

**Abschlussbericht zum Projekt:**

**Der Humuskörper bayerischer Böden  
im Klimawandel**

**Auswirkungen und Potenziale**



**böden**





Bayerisches Landesamt für  
Umwelt



**Abschlussbericht zum Projekt:**

# **Der Humuskörper bayerischer Böden im Klimawandel**

**Auswirkungen und Potenziale**

## Impressum

Der Humuskörper bayerischer Böden im Klimawandel – Auswirkungen und Potenziale  
Abschlussbericht zum Projekt

### Herausgeber:

Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU)  
Bürgermeister-Ulrich-Straße 160  
86179 Augsburg  
Tel.: 0821 9071-0  
Fax: 0821 9071-5556  
E-Mail: [poststelle@lfu.bayern.de](mailto:poststelle@lfu.bayern.de)  
Internet: [www.lfu.bayern.de](http://www.lfu.bayern.de)

### Bearbeitung/Text/Konzept:

Martin Wiesmeier  
Lehrstuhl für Bodenkunde  
Technische Universität München  
Emil-Ramann-Str. 2  
85354 Freising

### Redaktion:

LfU, Referat 108, P. Spörlein, U. Geuß, E. Hangen, A. Reischl, B. Schilling, R. Prinz

### Bildnachweis:

Martin Wiesmeier  
Lehrstuhl für Bodenkunde  
Technische Universität München  
Emil-Ramann-Str. 2  
85354 Freising

### Stand

Juni 2014

Diese Druckschrift wurde mit großer Sorgfalt zusammengestellt. Eine Gewähr für die Richtigkeit und Vollständigkeit kann dennoch nicht übernommen werden. Sofern in dieser Druckschrift auf Internetangebote Dritter hingewiesen wird, sind wir für deren Inhalte nicht verantwortlich.

# Inhaltsverzeichnis

<b>Abkürzungsverzeichnis</b>	<b>5</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>6</b>
<b>2 Grundlagen und Methoden</b>	<b>7</b>
2.1 Speicherung und Sequestrierung von Bodenkohlenstoff in land- und forstwirtschaftlich genutzten Böden	7
2.2 Auswahl eines Datensatzes für Bodenkohlenstoff	9
2.3 Böden, Landnutzung und Agrarregionen in Bayern	10
2.4 Berechnung von Bodenkohlenstoffvorräten und grundlegenden Bodenparametern	11
2.5 Regionalisierung von Bodenkohlenstoffvorräten für Bayern	13
2.5.1 Räumliche Modellierung von Bodenkohlenstoff	13
2.5.2 Geostatistisches Modell „Random Forest“	13
2.5.3 Erstellung einer Bodenkohlenstoffkarte für Bayern	14
2.6 Bestimmung von Umweltparametern	15
2.7 Kohlenstoffsequestrierungspotenzial der Böden Bayerns	15
2.7.1 Kohlenstoffsättigung und -sequestrierung in Böden	15
2.7.2 Bestimmung des Kohlenstoffsättigungsdefizits bayerischer Böden	16
2.8 Quantifizierung funktioneller Kohlenstoffpools und Modellierung der Bodenkohlenstoffvorräte	18
2.8.1 Kompartimente der organischen Bodensubstanz	18
2.8.2 Aufteilung ausgewählter Bodenproben in funktionelle Fraktionen	18
2.8.3 Bodenkohlenstoffmodell RothC	20
2.9 Statistische Auswertungen	21
<b>3 Ergebnisse und Bewertung</b>	<b>22</b>
3.1 Vorräte organischen Bodenkohlenstoffs in Bayern im Kontext Mitteleuropas	22
3.1.1 Bodenkohlenstoffvorräte unter verschiedenen Landnutzungen	22
3.1.2 Einfluss von Pedotransferfunktionen	27
3.1.3 Bodenkohlenstoffvorräte in Acker- und Grünlandböden	29
3.1.4 Bodenkohlenstoffvorräte in Waldböden	32
3.2 Kohlenstoffvorräte und deren Steuergrößen in landwirtschaftlich genutzten Böden	33
3.2.1 Verteilung in landwirtschaftlichen Regionen Bayerns	33

3.2.2	Steuergrößen in Acker- und Grünlandböden	38
3.3	Kohlenstoffvorräte und deren Steuergrößen in Waldböden	44
3.3.1	Bodenkohlenstoffvorräte unter verschiedenen Waldtypen	44
3.3.2	Steuergrößen in Waldböden	48
3.4	Räumliche Verteilung von Bodenkohlenstoff in Bayern	52
3.4.1	Beurteilung des Bodenkohlenstoffmodells	52
3.4.2	Räumliche Verteilung und Quantifizierung von Gesamtvorräten	55
3.5	Kohlenstoffsättigung und -sequestrierungspotenziale	58
3.5.1	Aktuelle und potenzielle Bodenkohlenstoffsättigung	58
3.5.2	Sättigung von Waldböden	62
3.5.3	Sättigungsdefizit landwirtschaftlicher Böden	63
3.5.4	Abschätzung des Kohlenstoffsequestrierungspotenzials	64
3.6	Quantifizierung funktioneller Kohlenstofffraktionen und zukünftige Entwicklung der Bodenkohlenstoffvorräte Bayerns	67
3.6.1	Funktionelle Bodenkohlenstoffvorräte unter verschiedener Landnutzung	67
3.6.2	Steuergrößen und räumliche Verteilung funktioneller Bodenfraktionen	73
3.6.3	Auswirkungen auf die langfristige Speicherung von Bodenkohlenstoff	77
3.6.4	Modellierung der Entwicklung von Bodenkohlenstoffvorräten in Bayern im Zuge des Klimawandels	79
<b>4</b>	<b>Zusammenfassung und Schlussfolgerungen</b>	<b>82</b>
<b>5</b>	<b>Danksagung</b>	<b>86</b>
<b>6</b>	<b>Literatur</b>	<b>86</b>

## Abkürzungsverzeichnis

A	Acker	MSE	mittlerer quadratischer Fehler
AG	Ausgangsgestein	Mt	Megatonne
AR	Agrarregion	N	Stickstoff
C	Kohlenstoff	OBS	organische Bodensubstanz
CART	Klassifikations- und Regressionsbäume	OC	organischer Kohlenstoff
C <sub>Ak</sub>	aktuelle Kohlenstoffkonzentration der Fraktion <20 µm	PCA	Hauptkomponentenanalyse
C <sub>Def</sub>	Kohlenstoffsättigungsdefizit der Fraktion <20 µm	POM	partikuläre organische Substanz
C <sub>Pot</sub>	potenzielle Kohlenstoffsättigung der Fraktion <20 µm	PTF	Pedotransferfunktion
C <sub>Seq</sub>	Kohlenstoffsequestrierungspotenzial	RF	Random Forest-Modell
DGM	digitales Geländemodell	RMSE	Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung
DOC	gelöster organischer Kohlenstoff	S	Sonstige Nutzung
DSM	digitale Bodenkartierung	SK	Skelettgehalt
G	Grünland	SOC	Bodenkohlenstoff
H	Horizontmächtigkeit	S+A	Sand- und Aggregatfraktion
LD	Lagerungsdichte	s+c	Schluff- und Tonfraktion
ME	mittlerer Fehler	TWI	topographischer Feuchtigkeitsindex
		Var	erklärte Varianz
		W	Wald

# 1 Einleitung

Die organische Bodensubstanz (OBS) ist nicht nur eine entscheidende Komponente für die Fruchtbarkeit und Produktivität von Böden, sondern als größter terrestrischer Kohlenstoff (C)-Pool auch im Kontext des Klimawandels von herausragender Bedeutung. Daher ist eine exakte Abschätzung der Vorräte von Bodenkohlenstoff (SOC) eine Voraussetzung für die Simulation von Klimaszenarien und die Abschätzung von C-Sequestrierungs- und SOC-Verlustpotenzialen. In diesem Zusammenhang sind Änderungen der Landnutzung von immenser Bedeutung, da eine Umwandlung von naturnahen oder extensiv bewirtschafteten Flächen (z. B. Grünland, Wälder) in intensiv bewirtschaftete landwirtschaftliche Flächen oft mit einem starken Rückgang von SOC verbunden ist und umgekehrt (Eglin et al., 2010; Guo und Gifford, 2002; Houghton und Goodale, 2004; Murty et al., 2002; Poeplau et al., 2011). Die Wichtigkeit präziser Abschätzungen der SOC-Vorräte wurde von den meisten Ländern und zahlreichen Institutionen wie beispielsweise der Europäischen Union (Stolbovoy et al., 2007) und dem IPCC (IPCC, 2000; IPCC, 2003) erkannt.

Allerdings bezieht ein Großteil der SOC-Inventuren nicht die gesamte Tiefe des Bodens mit ein. Obwohl Unterböden in den meisten Ökosystemen mehr als 50 % der gesamten SOC-Vorräte speichern (Batjes, 1996; Harrison et al., 2011; Jobbagy und Jackson, 2000; Rumpel und Kögel-Knabner, 2011) erfassten die meisten SOC-Studien und -Inventare nur die ersten 30 cm der Böden (z. B. IPCC, 2003; Janssens et al., 2005; Jones et al., 2005; Smith et al., 2005; Stolbovoy et al., 2007). Auch aus einem anderen Gesichtspunkt kommt SOC-Vorräten in Unterböden eine wichtige Rolle zu, da sie primär den intermediären und stabilen OBS-Pool darstellen (von Lützwow et al., 2008). Im Zuge des Klimawandels wird sich die Temperaturabhängigkeit dieser Pools entscheidend auf Veränderungen der SOC-Vorräte auswirken (von Lützwow und Kögel-Knabner, 2009). Daher ist eine genaue Quantifizierung dieser OBS-Pools für verschiedenen Böden und Landnutzungen notwendig.

Ein weiterer Mangel vieler Studien ist die Einbindung von modellierten anstatt gemessenen Bodenparametern für die Berechnung der SOC-Vorräte. Dies ist darauf zurückzuführen, dass großräumige Bodeninventuren sehr zeit- und kostenintensiv sind und daher mit Bohrstöcken anstelle von Bodenprofilen durchgeführt werden. Da aber viele Bodenparameter eine hohe räumliche Variabilität besitzen, ist eine direkte Bestimmung wichtiger Größen wie der SOC-Konzentration, der Lagerungsdichte und des Steingehalts unumgänglich für eine präzise Erfassung der SOC-Vorräte (Schrumpf et al., 2011).

Für Deutschland sind bislang nur regionale SOC-Inventuren mit einer begrenzten Probenanzahl und -qualität vorhanden. In einer Studie über die Erkenntnisse zu SOC-Vorräten in Deutschland weisen Prechtel et al. (2009) auf einen generellen Mangel an SOC-Daten hin, insbesondere für Ackerböden. Des Weiteren schlagen die Autoren vor, in zukünftigen Inventuren die SOC-Vorräte von Unterböden zu erfassen. Die Präzision bisheriger Studien ist begrenzt, da entweder nur Mittelwerte für wichtige Bodenparameter verwendet wurden (z. B. Neufeldt, 2005) oder Bodenproben innerhalb fester Tiefenstufen anstelle von Bodenhorizonten genommen wurden (z. B. Baritz und Strich, 2000), was zu ungenauen Ergebnissen führen kann, wenn nur wenige Tiefenstufen mit großen Mächtigkeiten beprobt werden (Grüneberg et al., 2010). Bislang liegen somit keine präzisen, landnutzungsspezifischen Abschätzungen für Gesamt-SOC-Vorräte für Deutschland sowie viele andere europäische Länder vor.

Aufgrund der unzureichenden Daten- und Erkenntnislage wurde vom Bayerischen Landesamt für Umwelt in Zusammenarbeit mit dem Lehrstuhl für Bodenkunde der Technischen Universität München das Projekt „Der Humuskörper bayerischer Böden im Klimawandel – Auswirkungen und Potenziale“ initiiert. Anhand der bislang umfangreichsten Bodeninventur, die in Mitteleuropa durchgeführt wurde, sollten Erkenntnisse bezüglich SOC-Speicherung und –Sequestrierung in den Böden Bayerns abgeleitet werden.



Im Einzelnen bestand das Projekt aus vier großen Themenkomplexen:

1. **Erfassung des Status quo von SOC-Vorräten in den wichtigsten Bodeneinheiten Bayerns.** Dabei sollte neben der Datenbasis des Landesamtes für Umwelt auch auf verfügbare Informationen und Daten (Bodendauerbeobachtungsflächen etc.) anderer Fachbehörden zurückgegriffen werden
2. **Erstellung einer SOC-Karte für Bayern.** Eine Regionalisierung von SOC-Vorräten sollte mit Hilfe geeigneter multivariater geostatistischer Methoden durchgeführt werden. Daneben sollten wichtige Steuergrößen für die SOC-Speicherung abgeleitet werden
3. **Abschätzung der Humusqualität durch Quantifizierung funktioneller SOC-Pools ausgewählter Bodeneinheiten.** Die Charakterisierung von SOC-Fraktionen sollte in Anlehnung an die Gliederungssystematik eines häufig für die Beschreibung des SOC-Umsatzes genutzten Simulationsmodells wie RothC erfolgen
4. **Modellierung der zukünftigen Entwicklung der SOC-Vorräte unter verschiedenen Klimaszenarios mit einem C-Simulationsmodell.** Dabei sollten die Effekte der zu erwartenden Temperaturerhöhung auf Humusmenge und Humusqualität von Böden Bayerns abgeschätzt werden. Neben möglichen C-Quellen sollte aber auch das Potenzial von bayerischen Böden für eine gezielte Festlegung von SOC (C-Sequestrierung) ermittelt werden.

## 2 Grundlagen und Methoden

### 2.1 Speicherung und Sequestrierung von Bodenkohlenstoff in land- und forstwirtschaftlich genutzten Böden

Landwirtschaftlich genutzte Böden könnten eine bedeutende terrestrische Senke für atmosphärischen C darstellen, da sie in Europa und weltweit mehr als 50% der Fläche bedecken und verschiedene Managementmaßnahmen vorgeschlagen wurden, um die C-Sequestrierung in landwirtschaftlichen Böden zu fördern (Smith et al., 2001). Aus diesem Grund wurde ein verbessertes Management landwirtschaftlicher Böden als Maßnahme zur Reduzierung der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration in Artikel 3.4 des Kyoto-Protokolls aufgenommen. Vielversprechende Methoden diesbezüglich sind die verstärkte Einarbeitung von Stallmist und Ernterückständen in den Boden, eine pfluglose bzw. minimale Bodenbearbeitung, Flächenstilllegungen, der ökologische Landbau, der Anbau von mehrjährigen Ackerfrüchten und Energiepflanzen, ein verbessertes Management bewirtschafteter Moorböden, ein verbessertes Weidemanagement und eine Umwandlung von Acker- zu Grünland (Cole et al., 1997; Dendoncker et al., 2004; Freibauer et al., 2004; Holland, 2004; Johnson et al., 2007; Paustian et al., 1997, 2000; Sauerbeck, 2001; Smith, 2004, 2012; Vleeshouwers und Verhagen, 2002). Das Potenzial dieser Praktiken für eine Steigerung der SOC-Vorräte in landwirtschaftlichen Böden wurde in zahlreichen Studien untersucht (Lal, 2008; Smith et al., 1998). Allerdings gibt es eine große Diskrepanz zwischen diesen Studien und den Erkenntnissen bezüglich des Status quo von SOC-Vorräten in landwirtschaftlichen Böden. In nahezu allen Studien bezieht sich die Analyse von Managementoptionen zur Steigerung der SOC-Vorräte auf die obersten 30 cm der Böden oder beruht zumindest teilweise auf geschätzten Bodenparametern (Lugato und Berti, 2008; Sleutel et al., 2003; Smith et al., 2000, 2001; Soussana et al., 2004; Tebrügge und Düring, 1999; Vleeshouwers und Verhagen, 2002; Zaehle et al., 2007). Da ein Großteil der gesamten SOC-Vorräte in tieferen Bodenbereichen unterhalb von 30 cm gespeichert ist (Don et al., 2009; Rumpel und Kögel-Knabner, 2011) und die Wurzeln von Ackerfrüchten und Gräsern teilweise bis in den Unterboden reichen, erfassen solche Abschätzungen nicht die gesamten Veränderungen der SOC-Vorräte durch das verbesserte Management. Aus einer Analyse

von Studien, die SOC-Vorräte quantifizierten und Veränderungen aufgrund eines verbesserten Managements beurteilten, schlossen Harrison et al. (2011), dass eine Beprobung bis zum C-Horizont oder zumindest bis zu einer Tiefe von 1 m notwendig ist, um SOC-Pools präzise zu erfassen. Baker et al. (2007) wiesen darauf hin, dass die Beprobung von Oberböden in den meisten Studien, die die C-Sequestrierung durch konservierende Bodenbearbeitung untersuchten, zu systematischen Fehlschlüssen führt, da in den wenigen Studien, in denen tiefer als 30 cm beprobt wurde, keine verstärkte Sequestrierung von SOC nachweisbar war. Daher sind für eine Beurteilung landwirtschaftlicher Praktiken Informationen über die Gesamtmenge, die räumliche Verteilung und die Stabilisierungsprozesse der OBS über die gesamte Bodentiefe notwendig. Für Deutschland sowie viele andere europäische Länder gibt es diesbezüglich einen bemerkenswerten Mangel an Daten für landwirtschaftliche Böden (Hüttl et al., 2008; Prechtel et al., 2009). Innerhalb Deutschlands wurden lediglich SOC-Vorräte bis zu einer Tiefe von 1 m für landwirtschaftliche Böden Baden-Württembergs publiziert (Neufeldt, 2005), allerdings beruhten diese Ergebnisse auf vertikal gemittelten Werten für die SOC-Konzentration und die Lagerungsdichte.

Waldböden speichern mehr als 50 % der gesamten terrestrischen C-Vorräte und besitzen möglicherweise ebenfalls ein hohes Potenzial für die Sequestrierung von atmosphärischem C (IPCC, 2000; Lorenz und Lal, 2010). Insbesondere temperierte Wälder, die lediglich 8 % der globalen Landoberfläche bedecken, spielen eine Schlüsselrolle für die C-Sequestrierung, da sie für etwa 40 % der gesamten terrestrischen C-Aufnahme verantwortlich sind (Ciais et al., 2008; Goodale et al., 2002; Lal, 2008; Liski et al., 2002; Martin et al., 2001; Nabuurs et al., 1997; Tyrrell et al., 2012; Wamelink et al., 2009). Trotz der Bedeutung von Wäldern als wichtigster terrestrischer C-Pool gibt es große Unsicherheiten bezüglich der C-Speicherung in Waldböden, die mit 60 bis 70 % den Großteil der gesamten C-Vorräte von Wäldern umfassen (IPCC, 2000; Johnson und Curtis, 2001; Lorenz und Lal, 2010). Viele Autoren beklagen einen generellen Mangel an Waldbodendaten, insbesondere für tiefere Bereiche des Mineralbodens (Baritz et al., 2010; Perruchoud et al., 1999; Price et al., 2012; Tyrrell et al., 2012). Die meisten verfügbaren SOC-Studien beziehen nur die organische Auflage und den Oberboden bis zu einer Tiefe von 30 cm mit ein. Allerdings reichen die Wurzeln von Bäumen und damit der Eintrag organischen Materials in den Boden bis weit in den Unterboden bis zu einer Tiefe von 3 m, wodurch mehr als 50 % der SOC-Vorräte in Waldböden im Unterboden akkumuliert werden (Jobbagy und Jackson, 2000; Lorenz und Lal, 2010; Rumpel und Kögel-Knabner, 2011). Darüber hinaus sind die SOC-Vorräte in Waldböden räumlich sehr variabel und erfordern für eine präzise Abschätzung eine hohe Probenanzahl (Lal, 2005; Mäkipää et al., 2008; Schöning et al., 2006; Spielvogel et al., 2009). Viele Wald-SOC-Studien basieren nicht auf gemessenen Bodenparametern, sondern auf modellierten Werten, was zu einer Verzerrung der Ergebnisse führen könnte (Karjalainen et al., 2003; Lindner und Karjalainen, 2007; Schrupf et al., 2008). Die Erkenntnisse bezüglich der Steuergrößen für die SOC-Speicherung in Waldböden sind ebenfalls begrenzt (Luyssaert et al., 2010; Wamelink et al., 2009). Für eine Steigerung der Wald-SOC-Vorräte wurden verschiedene Managementoptionen vorgeschlagen, wie Durchforstung, Drainierung, Verlängerung der Umtriebszeit, Düngung, Kalkung, Standortvorbereitung, Aufforstungen, ein verbessertes Management bezüglich Waldbränden, Sturmschäden und Insektenbefalls und ein verbessertes Management der Holzernte und Belassung von Ernterückständen (Burschel et al., 1993; Carroll et al., 2012; Ciais et al., 2008; Goodale et al., 2002; Jandl et al., 2007; Karjalainen et al., 2003; Lal, 2005; Liski et al., 2002; Lorenz und Lal, 2010; Luyssaert et al., 2010; Nabuurs et al., 2008; Vesterdal et al., 2012). Einer der vielversprechendsten Ansätze zur Förderung der C-Sequestrierung in Wäldern ist jedoch ein Wechsel der Baumartenzusammensetzung. Zahlreiche Studien untersuchten die Speicherung von SOC unter verschiedenen Baumarten, wobei kein einheitliches Bild erkennbar war (Augusto et al., 2002; De Vries et al., 2003; Hagen-Thorn et al., 2004; Ladegaard-Pedersen et al., 2005; Oostra et al., 2006; Schulp et al., 2008; Vesterdal et al., 2008). Allerdings waren die meisten dieser Studien wiederum auf die oberen Bodenbereiche beschränkt, wodurch nur ein bestimmter Anteil der gesamten SOC-Vorräte quantifiziert wurde. Daher sind genaue

Erkenntnisse über walddtypenspezifische SOC-Vorräte notwendig, bevor eine Empfehlung bezüglich einer für die SOC-Speicherung optimalen Baumartenzusammensetzung gegeben werden kann (Jandl et al., 2007; Vesterdal et al., 2012).

## 2.2 Auswahl eines Datensatzes für Bodenkohlenstoff

Aus verfügbaren Daten verschiedener Beprobungskampagnen und Bodendauerbeobachtungsflächen des LfU und der Bayerischen Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft (LWF) wurde ein repräsentativer SOC-Datensatz für Bayern ausgewählt. Es wurden ausschließlich Standorte integriert, bei denen Bodenprofile horizontweise bis zum Ausgangsgestein bzw. einer Tiefe von 1 m beprobt wurden und auf SOC, Lagerungsdichte (LD) und Skelettgehalt (SK) untersucht wurden.

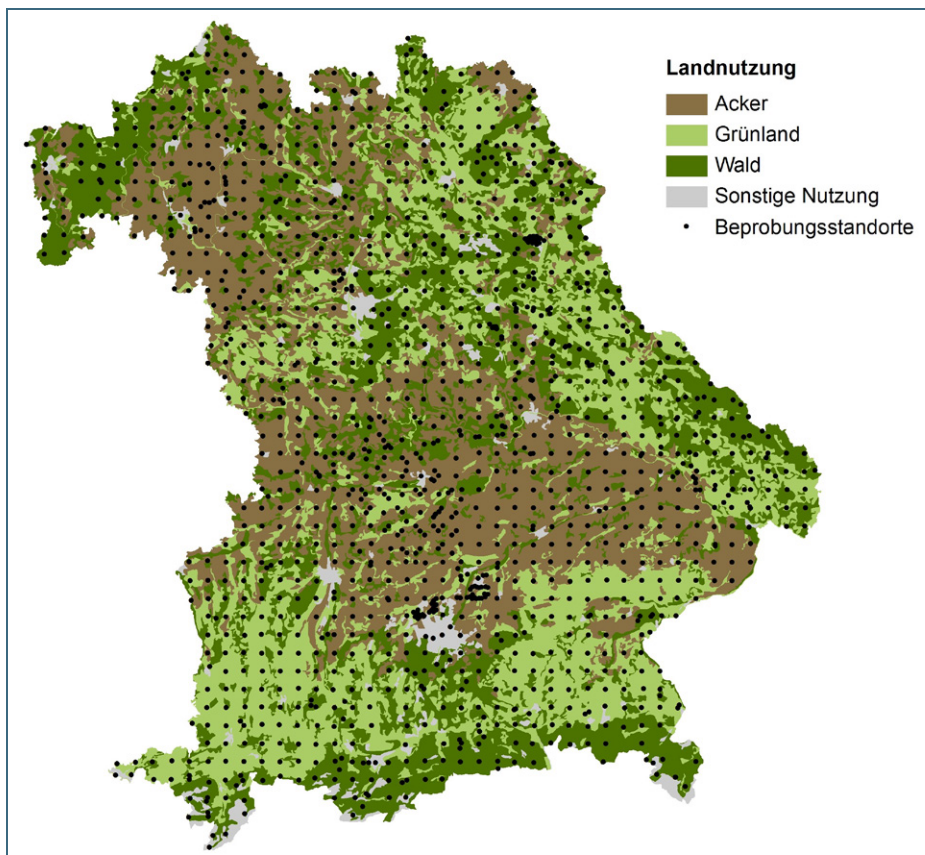


Abb. 1:  
Standorte des SOC-Datensatzes und die Verteilung der Landnutzung in Bayern

Alle verwendeten SOC-Konzentrationen wurden mittels CN Analysatoren bestimmt. Grundsätzlich wurden ausschließlich Bodendaten einbezogen, die nach 1990 erhoben wurden, um zeitverursachte SOC-Veränderungen auszuschließen. Die ausgewählten Standorte, die alle Kriterien erfüllten, umfassten 1460 Bodenprofile (Abb. 1). Der Datensatz repräsentiert dabei die wichtigsten Landnutzungen in Bayern mit 384 Standorten unter Acker (26 % des Datensatzes), 333 Standorten unter Grünland (23%) und 596 Standorten unter Wald (41 %). Die verbleibenden Standorte teilen sich auf in 68 Beprobungspunkte in Mooren und 79 Standorte unter anderen Landnutzungen. Von den Waldstandorten befanden sich 88 Standorte unter Laubwald, 177 Standorte unter Mischwald und 331 Standorte unter Nadelwald. Der Großteil des Datensatzes (1077 Standorte) stammt aus dem GRABEN-Projekt, einer Rasterbeprobung innerhalb Bayerns im Abstand von 8 × 8 km, die zwischen 2000 und 2004 durchgeführt wurde (Joneck et al., 2006). Dabei wurde für jeden Rasterpunkt eine repräsentative, homogene Beprobungsfläche bezüglich Vegetation, Relief, Bodentyp, Ausgangsgestein und Landnutzung innerhalb eines Radius von 500 m um den Rasterpunkt ausgewählt. Mittels einer vorhergehenden Bohr-

stockuntersuchung des Geländes konnten anthropogen verursachte Störungen im Unterboden ausgeschlossen werden. Bodenproben wurden horizontweise in einem Bodenprofil bis zum Ausgangsgestein bzw. bis zu einer Tiefe von 1 m entnommen, wobei Proben von Oberbodenhorizonten bis zu einer Tiefe von 35 cm zusätzlich an acht Satellitenstandorten um das Profil gezogen wurden. Im Profil wurden die Proben als Mischproben mit Stechzylindern genommen. Bei den verbleibenden 383 Bodenprofilen des ausgewählten Datensatzes handelt es sich vorwiegend um Bodendauerbeobachtungsflächen (Schubert, 2002) sowie weitere Standorte aus regionalen Beprobungskampagnen. Bezogen auf die Landesfläche Bayerns wurde mit dem Datensatz eine Beprobungsdichte von einem Standort je 48 km<sup>2</sup> erreicht, wobei die wichtigsten Landnutzungen Acker, Grünland und Wald mit einem Standort je 63, 34 und 41 km<sup>2</sup> abgedeckt wurden.

### 2.3 Böden, Landnutzung und Agrarregionen in Bayern

In Bayern dominiert flächenmäßig die Bodenklasse der Braunerden, die 45 % der Landesfläche einnehmen und durch gut entwickelte, verbraunte und verlehmtete Bv-Horizonte charakterisiert sind (AD-HOC AG Boden, 2005). Weitere wichtige Bodenklassen sind Ah/C-Böden mit initialer Bodenbildung (Ranker, Regosole, Rendzinen und Pararendzinen) auf 14 % der Landesfläche und Stauwasserböden mit redoximorphen Merkmalen (Pseudogleye, Haftpseudogleye, Stagnogleye), die 13 % der Landesfläche bedecken. Etwa 34 % der Böden wird als Ackerland genutzt, 16% als Grünland, 35 % als Wald und 15 % für andere Landnutzungen. Die Waldfläche Bayerns besteht zu 35% aus Nadelwäldern, die sich vorwiegend aus der Fichte (*Picea abies*) und der Wald-Kiefer (*Pinus sylvestris*) zusammensetzen (Schnell und Bauer, 2005). Etwa 25 % der Waldfläche ist mit Laubwäldern bedeckt, in denen die Buche (*Fagus sylvatica*), die Stiel-Eiche (*Quercus robur*) und die Trauben-Eiche (*Quercus petraea*) dominieren. Die verbleibenden 40 % der Waldfläche werden von Mischwäldern eingenommen.

Die landwirtschaftlichen Flächen Bayerns können in 12 verschiedene Agrarregionen mit spezifischen klimatischen, phänologischen, geologischen, pedogenetischen und landwirtschaftlichen Eigenschaften eingeteilt werden (Wittmann, 1991; Würfl et al., 1984) (Abb. 2). Die südlichste Region stellen die Alpen dar, die sich durch hohe Jahresniederschläge (1820-2025 mm), geringe Jahresmitteltemperaturen (5,4-5,5° C) und eine kurze Vegetationsperiode von 189-194 Tagen auszeichnen. Die landwirtschaftliche Nutzung beschränkt sich auf Hochlagenbeweidung über geringmächtigen, humusreichen Böden vorwiegend aus Kalkstein bzw. Dolomit. Die beiden nördlich anschließenden Agrarregionen werden unterteilt in das Alpenvorland und das Voralpine Hügelland, die sich ebenfalls durch relativ hohe Niederschläge (975–1350 mm) aber wärmere Jahresmitteltemperaturen (6,6-7,5° C) und eine längere Wachstumsperiode von etwa einem Monat (193-225 Tage) auszeichnen. Die flachgründigen Böden mit relativ hohen Skelettgehalten aus Möranenmaterial werden vorwiegend als Grünland genutzt mit bis zu sechs Schnitten pro Jahr. Nördlich schließt sich die Agrarregion des Tertiär-Hügellands an, das ebenfalls in einen südlichen und einen nördlichen Bereich unterteilt wird. Ein ausgeglichenes Klima mit Jahresmitteltemperaturen von 7,0-7,7° C, eine Vegetationsperiode von mindestens 210 Tagen, ausreichende Niederschläge (700-1050 mm) und tiefgründige, lehmige Böden bieten günstige Bedingungen für eine ackerbauliche Nutzung. Nördlich des Tertiär-Hügellands sowie im Nordwesten Bayerns finden sich die Gäugebiete, die von vergleichbaren, günstigen klimatischen Bedingungen und sehr fruchtbaren Böden aus Löss geprägt sind und zu den produktivsten ackerbaulichen Regionen Bayerns gehören.

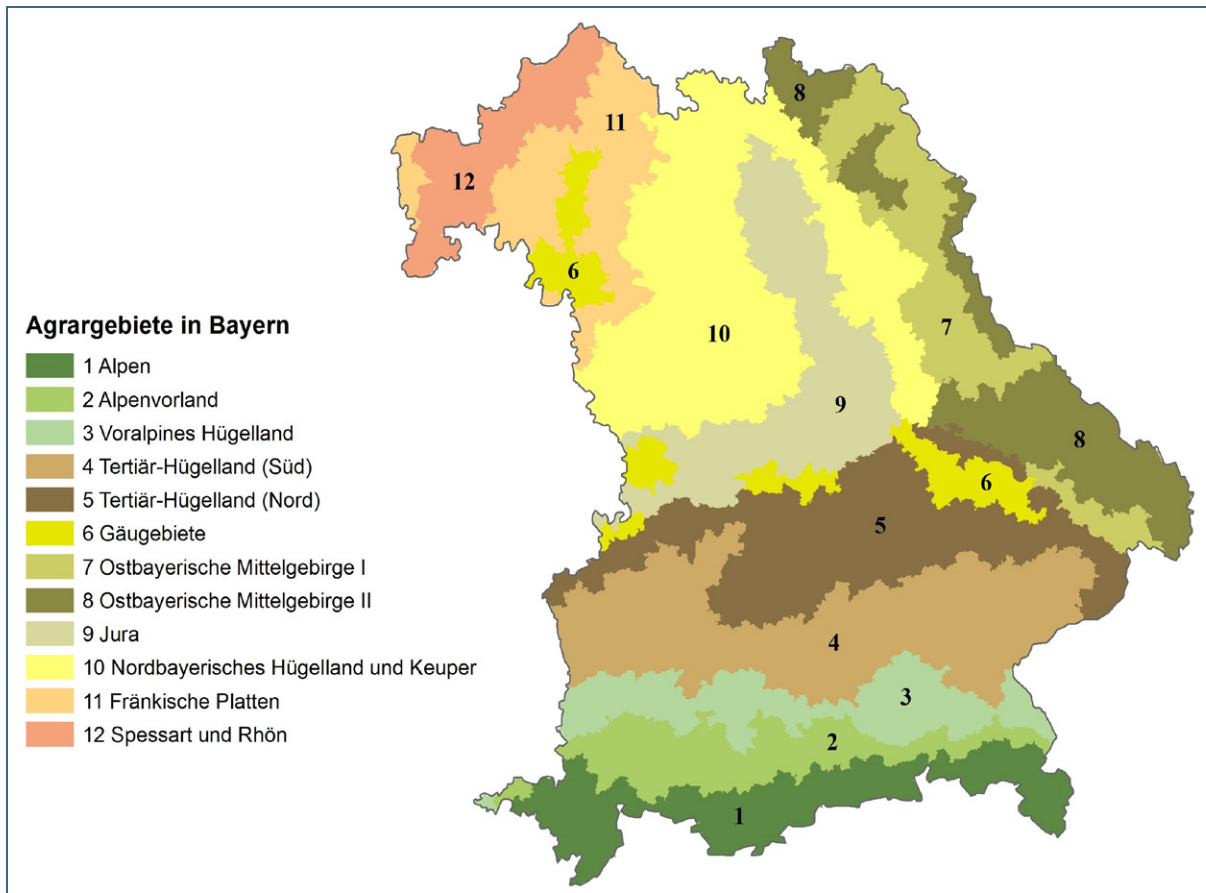


Abb. 2: Agrargebiete in Bayern nach Würfl et al. (1984) und Wittmann (1991)

Im Nordosten Bayerns stellen das untere und das obere Ostbayerische Mittelgebirge Agrarregionen dar, die von einer relativ kurzen Vegetationsperiode (185-210 Tage) und nährstoffarmen, sauren Böden aus Granit und Gneis geprägt sind. Nur kleine Bereiche werden in der vorwiegend bewaldeten Region als Grünland genutzt. Die sich westlich anschließende Agrarregion des Jura zeichnet sich durch Jahresmitteltemperaturen von 7,1-7,2° C, Niederschlägen von 760-820 mm und fruchtbaren Braunerden aus, die vor allem ackerbaulich genutzt werden. Im Nordwesten Bayerns stellt das Nordbayerische Hügelland eine Agrarregion dar, die von einem etwas wärmeren und trockeneren Klima und sandigen, sauren Böden aus Sandstein geprägt ist. Aufgrund geringer Wasserverfügbarkeit im Sommer sind die landwirtschaftlichen Erträge relativ gering. Weiter westlich befinden sich die Fränkischen Platten, die aufgrund geringer Niederschläge (625-725 mm), hohen Jahresmitteltemperaturen (7,5-9,2° C) und tonreichen, fruchtbaren Böden den Anbau von trockenheitsresistenten Feldfrüchten erfordern. Im nordwestlichsten Bereich Bayerns befindet sich die Agrarregion des Spessarts und der Rhön, die sich durch ein kühleres Klima (5,2-8,0° C) und sauren Böden aus Sandstein auszeichnet und nur einer extensiven Grünlandnutzung unterliegt.

## 2.4 Berechnung von Bodenkohlenstoffvorräten und grundlegenden Bodenparametern

Für die Berechnung der SOC-Vorräte wurde die LD von allen Horizonten und Standorten als Quotient des Gewichts der bei 105° C getrockneten Bodenprobe und dem Volumen der Stechzylinder bestimmt (Hartge und Horn, 1989). Für 1,8 % der organischen Auflagen und Unterbodenhorizonte konnte die LD aufgrund geringer Mächtigkeiten der organischen Auflage bzw. hohen Skelettgehalten im

Unterboden nicht bestimmt werden. In diesen Fällen wurde die LD anhand von Werten benachbarter Standorte mit vergleichbaren Bedingungen bezüglich Landnutzung, Bodentyp und Ausgangsgestein geschätzt. Werte für SK wurden visuell an der Profilwand gemäß der AD-HOC AG Boden (2005) bestimmt. Die Bestimmung von SOC- und N-Konzentrationen erfolgte für alle Standorte mittels CN-Analysator. Carbonathaltige Proben wurden für vier Stunden auf 500° C erhitzt, um organischen Kohlenstoff zu zerstören und anschließend die anorganische C-Konzentration des verbleibenden Materials zu bestimmen. Die SOC-Konzentration wurde dabei als Differenz der C-Konzentration des Gesamtmaterials und der C-Konzentration der verglühten Probe bestimmt. Für alle ausgewählten Standorte wurden SOC-Vorräte mittels folgender Gleichung berechnet:

$$SOC_{h_z} = \sum_i^{h_z} SOC_i \times LD_i \times h_i \times \left(1 - \frac{SK_i}{100}\right) \quad (\text{Gleichung 1})$$

mit  $SOC_{h_z}$  als der kumulativen Gesamt-SOC-Vorrat ( $\text{kg m}^{-2}$ ) für alle Bodenhorizonte  $h_z$ ,  $SOC_i$  als die SOC-Konzentration ( $\text{mg g}^{-1}$ ) des Feinbodens von Horizont i,  $LD_i$  als die LD ( $\text{g cm}^{-3}$ ) des Feinbodens von Horizont i,  $h_i$  als die Mächtigkeit (cm) von Horizont i und  $SK_i$  als den volumetrischen Anteil der Bodenfraktion  $>2 \text{ mm}$  (%) von Horizont i. Für eine Beurteilung von SOC-Vorratsabschätzungen mittels Pedotransferfunktionen (PTFs) wurden die SOC-Vorräte für jeden Standort zusätzlich mit geschätzten LD-Werten berechnet. Dabei wurde die LD als Funktion des Gehalts der OBS und der Textur entsprechend der PTF von Rawls (1983) berechnet:

$$PTF_{LD \text{ Rawls}} = \frac{100}{\left(\frac{OBS}{LD_{OBS}}\right) + \left(\frac{100-OBS}{LD_M}\right)} \quad (\text{Gleichung 2})$$

mit OBS als den Gehalt an organischer Bodensubstanz (%; SOC-Konzentration  $\times 1.72$ ),  $LD_{OBS}$  als die LD der OBS ( $0.244 \text{ g cm}^{-3}$ ) und  $LD_M$  als die LD des mineralischen Anteils des Bodens ( $\text{g cm}^{-3}$ ).  $LD_M$  wurde für verschiedene Texturklassen anhand Rawls (1983) abgeleitet. Des Weiteren wurde die LD nach Gleichung 2 mit einer alternativen Abschätzung für  $LD_M$  als Funktion des Sandgehalts und der Horizontmächtigkeit entsprechend der Vorgehensweise in Tranter (2007) ( $PTF_{LD \text{ Tranter}}$ ) berechnet:

$$LD_M = 1.35 + 0.0045 \times S + 6 \times 10^{-5} \times (44.7 - S)^2 + 0.06 \times \log(h) \quad (\text{Gleichung 3})$$

mit S als dem Sandgehalt (%) und h als der Mächtigkeit (cm) des Horizonts. Darüber hinaus wurde eine PTF nach Adams (1973) für die Berechnung der LD benutzt, die ausschließlich auf dem OBS-Gehalt beruht und von De Vos (2005) modifiziert wurde ( $PTF_{LD \text{ De Vos}}$ ). Diese PTF ist identisch mit dem Ansatz von Rawls (1983), anstelle eines texturabhängigen Werts für  $LD_M$  wurde allerdings ein konstanter Wert von  $1.661 \text{ g cm}^{-3}$  sowie ein abweichender Wert für  $LD_{OBS}$  ( $0.312 \text{ g cm}^{-3}$ ) verwendet. Bei allen PTF-basierten SOC-Vorratsberechnungen entspricht die LD für die organischen Auflagen den Werten für  $LD_{OBS}$  ( $0.244 \text{ g cm}^{-3}$  oder  $0.312 \text{ g cm}^{-3}$ ). Die SOC-Vorräte wurden nach Gleichung 1 mit PTF-basierten Abschätzungen für die LD sowie unter Nichtberücksichtigung von SK berechnet. Die Genauigkeit dieser Ansätze wurde durch einen Vergleich von berechneten und geschätzten SOC-Vorräten beurteilt, wobei der mittlere Fehler (ME) sowie die Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung (RMSE) berechnet wurden.

Die Textur wurde mittels Nasssiebung und Sedimentation entsprechend der Methode nach Köhn (Gee und Bauder, 1986) bestimmt. Die Messung von pH-Werten erfolgte in  $0,01 \text{ M CaCl}_2$  bei Raumtemperatur. Für einen Vergleich horizontspezifischer Bodenparameter sowie einen Überblick über die vertikale Verteilung der SOC-Vorräte innerhalb der Profile wurden Mittelwerte von Bodendaten (LD, SK, SOC- und N-Konzentration, Textur, pH) von einzelnen Horizonten für „Masterhorizonte“ berechnet (O, H = organische Auflage; A = Oberboden; B = Unterboden; C = Ausgangsgestein) und kumulativ aufsummiert (SOC-Vorrat, Horizontmächtigkeit). Anstelle einer Zuordnung zu festen Bodentiefenstufen wurde eine horizontbasierte Auswertung gewählt, da die Unterschiede bezüglich der SOC-Vorräte

zwischen verschiedenen Landnutzungen ausgeprägter sind und pedogenetische Prozesse, die die SOC-Akkumulation steuern, klarer erkennbar sind (Grüneberg et al., 2010).

## 2.5 Regionalisierung von Bodenkohlenstoffvorräten für Bayern

### 2.5.1 Räumliche Modellierung von Bodenkohlenstoff

Zahlreiche SOC-Inventuren und -Modellierungen wurden in den letzten 20 Jahren durchgeführt, woraus globale Abschätzungen für SOC-Vorräte resultierten. Allerdings wurden in vielen Studien nur die traditionell wichtigeren SOC-Vorräte der Oberböden bestimmt (z. B. Baritz et al., 2010; Janssens et al., 2005; Jones et al., 2005; Smith et al., 2005), obwohl ein beträchtlicher Anteil des SOC im Unterboden gespeichert ist (Batjes, 1996; Harrison et al., 2011; Jobbagy und Jackson, 2000; Rumpel und Kögel-Knabner, 2011). Darüber hinaus wurde aber auch in SOC-Studien, die die gesamte Bodenmächtigkeit einbezogen, die hohe räumliche Variabilität von SOC nur unzureichend erfasst (Batjes, 1996; Jobbagy und Jackson, 2000). Ein verbreiteter Ansatz ist die Stratifizierung des Untersuchungsgebiets anhand der Landnutzung oder des Bodentyps und einer einfachen Multiplikation der unterteilten Flächen mit mittleren SOC-Vorräten. Allerdings besitzen die SOC-Vorräte in vielen Ökosystemen eine große räumliche Variabilität, was an beträchtlichen Unterschieden innerhalb kurzer Distanzen von wenigen Metern oder selbst Dezimetern erkennbar ist (z. B. Schöning et al., 2006; Spielvogel et al., 2009; Wiesmeier et al., 2009b).

Für eine präzisere Abschätzung räumlich sehr variabler Bodenparameter wie SOC wurden verschiedene Modellierungsansätze entwickelt, die unter dem Begriff „digitale Bodenkartierung“ (DSM) zusammengefasst werden (McBratney et al., 2003; Scull et al., 2003). All diese Ansätze basieren auf der Gleichung von Jenny (1941), nach der Boden das Ergebnis der bodenbildenden Faktoren Klima, Organismen, Topographie, Ausgangsgestein und Zeit ist. Dieser Ansatz wurde zum so genannten „Scorpan approach“ weiterentwickelt (McBratney et al., 2003), der zusätzlich die Faktoren Raum und Bodeninformation beinhaltet. Dieser Ansatz besagt, dass Bodenparameter für einen Standort abgeleitet werden können, wenn die oben genannten Faktoren für diesen Standort verfügbar sind. Verschiedene DSM-Ansätze wurden entwickelt, um Bodenparameter wie SOC-Vorräte quantitativ mit Umweltparametern in Verbindung zu setzen, die mittels Feldanalysen, Fernerkundung und digitalen Geländemodellen (DGM) bestimmt wurden. Insbesondere Methoden, die auf Klassifikations- und Regressionsbäumen (CART) beruhen, wurden zahlreich in der Bodenkunde eingesetzt (Barthold et al., 2008; Henderson et al., 2005; Kheir et al., 2010; McKenzie und Ryan, 1999; Stoorvogel et al., 2009; Vasques et al., 2008). CART-Methoden ermöglichen die Schätzung eines Parameters mit Hilfe eines baumähnlichen Modells von Entscheidungen, das auf Zusammenhängen zwischen verschiedenen Vorhersageparametern beruht. Eine vielversprechende Methode diesbezüglich ist das Modell „Random Forest“ (RF), das eine Vielzahl von Bäumen mit jeweils einer Teilmenge der Vorhersageparameter generiert, um die Präzision der Vorhersage zu erhöhen (Breiman, 2001; Liaw und Wiener, 2002). In der Bodenkunde wurde RF für die Vorhersage von Bodentypen (Barthold et al., 2013) sowie für die räumliche Abschätzung von SOC-Konzentrationen und -Vorräten angewandt (Grimm et al., 2008; Suuster et al., 2012; Wiesmeier et al., 2011).

### 2.5.2 Geostatistisches Modell „Random Forest“

SOC-Vorräte innerhalb Bayerns wurden mit RF regionalisiert. In RF können sowohl nicht-lineare als auch nicht-additive Beziehungen integriert werden, da eine rekursive Aufteilung der Daten mit dem Ziel erfolgt, Beziehungen zwischen einer Zielgröße und den Vorhersageparametern aufzudecken (Breiman et al., 1984; De'ath, 2002; Myles et al., 2004). Sowohl bei der Zielgröße als auch bei den erklärenden Faktoren kann es sich um kategorische (Klassifikationsbäume) oder numerische (Regressionsbäume) Parameter handeln. Der Datensatz des Zielparameters wird anhand der erklärenden Pa-

parameter sukzessive in kleinere Teilmengen aufgeteilt, wobei sich eine baumförmige Strukturierung des Datensatzes ergibt. Die Aufteilung erfolgt dabei anhand der Parameter, die die Homogenität der aufgeteilten Gruppen maximieren (De'ath und Fabricius, 2000). Jeder der so erzeugten Äste des Datensatzes repräsentiert einen eindeutigen kategorischen oder numerischen Vorhersagewert bezüglich der Zielgröße. Die Berechnung des Modells mit RF ist vergleichbar mit CART mit dem Unterschied, dass mehrere Bäume mit jeweils nur einem Teil der Vorhersageparameter generiert werden. Jeder Baum wird mit der Bootstrap-Technik von einer Teilmenge der Daten erzeugt, was eine robuste Fehlerabschätzung anhand der verbleibenden Daten, den sogenannten „Out-Of-Bag (OOB)-Daten“, ermöglicht. Durch die Aggregation der einzelnen Fehlerabschätzungen kann der mittlere quadratische Fehler der OOB-Daten ( $MSE_{OOB}$ ) berechnet werden (Liaw und Wiener, 2002):

$$MSE_{OOB} = n^{-1} \sum_{i=1}^n (z_i - \hat{z}_i^{OOB})^2 \quad (\text{Gleichung 4})$$

mit  $\hat{z}_i^{OOB}$  als den Mittelwert aller OOB-Vorhersagen. Die  $MSE_{OOB}$  wird aufgrund der Abhängigkeit von der Einheit der Zielgröße normalisiert. Das Bestimmtheitsmaßes ( $R^2$ ) der einzelnen OOB-Vorhersagen gibt den Anteil der erklärten Varianz (Var) wieder:

$$Var = 1 - \frac{MSE_{OOB}}{Var_z} \quad (\text{Gleichung 5})$$

mit  $Var_z$  als der Gesamtvarianz der Zielgröße. Das Ergebnis einer RF-Modellierung ist eine einzige Vorhersage der Zielgröße, die den Durchschnitt der Aggregationen darstellt. Die RF-Modellierung erfolgte mit dem „randomForests“-Package für R (Version 2.13.1) (Liaw und Wiener, 2002).

### 2.5.3 Erstellung einer Bodenkohlenstoffkarte für Bayern

Für die räumliche Vorhersage der SOC-Vorräte für Bayern wurde zunächst ein zufällig ausgewählter Teildatensatz von 316 Standorten (22 % der Daten) ausgeschlossen, um einen unabhängigen Validierungsdatensatz zu erhalten. Für einen Vergleich des Validierungsdatensatzes mit dem Trainingsdatensatz der verbleibenden 1144 Standorte, der für die Erstellung des RF-Modells verwendet wird, wurden deskriptive, statistische Kenngrößen berechnet (unter Verwendung der Software IBM SPSS Statistics 19). Jede Generierung eines Baums erfolgte unter Verwendung fünf zufällig ausgewählter Vorhersageparameter, wobei insgesamt 1000 Bäume berechnet wurden (Liaw und Wiener, 2002). Aufgrund des großen Datenvolumens konnte die SOC-Karte nicht mit der Auflösung generiert werden, die dem RF-Modell zugrunde lag (25 m), sondern mit einer geringeren Auflösung von 200 m, was durch eine Aggregation der Zellen erreicht wurde (Henderson et al., 2005). Die Beurteilung der Vorhersagegüte anhand des Validierungsdatensatzes erfolgte mit Hilfe der Berechnung des ME und des RMSE:

$$ME = n^{-1} \sum_{i=1}^n (z_i - z_i^*) \quad (\text{Gleichung 6})$$

$$RMSE = \sqrt{n^{-1} \sum_{i=1}^n (z_i - z_i^*)^2} \quad (\text{Gleichung 7})$$

mit  $z_i$  als den gemessenen SOC-Vorrat und  $z_i^*$  als den prognostizierten SOC-Vorrat. Der ME ist ein Maß für einen systematischen Fehler (bias), der RMSE ist ein Indikator für die Präzision der Vorhersage. Zusätzlich wurde noch der Anteil der erklärten Varianz berechnet. In RF integrierte Abschätzun-



gen der Wichtigkeit der Vorhersageparameter sowie die erstellte SOC-Karte ermöglichten eine Interpretation der Bedeutung der erklärenden Parameter für die Verteilung von SOC-Vorräten in Bayern. Die Generierung der SOC-Karte erfolgte mit der Software ArcGIS (ESRI, Redlands, USA).

## 2.6 Bestimmung von Umweltparametern

Sowohl für eine grundsätzliche Analyse der Einflussfaktoren auf die SOC-Vorräte als auch für die Regionalisierung der SOC-Vorräte wurden verschiedene Umweltparameter für jeden Standort bestimmt. Auf der Grundlage eines DGM mit einer Auflösung von 25 m, das von der Bayerischen Vermessungsverwaltung zur Verfügung gestellt wurde, wurden verschiedene topographische Parameter berechnet (Wilson und Gallant, 2000). Als primäre Geländeparameter wurden die Meereshöhe, die Hangneigung und die Krümmung bestimmt. Das Einzugsgebiet eines Punkts (CA) sowie ein topographischer Feuchtigkeitsindex (topographic wetness index, TWI) wurden als sekundäre Geländeparameter ermittelt, wobei der TWI nach folgender Gleichung berechnet wurde:

$$TWI = \ln\left(\frac{CA}{\tan\alpha}\right) \quad (\text{Gleichung 8})$$

mit CA als dem spezifischen Einzugsgebiets eines Punktes mit der Hangneigung  $\alpha$ . Der TWI ist eine topographische Variable, die als Indikator für die potenzielle Bodenfeuchte verwendet werden kann (Beven und Kirkby, 1978; Sorensen et al., 2006). Um den Faktor Geologie als potenzielle kontrollierende Variable für SOC zu integrieren, wurden mit Hilfe einer Karte des LfU mit 35 Ausgangsgesteinsklassen innerhalb Bayerns (BAG500) allen Standorten die entsprechenden Ausgangsgesteine zugeordnet. Als klimatische Variablen wurden der jährliche Niederschlag und die mittlere Jahrestemperatur als Mittelwerte aus den Jahren 1981 bis 2010 mit einer Auflösung von 1 km aus Daten des Deutschen Wetterdienstes den Standorten zugewiesen.

## 2.7 Kohlenstoffsequestrierungspotenzial der Böden Bayerns

### 2.7.1 Kohlenstoffsättigung und -sequestrierung in Böden

Die Sequestrierung von atmosphärischem C in Böden könnte einen beträchtlichen Beitrag zur Verminderung der CO<sub>2</sub>-Konzentration leisten. Allerdings erreicht ein Anstieg der SOC-Vorräte infolge eines verbesserten Managements land- und forstwirtschaftlich genutzter Böden nach einem gewissen Zeitraum ein neues Gleichgewicht auf einem höheren SOC-Level. Mehrere Studien bestätigten, dass für die SOC-Speicherung ein oberes Limit besteht, was die Hypothese einer C-Sättigung von Böden bekräftigt (Chung et al., 2008; Goh, 2004; Six et al., 2002b; Stewart et al., 2007; Stewart et al., 2008). Dies geht auf das begrenzte Potenzial von Böden zurück, die OBS gegenüber dem mikrobiellen Abbau zu stabilisieren (Baldock und Skjemstad, 2000). Es existieren drei grundsätzliche OBS-Stabilisierungsmechanismen in Böden: Selektiver Abbauschutz aufgrund Rekalzitranz der OBS, eingeschränkter räumlicher Zugang der OBS aufgrund Hydrophobizität oder Einschluss in Bodenaggregaten und Stabilisierung durch Assoziation mit mineralischen Oberflächen (Sollins et al., 1996; von Lützwow et al., 2006). Letzterer wird als quantitativ wichtigster Prozess für eine große Anzahl von Böden erachtet, worauf ein starker Zusammenhang zwischen den SOC-Vorräten und dem Schluff- und Tongehalt hindeutet (z. B. Arrouays et al., 2006; Oades, 1988). Hassink (1997) stellte die Hypothese auf, dass die SOC-Speicherkapazität von Böden durch den Anteil von Schluff- und Tonpartikeln (Fraktion <20 µm) gesteuert wird. Er fand einen signifikanten Zusammenhang von SOC in dieser Fraktion mit dem Schluff- und Tongehalt in zahlreichen nichtkultivierten Böden und Graslandböden temperierter und tropischer Regionen und schlug vor, diesen Zusammenhang für die Abschätzung der stabilen SOC-Sättigung zu benutzen. Die Differenz zwischen dieser potenziellen OC-Sättigung der Fraktion <20 µm und dem aktuell gemessenen OC-Gehalt dieser Fraktion entspricht dem OC-Sättigungsdefizit

oder in anderen Worten, dem C-Sequestrierungspotenzial der Böden. Hassinks Ansatz wurde in zahlreichen experimentellen Ansätzen angewandt, um den C-Sättigungsgrad kultivierter Böden abzuschätzen (Carter et al., 2003; Chan, 2001; Conant et al., 2003; Six et al., 2002b; Sparrow et al., 2006; Zhao et al., 2006). Allerdings war die Anzahl der untersuchten Standorte in diesen Studien begrenzt, und daher sind deren Ergebnisse nicht geeignet, repräsentative Rückschlüsse für größere Regionen zu ziehen. Vor kurzem gaben Angers et al. (2011) eine Abschätzung für das OC-Sättigungsdefizit landwirtschaftlicher Oberböden in Frankreich auf der Grundlage der Regression von Hassink anhand 1,5 Millionen SOC-Konzentrationen und 0,3 Millionen Korngrößenanalysen. Allerdings müssen die Ergebnisse als sehr grobe Abschätzung für das OC-Sättigungsdefizit angesehen werden, da die aktuelle OC-Konzentration der Fraktion <20 µm nicht bestimmt sondern nur geschätzt wurde (konstant 85 % des Gesamt-SOC für alle Böden). Daneben konnte in dieser Studie auch kein absolutes Potenzial der C-Sequestrierung angegeben werden, da keine Daten bezüglich der LD zur Verfügung standen. Der Bedarf quantitativer Studien zur Abschätzung des C-Sequestrierungspotenzials von verschiedenen Böden und Landnutzungen wurde kürzlich in einer Übersichtsstudie zur SOC-Sequestrierung betont (Stockmann et al. 2013).

### 2.7.2 Bestimmung des Kohlenstoffsättigungsdefizits bayerischer Böden

Anhand von Texturdaten für 516 Standorte des ausgewählten Datensatzes (Abb. 3) wurde die potenzielle OC-Sättigung der Fraktion <20 µm anhand der Gleichung von Hassink et al. (1997) berechnet:

$$C_{\text{Pot}} = 4.09 + 0.37 \times \text{Partikel } <20 \text{ } \mu\text{m } (\%) \quad (\text{Gleichung 9})$$

mit  $C_{\text{Pot}}$  als die potenzielle OC-Sättigung ( $\text{mg g}^{-1}$ ), die mittels einer linearen Regression mit einem Ordinatenabschnitt von 4.09 und einer Steigung von 0.37 multipliziert mit dem relativen Anteil von Bodenpartikeln <20 µm (%) berechnet wurde. Für die Abschätzung des OC-Sättigungsdefizits eines Standorts muss zusätzlich die aktuelle OC-Konzentration der Fraktion <20 µm bestimmt werden. Der relative Anteil der aktuellen OC-Konzentration der Fraktion <20 µm an der Gesamt-SOC-Konzentration wurde für die Hauptlandnutzungen Acker, Grünland und Wald an 95 Standorten ermittelt und durch Multiplikation mit den Gesamt-SOC-Konzentrationen der Oberböden auf alle 516 Standorte übertragen. Um Unsicherheiten aus der natürlichen Schwankungsbreite der gemessenen OC-Konzentrationen der Fraktion <20 µm für jede Landnutzung zu berücksichtigen, wurde eine Monte Carlo-Simulation angewandt (Larocque et al., 2006).

