grünland mit Abstand der flächenmäßig bedeutendste Bodentyp (54 % Flächenanteil). Es folgen Gley (14 %), Pseudogley (9 %) und Auboden (4 %) (Bohner et al., 2022).

Pflanzenwurzeln – Einleitung, Lebensdauer und Funktionen

Pflanzenwurzeln haben in terrestrischen Ökosystemen vielfältige Funktionen (Sobotik et al., 2020). Aus humuswirtschaftlicher Sicht relevant sind: Kohlenstoffspeicher, Ausgangsmaterial für die Humusbildung im Boden, Bildung und Stabilisierung von Bodenkrümeln (Lebendverbauung), Bildung sekundärer Bioporen, Förderung des Bodenlebens durch Bereitstellung von Nahrungs- und Energiequellen für heterotrophe Bodenorganismen. Die Pflanzenarten unterscheiden sich in der Wurzelmorphologie und Wurzelmasse, in der Lebensdauer ihrer Wurzeln sowie im Wurzeltiefgang (Kmoch, 1952; Kutschera, 1960; Klapp, 1971; Kutschera und Lichtenegger, 1992; Sobotik et al., 2020). Flachwurzler durchwurzeln die oberste Bodenschicht (0-10 cm) sehr intensiv. Die Wurzeltiefe beträgt oft weniger als 30 cm. Sie sind wichtige Humusbildner im Oberboden (A-Horizont). Tiefwurzler (Tabelle 1) erreichen eine Wurzeltiefe über 50 cm. Sie sind wichtige Humusbildner im Unterboden. Gräser haben im Allgemeinen eine größere Wurzelmasse, Wurzellänge und Wurzeloberfläche sowie mehr Feinwurzeln (Durchmesser: < 2 mm), Wurzelhaare (Durchmesser: 0.01 mm) und Wurzelspitzen als Leguminosen und Kräuter. Sie durchwurzeln daher den Boden intensiver und sind somit für die Humusbildung und Aggregatstabilität im Boden besonders wichtig. Kräuter hingegen erreichen meist eine größere Wurzeltiefe als Gräser. Pfahlwurzelpflanzen (z.B. Wiesen-Löwenzahn, Wiesen-Bärenklau, Kleine Bibernelle) können den Boden tiefer als 2 m durchwurzeln. Bodenverdichtungszeiger (z.B. Kriechender Hahnenfuß) und Übernutzungszeiger (z.B. Gänseblümchen) hingegen erreichen eine Wurzeltiefe von lediglich 20-30 cm. Einige Leguminosen des Dauergrünlandes (z.B. Sichel-Luzerne, Esparsetten-Tragant, Dorn-Hauhechel) erreichen ebenfalls eine Wurzeltiefe über 2 m. Leguminosen liefern generell eine stickstoffreichere Wurzelstreu als Kräuter und Gräser. Wurzelmasse und Wurzeltiefgang sind bei Untergräsern (niedrigwüchsige Gräser) häufig geringer als bei Obergräsern (hochwüchsige Gräser). Aufgrund dieser artspezifischen Unterschiede in der Bewurzelung von Pflanzen weisen die einzelnen Pflanzengesellschaften des Dauergrünlandes grundsätzlich verschiedene Wurzelmassen und Durchwurzelungstiefen auf (Bohner et al., 2016). Die Lebensdauer der Pflanzenwurzeln beträgt bei Gräsern Monate bis über ein Jahr. Sie wird maßgeblich von der Pflanzenart und vom Wurzeldurchmesser beeinflusst (Van der Krift und Berendse, 2002). Die Wurzeln von Arten nährstoffarmer Lebensräume (Magerkeitszeiger) haben in

der Regel eine längere Lebensdauer und somit eine niedrigere Umsatzrate als die Wurzeln von Arten nährstoffreicher Lebensräume (Nährstoffzeiger). Generell ist die Lebensdauer der Feinwurzeln geringer als jene der Grobwurzeln. Feinwurzeln tragen deshalb wesentlich stärker zur Humusbildung in Grünlandböden bei. Ihr Anteil an der Pflanzenstreu beträgt im Grünland über 90 % (Steinaker und Wilson, 2005). Nach Whitehead (1995) nimmt die Lebensdauer der Pflanzenwurzeln mit steigender Nutzungshäufigkeit ab. Die Kohlenstoffkonzentration in den Wurzeln von Grünlandpflanzen schwankt zwischen 40 und 48 % (Whitehead, 1995; Bohner, unveröffentlicht). Aufgrund der höheren Rekalzitranz wird im Boden das Wurzelgewebe schwerer abgebaut als das Sprossgewebe. Der wurzelbürtige Kohlenstoff hat daher im Boden eine längere Verweilzeit als der sprossbürtige Kohlenstoff (Rasse et al., 2005).

Unterirdische Phytomasse und Wurzelwachstum

Im Dauergrünland dominieren mehrjährige Gräser. Daher ist die unterirdische Phytomasse (Wurzeln und unterirdische Sprossachsen), vereinfacht auch als Wurzelmasse bezeichnet, ganzjährig besonders hoch. Sie beträgt im mitteleuropäischen Wirtschaftsgrünland 4-8 t pro Hektar (Klapp, 1971). Grünlandökosysteme haben ein relativ hohes Verhältnis von Wurzelmasse zu Sprossmasse (Jackson et al., 1996). Der Anteil der unterirdischen Phytomasse an der Gesamtphytomasse variiert von 70-90 % in Magerwiesen bis weniger als 50 % in Fettwiesen (Gisi, 1990). Wurzelmasse, Wurzeltiefgang und vertikale Wurzelverteilung im Boden werden entscheidend von der Intensität der Grünlandbewirtschaftung beeinflusst. Je intensiver die Bewirtschaftung erfolgt, desto geringer sind Wurzelmasse und Wurzeltiefgang im Grünlandboden (Klapp, 1971; Sobotik et al., 2020). Die Wurzelmasse nimmt bei Intensivierung der Grünlandbewirtschaftung nicht gleichmäßig in allen Tiefen ab, sondern besonders stark in tieferen Bodenschichten. Vor allem bei intensiver Beweidung verringert sich die Wurzelmasse und verlagert sich noch stärker in die oberste Bodenschicht (Klapp, 1971; Bohner und Herndl, 2011). Speidel und Weiß (1972) stellten unter einer intensiv genutzten Weidelgras-Weide eine Wurzelmasse von 2.6 t pro Hektar fest. Unter einer Goldhaferwiese war der entsprechende Wert mit 8.3 t pro Hektar deutlich höher. Die Verminderung der Wurzelmasse und Durchwurzelungstiefe infolge Intensivierung der Grünlandbewirtschaftung erfolgt primär durch Änderungen in der Artenzusammensetzung der Vegetation und durch Änderungen im Deckungsgrad einzelner Arten innerhalb des Pflanzenbestandes. Viele Übernutzungszeiger (z.B. Gewöhnliches Rispengras, Gänseblümchen) und Bodenverdichtungszeiger (z.B. Einjähriges Rispengras, Kriechender Hahnenfuß, Breit-Wegerich) sind Flachwurzler. Sie werden durch Nutzungsintensivierung gefördert und erreichen deshalb im Intensivgrünland häufig einen hohen Deckungsgrad. Eine Verminderung der Wurzelmasse durch Nutzungsintensivierung erfolgt auch bei Einzelpflanzen einer Art (Klapp, 1951; Schimpf et al., 2022). Pflanzenwurzeln benötigen für ihr Wachstum Assimilate, die im Spross durch die Photosynthese gebildet werden. Bei einer Nutzungsintensivierung wird das Wurzelwachstum der Grünlandpflanzen gehemmt, weil die Assimilatzufuhr vom Spross aufgrund einer niedrigeren Netto-Photosyntheserate resultierend aus einem häufigeren bzw. größeren Verlust an assimilierenden Pflanzenteilen vermindert ist (Davidson und Milthorpe, 1966). Bei regelmäßiger Düngung

vermindert sich die Wurzelmasse im Grünlandboden ebenfalls durch Änderungen in der Artenzusammensetzung im Pflanzenbestand (Schulze und Mues, 1961). Magerkeitszeiger investieren stärker in das Wurzelwachstum als Nährstoffzeiger (Marschner, 1998). Folglich weisen nährstoffarme, extensiv bewirtschaftete Grünlandökosysteme eine höhere Wurzelmasse, ein höheres Wurzel-Spross-Verhältnis und eine bessere Durchwurzelung des Unterbodens als vergleichbare nährstoffreiche, intensiv bewirtschaftete Grünlandökosysteme auf (Abbildung 1). Generell bewirken Wasser- und Nährelementmangel im Boden eine Erweiterung und Düngung eine Verengung des Wurzel-Spross-Verhältnisses in Grünlandökosystemen (Werger, 1983; Speidel und Weiß, 1972). Durch Bodenverdichtung wird das Wurzelwachstum gehemmt, insbesondere das Tiefenwachstum der Pflanzenwurzeln wird vermindert. Außerdem wird die Durchwurzelbarkeit des Bodens verschlechtert. Die Verminderung des Wurzelwachstums in verdichteten Bodenschichten wird auf die gehemmte Durchlüftung (Sauerstoffmangel), auf den erhöhten mechanischen Eindringwiderstand und auf den Mangel an Grobporen zurückgeführt (Mohr, 1980; Helal, 1991; Nawaz et al., 2013). Allerdings verfügt das Wurzelsystem über eine räumliche Plastizität. Das verminderte Wurzelwachstum in der verdichteten Bodenschicht wird zum Teil kompensiert durch ein erhöhtes Wurzelwachstum in der darüber befindlichen unverdichteten Bodenschicht. Deshalb weisen intensiv beweidete Grünlandflächen aufgrund einer stark verdichteten Bodenschicht in 5-15 cm Bodentiefe häufig einen Wurzelfilz in den obersten 5 cm des Bodens auf (Bohner et al. 2017). Günstig für das Wurzelwachstum und für die Tiefendurchwurzelung des Bodens ist ein lockerer, grobporiger, gut durchlüfteter Boden. Alle Maßnahmen zur Verbesserung der Bodenstruktur, insbesondere die Wiederherstellung einer stabilen Krümelstruktur in schadverdichteten Böden (Lagerungsdichte > 1.40 g cm-3), sind daher für das Wurzelwachstum förderlich.

Vertikale Wurzelverteilung und Durchwurzelungstiefe im Boden

In Dauergrünlandböden nimmt die Wurzelmasse mit der Bodentiefe stark ab (Abbildung 1). Der Großteil der unterirdischen Phytomasse (> 75 %) befindet sich in den obersten 10 cm des Bodens (Bohner et al., 2016). Typische Grünlandpflanzen haben in Mitteleuropa im Durchschnitt eine maximale Wurzeltiefe von 110 cm (Canadell et al., 1996). Die Durchwurzelungstiefe ist in Dauergrünlandböden entscheidend von der Seehöhe abhängig (Lichtenegger, 1997). In den Tal- und Beckenlagen beträgt die Wurzeltiefe der Gräser im Durchschnitt etwa 1 m. Einige Kräuter und Leguminosen durchwurzeln den Boden tiefer als 2 m (Tabelle 1). Pflanzenwurzeln können somit in den Tal- und Beckenlagen den Dauergrünlandboden bis zu einer Tiefe von über 1 m mit Humus anreichern. Ein ständig hoher Grundwasserstand, kluftfreie Festgesteine, stark verfestigte Lockersedimente (z. B. Grundmoräne) oder Bodenschichten (z. B. Kalkkrusten), dichte Bodenhorizonte (z. B. Staukörper) sowie eine mächtige Kies- oder Schotterschicht im Untergrund mindern die Durchwurzelungstiefe. Mit zunehmender Seehöhe nimmt die Durchwurzelungstiefe des Dauergrünlandbodens wegen der geringeren Bodenerwärmung ab und die Durchwurzelung des Oberbodens entsprechend zu. Daher vermindert sich mit zunehmender Seehöhe die Mächtigkeit des Wurzelraumes und die unterirdische Phytomasse ist noch stärker auf den Oberboden konzentriert. Eine starke Humusanreicherung in der obersten, stark durchwurzelten Bodenschicht ist die Folge.

Humus – Zusammensetzung, Einleitung, Eigenschaften und Funktionen

Humus besteht hauptsächlich aus mikrobieller Nekromasse (tote Mikroorganismen) und zersetzten Pflanzenresten (Simpson et al., 2007; Liang et al., 2019; Wang et al., 2021). Humus wird aufgrund unterschiedlicher Funktionen und Verweilzeiten im Boden in die Humusarten Nähr- und Dauerhumus unterteilt (Gisi, 1990). Nährhumus repräsentiert die labile, rasch umsetzbare organische Substanz im Boden. Ober- und unterirdische Pflanzenreste (Streu), Wurzelausscheidungen (Mucilate, Exsudate), abgestorbene Bodenorganismen und Mykorrhizahyphen, Ausscheidungs- und Stoffwechselprodukte von lebenden Bodenorganismen, gelöste organische Substanzen (DOM) sowie Wirtschaftsdünger und Exkremente der Weide- und Wildtiere gehören zum Nährhumus. Er liegt „frei“ (ungebunden) im Boden vor und wird deshalb von den Bodenorganismen rasch (meist innerhalb weniger Wochen oder Monate) abgebaut. Dabei werden Pflanzennährelemente freigesetzt und potenziell pflanzenverfügbar. Nährhumus ist eine bevorzugte Kohlenstoff-, Nahrungs- und Energiequelle für heterotrophe Bodenorganismen und somit Voraussetzung für eine hohe biologische Aktivität im Boden (Bristow und Jarvis, 1991; Bronick und Lal, 2005). Nährhumus beschleunigt und verstärkt mikrobiell ausgelöste Redoxprozesse im Boden (z.B. Reduktion der Mangan- und Eisen-Oxide), begünstigt die Denitrifikation und erhöht die Aggregatstabilität im Oberboden (Scheffer und Schachtschabel, 2002; Jensen et al., 2019). Gelöste organische Substanzen (DOM) beeinflussen die Löslichkeit und Bioverfügbarkeit von Nähr- und Schadelementen in Grünlandböden. DOM kann Phosphate vor allem in sauren Grünlandböden mobilisieren (Lopez-Hernandez et al., 1979) und somit das Phosphorangebot für Grünlandpflanzen erhöhen (Humateffekt). Humus ist im Boden großteils (über 95 %) an Mineraloberflächen (Tonminerale, Schluffpartikel, schlecht-kristallisierte Eisen- und Aluminium-Oxide) gebunden (mineralgebundener Humus) und in Bodenaggregate (Mikroporen) eingeschlossen (Aggregat-assoziierter Humus). Dieser chemisch und physikalisch stabilisierte Humus (Dauerhumus) wird von den Bodenorganismen nur sehr langsam abgebaut und verweilt deshalb jahrhunderte- bis jahrtausendelang im Boden (Six et al., 2002). Das Verhältnis von stabilem Dauerhumus zu labilem Nährhumus erweitert sich mit zunehmender Bodentiefe. Dauerhumus besteht hauptsächlich aus Kohlenstoff, Sauerstoff,

Wasserstoff, Stickstoff, Phosphor und Schwefel. Der Kohlenstoffanteil beträgt ungefähr 58 %. Dauerhumus ist mengenmäßig der wichtigste organische Kohlenstoffspeicher im Boden (Stevenson und Cole, 1999). Eine Gehaltsveränderung hat deshalb deutliche Auswirkungen auf den organischen Kohlenstoffvorrat im Boden. Dauerhumus speichert Nähr- und Schadstoffe, Wasser und Energie (Gisi, 1990). Beim mikrobiellen Abbau werden Pflanzennährelemente (insbesondere Stickstoff, Schwefel, Phosphor) freigesetzt und potentiell pflanzenverfügbar. Dauerhumus stellt eine langsam und gleichmäßig fließende Nährstoffquelle für Pflanzen und Bodenorganismen dar. Je mehr Dauerhumus ein Grünlandboden enthält, desto höher ist im Allgemeinen sein Gesamtgehalt an Stickstoff und Schwefel (Abbildung 2,3). Eine Humusanreicherung im Grünlandboden führt daher gleichzeitig auch zu einer Anreicherung von organisch gebundenem Stickstoff und Schwefel. Im A-Horizont von Dauergrünlandböden liegen Stickstoff und Schwefel zu mehr als 95 % und Phosphor zu etwa 70 % in organischer Bindung vor (Bohner, unveröffentlicht). Die Wasserspeicherkapazität wird vor allem in sandreichen Grünlandböden sehr wesentlich vom Dauerhumusgehalt bestimmt (Abbildung 4). Generell können humusreiche Böden mehr pflanzenverfügbares Wasser speichern als vergleichbare humusarme Böden (Hudson, 1994). Allerdings ist damit auch eine langsamere und geringere Bodenerwärmung infolge höherer spezifischer Wärmekapazität verbunden (Scheffer und Schachtschabel, 2002). Dauerhumus ist ein bedeutender Kationenaustauscher mit pH-abhängiger Oberflächenladung (Scheffer und Schachtschabel, 2002). Im A-Horizont von tonarmen Grünlandböden mit einem pH-Wert (CaCl2) über 5.0 steigt die effektive Kationenaustauschkapazität mit zunehmendem Dauerhumusgehalt deutlich an (Abbildung 5). In stark sauren Grünlandböden (pH CaCl2 < 5.0) hingegen ist der Anstieg wegen der pH-abhängigen Oberflächenladung gering. Daher vermindert sich in humusreichen Grünlandböden mit zunehmender Bodenversauerung das Speichervermögen für kationische Nähr- und Schadelemente im Oberboden. Die Anreicherung von Dauerhumus begünstigt den Prozess der Bodenversauerung, insbesondere im A-Horizont von carbonatfreien, basenarmen Grünlandböden (Bohner et al., 2006). Dauerhumus erhöht die mikrobielle Biomasse (Bastida et al., 2021), die biologische Aktivität und mikrobielle Enzymproduktion im Boden (Taylor et al., 2002). Die Dichte der Mineralkörner im Boden beträgt im Durchschnitt 2.6-2.7 g cm-3, jene der organischen Substanz hingegen 1.2-1.4 g cm-3 (Hartge und Horn, 2009). Ein zunehmender Dauerhumusgehalt reduziert daher die Lagerungsdichte im Boden (Schrumpf et al., 2011; Bohner et al., 2016), erhöht das Gesamtporenvolumen und führt bei sandreichen Böden zu einer Erhöhung des Anteils der Mittel- und Feinporen (Scheffer und Schachtschabel, 2002). Dauerhumus vermindert die Verdichtungsempfindlichkeit von Grünlandböden und erhöht somit ihre mechanische Belastbarkeit (Bohner et al., 2016). Außerdem verbessert

er die Bodendurchlüftung und Wasserinfiltration im Oberboden (Loveland und Webb, 2003). Nähr- und Dauerhumus sorgen für eine günstige Krümelstruktur im A-Horizont von Grünlandböden (Scheffer und Schachtschabel, 2002). Davon profitieren Pflanzenwurzeln und Bodenorganismen. Dauerhumus vermindert die Schwermetalllöslichkeit in Grünlandböden (Stadelmann et al., 1984) und schützt Grünlandpflanzen auf stark sauren Böden (pH $CaCl_2$ < 5.0) vor einer Aluminium-Toxizität (Bloom et al., 1979). Im humusreichen A-Horizont von Dauergrünlandböden ist die Aluminium-Konzentration in der Bodenlösung wegen der starken Bindung von Aluminium an die tote organische Bodensubstanz meist relativ niedrig (Abbildung 6). Ein wichtiger Bestandteil des Dauerhumus sind Proteine (Stevenson und Cole, 1999). Sie dienen als Puffer und schützen Pflanzenwurzeln und Bodenorganismen vor zu großen Schwankungen des pH-Wertes in Grünlandböden. Generell sind Nähr- und Dauerhumus die wichtigsten natürlichen Stickstoffquellen für Grünlandpflanzen. Humusmangel im Grünlandboden fördert kraut- oder kleereiche Pflanzenbestände, weil das Graswachstum aufgrund von Stickstoffmangel gehemmt ist (Bohner et al., 2020).

