

$\Delta^{14}\text{C}$ -Alterbestimmung und Umsatzzeitmodellierung organischer Substanz in Böden der Welt

Bachelorarbeit

am Max-Planck-Institut für Biogeochemie Jena

im
Studiengang Biogewissenschaften
der
Friedrich-Schiller-Universität Jena

Ulf-Niklas Meyer

Erstprüferin: Prof. Dr. Sue Trumbore
Zweitprüfer: Prof. Dr. Kai-Uwe Totsche

Jena, September 2011

Inhaltsverzeichnis

I. Abkürzungen	3
II. Abbildungs- und Tabellenverzeichnis	3
1. Zusammenfassung	6
2. Einleitung	7
3. Theoretischer Hintergrund	8
3.1 Globaler Stoffkreislauf.....	8
3.2 Streu in Wäldern.....	10
3.3 bodenorganische Substanz und Kohlenstoff (SOM und SOC).....	11
3.3.1 Kohlenstoffkreislauf im Boden.....	11
3.3.2 Umsatzzeit (turnover time), Mittlere Verweilzeit (mean residence time) und Durchschnittsalter (average age).....	14
3.3.3 Abbaurrate SOM.....	16
3.3.4 clorpt-Gleichung.....	16
3.3.4.1 Klima.....	17
3.3.4.2 Organismen.....	17
3.3.4.3 Relief.....	18
3.3.4.4 Ausgangsmaterial.....	19
3.3.4.5 Zeit.....	19
3.3.4.6 Anthropogener Einfluss.....	20
3.4 Das Element Kohlenstoff.....	21
3.4.1 Isotopie des Kohlenstoffs.....	21
3.4.2 ^{14}C -Kurve der Atmosphäre.....	22
3.5 Beschleunigermassenspektrometer (AMS).....	24
3.5.1 Allgemeines.....	24
3.5.2 Messung/Funktionsweise.....	25
3.6 $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert, Standard und Modellierung der Umsatzzeiten.....	25
4. Material und Methoden	26
4.1 Beprobungsflächen und Probenahme.....	26
4.1.1 Harvard Forest.....	26
4.1.2 Howland Forest.....	27
4.1.3 Kolumbien.....	28
4.1.4 Großer Hermannsberg (Thüringer Wald).....	29
4.2 Experimentaufbau im Labor.....	29
4.3 Statistik.....	33
4.4 Modellierung (R und SoilR).....	33
5. Ergebnisse	33
5.1 Harvard Forest.....	33
5.1.1 organische Auflage.....	34
5.1.1.1 Atmungsraten.....	34
5.1.1.2 $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte.....	36
5.1.1.3 Umsatzzeiten.....	37
5.1.2 Mineralboden.....	37
5.1.2.1 Atmungsraten.....	38
5.1.2.2 $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte.....	39
5.1.2.3 Umsatzzeiten.....	39
5.2 Howland Forest.....	40
5.2.1 Tower Site.....	41
5.2.1.1 Atmungsraten.....	41
5.2.1.2 $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte.....	41
5.2.1.3 Umsatzzeiten.....	41
5.2.2 Nutrient Control Site.....	42
5.2.2.1 Atmungsraten.....	42
5.2.2.2 $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte.....	42
5.2.2.3 Umsatzzeiten.....	42

5.2.3 Vergleich Tower Site und Nutrient Control Site.....	43
5.2.3.1 Atmungsraten.....	43
5.2.3.2 $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte.....	44
5.2.3.3 Umsatzzeiten.....	44
5.3 Kolumbien.....	45
5.3.1 Organische Auflage.....	46
5.3.1.1 Atmungsraten.....	46
5.3.1.2 $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte.....	46
5.3.1.3 Umsatzzeiten.....	46
5.3.2 Mineralboden.....	47
5.3.2.1 Atmungsraten.....	47
5.3.2.2 $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte.....	48
5.3.2.3 Umsatzzeiten.....	48
5.3.3 Eluvialhorizonte.....	49
5.3.3.1 Atmungsraten.....	49
5.3.3.2 $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte.....	50
5.3.3.3 Umsatzzeiten.....	50
5.3.4 Profil des Alisols.....	51
5.3.4.1 Atmungsraten.....	51
5.3.4.2 $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte.....	52
5.3.4.3 Umsatzzeiten.....	53
5.4 Großer Hermannsberg (Thüringer Wald).....	53
5.4.1 SW 1 und SW 2 im Vergleich.....	54
5.4.1.1 Atmungsraten.....	54
5.4.1.2 $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte.....	55
5.4.1.2 Umsatzzeiten.....	56
6. Diskussion.....	57
6.1 Harvard Forest.....	57
6.1.1 Vergleich mit früheren Messungen.....	57
6.1.2 Effekt der Entfernung von organischer Auflage und A-Horizont (O/A-Plots).....	59
6.2 Howland Forest.....	60
6.3 Kolumbien.....	62
6.4 Großer Hermannsberg (Thüringer Wald).....	65
6.5 Modellierung.....	67
7. Dank.....	70
8. Anhang.....	71
9. Quellen.....	76

I. Abkürzungen

AMS	Beschleunigermassenspektrometer, -spektrometrie; Accelerator Mass Spectrometry
¹² C	Kohlenstoffisotop mit je 6 Protonen und Neutronen
¹³ C	Kohlenstoffisotop mit 6 Protonen und 7 Neutronen
¹⁴ C	Kohlenstoffisotop mit 6 Protonen und 8 Neutronen; Radiokohlenstoff
C	Kohlenstoff; Carbon
CO ₂	Kohlenstoffdioxid; Carbon dioxide
DOC	gelöster organischer Kohlenstoff; Dissolved organic carbon
DOM	gelöste organische Substanz; Dissolved organic matter
E-Horizont	Eluvialhorizont, Auswaschungshorizont (Ae)
KCCAMS	Keck Carbon Cycle accelerator mass spectrometry
MAP	Mittlere jährlicher Niederschlagsmenge; Mean annual precipitation
MAT	Jahresmitteltemperatur; Mean annual temperature
¹⁴ N, N ₂	Stickstoff
NEC	National Electronics Corporation
NPP	Nettoprimärproduktion
Pg	Petagramm
Pg * y ⁻¹	Petagramm pro Jahr
POM	partikuläre organische Substanz
ppm	Teile pro Millionen; Parts per million
SIC	anorganischer Bodenkohlenstoff; Soil inorganic carbon
SOC	organischer Bodenkohlenstoff; Soil organic carbon
SOM	bodenorganische Substanz; Soil organic matter

II. Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

Abbildung 1: Vereinfachter Kohlenstoffkreislauf. (Quelle: Baisden et al. 2011).....	9
Abbildung. 2: Der fortschreitende Abbau leichtverfügbaren Kohlenstoffs innerhalb eines Jahres im Boden. (Quelle: Haider 1996).....	13
Abbildung 3: Vereinfachter Bodenkohlenstoffkreislauf. (Quelle: Baisden et al. 2011).....	14
Abbildung 4: Zeitliche Änderung der beobachteten $\Delta^{14}\text{CO}_2$ -Konzentration auf der nördlichen und südlichen Hemisphäre (Quelle: Levin et al. 2010).....	23
Abbildung 5: Schematischer Aufbau des KCCAMS-Systems (Quelle: http://www.pelletron.com ; geändert).....	24
Abbildung 6: Einweckgläser mit zweiteiligem Deckel und eingeklebten Ventilen. (Foto:	

A. Thuille, 2011).....	30
Abbildung 7: Extraktionslinie für die CO ₂ -Extraktion von Proben. (Foto: A. Thuille, 2011; geändert).....	31
Abbildung 8: Atmungsraten der organischen Auflage im Harvard Forest.....	34
Abbildung 9: $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der organischen Auflage im Harvard Forest.....	36
Abbildung 10: Umsatzzeiten der organischen Auflage im Harvard Forest.....	37
Abbildung 11: Atmungsraten des Mineralbodens im Harvard Forest.....	38
Abbildung 12: $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte des Mineralbodens im Harvard Forest.....	39
Abbildung 13: Umsatzzeiten des Mineralbodens im Harvard Forest.....	40
Abbildung 14: Atmungsraten der Tower Site im Howland Forest.....	71
Abbildung 15: $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der Tower Site im Howland Forest.....	71
Abbildung 16: Umsatzzeiten der Tower Site im Howland Forest.....	72
Abbildung 17: Atmungsraten der Nutrient Control Site im Howland Forest.....	72
Abbildung 18: $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der Nutrient Control Site im Howland Forest.....	73
Abbildung 19: Umsatzzeiten der Nutrient Control Site im Howland Forest.....	73
Abbildung 20: Vergleich der Atmungsraten von Tower Site und Nutrient Control Site im Howland Forest.....	43
Abbildung 21: Vergleich der $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte von Tower Site und Nutrient Control Site im Howland Forest.....	44
Abbildung 22: Vergleich der Umsatzzeiten von Tower Site und Nutrient Control Site im Howland Forest.....	45
Abbildung 23: Vergleich der Atmungsraten der organischen Auflage von Alisol und Podsol in Kolumbien.....	46
Abbildung 24: Vergleich der $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der organischen Auflage von Alisol und Podsol in Kolumbien.....	74
Abbildung 25: Vergleich der Umsatzzeiten der organischen Auflage von Alisol und Podsol in Kolumbien.....	74
Abbildung 26: Vergleich der Atmungsraten des Mineralbodens von Alisol und Podsol in Kolumbien.....	47
Abbildung 27: Vergleich der Atmungsraten des Mineralbodens von Alisol und Podsol in Kolumbien, im Detail.....	47
Abbildung 28: Vergleich der $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte des Mineralbodens von Alisol und Podsol in Kolumbien.....	48
Abbildung 29: Vergleich der Umsatzzeiten des Mineralbodens von Alisol und Podsol in Kolumbien.....	49
Abbildung 30: Vergleich der Atmungsraten der Eluvialhorizonte von Alisol und Podsol in Kolumbien.....	49

Abbildung 31: Vergleich der $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der Eluvialhorizonte von Alisol und Podsol in Kolumbien.....	50
Abbildung 32: Vergleich der Umsatzzeiten der Eluvialhorizonte von Alisol und Podsol in Kolumbien.....	51
Abbildung 33: Atmungsraten des Alisolprofils in Kolumbien.....	52
Abbildung 34: $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte des Alisolprofils in Kolumbien.....	52
Abbildung 35: Umsatzzeiten des Alisolprofils in Kolumbien.....	53
Abbildung 36: Vergleich der Atmungsraten der Beprobungsstellen 1 und 2 am Großen Hermannsberg.....	54
Abbildung 37 (links): Vergleich der $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der Beprobungsstellen 1 und 2 am Großen Hermannsberg, im Detail.....	55
Abbildung 38 (rechts): Vergleich der $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der Beprobungsstellen 1 und 2 am Großen Hermannsberg, im Detail.....	55
Abbildung 39 (links): Vergleich der Umsatzzeiten der Beprobungsstellen 1 und 2 am Großen Hermannsberg, im Detail.....	56
Abbildung 40 (rechts): Vergleich der Umsatzzeiten der Beprobungsstellen 1 und 2 am Großen Hermannsberg, im Detail.....	56
Abbildung 41 (links): Vergleich der Gesamtatmungsraten der verschiedenen Behandlungen im Harvard Forest.....	57
Abbildung 42 (rechts): Vergleich der Gesamtatmungsraten der verschiedenen Behandlungen im Harvard Forest.....	57
Abbildung 43: $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte dreier Podsol-B-Horizonte, Kolumbien.....	75
Abbildung 44: Umsatzraten der B-Horizonte des Podsols, Kolumbien.....	75
Abbildung 45: Beziehung zwischen den $\Delta^{14}\text{C}$ -Werten und den Umsatzzeiten (erstellt: A. Thuille, 2011).....	68
Tabelle 1: Standortdaten aller vier Wälder.....	35
Tabelle 2: Statistische Auswertung der Beziehung der $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte und Umsatzzeiten....	69

1. Zusammenfassung

Die bodenorganische Substanz des Bodens ist eine wichtige Komponente im Kohlenstoffkreislauf der Erde. Vor allem in Wäldern kommt ihr eine besondere Bedeutung zu, da Wälder bedeutende C-Speicher der Erde sind. Neben den 50 % des C, den sie in ihrer Biomasse speichern, werden die anderen 50 % im Boden gelagert. Und diese wird zu einem nicht geringen Teil aus Streu rekrutiert. Will man den C-Kreislauf des Bodens besser verstehen, ist es sinnvoll sich auch mit dem Alter und den Verweilzeiten für SOC zu beschäftigen. Zu diesem Zweck würden vier Waldböden beprobt. Zwei Böden stammen aus Nordamerika (Harvard und Howland), einer aus Kolumbien und der aus dem Thüringer Wald. Alle Proben dieser Böden würden inkubiert. Hätten die Böden ausreichend CO₂ produziert, wurde es extrahiert, aufgereinigt und zu Graphit umgewandelt. Zur $\Delta^{14}\text{C}$ -Wertbestimmung per AMS wurden die Proben nach Irvine, USA geschickt. Mit den gemessenen $\Delta^{14}\text{C}$ -Werten, der jährlichen C-Zufuhr und dem C-Speicher des jeweiligen Bodens konnte dann die Umsatzzeit (turnover time) berechnet werden. Ein weiterer Schwerpunkt, neben $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte und Umsatzzeit, wurde auf die Atmungsrate gelegt. Die Ergebnisse sind weit gestreut. Die Auswaschungshorizonte haben kleine Respirationsraten, organische Auflage zum Teil recht viel. Dafür sind die Umsatzzeiten dort kürzer, während sie in manchen tieferen Lagen oder bei Vorhandensein von Kohle sehr hoch sind bzw. sein können.

2. Einleitung

Nicht nur im Zuge des Klimawandels rückt der Boden immer mehr in den Fokus aktueller Forschungsarbeit. Trotz unzähliger Untersuchungen ist das Wissen über das System Boden immer noch weitgehend lückenhaft. Da der Boden ein komplexes System darstellt, mag dies nicht weiter verwundern. Dieses Unwissen resultiert dabei vorrangig aus der Unkenntnis der Zusammenhänge und Details seiner einzelnen Komponenten. Eines dieser Kompartimente ist die bodenorganische Substanz (SOM) mit dem darin enthaltenen Kohlenstoff (SOC). So stellte Amundson (2001, S. 537) fest: „*There is not, as yet, enough information to predict how the size and the residence time of different fractions of SOC vary with climate.*“ Weil die Böden *“der belebte Teil der oberen Erdkruste“* (Scheffer/Schachtschabel 2010, S. 1) sind, stehen sie unter vielfältigem Einfluss. So werden sie zum Beispiel von Wasser, tierischen und pflanzlichen Organismen, sowie dem menschlichen Wirken verändert. Des Weiteren haben sie teil an vielfältigen Stoffkreisläufen, wie Stickstoff, Phosphor und Kohlenstoff. Gerade der Kohlenstoff ist es, der als Kohlenstoffdioxid (CO₂) in jüngerer Zeit zu Popularität gelangt ist. Sehr wichtig in diesem Zusammenhang ist die Bedeutung der Wälder für das globale Klima in ihrer Funktion als bedeutendste Kohlenstoffspeicher. Während die eine Hälfte des gespeicherten C in den Bäumen festliegt, befindet sich die zweite Hälfte in den Mineralböden darunter, dem Auflagehumus, dem Unterwuchs und den Lebewesen (Ahrends 2008). Um ein besseres Verständnis des Kohlenstoffkreislaufes im Boden im Zusammenhang mit der bodenorganischen Substanz zu bekommen und die Dynamik der Kohlenstoffflüsse des Bodens besser zu verstehen, wird das Alter seiner organischen Substanz bestimmt. Das Hauptaugenmerk liegt dabei auf der Bodenatmung und dem Alter des durch die Respiration freiwerdenden Kohlenstoffs. Es soll versucht werden herauszufinden, wie sich das Alter der veratmeten Substanz ändert, wenn sich einzelne Parameter (Temperatur, Feuchtigkeit, Reservoir, Input) ändern. Dazu werden Böden aus vier verschiedenen Waldstandorten der Welt untersucht. Die Fragen es zu klären gilt sind: Unterscheidet sich das Alter der veratmeten organischen Substanz in Abhängigkeit der Boden- und Waldeigenschaften? Wenn ja, was sind mögliche Gründe dafür? Gibt es neben dem Alter noch weitere Unterschiede zwischen den Waldböden bezüglich der Respiration?

3. Theoretischer Hintergrund

Damit man diese Fragen beantworten kann ist zunächst wichtig wie viel Kohlenstoff es überhaupt in den relevanten Speichern und Transportwegen gibt und ob die Menge veränderlich ist. Dazu wird in 3.1 der globale C-Kreislauf näher betrachtet.

Die Wälder gehören mit zu den wichtigsten C-Speichern der Erde. Dabei spielen lebende und tote Biomasse eine gleichbedeutend wichtige Rolle. Im Punkt 3.2 werden Streumengen für verschiedene Waldarten zusammengetragen. Die Streu, bestehend aus Laub, Nadeln, Ästen, Zweigen und Früchten, ist ein wichtiger Zufuhrweg von Kohlenstoff in den Boden. Danach beschäftigt sich die Arbeit mit der bodenorganischen Substanz. Denn sie kann veratmet werden und das freiwerdende CO₂ soll im Rahmen dieser Arbeit untersucht werden.

Will man die Dauer abschätzen, die C im gespeichert werden kann, muss man die Mechanismen kennen, die SOM und SOC im Boden halten oder ihren Abbau fördern. Im Abschnitt 3.3.4 wird darauf eingegangen.

3.1 Globaler Kohlenstoffkreislauf

Der CO₂-Gehalt der Atmosphäre betrug 2005 380 ppm (IPCC 2007). Baisden et al. (2011) rechneten es auf einen Gesamtgehalt von 800 Pg C um. Das entspricht einem Zuwachs von über einem Drittel im Vergleich zum Jahr 1700 (590 Pg C) und immer noch einen Anstieg um 4 % (766 Pg C) seit 1999 (Baisden et al. 2011). Pflanzen benötigen für ihr Überleben und ihr Wachstum Kohlenstoff, den sie in Form von CO₂ aus der Atmosphäre aufnehmen. Das Kohlenstoffdioxid wird über die Photosynthese und andere Prozesse innerhalb der Pflanze in die benötigten Stoffe umgewandelt und z.B. in Blätter, Stämme und Wurzeln eingebaut. Global betrachtet nehmen terrestrische Pflanzen dabei etwa 120 Pg C pro Jahr aus der Atmosphäre auf (Baisden et al. 2011, Lal et al. 1998). Abbildung 1 zeigt einen vereinfachten Kohlenstoffkreislauf mit den Gehalten von C [Pg] in den verschiedenen Pools und den Stoffflüssen [Pg * y⁻¹] zwischen diesen.

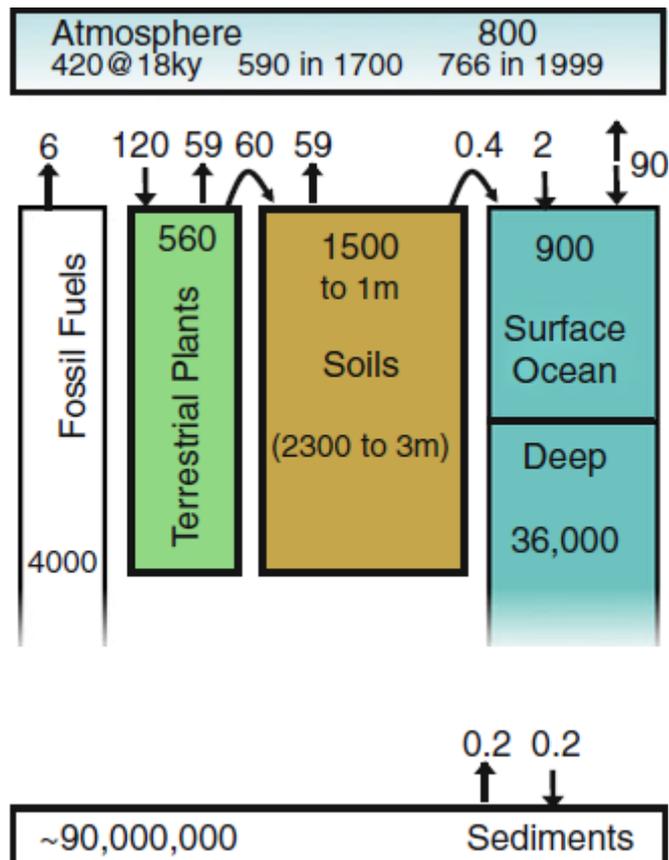


Abb. 1: Vereinfachter Kohlenstoffkreislauf.

Die Zahlen in den Kästen geben die C-Gehalte in den Pools in Pg an. Die Werte an den Pfeilen geben die Massen an, die jährlich zwischen den Reservoirs ausgetauscht werden. Einheit in $\text{Pg} \cdot \text{y}^{-1}$. (Quelle: Baisden et al. 2011, verändert)

Wie in Abbildung 1 ersichtlich, geben die Pflanzen weniger als die Hälfte des aufgenommenen Kohlenstoffs an die Atmosphäre zurück. 50 % gelangen in den Boden. Dies geschieht zum einen über die Ausscheidung von Wurzelexsudaten (Aminosäuren, Zucker), zum anderen über den Abwurf von Laub, Nadeln sowie anderem organischen Material (Äste, Zweige, Früchte). Der Abbau dieser Streustoffe wird durch die verschiedensten Organismen vollzogen, die zur Bodenfauna, auch Edaphon, gehören. Nach ihrer Verschiedenheit von Größe und Lebens-, wie Ernährungsweise verändern sie die Streu auf unterschiedlichste Art in chemischer, physikalischer, biologischer und räumlicher Hinsicht. So kommt es zu einer Verlagerung der organischen Substanz in alle drei Raumrichtungen und damit zum tieferen Eintrag in den Boden. Nicht nur die organische Auflage, zu der neben Pflanzenmaterial auch tierische Anteile gehören, wird verwertet, sondern ebenso abgestorbene Stoffe im Boden (Wurzeln, Tiere). Viele Quellen gehen von etwa 1500 Pg Kohlenstoff aus, die in dem ersten Meter Boden gespeichert werden (Lal et al. 1998, Trumbore 2000, Amundson 2001, IPCC 2007, Baisden et al. 2011). Andere Autoren haben Werte von 1220 Pg C (Sombroek et al. 1993) oder 1115-2200 Pg (Batjes 1996) veröffentlicht. Durch chemische Modifizierung wird

das bodenorganische Material fraktioniert. Der wasserlösliche Teil (dissolved organic carbon, DOC; dissolved organic matter, DOM) wird leicht in den tieferen Teil (über 1 m Tiefe) des Bodens verfrachtet und kann bis in das Grundwasser ausgetragen werden. Über dieses Bodentiefenwasser wird der Kohlenstoff zum Teil über lange Zeiträume in oberirdische Vorfluter, wie Bäche und Flüsse oder direkt in Seen und Meere eingetragen. Auch der direkte Eintrag von SOM in die Wasserwege an der Erdoberfläche bringt Kohlenstoff in den Ozean. Diese Art des Austrags von C aus dem Boden macht pro Jahr 0,4 Pg aus. Durch die heterotrophen Organismen, die im Boden leben und die die organische Substanz zersetzen und veratmen, wird ein Großteil der Bodenatmung generiert. Dazu zählen unter anderem, höhere Lebewesen wie Regenwürmer, aber auch die Vielzahl an Mikroorganismen, sowie die Wurzeln der Pflanzen. Nach Abbildung 1 beträgt die Respiration 59 Pg pro Jahr, die als CO₂ zurück in die Atmosphäre gelangen. Wie der Boden an die Atmosphäre grenzt und dadurch mit ihr in Austausch steht, bildet auch die Wasseroberfläche des Ozeans eine Transfermöglichkeit der Gashülle mit dem aquatischen Lebensraum. Ein Teil des Kohlendioxids löst sich von allein im Wasser oder wird durch Niederschlag eingespült. Der andere Teil wird aufgrund von Photosynthese durch Algen und andere Wasserpflanzen im Meer fixiert und durch Atmung wieder freigesetzt. Eine Verfrachtung von Kohlenstoff in größere Tiefen wird durch die Meereszirkulation bedingt. Die weitaus schnellere Verlagerung findet aufgrund des Absinkens toter Biomasse statt. Das größte Reservoir mit angenommenen 90 000 000 Pg Kohlenstoff bilden die Sedimente (Baisden et al. 2011). Eine weitere Quelle von CO₂ in den atmosphärischen Pool des Kohlenstoffzyklus ist die menschliche Aktivität. Durch die Verbrennung fossiler Energieträger, wie Kohle, Erdgas und Erdöl wird die Menge an verfügbarem Kohlenstoff vergrößert. Nicht zu unterschätzen sind auch die Beiträge zum globalen C-Kreislauf durch die Verwitterung von carbonathaltigem Gestein. Der Hauptteil dieses Pools aus anorganischem Kohlenstoff (SIC) befindet sich vorrangig in den semi-ariden Gebieten der Welt und ist nach Schätzungen um etwa 12 % größer als der SOC-Pool (Lal et al. 1998).

3.2 Streu in Wäldern

Die organische Substanz in Wäldern unterscheidet sich von anderen Standorten, da sie hauptsächlich aus Laub und/oder Nadeln besteht. Während in mittleren Breiten, in denen kühlgemäßigtes Klima vorherrscht, Zweige, Rinde und Früchte in Laubwäldern nur einen Anteil von etwa 20 % haben, machen sie in Nadelwäldern immerhin 20-40 % der Streu aus. Den Hauptbeitrag zur oberirdischen Gesamtauflage leistet das Laub mit circa 70 %. Es wurde geschätzt, dass die Streuproduktion in Nadelwäldern 200-600 g Trockenmasse pro

Quadratmeter und Jahr beträgt (Scheffer/Schachtschabel 2010). In Kiefernwäldern kann die Nadelstreuemenge, abhängig vom Standort, zwischen $20 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ variieren (Ahrends 2008). In Laubwäldern findet man $390\text{-}570 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ Trockenmasse. In einem älteren sommergrünen Laubwald der kühlgemäßigten Klimazone wurden $280 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ gefunden (Ishihara et al. 2011). Anzumerken ist, dass Streu im Nadelwald das ganze Jahr relativ gleichmäßig anfällt. Dagegen hat der Laubwald eine jahreszeitliche Gewichtung des Streuanfalls im Herbst. Des Weiteren konnte gezeigt werden, dass mit abnehmender Breite und steigender Produktivität der Wälder die Menge des mittleren oberirdischen Streufalls steigt. So fanden sich für boreale Nadelwälder eine mittlere Menge von $100\text{-}400 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ und für tropische Wälder $600\text{-}1200 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (Scheffer/Schachtschabel 2010).

3.3 bodenorganische Substanz und Kohlenstoff (SOM und SOC)

3.3.1 Kohlenstoffkreislauf im Boden

Die bodenorganische Substanz ist definiert als totes Material pflanzlichen und/oder tierischen Ursprungs, inklusive menschlicher Einträge, und seiner Umwandlungs- und Zerfallsprodukte. Ausdrücklich nicht dazu zählen lebende Wurzeln und Organismen. Ein Großteil bildet sich aus der Umwandlung des auf dem Boden aufgelagerten Materials. Die Zersetzung dieser organischen Auflage beginnt sehr schnell nach dem Absterben des Materials. Nachdem die organische Substanz in oder auf den Boden gelangt ist, wird sie durch Bodentiere zerkleinert. Das vergrößert die Oberfläche und legt erste Nährstoffe frei. Dadurch bietet sich Bakterien und Pilzen eine bessere Besiedlungsfläche. Diese Streustoffe, die aus nicht oder bereits schwach umgewandelten Teilen pflanzlicher und tierischer Herkunft bestehen und deren Gewebestrukturen noch morphologisch sichtbar sind, enthalten hauptsächlich Polysaccharide und Proteine. Diese Substanzgruppen sind durch die Bodenflora und -fauna leicht abbaubar und haben deshalb nur eine kurze Verweildauer im Boden. Durch die Mikroorganismen werden die polymeren Stoffe (Cellulose, Stärke, Proteine usw.) in ihre Monomere zerlegt und als Glucose und Aminosäuren im eigenen Stoffkreislauf verwertet. Dabei wird unter aeroben Bedingungen CO_2 frei und gelangt in die Atmosphäre. Besonders schnell sind Cellulose, Stärke und Hemicellulose, sowie Proteine und andere nicht verholzte Teile abbaubar. Durch Hydrolyse werden sie zerkleinert und dann als Energiequelle oder Kohlenstoffquelle zum Aufbau körpereigener Substanz genutzt. Langsamer dagegen findet der Abbau von Lignin statt. Diese chemisch komplexer aufgebaute Substanz kann nicht als Kohlenstoff- und Energiequelle genutzt werden und ist daher nur in einem Cometabolismus angreifbar. Hinzukommt, dass es hauptsächlich von Weiß- und Weichfäulepilzen verwertet

werden kann. Es findet keine Hydrolyse statt, sondern unter aeroben Bedingungen kommt es zu unspezifischen oxidativen Radikalreaktionen und zur Einführung von Carbonyl- und Carboxylgruppen. Durch diese Mechanismen werden die Moleküle zum Teil so verändert, dass das Lignin in den Huminstoffanteil des Bodens übergeht, d.h. in den Teil der stark morphologisch verändert ist und bei dem sich keine Gewebestrukturen mehr erkennen lassen. Zurückbleiben vor allem die aromatischen Ringstrukturen des Lignins, die im Boden akkumulieren, da sie nicht bzw. nur sehr langsam von den Organismen weiter abgebaut werden können (Scheffer/Schachtschabel 2010). Ein weiterer Weg um Substanz im Boden durch chemische Veränderung festzulegen, ist die Verbrennung. Es entstehen bei diesem Prozess Kohle und „Black Carbon“. Zum einen kommt es immer wieder zu spontanen Vegetationsbränden, z.B. bei heißer und trockener Wetterlage. Zum anderen war in der Vergangenheit die Köhlerei, vor allem in Mitteleuropa, ein weit verbreitetes Handwerk. „Black Carbon“ entsteht bei jeder unvollständigen Verbrennung von organischem Material, darunter zählen sowohl fossile Energieträger (Öl, Gas, Kohle), sowie Biomasse (Holz). Die enorme Stabilität gegenüber mikrobiellem Abbau kommt zustande, da die Partikel eine hochgradig aromatische Struktur haben, die wenige bis keine funktionellen Gruppen besitzt (Schmidt et al. 2000, De Nobili et al. 2009). Neben dieser Art der Fraktionierung der organischen Substanz im Boden können die Teilchen auch an Mineral- und Tonpartikel gebunden werden. Sie gehen dabei organo-mineralische Verbindungen ein, die auf Ionenbindungen, Wasserstoffbrücken, Dipolbindungen oder hydrophobische Wechselwirkungen mit der Mineral- oder Tonpartikeloberfläche zurückgehen. Die Primärpartikel, die kleiner sind als 20 µm, können zusammen mit tonigen Mikrostrukturen und Bakterien- und Pilzfragmenten zu extrem stabilen 2 – 20 µm großen Mikroaggregaten verkleben. Binden sie sich mit weiteren Bruchstücken zusammen, werden sie zu und in Mikroaggregate zusammen- und eingeschlossen, die Größen zwischen 20 – 250 µm umfassen. Man geht heute davon aus, dass die Bestandteile, die die kleinen Zusammenballungen stabilisieren und diese sehr beständig zu machen scheinen, aus Huminen und Huminstoffen oder aus Polysaccharidpolymeren bestehen. Diese sind besonders stark über polyvalente Metallkationen an Tonpartikeln sorbiert. Aufgrund verschiedener Bindungsmöglichkeiten werden mehrere Mikroaggregate zu Makroaggregaten (>250 µm, häufig >2 mm) zusammengeschlossen. Man kennt zwei Arten sich zeitlich unterscheidender Aggregationen: Die sehr kurzzeitigen Bindungen bestehen aufgrund von leicht abbaubarem organischen Material. Dazu gehören in erster Linie mikrobielle und pflanzliche Polysaccharide. In den länger anhaltenden Konglomerationen spielen Feinwurzeln, Pilzhyphen, Bakterienzellen und Algen eine bedeutende Rolle. Man nimmt an, dass mit wachsendem Durchmesser der Makroaggregate, die Wichtigkeit der sehr kurzzeitigen Bindungen zunimmt. Es ergeben sich insgesamt drei Hauptvarianten, wie organische Substanz im Boden festgelegt werden kann.