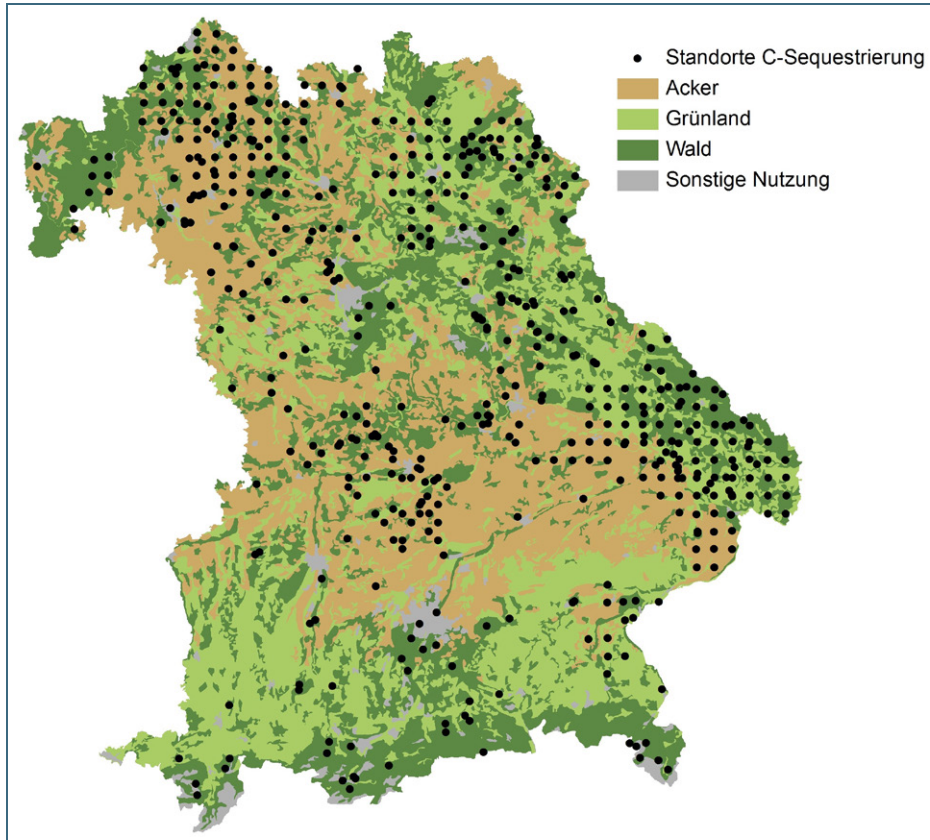


Abb. 3:  
Standorte zur Ermittlung des C-Sequestrierungspotenzials und die Verteilung der Landnutzung in Bayern

Die aktuelle OC-Konzentration der Fraktion  $<20\ \mu\text{m}$  wurde mit einer physikalischen Fraktionierung vorhandenen Oberbodenmaterials von 95 Standorten bestimmt, die repräsentativ für die 11 flächenmäßig wichtigsten Bodenformen in Bayern unter den jeweiligen Hauptlandnutzungen Acker, Grünland und Wald sind. Für jede der 33 Kombinationen aus Bodenform und Hauptlandnutzung wurden drei Standorte ausgewählt, deren Bodenproben jeweils horizontweise bis zum Ausgangsgestein bzw. einer Tiefe von 1 m fraktioniert wurden. Für die Fraktionierung wurde 30 g Bodenmaterial  $<2\ \text{mm}$  mit 150 ml destilliertem Wasser vermischt und mittels Ultraschall mit einer Energie von  $22\ \text{J ml}^{-1}$  dispergiert (Bandelin, Berlin, Germany). Dieses relativ niedrige Energielevel wurde gewählt, um ausschließlich schwach stabilisierte Makroaggregate zu zerstören und eine Aufteilung mineralassoziierter OBS zu verhindern (Amelung und Zech, 1999). Die Feinbodenfraktion wurde durch Nasssiebung mit einem  $20\ \mu\text{m}$ -Sieb abgetrennt (Amelung und Zech, 1999; Spielvogel et al., 2006; Steffens et al., 2009) und anschließend über einen  $0,45\ \mu\text{m}$ -Membranfilter druckfiltriert, um gelösten organischen Kohlenstoff (DOC) zu entfernen. Die Fraktion  $<20\ \mu\text{m}$  wurde bei  $40^\circ\ \text{C}$  getrocknet, gewogen, gemahlen und der OC-Gehalt mittels eines Vario EL Elementaranalysators bestimmt (Elementar, Hanau, Germany). Zur Berechnung des OC-Sättigungsdefizits der Standorte wurde die gemessene aktuelle OC-Konzentration der Fraktion  $<20\ \mu\text{m}$  von der ermittelten OC-Sättigung ( $\text{mg g}^{-1}$ ) abgezogen:

$$C_{\text{Def}} = C_{\text{Pot}} - C_{\text{Ak}} \quad (\text{Gleichung 10})$$

mit  $C_{\text{Def}}$  als OC-Sättigungsdefizit ( $\text{mg g}^{-1}$ ) und  $C_{\text{Ak}}$  als aktuelle OC-Konzentration der Fraktion  $<20\ \mu\text{m}$  ( $\text{mg g}^{-1}$ ). Das C-Sequestrierungspotenzial wurde anhand folgender Gleichung berechnet:

$$C_{\text{Seq}} = C_{\text{Def}} \times \text{LD} \times (1 - \text{SK}) \times h \times 10^{-2} \quad (\text{Gleichung 11})$$

mit  $C_{\text{Seq}}$  als das C-Sequestrierungspotenzial ( $\text{kg m}^{-2}$ ),  $C_{\text{Def}}$  als das OC-Sättigungsdefizit ( $\text{mg g}^{-1}$ ), und  $h$  als die vom Hassink-Ansatz berücksichtigte Mächtigkeit des Oberbodens (10 cm).

## 2.8 Quantifizierung funktioneller Kohlenstoffpools und Modellierung der Bodenkohlenstoffvorräte

### 2.8.1 Kompartimente der organischen Bodensubstanz

In vielen Studien wurden Prozesse untersucht, die die SOC-Speicherung beeinflussen, wie Änderungen der Landnutzung, des Klimas und des Bodenmanagements. Allerdings beruhen nahezu alle diese Studien auf einer Erfassung von Gesamt-SOC-Vorräten, obwohl die OBS aus verschiedenen Kompartimenten mit einem unterschiedlichen Grad der Stabilisierung und entsprechend unterschiedlichen Umsatzzeiten von wenigen Jahren bis zu mehreren Jahrhunderten zusammengesetzt ist. Um die Komplexität der OBS zu berücksichtigen, wurden verschiedene Fraktionierungsmethoden entwickelt, die darauf abzielten, OBS-Pools mit spezifischen Umsatzzeiten zu isolieren (Cambardella und Elliott, 1993; Christensen, 2001; Kögel-Knabner et al., 2008; von Lützow et al., 2007). Mittels dieser Methoden aufgetrennte Bodenfraktionen wurden oftmals nach einem konzeptionellen Modell nach von Lützow et al. (2008b) drei funktionellen SOC-Pools zugewiesen: Dem labilen, dem intermediären und dem stabilen SOC-Pool. Der labile Pool mit Umsatzzeiten von 1 bis 10 Jahren setzt sich aus frischen Pflanzenrückständen, Wurzelexudaten, Ausscheidungen der Bodenfauna und mikrobiellen Rückständen zusammen, wobei ein Großteil dieses Pools in Form der partikulären organischen Substanz (POM) mittels einer Dichtefraktionierung abgetrennt werden kann (Christensen, 2001; Gregorich et al., 2006; Six et al., 2002b). Der intermediäre und der stabile Pool ist durch beträchtlich längere Umsatzzeiten von 10 bis 100 Jahren bzw. >100 Jahren charakterisiert. In diesen Pools ist die OBS durch Einschluss in Makro- und Mikroaggregaten, Rekalzitranz und die Bildung organo-mineralischer Assoziationen vor mikrobiellem Abbau geschützt (Christensen, 2001; Kögel-Knabner et al., 2008; Six et al., 2002b; Sollins et al., 1996; von Lützow et al., 2006). Im Hinblick auf die langfristige Speicherung und Sequestrierung von SOC sind Böden mit hohen Anteilen der OBS im intermediären und stabilen Pool als vorteilhafter zu beurteilen als Böden mit einem höheren Anteil labiler SOC-Vorräte (Jandl et al., 2007; Lorenz und Lal, 2010; Prescott, 2010; Vesterdal et al., 2008). Einer der vielversprechendsten Ansätze zur Isolierung funktioneller SOC-Pools ist eine kombinierte physikalische und chemische Fraktionierungsmethode, die von Zimmermann et al. (2007) entwickelt wurde. Mit dieser Methode werden fünf Bodenfraktionen aufgetrennt, die jeweils dem labilen, intermediären und stabilen SOC-Pool zugeordnet werden und den Modellpools des Rothamsted-C-Modells (RothC) entsprechen. Diese Methode ist daher nicht nur für eine quantitative Erfassung funktioneller SOC-Vorräte geeignet, sondern ermöglicht auch eine Modellierung der zukünftigen Entwicklung der SOC-Vorräte. Eine quantitative Bestimmung funktioneller SOC-Pools für verschiedene Bodentypen und Landnutzungen anhand der Zimmermann-Methode wurde bisher allerdings kaum durchgeführt. Dies würde eine genauere Beurteilung des Einflusses von verschiedenen Landnutzungen auf die SOC-Speicherung ermöglichen. Vor kurzem veröffentlichten Poeplau & Don (2013) eine Analyse der Auswirkungen verschiedener Landnutzungswechsel in Europa auf die SOC-Vorräte von 24 gepaarten Untersuchungsflächen. Diese Studie beinhaltete auch eine Bestimmung funktioneller SOC-Pools anhand der Fraktionierung nach Zimmermann, war aber auf die ersten 30 cm der Böden beschränkt. Da ein Großteil des intermediären und stabilen SOC-Pools vermutlich im Unterboden gespeichert ist, sollte auch in tieferen Bodenbereichen eine Quantifizierung funktioneller SOC-Pools erfolgen (von Lützow et al., 2008).

### 2.8.2 Aufteilung ausgewählter Bodenproben in funktionelle Fraktionen

Die Quantifizierung funktioneller SOC-Fraktionen erfolgte für die flächenmäßig wichtigsten Böden und Landnutzungen in Bayern. Als Basis diente ein Auszug aus der landnutzungsdifferenzierten Bodenübersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland (BÜK 1000N) der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.

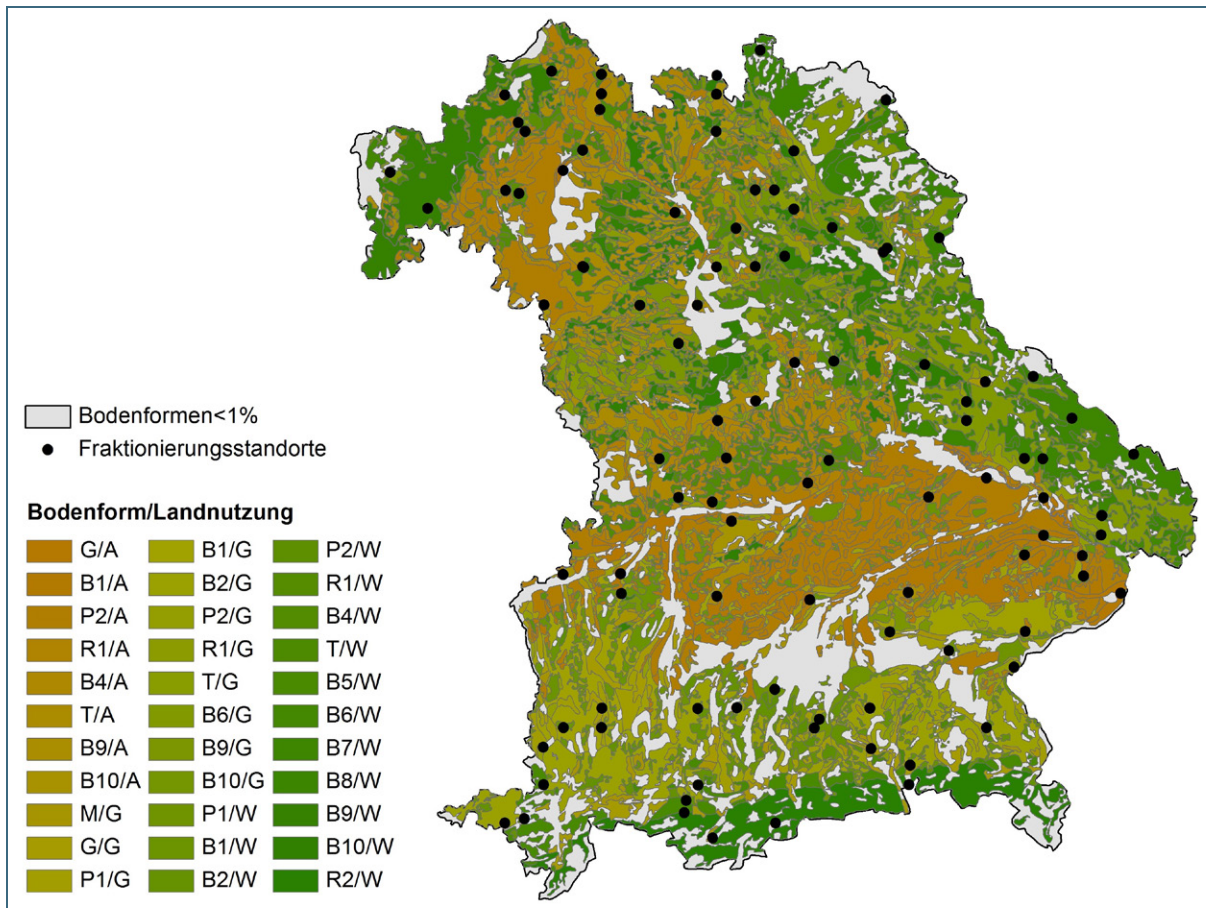


Abb. 4: Fraktionierungsstandorte und die Bodenform-Landnutzungs-kombinationen (M = Moore; G = grundwasserbeeinflusste Böden (Gleye); P1 = flach- bis mittelgründige Böden mit Tonanreicherung im Unterboden; B1 = Braunerden aus Tertiärmaterial; B2 = Braunerden aus Moränenmaterial; P2 = mittel- bis tiefgründige Böden mit Tonanreicherung im Unterboden; R1 = flachgründige Böden aus der Carbonatgesteinsverwitterung mit und ohne Lössauflagen; B4 = mittel- bis tiefgründige Böden aus der Carbonatgesteinsverwitterung mit und ohne Lössauflagen; T = Pelosole; B5 = Braunerden aus kalkhaltigem Ausgangsgestein mit hoher Basensättigung; B6 = Braunerden aus saurem Ausgangsgestein mit geringer Basensättigung; B7 = mittel- bis tiefgründige Braunerden aus saurem Ausgangsgestein; B8 = flachgründige Braunerden aus Schiefer; B9 = Braunerden aus Sandstein; B10 = Braunerden aus Sandstein mit beginnender Podsolierung; R2 = flachgründige alpine Böden aus verschiedenen Ausgangsgesteinen; A = Acker, G = Grünland, W = Wald)

Diese Karte vereint Bodenformen mit den Hauptlandnutzungen Acker, Grünland und Wald und umfasst insgesamt 92 Einheiten für Bayern. Ein Ausschluss von Einheiten < 1 % der Landesfläche resultierte in 33 verbleibenden Einheiten, die zusammen 95 % der Landesfläche einnehmen. Für jede dieser Einheiten wurden drei repräsentative Standorte für die Quantifizierung funktioneller SOC-Fraktionen ausgewählt, die horizontweise bis zum Ausgangsgestein bzw. einer Tiefe von 1 m an archiviertem Probenmaterial durchgeführt wurde (Abb. 4). Die Standorte wurden anhand idealtypischer boden- und standortspezifischer Merkmale ausgewählt. Um rezente Landnutzungsänderungen auszuschließen, wurde die Landnutzungshistorie anhand verschiedener Parameter evaluiert. Bei der Auswahl der Bodenprofile unter Wald wurden ausschließlich Standorte ausgewählt, die ein Bestandsalter von mindestens 70 Jahren aufwiesen. Bei Ackerstandorten wurde nur Standorte mit entsprechenden Mächtigkeiten des Ap-Horizonts und einer ausgeprägten Pflugsohle (Indikation durch entsprechende Lagerungsdichten) ausgewählt. Bei der Auswahl von Grünlandstandorten wurden ebenfalls Mächtigkeiten und Lagerungsdichten der A- und B-Horizonte als Auswahlkriterien herangezogen. Die Aufteilung funktioneller SOC-Pools erfolgte anhand der Fraktionierungsmethode nach Zimmermann et al.

(2007) (Abb. 5). Für Ober- und Unterböden wurden jeweils 30 g und 50 g Bodenmaterial <2 mm in 150 ml destilliertem Wasser aufgenommen und mittels Ultraschall mit einer Energie von 22 J ml<sup>-1</sup> dispergiert (Bandelin, Berlin, Germany).

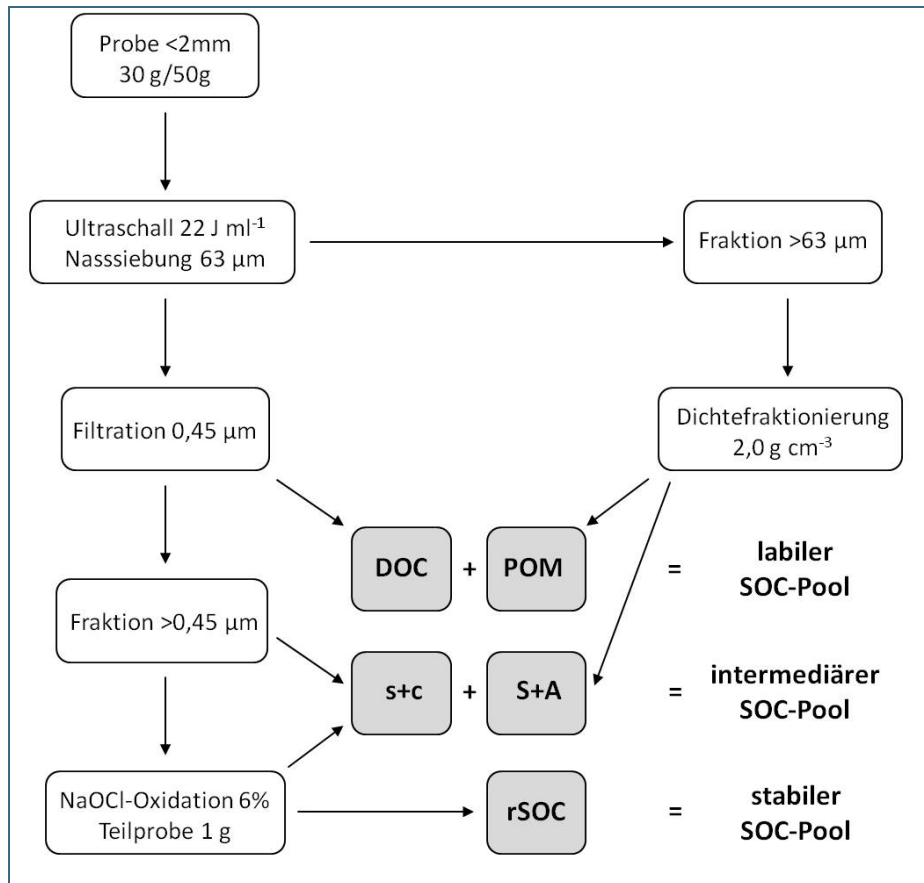


Abb. 5:  
Schema der Fraktionierung funktioneller SOC-Pools nach der Methode von Zimmermann et al. (2007) (DOC = gelöster OC; POM = partikuläre OBS; s+c = schluff- und tonassoziierte OBS; S+A = sand- und aggregatassoziierte OBS; rSOC = stabiler SOC)

Die Suspension wurde über 63 μm-Siebe nassgesiebt, bis das ablaufende Wasser klar war und anschließend über einen 0,45 μm-Membranfilter druckfiltriert, um DOC abzutrennen, dessen Konzentration in einem TOC-Analysator 5050A (Shimadzu, Duisburg, Germany) bestimmt wurde. Die Fraktionen >0,45 und >63 μm wurden bei 40° C getrocknet und gewogen. Im Anschluss wurden 50 ml Natriumpolywolframat mit einer Dichte von 2,0 g cm<sup>-3</sup> der Fraktion >63 μm zugefügt und die aufschwimmende POM nach Zentrifugation bei 1000 g für 15 Minuten abgesaugt. Die verbleibende Fraktion >63 μm (Sand und stabile Aggregate, S+A) sowie die POM wurden mit destilliertem Wasser gewaschen, um das Natriumpolywolframat zu entfernen, bei 40° C getrocknet und gewogen. Die Fraktion >0.45 μm (Schluff und Ton, s+c) wurde homogenisiert und eine Teilmenge von 1 g wurde mit Natriumhypochlorid (NaOCl) oxidiert, um eine stabile SOC-Fraktion zu gewinnen. Der Probe wurden 50 ml 6% NaOCl, das mit HCl auf pH 8 eingestellt wurde, zugefügt. Nach 18 Stunden bei 25° C wurde die Probe bei 1000 g für 15 Minuten zentrifugiert und anschließend mit destilliertem Wasser gewaschen. Diese Prozedur wurde zweimal wiederholt. Die verbleibende, stabile SOC-Fraktion (rSOC) wurde bei 40° C getrocknet und gewogen. Von allen gewonnen Fraktionen wurden SOC- und N-Konzentrationen mit einem EA 3000 Analysator gemessen (Hekatech, Wegberg, Germany).

### 2.8.3 Bodenkohlenstoffmodell RothC

Das Bodenkohlenstoffmodell RothC wurde entwickelt, um den Umsatz der OBS von Ackerböden des Agrarforschungszentrums Rothamsted in England zu modellieren (Coleman 1999; Jenkinson und Rayner, 1977). Es wurde kontinuierlich weiterentwickelt, um auch den OBS-Umsatz von Grünland-

und Waldböden abbilden zu können und wurde weltweit für die Modellierung von SOC-Vorräten verwendet (z. B. Cerri et al., 2007; Coleman et al., 1997; Jones et al., 2005; Kadono et al., 2012; Leifeld et al., 2009; Ludwig et al., 2010; Mondini et al., 2012; Senapati et al., 2013; Yokozawa et al., 2010).

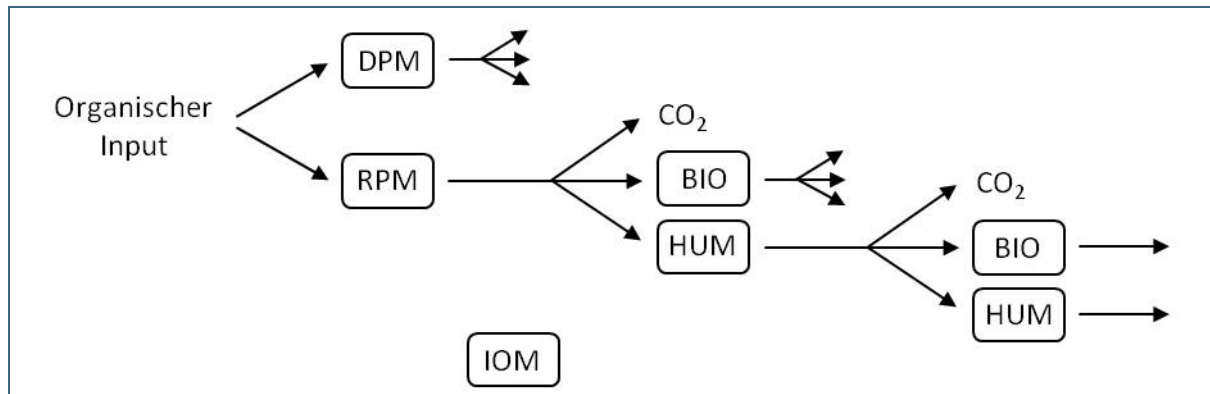


Abb. 6: Struktur des RothC-Modells (DPM = leicht abbaubares pflanzliches Material; RPM = schwer abbaubares pflanzliches Material; BIO = mikrobielle Biomasse; HUM = humifizierte organische Substanz; IOM = inertes organisches Material)

Die Struktur des Modells beruht auf einer Aufteilung der OBS in vier aktive und einen inerten Pool (Abb. 6). Bei den aktiven Pools handelt es sich um leicht und schwer abbaubares pflanzliches Material (DPM und RPM), mikrobielle Biomasse (BIO) und humifizierte organische Substanz (HUM). Der inerte Pool (IOM) unterliegt keiner Mineralisierung. Das in den Boden eingebrachte pflanzliche Material wird den DPM und RPM Pools im Verhältnis 1,44 für Acker- und Grünlandböden und 0,25 für Waldböden zugeordnet. Das pflanzliche Material wird abgebaut und dabei in die BIO und HUM Pools sowie in CO<sub>2</sub> überführt. Die Zuordnung zu CO<sub>2</sub>, BIO und HUM wird vom Tongehalt des Bodens bestimmt. Die Pools BIO und HUM werden fortlaufend unter Freisetzung von CO<sub>2</sub> zersetzt. Alle Pools mit Ausnahme von IOM unterliegen einer Zersetzung erster Ordnung mit jährlichen Raten von 10 für DPM, 0,3 für RPM, 0,66 für BIO und 0,02 für HUM. Die Zersetzungsraten werden durch die Faktoren Temperatur, Niederschlag, Verdunstung (Monatsmittel) sowie durch den Grad der Bodenbedeckung modifiziert.

Bis vor wenigen Jahren wurden die initialen Poolgrößen durch einen Gleichgewichtslauf des Modells über mehrere Tausend Jahre unter der Annahme konstanter Landnutzungs- und Klimabedingungen bestimmt. Diese für viele Standorte unrealistische Annahme kann durch die Verwendung von SOC-Fraktionen nach Zimmermann et al. (2007) umgangen werden, da die gemessenen Fraktionen die standortspezifischen Gegebenheiten widerspiegeln. Die mit der Zimmermann-Methode bestimmten SOC-Fraktionen können den RothC-Pools zugeordnet werden (Dondini et al., 2009; Shirato et al., 2013; Xu et al., 2011). Die SOC-Menge von DOC und POM entspricht der C-Menge der DPM und RPM Pools. Die Summe der SOC-Menge der Fraktionen S+A und s+c abzüglich der Fraktion rSOC entspricht der C-Menge der BIO und HUM Pools. Die bestimmte C-Menge der rSOC-Fraktion spiegelt direkt die C-Menge des IOM-Pools wider.

## 2.9 Statistische Auswertungen

Für eine statistische Charakterisierung des SOC-Datensatzes wurden deskriptive statistische Kenngrößen berechnet (Mittelwert, Minimum/Maximum-Werte, Median, Interquartilbereich, Ausreißer, Varianz, Schiefe und Kurtosis). Der Effekt der Landnutzungen auf SOC-Vorräte wurde im Rahmen eines linearen Modells überprüft, wobei die Landnutzung als kategoriale Kovariate benutzt wurde. Aufgrund der räumlichen Abhängigkeit der Standorte (regelmäßiges Raster) konnte das Modell nicht mit der Methode der kleinsten Quadrate (OSL) berechnet werden (Lark und Cullis, 2004). Daher musste

die räumliche Variabilität der Daten modelliert werden. Weitere Informationen zu diesem Ansatz finden sich in Wiesmeier et al. (2012).

Für eine Analyse der Bedeutung verschiedener Parameter für SOC-Vorräte wurden Spearman's Rangkorrelationskoeffizienten berechnet. Um dabei auch die nominalskalierten Parameter Bodenklasse und Ausgangsgestein zu integrieren, wurden Bodenklassen und Ausgangsgesteine anhand ihres Potenzials zur Akkumulation von SOC verschiedenen Gruppen zugeordnet. Bezüglich des Parameters Bodenklasse wurde diese Zuordnung anhand der Mächtigkeit der Bodenprofile, der Textur und der Bodenfeuchte vorgenommen. Für alle Bodenklassen wurden Mediane der Profilmächtigkeit berechnet und in vier Klassen eingeteilt (1 = >100 cm; 2 = 95-100 cm; 3 = 90-95 cm; 4 = <90 cm). Bei den Faktoren Textur und Bodenfeuchte, die die Stabilisierung und Akkumulation von SOC in vielen Böden kontrollieren, wurden empirische Werte (AD-HOC AG Boden, 2005) und Expertenwissen genutzt, um einen Textur/Bodenfeuchte-Gradienten für die Bodenklassen abzuleiten und sie in vier Klassen von sehr feucht/hohe Tongehalte (Klasse 1) bis trocken/hohe Sandgehalte (Klasse 4) einzuordnen. Anschließend erfolgte eine Eingruppierung aller Bodenklassen in fünf Klassen anhand der kombinierten Zuordnung zu den Profilmächtigkeits- und Textur/Bodenfeuchte-Klassen (je geringer der kumulative Wert der kombinierten Klassen desto höher das Potenzial zur Akkumulation von SOC). Um das SOC-Speichervermögen von Böden aus verschiedenen Ausgangsgesteinen zu charakterisieren, wurden die Verwitterungsfähigkeit und der Tongehalt des Ausgangsgesteins und des Verwitterungsprodukts mit Hilfe von Expertenwissen zu Grunde gelegt. Für die Einteilung wurden die verschiedenen Ausgangsgesteine 10 Gruppen zugeordnet. Die Bandbreite reichte von stark verwittertem, tonreichem Material mit einem hohen SOC-Speicherpotenzial für die sich daraus entwickelnden Böden bis zu schlecht verwitterbarem, tonarmem Material mit entsprechend geringem SOC-Speicherpotenzial. Aus den so integrierten nominalskalierten Faktoren und den numerischen Parametern wurden Korrelationsmatrizes berechnet. Aufgrund starker Interkorrelationen wurden Hauptkomponentenanalysen (PCA) durchgeführt, um die Hauptfaktoren zu extrahieren, die die SOC-Vorräte kontrollieren. Mit den extrahierten Faktoren wurden stufenweise multiple lineare Regressionen berechnet.

Bei der Abschätzung von C-Sequestrierungspotenzialen musste im Rahmen der Übertragung der an 95 Standorten gemessenen OC-Konzentrationen der Fraktion <20 µm auf die 516 Untersuchungsstandorte die natürliche Variabilität der Messwerte berücksichtigt werden (Landres et al. 1999). Dies wurde mit einer Monte-Carlo-Simulation erreicht. Nach einer Bestimmung der Verteilung der Eingangsvariablen für verschiedene Landnutzungen wurden die Simulationen (1000 Wiederholungen) mit zufällig erzeugten Werten durchgeführt. Alle statistischen Analysen wurden mit der Software IBM SPSS Statistics 19 sowie mit R durchgeführt (R Development Core Team, 2011).

## **3 Ergebnisse und Bewertung**

### **3.1 Vorräte organischen Bodenkohlenstoffs in Bayern im Kontext Mitteleuropas**

#### **3.1.1 Bodenkohlenstoffvorräte unter verschiedenen Landnutzungen**

Für eine Charakterisierung der ausgewählten Bodenprofile des SOC-Datensatzes wurden grundlegende Bodenparameter (Textur, pH, Profilmächtigkeit) erhoben (Tab. 1). Zwischen den verschiedenen Landnutzungen wurden keine signifikanten Unterschiede bezüglich der Gesamtmächtigkeit der Bodenprofile festgestellt, die im Median von 84 bis 96 cm reichte. In Acker- und Grünlandböden sowie Böden unter sonstiger Nutzung war die Textur in allen Horizonten vergleichbar mit Anteilen von 31 bis 42 % für Sand, 30 bis 46 % für Schluff und 23 bis 29 % für Ton.



Tab. 1: Grundlegende Bodenparameter (Textur, pH-Wert, Profilmächtigkeit) der untersuchten Böden unter verschiedenen Landnutzungen (Mittelwerte  $\pm$  Standardabweichung)

Landnutzung	n	Horizont	Sand (%)	Schluff (%)	Ton (%)	pH (CaCl <sub>2</sub> )	Tiefe (cm)
Acker (A)	384	A	30,7 $\pm$ 23,0	46,0 $\pm$ 18,4	23,3 $\pm$ 11,4	6,3 $\pm$ 0,8	93 $\pm$ 22
		B	31,4 $\pm$ 25,4	39,9 $\pm$ 17,2	28,7 $\pm$ 15,5	6,2 $\pm$ 0,9	
		C	32,3 $\pm$ 28,6	43,2 $\pm$ 24,4	24,6 $\pm$ 16,5	6,7 $\pm$ 1,1	
Grünland (G)	333	A	34,6 $\pm$ 20,1	40,2 $\pm$ 13,3	25,1 $\pm$ 13,0	5,7 $\pm$ 0,9	94 $\pm$ 19
		B	34,9 $\pm$ 22,2	37,5 $\pm$ 13,9	27,7 $\pm$ 16,2	5,8 $\pm$ 1,0	
		C	41,2 $\pm$ 28,5	30,2 $\pm$ 15,0	28,6 $\pm$ 18,8	6,6 $\pm$ 1,2	
Wald (W)	596	O	-	-	-	3,7 $\pm$ 0,9	93 $\pm$ 25
		A	43,0 $\pm$ 22,7	41,8 $\pm$ 18,2	15,2 $\pm$ 8,5	3,8 $\pm$ 1,1	
		B	41,8 $\pm$ 22,2	36,9 $\pm$ 14,7	21,4 $\pm$ 12,5	4,4 $\pm$ 0,9	
sonstige Nutzung (S)	79	C	46,8 $\pm$ 26,1	32,0 $\pm$ 14,6	21,4 $\pm$ 17,7	5,6 $\pm$ 1,6	84 $\pm$ 27
		A	33,1 $\pm$ 25,9	41,0 $\pm$ 17,1	26,2 $\pm$ 16,5	6,2 $\pm$ 1,1	
		B	37,9 $\pm$ 28,2	34,4 $\pm$ 15,6	27,9 $\pm$ 17,9	6,0 $\pm$ 1,1	
Moor (M)	68	C	41,8 $\pm$ 25,6	34,6 $\pm$ 16,2	23,9 $\pm$ 15,0	6,8 $\pm$ 1,1	96 $\pm$ 20
		H	-	-	-	5,5 $\pm$ 1,7	
		A	14,3 $\pm$ 2,8	51,5 $\pm$ 9,3	34,1 $\pm$ 10,9	6,5 $\pm$ 1,2	
		B	39,9 $\pm$ 26,5	40,3 $\pm$ 19,6	19,7 $\pm$ 18,9	6,8 $\pm$ 1,3	
		C	-	-	-	7,5 $\pm$ 0,1	

Tab. 2: Anzahl und relativer Anteil von Bodenklassen (AD-HOC AG Boden, 2005) der untersuchten Standorte (C = Terrae calcis; S = Stauwasserböden; L = Lessives; B = Braunerden; D = Pelosole; P = Podsole; R = Ah/C-Böden; Y = terrestrische anthropogene Böden; A = Auenböden; G = Gleye; H = natürliche Moore)

Landnutzung	C	S	L	B	D	P	R	Y	A	G	H	total
Acker	5	39	26	171	15	1	76	20	21	10	-	384
(%)	1,3	10,2	6,8	44,5	3,9	0,3	19,8	5,2	5,5	2,6	-	100
Grünland	3	35	2	122	13	-	47	12	35	64	-	333
(%)	0,9	10,5	0,6	36,6	3,9	-	14,1	3,6	10,5	19,2	-	100
Wald	9	103	30	329	9	38	51	-	13	14	-	596
(%)	1,5	17,3	5,0	55,2	1,5	6,4	8,6	-	2,2	2,3	-	100
Sonstiges	1	5	-	29	2	-	30	3	2	7	-	79
(%)	1,3	6,3	-	36,7	2,5	-	38,0	3,8	2,5	8,9	-	100
Moor	-	1	-	-	-	-	3	-	1	28	35	68
(%)	-	1,5	-	-	-	-	4,4	-	1,5	41,2	51,5	100

Die Sandgehalte nahmen leicht mit der Bodentiefe zu, während die Schluffanteile entsprechend abnahmen. Waldböden zeigten leicht höhere Sandgehalte von 42 bis 47 % und geringere Anteile an Ton (15 - 21 %). Die pH-Werte reichten von 6,0 bis 6,8 in Ackerböden und Böden unter sonstiger Nutzung. Deutlich geringe pH-Werte von 3,7 bis 5,8 wurden sowohl für die organischen Auflagen als auch Ober- und Unterbodenhorizonte von Grünland- und Waldböden festgestellt.

Die Böden aller untersuchten Standorte wurden gemäß der AD-HOC AG Boden (2005) verschiedenen Bodenklassen zugeordnet (Tab. 2). Grundsätzlich waren Böden mit gut entwickelten B-Horizonten (Braunerden, Klasse B) die häufigste Bodenklasse aller Landnutzungen (37 - 55 %).

Daneben dominierten bei Standorten unter sonstiger Landnutzung Böden mit initialer Bodenbildung (Ah/C-Böden, Klasse R). Moorstandorte wurden dominiert von natürlichen Nieder- und Hochmooren (Klasse H) sowie Grundwasserböden (Gleye, Klasse G). Trotz der Dominanz der Braunerden spielten auch Gleye eine wichtige Rolle in der Gruppe der Grünlandböden (19 % aller Standorte). Bei Acker- und Waldböden waren neben den Braunerden auch Ah/C-Böden und Stauwasserböden (Klasse S) mit je 20 % und 17 % relativ verbreitet. Für die verschiedenen Bodenklassen wurden unabhängig von der Landnutzung spezifische SOC-Vorräte berechnet (Abb. 7). Böden aus der Carbonatgesteinsverwitterung (Terraes calcis, Klasse C), Stauwasserböden (Klasse S), Böden mit Tonverlagerung (Lessivés, Klasse L), tonreiche Böden (Pelosole, Klasse D), Podsole (Klasse P) und Böden mit initialer Bodenbildung (Ah/C-Böden, Klasse R) zeigten vergleichbare SOC-Vorräte von 8,9 bis 10,0 kg m<sup>-2</sup>. Terrestrische anthropogene Böden (Klasse Y), Auenböden (Klasse A) und Gleye (Klasse G) wiesen signifikant (P<0,05) höhere SOC-Vorräte von 13,5 kg m<sup>-2</sup>, 15,1 kg m<sup>-2</sup> und 18,2 kg m<sup>-2</sup> auf. Die höchsten SOC-Vorräte wurden in natürlichen Mooren (Klasse H) mit 69,1 kg m<sup>-2</sup> gefunden.

Anhand des SOC-Datensatzes wurden Gesamt-SOC-Vorräte bis zum Ausgangsgestein bzw. einer Tiefe von 1 m für alle Landnutzungen berechnet (Abb. 8). Grünlandböden wiesen dabei signifikant (P<0,01) höhere SOC-Vorräte von 11,8 kg m<sup>-2</sup> auf als Acker- und Waldböden. In Waldböden wurden nur leicht, aber signifikant (P<0,05) höhere SOC-Vorräte von 9,8 kg m<sup>-2</sup> gegenüber Ackerböden mit 9,0 kg m<sup>-2</sup> festgestellt. Die höchsten SOC-Vorräte wurden mit 51,1 kg m<sup>-2</sup> für Moore ermittelt, für Böden unter sonstiger Landnutzung wurden Werte von 8,5 kg m<sup>-2</sup> berechnet.

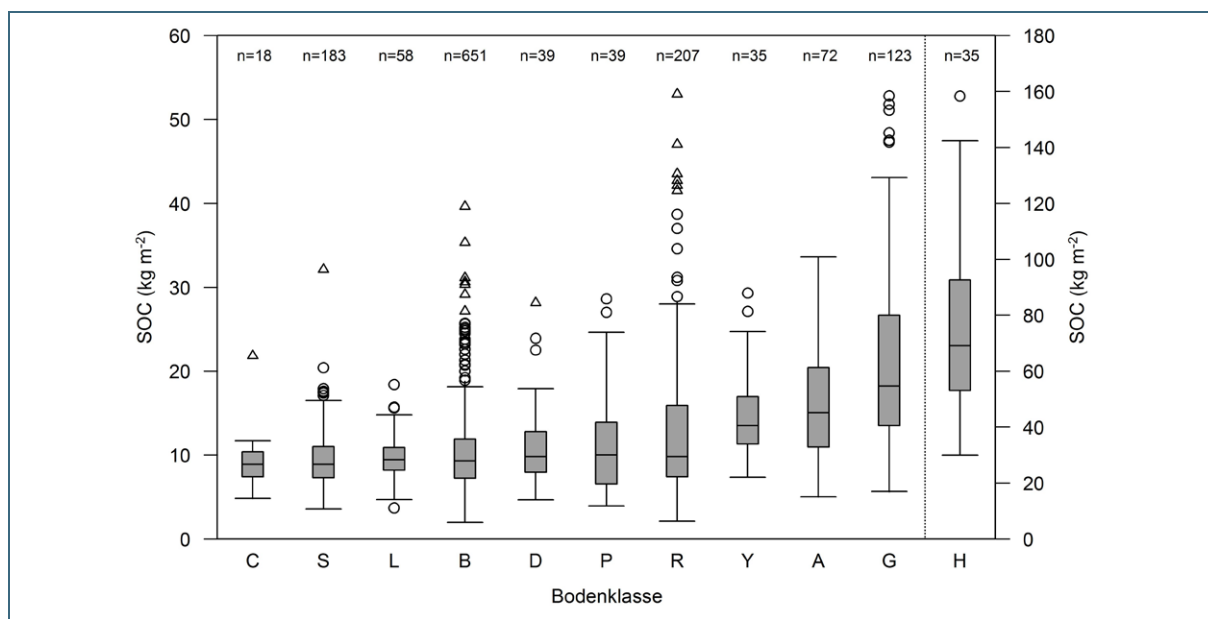


Abb. 7: Gesamt-SOC-Vorräte bis zum Ausgangsgestein bzw. einer Tiefe von 1 m für verschiedene Bodenklassen (AD-HOC AG Boden, 2005) (C = Terraes calcis; S = Stauwasserböden; L = Lessivés; B = Braunerden; D = Pelosole; P = Podsole; R = Ah/C-Böden; Y = terrestrische anthropogene Böden; A = Auenböden; G = Gleye; H = natürliche Moore)

Die Berechnung der Gesamt-SOC-Vorräte zeigte deutlich, dass die Speicherung von SOC stark von der Landnutzung abhängt. Mit Ausnahme der Moore, in denen die hohe Akkumulation von SOC durch die permanente Wassersättigung bedingt ist, beeinflusst die Landnutzung klar die Speicherung von SOC innerhalb der Bodenprofile. Da die mittlere Mächtigkeit der Profile für alle Landnutzungen vergleichbar war, kann eine Verzerrung des Vergleichs von SOC-Vorräten unter verschiedenen Landnutzungen durch unterschiedliche Profilmächtigkeiten ausgeschlossen werden. Die SOC-Vorräte nahmen in der Reihenfolge Acker < Wald < Grünland zu, was auch in anderen Studien bestätigt wurde.

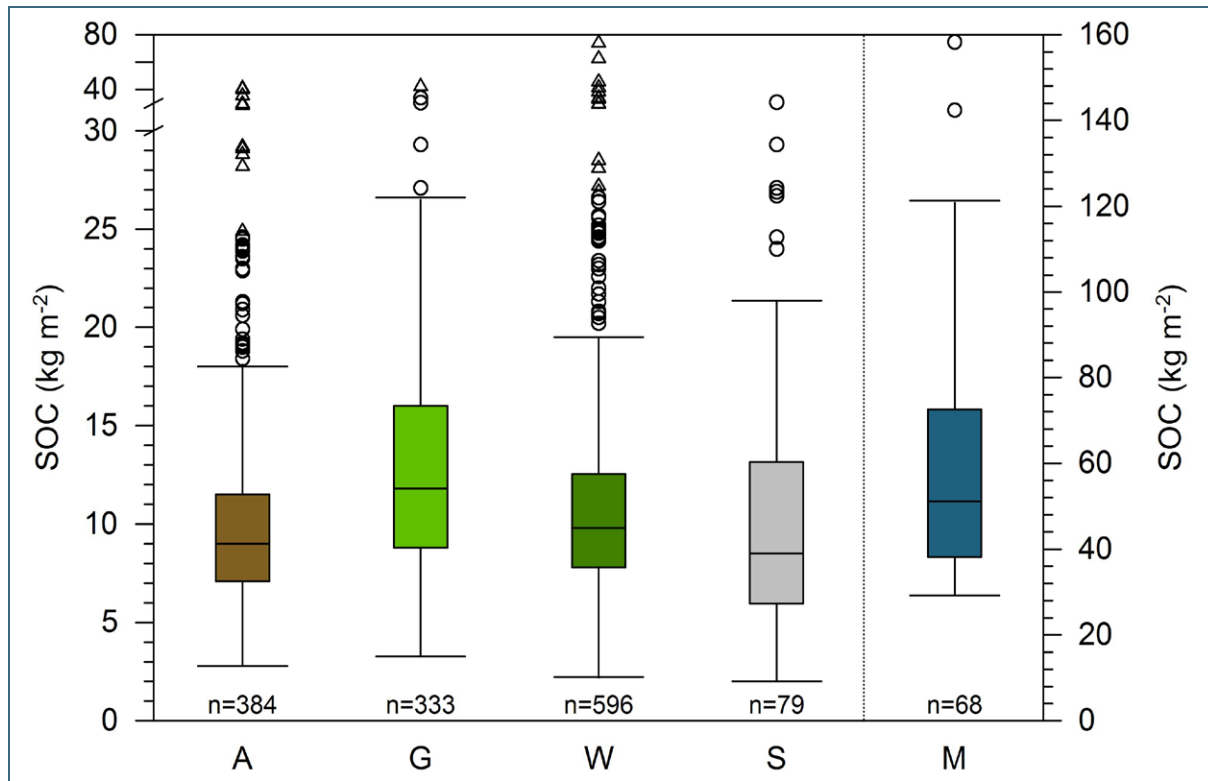


Abb. 8: Gesamt-SOC-Vorräte unter Acker (A), Grünland (G), Wald (W), sonstiger Nutzung (S) und Mooren (M) (Boxplots mit dem Median, unterem und oberem Quartil, Ausreißern und Extremwerten)

Allerdings waren die für bayerische Böden festgestellten Unterschiede der SOC-Vorräte zwischen den Landnutzungen weitaus geringer als in anderen SOC-Inventuren in klimatisch und pedologisch vergleichbaren Regionen. In Tab. 3 sind landnutzungsspezifische SOC-Vorräte aus großflächigen Studien für mitteleuropäische Länder bis zum Ausgangsgestein bzw. einer Tiefe von 1 m sowie einer Tiefe bis 30 cm zusammengefasst. Die Beprobungsdichten der Studien unterschieden sich mit Flächen von 10 bis 311 km<sup>2</sup> pro Beprobungsstandort stark voneinander.

Tab. 3: Landnutzungsdifferenzierte SOC-Studien in Mitteleuropa bis zum Ausgangsgestein/ Tiefe von 1 m (a) bzw. bis zu einer Tiefe von 30 cm (b)

Region	Tiefe (cm)	Acker (kg m <sup>-2</sup> )	Grünland (kg m <sup>-2</sup> )	Wald (kg m <sup>-2</sup> )	n	BD (km <sup>2</sup> )	Referenzen
<b>(a) SOC-Inventuren bis zum Ausgangsgestein (AG)/1 m Tiefe</b>							
Schweiz	100/AG	9,0	9,3–11,7	11,9	808	35	Bolliger et al., 2008; Leifeld et al., 2005
Österreich	AG	6,7	13,5–16,2	11,4	n. v.	n. v.	Gingrich et al., 2007
Bayern	100	n. v.	n. v.	11,7	372	66	Schubert, 2010
Baden-Württemb.	100	10,6	15,0	n. v.	395	47	Neufeldt, 2005
Deutschl.	90(100) <sup>1</sup>	n. v.	n. v.	10,9(12,1) <sup>1</sup>	1800	56	Baritz und Strich, 2000
Flandern, Belgien	100	n. v.	11,1–16,0	n. v.	1530	1	Mestdagh et al., 2009
Belgien	100	8,4	13,0	14,8–15,5	n. v.	n. v.	Letpens et al., 2005b
Mittelwert	100	8,7±1,6	13,4±1,8	12,5±1,6			
<b>(b) SOC-Inventuren bis 30 cm Tiefe</b>							
Wallonien, Belgien	30	4,1–4,3	8,3–8,9	n. v.	427	22	Goidts und van Wesemael, 2007; Goidts et al., 2009
Belgien	30	5,0	7,9	8,8–9,2	n. v.	n. v.	Letpens et al., 2005a
Belgien	30	5,0	8,0	n. v.	629	29	Meersmans et al., 2011
Wallonien, Belgien	30	n. v.	n. v.	9,6	127	10	Stevens und van Wesemael, 2008
Frankreich	30	4,9	7,6	7,0	1748	311	Martin et al., 2011
Baden-Württemb.	30	6,0	9,5	n. v.	395	47	Neufeldt, 2005
Dänemark	20(30) <sup>2</sup>	n. v.	n. v.	6,2(9,3) <sup>2</sup>	n. v.	n. v.	
Belgien	20(30) <sup>2</sup>	n. v.	n. v.	4,2(6,3) <sup>2</sup>	n. v.	n. v.	
Niederl.	20(30) <sup>2</sup>	n. v.	n. v.	3,8(5,7) <sup>2</sup>	n. v.	n. v.	
Österreich	20(30) <sup>2</sup>	n. v.	n. v.	7,1(10,7) <sup>2</sup>	n. v.	n. v.	Liski et al., 2002
Frankreich	20(30) <sup>2</sup>	n. v.	n. v.	3,5(5,3) <sup>2</sup>	n. v.	n. v.	
Deutschl.	20(30) <sup>2</sup>	n. v.	n. v.	6,8(10,2) <sup>2</sup>	n. v.	n. v.	
Schweiz	20(30) <sup>2</sup>	n. v.	n. v.	10,0(15,0) <sup>2</sup>	n. v.	n. v.	
Mittelwert	30	5,0±0,6	8,3±0,8	8,8±2,9			

BD, Beprobungsdichte (Fläche Region in km<sup>2</sup>/Anzahl untersuchter Standorte); <sup>1</sup>Extrapolation auf 100 cm in Klammern;<sup>2</sup>Extrapolation auf 30 cm in Klammern; n. v., nicht verfügbar

Studien bis zum Ausgangsgestein bzw. einer Tiefe von 1 m ergaben im Schnitt weitaus höhere SOC-Vorräte für mitteleuropäische Grünlandböden ( $13,4 \text{ kg m}^{-2}$ ) und Waldböden ( $12,5 \text{ kg m}^{-2}$ ), verglichen mit bayerischen Grünland- und Waldböden mit  $11,8 \text{ kg m}^{-2}$  und  $9,8 \text{ kg m}^{-2}$ . Für Ackerböden wurde dagegen mit einem durchschnittlichen SOC-Vorrat von  $8,7 \text{ kg m}^{-2}$  ein ähnlicher Wert im Vergleich zu Bayern ( $9,0 \text{ kg m}^{-2}$ ) ermittelt. Laut der zitierten Studien speichern Ackerböden demnach um 35 % bzw. 30 % geringere SOC-Vorräte als Grünland- und Waldböden. Diese geringeren Vorräte in landwirtschaftlich intensiv genutzten Böden können mit der Ernte und der Entfernung von Ernterückständen, einer verringerten Bodenbedeckung, Erosion, einer geringeren Aggregation des Bodens und einer damit verbundenen erhöhten Mineralisation der OBS erklärt werden (Balesdent et al., 2000; Gregorich et al., 1998; Hamza und Anderson, 2005; Six et al., 1998; Stoate et al., 2001). Neben den zitierten SOC-Inventuren auf Länderebene zeigten Meta-Analysen der Auswirkungen von Landnutzungsänderungen auf regionaler Ebene sowie Modellierungen einen bodenbearbeitungsbedingten SOC-Verlust von 30 bis 80 % bei der Umwandlung von Wald und Grünland zu Acker (Guo und Gifford, 2002; Houghton und Goodale, 2004; Janssens et al., 2005; Murty et al., 2002; Poeplau et al., 2011; Sleutel et al., 2007).

Im Gegensatz dazu weisen die Ergebnisse dieser Studie auf weitaus geringere SOC-Verluste von nur 24 % und 8 % im Vergleich zu Grünland und Wald hin. Diese Diskrepanz kann hauptsächlich auf die Einbindung verschiedener Bodentiefen in den Studien zurückgeführt werden. Ausgehend von der Annahme, dass nur der Oberboden bis zu einer Tiefe von etwa 30 cm direkt von den Auswirkungen der Bodenbearbeitung betroffen ist, beschränkt sich ein Großteil der Studien zu den Auswirkungen von Landnutzungswechseln auf diesen Bereich (z. B. Murty et al., 2002; Poeplau et al., 2011). Auch die meisten SOC-Inventuren sind auf die ersten 30 cm des Bodens beschränkt, was sich in deutlichen Unterschieden bezüglich SOC zwischen Ackerböden und Grünland-/Waldböden auswirkt. So zeigen SOC-Inventuren in Mitteleuropa (Tab. 3), die auf diesen Bereich beschränkt sind, im Schnitt 40% bzw. 43 % geringere SOC-Vorräte für Ackerböden verglichen mit Grünland- und Waldböden. Da diese Unterschiede aber nicht auf tiefere Bodenbereiche übertragen werden können, fällt die Verarmung an SOC in Ackerböden weitaus geringer aus, wenn die Gesamt-SOC-Vorräte bis zum Ausgangsgestein miteinander verglichen werden, wie es in dieser Studie der Fall ist. Harrison et al. (2011) wiesen ebenfalls darauf hin, dass eine alleinige Betrachtung des Oberbodens zu einer massiven Unterschätzung von SOC-Vorräten und dadurch zu einer falschen Beurteilung der Effekte der Landnutzung und anderer Parameter auf die SOC-Speicherung führen kann. Darüber hinaus basieren viele SOC-Abschätzungen teilweise auf geschätzten Bodenparametern unter der Zuhilfenahme von PTFs. Die in Tab. 4 zitierten SOC-Inventare bis zum Ausgangsgestein bzw. einer Tiefe von 1 m beruhen auf gemittelten Werten für die SOC-Konzentration und LD (Bolliger et al., 2008; Leifeld et al., 2005; Mestdagh et al., 2009; Neufeldt, 2005), auf geschätzten Werten für SK und LD (Lettens et al., 2005b) sowie auf Erfahrungswerten für SOC-Konzentrationen für verschiedene Landnutzungen (Gingrich et al., 2007). In den Studien von Baritz & Strich (2000) und Schubert (2010) wurden die Bodenproben innerhalb fester Bodentiefen und nicht horizontbezogen entnommen, was ebenfalls zu einer ungenauen Erfassung der SOC-Vorräte führen kann (Grüneberg et al., 2010).

### 3.1.2 Einfluss von Pedotransferfunktionen

Um den Einfluss der Verwendung von PTFs für Bodenparameter, die für die Berechnung von SOC-Vorräten notwendig sind, genauer beurteilen zu können, wurden die SOC-Vorräte zusätzlich mit Werten für LD berechnet, die mittels verschiedener PTFs abgeleitet wurden. Darüber hinaus wurden die SOC-Vorräte ohne Berücksichtigung von SK ermittelt. Für die Ableitung der LD wurde die etablierte PTF von Rawls (1983) verwendet, die die LD als Funktion des OBS-Gehalts sowie der Textur schätzt und in zahlreichen SOC-Inventuren angewandt wurde (Goidts und van Wesemael, 2007; Lettens et al., 2005a; Stevens und van Wesemael, 2008). Dieser Ansatz wurde von Tranter et al. (2007) durch

die Ableitung der LD des mineralischen Anteils als Funktion des Sandgehalts und der Horizontmächtigkeit modifiziert.

Berechnung SOC-Vorräte	SOC-Vorräte (kg m <sup>-2</sup> )		
	A	G	W
alle Parameter	9,0	11,8	9,8
PTF <sub>LD</sub> (Rawls, 1983)	8,1	11,3	11,8
PTF <sub>LD</sub> (Tranter et al., 2007)	8,9	12,3	12,4
PTF <sub>LD</sub> (De Vos et al., 2005)	9,6	13,2	14,7
ohne SK	9,8	13,9	11,0

Tab. 4:  
SOC-Vorräte in Böden unter Acker (A), Grünland (G) und Wald (W) unter Verwendung aller ermittelten Parameter sowie anhand PTFs für LD nach Rawls (1983), Tranter et al. (2007) und De Vos et al. (2005) und ohne Berücksichtigung von SK

Die PTF von Tranter et al. (2007) fand ebenfalls häufig Verwendung in SOC-Studien (Anderson-Teixeira et al., 2009). Darüber hinaus wurde die bekannte PTF von Adams (1973) verwendet, die von De Vos et al. (2005) modifiziert wurde. Dieser Ansatz basiert ausschließlich auf einem Zusammenhang mit der OBS und wurde in mehreren SOC-Studien für die Ableitung fehlender Werte für LD benutzt (Post und Kwon, 2000).

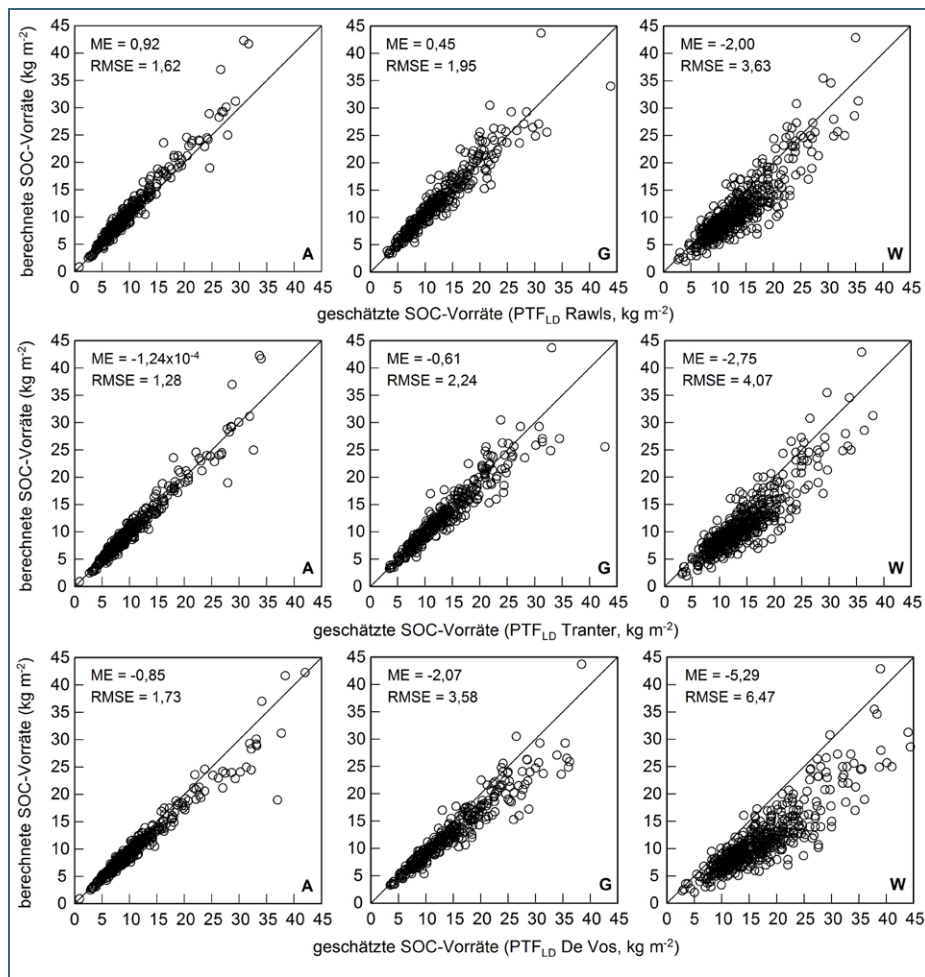


Abb. 9:  
Vergleich von berechneten SOC-Vorräten mit Berechnungen mittels PTFs für LD nach Rawls (1983), Tranter et al. (2007) und De Vos et al. (2005) für Böden unter Acker (A), Grünland (G) und Wald (W)

Für Acker- und Grünlandböden ergab sich eine leichte Unter- bzw. Überschätzung (-10 % bis +12 %) bei Verwendung von PTF-basierten Werten für LD verglichen mit den gemessenen Werten (Tab. 4). Ein Vergleich beider auf diese Weise bestimmter SOC-Vorräte ergab für Acker- und Grünlandböden einen ME von -2,07 und 0,92 sowie einen RMSE von 1,28 und 3,58 (Abb. 9). In Waldböden fand sich dagegen eine größere Abweichung von den mit gemessenen Werten bestimmten SOC-Vorräten. Grundsätzlich führte die Verwendung von PTF-basierten Werten für LD zu einer beträchtlichen Überschätzung der SOC-Vorräte von 20 bis 50 %. Dementsprechend waren der ME und der RMSE mit Werten von -5,29 bis -2,00 und 3,63 bis 6,47 deutlich höher. Vorratsberechnungen für SOC ohne Berücksichtigung von SK resultierten in einer Überschätzung von 9 % für Ackerböden, 18 % für Grünlandböden und 12 % für Waldböden.