Humusformen

Die Humusform ist ein Indikator für die Humusqualität. Sie liefert Hinweise für den Bodenwasserhaushalt und die biologische Aktivität im Oberboden sowie für die Geschwindigkeit des jährlichen Nährstoffkreislaufes in einem Ökosystem. Welche Humusform entsteht, hängt in terrestrischen Böden primär von der Qualität und Abbaubarkeit (Rekalzitranz) der oberirdischen Bestandesabfälle und in hydromorphen Böden insbesondere vom Grund-, Hang- oder Stauwassereinfluss ab. Die Grünlandvegetation liefert hauptsächlich biologisch leicht abbaubare oberirdische Bestandesabfälle, die von Bodenorganismen rasch zersetzt werden. Wegen des schnellen Transports von pflanzlichen Streustoffen (unzersetzte oder nur schwach zersetzte Pflanzenteile an der Bodenoberfläche) in den Mineralboden durch Bodentiere fehlt im Dauergrünland eine Streuschicht weitgehend. Aus diesen Gründen findet eine Moder- oder Rohhumusbildung nicht statt. Im Dauergrünland kommen je nach Grund-, Hang- oder Stauwassereinfluss die Humusformen Mull, Feucht-Mull, Anmoor-Mull und Niedermoor-Torf vor. Aus landwirtschaftlicher Sicht ist Mull die günstigste Humusform (hohe biologische Aktivität, rascher Nährstoffkreislauf, kein zeitweiliger oder ständiger Wasserüberschuss bzw. Sauerstoffmangel im Oberboden).

Landnutzung

Landnutzung und Landnutzungsgeschichte spielen für den aktuellen Humusgehalt und Humusvorrat im Boden eine entscheidende Rolle (Gerzabek et al., 2005; Wiesmeier et al., 2012; Drexler et al., 2022). Die Böden des Dauergrünlandes sind wegen der starken Durchwurzelung mit vorwiegend mehrjährigen Arten meist sehr humusreich (Bohner et al., 2016; Abdalla et al., 2018). In terrestrischen österreichischen Dauergrünlandböden beträgt der Humusgehalt im Oberboden (0-10 cm) in der Regel mehr als 6 %. Im Gegensatz dazu weisen österreichische Ackerböden in den obersten 20 cm meist einen Humusgehalt von 2-4 % auf. Die Böden des Dauergrünlandes sind im A-Horizont deutlich humusreicher als vergleichbare Ackerböden, insbesondere wenn sie nie oder seit Jahrzehnten nicht mehr als Acker genutzt worden sind (Neufeldt, 2005; Hopkins et al., 2009; Flessa et al. 2018; Wenzel et al., 2022). Die fehlende Zerstörung von Bodenaggregaten und der fehlende „Verdünnungseffekt“ durch Vertiefung des A-Horizontes aufgrund nicht stattfindender Bodenbearbeitung, die stabileren Bodenaggregate durch höheren Regenwurmbesatz, höhere Wurzeldichte (Anzahl an Feinwurzeln pro Flächeneinheit) sowie größere mikrobielle Biomasse und Aktivität, die geringere Bodenerwärmung und fehlende Flächenerosion infolge ganzjähriger und weitgehend geschlossener Vegetationsdecke sowie die höheren wurzelbürtigen Kohlenstoffeinträge (Rhizodeposition) aufgrund größerer unterirdischer Phytomasse sind wichtige Gründe für den deutlichen Humus-Gehaltsunterschied im Oberboden zwischen den beiden Landnutzungstypen. Auf landwirtschaftlich genutzten Flächen besteht hinsichtlich des Humusgehaltes im Oberboden folgende Reihung: Böden unter Dauergrünland > Böden unter Wechselgrünland > Böden unter Acker (Bohner et al., 2012; Prout et al., 2021). Die Umwandlung von Dauergrünland in Wechselgrünland oder Ackerland bewirkt langfristig (ca. 100 Jahre) einen starken Humusabbau im Oberboden und ist folglich aus Klimaschutzgründen (erhöhte CO2-Emissionen) nicht erwünscht. Der Humusschwund ist in den ersten Jahren nach dem Grünlandumbruch am stärksten. Der Bodenkohlenstoffverlust durch die Umwandlung von Dauergrünland in Ackerland beträgt 0.10 - 0.25 t C pro Hektar und Jahr (Oberholzer et al., 2014). Er ist in sandreichen Böden größer als in tonreichen Böden und kann nach 17 Jahren einen Wert bis zu 36 % betragen (Poeplau et al., 2011). Durch die Umwandlung von Ackerland in Dauergrünland kann der Humusgehalt im Oberboden langfristig und nachhaltig gesteigert werden. Kohlenstoff-Akkumulationsraten von 0.1-0.7 t C pro Hektar und Jahr sind möglich (Post et al., 2004; Soussana et al., 2004; Wiesmeier et al., 2020). Nach 20 Jahren kann die

Kohlenstoffanreicherung aufgrund der Landnutzungsänderung 40 % betragen (Poeplau et al., 2011). Der Humusabbau durch die Umwandlung von Dauergrünland in Ackerland erfolgt rascher als der Humusaufbau bei Überführung von Ackerland in Dauergrünland, insbesondere wenn das neu etablierte Dauergrünland intensiv bewirtschaftet wird (Poeplau et al., 2011). Die Landnutzungsänderung von Ackerland in mittelintensiv bewirtschaftetes Dauergrünland ist somit eine effiziente und effektive Maßnahme zur langfristigen und nachhaltigen Bodenkohlenstoffsequestrierung auf landwirtschaftlich genutzten Flächen (Don et al., 2018; Wiesmeier et al., 2020). In typischen Ackerbaugebieten wäre damit gleichzeitig auch eine Steigerung der Biodiversität und somit eine zusätzliche positive Umweltwirkung verbunden. Allerdings ist diese Maßnahme derzeit aus Ernährungssicherheits- und Rentabilitätsgründen in Österreich schwer umsetzbar. Die langfristige Etablierung von Dauergrünland wäre insbesondere auf ackerbaulich genutzten Moorböden aus Klima- und Naturschutzgründen sinnvoll.

Abiotische Standortfaktoren

Der Humusgehalt in Dauergrünlandböden wird in erster Linie vom Bodenwasserhaushalt bestimmt (Tabelle 2). Nasse und feuchte Standorte (Niedermoore, hydromorphe Mineralböden) weisen im Oberboden deutlich höhere Humusgehalte auf als halbtrockene und frische Standorte. Es besteht hinsichtlich des Humusgehalts im Oberboden folgende Reihung: nass > feucht > halbtrocken > frisch. Frische Standorte werden in der Regel intensiver bewirtschaftet und die biologische Aktivität im Boden ist höher als auf vergleichbaren nassen, feuchten und halbtrockenen Standorten. Häufige und lang anhaltende Trockenheit oder Nässe hemmen die mikrobielle Humusmineralisierung im Boden (Welte, 1963) und begünstigen somit die Humusanreicherung insbesondere im Oberboden. Vor allem stark grundwasserbeeinflusste, hydromorphe Böden (Gley, Augley, Anmoor, Niedermoor) sind sehr humusreich, weil die Mineralisierung der organischen Substanz aufgrund von nässebedingtem Sauerstoffmangel gehemmt ist (Neufeldt, 2005; Wiesmeier et al., 2012; Schimpf et al., 2022). Drainagen bewirken eine dauerhafte Grundwasserabsenkung auf Grünlandflächen. Der Humusgehalt nimmt dadurch in der entwässerten Bodenschicht infolge höherer Mineralisierungsrate stark ab (Meersmans et al., 2009). Unerwünschte erhöhte CO2-Emissionen sind die Folge. Allerdings kann in entwässerten, hydromorphen Grünlandböden durch Anhebung des Grundwasserstandes (z.B. Verschließen von Entwässerungsgräben mit Holzsperren, Verschließen der Drainagerohre) der Humusabbau gestoppt und der Humusgehalt langfristig und nachhaltig wieder erhöht werden. Klima (Temperatur, Niederschlag, Verdunstung), Seehöhe (integraler Indikator für Temperatur und Niederschlag), Bodenart, Bodenmineralogie (Mineralart und Kristallinitätsgrad der pedogenen Minerale), Bodenstruktur, Bodentyp und Geologie (integraler Indikator für Bodenart und Bodenmineralogie) haben ebenfalls einen großen Einfluss auf den Humusgehalt in Dauergrünlandböden (Loveland und Webb, 2003; Wiesmeier et al., 2019). In kühlen, niederschlagsreichen Regionen (Jahresniederschlag > 1500 mm, Jahresmitteltemperatur < 6 °C; langjähriger Durchschnitt) und im Berggebiet sind Dauergrünlandböden infolge temperaturbedingter geringerer biologischer Aktivität (niedrigere Humusmineralisierungsrate, kürzere Mineralisierungszeit) im A-Horizont meist humusreicher als in wärmeren Regionen sowie in Tal- und Beckenlagen (Burke et al., 1989; Jobbagy und Jackson, 2000; Leifeld et al., 2009; Baumgarten et al., 2021, Schimpf et al., 2022). Der Humusgehalt in Dauergrünlandböden wird maßgeblich von seinem Ton- und Schluffgehalt beeinflusst (Hassink, 1997; Percival et al., 2000; Six et al., 2002; Konen et al., 2003). Ton- und

schluffreiche Dauergrünlandböden haben in der Regel höhere Humusgehalte und einen langsameren Humusumsatz als vergleichbare sandreiche Böden, weil die organische Substanz durch chemische Bindung an Ton- und Schluffpartikel besser gegen mikrobiellen und enzymatischen Abbau geschützt ist (Burke et al., 1989; Six et al., 2002; Von Lützow et al., 2006; Flessa et al., 2018). Ein hoher Gehalt an austauschbarem Calcium und eine hohe Calcium-Sättigung fördern die Kohlenstoffspeicherung und -stabilisierung im Boden durch Erhöhung der Aggregatstabilität sowie durch Bildung von Calcium-Brücken zwischen den negativ geladenen Mineraloberflächen (Ton- und Schluffpartikel) und den organischen Substanzen mit negativer Ladung (Cotrufo et al., 2013; Wiesmeier et al., 2019). Daher sind im Dauergrünland Kalkbraunlehme im A-Horizont meist humusreicher als vergleichbare Braunerden (Bohner et al., 2007). Neben Ton- und Schluffpartikel haben auch schlecht-kristallisierte Eisen- und Aluminium-Oxide insbesondere in sauren Unterböden (Kleber et al., 2005; Wiseman und Püttmann, 2005; Bohner et al., 2016), Konkretionen in staunassen Böden und Holzkohlepartikel in Böden mit ehemaliger Brandrodung für die Kohlenstoffspeicherung und -stabilisierung eine große Bedeutung. Vor allem Holzkohlenreste (Dungait et al., 2012), aber auch Konkretionen (Bohner, unveröffentlicht) enthalten beträchtliche Mengen an stabilem bzw. okkludiertem organischen Kohlenstoff. Schlecht-kristallisierte Eisen- und Aluminium-Oxide sind die wichtigsten Sorbenten für die gelöste organische Substanz im Boden (DOM). Sie wird durch Bindung an die Mineraloberfläche und durch Mineralien-Einschluss gegen mikrobiellen und enzymatischen Abbau geschützt (Kaiser und Guggenberger, 2000). Allerdings ist die Speicher- und Stabilisierungskapazität der schlecht-kristallisierten Eisen- und Aluminium-Oxide für Kohlenstoff durch die verfügbare Mineraloberfläche begrenzt, unterliegt einer Sättigung (Kleber et al., 2005) und ist weitgehend reversibel. Eine sehr starke Bodenversauerung (pH $CaCl_2$ < 4.2) oder ein stark sinkendes Redoxpotential im wassergesättigten Boden (bei Eisen-Oxide) können zu ihrer Auflösung und somit zur Freisetzung von okkludiertem und gebundenem Kohlenstoff führen. Der Humusgehalt von Dauergrünlandböden wird auch von der Geländeform beeinflusst. In hügeligen Landschaften und im Berggebiet sind Dauergrünlandböden am Unterhang und Hangfuß häufig humusreicher (höherer Humusgehalt im Oberboden, mächtigerer A-Horizont) als am Ober- und Mittelhang (Konen et al., 2003; Bohner et al., 2012). Ursache für diese kolluviale Humusanreicherung ist die historische Ablagerung und langfristige (jahrhunderte- bis jahrtausendelange) Speicherung von erodiertem, schluffgebundenem Kohlenstoff am Unterhang und Hangfuß bei ehemaliger Ackernutzung der Grünlandfläche. Die kolluviale Humusanreicherung resultiert aus einer reliefbedingten Umlagerung von Bodenkohlenstoff und stellt somit keinen Kohlenstoff-Sequestrierungsgewinn dar.

Grünlandbewirtschaftung

Der Humusgehalt im Boden reagiert dynamisch auf Veränderungen der Grünlandbewirtschaftung. Er kann durch Bewirtschaftungsmaßnahmen vor allem im Oberboden dauerhaft oder nur vorübergehend sowohl erhöht als auch erniedrigt werden. Bei intensiver Beweidung (Viehtritt) wird der Grünlandboden bis in 15 cm Tiefe und durch häufiges Befahren mit Grünlandmaschinen zumindest bis 25 cm Bodentiefe verdichtet (Bohner et al., 2017). Die Bodenverdichtung bewirkt eine Abnahme des Humusgehalts im Grünlandboden, weil aufgrund schlechter Bodendurchwurzelung weniger wurzelbürtige organische Substanz sowohl in die verdichtete Bodenschicht als auch in die darunter befindlichen Schichten gelangt (Brevik et al., 2002; Schimpf et al., 2023). Die Vegetation beeinflusst maßgeblich den Humusgehalt von Dauergrünlandböden sowohl direkt durch die Menge, Qualität und Vielfalt der zugeführten ober- und unterirdischen organischen Substanz (abgestorbene Pflanzenwurzeln und Wurzelhaare, abgestoßene Wurzelrinden- und Wurzelhaubenzellen, Exsudate, Mucilate, abgestorbene oberirdische Pflanzenteile und Bröckelverluste bei der Heuernte) als auch indirekt durch die Individuenzahl (Abundanz), Vielfalt (Diversität) und Aktivität der Bodenorganismen. Die Pflanzenstreu (abgestorbene Pflanzenteile) ist mengenmäßig das wichtigste Ausgangsmaterial für die Humusbildung in Grünlandböden. Im Wirtschaftsgrünland sind auch organische Dünger (Wirtschaftsdünger) und in Weiden ist der Kot von Weidetieren für die Humusbildung im Boden relevant. Menge, Qualität und Vielfalt der jährlich zugeführten organischen Substanz sind von der Artenzusammensetzung und Artenvielfalt der Grünlandvegetation sowie von der Bewirtschaftungsform (Mahd, Beweidung) und Bewirtschaftungsintensität (Düngung, Nutzungshäufigkeit) abhängig. Vegetationsveränderungen und Veränderungen in der Bewirtschaftung führen daher auch zu einer Veränderung des Humusgehalts in einzelnen Bodenschichten von Dauergrünlandböden. Lebende Pflanzenwurzeln versorgen den Boden während des Pflanzenwachstums ständig mit leicht verfügbarer organischer Substanz (Exsudate). Eine große Wurzelmasse, ein ungehindertes Wurzelwachstum und ein rascher Wurzelumsatz sind wesentliche Voraussetzungen für einen hohen Humusgehalt in Grünlandböden (Rasse et al., 2005). Durch Nutzungsintensivierung, insbesondere durch eine starke Erhöhung der Weideintensität, werden die Wurzelmasse und Durchwurzelungstiefe in Dauergrünlandböden deutlich reduziert (Schuster, 1964; Klapp, 1971; Bohner und Herndl, 2011; Bohner et al., 2016). Die daraus resultierende geringere Zufuhr an organischer Substanz in Form von Wurzelstreu führt unweigerlich zu einer Abnahme des Humusgehalts vor allem in tieferen Bodenschichten. Der