1. Biochemische Widerstandsfähigkeit. Sie wird durch mikrobielle Umwandlung in Huminstoffe erreicht, die einen weiteren Abbau durch Bodenorganismen verhindert bzw. übermäßig erschwert.
2. Chemische Stabilisierung. Diese wird durch organo-mineralische Bindungen erreicht.
3. Physikalischer Schutz. Durch die Einbettung in Makroaggregate verlangsamt sich die Mineralisierung der SOM (Jastrow et al. 1997, Six et al. 2004).

Aus diesen Prozessen resultiert, dass es im Boden mit der Zeit zu einer Fraktionierung der organischen Substanz kommt. Diese wird durch unterschiedliche Umsatzzeiten („turnover time“) der SOM deutlich. Abbildung 2 zeigt eine detaillierte Aufschlüsselung des Abbaus organischer Substanz im ersten Jahr nach dem Input. Die drei Kohlenstoffpools im Boden zeigt Abbildung 3. Wie aus ihr ersichtlich, wird der schnell verfügbare Kohlenstoff, z.B. aus Sacchariden, innerhalb eines Jahres veratmet. Die Umsatzzeiten des intermediären C-Reservoirs liegen bereits im Dekaden- bis Hektodenbereich. Für den passiven Pool geht man von Abbaudauern von tausenden bis zehntausenden Jahren aus.

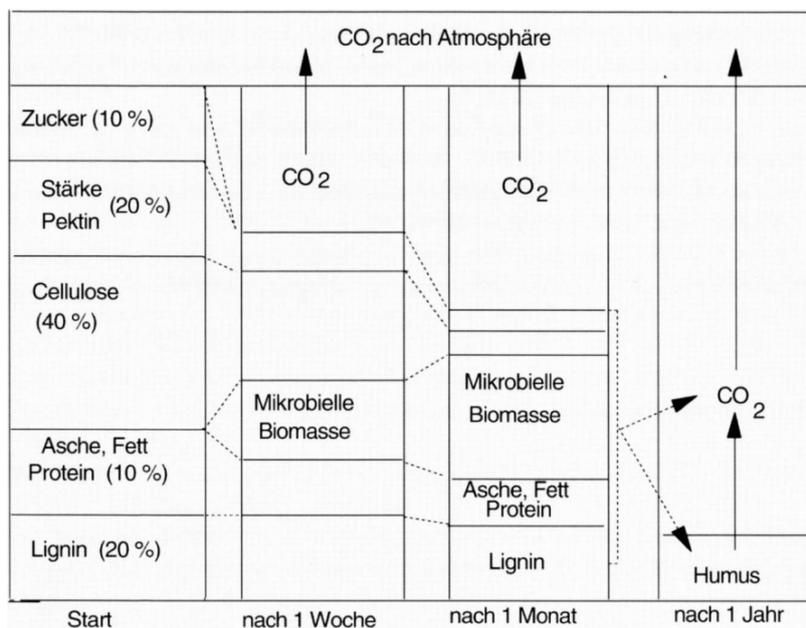


Abb. 2: Der fortschreitende Abbau leichtverfügbaren Kohlenstoffs innerhalb eines Jahres im Boden. (Quelle: Haider 1996)

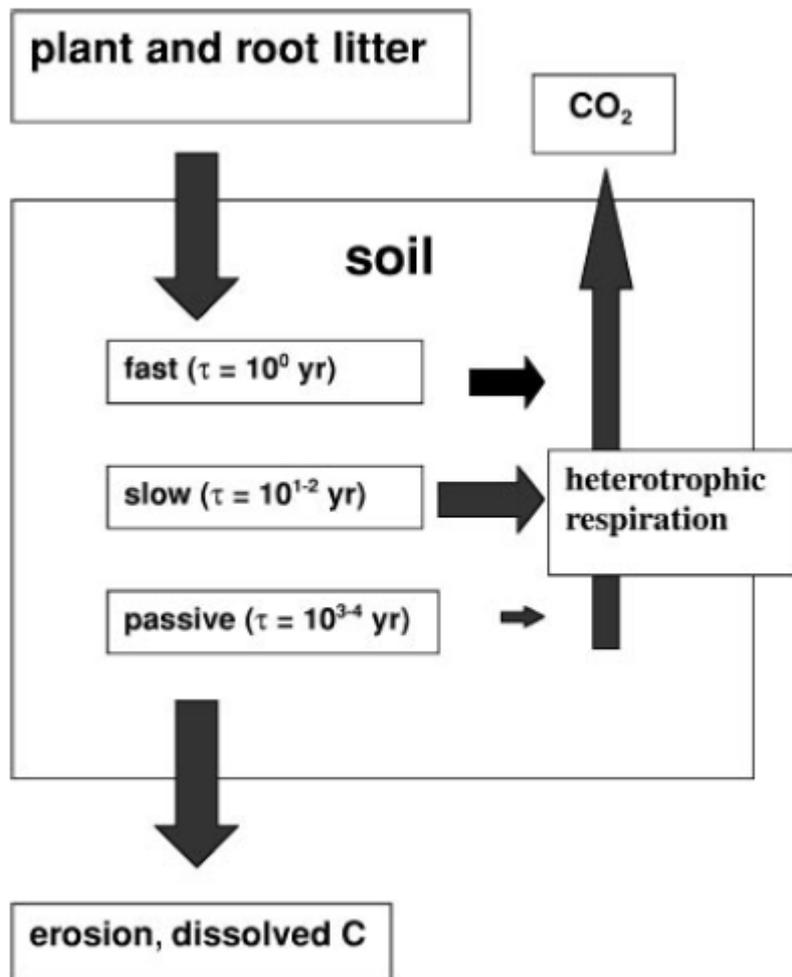


Abb. 3: Vereinfachter Bodenkohlenstoffkreislauf.

Die Zufuhr von C wird über Pflanzen- und Wurzelstreu gewährleistet. Der Austrag aus dem Boden findet über heterotrophe Atmung und Erosion statt. Hinzu kommt noch der Austrag von gelöstem Kohlenstoff über das Wasser im Boden. Im Erdreich finden sich drei Reservoirs aufgrund SOM verschiedener Umsatzzeiten (turnover time), angegeben in „years“ (Jahren). Erkennbar auch der vermutete relative Anteil des jeweiligen Pools am CO_2 der Bodenatmung. (Quelle: Baisden et al. 2011)

3.3.2 Umsatzzeit (turnover time), Mittlere Verweilzeit (mean residence time) und Durchschnittsalter (average age)

Hinter den drei Begriffen Umsatzzeit, Mittlere Verweilzeit und Durchschnittsalter stehen wichtige Definitionen, die in ihrer Bedeutung deutlich voneinander abzugrenzen sind. Gerade Umsatzzeit und mittlere Verweilzeit werden in der Fachliteratur oftmals gleichgesetzt, was jedoch nur unter bestimmten Voraussetzungen bzw. Annahmen möglich ist. Die Definitionen der Bezeichnungen werden aus Torn et al. (2009) übernommen. Danach definiert sich die Umsatzzeit (turnover time; τ_0) als die Zeit, die ein Kohlenstoffreservoir im Boden braucht, um vollständig leer zu werden, wenn kein neuer Eintrag erfolgt. Damit lässt sich die „turnover time“ wie folgt berechnen (Scheffer/Schachtschabel 2010):

$$[1] \quad \tau_0 = \text{Menge an SOM [kg * m}^{-2}] / \text{jährlich Nettozufuhr [kg * m}^{-2} * \text{a}^{-1}]$$

Ist es angebracht, die Umsatzzeit eines sich im Gleichgewicht befindlichen C-Pools zu bestimmen, setzt man die Gesamtmasse bodenorganischer Substanz (C) zur Gesamtheit aller Kohlenstoffflüsse (S) des Reservoirs ins Verhältnis.

$$[2] \quad \tau_0 = C/S$$

Eine weitere Möglichkeit besteht darin die Abbaurrate (decomposition rate) k mit einzubeziehen. Für Böden ergibt sich damit für den Zerfall eine kinetische Gleichung erster Ordnung.

$$[3] \quad \tau_0 = 1/k$$

Die mittlere Verweilzeit (mean residence time; τ_r) eines Pools wird verstanden als die durchschnittliche Zeitspanne eines individuellen C-Atoms, die es im Speicher verbleibt. Dagegen ist das Durchschnittsalter (average age; τ_a) der Kohlenstoffteilchen die mittlere Zeitspanne, die derzeit alle Atome im Speicher verbringen bzw. bis zum jetzigen Zeitpunkt verbracht haben.

Unter den Voraussetzungen, dass ein homogener Boden mit homogener SOM vorliegt und sich das System im Gleichgewicht (Zufuhr = Verlust) befindet, sind Umsatzzeit, mittlere Verweilzeit und Durchschnittsalter gleich.

$$[4] \quad \tau_0 = \tau_r = \tau_a$$

Diese Vereinfachung mag für alte, ungestörte Systeme sinnvoll sein, da man davon ausgeht, dass diese sich im Gleichgewicht befinden. Jedoch ist es für derart heterogene Systeme wie den Boden und die (boden)organische Substanz nicht praktikabel, da Böden kleinräumig bereits sehr variabel sind. Dies wird auf globaler Ebene besonders deutlich, wenn man z.B. die Umsatzzeit von SOM betrachtet. Raich und Schlesinger (1992, zitiert nach Torn et al. 2009) haben eine globale durchschnittliche Umsatzzeit von 32 Jahren errechnet (vgl. auch Scheffer/Schachtschabel 2010). Eine globale Umsatzzeit von rund 18,5 Jahren wird von Amundson (2001) angegeben. Er gebraucht jedoch den Begriff der „residence time“, wobei die Berechnungsgrundlage die Formel [1] darstellt. Für den kurzzeitigen Speicher („fast

pool“) lässt sich in der Literatur die Angabe von 25 Jahren Umsatzzeit finden (Harrison et al. 1993).

3.3.3 Abbaurate SOM

Eine allgemeine Definition über die Dynamik von SOM gibt Olson (1963, zitiert nach Sierra 2010, S. 3): *“The change in carbon or organic matter per unit of time in the soil is the difference between the amount of inputs and the losses in that interval.”* Mathematisch ausgedrückt, ergibt sich

$$[5] \quad \Delta C/\Delta t = I - O$$

mit I als Input, O als Output, C als Gehalt an organischer Substanz und t der Zeit. Unter der Annahme, dass es sich bei Boden mit der darin enthaltenen organischen Substanz um ein homogenes System handelt, bei dem alle auf es wirkende Kräfte an allen Punkten gleich sind, ergibt sich für die Änderung des Kohlenstoffspeichers, bei gleichgroßen In- und Outputs, die Gleichung

$$[6] \quad dC/dt = I(t) - k(t) * C(t)$$

Als Grundlage dient dabei die Vorstellung des Bodens als *single pool*. Dabei ist k die Abbaurate und t die Zeit (Olson 1963, Torn et al. 2009, Sierra 2010).

3.3.4 clorpt-Gleichung

Die Eigenschaften des Bodens und damit auch der Kohlenstoffspeicher hängen von vielen Faktoren ab. Dies verdeutlicht die Gleichung von Jenny, die er 1941 publizierte. Er beschrieb den Boden (s) als Funktion in Abhängigkeit der Faktoren Klima (cl), Organismen (o), Relief (r), Ausgangsgestein (p) und Zeit (t).

$$[7] \quad s = f (cl, o, r, p, t)$$

Jeder dieser Parameter kann die Kohlenstoffspeicher des Bodens auf zweifache Weise beeinflussen. Zum einen indirekt über die Menge und Art der pflanzlichen Streu und zum

anderen über einen Einfluss auf die mittlere Verweilzeit der organischen Substanz im Boden (Jenny 1941, Torn et al. 2009).

3.3.4.1 Klima

Das Klima hat einen großskaligen Einfluss, der sich über lange Zeiträume erstreckt, denn es beeinflusst die Verwitterung des Ausgangsgesteins und damit die Bodenbildung. So können bei gleichem Ausgangsmaterial aufgrund von unterschiedlicher jährlicher Regenmenge, Temperatur und Vegetation verschiedene Böden mit unterschiedlichen Eigenschaften entstehen. Dies hat wiederum Auswirkungen auf den Kohlenstoffgehalt im Boden. Es hat sich am Beispiel Nordamerika gezeigt, dass der C-Speicher in Richtung des kühleren und feuchteren Nordenostens erhöht, als in Richtung des wärmeren und trockneren Südenwestens. Generell lässt sich sagen, dass der Abbau organischer Substanz sensitiver auf das Klima reagiert als auf die Produktivität eines Ökosystems. Bei sonst gleichen Bedingungen sind die C-Speicher in höheren Breiten größer, als in tropischen Gebieten (Torn et al. 2009, Karhu et al. 2010).

3.3.4.2 Organismen

Unter Organismen sind sowohl Pflanzen, Tiere, als auch Bodenmikroorganismen zu verstehen. Es konnte gezeigt werden, dass der Vegetationstyp stark mit dem Gehalt an SOM und deren Verteilung in der Tiefe korreliert ist. Die Vegetation kontrolliert den Kohlenstoffzyklus im Zusammenhang mit dem Klima, denn die Nettoprimärproduktion (NPP) der Pflanzen regelt den C-Input. Bei gleichen Abbauraten akkumuliert in den Systemen mehr organische Substanz, in denen die produktivere Vegetation vorherrscht. Der Zuwachs der Biomasse und die damit einhergehende Kohlenstoffspeicherung werden durch einen Verlust an Bodenkohlenstoff gefördert, da durch diesen Verlust Stickstoff (N_2) im Boden als Nährstoff frei wird und vorliegt. So hat sich gezeigt, dass durch den mikrobiellen Abbau von Wurzelexsudaten, Proteinen und Aminosäuren N frei wird, der den Pflanzen als Nährstoff zur Verfügung steht, während die Mikroorganismen den Kohlenstoff in ihrem Stoffwechsel, u.a. zum Aufbau von Zellwänden, verwenden. Des Weiteren ist ausschlaggebend, welche Art von Vegetation vorhanden ist und welche Baumarten dominieren. Denn dadurch entscheidet sich auch die chemische Zusammensetzung der Streu und damit deren Verwertbarkeit für Mikroorganismen. Die ersten Unterschiede im Kohlenstoffspeicher können bereits nach 50 Jahren festgestellt werden. Hinzu kommt der Einfluss der Tierwelt auf den C-Speicher des

Bodens. Regenwürmer arbeiten das organische Material in die oberen Horizonte ein und aufgrund der Art und Weise ihres Tuns kommt es zu einem räumlichen Muster im Reservoir. Einen ungleich wichtigeren Anteil haben die Mikroorganismen. So bilden sich durch die extrazelluläre enzymatische Zerlegung der Substanzen teilweise Aggregationen, die für die C-Speicherung von erheblichem Einfluss sind (Schimel 1995, Torn et al. 2009).

3.3.4.3 Relief

Das Relief als Einflussgröße ist nicht zu unterschätzen. So kann sich z.B. Oberbodenmaterial durch Erosion in Senken ablagern und dort zu einer erhöhten Auflage bzw. größerer Profiltiefe führen. Aber auch durch die Topographie bedingte hydrologische Gegebenheiten haben eine große Bedeutung. Wasser als Transportmittel im Boden verlagert DOC und POM der Schwerkraft folgend innerhalb des Bodens, so dass es dadurch ebenfalls zu Akkumulationen in bestimmten Bereichen eines Gebietes kommen kann. Auch der Wind trägt unter Umständen kohlenstoffreiches Material vom Oberboden aus und lagert es in Senken und Unterhängen (Hangfuß) ab. Dieses Material kann dann durch kohlenstoffarmen Boden, z.B. durch Hangstürze oder Bodenfließen, verschüttet werden. Der erodierte verschüttete Kohlenstoff ist dann, aufgrund von Sauerstoffabschluss, vor der Zersetzung weitgehend geschützt. Auf der anderen Seite kann der Transport von Partikeln zur Zerstörung von Aggregaten führen, deren organisches Material dann der Mineralisierung zugänglich ist, da zum einen die physikalische Abschirmung zerstört ist und zum anderen Sauerstoff für einen aeroben Abbau wieder vorliegt. Zudem hat der Wassergehalt einen erheblichen Einfluss auf die Bodenbildung. In Abhängigkeit des Abstands zum Grundwasser können sich unter anderem Moore bilden, in denen große Mengen an organischer Substanz (>30 %) gespeichert werden, u.a. weil durch das hochanstehende Wasser Sauerstoff für die Zersetzung fehlt. Ist der Abstand zum Grundwasser größer, entstehen unter anderem Braunerden, deren humoser Mineralhorizont im Oberboden (< 30% organische Substanz) in der Regel gleitend in einen braunen verwitterten Mineralhorizont im Unterboden übergeht. Es kann festgehalten werden, dass Kohlenstoffgehalte an Unterhängen und in Senken höher sind als in der Umgebung, denn tiefere Hangpositionen haben eine langsamere Abbaurrate aufgrund einer feineren Struktur (erhöhter Tongehalt), geringerem Sauerstoffgehalt und verschütteter organischer Substanz. Hinzu kommen noch ein erhöhter Eintrag von Hangmaterial und eine höhere Produktivität der Vegetation durch gute Versorgung mit Wasser und Nährstoffen (Jenny 1941, Torn et al. 2009, Scheffer/Schachtschabel 2010).

3.3.4.4 Ausgangsmaterial

Als Ausgangsmaterial bezeichnet man das mineralische Substrat, aus dem der Boden durch Verwitterung entsteht. Es hat eine enorme Bedeutung für die Speicherung von SOM, da es viele Grundeigenschaften des späteren Erdreiches bestimmt. Angefangen mit der Bodenchemie und –fruchtbarkeit, bis hin zur Wasserrückhaltefähigkeit, die sich auf die Vegetation und deren Produktivität und Mineralisierung von SOM auswirkt und damit einen, wenn auch indirekten, Einfluss auf den C-Input hat. Des Weiteren bestimmt es den Tongehalt und die Mineralzusammensetzung, was sich in der Stabilisierung des organischen Materials niederschlägt. So findet sich in Böden aus sauren vulkanischen Gesteinen, wie Rhyolith, weniger SOM als im Erdreich aus Gesteinen mit höherem pH-Wert. Zudem wurden höhere C-Gehalte in lössreichen, lehmigen und in Böden mit hohem Tonanteil gefunden. Jedoch kann nicht davon ausgegangen werden, dass stets der Lehm- und Tonanteil die Speicherkapazität bestimmt. Denn es wurden bis 50 % höhere Kohlenstoffmengen in einem Andesitboden gefunden, welcher gleiche Tongehalte, Aggregatsstabilität, Klima und Vegetation aufwies, als in dem Granitboden, mit dem er verglichen wurde. Aufgrund dieser Studien kommt man zu dem Schluss, dass der Betrag an mineralisch gebundenem Kohlenstoff stark mit reaktiven Eisen- und Aluminiumionen, sowie Huminkomplexen und deren Interaktionen mit Aggregaten korreliert (Torn et al. 1997, 2009).

3.3.4.5 Zeit

Jeder Boden ist das Produkt verschiedener Vorgänge über die Zeit. Je länger diese biologischen, hydrologischen, klimatischen und anthropogenen Prozesse auf das Ausgangsgestein wirken, desto mehr verändert es sich und damit der Boden, der aus diesem entsteht. Aufgrund der Eiszeiten sind die Böden in den höheren Breiten, wie Mitteleuropa und Teilen Amerikas mit Altern von ca. 14 000 Jahren und jünger nicht so mächtig, wie in den tropischen und subtropischen Gebieten der Erde. Man geht davon aus, dass sie sich innerhalb mehrerer Millionen Jahre gebildet haben und deshalb mehrere zehner Meter tief sind. Böden verändern sich zudem anfänglich schneller und umfangreicher und nach Erreichen eines Gleichgewichtszustandes zwischen ihnen und der Umwelt kommt es nur noch zu geringen Umgestaltungen. Die Profile werden mächtiger und die Kohlenstoffspeicher entwickeln sich. Während des frühen bis mittleren Entwicklungsstadiums werden die Reservoirs größer, nehmen jedoch wieder ab, je stärker der Boden mit zunehmendem Alter verwittert. Das bodenorganische Material akkumuliert in den ersten mehreren hunderttausend Jahren. Danach nimmt es in sehr alten Böden, die Alter von

mehreren Millionen Jahren haben, wieder ab. Der Grund dafür sind Veränderungen in dem Gehalt und der Zusammensetzung der Bodenminerale, die die SOM stabilisieren. Wichtig sind dabei vor allem die Gehalte an Eisen und Aluminium, sowie die nichtkristallinen sekundären Minerale, z.B. Allophan und Imogolit. Die Minerale besitzen eine große spezifische Oberfläche, an der sie Partikel der organischen Substanz binden und damit festsetzen. Es konnte festgestellt werden, dass die Unterschiede in den C-Speichern von sehr alten Böden aus unterschiedlichem Ausgangsmaterial kleiner werden. Als Grund dafür wird diskutiert, dass sich über Millionen von Jahren der Mineralgehalt und der Gehalt an mineralassoziertem Kohlenstoff einem vom Klima gesteuerten Stadium annähern. Für junge Böden unter Nadelwäldern hat sich gezeigt, dass das Alter der veratmeten bodenorganischen Substanz vom saisonalen Klima, ebenso wie vom Alter des jeweiligen Waldes beeinflusst wird (Fessenden et al. 2002, Torn et al. 2009, Scheffer/Schachtschabel 2010).

3.3.4.6 Anthropogener Einfluss

Ein Parameter, der nicht vergessen werden darf, ist der anthropogene Einfluss, denn der Mensch nimmt vielfältige und tiefgreifende Veränderungen am Boden vor. Durch landwirtschaftliche Nutzung, Städte- und Straßenbau, Müllentsorgung, Relief-, Vegetations- sowie Gewässerveränderungen wird das natürliche Substrat teilweise so stark überprägt, dass völlig neue Bodentypen entstehen. In der *World Reference Base for Soil Resources* (2007) wurde dafür eine eigene Bodenreferenzgruppe, die *Anthrosole*, eingeführt. Im Zuge dieser Veränderungen des Bodens werden auch die Kohlenstoffspeicher verändert. So fällt beispielsweise durch die Rodung von Waldflächen die Vegetation als Schutzdecke weg und der Boden wird freigelegt. Dadurch kann Material und damit auch organische Substanz ausgetragen werden. In Hanglagen kommt teilweise großflächige bzw. tiefe Erosion durch Wasser hinzu. Löslicher organischer Kohlenstoff wird durch erhöhtes Aufkommen von Sickerwasser ausgespült. Durch das Pflügen des Bodens zur landwirtschaftlichen Nutzung wird der Boden besser belüftet und die organische Substanz schneller abgebaut. Auch die Düngung von Äckern und Wäldern verändert den C-Speicher des Bodens. Während sich in Feldböden die Verwitterung verlangsamt, wird der Humusabbau im Forst beschleunigt. In der Forstnutzung hat sich gezeigt, dass in Fichtenmonokulturen aufgrund der hohen Gehalte an schwer abbaubarer Streu das Bodenleben reduziert und der pH-Wert gesenkt wird. Dies führt unter anderem zu einer Akkumulierung der Streu und begünstigt die Rohhumusbildung.

Im städtischen Raum wird durch die Bebauung das Klima verändert. Die Temperaturen liegen in Städten im Durchschnitt 1-3 °C höher als im unbebauten Umland. Die höheren Temperaturen fördern die Zersetzung der organischen Substanz und die Verwitterung der Böden. Unter Beachtung der obigen Ausführungen kann die Formel von Jenny (1941) wie folgt angepasst werden (vgl. Roose et al. 2006, Scheffer/Schachtschabel 2010): Mit B für Boden, und Z für die Zeit die vergeht, ergibt sich

$$[8] \quad B = f(G, K, O, R, M) * Z$$

Dabei ist der Boden (B) als Funktion von Ausgangsgestein (G), Klima (K), Organismen (O), Relief (R) und menschlichem Handeln (M) über die Zeit zu verstehen.

3.4 Das Element Kohlenstoff

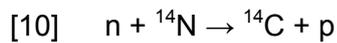
Um das Mess- und Bestimmungsprinzip der ^{14}C -Methode zu verstehen, ist es von essentieller Wichtigkeit sich mit der Isotopie von C und deren Effekten und Konsequenzen zu beschäftigen. Dies geschieht im folgenden Abschnitt 3.4.1. Darüber hinaus ist noch das technische Gerät für die $\Delta^{14}\text{C}$ -Bestimmung wichtig.

3.4.1 Isotopie des Kohlenstoffs

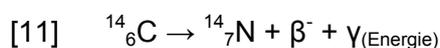
Alle Atome eines Elements besitzen die gleiche Anzahl von Protonen im Kern und Elektronen in der Hülle. Aufgrund dessen verhalten sie sich chemisch alle gleich. Durch eine unterschiedliche Zahl von Neutronen im Kern entstehen verschiedene Isotope eines Elements. Die unterschiedliche Zahl hat eine Änderung des Atomgewichtes zur Folge, d.h. die Atome eines Elements die mehr Neutronen besitzen, sind schwerer, als die mit weniger Elementarteilchen. Daraus ergibt sich unter anderem, dass Isotope mit leicht unterschiedlichen Geschwindigkeiten reagieren und Bindungen mit etwas anderer Stärke ausbilden. Von den acht bekannten Kohlenstoffisotopen kommen drei natürlich vor (^{12}C , ^{13}C und ^{14}C). Dabei kommt ^{12}C mit einem Anteil von 98,89 % am häufigsten in der Atmosphäre vor. Kohlenstoff, mit sechs Protonen und sieben Neutronen (^{13}C), bildet mit 1,11 % das zweithäufigste Atom dieses Elements. Beide Atome sind stabile Isotope, d.h. sie sind energetisch stabil und zerfallen nicht. Damit sind sie nicht radioaktiv. Atome sind stabiler je geringer der Unterschied zwischen der Anzahl der Protonen (Z) und Neutronen (N) ist.

$$[9] \quad N/Z \leq 1,5$$

Die stabilen Isotope entstanden und entstehen bei der Nukleosynthese. Das instabile, radioaktive Kohlenstoffisotop ^{14}C hingegen entsteht stets neu in den oberen Schichten der Erdatmosphäre. Die einfallende kosmische Strahlung tritt in Wechselwirkung mit den Atomen und bildet ^{14}C durch diese Kernreaktionen neu.



Neubildung und Zerfall stehen dabei im Gleichgewicht, sodass die Konzentration des ^{14}C an der Gesamtmenge der Kohlenstoffatome in der Atmosphäre gleich bleibt. Der Anteil von Radiokohlenstoff in der Atmosphäre beträgt 10^{-10} %. Statistisch betrachtet heißt das, dass auf 10^{12} ^{12}C -Atome ein ^{14}C -Atom zu finden ist. Der Kohlenstoff bildet mit Sauerstoff (O_2) Kohlendioxid. Da dies eine Verbindung ist, die alle Kohlenstoffatome eingehen, bleibt das Mengenverhältnis der C-Isotope erhalten. Auf diese Weise gelangt das ^{14}C in die Biosphäre und in jeden Organismus. Daraus folgt, dass sich auch im Organismus das gleiche Verhältnis wie in der Atmosphäre einstellt. Diese Aufnahme endet erst, wenn die Aufnahme aus der Atmosphäre nicht mehr stattfindet, d.h. wenn der Organismus tot ist. Ab diesem Zeitpunkt wird kein Radiokohlenstoff mehr zugeführt, sondern nur noch mit einer Halbwertszeit von 5730 Jahren abgebaut. Es zerfällt dabei wie folgt:



^{14}N ist dabei das Stickstoffatom aus dem es entstanden ist und β^- ein Betaeilchen (Elektron). Die unterschiedlichen Gehalte an Neutronen im Kern führen zu verschiedenen Massen der jeweiligen Atome. Die kleinste Masse hat das ^{12}C -Atom, die größte der ^{14}C -Kohlenstoff. Die Massendifferenz zwischen ^{14}C und ^{12}C ist annähernd doppelt so groß wie zwischen ^{13}C und ^{12}C (Becker-Heidmann 1989, Michener et al. 2007, Kickelbick 2008, Trumbore et al. 2011, in Vorbereitung). Durch diese Masseunterschiede kann es zu Fraktionierung kommen, also zu einer Auftrennung des sonst isotopenhomogenen Gasgemisches. Bei den Pflanzen ist die C-Fraktionierung ein wichtiger Punkt. So unterscheidet sich die ^{13}C -Signatur einer C4-Pflanze (z.B. Mais) zu einer C3-Pflanze (z.B. Weizen). Auf diese Weise kann auch die ^{13}C -Signatur als Mittel zur Umsetzungs- bzw. Verweildauerbestimmung organischer Substanz im Boden eingesetzt werden (Scheffer/Schachtschabel 2010).

3.4.2 ^{14}C -Kurve der Atmosphäre

Da ^{14}C auf natürliche Weise in der Erdatmosphäre entsteht und zerfällt, hat sich über Jahrmillionen ein Gleichgewicht und damit eine Hintergrundkonzentration eingestellt. Die Radiokohlenstoffgehalte der Atmosphäre dagegen sind über die Jahre nicht konstant, sondern schwanken im Prozentbereich. In den 1950er und 1960er Jahren machte man vermehrt atmosphärische Atombombentests. Die ersten Effekte konnten sehr schnell beobachtet werden und wurden u. a. von Rafter et al. (1957) beschrieben. Als 1963 die oberirdischen Tests eingestellt wurden, war die Radiokohlenstoffkonzentration nahezu doppelt so hoch wie vor Beginn der Tests. Abbildung 4 zeigt die Entwicklung des atmosphärischen Radiokohlenstoffgehaltes angegeben als $\Delta^{14}\text{C}$ in Promille [‰] der nördlichen und südlichen Hemisphäre von 1948 bis 2009.