Da die mit PTF-basierten Werten für LD berechneten SOC-Vorräte von Acker- und Grünlandböden nur einer relativ geringfügigen Unter- bzw. Überschätzung unterlagen (etwa 10 %), eignen sich die angewandten PTFs durchaus für eine grobe Abschätzung der SOC-Vorräte dieser Böden. In Waldböden führte die Verwendung von PTFs für LD zu einer massiven Überschätzung der SOC-Vorräte von bis zu 50 %. Negative Werte für ME weisen darüber hinaus auf eine systematische Abweichung in PTF-basierten Vorratsberechnungen für Wald-SOC-Vorräte hin. Dieser auf die Verwendung von PTFs zurückzuführende systematische Fehler ist möglicherweise für die relativ hohen Wald-SOC-Vorräte in zahlreichen Inventuren verantwortlich (siehe Studien in Tab. 3). Generell könnte jedoch die Verwendbarkeit von PTFs durch spezifische Zusammenhänge für verschiedene Landnutzungen, Bodentypen und Bodenbereiche (Ober-/Unterboden) verbessert werden.

### 3.1.3 Bodenkohlenstoffvorräte in Acker- und Grünlandböden

Eine Analyse der Tiefenverteilung von SOC- und N-Vorräten und weiteren Bodenparametern ergab grundsätzliche Unterschiede zwischen Acker- und Grünlandböden (Abb. 10). In A-Horizonten von Grünlandböden wurden nur leicht höhere SOC- und N-Vorräte von 6,3 und 0,65 kg m<sup>-2</sup> im Vergleich zu A-Horizonten unter Acker mit 5,8 und 0,64 kg m<sup>-2</sup> festgestellt. Im Gegensatz dazu waren die SOC- und N-Konzentrationen in A-Horizonten von Grünlandböden beinahe doppelt so hoch wie in Ackerböden. Diese Diskrepanz kann auf höhere Werte für die LD (1,39 g cm<sup>-3</sup>) sowie eine höhere Mächtigkeit der A-Horizonte von Ackerböden (30 cm) zurückgeführt werden. A-Horizonte unter Grünland waren deutlich geringmächtiger (20 cm) und weniger dicht (1,20 g cm<sup>-3</sup>). Weiterhin wurden signifikant (P<0,05) höhere pH-Werte in A-Horizonten unter Acker gemessen als in Grünland.

Für Unterböden (B-Horizonte) wurden deutlich höhere SOC- und N-Vorräte unter Grünland (4,3 und 0,53 kg m<sup>-2</sup>) im Vergleich zu Acker (2,2 und 0,39 kg m<sup>-2</sup>) ermittelt. Auch bezüglich der SOC- und N-Konzentrationen (7,2 und 1,5 mg g<sup>-1</sup>) sowie der Horizontmächtigkeit (57 cm) wiesen Grünlandböden höhere Werte auf. Die B-Horizonte von Ackerböden waren geringmächtiger (42 cm) und zeigten geringere SOC- und N-Konzentrationen (4,2 und 1,3 mg g<sup>-1</sup>), waren allerdings dichter (1,51 g cm<sup>-3</sup>) verglichen mit Grünlandböden (1,42 g cm<sup>-3</sup>). Die pH-Werte von B-Horizonten unter Acker waren signifikant (P<0,05) höher als unter Grünland. Für C-Horizonte wurden keine Unterschiede zwischen Acker- und Grünlandböden festgestellt.

Bezogen auf die gesamte Profiltiefe sind die SOC- und N-Vorräte von Ackerböden 26 % bzw. 27 % geringer als die Vorräte in Grünlandböden. Diese Differenz wird üblicherweise als das Ergebnis der Bodenbearbeitung angesehen, die zu einer Zerstörung von Makroaggregaten und einer Mineralisation dabei freigesetzter OBS führt (Mann, 1986; Post und Kwon, 2000; Six et al., 2000a). Die verringerten Vorräte können auf der anderen Seite auf eine verschlechterte Bildung von Mikroaggregaten in gepflügten Böden zurückgeführt werden (Six et al., 1999). Darüber hinaus ist auch der Input von organischem Material durch die Ernte und die Entfernung von Ernterückständen verringert, was zu den festgestellten relativ geringen SOC- und N-Konzentrationen führt. Allerdings zeigten die Ergebnisse die-

ser Studie nur geringfügig niedrigere SOC- und N-Vorräte (-7 und -3 %) in A-Horizonten von Ackerböden verglichen mit Grünlandböden trotz deutlich geringerer SOC- und N-Konzentrationen (-45 und -40 %). Diese geringen Konzentrationen werden allerdings durch höhere Werte für LD (+17 %) in Ackerböden teilweise ausgeglichen, die durch die Bodenbearbeitung einer Verdichtung, insbesondere der Pflugsohle, unterliegen (Hamza und Anderson, 2005). Darüber hinaus besitzen die A-Horizonte von Ackerböden eine höhere Mächtigkeit von 10 cm gegenüber Grünlandböden, was auf eine bodenbearbeitungsbedingte Krümmenvertiefung zurückgeführt werden kann. Nieder und Richter (1986) ermittelten für Ackerböden in Nordwestdeutschland ebenfalls eine Krümmenvertiefung von 10 cm und schätzten, dass dadurch eine potenzielle SOC-Anreicherung von 1,4 bis 1,7 kg m<sup>-2</sup> erreicht wurde. Offensichtlich führt Bodenbearbeitung nicht nur zu einem SOC-Verlust durch Zerstörung von Bodenaggregaten sondern auch zu einer Umverlagerung von SOC in die Tiefe (Don et al., 2009), was in einer Überschätzung des Anteils des mineralisierten SOC resultiert. In SOC-Studien mit konstanten Tiefenstufen kann dieser „Verdünnungseffekt“ nicht erkannt werden.

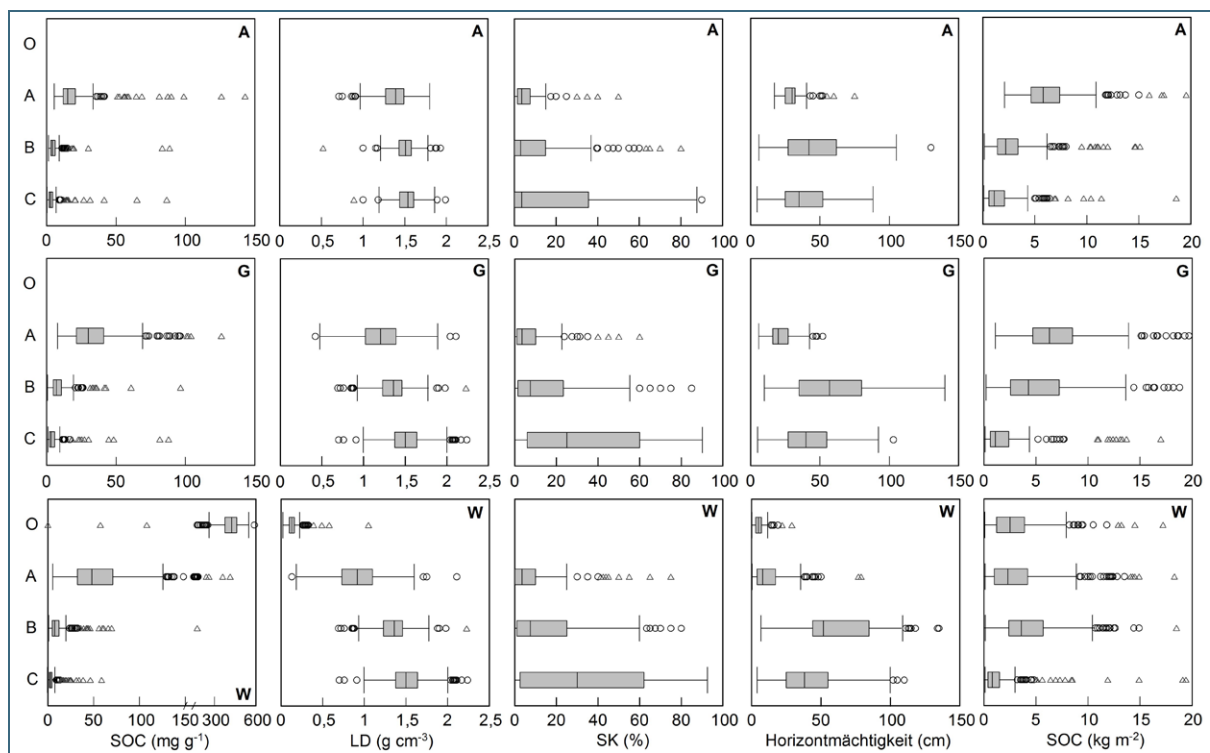


Abb. 10: SOC-Konzentration, LD, SK, Horizontmächtigkeit, und SOC-Vorräte für O, A, B und C-Horizonte unter Acker (A), Grünland (G) und Wald (W) (Boxplots mit dem Median, unterem und oberem Quartil, Ausreißern und Extremwerten)

Die höheren Gesamt-SOC- und N-Vorräte in Grünlandböden sind also nicht wie erwartet auf Unterschiede im Oberboden, sondern nahezu komplett im B-Horizont zurückzuführen. Die relativ hohen SOC-Vorräte in B-Horizonten von Grünlandböden können auf verschiedene Ursachen zurückgeführt werden. Einerseits besitzen Gräser ein hohes Wurzel-Spross-Verhältnis und dadurch eine hohe unterirdische Primärproduktion, was mit einem beträchtlichen C-Eintrag im Unterboden von Grünlandböden verbunden ist (Jobbagy und Jackson, 2000; Rumpel und Kögel-Knabner, 2011). Andererseits wiesen Jackson et al. (1996) darauf hin, dass sich in temperiertem Grünland 83 % der Wurzelbiomasse in den obersten 30 cm der Böden befinden. Eine weitere Erklärung für die hohen SOC-Vorräte im Unterboden unter Grünland liefern pedogenetische Prozesse. Trotz der Dominanz von Braunerden in Grünlandstandorten spielen auch Gleye eine wichtige Rolle mit einem Anteil von 20 % aller untersuchten Grünlandstandorte (Tab. 2). In Acker- und Waldböden hatten Gleye lediglich einen Anteil von 2,6 und



2,3 %, da die stark vom Grundwasser beeinflussten Böden sich nur sehr bedingt für eine ackerbauliche oder forstliche Nutzung eignen. Die permanente Wassersättigung im Unterboden von Gleyen führt zu einer beträchtlichen Anreicherung von SOC (Abb. 7). Die bevorzugte Nutzung von SOC-reichen Gleyen als Grünland ist also vermutlich der Hauptgrund für die festgestellte Akkumulation von SOC in B-Horizonten von Grünlandböden. Diese Erkenntnis stellt die Rolle der Landnutzung als dominierenden Faktor der SOC-Speicherung in Frage und deutet auf eine Relevanz von pedogenetischen Prozessen für die Akkumulation von SOC hin. Allerdings sollte betont werden, dass Parameter, die die SOC-Speicherung beeinflussen, in vielen Fällen stark mit anderen Faktoren korreliert sind und ihr erklärendes Potenzial teilweise darauf zurückzuführen ist. Da bestimmte Bodenklassen mit spezifischen Landnutzungen korreliert zu sein scheinen, wurden landnutzungsspezifische SOC-Vorräte zusätzlich nur für die dominierende Bodenklasse der Braunerden berechnet (Abb. 11). Der SOC-Datensatz für Braunerden ergab deutlich geringere SOC-Vorräte von  $10,3 \text{ kg m}^{-2}$  für Grünlandböden, die mit den SOC-Vorräten für Waldböden von  $10,0 \text{ kg m}^{-2}$  vergleichbar waren. Dies ist ein klarer Beleg dafür, dass SOC-reiche Gleye für die hohen SOC-Vorräte von Grünlandböden des gesamten Datensatzes verantwortlich sind. Der negative Effekt der Bodenbearbeitung auf die SOC-Vorräte in Ackerböden war auch hier ersichtlich, allerdings fiel er mit 20 und 18% geringeren SOC-Vorräten gegenüber Grünland und Wald deutlich geringer aus als aus den Ergebnissen mitteleuropäischer Studien geschlossen werden kann (Tab. 3).

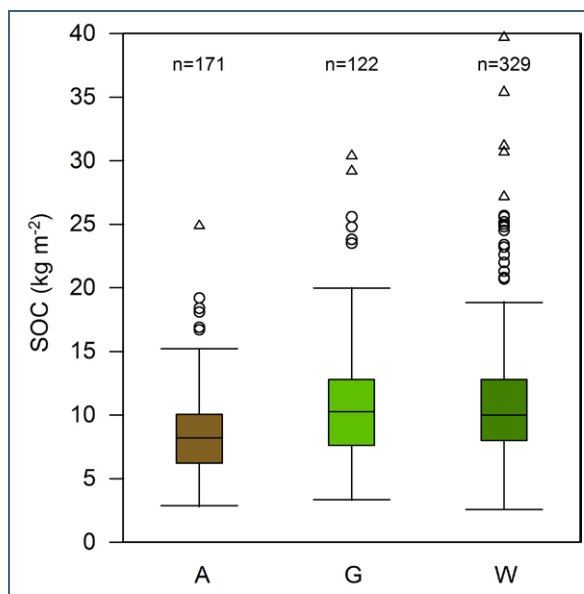


Abb. 11:  
SOC-Vorräte unter Acker (A), Grünland (G) und Wald (W) innerhalb der Bodenklasse der Braunerden (Boxplots mit dem Median, unterem und oberem Quartil, Ausreißern und Extremwerten)

Neben der Bedeutung der Bodenbearbeitung und von pedogenetischen Prozessen werden die SOC-Vorräte landwirtschaftlicher Böden und die C-Stabilisierung innerhalb des Bodenprofils aber auch stark durch den C-Eintrag in den Boden durch ober- und unterirdischen Bestandesabfall und Ernterückstände beeinflusst. Allerdings unterliegt der C-Input einer großen räumlichen und zeitlichen Variabilität aufgrund unterschiedlicher Fruchtfolgen. Zudem ist die Menge des C-Inputs stark vom Management der Flächen und von Umweltbedingungen abhängig. Bezüglich der Menge von oberirdischen Ernterückständen wurde eine große Variabilität für verschiedene Ackerfrüchte festgestellt mit Werten von  $0,3$  bis  $3,9 \text{ t ha}^{-1}$  für Getreide,  $0,6$  bis  $2,5 \text{ t ha}^{-1}$  für einjährige Futterpflanzen,  $0,2$  bis  $0,6 \text{ t ha}^{-1}$  für Stoppelfrüchte,  $0,2$  bis  $2,3 \text{ t ha}^{-1}$  für Zwischenfrüchte und  $1,5$  bis  $4,5 \text{ t ha}^{-1}$  für mehrjährige Futterpflanzen (Engels und Körschens, 2010; Klimanek, 1997). Eine große Variabilität zeigten auch unterirdische Ernterückstände mit Werten von  $0,5$  bis  $4,3 \text{ t ha}^{-1}$  für Getreide,  $0,9$  bis  $6,4 \text{ t ha}^{-1}$  für einjährige Futterpflanzen,  $0,3$  bis  $1,1 \text{ t ha}^{-1}$  für Stoppelfrüchte,  $0,5$  bis  $4,6 \text{ t ha}^{-1}$  für Zwischenfrüchte und  $2,5$  bis  $16,5 \text{ t ha}^{-1}$  für mehrjährige Futterpflanzen. Darüber hinaus gibt es große Unsicherheiten bezüglich des

Beitrags wurzelbürtiger Ausscheidungen, da der Umfang der Rhizodeposition größtenteils unbekannt ist (Johnson et al., 2006; Nguyen, 2003; Wichern et al., 2008). Die unvollständige Datenlage bezüglich des C-Inputs erlaubt daher keine Verwendung dieses wichtigen Faktors für die Erklärung der SOC-Vorräte.

Die in dieser Studie berechneten SOC- und N-Vorräte sind vergleichbar mit den Ergebnissen benachbarter Länder in Mitteleuropa mit vergleichbaren Umweltbedingungen. Für die Schweiz wurden identische SOC-Vorräte für Ackerböden von  $9,0 \text{ kg m}^{-2}$  ermittelt, sowie etwas geringere Vorräte für Grünlandböden ( $9,3$  bis  $11,7 \text{ kg m}^{-2}$ ) (Bolliger et al., 2008; Leifeld et al., 2005). In Ackerböden Belgiens wurden ebenfalls vergleichbare SOC-Vorräte von  $8,4 \text{ kg m}^{-2}$  festgestellt, die Vorräte von Grünlandböden dagegen waren deutlich höher ( $11,1$  bis  $16,0 \text{ kg m}^{-2}$ ) (Lettens et al., 2005b; Mestdagh et al., 2009). Höhere SOC-Vorräte für Acker- und Grünlandböden von  $10,6 \text{ kg m}^{-2}$  und  $15,0 \text{ kg m}^{-2}$  wurden auch für Baden-Württemberg geschätzt (Neufeldt, 2005). Allerdings wurden in dieser Studie nur vertikale Mittelwerte für SOC-Konzentrationen und die LD von verschiedenen Landnutzungen, Bodentypen, Texturbereichen und Zonen mit unterschiedlicher klimatischer Wasserbilanz benutzt, was möglicherweise zu einer Überschätzung von SOC-Vorräten führte. Für landwirtschaftlich genutzte Böden Dänemarks wurden weitaus höhere SOC-Vorräte von  $14,4 \text{ kg m}^{-2}$  geschätzt, was mit einem massiven Einsatz von organischem Dünger erklärt wurde (Krogh et al., 2003).

#### 3.1.4 Bodenkohlenstoffvorräte in Waldböden

Für Waldböden wurde ebenfalls die vertikale Verteilung von SOC- und N-Vorräten sowie weiterer Bodenparameter untersucht (Abb. 10). Die organische Auflage (L/O-Horizonte) und der A-Horizont zeigten vergleichbare SOC- und N-Vorräte von  $2,4$  bis  $2,5 \text{ kg m}^{-2}$  und  $0,1 \text{ kg m}^{-2}$  trotz sehr unterschiedlicher SOC- und N-Konzentrationen. Sehr hohe SOC- und N-Konzentrationen in der Auflage waren mit einer sehr niedrigen LD verbunden. Im A-Horizont wurden geringere SOC- und N-Konzentrationen durch eine höhere LD ausgeglichen. Die Mächtigkeit und der pH-Wert der Auflage und des A-Horizonts waren vergleichbar. Im B-Horizont wurden aufgrund einer großen Mächtigkeit und einer hohen LD entsprechend hohe SOC- und N-Vorräte von  $3,6$  und  $0,3 \text{ kg m}^{-2}$  festgestellt, trotz relativ geringer SOC- und N-Konzentrationen. Ein leichter Anstieg des pH-Werts gegenüber dem Oberboden wurde beobachtet. Der C-Horizont trug mit  $0,8$  und  $0,2 \text{ kg m}^{-2}$  zu den SOC- und N-Vorräten bei. Charakteristisch für den C-Horizont waren relativ geringe SOC- und N-Konzentrationen, höhere Werte für LD und pH sowie höhere Skelettgehalte gegenüber dem B-Horizont. Bezüglich der Textur wurden keine signifikanten Unterschiede zwischen den Horizonten gefunden. Für Waldböden wurden Gesamt-SOC- und N-Vorräte von  $9,8 \text{ kg m}^{-2}$  und  $0,3 \text{ kg m}^{-2}$  ermittelt.

Ein relativ hoher Anteil war dabei in der organischen Auflage enthalten (25 %), was auf eine relative schlechte Einarbeitung organischen Materials durch die Bodenfauna in den Mineralboden aufgrund niedriger pH-Werte zurückzuführen ist. Die Ergebnisse dieser Studie bewegen sich grundsätzlich im Rahmen von SOC-Vorräten temperierter Wälder weltweit von  $6,0$  bis  $13,9 \text{ kg m}^{-2}$  (IPCC, 2000; Lal, 2005; Tyrrell et al., 2012) und Europäischer Wälder von  $8,1$  bis  $13,7 \text{ kg m}^{-2}$  (De Vries et al., 2003; Goodale et al., 2002; Nabuurs et al., 1997). Jobbagy & Jackson (2000) berechneten höhere SOC-Vorräte von  $17,4 \text{ kg m}^{-2}$  für temperierte Wälder, allerdings beruhte diese Abschätzung auf nur 60 Bodenprofilen.

Wald-SOC-Inventuren benachbarter Regionen und Länder in Mitteleuropa mit vergleichbaren Baumarten und Umweltbedingungen erlaubten einen direkten Vergleich mit den Ergebnissen dieser Studie. Für Dänemark wurden deutlich höhere SOC-Vorräte von  $12,5$  bis  $16,9 \text{ kg m}^{-2}$  ermittelt (Krogh et al., 2003; Nabuurs und Mohren, 1993; Vejre et al., 2003). Die Autoren führten diese hohen Abschätzungen auf teilweise fehlende Werte für die LD sowie einer Einbindung nicht-drainierter Wälder mit einer starken Akkumulation von SOC zurück. Hohe SOC-Vorräte von  $14,8$  bis  $15,5 \text{ kg m}^{-2}$  wurden auch für

Waldböden in Belgien berechnet, doch auch diese Studie basierte teilweise auf geschätzten Werten für LD und SK (Letten et al., 2005b). Die Autoren der Studie räumen ein, dass dies zu einer Überschätzung der SOC-Vorräte führen kann. Berechnungen von SOC-Vorräten in Waldböden der Schweiz, die teilweise ebenfalls auf PTFs für LD beruhten, zeigten allerdings nur geringfügig höhere Vorräte ( $9,8 \text{ kg m}^{-2}$  bis zum C-Horizont ohne die organische Auflage bzw.  $11,9 \text{ kg m}^{-2}$  bis zu einer Tiefe von 1 m) (Bolliger et al., 2008; Perruchoud et al., 2000). Für Deutschland und Bayern existieren Wald-SOC-Daten aus Waldinventuren von 1987 und 2008 (BZE I und II). Die Berechnung von SOC-Vorräten für Waldböden in Deutschland bis zu einer Tiefe von 90 cm erbrachte Werte von  $10,8 \text{ kg m}^{-2}$  (extrapoliert bis 1 m Tiefe:  $12,1 \text{ kg m}^{-2}$ ) (Baritz, 1998; Baritz und Strich, 2000; Wolff und Riek, 1996). Auch für bayerische Böden wurden höhere SOC-Vorräte von 11,1 bis  $11,7 \text{ kg m}^{-2}$  ermittelt (Hangen und Schubert, 2011; Schubert, 2010). Diese höheren Vorräte können jedoch auf die Einbindung von bewaldeten Moorstandorten mit äußerst SOC-reichen Histosolen zurückgeführt werden, die in dieser Studie separat betrachtet wurden. Aufgrund möglicher Überschätzungen von Wald-SOC-Vorräten in zahlreichen Studien, die teilweise auf modellierten Bodenparametern beruhten, sind die Abschätzungen dieser Studie ( $9,8 \text{ kg m}^{-2}$  ohne bewaldete Moore,  $11,7 \text{ kg m}^{-2}$  mit bewaldeten Mooren) deutlich geringer im mitteleuropäischen Vergleich. Neben der Einbindung von modellierten Bodenparametern trägt eine große räumliche Variabilität von SOC-Vorräten in Waldböden innerhalb weniger Dezimeter oder Meter möglicherweise zu einer Überschätzung bei (Mäkipää et al., 2008; Price et al., 2012; Schöning et al., 2006). Insbesondere bei einer stammnahen Bodenbeprobung kann es zu einer massiven Überschätzung von SOC-Vorräten kommen, verglichen mit einem Beprobungsschema, das mehrere Satellitenstandorte in größerer Entfernung zum Stamm beinhaltet, wie es in dieser Studie der Fall war (J. Prietzel, mündliche Mitteilung).

## 3.2 Kohlenstoffvorräte und deren Steuergrößen in landwirtschaftlich genutzten Böden

### 3.2.1 Verteilung in landwirtschaftlichen Regionen Bayerns

Die Berechnung von SOC- und N-Vorräten für verschiedene Agrarregionen in Bayern zeigte teilweise beträchtliche Unterschiede zwischen den einzelnen Regionen (Abb. 2, Tab. 5). In den Alpen und den Voralpen standen keine untersuchten Ackerstandorte zur Verfügung. Im Voralpinen Hügelland zeigten Ackerböden (15 Standorte) die höchsten SOC- und N-Vorräte von  $18,2$  und  $1,17 \text{ kg m}^{-2}$  aller Regionen, was auf relativ niedrige LD-Werte und hohe SOC- und N-Konzentrationen, insbesondere in A-Horizonten, zurückzuführen ist. Aber auch in B- und C-Horizonten zeigten sich höhere SOC- und N-Konzentrationen als in anderen Regionen, wobei die SK-Gehalte relativ hoch waren (29 bis 39 %). Im Tertiär-Hügelland und den benachbarten Gäuregionen wiesen Ackerböden (189 Standorte) vergleichbare SOC- und N-Vorräte von  $10,6$  bis  $11,7 \text{ kg m}^{-2}$  und  $0,83$  bis  $0,94 \text{ kg m}^{-2}$  auf. In diesen beiden Regionen waren die SK-Anteile in A- und B-Horizonten relativ gering (2 bis 9%). In den verbleibenden, nördlich anschließenden Agrarregionen (179 Standorte) wurden mit Ausnahme von Spessart und Rhön deutlich niedrigere SOC- und N-Vorräte von  $7,3$  bis  $10,6 \text{ kg m}^{-2}$  und von  $0,55$  bis  $0,79 \text{ kg m}^{-2}$  in Ackerböden festgestellt. Dies beruhte teilweise auf geringeren Gesamtmächtigkeiten der Bodenprofile (81 bis 89 cm). In den beiden Agrarregionen der Ostbayerischen Mittelgebirge trugen daneben relativ hohe SK-Gehalte zu den niedrigen SOC- und N-Vorräten bei. In diesen beiden Regionen wurden auch die niedrigsten pH-Werte (4,5 bis 5,8) aller Ackerstandorte festgestellt. Innerhalb der Fränkischen Mittelgebirge war nur ein (nicht-repräsentativer) Ackerstandort enthalten.

Tab. 5: Bodenparameter (Mittelwerte  $\pm$  Standardabweichung) für Horizonte (A, B, C) und Gesamtböden (GB) unter Acker für verschiedene Agrargebiete in Bayern

AR	n	Ho	SOC (mg g <sup>-1</sup> )	N (mg g <sup>-1</sup> )	LD (g cm <sup>-3</sup> )	SK (%)	H (cm)	SOC (kg m <sup>-2</sup> )	N (kg m <sup>-2</sup> )	pH (CaCl <sub>2</sub> )
3	15	A	37,3 $\pm$ 26,1	3,7 $\pm$ 2,3	1,22 $\pm$ 0,20	11 $\pm$ 11	29 $\pm$ 6	11,5 $\pm$ 8,5	1,14 $\pm$ 0,76	6,3 $\pm$ 0,9
		B	12,3 $\pm$ 22,5	1,5 $\pm$ 0,4	1,48 $\pm$ 0,18	29 $\pm$ 24	42 $\pm$ 23	3,1 $\pm$ 2,2	0,03 $\pm$ 0,09	6,3 $\pm$ 1,0
		C	17,1 $\pm$ 29,5	n. v.	1,48 $\pm$ 0,17	39 $\pm$ 29	48 $\pm$ 20	5,7 $\pm$ 9,2	n. v.	6,9 $\pm$ 1,0
		GB					98 $\pm$ 8	18,2 $\pm$ 11,9	1,17 $\pm$ 0,78	
4	65	A	26,7 $\pm$ 24,2	2,8 $\pm$ 2,2	1,28 $\pm$ 0,21	7 $\pm$ 8	29 $\pm$ 6	8,3 $\pm$ 5,6	0,85 $\pm$ 0,52	6,4 $\pm$ 0,8
		B	6,2 $\pm$ 12,0	2,1 $\pm$ 2,3	1,49 $\pm$ 0,17	9 $\pm$ 14	57 $\pm$ 21	3,2 $\pm$ 1,8	0,07 $\pm$ 0,19	6,2 $\pm$ 0,7
		C	5,9 $\pm$ 8,0	2,1 $\pm$ 1,0	1,44 $\pm$ 0,22	29 $\pm$ 28	39 $\pm$ 22	1,7 $\pm$ 1,9	0,06 $\pm$ 0,17	6,8 $\pm$ 1,0
		GB					97 $\pm$ 17	11,7 $\pm$ 5,9	0,94 $\pm$ 0,60	
5	89	A	15,6 $\pm$ 10,8	1,8 $\pm$ 1,0	1,40 $\pm$ 0,17	4 $\pm$ 6	33 $\pm$ 8	6,5 $\pm$ 3,1	0,69 $\pm$ 0,34	6,4 $\pm$ 0,7
		B	5,2 $\pm$ 4,2	1,7 $\pm$ 1,1	1,49 $\pm$ 0,12	5 $\pm$ 12	49 $\pm$ 24	3,3 $\pm$ 3,0	0,12 $\pm$ 0,31	6,4 $\pm$ 0,7
		C	3,5 $\pm$ 3,4	1,3 $\pm$ 0,8	1,53 $\pm$ 0,14	13 $\pm$ 25	39 $\pm$ 20	1,9 $\pm$ 2,1	0,05 $\pm$ 0,21	7,0 $\pm$ 0,9
		GB					100 $\pm$ 21	10,6 $\pm$ 5,2	0,83 $\pm$ 0,54	
6	35	A	15,7 $\pm$ 10,2	1,8 $\pm$ 1,1	1,43 $\pm$ 0,15	2 $\pm$ 2	30 $\pm$ 5	6,3 $\pm$ 2,5	0,72 $\pm$ 0,27	6,9 $\pm$ 0,5
		B	6,0 $\pm$ 3,4	1,8 $\pm$ 0,9	1,48 $\pm$ 0,12	2 $\pm$ 5	40 $\pm$ 17	3,4 $\pm$ 2,4	0,07 $\pm$ 0,22	7,0 $\pm$ 0,5
		C	4,7 $\pm$ 5,5	2,3 $\pm$ 2,0	1,52 $\pm$ 0,12	7 $\pm$ 19	40 $\pm$ 20	2,7 $\pm$ 4,5	0,10 $\pm$ 0,55	7,3 $\pm$ 0,6
		GB					101 $\pm$ 11	11,6 $\pm$ 5,5	0,90 $\pm$ 0,62	
7	30	A	18,0 $\pm$ 5,6	1,9 $\pm$ 0,6	1,31 $\pm$ 0,14	15 $\pm$ 11	27 $\pm$ 3	5,2 $\pm$ 1,2	0,54 $\pm$ 0,13	5,7 $\pm$ 0,7
		B	2,8 $\pm$ 1,0	n. v.	1,57 $\pm$ 0,06	6 $\pm$ 13	69 $\pm$ 3	2,5 $\pm$ 0,6	n. v.	5,8 $\pm$ 0,7
		C	1,7 $\pm$ 0,6	2,0	1,51 $\pm$ 0,09	31 $\pm$ 26	33 $\pm$ 5	0,6 $\pm$ 0,3	0,02 $\pm$ 0,11	5,5 $\pm$ 0,9
		GB					81 $\pm$ 25	7,3 $\pm$ 2,0	0,64 $\pm$ 0,39	
8	18	A	19,4 $\pm$ 6,3	1,9 $\pm$ 0,6	1,34 $\pm$ 0,12	15 $\pm$ 12	28 $\pm$ 6	5,8 $\pm$ 2,0	0,61 $\pm$ 0,20	5,4 $\pm$ 0,5
		B	4,7 $\pm$ 2,2	1,0	1,50 $\pm$ 0,12	27 $\pm$ 18	41 $\pm$ 19	2,0 $\pm$ 1,2	0,01 $\pm$ 0,05	5,0 $\pm$ 0,4
		C	2,2 $\pm$ 1,1	n. v.	1,48 $\pm$ 0,12	41 $\pm$ 33	37 $\pm$ 16	0,7 $\pm$ 0,7	n. v.	4,6 $\pm$ 0,4
		GB					89 $\pm$ 29	8,3 $\pm$ 3,2	0,59 $\pm$ 0,18	
9	34	A	17,6 $\pm$ 5,2	1,9 $\pm$ 0,5	1,39 $\pm$ 0,12	6 $\pm$ 7	29 $\pm$ 4	6,6 $\pm$ 1,9	0,66 $\pm$ 0,26	6,4 $\pm$ 0,8
		B	5,4 $\pm$ 3,0	1,2 $\pm$ 0,3	1,51 $\pm$ 0,12	7 $\pm$ 10	46 $\pm$ 18	3,3 $\pm$ 2,5	0,09 $\pm$ 0,24	6,4 $\pm$ 0,8
		C	4,6 $\pm$ 4,5	1,6 $\pm$ 0,5	1,51 $\pm$ 0,13	32 $\pm$ 33	32 $\pm$ 18	1,8 $\pm$ 4,1	0,10 $\pm$ 0,39	6,6 $\pm$ 0,9
		GB					89 $\pm$ 16	10,6 $\pm$ 4,8	0,79 $\pm$ 0,55	
10	67	A	14,8 $\pm$ 6,5	1,7 $\pm$ 0,6	1,44 $\pm$ 0,15	7 $\pm$ 7	28 $\pm$ 6	5,3 $\pm$ 2,1	0,46 $\pm$ 0,31	6,0 $\pm$ 0,9
		B	4,8 $\pm$ 4,1	0,9 $\pm$ 0,6	1,59 $\pm$ 0,14	12 $\pm$ 16	35 $\pm$ 23	2,1 $\pm$ 2,6	0,09 $\pm$ 0,24	5,9 $\pm$ 1,0
		C	3,3 $\pm$ 2,8	0,6 $\pm$ 0,5	1,61 $\pm$ 0,13	16 $\pm$ 22	42 $\pm$ 18	1,9 $\pm$ 2,1	0,03 $\pm$ 0,10	6,2 $\pm$ 1,1
		GB					84 $\pm$ 25	8,2 $\pm$ 4,6	0,55 $\pm$ 0,44	
11	30	A	16,1 $\pm$ 5,2	1,9 $\pm$ 0,5	1,41 $\pm$ 0,14	6 $\pm$ 9	29 $\pm$ 7	6,0 $\pm$ 1,8	0,60 $\pm$ 0,30	6,6 $\pm$ 0,7
		B	7,1 $\pm$ 3,6	1,4 $\pm$ 0,2	1,41 $\pm$ 0,15	5 $\pm$ 9	42 $\pm$ 24	3,6 $\pm$ 2,3	0,17 $\pm$ 0,24	6,5 $\pm$ 0,8
		C	4,2 $\pm$ 1,9	1,2	1,55 $\pm$ 0,18	20 $\pm$ 23	45 $\pm$ 19	2,1 $\pm$ 1,3	0,01	7,2 $\pm$ 0,7
		GB					87 $\pm$ 24	9,7 $\pm$ 3,7	0,71 $\pm$ 0,43	
12	1	A	22,3	2,4	1,48	35	35	7,9	0,84	6,5
		B	3,9	n. v.	1,52	4	50	2,9	n.v.	6,5
		C	3,6	n. v.	1,29	2	15	0,7	n.v.	6,7
		GB					100	11,5	0,84	

AR, Agrarregion; Ho, Horizont; H, Horizontmächtigkeit; n. v., nicht verfügbar; 3 Voralpines Hügelland; 4 Tertiär-Hügelland (Süd); 5 Tertiär-Hügelland (Nord); 6 Gäugebiete; 7 Ostbayerisches Mittelgebirge I; 8 Ostbayerisches Mittelgebirge II; 9 Jura; 10 Nordbayerisches Hügelland und Keuper; 11 Fränkische Platten; 12 Spessart und Rhön

Grünlandböden zeigten ein ähnliches regionales Verteilungsmuster von SOC- und N-Vorräten (Tab. 6). In den Alpen und beiden Agrarregionen des Voralpenlands, in denen Grünlandnutzung dominiert (94 Standorte), zeigten sich SOC-Vorräte von 13,5 bis 16,3 kg m<sup>-2</sup> und N-Vorräte von 1,19 bis 1,40 kg m<sup>-2</sup>. Alpine Grünlandstandorte wiesen trotz sehr hoher SOC- und N-Konzentrationen niedrige SOC- und N-Vorräte auf als Grünlandböden des Alpenvorlands, da die LD und vor allem die Mächtigkeiten der Horizonte relativ niedrig waren. Alle drei Agrarregionen zeigten grundsätzlich niedrige SK-Gehalte in A-Horizonten (5 bis 9 %), jedoch relativ hohe Anteile im Unterboden (20 bis 47 %). Für das Tertiär-Hügelland und die Gäugebiete (74 Standorte) wurden die höchsten Grünland-SOC- und N-Vorräte aller Regionen von 14,1 bis 17,1 kg m<sup>-2</sup> und von 1,16 bis 1,59 kg m<sup>-2</sup> berechnet. Dazu trugen insbesondere hohe Vorräte in B-Horizonten bei, die große Mächtigkeiten (64 bis 71 cm), geringe SK (5 bis 22 %) und hohe SOC- und N-Konzentrationen aufwiesen.

Tab. 6: Bodenparameter (Mittelwerte  $\pm$  Standardabweichung) für Horizonte (A, B, C) und Gesamtböden (GB) unter Grünland für verschiedene Agrargebiete in Bayern

AR	n	Ho	SOC (mg g <sup>-1</sup> )	N (mg g <sup>-1</sup> )	LD (g cm <sup>-3</sup> )	SK (%)	H (cm)	SOC (kg m <sup>-2</sup> )	N (kg m <sup>-2</sup> )	pH (CaCl <sub>2</sub> )	
1	29	A	45,9 $\pm$ 17,2	4,8 $\pm$ 1,6	0,93 $\pm$ 0,17	5 $\pm$ 6	17 $\pm$ 6	6,1 $\pm$ 2,0	0,66 $\pm$ 0,23	5,4 $\pm$ 1,0	
		B	12,7 $\pm$ 7,1	1,9 $\pm$ 0,7	1,22 $\pm$ 0,14	20 $\pm$ 17	61 $\pm$ 28	6,5 $\pm$ 3,3	0,60 $\pm$ 0,39	5,8 $\pm$ 1,2	
		C	6,7 $\pm$ 5,7	1,4 $\pm$ 0,2	1,32 $\pm$ 0,25	47 $\pm$ 31	35 $\pm$ 11	1,8 $\pm$ 2,8	0,09 $\pm$ 0,15	6,9 $\pm$ 1,0	
		GB					99 $\pm$ 17	13,5 $\pm$ 4,0	1,30 $\pm$ 0,51		
2	35	A	42,3 $\pm$ 20,4	4,7 $\pm$ 1,8	1,12 $\pm$ 0,21	8 $\pm$ 4	24 $\pm$ 2	9,6 $\pm$ 1,2	1,04 $\pm$ 0,13	6,0 $\pm$ 1,1	
		B	13,4 $\pm$ 17,2	2,1 $\pm$ 1,8	1,37 $\pm$ 0,19	22 $\pm$ 19	51 $\pm$ 20	6,2 $\pm$ 6,2	0,39 $\pm$ 0,47	6,5 $\pm$ 0,9	
		C	12,8 $\pm$ 23,4	1,8 $\pm$ 0,6	1,54 $\pm$ 0,17	47 $\pm$ 26	45 $\pm$ 19	2,5 $\pm$ 3,4	0,07 $\pm$ 0,21	7,3 $\pm$ 0,7	
		GB					97 $\pm$ 9	16,3 $\pm$ 7,9	1,40 $\pm$ 0,55		
3	30	A	37,7 $\pm$ 21,3	4,0 $\pm$ 1,8	1,14 $\pm$ 0,18	9 $\pm$ 11	24 $\pm$ 8	8,7 $\pm$ 3,9	0,95 $\pm$ 0,40	5,8 $\pm$ 0,9	
		B	6,9 $\pm$ 2,0	1,3 $\pm$ 0,1	1,45 $\pm$ 0,16	23 $\pm$ 24	63 $\pm$ 23	4,5 $\pm$ 2,3	0,24 $\pm$ 0,30	6,4 $\pm$ 0,8	
		C	5,3 $\pm$ 6,9	1,6 $\pm$ 0,4	1,58 $\pm$ 0,13	36 $\pm$ 27	49 $\pm$ 27	2,8 $\pm$ 4,7	0,07 $\pm$ 0,18	7,5 $\pm$ 0,4	
		GB					100 $\pm$ 10	13,9 $\pm$ 4,5	1,19 $\pm$ 0,44		
4	45	A	35,1 $\pm$ 24,8	3,7 $\pm$ 2,2	1,22 $\pm$ 0,24	4 $\pm$ 5	26 $\pm$ 10	9,0 $\pm$ 5,4	0,95 $\pm$ 0,49	6,0 $\pm$ 0,9	
		B	10,6 $\pm$ 3,6	1,8 $\pm$ 0,3	1,28 $\pm$ 0,15	22 $\pm$ 19	64 $\pm$ 29	6,2 $\pm$ 3,4	0,53 $\pm$ 0,41	5,9 $\pm$ 1,3	
		C	7,3 $\pm$ 12,1	2,8 $\pm$ 1,3	1,52 $\pm$ 0,23	37 $\pm$ 34	41 $\pm$ 16	2,2 $\pm$ 3,6	0,08 $\pm$ 0,23	6,8 $\pm$ 1,1	
		GB					94 $\pm$ 20	14,1 $\pm$ 6,7	1,16 $\pm$ 0,56		
5	24	A	28,0 $\pm$ 12,4	3,0 $\pm$ 1,4	1,25 $\pm$ 0,19	7 $\pm$ 11	23 $\pm$ 9	6,6 $\pm$ 2,7	0,67 $\pm$ 0,39	6,1 $\pm$ 0,9	
		B	11,9 $\pm$ 9,1	2,0 $\pm$ 0,7	1,37 $\pm$ 0,20	5 $\pm$ 8	66 $\pm$ 30	8,6 $\pm$ 6,3	0,56 $\pm$ 0,65	6,0 $\pm$ 0,9	
		C	5,1 $\pm$ 5,1	1,6 $\pm$ 0,6	1,52 $\pm$ 0,11	28 $\pm$ 26	53 $\pm$ 26	3,9 $\pm$ 6,5	0,28 $\pm$ 0,72	7,0 $\pm$ 1,2	
		GB					99 $\pm$ 21	15,1 $\pm$ 7,1	1,24 $\pm$ 0,79		
6	5	A	31,7 $\pm$ 24,1	3,4 $\pm$ 2,7	1,28 $\pm$ 0,24	4 $\pm$ 5	25 $\pm$ 9	8,0 $\pm$ 3,2	0,83 $\pm$ 0,35	6,3 $\pm$ 0,7	
		B	10,7 $\pm$ 11,6	1,6 $\pm$ 1,4	1,41 $\pm$ 0,18	12 $\pm$ 18	71 $\pm$ 24	9,1 $\pm$ 5,0	0,76 $\pm$ 0,47	6,7 $\pm$ 0,9	
		C	n. v.	n. v.	n. v.	n. v.	n. v.	n. v.	n. v.	n. v.	n. v.
		GB					95 $\pm$ 7	17,1 $\pm$ 7,9	1,59 $\pm$ 0,93		
7	27	A	29,6 $\pm$ 14,9	2,9 $\pm$ 1,3	1,15 $\pm$ 0,23	10 $\pm$ 11	20 $\pm$ 7	5,4 $\pm$ 1,9	0,53 $\pm$ 0,18	5,0 $\pm$ 0,4	
		B	7,0 $\pm$ 5,5	2,0 $\pm$ 0,9	1,45 $\pm$ 0,17	18 $\pm$ 18	68 $\pm$ 25	5,3 $\pm$ 5,2	0,33 $\pm$ 0,58	4,7 $\pm$ 0,4	
		C	1,8 $\pm$ 0,7	n. v.	1,54 $\pm$ 0,19	31 $\pm$ 30	30 $\pm$ 16	0,6 $\pm$ 0,5	0,05 $\pm$ 0,07	4,8 $\pm$ 0,6	
		GB					95 $\pm$ 19	10,9 $\pm$ 4,9	0,86 $\pm$ 0,54		
8	29	A	34,5 $\pm$ 18,5	3,2 $\pm$ 1,6	1,17 $\pm$ 0,23	14 $\pm$ 13	19 $\pm$ 5	5,7 $\pm$ 1,3	0,55 $\pm$ 0,12	4,9 $\pm$ 0,6	
		B	8,6 $\pm$ 7,7	2,0 $\pm$ 0,9	1,40 $\pm$ 0,17	23 $\pm$ 16	60 $\pm$ 27	4,8 $\pm$ 5,0	0,27 $\pm$ 0,74	4,9 $\pm$ 0,4	
		C	3,3 $\pm$ 3,2	n. v.	1,47 $\pm$ 0,17	41 $\pm$ 36	35 $\pm$ 13	0,7 $\pm$ 0,4	n. v.	4,9 $\pm$ 0,6	
		GB					90 $\pm$ 22	10,8 $\pm$ 5,2	0,81 $\pm$ 0,74		
9	23	A	31,1 $\pm$ 10,6	3,3 $\pm$ 1,0	1,24 $\pm$ 0,16	9 $\pm$ 14	22 $\pm$ 5	7,2 $\pm$ 2,2	0,72 $\pm$ 0,26	6,1 $\pm$ 0,9	
		B	9,5 $\pm$ 4,8	1,5 $\pm$ 0,4	1,39 $\pm$ 0,14	17 $\pm$ 24	43 $\pm$ 21	5,1 $\pm$ 4,3	0,38 $\pm$ 0,41	6,2 $\pm$ 1,0	
		C	8,3 $\pm$ 6,8	1,5 $\pm$ 0,5	1,50 $\pm$ 0,15	31 $\pm$ 27	40 $\pm$ 21	3,3 $\pm$ 3,3	0,18 $\pm$ 0,35	6,9 $\pm$ 0,8	
		GB					85 $\pm$ 18	13,7 $\pm$ 6,4	1,16 $\pm$ 0,59		
10	41	A	32,5 $\pm$ 18,6	3,4 $\pm$ 1,9	1,24 $\pm$ 0,23	7 $\pm$ 11	18 $\pm$ 8	6,2 $\pm$ 4,3	0,61 $\pm$ 0,37	5,6 $\pm$ 0,7	
		B	7,1 $\pm$ 4,2	1,6 $\pm$ 0,5	1,47 $\pm$ 0,14	8 $\pm$ 15	64 $\pm$ 30	5,4 $\pm$ 4,3	0,33 $\pm$ 0,46	5,8 $\pm$ 1,0	
		C	3,2 $\pm$ 2,4	1,5 $\pm$ 0,1	1,56 $\pm$ 0,10	22 $\pm$ 27	43 $\pm$ 20	1,9 $\pm$ 2,6	0,07 $\pm$ 0,29	5,9 $\pm$ 1,4	
		GB					92 $\pm$ 23	11,8 $\pm$ 6,4	0,92 $\pm$ 0,67		
11	29	A	22,6 $\pm$ 13,7	2,4 $\pm$ 1,5	1,26 $\pm$ 0,17	5 $\pm$ 9	23 $\pm$ 7	5,5 $\pm$ 2,3	0,58 $\pm$ 0,22	6,2 $\pm$ 0,8	
		B	8,5 $\pm$ 8,1	1,6 $\pm$ 0,5	1,40 $\pm$ 0,16	6 $\pm$ 8	49 $\pm$ 24	5,2 $\pm$ 5,1	0,22 $\pm$ 0,55	6,3 $\pm$ 0,9	
		C	4,2 $\pm$ 3,0	1,5 $\pm$ 0,1	1,42 $\pm$ 0,17	16 $\pm$ 21	46 $\pm$ 22	2,6 $\pm$ 3,4	0,14 $\pm$ 0,46	7,0 $\pm$ 0,8	
		GB					95 $\pm$ 20	11,5 $\pm$ 5,9	0,86 $\pm$ 0,71		
12	15	A	25,2 $\pm$ 16,1	2,7 $\pm$ 1,3	1,19 $\pm$ 0,24	13 $\pm$ 14	25 $\pm$ 10	5,3 $\pm$ 2,0	0,49 $\pm$ 0,27	5,4 $\pm$ 1,1	
		B	9,7 $\pm$ 10,2	2,9 $\pm$ 0,1	1,46 $\pm$ 0,31	36 $\pm$ 24	37 $\pm$ 18	2,8 $\pm$ 2,6	0,10 $\pm$ 0,22	5,3 $\pm$ 1,1	
		C	5,1 $\pm$ 4,9	1,7	1,49 $\pm$ 0,15	50 $\pm$ 26	39 $\pm$ 19	1,4 $\pm$ 1,6	0,02 $\pm$ 0,06	5,8 $\pm$ 1,3	
		GB					81 $\pm$ 26	8,3 $\pm$ 3,8	0,57 $\pm$ 0,37		

AR, Agrarregion; Ho, Horizont; H, Horizontmächtigkeit; n. v., nicht verfügbar; 1 Alpen; 2 Alpenvorland; 3 Voralpines Hügelland; 4 Tertiär-Hügelland (Süd); 5 Tertiär-Hügelland (Nord); 6 Gäugebiete; 7 Ostbayerisches Mittelgebirge I; 8 Ostbayerisches Mittelgebirge II; 9 Jura; 10 Nordbayerisches Hügelland und Keuper; 11 Fränkische Platten; 12 Spessart und Rhön

Die beiden Agrarregionen der Ostbayerischen Mittelgebirge (56 Standorte) zeigten deutlich geringere SOC-Vorräte von 10,8 bis 10,9 kg m<sup>-2</sup> sowie geringere N-Vorräte von 0,81 bis 0,86 kg m<sup>-2</sup>, was mit relativ geringen SOC- und N-Konzentrationen sowie hohen Werten für SK verbunden war. Für den Jura (23 Standorte) wurden relativ hohe SOC- und N-Vorräte von 13,7 und 1,16 kg m<sup>-2</sup> ermittelt, was unter anderem auf hohe SOC- und N-Konzentrationen im C-Horizont zurückzuführen ist. Im Nordbayeri-

schen Hügelland, den Fränkischen Platten und Spessart und Rhön (85 Standorte) wurden SOC-Vorräte von 8,3 bis 11,8 kg m<sup>-2</sup> und N-Vorräte von 0,57 bis 0,92 kg m<sup>-2</sup> ermittelt.

Die teilweise großen Unterschiede bezüglich SOC- und N-Vorräte zwischen den Agrarregionen sind auf verschiedene Ursachen zurückzuführen. Die Alpen und Voralpen als typische Grünlandregionen werden aufgrund relativ hoher Niederschläge und geringen mittleren Jahrestemperaturen in erster Linie als alpine Weiden und für die Produktion von Grassilage benutzt (Abb. 12). Die klimatischen Bedingungen begünstigen die Akkumulation von OBS und führen zu hohen SOC- und N-Vorräten.

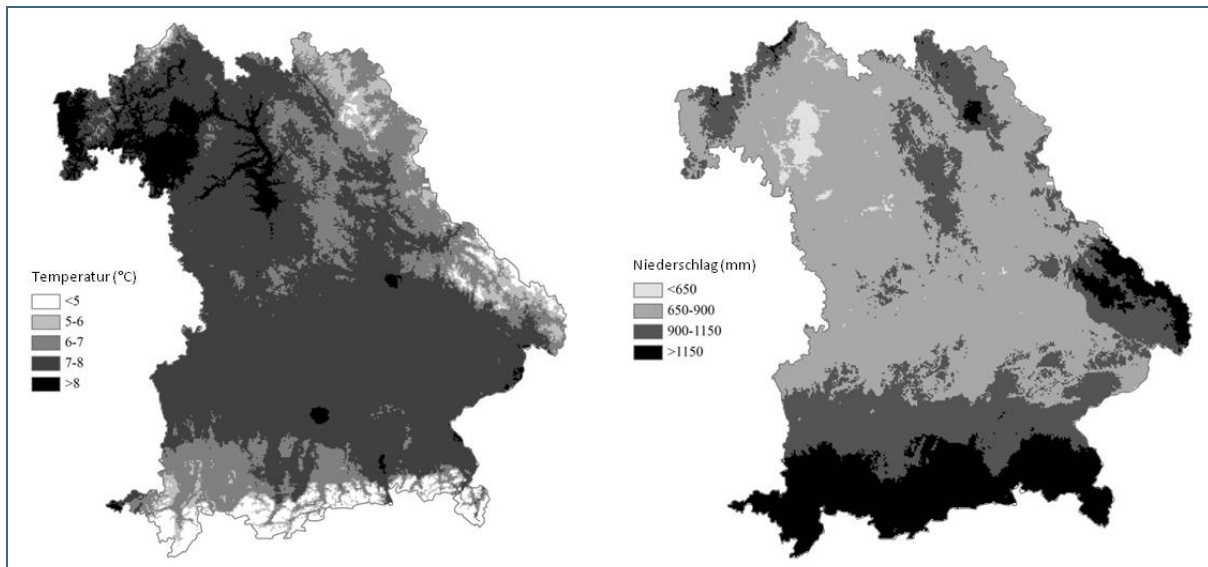


Abb. 12: Temperatur- und Niederschlagsklassen (mittlere Jahreswerte 1981-2010) landwirtschaftlich genutzter Böden in Bayern

Etwas niedrigere Vorräte in alpinen Grünlandstandorten können auf natürlicherweise geringmächtige Böden der nördlichen Kalkalpen aus der Carbonatgesteinsverwitterung zurückgeführt werden, die durch geringe Werte für LD im Oberboden und hohe Werte für SK im Unterboden charakterisiert sind. Obwohl der hohe Eintrag organischen Materials an produktiven Grünlandstandorten in den Voralpen vermutlich durch erhöhte Schnittzahlen ausgeglichen wird, sind die niedrigen mittleren Jahrestemperaturen mit einer reduzierten Mineralisation von OBS und somit einer Akkumulation von SOC verbunden. Höhere SOC-Vorräte alpiner Grünlandstandorte der Schweiz (Leifeld et al., 2005) sowie in Waldstandorten europäischer Gebirge (Baritz et al., 2010) wurden ebenfalls auf eine reduzierte Mineralisation der OBS zurückgeführt. Darüber hinaus können die relativ hohen SOC- und N-Vorräte der Voralpen in Verbindung mit eiszeitlichen Vertiefungen und Becken am nördlichen Alpenrand gebracht werden. Hohe TWI-Werte in diesen topographischen Lagen weisen auf eine potenziell hohe Bodenfeuchte und damit auf eine ausgeprägte Akkumulation von SOC hin (Abb. 13). Ackerbauliche Nutzung ist aufgrund der ungünstigen klimatischen Bedingungen in diesen Regionen von untergeordneter Rolle, was an lediglich 15 beprobten Ackerstandorten ersichtlich ist. Diese Standorte zeigten allerdings die höchsten SOC- und N-Vorräte aller untersuchten Ackerstandorte, da sich die Ackernutzung auf SOC-reiche Gleye beschränkt. Für das Tertiär-Hügelland und die Gäuregionen wurden die höchsten SOC- und N-Vorräte unter Grünland ermittelt, was vor allem auf hohen Vorräten in den relativ mächtigen B-Horizonten beruht. Innerhalb dieser beiden Agrarregionen befinden sich ausgedehnte Auenbereiche entlang der Alpenflüsse Iller, Lech, Isar und Inn, die in die Donau münden. Relativ hohe TWI-Werte in diesen Auenbereichen lassen auf eine potenziell hohe Bodenfeuchte schließen, wodurch die ausgeprägte Akkumulation von SOC in den Unterböden der Standorte dieser Regionen erklärt werden kann. Aufgrund günstiger klimatischer Bedingungen für die landwirtschaftliche Nutzung herrschen hier aus-

gedehnte Ackerflächen vor, die ebenfalls relativ hohe SOC- und N-Vorräte aufweisen. Neben den hohen Bodenfeuchten tragen das Auftreten fruchtbarer Braunerden und Parabraunerden in den Löss-Regionen zur Akkumulation von SOC bei. Vergleichsweise geringe SOC- und N-Vorräte wurden für Grünlandstandorte der Ostbayerischen Mittelgebirge berechnet, da die Böden relativ geringe SOC- und N-Konzentrationen und hohe Werte für SK aufwiesen.

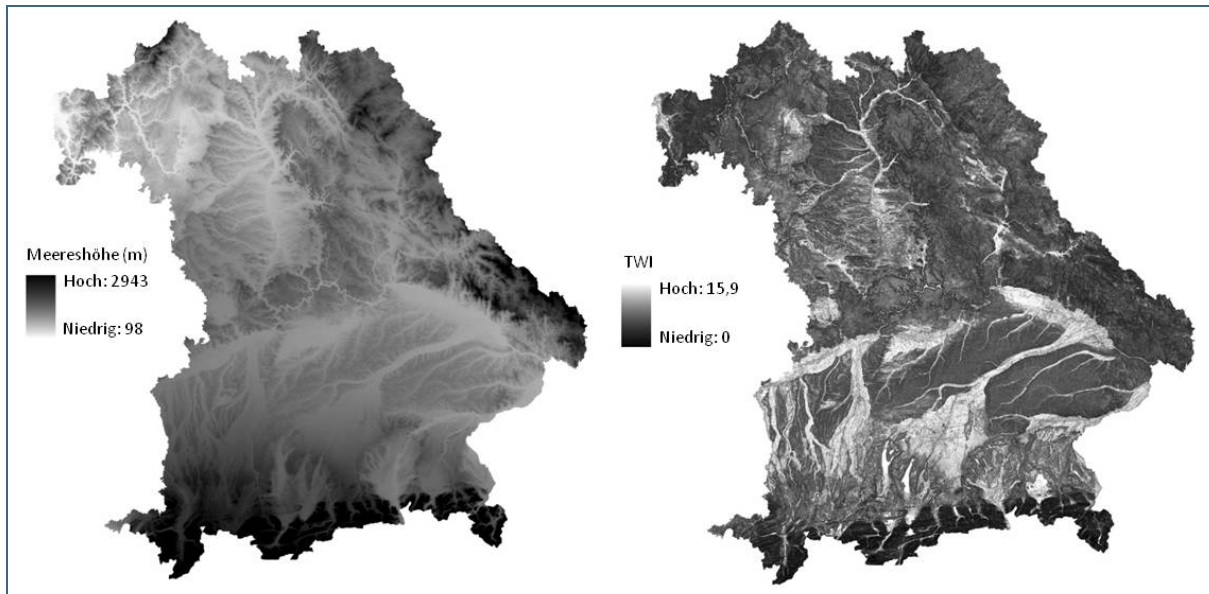


Abb. 13: Digitales Geländemodell für Bayern mit der Meereshöhe und dem topographischen Feuchteindex (TWI)

Obwohl die geringen Jahrestemperaturen und hohen Niederschläge dieser Mittelgebirgsregion die Akkumulation von OBS fördern sollte, führte das saure Ausgangsgestein (Gneis, Granit) zur Entwicklung saurer, steiniger Böden, die sich nur sehr begrenzt für eine landwirtschaftliche Nutzung eignen. Neben den Grünlandstandorten zeigten auch die wenigen Ackerböden geringe Vorräte an SOC und N. Für den Jura wurden für Grünlandböden relative hohe SOC- und N-Vorräte ermittelt, obwohl die Böden, die sich vorwiegend aus carbonathaltigem Ausgangsgestein entwickelten, überwiegend flachgründig waren. Die hohen SOC- und N-Vorräte können in erster Linie auf außergewöhnlich hohe Vorräte in den C-Horizonten zurückgeführt werden, in denen hohe Tongehalte wahrscheinlich zu einer ausgeprägten Stabilisierung von OBS führen. Daneben tragen etwas unterdurchschnittliche Jahrestemperaturen und erhöhte Niederschläge zum Aufbau von OBS bei. Wie die Grünlandböden wiesen auch die Ackerböden dieser Region hohe SOC- und N-Vorräte auf. Im Gegensatz dazu zeigten sich für das Nordbayerische Hügelland, die Fränkischen Platten und Spessart und Rhön sowohl für Grünland- als auch Ackerböden vergleichsweise niedrigere Vorräte an SOC und N. Offensichtlich ist dies auf die höheren mittleren Jahrestemperaturen und geringeren Niederschläge in diesen Regionen mit Ausnahme von Spessart und Rhön zurückzuführen. Insgesamt sind in den Acker- und Grünlandböden Bayerns 242 und 134 Mt SOC sowie 19 und 12 Mt N gespeichert (Tab. 7). Insbesondere das Tertiär-Hügelland, aber auch die Gäuregionen, der Jura und das Nordbayerische Hügelland speichern 95% der gesamten Acker-SOC-Vorräte Bayerns. Den größten Beitrag zu den Grünland-SOC-Vorräten liefern die Alpen und das Alpenvorland (65 %). In A-Horizonten von Acker- und Grünlandböden befinden sich jeweils 63 % und 54 % der gesamten SOC-Vorräte (153 Mt bzw. 72 Mt). Der relativ niedrigere Anteil in Grünlandböden verweist wiederum auf die Bedeutung von Unterböden für die SOC-Speicherung.