Bodenkohlenstoffverlust durch Erhöhung der Weideintensität kann bis zu 1.5 t C pro Hektar und Jahr betragen (McSherry und Ritchie, 2013). Eine Abnahme des Humusgehalts bei langjährig intensiver Beweidung wurde in zahlreichen Untersuchungen festgestellt (Parton et al., 1987; Klumpp et al., 2009; Abdalla et al., 2018; Schimpf et al., 2023). Allerdings kann auf überbeweideten Flächen durch dauerhafte Verminderung der Weideintensität und durch regelmäßige Düngung mit stark verrottetem Mist oder Stallmistkompost Humus allmählich wieder angereichert werden (Conant und Paustian, 2002). Dem Grünlandökosystem wird durch Mahd oder Beweidung Kohlenstoff entzogen. Der jährliche Entzug ist vom Ertrag bzw. von der Anzahl der Nutzungen pro Jahr abhängig (Tabelle 3). Um den Humusgehalt im Grünlandboden zu erhalten, ist daher eine jährliche, entzugsorientierte Düngung mit organischen Düngern (Wirtschaftsdünger) notwendig (Soussana et al., 2004; Bohner et al., 2016; Flessa et al., 2018). Feste Dünger haben generell einen höheren Kohlenstoffgehalt als flüssige Dünger (Khaleel et al., 1981). Für die Humusbildung im Boden ist daher gut verrotteter Mist oder Stallmistkompost deutlich günstiger als Gülle. Gülle hat im Vergleich zu Mist einen niedrigeren Humusreproduktionsfaktor (Asmus, 1992). Durch Erhöhung der jährlich ausgebrachten Menge an Mist oder Stallmistkompost kann im Wirtschaftsgrünland der Humusgehalt im Oberboden nachhaltig gesteigert werden (Hopkins et al., 2009; Maillard und Angers, 2014; Kühnel et al., 2019). Je tonreicher der Boden ist, umso leichter gelingt dies und umso langfristiger ist der Effekt. Allerdings findet eine düngerbedingte Humusanreicherung nur sehr langsam und geringfügig im Oberboden statt, weil die jährliche Kohlenstoffzufuhr mit dem organischen Dünger im Vergleich zum Kohlenstoffvorrat im Boden sehr gering ist (< 3 %). Die humuserhaltende oder humussteigernde Wirkung von kohlenstoffreichen organischen Düngemitteln resultiert in Dauergrünlandböden ausschließlich aus der Zufuhr von organischer Substanz mit dem Dünger und nicht aus einer düngebedingten größeren Menge an Pflanzenstreu infolge eines stärkeren Pflanzenwachstums (Maillard und Angers, 2014; Bohner et al., 2016). Daher sind Mineraldünger zur Humusanreicherung in Dauergrünlandböden nicht geeignet. Die jährlich ausgebrachte Menge an Wirtschaftsdüngern kann aufgrund legistischer Obergrenzen nicht beliebig gesteigert werden. Gemäß EU-Nitratrichtlinie (Nitrat-Aktionsprogramm-Verordnung 2023) können Fünf- und Sechsschnittwiesen mit Wirtschaftsdüngern alleine nicht mehr entzugsgerecht gedüngt werden. Bei dieser Nutzungshäufigkeit ist nur mehr eine kombinierte Düngung mit Wirtschafts- und Mineraldüngern erlaubt. Folglich kann der jährliche Kohlenstoffentzug mit der Ernte durch Düngung nicht mehr kompensiert werden. Dies führt langfristig zu einer Abnahme des Humusgehalts im Oberboden. Eine jährliche Mähnutzung ohne Düngung mit Entfernung des Mahdguts ist Grundvoraussetzung für eine hohe Pflanzenartenvielfalt in Dauerwiesen. Diese biodiversitätsfördernde

Bewirtschaftungsmaßnahme führt wegen dem erntebedingten jährlichen Kohlenstoffexport zu einem schleichenden Humusabbau insbesondere in sandreichen Böden (Bohner et al., 2016). Eine regelmäßige Düngung mit Wirtschaftsdünger zur Erhaltung oder Erhöhung des Humusvorrats im Boden ist auf artenreichen Magerwiesen und -weiden eine biodiversitätsmindernde Maßnahme. Es besteht somit ein Zielkonflikt zwischen Klimaschutz und Naturschutz. Die Bewirtschaftungsaufgabe führt im Extensivgrünland meist zu einer Anreicherung von stickstoffarmem Humus und zu einer Erweiterung des C:N-Verhältnisses im Oberboden (Bohner et al., 2006; Bohner et al., 2019). Die Gründe hierfür sind der fehlende jährliche Kohlenstoffexport mit der Ernte und die relativ hohe jährliche Zufuhr an stickstoffarmer oberirdischer Pflanzenstreu (weites C:N-Verhältnis) vor allem im Frühling. Nachdem die Bewirtschaftungsaufgabe auch eine Verminderung der Pflanzenartenvielfalt insbesondere im Extensivgrünland bewirkt, ist sie mit den Zielen des botanischen Artenschutzes nicht vereinbar und somit auch keine geeignete Maßnahme zur Bodenkohlenstoffsequestrierung.

Bodenorganismen

Bodenorganismen beeinflussen den Humusgehalt in Dauergrünlandböden sowohl direkt durch Zufuhr, Abbau und Transport von organischen Substanzen als auch indirekt durch Bildung und Erhaltung stabiler Bodenaggregate. Im Oberboden leben deutlich mehr Bodenorganismen als im Unterboden. Das größere Nahrungsangebot primär infolge höherer Wurzelmasse, die bessere Sauerstoffversorgung und das größere Hohlraumvolumen sind dafür verantwortlich. Im Unterboden sind Regenwurmgänge und Wurzelröhren der bevorzugte Lebensraum von Bodenorganismen. Regenwürmer sind in Grünlandökosystemen die wichtigsten humus- und strukturbildenden Bodentiere. Sie leisten durch biologische Aggregatbildung (Krümelbildung) und durch Bioturbation einen großen Beitrag zur Humusspeicherung und -stabilisierung in Dauergrünlandböden (Bossuyt et al., 2004; Lorenz und Lal. 2005; Don et al., 2008). Regenwurmkrümel werden an der Bodenoberfläche und in den Regenwurmgängen abgelegt. Sie stabilisieren viel potenziell leicht abbaubare organische Substanz (Flessa et al., 2018). Durch den Kot tiefgrabender, anezischer Regenwurmarten (z.B. Tauwurm, Lumbricus terrestris) gelangt die organische Substanz in eine Bodentiefe von über 1 m. Regenwurmgänge werden durch Regenwurmkot mit einer Humustapete ausgekleidet. Daher ist der Humusgehalt in Regenwurmgängen meist deutlich höher als im umgebenden Boden (Don et al., 2008). Regenwurmgänge dienen auch als Pfade für den DOM-Transport in tiefere Bodenschichten. In verdichteten Böden wachsen Pflanzenwurzeln bevorzugt in vertikal verlaufenden Regenwurmgängen und nutzen diese für ihr Eindringen in tiefere Bodenschichten (Xiong et al., 2022). Regenwurmgänge erleichtern und beschleunigen somit den Kohlenstofftransport in den Unterboden. Je mehr vertikal verlaufende, tiefreichende Regenwurmgänge im Boden vorhanden sind und je höher die Regenwurmaktivität im Boden ist, desto stärker sind die Humusanreicherung und -stabilisierung im Unterboden. Für den Humushaushalt in Dauergrünlandböden sind allerdings die Bodenmikroorganismen (insbesondere Bakterien und Pilze) entscheidend. Einerseits vermindern sie den Humusgehalt im Boden durch mikrobielle Humusmineralisierung, andererseits bewirken sie eine Gehaltszunahme durch Zufuhr von mikrobieller Nekromasse (Liang et al., 2019). Diese trägt maßgeblich zur Humusbildung in Dauergrünlandböden bei (Kirkby et al., 2011). Dauerhumus besteht zu mehr als 50 % aus mikrobieller Nekromasse (Simpson et al., 2007; Liang et al., 2019). Die mikrobielle Biomasse im Boden ist eine wichtige Quelle und Senke für organischen Kohlenstoff im Boden. Die Kohlenstoffkonzentration in Bakterien und Pilzen beträgt ca. 45 % (Whitehead,

1995). Bodenpilze haben eine höhere Kohlenstoffnutzungseffizienz als Bodenbakterien (Keiblinger et al., 2010). Sie können wesentlich zur Humusbildung im Oberboden beitragen. Die Individuenzahl (Abundanz), Aktivität und Vielfalt der Bodenlebewesen sind einerseits von der Menge, Qualität und Vielfalt an verfügbarer organischer Substanz und andererseits von den Umweltbedingungen am Standort abhängig (Gill und Burke, 2002). Nässe, Kälte, Sauerstoffmangel, Trockenheit, Nährelementmangel (insbesondere Stickstoff) und niedrige Boden-pH-Werte (pH CaCl2: < 5.0) hemmen viele Bodenorganismen (Paul und Clark, 1989). Der Humusgehalt von Dauergrünlandböden ist daher umso höher, je ungünstiger die Lebensbedingungen für Bodenorganismen sind. Eine starke Bodenversauerung begünstigt die Humusanreicherung in Dauergrünlandböden einerseits durch die gehemmte Humusmineralisierung und andererseits durch die erhöhte chemische Humusstabilität (Kögel-Knabner und Amelung, 2021). Die Vermehrung von Bodenorganismen und somit die Kohlenstoffsequestrierung in tierischer Biomasse ist im Dauergrünland durch folgende Bewirtschaftungsmaßnahmen möglich: Erhöhung der Pflanzenartenvielfalt und des Leguminosenanteils in artenarmen, gräserdominierten Pflanzenbeständen ((Nutzungsintensität reduzieren, Nachsaat); Verminderung der Druckbelastung in schadverdichteten Böden (geringere Radlast, niedrigere Weideintensität); Förderung des Wurzelwachstums in intensiv genutzten und strukturgeschädigten Grünlandböden (Nutzungsintensität reduzieren); regelmäßige Zufuhr (fein verteilt) von stickstoffreicher, leicht abbaubarer organischer Substanz (Wirtschaftsdünger, Mulchmaterial; auf feine Verteilung achten).

Kohlenstoff-Stickstoff-Verhältnisse (C:N-Verhältnisse)

Das C:N-Verhältnis im Boden ist ein Indikator für die Humusqualität und für den Abbaugrad der organischen Substanz im Boden. Je enger es ist, umso höher ist die Humusqualität im Oberboden (rascherer Humusumsatz und höheres Stickstoffnachlieferungsvermögen) und umso höher ist die biologische Aktvität und somit auch der Abbaugrad der organischen Substanz im Boden. Enge C:N-Verhältnisse treten im A-Horizont von Dauergrünlandböden vor allem dann auf, wenn die Umweltbedingungen für heterotrophe Bodenbakterien günstig sind (hohe bakterielle Biomasse und Nekromasse) und die Böden kontinuierlich mit energie- und stickstoffreicher, leicht verfügbarer organischer Substanz versorgt werden. Vor allem kleereiche Pflanzenbestände liefern eiweißreiche, leicht abbaubare Bestandesabfälle. Daraus entsteht ein stickstoffreicher Humus mit engem C:N-Verhältnis und hohem Stickstofffreisetzungspotential. Generell ist das C:N-Verhältnis im Oberboden höher als im Unterboden (Gerzabek et al., 2005; Rumpel und Kögel-Knabner, 2011). In Dauergrünlandböden wird das C:N-Verhältnis im Oberboden primär von der Bewirtschaftungsintensiät bestimmt. Auch die Bodenart ist von Bedeutung. Sandreiche Böden haben im Allgemeinen ein höheres C:N-Verhältnis als vergleichbare tonreiche Böden (Hassink, 1992). Durch Intensivierung der Grünlandbewirtschaftung, vor allem durch regelmäßige Düngung mit Wirtschaftsdüngern, kann eine Einengung des C:N-Verhältnisses im Oberboden erreicht werden (Sommerfeldt et al, 1988). Tabelle 3 gibt Auskunft über die C:N-Verhältnisse in den verschiedenen Grünlandökosystembestandteilen. Im A-Horizont von Böden unter Wirtschaftsgrünland variiert das C:N-Verhältnis von 9:1 bis 12:1. Im Extensivgrünland ist dieses Verhältnis meist größer als 12:1, vor allem weil die Bestandesabfälle ein relativ weites C:N-Verhältnis aufweisen und die Flächen nicht gedüngt werden (Bohner, 2012). Die chemische Zusammensetzung der Pflanzenstreu (insbesondere C:N-Verhältnis) beeinflusst maßgeblich ihre Qualität und Abbaubarkeit (Gill und Burke, 2002). Je niedriger das C:N-Verhältnis in der Pflanzenstreu ist, umso höher ist die Qualität und umso rascher erfolgt der mikrobielle Abbau (Wardle, 1992; Hiltbrunner et al., 2013). In der Pflanzenstreu schwankt das C:N-Verhältnis je nach Pflanzenart, Pflanzenteil und Alter der Pflanze in einem weiten Bereich (44:1 - 122:1). Durch Grünlandbewirtschaftung kann die Qualität der Pflanzenstreu beeinflusst werden. Eine regelmäßige Düngung mit Wirtschaftsdüngern

bewirkt vor allem durch floristische Veränderungen im Pflanzenbestand eine Einengung des C:N-Verhältnisses in der Pflanzenstreu. Durch Erhöhung des Leguminosenanteils im Pflanzenbestand kann die Streuqualität ebenfalls verbessert werden. Viele Bodenorganismen bevorzugen organische Substanzen mit niedrigem C:N-Verhältnis. Ideal für einen raschen Kohlenstoffkreislauf ist ein C:N-Verhältnis in der organischen Substanz von 10 - 25:1, Werte von über 50:1 hingegen sind ungünstig. In der mikrobiellen Biomasse von Böden variiert das C:N-Verhältnis von 5:1 bis 8:1. Bodenbakterien haben nach Kirkby et al. (2011) ein engeres C:N-Verhältnis (5:1 - 10:1) als Bodenpilze (8:1 - 25:1). Daher bilden Bodenbakterien nach ihrem Absterben einen stickstoffreicheren Humus mit engerem C:N-Verhältnis als Bodenpilze. Das C:N-Verhältnis der mikrobiellen Biomasse im Boden variiert mit dem Verhältnis von Bodenbakterien zu Bodenpilzen (Kirkby et al., 2011). Auch der verfügbare Stickstoffgehalt im Boden ist von Bedeutung. Je besser die Stickstoffversorgung der Bodenmikroorganismen ist, umso höher ist der Stickstoffgehalt in ihrer Biomasse und umso enger ist das C:N-Verhältnis in der mikrobiellen Biomasse von Böden (Von Lützow und Ottow, 1994).

Anorganischer Kohlenstoff und gasförmige Kohlenstoffverbindungen

Anorganischer Kohlenstoff ist im Boden hauptsächlich in Carbonatgesteinen (z.B. Kalkstein, Dolomit, Mergel) enthalten (Carbonat-C). Die mineralogische Zusammensetzung des Bodenskeletts, der Skelettgehalt des Bodens und der Gesteinsuntergrund bestimmen den Vorrat an anorganischem Kohlenstoff im Boden (Corti et al., 2002). Im Bodenwasser gelöster anorganischer Kohlenstoff ist großteils Kohlendioxid (CO_2). Bei pH-Werten über 5 ist auch Hydrogencarbonat (HCO_3^-) mengenmäßig von Bedeutung. Gasförmige Kohlenstoffverbindungen im Boden sind vor allem Kohlendioxid und Methan (CH_4).

Ökosystemexterne Kohlenstoffeinträge und Kohlenstoffverluste

Der Kohlenstoffeintrag durch Niederschlag (bei 1000 mm Jahresniederschlag im Durchschnitt 28 kg TOC (gesamter organischer Kohlenstoff) pro Hektar und Jahr; Bohner, unveröffentlicht) und die natürlichen Kohlenstoffeinträge aus benachbarten Lebensräumen (eingetragene Pollen und Pflanzenteile, eingewanderte Bodentiere, DOM) sind in Grünlandökosystemen im Vergleich zu ihrem gesamten Kohlenstoffvorrat (meist > 100 t C pro Hektar) generell sehr gering (Gounand et al., 2018). Der Kohlenstoffverlust durch Austrag mit dem Sickerwasser ist in Grünlandökosystemen meist sehr niedrig (etwa 0.05 % vom organischen Kohlenstoffvorrat in Dauergrünlandböden; Bohner, unveröffentlicht). Die gelöste organische Substanz (DOM) wird im Unterboden durch Adsorption, Ausfällung und mikrobiellen Abbau aus dem Sickerwasser weitgehend entfernt (Kalbitz et al., 2000). Die Kohlenstoffverluste durch Bodenerosion und Abschwemmung von applizierten organischen Düngemitteln sind im Dauergrünland bei ganzjährig geschlossener Grasnarbe und sachgerechter Düngung ebenfalls sehr gering. Kohlenstoffverluste entstehen hauptsächlich bei der Mineralisierung von organischer Substanz im Boden.

Kohlenstoffspeicherung in verschiedenen Kompartimenten des Grünlandökosystems

Tabelle 4 gibt Auskunft über die Kohlenstoffspeicherung in verschiedenen Kompartimenten von Grünlandökosystemen. In der Sprossmasse (landwirtschaftlich nutzbarer Anteil der oberirdischen Phytomasse) von Dauergrünland werden je nach Bewirtschaftungsintensität 1-5 t C pro Hektar und Jahr gespeichert. Der jährliche Kohlenstoffverlust durch Mahd oder Beweidung beträgt weniger als 5 % vom gesamten Kohlenstoffvorrat im Grünlandökosystem. Er ist in Weiden geringer als in Mähwiesen, weil mit den Exkrementen der Weidetiere ein Teil des entzogenen Kohlenstoffs wieder auf die Weidefläche gelangt. In der Stoppelmasse (nach dem letzten Schnitt oder nach dem letzten Weidegang auf der Grünlandfläche verbliebene oberirdische Phytomasse) werden im Durchschnitt 0.4 t C pro Hektar und Jahr gespeichert. Schnitthöhe, Bewirtschaftungsform und -intensität, Artenzusammensetzung der Vegetation (Anteil an Rosettenpflanzen und Pflanzen mit oberirdischen Kriechtrieben) sowie Wuchsformen der dominierenden Arten sind für die gespeicherte Kohlenstoffmenge entscheidend. Die Stoppelmasse ist in Weiden meist höher als in Wiesen. Magerwiesen und -weiden haben häufig eine höhere Stoppelmasse als vergleichbare Fettwiesen und -weiden (Bohner et al., 2016). Im Dauergrünland ist die Menge an Streustoffen und somit der Kohlenstoffpool in der Streuschicht äußerst gering. Die unterirdische Phytomasse hingegen ist mit 1-3 t C pro Hektar ein bedeutender organischer Kohlenstoffspeicher. Sie ist im Dauergrünland für den ökosysteminternen Kohlenstoffeintrag hauptverantwortlich. Der Kohlenstoffpool in der Gesamtphytomasse ist in Magerwiesen wegen der größeren unterirdischen Phytomasse oft höher als in Fettwiesen (Bohner et al., 2016). Im Dauergrünland werden ca. 90 % vom gesamten (ober- und unterirdischen) organischen Kohlenstoffvorrat im Boden gespeichert. In österreichischen Dauergrünlandböden beträgt der Vorrat an organischem Kohlenstoff in der Bodentiefe 0-30 cm im Durchschnitt 93 t C pro Hektar (Baumgarten et al., 2021). Ähnliche Bodenkohlenstoffvorräte wurden in Grünlandböden der Schweiz (96 t C pro Hektar; Leifeld et al., 2009) und in Deutschland (95 t C pro Hektar; Neufeldt, 2005) festgestellt. Bezogen auf eine Bodentiefe von 100 cm variieren die Durchschnittswerte für organischen Kohlenstoff in deutschen Grünlandböden von 118 t C pro Hektar (Wiesmeier et al., 2012) bis 150 t C pro Hektar (Neufeldt, 2005). Im Gegensatz dazu speichern in

Österreich Ackerböden und Waldböden in der Bodentiefe 0-30 cm im Mittel 62 t und 128 t organischen C pro Hektar (Baumgarten et al., 2021). Hinsichtlich Vorrat an organischem Kohlenstoff in der Bodentiefe 0-30 cm besteht in Abhängigkeit vom Landnutzungstyp folgende Reihung: Acker < Intensivgrünland < Extensivgrünland < Wald (Gerzabek et al., 2005; Baumgarten et al., 2021). In Dauergrünlandböden hat die Bewirtschaftungsintensität (Düngung, Nutzungshäufigkeit) einen größeren Einfluss auf den organischen Bodenkohlenstoffvorrat als die Bewirtschaftungsform (Mahd, Beweidung). Der Vorrat an organischem Kohlenstoff ist in Dauergrünlandböden bei mittlerer Bewirtschaftungsintensität (zwei bis vier Nutzungen pro Jahr, regelmäßige Düngung mit Mist oder Stallmistkompost) am höchsten (Soussana et al., 2004; Bohner et al., 2016; Ward et al., 2016). Nach Klumpp et al. (2007) nimmt die Kohlenstoffspeicherung im Boden und im gesamten Grünlandökosystem mit zunehmender Bewirtschaftungsintensität ab. Allerdings kann durch Verminderung der Nutzungsintensität der organische Bodenkohlenstoffvorrat allmählich wieder erhöht werden (Poeplau et al., 2011).