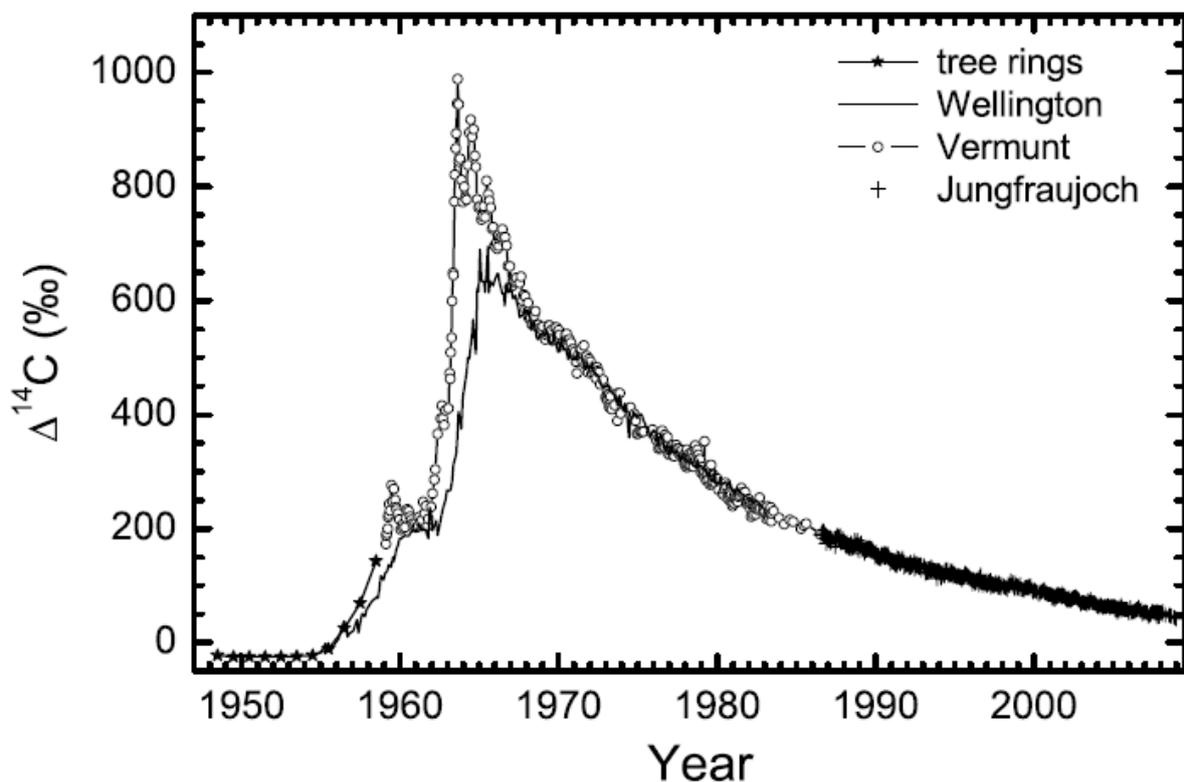


Abb. 4: Zeitliche Änderung der beobachteten $\Delta^{14}\text{CO}_2$ -Konzentration auf der nördlichen und südlichen Hemisphäre. (Quelle: Levin et al. 2010)

Die Daten aus Wellington sind kennzeichnend für die südliche Halbkugel. Die Baumringe („tree rings“), sowie die Werte aus Vermunt und Jungfrauoch spiegeln die Situation in der nördlichen Hemisphäre wider. Die Abweichung der beiden Kurven ergibt sich zum einen aus dem Umstand, dass die meisten Versuche auf der Nordhalbkugel gemacht wurden und zum anderen daraus, dass ^{14}C etwa 1-2 Jahre braucht, um sich auch auf der Südhalbkugel zu verteilen (Genty et al. 1998, Torn et al. 2009, Levin et al. 2010). Das rasche Absinken des

Radiokohlenstoffs der Atmosphäre hängt zum einen damit zusammen, dass es zu einem Eintrag in die Meere und in die terrestrischen C-Pools kommt. Zum anderen erfolgt eine Verdünnung durch die Verbrennung fossiler Brennstoffe, deren ^{14}C -Gehalt nahe Null liegt bzw. Null ist. Dieser Verdünnungseffekt heißt auch Suess- Effekt.

3.5 Beschleunigermassenspektrometer (AMS)

3.5.1 Allgemeines

Die ^{14}C -Datierungen wurden in der Keck Carbon Cycle accelerator mass spectrometry Abteilung (KCCAMS) der Universität von Californien in Irvine durchgeführt. Das genutzte Gerät ist 0,5 MV Pelletron (1,5 SDH-1) der Firma National Electronics Corporation (NEC) und ist seit 2002 etabliert.

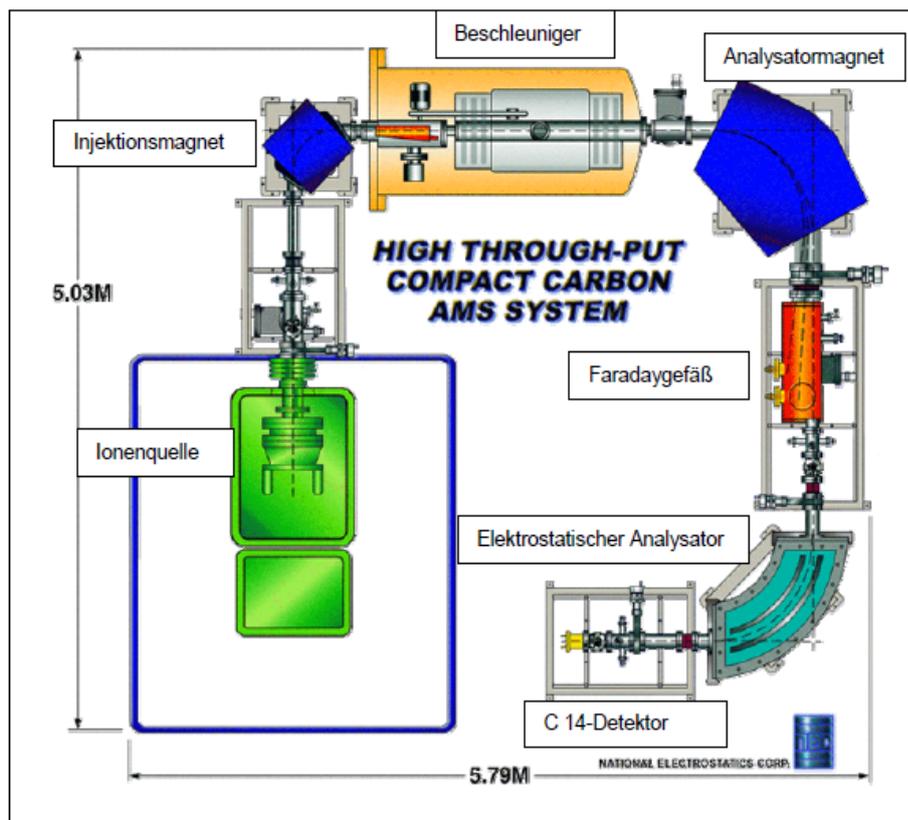


Abb 5: Schematischer Aufbau des KCCAMS-Systems. (Quelle: <http://www.pelletron.com>; geändert)

3.5.2 Messung/Funktionsweise

Der als Graphit an Eisenspänen abgesetzte Kohlenstoff, der analysiert werden soll, wird in einem Probenhalter (Target) zu einem Pellet gepresst. Mit mehreren Targets, bestehend aus Proben und Standards, wird ein Probenhalterrast bestückt. Im AMS werden aus einer Ionenquelle Cäsiumionen (Cs^+) generiert. Diese treffen auf die Probe und schlagen negativ geladene Kohlenstoffionen (C^-) aus. Diese werden mit Hilfe einer Spannungsdifferenz vorbeschleunigt. Das dient unter anderem der Auslöschung von eventuellen ^{14}N -Atomen, die keine stabilen negativen Ionen bilden. ^{14}N gilt als Hauptkontaminant, da es ein ähnliches Gewicht wie ^{14}C hat und zudem in großen Mengen in der Atmosphäre vorkommt. Der durch eine weitere Beschleunigung (Spannungsdifferenz 0,5 MeV) entstehende Ionenstrom wird auf eine dünne Folie („Stripper“) gelenkt, die die negativen Teilchen in mehrfach positiv geladene Ionen (C^{3+}) umwandelt. Des Weiteren werden negativ geladene Moleküle in ihre Einzelatome dissoziiert, welche wiederum positiv geladen werden. Anschließend werden die verschiedenen Ionen nach ihrer Masse getrennt. Der Elektronenstrahl wird durch den Analysatormagneten geschickt, der den Strahl um 90° ablenkt (s. Abb. 5). Aufgrund der unterschiedlichen Massen kommt es zu einer Auftrennung des Stroms und zur Separierung der Teilchen, wobei die leichteren ^{12}C und ^{13}C eine kürzere Bahn nehmen und die schwereren Ionen ^{14}C aufgrund ihrer höheren Trägheit eine weitere Bahn beschreiben. Die stabilen Isotope werden in Faraday-Gefäßen abgefangen und detektiert, ebenso wie die Radiokohlenstoffionen. (Kramer 2004, Southon et al. 2004, Verma 2007, Beverly et al. 2010)

3.6 $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert, Standard und Modellierung der Umsatzzeiten

Die $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte sind stets relative Werte, denn sie können nur in Bezug auf einen Standard interpretiert werden. Als Standardwert dient der ^{14}C -Gehalt eines Holzes von 1890. Anfang des 20. Jahrhunderts wurde von diesem Holz der Gehalt an ^{14}C in diesem Holz bestimmt und nach Konvention als Basiswert Null gesetzt. Der eigentliche Nullwert entspricht einer Atmosphäre ohne ^{14}C . Man wählte diesen Wert, weil man davon ausging, dass dieses Holz einen ^{14}C -Gehalt hat, der der Atmosphäre vor der Industriellen Revolution entspricht. Dieses Vorgehen ist mit der Temperaturmessung in $^\circ\text{C}$ vergleichbar. Der absolute Nullpunkt bei der Temperatur ist der Punkt an dem alle Molekularteilchen in Ruhe sind, bei ^{14}C -Bestimmung ist es eine ^{14}C -Isotopfreie Atmosphäre. Der festgelegte Nullwert bei der Temperaturmessung ist der Punkt, wenn Wasser bei einem Umgebungsdruck von 101,325 kPa gefriert. Für die Radiokohlenstoffmessung ist es der Gehalt des 1890er Holzes. Jeder $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert wird in Bezug dazugesetzt. Das heißt bei einem Messwert von (+) 40 ‰ sind 40/1000 mehr ^{14}C -

Teilchen mehr in der gemessenen Substanz als in dem Holz von 1890 war. Man geht dann davon aus, dass die untersuchte Substanz nach 1890 entstanden ist. Der Wert 40 ‰ entspricht etwa dem heutigen ^{14}C -Gehalt der Atmosphäre. Das heißt, auf die Temperatur bezogen „unter Normalbedingungen“. Es ist auch möglich negative Werte zu messen. Diese haben entsprechend weniger radioaktive C-Isotope als das Holz von 1890 und sind vor mehr als 120 Jahren entstanden. Erst mit den atmosphärischen Atombombentests und dem damit einhergehenden Anstieg des atmosphärischen ^{14}C -Gehalts ergab sich die Möglichkeit jüngere organische Substanz zu messen (vgl. Kap. 3.4.2). Untersucht man SOM mit Hilfe der ^{14}C -Methode befindet man sich häufig in dem Bereich, den die Kurve in Abbildung 4 umfasst. Jeder, mit dem AMS bestimmte $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert entspricht dann einem Wert auf der y-Achse des Diagramms. Eine eindeutige Zuordnung zu einem X-Wert ist jedoch nicht einfach. So gibt es stets mindestens zwei mögliche Altersangaben für die organische Substanz. Auf den ersten Blick kann man ganz allgemein feststellen, dass je höher der $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert, desto näher liegt er am Peak der Kurve (Persönliche Mitteilung Muhr). Von welcher Richtung er sich ihm nähert kann dabei nicht weiter quantifiziert werden. Um das Alter mit der höheren Wahrscheinlichkeit zu bestimmen, kann das Package SoilR genutzt werden. SoilR ist eine Software die auf Basis und in Verbindung mit dem Programm R programmiert wurde und genutzt wird. Mit dem Package können auch die Umsatzzeiten (turnover times) modelliert werden (Sierra 2010).

4. Material und Methoden

4.1 Beprobungsflächen und Probenahme

4.1.1 Harvard Forest

Die Untersuchungsfläche befindet sich im Tom Swamp Tract (42,49 °N; 72,20 °W) des Harvard Forest im nördlich-zentralen Massachusetts (USA) und gehört zu den Versuchsflächen des DIRT-Experiments („Detritus Input and Removal Treatments“). Die Höhe des Geländes reicht von 318 m bis 331 m (Bowden et al. 1993, Harvard Forest). Die mittlere monatliche Temperatur reicht von -7 °C im Januar bis 20°C im Juli (Micks et al. 2004a). Der mittlere jährliche Niederschlag beträgt zwischen 1075-1200 mm (Spurr 1957, Micks et al. 2004b). Es handelt sich um einen knapp 80 Jahre alten sommergrünen Laubwald, in dem Bluteichen (*Quercus borealis* Michx. f.), Rotahorn (*Acer rubrum* L.) und Amerikanische Weißbirken (*Betula papyrifera* Marsh.) ein relativ geschlossenes Kronendach

bilden. Der Boden ist ein recht gut entwässerter, steiniger Lehm (moderately well-drained stony-loam) der Charlton Serie (*Inceptisol*, USDA; *Cambisol*, WRB) mit durchschnittlich 3 m Tiefe. Er entstand aus glazialen Material, das über dem Ausgangsgestein abgelagert wurde. Dieses wird dominiert von Granit, Gneis und Schiefer (Bowden et al. 1993, Gaudinski et al. 2000). Der Oberboden des Waldes besteht aus einer 3-8 cm mächtigen Moder- bzw. Rohhumusaufgabe und einem 1-3 cm dicken Oh-Horizont (Oa horizon). Der Eintrag von oberirdischer Streu beträgt $138 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (Bowden et al. 1993). Genauere und umfassendere Informationen zum Standort, zu den Streumanipulationen und zur Probennahme siehe Bowden et al. (1993).

4.1.2 Howland Forest

Die Bodenproben stammen aus einem nördlich-borealen Hartholzübergangswald, der etwa 60 m über dem Meeresspiegel liegt und die Koordinaten 45,2 °N und 68,73 °W trägt. Die Fläche befindet sich 56,3 km (35 miles) nördlich des Ortes Bangor, Maine (USA) und gehört zum *AmeriFlux Research Network*. Aus diesem Grund gibt es auf der Fläche einen Eddyflux-Covariance-Messturm. Das Klima ist kontinental kalt und humid (Levine et al. 1994, Hollinger et al. 1999). Die Durchschnittstemperaturen reichen von -8 °C im Januar bis 21 °C im Juli (Bangorinfo 2011). Die MAT für das Jahr 1996 gibt Hollinger et al. (1999) mit 6,2 °C an. Dieser Wert korreliert gut mit dem Durchschnitt der Jahre 1905-85. Die Menge des jährlichen Niederschlags wird unterschiedlich angegeben und schwankt in den verschiedenen Quellen zwischen 800 mm und rund 1150 mm (Fernandez et al. 1993a, Levine et al. 1994, Hollinger et al. 1999, Bangorinfo 2011). Der Boden ist, aufgrund des Gletschervorstosses zur Wisconsinzeit, sehr variabel. Das Ausgangsmaterial ist ein glazialer Geschiebelehm/-mergel, der gut bis schlecht entwässert ist. Der Boden ist sauer, besitzt eine geringe Fruchtbarkeit und hohe organische Gehalte. Die dominanten Baumarten sind Amerikanische Rotfichte (*Picea rubens* Sarg.), Kanadische Hemlocktanne (*Tsuga canadensis* (L.) Carr.) sowie weitere Nadelbaumarten, wie Balsamtanne (*Abies balsamea* (L.) Mill.), Weymouthskiefer (*Pinus strobus* L.) und Abendländischer Lebensbaum (*Thuja occidentalis* L.). Darüber hinaus finden sich Laubholzgewächse, von denen der Rotahorn (*Acer rubrum* L.) und die Amerikanische Weißbirke (*Betula papyrifera* Marsh.) erwähnenswert sind (Levine et al. 1994, Hollinger et al. 1999). Der Streueinfall pro Jahr und Quadratmeter beträgt 130 g. Die Böden, auf denen sich der Wald befindet, sind *Haplic* und *Gleyic Podzols* (WRB; *Aquic Haplorthods*, *Aeric Haplaquods*, USDA) (McLaughlin et al. 1996; Scheffer/Schachtschabel 2010). Die beiden Probengruppen teilen sich in *Nutrient Control* (NC) und *Tower Site* (T). Die Proben wurden nach Beseitigung der lose aufliegenden Streu genommen. Große Steine,

Wurzeln, sowie Äste wurden entfernt. In beiden Regionen, Tower Site und Nutrient Control, wurden jeweils drei Plots beprobt (T1-T3 und NC1-NC3). In jedem dieser sechs Schürfe wurden vier Proben aus den verschiedenen Horizonten (Top O, Lower O, E, B) genommen.

4.1.3 Kolumbien

In Kolumbien wurden zwei Flächen beprobt, die zur biologischen Station El Zafire (Navarro et al. 2011) gehören. Beide Areale sind mit Urwald (primary forest) bestanden. Unter einem nicht saisonal überfluteten Wald (*Altura*) findet sich ein *Haplic Alisol* (*Alumic, Hyperdystric*) (WRB; Probenbezeichnung TF) mit den Koordinaten 4,007 °S und 69,901 °W in einer Höhe von 130 m. Die jährliche Durchschnittstemperatur (mean annual temperature, MAT) beträgt 25,5 °C. Die zweite Probenfläche befindet sich bei 4,007 °S und 69,906 °W sowie einer Höhe von 127 m. Auf dem dortigen *Ortsteinic Podzol* (*Oxyaquic*) (WRB; Probenbezeichnung ZAR 01) steht ein *Varillal*-Wald (Quesada et al. 2010). Dieser Wald wird saisonal überflutet und der Boden besteht oftmals aus weißem Sand, was ein Zeichen ausgeprägter Nährstoffarmut ist, sodass die Vegetation aus hoch spezialisierten Pflanzen besteht (Martens et al. 2007, Balcazar-Vargas et al. 2011). Die MAT liegt bei 25,5 °C. An beiden Standorten ist die Menge des im Jahr fallenden Niederschlages identisch und beträgt 2828 mm (Chave et al. 2010, Quesada et al. 2010). Die Wälder gelten als alt und unbeeinflusst von anthropogenen Störungen. Jedoch wird in ihnen gejagt. Gesichert ist, dass die Vegetation u. a. aus der laubabwerfenden Palmenart *Lepidocaryum tenue* und diversen Hemiepiphyten (u.a. *Heteropsis flexuosa*, *H. macrophylla*, *H. oblongifolia*) besteht (Balcazar-Vargas et al. 2011, Navarro et al. 2011). Der jährliche Streuinput liegt bei dem Podsolstandort bei ca. $502 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ und auf dem Alisol bei etwa $951 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (Chave et al. 2010). Detailliertere Informationen über die Bodeneigenschaften und Vegetation sind Quesada et al. (2009, 2010, 2011), sowie Chave et al. (2010) zu finden. Für die Probennahme wurde ein Bodenkernbohrer (soil corer) mit 6 cm Durchmesser und 5 cm Tiefe für den mineralischen Boden verwendet. Für die organische Auflage hatte der Bohrer ebenfalls 6 cm Durchmesser, jedoch nur 3 cm Tiefe. Die P-Proben bezeichnen verschiedene Probenpunkte innerhalb eines Plots. Sie wurden durchgängig nummeriert (z. B. P 1). Die zweite Zahl gibt den Hinweis ob es sich um die organische Schicht (z. B. P 1-1) oder um den Mineralboden (P 1-2) handelt. Für die C-Proben wurde ein Schurf ausgehoben. Die erste Ziffer bezeichnet die verschiedenen beprobten Horizonte (C 1 = A-Horizont; C 2 = E-Horizont als Eluvialhorizont; C 3 = B-Horizont). Die nachfolgende Zahl steht für die Wiederholung der Beprobung des entsprechenden Horizontes. Aus den Proben wurden lediglich größere Wurzeln und Steine entfernt.

4.1.4 Großer Hermannsberg (Thüringer Wald)

Die Untersuchungsflächen befinden sich am Großen Hermannsberg im Thüringer Wald (50,7 °N; 10,62 °E). Es handelt sich dabei um einen ehemaligen Vulkan aus dem Devon. Das Ausgangsgestein für die Bodenbildung ist Rhyolith. Durch den Wegeanschnitt eines Hanges wurde ein Profil mit Holzkohleschichten freigelegt. Der Hang fällt 72 ° nach Osten ein. Die Kohle stammt von Köhlereien, die mindestens vom Mittelalter bis in das 17. Jahrhundert vermutet werden (Persönliche Mitteilung Michalzik, Schulze; Probenahmeprotokoll). Die Kohle liegt stellenweise direkt an der Erdoberfläche an. Die organische Auflage ist 5-10 cm mächtig und besteht aus Streu von Fichten (*Picea abies* (L.) Karst.), die 77 % des Bestandes ausmachen. Für die Menge an Streuinput pro Jahr gibt die Literatur Werte von 20-450 g C * m⁻² * a⁻¹ an (Thuille 2001, Ahrends 2008). Auf den Kohleflächen sind neben den Fichten noch Ebereschen (*Sorbus sp.* L., 23 %) zu finden. Ferner finden sich in geringem Maße noch Buchen (*Fagus sp.* L.) und Birken (*Betula sp.* L.). So ergibt sich ein sekundärer Nadelwald, dessen Alter mit 52 Jahren angegeben wird (Persönliche Mitteilung Schulze). Das Substrat ist eine Lockerbraunerde. Aufgrund der anthropogenen Beeinflussung ist eine Bezeichnung als *Technic Cambisol* nach WRB möglich. Zeichen einer Podsolierung sind nicht erkennbar. Wurzeln durchziehen das gesamte Profil, haben ihre höchste Abundanz jedoch zwischen 0-30 cm (Persönliche Mitteilung Schrupf; Probenahmeprotokoll). Aus den Proben wurden die größeren Kohlestücke entfernt. Anschließend wurden die Böden nass gesiebt und in zwei Teilproben aufgeteilt. Als Vergleichsplot zu den Proben mit der Holzkohle wurde 12 m entfernt vom ersten Aufschluss ein Zweiter etabliert. Wetterdaten für die nahe liegende Stadt Meinigen geben eine MAT von 6,9 °C und die MAP mit 660,9 mm an. Die Daten wurden in den Jahren 1961-1990 erhoben (DWD).

4.2 Experimentaufbau im Labor

Die gewogenen Bodenproben werden in saubere, bei 500 °C ausgeheizte 250 mL Bechergläser gefüllt. Jedes Becherglas wird in ein Einweckglas (~1100 mL) mit zweiteiligem Schraubdeckel verbracht. Bevor das Glas verschlossen wird, werden 5 mL Wasser zum Feuchtigkeitserhalt in das Einweckglas gegeben. Nun wird das Glas verschlossen. Auf dem Deckel sind zwei Ventile eingeklebt, über die die spätere Zufuhr von Gas und die Probeentnahme stattfinden. Abbildung 6 zeigt die mit Bodenprobe befüllten Einweckgläser.



Abb. 6: Einweckgläser mit zweiteiligem Deckel und eingeklebten Ventilen.

Im Inneren befindet sich je ein 250 mL Becherglas mit Bodenprobe. (Foto: A. Thuille, 2011)

Die Gläser werden drei Minuten mit synthetischer CO₂-freier Luft (20,5 Vol-% Sauerstoff und 79,5 Vol-% Stickstoff) gespült, dann werden die Ventile verschlossen. Das Glasvolumen ist somit frei von Kohlendioxid. Die Proben werden nun bei 25 °C in der Klimakammer inkubiert. Die Dauer der Inkubation der Böden schwanken zwischen einigen Tagen und mehreren Monaten, da die Atmungsraten sehr verschieden sind. Damit die Daten der späteren Messung mit dem AMS reproduzierbar sind, werden Kohlenstoffmengen von 0,8-1,2 mg benötigt. Dafür werden im Normalfall 2 % Kohlenstoffdioxid im Einweckglas benötigt. Deshalb werden die CO₂-Gehalte der Luft in den Gläsern mit Hilfe eines Li-Cor® (Li-6262) gemessen. Eine detaillierte Beschreibung der Funktionsweise des Gerätes ist u.a. in Moncrieff et al. (1997), Rebmann (2003) und Winderlich (2007) zu finden. Ist eine Konzentration von mindestens 2 % Kohlenstoff erreicht werden mit einer Einzelspritze 135 mL Gas aus dem Einweckglas in eine entsprechende Flasche übertragen. Diese wird zuvor luftdicht mit Septum und Bördekkappe verschlossen und mittels der Vakuumpumpe evakuiert. Bei sehr langsam atmenden Böden wird ab einem CO₂-Gehalt von 0,5 % der gesamte gasförmige Glasinhalt in eine 1,4 L Bodenluftflasche übertragen. Dazu wird die Bodenluftflasche evakuiert und über eine Kapillare mit dem Einweckglas verbunden. An das zweite Ventil des Glases mit der Bodenprobe wird ein Zylinder mit Natriumhydroxid (AnalaR

Normapur®, Produktnr.: 22666.293) als Absorptionsmittel für Kohlenstoffdioxid angeschlossen. Das andere Ende des Zylinders ist mit einem Schlauch und einem weiteren Ventil bestückt. Werden nun alle Ventile von der Bodenluftflasche her geöffnet, wird aufgrund des in dieser Flasche herrschenden Unterdruckes die gesamte Menge Gas aus dem Einweckglas übertragen. Durch die nachströmende Atmosphärenluft, die durch das NaOH CO₂-bereingt ist, stellt sich zwischen den beiden Flaschen kein Gleichgewicht ein, das einen Teil des Probengases im Probenglas belässt, sondern es wird alles in die Bodenluftflasche übertragen. Die Gasproben in den 135 mL bzw. 1,4 L Flaschen werden nun an der Extraktionslinie aufgearbeitet. Der Aufbau der Linie ist auf Abbildung 7 ersichtlich.

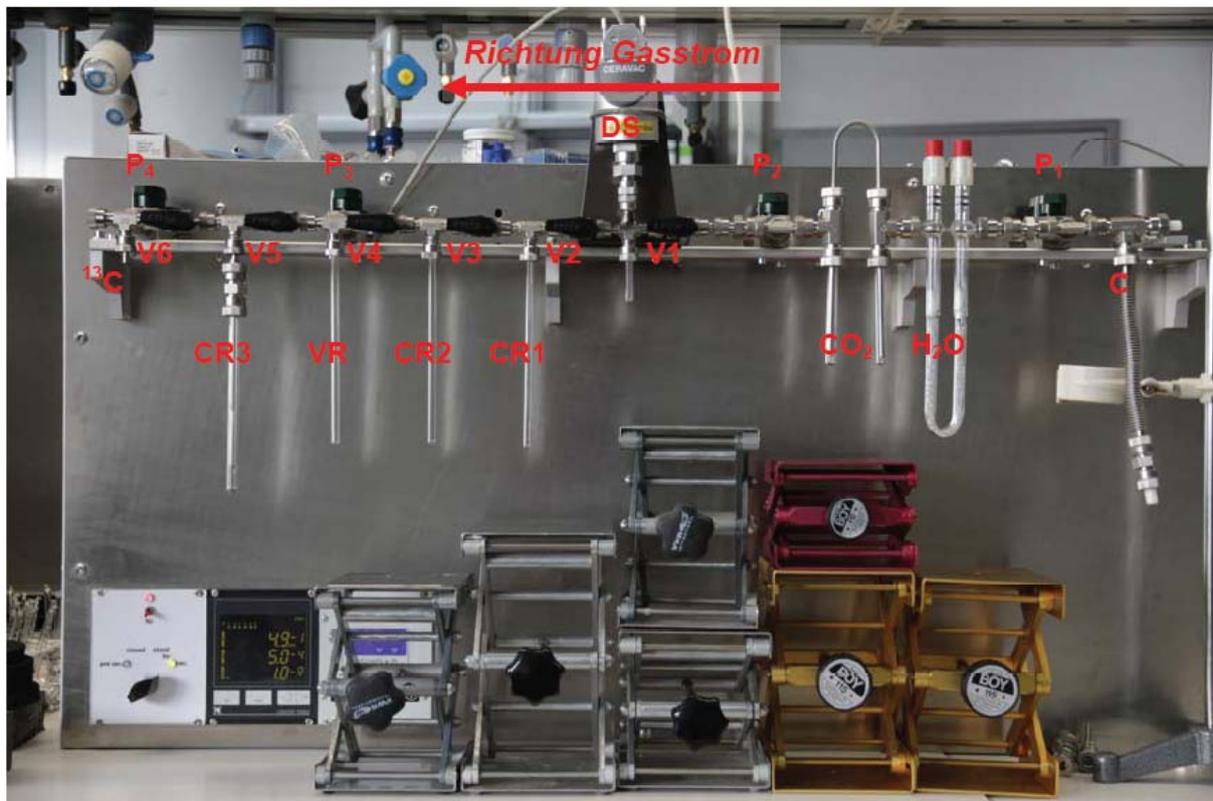
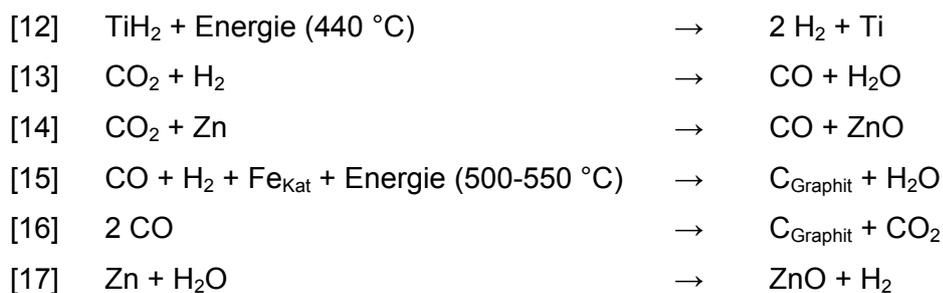


Abb. 7: Extraktionslinie für die CO₂-Extraktion von Proben (nur ein Graphitisierungsröhrchen, CR3). (Foto: A. Thuille, 2011; geändert)

Der Richtung des Gasstromes folgend befindet sich ganz rechts der Cracker (C). Mit P1-P4 sind die Ventile bezeichnet, die in Richtung Vakuumpumpe aus der Linie hinausführen. Über diese Ventile werden alle Gase, bis auf Kohlenstoffdioxid, aus der Extraktionslinie entfernt. In der Wasser- (H₂O) und der Kohlenstoffdioxidfalle (CO₂) wird das Kohlendioxid zunächst von Wasserdampf gereinigt und danach aufkonzentriert. Durch die Kühlung der Wasserfalle mit einem Ethanol/Trockeneisgemisch (Temperatur: -76 °C) wird der in dem Probengas enthaltene Wasserdampf zu Wasser kondensiert und so der Probe entzogen. In der CO₂-Falle wird das Kohlendioxid mittels flüssigen Stickstoffs (ca. -196 °C) ausgefroren. In dem,

auf diese Weise erreichten Temperaturbereich wird nur CO₂ ausgefroren. Dadurch kommt es gleichzeitig zu einer Reinigung und Aufkonzentration. Alle anderen Gase, die noch in der Probe vorhanden waren, sind nicht kondensierbare Gase („noncondensable gases“), z.B. N₂. Diese werden über die Ventile P2 bzw. P3 aus der Extraktionslinie entfernt. Die Ventile V1-V6 dienen zum Abtrennen einzelner Teilabschnitte innerhalb der Linie. So kann zum Beispiel der Drucksensor (auch Druckkopf, DS) separat betrachtet werden bzw. müssen die Graphitisierungsröhrchen (CR1-CR3) und die Entnahmestelle für die ¹³C-Probe (¹³C) abgetrennt werden können. Damit ist es ebenfalls möglich, das Vorratsröhrchen (VR) vom Rest der Linie zu isolieren. Die Graphitisierungsröhrchen, die die Reaktionsröhrchen darstellen, in denen das extrahierte CO₂ zu Graphit umgewandelt wird, bestehen aus zwei Reaktionsgläsern. Das Größere ist etwa 9 mm im Durchmesser und enthält 30-32 mg Zink und 12-15 mg Titanhydrid. Das Kleinere hat ca. 6 mm im Durchmesser und enthält 5-6 mg Eisenpulver als Katalysator und Anlagerungsmöglichkeit für das Graphit. Man überführt das Kohlendioxid auf den Teil der Linie hinter dem Druckkopf, entnimmt eine ¹³C-Probe und friert das Gas im Reaktionsröhrchen aus. Dieses wird anschließend mit einem Schweißbrenner bei einer Flammentemperatur von ca. 600-700 °C abgeschmolzen und auf diese Weise luftdicht verschlossen. Zur Umwandlung des Kohlendioxids in Graphit werden die abgeschmolzenen Röhrchen innerhalb von ein bis drei Stunden auf 550 °C hochgeheizt und anschließend sieben Stunden und 30 Minuten graphitisiert. Die chemische Umsetzung zeigen die Formeln 12-17. Die Formeln stammen aus Xu et al. (2007). Eine detailliertere Beschreibung der Zinkreduktionsmethode ist ebenfalls dort zu finden.