Tab. 7: Gesamtvorräte von SOC und N in Acker- (A) und Grünlandböden (G) im A-Horizont (a) sowie im Gesamtboden bis zum Ausgangsgestein bzw. einer Tiefe von 1 m (b) für verschiedene Agrargebiete in Bayern

AR	Fläche (ha)		SOC (t ha <sup>-1</sup> )		N (t ha <sup>-1</sup> )		SOC (Mt)		N (Mt)	
	A	G	A	G	A	G	A	G	A	G
<b>(a) A-Horizont</b>										
1	0	274765	n.v.	61,3	n.v.	6,6	n.v.	16,9	n.v.	1,8
2	0	171975	n.v.	95,7	n.v.	10,4	n.v.	16,5	n.v.	1,8
3	26277	161006	115,4	87,3	11,4	9,5	3,0	14,1	0,3	1,5
4	551118	58576	83,0	90,4	8,5	9,5	45,7	5,3	4,7	0,6
5	518925	26760	65,3	65,6	6,9	6,9	33,9	1,8	3,6	0,2
6	326512	9340	62,8	80,1	7,2	8,3	20,5	0,7	2,3	0,1
7	69162	128135	52,0	54,3	5,4	5,3	3,6	7,0	0,4	0,7
8	12494	42301	58,2	57,3	5,8	5,5	0,7	2,4	0,1	0,2
9	232454	30581	65,8	71,8	6,6	7,2	15,3	2,2	1,5	0,2
10	349051	70089	53,0	62,3	4,6	6,1	18,5	4,4	1,6	0,4
11	170183	4443	59,7	55,5	6,0	5,8	10,2	0,2	1,0	0,0
12	28084	11676	79,4	53,0	8,4	4,9	2,2	0,6	0,2	0,1
total	2284259	989647					153,7	72,0	15,7	7,6
<b>(b) Gesamtboden bis Ausgangsgestein/Tiefe 1 m</b>										
1	0	274765	n. v.	135,5	n. v.	13,0	n. v.	37,2	n. v.	3,6
2	0	171975	n. v.	163,3	n. v.	14,0	n. v.	28,1	n. v.	2,4
3	26277	161006	181,8	138,8	11,7	11,9	4,8	22,3	0,3	1,9
4	551118	58576	117,5	141,2	9,4	11,6	64,7	8,3	5,2	0,7
5	518925	26760	105,9	150,6	8,3	12,4	54,9	4,0	4,3	0,3
6	326512	9340	115,8	171,0	9,0	15,9	37,8	1,6	3,0	0,1
7	69162	128135	72,9	109,0	6,4	8,6	5,0	14,0	0,4	1,1
8	12494	42301	82,6	107,7	5,9	8,1	1,0	4,6	0,1	0,3
9	232454	30581	106,3	137,2	7,9	11,6	24,7	4,2	1,8	0,4
10	349051	70089	82,4	117,8	5,5	9,2	28,8	8,3	1,9	0,6
11	170183	4443	97,1	115,0	7,1	8,6	16,5	0,5	1,2	0,0
12	28084	11676	114,9	82,5	8,4	5,7	3,2	1,0	0,2	0,1
total	2284259	989647					241,6	134,0	18,5	11,6

AR, Agrarregion; n. v., nicht verfügbar; 1 Alpen; 2 Alpenvorland; 3 Voralpines Hügelland; 4 Tertiär-Hügelland (Süd); 5 Tertiär-Hügelland (Nord); 6 Gäugebiete; 7 Ostbayerisches Mittelgebirge I; 8 Ostbayerisches Mittelgebirge II; 9 Jura; 10 Nordbayerisches Hügelland und Keuper; 11 Fränkische Platten; 12 Spessart und Rhön

Darüber hinaus weist dieser Sachverhalt allgemein auf die Wichtigkeit von Unterböden bei der Erfassung von Gesamt-SOC-Vorräten hin (Batjes, 1996; Jobbagy und Jackson, 2000; Rumpel und Kögel-Knabner, 2011). Der relative Anteil der Gesamt-N-Vorräte in A-Horizonten von Acker- und Grünlandböden war mit 84 % (16 Mt) und 67 % (8 Mt) höher. Der deutlich höhere relative Anteil in Ackerböden ist auf die beträchtliche Anwendung von Düngern in Bayern zurückzuführen.

### 3.2.2 Steuergrößen in Acker- und Grünlandböden

Um die Steuergrößen für SOC- und N-Vorräte landwirtschaftlicher Böden zu identifizieren, wurden Korrelationsmatrizes für verschiedene Umweltparameter erstellt (Tab. 8 und Tab. 9). Generell wurden starke Korrelationen ( $P < 0,01$ ) mit den Faktoren Hangneigung, TWI, Bodenklasse, Ausgangsgestein und teilweise Meereshöhe gefunden. Allerdings machte die Auswertung deutlich, dass nahezu alle Umweltparameter interkorreliert sind und daher nicht als unabhängige, erklärende Faktoren betrachtet werden können. Insbesondere die Parameter Hangneigung, TWI, Bodenklasse und Ausgangsgestein zeigten ausgeprägte Korrelationen mit anderen Umweltparametern. Daher wurde eine PCA durchgeführt, um die Hauptfaktoren, die die SOC- und N-Vorräte kontrollieren, zu extrahieren (Tab. 10). Aus den PCAs ergaben sich drei Faktoren für Ackerböden und zwei Faktoren für Grünlandböden mit erklärten Varianzen von 66 % und 62 %.



Tab. 8: Korrelationsmatrix von SOC- und N-Vorräten für den Gesamtboden (t) sowie den A-Horizont (A) von Ackerböden in Bayern mit verschiedenen Boden- und Umweltparametern

	SOC <sup>t</sup>	N <sup>t</sup>	SOC <sup>A</sup>	N <sup>A</sup>	SK	pH	T	N	H	E	N	K	EG	TWI	B
SK	-	-	-,06	-,11 <sup>*</sup>											
pH	-	-	,33 <sup>**</sup>	,41 <sup>**</sup>	-,13 <sup>*</sup>										
T	,08	,06	,03	,03	-,41 <sup>**</sup>	,33 <sup>**</sup>									
N	,11 <sup>*</sup>	,07	,18 <sup>**</sup>	,18 <sup>**</sup>	,23 <sup>**</sup>	-,16 <sup>**</sup>	-,45 <sup>**</sup>								
H	,11 <sup>*</sup>	,07	,16 <sup>**</sup>	,16 <sup>**</sup>	,30 <sup>**</sup>	-,18 <sup>**</sup>	-,78 <sup>**</sup>	,66 <sup>**</sup>							
E	,13 <sup>*</sup>	,07	,07	,08	-,02	,08	,10	-,02	-,07						
N	-,31 <sup>**</sup>	-,27 <sup>**</sup>	-,29 <sup>**</sup>	-,26 <sup>**</sup>	,17 <sup>**</sup>	-,25 <sup>**</sup>	-,22 <sup>**</sup>	,11 <sup>*</sup>	,08	-,14 <sup>**</sup>					
K	-,01	-,01	-,02	,01	-,05	,12 <sup>*</sup>	,02	,01	,01	-,03	,01				
EG	,10 <sup>*</sup>	,10 <sup>*</sup>	,04	,05	-,02	,02	,02	-,04	,02	,05	-,08	-,10			
TWI	,40 <sup>**</sup>	,37 <sup>**</sup>	,41 <sup>**</sup>	,37 <sup>**</sup>	-,14 <sup>**</sup>	,23 <sup>**</sup>	,24 <sup>**</sup>	-,04	-,08	,21 <sup>**</sup>	-,75 <sup>**</sup>	-,10 <sup>*</sup>	,31 <sup>**</sup>		
B	,17 <sup>**</sup>	,18 <sup>**</sup>	,07	,09	-,25 <sup>**</sup>	,09	,20 <sup>**</sup>	-,17 <sup>**</sup>	-,26 <sup>**</sup>	,04	-,20 <sup>**</sup>	-,03	-,03	,21 <sup>**</sup>	
AG	,31 <sup>**</sup>	,34 <sup>**</sup>	,30 <sup>**</sup>	,36 <sup>**</sup>	,01	,26 <sup>**</sup>	-,06	,13 <sup>*</sup>	,10	,05	-,21 <sup>**</sup>	-,02	,01	,24 <sup>**</sup>	,11 <sup>*</sup>

Signifikanzniveau: <sup>\*</sup>  $p \leq 0,05$ ; <sup>\*\*</sup>  $p \leq 0,01$ 

T, mittlere Jahrestemperatur (°C); N, Niederschlag (mm); H, Meereshöhe (m ü.NN); E, Exposition; HN, Hangneigung (°); K, Kurvatur; EG, Einzugsgebietsfläche; TWI, topographischer Feuchteindex; B, Bodenklasse nach AD HOC AG Boden (2005); AG, Ausgangsgestein

Tab. 9: Korrelationsmatrix von SOC- und N-Vorräten für den Gesamtboden (t) sowie den A-Horizont (A) von Grünlandböden in Bayern mit verschiedenen Boden- und Umweltparametern

	SOC <sup>t</sup>	N <sup>t</sup>	SOC <sup>A</sup>	N <sup>A</sup>	Sk	pH	T	N	H	E	N	K	EG	TWI	B
SK	-	-	-,11 <sup>*</sup>	-,12 <sup>*</sup>											
pH	-	-	,34 <sup>**</sup>	,39 <sup>**</sup>	,01										
T	,01	-,06	,08	,09	-,06	,31 <sup>**</sup>									
N	,05	,13 <sup>*</sup>	,05	,08	,01	-,21 <sup>**</sup>	-,79 <sup>**</sup>								
H	,06	,14 <sup>**</sup>	,06	,09	,03	-,18 <sup>**</sup>	-,90 <sup>**</sup>	,90 <sup>**</sup>							
E	,08	,03	,04	,06	-,03	,10	,08	-,04	-,05						
N	-,25 <sup>**</sup>	-,19 <sup>**</sup>	-,26 <sup>**</sup>	-,27 <sup>**</sup>	,14 <sup>*</sup>	-,23 <sup>**</sup>	-,41 <sup>**</sup>	,38 <sup>**</sup>	,35 <sup>**</sup>	-,18 <sup>**</sup>					
K	-,08	-,11 <sup>*</sup>	-,01	-,02	,07	,04	,20 <sup>**</sup>	-,20 <sup>**</sup>	-,17 <sup>**</sup>	-,02	-,12 <sup>*</sup>				
EG	,09	,07	-,01	,01	-,06	,00	,04	-,06	-,05	,01	-,08	-,03			
TWI	,34 <sup>**</sup>	,24 <sup>**</sup>	,23 <sup>**</sup>	,25 <sup>**</sup>	-,17 <sup>**</sup>	,21 <sup>**</sup>	,31 <sup>**</sup>	-,23 <sup>**</sup>	-,24 <sup>**</sup>	,25 <sup>**</sup>	-,72 <sup>**</sup>	,01	,40 <sup>**</sup>		
B	,40 <sup>**</sup>	,30 <sup>**</sup>	,06	,06	-,28 <sup>**</sup>	,01	,17 <sup>**</sup>	-,20 <sup>**</sup>	-,22 <sup>**</sup>	,10	-,35 <sup>**</sup>	-,12 <sup>*</sup>	,13 <sup>*</sup>	,45 <sup>**</sup>	
AG	,21 <sup>**</sup>	,12 <sup>*</sup>	,13 <sup>*</sup>	,12 <sup>*</sup>	,07	-,04	-,19 <sup>**</sup>	,18 <sup>**</sup>	,19 <sup>**</sup>	,01	-,10	-,04	-,01	,07	-,01

Signifikanzniveau: <sup>\*</sup>  $p \leq 0,05$ ; <sup>\*\*</sup>  $p \leq 0,01$ 

T, mittlere Jahrestemperatur (°C); N, Niederschlag (mm); H, Meereshöhe (m ü.NN); E, Exposition; HN, Hangneigung (°); K, Kurvatur; EG, Einzugsgebietsfläche; TWI, topographischer Feuchteindex; B, Bodenklasse nach AD HOC AG Boden (2005); AG, Ausgangsgestein

Die ersten beiden Faktoren waren identisch für beide Landnutzungen. Bei Faktor 1 ergaben sich hohe Ladungen (0,80 bis 0,96) für die Parameter Meereshöhe, mittlere Jahrestemperatur und Niederschlag. Faktor 2 wurde von den Variablen TWI und Hangneigung beherrscht (0,69 bis 0,86).

	Acker			Grünland	
	Faktor 1	Faktor 2	Faktor 3	Faktor 1	Faktor 2
Meereshöhe	<b>0,94</b>	-0,01	0,05	<b>0,96</b>	-0,05
Temperatur	<b>-0,83</b>	0,21	-0,05	<b>-0,92</b>	0,12
Niederschlag	<b>0,80</b>	-0,01	-0,04	<b>0,92</b>	-0,06
TWI	-0,07	<b>0,86</b>	-0,28	-0,24	<b>0,69</b>
Hangneigung	0,10	<b>-0,76</b>	0,37	0,39	<b>-0,75</b>
Exposition	-0,06	0,47	0,17	-0,01	0,47
Bodenklasse	0,29	0,02	<b>0,69</b>	0,17	-0,36
Ausgangsgestein	0,24	0,22	<b>-0,63</b>	0,36	0,55
Kurvatur	0,01	0,10	0,15	-0,29	0,19
Einzugsgebiet	0,02	0,45	0,34	-0,03	0,04

Tab. 10:  
Rotierte Komponentenmatrix der PCA von potenziellen Steuergrößen für die SOC-Speicherung in landwirtschaftlichen Böden Bayerns  
Beschriftung

Bei Ackerböden wurde ein dritter Faktor extrahiert, der von hohen Ladungen der Parameter Bodenklasse und Ausgangsgestein (0,69 und -0,63) geprägt war. Um die kontrollierenden Faktoren der SOC- und N-Vorräte im Oberboden (A-Horizont) bzw. für das gesamte Bodenprofil einzuordnen, wurden multiple lineare Regressionsmodelle mit den extrahierten Faktoren erstellt (Tab. 11). Grundsätzlich waren dabei die Anteile der erklärten Varianz der SOC- und N-Vorräte in den Oberböden höher als für das gesamte Bodenprofil. Für A-Horizonte von Ackerböden erklärten die linearen Regressionsmodelle 21 % der Varianz von SOC und 18 % der Varianz von N.

Tab. 11: Stufenweise multiple lineare Regressionsmodelle für SOC- und N-Vorräte des A-Horizonts (a) sowie des Gesamtbodens (b) landwirtschaftlicher Böden Bayerns

Landnutzung	Unabhängige Variable	Beta	R <sup>2</sup>	Unabhängige Variable	Beta	R <sup>2</sup>
(a) A-Horizont	SOC			N		
Acker	TWI	0,42	0,21	TWI	0,38	0,18
	Meereshöhe	0,20		Meereshöhe	0,21	
	Bodenklasse	0,03		Bodenklasse	0,07	
Grünland	TWI	0,39	0,15	TWI	0,36	0,11
	Meereshöhe	0,19		Meereshöhe	0,16	
(b) Gesamtboden	SOC			N		
Acker	TWI	0,39	0,19	TWI	0,35	0,16
	Meereshöhe	0,17		Meereshöhe	0,14	
	Bodenklasse	0,13		Bodenklasse	0,14	
Grünland	TWI	0,37	0,13	TWI	0,29	0,10
	Meereshöhe	0,15		Meereshöhe	0,21	

Die drei wichtigsten Parameter waren dabei der TWI, die Meereshöhe und die Bodenklasse. Die Regressionsmodelle für A-Horizonte von Grünlandböden erklärten 15 % der Varianz von SOC und 11 % der Varianz von N. Aus beiden Modellen ergab sich ebenfalls der TWI als wichtigste Steuergröße, gefolgt von der Meereshöhe und der Bodenklasse. Auch die Regressionsmodelle für die Gesamt-SOC- und N-Vorräte deuteten auf den TWI als wichtigste Steuergröße neben der Meereshöhe. Allerdings waren die erklärten Varianzen mit 13 % und 10 % für SOC und N geringer.

Die Analyse der steuernden Faktoren der SOC- und N-Vorräte in landwirtschaftlich genutzten Böden deutete auf eine dominierende Rolle der Bodenfeuchte hin, was durch starke, positive Zusammenhänge mit dem TWI indiziert wurde (Abb. 14). Hohe TWI-Werte finden sich üblicherweise in tief gelegenen Landschaftsbereichen mit großen Einzugsgebieten und deuten auf eine hohe Wahrscheinlichkeit für wassergesättigte Bedingungen hin (Grabs et al., 2009; Sorensen et al., 2006).

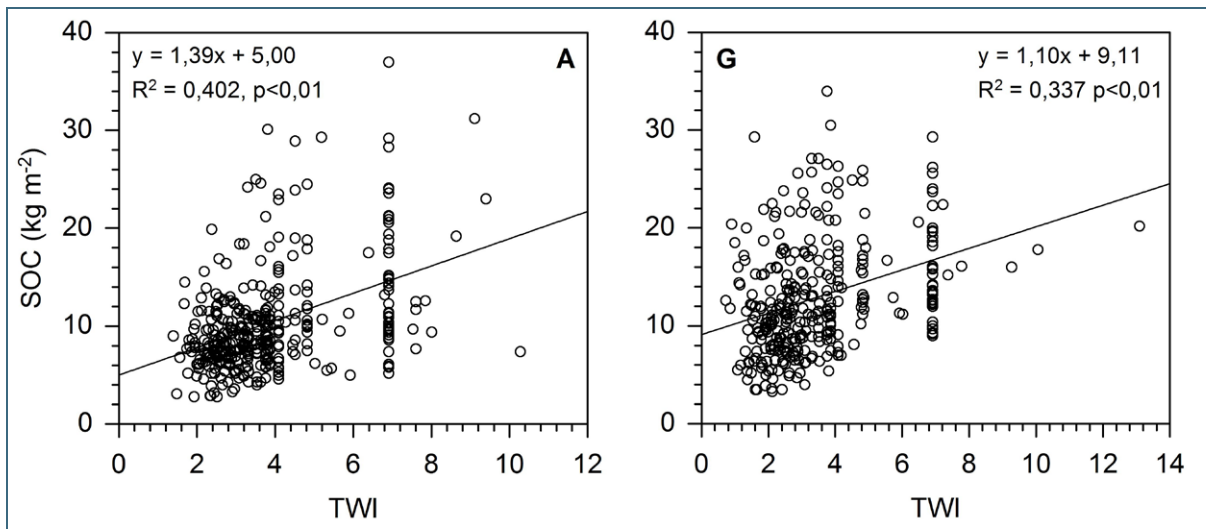


Abb. 14: Regression zwischen dem TWI und den SOC-Vorräten von Acker- (A) und Grünlandböden (G) in Bayern

Eine reduzierte Mineralisation von OBS in grundwasserbeeinflussten Böden in Regionen mit hohen TWI-Werten stellt den wichtigsten Faktor für die Akkumulation von SOC und N in landwirtschaftlich genutzten Böden Bayerns dar. Auch die SOC-Vorräte landwirtschaftlicher Böden Baden-Württembergs wurden vorwiegend mit einer reduzierten Mineralisation in Böden mit hohem Feuchteregime in Verbindung gebracht (Neufeldt, 2005). Dieser Effekt bezieht sich nicht nur auf die Unterböden, da auch die SOC- und N-Vorräte der A-Horizonte stark mit dem TWI korreliert waren. Allerdings muss man sich der Tatsache bewusst sein, dass der TWI nicht mit gemessenen Werten für Bodenfeuchte vergleichbar ist, sondern nur auf Bereiche hindeutet, in denen ein topographisch bedingtes hohes Potenzial für gesättigte Bedingungen existiert. Aus diesem Grund könnten flächendeckende Bodenfeuchtedaten aus in situ-Bestimmungen oder mittels Fernerkundung abgeleitet aus Satellitendaten (Mulder et al., 2011) die erklärte Varianz der Regressionsmodelle beträchtlich erhöhen. Der diesbezüglich bisher ambitionierteste Ansatz resultierte in Abschätzungen für die Bodenfeuchte mit einer räumlichen und zeitlichen Auflösung von 1 km und 3 bis 5 Tagen in Kombination mit einem Boden-Vegetation-Atmosphären-Modell für die Schätzung der Bodenfeuchte der Wurzelzone (Crow et al., 2008; Mulder et al., 2011). Allerdings ist die räumliche und zeitliche Auflösung selbst dieses Ansatzes wahrscheinlich zu gering, um die Schätzung der SOC- und N-Vorräte auf kleinräumiger Ebene signifikant zu verbessern.

Eine weitere bedeutsame Steuergröße für die Akkumulation von SOC und N in landwirtschaftlichen Böden war der Faktorenkomplex Klima. Bemerkenswerterweise lieferte von den drei aus der PCA extrahierten klimatischen Faktoren (mittlere Jahrestemperatur, Niederschlag und Meereshöhe) die Meereshöhe den größten Beitrag zur Erklärung der Varianz. Dies ist verglichen mit der exakten Bestimmung der Meereshöhe der untersuchten Standorte möglicherweise auf die gröbere Auflösung der Temperatur- und Niederschlagsdaten (1 km) zurückzuführen. Ein starker Einfluss der Meereshöhe auf SOC-Vorräte wurde auch für landwirtschaftliche Böden der Schweiz und Baden-Württembergs festgestellt (Leifeld et al., 2005; Neufeldt, 2005). Der Klima-Effekt auf die Speicherung von SOC und N beruht dabei auf zwei Komponenten. Die Höhe des Niederschlags kontrolliert oftmals die ober- und un-

terirdische Primärproduktion und somit den Eintrag organischer Substanz in den Boden. Eine Berechnung von SOC- und N-Vorräten für Niederschlagsklassen bestätigte dies, da grundsätzlich ein Anstieg der Vorräte mit einem Anstieg des Niederschlags sowohl für Acker- als auch für Grünlandböden beobachtet wurde (Abb. 15). Allerdings wird die Primärproduktion von Ackerfrüchten und Gräsern in den intensiv beeinflussten landwirtschaftlichen Flächen in Bayern stark durch Düngung, Bewässerung, Fruchtfolgen und Sortenwahl beeinflusst. Dies schwächt vermutlich den Einfluss des Niederschlags auf die SOC- und N-Speicherung ab, da der potenzielle Einfluss der verschiedenen Niederschlagsregime in Bayern auf die SOC- und N-Vorräte durch das landwirtschaftliche Management zumindest teilweise nivelliert wird. In Ackerböden Südbelgiens beeinflusste das Management ebenfalls massiv die SOC-Vorräte der gepflügten Oberböden (Goidts et al., 2009).

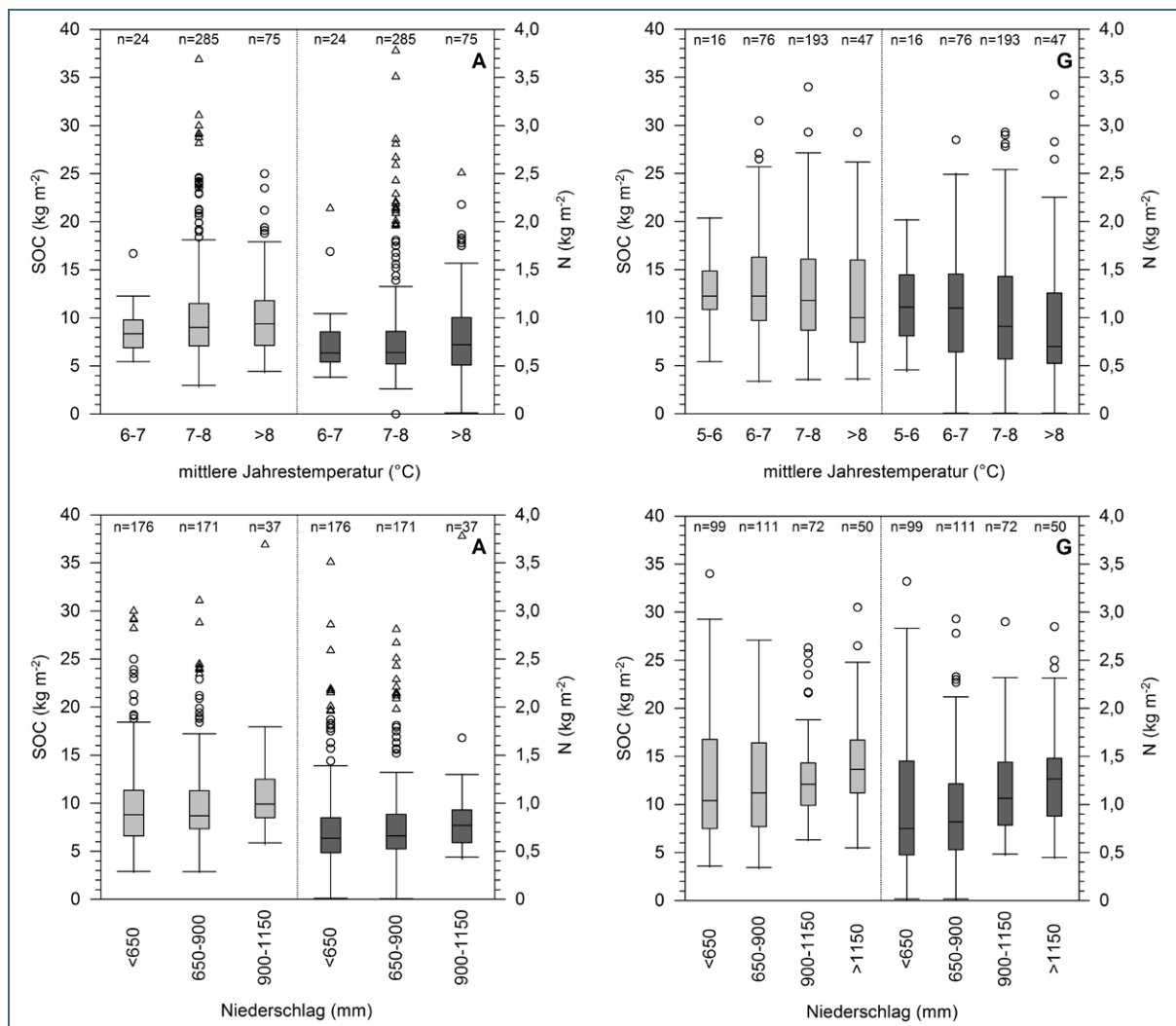


Abb. 15: SOC- und N-Vorräte für Temperatur- und Niederschlagsklassen von Acker- (A) und Grünlandstandorten (G) (Boxplots mit dem Median, unterem und oberem Quartil, Ausreißern und Extremwerten)

Die mittlere Jahrestemperatur ist ein weiterer klimabezogener Faktor, der die SOC- und N-Speicherung beeinflusst. Der mikrobielle Abbau der OBS ist generell ein temperaturabhängiger Prozess, da die komplexe molekulare Struktur der OBS eine hohe intrinsische Temperatursensitivität besitzt (Conant et al., 2011; Davidson und Janssens, 2006; von Lützw und Kögel-Knabner, 2009). Obwohl dieser Zusammenhang von zahlreichen Einschränkungen begleitet wird (Stabilität der OBS, Substratverfügbarkeit, Physiologie der Bodenmikroflora und physikochemischen Limitierungen bezüglich pH, Wasser, Sauerstoff und Nährstoffen) zeigten zahlreiche in situ-Messungen und Laborexperimente ei-

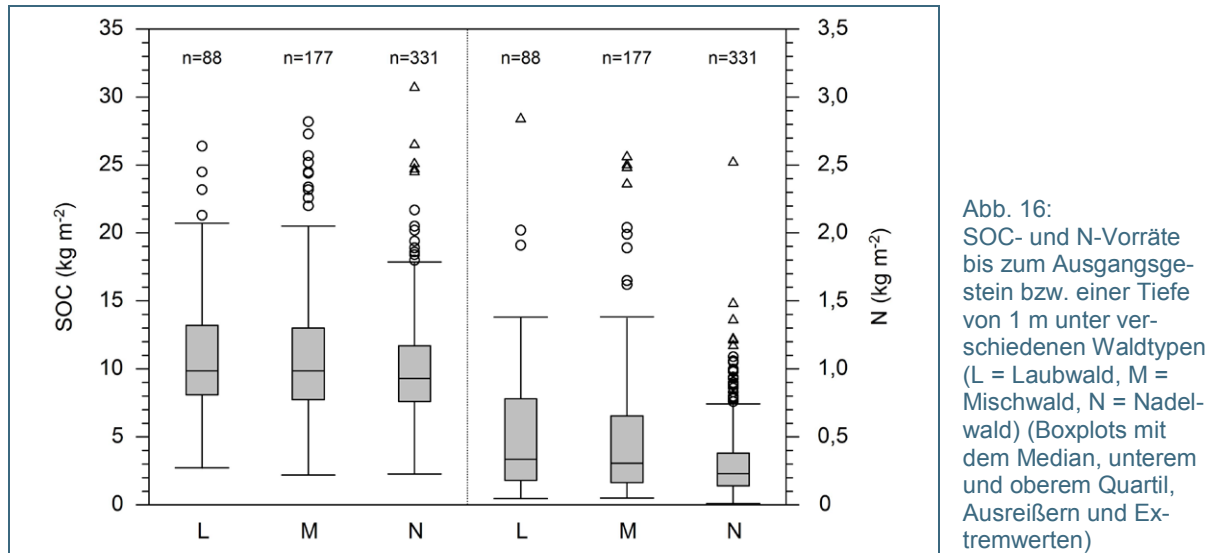
nen Abbau der OBS mit steigenden Temperaturen (z. B. Schubert, 2010; Sleutel et al., 2007; Smith et al., 2005). Dies war auch in Grünlandböden Bayerns der Fall, die einen Rückgang der SOC- und N-Vorräte mit steigendem Temperaturregime zeigten (Abb. 15). Im Gegensatz dazu blieben die SOC-Vorräte von Ackerböden mehr oder weniger auf einem konstanten Niveau innerhalb des gesamten Temperaturbereichs. Ursache hierfür ist möglicherweise das bereits erwähnte landwirtschaftliche Management, das nachteilige klimatische Bedingungen bezüglich der SOC-Akkumulation ausgleicht und Verluste durch erhöhte Mineralisation in wärmeren Gegenden kompensiert. In Grünlandböden mit einer geringeren Intensität des Managements im Vergleich zu Ackerböden ist der Temperatur-Effekt auf die OBS deutlicher ausgeprägt. Diese Erkenntnis wird von den Ergebnissen von Goidts et al. (2009) bekräftigt, die ebenfalls einen stärkeren Einfluss des Klimas auf Grünlandböden als auf Ackerböden in Südbelgien feststellten.

Neben den Faktoren Bodenfeuchte und Klima wurde für Ackerböden ein weiterer Faktor identifiziert, der einen gewissen Einfluss auf die SOC- und N-Vorräte hat, die Bodenklasse. Es stellt sich die Frage, ob die Bodenklasse einen inhärenten Effekt auf die Akkumulation von SOC und N besitzt oder ob der Zusammenhang auf Interkorrelationen mit anderen Umweltparametern beruht. So beeinflussten SOC-reiche Gleye stark die SOC- und N-Vorräte in Grünlandböden (siehe Abschnitt 3.1.3), allerdings beruhte dieser Effekt nicht auf der Bodenklasse der Gleye an sich, sondern auf den topographisch bedingten hohen Bodenfeuchten der Standorte von Gleyen. Zudem wurde die Integration des nominalskalierten Faktors Bodenklasse in die Korrelationsanalyse über eine Einteilung anhand anderer Parameter erreicht, die die SOC-Akkumulation potenziell beeinflussen (siehe Abschnitt 2.8). Allerdings könnte der Faktor Bodenklasse auch über intrinsische Eigenschaften steuernd auf die OBS wirken, die nicht in die Korrelationsanalyse eingeflossen sind, wie beispielsweise der Tongehalt oder andere Bodenkomponenten, die die OBS stabilisieren. Der Zusammenhang zwischen dem Tongehalt und der Stabilisierung von OBS ist allgemein bekannt, und so wurde der Tongehalt in zahlreichen Studien als bedeutende Steuergröße für SOC-Vorräte identifiziert (z. B. Leifeld et al., 2005). Obwohl Daten zum Tongehalt nicht in dem Maße vorhanden waren, um diesen Faktor in die statistische Analyse der Steuergrößen dieser Studie zu integrieren, war er allerdings indirekt durch die Einbindung der Bodenklasse enthalten. Einen Hinweis darauf zeigte insbesondere die Bodenklasse der Pelosole, die durch hohe Tongehalte charakterisiert sind und relativ hohe SOC- und N-Vorräte unter Ackernutzung aufwiesen (Abb. 7). Aufgrund dieser Tatsache wurde der Faktor Bodenklasse als weitere Steuergröße für SOC- und N-Vorräte in Ackerböden identifiziert. Es sollte hinzugefügt werden, dass auch die SOC-reichen Gleye natürlicherweise hohe Tongehalte besitzen und folglich die Akkumulation von OBS nicht ausschließlich auf einer reduzierten Mineralisation aufgrund gesättigter Bedingungen, sondern auch auf dem stabilisierenden Effekt des Tons auf die OBS beruht. Eine Einbindung von gemessenen Tongehalten als Faktor in die Analyse der Steuergrößen würde vermutlich die erklärte Varianz der Regressionsmodelle für SOC und N deutlich erhöhen. Darüber hinaus könnten auch räumlich differenzierte Daten zur geschichtlichen Landnutzung einen Teil der SOC- und N-Variabilität erklären. In Studien zur räumlichen Variabilität von SOC in landwirtschaftlichen Regionen der Niederlande hatte die historische Landnutzung einen stärkeren Zusammenhang mit der Variabilität von SOC als die rezente Landnutzung (Schulp und Veldkamp, 2008; Schulp und Verburg, 2009).

### 3.3 Kohlenstoffvorräte und deren Steuergrößen in Waldböden

#### 3.3.1 Bodenkohlenstoffvorräte unter verschiedenen Waldtypen

Für eine eingehendere Analyse von Waldböden wurden SOC- und N-Vorräte für verschiedene Waldtypen (Laub-, Misch- und Nadelwald) berechnet (Abb. 16). Generell wurden mit Werten von 9,4 bis 9,9 kg m<sup>-2</sup> und 0,2 bis 0,4 kg m<sup>-2</sup> keine signifikanten Unterschiede zwischen den Waldtypen gefunden.



Um einen Einblick in die vertikale Verteilung der OBS innerhalb der Bodenprofile zu bekommen, wurden SOC- und N-Vorräte sowie weitere Bodenparameter horizontweise für unterschiedliche Waldtypen ausgewertet (Abb. 17 und Abb. 18). Grundlegende Unterschiede bezüglich der Tiefenverteilung der OBS zwischen den Waldtypen wurden für die organische Auflage und den A-Horizont gefunden. Laubwälder wiesen sehr geringmächtige organische Auflagen auf (2 cm), in denen relativ geringe Vorräte an SOC und N von 0,6 und 0,02 kg m<sup>-2</sup> gespeichert waren.

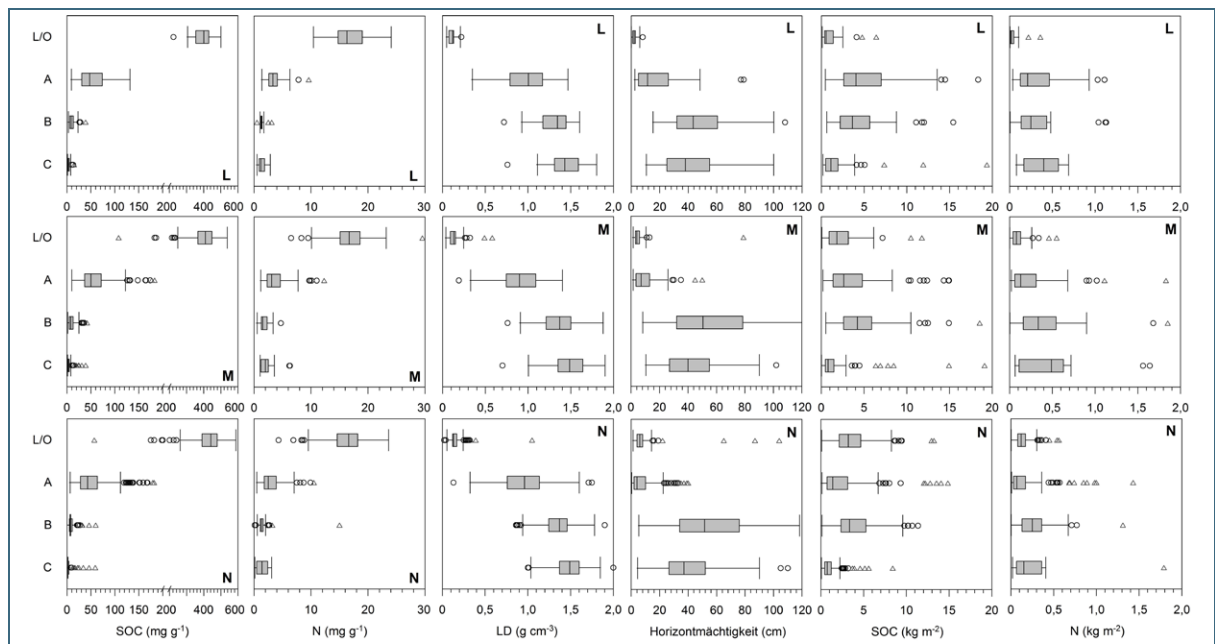


Abb. 17: SOC- und N-Konzentration, LD, Horizontmächtigkeit und SOC- und N-Vorräte für O, A, B und C-Horizonte unter verschiedenen Waldtypen (L = Laubwald, M = Mischwald, N = Nadelwald) (Boxplots mit dem Median, unterem und oberem Quartil, Ausreißern und Extremwerten)

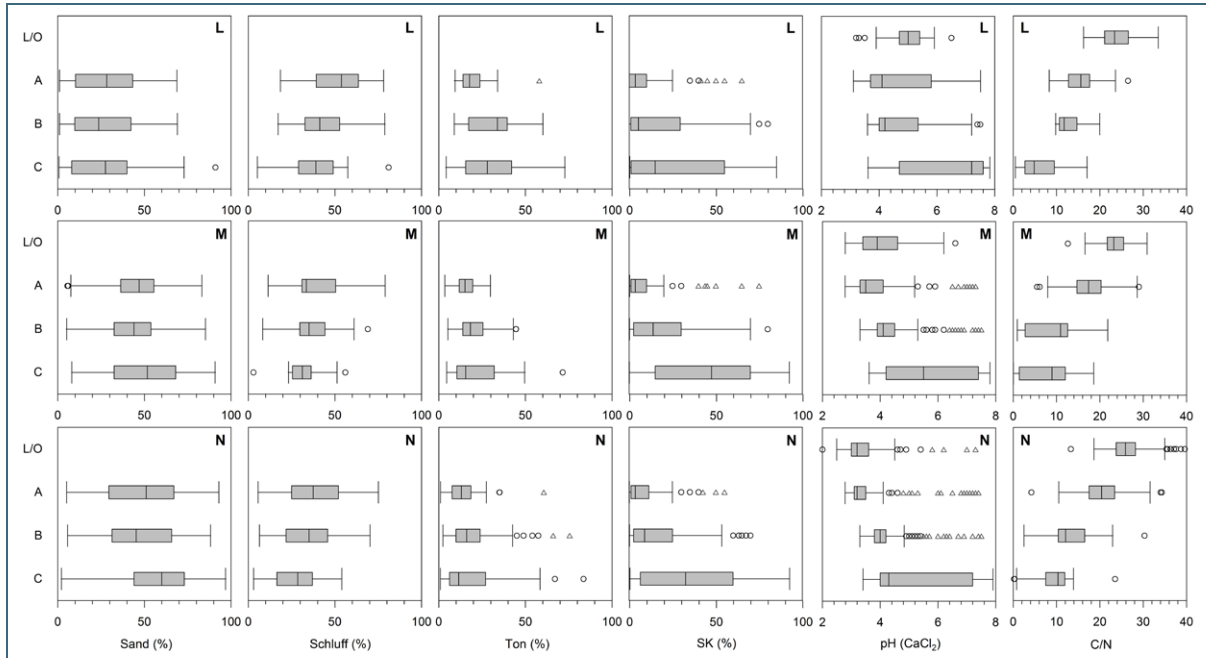


Abb. 18: Textur, SK, pH-Werte und C/N-Verhältnisse für O, A, B und C-Horizonte unter verschiedenen Waldtypen (L = Laubwald, M = Mischwald, N = Nadelwald) (Boxplots mit dem Median, unterem und oberem Quartil, Ausreißern und Extremwerten)

In Misch- und Nadelwäldern waren die organischen Auflagen zwei- bis dreimal mächtiger und enthielten dementsprechend deutlich höhere SOC- und N-Vorräte von 1,8 und 3,2 kg m<sup>-2</sup> sowie 0,08 und 0,12 kg m<sup>-2</sup>. Ein gegensätzliches Muster zeigte sich in A-Horizonten. Die SOC- und N-Vorräte gingen hier kontinuierlich von Laubwäldern (4,1 und 0,21 kg m<sup>-2</sup>) über Mischwälder (2,6 und 0,13 kg m<sup>-2</sup>) zu Nadelwäldern (1,4 und 0,07 kg m<sup>-2</sup>) zurück. Für B- und C-Horizonte wurden keine signifikanten Unterschiede zwischen den Waldtypen festgestellt. In B-Horizonten waren aufgrund großer Horizontmächtigkeiten (44 bis 52 cm) die höchsten SOC-Vorräte gespeichert (3,4 bis 4,2 kg m<sup>-2</sup>). Weitaus geringere SOC-Vorräte ergaben sich für C-Horizonte (0,8 bis 1,1 kg m<sup>-2</sup>). Im Gegensatz dazu stiegen die N-Vorräte mit der Tiefe an. In B-Horizonten betragen die N-Vorräte 0,25 bis 0,34 kg m<sup>-2</sup> und stiegen im C-Horizont auf 0,40 bis 0,49 kg m<sup>-2</sup> an, mit Ausnahme der Nadelwälder, die im C-Horizont nur 0,15 kg m<sup>-2</sup> aufwiesen. Keine grundsätzlichen Unterschiede zeigten sich bezüglich der SOC- und N-Konzentrationen, die mit der Tiefe zurückgingen, und der LD, die mit der Tiefe anstieg.

Darüber hinaus wurden weitere grundlegende Bodenparameter wie Textur, SK, pH und C/N-Verhältnisse für die verschiedenen Waldtypen ausgewertet. Generell enthielten Böden unter Laubwald in allen Horizonten deutlich höhere Schluff- und Tongehalte in allen Horizonten als Misch- und Nadelwälder. Die Böden unter Nadelwäldern waren charakterisiert durch nahezu doppelt so hohe Sandgehalte in allen Horizonten wie in Laubwäldern. Für Misch- und Nadelwälder ergaben sich Tongehalte für das Gesamtprofil von 12 bis 18 % ohne bedeutende Unterschiede in der Tiefenverteilung. Im Gegensatz dazu wiesen die Böden unter Laubwald einen klaren Anstieg der Tongehalte vom A-Horizont (18 %) zum Unterboden (28 bis 34 %) auf. Die Schluffgehalte nahmen generell mit der Tiefe ab und betragen 29 bis 38 % in Böden unter Misch- und Nadelwald und 39 bis 54 % in Böden unter Laubwald. Die Sandgehalte zeigten unter Laubwald konstante Anteile von 24 bis 28 % unabhängig von der Tiefe und für Misch- und Nadelwald einen Anstieg mit der Tiefe auf 44 bis 52 % bzw. 45 bis 60 %. Bezüglich SK wurden bedeutende Unterschiede nur für den C-Horizont festgestellt mit deutlich geringeren Anteilen in Böden unter Laubwald (15 %) im Vergleich zu Böden unter Mischwald (48 %) und Nadelwald (32 %). Grundsätzliche Unterschiede wurden dagegen für pH-Werte zwischen den Waldty-

pen gefunden. Laubwälder zeigten generell höhere pH-Werte als Misch- und Nadelwälder, insbesondere in der organischen Auflage mit Werten von 5,0 gegenüber 3,9 und 3,2 für Misch- und Laubwälder. In A-Horizonten gingen die pH-Werte leicht zurück und stiegen zum C-Horizont wieder auf 7,2 für Laubwald und 5,5 und 4,3 für Misch- und Nadelwald an. Die C/N-Verhältnisse gingen für alle Waldtypen kontinuierlich mit der Tiefe zurück und waren etwas enger in der Auflage von Laubwäldern als in Nadelwäldern.

Die Auswertung von Gesamt-SOC-Vorräten für verschiedene Waldtypen zeigte keine signifikanten Unterschiede zwischen Laub-, Misch- und Nadelwald. Diese Feststellung steht im Widerspruch zu zahlreichen Studien, in denen unterschiedliche SOC-Vorräte für verschiedene Baumarten ermittelt wurden. Generell wurde für Nadelbäume, insbesondere die Fichte und die Wald-Kiefer, ein positiver Effekt auf die SOC-Sequestrierung durch die Akkumulation saurer Nadelstreu in der organischen Auflage angenommen (Borken und Beese, 2005; Ladegaard-Pedersen et al., 2005; Oostra et al., 2006; Schulp et al., 2008). Allerdings wurde bei einem Großteil dieser Studien nicht der Unterboden für die Berechnung der SOC-Vorräte einbezogen. Beispielsweise schlossen Matos et al. (2010), dass eine Beimischung der Trauben-Eiche in Kiefernreinbeständen zu einem Rückgang von SOC im Oberboden mit zunehmenden Alter der Eichen führt. Allerdings wurden nur die obersten 20 cm des Bodens untersucht, was möglicherweise zu einer beträchtlichen Unterschätzung der SOC-Vorräte in Mischbeständen führt. Insbesondere für die sehr alten Beimischungen der Trauben-Eichen in dieser Studie (124 Jahre) ist anzunehmen, dass das relativ leicht abbaubare organische Material der Eiche durch Bioturbation tiefer als 20 cm in den Boden eingearbeitet wurde. Zudem ist auch ein beträchtlicher C-Eintrag in tiefere Bodenbereiche durch DOC und das Wurzelsystem anzunehmen. Vesterdal et al. (2008) zeigten, dass Baumarten mit geringen SOC-Vorräten in der Auflage grundsätzlich höhere Vorräte im Mineralboden besitzen. Sie schlussfolgern, dass dieser gegensätzliche Trend die Unterschiede in der Auflage ausgleicht und es daher keine bedeutenden Unterschiede zwischen den Baumarten gibt, wenn das gesamte Bodenprofil betrachtet wird.

Allerdings können aus dem alleinigen Vergleich von Gesamt-SOC-Vorräten für verschiedene Waldtypen in Bayern keine Rückschlüsse auf die C-Sequestrierung gezogen werden. Die sehr unterschiedliche Verteilung der Laub-, Misch- und Nadelwälder innerhalb Bayerns könnte zu einer Verzerrung der Ergebnisse führen. Des Weiteren ist ein großer Anteil der Gesamt-SOC-Vorräte von Waldböden in der organischen Auflage sowie als POM im Mineralboden enthalten, der einen labilen SOC-Pool darstellt (von Lützwow et al., 2008). Da dieser nicht-stabilisierte SOC-Pool anfällig gegenüber anthropogenen Störungen, Waldbränden und Temperaturerhöhungen ist (Jandl et al., 2007; Meier und Leuschner, 2010; Vesterdal et al., 2008; von Lützwow und Kögel-Knabner, 2009), stellt der Beitrag dieses labilen Pools zu den Gesamt-vorräten unter verschiedenen Waldtypen, insbesondere der Auflage, einen entscheidenden Aspekt für das C-Sequestrierungsmanagement dar. Allgemein ist ein Wechsel der Baumartenzusammensetzung, der zu einer Verlagerung der OBS von der Auflage in den Mineralböden führt, als vorteilhaft für eine langfristige C-Sequestrierung in Wäldern anzusehen (Jandl et al., 2007; Prietzel, 2004; Vesterdal et al., 2012; Vesterdal et al., 2008). Daher wurden walddtypenspezifische SOC-Vorräte getrennt nach dem Beitrag der organischen Auflage und des Mineralbodens für verschiedene Temperaturklassen in Bayern berechnet (Abb. 19). Die Stratifizierung nach der Temperatur scheint in Waldböden auszureichen, da sie als die dominante Steuergröße für die SOC-Speicherung identifiziert wurde. Ein maskierender Effekt anderer Unterschiede zwischen den Waldtypen bezüglich Textur, SK und Profilmächtigkeit kann ausgeschlossen werden, da diese Faktoren die SOC-Vorräte von Waldböden nicht substantiell beeinflussten (siehe Abschnitt 3.3.2). Für alle Waldtypen wurde allgemein ein Rückgang der SOC-Vorräte mit steigender Jahresmitteltemperatur festgestellt. Allerdings ergaben sich deutliche Unterschiede zwischen den Waldtypen bezüglich der Verteilung der SOC-Vorräte zwischen der organischen Auflage und dem Mineralboden.



In einem weiten Temperaturbereich von 6 bis 10° C speicherten Nadelwälder deutlich mehr SOC in der organischen Auflage als Misch- und Laubwälder. Nur in kühlen Gebirgslagen mit mittleren Jahrestemperaturen <6° C speicherten Nadelwälder substantielle Mengen an SOC im Mineralboden, allerdings kann hier aufgrund sehr weniger Standorte kein Vergleich mit Mischwäldern gezogen werden. Obwohl die Gesamt-SOC-Vorräte für alle Waldtypen auf gleichem Niveau liegen, scheinen Böden unter Nadelwald weniger für eine langfristige SOC-Speicherung und -Sequestrierung geeignet, da ein großer Anteil der SOC-Vorräte in einer labilen Form vorliegt. Misch- und Laubwälder sind diesbezüglich vorteilhafter, da ein Großteil der SOC-Vorräte im Mineralboden stabilisiert ist. Diese Schlussfolgerungen beruhen auf der Annahme, dass die Auswaschung von DOC, die in dieser Studie nicht erfasst wurde, von untergeordneter Bedeutung ist und sich nicht wesentlich zwischen den Waldtypen unterscheidet. Aus den Ergebnissen kann geschlossen werden, dass sich ein Umbau von Nadel- zu Mischwäldern, wie er von Prescott (2010) vorgeschlagen wurde, positiv auf die langfristige SOC-Speicherung und -Sequestrierung auswirken würde, da es zu einer verstärkten Einarbeitung des leichter abbaubaren organischen Materials von Laubbäumen in den Mineralboden in Form stabiler Bodenaggregate durch die Bodenmakrofauna kommen würde. Der Aufbau von Mischwäldern als effektiven Weg zur Förderung der C-Sequestrierung wurde auch von anderen Autoren vorgeschlagen (Hangen und Schubert, 2011; Jandl et al., 2007; Prietzel und Bachmann, 2012).

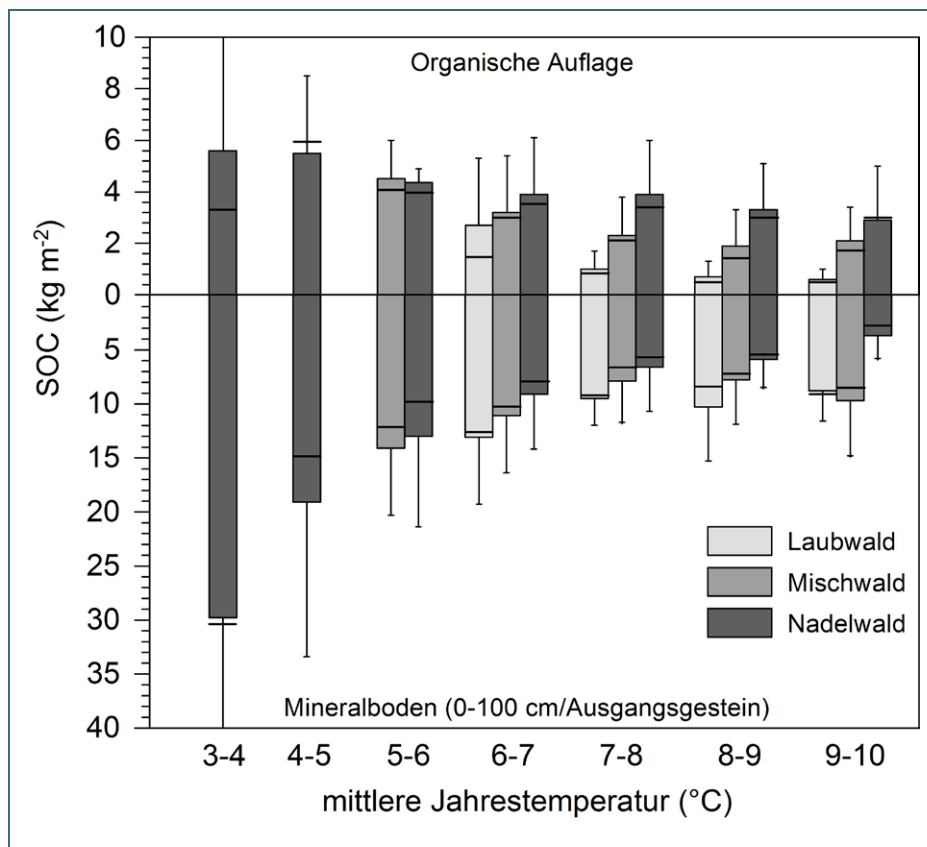


Abb. 19:  
SOC-Vorräte in der organischen Auflage und im Mineralboden unter verschiedenen Waldtypen für Temperaturklassen der Waldstandorte in Bayern (Mediane mit Standardabweichung)

Neben dem generellen Rückgang der SOC-Vorräte für alle Waldtypen bei zunehmender Jahresmitteltemperatur zeigten Laub- und Mischwälder unveränderte oder sogar leicht ansteigende SOC-Vorräte im Mineralboden ab mittleren Jahresmitteltemperaturen >7° C. Dies verdeutlicht, dass die tatsächliche Temperatursensitivität von SOC-Pools, die durch die Interaktion mit Mineraloberflächen und Metallionen stabilisiert sind, sehr niedrig sein kann, wenn die Substratqualität schlecht ist (von Lützwow & Kögel-Knabner 2009). Auch die SOC-Vorräte der organischen Auflagen von Laub- und Mischwäldern nahmen bei zunehmender Jahresmitteltemperatur nur geringfügig ab. Dagegen nahm in den wärms-

ten Regionen Bayerns ( $>9^{\circ}\text{C}$ ) in Böden unter Nadelwald der Gesamt-SOC-Vorrat stark ab gegenüber Laub- und Mischwäldern. Angesichts des Temperaturanstiegs im Zuge des Klimawandels, der für Mitteleuropa und Bayern für die nächsten Jahrzehnte prognostiziert wird (LfU, 2008), scheinen Laub- und Mischwälder sehr viel robuster gegenüber SOC-Verlusten zu sein als Nadelwälder. Mischwälder sind darüber hinaus auch weniger anfällig gegenüber Krankheiten und abiotischen Störungen (Jandl et al., 2007; Prietzel und Bachmann, 2012). Die Beibehaltung der ausgedehnten Nadelwälder in Bayern könnte zu einem beträchtlichen Verlust an SOC führen und Waldböden von C-Senken zu C-Quellen umwandeln.

### 3.3.2 Steuergrößen in Waldböden

Um die Parameter zu identifizieren, die die Akkumulation von SOC in Waldböden steuern, wurde eine Korrelationsmatrix mit verschiedenen pedogenetischen, topographischen und anderen Umweltfaktoren erstellt (Tab. 12). Die SOC-Vorräte waren stark korreliert ( $P < 0,01$ ) mit der mittleren Jahrestemperatur, dem Niederschlag, der Meereshöhe, der Einzugsgebietsfläche und dem Ausgangsgestein. Allerdings waren alle Faktoren ähnlich wie in landwirtschaftlichen Böden untereinander und mit weiteren Parametern korreliert und können somit nicht als unabhängige Steuergrößen angesehen werden.

Tab. 12: Korrelationsmatrix von Gesamt-SOC-Vorräten von Waldböden in Bayern mit verschiedenen Boden- und Umweltparametern

	SOC	T	N	H	E	HN	K	EG	TWI	B
T	-,32**									
N	,40**	-,66**								
H	,40**	-,84**	,79**							
E	-,03	,01	-,06	-,03						
HN	,10*	-,40**	,39**	,31**	-,12**					
K	-,02	-,01	,01	,03	,01	,03				
EG	,11**	-,08	,04	,01	-,01	,15**	-,54**			
TWI	-,10*	,40**	-,38**	-,31**	,13**	-,99**	-,05	-,11**		
B	,08	-,24**	,19**	,17**	,01	,29**	,08*	-,02	-,28**	
AG	,21**	-,29**	,28**	,36**	-,10*	,08	-,01	,08	-,08*	,01

Signifikanzniveau: \*  $p \leq 0,05$ ; \*\*  $p \leq 0,01$

T, mittlere Jahrestemperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ); N, Niederschlag (mm); H, Meereshöhe (m ü.NN); E, Exposition; HN, Hangneigung ( $^{\circ}$ ); K, Kurvatur; EG, Einzugsgebietsfläche; TWI, topographischer Feuchteindex; B, Bodenklasse nach AD HOC AG Boden (2005); AG, Ausgangsgestein

Daher wurden PCAs durchgeführt, um die Hauptfaktoren, die die SOC-Speicherung in Waldböden kontrollieren, zu extrahieren (Tab. 13). Die PCA extrahierte zwei Faktoren, die 50 % der Gesamtvarianz erklärten. Faktor 1 war durch hohe Ladungen der Parameter Meereshöhe (0,95), mittlere Jahrestemperatur (-0,92) und Niederschlag (0,92) charakterisiert. Faktor 2 wurde vom TWI (0,76) und der Hangneigung (-0,61) dominiert. Ein multiples, lineares Regressionsmodell mit diesen beiden Faktoren deutete auf Faktor 1 als wichtigste Steuergröße für die SOC-Speicherung in Waldböden (Beta-Wert von 0,51) und einem geringfügigen Beitrag von Faktor 2 (Beta-Wert von 0,09). Das Regressionsmodell erklärte 34 % der Varianz der SOC-Vorräte.