Vertikale Kohlenstoffverteilung im Boden

In Dauergrünlandböden nimmt die Konzentration an organisch gebundenem Kohlenstoff ähnlich wie die Wurzelmasse mit der Bodentiefe in der Regel stark ab (Bohner et al., 2016; Kögel-Knabner und Amelung, 2021). Diese Koinzidenz deutet darauf hin, dass Pflanzenwurzeln maßgeblich die organische Kohlenstoffkonzentration in Grünlandböden bestimmen. Eine Veränderung der Wurzelmasse und Durchwurzelungstiefe im Grünlandboden hat deshalb Auswirkungen auf seinen organischen Kohlenstoffgehalt in verschiedenen Bodentiefen. In österreichischen, terrestrischen Dauergrünlandböden beträgt die organische Kohlenstoffkonzentration in der Tiefenstufe 0-10 cm häufig mehr als 6 % (Tabelle 2). In tieferen Bodenschichten werden Werte zwischen 1 % und 3 % festgestellt (Bohner et al., 2016). Dauergrünlandböden speichern beträchtliche Kohlenstoffmengen (> 40 % vom organischen Bodenkohlenstoffvorrat) auch im Unterboden (10-50 cm), obwohl die organische Kohlenstoffkonzentration hier relativ niedrig ist (Jobbagy und Jackson, 2000; Gerzabek et al., 2005; Wiesmeier et al., 2012; Bohner et al., 2016). Mehrere Gründe sind für die hohe und langfristige (jahrhunderte- bis jahrtausendelange) Kohlenstoffspeicherung im Unterboden verantwortlich: hoher Speicherraum für organischen Kohlenstoff insbesondere bei tiefgründigen Böden; hohe Stabilität des gespeicherten organischen Bodenkohlenstoffs durch Bindung an Schluff- und Tonpartikel sowie schlecht-kristallisierte Eisen- und Aluminium-Oxide; gehemmter mikrobieller und enzymatischer Abbau der organischen Substanz infolge geringer mikrobieller Biomasse, Aktivität und funktionaler Diversität; Sauerstoffmangel und Mangel an verfügbarem Stickstoff für heterotrophe Bodenmikroorganismen; ständige Kohlenstoffeinträge durch Pflanzenwurzeln, DOM und tiefgrabende, anezische Regenwürmer (Rumpel und Kögel-Knabner, 2011). Unterböden haben somit wegen der schlechten Abbaubedingungen und der geringen Sättigung der Mineraloberflächen mit organischem Kohlenstoff ein großes Potential, zusätzlichen organischen Kohlenstoff langfristig zu speichern (Rumpel und Kögel-Knabner, 2011; Flessa et al., 2018). Durch Förderung von anezischen Regenwürmern und tiefwurzelnden Grünlandpflanzen (insbesondere tiefwurzelnde Gräser, Tabelle 1) ist eine langfristige und nachhaltige Kohlenstoffsequestrierung im Unterboden möglich (Don et al., 2008; Gill und Burke, 2022). Der Regenwurmbesatz in Grünlandböden kann durch folgende Bewirtschaftungsmaßnahmen erhöht werden: regelmäßige Düngung mit

Wirtschaftsdüngern, Mulchschnitt im Herbst, Steigerung des Leguminosenanteils im Pflanzenbestand, Verminderung der Druckbelastung bei schadverdichteten Böden. Mittels Nachsaat kann der Deckungsgrad von Tiefwurzlern im Pflanzenbestand erhöht werden. Durch Verringerung der Nutzungsintensität wird im Intensivgrünland die Tiefendurchwurzelung des Bodens verbessert. Anezische Regenwürmer und Tiefwurzler (insbesondere Pfahlwurzelpflanzen wie beispielsweise Wiesen-Löwenzahn und verschiedene Doldenblütler) erhöhen nicht nur den organischen Kohlenstoffvorrat im Unterboden, sie steigern gleichzeitig auch die Bodenfruchtbarkeit und Bodenqualität durch Schaffung von stabilen, vertikal verlaufenden, tiefreichenden, weiten Grobporen (Bioporen) im Boden. Die Bodendurchlüftung, die Wasserversickerung im Boden und die Auffüllung der Wasservorräte im Unterboden werden dadurch deutlich verbessert. Neben bodenbiologischen Prozessen (Bioturbation durch Regenwurmtätigkeit) können auch geomorphologische Prozesse (z.B. Murenabgang, fluviale Sedimentation in rezenten Auen) und pedogenetische Prozesse (Podsolierung, Lessivierung) die vertikale Kohlenstoffverteilung in Grünlandböden maßgeblich beeinflussen (Chaopricha und Marin-Spiotta, 2014; Kögel-Knabner und Amelung, 2021). In Auböden und Augleyen wird durch begrabene (fossile) A-Horizonte der organische Kohlenstoffvorrat im Unterboden beträchtlich erhöht und organischer Kohlenstoff langfristig (jahrhunderte- bis jahrtausendelang) im Unterboden gespeichert (Kögel-Knabner und Amelung, 2021). In Parabraunerden erfolgen Kohlenstoffeinträge in tiefere Bodenschichten durch Transport von tongebundenem Kohlenstoff (Lessivierung). Bei der Podsolierung werden gelöste organische Stoffe zusammen mit Aluminium und Eisen aus dem Ober- in den Unterboden durch Sickerwasser verlagert.

Qualifizierung von Bodenkohlenstoffvorräten

Die genaue Quantifizierung der Bodenkohlenstoffvorräte und ihrer zeitlichen Veränderungen ist generell sehr schwierig (Conant et al., 2011; Jandl et al., 2014; Schimpf et al., 2023). Sie erfordert ein einheitliches und eigenständiges Beprobungskonzept und -protokoll für Dauergrünlandböden. Die Probenahme muss auf landwirtschaftlichen Betrieben erfolgen. Die Probenahmefläche muss repräsentativ für die jeweilige Dauergrünlandfläche sein und sie muss landesüblich bewirtschaftet werden. Versuchsflächen, die wegen ihrer geringen Fläche nicht mit landwirtschaftlichen Maschinen befahren oder beweidet werden, eignen sich aufgrund der fehlenden mechanischen Belastung nicht als Untersuchungsflächen (Hanegraaf et al., 2009). Die mechanische Belastung durch maschinelle Mahd oder Beweidung hat nämlich einen großen Einfluss auf die Lagerungsdichte und die wesentlichen Faktoren der Humusbildung und -stabilisierung im Boden (Durchwurzelung, Bodenleben, Aggregatbildung). Die Probenahmefläche muss eingemessen und dauerhaft markiert werden, wenn eine Wiederholungsbeprobung angestrebt wird. Mittels Langzeitmonitoring (> 10 Jahre) kann festgestellt werden, ob sich die Böden bezüglich Kohlenstoffvorrat in einem Gleichgewichtszustand befinden. Dies ist für die Interpretation von Vorratsänderungen enorm wichtig. Beispielsweise kann die Veränderung des organischen Bodenkohlenstoffvorrats eine wirkliche Anreicherung (Bodenkohlenstoffsequestrierung) oder einfach nur das Ende eines Vorratsabbaus bedeuten. Bei einem Langzeitmonitoring sollte die Probenahme immer zur gleichen Jahreszeit bei ähnlichen Witterungsverhältnissen erfolgen, da die Lagerungsdichte insbesondere in tonreichen Böden von der Bodenfeuchte beeinflusst wird. Der Kohlenstoffvorrat im Oberboden (A-Horizont oder 0-10 cm) liefert keine Information über den gesamten Bodenkohlenstoffvorrat im Grünlandökosystem, weil ein beträchtlicher Teil des Kohlenstoffs im Unterboden gespeichert wird (Jandl et al., 2014). Die Kohlenstoffvorräte sollten in tiefgründigen Dauergrünlandböden bis 100 cm Bodentiefe analysiert werden, weil durch Pflanzenwurzeln und anezische Regenwürmer Kohlenstoffeinträge bis in diese Tiefe möglich sind. Seicht- und mittelgründige Böden sollten bis zum Grundgestein beprobt werden. Bei der Interpretation der Untersuchungsergebnisse muss die Untersuchungstiefe berücksichtigt werden, denn sie beeinflusst den berechneten Bodenkohlenstoffvorrat maßgeblich. Eine geringe Untersuchungstiefe (< 30 cm) bewirkt

im intensiv genutzten Dauergrünland eine Überschätzung des gesamten organischen Bodenkohlenstoffvorrats, weil im Pflanzenbestand Flachwurzler mit hoher Kohlenstoffzufuhr lediglich in den Oberboden dominieren. Für die genaue Quantifizierung der Bodenkohlenstoffvorräte und ihrer zeitlichen Veränderungen ist eine horizontweise Beprobung anstelle einer Probenahme in Tiefenstufen-Intervallen notwendig (Kravchenko und Robertson, 2011; Wiesmeier et al., 2012). Dauergrünlandflächen, insbesondere Dauerweideflächen, weisen häufig eine hohe kleinräumige Heterogenität der Bodenkohlenstoffvorräte auf (Soussana et al., 2004; Bohner und Herndl, 2011). Generell ist die räumliche (horizontale) Variabilität des Kohlenstoffs im Unterboden wegen der bevorzugten Humusakkumulation in einzelnen, tiefreichenden Bioporen (Regenwurm- und Wurzelgänge) beträchtlich höher als im Oberboden (Poeplau et al., 2022). Für die statistische Absicherung der Untersuchungsergebnisse ist daher eine sehr hohe Anzahl an Einzelanalysen (10-20) auf der jeweiligen Probenahmefläche notwendig (Drexler et al., 2022). Der Humusgehalt im Boden zählt zu den „mittel- bis langfristig veränderbaren Bodenmerkmalen“. Standort- und Bewirtschaftungsveränderungen machen sich daher im Humusgehalt nur sehr langsam (Zeitraum: > 10 Jahre) vor allem im Oberboden bemerkbar (Smith, 2004; Jandl et al., 2014; Schimpf et al., 2023). Um zeitliche Veränderungen der Bodenkohlenstoffvorräte auf einer Dauergrünlandfläche nachweisen zu können, sind wiederholte Bodenprobenahmen im Turnus von 10 Jahren für eine Zeitreihenanalyse erforderlich (Smith, 2004; Conant et al., 2011; Flessa et al., 2018). Dabei müssen 10-20 Einzelproben pro Standort und Probenahmetermin analysiert werden, weil Vorratsänderungen im Vergleich zum großen vorhandenen organischen Bodenkohlenstoffvorrat normalerweise sehr gering (< 0.4 %) sind (Smith, 2004; Conant et al., 2011). Im Dauergrünland können Veränderungen des Kohlenstoffvorrats im Oberboden ab ca. 1.5 t C pro Hektar bei entsprechender Analysenanzahl (10-20 pro Probenahmetermin) gemessen werden (Schrumpf et al., 2011). In Dauergrünlandböden wird die Lagerungsdichte sehr wesentlich von der Bewirtschaftungsform und -intensität beeinflusst (Bohner et al., 2017). Sie kann innerhalb einer Grünlandfläche räumlich und zeitlich (durch Veränderung des Bodenwassergehalts) stark schwanken. Eine kontinuierliche Zunahme mit der Bodentiefe findet vor allem im intensiver genutzten Dauergrünland selten statt (Bohner et al., 2017). Außerdem darf eine konstante Lagerungsdichte innerhalb der einzelnen Bodenhorizonte nicht angenommen werden. Für die genaue Quantifizierung von Bodenkohlenstoffvorräten muss daher bei jedem Probenahmetermin auch die Lagerungsdichte in 5-cm-Tiefenstufen-Intervallen idealerweise in sechsfacher Wiederholung zumindest bis 30 cm Bodentiefe gemessen werden, weil bis in diese Tiefe Bodenverdichtungen auftreten können. Eine „equivalent soil mass“ Korrektur (Ellert und Bettany, 1995) ist bei entsprechender Untersuchungstiefe

(> 30 cm) nicht notwendig (VandenBygaart und Angers, 2006; Schrumpf et al., 2011). Dauergrünlandböden sind vor allem im Unterboden oft sehr skelettreich (Skelettanteil > 40 Gew.%). Daher ist eine genaue Bestimmung des Skelettgehalts im Solum notwendig. Sie ist umso schwieriger, je skelettreicher der Boden ist (Schrumpf et al., 2011). Die Nichtberücksichtigung des Bodenskelettgehalts bewirkt vor allem in skelettreichen Dauergrünlandböden eine deutliche Überschätzung des organischen Bodenkohlenstoffvorrats. Das Bodenskelett kann beträchtliche Mengen an anorganischem Kohlenstoff enthalten, insbesondere wenn das Ausgangsmaterial der Bodenbildung carbonathaltig ist (Corti et al., 2002). Für die genaue Quantifizierung der gesamten im Boden gespeicherten Kohlenstoffmenge muss daher der Kohlenstoffgehalt sowohl im Bodenskelett als auch im Feinboden bestimmt werden (Corti et al., 2002). Detaillierte Informationen über den Standort (Klima, Seehöhe, Hangneigung, Exposition, Geländeform, Gesteinsuntergrund, Wasserhaushaltsstufe, Vegetations- und Bodentyp), humusrelevante Bodenmerkmale (insbesondere Bodenart, Struktur im Oberboden) und die Bewirtschaftung zumindest in den letzten 10 Jahren (jährliche Schnitt- bzw. Nutzungshäufigkeit, Viehbesatz, Art und Menge der jährlich ausgebrachten Düngemittel, Nachsaat) sind für die Interpretation der Untersuchungsergebnisse notwendig. Kenntnisse über die Landnutzungsgeschichte (Alter der Dauergrünlandfläche, vorherige Landnutzung der Fläche) und Standortgeschichte (geomorphologische Prozesse in der Vergangenheit wie beispielsweise Hangrutschungen, Muren, Überflutungen; kulturtechnische Maßnahmen wie beispielsweise Drainage, Planierung) sowie eine genaue Bodenprofilbeschreibung (z.B. zur Feststellung von Wurzeldichte, Durchwurzelungstiefe, Anzahl und Tiefe der Regenwurmgänge im Boden) sind für die Beurteilung und Bewertung der Kohlenstoffvorräte in Dauergrünlandböden erforderlich. Bei einem Langzeitmonitoring sollte das Beprobungsprotokoll auch Informationen über Wetter und Witterung während bzw. vor der Probenahme enthalten. Falls die Möglichkeit besteht, sollten Rückstellproben von jedem Untersuchungsstandort für Kohlenstoff- und Korngrößenanalysen aufbewahrt werden. Analysenfehler bei der Bestimmung des Bodenkohlenstoffgehalts im Labor sind im Vergleich zu den Fehlermöglichkeiten bei der Bodenprobenahme im Gelände gering (Poeplau et al., 2022). Lebende Pflanzenwurzeln gehören nicht zum Humus. Eine Trennung zwischen lebenden und abgestorbenen Wurzeln ist schwierig (Sobotik et al., 2020). Pflanzenwurzeln sollten daher vor der Kohlenstoffbestimmung (am besten vor der Siebung) von der Probe entfernt werden. Die Gefahr einer Überschätzung des Bodenkohlenstoffgehalts durch lebende Pflanzenwurzeln ist vor allem bei Proben aus dem A-Horizont von Dauergrünlandböden wegen der großen Wurzelmasse sehr hoch. Innerhalb eines Naturraumes beeinflussen Klima, Vegetation, Geologie und Boden den Humusvorrat und die Humusdynamik in Dauergrünlandböden in

charakteristischer Weise (Wiesmeier et al., 2019; Kögel-Knabner und Amelung, 2021). Eine Übertragbarkeit der Untersuchungsergebnisse auf andere Naturräume ist daher problematisch. Folglich müssen insbesondere Daten und Informationen von globalen Meta-Analysen kritisch auf ihre Übertragbarkeit überprüft werden. Grünland-, Acker- und Waldökosysteme unterscheiden sich in Bezug auf Humus und Humusdynamik in vielfältiger Weise. Untersuchungsergebnisse, Schlussfolgerungen und Maßnahmen können daher nur bedingt übertragen werden. Für detaillierte Informationen bezüglich Quantifizierung von Bodenkohlenstoffvorräten und ihrer zeitlichen Veränderungen wird auf weitere Literatur verwiesen (Bispo et al., 2017; Flessa et al., 2018).