Nach der abgeschlossenen Graphitisierung wird das Eisen/Graphit-Gemisch in Targets gefüllt und darin zu einem Pellet gepresst. Die ¹⁴C-Messung mittels AMS erfolgt im KCCAMS-Labor in Irvine, USA. Die aufgearbeiteten Böden werden anschließend im Ofen bei 40 °C mehrere Tage getrocknet um das Trockengewicht zu bestimmen.

4.3 Statistik

Alle statistischen Berechnungen wurden mit dem Programm SPSS 16.0 durchgeführt. Für den Signifikanztest zum Vergleich der Mittelwerte wurde eine One-Way-Anova gemacht. Es wurde eine Signifikanzwahrscheinlichkeit von 95 % ($p = 0,05$) gewählt. Des Weiteren ist mit dem Student-Newman-Keuls-Test als Post-Hoc-Test gerechnet wurden. Ferner wurden, für den Vergleich von zwei Mittelwerten, Independent-t-Tests durchgeführt.

4.4 Modellierung (R und SoilR)

Die Modellierung der Umsatzzeiten (turnover times) erfolgte auf der Grundlage des Open-Source-Programms R in der Version 2.13.0. Mit dem für dieses Programm geschrieben Package SoilR 0.1-2 wurden die Werte berechnet. Für die Ermittlung der Umsatzzeiten werden, neben den ^{14}C -Messdaten und dem Jahr der Probennahme, die Daten der jährlichen C-Zufuhr und des C-Speichers des Bodens benötigt. Dabei ist die Maßeinheit irrelevant, solange alle für die Berechnung wichtigen Daten alle die gleiche Dimension besitzen. Der Kohlenstoff und dessen Flüsse wurden in $\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$ bzw. $\text{g} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{a})^{-1}$ angegeben. Die Proben des kolumbianischen Regenwaldes wurden im Februar 2011 genommen. Berechnet werden können sie jedoch nur mit dem $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert des Jahres 2010, da der ^{14}C -Gehalt der Atmosphäre des Jahres 2011 zum Zeitpunkt der Modellierung nicht verfügbar war.

Tabelle 1 ist eine Zusammenstellung der wichtigsten Daten aller vier Standorte. Sie enthält u.a. Angaben zu Lage, C-Zufuhr und -Speicher, sowie durchschnittlicher jährlicher Temperatur (MAT) und Niederschlag (MAP).

5. Ergebnisse

5.1 Harvard Forest

C	-	Kontrolle
O/A	-	organische Auflage und A-Horizont entfernt
T	-	keine Wurzelatmung („trenched“)
OX	-	kein Eintrag organischer Substanz durch Streufall
TOX	-	keine Wurzelatmung und kein Eintrag organischer Substanz durch Streufall
2X	-	jährlicher Streueintrag verdoppelt

5.1.1. organische Auflage

5.1.1.1 Atmungsraten

Diagramm (Abb.) 8 zeigt die Atmungsraten der organischen Auflage aus dem Harvard Forest im Labor (Temperatur: 25 °C, Inkubationsdauer: 9 Tage). Den Mittelwerten von C, T und 2X liegen sechs Einzelwerte, der O/A-Behandlung liegen fünf Einzelwerte zugrunde. Die Auflage wurde nur auf vier der sechs möglichen Teilflächen (Flächen mit unterschiedlicher Behandlung) beprobt. C steht für die Kontrollplots, an den Probestellen O/A wurden 1990/91 zunächst die organische Auflage und der A-Horizont entfernt und das Loch dann mit B-Horizontmaterial aus der unmittelbaren Nachbarschaft aufgefüllt. Seitdem fand kein weiterer Eingriff statt. Bei der Behandlung T (trenched) wurden alle Wurzeln abgeschnitten und Maßnahmen ergriffen um ein Einwachsen neuer Wurzeln zu verhindern. Auf einer weiteren Gruppe von Subplots wurde der jährliche Streueintrag verdoppelt, im Diagramm als 2X bezeichnet. Eine genauere Beschreibung des Versuchsaufbaus findet sich bei Bowden et al. (1993).

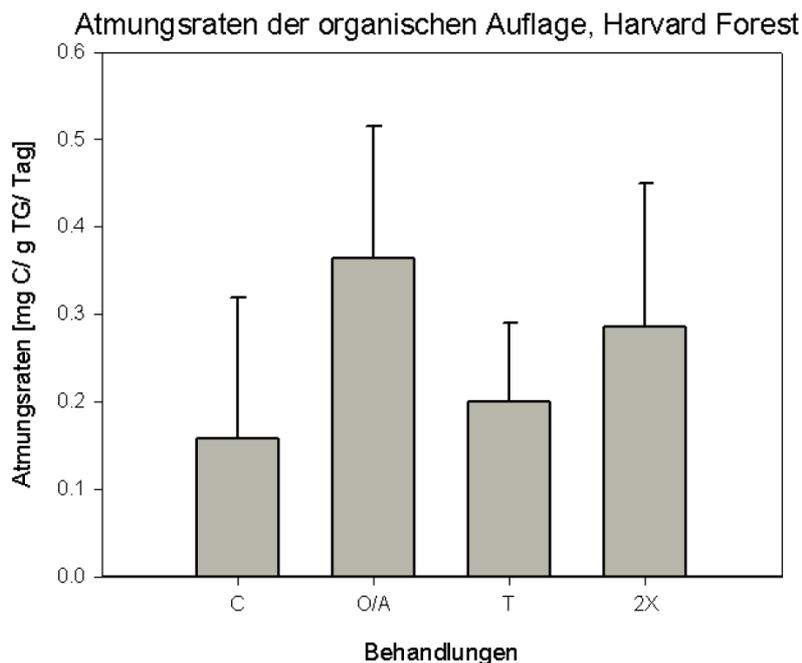


Abb. 8: Atmungsrate der organischen Auflage im Harvard Forest.

Die Atmungsrate ist in Milligramm Kohlenstoff pro Gramm Trockengewicht und Tag angegeben. Auf dem Kontrollplot liegt der Wert der Atmungsrate bei $0,16 \text{ mg C} \cdot (\text{g TG} \cdot \text{Tag})^{-1}$. Auf dem Subplot O/A, auf dem eine Neuausbildung der organischen Auflage und des A-Horizonts stattfindet, wurden CO_2 -Flüsse von $0,36 \text{ mg C} \cdot (\text{g TG} \cdot \text{Tag})^{-1}$ gemessen, was dem 1,3-fachen des Kontrollplots entspricht.

Tabelle 1: Standortdaten aller vier Wälder

	Latitude	Longitude	Altitude [m]	MAT [°C]	MAP [mm]	Soil type	Input [gC/m ² a]	C-stock [gC/m ²]	Annual respiration [gC/m ² a]	Year of Sampling	Quellen
Harvard	42,49 °N;	72,20 °W	318-331	6,7	1075-1200	Cambisol	420	2020 (organic) 6775 (mineral) 8800 (all)	840	2010	Gaudinski et al. 2000
Howland	45,2 °N	68,73 °W	60	5,5 - 6,2	1148	Podsol	45 Jahre: 710 130 Jahre: 2280	11200	200	2010	Fernandez et al. 1993b McLaughlin et al. 1996 Thuille 2001
Kolumbien	4,007 °S 4,007 °S	69,901°W 69,906°W	130 127	25,5 25,5	2828	Alisol Podsol	1072 848	11700 14200	- -	2011	Sombroek et al. 1993 Chave et al. 2010 Jiménez et al. 2009
Thüringen	50,7 °N	10,62 °E	867	6,9 (Wetterstation Meiningen)	660,9 (450 m alt.)	Cambisol	190-450 (Litter) 52 Jahre: 860-1120	800-5300	584-3869 (27%) 552-3657 (31%)	2010	DWD 2011 Thuille 2001 Schöning et al. 2006 Persönliche Mitteilung Schulze

Die Rate der Proben ohne Wurzelatmung ist mit 27 % etwas mehr als ein Viertel höher als das der Kontrollen. Die Proben, die den doppelten Gehalt an Streu haben, liegen um 82 % höher als die Kontrollplots. Die ANOVA mit $p = 0,05$ ergab keine signifikanten Unterschiede zwischen den einzelnen Werten, da die Schwankungen innerhalb der Behandlungsgruppen eventuelle Unterschiede zwischen den einzelnen Behandlungen überlagern.

5.1.1.2 $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte

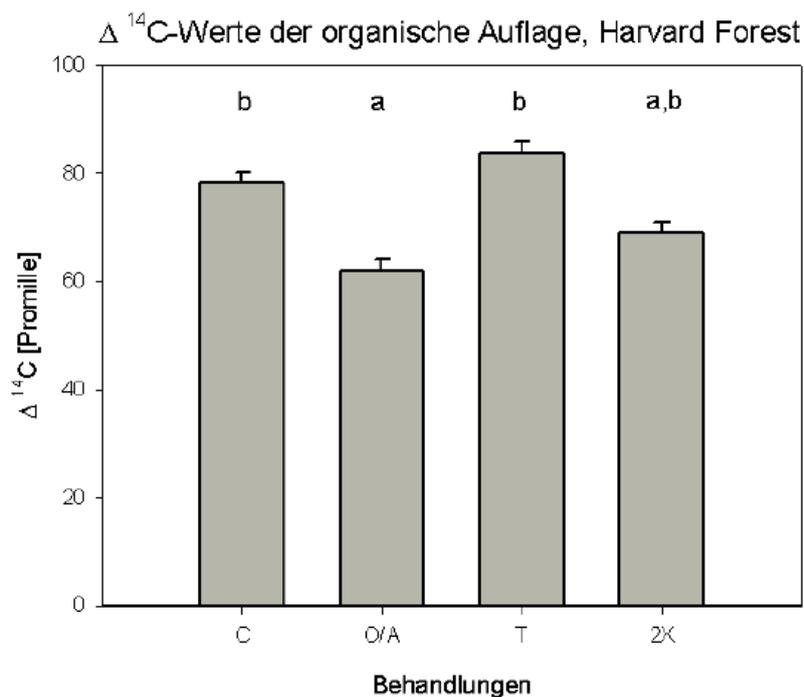


Abb. 9: $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der organischen Auflage im Harvard Forest.

In Diagramm 9 ersichtlich sind die $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte in ‰ der organischen Auflage des Harvard Forest. Diese Werte sind interessant, da sie als Maß für das Alter des veratmeten Kohlenstoffs dienen. Mit 78 ‰ (C) und 84 ‰ (T) liegen der Kontroll- und der Plot ohne Wurzelatmung im selben Bereich, so dass sie sich nicht signifikant unterscheiden. Im Gegensatz dazu unterscheidet sich der O/A-Subplot signifikant von den beiden anderen Punkten. Der $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert liegt mit 62 ‰ statistisch nachweisbar unterhalb der Kontrolle und der wurzelatmungsfreien Probe. Eine Zwischenstellung nehmen die Behandlungen 2X ein, da sie mit 69 ‰ zwischen O/A und C liegen.

5.1.1.3 Umsatzzeiten

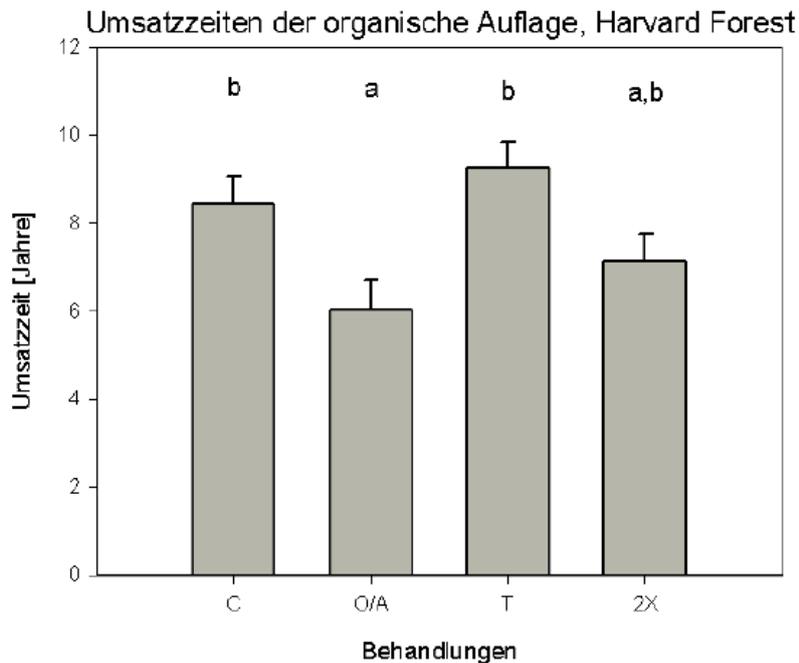


Abb. 10: Umsatzzeiten der organischen Auflage im Harvard Forest.

In Diagramm 10 sind die Umsatzzeiten (turnover times) in Jahren angegeben. Diese Zeitspannen geben an, wie lange sich in einem Kohlenstoffspeicher des Bodens Kohlenstoff befindet, wenn bei gemessener konstanter Atmungsrate keine Zufuhr von Kohlenstoff mehr stattfinden würde. Die ANOVA ergab ähnliche Beziehungen zwischen den einzelnen Behandlungen wie auch bei den $\Delta^{14}\text{C}$ -Werten. Das heißt, dass sich auch hier Kontrolle und T-Plot statistisch nicht signifikant unterscheiden. Für den Kontrollboden errechnet sich eine Umsatzzeit des veratmeten Kohlenstoffs von 8 Jahren. Im Boden ohne Wurzelatmung beträgt die Zeit 9 Jahre. Die Probe mit der verdoppelten Streumenge lässt sich wiederum als Übergang einstufen. Der veratmete Kohlenstoff hat in diesem Boden eine Umsatzzeit von 7 Jahren. Von C- und T-Probe eindeutig unterscheidet sich in diesem Fall wieder der Punkt, auf dem organische Auflage und A-Horizont 20 Jahre zuvor entfernt wurden. Die Umsatzzeit des Kohlenstoffs ist hier mit 6 Jahren am kürzesten.

5.1.2 Mineralboden

Zu den vier Behandlungen, die bei der organischen Auflage untersucht wurden, kommen bei den Mineralböden noch zwei weitere hinzu. In einem Fall wurde dem Boden der jährliche Streueintrag entzogen (OX), im anderen wurde zusätzlich zum fehlenden Streueintrag noch die Wurzelatmung unterbunden (TOX). Dies geschah auf dieselbe Weise wie auf den T-Plots.

5.1.2.1 Atmungsraten

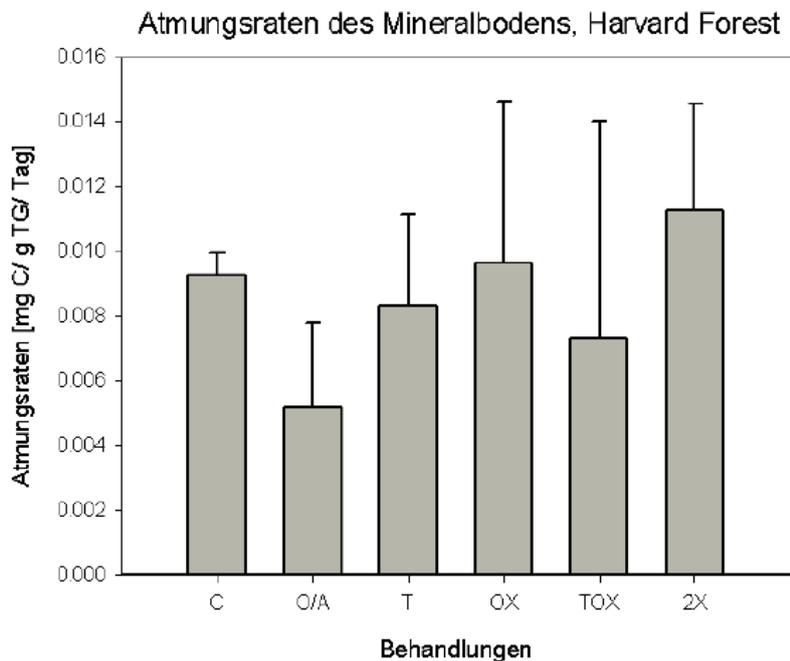


Abb. 11: Atmungsraten des Mineralbodens im Harvard Forest.

Diagramm 11 zeigt die Atmungsraten der Mineralböden mit unterschiedlicher Behandlung. Die höchste Atmungsrate wurde mit $0,01 \text{ mg C} \cdot (\text{g TG} \cdot \text{Tag})^{-1}$ im 2X- und die niedrigste mit $0,005 \text{ mg C} \cdot (\text{g TG} \cdot \text{Tag})^{-1}$ im O/A-Plot gemessen. Dazwischen finden sich in Abstufungen von hoch nach niedrig der OX- ($0,01 \text{ mg C} \cdot (\text{g TG} \cdot \text{Tag})^{-1}$), der C- ($0,009 \text{ mg C} \cdot (\text{g TG} \cdot \text{Tag})^{-1}$), der T- ($0,008 \text{ mg C} \cdot (\text{g TG} \cdot \text{Tag})^{-1}$) und der TOX-Plot ($0,007 \text{ mg C} \cdot (\text{g TG} \cdot \text{Tag})^{-1}$). Wie bereits bei den Atmungsraten der organischen Auflage lassen sich auch für die Mineralböden keine signifikanten Unterschiede errechnen. Grund dafür ist ebenfalls die hohe Variabilität innerhalb der einzelnen Behandlungen.

Jedoch ist anzumerken, dass die Raten der organischen Auflage um den Faktor 10 höher sind als im Mineralboden. Dies hängt mit den höheren Gehalten organischen Kohlenstoffs bzw. SOM der organischen Auflage (Gehalt: über 30 % organische Substanz), verglichen mit dem Mineralboden (Gehalt: < 30 % organische Substanz), zusammen (Scheffer/Schachtschabel 2010).

5.1.2.2 $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte

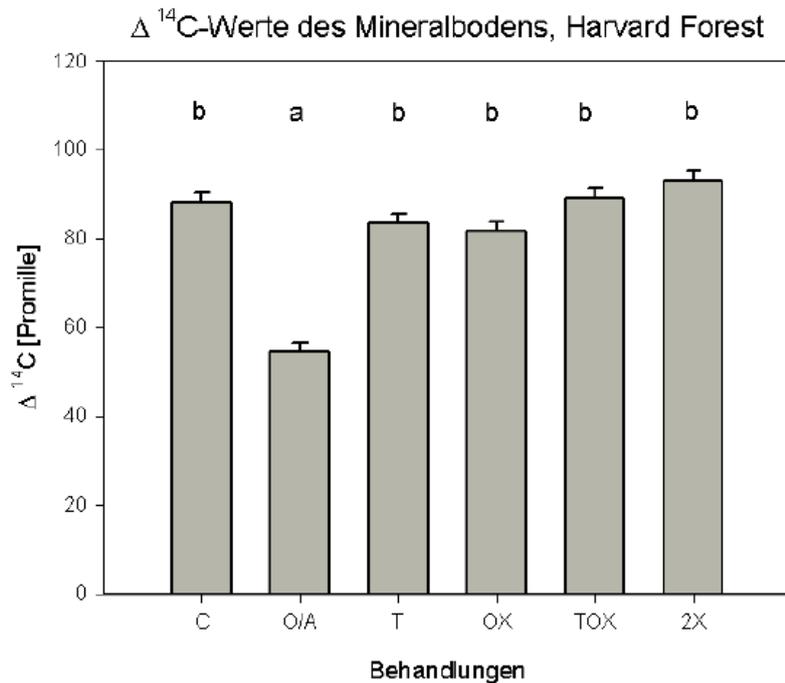


Abb. 12: $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte des Mineralbodens im Harvard Forest.

Aus Diagramm 12 lassen sich die $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte [‰] der Mineralböden ablesen. Dabei fällt auf, dass sich nur der O/A-Boden (54 ‰) signifikant von den anderen unterscheidet. Der Bereich in dem sich die restlichen Proben befinden liegt zwischen 82 ‰ (OX) und 93 ‰ (2X).

5.1.2.3 Umsatzzeiten

Das Diagramm 13 zeigt die Umsatzraten der organischen Substanz im aus dem Mineralboden. Wie bereits bei den $\Delta^{14}\text{C}$ -Werten unterscheidet sich nur der O/A-Plot signifikant von den anderen fünf Behandlungen. Die beiden Diagramme 12 und 13 ähneln sich auffallend. Der Wert des O/A-Bodens (5 Jahre) beträgt weniger als die Hälfte (45 %) des höchsten Wertes (2X-Plot; 11 Jahre).

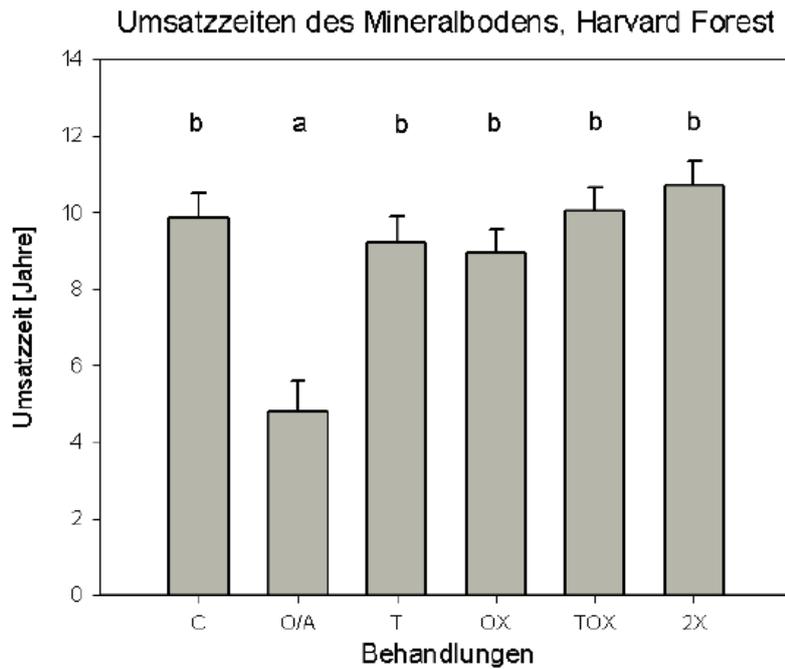


Abb. 13: Umsatzzzeiten des Mineralbodens im Harvard Forest.

5.2 Howland Forest

Im Howland Forest wurden die Bodenproben unter anderem Gesichtspunkt genommen, als im Harvard Forest. Das Hauptaugenmerk liegt hier nicht in einer unterschiedlichen Behandlung derselben Bodenart, sondern auf einer Untersuchung von Bodentiefenprofilen und deren Vergleich. Hinzu kommt die Tatsache, dass auf der Tower Site mit Stickstoff gedüngt wurde und wird (Gaike et al. 2007, Dail et al. 2009).

- T - Tower Site
- NC - Nutrient Control Site
- TO - oberer O-Horizont (Top-O)
- LO - unterer O-Horizont (Lower-O)
- E - Eluvial-, Auswaschungshorizont (Ae)
- B - B-Horizont

5.2.1 Tower Site

5.2.1.1. Atmungsraten

Im Diagramm 14 (siehe Anhang) ersichtlich sind die Atmungsraten für drei Beprobungspunkte der Tower Site. Da es sich hierbei um Einzelwerte handelt ist eine statistische Auswertung an dieser Stelle nicht möglich, weshalb vorrangig Trends ablesbar sind. Ein Vergleich beider Sites mit statistischer Auswertung folgt noch (Kap 5.2.3).

Erkennbar sind hohe Atmungsraten in allen Top-O-Horizonten (TO) der Beprobungspunkte. Ein meist deutlicher Abfall zum nächsten Horizont (unterer O-Horizont, LO) ist ebenfalls ersichtlich. Ein nochmaliges ebenso starkes Absinken der Atmungsraten zum E-Horizont ist für alle drei Profile auszumachen. Die Respiration der B-Horizonte ist gleichfalls gering, tendenziell jedoch etwas höher als die der E-Horizonte – dieser Trend wird im Profil T3 besonders deutlich. Insgesamt bleiben die Respirationsraten auch im B-Horizont gering.

5.2.1.2 $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte

Die $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte, die aus Diagramm 15 (siehe Anhang) ablesbar sind, sind im Vergleich der drei Beprobungspunkte deutlich verschieden. Während im T1 die Werte von Horizont zu Horizont sinken, lassen sie sich im T2 eher in zwei Gruppen teilen. Die Differenzen zwischen den beiden O-Horizonten und zwischen dem E- und dem B-Horizont sind sichtbar geringer. Die gemessenen Werte des Profils T3 unterscheiden sich wiederum von denen der beiden anderen Profile. Der höchste $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert ist im unteren O-Horizont zu finden und nicht wie bei den anderen im oberen O-Horizont. Auch der gemessene Wert des B-Horizontes übersteigt nur in diesem Profil den $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert des aufliegenden E-Horizontes.

5.2.1.3 Umsatzzeiten

Fernandez et al. (1993) beschreiben das Bestandsalter des Waldes als uneinheitlich, mit einem Alterspektrum von 45-135 Jahren. Da das Bestandesalter in die Berechnung der Umsatzzeiten eingeht, wurden diese sowohl für das minimale als auch für das maximale Bestandesalter berechnet. Die Unterschiede zwischen den Werten sind jedoch gering, so dass sie vernachlässigt werden können. Aus diesem Grund werden hier stellvertretend nur die Werte für einen 45-jährigen Wald betrachtet.

Die Umsatzzeiten folgen einem ähnlichen Verlauf wie die $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte (Abb. 16, siehe Anhang). Im Profil T1 stufen sich auch die Werte der Umsatzzeit ab. Dabei besitzt der obere

O-Horizont mit 13 Jahren die längste Umsatzzeit. Die Zeiten werden kürzer je tiefer man in das Profil eindringt. Die kürzeste Umsatzzeit für Kohlenstoff hat damit der B-Horizont (5 Jahre). Nach demselben Prinzip verhalten sich die Zeiten für den Punkt T2, auch wenn die Abstufung nicht so regelmäßig ist wie bei T1. Die längste Zeitspanne zur Veratmung des enthaltenen Kohlenstoffs benötigt wieder der TO-Horizont (14 Jahre) und die Geringste der B-Horizont (6 Jahre). Der T3-Plot verhält sich etwas anders. Hier ist es der untere O-Horizont (LO) der mit 17 Jahren die maximale Umsatzzeit besitzt. Den kleinsten Wert hat der Eluvialhorizont mit 5 Jahren.

5.2.2 Nutrient Control Site

5.2.2.1 Atmungsraten

Im Schaubild 17 (siehe Anhang) sind die Atmungsraten der Nutrient Control-Plots aufgeführt. Die Einheit, in der diese angegeben sind, ist Milligramm Kohlenstoff pro Gramm Trockengewicht und Tag. Das Diagramm enthält die Daten aller drei beprobten Profile. Für die Profile NC1 und NC2 zeigt sich eine abnehmende Respirationsrate für die ersten drei Horizonte bzw. Schichten. Die niedrigste Rate hat der Eluvialhorizont. Bei NC1 und NC2 zeigt sich ein Anstieg in der Atmungsintensität vom E- zum B-Horizont. Im Profil NC3 hingegen ist die Respiration im unteren O-Horizont am schnellsten. Des Weiteren lässt sich auch kein Unterschied zwischen E- und B-Horizont feststellen, so dass beide in diesem Profil die geringsten Atmungsraten aufweisen.

5.2.2.2 $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte

Diagramm 18 (siehe Anhang) zeigt die $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der Nutrient Control-Plots im Howland Forest. Es ist erkennbar, dass in allen drei Subplots die Werte in der unteren Schicht der organischen Auflagen am höchsten sind und im Eluvialhorizont am geringsten, mit Ausnahme des Plots NC2. In diesem übersteigt der $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert des E-Horizonts den des B-Horizonts. Die kleinsten Werte zeigt der Subplot NC1, die Größten der Subplot NC3. Die breiteste Spannweite der Werte hat NC2, die Kleinste ebenfalls NC1.

5.2.2.3 Umsatzzeiten

Diagramm 19 (siehe Anhang) bildet die Umsatzzeiten der Nutrient Control-Plots ab. Die LO-Horizonte der Subplots NC2 und NC3 stechen hervor, da sie die längsten Zeiten zeigen (NC3-LO: 40 Jahre; NC2-LO: 35 Jahre). Zudem besitzen sie keinen Fehlerbalken, da nach der Kalkulation des Modells der Fehler 0,00 ist. Ungewöhnlich klein ist hingegen die

Umsatzzeit des E-Horizonts des Subplots NC1. Mit 0,5 Jahren ist sie deutlich niedriger als die der beiden anderen Auswaschungshorizonte (NC2-E: 10 Jahre; NC3-E: 9 Jahre). Hinzu kommt, dass der Fehler ungewöhnlich hoch ist. Mit 1,01 Jahren ist er nicht nur doppelt so groß wie die berechnete Umsatzzeit, sondern auch höher als die Fehler sämtlicher anderer Horizonte. Die schwanken im Bereich von 0,5-1 Jahren.

5.2.3 Vergleich Tower Site und Nutrient Control Site

Bei den folgenden Werten handelt es sich um Mittelwerte über die jeweiligen Horizonte und Plots, so dass Unterschiede zwischen den einzelnen Horizonten bzw. Sites durch eine Varianzanalyse statistisch abgesichert werden können.

5.2.3.1 Atmungsraten

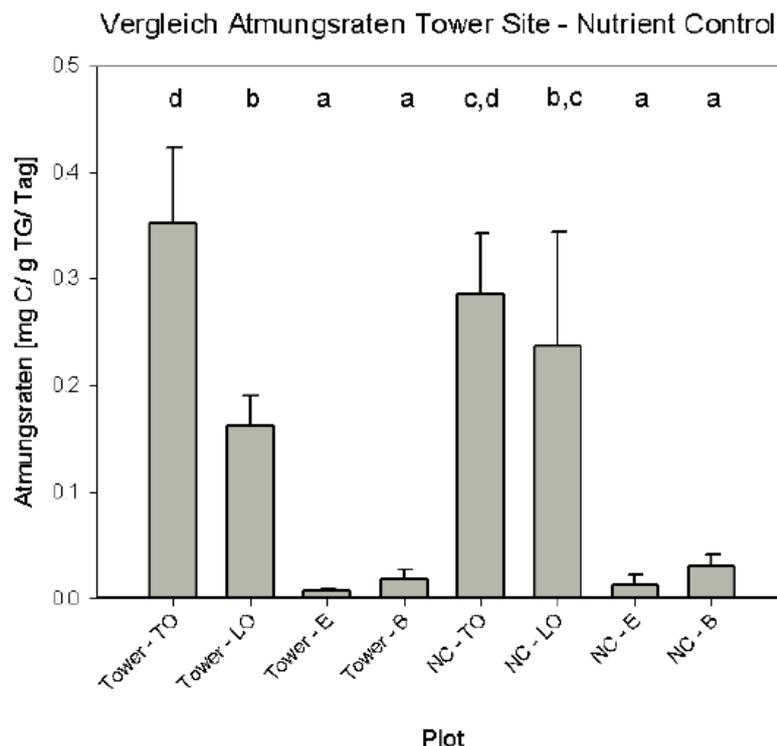


Abb. 20: Vergleich der Atmungsraten von Tower Site und Nutrient Control Site im Howland Forest.