Für einen Einblick in die steuernden Größen der SOC-Speicherung über die gesamte Profiltiefe wurden zusätzlich Korrelationen zwischen den SOC-Vorräten und den Umweltparametern für alle Horizonte berechnet (Tab. 14). Die SOC-Vorräte der organischen Auflage waren stark mit dem pH-Wert, der mittleren Jahrestemperatur, dem Niederschlag, der Meereshöhe, der Hangneigung und dem Aus-

gangsgestein korreliert ( $P < 0,01$ ). Im A-Horizont wurden hochsignifikante Korrelationen mit dem Tongehalt, dem pH-Wert, der mittleren Jahrestemperatur, dem Niederschlag, der Meereshöhe, der Hangneigung und dem Ausgangsgestein gefunden. Im Unterboden (B- und C-Horizonte) zeigten sich lediglich signifikante Zusammenhänge mit der mittleren Jahrestemperatur, dem Niederschlag und der Meereshöhe.

	Faktor 1	Faktor 2
Meereshöhe	<b>0,95</b>	-0,02
Temperatur	<b>-0,92</b>	0,06
Niederschlag	<b>0,92</b>	-0,09
Ausgangsgestein	0,38	0,16
TWI	-0,39	<b>0,76</b>
Hangneigung	0,60	<b>-0,61</b>
Einzugsgebiet	0,11	0,47
Kurvatur	-0,17	-0,45
Bodenklasse	0,21	-0,35
Exposition	0,03	0,32

Tab. 13:  
Rotierte Komponentenmatrix der PCA von potenziellen Steuergrößen für die SOC-Speicherung in Waldböden Bayerns

Die statistische Analyse der Steuergrößen von SOC-Vorräten in Waldböden zeigte deutlich, dass der Faktorenkomplex Klima in Form der Parameter Temperatur, Niederschlag und Meereshöhe die Speicherung von SOC in Waldböden Bayerns kontrollierte. Wie bereits bei den landwirtschaftlichen Böden erwähnt kontrolliert der Niederschlag die ober- und unterirdische Primärproduktion und somit den C-Eintrag in den Boden.

SOC (kg m <sup>-2</sup> )	L/O	A	B	C
Ton	-	0,428**	0,054	0,063
pH	-0,693**	0,453**	0,097*	0,231**
T	-0,169**	-0,239**	-0,197**	-0,073
N	-0,035	0,364**	0,282**	0,124*
H	0,123**	0,277**	0,256**	0,127*
E	0,034	-0,082*	-0,018	-0,003
HN	-0,119**	0,145**	0,053	0,134**
K	0,005	0,002	-0,031	0,062
EG	-0,014	0,094*	0,045	0,037
TWI	0,110**	-0,140**	-0,044	-0,129*
B	0,023	0,053	-0,036	0,151**
AG	0,006	0,187**	0,120**	-0,029

Tab. 14:  
Korrelation von horizontspezifischen SOC-Vorräten von Waldböden mit verschiedenen Boden- und Umweltparametern

Signifikanzniveau: \*  $p \leq 0,05$ ; \*\*  $p \leq 0,01$

Ton, Tongehalt (%); T, mittlere Jahrestemperatur (°C); N, Niederschlag (mm); H, Meereshöhe (m ü.NN); E, Exposition; HN, Hangneigung (°); K, Kurvatur; EG, Einzugsgebietsfläche; TWI, topographischer Feuchteindex; B, Bodenklasse nach AD HOC AG Boden (2005); AG, Ausgangsgestein

Hohe Niederschlagsmengen führen daneben zu einer Versauerung der Waldböden, was mit einem verschlechterten Abbau der OBS verbunden ist (Meier und Leuschner, 2010). Darüber hinaus führen sehr humide Bedingungen zu einer beschleunigten Verwitterung des Ausgangsgesteins und somit zu

einer Bildung OBS-stabilisierender Minerale. Eine Berechnung von SOC-Vorräten für verschiedene Temperaturklassen in Bayern zeigte generell eine Zunahme der Vorräte mit steigendem Niederschlagsregime (Abb. 20).

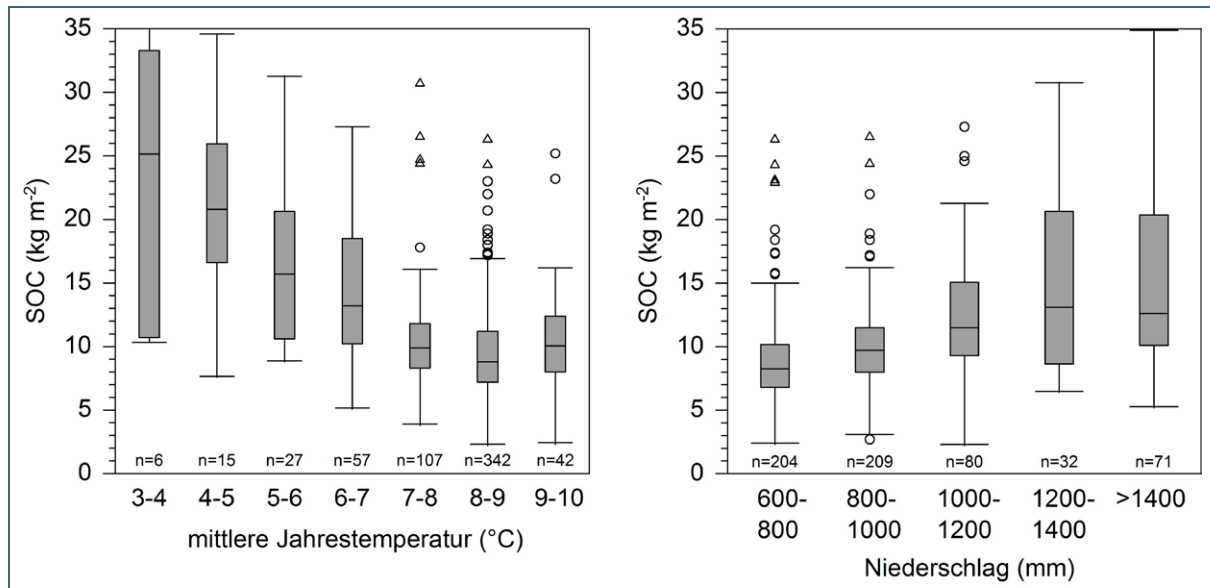


Abb. 20: SOC- und N-Vorräte für Temperatur- und Niederschlagsklassen von Waldböden in Bayern (Boxplots mit dem Median, unterem und oberem Quartil, Ausreißern und Extremwerten)

Geringe SOC-Vorräte von 8,3 kg m<sup>-2</sup> wurden für das Tiefland in Nordbayern mit Niederschlägen <800 mm berechnet, die zum Alpenrand hin mit Niederschlägen von 1200 bis 1400 mm kontinuierlich auf 13,1 kg m<sup>-2</sup> anstiegen (Abb. 21). Nur in den Hochlagen der Alpen mit sehr hohen Niederschlägen >1400 mm wurde geringfügig niedrigere SOC-Vorräte festgestellt, möglicherweise aufgrund ungünstiger Bedingungen für die SOC-Akkumulation durch eine kurze Vegetationsdauer und Erosion.

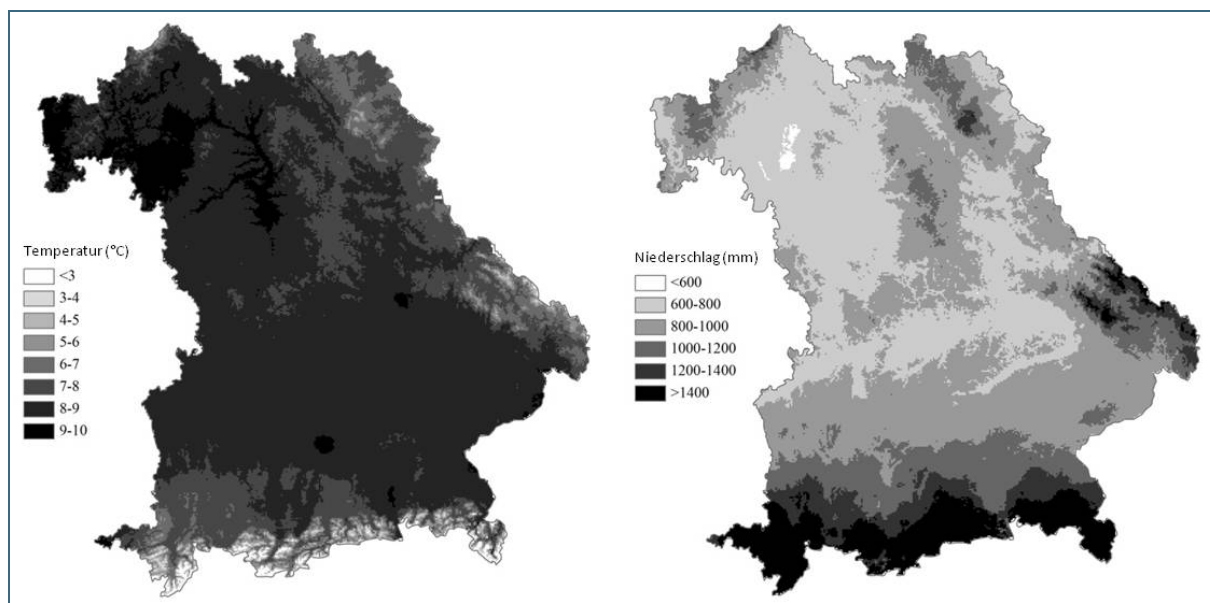


Abb. 21: Temperatur- und Niederschlagsklassen (mittlere Jahreswerte 1981-2010) von Waldböden in Bayern

Ein positiver Zusammenhang zwischen dem Niederschlag und SOC-Vorräten wurde auch in einer globalen SOC-Abschätzung bis zu einer Tiefe von 3 m (Jobbagy und Jackson, 2000) sowie in zahlreichen anderen SOC-Studien festgestellt (Baritz et al., 2010; Callesen et al., 2003; Meier und Leuschner, 2010; Paul et al., 2002). Die steuernde Funktion der Temperatur für den Abbau der OBS, auf die bereits im Abschnitt 3.2.2 hingewiesen wurde, gilt auch in Waldböden, für die in zahlreichen Studien ein Rückgang des SOC mit steigenden Temperaturen festgestellt wurde (z. B. Jobbagy und Jackson, 2000; Lorenz und Lal, 2010; Meier und Leuschner, 2010; Tyrrell et al., 2012; Vesterdal et al., 2012). Auch in den Waldböden Bayerns zeigte sich eine klare Abnahme der SOC-Vorräte mit steigender Jahresmitteltemperatur. Die SOC-Vorräte gingen von den kühlen, alpinen Regionen der Alpen (3 bis 4° C) mit 25,1 kg m<sup>-2</sup> kontinuierlich auf 8,8 kg m<sup>-2</sup> in den Tieflagen in Nordwestbayern mit Temperaturen von 8 bis 9° C zurück (Abb. 20 und Abb. 21). Nur in den Regionen mit den höchsten Temperaturen (9 bis 10° C) zeigten sich leicht höhere SOC-Vorräte. Die starke Temperaturabhängigkeit der SOC-Vorräte in Waldböden deutet auf große zukünftige SOC-Verluste in Bayern mit einem Temperaturanstieg im Zuge des Klimawandels hin.

Neben dem Klima als die dominierende Steuergröße für Wald-SOC-Vorräte wurde ein gewisser Einfluss des Faktors Bodenfeuchte in Form eines positiven Zusammenhangs mit dem TWI und einer negativen Korrelation mit der Hangneigung identifiziert. Wie bereits bei den landwirtschaftlichen Böden geschildert kommt es auch bei den Waldböden zu einer Akkumulation von SOC in Lagen mit topographisch bedingter hoher Bodenfeuchte. Eine Analyse der Steuergrößen auf Horizontebene trug zu einer weiteren Aufklärung der Bedeutung der Faktoren bei und ermöglichte auch eine Beurteilung von horizontspezifischen Merkmalen. Die Temperaturabhängigkeit der SOC-Speicherung wurde für alle Horizonte bestätigt, erstaunlicherweise war sie aber im Unterboden ausgeprägter als im Oberboden. Dies entspricht den Ergebnissen von Schubert (2010), der ebenfalls einen stärkeren Zusammenhang von SOC-Vorräten mit der Temperatur, dem Niederschlag und der Meereshöhe mit steigender Bodentiefe in Waldböden Bayerns fand. Der Autor vermutet, dass die ältere OBS im Unterboden den kontinuierlichen Einfluss des Klimas auf die SOC-Speicherung über mehrere Jahrhunderte widerspiegelt. Allerdings könnte dieses Phänomen auch mit einem managementbedingten SOC-Verarmungseffekt erklärt werden, der im Oberboden ausgeprägter ist als im Unterboden und dadurch den Klimaeffekt maskiert. Die SOC-Vorräte der organischen Auflage und des A-Horizonts werden stark von der Baumartenzusammensetzung in Form und der Qualität der anfallenden Streu beeinflusst, worauf starke Korrelationen mit den pH-Werten hindeuteten. Hohe pH-Werte der Streu von Laubbäumen führen zu einer intensiveren Einarbeitung des organischen Materials in den A-Horizont, wogegen sich die saure Nadelstreu in Nadelwäldern an der Oberfläche akkumuliert. Eine enge Beziehung zwischen der Qualität der Streu (angedeutet durch das C/N-Verhältnis, den pH-Wert und die Ligninzusammensetzung) und der SOC-Akkumulation wurde in zahlreichen Studien belegt (Augusto et al., 2002; Hagen-Thorn et al., 2004; Oostra et al., 2006; Prescott, 2010; Vesterdal et al., 2012). Daneben wurde ein starker Zusammenhang zwischen dem Tongehalt und den SOC-Vorräten im A-Horizont gefunden. Der stabilisierende Effekt von Tonmineralen auf die OBS ist allgemein bekannt und wurde als entscheidend für die SOC-Akkumulation in Waldböden erachtet (Baritz et al., 2010; Lal, 2005; Paul et al., 2002; Price et al., 2012). Bemerkenswerterweise war dieser Zusammenhang nur im A-Horizont, nicht aber in den Unterbodenhorizonten ersichtlich. Aus diesem Grund hängen die Gesamt-SOC-Vorräte in Waldböden Bayerns nicht vom Tongehalt ab, wie es bereits die relativ niedrigen SOC-Vorräte von Bodenklassen unter Wald mit hohen Tongehalten vermuten ließen.

### 3.4 Räumliche Verteilung von Bodenkohlenstoff in Bayern

#### 3.4.1 Beurteilung des Bodenkohlenstoffmodells

Die Präzision des mit RF erstellten SOC-Modells konnte anhand der OOB-Daten beurteilt werden. Ein  $MSE_{OOB}$  von 34,4 wurde ermittelt, woraus sich eine erklärte Varianz von 52,2 % für das SOC-Modell ergab. Die Güte der generierten SOC-Karte wurde mittels eines unabhängigen Validierungsdatensatzes beurteilt. Generell waren der Validierungs- und der Trainingsdatensatz für die Erstellung der SOC-Karte vergleichbar bezüglich deskriptiver statistischer Kennwerte (Tab. 15). Die Güte der Regionalisierung von SOC war mit einer erklärten Varianz von 39 % geringer verglichen mit dem RF-Modell.

	Trainingsdatensatz	Validierungsdatensatz
n	1144	316
Mittelwert	13,6	13,4
Median	10,1	10,0
Varianz	186,5	133,0
Standardabweichung	13,7	11,5
Minimum	2,3	2,0
Maximum	158,3	97,9
Interquartil-bereich	6,1	6,7

Tab. 15:  
Deskriptive Statistik des Trainings- und des Validierungsdatensatzes für die Regionalisierung der SOC-Vorräte

Für ME und RSME wurden Werte von 1,9 und 9,0 berechnet. Allerdings wurden große Unterschiede der Vorhersagegenauigkeit zwischen den Landnutzungen festgestellt. Für SOC-Vorräte in Böden unter Acker, Grünland, Wald und sonstiger Nutzung wurden Anteile an der erklärten Varianz von 42 bis 51 % errechnet. Für ME und RSME ergaben sich Werte von 0,2 bis 1,5 und 4,1 bis 6,2. Für SOC-Vorräte in Mooren wurde ein weitaus höherer ME von 31,7 und ein RSME von 37,6 sowie eine erklärte Varianz von nur 2 % berechnet. Der Vergleich von gemessenen mit modellierten SOC-Vorräten des Validierungsdatensatzes ergab eine gute Übereinstimmung für Acker-, Grünland-, Wald- und Standorte unter sonstiger Nutzung mit einer Tendenz der Unterschätzung hoher SOC-Vorräte (Abb. 22). Im Gegensatz dazu wurden die SOC-Vorräte von Mooren vom Modell stark unterschätzt.

Die Bedeutung der Vorhersageparameter für die SOC-Vorräte wurde anhand des Rückgangs der Vorhersagegenauigkeit geschätzt, die sich durch einen Anstieg des MSE bei einer Permutation der Variablen ergibt (Abb. 23). Die Landnutzung wurde als wichtigster Faktor identifiziert, die den MSE um 59 % erhöhte. Weitere wichtige Parameter waren die Bodenklasse (18 %) und der Niederschlag (16 %). Die Variablen Bodenfeuchte (TWI), mittlere Jahrestemperatur, Ausgangsgestein, Hangneigung und Meereshöhe trugen zu einem Anstieg des MSE von 13 bis 14 % bei. Die topographischen Parameter Exposition, Krümmung und Einzugsgebietsfläche waren von untergeordneter Bedeutung (Anstieg des MSE <10 %).

Allgemein kann die Güte der räumlichen Vorhersage von SOC-Vorräten als befriedigend beurteilt werden, da das RF-Modell 52 % und die generierte SOC-Karte 39 % der Gesamtvariabilität von SOC in Bayern erklärten. Allerdings muss trotzdem festgehalten werden, dass ein großer Anteil der Varianz der SOC-Vorräte nicht mit dem Modell und der daraus resultierenden Karte erklärt werden kann, obwohl eine Vielzahl von Parametern, die entscheidend die SOC-Speicherung beeinflussen, integriert wurden.

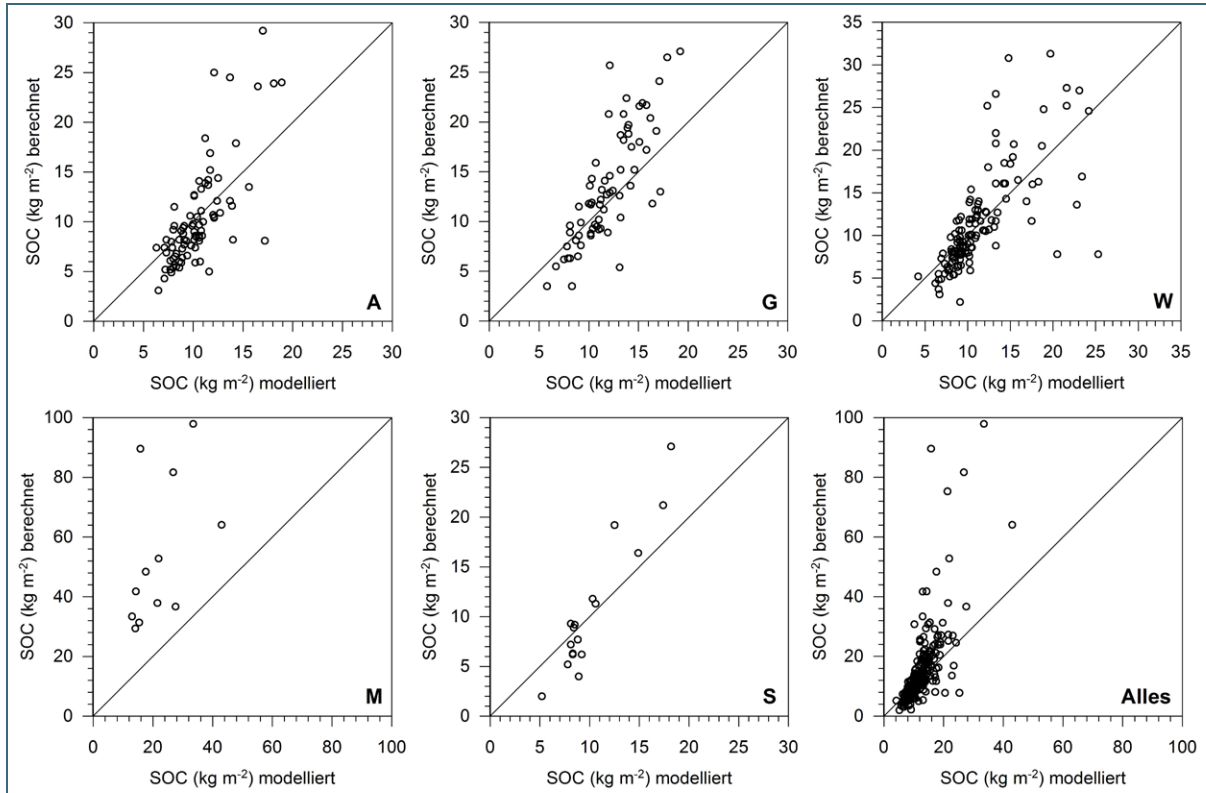


Abb. 22: Güte der Regionalisierung der SOC-Vorräte anhand des Vergleichs von modellierten mit gemessenen SOC-Vorräten des Validierungsdatensatzes (A = Acker, G = Grünland, W = Wald, M = Moor, S = Sonstiges)

Dies zeigte sich auch in der Studie von Schulp und Verburg (2009), die eine erklärte Varianz von nur 21 % für die Regionalisierung von SOC-Konzentrationen im Norden der Niederlande erzielten, obwohl eine Vielzahl von Daten bezüglich Bodenparametern, Topographie, Umweltbedingungen sowie aktueller und historischer Landnutzung einbezogen wurde. Die Autoren der Studie schlossen, dass die räumliche Verteilung von SOC trotz der Einbindung aller relevanten Faktoren aufgrund einer inhärenten hohen räumlichen Variabilität von SOC nur teilweise erklärt werden kann.

Viele Studien, die SOC-Konzentration und -Vorräte regionalisierten, erzielten eine vergleichbare Güte wie diese Studie. Ein multipler Regressionsansatz für die Modellierung von SOC-Vorräte in Belgien, der die Faktoren Landnutzung, Bodentyp, Textur und Bodenfeuchte enthielt, erzielte eine erklärte Varianz von 36 % (Meersmans et al., 2008). Eine weitere Studie, in der SOC-Vorräte für landwirtschaftliche Böden in Belgien regionalisiert wurden, konnte ebenfalls nur 12 bis 29 % der SOC-Variabilität erklären (Goidts et al., 2009). Relativ geringe Anteile an der erklärten Varianz ergaben sich auch in Studien, die die SOC-Vorräte getrennt für den Ober- und Unterboden modellierten. Für australische Böden konnte Henderson et al. (2005) mit einem CART-basierendem Ansatz 41 % der SOC-Varianz des Oberbodens und 24 % der Varianz des Unterbodens erklären. In tropischen Böden scheinen SOC-Regionalisierungen mit noch größeren Schwierigkeiten behaftet zu sein, da mittels einer RF-Modellierung erklärte Varianzen für die Variabilität von SOC-Konzentrationen von nur 6 % für den Oberboden und 8 bis 25 % für den Unterboden einer Insel in Panama ermittelt wurden (Grimm et al., 2008). Die Anwendung verschiedener Modelle, um weltweite SOC-Konzentrationen einer globalen Bodendatenbank mit Umweltparametern in Verbindung zu setzen, erbrachte erklärte Varianzen von 7 bis 21 % (Gray et al., 2009). Eines der wenigen Beispiele für Ansätze mit höherer Vorhersagegenauigkeit ist die Studie von Kheir et al. (2010), die 70 % der SOC-Variabilität von Feuchtgebieten in Dänemark erklären konnten. Allerdings, wurden die SOC-Konzentrationen nur in zwei Klassen mit ho-

her (>10 %) und niedriger (<10 %) Konzentration eingeteilt. Relativ hohe Vorhersagegenauigkeiten von 62 bis 70 % wurden mit einem kombinierten RF-CART-Ansatz für SOC-Vorräte in einem vergleichsweise kleinen Einzugsgebiet in semi-ariden Grasländern in Nordchina erzielt (Wiesmeier et al., 2011).

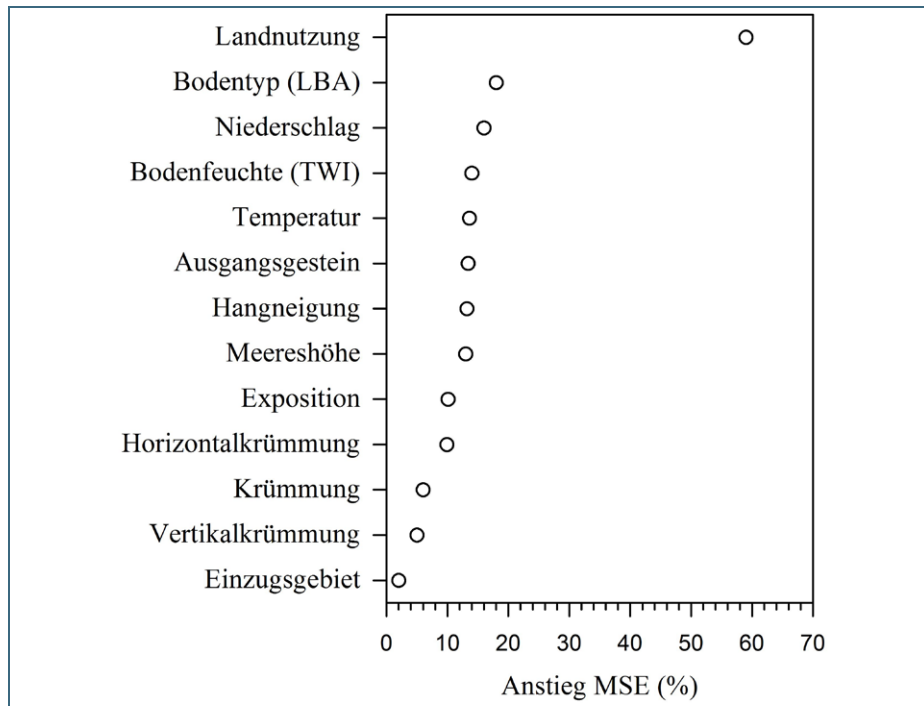


Abb. 23: Wichtigkeit der Vorhersageparameter für das SOC-Modell in Form des Anstiegs des MSE bei einer Permutation der Variablen

Angesichts der großen Fläche und der komplexen Umweltbedingungen innerhalb Bayerns und der Tatsache, dass Gesamt-SOC-Vorräte modelliert wurden, die verschiedene Horizonte mit unterschiedlichen pedogenetischen Prozessen einschließen, kann die erzielte Präzision der SOC-Regionalisierung als vielversprechend beurteilt werden, zumal die Gesamtgenauigkeit der Regionalisierung durch die schlechten Ergebnisse für Moore beeinträchtigt wurde. Die teilweise außergewöhnlich hohen SOC-Vorräte von Mooren, insbesondere in ungestörten Hochmooren mit Vorräten bis zu  $158 \text{ kg m}^{-2}$ , konnten nicht vom Modell abgebildet werden. Aufgrund dieser massiven Unterschätzung blieb die Variabilität von SOC-Vorräten in Mooren nahezu unerklärt. Im Gegensatz dazu zeigten alle anderen Landnutzungen, die 96 % der Landesfläche Bayerns einnehmen, relativ hohe Anteile an der erklärten Varianz. Für Grünlandböden ergab sich eine erklärte Varianz von 48 %, was vergleichbar ist zu den Ergebnissen von Meersmans et al. (2008), die einen erklärten Anteil der SOC-Variabilität von Grünlandböden in Belgien von 47 % erzielten. Für Acker und Waldböden wurden in der vorliegenden Studie höhere erklärte Varianzen von 51 und 42 % erreicht als in der belgischen Studie (21 und 24 %). Ähnliche Ergebnisse wurden in einer Untersuchung zu den SOC-Vorräten in Oberböden von Ohio berichtet, in der erklärte Varianzen von 55 % für Ackerland, 51 % für Grünland und 30 % für Wald gefunden wurden (Tan et al., 2004). Folglich können die in der belgischen Studie mittels einer RF-Modellierung erzielten Vorhersagegenauigkeiten für SOC-Vorräte in Acker-, Grünland- und Waldböden als zufriedenstellend beurteilt werden.

Es gibt mehrere Möglichkeiten, um die Vorhersagegenauigkeit der räumlichen Verteilung von SOC-Vorräten in Bayern potenziell zu erhöhen. Eine separate Modellierung von SOC-Vorräten von Ober- und Unterböden, die teilweise von verschiedenen pedogenetischen Prozessen gesteuert werden, könnte vorteilhaft sein, trotz der Tatsache, dass diesbezügliche Ansätze keine erhebliche Verbesserung der Vorhersagegenauigkeit erzielten (Grimm et al., 2008; Henderson et al., 2005). Auch eine hö-



here Auflösung der Vorhersageparameter würde vermutlich die Güte der Regionalisierung erhöhen. Beispielsweise stellte der Faktor Bodenklasse trotz einer geringen räumlichen Auflösung von 2 km einen der wichtigsten Parameter des SOC-Modells dar. Angesichts der hohen kleinräumigen Variabilität von Böden könnte eine Auflösung <100 m für diesen Faktor eine erhebliche Steigerung der erklärten Varianz bewirken. Selbst für das DEM könnte ein Anstieg der räumlichen Auflösung von 25 m auf 2 m, wie es für viele Regionen verfügbar ist, zu einem größeren Beitrag von topographischen Parametern an der erklärten Varianz der SOC-Vorräte führen, insbesondere in Regionen mit einem kleinräumig abwechselnden Relief wie beispielsweise in den Alpen. Zudem könnte die Einbindung weiterer Faktoren wie Textur oder Landnutzungshistorie einen beträchtlichen Anteil der bisher unerklärten Varianz von SOC erklären (Schulp und Veldkamp, 2008; Schulp und Verburg, 2009). Räumlich hoch aufgelöste Daten bezüglich der historischen Landnutzung würden vermutlich die Präzision der SOC-Karte deutlich erhöhen, insbesondere im Bereich von Mooren, da Informationen über die historische anthropogene Degradierung von Mooren der entscheidende Faktor sein könnte, um die hohe SOC-Variabilität dieser Bereiche zu erklären. Eine weitere Verbesserung könnte durch die Einbeziehung von Daten zur Bodenfeuchte aus der Fernerkundung (Mulder et al., 2011) anstelle des TWI erzielt werden.

### 3.4.2 Räumliche Verteilung und Quantifizierung von Gesamtvorräten

Die generierte SOC-Karte für Bayern wurde mittels einer Überlagerung mit einer Landnutzungs- und einer Bodenklassenkarte bezüglich dieser beiden Faktoren ausgewertet (Abb. 24).

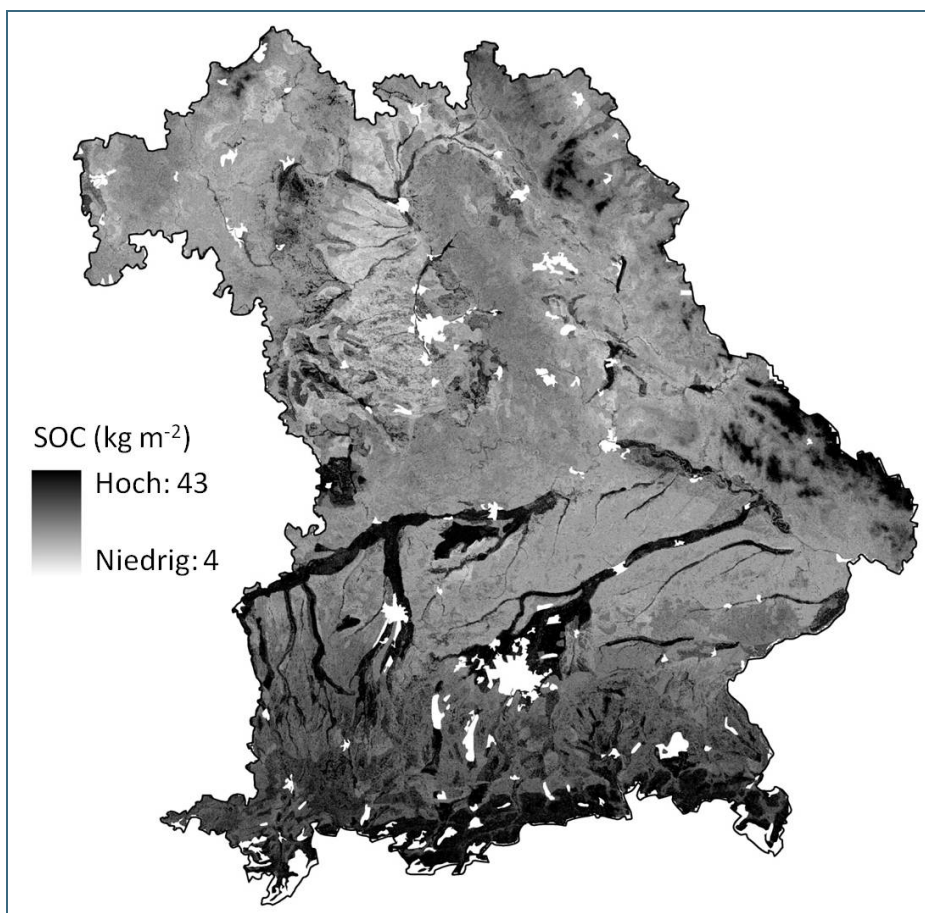


Abb. 24: Regionalisierung der Gesamt-SOC-Vorräte bis zum Ausgangsgestein / 1 m Tiefe in Bayern

Bezogen auf die Landnutzung wurden die höchsten SOC-Vorräte von 32,4 kg m<sup>-2</sup> für Moore ermittelt (Tab. 16, Abb. 25). Da Moorflächen allerdings weniger als 1 % der Landesfläche bedecken (anhand Satellitenbildern), tragen sie nur mit 1 % (7 Mt) zum Gesamt-SOC-Vorrat in den Böden Bayerns von 771 Mt bei. Hohe Vorräte von 11,8 kg m<sup>-2</sup> wurden auch für Grünlandböden bestimmt, die 14 % der Landesfläche einnehmen und etwa 16% (125 Mt) der gesamten SOC-Vorräte enthalten. Deutlich niedrigere Mengen an SOC von 9,2 kg m<sup>-2</sup> und 9,8 kg m<sup>-2</sup> sind in Acker- und Waldböden enthalten. Da diese zwei Landnutzungen mit Anteilen von jeweils 33 % flächenmäßig in Bayern dominieren, speichern sie den Großteil der Gesamtvorräte Bayerns mit 223 Mt und 257 Mt (29 % und 33 %). Böden unter sonstigen Landnutzungen enthalten etwa 21 % (159 Mt) der Gesamtvorräte an SOC in Bayern.

	Fläche (ha)	SOC (kg m <sup>-2</sup> )	SOC (Mt)
Acker	2292229	9,2	223
Grünland	989647	11,8	125
Wald	2326047	9,8	257
Moor	20925	32,4	7
Sonstiges	1420672	10,7	159
<b>Gesamt</b>	<b>7049519</b>		<b>771</b>

Tab. 16:  
Gesamtspeicherung von SOC in Böden unter verschiedenen Landnutzungen in Bayern

Eine Stratifizierung anhand übergeordneter Bodenklassen in Form von gruppierten Leitbodenassoziationen erbrachte substantielle SOC-Unterschiede (Tab. 17, Abb. 24). Die höchsten SOC-Vorräte von 15,8 kg m<sup>-2</sup> wurden wieder für Moore gefunden, die nach den Bodenkarten eine Fläche von 3 % bedecken und 4 % (29 Mt) der Gesamt-SOC-Vorräte speichern. Böden innerhalb von Auenbereichen (vorwiegend Gleye) wiesen ebenfalls hohe Vorräte von 13,5 kg m<sup>-2</sup> auf. Mit einem Anteil an der Landesfläche Bayerns von 11 % speichern diese Böden 14 % (109 Mt) der gesamten SOC-Vorräte.

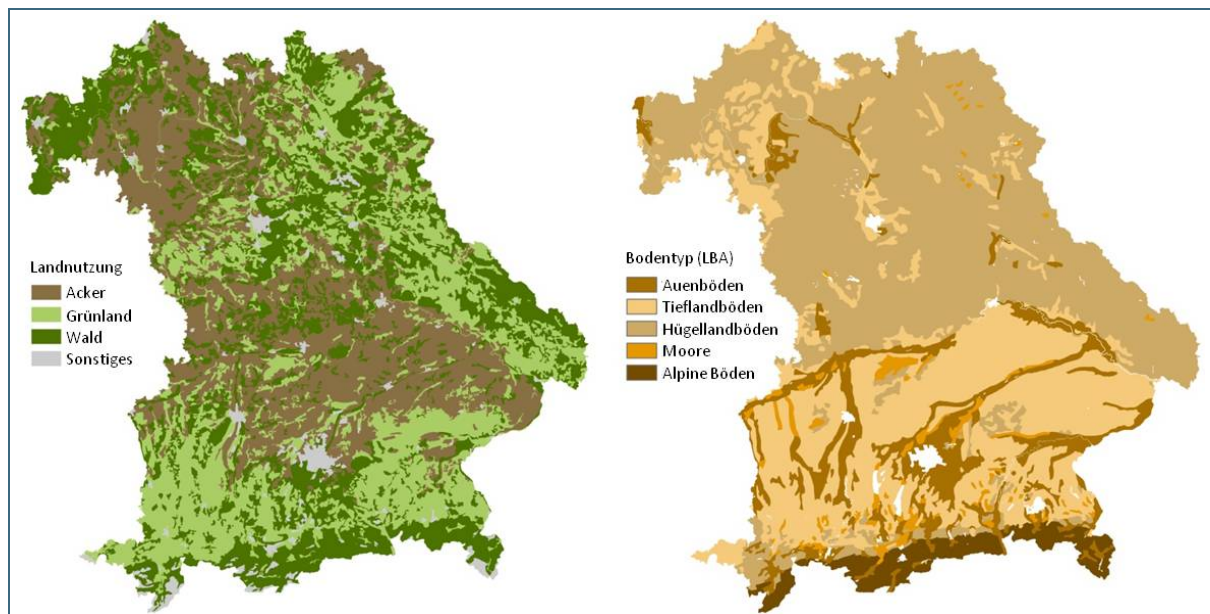


Abb. 25: Verteilung der Landnutzung und gruppierten Leitbodenassoziationen in Bayern

	Fläche (ha)	SOC (kg m <sup>-2</sup> )	SOC (Mt)
Auenböden	798970	13,5	109
Tieflandböden	2229839	10,2	233
Hügellandböden	3473947	9,4	341
Moore	180093	15,8	29
Böden der Alpen	366670	12,0	59
<b>Gesamt</b>	<b>7049519</b>		<b>771</b>

Tab. 17:  
Gesamtspeicherung von SOC in verschiedenen Böden Bayerns

Die Böden der Alpen (vorwiegend Ah/C-Böden) zeigten SOC-Vorräte von durchschnittlich 12,0 kg m<sup>-2</sup>, trugen aber aufgrund ihrer geringen räumlichen Ausdehnung von 5 % nur mit 8 % (59 Mt) zur Gesamtmenge an SOC in Bayern bei. In den Böden des Tieflands und der Hügelländer, die eine Vielzahl von Leitbodenassoziationen umfassen, sind geringere SOC-Vorräte von 10,2 kg m<sup>-2</sup> und 9,4 kg m<sup>-2</sup> enthalten. Allerdings stellten die Vorräte in diesen Böden aufgrund ihrer großen räumlichen Ausdehnung von 32 % und 49 % den Großteil der Gesamtvorräte mit 233 Mt und 341 Mt dar (30 % und 44 %).

Aus dem SOC-Modell wurde die Landnutzung als klar dominierender Faktor für die SOC-Speicherung identifiziert. Dies deckt sich mit den Erkenntnissen zahlreicher anderer Studien, die zeigten, dass die Landnutzung direkt die Höhe der SOC-Vorräte steuert, da die Intensität der Landnutzung sowohl den Input von organischem Material in den Boden als auch Verluste an OBS beeinflusst (Eglin et al., 2010; Guo und Gifford, 2002; Houghton und Goodale, 2004; Poeplau et al., 2011). Aus diesem Grund basiert die Stratifizierung der meisten SOC-Studien auf der Landnutzung.

Als weiterer wichtiger Faktor für die SOC-Speicherung wurde die Bodenklasse ermittelt. Ein dominierender Einfluss des Bodentyps auf die SOC-Vorräte wurde in zahlreichen Untersuchungen unter anderen Umweltbedingungen und räumlichen Maßstäben festgestellt (Grimm et al., 2008; Schulp und Verburg, 2009; Suuster et al., 2012; Tan et al., 2004; Wiesmeier et al., 2011). Allerdings sollte auch an dieser Stelle bemerkt werden, dass Böden anhand zahlreicher Bodenparameter klassifiziert werden und daher der Bodentyp nicht als unabhängiger kontrollierender Faktor betrachtet werden kann. Diesbezüglich stellen Bodenparameter wie die Textur, Bodenfeuchte etc., anhand derer Bodentypen eingeteilt werden, die kausalen Steuergrößen für SOC-Vorräte dar. Bodentypenspezifische SOC-Vorräte, die für verschiedene Bodenklassen berechnet wurden, waren auf einem vergleichbaren Niveau mit Ausnahme von wasserbeeinflussten Böden (Gleye, Moore), die aufgrund reduzierter Mineralisation von OBS durch Wassersättigung deutlich höhere Mengen an SOC enthielten (Abb. 7). Daher ist auch der Faktor Bodenfeuchte, der indirekt durch die Bodenklasse in der Analyse enthalten war, von großer Bedeutung für die Akkumulation von SOC in den Böden Bayerns, obwohl dieser Parameter (in Form des TWI) in der Beurteilung der Wichtigkeit der erklärenden Faktoren durch RF von untergeordneter Rolle war. Die Bodenfeuchte beeinflusste auch in zahlreichen anderen Studien die räumliche Verteilung von SOC (Meersmans et al., 2008, 2011; Neufeldt, 2005; Tan et al., 2004).

Neben der Landnutzung und der Bodenfeuchte wurde auch das Klima in Form der mittleren Jahrestemperatur und des Niederschlags als wichtiger Parameter für die SOC-Speicherung durch das RF-Modell identifiziert, wie es bereits in den Abschnitten 3.2.2 und 3.3.2 geschildert wurde.

Die räumliche Verteilung der SOC-Vorräte innerhalb Bayerns wurde vor allem durch die Verteilung der Landnutzung beeinflusst, wie bereits die Abschätzung der Wichtigkeit der Steuergrößen durch RF zeigte. Durch Überlagerung der SOC-Karte mit der Landnutzungskarte wurden SOC-Vorräte von

9,2 kg m<sup>-2</sup> für Ackerböden, 11,8 kg m<sup>-2</sup> für Grünlandböden, 9,8 kg m<sup>-2</sup> für Waldböden und 10,7 kg m<sup>-2</sup> für Böden unter sonstiger Nutzung berechnet. Dies ist in guter Übereinstimmung mit den berechneten SOC-Vorräten des Datensatzes von 9,0 kg m<sup>-2</sup>, 11,8 kg m<sup>-2</sup>, 9,8 kg m<sup>-2</sup> und 8,5 kg m<sup>-2</sup>. Trotz einerarbeitungsbedingten Verarmung der SOC-Vorräte in Ackerböden von etwa 20 % gegenüber Grünland- und Waldböden speichern sie aufgrund ihrer großen Ausdehnung mit 223 Mt (29 %) einen beachtlichen Anteil an den gesamten SOC-Vorräten in Bayern. Ackerbauliche Nutzung findet sich vorwiegend in den Gäugebieten, im Tertiär-Hügelland und in den Tieflagen Nordwestbayerns, wo relativ hohe mittlere Jahrestemperaturen und geringe Niederschläge zu einem Rückgang von SOC beitragen. Für Grünlandböden wurden höhere SOC-Vorräte berechnet, was vor allem auf die Tatsache zurückzuführen ist, dass SOC-reiche Gleye vorwiegend als Grünland genutzt werden. Allerdings speichern Grünlandböden nur etwa 16 % (125 Mt) der gesamten SOC-Vorräte, da sie weniger als die Hälfte der Fläche von Ackerböden einnehmen. Grünlandnutzung findet sich vorwiegend in den Voralpen und dem Tertiär-Hügelland sowie in Mittelgebirgen Nordostbayerns, wo humide, kühle Bedingungen zusätzlich die Akkumulation von SOC begünstigen. Waldböden sind homogen über die gesamte Landesfläche verteilt und enthalten 33 % (257 Mt) der Gesamt-vorräte Bayerns, was auf den großen Flächenanteil von Wäldern zurückzuführen ist. Für Moore wurden aus der SOC-Karte deutlich geringere Vorräte von 32,4 kg m<sup>-2</sup> ermittelt verglichen mit dem berechneten Vorrat des Datensatzes von 51,1 kg m<sup>-2</sup>. Dies kann mit einer mangelhaften Erfassung von Hochmooren mit sehr hohen SOC-Vorräten durch das Modell erklärt werden. Dieser Landnutzungstyp umfasst sowohl Hoch- als auch Niedermoore, die sich vorwiegend in eiszeitlichen Vertiefungen und Becken am nördlichen Alpenrand sowie entlang von Flüssen im Süden Bayerns befinden. Aufgrund ihrer geringen Fläche speichern sie nur etwa 1 bis 4 % (7 bis 29 Mt) der Gesamt-SOC-Vorräte Bayerns, wobei das SOC-Modell massiv die Vorräte in Mooren unterschätzte. Zudem erfasste diese Studie nur die SOC-Vorräte bis zu einer Tiefe von 1 m und damit nur einen geringen Anteil der teilweise sehr mächtigen Moorkörper.

Neben der Landnutzung trugen die Faktoren Bodenklasse, Bodenfeuchte (in Form des TWI), Niederschlag und mittlere Jahrestemperatur zur Erklärung der räumlichen Verteilung der SOC-Vorräte bei. Hohe Vorräte in den Auen (13,5 kg m<sup>-2</sup>) der Flüsse Iller, Lech, Isar, Inn, Main und insbesondere der Donau decken sich mit hohen TWI-Werten in diesen Flussauen, die Indikatoren für eine potenziell hohe Bodenfeuchte darstellen, wodurch es zu einer Akkumulation von SOC kommt. Neben den Auen stellen auch die Moore als „SOC-Hotspots“ Bereiche mit sehr hohen TWI-Werten dar. Klimabezogene Parameter (Niederschlag, mittlere Jahrestemperatur, Meereshöhe) trugen in erheblichem Maße zur Erklärung der räumlichen Variabilität von SOC bei. Besonders die hohen Vorräte in den Alpen, im Alpenvorland und in den Mittelgebirgen können auf hohe Niederschläge und geringe Temperaturen in diesen Regionen zurückgeführt werden. Die starke Akkumulation von SOC in den Böden der Alpen hängt darüber hinaus mit dem Faktor Bodenklasse zusammen, da alpine Böden durch sehr hohe SOC-Konzentrationen charakterisiert sind.

### 3.5 Kohlenstoffsättigung und -sequestrierungspotenziale

#### 3.5.1 Aktuelle und potenzielle Bodenkohlenstoffsättigung

Die potenzielle OC-Sättigung der Fraktion <20 µm wurde mittels Texturdaten für 516 Standorte des ausgewählten Datensatzes anhand der Gleichung von Hassink et al. (1997) berechnet. Die Texturanalysen zeigten vergleichbare Anteile der Fraktion <20 µm von 44 bis 45 % für Acker-, Grünland- und Waldböden (Tab. 18). Für Böden unter sonstiger Landnutzung wurde ein geringfügig niedrigerer Anteil von 42 % bestimmt. Die anhand des Anteils der Fraktion <20 µm berechnete potenzielle OC-Sättigung war dementsprechend vergleichbar für alle Landnutzungen mit Konzentrationen von 19,7 bis 20,8 mg g<sup>-1</sup>.

Tab. 18: Anteil von Partikeln <20 µm, SOC-Konzentration, pH-Wert und potenzielle C-Sättigung (CPot) in Oberböden (0-10 cm) unter verschiedenen Landnutzungen (Mediane mit unterem und oberem Quartil in Klammern)

	n	Partikel<20 µm (%)	SOC (mg g <sup>-1</sup> )	pH (CaCl <sub>2</sub> )	C <sub>Pot</sub> (mg g <sup>-1</sup> )
Acker (A)	115	45 (34/56)	14,0 (11,2/19,9)	6,3 (5,6/6,8)	20,8 (16,8/24,7)
Grünland (G)	110	45 (32/63)	26,4 (17,7/34,6)	5,5 (4,8/6,1)	20,6 (15,9/27,3)
Wald (W)	249	44 (30/58)	49,0 (31,6/73,3)	3,5 (3,2/3,9)	20,2 (15,3/25,4)
Sonstiges (S)	42	42 (30/63)	14,5 (12,1/20,7)	5,8 (5,3/7,0)	19,7 (15,1/27,3)

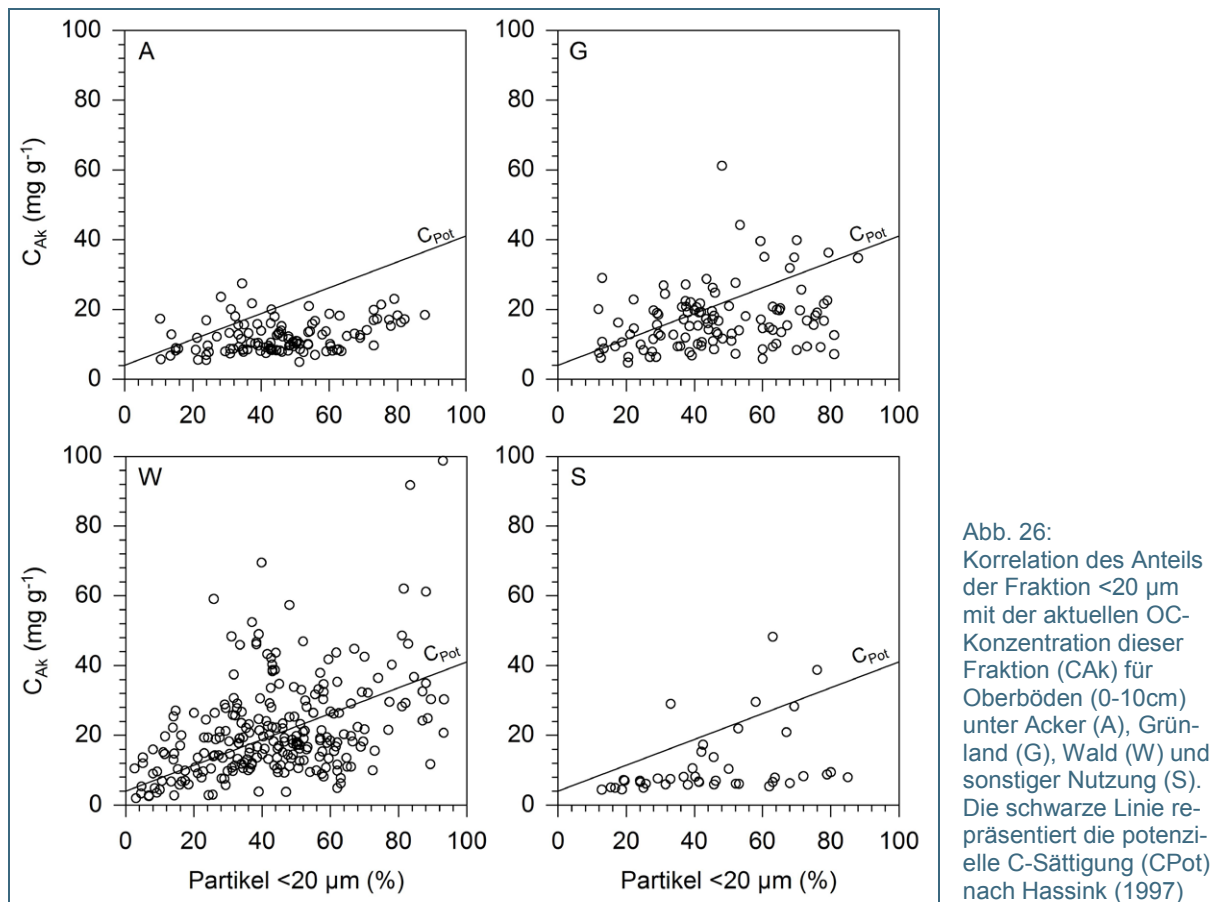
Die aktuelle OC-Konzentration der Fraktion <20 µm wurde für verschiedene Böden unter den Hauptlandnutzungen in Bayern bestimmt (Abb. 4). In Ackerböden waren die OC-Anteile der Fraktion <20 µm an den SOC-Konzentrationen der Gesamtböden in einem relativ engen Bereich mit einem Median von 77 %. Böden unter Grünland und Wald zeigten generell niedrigere Anteile sowie eine höhere Variabilität der OC-Konzentration der Fraktion <20 µm. In Grünlandböden reichten die Beiträge dieser Fraktion von 49 bis 68 % mit einem Median von 60 %. Für Waldböden zeigte sich ein noch geringerer OC-Anteil in der Fraktion <20 µm von 26 bis 46 % mit einem Median von 38 %.

		A n=115	G n=110	W n=249	S n=42
C <sub>Ak</sub> (mg g <sup>-1</sup> )	Minimum	4,4	4,5	2,0	3,1
	Maximum	24,4	57,4	156,6	101,7
	Mittelwert	10,8	16,3	22,5	23,2
	Median	9,6	14,9	18,5	10,6
	Standardabweichung	4,0	8,7	17,9	25,9
	Schiefe	0,9	1,7	3,5	1,9
	Kurtosis	0,4	4,4	19,8	2,7
C <sub>Def</sub> (mg g <sup>-1</sup> )	Minimum	-7,6	-35,6	-124,4	-75,4
	Maximum	22,5	27,3	25,4	24,8
	Mittelwert	10,3	5,0	-2,1	-1,7
	Median	11,1	5,0	1,1	4,5
	Standardabweichung	6,4	9,6	16,6	23,3
	Schiefe	0,6	0,7	-3,3	-1,7
	Kurtosis	0,1	2,3	19,6	2,9

Tab. 19: Monte Carlo-Simulation der aktuellen OC-Konzentration der Fraktion <20 µm (CAk) und des OC-Sättigungsdefizits (CDef) in Oberböden (0-10 cm) unter verschiedenen Landnutzungen (A = Acker, G = Grünland, W = Wald, S = Sonstiges) anhand 95 fraktionierten Standorten

Die Abschätzung der aktuellen OC-Konzentration der Fraktion <20 µm aller 516 Standorte mittels einer Monte-Carlo-Simulation der 95 fraktionierten Standorte ergab beträchtliche Unterschiede zwischen den Landnutzungen (Tab. 19). Ackerböden zeigten eine relativ geringe mittlere OC-Konzentration von 9,6 mg g<sup>-1</sup>. Für Grünland- und Waldböden wurden signifikant (P<0,05) höhere aktuelle OC-

Konzentrationen der Fraktion  $<20\ \mu\text{m}$  von  $14,9\ \text{mg g}^{-1}$  und  $18,5\ \text{mg g}^{-1}$  festgestellt. Böden unter sonstiger Landnutzung zeigten eine OC-Konzentration von  $10,6\ \text{mg g}^{-1}$ . Verglichen mit der potenziellen OC-Sättigung der Fraktion  $<20\ \mu\text{m}$  ergaben sich mittlere C-Sättigungen von 47 % für Ackerböden, 73 % für Grünlandböden, 93 % für Waldböden und 62 % für Böden unter sonstiger Landnutzung. Die Variabilität der aktuellen OC-Konzentration der Fraktion  $<20\ \mu\text{m}$  wurde als Funktion des Anteils dieser Fraktion dargestellt (Abb. 26). Für Ackerböden und Böden unter sonstiger Nutzung wurde kein signifikanter Zusammenhang zwischen der aktuellen OC-Konzentration und dem Anteil der Fraktion  $<20\ \mu\text{m}$  festgestellt.



Waldböden zeigten dagegen einen Anstieg der aktuellen OC-Konzentration mit steigenden Anteilen der Fraktion  $<20\ \mu\text{m}$ . Allerdings zeigte sich grundsätzlich eine hohe Variabilität von unter- bzw. übersättigten Standorten. Für Standorte, die augenscheinlich übersättigt waren (aktuelle OC-Konzentration überstieg die potenzielle OC-Sättigung), zeigte sich kein klarer Zusammenhang mit dem Anteil der Fraktion  $<20\ \mu\text{m}$  mit Ausnahme der Ackerböden, bei denen übersättigte Standorte auf Böden mit Anteilen der Fraktion  $<20\ \mu\text{m}$  von  $<40\ \%$  beschränkt waren. Das C-Sequestrierungspotenzial als die Differenz zwischen der aktuellen und der potenziellen OC-Sättigung der Fraktion  $<20\ \mu\text{m}$  war grundsätzlich verschieden für die Landnutzungen (Abb. 27). In Ackerböden führte ein geringer aktueller OC-Vorrat der Fraktion  $<20\ \mu\text{m}$  von  $1,3\ \text{kg m}^{-2}$  im Vergleich zu einem potenziellen Vorrat von  $3,0\ \text{kg m}^{-2}$  zu einem relativ hohen C-Sequestrierungspotenzial von  $1,5\ \text{kg m}^{-2}$ .