Humusumsatz

In Dauergrünlandböden ist in der Regel nicht die Humusmenge, sondern die Geschwindigkeit des jährlichen Humusumsatzes ein ertragsbegrenzender Faktor. Primäres Ziel der Grünlandbewirtschaftung ist daher nicht Humusaufbau, sondern die Beschleunigung des jährlichen Humusumsatzes im Boden. Dies wird durch eine regelmäßige und sachgerechte Düngung mit Wirtschaftsdüngern erzielt. In humusreichen Dauergrünlandböden wird die biologische Aktivität meist durch den verfügbaren Stickstoff begrenzt (Schimel, 1986; Bristow und Jarvis, 1991; Wardle, 1992). Durch eine sachgerechte Düngung mit Wirtschaftsdüngern wird dem Boden stickstoffreiche, leicht abbaubare organische Substanz (Nährhumus mit niedrigem C:N-Verhältnis) zugeführt. Die Biomasse und Aktivität insbesondere der heterotrophen Bodenbakterien werden aufgrund des besseren Nahrungs- und Energieangebots vorübergehend erhöht und die mikrobielle extrazelluläre Enzymproduktion wird stimuliert (Dutzler-Franz, 1977; Wang et al., 2015). Folglich wird auch verstärkt Dauerhumus enzymatisch abgebaut (positiver Priming-Effekt) und die Zersetzung der abgestorbenen Wurzeln und Wurzelteile durch heterotrophe Bodenorganismen erfolgt rascher (Kmoch, 1952). An den freiwerdenden Bindungsplätzen der Mineraloberflächen kann stickstoffreiche bakterielle Nekromasse gebunden werden. Dies führt zu einer Einengung des C:N-Verhältnisses im Oberboden. Durch diese düngebedingte Beschleunigung des jährlichen Wurzel- und Humusumsatzes im Boden werden die in der organischen Substanz gespeicherten Pflanzennährelemente rascher freigesetzt. Als Folge davon verbessert sich die Nährstoffversorgung der Grünlandpflanzen insbesondere mit Stickstoff, Schwefel und Phosphor. Der positive Priming-Effekt durch Zufuhr von Wirtschaftsdünger ist umso stärker, je nährstoffärmer (stickstoffärmer), saurer und sandreicher der Boden ist (Huo et al., 2022). Die Beschleunigung des jährlichen Humusumsatzes führt in Dauergrünlandböden trotz positiven Priming-Effekts zu einer Netto-Zunahme des Humusgehalts im Oberboden, wenn durch Düngung mit Wirtschaftsdüngern dem Boden ausreichend organische Substanz mit niedrigem C:N-Verhältnis (< 25) für die mikrobielle Nekromassebildung zugeführt wird (Guenet et al., 2010; Wang et al., 2015; Liang et al., 2018). Auf stark sauren Böden (pH $CaCl_2$ < 5.0) kann durch Kalkdüngung (pH-Wert-Anhebung und somit Steigerung der biologischen Aktivität im Oberboden) der jährliche Humusumsatz beschleunigt werden. Allerdings wird dadurch der Humusgehalt im Oberboden infolge verstärkter Mineralisierung meist vermindert (Staddon et al., 2003) und beim Lösungsprozess von kohlensaurem Kalk entsteht Kohlendioxid, das gasförmig entweicht ($CaCO_3 + 2H^+ \rightarrow Ca^{2+}$

+ CO2 + H2O). Daher sollte im Dauergrünland aus Klimaschutzgründen eine Kalkdüngung mit kohlensaurem Kalk nur im Bedarfsfall (pH CaCl2 im Hauptwurzelraum: < 5.0) und mit Augenmaß (etwa 1000 kg CaCO3 pro Hektar) erfolgen.

Biokohle

Durch Zufuhr von Biokohle kann der Kohlenstoffvorrat im Boden langfristig erhöht werden (Stewart et al., 2013; Ding et al., 2018; Blanco-Canqui et al., 2020; Schmidt et al.; 2021). Biokohle verlangsamt die mikrobielle Humusmineralisierung im Boden (negativer Priming-Effekt), stabilisiert den labilen Humus (Cross und Sohi, 2011; Wang et al., 2016; Schmidt et al., 2021) und trägt aufgrund ihrer hohen Rekalzitranz zur stabilen Fraktion des Dauerhumus bei (Flessa et al., 2018). Biokohle ist im Wirtschaftsgrünland für eine Bodenkohlenstoffsequestrierung nicht geeignet, weil sie den jährlichen Humusumsatz im Boden verlangsamt. Außerdem ist ihre Ausbringung im Dauergrünland problematisch. Bei der Oberflächenapplikation können beträchtliche Verluste durch Windverwehung oder Hangabschwemmung während Starkniederschlägen entstehen. Das Einschlitzen von Biokohle allein oder in Kombination mit Gülle ist in Dauergrünlandböden aus pflanzenbaulichen Gründen (Grasnarbenverletzung) nicht erwünscht.

Aufforstung

Aufforstungen von landwirtschaftlich genutzten Flächen können zu einer Kohlenstoffsequestrierung in der Vegetation und im Boden führen. Vor allem in Ackerböden erhöht sich dadurch der Vorrat an organischem Kohlenstoff (Guo und Gifford, 2002; Laganiere et al., 2010). In Dauergrünlandböden hingegen führen Aufforstungen zumindest mittelfristig (innerhalb von ca. 50 Jahren) zu keiner signifikanten Veränderung der Bodenkohlenstoffvorräte (Laganiere et al., 2010; Poeplau et al., 2011; Hiltbrunner et al., 2013; De Stefano und Jacobson, 2018; Don et al., 2018). Eine Kohlenstoffsequestrierung erfolgt nur in der Biomasse der Bäume und durch Bildung von organischen Auflagehorizonten infolge schwer abbaubarer (rekalzitranter), oberirdischer Pflanzenstreu (Thuille et al., 2000). Im Mineralboden kann der Vorrat an organischem Kohlenstoff vorübergehend sogar abnehmen (Davis und Condron, 2002; Guo und Gifford, 2002; Berthrong et al., 2009; Poeplau et al., 2011; Hiltbrunner et al., 2013). Innerhalb eines Zeitraumes von 60 bis 100 Jahren kann die Kohlenstoffanreicherung durch Bildung von Auflagehumus etwa 0.37 t C pro Hektar und Jahr betragen (Thuille et al., 2000; Poeplau et al., 2011). Allerdings ist der Auflagehumus ein labiler Kohlenstoffspeicher. Bei geänderten Standortbedingungen kann der gespeicherte Kohlenstoff mangels Bindung an Mineraloberflächen oder Einschluss in Bodenaggregate rasch wieder abgebaut werden (Wiesmeier et al., 2014). Die Aufforstung von Dauergrünlandflächen trägt nur langfristig (Zeitraum: > 100 Jahre) zur Bodenkohlenstoffsequestrierung bei (Hiltbrunner et al., 2013). Sie verursacht zahlreiche Nebenwirkungen (Berthrong et al., 2009). Erwähnenswert sind vor allem Biodiversitätsverlust, Beeinträchtigung des Landschaftsbildes in waldreichen Regionen und Bodenverschlechterung (Bodenversauerung, Verminderung der Basensättigung, Verlust an kationischen Nährelementen, Erweiterung des C:N-Verhältnisses im Oberboden, Rückgang der biologischen Vielfalt im Boden, Verlangsamung der Kohlenstoff- und Nährstoffkreisläufe). Insgesamt betrachtet ist die Aufforstung von Dauergrünlandflächen keine geeignete Maßnahme zur Bodenkohlenstoffsequestrierung, insbesondere wenn sie mit Nadelbäumen erfolgt und zu Nadelholzreinbeständen führt (Wiesmeier et al., 2014; Don et al., 2018). Außerdem ist sie im Hinblick auf die Ernährungssicherheit problematisch.

Bodenkohlenstoffsequestrierung

Die Böden des Dauergrünlandes weisen einen standort- und bewirtschaftungsspezifischen Humusvorrat auf. Um diesen nachhaltig zu erhöhen, muss entweder die jährliche Zufuhr von organischer Substanz in den Boden durch gezielte Bewirtschaftungsmaßnahmen (z. B. durch organische Düngung) langfristig gesteigert oder die Rate der mikrobiellen Humusmineralisierung im Boden durch geeignete Maßnahmen (z. B. durch Anhebung des Grundwasserstandes) dauerhaft vermindert werden. Eine langfristige und nachhaltige Bodenkohlenstoffsequestrierung erfordert im Dauergrünland zusätzliche oder geänderte Bewirtschaftungsmaßnahmen, die über einen langen Zeitraum (Jahre bis Jahrzehnte) kontinuierlich erfolgen, andernfalls kommt es wegen der dynamischen Eigenschaft des Humus wieder zu einem Vorratsabbau. Humussteigernde Maßnahmen müssen also ständig aufrechterhalten bleiben, wenn das Ziel eine dauerhafte Humusvorratszunahme in Grünlandböden ist (Smith, 2005). Das Potenzial zur Bodenkohlenstoffsequestrierung ist im Dauergrünland sehr beschränkt. Mehrere Gründe sind hierfür verantwortlich: hoher Humusgehalt und somit relativ geringes Kohlenstoffdefizit im Oberboden, begrenzte Speicherkapazität der Mineraloberflächen, legistische Obergrenzen bei der organischen Düngung. Daher sollten humussteigernde Maßnahmen bevorzugt in Regionen und auf Standorten durchgeführt werden, wo eine langfristige und nachhaltige Kohlenstoffanreicherung im Boden am ehesten möglich ist. Dazu zählen insbesondere entwässerte, hydromorphe Böden, stark saure Böden (pH $CaCl_2$: < 5.0), humusarme Planieböden und tiefgründige Böden (insbesondere Kalkbraunlehme). Trockengebiete (< 700 mm Jahresniederschlag) und kühle, niederschlagsreiche Regionen sowie Naturräume mit schluff- und tonreichen Böden eignen sich wegen der gehemmten Humusmineralisierung ebenfalls für eine Bodenkohlenstoffsequestrierung. Durch die Förderung von Glatthaferwiesen kann eine nachhaltige Kohlenstoffanreicherung in tieferen Bodenschichten erreicht werden. Gleichzeitig wäre damit auch eine Erhöhung der Biodiversität in der Kulturlandschaft verbunden.

Humuserhaltende und humussteigernde Maßnahmen

Im Dauergrünland sind folgende Maßnahmen zum Erhalt oder zur nachhaltigen Erhöhung der Humusvorräte im Boden wichtig:

- Keine Umwandlung von Dauergrünland in Wechselgrünland oder Ackerland (Verzicht auf Grünlandumbruch),
- Aufrechterhaltung einer mittleren Bewirtschaftungsintensität (zwei bis vier Nutzungen pro Jahr, regelmäßige Düngung mit Mist oder Stallmistkompost), keine weitere Nutzungsintensivierung,
- boden- und vegetationsschonendes Weidemanagement (Vermeidung einer langjährigen Überbeweidung),
- Förderung der Bodendurchwurzelung (insbesondere der Tiefendurchwurzelung) durch Vermeidung von Bodenverdichtung, Bodenstrukturschäden und Übernutzung der Grünlandfläche,
- jährliche entzugsorientierte Düngung mit Wirtschaftsdüngern, insbesondere Mist oder Stallmistkompost,
- Erhöhung des Deckungsgrades von Tiefwurzlern im Pflanzenbestand durch Nachsaat,
- Förderung des Bodenlebens (insbesondere der tiefgrabenden, anezischen Regenwurmarten) durch eine die Biodiversität steigernde und bodenschonende Grünlandbewirtschaftung,
- Erhaltung des Grundwasserstandes in nicht entwässerten hydromorphen Böden oder Anhebung des Grundwasserstandes in entwässerten hydromorphen Böden (keine Entwässerung von intakten Niedermooren bzw. Wiedervernässung von entwässerten Niedermooren; keine Neuanlage von Drainageeinrichtungen bzw. Beseitigung oder Inaktivierung bereits bestehender Drainagen),
- Förderung von Tierhaltungssystemen mit Mist und Einstreumaterial aus lokalen oder regionalen Streuwiesen, sowie
- Gülleseparierung und Ausbringung der Feststofffraktion auf Grünlandflächen.

Im Dauergrünland sind humuserhaltende und die Humusqualität verbessernde Maßnahmen wichtiger als humussteigernde, weil eine nachhaltige Erhöhung des Humusvorrats im Boden nur sehr langsam und in einem geringen Ausmaß möglich ist (Smith, 2004; Hopkins et al., 2009; Flessa et al., 2018; Drexler et al., 2022). Außerdem ist der positive Effekt von humussteigernden Maßnahmen auf Ertrag, Futterqualität und Ertragssicherheit in typischen (humusreichen) Dauergrünlandböden in der Regel gering. In solchen Böden kann eine nachhaltige Steigerung der Bodenfruchtbarkeit vor allem durch Maßnahmen zur Verbesserung der Humusqualität (Einengung des C:N-Verhältnisses im Oberboden) und zur Beschleunigung des jährlichen Humusumsatzes im Boden erzielt werden. Bei der Auswahl und Umsetzung von humuserhaltenden oder humussteigernden Maßnahmen müssen Zielkonflikte mit dem Naturschutz, Nebenwirkungen und zusätzliche positive Umweltwirkungen (Co-Benefits) berücksichtigt werden. Eine Nebenwirkung der Wiedervernässung von entwässerten Mooren ist die Abnahme der Tragfähigkeit des Bodens. Daraus folgen eine schlechtere Befahrbarkeit und somit erschwerte Bedingungen bei der Streuwiesenmahd sowie eine erhöhte Gefahr von Trittschäden bei Weidenutzung. Zusätzliche positive Umweltwirkungen sind beispielsweise die Einsparung von Mineraldünger und Saatgut bei Verminderung der Nutzungsintensität im Intensivgrünland oder die Vermeidung von langen Transportwegen bei Verwendung von Einstreumaterial aus lokalen oder regionalen Streuwiesen anstelle von Stroh aus in- und ausländischen Ackerbauregionen.

Optimaler Humusgehalt

Der optimale Humusgehalt in Dauergrünlandböden hängt von vielen Standortsfaktoren ab, daher kann kein allgemein gültiger Gehaltswert angegeben werden. Entscheidend für den Optimalbereich sind Klima (Temperatur, Niederschlag, Verdunstung) und Bodeneigenschaften (Bodenart, Bodenwasserhaushalt, Boden-pH-Wert). Der Humusgehalt sollte im Dauergrünland umso höher sein, je tonreicher oder verdichtungsempfindlicher der Boden, je trockenheitsgefährdeter der Standort, je niedriger der pH-Wert im Hauptwurzelraum und je wärmer und niederschlagsärmer das Gebiet ist. In kühlen, niederschlagsreichen Regionen ist der optimale Humusgehalt niedriger als in warmen, niederschlagsarmen Gebieten (Jahresniederschlag < 700 mm, Jahresmitteltemperatur > 10 °C; langjähriger Durchschnitt). Eine hohe Bodenfeuchte im Oberboden resultierend aus einer humusbedingten hohen Wasserspeicherkapazität bewirkt in kühlen, niederschlagsreichen Regionen eine langsame und geringe Bodenerwärmung insbesondere im Frühling. Die negativen Folgen für die Grünlandbewirtschaftung sind ein wärmebedingter verzögerter Vegetationsbeginn (kürzere jährliche Weidedauer) und eine bodenfeuchtebedingte geringere Tragfähigkeit des Bodens (Fahr- und Trittschäden). Der Grundsatz, je mehr umso besser, gilt somit nicht für den Humusgehalt von Dauergrünlandböden. Ein hoher Humusgehalt bedeutet im Dauergrünland nicht a priori eine hohe Bodenfruchtbarkeit, auch die Geschwindigkeit des jährlichen Humusumsatzes (Umsatzzeit) ist wichtig. Humus sollte in Dauergrünlandböden nur bis zur Erreichung des höchstmöglichen lokalen Ertragspotentials angereichert werden. Aus landwirtschaftlicher Sicht günstig ist ein 10-20 cm mächtiger, gut strukturierter (krümeliger) A-Horizont mit einem Humusgehalt von 6-10 % und einem C:N-Verhältnis von 9-10:1. Optimal ist die Humusform Mull sowie ein undeutlicher Horizontübergang zwischen Ober- und Unterboden (keine scharfe Horizontgrenze).

Danksagung

Die Arbeit wurde vom Klima- und Energiefonds gefördert (Forschungsprojekt CASAS KR18ACOK14633).

Tabelle 1 Im Dauergrünland häufige und weit verbreitete Tiefwurzler (in alphabetischer Reihenfolge).
Table 1. In permanent grassland abundant and widespread deep-rooted plants (in alphabetic order).

Gewöhnliche Schafgarbe, Glatthafer, Groß-Bibernelle, Mittel-Wegerich, Pastinak, Rohr-Schwingel, Spitz-Wegerich, Stumpfblatt-Ampfer, Wiesen-Bärenklau, Wiesen-Flockenblume, Wiesen-Fuchsschwanz, Wiesen-Kerbel, Wiesen-Knaulgras, Wiesen-Kümmel, Wiesen-Labkraut, Wiesen-Löwenzahn, Wiesen-Pippau, Wiesen-Platterbse, Wiesen-Rispengras, Wiesen-Sauerampfer, Wiesen-Schwingel, Wiesen-Witwenblume

Daten: Kutschera und Lichtenegger, 1982, 1992

Tabelle 2 Organischer Kohlenstoffgehalt (%) und organischer Kohlenstoffvorrat (t ha-1) in Böden unter Dauergrünland (A-Horizont, 0-10 cm Bodentiefe) in Abhängigkeit von der Wasserhaushaltsstufe.
Table 2. Organic carbon content (%) and organic carbon stock (t ha-1) in soils of permanent grassland (A horizon, 0-10 cm of soil depth) as a function of soil moisture status.

	Corg (%)				Corg (kg ha -1)			
	halbtrocken	**frisch**	**feucht**	**nass**	**halbtrocken**	**frisch**	**feucht**	**nass**
n	32	463	146	138	32	463	146	138
Minimum	2,7	2,1	2,0	3,8	27	21	20	19
Maximum	10,1	18,4	44,1	53,3	101	184	441	266
Arithmetischer Mittelwert	6,8	6,6	9,7	32,5	608	66	97	163
Median	6,6	6,2	8,2	36,2	66	62	82	181

n = Anzahl der Bodenanalysen; Lagerungsdichte (Annahmen): * = 1.0 g cm-3, ** = 0.5 g cm-3; Corg (%) x 1.724 = Humus (%)

Tabelle 3 C:N-Verhältnisse in verschiedenen Grünlandökosystembestandteilen.
Table 3. C:N ratios in different grassland ecosystem components.

	C:N-Verhältnis
Böden unter Wirtschaftsgrünland	9:1 – 12:1
Böden unter Extensivgrünland	>12:1
Pflanzenstreu	44:1 – 122:1
Stoppelmasse	21:1 – 25:1

Gräserwurzeln	22:1 – 49:1
Kleewurzeln	13:1 – 22:1
pflanzliche Biomasse	20:1 – 80:1
mikrobielle Biomasse	5:1 – 8:1
Bodenbakterien	5:1 – 10:1
Bodenpilze	8:1 – 25:1
Enzyme	1.6:1 – 3.5:1
Gülle (Rind)	5:1 – 8:1
Stallmist, strohig	20:1 – 30:1
Stallmist, gut verrottet	15:1 – 125:1
Harn	0.8:1
Tierkot	15:1
Weizenstroh	125:1
Haferstroh	50:1
Roggenstroh	65:1
Sägemehl	500:1

Datenquelle: Paul und Clark, 1989; Whitehead, 1995; Cleveland und Liptzin, 2007; Kirkby et al., 2011; Xu et al., 2013; Bio Austria, 2022

Tabelle 4 Kohlenstoffgehalte in Vegetation, Boden und Wirtschaftsdünger.
Table 4. Carbon contents in vegetation, soil and farmyard manure.