Schaubild 20 zeigt die Atmungsraten von Tower Site und Nutrient Control Site im Vergleich. Es ist erkennbar, dass auf beiden Plots die oberen O-Horizonte die höchsten Atmungsraten besitzen. Dabei ist der obere O-Horizont der Tower Site signifikant verschieden zu den anderen Horizonten (nicht zu NC-TO!). Der NC-TO stellt eine Zwischenstufe zwischen Tower-TO und dem unteren O-Horizont der Nutrient Control dar. Dieser wiederum ist ebenfalls statistisch als Übergang zum Tower-LO zu sehen, der wiederum signifikant verschieden zu den anderen Subplots ist. Die E- und B-Horizonte beider Beprobungsflächen

haben signifikant geringere Respirationsraten als die organischen Auflagen und sind untereinander statistisch nicht verschieden.

5.2.3.2 $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte

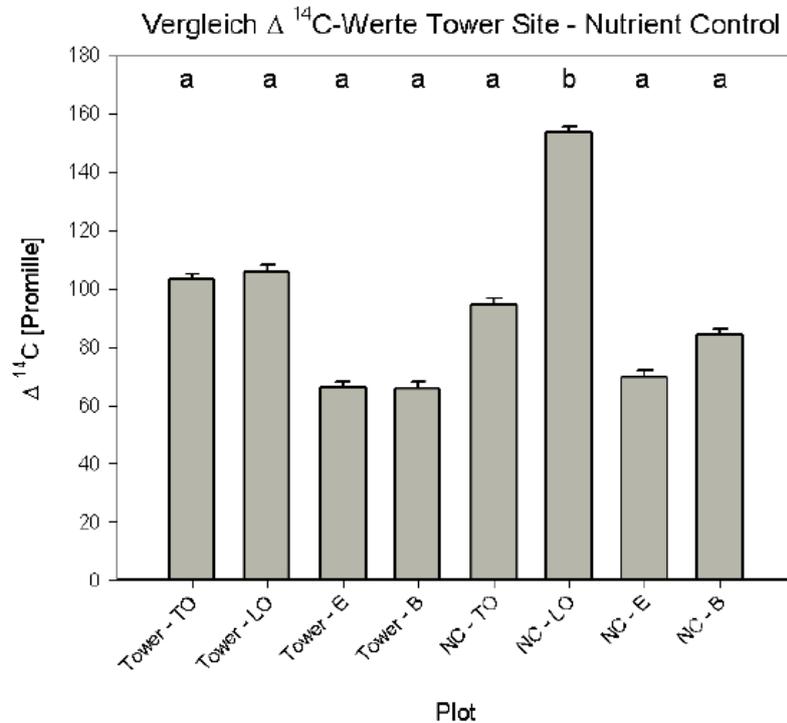


Abb. 21: Vergleich der $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte von Tower Site und Nutrient Control Site im Howland Forest.

Im Diagramm 21 sind die $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der einzelnen Horizonte zu sehen. Es zeigt sich, dass Tower-TO und -LO, sowie NC-TO und der NC-B höhere Werte aufzeigen als die E-Horizonte und der Tower-B-Horizont, jedoch sind sie nicht signifikant verschieden. Einzig der $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert des unteren O-Horizonts ist statistisch signifikant höher.

5.2.3.3 Umsatzzeiten

Die Werte für die Umsatzzeiten (Abb. 22) folgen einem ähnlichen Verlauf wie die $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte. Demnach bringt auch die statistische Auswertung das gleiche Ergebnis: Nur der untere Horizont der organischen Auflage des Nutrient Control Sites ist gegenüber den anderen Umsatzzeiten signifikant erhöht.

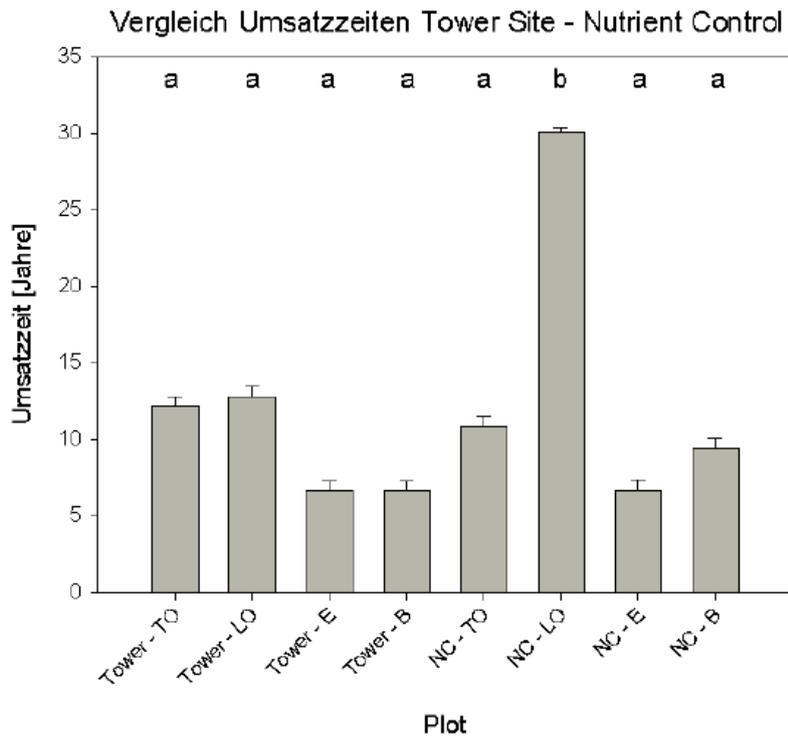


Abb. 22: Vergleich der Umsatzzeiten von Tower Site und Nutrient Control Site im Howland Forest.

5.3 Kolumbien

Der Vergleich zweier verschiedener Böden unter tropischen Bedingungen bildet den Hauptansatzpunkt für die Untersuchung der kolumbianischen Bodenproben. Dabei wird zunächst auf die organischen Auflagen eingegangen und danach auf die Mineralböden. Zwei Eluvialhorizonte werden dann genauer betrachtet. Abschließend wird ein Blick auf die drei Haupthorizonte (A, E und B) eines Alisols geworfen.

- TF - Alisol
- ZAR - Podsol

5.3.1 Organische Auflage

5.3.1.1 Atmungsraten

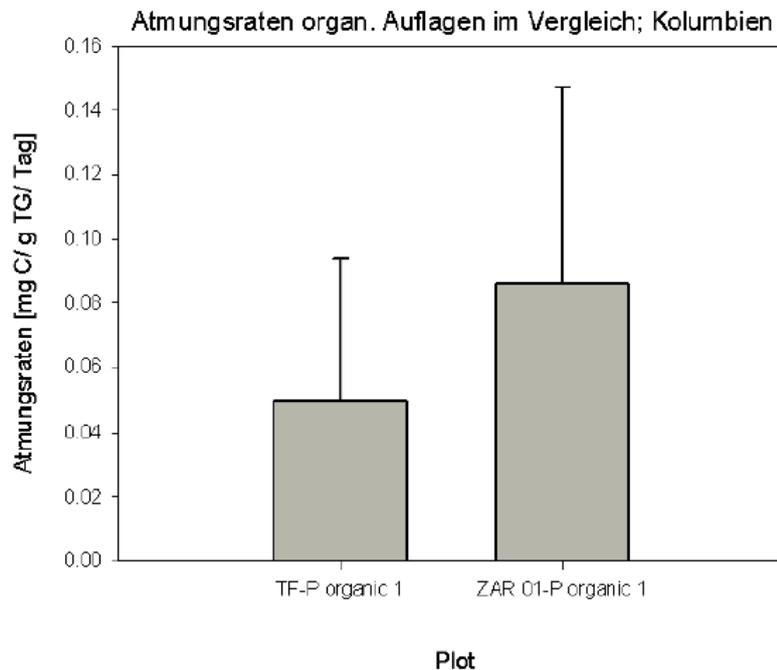


Abb. 23: Vergleich der Atmungsraten der organischen Auflage von Alisol und Podsol in Kolumbien.

Diagramm 23 zeigt die Atmungsraten der organischen Auflagen beider Probenahme­flächen in Kolumbien. Wie erkennbar ist, liegt der Mittelwert der Atmungsrate des Alisols unter dem Wert des Podsoles. Aufgrund der hohen Variabilität innerhalb der beiden Standorte. Die Standardabweichung ist nur ein statistisches Maß für diese Variabilität.

5.3.1.2 $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte

Schaubild 24 (siehe Anhang) zeigt deutlich, dass sich die $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der O-Horizonte der beiden Standorte nicht signifikant voneinander unterscheiden. An beiden Standorten liegen die Werte im Bereich von 80-100 ‰ liegen.

5.3.1.3 Umsatzzeiten

In der Darstellung 25 (siehe Anhang) sind die Umsatzzeiten der beiden organischen Auflagen zu sehen. Sie liegen im Bereich von 8-10 Jahren dicht beieinander, sodass sie sich nicht signifikant unterscheiden.

5.3.2 Mineralboden

5.3.2.1 Atmungsraten

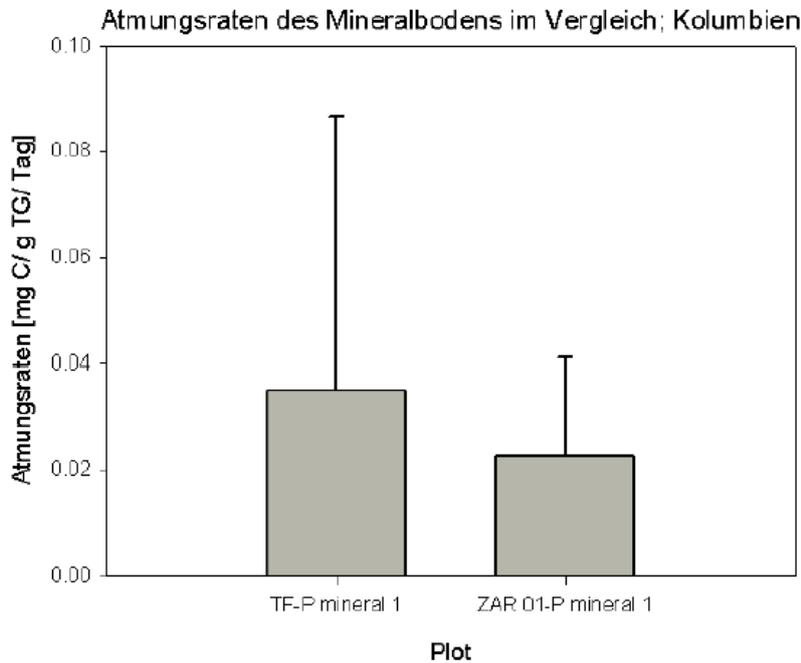


Abb. 26: Vergleich der Atmungsraten des Mineralbodens von Alisol und Podsol in Kolumbien.

Für die Atmungsraten der Mineralböden ergibt sich, dass der Mittelwert der Respirationsrate des Alisols höher ist als der des Podsoles (Abb. 26). Jedoch haben die Standardabweichungen eine Breite, die jede mögliche statistische Signifikanz aufhebt. Die Gründe dafür liegen zum einen bei einem sehr hohen Wert für den TF-P4 mit $0,1 \text{ mg C} \cdot (\text{g TG} \cdot \text{Tag})^{-1}$ und einen auffallend niedrigen Wert für ZAR-3 mit $0,002 \text{ mg C} \cdot (\text{g TG} \cdot \text{Tag})^{-1}$ (Abb. 27).

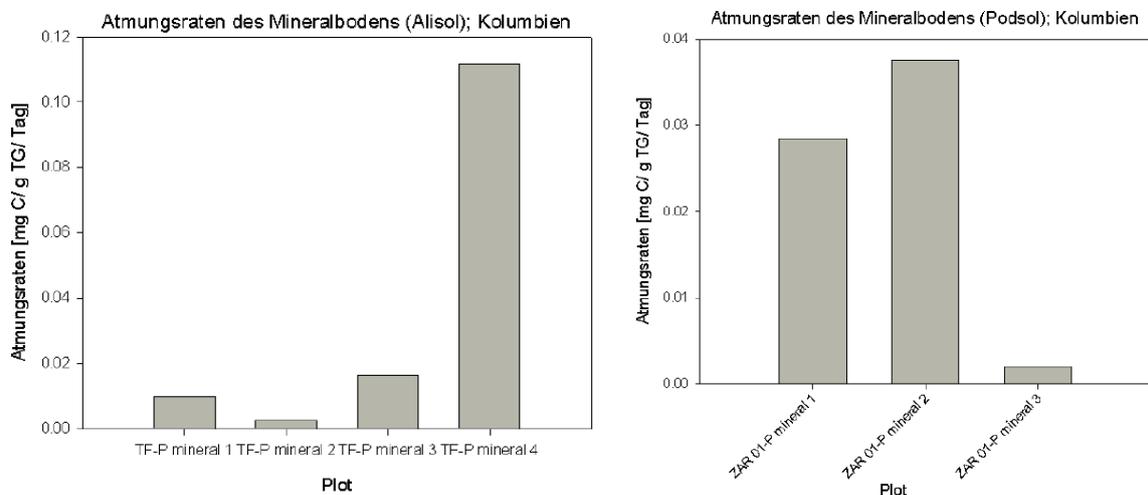


Abb. 27: Vergleich der Atmungsraten des Mineralbodens von Alisol und Podsol in Kolumbien, im Detail.

5.3.2.2 $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte

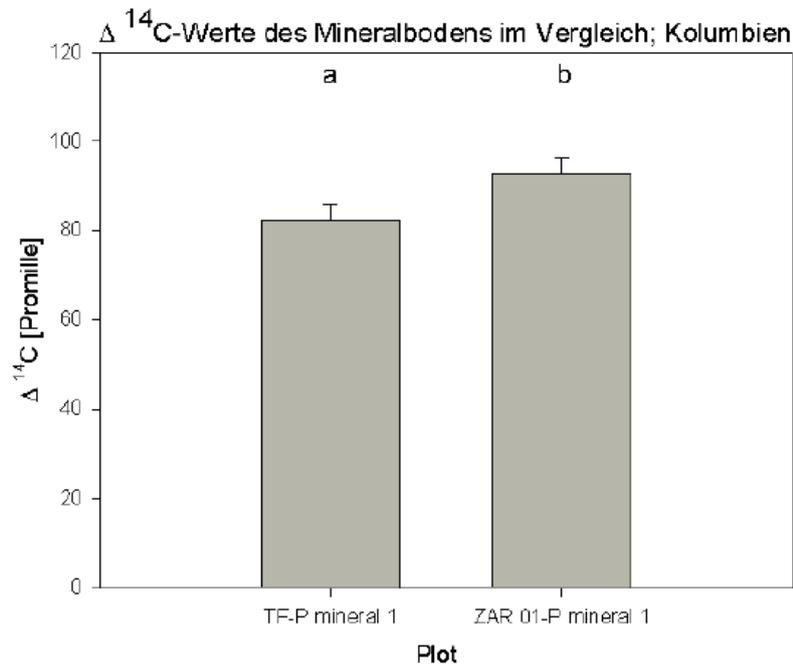


Abb. 28: Vergleich der $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte des Mineralbodens von Alisol und Podsol in Kolumbien.

Aus Schaubild 28 ist ablesbar, dass der $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert der Respirationsrate des Mineralbodens des Podsols mit 93 ‰ signifikant höher ist als der des Alisols (83 ‰). Der TF-Plot hat einen um 11 ‰ geringeren Wert als der Podsol.

5.3.2.3 Umsatzzeiten

Wie in der Darstellung 29 erkennbar, ergibt sich für die Umsatzzeit ein ähnliches Bild, wie für die $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte. Der veratmete Kohlenstoff des Podsols ist mit 11 Jahren um 1 Jahre signifikant jünger als der Kohlenstoff des Alisols.

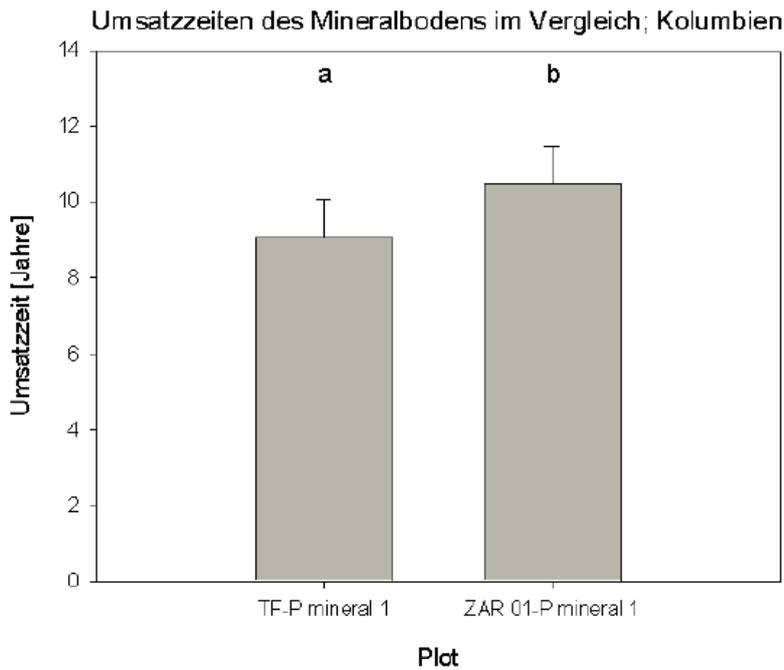


Abb. 29: Vergleich der Umsatzzeiten des Mineralbodens von Alisol und Podsol in Kolumbien.

5.3.3 Eluvialhorizonte

5.3.3.1 Atmungsraten

Dem Vergleich der Auswaschungshorizonte liegen die Daten von je einem Horizont pro Standort zugrunde. Aus diesem Grund ist eine statistische Auswertung nicht möglich, sodass nur möglich Trends aufgezeigt werden können.

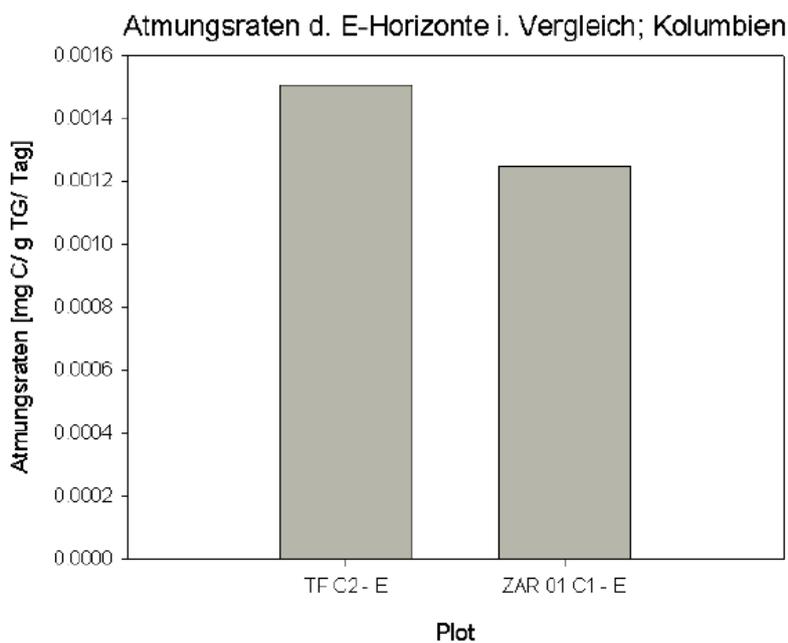


Abb. 30: Vergleich der Atmungsraten der Eluvialhorizonte von Alisol und Podsol in Kolumbien.

Diagramm 30 zeigt die Respirationsraten der beiden E-Horizonte zweier Standorte in Kolumbien. Der Boden des TF-Plots atmet mehr als die Probe des ZAR-Plots. Die Raten bewegen sich im Bereich von 0,001-0,002 mg C * (g TG * Tag)⁻¹.

5.3.3.2 $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte

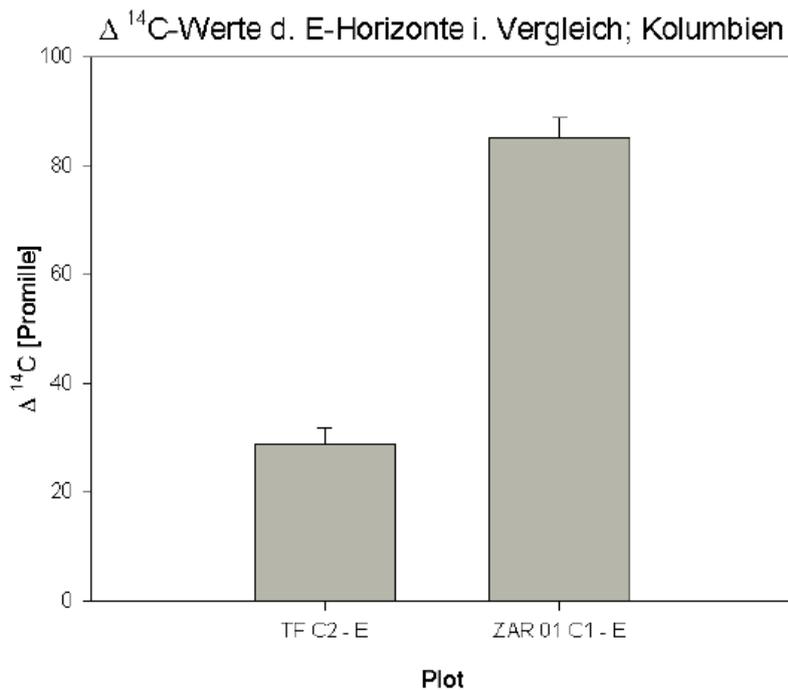


Abb. 31: Vergleich der $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der Eluvialhorizonte von Alisol und Podsol in Kolumbien.

In Schaubild 31 werden die $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der Probenahmeplots TF und ZAR dargestellt. Es ist deutlich erkennbar, dass der Wert des ZAR-Standorts mit 85 ‰ über dem des TF-Plots (29 ‰) liegt. Damit entspricht die Respirationsrate des Alisols nur etwa $\frac{1}{3}$ der Rate des Podsoles.

5.3.3.3 Umsatzzeiten

Das Diagramm 32 macht die Unterschiede in den Umsatzzeiten des veratmeten Kohlenstoffs der Eluvialhorizonte der beiden Standorte in Kolumbien deutlich. Man sieht dass der Kohlenstoff des Podsoles eine höhere Umsatzzeit hat als die organische Substanz des Alisols. Liegt sie beim TF-Plot bei 0,6 Jahren, ist beim ZAR-Plot um etwa das 15,5-fache höher (9 Jahre).

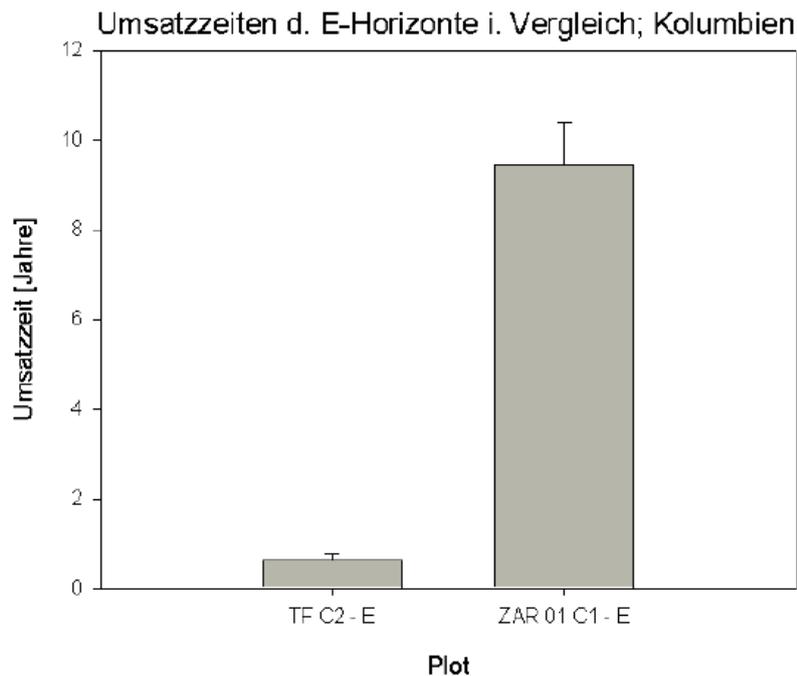


Abb. 32: Vergleich der Umsatzzeiten der Eluvialhorizonte von Alisol und Podsol in Kolumbien.

5.3.4 Profil des Alisols

Der Alisol ist über einen Teil seines Profils beprobt wurden. Dabei wurden jeweils eine Probe aus dem A-, dem E- und dem B-Horizont genommen. Da es sich jeweils um nur eine Probe handelt, sind die Ergebnisse nicht statistisch auswertbar, sondern es können eventuell Trends ablesbar sein. Im Folgenden werden die Resultate graphisch dargestellt.

5.3.4.1 Atmungsraten

In Diagramm 33 sind die Atmungsraten des Alisols in Kolumbien in Milligramm Kohlenstoff pro Gramm Trockengewicht und Tag angegeben. Die Respirationsrate des A-Horizonts ist mit $0,01 \text{ mg C} \cdot (\text{g TG} \cdot \text{Tag})^{-1}$ um den Faktor 5 bzw. 10 höher als die der beiden anderen Horizonte (E-Horizont: $0,002 \text{ mg C} \cdot (\text{g TG} \cdot \text{Tag})^{-1}$; B-Horizont: $0,001 \text{ mg C} \cdot (\text{g TG} \cdot \text{Tag})^{-1}$). Im Vergleich dazu unterscheiden sich die Atmungsraten der anderen Horizonte kaum voneinander. Dennoch beträgt die Respirationsrate des Eluvialhorizonts das 1,5-fache von der des darunter liegenden B-Horizonts.

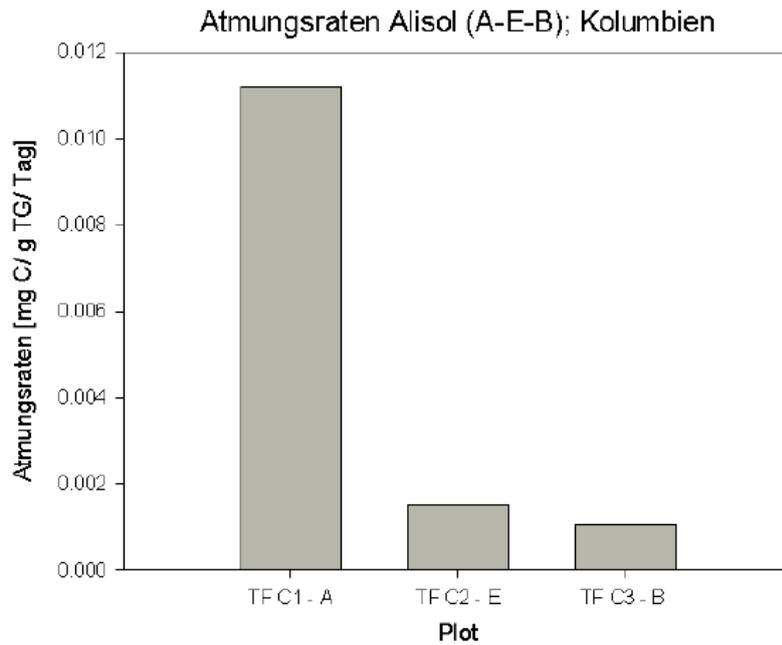


Abb. 33: Atmungsraten des Alisolprofils in Kolumbien.

5.3.4.2 $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte

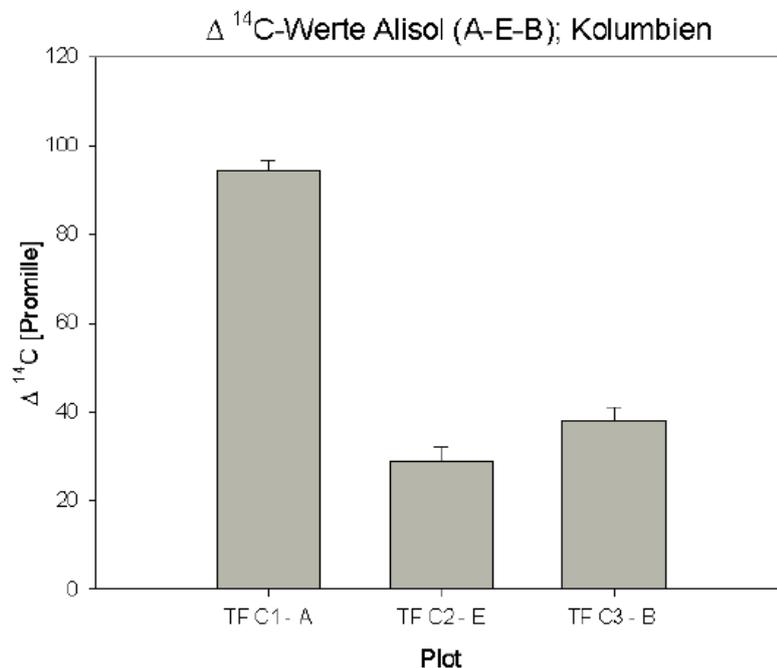


Abb. 34: $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte des Alisolprofils in Kolumbien.

Diagramm 34 verdeutlicht die $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der drei Horizonte des kolumbianischen Alisols. Es lässt sich daraus ersehen, dass der Wert für den A-Horizont mit 95 ‰ am höchsten ist. Danach folgt der B-Horizont mit 38 ‰. Den Abschluss bildet der Auswaschungshorizont mit 29 ‰. Damit wird klar, dass der A-Horizont einen 2,5-mal höheren Wert hat als der B-

Horizont. Der Wert ist zudem um das 3,3-fache höher als der des E-Horizonts. Mineralboden- und Eluvialhorizont unterscheiden sich im Verhältnis 0,75 zu 0,25.

5.3.4.3 Umsatzzeiten

Schaubild 35 macht die Umsatzzeiten der drei Horizonte des TF-Plots deutlich. Den mit Abstand größten Wert hat der A-Horizont (10,7 Jahre), ihm folgt der der B-Horizont mit 1,9 Jahren. Den geringsten Wert hat der E-Horizont mit 0,6 Jahren.

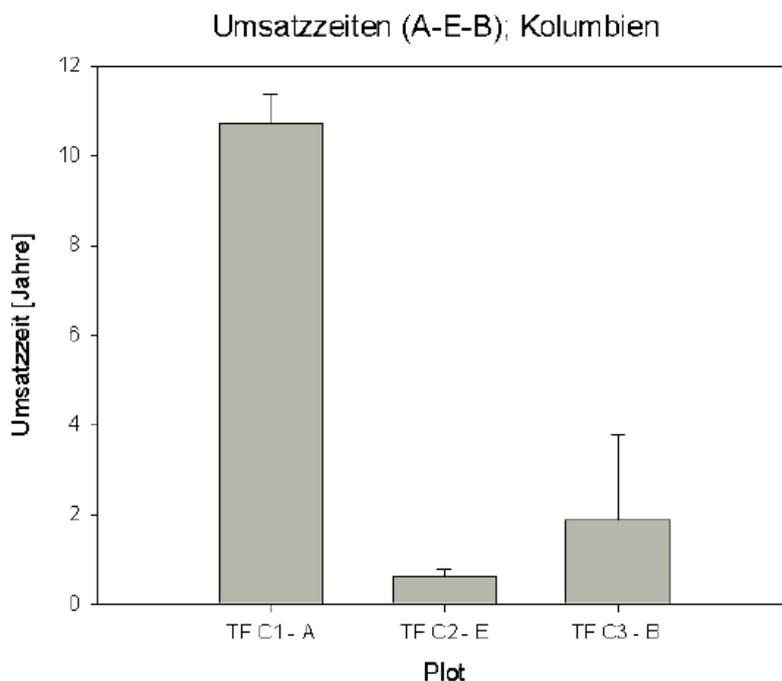


Abb. 35: Umsatzzeiten des Alisolprofils in Kolumbien.