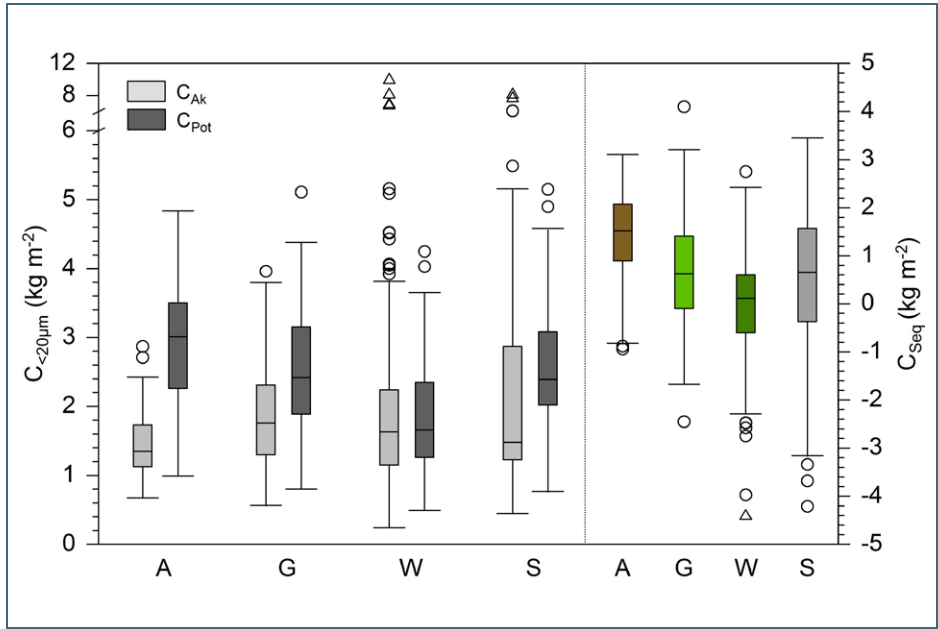


Abb. 27: Aktuelle OC-Konzentration der Fraktion  $<20 \mu\text{m}$  ( $C_{Ak}$ ) aus einer Übertragung der Ergebnisse von 95 fraktionierten Standorten mittels einer Monte Carlo-Simulation sowie die potenzielle OC-Sättigung ( $C_{Pot}$ ) und das C-Sequestrierungspotenzial ( $C_{Seq}$ ) von Oberböden (0-10 cm) unter Acker (A), Grünland (G), Wald (W) und sonstiger Nutzung (S) (Boxplots mit dem Median, unterem und oberem Quartil, Ausreißern und Extremwerten)

In Grünland- und Waldböden waren die aktuellen OC-Vorräte der Fraktion  $<20 \mu\text{m}$  mit  $1,8 \text{ kg m}^{-2}$  und  $1,6 \text{ kg m}^{-2}$  näher an den potenziellen Vorräten von  $2,4 \text{ kg m}^{-2}$  und  $1,7 \text{ kg m}^{-2}$ . Somit ergaben sich für diese Böden geringere C-Sequestrierungspotenziale von  $0,6 \text{ kg m}^{-2}$  und  $0,1 \text{ kg m}^{-2}$ . Böden unter sonstiger Landnutzung besaßen einen aktuellen und potenziellen OC-Vorrat der Fraktion  $<20 \mu\text{m}$  von  $1,5 \text{ kg m}^{-2}$  und  $2,6 \text{ kg m}^{-2}$ , woraus sich ein C-Sequestrierungspotenzial von  $0,9 \text{ kg m}^{-2}$  ergab.

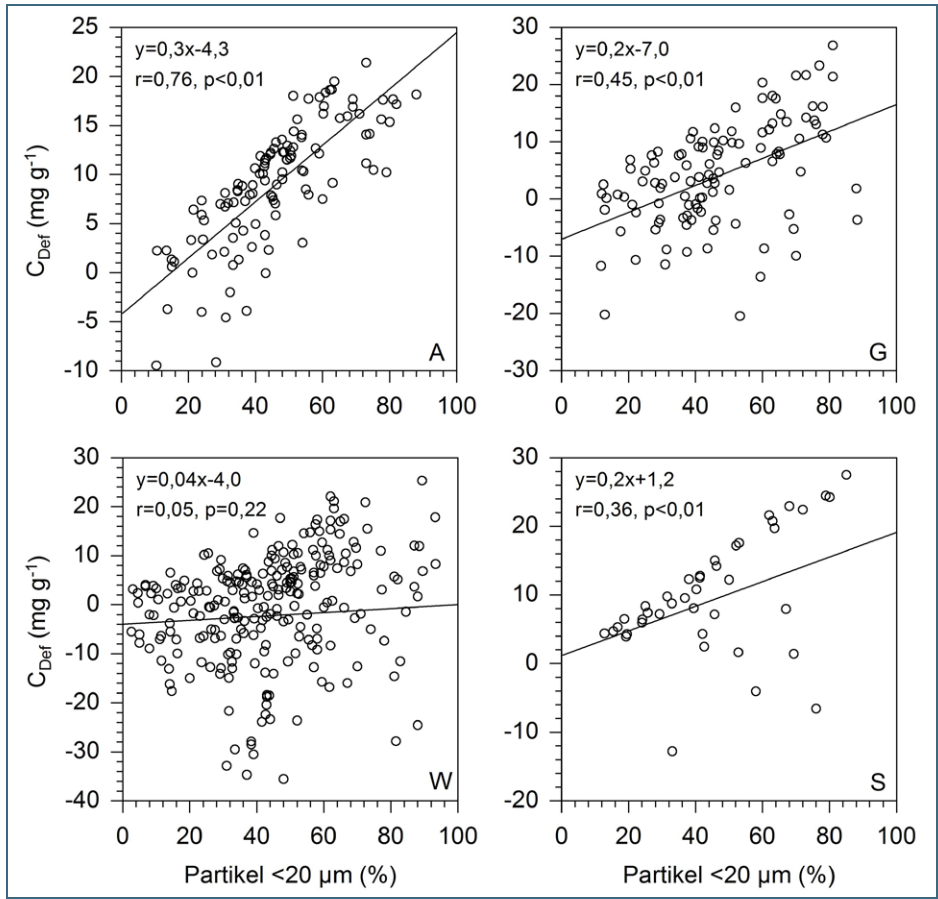


Abb. 28: Korrelation zwischen dem Anteil der Partikel  $<20 \mu\text{m}$  und dem C-Sättigungsdefizit ( $C_{Def}$ ) für Oberböden (0-10 cm) unter Acker (A), Grünland (G), Wald (W) und sonstiger Nutzung (S)

Das OC-Sättigungsdefizit von landwirtschaftlichen Böden war positiv mit dem Anteil der Fraktion <20 µm korreliert, insbesondere in Ackerböden (Abb. 28). Waldböden und Böden unter sonstiger Nutzung zeigten diesbezüglich keinen signifikanten Zusammenhang. Für einen Einblick in die Steuergrößen des C-Sequestrierungspotenzials wurde eine Korrelationsmatrix mit verschiedenen Umweltparametern erstellt (Tab. 20).

Tab. 20: Korrelationsmatrix des OC-Sättigungsdefizits (CDef) mit verschiedenen Boden- und Umweltparametern

	C <sub>Def</sub>	T	N	H	HN	K	EG	TWI	AG	B	pH
T	,42**										
N	-,35**	-,84**									
H	-,42**	-,94**	,91**								
HN	-,13**	-,48**	,53**	,47**							
K	,07	,13**	-,14**	-,15**	-,11*						
EG	-,06	,03	-,03	-,03	-,04	-,01					
TWI	,07	,37**	-,29**	-,32**	-,70**	,00	,31**				
AG	-,12**	-,33**	,53**	,47**	,15**	-,12**	,03	,07			
B	-,25**	-,21**	,14**	,18**	,12**	-,01	-,02	-,10*	-,02		
pH	,37**	,30**	-,15**	-,24**	-,12**	-,05	,06	,21**	,05	-,31**	
SK	-,01	-,19**	,05	,09*	,19**	,03	-,03	-,19**	-,06	,11*	-,05

Signifikanzniveau: \*  $p \leq 0,05$ ; \*\*  $p \leq 0,01$

T, mittlere Jahrestemperatur (°C); N, Niederschlag (mm); H, Meereshöhe (m ü.NN); HN, Hangneigung (°); K, Kurvatur; EG, Einzugsgebietsfläche; TWI, topographischer Feuchteindex; AG, Ausgangsgestein; B, Bodenklasse nach AD HOC AG Boden (2005)

Starke positive Korrelationen ( $P < 0,01$ ) wurden für die Faktoren mittlere Jahrestemperatur und pH-Wert und negative Korrelationen für den Niederschlag, die Meereshöhe, die Hangneigung und die Bodenklasse gefunden. Allerdings erbrachte eine multiple lineare Regression mit zwei Faktoren, die mittels einer PCA der Umweltparameter extrahiert wurden, dass das OC-Sättigungsdefizit vor allem von einem Faktor gesteuert wurde, der von den Parametern mittlere Jahrestemperatur, Niederschlag und Meereshöhe dominiert wurde.

### 3.5.2 Sättigung von Waldböden

In Waldböden wurde ein grundsätzlich höheres Niveau der OC-Sättigung festgestellt als in landwirtschaftlich genutzten Böden. Die aktuelle OC-Konzentration der Fraktion <20 µm nahm leicht mit dem Anteil der Fraktion zu. Allerdings zeigte sich generell eine hohe Variabilität der aktuellen OC-Konzentration der Fraktion <20 µm mit einem hohen Anteil von Standorten, deren aktuelle OC-Konzentration größer als die potenzielle OC-Sättigung war und somit augenscheinlich übersättigt waren. Da der Unterschied zwischen der mittleren aktuellen und potenziellen OC-Sättigung der Fraktion <20 µm gering war, zeigte sich für Waldböden eine hohe OC-Sättigung von 93 % und ein dementsprechend geringes C-Sequestrierungspotenzial von nur  $0,1 \text{ kg m}^{-2}$ . Allerdings war mehr als 60 % des Gesamt-SOC der untersuchten Waldstandorte nicht vom Schluff- und Tongehalt abhängig und auch das OC-Sättigungsdefizit zeigte diesbezüglich keinen Zusammenhang. Darüber hinaus wurde eine große Anzahl von Standorten mit einer vordergründig starken Übersättigung identifiziert. Vermutlich hängt die OC-Sättigung von Waldböden nicht vom Schluff- und Tongehalt ab, wie es für landwirtschaftliche Böden der Fall war, und somit stellt die Hassink-Gleichung keinen sinnvollen Ansatz für die



Abschätzung der OC-Sättigung von Waldböden dar. In den vorwiegend sauren Waldböden Bayerns mit mittleren pH-Werten von 3,5 sind wahrscheinlich andere C-Stabilisierungsmechanismen relevant als die Assoziation mit Mineraloberflächen.

In zahlreichen Studien wurde die Bedeutung von amorphen Eisen- und Aluminiumoxiden für die Stabilisierung der OBS in sauren Böden hervorgehoben (Dümig et al., 2011; Kaiser et al., 2002; Kaiser und Zech, 2000; Kleber et al., 2005; Kögel-Knabner et al., 2008; Schöning et al., 2005; Spielvogel et al., 2008; Wiseman und Puttmann, 2005). Die reaktiven Oberflächen der Eisen- und Aluminiumoxide haben möglicherweise eine größere stabilisierende Wirkung auf die OBS in diesen Böden als die Tonminerale. Daher schlugen Kleber et al. (2005) und Wiseman & Puttmann (2005) vor, dass das C-Sequestrierungspotenzial von sauren Böden anhand des Gehalts schwach kristalliner Minerale abgeleitet werden könnte. In einer Studie zur Beziehung des OC-Gehalts und dem Anteil von Schluff- und Tonpartikeln in Waldböden vermuteten Six et al. (2002b), dass Eisen- und Aluminiumoxide eine wichtige Rolle bei der Erklärung der Unterschiede zwischen Acker und Waldböden spielen könnten. Allerdings ist die Assoziation der OBS mit Oxiden vor allem in Unterböden von Bedeutung (Kaiser et al., 2002; Kleber et al., 2005; Rumpel und Kögel-Knabner, 2011; Spielvogel et al., 2008). In Oberböden könnte eine Stabilisierung aufgrund Rekalzitranz aliphatischer Wald-OBS ein weiterer wichtiger Mechanismus sein (Eusterhues et al., 2005; von Lützwow et al., 2006). Darüber hinaus wiesen Baldock & Skjemstad (2000) darauf hin, dass der Ansatz von Hassink einen potenziellen Anteil der OBS nicht berücksichtigt, der mit der Fraktion <20 µm durch physikalische Stabilisierung innerhalb von Bodenaggregaten assoziiert ist. All diese Stabilisierungsmechanismen könnten die Grundlage für eine alternative Methode bilden, um das C-Sequestrierungspotenzial von sauren Böden abzuschätzen, beispielsweise anhand der reaktiven Oberfläche von Oxiden oder dem Gehalt rekalzitranter Verbindungen. Eine alternative Methode zum Ansatz von Hassink könnte dabei nicht nur für saure Waldböden sondern auch für grobkörnige landwirtschaftliche Böden verwendet werden, in denen gesättigte bzw. übersättigte Bedingungen ebenfalls auf eine mangelhafte Erfassung der Stabilisierungsprozesse hindeuteten. Ein vielversprechender Ansatz für eine präzisere Abschätzung der C-Stabilisierungskapazität von Böden anhand der Assoziation mit Schluff und Ton wurde von Six et al. (2002b) vorgeschlagen, die spezifische Regressionen für Grünland- und Waldböden sowie für Böden mit unterschiedlichen Tonmineralen entwickelten. Daneben wurde von Feng et al. (2013) eine C-Ladungs-Methode vorgeschlagen, die auf der Bestimmung der spezifischen Mineraloberfläche des Bodens beruht, sowie eine boundary-line-Analyse, die nur maximal gesättigte Böden einbezieht. Die Brauchbarkeit dieser Methoden für die Abschätzung des C-Sequestrierungspotenzials verschiedener Böden sollte in weiteren Studien untersucht werden.

### 3.5.3 Sättigungsdefizit landwirtschaftlicher Böden

Die aktuelle OC-Konzentration der Fraktion <20 µm in landwirtschaftlich genutzten Böden war grundsätzlich verschieden im Vergleich zu Waldböden, was auf einen klaren Einfluss der Bodenbearbeitung hindeutet. Erstaunlicherweise war die aktuelle OC-Konzentration der Fraktion <20 µm in Ackerböden auf einem konstanten Level von etwa 10 mg g<sup>-1</sup>, unabhängig vom Anteil dieser Fraktion. Feinkörnige Ackerböden mit einem hohen OBS-Stabilisierungspotenzial zeigten nahezu die gleichen OC-Gehalte wie sehr sandige Böden, deren OC-Gehalte nahe an der potenziellen OC-Sättigung oder sogar darüber lagen. Dies deutet möglicherweise darauf hin, dass die seit langem kultivierten Ackerböden ein Equilibrium bezüglich der mineralassoziierten OBS erreicht haben, das nicht länger an den Schluff- und Tongehalt gebunden ist. Die Tatsache, dass grobkörnige Ackerböden trotz relativ niedriger OC-Anteile der Fraktion <20 µm am Gesamt-SOC nur geringfügig unterhalb der potenziellen OC-Sättigung liegen, spiegelt möglicherweise ein vorsichtigeres Management dieser Böden bezüglich OBS wider. In einer Studie, die das OC-Sättigungsdefizit landwirtschaftlicher Oberböden in Frankreich abschätzte, zeigte sich ebenfalls ein hoher Sättigungsgrad in sandigen Böden (Angers et al., 2011). Im Gegensatz dazu wurde für feinkörnige Ackerböden eine deutliche Verarmung schluff- und tonasso-

zierter OBS festgestellt. Dieser Verlust kann auf die Bodenbearbeitung zurückgeführt werden, die zu einer Zerstörung von Makroaggregaten und einer Mineralisation dabei freigesetzter OBS führt (Balesdent et al., 2000; Mann, 1986; Post und Kwon, 2000; Six et al., 2000a). Daneben ist die physikalische Stabilisierung der OBS durch eine verschlechterte Bildung von Mikroaggregaten herabgesetzt (Six et al., 1999) und der Eintrag organischen Materials in den Boden durch die Ernte und die Entfernung von Ernterückständen reduziert. Verglichen mit der potenziellen OC-Sättigung haben Ackerböden in Bayern mehr als 50 % des schluff- und tonassoziierten SOC in den obersten 10 cm des Bodens verloren, was in einem mittleren OC-Sättigungsdefizit von  $11,1 \text{ mg g}^{-1}$  resultiert. Das entspricht den Ergebnissen anderer Studien, die die OC-Sättigung von Ackerböden untersuchten. Eine umfassende Untersuchung von Ackerböden in Frankreich erbrachte ein etwas niedrigeres OC-Sättigungsdefizit von  $8,1 \text{ mg g}^{-1}$  (Angers et al., 2011). Allerdings basierte diese Studie nur auf einer sehr groben Schätzung des aktuellen Beitrags der Fraktion  $<20 \mu\text{m}$  am Gesamt-SOC von 85 %. In seit langem kultivierten Ackerböden in einer temperierten Region Chinas wurde eine schluff- und tonassoziierte OC-Sättigung von 50 % ermittelt (Zhao et al., 2006). In landwirtschaftlichen Versuchsflächen in Ostkanada waren grobkörnige Oberböden mit Schluff- und Tongehalten  $<40 \%$  nahezu gesättigt, feintexturierte Böden ( $>60 \%$  Schluff und Ton) wiesen dagegen eine Sättigung von 65 bis 70 % auf (Carter et al., 2003). In Ackerböden Australiens wurde eine geringere OC-Sättigung von etwa 35 % bestimmt, was auf relativ geringe Niederschläge und hohe Temperaturen zurückgeführt wurde (Chan, 2001; Hassink, 1997). Unter kühleren Temperaturen in Tasmanien waren dagegen Ackerböden nahezu gesättigt bzw. überstiegen die potenzielle OC-Sättigung (Sparrow et al., 2006).

Grünlandböden zeigten eine vergleichbare potenzielle OC-Sättigung wie Ackerböden, aber eine deutlich höhere aktuelle OC-Konzentration der Fraktion  $<20 \mu\text{m}$ . Obwohl die aktuelle OC-Konzentration ebenfalls nicht mit dem Anteil an Schluff- und Tonpartikeln korreliert war, wurde ein höherer Gehalt von  $14,9 \text{ mg g}^{-1}$  und generell eine höhere Variabilität im Vergleich zu Ackerböden festgestellt. Dies ist vermutlich auf die geringere Intensität der Landnutzung sowie auf einen größeren ober- und unterirdischen Eintrag organischen Materials zurückzuführen. Daneben könnte die größere Variabilität der aktuellen OC-Konzentration der Fraktion  $<20 \mu\text{m}$  mit einem weiteren Bereich der Umweltbedingungen von Grünlandböden zusammenhängen, die auch unter kühlen, humiden Bedingungen sowie im Bereich wassergesättigter Böden vorkommen. Ein gewisser Anteil des SOC ist daher anscheinend nicht mit dem Schluff- und Tonanteil assoziiert. Aufgrund der höheren aktuellen OC-Konzentration ist die OC-Sättigung in Grünlandböden mit 73 % deutlich höher als in Ackerböden. Dies ist im Bereich der Ergebnisse für Weiden im Südosten der USA, für die eine schluff- und tonbasierte OC-Sättigung von 60 % bestimmt wurde (Conant et al., 2003). Eine höhere OC-Sättigung im Vergleich zu Ackerböden wurde auch für Grünlandböden in Australien festgestellt, allerdings auf einem niedrigeren Niveau (Chan, 2001).

### 3.5.4 Abschätzung des Kohlenstoffsequestrierungspotenzials

Eine PCA in Verbindung mit einer multiplen linearen Regressionsanalyse deutete darauf hin, dass das OC-Sättigungsdefizit in erster Linie von den klimatischen Bedingungen beeinflusst wird. Daher wurde das OC-Sättigungsdefizit von unterschiedlich genutzten Böden in Beziehung zur mittleren Jahrestemperatur und zum Niederschlag gesetzt. Positive, signifikante ( $P < 0,01$ ) Korrelation mit der Temperatur und negative Korrelationen mit dem Niederschlag wurden für alle Landnutzungen gefunden (Abb. 29 und Abb. 30). Diese Zusammenhänge wurden für eine grobe Abschätzung des gesamten C-Sequestrierungspotenzials in Bayern benutzt. Ein ähnlicher Ansatz wurde für eine weltweite Abschätzung des C-Sequestrierungspotenzials degradierter Grasländer gewählt (Conant und Paustian, 2002).

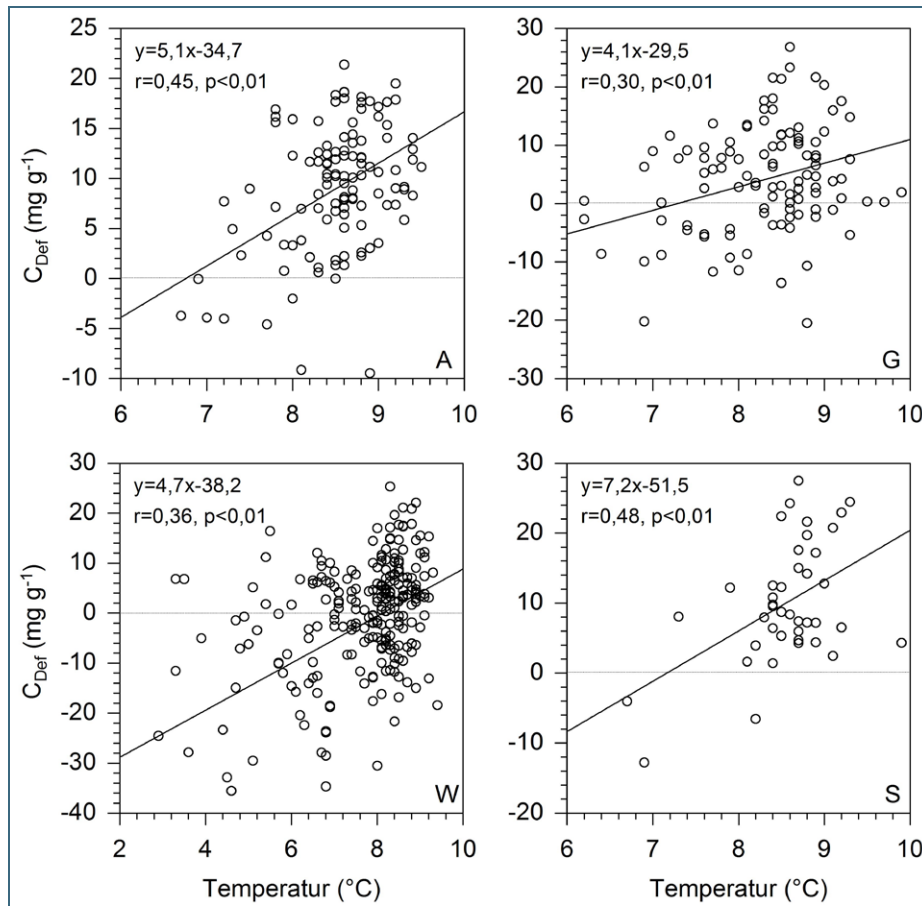


Abb. 29: Korrelation der mittleren Jahrestemperatur mit dem OC-Sättigungsdefizit (C<sub>Def</sub>) von Oberböden unter Acker (A), Grünland (G), Wald (W) und sonstiger Nutzung (S) (Werte oberhalb der gestrichelten Linie entsprechen einem OC-Sättigungsdefizit, Werte unterhalb einer OC-Übersättigung)

Für jede Landnutzung wurden Grenzwerte bezüglich der Temperatur und des Niederschlags aus den Schnittpunkten der Regressionslinien mit dem Nullpunkt des OC-Sättigungsdefizits abgeleitet, die die Flächen der jeweiligen Landnutzungen in Bereiche mit potenziell gesättigten und ungesättigten Bedingungen aufteilten. Auf eine Regionalisierung des C-Sequestrierungspotenzials mittels geostatistischer Methoden, wie es für die Regionalisierung der SOC-Vorräte durchgeführt wurde (siehe Abschnitt 3.4), wurde aufgrund der begrenzten Datenlage verzichtet (95 Standorte mit gemessenen Werten der aktuellen OC-Konzentration der Fraktion <20 µm).

Die Ergebnisse dieses Ansatzes zeigten, dass die Acker- und Grünlandböden Bayerns potenziell 32 Mt und 6 Mt SOC in den obersten 10 cm speichern könnten (Tab. 21). Das hohe Potenzial von Ackerböden hängt mit dem hohen OC-Sättigungsdefizit und dem großen Bereich von Ackerböden in Bayern mit ungesättigten Bedingungen zusammen. Weniger als 1 % der gesamten Ackerfläche Bayerns wurden potenziell gesättigte Bedingungen zugewiesen, da unter humiden, kühlen Bedingungen kaum Ackerbau betrieben wird. Für Waldböden wurde ein Gesamtsequestrierungspotenzial von nur 4 Mt geschätzt, was allerdings mit großen Unsicherheiten behaftet ist. Böden unter sonstigen Landnutzungen könnten potenziell 9 Mt SOC speichern. Das geringe Potenzial von Waldböden kann auf ihre beinahe Sättigung und der Tatsache zurückgeführt werden, dass nur etwa die Hälfte der Waldfläche Bayerns ungesättigten Bedingungen zugeordnet wurde. Etwa 50 % der Wälder Bayerns befinden sich in Regionen, in denen kühle, humide Bedingungen mit einer vollständigen Sättigung der Schluff- und Tonpartikel verbunden sind.

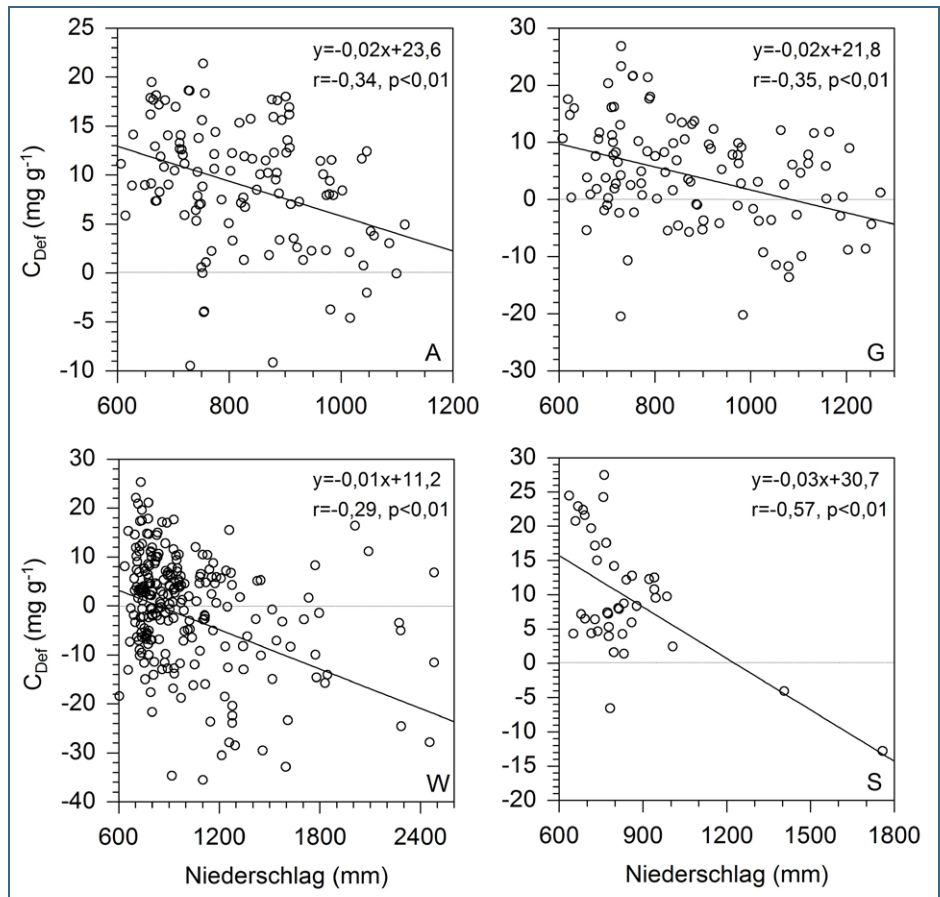


Abb. 30: Korrelation des Niederschlags mit dem OC-Sättigungsdefizit (CDef) von Oberböden unter Acker (A), Grünland (G), Wald (W) und sonstiger Nutzung (S) (Werte oberhalb der gestrichelten Linie entsprechen einem OC-Sättigungsdefizit, Werte unterhalb einer OC-Übersättigung)

Das für die ersten 10 cm der Böden geschätzte C-Sequestrierungspotenzial wurde auf die mittlere Mächtigkeit der A-Horizonte jeder Landnutzung extrapoliert unter der Annahme, dass die Textur und die SOC-Konzentrationen innerhalb des A-Horizonts vergleichbar sind.

Tab. 21: Grenzwerte der mittleren Jahrestemperatur (T<sub>ug</sub>) und des Niederschlags (N<sub>ug</sub>) für ungesättigte Verhältnisse, Fläche gesättigter (g) und ungesättigter (ug) Böden und das C-Sequestrierungspotenzial (C<sub>Seq</sub>) für Oberböden bis 10 cm Tiefe (C<sub>Seq-0-10</sub>) sowie für den A-Horizont (C<sub>Seq-A</sub>) unter verschiedenen Landnutzungen in Bayern

	T <sub>ug</sub> (°C)	N <sub>ug</sub> (mm)	Fläche <sub>g</sub> (km <sup>2</sup> )	Fläche <sub>ug</sub> (km <sup>2</sup> )	C <sub>Seq</sub> (t ha <sup>-1</sup> )	C <sub>Seq-0-10</sub> (Mt)	C <sub>Seq-A</sub> (Mt)
Acker	>6,4	<1450	105	22817	13,9	32	96
Grünland	>7,0	<1150	458	9267	6,7	6	12
Wald	>8,1	<850	11561	11699	3,1	4	4
Sonstiges	>8,0	<1000	3104	11312	7,9	9	22
Gesamt			15228	55095		50	134

Für A-Horizonte wurde ein gesamtes C-Sequestrierungspotenzial von 96 Mt für Ackerböden, 12 Mt für Grünlandböden, 4 Mt für Waldböden und 22 Mt für Böden unter sonstiger Nutzung berechnet. Insgesamt könnten die Böden Bayerns zusätzlich 134 Mt SOC speichern, etwa 18 % der existierenden SOC-Vorräte. Diese Menge entspricht 490 Mt CO<sub>2</sub>-Äquivalenten, mehr als der fünffachen Menge der jährlichen Treibhausgasemissionen Bayerns von 94 Mt CO<sub>2</sub>-Äquivalenten (Stand 2009) (UGRdL, 2012). Den Hauptanteil von 395 Mt CO<sub>2</sub>-Äquivalenten (etwa 80 %) könnte in landwirtschaftlichen Bö-

den sequestriert werden. Ein potenzieller Anstieg der OC-Sättigung in Waldböden und Böden unter sonstiger Nutzung ist mit großen Unsicherheiten behaftet. Unter der Annahme, dass aufgrund eines verbesserten Managements landwirtschaftlicher Böden das theoretische C-Sequestrierungspotenzial innerhalb eines Zeitraums von 30 Jahren erreicht wird (West und Six, 2007), könnte eine mittlere jährliche Menge von 13 Mt CO<sub>2</sub>-Äquivalente in bayerischen Böden sequestriert werden, was 14 % der jährlichen Treibhausgasemissionen Bayerns entspricht (bezogen auf das Jahr 2009). Bezogen auf die Fläche könnten 4,1 t CO<sub>2</sub>-Äquivalente pro Hektar und Jahr potenziell in landwirtschaftlichen Böden gespeichert werden, was deutlich höher ist als beobachtete und modellierte C-Akkumulationsraten verschiedener Managementoptionen, die zum Ziel haben, die SOC-Vorräte von Acker- und Grünlandböden zu erhöhen (Freibauer et al., 2004; Smith et al., 2008; Vleeshouwers und Verhagen, 2002; West und Post, 2002).

### 3.6 Quantifizierung funktioneller Kohlenstofffraktionen und zukünftige Entwicklung der Bodenkohlenstoffvorräte Bayerns

#### 3.6.1 Funktionelle Bodenkohlenstoffvorräte unter verschiedener Landnutzung

Für die flächenmäßig dominierenden Bodenklassen in Bayern wurde unterteilt nach den Hauptlandnutzungen die Gesamtmenge an SOC bestimmt, die in verschiedenen funktionellen Bodenfraktionen gespeichert ist (Tab. 22). Die Bestimmung von DOC zeigte allgemein relativ geringe OC-Vorräte von 0,2 bis 1,1 kg m<sup>-2</sup>, die lediglich einen Anteil am Gesamtvorrat von 1 bis 9 % hatten. Die OC-Vorräte der POM betragen 0,5 bis 8,2 kg m<sup>-2</sup> und trugen mit 4 bis 34 % zu den gesamten SOC-Vorräten bei. Für Moore wurden sehr hohe OC-Vorräte der POM von 22,6 kg m<sup>-2</sup> ermittelt, 45 % der Gesamt-SOC-Vorräte in Mooren. Die S+A-Fraktion enthielt OC-Vorräte von 0,3 bis 7,3 kg m<sup>-2</sup> und damit relative Anteile von 4 bis 41 % an der gesamten SOC-Menge. Die höchsten OC-Vorräte wurden für die s+c-Fraktion mit 1,8 bis 14,4 kg m<sup>-2</sup> ermittelt. Diese Fraktion stellte mit 19 bis 77 % den größten Anteil der gesamten SOC-Vorräte dar. Die rSOC-Fraktion speicherte 0,3 bis 2,6 kg m<sup>-2</sup> und hatte einen relativen Anteil von 3 bis 18 %. Generell wurden die Unterschiede zwischen den Bodenklassen von ausgeprägten Unterschieden zwischen den Landnutzungen überlagert. Um einen Einblick in die vertikale Verteilung der Bodenfraktionen innerhalb der Bodenprofile zu gewinnen, wurden die OC-Vorräte der Fraktionen getrennt nach der Landnutzung für jeden Horizont berechnet (Abb. 31). Für Ackerböden wurden für das gesamte Profil SOC-Vorräte von 8,5 kg m<sup>-2</sup>, für Grünland 12,4 kg m<sup>-2</sup> und für Wald 9,2 kg m<sup>-2</sup> bestimmt. In Acker- und Grünlandböden trugen DOC und POM mit 13 % und 14 % zum Gesamt-SOC-Vorrat bei, S+A und s+c mit jeweils 75 % und rSOC mit 12 und 11 %. Im Gegensatz dazu war der Beitrag von S+A und s+c in Waldböden mit 53 % deutlich geringer, was durch höhere Anteile von DOC und POM von 20 % und zusätzlich von der organischen Auflage mit 18 % ausgeglichen wurde. Die gegensätzliche Verteilung von labilen und intermediären OC-Fraktionen in landwirtschaftlichen Böden und Waldböden war besonders im Oberboden (A/O-Horizont) ausgeprägt. Hier trugen DOC und POM mit nur 10 bis 13 % zu den gesamten SOC-Vorräten in landwirtschaftlichen Böden bei, aber mit 58 % (inklusive der organischen Auflage) in Waldböden. Der Anteil von S+A und s+c war im Oberboden unter Wald mit 39 % dementsprechend kleiner im Vergleich zu landwirtschaftlichen Böden mit 81 %. Der Beitrag von rSOC im Oberboden war mit 3 bis 7 % relativ gering unter allen Landnutzungen. In B-Horizonten wurden im Vergleich mit Ackerböden höhere absolute OC-Vorräte von Fraktionen für Grünland- und Waldböden bestimmt, wobei die relativen Anteile der Fraktionen unter allen Landnutzungen vergleichbar waren. Der B-Horizont von Waldböden zeigte leicht höhere Anteile von DOC und POM von 21 % gegenüber landwirtschaftlichen Böden mit 13 bis 14 %. Relativ hohe Anteile wurden mit 16 bis 20 % für rSOC unter allen Landnutzungen ermittelt. Eine ähnliche Verteilung der Fraktionen für alle Landnutzungen zeigte sich in C-Horizonten mit relativ geringen OC-Vorräten der einzelnen Fraktionen. Hier wurden die höchsten relativen Anteile von rSOC mit 20 bis 28 % berechnet.

Tab. 22: Menge und relativer Anteil von OC-Vorräten verschiedener Bodenfraktionen an Gesamt-SOC-Vorräten verschiedener Bodeneinheiten und Landnutzungen in Bayern

BE	LN	Streue		DOC		POM		S+A		s+c		fSOC		GB
		(kg m <sup>-2</sup> )	(%)	(kg m <sup>-2</sup> )	(%)	(kg m <sup>-2</sup> )	(%)	(kg m <sup>-2</sup> )	(%)	(kg m <sup>-2</sup> )	(%)	(kg m <sup>-2</sup> )	(%)	
M	G	1,1±0,9	3±3	22,6±27,7	45±52	2,4±0,7	6±3	14,4±12,2	39±39	2,6±2,4	7±7	43,1±11,4		
G	A	0,5±0,2	3±1	0,7±0,3	5±2	1,6±2,1	9±12	10,7±3,7	73±9	1,6±1,5	9±7	15,0±6,1		
G	G	0,6±0,1	4±1	1,0±0,1	7±0	4,0±1,1	27±7	7,5±1,7	50±9	1,9±0,9	13±7	15,1±0,8		
P1	G	0,5±0,1	4±1	0,5±0,1	4±1	2,2±0,8	18±6	7,9±1,1	65±7	1,1±0	9±1	12,2±0,9		
W	W	2,6±1,0	27±14	1,1±0,4	11±2	1,8±1,5	17±11	3,1±0,2	31±7	0,9±0,7	8±4	10,2±2,1		
B1	A	0,3±0,1	4±1	1,2±1,0	15±13	0,6±0,5	8±6	4,6±1,8	56±20	1,3±0,5	16±5	8,1±1,0		
G	G	0,4±0,2	3±1	0,7±0,1	5±1	3,2±0,4	27±4	6,3±0,3	54±4	1,3±0,6	10±4	11,8±1,1		
W	W	1,0±0,1	12±4	1,3±0,6	15±6	1,0±1,0	10±6	3,4±1,1	39±5	1,7±1,2	18±8	9,1±4,1		
B2	G	0,4±0,1	3±1	0,8±0,3	6±2	5,4±3,0	41±21	4,8±2,2	38±19	1,5±0,4	12±4	13,0±0,7		
W	W	1,8±1,3	16±9	1,2±0,5	12±5	2,6±1,2	24±13	4,2±1,8	37±14	0,9±0,3	8±1	11,0±1,8		
P2	A	0,5±0,2	7±3	0,5±0,1	6±1	0,3±0,1	4±2	5,1±1,7	67±8	1,2±0,3	16±4	7,5±1,7		
G	G	0,6±0,3	6±3	0,9±0,3	9±4	1,4±0,7	14±5	6,0±1,7	58±8	1,3±0,9	13±10	10,1±1,5		
W	W	0,4±0,2	6±2	1,2±0	19±4	1,0±0	16±3	2,7±1,6	40±4	0,8±0,6	12±8	6,6±1,2		
R1	A	0,4±0,3	4±2	0,7±0,1	8±1	0,4±0,2	4±1	7,3±2,4	77±1	0,7±0	8±3	9,5±3,0		
G	G	0,4±0,3	3±0	0,8±0,5	6±1	1,6±2,3	11±12	9,3±5,4	74±13	0,7±0,4	6±1	12,9±7,2		
W	W	0,7±0,3	5±2	1,6±0,8	13±5	4,0±3,4	27±7	5,8±3,6	44±8	0,7±0,4	6±3	13,1±7,8		
B4	A	0,5±0,1	5±1	0,5±0,1	6±1	0,8±0,7	9±8	6,2±0,2	65±2	1,4±0,6	15±6	9,5±0,1		
W	W	0,3±0,1	3±1	1,8±1,8	17±8	2,2±3,3	16±20	3,7±1,1	45±15	0,7±0,8	10±10	9,2±5,3		
T	A	0,8±0,4	5±2	0,7±0,3	5±1	0,9±0,7	6±1	11,0±4,4	73±6	1,9±1,7	11±4	15,4±7,5		
G	G	0,4±0,1	2±0	1,0±0,4	6±2	2,8±1,5	16±2	11,2±5,6	64±9	1,6±0,5	12±8	17,0±7,0		
W	W	0,7±0,2	9±3	1,0±0,2	14±4	2,1±1,2	29±15	2,7±0,8	36±9	0,7±0,5	9±7	7,3±0,8		
B5	W	1,5±0,7	16±	1,1±0,3	12±4	1,5±1,5	16±14	3,6±0,1	39±4	1,1±0,4	12±5	9,1±0,8		
B6	G	0,3±0,2	3±1	0,5±0,5	6±4	1,3±0,4	19±4	4,6±1,2	63±4	0,6±0,2	9±2	7,3±2,1		
W	W	2,1±1,0	20±7	1,8±1,1	18±10	0,7±0,3	7±1	4,9±1,4	46±2	0,8±0,4	8±2	10,5±3,1		
B7	W	6,8±2,2	30±3	3,1±1,8	13±4	6,1±1,6	28±10	5,0±1,4	22±4	1,1±0,3	5±2	22,4±5,6		
B8	W	4,1±1,7	26±23	6,0±7,1	17±4	7,3±10,7	16±13	8,6±8,2	30±9	3,4±4,5	9±5	29,8±29,6		
B9	A	0,3±0,2	4±1	0,7±0,2	9±1	0,3±0,1	5±2	5,0±2,0	70±3	0,8±0,4	11±4	7,0±2,6		
G	G	0,5±0,5	7±3	1,0±0,6	14±5	1,3±0,6	18±5	3,1±1,1	48±20	1,0±1,1	13±9	6,9±2,5		
W	W	4,0±2,1	43±20	1,4±0,5	17±7	1,2±0,8	15±12	1,8±0,9	19±7	0,3±0,2	3±1	8,8±2,0		
B10	A	0,2±0,1	4±1	0,5±0,3	10±6	1,0±1,0	17±16	3,4±0,1	60±10	0,6±0,1	10±0	5,7±0,7		
G	G	0,5±0,4	4±2	1,0±0,6	8±3	2,6±2,4	19±10	6,6±2,5	56±6	1,5±1,0	13±8	12,2±5,6		
W	W	2,9±0,5	34±10	1,9±1,0	20±7	0,8±0,5	9±6	2,4±1,1	26±3	0,7±0,3	8±4	8,9±3,0		
R2	W	2,7±4,1	7±8	8,2±6,5	34±28	3,4±1,0	19±12	10,0±12,2	33±17	0,3±0,3	3±4	25,1±20,2		

BE = Bodeninheit; LN = Landnutzung; GB = Gesamtboden; M = Moore; G = grundwasserbeeinflusste Böden (Gleye); P1 = flach- bis mittelgründige Böden mit Tonanreicherung im Unterboden; B1 = Braunerden aus Tertiärmaterial; B2 = Braunerden aus Moränenmaterial; P2 = mittel- bis tiefgründige Böden mit Tonanreicherung im Unterboden; R1 = flachgründige Böden aus der Carbonatgesteinsverwitterung mit und ohne Lösauflagen; B4 = mittel- bis tiefgründige Böden aus der Carbonatgesteinsverwitterung mit und ohne Lösauflagen; T = Pelosoile; B5 = Braunerden aus kalkhaltigem Ausgangsgestein mit hoher Basensättigung; B6 = Braunerden aus saurem Ausgangsgestein mit geringer Basensättigung; B7 = mittel- bis tiefgründige Braunerden aus saurem Ausgangsgestein; B8 = flachgründige Braunerden aus Schiefer; B9 = Braunerden aus Sandstein; B10 = Braunerden aus Sandstein mit beginnender Podsolierung; R2 = flachgründige alpine verschiebtenen Ausgangsgesteinen; A = Acker; G = Grünland; W = Wald

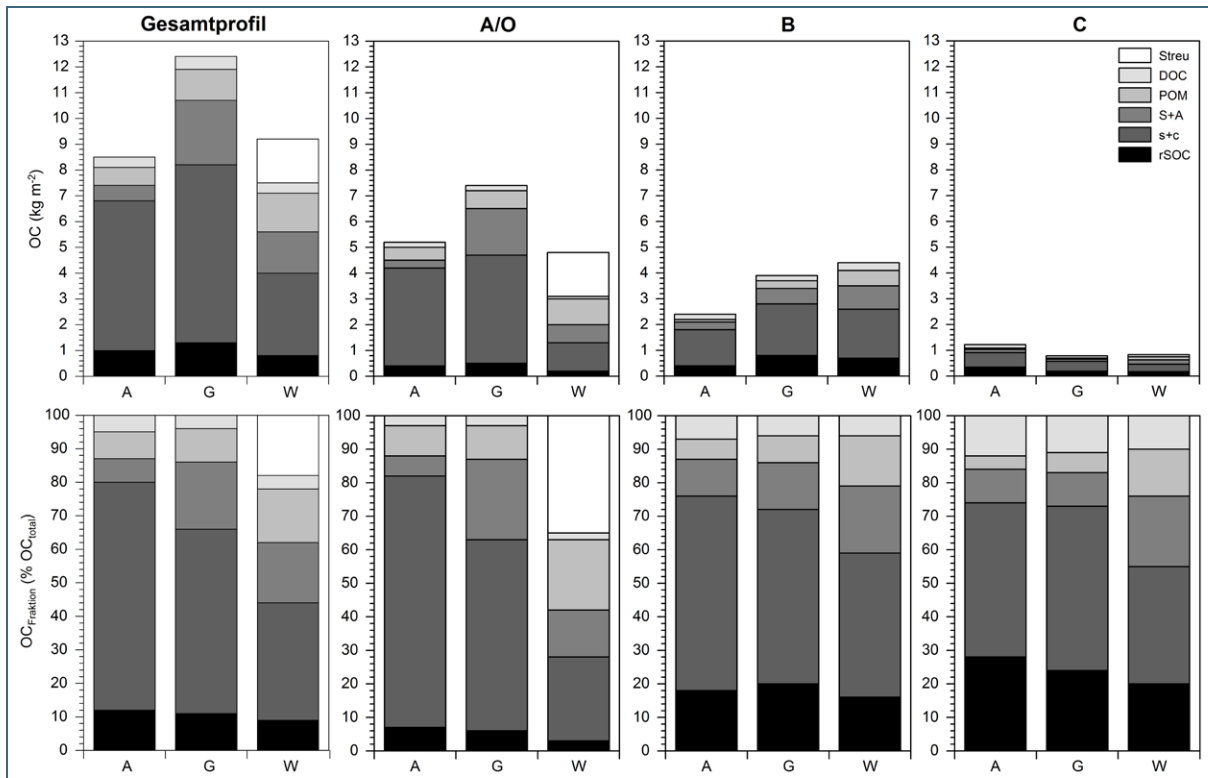


Abb. 31: Absolute OC-Vorräte von Bodenfraktionen sowie relative Anteile an Gesamt-SOC-Vorräten für Gesamtböden und Bodenhorizonten unter Acker (A), Grünland (G) und Wald (W)

In nahezu allen untersuchten Bodenklassen stellten die intermediären Fraktionen S+A und s+c den Großteil der SOC-Vorräte dar. Diese beiden Fraktionen hatten einen Anteil von 75 % am gesamten SOC-Vorrat in landwirtschaftlichen Böden und 53 % in Waldböden. Die Bedeutung der Schluff- und Tonfraktion für die SOC-Speicherung in temperierten landwirtschaftlichen Böden wurde von Christensen (2001) bestätigt, der einen Anteil von Tonpartikeln an der OBS von 50 bis 75 % und von Schluffpartikeln von 20 bis 40 % schätzte. Die Ergebnisse dieser Studie sind vergleichbar mit den Ergebnissen von Poeplau & Don (2013), die die Böden von 24 Untersuchungsgebiete innerhalb Europas mit der Methode nach Zimmermann (2007) fraktionierten. Sie bestimmten den Anteil von S+A und s+c in landwirtschaftlichen Oberböden mit 65 % und in Waldböden mit 59 %. In Oberböden von Acker- und Grünlandstandorten der Schweiz wurde ein Beitrag dieser beiden intermediären Fraktionen am gesamten SOC-Vorrat von 75 % ermittelt (Zimmermann et al., 2007). Der geringere Anteil von S+A und s+c in Waldböden im Vergleich zu landwirtschaftlichen Böden ist bedingt durch einen höheren Beitrag von DOC und POM sowie zusätzlich der organischen Auflage. In den Oberböden unter Wald hatten DOC, POM und die organische Auflage Anteile von 2 %, 21 % und 35 % an den SOC-Vorräten. In landwirtschaftlichen Oberböden trugen dagegen DOC und POM nur mit jeweils 3 % sowie 9 bis 10 % bei. Die Menge an DOC ist leicht höher als die Angaben für landwirtschaftliche Böden (0,05 bis 0,4 %) und Waldböden (0,25 bis 2 %) aus der Literatur (von Lützwow et al., 2007). Allerdings wurden in Studien, die darauf abzielten, den DOC-Pool komplett zu quantifizieren, vergleichbare Anteile von 1 bis 4 % ermittelt (Poeplau und Don, 2013; Zimmermann et al., 2007). Der Beitrag der POM zu den SOC-Vorräten wurde in mehreren Studien untersucht. Christensen (2001) schätzte den Beitrag von POM in Grünland- und Waldböden auf 15 bis 40 % und in Ackerböden auf <10 %. Eine Auswertung von 102 Studien, die die leichte OBS-Fraktion in verschiedensten Böden bestimmt hatten, erbrachte mittlere Anteile am SOC von 6 % in Ackerböden, 11 % in Grünlandböden und nur 8 % in Waldböden (Gregorich et al., 2006). Allerdings zeigte sich für Waldböden eine große Variabilität mit einem Anteil der leichten Fraktion von  $16 \pm 18$  %. In der Untersuchung von Poeplau & Don (2013) wurden nahezu iden-

tische Beiträge der POM von 9 % und 11 % in Acker- und Grünlandböden und 19 % in Waldböden ermittelt. Ein vergleichbarer Beitrag der POM von 10 % wurde auch für landwirtschaftliche Böden der Schweiz geschätzt (Zimmermann et al., 2007).

Die stabile SOC-Fraktion trug unabhängig von der Landnutzung mit 3 bis 18 % nur geringfügig zu den gesamten SOC-Vorräten bei. Der Beitrag von rSOC ist vergleichbar mit den Ergebnissen landwirtschaftlicher Böden der Schweiz von etwa 10 % (Zimmermann et al., 2007), aber geringer als die Ergebnisse von Poeplau & Don (2013), die Beiträge von 13 bis 26 % für verschiedene Oberböden berechneten. Allerdings ist die Isolierung des passiven rSOC-Pools mit großen Unsicherheiten behaftet. Obwohl zahlreiche Studien belegten, dass mittels einer NaOCl-Oxidation eine Fraktion mit hohem Radiocarbon-Alter abgetrennt wird (Helfrich et al., 2007; Kleber et al., 2005), zeigten Poeplau & Don (2013), dass diese Fraktion nahezu die gleiche Sensitivität gegenüber Landnutzungsänderungen besitzt wie Gesamt-SOC und daher nicht als stabile SOC-Fraktion angesehen werden kann. von Lützwow et al. (2007) trafen die Schlussfolgerung, dass die Isolierung eines passiven SOC-Pools, der durch verschiedene Mechanismen stabilisiert wird, generell schwierig ist und es noch keine brauchbare Methode gibt, um diesen Pool zu quantifizieren. Darüber hinaus zeigte auch ein Ringversuch, der den Fraktionierungsansatz von Zimmermann et al. (2007) evaluierte, eine hohe unerklärte Variabilität der Bestimmung des inerten SOC-Pools mittel NaOCl-Oxidation (Poeplau et al., 2013).

Für jede Bodenklasse wurden die Fraktionen landnutzungsspezifisch zu drei funktionellen SOC-Pools zusammengefasst (labiler SOC, intermediärer SOC, stabiler SOC) (Abb. 32). Grundsätzlich stellt der intermediäre SOC-Pool den größten Anteil an den gesamten SOC-Vorräten dar. Der labile Pool hatte mit Ausnahme einzelner Bodenklassen unter Wald nur geringe Anteile an den SOC-Vorräten. Keine ausgeprägten Unterschiede zwischen den Landnutzungen wurden bezüglich des stabilen SOC-Pools gefunden, der OC-Vorräte von 0,3 bis 1,9 kg m<sup>-2</sup> enthielt. Grundwasserbeeinflusste Böden (vorwiegend Gleye) unter Acker und Grünland besaßen generell hohe SOC-Vorräte von 15,1 kg m<sup>-2</sup> mit ähnlichen Anteilen der funktionellen SOC-Pools. Für flach- bis mittelgründige Böden mit Tonanreicherung im Unterboden (Braunerden und Parabraunerden) wurden geringere SOC-Vorräte unter Wald (10,2 kg m<sup>-2</sup>) im Vergleich zu Grünland (12,2 kg m<sup>-2</sup>) gefunden, wobei der labile SOC-Pool unter Wald mit 4,4 kg m<sup>-2</sup> fast genauso groß war wie der intermediäre Pool mit 4,9 kg m<sup>-2</sup>. Unter Grünland wurden mehr als doppelt so hohe intermediäre SOC-Vorräte von 10,1 kg m<sup>-2</sup> ermittelt. Eine vergleichbare Verteilung funktioneller SOC-Pools unter Grünland und Wald zeigten mittel- bis tiefgründige Böden derselben Bodenklasse. In dieser Klasse zusätzlich beprobte Standorte unter Acker besaßen höhere Gesamt-vorräte von 7,6 kg m<sup>-2</sup> im Vergleich zu Wald mit 6,6 kg m<sup>-2</sup> mit einem höheren Beitrag von intermediären SOC-Vorräten. Für Braunerden aus Tertiärmaterial sowie aus Möränenmaterial wurden höhere SOC-Vorräte unter Grünland (11,9 bis 13,0 kg m<sup>-2</sup>) im Vergleich zu Wald (9,1 bis 11,0 kg m<sup>-2</sup>) berechnet, wobei die intermediären SOC-Vorräte mit 9,5 bis 10,3 kg m<sup>-2</sup> deutlich höher waren als in Waldböden mit 4,5 bis 6,8 kg m<sup>-2</sup>. Unter Acker wurden etwas geringere SOC-Vorräte von 8,2 kg m<sup>-2</sup> verglichen mit Wald festgestellt, allerdings war der intermediäre Pool größer.



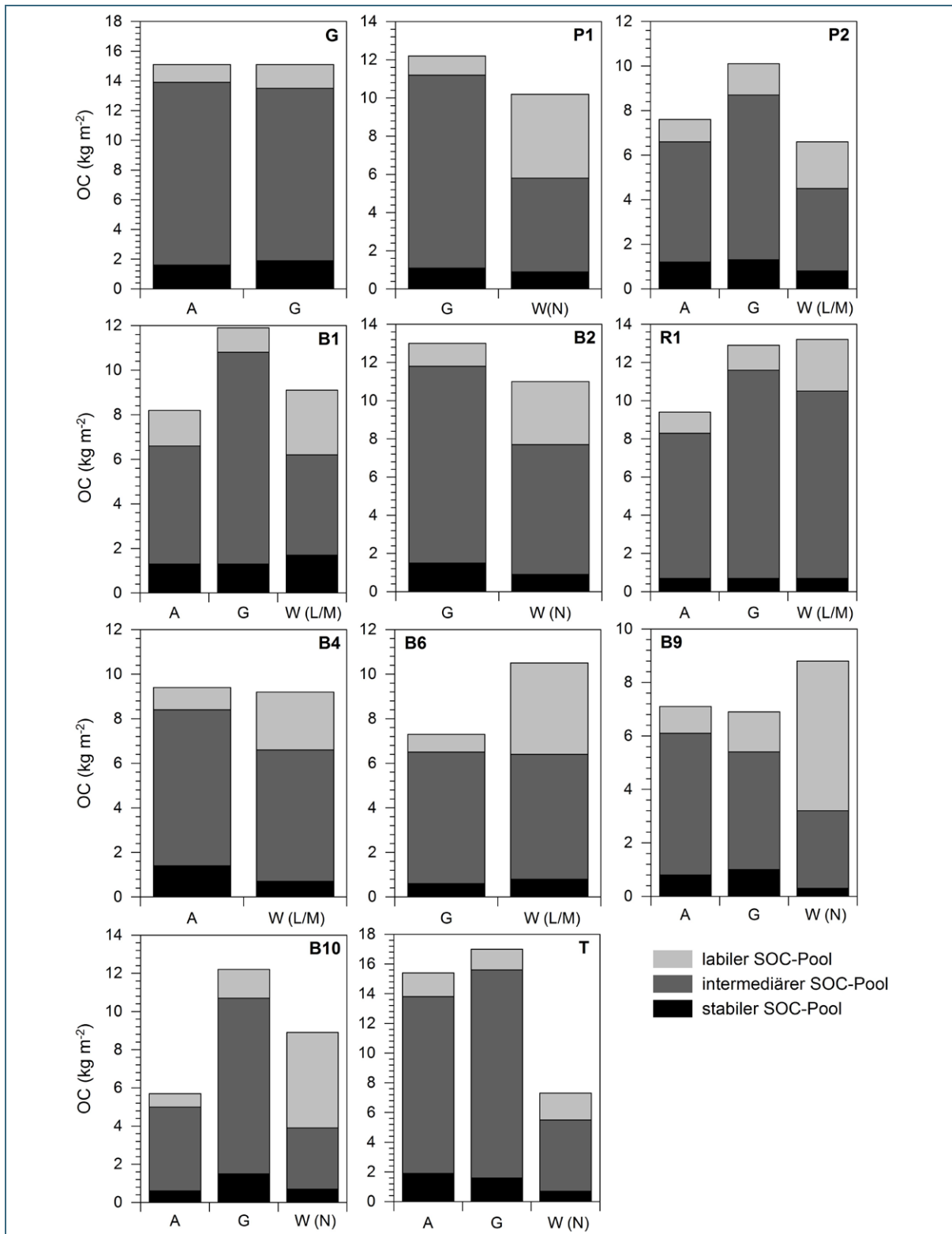


Abb. 32: OC-Vorräte funktioneller SOC-Pools für verschiedene Bodeneinheiten und Landnutzungen in Bayern (G = grundwasserbeeinflusste Böden (Gleye); P1 = flach- bis mittelgründige Böden mit Tonanreicherung im Unterboden; P2 = mittel- bis tiefgründige Böden mit Tonanreicherung im Unterboden; B1 = Braunerden aus Tertiärmaterial; B2 = Braunerden aus Moränenmaterial; R1 = flachgründige Böden aus der Carbonatgesteinsverwitterung mit und ohne Lössauflagen; B4 = mittel- bis tiefgründige Böden aus der Carbonatgesteinsverwitterung mit und ohne Lössauflagen; B6 = Braunerden aus saurem Ausgangsgestein mit geringer Basensättigung; B9 = Braunerden aus Sandstein; B10 = Braunerden aus Sandstein mit beginnender Podsolierung; T = Pelosole; A = Acker; G = Grünland; W (L/M) = Laub- und Mischwald; W (N) = Nadelwald

Relativ hohe SOC-Vorräte wurden für flachgründige Böden aus der Carbonatgesteinsverwitterung mit oder ohne Lössüberdeckung gefunden. Unter Grünland und Wald wurden vergleichbare Gesamt-SOC-Vorräte von  $12,9 \text{ kg m}^{-2}$  und  $13,2 \text{ kg m}^{-2}$  bestimmt, unter Acker geringere Vorräte von  $9,4 \text{ kg m}^{-2}$ . Für alle Landnutzungen ergaben sich hohe Anteile von intermediärem SOC mit  $7,6$  bis  $10,9 \text{ kg m}^{-2}$  sowie unter Wald ein höherer Beitrag von aktivem SOC. In mittel- bis tiefgründigen Böden derselben Bodenklasse zeigten sich für Acker und Wald nahezu identische Gesamt-SOC-Vorräte von  $9,4 \text{ kg m}^{-2}$  und  $9,2 \text{ kg m}^{-2}$ . Unter Grünland ergab sich allerdings ein höherer Beitrag des intermediären Pools mit  $7,0 \text{ kg m}^{-2}$  gegenüber Wald mit  $5,9 \text{ kg m}^{-2}$ . Braunerden aus saurem Ausgangsgestein mit niedriger Basensättigung besaßen deutlich höhere SOC-Vorräte unter Wald ( $10,5 \text{ kg m}^{-2}$ ) im Vergleich zu Grünland ( $7,3 \text{ kg m}^{-2}$ ) aufgrund von höheren labilen SOC-Vorräten von  $4,1 \text{ kg m}^{-2}$  und gleichgroßen intermediären SOC-Vorräten. In Braunerden aus Sandstein wurden ebenfalls höhere SOC-Vorräte ( $8,8 \text{ kg m}^{-2}$ ) im Vergleich zu Acker ( $7,1 \text{ kg m}^{-2}$ ) und Grünland ( $6,9 \text{ kg m}^{-2}$ ) festgestellt. Allerdings war ein Großteil der SOC-Vorräte unter Wald in labiler Form gespeichert ( $5,6 \text{ kg m}^{-2}$ ) und die intermediären SOC-Vorräte waren mit  $2,9 \text{ kg m}^{-2}$  deutlich geringer im Vergleich zu landwirtschaftlichen Böden ( $4,4$  bis  $5,3 \text{ kg m}^{-2}$ ). Braunerden aus Sandstein mit beginnender Podsolierung zeigten höhere SOC-Vorräte unter Grünland ( $12,2 \text{ kg m}^{-2}$ ) als unter Wald ( $8,9 \text{ kg m}^{-2}$ ) und Acker ( $5,7 \text{ kg m}^{-2}$ ). Unter Wald überstieg der labile SOC-Vorrat mit  $5,0 \text{ kg m}^{-2}$  die Menge des intermediären SOC von  $3,2 \text{ kg m}^{-2}$  deutlich, wobei unter Acker und Grünland weitaus höhere intermediäre SOC-Vorräte von  $4,4 \text{ kg m}^{-2}$  und  $9,2 \text{ kg m}^{-2}$  gespeichert waren. Tonreiche Böden zeigten sehr hohe Gesamt-SOC-Vorräte unter Acker und Grünland ( $15,4 \text{ kg m}^{-2}$  und  $17,0 \text{ kg m}^{-2}$ ) mit hohen Anteilen von intermediärem SOC von  $11,9 \text{ kg m}^{-2}$  und  $14,0 \text{ kg m}^{-2}$  und geringen Beiträgen von labilem SOC mit  $1,6 \text{ kg m}^{-2}$  und  $1,4 \text{ kg m}^{-2}$ . Unter Wald wurden weitaus geringere SOC-Vorräte von  $7,3 \text{ kg m}^{-2}$  und ein relativ höherer Anteil von labilem SOC von  $1,8 \text{ kg m}^{-2}$  festgestellt.