	TH-Spalte
Sprossmasse Magerwiese	1,1
Sprossmasse Dreischnittwiese	3,1
Sprossmasse Sechsschnittwiese	4,6

	TH-Spalte
Stoppelmasse	0,4
Unterirdische Phytomasse	1,0-3,0
Boden unter Dauergrünland (0-50cm Bodentiefe)	50-100
Rindermistgabe (10t pro Hektar)	1,3
Rindergülle (10m3 pro Hektar, unverdünnt)	0,4

Abbildung 1 Unterirdische Phytomasse in einer Magerwiese und benachbarten Fettwiese.
Figure 1. Below-ground biomass in a nutrient-poor meadow and in an neighbouring nutrient-rich meadow.

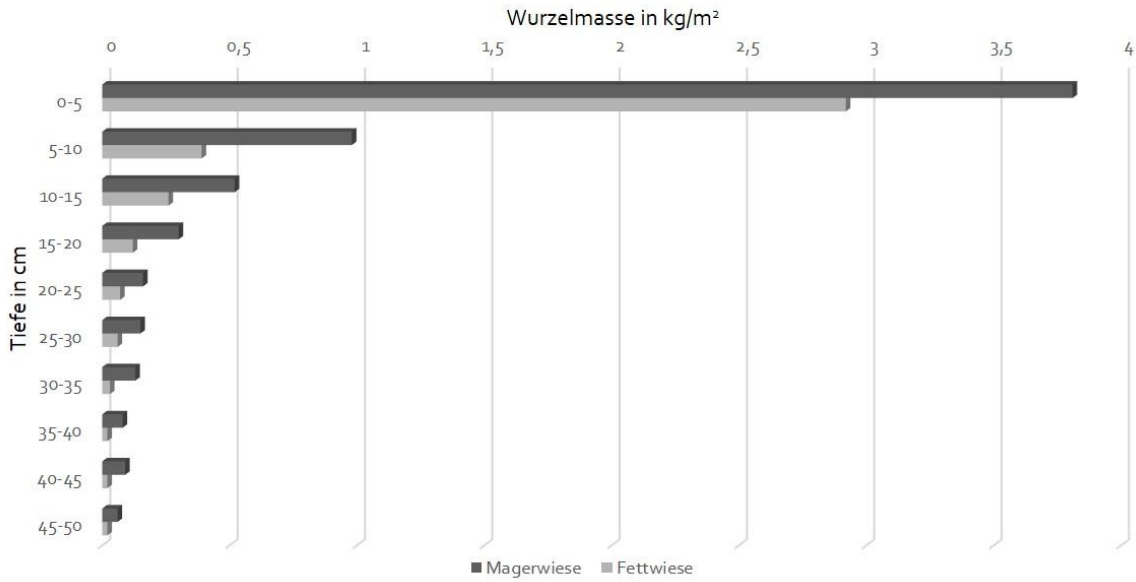


Abbildung 2 Beziehung zwischen organischem Kohlenstoffgehalt (%) und Stickstoff-Gesamtgehalt (%) im A-Horizont von Dauergrünlandböden.
Figure 2. Relationship between organic carbon concentration (%) and total nitrogen concentration (%) in the A horizon of permanent grassland soils.

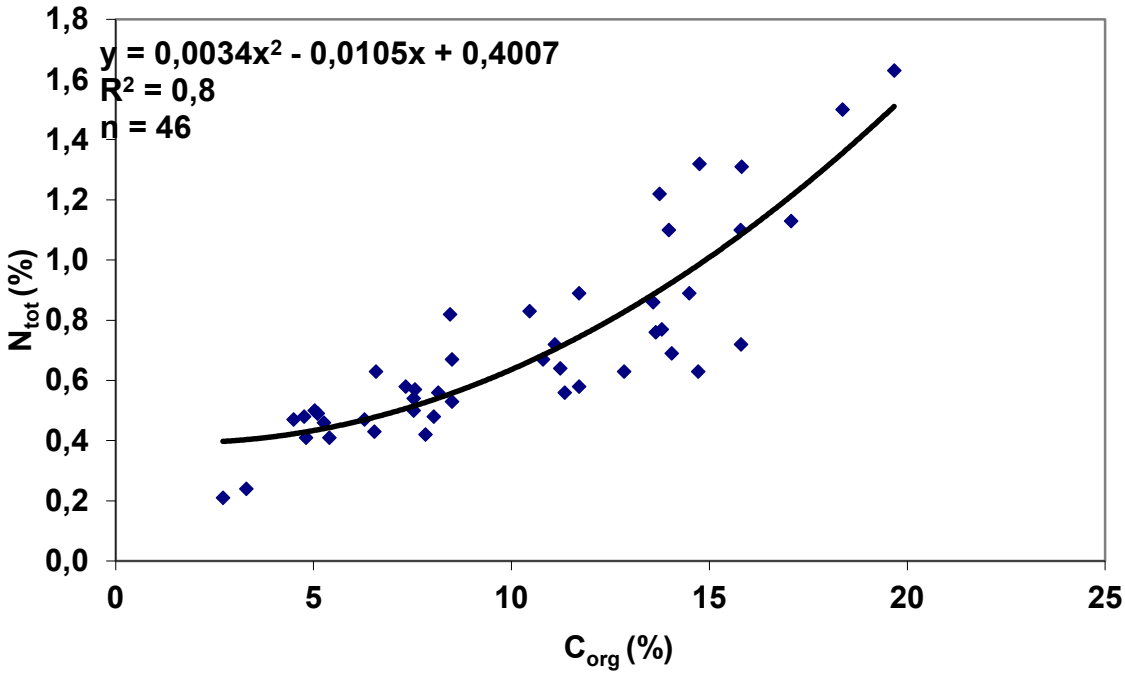


Abbildung 3 Beziehung zwischen organischem Kohlenstoffgehalt (%) und Schwefel-Gesamtgehalt (%) im A-Horizont von Dauergrünlandböden.

Figure 3. Relationship between organic carbon concentration (%) and total sulfur concentration (%) in the A horizon of permanent grassland soils.

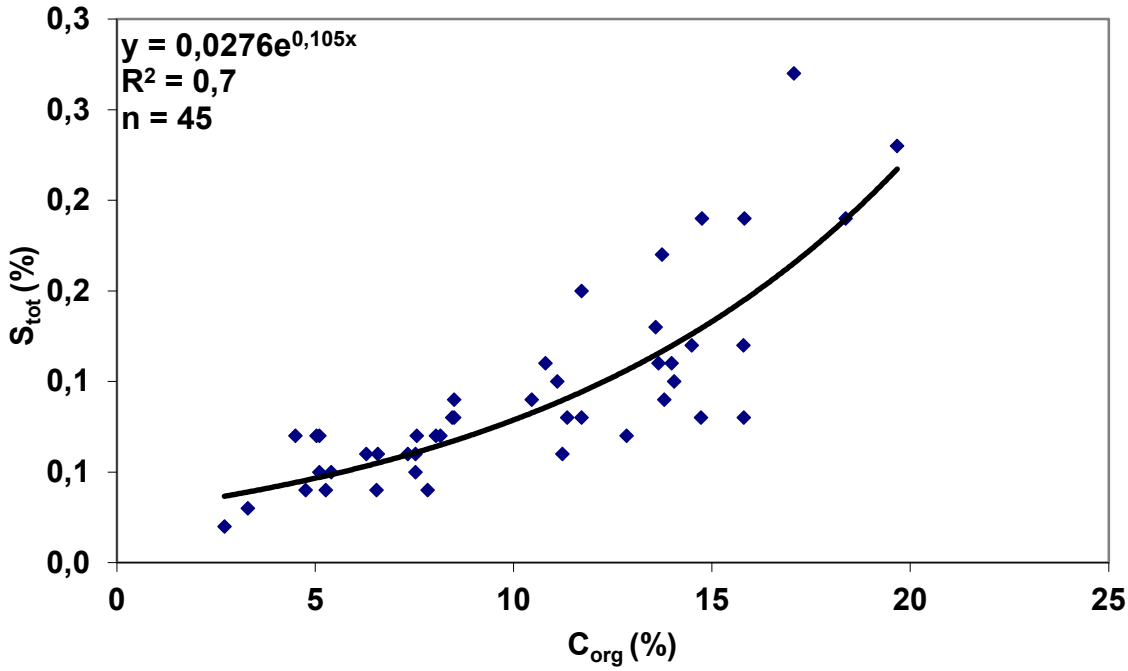


Abbildung 4 Beziehung zwischen organischem Kohlenstoffgehalt (%) und Bodenwassergehalt (Gew.%) bei der Fließgrenze.

Figure 4. Relationship between organic carbon concentration (%) and soil water content (mass%) at water saturation (liquid limit).

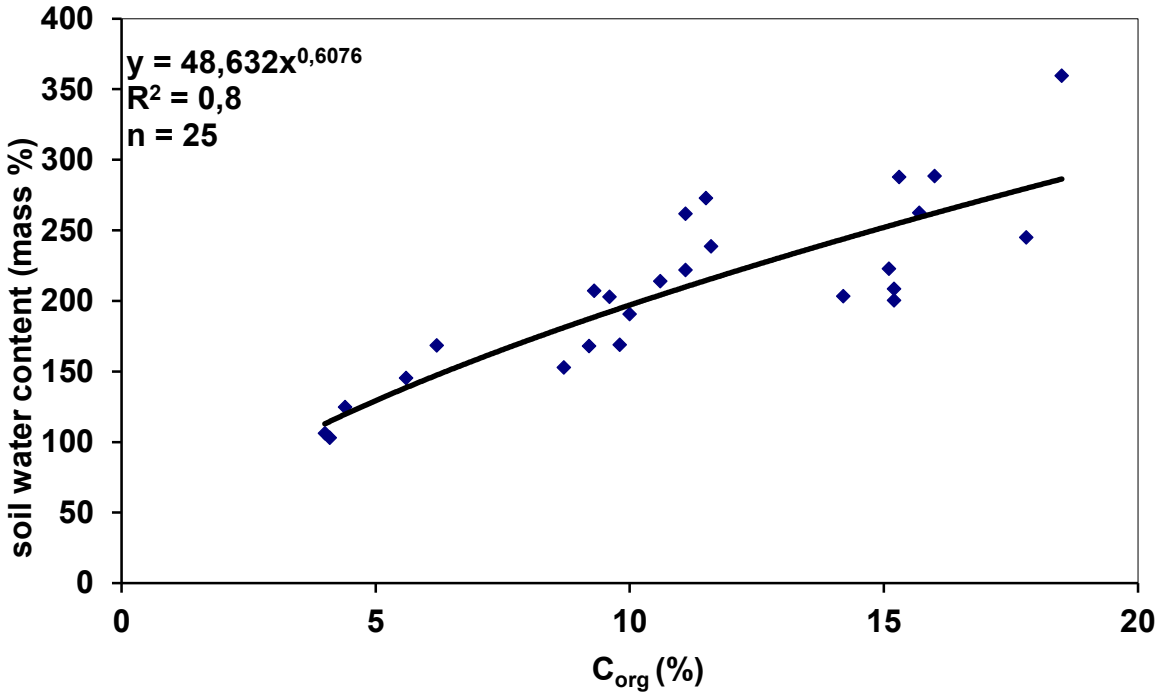


Abbildung 5 Beziehung zwischen organischem Kohlenstoffgehalt (%) und effektiver Kationenaustauschkapazität (mmolc kg-1) in Abhängigkeit vom Boden-pH-Wert im A-Horizont von Dauergrünlandböden.

Figure 5. Relationship between organic carbon concentration (%) and effective cation

exchange capacity (mmolc kg-1) as a function of soil pH in the A horizon of permanent grassland soils.

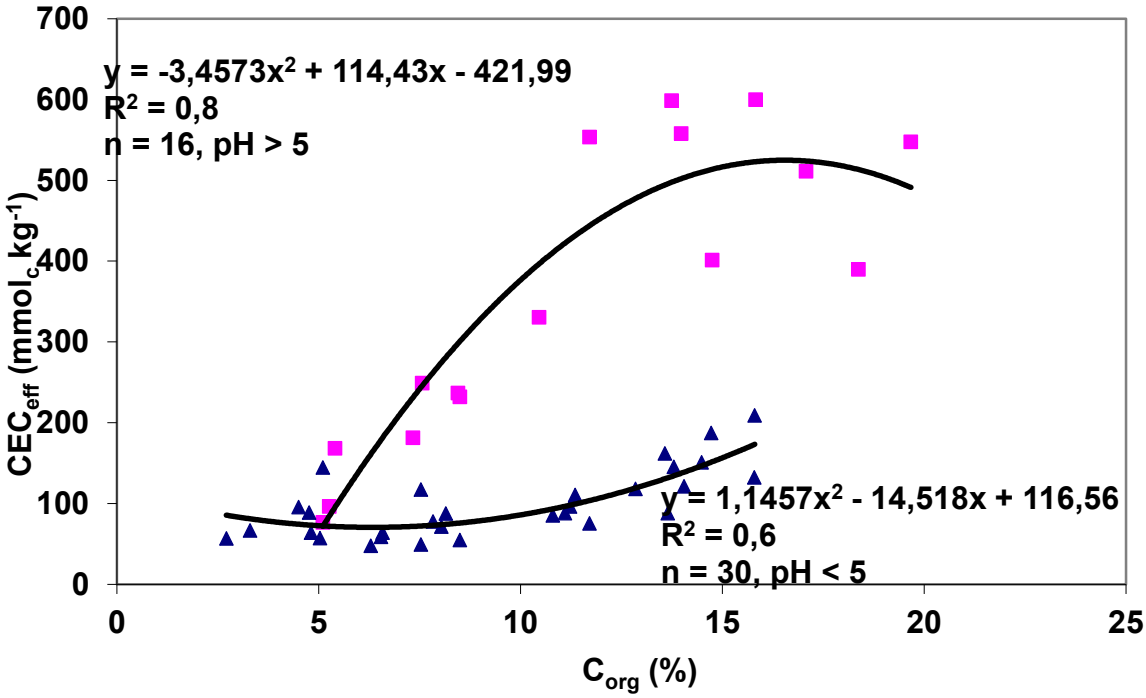
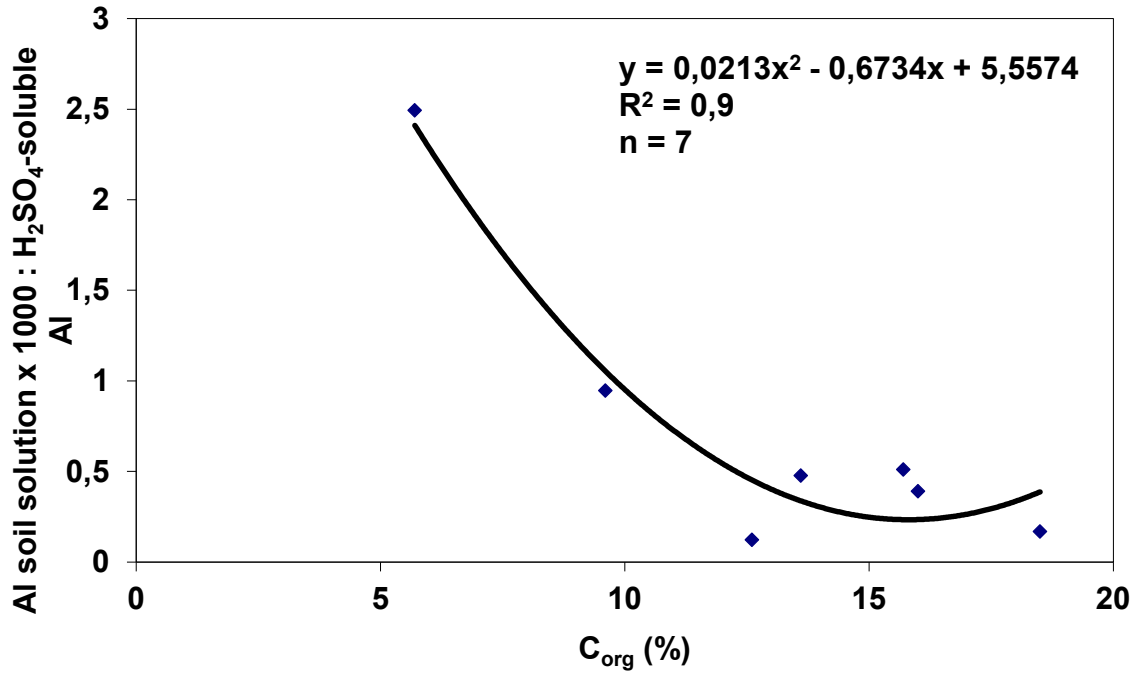


Abbildung 6 Beziehung zwischen organischem Kohlenstoffgehalt (%) und dem Anteil des gelösten Aluminiums am Aluminium-Gesamtgehalt in sehr stark sauren Grünlandböden (pH CaCl2 unter 4.2).

Figure 6. Relationship between organic carbon concentration (%) and proportion of

dissolved aluminum to total aluminum in very strongly acid grassland soils (pH CaCl2 below 4.2).



Tabellenverzeichnis

Tabelle 1 Im Dauergrünland häufige und weit verbreitete Tiefwurzler (in alphabetischer Reihenfolge). Table 1. In permanent grassland abundant and widespread deep-rooted plants (in alphabetic order). 50
Tabelle 2 Organischer Kohlenstoffgehalt (%) und organischer Kohlenstoffvorrat (t ha-1) in Böden unter Dauergrünland (A-Horizont, 0-10 cm Bodentiefe) in Abhängigkeit von der Wasserhaushaltsstufe. Table 2. Organic carbon content (%) and organic carbon stock (t ha-1) in soils of permanent grassland (A horizon, 0-10 cm of soil depth) as a function of soil moisture status. 51
Tabelle 3 C:N-Verhältnisse in verschiedenen Grünlandökosystembestandteilen. Table 3. C:N ratios in different grassland ecosystem components. 51
Tabelle 4 Kohlenstoffgehalte in Vegetation, Boden und Wirtschaftsdünger. Table 4. Carbon contents in vegetation, soil and farmyard manure. 52

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1 Unterirdische Phytomasse in einer Magerwiese und benachbarten Fettwiese. 53

Abbildung 2 Beziehung zwischen organischem Kohlenstoffgehalt (%) und Stickstoff-Gesamtgehalt (%) im A-Horizont von Dauergrünlandböden. 54

Abbildung 3 Beziehung zwischen organischem Kohlenstoffgehalt (%) und Schwefel-Gesamtgehalt (%) im A-Horizont von Dauergrünlandböden. 54

Abbildung 4 Beziehung zwischen organischem Kohlenstoffgehalt (%) und Bodenwassergehalt (Gew.%) bei der Fließgrenze..... 55

Abbildung 5 Beziehung zwischen organischem Kohlenstoffgehalt (%) und effektiver Kationenaustauschkapazität (mmolc kg-1) in Abhängigkeit vom Boden-pH-Wert im A-Horizont von Dauergrünlandböden. 56

Abbildung 6 Beziehung zwischen organischem Kohlenstoffgehalt (%) und dem Anteil des gelösten Aluminiums am Aluminium-Gesamtgehalt in sehr stark sauren Grünlandböden (pH CaCl2 unter 4.2). 57

Literaturverzeichnis

Bastida, F., Eldridge, D.J., Garcia, C., Png, G.K., Bardgett, R.D. und M. Delgado-Baquerizo (2021): Soil microbial diversity-biomass relationships are driven by soil carbon content across global biomes. The ISME Journal 15, 2081-2091.