5.4 Großer Hermannsberg (Thüringer Wald)

Am Großen Hermannsberg wurden immer ganze Horizonte beprobt, sodass es zu Tiefenangaben von z.B. 0-6 cm oder 125-137 cm kam. Die Beprobungsstelle 1 enthält Horizonte mit Holzkohle, die näher benannt worden sind. Diese genaueren Bezeichnungen sind in der Legende am Ende dieses Abschnittes angegeben. Der Beprobungspunkt 2 ist kohlefrei und wird deshalb zum Vergleich herangezogen.

Da es sich bei dem beprobten Boden um sehr langsam atmende Proben handelte, lagen zur Ergebnisauswertung dieser Arbeit nicht alle Daten vollständig vor. Aufgrund dessen kommt es zu Datenlücken, die teilweise in den Diagrammen sichtbar sind.

Zum Teil haben die Werte eine sehr große Verteilungsbreite, sodass auf eine durchgängige Darstellung in Balkendiagrammen verzichtet werden musste, um einige Angaben darstellen zu können.

SW1 - Beprobungsstelle 1

- 5-10 cm - obere Kohleschicht
- 80 cm - mittlere Kohleschicht
- 115-120 cm - Kohleschicht
- 125-137 cm - zwischen zwei Kohleschichten
- 137-150 cm - untere Kohleschicht
- 150-155 cm - unterhalb der Kohleschicht
- >155 cm - keine Kohle

SW2 - Beprobungsstelle 2

5.4.1 SW 1 und SW 2 im Vergleich

5.4.1.1 Atmungsraten

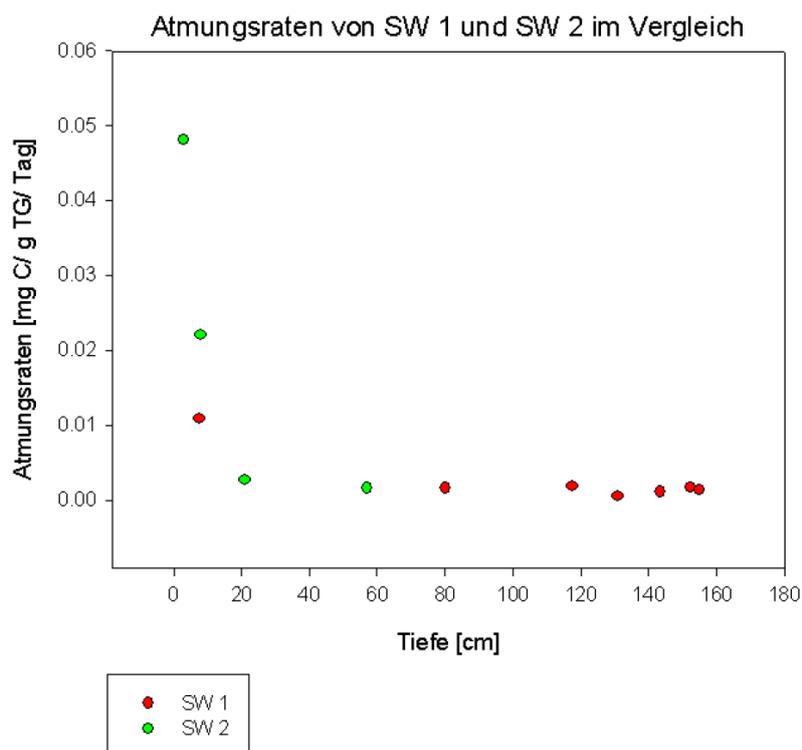


Abb. 36: Vergleich der Atmungsraten der Beprobungsstellen 1 und 2 am Großen Hermannsberg.

Im Diagramm 36 ist werden die Atmungsraten beider Plots direkt verglichen. Zur besseren Übersicht wurde den Daten des SW 1 die Farbe Rot und den Messpunkten des Plots 2 die Farbe Grün zugeordnet. Bei den Werten handelt es sich um die Mittelwerte aus beiden Teilproben der jeweiligen Tiefe. Es zeigt sich, dass der A-Horizont in einer Tiefe von 0-6 cm des SW 2 mit $0,05 \text{ mg C} \cdot (\text{g TG} \cdot \text{Tag})^{-1}$ die höchste Respirationsrate besitzt. In Richtung größerer Tiefen nimmt die Rate schnell und kontinuierlich ab. Im tiefsten Horizont (32-82 cm) atmet der Boden mit einer Rate von $0,002 \text{ mg C} \cdot (\text{g TG} \cdot \text{Tag})^{-1}$. Das entspricht etwa $1/25$ der Atmung des oberen Horizonts.

Auch auf der Beprobungsfläche 1 besitzt der obere Horizont (5-10 cm) die schnellste Atmung ($0,01 \text{ mg C} \cdot (\text{g TG} \cdot \text{Tag})^{-1}$). Wie in SW 2 auch, nimmt die Rate mit größer werdender Tiefe ab. Im Bereich von 80 cm beträgt sie nur noch $0,002 \text{ mg C} \cdot (\text{g TG} \cdot \text{Tag})^{-1}$, das entspricht dem geringsten Wert des SW 2 im Bereich 32-82 cm. Mit zunehmender Tiefe bleibt die Atmungsrate dann weitgehend konstant. Auffällig ist jedoch die kleinere Respirationsgeschwindigkeit ($0,0005 \text{ mg C} \cdot (\text{g TG} \cdot \text{Tag})^{-1}$) des Bodens im Bereich 125-137 cm.

5.4.1.2 $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte

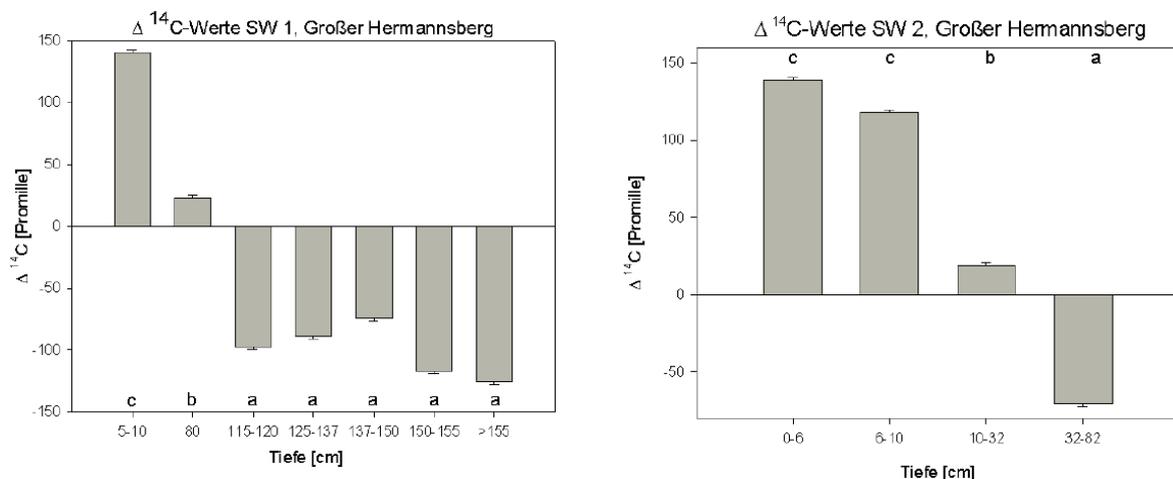


Abb. 37 (links) und 38 (rechts): Vergleich der $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der Beprobungsstellen 1 und 2 am Großen Hermannsberg, im Detail.

Die beiden obigen Schaubilder (37 und 38) zeigen die $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der Beprobungsflächen am Großen Hermannsberg im Thüringer Wald. Das linke Diagramm 37 stellt dabei die Werte des Plots 1 und das rechte Diagramm 38 die Werte des Plots 2 dar. Der höchste positive Wert (141 ‰) im Plot 1 findet sich im obersten beprobten Horizont. Zum nächst tieferen Horizont sinkt auch hier der Wert deutlich auf 23 ‰. Ab der folgenden Probe aus einer durchschnittlichen Tiefe von 117,5 cm weisen die Böden negative $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte auf. Dies ändert sich nicht bis zur untersten Probennahmetiefe bei über 155 cm. Die Werte schwanken

im Bereich von -75‰ und -126‰ , die sich jedoch untereinander nicht signifikant unterscheiden.

Im SW 2-Plot (rechtes Schaubild) weisen die beiden obersten Horizonte (bis durchschnittlich 8 cm Tiefe) die höchsten positiven Werte auf, die sich nicht statistisch voneinander unterscheiden. Sie liegen im Bereich von 118-139 ‰. Davon signifikant unterschiedlich ist der $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert der nächst tieferen Probe (19 ‰). Bei der letzten Probe des Plots SW 2 handelt es sich um eine Tiefenprobe (57 cm) mit einem Wert von -71‰ . Dieser ist ebenfalls statistisch verschieden von den anderen Proben des Plots.

5.4.1.2 Umsatzzeiten

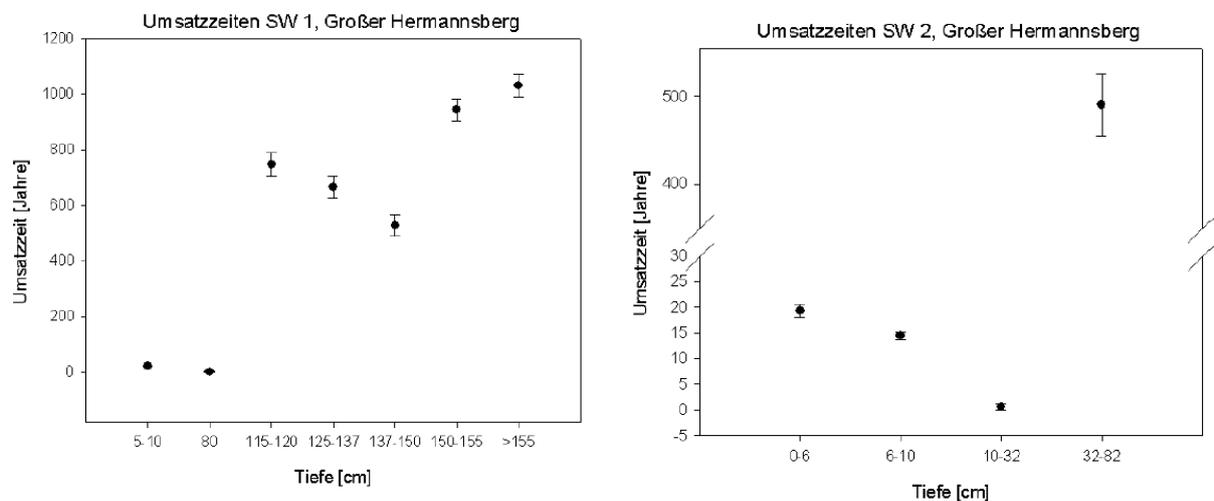


Abb. 39 (links) und 40 (rechts): Vergleich der Umsatzzeiten der Beprobungsstellen 1 und 2 am Großen Hermannsberg, im Detail.

Die beiden Diagramme (39 und 40) verdeutlichen die Umsatzzeiten der beiden Plots im Thüringer Wald. Aus dem linken Schaubild 38 lässt dich erkennen, dass die Zeiten des Aufschlusses SW 1 statistisch in zwei Gruppen eingeteilt werden können. Zum einen unterscheiden sich die Werte der Tiefen 7,5 cm und 80 cm nicht signifikant. Die Werte sind gering und schwanken im Bereich von 0,6-20 Jahren. Zum anderen sind die Daten der Tiefen 117,5-155 cm statistisch nicht unterscheidbar. Die Umsatzzeiten schwanken in einem größeren Bereich von 527-1031 Jahren. Dabei ist erkennbar, dass die Bodenprobe aus 143,5 cm Tiefe die geringste Umsatzzeit hat.

Im SW 2-Plot lassen sich die Werte aller vier beprobten Tiefen unterscheiden. Die Probe aus 3 cm Tiefe hat dabei eine Umsatzzeit von 19 Jahren, die nächste tiefere 15 Jahre und der Boden aus 21 cm Tiefe eine Umsatzzeit von 0,6 Jahren. Von diesen Proben unterscheidet

sich der Boden aus 57 cm Tiefe deutlich. Für ihn ließ sich eine Umsatzzeit von 490 Jahren berechnen.

6. Diskussion

6.1 Harvard Forest

6.1.1 Vergleich mit früheren Messungen

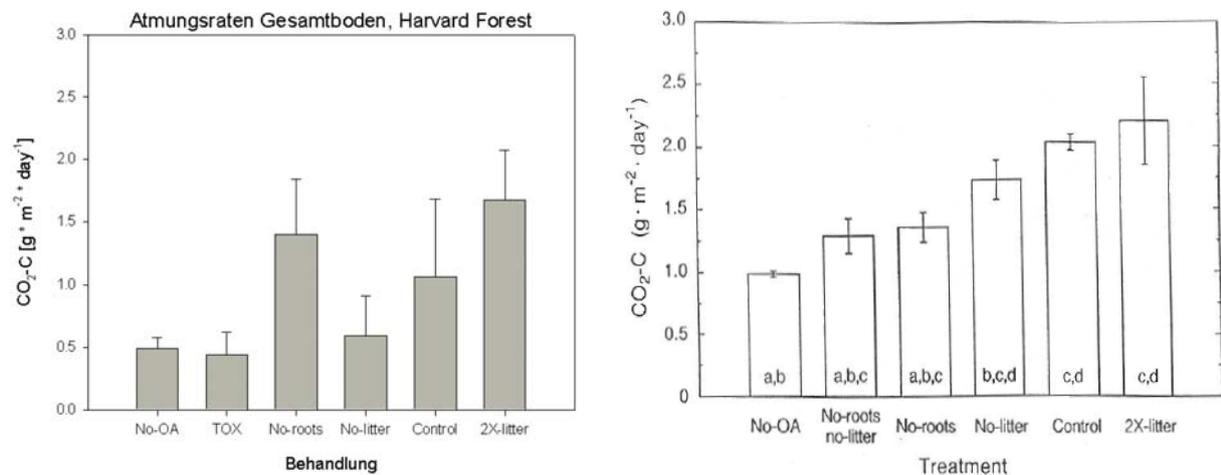


Abb. 41 (links) und 42 (rechts): Vergleich der Gesamtatmungsraten der verschiedenen Behandlungen im Harvard Forest.

Die Atmungsraten links wurden 2010 bestimmt. Die Respirationsraten in der Abbildung rechts wurden 1990/91 bestimmt (Quelle: Bowden et al. 1993).

Bowden et al. (1993) haben 1991 auf der DIRT (Detritus Input and Removal Treatments) Experimentalfläche die Atmungsraten von Flächen mit unterschiedlicher Behandlung gemessen. Die veröffentlichten Ergebnisse sind in Abbildung 42 zu sehen. 2010 sind die Flächen erneut beprobt und ihre Atmungsraten im Rahmen dieser Arbeit gemessen worden. Die Resultate zeigt Abbildung 41. Um eine gute Vergleichbarkeit der beiden Diagramme zu erreichen, ist die Graphik an Bowden et al. (1993) angeglichen worden. Da es sich um den Vergleich des ganzen Profils handelt, sind die Atmungsraten des Mineralbodens und der organischen Auflage addiert worden. Die Bezeichnung „TOX“ im Diagramm 41 entspricht dabei dem „No-roots no-litter“ im Schaubild rechts daneben. Die Behandlungen No-OA, TOX und No-Litter der Messung von 2010 sind nur der Vollständigkeit halber aufgeführt und

können nicht mit den Daten von 1992 verglichen werden, da entweder keine Proben der organischen Auflage aus dem Jahr 2010 vorlagen (TOX, No-litter) oder keine Daten der Bodendichte vorhanden waren (No-OA), die für die Berechnung der Respirationsrate benötigt wurden.

Im Gegensatz zu den Messungen aus dem Jahr 1991 zeigte eine ANOVA ($p = 0,05$) keine signifikanten Unterschiede in den Mittelwerten der verschiedenen Behandlungen für das Jahr 2010. Der Mittelwert der Atmung der nicht manipulierten Standorte hat im Vergleich zu 1991 abgenommen. Die Variabilität der Werte innerhalb der Gruppe ist zwar gestiegen, insgesamt ist die Rate aber gesunken. Ein möglicher Grund für dieses Phänomen kann die unterschiedliche Beobachtungsdauer sein. Bowden et al. (1993) haben ihre Daten über drei Monate hinweg erhoben, wogegen 2010 nur zu einem Zeitpunkt Proben genommen wurden. Diese mehreren Proben (3 Proben mit je 2 Teilproben) können zwar als Wiederholung angesehen werden, da sie aber zum selben Zeitpunkt genommen wurden, hat keine Datenerhebung über einen längeren Zeitraum stattgefunden. Dadurch sind die große Breite der Werte innerhalb der Gruppe und die Abweichung der berechneten jährlichen Respirationsrate erklärbar.

Die No-roots-Behandlung zeigt, dass dies nur ein Teil einer möglichen Erklärung sein kann, denn der Mittelwert der Respirationsraten der Böden ohne Wurzelatmung ist gleich dem vor 20 Jahren. Hier spielt die Dauer der Beobachtung oder die unterschiedliche Art der Datenerhebung offenbar keine vorrangige Rolle. Sie kann aber auch an dieser Stelle die große Breite an Werten innerhalb der Gruppe, ausgedrückt durch die Standardabweichung (Fehlerbalken), erklären. Die tägliche Freisetzung von CO_2 aus dem Mineralboden (Abb. 11) ist mit $0,008 \text{ mg C} \cdot (\text{g Tg} \cdot \text{Tag})^{-1}$ sehr gering. Der Hauptbeitrag stammt demnach von der Atmung der organischen Auflage ($0,2 \text{ mg C} \cdot (\text{g Tg} \cdot \text{Tag})^{-1}$). Das liefert eine Teilerklärung für die Tatsache, dass die berechnete Jahresrespirationsrate der No-roots-Behandlung (2010: $510 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{Tag}^{-1}$) höher ist, als 1991 ($249 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{Tag}^{-1}$).

Die Atmungsrate der Beprobungsstellen, die einen jährlichen verdoppelten Streueintrag haben, ist im Vergleich zu 1991 gesunken. Es ist jedoch schwer abschätzbar, ob diese Absenkung signifikant ist, da für 1991 nur die Daten aus Abbildung 33 vorliegen. Was sich hingegen quantifizieren lässt, ist die jährliche Atmungsrate. Für 2010 ($612 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{Tag}^{-1}$) ist sie 1,5-mal höher als 1991 ($402 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{Tag}^{-1}$). Eine mögliche Erklärung ist die Anpassung der Bodenmikroorganismen, die aufgrund eines erhöhten Eintrags von organischer Substanz verbesserte Lebensbedingungen haben und sich deshalb vervielfachen oder eine erhöhte Aktivität zeigen.

6.1.2 Effekt der Entfernung von organischer Auflage und A-Horizont (O/A-Plots)

Die Mittelwerte der Atmungsraten der organischen Auflagen unterscheiden sich nicht signifikant voneinander. Dennoch sind Unterschiede zu erkennen, denn die Respirationsrate der O/A-Behandlung ist im Mittel höher als die des Kontrollplots (Abb. 8). 1991 wurden die organische Auflage und der A-Horizont bei dieser Behandlung abgegraben und mit B-Horizont-Material aufgefüllt. Seitdem unterliegen diese Stellen wieder dem natürlichen Einfluss von Streueinfall und Bodenbildung. Der, im Vergleich zu den anderen Behandlungen, junge Boden ist offenbar durch eine ebenso junge und aktive mikrobielle Gemeinschaft gekennzeichnet, die zu der erhöhten Atmungsrate führt oder die Pflanzenwurzeln finden hier viele Nährstoffe und es liegt daher eine erhöhte Wurzelatmung vor. Diese Annahme wird durch den Umstand unterstützt, dass der $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert signifikant kleiner ist als bei der ungestörten Kontrollbehandlung. Das zeigt, dass es sich bei der veratmeten SOM um jüngeres Material handelt als bei der Kontrolle. Auch die gegenüber der Kontrolle signifikant kleineren Umsatzzeiten stützen diese These (vgl. Abb. 10).

Im Gegensatz zur leicht erhöhten Respirationsrate der organischen Auflage liegt die durchschnittliche Rate im Mineralboden für die O/A-Probepunkte unterhalb der der anderen Behandlungen (Abb. 11). Das Messergebnis beträgt $0,005 \text{ mg C} \cdot (\text{g Tg} \cdot \text{Tag})^{-1}$. Dies ist ein Zeichen dafür, dass die organische Substanz noch nicht tief in den Boden eingedrungen ist, sondern noch bevorzugt in den oberen Lagen abgebaut wird.

Nur die O/A-Behandlung unterscheidet sich bezüglich der $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der Bodenatmung und der Umsatzzeit der organischen Substanz im Mineralboden (Abb. 12 und 13) statistisch gesichert von den anderen Behandlungen. Die gemessenen Werte sind dabei jeweils kleiner als die der anderen Behandlungen. Damit ist der veratmete Kohlenstoff zum einen vergleichsweise jünger ($\Delta^{14}\text{C}$ -Wert), zum anderen ist die Zeit, die sich die Kohlenstoffatome im Boden befinden, kürzer (Umsatzzeit) als in den anderen Behandlungen. Eine mögliche Erklärung hierfür kann sein, dass der B-Horizont wenig organischen Kohlenstoff enthält und deshalb wenig C zur Veratmung zur Verfügung steht. Deshalb sind die Respirationsraten gering. Das SOC, das veratmet wird, stammt aus dem Eintrag aus der organischen Auflage, aus Wurzelatmung und Wurzelexsudaten. Dadurch ist es vergleichsweise jung. Erst mit zunehmendem „Bodenalter“ kommt es zu einer Stabilisierung organischer Substanz. Wenn diese nach einer gewissen Zeit wieder freigesetzt wird, führt das zu einem älteren ^{14}C -Signal. Die geringe durchschnittliche Atmungsrate der O/A-Proben kann durch einen Mangel an Kohlenstoff als Nährsubstrat für die Bodenmikroorganismen bedingt sein. Die geringen Mengen an organischem Kohlenstoff, der z.B. durch Wurzeln oder als gelöster organischer Kohlenstoff in den Mineralboden eingetragen wird, wird rasch veratmet. Die vergleichsweise geringe Konzentration an ^{14}C im von den O/A-Proben freigesetzten CO_2 kann z. B. dadurch

erklärt werden, dass der aufgefüllte B-Horizont eine Mischung von sehr altem Kohlenstoff aus der Zeit vor den atmosphärischen Nuklearwaffentests und von älterem Kohlenstoff, der nach dem „Bomb Peak“ in den Boden gelangt ist, enthält. Bei der Veratmung dieses Materials würde dann ebenfalls CO₂ mit einer gemischte Isotopenverteilung freigesetzt, wobei sehr altes CO₂ das alte Δ¹⁴C-Signal (von nach dem Bomb Peak) verdünnen und damit absenken würde. Dies äußert sich dann als Signal eines vermeintlich jungen Kohlenstoffs. Aufgrund der generell niedrigen Respirationsraten muss dabei nicht sehr viel alter Kohlenstoff veratmet werden, um einen solchen Effekt zu erzeugen. In der hier verwendeten Modellierung der Umsatzzeiten hat sich gezeigt, dass diese sehr stark an die Δ¹⁴C-Werte gebunden sind – durch die sinkenden Δ¹⁴C-Werte sinken dann scheinbar auch die Umsatzzeiten.

6.2 Howland Forest

Abbildung 20, in der die Atmungsraten zusammengestellt sind, zeigt die deutlichen Unterschiede zwischen den organischen Auflagen und den Mineralbodenhorizonten eines Bodens. Es lassen sich mit Hilfe dieser Abbildung die Verschiedenheiten der einzelnen Horizonte der beiden Sites hervorheben. Zunächst ist festzustellen, dass sich die obere organische Auflage (0,4 mg C * (g Tg * Tag)⁻¹) der Tower Site signifikant von der darunter liegenden Tower-LO (0,2 mg C * (g Tg * Tag)⁻¹) unterscheidet. Eine mögliche Erklärung kann im Zusammenhang mit der Düngung stehen. Bei den Düngungen, die 2007 und 2009 aus der Luft stattfanden, wurden stets 3,6 kg * ha⁻¹ N eingesetzt, dass in Form von Ammoniumnitrat (NH₄NO₃) in Wasser aufgelöst über den Versuchsflächen versprüht wurde (Gaije et al. 2007, Dail et al. 2009). Der Flüssigdünger gelangt direkt, aber auch über Blatt- und Stammabfluss auf und durch Infiltration auch in den Boden. Ein Teil wird von dort über die Wurzeln in die Pflanzen aufgenommen. Dail et al. (2009) konnten nachweisen, dass sich der Stickstoff vor allem in Laub- und Blattwerk, Zweigen, Ästen und der Rinde akkumuliert. Ein Großteil des Wiedereintrags von N in den Boden findet damit über den Streufall statt. Da nicht aller Stickstoff über das Wasser in die Pflanzen gelangt bleibt auch ein Teil direkt im Boden und steht dort den Mikroorganismen als Nährstoff zur Verfügung. Im Durchschnitt ist der TO der Tower Site 3,5 cm mächtig, damit ist eine gute Versorgung mit Sauerstoff gewährleistet. Die Bodenorganismen, die auf Ammonium angewiesen sind haben im Tower-TO, durch die Düngung gute Lebensbedingungen. Hinzu kommt, dass das Ammonium in der oberen organischen Lage bevorzugt gegenüber Nitrat gehalten wird, da sich im Top-O-Horizont viele Moleküle mit saueren funktionellen Gruppen befinden, an die die Ionen binden können (Fuchs 2007). Deshalb ist die Atmungsrate in den oberen Zentimetern hoch. Es ist

anzunehmen, dass sich die Mikroorganismengemeinschaft über die Jahre der Düngung daran angepasst hat. Deshalb ist es möglich, dass sich im Lower-O-Horizont eine um 50 % niedrigere Atmungsrate ergibt als im darüber liegenden TO der Tower Site. Der Nitratanteil des Düngers wird zum einen von den Bäumen aufgenommen und zum anderen durch Regen in Richtung Grundwasser ausgespült werden. Wie in 3.1.2 erwähnt ist der Boden sehr variabel. Befindet sich gröberes Material im Untergrund trägt das zur Auswaschung des Nitrats bei. Das könnte die, im Vergleich mit den anderen Horizonten, sehr geringe Atmungsrate der Probe des E-Horizontmaterials ($0,007 \text{ mg C} \cdot (\text{g Tg} \cdot \text{Tag})^{-1}$) erklären. Hinzu kommt, dass der Horizont durch die jahrelange Auswaschung an Material verarmt ist, an dem Ionen haften und damit gehalten werden könnten. Statistisch ist zwischen dem Eluvial- und dem sich darunter anschließenden B-Horizont kein Unterschied auszumachen. Rein rechnerisch kann eine leicht höhere Respirationsrate ($0,02 \text{ mg C} \cdot (\text{g Tg} \cdot \text{Tag})^{-1}$) ausgemacht werden. Diese kann dem leichten Humusanteil des B-Horizonts zugeschrieben werden, u.a. weil an den Partikeln Nährstoffe angelagert werden können. Im Vergleich dazu sind die Mittelwerte der beiden O-Horizonte der Nutrient Control Site ausgeglichener (NC-TO: $0,3 \text{ mg C} \cdot (\text{g Tg} \cdot \text{Tag})^{-1}$ und NC-LO: $0,2 \text{ mg C} \cdot (\text{g Tg} \cdot \text{Tag})^{-1}$). Dies liegt aber vorrangig an der hohen Atmungsrate des NC3-LO, die mit $0,4 \text{ mg C} \cdot (\text{g Tg} \cdot \text{Tag})^{-1}$ genauso hoch ist, wie die des gedüngten Tower1-TO. Die Gründe dafür bedürfen näherer Untersuchung. Statistisch gesehen bilden die beiden oberen NC-Horizonte Stufen zwischen den beiden O-Horizonten der Tower Site. Die Atmungsraten wirken dadurch ausgeglichener und nicht so extrem unterschiedlich wie auf den gedüngten Flächen. Dies kann man durch eine ausgeglichener mikrobielle Gemeinschaft erklären, die sich nicht durch Düngung verändert hat. E- und B-Horizont lassen sich auch auf der Nutrient Control Site nicht signifikant unterscheiden, dennoch ergeben sich rechnerisch ebenfalls höhere Atmungsraten für die B-Horizonte ($0,03 \text{ mg C} \cdot (\text{g Tg} \cdot \text{Tag})^{-1}$), im Gegensatz dazu der NC-E: $0,01 \text{ mg C} \cdot (\text{g Tg} \cdot \text{Tag})^{-1}$). Ein entsprechender Anteil humosen Materials im Mineralbodenhorizont gibt hierfür den Ausschlag. Die Atmungsraten der Auswaschungs- und B-Horizonte der Nutrient Control Site übersteigen die Mittelwertsraten der beiden unteren Horizonte der Tower Site. Das macht das Mittelwertsprofil der NC-Site ebenfalls ausgeglichener. Ferner zeigen sich auch die $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte und die Umsatzzeiten (Abb.21 und 22) statistisch sehr ausgeglichen. Nur die untere organische Auflage unterscheidet sich deutlich. Auch hier bedarf es näherer Untersuchungen, weil es zwei NC-LO-Horizonte sind, die zu diesen erhöhten Werten führen. Als $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte wurden für NC2-LO 161 ‰ und für NC3-LO: 179 ‰ gemessen. Daraus berechnet wurden Umsatzzeiten von 35 Jahren für NC2 und 40 Jahre für NC3.

6.3 Kolumbien

Aufgrund der klimatischen Bedingungen sind die organischen Auflagen in tropischen und subtropischen Gebieten nicht sehr mächtig und die Umsatzzeiten von Kohlenstoff recht kurz. Wärme beschleunigt hier die Reaktionen von z.B. Mikroorganismen und Enzymen und damit auch den Abbau von Kohlenstoff im Boden. Werden zusätzlich durch saisonale Überschwemmungsperioden Nährstoffe aus dem Boden ausgespült, können nur solche Organismen dieses Territorium besiedeln, die die Fähigkeit besitzen, besonders schnell und effektiv Substrate aufzuschließen und die spärlichen Nährstoffe zu nutzen. Ob saisonale Überschwemmungen einen Einfluss auf die Atmungsrate, den $\Delta^{14}\text{C}$ -Gehalt und die Umsatzzeiten haben und wie dieser sich auswirkt wurde mit den Proben aus Kolumbien untersucht. Dazu wurden ein von saisonalen Überflutungen beeinflusster und ein „trockener“ Boden miteinander verglichen.