Die Landnutzung beeinflusste sowohl die gesamten SOC-Vorräte als auch die funktionellen SOC-Pools in den Böden Bayerns. Die höchsten SOC-Vorräte sind in Grünlandböden gespeichert, insbesondere in Gleyen, Braunerden und tonreichen Böden. Ein sehr hoher Anteil von  $86 \%$  ist dabei in intermediärer und stabiler Form gespeichert, der aktive SOC-Pool (vorwiegend POM) besitzt nur einen Anteil von  $10 \%$  an den gesamten SOC-Vorräten. Dies deutet auf ein hohes Maß der Stabilisierung von OBS aufgrund einer Assoziation mit Schluff- und Tonpartikeln hin sowie insbesondere auf eine ausgeprägte Aggregierung in Grünlandböden, da ein hoher SOC-Anteil von  $20 \%$  für die S+A-Fraktion ermittelt wurde. Unter Acker- und Waldnutzung war das Ausmaß der Aggregierung deutlich geringer, da die S+A-Fraktion geringere Anteile von  $7 \%$  und  $18 \%$  am Gesamt-SOC-Vorrat besaß. Die generell gute Aggregierung in Grünlandböden hängt mit dem ausgedehnten Wurzelsystem von Gräsern zusammen, was mit der Bildung zuckerreicher Kittsubstanzen assoziiert ist, die die Bildung stabiler Mikroaggregate fördern (Conant et al., 2004; Grandy und Robertson, 2006; Haynes und Beare, 1997; John et al., 2005; Pulleman et al., 2005; Six et al., 2000b).

In Ackerböden wurden etwa  $30 \%$  geringere SOC-Vorräte gegenüber Grünlandböden festgestellt. Dies kann auf einen reduzierten Eintrag von organischem Material sowie bearbeitungsbedingter Mineralisation von OBS aus zerstörten Bodenaggregaten zurückgeführt werden und wurde durch den weit aus geringeren Anteil der S+A-Fraktion von  $7 \%$  angedeutet. Allerdings war der relative Beitrag von Schluff- und Tonpartikeln an der SOC-Speicherung in Ackerböden deutlich höher, was in vergleichbaren relativen Anteilen des gesamten intermediären SOC-Pools in Acker- und Grünlandböden resultierte. Die ausgeprägte Assoziation von OBS mit Schluff- und Tonpartikeln in Ackerböden, insbesondere im A-Horizont ( $75 \%$  des SOC), wird möglicherweise durch das Pflügen verursacht. Durch Pflügen kommt es möglicherweise zu einer verstärkten Bildung organo-mineralischer Verbindungen aufgrund einer kontinuierlichen Freilegung reaktiver Mineraloberflächen innerhalb des gepflügten A-Horizonts, wodurch der Kontakt mit Ernterückständen gefördert wird. In einem Inkubationsexperiment resultierte die Einmischung von Maisstroh in den Boden in höheren schluff- und tonassoziierten SOC-Vorräten

als bei Aufbringung des Maisstrohs auf die Bodenoberfläche (Stemmer et al., 1999). Daneben wurden Hinweise darauf gefunden, dass herbstliches Tiefpflügen von Maisfeldern die Stabilisierung der OBS aufgrund eines erhöhten Kontakts von Mineraloberflächen und Ernterückständen fördert (Wingeyer et al., 2012). Aufgrund einer bearbeitungsbedingten Krümmenvertiefung der A-Horizonte von Ackerböden auf 30 cm und einem konstanten Eintrag organischen Materials bis zu dieser Tiefe wird vermutlich die Bildung mineralassoziierter organischer Verbindungen gefördert im Vergleich zu ungepflügten Grünlandböden mit einer geringeren A-Horizontmächtigkeit von 20 cm. Hinweise auf eine Krümmenvertiefung von 10 cm in Ackerböden Deutschlands und einer damit verbundenen Verlagerung der OBS mit der Tiefe und einer SOC-Anreicherung von 1,4 bis 1,7 kg m<sup>-2</sup> wurden in anderen Studien gefunden (Don et al., 2009; Nieder und Richter, 1986, 2000).

In Waldböden waren die SOC-Vorräte geringfügig höher gegenüber Ackerböden, wobei eine große Variabilität für die verschiedenen Bodenklassen festgestellt wurde. Allerdings, waren die funktionellen SOC-Pools grundsätzlich anders verteilt als in landwirtschaftlichen Böden. Unter Wald zeigte sich ein weitaus höherer Anteil des labilen SOC-Pools von 38 % gegenüber landwirtschaftlichen Böden mit 13 bis 14 %, insbesondere im A-Horizont. Dieser höhere Anteil ist vor allem auf zusätzliche labile SOC-Vorräte der organischen Auflage aber auch auf höhere OC-Vorräte in Form der POM zurückzuführen. Dementsprechend ist der Anteil des intermediären und passiven SOC-Pools in Waldböden mit 62 % deutlich geringer als in landwirtschaftlichen Böden. Offensichtlich kommt es zu einer Umverlagerung des SOC in Waldböden, da die saure, rekalzitrannte Streu von Nadelbäumen, die in Bayern vorherrschen, sich an der Bodenoberfläche akkumuliert und somit weniger organisches Material in den Mineralboden eingearbeitet wird, was oft mit einem SOC-Verlust im Mineralboden verbunden ist (Borken und Beese, 2005; Guo und Gifford, 2002; Poeplau et al., 2011; Vesterdal et al., 2002; Wiesmeier et al., 2009a). Daneben nehmen die SOC-Vorräte aufgrund anthropogener Störungen und einer reduzierten Bioturbation als Ergebnis einer geringeren Aktivität der Makrofauna in sauren Waldböden in aufgeforsteten Flächen ab (de Schrijver et al., 2012; Muys und Lust, 1992; Prescott, 2010; Vesterdal et al., 2012; Vesterdal et al., 2008). Allerdings wurde eine quantitative Beurteilung des Effekts der Landnutzung auf funktionelle SOC-Pools bis zum Ausgangsgestein bisher nicht durchgeführt. Die Quantifizierung funktioneller SOC-Pools zeigte, dass neben einem geringeren relativen Anteil von intermediärem und stabilem SOC auch der absolute Vorrat dieser funktionellen SOC-Pools geringer ist als in landwirtschaftlichen Böden. Mit Ausnahme flachgründiger Böden aus der Carbonatgesteinsverwitterung zeigten alle untersuchten Bodenklassen unter Wald geringere intermediäre und stabile SOC-Vorräte als unter Acker und Grünland. Ein Einfluss des Zeitpunkts der Probenahme auf die OC-Vorräte der organischen Auflage von Waldböden wurde nicht festgestellt.

### 3.6.2 Steuergrößen und räumliche Verteilung funktioneller Bodenfraktionen

Korrelationsanalysen von funktionellen Bodenfraktionen mit Umweltparametern zeigten unterschiedliche kontrollierende Faktoren für verschiedene Landnutzungen (Tab. 23). In Ackerböden wurden starke positive Korrelation ( $P < 0,01$ ) zwischen S+A und der Einzugsgebietsfläche/TWI gefunden. Die s+c-Fraktion zeigte eine negative Korrelation mit der Hangneigung und einen positiven Zusammenhang mit dem TWI. Ein positiver Zusammenhang wurde auch für rSOC und dem TWI ermittelt. Für DOC und dem kumulierten labilem SOC-Pool wurden keine signifikanten Korrelationen festgestellt, wohingegen der intermediäre SOC-Pool einen starken Zusammenhang mit der Einzugsgebietsfläche/TWI sowie mit der Hangneigung aufwies. In Grünlandböden waren die Fraktionen DOC, POM und s+c nicht mit den Umweltparametern korreliert. Ein starker positiver Zusammenhang wurde dagegen für S+A und die Hangneigung ermittelt. Auch rSOC war negativ mit der Hangneigung und positiv mit der mittleren Jahrestemperatur und dem TWI korreliert. Der labile und intermediäre SOC-Pool zeigten keine signifikanten Zusammenhänge mit den Umweltfaktoren. In Waldböden zeigte sich ein starker positiver Zusammenhang der mittleren Jahrestemperatur mit den Fraktionen POM, S+A und s+c sowie für den labilen und intermediären SOC-Pool. Die POM und der aktive Pool waren daneben mit der

Hangneigung korreliert. Bezüglich DOC und rSOC zeigten sich keine signifikanten Zusammenhänge. Generell zeigten die Faktorengruppen mittlere Jahrestemperatur, Niederschlag und Meereshöhe sowie Hangneigung, Einzugsgebiet und TWI signifikante Interkorrelationen.

Tab. 23: Korrelationsmatrizes funktioneller Bodenfraktionen unter Acker (A), Grünland (G) und Wald (W) mit verschiedenen Boden- und Umweltparametern

		DOC	POM	S+A	s+c	rSOC	labiler SOC	inter. SOC	H	T	N	HN	EG
A	H	-,070	,257	-,144	-,215	-,050	,178	-,225					
	T	,182	-,004	,260	,173	,259	,090	,214	-,818**				
	N	-,225	,230	-,275	-,213	-,144	,076	-,253	,680**	-,655**			
	HN	-,347	,294	-,049	-,518*	-,239	,317	-,474*	,373	-,295	,235		
	EG	,040	-,176	,839**	,294	-,017	-,126	,454*	-,403	,428	-,364	-,169	
	TWI	,368	-,155	,449*	,708**	,484*	,060	,735**	-,454*	,508*	-,260	-,722**	,538*
G	H	-,121	-,192	,328	-,096	-,200	-,196	,037					
	T	,225	,201	-,106	-,103	,507**	,223	-,135	-,776**				
	N	-,138	-,257	,243	-,099	,008	-,225	,032	,831**	-,582**			
	HN	-,179	-,070	-,463**	-,139	-,501**	-,119	-,332	-,119	-,251	,018		
	EG	,029	-,140	,010	,194	-,002	-,081	,165	,015	,130	,113	-,192	
	TWI	,142	-,101	,257	,097	,570**	-,009	,201	-,127	,480**	-,046	-,809**	,308
W	H	,054	,446**	,451**	,415**	,237	,445**	,480**					
	T	,035	-,495**	-,558**	-,461**	-,362*	-,485**	-,561**	-,922**				
	N	-,022	,307*	,169	,246	,024	,301	,236	,840**	-,735**			
	HN	-,095	,397**	-,018	,293	-,153	,382*	,172	,271	-,302	,505**		
	EG	,131	-,082	,002	-,088	-,059	-,068	-,053	,212	-,108	-,015	-,115	
	TWI	,277	-,273	-,050	-,215	,022	-,242	-,157	-,140	,267	-,280	-,749**	,298

Signifikanzniveau: \*  $p \leq 0,05$ ; \*\*  $p \leq 0,01$

H, Meereshöhe (m ü.NN); T, mittlere Jahrestemperatur (°C); N, Niederschlag (mm); HN, Hangneigung (°); EG, Einzugsgebietsfläche; TWI, topographischer Feuchteindex

Die Korrelationsanalyse machte deutlich, dass die funktionellen SOC-Pools in Acker- und Grünlandböden nicht von der Temperatur oder dem Niederschlag beeinflusst werden. Dieses Erkenntnis widerspricht der Tatsache, dass der Abbau der OBS generell ein temperaturgesteuerter Prozess ist (Conant et al., 2011; Davidson und Janssens, 2006; von Lützwow und Kögel-Knabner, 2009). Es wurde bereits in Abschnitt 3.2.2 darauf hingewiesen, dass der Effekt klimatischer Faktoren möglicherweise durch das Management landwirtschaftlicher Böden überlagert wird (Poeplau et al., 2011). Die SOC-Vorräte wurden mehr von der Bodenfeuchte beeinflusst, wie es auch für zahlreiche Fraktionen (POM, S+A, s+c, rSOC und den intermediären SOC-Pool) der Fall war (angedeutet durch Korrelationen mit der Hangneigung, der Einzugsgebietsfläche und dem TWI). In Ackerböden scheint die Bildung von Bodenaggregaten und organo-mineralischen Assoziationen durch hohe Bodenfeuchtegehalte gefördert zu werden. Dasselbe gilt für Grünlandböden mit Ausnahme von schluff- und tonassoziierten SOC-Vorräten, die von keinem der integrierten Faktoren beeinflusst wurden. Überraschenderweise wurde kein Einfluss der Umweltfaktoren auf die POM festgestellt, die als sehr labile Fraktion gegenüber Landnutzungsänderungen etc. angesehen wird (Carter et al., 1998; Haynes, 2000; Poeplau und Don, 2013; Six et al., 2002b). Dies kann möglicherweise auf die grundsätzlich geringen POM-Mengen in landwirtschaftlichen Böden zurückgeführt werden, die darüber hinaus vom Management ebenfalls

stark beeinflusst werden. In Waldböden wurde der labile Pool (POM) sowie der intermediäre Pool (S+A, s+c) stark von der Temperatur und dem Niederschlag kontrolliert, wie es bereits für Gesamt-SOC-Vorräte der Fall war. Um einen Einblick in die räumliche Verteilung funktioneller Fraktionen und SOC-Pools innerhalb Bayerns zu gewinnen, wurden Mittelwerte jeder Fraktion aus jeweils drei untersuchten Standorten den einzelnen Bodenklasse/Landnutzungs-Einheiten zugewiesen (Abb. 33 und Abb. 34).

Hohe OC-Vorräte der POM befinden sich vor allem in den Alpen und den östlichen Mittelgebirgen sowie in Mooren im Voralpenland und in Flussauen. In diesen Regionen mit hohen labilen SOC-Vorräten sollten jegliche Störungen wie beispielsweise ein Wechsel der Landnutzung unterbunden werden, um größere SOC-Verluste zu verhindern. Hohe SOC-Vorräte intermediärer SOC-Vorräte (S+A, s+c) befinden sich den Grünlandregionen der Alpen und Voralpen, im Jura und teilweise in den östlichen Mittelgebirgen. Der stabile SOC-Pool zeigte die höchsten Vorräte in Mooren und Flussauen.

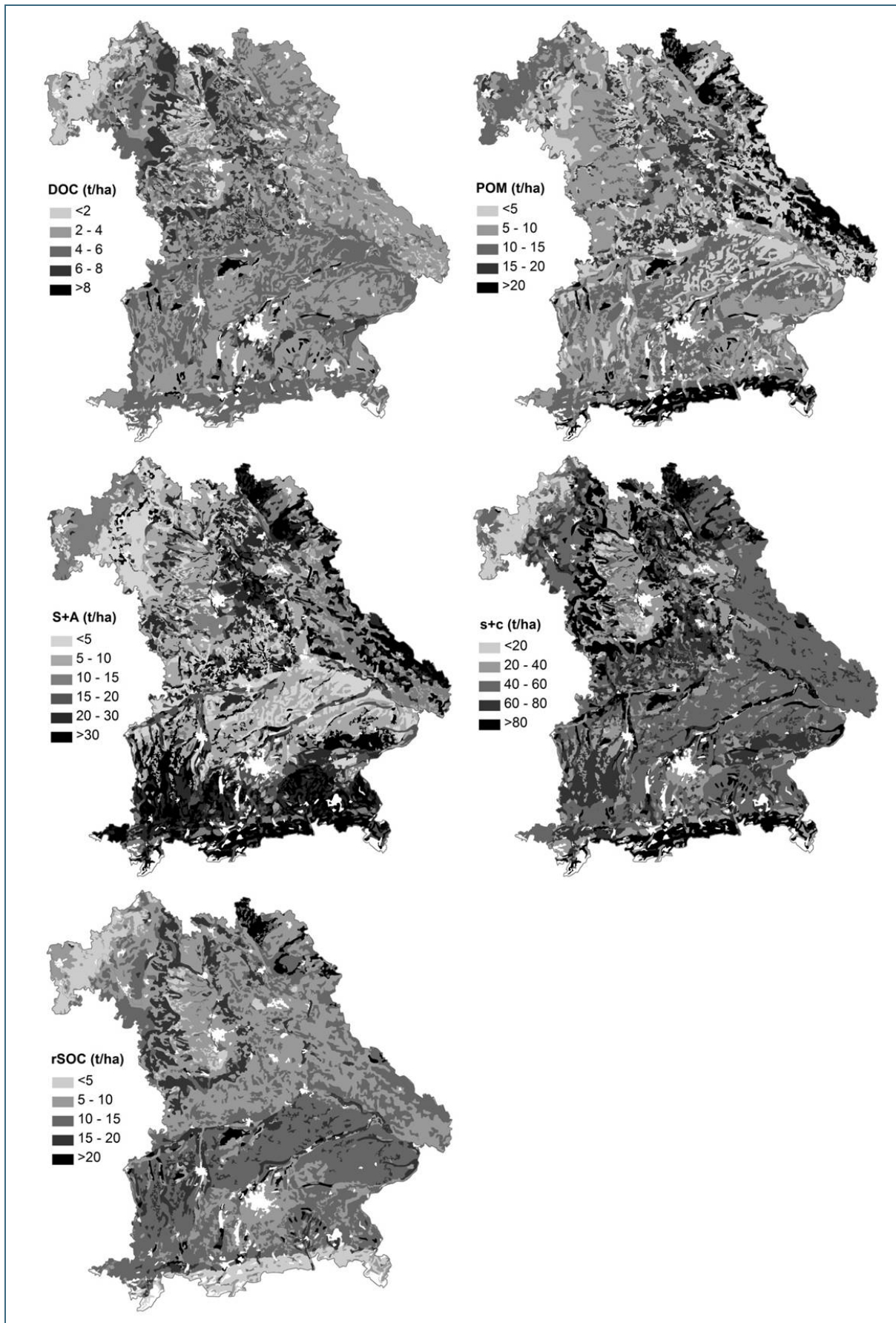


Abb. 33: Verteilung von OC-Vorräten funktioneller Bodenfraktionen innerhalb Bayerns

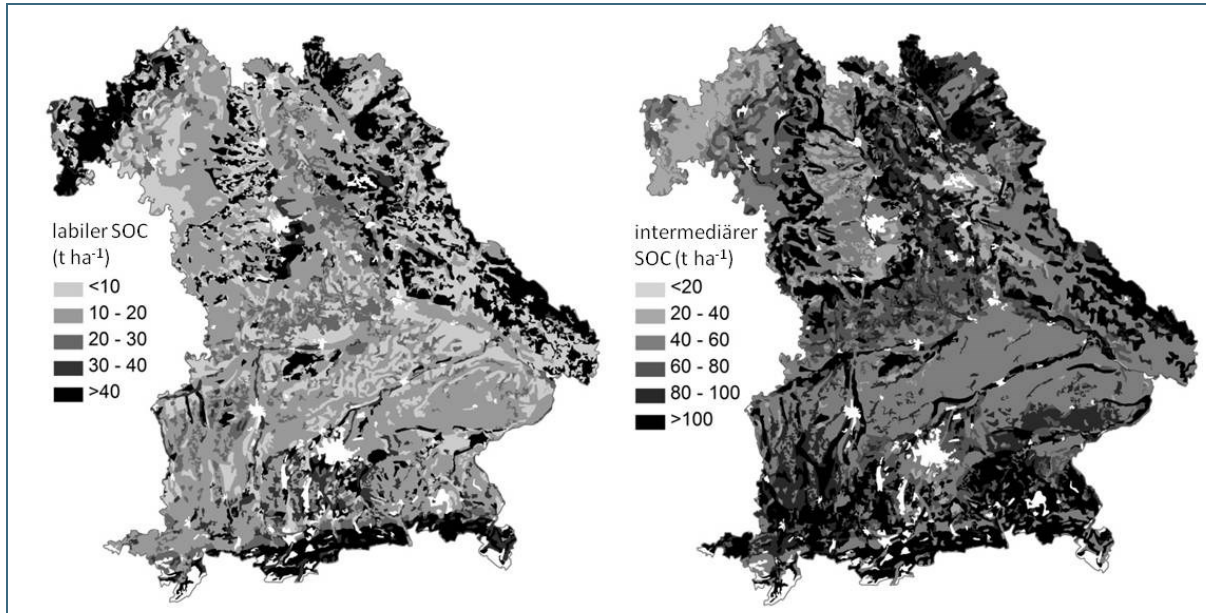


Abb. 34: Verteilung labiler und intermediärer SOC-Pools in Bayern

### 3.6.3 Auswirkungen auf die langfristige Speicherung von Bodenkohlenstoff

Um die Effekte der Landnutzung auf die funktionellen Fraktionen und SOC-Pools der verschiedenen Bodenklassen zu einem Nettoeffekt zusammenzufassen, wurden mittlere Unterschiede zwischen den einzelnen Landnutzungen berechnet (Abb. 35). Grünlandböden zeigten im Schnitt  $2,5 \pm 2,3 \text{ kg m}^{-2}$  höhere SOC-Vorräte gegenüber Ackerböden, vor allem aufgrund höherer intermediärer SOC-Vorräte von  $2,1 \pm 2,2 \text{ kg m}^{-2}$ . Labile und stabile SOC-Pools trugen nur zu einem geringen Maß zu den höheren Gesamt-Vorräten bei. Die mittleren Gesamt-Vorräte von Acker und Waldböden zeigten keinen nennenswerten Unterschied, wobei sich eine hohe Standardabweichung ergab. Allerdings zeichneten sich Waldböden durch weitaus höhere labile SOC-Vorräte von  $2,1 \pm 1,7 \text{ kg m}^{-2}$  und deutlich geringere intermediäre SOC-Vorräte von  $-1,7 \pm 2,8 \text{ kg m}^{-2}$  im Vergleich zu Ackerböden aus. Der Vergleich mit Grünlandböden zeigte geringere Gesamt-SOC-Vorräte von Waldböden von  $-2,6 \pm 3,4 \text{ kg m}^{-2}$  trotz erhöhter labiler SOC-Vorräte von  $2,2 \pm 1,4 \text{ kg m}^{-2}$ . Die geringeren Vorräte unter Wald wurden durch weitaus niedrigere Mengen von intermediärem SOC von  $-4,4 \pm 2,6 \text{ kg m}^{-2}$  gegenüber Grünland verursacht. Auch der stabile SOC-Vorrat war unter Wald etwas geringer im Vergleich zu landwirtschaftlichen Böden.

Diese Ergebnisse machen deutlich, dass Grünland- und auch Ackerböden besser für eine langfristige Speicherung von SOC geeignet sind als Waldböden, da die Menge an intermediärem und stabilem SOC größer ist. Dies widerspricht den Aussagen mehrerer Studien, die eine Aufforstung landwirtschaftlicher Flächen aufgrund eines Anstiegs von Gesamt-SOC-Vorräten empfehlen (Baritz et al., 2010; Del Galdo et al., 2003; Paul et al., 2002; Post und Kwon, 2000; Six et al., 2002a).

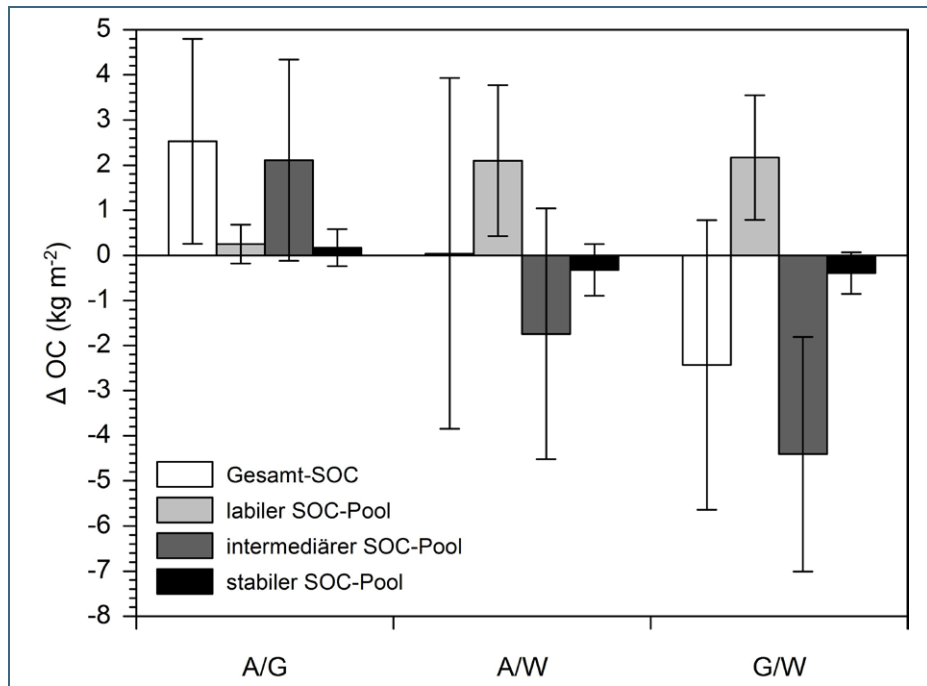


Abb. 35: Unterschiede bezüglich Gesamt-SOC-Vorräten und funktioneller SOC-Pools zwischen Acker- und Grünlandböden (A/G), Acker- und Waldböden (A/W) und Grünland- und Waldböden (G/W)

Darüber hinaus unterstützen die Ergebnisse dieser Studie nicht die Annahmen des Kyoto-Protokolls, das eine Anerkennung der Aufforstungen landwirtschaftlicher Flächen als Managementoption für die Verringerung der CO<sub>2</sub>-Emissionen vorsieht (IPCC, 2000).

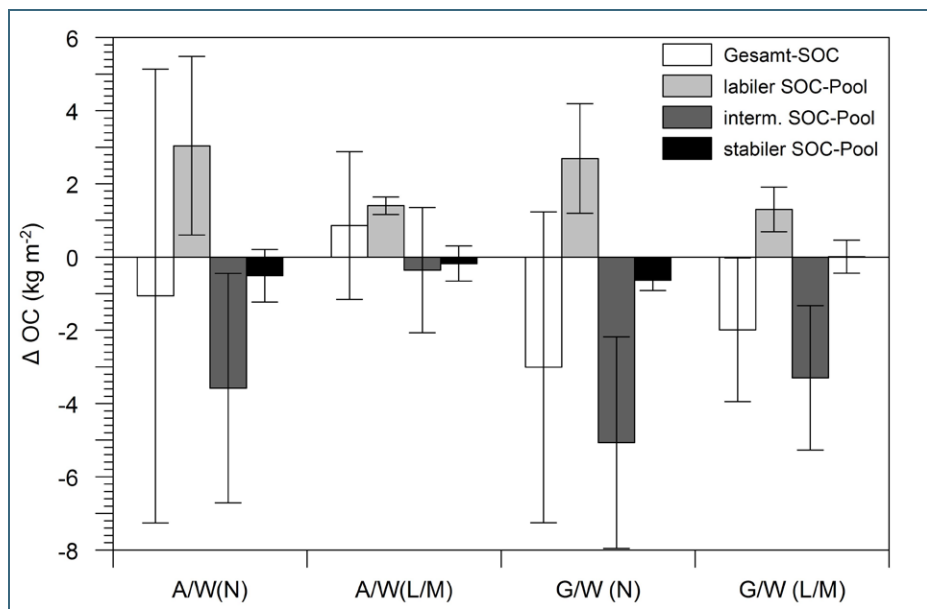


Abb. 36: Unterschiede bezüglich Gesamt-SOC-Vorräten und funktioneller SOC-Pools zwischen Acker- (A) und Grünlandböden (G) und Waldböden (W) unter Laub-/Mischwald (L/M) und Nadelwald (N)

Obwohl die Gesamtvorräte an SOC in Waldböden geringfügig höher sind als in landwirtschaftlichen Böden, besteht aufgrund der großen Anteile von labilem SOC die Gefahr von beträchtlichen SOC-Verlusten in Folge von Waldbränden, anthropogenen Störungen und einem Temperaturanstieg (Poepflau et al., 2011; Price et al., 2012; Vesterdal et al., 2008). Allerdings gibt es Unterschiede bezüglich der Anteile funktioneller SOC-Pools zwischen verschiedenen Waldtypen. Eine Berechnung der Unterschiede zwischen landwirtschaftlichen Böden und Böden sowohl unter Nadelwald als auch unter Laub- bzw. Mischwald zeigte einen geringeren Anstieg von labilem SOC und eine geringere Abnahme



von intermediärem und passivem SOC unter Laub- und Mischwäldern gegenüber Nadelwald (Abb. 36). Daher sind Laub- und Mischwälder als vorteilhafter gegenüber einer langfristigen SOC-Speicherung in den Böden Bayerns einzustufen als Nadelwälder, was auch bereits in Studien für andere Regionen angedeutet wurde (Borken und Beese, 2005; Jandl et al., 2007; Lorenz und Lal, 2010; Price et al., 2012; Prietzel, 2004; Vesterdal et al., 2012). Allerdings stellt sich die Frage, ob die hohen SOC-Vorräte in Form von POM und der organischen Auflage in sauren Böden unter Nadelwald wirklich uneingeschränkt dem labilen SOC-Pool zugerechnet werden können. In alpinen Grünlandböden der Schweiz wurden relativ lange Umsatzzeiten von labilem SOC teilweise auf saure Bodenverhältnisse und schlechte Streuqualität zurückgeführt (Budge et al., 2011; Leifeld et al., 2008). Daher wurde die Schlussfolgerung gezogen, dass eine starke pH-Abhängigkeit des OBS-Umsatzes existiert (Leifeld et al., 2013). Um die Zuordnung der Fraktionen zu funktionellen SOC-Pools in diesen Böden beurteilen zu können, sollten die Umsatzzeiten der Fraktionen, insbesondere des labilen SOC-Pools, in Böden unter Nadelwald sowie anderen sauren Böden untersucht werden.

### 3.6.4 Modellierung der Entwicklung von Bodenkohlenstoffvorräten in Bayern im Zuge des Klimawandels

Um die zukünftige Entwicklung der SOC-Vorräte in Bayern unter den prognostizierten Klimaveränderungen abschätzen zu können, sollten die SOC-Veränderungen der 99 fraktionierten Standorte mit dem Bodenkohlenstoffmodell RothC (Version 26.3) modelliert werden. Für die Modellierung wurden für jeden Standort die OC-Gehalte der nach der Zimmermann-Methode bestimmten SOC-Fractionen der obersten 50 cm der Böden den RothC-Pools mit Hilfe von Allokationskoeffizienten zugeordnet (Coleman 1999; Zimmermann et al., 2007). Die Umsatzzeiten der RothC-Pools wurden aus Studien mit vergleichbaren Umweltbedingungen und Böden entnommen (Coleman et al., 1997; Coleman, 1999; Leifeld et al., 2009). Des Weiteren wurde für jeden Standort der Tongehalt des Oberbodens (siehe Abschnitt 2.4) bestimmt, soweit entsprechende Daten noch nicht vorlagen. Der C-Input wurde für landwirtschaftliche Böden und Waldböden getrennt abgeschätzt. Für Acker- und Grünlandböden wurde der jährliche C-Input aus Ernteertragsdaten des Bayerischen Landesamtes für Statistik und Datenverarbeitung abgeleitet.

	C-Input (t ha <sup>-1</sup> )	Referenzen
Acker	1,7±1,1	Bolinder et al., 2007; Engels und Körschens, 2010; Jackson et al., 1996; Klimanek, 1997; Li et al., 1997; Bayerisches Landesamt für Statistik und Datenverarbeitung
Grünland	2,2±0,9	
Laubwald	2,3±0,4	Klimanek, 1997; Offenthaler und Hochbichler, 2006; Wutzler und Mund, 2007; Bayerische Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft
Mischwald	2,1±0,3	
Nadelwald	1,8±0,3	

Tab. 24:  
Mittlerer C-Input für verschiedene Landnutzungen in Bayern aus Literaturangaben, Ernteertragsdaten des Bayerischen Landesamtes für Statistik und Datenverarbeitung und Streudaten der Bayerischen Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft

Mit Hilfe von Allokationskoeffizienten wurde für die Hauptackerfrüchte sowie verschiedene Grünlandarten der durchschnittliche ober- und unterirdische C-Input aus der Differenz der Nettoprimärproduktion und der entzogenen C-Menge durch die Ernte ermittelt (Bolinder et al., 2007; Engels und Körschens, 2010; Jackson et al., 1996; Klimanek, 1997; Li et al., 1997). Für Waldböden wurde der ober- und unterirdische C-Input aus baumartenspezifischen Daten zur Blatt- und Nadelstreu der Jahre 1997 bis 2003 von Waldklimastationen der Bayerischen Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft sowie anhand von Literaturangaben abgeleitet (Klimanek, 1997; Offenthaler und Hochbichler, 2006; Wutzler und Mund, 2007). Für die Modellierung der SOC-Vorräte bis zum Jahr 2100 wurden Daten des Klimamodells REMO-UBA des Max-Planck-Instituts für Meteorologie und des Umweltbundesamts

verwendet. Aus dem Klimamodell mit einer räumlichen Auflösung von 10 km wurden für alle Standorte Monatswerte bezüglich Temperatur und Niederschlag für das Klimaszenario A1B abgeleitet.

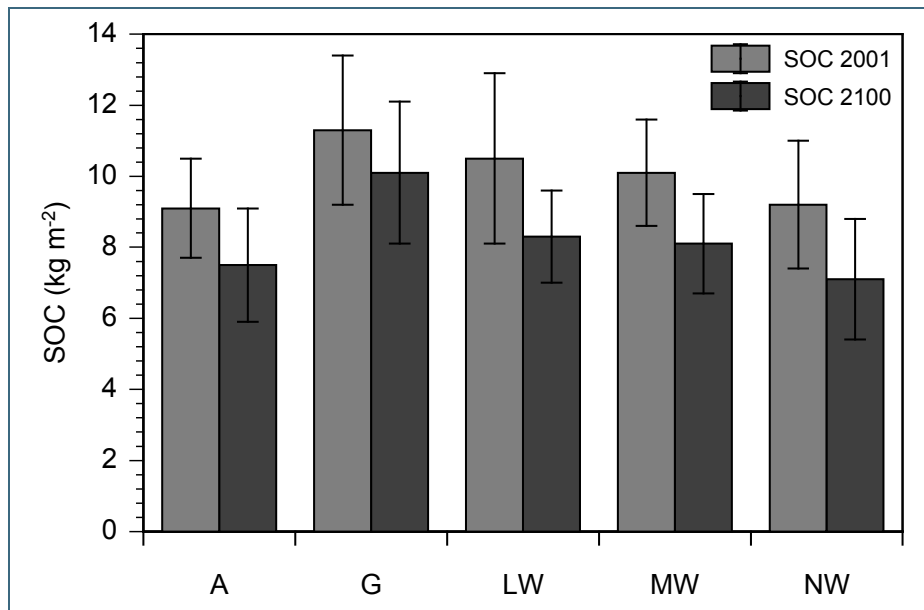


Abb. 37: Veränderung der SOC-Vorräte zwischen 2001 und 2100 unter Acker (A), Grünland (G), Laubwald (LW), Mischwald (MW) und Nadelwald (NW) unter Annahme konstanten C-Inputs auf Grundlage des Szenarios A1B.

Eine Modellierung der SOC-Vorräte von jeweils drei ausgewählten Standorten unter Acker, Grünland, Laub-, Misch- und Nadelwald mit vorläufig abgeschätzten C-Inputwerten zeigte generell einen Rückgang der SOC-Vorräte für alle Landnutzungen bis zum Jahr 2100 (Abb. 37). Für Acker und Grünland wurde ein SOC-Rückgang von 1,2 bis 1,6 kg m<sup>-2</sup> prognostiziert. Für Waldstandorte zeigten die ersten Abschätzungen einen höheren Rückgang 2,0 bis 2,2 kg m<sup>-2</sup> verglichen mit landwirtschaftlichen Böden aufgrund eines größeren Anteils des labilen SOC-Pools. Diese vorläufigen Ergebnisse beruhen auf der Annahme, dass der C-Input innerhalb des prognostizierten Zeitraums konstant bleibt. Allerdings könnte es durch den Anstieg der CO<sub>2</sub>-Konzentration der Atmosphäre und den veränderten Temperatur- und Niederschlagsbedingungen zu einer Veränderung des C-Inputs kommen. Eine belastbare Simulation der Entwicklung der SOC-Vorräte muss die Veränderung des C-Inputs anhand einer Modellierung zukünftiger Ernteerträge und der Nettoprimärproduktion von Wäldern integrieren.

Für eine räumliche Auswertung der SOC-Veränderung in Bayern wurden die funktionellen SOC-Fractionen jedes Standorts addiert und Mittelwerte von den drei untersuchten Standorten den jeweiligen Boden/Landnutzungseinheiten zugeordnet (Abb. 38). Aus den vorläufigen SOC-Modellierungen wurde die mittlere prozentuale Veränderung der SOC-Vorräte für die Hauptlandnutzungen Acker, Grünland, Laub-, Misch- und Nadelwald errechnet und auf die Boden/Landnutzungseinheiten übertragen. Aus den aktuellen SOC-Vorräten (2001) und den prognostizierten Werten wurden die SOC-Verluste der jeweiligen Boden/Landnutzungseinheiten berechnet.

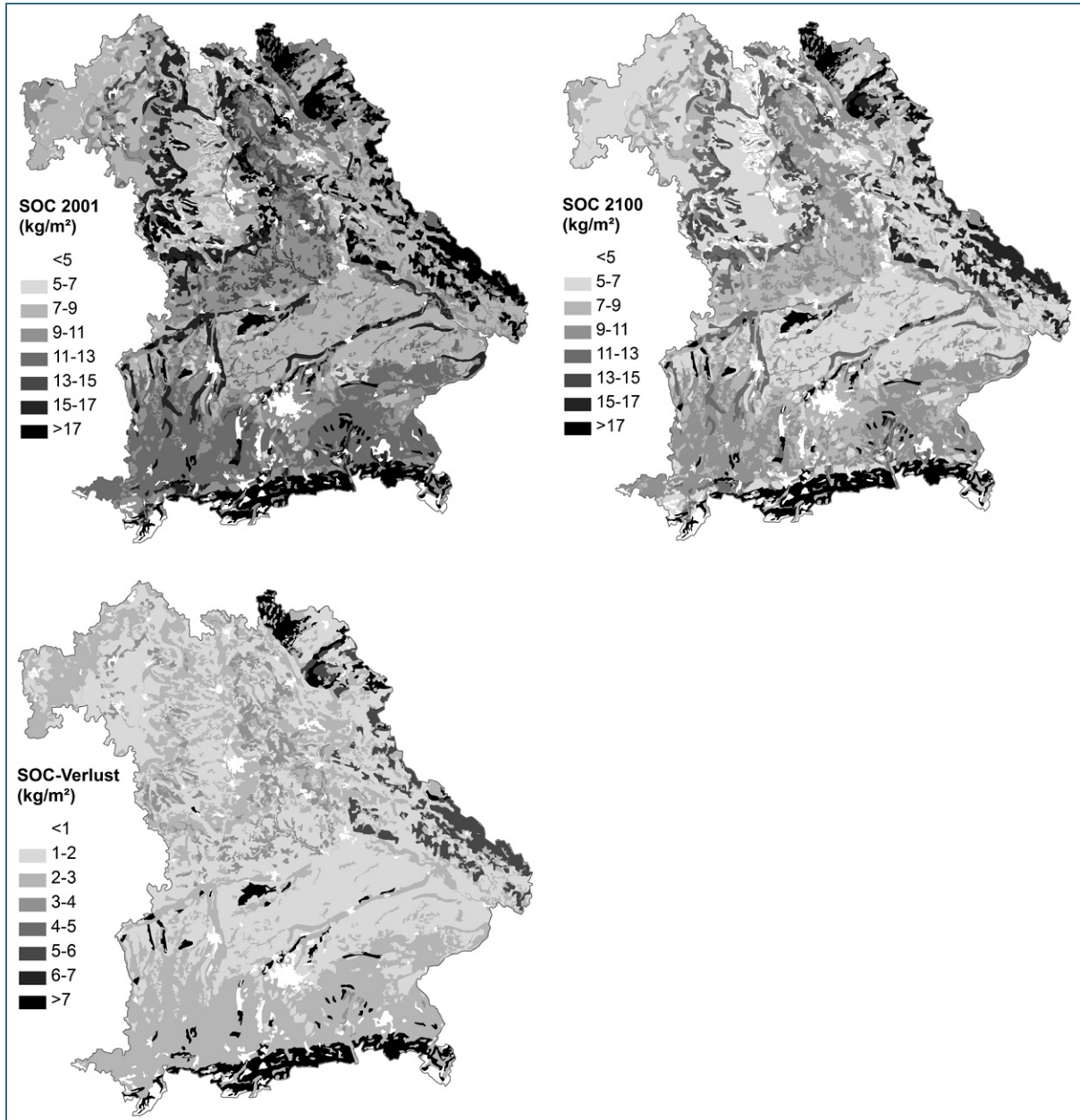


Abb. 38: Räumliche Verteilung aktueller (2001) und prognostizierter (2100) SOC-Vorräte sowie SOC-Veränderungen anhand von Boden/Landnutzungseinheiten in Bayern.

Im Großteil Bayerns ist bis zum Jahre 2100 mit SOC-Verlusten von 1 bis 3 kg m<sup>-2</sup> zu rechnen, wobei für Waldböden aufgrund höherer labiler SOC-Anteile in Form von Streu und POM höherer Verluste prognostiziert werden als für landwirtschaftliche Böden. Die größten SOC-Verluste von 3 bis 7 kg m<sup>-2</sup> und darüber hinaus sind in Mooren und in den Böden der Mittelgebirge und Alpen zu erwarten, da sich diese Böden durch sehr hohe Anteile labiler SOC-Vorräte auszeichnen. Allerdings könnte es in diesen größtenteils nur extensiv bewirtschafteten Böden zu einem erhöhten C-Input in Folge des Anstiegs der CO<sub>2</sub>-Konzentration, der Temperatur und in höheren Lagen der Niederschläge kommen, wodurch die prognostizierten SOC-Verluste deutlich geringer ausfallen würden.

## 4 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Die in dieser Studie berechneten landnutzungs- und bodenspezifischen SOC-Vorräte können aufgrund der hohen Standortanzahl und dem Einbezug horizontweise bestimmter Bodenparameter bis zum Ausgangsgestein als repräsentativ für Mitteleuropa erachtet werden. Der Einbezug von Unterböden in die Berechnung der SOC-Vorräte zeigte, dass die Landnutzung nicht zwangsweise der kontrollierende Faktor für die SOC-Speicherung ist, sondern auch pedogenetischen Prozessen eine bedeutende Rolle zukommt. Dies zeigte sich besonders deutlich bei Grünlandböden, deren höhere SOC-Vorräte gegenüber Ackerböden auf höhere SOC-Vorräte im Unterboden aufgrund einer vorwiegenden Nutzung SOC-reicher Gleye als Grünland zurückgeführt werden konnte. Es wird empfohlen, pedogenetische Bodeninformationen beispielsweise in Form des Bodentyps in SOC-Inventuren und Sequestrierungsstudien mit einzubeziehen. Daneben wird die Anwendung von Pedotransferfunktionen für die Ermittlung relevanter Bodenparameter wie der Lagerungsdichte grundsätzlich in Frage gestellt, da es dadurch zu einer systematischen Überschätzung der SOC-Vorräte kommt, insbesondere in Waldböden. Daher sollten in zukünftigen SOC-Inventuren die Böden bis zum Ausgangsgestein beprobt und alle relevanten Bodenparameter bestimmt werden, um die Präzision der SOC-Abschätzungen zu erhöhen und pedogenetische Effekte auf die SOC-Speicherung aufzudecken.

Die Ergebnisse dieser Studie deuten darauf hin, dass eine allgemein angenommene SOC-Verarmung in Ackerböden als Folge der Bodenbearbeitung systematisch überschätzt wurde. Dies hängt unter anderem damit zusammen, dass eine bodenbearbeitungsbedingte Krumenvertiefung von Ackerböden von Studien mit festen Tiefenstufen nicht erkannt wurde. Eine Krumenvertiefung in den Ackerböden Bayerns auf eine Tiefe von 30 cm ist mit einer Verlagerung der OBS in die Tiefe und mit einer bedeutenden zusätzlichen Akkumulation von SOC verbunden. Die Ergebnisse zeigen, dass Unterböden von großer Bedeutung für die SOC-Speicherung in landwirtschaftlichen Böden sind und sie daher in SOC-Studien und –Inventuren einbezogen werden sollten. Mögliche Überschätzungen der SOC-Verarmung von Ackerböden stellen bisherige SOC-Emissionsszenarien durch Landnutzungsänderungen in Frage und sollten sich auch auf politische Entscheidungen bezüglich der Landnutzung auswirken. Für die SOC-Vorräte landwirtschaftlicher Böden wurde als entscheidende Steuergröße die Bodenfeuchte identifiziert. Der Einfluss klimatischer Faktoren ist in landwirtschaftlichen Böden kaum erkennbar, da es zu einem gewissen Maß zu einem Ausgleich der SOC-Vorräte durch das Management von Acker- und Grünlandböden kommt. Die regionale Verteilung der SOC-Vorräte landwirtschaftlicher Böden innerhalb Bayerns machte die Bedeutung von Flussauen und eiszeitlichen Vertiefungen und Becken für die SOC-Speicherung ersichtlich. Bedeutsame SOC-Vorräte in Ackerböden konzentrieren sich vor allem im Tertiärhügelland und den Gäuregionen. Auch in den Grünlandregionen in den Alpen und im Alpenvorland sind große SOC-Vorräte gespeichert. Hier sollten Landnutzungswechsel vermieden werden, um größere SOC-Verluste zu vermeiden.

Die ermittelten SOC-Vorräte für Waldböden waren grundsätzlich geringer im Vergleich zu den Ergebnissen anderer Länder und Regionen Mitteleuropas. Neben der Verwendung von Pedotransferfunktionen führte möglicherweise auch eine stammnahe Beprobung zu einer Überschätzung der SOC-Vorräte von Waldböden in zahlreichen Studien. Für eine präzise Erfassung der SOC-Vorräte in Waldböden wird daher ein Beprobungsschema empfohlen, das verschiedene Distanzen zu den Stämmen beinhaltet, sowie die Bestimmung aller relevanter Faktoren für die Berechnung der SOC-Vorräte. Die SOC-Vorräte in Waldböden wurden vorwiegend von klimatischen Faktoren kontrolliert, wobei ein Anstieg der Vorräte mit steigenden Niederschlägen und zurückgehenden Temperaturen beobachtet wurde. Daher wurden die Waldböden in den Alpen und den Mittelgebirgen als wichtigste SOC-Pools identifiziert. Zwischen Laub-, Misch- und Nadelwäldern wurden keine signifikanten Unterschiede bezüglich der gesamten SOC-Vorräte festgestellt. Allerdings akkumulierten Nadelwälder etwa 35 % der gesamten SOC-Vorräte in der organischen Auflage, die anfällig gegenüber einem Abbau in Folge von Waldbränden, anthropogenen Störungen und eines Anstiegs der Temperatur ist. Im Gegensatz dazu spei-

chern Laub- und Mischwälder deutlich höhere Mengen an SOC im Mineralboden. Diese beträchtlichen SOC-Vorräte blieben bei zunehmender Jahresmitteltemperatur unverändert, wohingegen die SOC-Vorräte im Mineralboden von Nadelwäldern kontinuierlich in Regionen mit höheren Temperaturen abnahmen. Daher sind Laub- und Mischwälder vorteilhafter gegenüber einer langfristigen SOC-Speicherung und -Sequestrierung anzusehen als Nadelwälder. Ein gesamtökologisch umsichtiger Umbau von Nadel- zu Mischwäldern würde zu einer Umverlagerung labiler SOC-Vorräte der organischen Auflage in den Mineralboden führen, wodurch größere SOC-Verluste im Zuge eines Temperaturanstiegs in Bayern vermieden werden könnten.

Die Regionalisierung der SOC-Vorräte für Bayern zeigte, dass das verwendete Modell „Random Forest“ für eine großräumige Modellierung von SOC-Vorräten grundsätzlich geeignet ist. Das Modell erklärte 52 % der Varianz der SOC-Vorräte, wobei gute Ergebnisse für Böden unter den Hauptlandnutzungen erzielt wurden. Die sehr hohen SOC-Vorräte von Mooren wurden allerdings nur unzureichend vom Modell abgebildet. Die Vorhersagekraft des SOC-Modells könnte möglicherweise durch eine separate Modellierung von SOC-Vorräten von Ober- und Unterböden sowie mittels einer höheren Auflösung von topographischen Parametern und dem Faktor Bodentyp erhöht werden. Daneben könnte die Einbeziehung weiterer Informationen, insbesondere der Bodentextur, mittels Fernerkundung abgeleiteter Bodenfeuchtedaten und Informationen zur Landnutzungshistorie, den Anteil der erklärten Varianz deutlich steigern. Als wichtigste Steuergrößen für die SOC-Speicherung wurden vom Modell die Faktoren Landnutzung, Bodenklasse, Bodenfeuchte (in Form des TWI), mittlere Jahrestemperatur und Niederschlag identifiziert. Anhand der generierten SOC-Karte wurde ein summarischer SOC-Vorrat von 771 Mt in Bayern ermittelt, wobei Ackerböden 223 Mt (29 %) speicherten, Grünlandböden 125 Mt (16 %) und Waldböden 257 Mt (33 %). Eine hohe Akkumulation von SOC in Flussauen und Mooren spiegelte erneut die Bedeutung der Faktoren Bodentyp und Bodenfeuchte für die SOC-Speicherung wider. Hohe Vorräte in den Hochlagen der Alpen und der Mittelgebirge verweisen auf den starken Einfluss der Temperatur und des Niederschlags auf die SOC-Vorräte. In diesen Regionen sollten Eingriffe vermieden werden, um die hohen SOC-Vorräte zu erhalten.

Ein Vergleich der aktuellen SOC-Konzentration der Schluff- und Tonfraktion von Böden mit der potenziellen OC-Sättigung dieser Fraktion, die anhand von Texturdaten nach der Gleichung von Hassink bestimmt wurde, deutete auf ein großes C-Sequestrierungspotenzial landwirtschaftlicher Böden in Bayern hin. Da Acker- und Grünlandböden lediglich eine Sättigung von 47 % und 73 % aufwiesen, wurde für den A-Horizont dieser Böden ein beträchtliches C-Sequestrierungspotenzial von insgesamt 395 Mt CO<sub>2</sub>-Äquivalente geschätzt, was mehr als der vierfachen Menge der jährlichen Treibhausgasemissionen Bayerns (94 Mt CO<sub>2</sub>-Äquivalente) entspricht. Im Gegensatz dazu waren Waldböden nahezu gesättigt und wiesen nur ein geringfügiges C-Sequestrierungspotenzial auf. Allerdings scheint der Hassink-Ansatz für vorwiegend saure Waldböden nicht geeignet zu sein, da hier andere Stabilisierungsprozesse eine Rolle spielen. Obwohl es teilweise großer Unsicherheiten bezüglich der Effizienz und Anwendbarkeit von Maßnahmen gibt, die für eine Steigerung der SOC-Vorräte in landwirtschaftlichen Böden vorgeschlagen wurden, könnte ein verbessertes Management landwirtschaftlicher Böden grundsätzlich zu einer bedeutsamen C-Sequestrierung führen. Daneben ist ein Anstieg der SOC-Vorräte auch mit anderen Vorteilen wie einer Verbesserung der Bodenfruchtbarkeit, der Bodenstruktur, der Wasserspeicherkapazität und letztendlich der Agrarproduktivität verbunden. Weitere beachtenswerte Aspekte höherer SOC-Vorräte in landwirtschaftlichen Böden sind ein verringertes Risiko der Bodenerosion, eine geringere Eutrophierung und Gewässerbelastung sowie verringerte Düng- und Treibstoffkosten. In weiteren Studien sollte die ökonomische und politische Umsetzbarkeit von Managementmaßnahmen untersucht werden, mit denen eine C-Sequestrierung in landwirtschaftlichen Böden Bayerns erreicht werden kann.

Die Quantifizierung funktioneller SOC-Fraktionen und -Pools zeigte grundsätzliche Unterschiede zwischen landwirtschaftlichen Böden und Waldböden. In Acker- und Grünlandböden sind nahezu 90 % der gesamten SOC-Vorräte in intermediären und stabilen SOC-Pools gespeichert. Die hohen Vorräte in Grünlandböden, insbesondere im Unterboden, sind unter anderem das Ergebnis eines hohen Eintrags organischen Materials, was mit einer ausgeprägten Aggregation des Bodens verbunden ist. Ackerböden besaßen etwa 30 % geringere SOC-Vorräte sowie einen geringen Anteil von in Aggregaten gespeichertem SOC. Allerdings war der Gesamtanteil von intermediärem SOC vergleichbar in Acker- und Grünlandböden, da in Ackerböden ein höherer SOC-Anteil mit Schluff- und Tonpartikeln assoziiert ist. Vermutlich kommt es in gepflügten Ackerböden zu einer verstärkten Bildung organomineralischer Assoziationen, da kontinuierlich ein erhöhter Kontakt zwischen verfügbaren Mineraloberflächen und Ernterückständen geschaffen wird. Dies könnte SOC-Verluste aufgrund der Zerstörung von Bodenaggregaten in Ackerböden zumindest teilweise ausgleichen. In Waldböden zeigten sich dagegen weitaus geringere Anteile von intermediärem und stabilem SOC und dementsprechend höhere Anteile labiler SOC-Vorräte von 40 % in Form höherer OC-Vorräte von DOC, POM und der organischen Auflage. Obwohl der Gesamt-SOC-Vorrat in Waldböden etwas höher war als in Ackerböden, wurden niedrigere intermediäre und stabile SOC-Vorräte im Vergleich zu landwirtschaftlichen Böden festgestellt. Acker- und Grünlandböden sind daher als besonders vorteilhaft bezüglich einer langfristigen SOC-Speicherung und –Sequestrierung in Bayern einzustufen. Die räumliche Verteilung funktioneller SOC-Fraktionen und -Pools zeigte hohe labile SOC-Vorräte in den Alpen und den östlichen Mittelgebirgen sowie in Mooren im Voralpenland und in Flussauen. In diesen Regionen sollten jegliche Störungen wie beispielsweise ein Wechsel der Landnutzung unterbunden werden, um größere SOC-Verluste zu verhindern.

Eine vorläufige Modellierung der Entwicklung der SOC-Vorräte auf Grundlage des Klimaszenarios A1B und unter Annahme gleichbleibenden C-Inputs zeigte, dass im Großteil Bayerns bis zum Jahre 2100 mit SOC-Verlusten von 1 bis 3 kg m<sup>-2</sup> zu rechnen ist, wobei für Waldböden aufgrund höherer labiler SOC-Anteile in Form von Streu und POM höherer Verluste prognostiziert wurden als für landwirtschaftliche Böden. Weitaus größere SOC-Verluste von 3 bis 7 kg m<sup>-2</sup> und darüber hinaus sind in Mooren und in den Böden der Mittelgebirge und Alpen zu erwarten, da sich diese Böden durch sehr hohe Anteile labiler SOC-Vorräte auszeichnen. Allerdings könnte es in diesen größtenteils nur extensiv bewirtschafteten Böden zu einem erhöhten C-Input in Folge des Anstiegs der CO<sub>2</sub>-Konzentration, der Temperatur und in höheren Lagen der Niederschläge kommen, wodurch die prognostizierten SOC-Verluste deutlich geringer ausfallen würden.