Abdalla, M., Hastings, A., Chadwick, D.R., Jones, D.L., Evans, C.D., Jones, M.B., Rees, R.M. und P. Smith (2018): Critical review of the impacts of grazing intensity on soil organic carbon storage and other soil quality indicators in extensively managed grasslands. Agriculture, Ecosystems and Environment 253, 62-81.

Angers, D.A., Arrouays, D., Saby, N.P.A. und C. Walter (2011): Estimating and mapping the carbon saturation deficit of French agricultural topsoils. Soil Use and Management 27, 448-452.

Asmus, F. (1992): Einfluss organischer Dünger auf Ertrag, Humusgehalt des Bodens und Humusreproduktion. In: Berichte über Landwirtschaft, 206. Sonderheft. Bodennutzung und Bodenfruchtbarkeit, Band 4, Humushaushalt, 127-139.

Banfield, C.C. (2022): New tools for dead roots: Radioisotope labelling and compound-specific analysis reveal how subsoil hotspots work. Journal of Plant Nutrition and Soil Science 185, 707-719.

Baumgarten, A., Haslmayr, H.-P., Schwarz, M., Huber, S., Weiss, P., Obersteiner, E., Aust, G., Englisch, M., Horvath, D., Leitgeb, E., Foldal, C., Rodlauer, C., Bohner, A., Spiegel, H. und R. Jandl (2021): Organic soil carbon in Austria - Status quo and foreseeable trends. Geoderma 402, 115214.

Beniston, J.W., DuPont, S.T., Glover, J.D., Lal, R. und J.A.J. Dungait (2014): Soil organic carbon dynamics 75 years after land-use change in perennial grassland and annual wheat agricultural systems. Biogeochemistry 120, 37-49.

Berthrong, S.T., Jobbagy, E.G. und R.B. Jackson (2009): A global meta-analysis of soil exchangeable cations, pH, carbon, and nitrogen with afforestation. Ecological Applications 19, 2228-2241.

Bio Austria (2022): Unser Boden. Boden-Handbuch für das Grünland. 2. Auflage. 184 S.

Bispo, A., Andersen, L., Angers, D.A., Bernoux, M., Brossard, M., Cécillon, L., Comans, R.N.J., Harmsen, J., Jonassen, K., Lamé, F., Lhuillery C., Maly, S., Martin, E., Mcelnea, A.E., Sakai, H., Watabe, Y. und T.K. Eglin (2017): Accounting for carbon stocks in soils and measuring GHGs emission fluxes from soils: Do we have the necessary standards? Frontiers in Environmental Science 5, 1-12.

Blanco-Canqui, H., Laird, D.A., Heaton, E.A., Rathke, S. und B.S. Acharya (2020): Soil carbon increased by twice the amount of biochar carbon applied after 6 years: Field evidence of negative priming. GCB Bioenergy 12, 240-251.

Bloom, P.R., Mc Bride, M.B. und R.M. Weaver (1979): Aluminum organic matter in acid soils: buffering and solution aluminum activity. Soil Science Society of America Journal 43, 488-493.

BML (2022): Grüner Bericht 2022. Bundesministerium Land- und Forstwirtschaft, Regionen und Wasserwirtschaft, 305 S.

Bohner, A., Öhlinger, R. und O. Tomanova (2006): Auswirkungen der Grünlandbewirtschaftung und Flächenstilllegung auf Vegetation, Boden, mikrobielle Biomasse und Futterqualität. Die Bodenkultur 57, 33-45.

Bohner, A., Grims, F. und M. Sobotik (2007): Die Rotschwingel-Straußgraswiesen im Mittleren Steirischen Ennstal (Österreich) - Ökologie, Soziologie und Naturschutz. Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark 136, 113-134.

Bohner, A. und M. Herndl (2011): Einfluss einer Nutzungsintensivierung auf Wurzelmasse und Wurzelverteilung im Grünlandboden. 1. Tagung der Österreichischen Gesellschaft für Wurzelforschung, LFZ Raumberg-Gumpenstein, 35-44.

Bohner, A. (2012): Grassland soils - properties and functions. Local Land & Soil News 42/43 II/12, 7-9.

Bohner, A., Huemer, C., Schaumberger, J. und P. Liebhard (2012): Einfluss der landwirtschaftlichen Bewirtschaftung und des Reliefs auf den Nährstoffgehalt im Oberboden mit besonderer Berücksichtigung des Phosphors. 3. Umweltökologisches Symposium, 91-100.

Bohner, A., Foldal, C. und R. Jandl (2016): Kohlenstoffspeicherung in Grünlandökosystemen - eine Fallstudie aus dem österreichischen Berggebiet. Die Bodenkultur 67, 225-238.

Bohner, A., Gehmacher, P., Bodner, G. und P. Strauss (2017): Bodenverdichtung im Dauergrünland und ihre Auswirkung auf die Grünlandvegetation. Die Bodenkultur 68, 113-129.

Bohner, A., Karrer, J., Walcher, R., Brandl, D., Michel, K., Arnberger, A., Frank, T. und J.G. Zaller (2019): Ecological responses of semi-natural grasslands to abandonment: case studies in three mountain regions in the Eastern Alps. Folia Geobotanica 54, 211-225.

Bohner, A., Winter, S. und F. Starlinger (2020): Evaluation of different revegetation measures on mudflow deposits in the Nature Park Sölktäler (Styria, Austria). Die Bodenkultur 71, 169-183.

Bohner, A., Englisch, M., Kessler, D., Leitgeb, E., Reiter, R. und S. Schwarz (2022): Grünlandböden erkennen und verstehen. http://www.bfw.ac.at/webshop, 161 S.

Bossuyt, H., Six, J. und P.F. Hendrix (2004): Rapid incorporation of carbon from fresh residues into newly formed stable microaggregates within earthworm casts. European Journal of Soil Science 55, 393-399.

Bottner, P., Pansu, M. und Z. Sallih (1999): Modelling the effect of active roots on soil organic matter turnover. Plant and Soil 216, 15-25.

Brevik, E., Fenton, T. und L. Moran (2002): Effect of soil compaction on organic carbon amounts and distribution, South-Central Iowa. Environmental Pollution 116, 137-141.

Bristow, A.W. und S.C. Jarvis (1991): Effects of grazing and nitrogen fertiliser on the soil microbial biomass under permanent pasture. Journal of the Science of Food and Agriculture 54, 9-21.

Bronick, C.J. und R. Lal (2005): Soil structure and management: a review. Geoderma 124, 3-22.

Burke, I.C., Yonker, C.M., Parton, W.J, Cole, C.V., Flach, K. und D.S. Schimel (1989): Texture, climate, and cultivation effects on soil organic matter content in U.S. grassland soils. Soil Science Society of America Journal 53, 800-805.

Canadell, J., Jackson, R.B., Ehleringer, J.R., Mooney, H.A., Sala, O.E. und E.-D. Schulze (1996): Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. Oecologia 108, 583-595.

Chabbi, A., Kögel-Knabner, I. und C. Rumpel (2009): Stabilised carbon in subsoil horizons is located in spatially distinct parts of the soil profile. Soil Biology & Biochemistry 41, 256-261.

Chaopricha, N.T. und E. Marin-Spiotta (2014): Soil burial contributes to deep soil organic carbon storage. Soil Biology & Biochemistry 69, 251-264.

Cleveland, C.C. und D. Liptzin (2007): C:N:P stoichiometry in soil: is there a „Redfield ratio“ for the microbial biomass? Biogeochemistry 85, 235-252.

Cluzeau, D., Binet, F., Vertes, F., Simon, J.C., Riviere, J.M. und P. Trehen (1992): Effects of intensive cattle trampling on soil-plant-earthworms system in two grassland types. Soil Biology & Biochemistry 24, 1661-1665.

Conant, R.T. und K. Paustian (2002): Potential soil carbon sequestration in overgrazed grassland ecosystems. Global Biogeochemical Cycles 16, 1143.

Conant, R.T., Ogle, S.M., Paul, E.A. und K. Paustian (2011): Measuring and monitoring soil organic carbon stocks in agricultural lands for climate mitigation. Frontiers in Ecology and the Environment 9, 169-173.

Corti, G., Ugolini, F.C., Agnelli, A., Certini, G., Cuniglio, R., Berna, F. und M.J. Fernandez Sanjurjo (2002): The soil skeleton, a forgotten pool of carbon and nitrogen in soil. European Journal of Soil Science 53, 283-298.

Cotrufo, M.F., Wallenstein, M.D., Boot, C.M., Denef, K. und E. Paul (2013): The Microbial Efficiency-Matrix Stabilization (MEMS) framework integrates plant litter decomposition with soil organic matter stabilization: do labile plant inputs form stable soil organic matter? Global Change Biology 19, 988-995.

Cross, A. und S.P. Sohi (2011): The priming potential of biochar products in relation to labile carbon contents and soil organic matter status. Soil Biology & Biochemistry 43, 2127-2134.

Davidson, J.L. und F.L. Milthorpe (1966): The effect of defoliation on the carbon balance in Dactylis glomerata. Annals of Botany 30, 185-198.

Davis, M.R. und L.M. Condron (2002): Impact of grassland afforestation on soil carbon in New Zealand: a review of paired-site studies. Australian Journal of Soil Research 40, 675-690.

De Stefano, A. und M.G. Jacobson (2018): Soil carbon sequestration in agroforestry systems: a meta-analysis. Agroforestry Systems 92, 285-299.

Ding, F., Van Zwieten, L., Zhang, W., Weng, Z., Shi, S., Wang, J. und J. Meng (2018): A meta-analysis and critical evaluation of influencing factors on soil carbon priming following biochar amendment. Journal of Soils and Sediments 18, 1507-1517.

Don, A., Schuhmacher, J., Scherer-Lorenzen, M., Scholten, T. und E.-D. Schulze (2007): Spatial and vertical variation of soil carbon at two grassland sites – Implications for measuring soil carbon stocks. Geoderma 141, 272-282.

Don, A., Steinberg, B., Schöning, I., Pritsch, K., Joschko, M., Gleixner, G. und E.-D. Schulze (2008): Organic carbon sequestration in earthworm burrows. Soil Biology & Biochemistry 40, 1803-1812.

Don, A., Flessa, H., Marx, K., Poeplau, C., Tiemeyer, B. und B. Osterburg (2018): Die 4-Promille-Initiative „Böden für Ernährungssicherheit und Klima“ - Wissenschaftliche Bewertung und Diskussion möglicher Beiträge in Deutschland. Thünen Working Paper 112, Braunschweig, 38 S.

Drexler, S., Broll, G., Flessa, H. und A. Don (2022): Benchmarking soil organic carbon to support agricultural carbon management: a German case study. Journal of Plant Nutrition and Soil Science 185, 427-440.

Dungait, J.A.J., Hopkins, D.W., Gregory, A.S. und A.P. Whitmore (2012): Soil organic matter turnover is governed by accessibility not recalcitrance. Global Change Biology 18, 1781-1796.

Dutzler-Franz, G. (1977): Beziehungen zwischen der Enzymaktivität verschiedener Bodentypen, der mikrobiellen Aktivität, der Wurzelmasse und einigen Klimafaktoren. Zeitschrift Pflanzenernährung, Bodenkunde 140, 351-374.

Ellert, B.H. und J.R. Bettany (1995): Calculation of organic matter and nutrients stored in soils under contrasting management regimes. Canadian Journal of Soil Science 75, 529-538.

Farrar, J., Hawes, M., Jones, D. und S. Lindow (2003): How roots control the flux of carbon to the rhizosphere. Ecology 84, 827-837.

Flessa, H., Don, A., Jacobs, A., Dechow, R., Tiemeyer, B. und C. Poeplau (2018): Humus in landwirtschaftlich genutzten Böden Deutschlands. Bundesministerium für Ernährung und Landwirtschaft (BMEL), 48 S.

Fontaine, S., Barot, S., Barre, P., Bdiovi, N., Mary, B. und C. Rumpel (2007): Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply. Nature 450, 277-281.

Gerzabek, M.H., Strebl, F., Tulipan, M. und S. Schwarz (2005): Quantification of organic carbon pools for Austria`s agricultural soils using a soil information system. Canadian Journal of Soil Science 85, 491-498.

Gill, R.A. und I.C. Burke (2002): Influence of soil depth on the decomposition of Bouteloua gracilis roots in the shortgrass steppe. Plant and Soil 241, 233-242.

Gisi, U. (1990): Bodenökologie. Georg Thieme Verlag, Stuttgart und New York, 304 S.

Gounand, I., Little, C.J., Harvey, E. und F. Altermatt (2018): Cross-ecosystem carbon flows connecting ecosystems world wide. Nature Communications 9: 4825.

Gregorich, E.G., Carter, M.R., Angers, D.A., Monreal, C.M. und B.H. Ellert (1994): Towards a minimum data set to assess soil organic matter quality in agricultural soils. Canadian Journal of Soil Science 74, 367-385.

Guenet, B., Neill, C., Bardoux, G. und L. Abbadie (2010): Is there a linear relationship between priming effect intensity and the amount of organic matter input? Applied Soil Ecology 46, 436-442.

Guo, L.B. und R.M. Gifford (2002): Soil carbon stocks and land use change: a meta analysis. Global Change Biology 8, 345-360.

Hagedorn, F. und M. Bundt (2002): The age of preferential flow paths. Geoderma 108, 119-132.

Hanegraaf, M.C., Hoffland, E., Kuikman, P.J. und L. Brussaard (2009): Trends in soil organic matter contents in Dutch grasslands and maize fields on sandy soils. European Journal of Soil Science 60, 213-222.

Hartge, K.H. und R. Horn (2009): Die physikalische Untersuchung von Böden. Schweizerbart´sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 178 S.

Hassink, J. (1992): Effects of soil texture and structure on carbon and nitrogen mineralization in grassland soils. Biology and Fertility of Soils 14, 126-134.

Hassink, J. (1997): The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. Plant and Soil 191, 77-87.

Hassink, J., Whitmore, A.P. und J. Kubat (1997): Size and density fractionation of soil organic matter and the physical capacity of soils to protect organic matter. European Journal of Agronomy 7, 189-199.

Helal, H.M. (1991): Bodengefüge, Wurzelentwicklung und Wurzelfunktionen. Zeitschrift Pflanzenernährung, Bodenkunde 154, 403-407.

Herold, N., Schöning, I., Michalzik, B., Trumbore, S. und M. Schrumpf (2014): Controls on soil carbon storage and turnover in German landscapes. Biogeochemistry 119, 435-451.

Hiltbrunner, D., Zimmermann, S. und F. Hagedorn (2013): Afforestation with Norway spruce on a subalpine pasture alters carbon dynamics but only moderately affects soil carbon storage. Biogeochemistry 115, 251-266.

Hobley, E., Baldock, J., Hua, Q. und B. Wilson (2017): Land-use contrasts reveal instability of subsoil organic carbon. Global Change Biology 23, 955-965.

Hopkins, D.W., Waite, I.S., McNicol, J.W., Poulton, P.R., MacDonald, A.J. und A.G.O´Donnell (2009): Soil organic carbon contents in long-term experimental grassland plots in the UK (Palace Leas and Park Grass) have not changed consistently in recent decades. Global Change Biology 15, 1739-1754.

Hudson, B.D. (1994): Soil organic matter and available water capacity. Journal of Soil and Water Conservation 49, 189-194.

Huo, C., Liang, J., Zhang, W., Wang, P. und W. Cheng (2022): Priming effect and its regulating factors for fast and slow soil organic carbon pools: A meta-analysis. Pedosphere 32, 140-148.

Husain, H. und F.A. Dijkstra (2023): The influence of plant residues on soil aggregation and carbon content: A meta-analysis. Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 177-187. https://doi.org/10.1002/jpln.202200297.

Jackson, R.B., Canadell, J., Ehleringer, J.R., Mooney, H.A., Sala, O.E. und E.D. Schulze (1996): A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. Oecologia 108, 389-411.

Jandl, R., Rodeghiero, M., Martinez, C., Cotrufo, M.F., Bampa, F., Van Wesemael, B., Harrison, R.B., Guerrini, I.A., deB Richter, D., Rustad, L., Lorenz, K., Chabbi, A. und F. Miglietta (2014): Current status, uncertainty and future needs in soil organic carbon monitoring. Science of the Total Environment 468-469, 376-383.

Jensen, J.L., Schjonning, P., Watts, C.W., Christensen,B.T., Peltre, C. und L.J. Munkholm (2019): Relating soil C and organic matter fractions to soil structural stability. Geoderm 337, 834-843.

Jobbagy, E.G. und R.B. Jackson (2000): The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. Ecological Applications 10, 423-436.

Kaiser, K. und G. Guggenberger (2000): The role of DOM sorption to mineral surfaces in the preservation of organic matter in soils. Organic Geochemistry 31, 711-725.

Kalbitz, K., Solinger, S., Park, J.-H., Michalzik, B. und E. Matzner (2000): Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: a review. Soil Science 165, 277-304.

Keiblinger, K.M., Hall, E.K., Wanek, W., Szukics, U., Hämmerle, I., Ellersdorfer, G., Böck, S., Strauss, J., Sterflinger, K., Richter, A. und S. Zechmeister-Boltenstern (2010): The effect of resource quantity and resource stoichiometry on microbial carbon-use-efficiency. FEMS Microbiology Ecology 73, 430-440.

Khaleel, R., Reddy, K.R. und M.R. Overcash (1981): Changes in soil physical properties due to organic waste applications: a review. Journal of Environmental Quality 10, 133-141.

Kirkby, C.A., Kirkegaard, J.A., Richardson, A.E., Wade, L.J., Blanchard, C. und G. Batten (2011): Stable soil organic matter: a comparison of C:N:P:S ratios in Australian and other world soils. Geoderma 163, 197-208.