Auch wenn in Abbildung 23 wegen der starken Streuung der Werte innerhalb der beiden Bodentypen keine statistisch gesicherten Unterschiede zwischen ihren jeweiligen Atmungsraten festzustellen sind, kann man einen Trend im Vergleich der Mittelwerte erkennen. Demnach sind die Respirationsraten des von Überschwemmungen betroffenen Podsoles ein wenig höher ($0,09 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{Tag}^{-1}$) als die des Alisols ($0,05 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{Tag}^{-1}$). Die Atmungsraten im Mineralboden (Abb. 26) verhalten sich ähnlich. Auch hier macht eine breite Streuung der gemessenen Werte statistisch signifikante Aussagen unmöglich. Tendenziell weist der Alisol ($0,04 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{Tag}^{-1}$) eine höhere Respirationsrate auf (Podsol: $0,02 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{Tag}^{-1}$). Eine mögliche Erklärung dafür kann sein, dass sich mehr SOM im Mineralbodenkörper des Alisols befindet, da dieser nicht überflutet wird. Dadurch wird das, in die Tiefe verlagerte organische Material nicht so stark ausgewaschen und liegt den Mikroorganismen zum Stoffwechsel vor. Anders als in vielen anderen Böden gibt es hier keine starken Unterschiede zwischen den Mittelwerten der Atmungsraten des Mineralbodens und der organischen Auflage.

Im Gegensatz zur organischen Auflage unterscheiden sich die $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte des Mineralbodens (Abb. 27) signifikant. Der Wert des aus dem Podsol freigesetzten CO_2 s beträgt 93 ‰ und deutet damit auf ein höheres Alter hin als beim Alisol (82 ‰). Diese Annahme sieht man im Diagramm 28 bestätigt, denn auch die Umsatzzeiten unterscheiden sich signifikant. Die Böden an beiden Standorten sind durch wasserinduzierte Stoffverlagerungen in die Tiefe gekennzeichnet, der Podsol durch wiederkehrende Überschwemmung und der Alisol hauptsächlich durch Niederschläge. Man kann demnach annehmen, dass die Wassermenge und die Dauer der Wasserbeeinflussung durch die Überschwemmung teilweise länger anhaltend sind und dadurch mehr Material in tiefere Regionen des Bodens verlagert oder komplett ausgewaschen werden. Aus diesem Grund

sammelt sich im Laufe der Zeit älteres schwerer lösliches Material im B-Horizont des Podsols, welches dann in Nichtüberschwemmungsperioden schrittweise veratmet wird.

Ein vergleichender Blick auf die E-Horizonte der beiden Böden (Abb. 29-31) bestätigt das bisher gesagte. Dabei muss darauf hingewiesen werden, dass es sich um jeweils einen Eluvialhorizont jedes Bodens handelt, was eine statistische Auswertung nicht zulässt. Die Atmungsraten der beiden Horizonte sind mit $0,002 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{Tag}^{-1}$ (Alisol) und $0,001 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{Tag}^{-1}$ (Podsol) sehr gering. Die Respirationsrate des Alisols ist etwas höher, da der Wassereinfluss weniger intensiv ist und damit mehr SOC im Horizont verbleibt. Genau entgegengesetzt verhält es sich mit den $\Delta^{14}\text{C}$ -Werten (Abb. 30) des respirierten CO_2 s. Der Wert des Podsols ist erheblich größer (86 ‰) als der des zweiten Bodens (29 ‰). Dieses sehr geringe Ergebnis für den Alisol kann mit der Theorie erklärt werden, dass es in diesem Eluvialhorizont eine Mischung aus altem und neuem organischen Kohlenstoff gibt. Die Gehalte an Kohlenstoff sind, wie oben bereits beschrieben, eher gering. Die Mikroorganismen, die jede Nahrungsquelle nutzen müssen, veratmen beide Substrate. Dadurch kommt es zu einer Verdünnung des ^{14}C -reicheren (jüngeren) Kohlenstoffs, mit veratmeten älteren und ^{14}C -ärmeren Kohlenstoff. Diese Verdünnung senkt das später detektierte Signal. Umgekehrt kann das Signal des Podsols erklärt werden, indem SOM durch Mikroorganismen in schwer wasserlösliche Kompartimente umgebaut wird, die sich nur langsam in größere Tiefen bewegen lassen und nicht leicht ausgespült werden können. Im E-Horizont werden diese Kompartimente dann von anderen Mikroorganismen als im Oberboden als Nährsubstrat genutzt und veratmet. Dem entsprechend lassen sich auch die Umsatzzeiten (Abb. 31) erläutern, die sich noch deutlicher voneinander unterscheiden, als die $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte. Da nach der verwendeten Modellierung die Umsatzzeiten stark von den $\Delta^{14}\text{C}$ -Werten abhängen, führen die, durch den Verdünnungseffekt erzielten geringen $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte zu einem Ergebnis geringer Umsatzzeiten im Alisol (0,2 Jahre). Das Ergebnis des Podsols (9 Jahre) ist nach der oben gegebenen Erklärung ebenfalls schlüssig. Da es sich um Kohlenstoff handelt der erst von der Oberbodenhorizonten in den E-Horizont gelangen muss, und sich der Pool in diesem Horizont aus dem Material rekrutiert, sind die Umsatzzeiten gering. Hinzu kommt, dass im Eluvialhorizont die Aktivität der Mikroorganismen, aufgrund eines geringen pH-Wertes (Podsol: 4,27; Jiménez et al. 2009) in Zusammenhang mit Nährstoffmangel, eingeschränkt ist und damit die Veratmung von Kohlenstoff abnimmt (Scheffer/Schachtschabel 2010).

Die Diagramme 32-34 geben die Eigenschaften in den diagnostischen Horizonten des kolumbianischen Alisols wieder. Die Atmungsrate des A-Horizontes (Abb. 32) ist im Vergleich zu den beiden anderen Horizonten deutlich erhöht, da hier mehr organische Substanz eingetragen wird. So nah an der Oberfläche finden sich die meisten Bodenorganismen. Neben der Mesofauna gibt es auch viele Arten von Mikroorganismen

(Bakterien, Pilze), die für einen großen Anteil der Bodenatmung verantwortlich sind. Hinzu kommen noch die Wurzeln von Pflanzen, die zum einen neuen Kohlenstoff in den Boden bringen, aber selbst auch Respiration betreiben oder, nachdem sie abgestorben sind, abgebaut und veratmet werden. Wird der SOC in CO_2 umgewandelt und in den Boden entlassen, kann das Gas durch Poren den Boden verlassen und in die Atmosphäre aufsteigen. An Orten an denen oft und viel Regen fällt kann sich über Jahrhunderte im Boden ein Auswaschungs- oder Eluvialhorizont bilden. Durch das Wasser werden aus diesem Humusstoffe und viele andere Substanzen (u.a. Sequioxide, Tonpartikel) der Schwerkraft folgend fortgespült. Der E-Horizont verarmt auf diese Weise an Nährstoffen und nur wenige Mikroorganismen können dort existieren. Neben der Armut an Nährsubstrat, nimmt, durch die zeitweise Wassersättigung aufgrund der Überschwemmungen, auch der Gehalt an Sauerstoff ab. Dies schränkt die Anzahl der dort lebensfähigen Organismen weiter ein. Eine Folge davon ist ein deutliches Absinken der Atmungsrate. Auch die Bäume finden dort nicht ausreichend Nährstoffe, so dass sich dort auch wenige Feinwurzeln befinden, was den potentiellen Eintrag von organischen Substanzen und Kohlenstoff verringert. Die durch das Wasser ausgetragenen Stoffe und Partikel lagern sich in größeren Tiefen wieder an und/oder fallen zum Teil aus. Dadurch reichern sich unter anderem Tonpartikel im Unterboden an, durch die der Alisol auch charakterisiert ist. Neben den Partikeln lagern sich auch die Sequioxide und Ionen an. Durch die Kombination aus Tonpartikeln und sich anlagernder Nährionen erhält der Alisol eine gute Kationenaustauschkapazität (WRB 2007). Deshalb ist es möglich, dass sich der Gehalt an Feinwurzeln, im Vergleich zum E-Horizont, wieder ansteigt, sodass die Atmungsrate nicht so stark absinkt wie zwischen A- und E-Horizont. Voraussetzung dafür ist das Vorhandensein tiefwurzelter Bäume. Allerdings verstopfen durch hohe Tongehalte die Poren und Sauerstoff ist nur in geringem Masse vorhanden, sodass sich Organismen nur in eng begrenztem Maße ansiedeln können.

Das Diagramm 33 geht auf die $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte des Alisols ein. Der recht hohe Wert des veratmeten Kohlenstoff des A-Horizonts lässt sich durch einfachen Streueinfall nicht erklären, da im tropischen Regenwald die Umsatzraten für Blattstreu wesentlich kürzer (244 Tage, Cardelús 2010) sind, als die auf der Grundlage der $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte errechneten 11 Jahre Umsatzzeit (Abb. 34). Eine mögliche Erklärung besteht darin, dass der Eintrag von Streu in Form von Ästen und Zweigen in den Oberbodenhorizont das Signal ansteigen lässt. Wenn abgestorbenes Holz noch an den Bäumen bleibt oder auf großen Blättern zwischengespeichert wird, verändert sich der ^{14}C -Gehalt in dem Maße in dem das Holz altert. Fällt es erst zu Boden, nachdem es bereits mehrere Jahre tot war, kann es erst mit dieser Verzögerung abgebaut werden. Der Kohlenstoff, der dann respiriert wird, gibt ein anderes $\Delta^{14}\text{C}$ -Signal als frische Streu. So kommt es ähnlich wie beim Verdünnungseffekt zu einer Mischung mehrerer $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte und damit zu einem anderen Messwert. Ein zweiter

Erklärungsansatz ist die Theorie, dass Mikroorganismen Kohlenstoff aufnehmen und diesen nicht veratmen, sondern ihn zumindest teilweise in ihre Biomasse einbauen. Die Organismen können nun z.B. Fraßfeinden zum Opfer fallen, die ihrerseits den Kohlenstoff in sich aufnehmen und einbauen. Auch durch Zellteilung kann es zu einer weiteren Verzögerung der Freisetzung und Veratmung des Kohlenstoffes kommen. Wird der Kohlenstoff nach dieser Art der Zwischenspeicherung zu CO₂ umgewandelt ist er älter als zu Anfang und kann den $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert ansteigen lassen. Über welche Zeiträume sich die mikrobielle Zwischenspeicherung erstrecken kann, ist noch nicht abschließend geklärt. Das Absinken des $\Delta^{14}\text{C}$ -Wertes im Eluvialhorizont kann wieder durch den Verdünnungseffekt erklärt werden. Das leichte Ansteigen im B-Horizont im Vergleich zum darüber liegenden E-Horizont kann durch ein Nachlassen des Verdünnungseffekts interpretiert werden. Da sich im B-Horizont das in die Tiefe verlagerte organische Material ansammelt, ist dort auch wieder jüngerer und leichter abbaubares Material zu finden, das die Mikroorganismen veratmen. Damit wird wieder Material abgebaut, das einen charakteristischen ¹⁴C-Wert hat, der von einer eventuellen Verdünnung durch älteres Material unbeeinflusst ist. Damit steigt auch der $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert wieder an. Dies macht sich auch in den modellierten Werten der Umsatzzeit bemerkbar (Abb. 34).

6.4 Großer Hermannsberg (Thüringer Wald)

Die normale Atmungsrate eines Bodens am Großen Hermannsberg zeigen in Abbildung 35 die grünen Messpunkte der Beprobungsstelle 2. Die höchste Atmungsrate findet man in den obersten Zentimetern des Bodens in denen ausreichend Luft, Wasser, Nährstoffe und vielleicht etwas Licht die Mikroorganismen erreicht. Im SW 2 wurden dafür die obersten 6 cm beprobt, die eine Rate von $0,05 \text{ mg C} \cdot (\text{g Tg} \cdot \text{Tag})^{-1}$ erbracht hat. Die nächste Tiefe schließt sich gleich an mit 6-10 cm. Hier beträgt die Respiration nur noch $0,02 \text{ mg C} \cdot (\text{g Tg} \cdot \text{Tag})^{-1}$ und damit bereits weniger als die Hälfte der oberen beprobten Lage. Auf diese Weise sinkt die Atmungsrate schnell ab und erreicht bereits in einer Tiefe von 32-82 cm einen Wert ($0,002 \text{ mg C} \cdot (\text{g Tg} \cdot \text{Tag})^{-1}$) der nur noch einen Bruchteil von der ursprünglichen Rate in den obersten 0-6 cm entspricht. Die Gründe hierfür sind schon in anderen Böden aufgezeigt wurden. Zum einen ist es das Fehlen von Nährstoffen, die nur in sehr geringem Maße von oben in die tieferen Bodenschichten gelangen. Zum anderen ist die Limitation von Wasser und Sauerstoff ein maßgebender Faktor. Im Vergleich dazu sind in rot die Atmungsdaten des SW 1 aufgetragen. Die erste Beprobung hat in einer Tiefe von 5-10 cm stattgefunden. Mit $0,01 \text{ mg C} \cdot (\text{g Tg} \cdot \text{Tag})^{-1}$ bleibt selbst dieser Wert weit (50 %) hinter dem vergleichbaren des SW 2 zurück. Die nächste Messung wurde bereits in 80 cm Tiefe durchgeführt. Zu

diesem Zeitpunkt hat der SW 1 den unteren Bereich der Atmungsrate erreicht. Mit den weiteren Tiefen bewegen sich die Werte in einem Spanne von zwischen 0,001 und 0,002 mg C * (g Tg * Tag)⁻¹. Nur der Messpunkt in einem Tiefenbereich von 125-137 cm fällt mit seinem sehr kleinen Wert (0,0005 mg C * (g Tg * Tag)⁻¹) auf. Der niedrigere Wert des Bodens am SW 1 zwischen 5-10 cm im Vergleich zum Wert des SW 2 in vergleichbarer Tiefe, kann erklärt werden durch das Vorhanden sein von Holzkohle in dieser Schicht. Holzkohle, mit ihren vielen aromatischen Kohlenstoffverbindungen, kann von den Mikroorganismen nur schlecht aufgeschlossen und verwertet werden. Die cyclischen und aromatischen Moleküle sind für viele Bakterien und einen Großteil der Pilze nicht angreifbar. Darum ist ein Absenken unter den Wert von SW 2 denkbar. Da es sich um obere Kohle handelt deren Oberfläche noch recht intensiv der chemischen und physikalischen Zersetzung ausgesetzt ist, ist es möglich dass die angewitterten Kohlestücken nur ein Teil der Ursache ist. Denn würde allein die Kohle als Substrat vorliegen wäre nicht mit Atmungsraten von 0,01 mg C * (g Tg * Tag)⁻¹ zu rechnen gewesen. Die Probe, die aus 80 cm Tiefe genommen wurde stammt aus einer mittleren Kohleschicht. Es ist erkennbar, dass die Atmungsrate (0,002 mg C * (g Tg * Tag)⁻¹) am unteren Ende der Skala bleibt. Hier haben die Bodenorganismen neben den Schwierigkeiten des Wasser- und Sauerstoffmangels zusätzlich die Hindernisse der Nicht-Verfügbarkeit eines Nährsubstrates. Aber nicht die Kohle ist zwingend der ausschlaggebende Punkt. Den im kohlefreien Boden des SW 2 befindet sich die Respirationsrate auf ähnlichem Niveau (0,002 mg C * (g Tg * Tag)⁻¹), wie die Probe des SW 1. Auch die die restlichen Proben dieses Standorts haben, wie bereits erwähnt ähnliche Respirationsraten, sodass es fraglich scheint, ob die Holzkohle einen nachweisbaren Einfluss auf die Atmungsraten hat. Dieser Zweifel scheint gestützt zu werden von der Tatsache, dass gerade der Horizont, der kohlefrei sein müsste, da er sich zwischen zwei Kohleschichten befindet (125-137 cm) eine geringere Atmungsrate hat als die ihn umgebenden Kohleschichten. Nicht abschätzbar sind eventuelle Stofftransporte zwischen diesen Horizonten durch Wasser. Komplette ausgeschlossen werden kann dies jedoch nicht, da alle Kohleschichten an diesem Standort bereits mehrere hundert Jahre alt sind. Inwieweit der sehr geringe Wert des Tiefenbereichs 125-137 cm wirklich signifikant ist, kann ebenso in Frage gestellt werden, da sich die beiden letzten Probennahmepunkte (im Bereich: 150-155 cm und >155 cm) ebenfalls in kohlefreien Lagen befinden. Bei diesen sind die Respirationsraten nicht verschieden zu den kohlehaltigen Schichten weiter oben im Profil. Das die Holzkohle in dem obersten beprobten Horizont des SW 1 eine untergeordnete Rolle spielt, wird in den Abbildungen 36 und 37 deutlich. Im linken Diagramm ist der kohlehaltige SW 1-Horizont zusehen mit einem $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert von 141 ‰. Im rechten Diagramm sind die Werte des kohlefreien Bodens aufgeführt. In vergleichbarer Tiefe beträgt der $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert des SW 2-Standortes 118 ‰. Hinzu kommt, dass bei dem vermuteten Alter der Holzkohle

(jüngstens etwa 310 Jahre) $\Delta^{14}\text{C}$ -Gehalte im negativen Promillebereich zu erwarten wären. Das gilt auch für die Probe aus 80 cm Tiefe des Beprobungsstandortes 1 ($\Delta^{14}\text{C}$: 23 ‰). Ein Ansatz diesen geringen positiven Wert zu erklären und die Holzkohle als den bestimmenden Faktor mit einzubeziehen ist, den Umstand anzuführen, dass der natürliche atmosphärische ^{14}C -Gehalt in der Vergangenheit geschwankt hat und dass die Holzkohle damit aus einer Zeit stammt in der der ^{14}C -Gehalt der Atmosphäre 23 ‰ über dem Wert von 1890 lag. Ab dem Tiefenbereich von 115-120 cm sind die ^{14}C -Werte negativ und unterscheiden sich statistisch nicht voneinander. Für die beiden kohlehaltigen Bereiche zwischen 115-120 cm und 137-150 cm kann die Holzkohle als der bestimmende Faktor angeführt werden. Für die kohlefreien Horizonte 125-137 cm und 150-155 cm kommen Auswaschungs- und Verlagerungsvorgänge der Holzkohle in Frage. Da es sich bei der Bodenart um eine Lockerbraunerde handelt, sind gute Möglichkeiten des Materialtransports der Schwerkraft folgend gegeben, so dass vermutet werden kann, dass sich altes Material, das aus der Kohle stammt auch unterhalb einer Tiefe von 155 cm zu finden ist. Auch da es sich bei der Probenahmestelle um einen großräumigen Hanganschnitt durch technisches Gerät handelt und der Hang eine Neigung von 72° hat, können Verlagerungen von Kohle in tiefere Schichten nicht ausgeschlossen werden. Es muss jedoch angeführt werden, dass für die Proben aus 32-82 cm Tiefe des kohlefreien Standorts SW 2 ebenfalls negative $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte gemessen wurden (Mittelwert $\Delta^{14}\text{C}$: 71 ‰). Das heißt, dass nicht allein die Kohle den $\Delta^{14}\text{C}$ -Gehalt der SOM bestimmt, sondern noch andere Quellen für alten organischen Kohlenstoff existieren müssen.

Die Umsatzzeit (Abb. 38) der Probe von 5-10 cm (SW 1) beträgt 20 Jahre und kann durch die normalen Atmungsprozesse des Bodens erklärt werden, auch wenn die Bodenprobe des Vergleichshorizonts im SW 2 (Abb. 39) leicht darunter liegt (14 Jahre). Die Zeiten des Bodens in den Tiefen ab 115 cm des SW 1 liegen aufgrund der Abbauresistenz der Holzkohle zwischen 530 Jahren und 1030 Jahren. Wie sich bereits durch den $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert andeutete besitzt die Bodenprobe aus 32-82 cm Tiefe des SW 2 eine hohe Umsatzzeit von 490 Jahren, die nicht durch ein Vorhandensein von Holzkohle erklärt werden kann. Weitere Untersuchungen müssen hier Klarheit bringen. Die Werte für die Tiefen 80 cm (SW 1) und 10-32 cm (SW 2) sind nicht auswertbar, da sie zu niedrig sind um verwertbare Ergebnisse durch die Modellierung zu bekommen. Der Vollständigkeit halber sie in den Abbildungen mit aufgeführt.

6.5 Modellierung

Der Boden als Drei-Pool-Modell ist in der heutigen Forschung ein etabliertes Konzept. Aus diesem Grund sollte mit dem Package SoilR für das Programm R ein solches modelliert

werden. Wichtig für eine solche Berechnung sind die C-Zufuhrmengen und C-Speichergrößen für jeden der drei Pools. Die Quantifizierung solcher Daten ist auch heute noch ein schwieriges Unterfangen. Aus diesem Grund wurde das Augenmerk auf die Berechnung eines Ein-Pool-Modells (single pool) gelegt.

Es hat sich gezeigt, dass der Algorithmus für negative ^{14}C -Werte, wie sie am Standort Großer Hermannsberg (Abb. 37 und 38) und teilweise in den B-Horizonten in Kolumbien (Abb. 43 und 44, siehe Anhang) zu finden sind, sehr gut geeignet ist. Jedoch haben sich für andere Standorte bzw. Horizonte Unstimmigkeiten (Howland Forest, Großer Hermannsberg) ergeben, deren Ursache noch gefunden werden muss.

Fragen ergeben sich auf der einen Seite, bei dem Umstand, dass mit dem Ein-Pool-Modell die Umsatzraten für einzelne Horizonte berechnet wurden. C-Zufuhrwerte und Angaben des C-Speichers, die sich auf den Gesamtboden beziehen sind ungeeignet um Teile des Ganzen realistisch wiederzugeben.

Es hat sich, auf der anderen Seite, jedoch gezeigt, dass die Zufuhrwerte und Speicherangaben nur einen geringen Einfluss auf das Modell haben. Die weitaus stärkere, nahezu lineare, Abhängigkeit besteht zwischen den $\Delta^{14}\text{C}$ -Werten und den Umsatzzeiten (Abb. 45 und Tabelle 2).

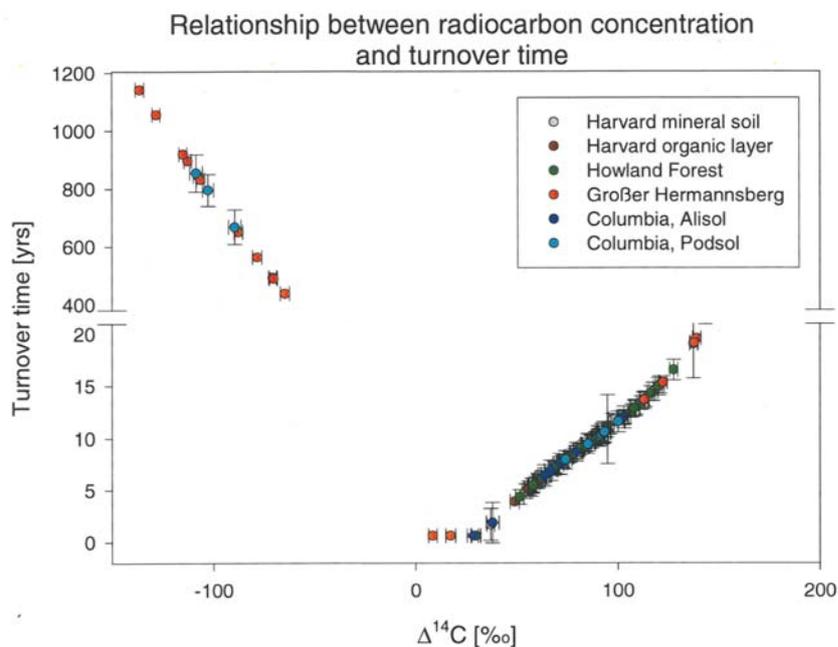


Abb. 45: Beziehung zwischen den $\Delta^{14}\text{C}$ -Werten und den Umsatzzeiten (erstellt: A. Thuille, 2011)

Tabelle 2: Statistische Auswertung der Beziehung der $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte und Umsatzzeiten

	y_0	a	r^2	p
Mineralboden, Harvard	-3,3135	0,1053	0,998	< 0,0001
Organ. Auflage, Harvard	-2,9721	0,1102	0,998	<0,0001
Howland	-3,4283	0,1521	0,998	<0,0001
Alisol, Kolumbien	-3,6727	0,1536	0,998	<0,0001
Howland mit Ausreißern	-10,6469	0,2426	0,880	<0,0001

Für die Umsatzzeiten ergibt sich aus der Abbildung 45 und den Werten der Tabelle 2 folgende Gleichung:

$$[18] \quad \text{Umsatzzeit} = y_0 + a * \Delta^{14}\text{C}$$

7. Dank

An erster Stelle möchte ich mich bei Dr. Angelika Thuille und Dr. Carlos Sierra bedanken, dass sie mir die Möglichkeit gegeben haben dieses sehr spannende und interessante Thema bearbeiten zu können. Dank auch für die Unterstützung bei der Arbeit an der Extraktionslinie und bei der Modellierung, sowie die Hilfe und Anregung bei theoretischen und praktischen Hindernissen.

Bei Frau Prof. Dr. Trumbore ohne deren Zustimmung ich diese Bachelorarbeit nicht hätte machen dürfen.

Nicht weniger möchte ich mich bei Dr. Jan Muhr für seine Unterstützung in jeglicher Hinsicht bedanken. Von der Einführung in die Arbeit an der Extraktionslinie, über die Unterstützung bei technischen Problemen bis zur fachlichen Diskussion hatte er immer ein offenes Ohr für mich. Ebenso geht mein Dank an Dr. Ingo Schöning. Seine Nachhilfe in Sachen R und fachliche Diskussion.

Weiterhin möchte ich mich bei Prof. Schulze, Prof. Michalzik, Dr. Marion Schrupf, Dr. Elisabeth Jüscke und Enrico Weber für ihre Auskünfte und Unterstützung.

Ein ganz besonderer Dank geht an Iris Kuhlmann, Teresa Klötzing und Uta Geringhausen für die kleinen und großen Hilfen am Rande und mittendrin.

Nicht zu letzt möchte ich Dr. Utta-Kristin Leiß, Dr. Olaf Leiß, sowie meinen Eltern danken, für ihre seelisch-moralische Unterstützung, sowie warme Mahlzeiten und die Durchsicht meiner Arbeit. Dank auch an Claudia-Corina Giese.

8. Anhang

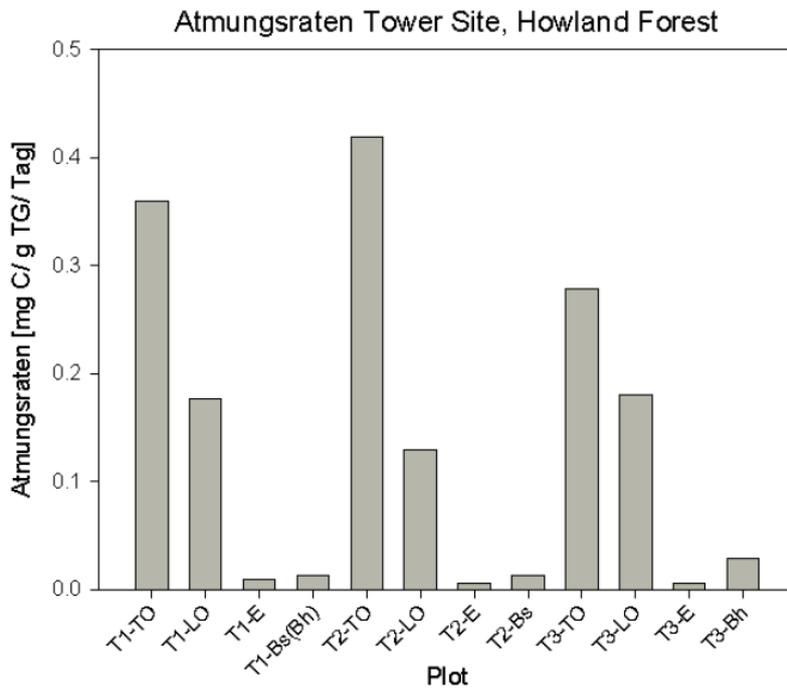


Abb. 14: Atmungsraten der Tower Site im Howland Forest.

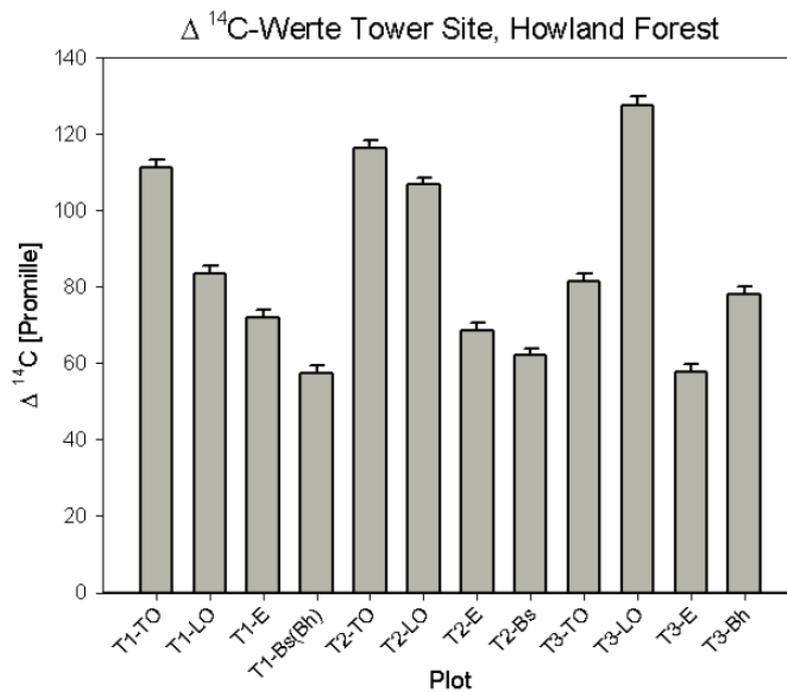


Abb. 15: $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der Tower Site im Howland Forest.

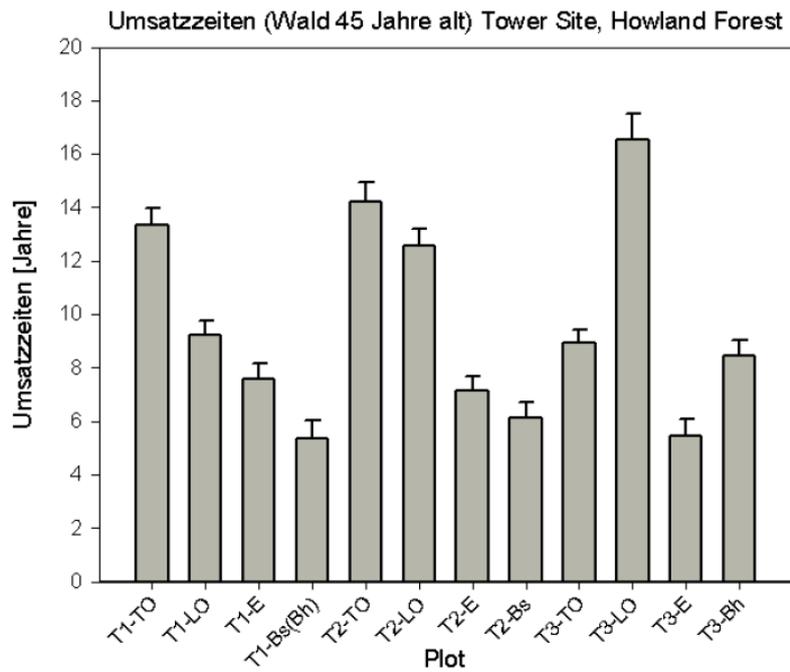


Abb. 16: Umsatzzeiten der Tower Site im Howland Forest.