## Die wichtigsten Ergebnisse im Überblick:

- Grünlandböden speichern mehr SOC als Acker- und Waldböden aufgrund höherer Vorräte im Unterboden: Vorwiegende Nutzung SOC-reicher Gleye als Grünland
- Pedogenese neben der Landnutzung wichtige Steuergröße für die SOC-Speicherung
- Geringfügige SOC-Unterschiede zwischen Acker- und Waldböden
- Überschätzung des SOC-Verlusts in Ackerböden durch Bodenbearbeitung in der Literatur: Krumenvertiefung führt zu einer „Verdünnung“ von SOC und zu einer verstärkten Stabilisierung durch Assoziation mit Mineraloberflächen
- Niedrigere SOC-Vorräte in Waldböden verglichen mit der Literatur: Systematische Überschätzung durch Verwendung von Pedotransferfunktionen
- Acker- und Grünlandböden speichern insgesamt 223 und 125 Mt SOC (45 % der Gesamtmenge der Böden Bayerns)
- Der Faktor Bodenfeuchte ist die wichtigste Steuergröße der SOC-Speicherung in landwirtschaftlichen Böden, klimatische Effekte werden durch das Management ausgeglichen
- Waldböden speichern insgesamt 257 Mt SOC (33 % der Gesamtvorräte), keine Unterschiede zwischen Laub-, Misch- und Nadelwald
- Temperatur und Niederschlag wichtigste Steuergröße der SOC-Speicherung in Waldböden: starker Rückgang bei Temperaturzunahme, Anstieg bei Niederschlagszunahme
- Insgesamt speichern bayerische Böden 771 Mt SOC: Hohe Akkumulation in Flussauen und Mooren sowie in den Hochlagen der Alpen und der Mittelgebirge
- 35 % der gesamten SOC-Vorräte von Nadelwäldern in der Auflage, Rückgang der Auflage- und Mineralbodenvorräte bei Temperaturzunahme: Großes Potenzial für SOC-Verluste in Böden unter Nadelwald in Folge des Klimawandels
- In Laub- und Mischwäldern deutlich höhere SOC-Vorräte im Mineralboden, hier kein Rückgang bei Temperaturzunahme: Laub- und Mischwälder vorteilhaft für langfristige SOC-Speicherung
- Ackerböden weisen eine C-Sättigung der Schluff- und Tonpartikel von lediglich 50 % auf, Grünlandböden etwa 70 %, Waldböden sind nahezu gesättigt
- Großes C-Sequestrierungspotenzial landwirtschaftlicher Böden von 395 Mt CO<sub>2</sub>-Äquivalenten (vierfache Menge der jährlichen Treibhausgasemissionen Bayerns), Potenzial von Waldböden nahezu ausgeschöpft
- 90 % der gesamten SOC-Vorräte landwirtschaftlicher Böden befinden sich in intermediären und stabilen SOC-Pools
- In Waldböden 40 % der gesamten SOC-Vorräte im labilen SOC-Pool, nur 60 % befinden sich in intermediären und stabilen SOC-Pools
- Acker- und Grünlandböden vorteilhaft bezüglich einer langfristigen SOC-Speicherung und –Sequestrierung, hohe potenzielle SOC-Verluste in Waldböden in Folge von Temperaturanstieg, Waldbränden, anthropogenen Störungen
- Hohe labile SOC-Vorräte in den Alpen und Mittelgebirgen sowie in Flussauen und Mooren: Unterbindung von Störungen wie Landnutzungswechsel etc.
- Modellierung der SOC-Vorräte bis 2100 (Klimaszenario A1B): Verluste von 1 bis 3 kg m<sup>-2</sup> im Großteil Bayerns, in Mooren, Mittelgebirgen und Alpen bis zu 7 kg m<sup>-2</sup> aufgrund hoher labiler SOC-Vorräte
- Große Unsicherheit der Prognosen aufgrund starker Abhängigkeit vom C-Input, potenzielle Veränderung durch Anstieg der CO<sub>2</sub>-Konzentration und Veränderung von Temperatur/Niederschlag

## 5 Danksagung

Für die Förderung des Projekts „Der Humuskörper bayerischer Böden im Klimawandel – Auswirkungen und Potenziale“ bedanke ich mich beim Bayerischen Staatsministerium für Umwelt und Verbraucherschutz. Mein besonderer Dank gilt Peter Spörlein, Uwe Geuß, Edzard Hangen, Arthur Reischl und Bernd Schilling (LfU) sowie Margit von Lützow und Ingrid Kögel-Knaber (TUM) für die hervorragende Zusammenarbeit im Zuge des Projekts. Ulrike Maul, Nadine Eheim, Wiebke Wehrmann und Sigrid Hiesch (TUM) sei gedankt für die Übernahme der Laboranalysen. Des Weiteren danke ich folgenden Kolleginnen und Kollegen für die großzügige Überlassung von Daten und Informationen sowie hilfreiche Diskussionen und Hilfestellungen: Frauke Barthold (Universität Potsdam), Robert Beck (LfL), Robert Brandhuber (LfL), Axel Don (vTI), Stefan Haug (TUM), Rico Hübner (TUM), Guido Kugelmann (DWD), Jens Leifeld (Agroscope), Christopher Poeplau (vTI), Jörg Prietzel (TUM), Andreas Richter (BGR), Peter Schad (TUM), Alfred Schubert (LWF).

## 6 Literatur

- AD-HOC AG Boden. (2005) Bodenkundliche Kartieranleitung. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Ed.). Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Adams, W.A. (1973) The effect of organic matter on the bulk and true densities of some uncultivated podzolic soils. *Journal of Soil Science*, 24, 10-17.
- Amelung, W., und Zech, W. (1999) Minimisation of organic matter disruption during particle-size fractionation of grassland epipedons. *Geoderma*, 92(1-2), 73-85.
- Anderson-Teixeira, K.J., Davis, S.C., Masters, M.D., und Delucia, E.H. (2009) Changes in soil organic carbon under biofuel crops. *Global Change Biology Bioenergy*, 1(1), 75-96.
- Angers, D.A., Arrouays, D., Saby, N.P.A., und Walter, C. (2011) Estimating and mapping the carbon saturation deficit of French agricultural topsoils. *Soil Use and Management*, 27(4), 448-452.
- Arrouays, D., Saby, N., Walter, C., Lemerrier, B., und Schvartz, C. (2006) Relationships between particle-size distribution and organic carbon in French arable topsoils. *Soil Use and Management*, 22(1), 48-51.
- Augusto, L., Ranger, J., Binkley, D., und Rothe, A. (2002) Impact of several common tree species of European temperate forests on soil fertility. *Annals of Forest Science*, 59(3), 233-253.
- Baker, J.M., Ochsner, T.E., Venterea, R.T., und Griffis, T.J. (2007) Tillage and soil carbon sequestration - What do we really know? *Agriculture Ecosystems & Environment*, 118(1-4), 1-5.
- Baldock, J.A., und Skjemstad, J.O. (2000) Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. *Organic Geochemistry*, 31(7-8), 697-710.
- Balesdent, J., Chenu, C., und Balabane, M. (2000) Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage. *Soil & Tillage Research*, 53(3-4), 215-230.
- Baritz, R. (1998) Kohlenstoffvorräte der Waldböden Deutschlands. Eberswalde: Bundesforschungsanstalt für Forst- und Holzwirtschaft.
- Baritz, R., Seufert, G., Montanarella, L., und Van Ranst, E. (2010) Carbon concentrations and stocks in forest soils of Europe. *Forest Ecology and Management*, 260(3), 262-277.
- Baritz, R., und Strich, S. (2000) Forests and the National Greenhouse Gas Inventory of Germany. *Bio-technology, Agronomy, Society and Environment*, 4(4), 267-271.
- Barthold, F.K., Stallard, R.F., und Elsenbeer, H. (2008) Soil nutrient-landscape relationships in a lowland tropical rainforest in Panama. *Forest Ecology and Management*, 255(3-4), 1135-1148.



- Barthold, F.K., Wiesmeier, M., Breuer, L., Frede, H.G., Wu, J., und Blank, F.B. (2013) Land use and climate control the spatial distribution of soil types in the grasslands of Inner Mongolia. *Journal of Arid Environments*, 88, 194-205.
- Batjes, N.H. (1996) Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science*, 47(2), 151-163.
- Beven, K.J., und Kirkby, M.J. (1978) A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1), 43-69.
- Bolinder, M.A., Janzen, H.H., Gregorich, E.G., Angers, D.A., VandenBygaart, A.J. (2007) An approach for estimating net primary productivity and annual carbon inputs to soil for common agricultural crops in Canada. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 118, 29-42.
- Bolliger, J., Hagedorn, F., Leifeld, J., Bohl, J., Zimmermann, S., Soliva, R., und Kienast, F. (2008) Effects of land-use change on carbon stocks in Switzerland. *Ecosystems*, 11(6), 895-907.
- Borken, W., und Beese, F. (2005) Soil respiration in pure and mixed stands of European beech and Norway spruce following removal of organic horizons. *Canadian Journal of Forest Research- Revue Canadienne De Recherche Forestiere*, 35(11), 2756-2764.
- Breiman, L. (2001) Random forests. *Machine Learning*, 45(1), 5-32.
- Breiman, L., Friedman, J.H., Olshen, R.A., und Stone, C.J. (1984) *Classification and Regression Trees*. New York: Chapman and Hall.
- Budge, K., Leifeld, J., Hiltbrunner, E., und Fuhrer, J. (2011) Alpine grassland soils contain large proportion of labile carbon but indicate long turnover times. *Biogeosciences*, 8(7), 1911-1923.
- Burschel, P., Kursten, E., Larson, B.C., und Weber, M. (1993) Present role of German forests and forestry in the national carbon budget and options to its increase. *Water Air and Soil Pollution*, 70(1-4), 325-340.
- Callesen, I., Liski, J., Raulund-Rasmussen, K., Olsson, M.T., Tau-Strand, L., Vesterdal, L., und Westman, C.J. (2003) Soil carbon stores in Nordic well-drained forest soils - relationships with climate and texture class. *Global Change Biology*, 9(3), 358-370.
- Cambardella, C.A., und Elliott, E.T. (1993) Methods for physical separation and characterization of soil organic matter fractions. *Geoderma*, 56(1-4), 449-457.
- Carroll, M., Milakovsky, B., Finkral, A., Evans, A., und Ashton, M.S. (2012) Managing carbon sequestration and storage in temperate and boreal forests. In *Managing forest carbon in a changing climate* (M.S. Ashton, M.L. Tyrrell, D. Spalding, und B. Gentry, eds), New York: Springer, 205-226.
- Carter, M.R., Angers, D.A., Gregorich, E.G., und Bolinder, M.A. (2003) Characterizing organic matter retention for surface soils in eastern Canada using density and particle size fractions. *Canadian Journal of Soil Science*, 83(1), 11-23.
- Carter, M.R., Gregorich, E.G., Angers, D.A., Donald, R.G., und Bolinder, M.A. (1998) Organic C and N storage, and organic C fractions, in adjacent cultivated and forested soils of eastern Canada. *Soil & Tillage Research*, 47(3-4), 253-261.
- Cerri, C.E.P., Easter, M., Paustian, K., Killian, K., Coleman, K., Bernoux, M., Falloon, P., Powlson, D.S., Batjes, N., Milne, E., Cerri, C.C. (2007) Simulating SOC changes in 11 land use change chronosequences from the Brazilian Amazon with RothC and Century models. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 122, 46-57.
- Chan, K.Y. (2001) Soil particulate organic carbon under different land use and management. *Soil Use and Management*, 17(4), 217-221.

- Christensen, B.T. (2001) Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. *European Journal of Soil Science*, 52(3), 345-353.
- Chung, H.G., Grove, J.H., und Six, J. (2008) Indications for soil carbon saturation in a temperate agroecosystem. *Soil Science Society of America Journal*, 72(4), 1132-1139.
- Ciais, P., Schelhaas, M.J., Zaehle, S., Piao, S.L., Cescatti, A., Liski, J., Luysaert, S., Le-Maire, G., Schulze, E.D., Bouriaud, O., Freibauer, A., Valentini, R., und Nabuurs, G.J. (2008) Carbon accumulation in European forests. *Nature Geoscience*, 1(7), 425-429.
- Cole, C.V., Duxbury, J., Freney, J., Heinemeyer, O., Minami, K., Mosier, A., Paustian, K., Rosenberg, N., Sampson, N., Sauerbeck, D., und Zhao, Q. (1997) Global estimates of potential mitigation of greenhouse gas emissions by agriculture. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 49(1-3), 221-228.
- Coleman, K. (1999) RothC-26.3: A model for the turnover of carbon in soil (Model description and windows users guide). IACR Rothamsted, Harpenden.
- Coleman, K., Jenkinson, D.S., Crocker, G.J., Grace, P.R., Klir, J., Körschens, M., Poulton, P.R., Richter, D.D. (1997) Simulating trends in soil organic carbon in long-term experiments using RothC-26.3. *Geoderma*, 81, 29-44.
- Conant, R.T., und Paustian, K. (2002) Potential soil carbon sequestration in overgrazed grassland ecosystems. *Global Biogeochemical Cycles*, 16(4), 9.
- Conant, R.T., Ryan, M.G., Agren, G.I., Birge, H.E., Davidson, E.A., Eliasson, P.E., Evans, S.E., Frey, S.D., Giardina, C.P., Hopkins, F.M., Hyvonen, R., Kirschbaum, M.U.F., Lavalley, J.M., Leifeld, J., Parton, W.J., Steinweg, J.M., Wallenstein, M.D., Wetterstedt, J.A.M., und Bradford, M.A. (2011) Temperature and soil organic matter decomposition rates - synthesis of current knowledge and a way forward. *Global Change Biology*, 17(11), 3392-3404.
- Conant, R.T., Six, J., und Paustian, K. (2003) Land use effects on soil carbon fractions in the southeastern United States. I. Management-intensive versus extensive grazing. *Biology and Fertility of Soils*, 38(6), 386-392.
- Conant, R.T., Six, J., und Paustian, K. (2004) Land use effects on soil carbon fractions in the southeastern United States. II. changes in soil carbon fractions along a forest to pasture chronosequence. *Biology and Fertility of Soils*, 40(3), 194-200.
- Crow, W.T., Kustas, W.P., und Prueger, J.H. (2008) Monitoring root-zone soil moisture through the assimilation of a thermal remote sensing-based soil moisture proxy into a water balance model. *Remote Sensing of Environment*, 112(4), 1268-1281.
- Davidson, E.A., und Janssens, I.A. (2006) Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature*, 440(7081), 165-173.
- De'ath, G. (2002) Multivariate regression trees: a new technique for modeling species-environment relationships. *Ecology*, 83(4), 1105-1117.
- De'ath, G., und Fabricius, K.E. (2000) Classification and regression trees: A powerful yet simple technique for ecological data analysis. *Ecology*, 81(11), 3178-3192.
- de Schrijver, A., de Frenne, P., Staelens, J., Verstraeten, G., Muys, B., Vesterdal, L., Wuyts, K., van Nevel, L., Schelfhout, S., de Neve, S., und Verheyen, K. (2012) Tree species traits cause divergence in soil acidification during four decades of postagricultural forest development. *Global Change Biology*, 18(3), 1127-1140.

- De Vos, B., Van Meirvenne, M., Quataert, P., Deckers, J., und Muys, B. (2005) Predictive quality of pedotransfer functions for estimating bulk density of forest soils. *Soil Science Society of America Journal*, 69(2), 500-510.
- De Vries, W., Reinds, G.J., Posch, M., Sanz, M.J., Krause, G.H.M., Calatayud, V., Renaud, J.P., Dupouey, J.L., Sterba, H., Vel, E.M., Dobbertin, M., Gundersen, P., und Voogd, J.C.H. (2003) Intensive monitoring of forest ecosystems in Europe - Technical report 2003. Brussels, Geneva: UN/ECE.
- Del Galdo, I., Six, J., Peressotti, A., und Cotrufo, M.F. (2003) Assessing the impact of land-use change on soil C sequestration in agricultural soils by means of organic matter fractionation and stable C isotopes. *Global Change Biology*, 9(8), 1204-1213.
- Dendoncker, N., Van Wesemael, B., Rounsevell, M.D.A., Roelandt, C., und Lettens, S. (2004) Belgium's CO<sub>2</sub> mitigation potential under improved cropland management. *Agriculture Ecosystems & Environment*, 103(1), 101-116.
- Don, A., Scholten, T., und Schulze, E.D. (2009) Conversion of cropland into grassland: Implications for soil organic-carbon stocks in two soils with different texture. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 172(1), 53-62.
- Dümig, A., Smittenberg, R., und Kögel-Knabner, I. (2011) Concurrent evolution of organic and mineral components during initial soil development after retreat of the Damma glacier, Switzerland. *Geoderma*, 163(1-2), 83-94.
- Eglin, T., Ciais, P., Piao, S.L., Barre, P., Bellassen, V., Cadule, P., Chenu, C., Gasser, T., Koven, C., Reichstein, M., und Smith, P. (2010) Historical and future perspectives of global soil carbon response to climate and land-use changes. *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology*, 62(5), 700-718.
- Engels, C., und Körschens, M. (2010) Bedeutung von ober- und unterirdischer Ernte- und Stoppelrückstände für die Humusbilanzierung. In *Humusbilanzierung landwirtschaftlicher Böden – Einflussfaktoren und deren Auswirkungen* (C. Engels, J. Reinhold, T. Ebertseder, und J. Heyn, eds), Speyer: Verband Deutscher Landwirtschaftlicher Untersuchungs- und Forschungsanstalten e. V. (VDLUFA).
- Eusterhues, K., Rumpel, C., und Kögel-Knabner, I. (2005) Stabilization of soil organic matter isolated via oxidative degradation. *Organic Geochemistry*, 36(11), 1567-1575.
- Feng, W.T., Plante, A.F., und Six, J. (2013) Improving estimates of maximal organic carbon stabilization by fine soil particles. *Biogeochemistry*, 112(1-3), 81-93.
- Freibauer, A., Rounsevell, M.D.A., Smith, P., und Verhagen, J. (2004) Carbon sequestration in the agricultural soils of Europe. *Geoderma*, 122(1), 1-23.
- Gee, G.W., und Bauder, J.W. (1986) Particle-size analysis. In *Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical and Mineralogical Methods* (A.L. Page, ed, Wisconsin: Soil Science Society of America, 383-411.
- Gingrich, S., Erb, K.H., Krausmann, F., Gaube, V., und Haberl, H. (2007) Long-term dynamics of terrestrial carbon stocks in Austria: a comprehensive assessment of the time period from 1830 to 2000. *Regional Environmental Change*, 7(1), 37-47.
- Goh, K.M. (2004) Carbon sequestration and stabilization in soils: Implications for soil productivity and climate change. *Soil Science and Plant Nutrition*, 50(4), 467-476.
- Goidts, E., und van Wesemael, B. (2007) Regional assessment of soil organic carbon changes under agriculture in Southern Belgium (1955-2005). *Geoderma*, 141(3-4), 341-354.

- Goidts, E., van Wesemael, B., und Van Oost, K. (2009) Driving forces of soil organic carbon evolution at the landscape and regional scale using data from a stratified soil monitoring. *Global Change Biology*, 15(12), 2981-3000.
- Goodale, C.L., Apps, M.J., Birdsey, R.A., Field, C.B., Heath, L.S., Houghton, R.A., Jenkins, J.C., Kohlmaier, G.H., Kurz, W., Liu, S.R., Nabuurs, G.J., Nilsson, S., und Shvidenko, A.Z. (2002) Forest carbon sinks in the Northern Hemisphere. *Ecological Applications*, 12(3), 891-899.
- Grabs, T., Seibert, J., Bishop, K., und Laudon, H. (2009) Modeling spatial patterns of saturated areas: A comparison of the topographic wetness index and a dynamic distributed model. *Journal of Hydrology*, 373(1-2), 15-23.
- Grandy, A.S., und Robertson, G.P. (2006) Aggregation and organic matter protection following tillage of a previously uncultivated soil. *Soil Science Society of America Journal*, 70(4), 1398-1406.
- Gray, J.M., Humphreys, G.S., und Deckers, J.A. (2009) Relationships in soil distribution as revealed by a global soil database. *Geoderma*, 150(3-4), 309-323.
- Gregorich, E.G., Beare, M.H., McKim, U.F., und Skjemstad, J.O. (2006) Chemical and biological characteristics of physically uncomplexed organic matter. *Soil Science Society of America Journal*, 70(3), 975-985.
- Gregorich, E.G., Greer, K.J., Anderson, D.W., und Liang, B.C. (1998) Carbon distribution and losses: erosion and deposition effects. *Soil & Tillage Research*, 47(3-4), 291-302.
- Grimm, R., Behrens, T., Marker, M., und Elsenbeer, H. (2008) Soil organic carbon concentrations and stocks on Barro Colorado Island - Digital soil mapping using Random Forests analysis. *Geoderma*, 146(1-2), 102-113.
- Grüneberg, E., Schöning, I., Kalko, E.K.V., und Weisser, W.W. (2010) Regional organic carbon stock variability: A comparison between depth increments and soil horizons. *Geoderma*, 155(3-4), 426-433.
- Guo, L.B., und Gifford, R.M. (2002) Soil carbon stocks and land use change: a meta analysis. *Global Change Biology*, 8(4), 345-360.
- Hagen-Thorn, A., Callesen, I., Armolaitis, K., und Nihlgard, B. (2004) The impact of six European tree species on the chemistry of mineral topsoil in forest plantations on former agricultural land. *Forest Ecology and Management*, 195(3), 373-384.
- Hamza, M.A., und Anderson, W.K. (2005) Soil compaction in cropping systems - A review of the nature, causes and possible solutions. *Soil & Tillage Research*, 82(2), 121-145.
- Hangen, E., und Schubert, A. (2011) Vorrat organischen Kohlenstoffs in Waldböden Bayerns. *Bodenschutz*, 3, 80-83.
- Harrison, R.B., Footen, P.W., und Strahm, B.D. (2011) Deep soil horizons: contribution and importance to soil carbon pools and in assessing whole-ecosystem response to management and global change. *Forest Science*, 57(1), 67-76.
- Hartge, K.H., und Horn, R. (1989) *Die physikalische Untersuchung von Böden*. Stuttgart: Enke Verlag.
- 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(1), 77-87.
- Haynes, R.J. (2000) Labile organic matter as an indicator of organic matter quality in arable and pastoral soils in New Zealand. *Soil Biology & Biochemistry*, 32(2), 211-219.
- Haynes, R.J., und Beare, M.H. (1997) Influence of six crop species on aggregate stability and some labile organic matter fractions. *Soil Biology & Biochemistry*, 29(11-12), 1647-1653.

- Helfrich, M., Flessa, H., Mikutta, R., Dreves, A., und Ludwig, B. (2007) Comparison of chemical fractionation methods for isolating stable soil organic carbon pools. *European Journal of Soil Science*, 58(6), 1316-1329.
- Henderson, B.L., Bui, E.N., Moran, C.J., und Simon, D.A.P. (2005) Australia-wide predictions of soil properties using decision trees. *Geoderma*, 124(3-4), 383-398.
- Holland, J.M. (2004) The environmental consequences of adopting conservation tillage in Europe: reviewing the evidence. *Agriculture Ecosystems & Environment*, 103(1), 1-25.
- Houghton, R.A., und Goodale, C. (2004) Effects of land-use change on the carbon balance of terrestrial ecosystems. In *Ecosystems and land use change* (R. DeFries, G. Asner, und R.A. Houghton, eds), Washington, DC: American Geophysical Union, 85-98.
- Hüttl, R.F., Prechtel, A., und Bens, O. (2008) *Humusversorgung von Böden in Deutschland*. Dessau-Roßlau: Umweltbundesamt.
- IPCC. (2000) *Land Use, Land-Use Change, and Forestry*. Geneva: Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC).
- IPCC. (2003) *Good Practice Guidance for Land Use, Land-Use Change and Forestry*. Geneva: Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC).
- Jackson, R.B., Canadell, J., Ehleringer, J.R., Mooney, H.A., Sala, O.E., und Schulze, E.D. (1996) A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia*, 108(3), 389-411.
- Jandl, R., Lindner, M., Vesterdal, L., Bauwens, B., Baritz, R., Hagedorn, F., Johnson, D.W., Minkinen, K., und Byrne, K.A. (2007) How strongly can forest management influence soil carbon sequestration? *Geoderma*, 137(3-4), 253-268.
- Janssens, I.A., Freibauer, A., Schlamadinger, B., Ceulemans, R., Ciais, P., Dolman, A.J., Heimann, M., Nabuurs, G.J., Smith, P., Valentini, R., und Schulze, E.D. (2005) The carbon budget of terrestrial ecosystems at country-scale - a European case study. *Biogeosciences*, 2(1), 15-26.
- Jenkinson, D.S., und Rayner, J.H. (1977) The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments. *Soil Science*, 123(5), 298-305.
- Jenny, H. (1941) *Factors of Soil Formation - A System of Quantitative Pedology*. New York: McGraw-Hill.
- Jobbagy, E.G., und Jackson, R.B. (2000) The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecological Applications*, 10(2), 423-436.
- John, B., Yamashita, T., Ludwig, B., und Flessa, H. (2005) Storage of organic carbon in aggregate and density fractions of silty soils under different types of land use. *Geoderma*, 128(1-2), 63-79.
- Johnson, D.W., und Curtis, P.S. (2001) Effects of forest management on soil C and N storage: meta analysis. *Forest Ecology and Management*, 140(2-3), 227-238.
- Johnson, J.M.F., Allmaras, R.R., und Reicosky, D.C. (2006) Estimating source carbon from crop residues, roots and rhizodeposits using the national grain-yield database. *Agronomy Journal*, 98(3), 622-636.
- Johnson, J.M.F., Franzluebbers, A.J., Weyers, S.L., und Reicosky, D.C. (2007) Agricultural opportunities to mitigate greenhouse gas emissions. *Environmental Pollution*, 150(1), 107-124.
- Joneck, M., Hangen, E., Martin, W., Spörlein, P., Foullois, N., Außendorf, M., Reischl, A., und Wittenbecker, M. (2006) *Wissenschaftliche Grundlagen für den Vollzug der Bodenschutzgesetze in Bayern (GRABEN) - ein Projekt stellt sich vor*. *Bodenschutz*, 2/2006, 32-38.

- Jones, C., McConnell, C., Coleman, K., Cox, P., Falloon, P., Jenkinson, D., Powlson, D. (2005) Global climate change and soil carbon stocks; predictions from two contrasting models for the turnover of organic carbon in soil. *Global Change Biology*, 11, 154-166.
- Jones, R.J.A., Hiederer, R., Rusco, E., und Montanarella, L. (2005) Estimating organic carbon in the soils of Europe for policy support. *European Journal of Soil Science*, 56(5), 655-671.
- Kadono, A., Funakawa, S., Kosaki, T. (2012) Comparison of measurable and conceptual soil organic carbon pools using the RothC model in Eurasia steppe soils under different land use. *Pedologist*, 442-448.
- Kaiser, K., Eusterhues, K., Rumpel, C., Guggenberger, G., und Kögel-Knabner, I. (2002) Stabilization of organic matter by soil minerals - investigations of density and particle-size fractions from two acid forest soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 165(4), 451-459.
- Kaiser, K., und Zech, W. (2000) Dissolved organic matter sorption by mineral constituents of subsoil clay fractions. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 163(5), 531-535.
- Karjalainen, T., Pussinen, A., Liski, J., Nabuurs, G.J., Eggers, T., Lapveteläinen, T., und Kaipainen, T. (2003) Scenario analysis of the impacts of forest management and climate change on the European forest sector carbon budget. *Forest Policy and Economics*, 5(2), 141-155.
- Kheir, R.B., Greve, M.H., Bocher, P.K., Greve, M.B., Larsen, R., und McCloy, K. (2010) Predictive mapping of soil organic carbon in wet cultivated lands using classification-tree based models: The case study of Denmark. *Journal of Environmental Management*, 91(5), 1150-1160.
- Kleber, M., Mikutta, R., Torn, M.S., und Jahn, R. (2005) Poorly crystalline mineral phases protect organic matter in acid subsoil horizons. *European Journal of Soil Science*, 56(6), 717-725.
- Klimanek, E.M. (1997) Bedeutung der Ernte- und Wurzelrückstände landwirtschaftlich genutzter Pflanzenarten für die organische Substanz des Bodens. *Archiv für Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde*, 41, 485-511.
- Kögel-Knabner, I., Guggenberger, G., Kleber, M., Kandeler, E., Kalbitz, K., Scheu, S., Eusterhues, K., und Leinweber, P. (2008) Organo-mineral associations in temperate soils: Integrating biology, mineralogy, and organic matter chemistry. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 171(1), 61-82.
- Krogh, L., Noergaard, A., Hermansen, M., Greve, M.H., Balstroem, T., und Breuning-Madsen, H. (2003) Preliminary estimates of contemporary soil organic carbon stocks in Denmark using multiple datasets and four scaling-up methods. *Agriculture Ecosystems & Environment*, 96(1-3), 19-28.
- Ladegaard-Pedersen, P., Elberling, B., und Vesterdal, L. (2005) Soil carbon stocks, mineralization rates, and CO<sub>2</sub> effluxes under 10 tree species on contrasting soil types. *Canadian Journal of Forest Research-Revue Canadienne De Recherche Forestiere*, 35(6), 1277-1284.
- Lal, R. (2005) Forest soils and carbon sequestration. *Forest Ecology and Management*, 220(1-3), 242-258.
- Lal, R. (2008) Soil carbon stocks under present and future climate with specific reference to European ecoregions. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 81(2), 113-127.
- Lark, R.M., und Cullis, B.R. (2004) Model-based analysis using REML for inference from systematically sampled data on soil. *European Journal of Soil Science*, 55(4), 799-813.
- Leifeld, J., Bassin, S., Conen, F., Hajdas, I., Egli, M., und Fuhrer, J. (2013) Control of soil pH on turnover of belowground organic matter in subalpine grassland. *Biogeochemistry*, 112(1-3), 59-69.

- Leifeld, J., Bassin, S., und Fuhrer, J. (2005) Carbon stocks in Swiss agricultural soils predicted by land-use, soil characteristics, and altitude. *Agriculture Ecosystems & Environment*, 105(1-2), 255-266.
- Leifeld, J., Zimmermann, M., und Fuhrer, J. (2008) Simulating decomposition of labile soil organic carbon: Effects of pH. *Soil Biology & Biochemistry*, 40(12), 2948-2951.
- Leifeld, J., Zimmermann, M., Fuhrer, J., Conen, F. (2009) Storage and turnover of carbon in grassland soils along an elevation gradient in the Swiss Alps. *Global Change Biology*, 15, 668-679.
- Lettens, S., van Orshoven, J., van Wesemael, B., Muys, B., und Perrin, D. (2005a) Soil organic carbon changes in landscape units of Belgium between 1960 and 2000 with reference to 1990. *Global Change Biology*, 11(12), 2128-2140.
- Lettens, S., Van Orshovena, J., van Wesemael, B., De Vos, B., und Muys, B. (2005b) Stocks and fluxes of soil organic carbon for landscape units in Belgium derived from heterogeneous data sets for 1990 and 2000. *Geoderma*, 127(1-2), 11-23.
- LfU. (2008) Bayerns Klima im Wandel - erkennen und handeln. Augsburg: Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU).
- Li, C., Frohling, S., Crocker, G.J., Grace, P.R., Klir, J., Körschens, M., Poulton, P.R. (1997) Simulating trends in soil organic carbon in long-term experiments using the DNDC model. *Geoderma*, 81, 45-60.
- Liaw, A., und Wiener, M. (2002) Classification and Regression by randomForest. *R News*, 2/3, 18-22.
- Lindner, M., und Karjalainen, T. (2007) Carbon inventory methods and carbon mitigation potentials of forests in Europe: a short review of recent progress. *European Journal of Forest Research*, 126(2), 149-156.
- Liski, J., Perruchoud, D., und Karjalainen, T. (2002) Increasing carbon stocks in the forest soils of western Europe. *Forest Ecology and Management*, 169(1-2), 159-175.
- Lorenz, K., und Lal, R. (2010) Carbon sequestration in forest ecosystems. New York: Springer.
- Ludwig, B., Hu, K., Niu, L., Liu, X. (2010) Modelling the dynamics of organic carbon in fertilization and tillage experiments in the North China Plain using the Rothamsted Carbon Model - initialization and calculation of C inputs. *Plant and Soil*, 332, 193-206.
- Lugato, E., und Berti, A. (2008) Potential carbon sequestration in a cultivated soil under different climate change scenarios: A modelling approach for evaluating promising management practices in north-east Italy. *Agriculture Ecosystems & Environment*, 128(1-2), 97-103.
- Luyssaert, S., Ciais, P., Piao, S.L., Schulze, E.D., Jung, M., Zaehle, S., Schelhaas, M.J., Reichstein, M., Churkina, G., Papale, D., Abril, G., Beer, C., Grace, J., Loustau, D., Matteucci, G., Magnani, F., Nabuurs, G.J., Verbeeck, H., Sulkava, M., van der Werf, G.R., und Janssens, I.A. (2010) The European carbon balance. Part 3: forests. *Global Change Biology*, 16(5), 1429-1450.
- Mäkipää, R., Lehtonen, A., und Peltoniemi, M. (2008) Monitoring carbon stock changes in European forests using forest inventory data. In *The continental-scale greenhouse gas balance of Europe* (A.J. Dolman, R. Valentini, und A. Freibauer, eds), New York: Springer, pp 191-214.
- Mann, L.K. (1986) Changes in soil carbon storage after cultivation. *Soil Science*, 142(5), 279-288.
- Martin, M.P., Wattenbach, M., Smith, P., Meersmans, J., Jolivet, C., Boulonne, L., und Arrouays, D. (2011) Spatial distribution of soil organic carbon stocks in France. *Biogeosciences*, 8(5), 1053-1065.

- Martin, P.H., Nabuurs, G.J., Aubinet, M., Karjalainen, T., Vine, E.L., Kinsman, J., und Heath, L.S. (2001) Carbon sinks in temperate forests. *Annual Review of Energy and the Environment*, 26, 435-465.
- Matos, E.S., Freese, D., Slazak, A., Bachmann, U., Veste, M., und Hüttl, R.F. (2010) Organic-carbon and nitrogen stocks and organic-carbon fractions in soil under mixed pine and oak forest stands of different ages in NE Germany. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 173(5), 654-661.
- McBratney, A.B., Santos, M.L.M., und Minasny, B. (2003) On digital soil mapping. *Geoderma*, 117(1-2), 3-52.
- McKenzie, N.J., und Ryan, P.J. (1999) Spatial prediction of soil properties using environmental correlation. *Geoderma*, 89(1-2), 67-94.
- Meersmans, J., De Ridder, F., Canters, F., De Baets, S., und Van Molle, M. (2008) A multiple regression approach to assess the spatial distribution of Soil Organic Carbon (SOC) at the regional scale (Flanders, Belgium). *Geoderma*, 143(1-2), 1-13.
- Meersmans, J., van Wesemael, B., Goidts, E., van Molle, M., De Baets, S., und De Ridder, F. (2011) Spatial analysis of soil organic carbon evolution in Belgian croplands and grasslands, 1960-2006. *Global Change Biology*, 17(1), 466-479.
- Meier, I.C., und Leuschner, C. (2010) Variation of soil and biomass carbon pools in beech forests across a precipitation gradient. *Global Change Biology*, 16(3), 1035-1045.
- Mestdagh, I., Sleutel, S., Lootens, P., Van Cleemput, O., Beheydt, D., Boeckx, P., De Neve, S., Hofman, G., Van Camp, N., Vande Walle, I., Samson, R., Verheyen, K., Lemeur, R., und Carlier, L. (2009) Soil organic carbon-stock changes in Flemish grassland soils from 1990 to 2000. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 172(1), 24-31.
- Mondini, C., Coleman, K., Whitmore, A.P. (2012) Spatially explicit modelling of changes in soil organic C in agricultural soils in Italy, 2001-2100: Potential for compost amendment. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 153, 24-32.
- Mulder, V.L., de Bruin, S., Schaepman, M.E., und Mayr, T.R. (2011) The use of remote sensing in soil and terrain mapping - A review. *Geoderma*, 162(1-2), 1-19.
- Murty, D., Kirschbaum, M.U.F., McMurtrie, R.E., und McGilvray, A. (2002) Does conversion of forest to agricultural land change soil carbon and nitrogen? a review of the literature. *Global Change Biology*, 8(2), 105-123.
- Muys, B., und Lust, N. (1992) Inventory of the earthworm communities and the state of litter decomposition in the forests of Flanders, Belgium, and its implications for forest management. *Soil Biology & Biochemistry*, 24(12), 1677-1681.
- Myles, A.J., Feudale, R.N., Liu, Y., Woody, N.A., und Brown, S.D. (2004) An introduction to decision tree modeling. *Journal of Chemometrics*, 18(6), 275-285.
- Nabuurs, G.J., und Mohren, G.M.J. (1993) Carbon in Dutch forest ecosystems. *Netherlands Journal of Agricultural Science*, 41(4), 309-326.
- Nabuurs, G.J., Paivinen, R., Sikkema, R., und Mohren, G.M.J. (1997) The role of European forests in the global carbon cycle - A review. *Biomass & Bioenergy*, 13(6), 345-358.
- Nabuurs, G.J., Thurig, E., Heidema, N., Armolaitis, K., Biber, P., Cienciala, E., Kaufmann, E., Makipaa, R., Nilsen, P., Petritsch, R., Pristova, T., Rock, J., Schelhaas, M.J., Sievanen, R., Somogyi, Z., und Vallet, P. (2008) Hotspots of the European forests carbon cycle. *Forest Ecology and Management*, 256(3), 194-200.



- 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(2), 202-211.
- Nguyen, C. (2003) Rhizodeposition of organic C by plants: mechanisms and controls. *Agronomie*, 23(5-6), 375-396.
- Nieder, R., und Richter, J. (1986) C- und N-Festlegung in Böden Südostniedersachsens nach Krummentiefung. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 149, 189-201.
- Nieder, R., und Richter, J. (2000) C and N accumulation in arable soils of West Germany and its influence on the environment - Developments 1970 to 1998. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 163(1), 65-72.
- Oades, J.M. (1988) The retention of organic matter in soils. *Biogeochemistry*, 5(1), 35-70.
- Offenthaler, I., und Hochbichler, E. (2006) Schätzung der Wurzelbiomasse von österreichischen Waldbaumarten. *Austrian Journal of Forest Science*, 123(1/2), 65-86.
- Oostra, S., Majdi, H., und Olsson, M. (2006) Impact of tree species on soil carbon stocks and soil acidity in southern Sweden. *Scandinavian Journal of Forest Research*, 21(5), 364-371.
- Paul, K.I., Polglase, P.J., Nyakuengama, J.G., und Khanna, P.K. (2002) Change in soil carbon following afforestation. *Forest Ecology and Management*, 168(1-3), 241-257.
- Paustian, K., Andren, O., Janzen, H.H., Lal, R., Smith, P., Tian, G., Tiessen, H., Van Noordwijk, M., und Woormer, P.L. (1997) Agricultural soils as a sink to mitigate CO<sub>2</sub> emissions. *Soil Use and Management*, 13(4), 230-244.
- Paustian, K., Six, J., Elliott, E.T., und Hunt, H.W. (2000) Management options for reducing CO<sub>2</sub> emissions from agricultural soils. *Biogeochemistry*, 48(1), 147-163.
- Perruchoud, D., Kienast, F., Kaufmann, E., und Bräker, O.U. (1999) 20th century carbon budget of forest soils in the Alps. *Ecosystems*, 2(4), 320-337.
- Perruchoud, D., Walthert, L., Zimmermann, S., und Lüscher, P. (2000) Contemporary carbon stocks of mineral forest soils in the Swiss Alps. *Biogeochemistry*, 50(2), 111-136.
- Poeplau, C., und Don, A. (2013) Sensitivity of soil organic carbon stocks and fractions to different land-use changes across Europe. *Geoderma*, 192, 189-201.
- Poeplau, C., Don, A., Dondini, M., Leifeld, J., Nemoto, R., Schumacher, J., Senapati, N., und Wiesmeier, M. (2013) Reproducibility of a soil organic carbon fractionation method to derive RothC carbon pools. *European Journal of Soil Science*, doi: 10.1111/ejss.12088.
- Poeplau, C., Don, A., Vesterdal, L., Leifeld, J., Van Wesemael, B., Schumacher, J., und Gensior, A. (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(7), 2415-2427.
- Post, W.M., und Kwon, K.C. (2000) Soil carbon sequestration and land-use change: processes and potential. *Global Change Biology*, 6(3), 317-327.
- Prechtel, A., von Lützow, M., Schneider, B.U., Bens, O., Bannick, C.G., Kögel-Knabner, I., und Huttli, R.F. (2009) Organic carbon in soils of Germany: Status quo and the need for new data to evaluate potentials and trends of soil carbon sequestration. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 172(5), 601-614.
- Prescott, C.E. (2010) Litter decomposition: what controls it and how can we alter it to sequester more carbon in forest soils? *Biogeochemistry*, 101(1-3), 133-149.

- Price, S.P., Bradford, M.A., und Ashton, M.S. (2012) Characterizing organic carbon stocks and flows in forest soils. In *Managing forest carbon in a changing climate* (M.S. Ashton, M.L. Tyrrell, D. Spalding, und B. Gentry, eds), New York: Springer, 7-30.
- Prietz, J. (2004) Humus changes after introduction of beech and oak into Scots-pine monocultures. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 167(4), 428-438.
- Prietz, J., und Bachmann, S. (2012) Changes in soil organic C and N stocks after forest transformation from Norway spruce and Scots pine into Douglas fir, Douglas fir/spruce, or European beech stands at different sites in Southern Germany. *Forest Ecology and Management*, 269, 134-148.
- Pulleman, M.M., Six, J., van Breemen, N., und Jongmans, A.G. (2005) Soil organic matter distribution and microaggregate characteristics as affected by agricultural management and earthworm activity. *European Journal of Soil Science*, 56(4), 453-467.
- R Development Core Team. (2011) R: A language and environment for statistical computing, Vienna: R Foundation for Statistical Computing, <http://www.r-project.org/>
- Rawls, W.J. (1983) Estimating soil bulk-density from particle-size analysis and organic-matter content. *Soil Science*, 135(2), 123-125.
- Rumpel, C., und Kögel-Knabner, I. (2011) Deep soil organic matter-a key but poorly understood component of terrestrial C cycle. *Plant and Soil*, 338(1-2), 143-158.
- Sauerbeck, D.R. (2001) CO<sub>2</sub> emissions and C sequestration by agriculture - perspectives and limitations. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 60(1-3), 253-266.
- Schnell, A., und Bauer, A. (2005) Die zweite Bundeswaldinventur 2002: Ergebnisse für Bayern. Freising: Bayerische Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft (LWF).
- Schöning, I., Knicker, H., und Kögel-Knabner, I. (2005) Intimate association between O/N-alkyl carbon and iron oxides in clay fractions of forest soils. *Organic Geochemistry*, 36(10), 1378-1390.
- Schöning, I., Totsche, K.U., und Kögel-Knabner, I. (2006) Small scale spatial variability of organic carbon stocks in litter and solum of a forested Luvisol. *Geoderma*, 136(3-4), 631-642.
- Schrumpf, M., Schulze, E.D., Kaiser, K., und Schumacher, J. (2011) How accurately can soil organic carbon stocks and stock changes be quantified by soil inventories? *Biogeosciences*, 8(5), 1193-1212.
- Schrumpf, M., Schumacher, J., Schöning, I., und Schulze, E.D. (2008) Monitoring carbon stock changes in European soils: process understanding and sampling strategies. In *The continental-scale greenhouse gas balance of Europe* (A.J. Dolman, R. Valentini, und A. Freibauer, eds), New York: Springer, 153-189.
- Schubert, A. (2002) Bayerische Waldboden-Dauerbeobachtungsflächen - Bodenuntersuchungen. Freising: Wissenschaftszentrum Weihenstephan für Ernährung, Landnutzung und Umwelt der Technischen Universität München und Bayerische Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft.
- Schubert, A. (2010) Organisch gebundener Kohlenstoff im Waldboden. *LWF Waldforschung aktuell*, 78, 11-14.
- Schulp, C.J.E., Nabulans, G.J., Verburg, P.H., und de Waal, R.W. (2008) Effect of tree species on carbon stocks in forest floor and mineral soil and implications for soil carbon inventories. *Forest Ecology and Management*, 256(3), 482-490.
- Schulp, C.J.E., und Veldkamp, A. (2008) Long-term landscape - land use interactions as explaining factor for soil organic matter variability in Dutch agricultural landscapes. *Geoderma*, 146(3-4), 457-465.

- Schulp, C.J.E., und Verburg, P.H. (2009) Effect of land use history and site factors on spatial variation of soil organic carbon across a physiographic region. *Agriculture Ecosystems & Environment*, 133(1-2), 86-97.
- Scull, P., Franklin, J., Chadwick, O.A., und McArthur, D. (2003) Predictive soil mapping: a review. *Progress in Physical Geography*, 27(2), 171-197.
- Senapati, N., Smith, P., Wilson, B., Yeluripati, J.B., Daniel, H., Lockwood, p., Gosh, S. (2013) Projections of changes in grassland soil organic carbon under climate change are relatively insensitive to methods of model initialization. *European Journal of Soil Science*, doi:10.1111/ejss.12014.
- Shirato, Y., Jomura, M., Wagai, R., Kondo, M., Tanabe, K., Uchida, M. (2013) Deviations between observed and RothC-simulated  $\Delta^{14}\text{C}$  values despite improved IOM initialization. *European Journal of Soil Science*, 64, 576-585.
- Six, J., Callewaert, P., Lenders, S., De Gryze, S., Morris, S.J., Gregorich, E.G., Paul, E.A., und Paustian, K. (2002a) Measuring and understanding carbon storage in afforested soils by physical fractionation. *Soil Science Society of America Journal*, 66(6), 1981-1987.
- Six, J., Conant, R.T., Paul, E.A., und Paustian, K. (2002b) Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. *Plant and Soil*, 241(2), 155-176.
- Six, J., Elliott, E.T., und Paustian, K. (1999) Aggregate and soil organic matter dynamics under conventional and no-tillage systems. *Soil Science Society of America Journal*, 63(5), 1350-1358.
- Six, J., Elliott, E.T., und Paustian, K. (2000a) Soil macroaggregate turnover and microaggregate formation: a mechanism for C sequestration under no-tillage agriculture. *Soil Biology & Biochemistry*, 32(14), 2099-2103.
- Six, J., Elliott, E.T., Paustian, K., und Doran, J.W. (1998) Aggregation and soil organic matter accumulation in cultivated and native grassland soils. *Soil Science Society of America Journal*, 62(5), 1367-1377.
- Six, J., Paustian, K., Elliott, E.T., und Combrink, C. (2000b) Soil structure and organic matter: I. Distribution of aggregate-size classes and aggregate-associated carbon. *Soil Science Society of America Journal*, 64(2), 681-689.
- Sleutel, S., De Neve, S., und Hofman, G. (2007) Assessing causes of recent organic carbon losses from cropland soils by means of regional-scaled input balances for the case of Flanders (Belgium). *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 78(3), 265-278.
- Sleutel, S., De Neve, S., Hofman, G., Boeckx, P., Beheydt, D., Van Cleemput, O., Mestdagh, I., Lootens, P., Carlier, L., Van Camp, N., Verbeeck, H., Vande Walle, I., Samson, R., Lust, N., und Lemeur, R. (2003) Carbon stock changes and carbon sequestration potential of Flemish cropland soils. *Global Change Biology*, 9(8), 1193-1203.
- Smith, J., Smith, P., Wattenbach, M., Zaehle, S., Hiederer, R., Jones, R.J.A., Montanarella, L., Rounsevell, M.D.A., Reginster, I., und Ewert, F. (2005) Projected changes in mineral soil carbon of European croplands and grasslands, 1990-2080. *Global Change Biology*, 11(12), 2141-2152.
- Smith, P. (2004) Carbon sequestration in croplands: the potential in Europe and the global context. *European Journal of Agronomy*, 20(3), 229-236.
- Smith, P. (2012) Agricultural greenhouse gas mitigation potential globally, in Europe and in the UK: what have we learnt in the last 20 years? *Global Change Biology*, 18(1), 35-43.

- Smith, P., Goulding, K.W., Smith, K.A., Powlson, D.S., Smith, J.U., Falloon, P., und Coleman, K. (2001) Enhancing the carbon sink in European agricultural soils: including trace gas fluxes in estimates of carbon mitigation potential. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 60(1-3), 237-252.
- Smith, P., Martino, D., Cai, Z., Gwary, D., Janzen, H., Kumar, P., McCarl, B., Ogle, S., O'Mara, F., Rice, C., Scholes, B., Sirotenko, O., Howden, M., McAllister, T., Pan, G., Romanenkov, V., Schneider, U., Towprayoon, S., Wattenbach, M., und Smith, J. (2008) Greenhouse gas mitigation in agriculture. *Philosophical Transactions of the Royal Society B-Biological Sciences*, 363(1492), 789-813.
- Smith, P., Powlson, D.S., Glendining, M.J., und Smith, J.U. (1998) Opportunities and limitations for C sequestration in European agricultural soils through changes in management. In *Management of carbon sequestration in soil* (R. Lal, J.M. Kimble, R.F. Follett, und B.A. Stewart, eds), Boca Raton, New York: CRC Press, 143-152.
- Smith, P., Powlson, D.S., Smith, J.U., Falloon, P., und Coleman, K. (2000) Meeting Europe's climate change commitments: quantitative estimates of the potential for carbon mitigation by agriculture. *Global Change Biology*, 6(5), 525-539.
- Sollins, P., Homann, P., und Caldwell, B.A. (1996) Stabilization and destabilization of soil organic matter: Mechanisms and controls. *Geoderma*, 74(1-2), 65-105.
- Sorensen, R., Zinko, U., und Seibert, J. (2006) On the calculation of the topographic wetness index: evaluation of different methods based on field observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10(1), 101-112.
- Soussana, J.F., Loiseau, P., Vuichard, N., Ceschia, E., Balesdent, J., Chevallier, T., und Arrouays, D. (2004) Carbon cycling and sequestration opportunities in temperate grasslands. *Soil Use and Management*, 20, 219-230.
- Sparrow, L.A., Belbin, K.C., und Doyle, R.B. (2006) Organic carbon in the silt plus clay fraction of Tasmanian soils. *Soil Use and Management*, 22(2), 219-220.
- Spielvogel, S., Prietzel, J., Auerswald, K., und Kögel-Knabner, I. (2009) Site-specific spatial patterns of soil organic carbon stocks in different landscape units of a high-elevation forest including a site with forest dieback. *Geoderma*, 152(3-4), 218-230.
- Spielvogel, S., Prietzel, J., und Kögel-Knabner, I. (2006) Soil organic matter changes in a spruce ecosystem 25 years after disturbance. *Soil Science Society of America Journal*, 70(6), 2130-2145.
- Spielvogel, S., Prietzel, J., und Kögel-Knabner, I. (2008) Soil organic matter stabilization in acidic forest soils is preferential and soil type-specific. *European Journal of Soil Science*, 59(4), 674-692.
- Steffens, M., Kölbl, A., und Kögel-Knabner, I. (2009) Alteration of soil organic matter pools and aggregation in semi-arid steppe topsoils as driven by organic matter input. *European Journal of Soil Science*, 60(2), 198-212.
- Stemmer, M., Von Lutzow, M., Kandeler, E., Pichlmayer, F., und Gerzabek, M.H. (1999) The effect of maize straw placement on mineralization of C and N in soil particle size fractions. *European Journal of Soil Science*, 50(1), 73-85.
- Stevens, A., und van Wesemael, B. (2008) Soil organic carbon dynamics at the regional scale as influenced by land use history: a case study in forest soils from southern Belgium. *Soil Use and Management*, 24(1), 69-79.
- Stewart, C.E., Paustian, K., Conant, R.T., Plante, A.F., und Six, J. (2007) Soil carbon saturation: concept, evidence and evaluation. *Biogeochemistry*, 86(1), 19-31.

- Stewart, C.E., Paustian, K., Conant, R.T., Plante, A.F., und Six, J. (2008) Soil carbon saturation: Evaluation and corroboration by long-term incubations. *Soil Biology & Biochemistry*, 40(7), 1741-1750.
- Stoate, C., Boatman, N.D., Borralho, R.J., Carvalho, C.R., de Snoo, G.R., und Eden, P. (2001) Ecological impacts of arable intensification in Europe. *Journal of Environmental Management*, 63(4), 337-365.
- Stolbovoy, V., Montanarella, L., Filippi, N., Jones, A., Gallego, J., und Grassi, G. (2007) Soil sampling protocol to certify the changes of organic carbon stock in mineral soil of the European Union. Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities.
- Stoorvogel, J.J., Kempen, B., Heuvelink, G.B.M., und de Bruin, S. (2009) Implementation and evaluation of existing knowledge for digital soil mapping in Senegal. *Geoderma*, 149(1-2), 161-170.
- Suuster, E., Ritz, C., Roostalu, H., Kolli, R., und Astover, A. (2012) Modelling soil organic carbon concentration of mineral soils in arable land using legacy soil data. *European Journal of Soil Science*, 63(3), 351-359.
- Tan, Z.X., Lal, R., Smeck, N.E., und Calhoun, F.G. (2004) Relationships between surface soil organic carbon pool and site variables. *Geoderma*, 121(3-4), 187-195.
- Tebrügge, F., und Düring, R.A. (1999) Reducing tillage intensity - a review of results from a long-term study in Germany. *Soil & Tillage Research*, 53(1), 15-28.
- Tranter, G., Minasny, B., McBratney, A.B., Murphy, B., McKenzie, N.J., Grundy, M., und Brough, D. (2007) Building and testing conceptual and empirical models for predicting soil bulk density. *Soil Use and Management*, 23(4), 437-443.
- Tyrrell, M.L., Ross, J., und Kelty, M. (2012) Carbon dynamics in the temperate forest. In *Managing forest carbon in a changing climate* (M.S. Ashton, M.L. Tyrrell, D. Spalding, und B. Gentry, eds), New York: Springer.
- UGRdL (2012) Umweltökonomische Gesamtrechnung der Länder, Energieverbrauch und Treibhausgasemissionen - Analysen und Ergebnisse. ([www.ugrdl.de](http://www.ugrdl.de): Arbeitskreis Umweltökonomische Gesamtrechnung der Länder im Auftrag der Statistischen Ämter der Länder)
- Vasques, G.M., Grunwald, S., und Sickman, J.O. (2008) Comparison of multivariate methods for inferential modeling of soil carbon using visible/near-infrared spectra. *Geoderma*, 146(1-2), 14-25.
- Vejre, H., Callesen, I., Vesterdal, L., und Raulund-Rasmussen, K. (2003) Carbon and nitrogen in Danish forest soils - Contents and distribution determined by soil order. *Soil Science Society of America Journal*, 67(1), 335-343.
- Vesterdal, L., Elberling, B., Christiansen, J.R., Callesen, I., und Schmidt, I.K. (2012) Soil respiration and rates of soil carbon turnover differ among six common European tree species. *Forest Ecology and Management*, 264, 185-196.
- Vesterdal, L., Ritter, E., und Gundersen, P. (2002) Change in soil organic carbon following afforestation of former arable land. *Forest Ecology and Management*, 169(1-2), 137-147.
- Vesterdal, L., Schmidt, I.K., Callesen, I., Nilsson, L.O., und Gundersen, P. (2008) Carbon and nitrogen in forest floor and mineral soil under six common European tree species. *Forest Ecology and Management*, 255(1), 35-48.
- Vleeshouwers, L.M., und Verhagen, A. (2002) Carbon emission and sequestration by agricultural land use: a model study for Europe. *Global Change Biology*, 8(6), 519-530.

- von Lützw, M., und Kögel-Knabner, I. (2009) Temperature sensitivity of soil organic matter decomposition-what do we know? *Biology and Fertility of Soils*, 46(1), 1-15.
- von Lützw, M., Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Matzner, E., Guggenberger, G., Marschner, B., und Flessa, H. (2006) Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions - a review. *European Journal of Soil Science*, 57(4), 426-445.
- von Lützw, M., Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Flessa, H., Guggenberger, G., Matzner, E., und Marschner, B. (2007) SOM fractionation methods: Relevance to functional pools and to stabilization mechanisms. *Soil Biology & Biochemistry*, 39(9), 2183-2207.
- von Lützw, M., Kögel-Knabner, I., Ludwig, B., Matzner, E., Flessa, H., Ekschmitt, K., Guggenberger, G., Marschner, B., und Kalbitz, K. (2008) Stabilization mechanisms of organic matter in four temperate soils: Development and application of a conceptual model. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 171(1), 111-124.
- Wamelink, G.W.W., Wieggers, H.J.J., Reinds, G.J., Kros, J., Mol-Dijkstra, J.P., van Oijen, M., und de Vries, W. (2009) Modelling impacts of changes in carbon dioxide concentration, climate and nitrogen deposition on carbon sequestration by European forests and forest soils. *Forest Ecology and Management*, 258(8), 1794-1805.
- West, T.O., und Post, W.M. (2002) Soil organic carbon sequestration rates by tillage and crop rotation: A global data analysis. *Soil Science Society of America Journal*, 66(6), 1930-1946.
- West, T.O., und Six, J. (2007) Considering the influence of sequestration duration and carbon saturation on estimates of soil carbon capacity. *Climatic Change*, 80(1-2), 25-41.
- Wichern, F., Eberhardt, E., Mayer, J., Joergensen, R.G., und Muller, T. (2008) Nitrogen rhizodeposition in agricultural crops: Methods, estimates and future prospects. *Soil Biology & Biochemistry*, 40(1), 30-48.
- Wiesmeier, M., Barthold, F.K., Blank, F.B., und Kögel-Knabner, I. (2011) Digital mapping of soil organic matter stocks using Random Forest modeling in a semi-arid steppe ecosystem. *Plant and Soil*, 340, 7-24.
- Wiesmeier, M., Dick, D.P., Rumpel, C., Dalmolin, R.S.D., Hilscher, A., und Knicker, H. (2009a) Depletion of soil organic carbon and nitrogen under *Pinus taeda* plantations in Southern Brazilian grasslands (Campos). *European Journal of Soil Science*, 60(3), 347-359.
- Wiesmeier, M., Spörlein, P., Geuss, U., Hangen, E., Haug, S., Reischl, A., Schilling, B., von Lützw, M., und Kögel-Knabner, I. (2012) Soil organic carbon stocks in southeast Germany (Bavaria) as affected by land use, soil type and sampling depth. *Global Change Biology*, 18(7), 2233-2245.
- Wiesmeier, M., Steffens, M., Kölbl, A., und Kögel-Knabner, I. (2009b) Degradation and small-scale spatial homogenization of topsoils in intensively grazed steppes of Northern China. *Soil & Tillage Research*, 104, 299-310.
- Wilson, J., und Gallant, J. (2000) *Terrain Analysis: Principles and Applications*. New York: John Wiley & Sons, Inc.
- Wingeyer, A.B., Walters, D.T., Drijber, R.A., Olk, D.C., Arkebauer, T.J., Verma, S.B., Wedin, D.A., und Francis, C.A. (2012) Fall Conservation Deep Tillage Stabilizes Maize Residues into Soil Organic Matter. *Soil Science Society of America Journal*, 76(6), 2154-2163.
- Wiseman, C.L.S., und Puttmann, W. (2005) Soil organic carbon and its sorptive preservation in central Germany. *European Journal of Soil Science*, 56(1), 65-76.

- Wittmann, O. (1991) Standortkundliche Landschaftsgliederung von Bayern, Übersichtskarte 1:1000000. GLA-Fachberichte 5, 5-47.
- Wolff, B., und Riek, W. (1996) Deutscher Waldbodenbericht 1996 - Ergebnisse der bundesweiten Bodenzustandserhebung im Wald von 1987-1993 (BZE). Bonn: Bundesministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten.
- Wutzler, T., und Mund, M. (2007) Modelling mean above and below ground litter production based on yield tables. *Silva Fennica*, 41(3), 559-574.
- Würfl, P., Dörfler, J., und Rintelen, P.-M. (1984) Die Einteilung Bayerns in Landwirtschaftliche Standorte, Landwirtschaftliche Erzeugungsgebiete und Agrargebiete. *Bayerisches Landwirtschaftliches Jahrbuch*, 61(3/4), 377-423.
- Xu, X., Liu, W., Kiely, G., 2011. Modeling the change in soil organic carbon of grassland in response to climate change: Effects of measured versus modelled carbon pools for initializing the Rothamsted Carbon Model. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 140, 372-381.
- Yokozawa, M., Shirato, Y., Sakamoto, T., Yonemura, S., Nakai, M., Ohkura, T. (2010) Use of the RothC model to estimate the carbon sequestration potential of organic matter application in Japanese arable soils. *Soil Science and Plant Nutrition*, 56, 168-176.
- Zaehle, S., Bondeau, A., Carter, T.R., Cramer, W., Erhard, M., Prentice, I.C., Reginster, I., Rounsevell, M.D.A., Sitch, S., Smith, B., Smith, P.C., und Sykes, M. (2007) Projected changes in terrestrial carbon storage in Europe under climate and land-use change, 1990-2100. *Ecosystems*, 10(3), 380-401.
- Zhao, L.P., Sun, Y.J., Zhang, X.P., Yang, X.M., und Drury, C.F. (2006) Soil organic carbon in clay and silt sized particles in Chinese mollisols: Relationship to the predicted capacity. *Geoderma*, 132(3-4), 315-323.
- Zimmermann, M., Leifeld, J., Schmidt, M.W.I., Smith, P., und Fuhrer, J. (2007) Measured soil organic matter fractions can be related to pools in the RothC model. *European Journal of Soil Science*, 58(3), 658-667.