Klapp, E. (1951): Leistung, Bewurzelung und Nachwuchs einer Grasnarbe unter verschieden häufiger Mahd und Beweidung. Zeitschrift Acker- und Pflanzenbau 93, 269-286.

Klapp, E. (1971): Wiesen und Weiden. Parey Verlag, Berlin und Hamburg, 620 S.

Kleber, M., Mikutta, R., Torn, M.S. und R. Jahn (2005): Poorly crystalline mineral phases protect organic matter in acid subsoil horizons. European Journal of Soil Science 56, 717-725.

Klumpp, K., Soussana, J.F. und R. Falcimagne (2007): Effects of past and current disturbance on carbon cycling in grassland mesocosms. Agriculture, Ecosystems and Environment 121, 59-73.

Klumpp, K., Fontaine, S., Attard, E., Le Roux, X., Gleixner, G. und J.F. Soussana (2009): Grazing triggers soil carbon loss by altering plant roots and their control on soil microbial community. Journal of Ecology 97, 876-885.

Kmoch, H.G. (1952): Über den Umfang und einige Gesetzmäßigkeiten der Wurzelmassenbildung unter Grasnarben. Zeitschrift Acker- und Pflanzenbau 95, 363-380.

Kögel-Knabner, I. und W. Amelung (2021): Soil organic matter in major pedogenic soil groups. Geoderma 384, 114785.

Konen, M.E., Burras, C.L. und J.A. Sandor (2003): Organic carbon, texture, and quantitative color measurement relationships for cultivated soils in North Central Iowa. Soil Science Society of America 67, 1823-1830.

Kravchenko, A.N. und G.P. Robertson (2011): Whole-Profile soil carbon stocks: the danger of assuming too much from analyses of too little. Soil Science Society of America 75, 235-240.

Kühnel, A., Garcia-Franco, N., Wiesmeier, M., Burmeister, J., Hobley, E., Kiese, R., Dannenmann, M. und I. Kögel-Knabner (2019): Controlling factors of carbon dynamics in grassland soils of Bavaria between 1989 and 2016. Agriculture, Ecosystems and Environment 280, 118-128.

Kutschera, L. (1960): Wurzelatlas mitteleuropäischer Ackerunkräuter und Kulturpflanzen. DLG Verlag, Frankfurt am Main, 574 S.

Kutschera, L. und E. Lichtenegger (1982): Wurzelatlas mitteleuropäischer Grünlandpflanzen. Band 1, Monocotyledoneae. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart und New York, 516 S.

Kutschera, L. und E. Lichtenegger (1992): Wurzelatlas mitteleuropäischer Grünlandpflanzen. Band 2, Pteridophyta und Dicotyledoneae. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena und New York, 851 S.

Laganiere, J., Angers, D.A. und D. Pare (2010): Carbon accumulation in agricultural soils after afforestation: a meta-analysis. Global Change Biology 16, 439-453.

Lal, R. (2004): Soil carbon sequestration to mitigate climate change. Geoderma 123, 1-22.

Leifeld, J., Zimmermann, M., Fuhrer, J. und F. Conen (2009): Storage and turnover of carbon in grassland soils along an elevation gradient in the Swiss Alps. Global Change Biology 15, 668-679.

Liang, J. et al. (2018): More replenishment than priming loss of soil organic carbon with additional carbon input. Nature Communications 9, 3175.

Liang, C., Amelung, W., Lehmann, J. und M. Kästner (2019): Quantitative assessment of microbial necromass contribution to soil organic matter. Global Change Biology 25, 3578-3590.

Lichtenegger, E. (1997): Wurzeln. Bewurzelung von Pflanzen in verschiedenen Lebensräumen. Spezieller Teil. Stapfia 49, 55-331.

Lopez-Hernandez, D., Flores, D., Siegert, G. und J.V. Rodriguez (1979): The effect of some organic anions on phosphate removal from acid and calcareous soils. Soil Science 128, 321-326.

Lorenz, K. und R. Lal (2005): The depth distribution of soil organic carbon in relation to land use and management and the potential of carbon sequestration in subsoil horizons. Advances in Agronomy 88, 35-66.

Lorenz, K., Lal, R., Preston, C.M. und K.G.J. Nierop (2007): Strengthening the soil organic carbon pool by increasing contributions from recalcitrant aliphatic bio(macro)molecules. Geoderma 142, 1-10.

Loveland, P. und J. Webb (2003): Is there a critical level of organic matter in the agricultural soils of temperate regions: a review. Soil & Tillage Research 70, 1-18.

Maillard, E. und D.A. Angers (2014): Animal manure application and soil organic carbon stocks: a meta-analysis. Global Change Biology 20, 666-679.

Marschner, H. (1998): Mineral nutrition of higher plants. Second Edition. Academic Press, London, 889 S.

McSherry, M.E. und M.E. Ritchie (2013): Effects of grazing on grassland soil carbon: a global review. Global Change Biology 19, 1347-1357.

Meersmans, J., Van Wesemael, B., De Ridder, F., Fallas Dotti, M., De Baets, S. und M. Van Molle (2009): Changes in organic carbon distribution with depth in agricultural soils in northern Belgium, 1960-2006. Global Change Biology 15, 2739-2750.

Miltner, A., Bombach, P., Schmidt-Brücken, B. und M. Kästner (2012): SOM genesis: microbial biomass as a significant source. Biogeochemistry 111,41-55.

Miltner, A. und M. Kästner (2020): Mikrobielle Nekromasse im Boden und deren Bedeutung für Bodenprozesse. Biospektrum 26, 333-335.

Mohr, H.D. (1980): Einfluss der Bodeneigenschaften auf das Wurzelwachstum. Kali-Briefe 15, 305-316.

Neufeldt, H. (2005): Carbon stocks and sequestration potentials of agricultural soils in the federal state of Baden-Württemberg, SW Germany. Journal of Plant Nutrition and Soil Science 168, 202-211.

Oberholzer, H.R., Leifeld, J. und J. Mayer (2014): Changes in soil carbon and crop yield over 60 years in the Zürich Organic Fertilization Experiment, following land-use change from grassland to cropland. Journal of Plant Nutrition and Soil Science 177, 696-704.

Parton, W.J., Schimel, D.S., Cole, C.V. und D.S. Ojima (1987): Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands. Soil Science Society of America Journal 51, 1173-1179.

Paul, E.A. und F.E. Clark (1989): Soil microbiology and biochemistry. Academic Press, San Diego, 273 S.

Percival, H.J., Parfitt, R.L. und N.A. Scott (2000): Factors controlling soil carbon levels in New Zealand grasslands: Is clay content important? Soil Science Society of America Journal 64, 1623-1630.

Poeplau, C., Don, A., Vesterdal, L., Leifeld, J., Van Wesemael, B., Schumacher, J. und A. Gensior (2011): Temporal dynamics of soil organic carbon after land-use change in the temperate zone - carbon response functions as a model approach. Global Change Biology 17, 2415-2427.

Poeplau, C., Prietz, R. und A. Don (2022): Plot-scale variability of organic carbon in temperate agricultural soils - Implications for soil monitoring. Journal of Plant Nutrition and Soil Science 185, 403-416.

Post, W.M., Izaurralde, R.C., Jastrow, J.D., McCarl, B.A., Amonette, J.E., Bailey, V.L., Jardine, P.M., West, T.O. und J. Zhou (2004): Enhancement of carbon sequestration in US soils. BioScience 54, 895-908.

Prout, J.M., Shepherd, K.D., McGrath, S.P., Kirk, G.J.D. und S.M. Haefele (2021): What is a good level of soil organic matter? An index based on organic carbon to clay ratio. European Journal of Soil Science 72, 2493-2503.

Rasse, D.P., Rumpel, C. und M.-F. Dignac (2005): Is soil carbon mostly root carbon? Mechanisms for a specific stabilisation. Plant and Soil 269, 341-356.

Rumpel, C. und I. Kögel-Knabner (2011): Deep soil organic matter - a key but poorly understood component of terrestrial C cycle. Plant Soil 338, 143-158.

Sanderman, J., Baldock, J.A. und R. Amundson (2008): Dissolved organic carbon chemistry and dynamics in contrasting forest and grassland soils. Biogeochemistry 89, 181-198.

Scheffer und Schachtschabel (2002): Lehrbuch der Bodenkunde. 15. Auflage. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 593 S.

Schimel, D.S. (1986): Carbon and nitrogen turnover in adjacent grassland and cropland ecosystems. Biogeochemistry 2, 345-357.

Schimpf, K.G., Errecart, P.M. und G.A. Canziani (2023): Modelling pasture management practices for soil organic carbon gain in livestock systems. Grass and Forage Science 78, 37-49.

Schlesinger, W.H. und R. Amundson (2019): Managing for soil carbon sequestration: Let´s get realistic. Global Change Biology 25, 386-389.

Schmidt, H.P., Kammann, C., Hagemann, N., Leifeld, J., Bucheli, T.D., Sanchez-Monedero, M.A. und M.L. Cayuela (2021): Biochar in agriculture - A systematic review of 26 global meta-analyses. GCB Bioenergy 13, 1708-1730.

Schmidt, M.W.I., Torn, M.S., Abiven, S., Dittmar, T., Guggenberger, G., Janssens, I.A., Kleber, M., Kögel-Knabner, I., Lehmann, J., Manning, D.A.C., Nannipieri, P., Rasse, D.P.,

Weiner, S. und S.E. Trumbore (2011): Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. Nature 478, 49-56.

Schrumpf, M., Schulze, E.D., Kaiser, K. und J. Schumacher (2011): How accurately can soil organic carbon stocks and stock changes be quantified by soil inventories? Biogeosciences 8, 1193-1212.

Schuster, J.L. (1964): Root development of native plants under three grazing intensities. Ecology 45, 63-70.

Schulze, E. und H. Mues (1961): Ertragsleistung, Pflanzenbestand und Bewurzelung einer Grasnarbe bei verschiedener Düngungsweise. Zeitschrift Acker- und Pflanzenbau 112, 141-160.

Sigua, G.C. und S.W. Coleman (2010): Spatial distribution of soil carbon in pastures with cow-calf operation: effects of slope aspect and slope position. Journal of Soils and Sediments 10, 240-247.

Simpson, A.J., Simpson, M.J., Smith, E. und B.P. Kelleher (2007): Microbially derived inputs to soil organic matter: are current estimates too low? Environmental Science & Technology 41, 8070-8076.

Six, J., Conant, R.T., Paul, E.A. und K. Paustian (2002): Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. Plant and Soil 241, 155-176.

Smith, P. (2004): How long before a change in soil organic carbon can be detected? Global Change Biology 10, 1878-1883.

Smith, P. (2005): An overview of the permanence of soil organic carbon stocks: influence of direct human-induced, indirect and natural effects. European Journal of Soil Science 56, 673-680.

Sobotik, M., Eberwein, R.K., Bodner, G., Stangl, R. und W. Loiskandl (2020): Pflanzenwurzeln. DLG Verlag, Frankfurt am Main, 314 S.

Sommerfeldt, T.G., Chang, C. und T. Entz (1988): Long-term annual manure applications increase soil organic matter and nitrogen, and decrease carbon to nitrogen ratio. Soil Science Society of America Journal 52, 1668-1672.

Soussana, J.-F., Loiseau, P., Vuichard, N., Ceschia, E., Balesdent, J., Chevallier, T. und D. Arrouays (2004): Carbon cycling and sequestration opportunities in temperate grasslands. Soil Use and Management 20, 219-230.

Soussana, J.F., Allard, V., Pilegaard, K., Ambus, P., Amman, C., Campbell, C., et al. (2007): Full accounting of the greenhouse gas (CO2, N2O, CH4) budget of nine European grassland sites. Agriculture, Ecosystems and Environment 121, 121-135.

Speidel, B. und A. Weiß (1972): Zur ober- und unterirdischen Stoffproduktion einer Goldhaferwiese bei verschiedener Düngung. Angewandte Botanik 46, 75-93.

Staddon, P.L., Ostle, N., Dawson, L.A. und A.H. Fitter (2003): The speed of soil carbon throughput in an upland grassland is increased by liming. Journal of Experimental Botany 54, 1461-1469.

Stadelmann, F.X., Gupta, S.K., Rudaz, A. und E. Santschi-Fuhrimann (1984): Die Schwermetallbelastung des Bodens als Gefahr für die Bodenmikroorganismen. Schweizerische landwirtschaftliche Forschung 23, 227-239.

Steinaker, D.F. und S.D. Wilson (2005): Belowground litter contributions to nitrogen cycling at a northern grassland-forest boundary. Ecology 86, 2825-2833.

Stevenson, F.J. und M.A. Cole (1999): Cycles of Soil. John Wiley & Sons Verlag, New York, 427 S.

Stewart, C.E., Paustian, K., Conant, R.T., Plante, A.F. und J. Six (2008): Soil carbon saturation: Evaluation and corroboration by long-term incubations. Soil Biology & Biochemistry 40, 1741-1750.

Stewart, C.E., Zheng, J., Botte, J. und M.F. Cotrufo (2013): Co-generated fast pyrolysis biochar mitigates greenhouse gas emissions and increases carbon sequestration in temperate soils. GCB Bioenergy 5, 153-164.

Taylor, J.P., Wilson, B., Mills, M.S. und R.G. Burns (2002): Comparison of microbial numbers and enzymatic activities in surface soils and subsoils using various techniques. Soil Biology & Biochemistry 34, 387-401.

Thuille, A., Buchmann, N. und E.-D. Schulze (2000): Carbon stocks and soil respiration rates during deforestation, grassland use and subsequent Norway spruce afforestation in the Southern Alps, Italy. Tree Physiology 20, 849-857.

VandenBygaart, A.J. und D.A. Angers (2006): Towards accurate measurements of soil organic carbon stock change in agroecosystems. Canadian Journal of Soil Science 86, 465-471.

Van der Krift, T.A.J. und F. Berendse (2002): Root life spans of four grass species from habitats differing in nutrient availability. Functional Ecology 16, 198-203.

Von Lützow, M. und J.C.G. Ottow (1994): Effect of conventional and biological farming on microbial biomass and its nitrogen turnover in agriculturally used luvisols of the Friedberg plains. Zeitschrift Pflanzenernährung, Bodenkunde 157, 359-367.

Von Lützow, M., Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Matzner, E., Guggenberger, G., Marschner, B. und H. Flessa (2006): Stabilization of organic matter in temperatre soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review. European Journal of Soil Science 57, 426-445.

Wang, B., An, S., Liang, C., Liu, Y. und Y. Kuzyakov (2021): Microbial necromass as the source of soil organic carbon in global ecosystems. Soil Biology and Biochemistry 162 (2021) 108422.

Wang, H., Boutton, T.W., Xu, W., Hu, G., Jiang, P. und E. Bai (2015): Quality of fresh organic matter affects priming of soil organic matter and substrate utilization patterns of microbes. Scientific Reports 5, 10102.

Wang, J., Xiong, Z. und Y. Kuzyakov (2016): Biochar stability in soil: meta-analysis of decomposition and priming effects. GCB Bioenergy 8, 512-523.

Ward, S.E., Smart, S.M., Quirk, H., Tallowin, J.R.B., Mortimer, S.R., Shiel, R.S., Wilby, A. und R.D. Bardgett (2016): Legacy effets of grassland management on soil carbon to depth. Global Change Biology 22, 2929-2938.

Wardle, D.A. (1992): A comparative assessment of factors which influence microbial biomass carbon and nitrogen levels in soil. Biological Reviews 67, 321-358.

Welte, E. (1963): Der Ab-, Auf- und Umbau der Humusstoffe im Boden und seine Bedeutung für die Bodenfruchtbarkeit. Die Bodenkultur 14, 97-111.

Wenzel, W.W., Duboc, O., Golestanifard, A., Holzinger, C., Mayr, K., Reiter, J. und A. Schiefer (2022): Soil and land use factors control organic carbon status and accumulation in agricultural soils of Lower Austria. Geoderma 409, 115595.

Werger, M.J.A. (1983): Wurzel/Spross-Verhältnis als Merkmal der Pflanzenstrategie. In: Böhm, W., L. Kutschera und E. Lichtenegger (Hrsg.), Wurzelökologie und ihre Nutzanwendung. Bundesanstalt für alpendländische Landwirtschaft, 323-334.

West, C.P., Mallarino, A.P., Wedin, W.F. und D.B. Marx (1989): Spatial variability of soil chemical properties in grazed pastures. Soil Science Society of America Journal 53, 784-789.

West, T.O. und J. Six (2007): Considering the influence of sequestration duration and carbon saturation on estimates of soil carbon capacity. Climatic Change 80, 25-41.

Whitehead, D.C. (1995): Grassland nitrogen. CAB International, Wallingford, 397 S.

Wiesmeier, M., Spörlein, P., Geuß, U., Hangen, E., Haug, S., Reischl, A., Schilling, B., von Lützow, M. und I. Kögel-Knabner (2012): Soil organic carbon stocks in southeast Germany (Bavaria) as affected by land use, soil type and sampling depth. Global Change Biology 18, 2233-2245.

Wiesmeier, M., Hübner, R., Spörlein, P., Geuß, U., Hangen, E., Reischl, A., Schilling, B., von Lützow, M. und I. Kögel-Knabner (2014): Carbon sequestration potential of soils in southeast Germany derived from stable soil organic carbon saturation. Global Change Biology 20, 653-665.

Wiesmeier, M., Urbanski, L., Hobley, E., Lang, B., von Lützow, M., Marin-Spiotta, E., van Wesemael, B., Rabot, E., Ließ, M., Garcia-Franco, N., Wollschläger, U., Vogel, H-J. und I. Kögel-Knabner (2019): Soil organic carbon storage as a key function of soils - A review of drivers and indicators at various scales. Geoderma 333, 149-162.

Wiesmeier, M., Mayer, S., Burmeister, J., Hübner, R. und I. Kögel-Knabner (2020): Feasibility of the 4 per 1000 initiative in Bavaria: a reality check of agricultural soil management and carbon sequestration scenarios. Geoderma 369, 114333.

Wiseman, C.L.S. und W. Püttmann (2005): Soil organic carbon and its sorptive preservation in central Germany. European Journal of Soil Science 56, 65-76.

Xiong, P., Zhang, Z. und X. Peng (2022): Root and root-derived biopore interactions in soils: a review. Journal of Plant Nutrition and Soil Science 185, 643-655.

Xu, X., Thornton, P.E. und W.M. Post (2013): A global analysis of soil microbial biomass carbon, nitrogen and phosphorus in terrestrial ecosystems. Global Ecology and Biogeography 22, 737-749.

Korrespondierender Autor: Andreas Bohner
Höhere Bundeslehr und Forschungsanstalt Raumberg-Gumpenstein, Raumberg 38, 8952 Irdning Donnersbachtal, Österreich
Andreas.bohner@raumberg-gumpenstein.at