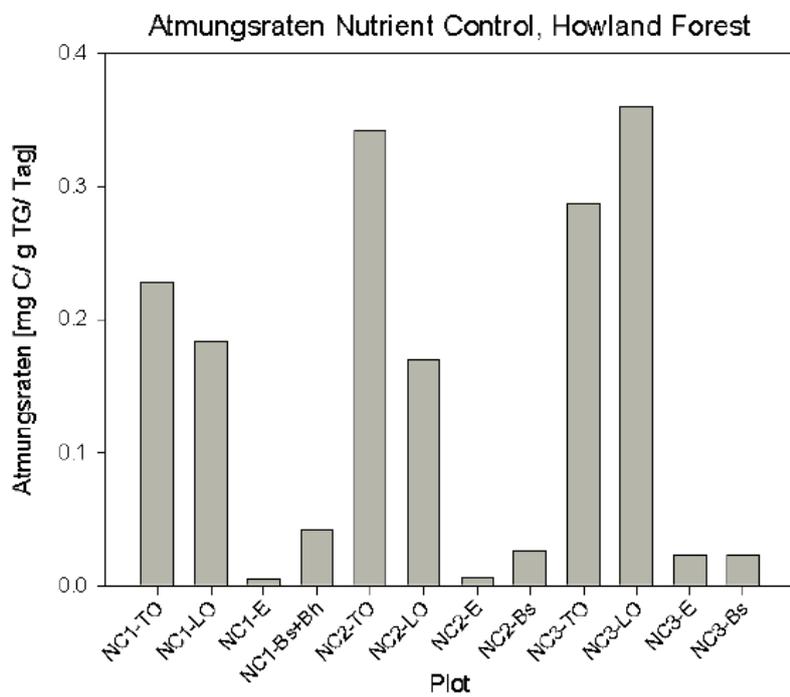


Abb. 17: Atmungsraten der Nutrient Control Site im Howland Forest.

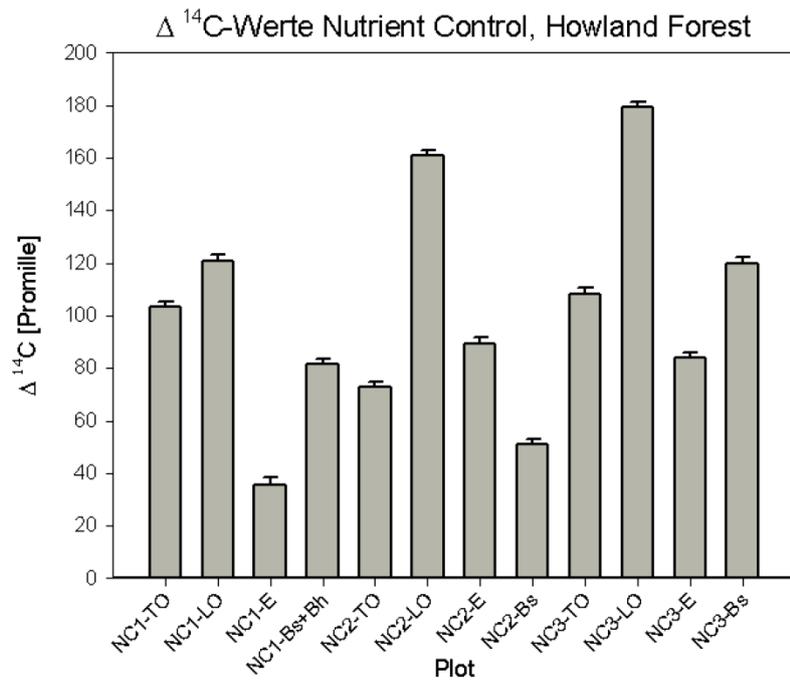


Abb. 18: $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der Nutrient Control Site im Howland Forest.

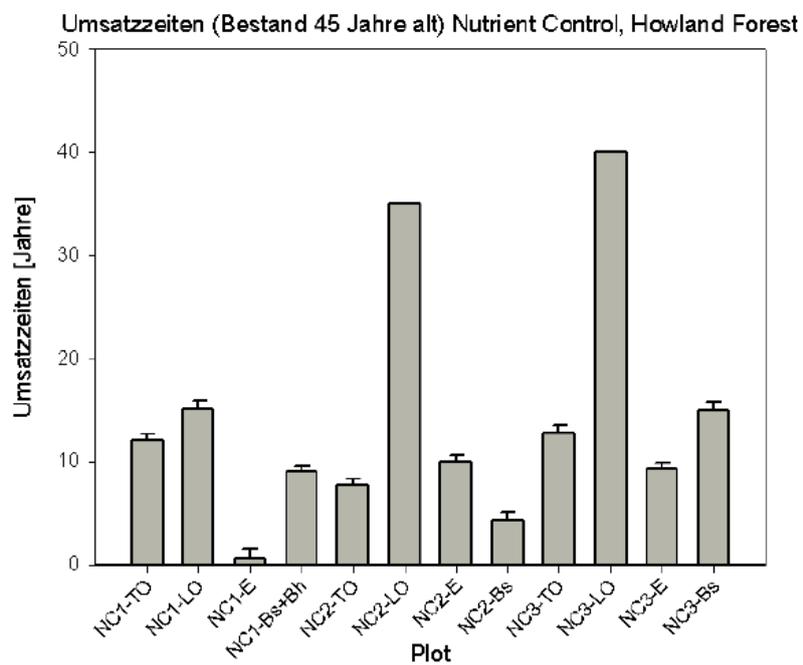


Abb. 19: Umsatzzeiten der Nutrient Control Site im Howland Forest.

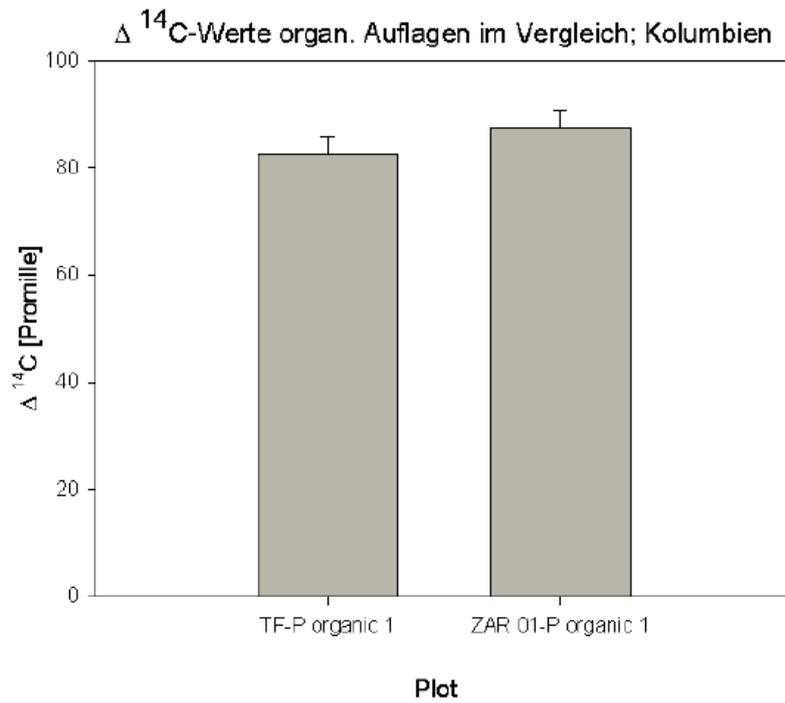


Abb. 24: Vergleich der $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte der organischen Auflage von Alisol und Podsol in Kolumbien.

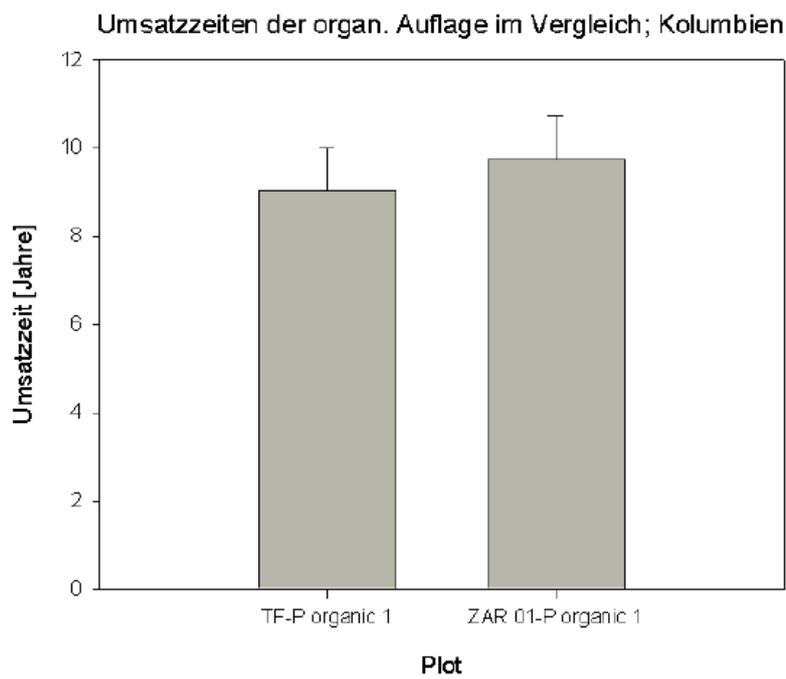


Abb. 25: Vergleich der Umsatzzeiten der organischen Auflage von Alisol und Podsol in Kolumbien.

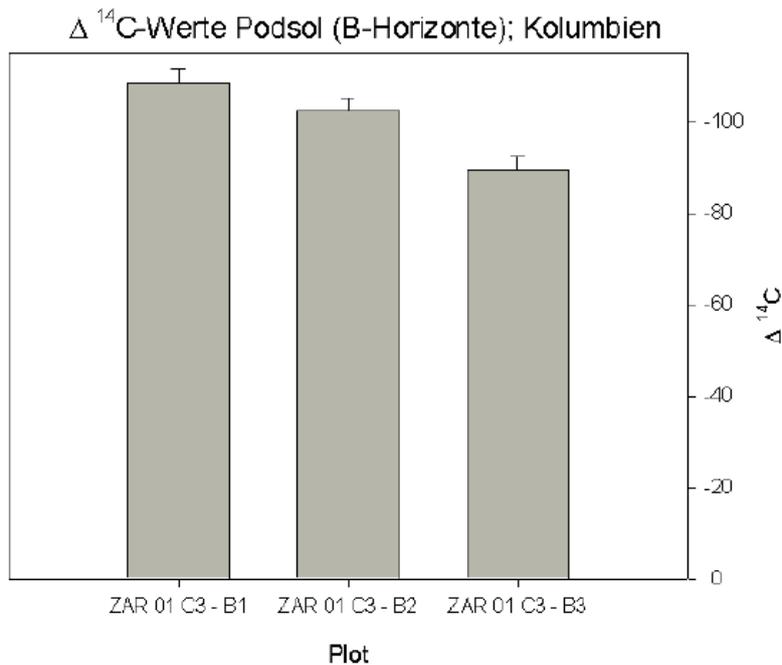


Abb. 43: $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte dreier Podsol-B-Horizonte, Kolumbien.

Diese dunkel gefärbten Horizonte, die sich unter dem weißen sandigen E-Horizont verbergen, werden saisonal geflutet. Der so entstehende Abschluss vor Sauerstoff durch Wasser, schützt die organische Substanz vor dem Abbau. Im Inkubationsexperiment wird diese veratmet und sehr negative $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte werden gemessen. Der $\Delta^{14}\text{C}$ -Wert als Möglichkeit der Abschätzung des Alters organischer Substanz lässt auf hier auf hohe Alter schließen.

Bitte beachten: Auf der Y-Achse der $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte in Promille, sind **negative** Werte von 0 bis -100 ‰ aufgetragen. Die, aus diesen Werten errechneten Umsatzzeiten, sind in Diagramm 44 abgebildet. Sie reichen von 667 Jahren bis 855 Jahre.

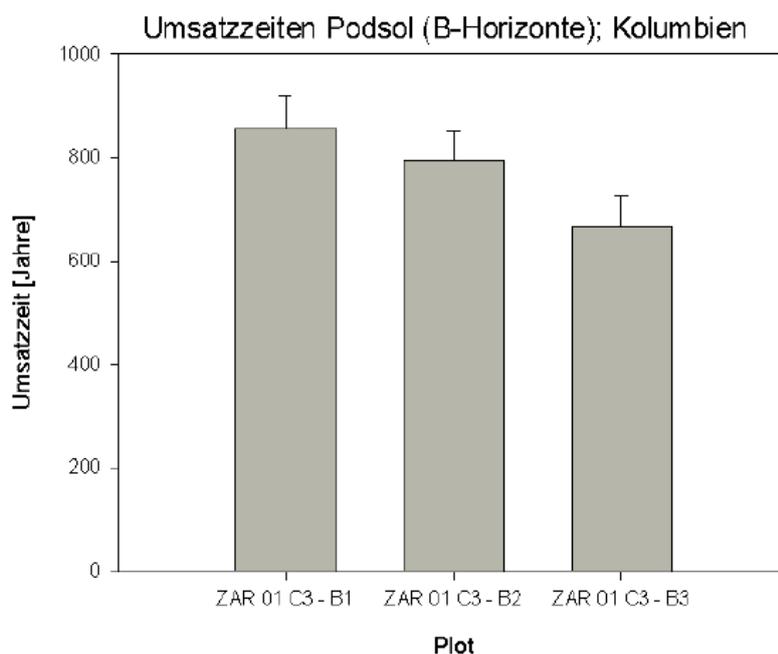


Abb. 44: Umsatzraten der B-Horizonte des Podsols, Kolumbien.

9. Quellen

Aber, J. D., Magill, A., Boone, R., Melillo, J. M., Steudler, P., Bowden, R. (1993): Plant and soil responses to chronic nitrogen additions at the Harvard Forest, Massachusetts. *Ecological Applications*, 3, 1, p. 156-166

Ahrends, B. (2008): Horizonte. Herrenhäuser Forschungsbeiträge zur Bodenkunde. Band 21: Dynamische Modellierung der langfristigen Auswirkungen des Waldumbaus von Kiefernreinbeständen auf die Kohlenstoffspeicherung im Auflagehumus saurer Waldböden in Nordwestdeutschland. Hannover: Dissertation.

Amundson, R. (2001): The carbon budget in soils. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29, p. 535-562

Anderson, J. M., Spencer, T. (1991): Carbon, nutrient and water balances of tropical rain forest ecosystems subject to disturbance. Management implications and research proposals. United Nations Educational Scientific and Cultural Organization, Paris

Baisden, W. T., Manning, M. R. (2011): Editorial: The New Zealand carbon cycle: from regional budget to global cycle. *Biogeochemistry*, 104, p. 1-4

Balcazar-Vargas, M. P., Penuela-Mora, M. C., van Andel, T. R., Zuidema, P. A. (2011): The quest for a suitable host: Size distributions of host trees and secondary hemiepiphytes search strategy. *Biotropica*, doi: 10.1111/j.1744-7429.2011.00767.x

Bangorinfo (2011): <http://bangorinfo.com> (Zugriff: 05.08.2011)

Batjes, N. H. (1996): Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science*, 47, p. 151-163

Becker-Heidmann, P. (1989): Hamburger Bodenkundliche Arbeiten. Band 13: Die Tiefenfunktionen der natürlichen Kohlenstoff-Isotopgehalte von vollständig dünn-schichtweise beprobten Parabraunerden und ihre Relation zur Dynamik der organischen Substanz in diesen Böden. Hamburg: Dissertation.

Beverly, R. K., Beaumont, W., Tauz, D., Ormsby, K. M., Santos, G. M., Southon, J. R. (2010): The Keck Carbon Cycle AMS Laboratory, University of California, Irvine: Status Report. *Radiocarbon*, 52, 2-3, p. 301-309

Bowden, R. D., Nadelhoefer, K. J., Boone, R. D., Melillo, J. M., Garrison, J. B. (1993): Contributions of aboveground litter, belowground litter, and root respiration to total soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. *Canadian Journal of Forest Research*, 23, p. 1402-1407

Cardelús, C. L. (2010): Litter decomposition within the canopy and the forest floor of three tree species in a tropical lowland rain forest, Costa Rica. *Biotropica*, 42, 3, p. 300-308

Chave, J., Navarrete, D., Almeida, S., Álvarez, E., Aragao, L. E. O. C., Bonal, D., Châtelet, P., Silva-Espejo, J. E., Goret, J.-Y., von Hildebrand, P., Jiménez, E., Patino, S., Penuela, M. C., Phillips, O. L., Stevenson, P., Malhi, Y. (2010): Regional and seasonal patterns of litterfall in tropical South America. *Biogeosciences*, 7, p. 43-55

Dail, D. B., Hollinger, D. Y., Davidson, E. A., Fernandez, I., Sievering, H. C., Scott, N. A., Gaige, E. (2009): Distribution of nitrogen-15 tracers applied to the canopy of a mature spruce-hemlock stand, Howland, Maine, USA. *Oecologia*, 160, p. 589-599

De Bortoli, Teixeira, D., Panosso, A. R., Pelegrino Cerri, C. E., Pereira, G. T., La Scala, N. (2011): Soil CO₂ emission estimated by different interpolation techniques. *Plant Soil*, 345, p. 187-194

De Nobili, M., Contin, M., Chen, Y. (2009): Carbon sequestration in soil. p. 183-217, In: Senesi, N., Xing, B., Huang, P. M. (Edit.) (2009): Biophysico-chemical processes involving natural nonliving organic matter in environmental systems. John Wiley & Sons Inc., Hoboken.

DWD: www.dwd.de (Zugriff: 12.08.2011)

Fessenden, J. E., Ehleringer, J. R. (2002): Age-related variations in $\delta^{13}\text{C}$ of ecosystem respiration across a coniferous forest chronosequence in the Pacific Northwest. *Tree Physiology*, 22, p. 159-167

Fernandez, I. J., Son, Y., Kraske, C. R., Rustad, L. E., David, M. B. (1993a): Soil carbon dioxide characteristics under different forest types and after harvest. *Soil Science Society of America Journal*, 57, p. 1115-1121

Fernandez, I. J., Rustad, L. E., Lawrence, G. B. (1993b): Estimating total soil mass, nutrient content, and trace metals in soils under a low elevation spruce-fir forest. *Canadian Journal of Soil Science*, 73, p.317-328

Fuchs, G. (Edit.) (2007⁸): *Allgemeine Mikrobiologie*. Thieme Verlag, Stuttgart

Gaige, E., Dail, D. B., Hollinger, D.Y., Davidson, E. A., Fernandez, I. J., Sievering, H., White, A., halteman, W. (2007): Changes in canopy processes following whole-forest canopy nitrogen fertilization of a mature spruce-hemlock forest. *Ecosystems*, 10, p. 1133-1147

Gaudinski, J. B., Trumbore, S. E., Davidson, E. A., Zheng, S. (2000): Soil carbon cycling in a temperate forest: radiocarbon-based estimates of residence times, sequestration rates and partitioning of fluxes. *Biogeochemistry*, 51, p. 33-69

Genty, D., Vokal, B., Obelic, B., Massault, M. (1998): Bomb ¹⁴C time history recorded in two modern stalagmites – importance for soil organic matter dynamics and bomb ¹⁴C distribution over continents. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, p. 795-809

Haider, K. (1996): *Biochemie des Bodens*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.

Harrison, K., Broecker, W., Bonani, G. (1993): A strategy for estimating the impact of CO₂ fertilization on soil carbon storage. *Global Biogeochemical Cycles*, 7, 1, p. 69-80

Harvard Forest: <http://harvardforest.fas.harvard.edu:8080/exist/xquery/data.xq?id=hf007> (Zugriff: 29.07.2011)

Hollinger, D. Y., Goltz, S. M., Davidson, E. A., Lee, J. T., Tu, K., Valentine, H. T. (1999): Seasonal patterns and environmental control of carbon dioxide and water vapour exchange in an ecotonal boreal forest. *Global Change Biology*, 5, p. 891-902

Hua, Q. (2009): Radiocarbon: A chronological tool for the recent past. *Quaternary Geochronology*, 4, p. 378-390

Hua, Q., Barbetti, M. (2004): Review of tropospheric bomb ¹⁴C data for carbon cycle modeling and age calibration purposes. *Radiocarbon*, 46, 3, p. 1273-1298

IPCC- Report (2007): Solomon, S., Quin, D., Manning, M., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M. M. B., Miller, H. L. Jr., Chen, Z. (Edit.) (2007): Climate change 2007. The physical science basis. Cambridge University Press, Cambridge.

Ishihara, M. I., Hiura, T. (2011): Modeling leaf area index from litter collection and tree data in a deciduous broadleaf forest. *Agriculture and Forest Meteorology*, 151, p. 1016-1022

Jastrow, J. D., Miller, R. M. (1998): Soil aggregate and carbon sequestration: Feedbacks through organomineral associations. p. 207-223, In: Lal, R., Kimble, J. M., Follett, R. F., Stewart, B. A. (Edit.) (1998): *Advances in soil science. Soil processes and the carbon cycle.* CRC Press, Boca Raton, Boston, New York, Washington, London.

Jenny, H. (1941): *Factors of soil formation. A system of quantitative pedology.* Dover Publications, New York.
<http://202.200.144.17/sykc/hjx/content/ckzl/6/2.pdf> (Zugriff: 15.07.2011)

Jiménez, E. M., Moreno, F. H., Penuela, M. C., Patino, S., Lloyd, J. (2009): Fine root dynamics for forests on contrasting soils in The Colombian Amazon. *Biogeosciences*, 6, p. 2809-2827

Karhu, K., Fritze, H., Hämäläinen, K., Vanhala, P., Jungner, H., Oinonen, M., Sonninen, E., Tuomi, M., Spetz, P., Kitunen, V., Liski, J. (2010): Temperature sensitivity of soil carbon fractions in boreal forest soil. *Ecology*, 91, 2, p.370-376

Kickelbick, G. (2008): *Chemie für Ingenieure.* Pearson Studium, München.

Kramer, C. (2004): *Umsatz und Stabilisierung von organischem Kohlenstoff in Böden.* Jena: Dissertation.

Lal, R., Kimble, J. M., Follett, R. F. (1998): Pedospheric processes and the carbon cycle. p. 1-8, In: Lal, R., Kimble, J. M., Follett, R. F. (Edit.) (1998): *Advances in soil science. Soil processes and the carbon cycle.* CRC Press, Boca Raton, Boston, New York, Washington, London.

Levin, I., Naegler, T., Kromer, B., Diehl, M., Francey, R. J., Gomez-Pelaez, A. J., Steele, L. P., Wagenbach, D., Weller, R., Worthy, D. E. (2010): Observations and modelling of the global distribution and long-term trend of atmospheric $^{14}\text{CO}_2$. *Tellus*, 62 B, p. 26-46

Levine, E. R., Knox, R. G., Lawrence, W. T. (1994): Relationships between soil properties and vegetation at the northern experimental forest, Howland, Maine. *Remote Sensing of Environment*, 47, p. 231-241

Martens, J., Bahr, N. (2007): *Dokumentation neuer Vogel-Taxa – Bericht für 2005.* *Vogelwarte*, 45, 1, p. 119-134

McLaughlin, J. W., Fernandez, I. J., Goltz, S. M., Rustad, L. E., Zibilske, L. (1996): Biogeochemical cycling of carbon, nitrogen, and sulphur at the Howland Integrated Forest Study Site, Howland, Maine. *Proceedings 1995 Meeting of the Northern Global Change Program*, 214, p. 68-76

Meyer, U.-N. (2011): *Von der Bodenprobe zur ^{14}C -Analyse.* Jena: Projektmodulsbericht.

Michener, R., Lajtha, K. (2007): Introduction. p. XVII-XXVI, In: Michener, R., Lajtha, K. (Edit.) (2007²): *Stable isotopes in ecology and environmental science.* Blackwell Publishing, Malden, Oxford, Carlton

Micks, P., Aber, J. D. et al. (2004a): Short-term soil respiration and nitrogen immobilization response to nitrogen applications in control and nitrogen-enriched temperate forests. *Forest Ecology and Management*, 196, p. 57-70

Micks, P., Downs, M. R., Magill, A. H., Nadelhoffer, K. J., Aber, J. D. (2004b): Decomposing litter as a sink for ¹⁵N-enriched additions to an oak forest and a red pine plantation. *Forest Ecology and Management*, 196, p. 71-87

Moncrieff, J.B., Massheder, J.M., de Bruin, H., Elbers, J., Friborg, T., Heusinkveld, B., Kabat, P., Scott, S., Soegaard, H., Verhoef, A. (1997): A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. *Journal of Hydrology*, 188-189, p. 589- 611

Navarro, J. A., Galeano, G., Bernal, R. (2011): Impact of leaf harvest on populations of *Lepidocaryum tenue*, an Amazonian understory palm used for thatching. *Tropical Conservation Science*, 4, 1, p. 25-38

Olson, J. S. (1963): Energy storage and the balance of producers and decomposers in ecological systems. *Ecology*, 44, 2, p. 322-331

Persönliche Mitteilung: Prof. Beate Michalzik; Professur für Bodenkunde, Friedrich-Schiller-Universität Jena; 07. Juli 2011, Institut für Geographie, Jena

Dr. Jan Muhr; Bereich biogeochemische Prozesse am Max-Planck-Institut für Biogeochemie Jena; 07. September 2011, Max-Planck-Instituts für Biogeochemie Jena

Prof. Dr. Ernst-Detlef Schulze; Emeritus; Direktor des Max-Planck-Instituts für Biogeochemie Jena; 12. Juli 2011, Max-Planck-Instituts für Biogeochemie Jena

Dr. Marion Schrumpf; Wissenschaftliche Mitarbeiterin (Scientist) im Bereich biogeochemische Prozesse am Max-Planck-Institut für Biogeochemie Jena; 09. August 2011, Max-Planck-Instituts für Biogeochemie Jena

Probenahmeprotokoll (2010): Protokoll der Probenahme am Großen Hermannsberg (Thüringer Wald) vom 07. September 2010. Ausführung: Schrumpf, M., Schulze, E.-D., Trumbore, S. E., Michalzik, B.

Quesada, C. A., Lloyd, J., Schwarz, M., Baker, T. R., Phillips, O. L., Patino, S., Czimczik, C., Hodnett, M. G., Herrera, R., Arneeth, A., Lloyd, G., Malhi, Y., Dezzio, N., Luizao, F. J., Santos, A. J. B., Schmerler, J., Arroyo, L., Silveira, M., Pirante Filho, N., Jimenez, E. M., Paiva, R., Vieira, I., Neill, D. A., Silva, N., Penuela, M. C., Monteagudo, A., Vasquez, R., Prieto, A., Rudas, A., Almeida, S., Higuchi, N., Lezama, A. T., Lopez-Gonzalez, G., Peacock, J., Fyllas, N. M., Alvarez Davila, E., Erwin, T., di Fiore, A., Chao, K. J., Honoroi, E., Killeen, T., Pena Cruz, A., Pitman, N., Nunez Vargas, P., Salomao, R., Terborgh, J., Ramirez, H. (2009): Regional and large-scale patterns in Amazon forest structure and function are mediated by variations in soil physical and chemical properties. *Biogeoscience Discussion*, 6, p. 3993-4057

Quesada, C. A., Lloyd, J. et al. (2010): Variations in chemical and physical properties of Amazon forest soils in relation to their genesis. *Biogeoscience*, 7, p. 1515-1541

- Quesada**, C. A., Lloyd, J., Anderson, L. O., Fyllas, N. M., Schwarz, M., Czimczik, C. I. (2011): Soils of Amazonia with particular reference to the RAINFOR sites. *Biogeoscience*, 8, p. 1415-1440
- Rafter**, T. A., Fergusson, G. J. (1957): "Atom bomb effect" – Recent increase of carbon-14 content of the atmosphere and biosphere. *Science*, 126, p. 557-558
- Rebmann**, C. (2003): Kohlendioxid-, Wasserdampf- und Energieaustausch eines Fichtenwaldes in Mittelgebirgslage in Nordostbayern. Bayreuth: Dissertation.
- Roose**, E. J., Lal, R., Feller, C., Barthes, B., Stewart, B. A. (Edit.) (2006): *Advances in soil science. Soil erosion and carbon dynamics*. CRC Press, Boca Raton, London, New York.
- Rustad**, L. E., Fernandez, I. J. (1998): Soil warming: Consequences for foliar litter decay in a spruce-fir forest in Maine, USA. *Soil Science Society of America Journal*, 62, p. 1072-1080
- Scheffer/Schachtschabel** (2010¹⁶): *Lehrbuch der Bodenkunde*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.
- Schimel**, D. S. (1995): Terrestrial ecosystems and the carbon cycle. *Global Change Biology*, 1, p. 77-91
- Schmidt**, M. W. I., Noack, A. G. (2000): Black carbon in soils and sediments: Analysis, distribution, implications, and current challenges. *Global Biogeochemical Cycles*, 14, 3, p. 777-793
- Schöning**, I., Kögel-Knabner, I. (2006): Chemical composition of young and old carbon pools throughout Cambisol and Luvisol profiles under forests. *Soil Biology & Biochemistry*, 38, p. 2411–2424
- Schramm**, H. A. (2003): Böden. In: Seidel, G. (Edit.) (2003²): *Geologie von Thüringen*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Sierra**, C. A. (2010): Models of soil organic matter decomposition: the SoilR package. <https://www.bgc-jena.mpg.de/bgp/uploads/Main/PkgDoc.pdf> (Zugriff: 26.07.2011)
- Six**, J., Bossuyt, H., Degryze, S., Denef, K. (2004): A history of research on the link between (micro)aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. *Soil & Tillage Research*, 79, p. 7-31
- Sombroek**, W. G., Nachtergaele, F. O., Hebel, A. (1993): Amounts, dynamics and sequestering of carbon in tropical and subtropical soils. *Ambio*, 22, 7, p. 417-426
- Southon**, J. R., Santos, G. M. (2004): Ion source development at KCCAMS, University of California, Irvine. *Radiocarbon*, 46, 1, p. 33-39
- Spurr**, S. H. (1956): Forest associations in the Harvard Forest. *Ecological Monographs*, 26, 3, p. 245-262
- Spurr**, S. H. (1957): Local climate in the Harvard Forest. *Ecology*, 38, 1, p. 37-46
- Sulzman**, E. W. (2007): Stable isotope chemistry and measurement: a primer. p. 1-21, In: Michener, R., Lajtha, K. (Edit.) (2007²): *Stable isotopes in ecology and environmental science*. Blackwell Publishing, Malden, Oxford, Carlton

Thuille, A. (2001): Dynamik der Kohlenstoffvorräte nachwachsender Fichtenwälder in Thüringen und den Alpen. Jena: Dissertation.

Torn, M. S., Trumbore, S. E., Cadwick, O. A., Vitousek, P. M., Hendricks, D. M. (1997): Mineral control of soil organic carbon storage and turnover. *Nature*, 389, p. 170-173

Torn, M. S., Swanston, C. W., Castanha, C., Trumbore, S. E. (2009): Storage and turnover of organic matter in soil. In: Senesi, N., Xing, B. et al. (Edit.) (2009): Biophysico-chemical processes involving natural nonliving organic matter in environmental systems. John Wiley & Sons Inc., Hoboken.

Trumbore, S. E. (2000): Age of soil organic matter and soil respiration: Radiocarbon constraints on belowground C dynamics. *Ecological Applications*, 10, 2, p. 399-401

Trumbore, S. E., Sierra, C. A., Hicks Pries, C. E. (2011): Radiocarbon nomenclature, theory, models and interpretation: Measuring age, tracing source pools, and determining cycling rates. In: Schurr, T., Trumbore, S. E. (Edit.) (2011): Radiocarbon in ecology and earth system science. In Vorbereitung.

USDA (1999²): Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys.
ftp://ftp-fc.sc.egov.usda.gov/NSSC/Soil_Taxonomy/tax.pdf (Zugriff: 02.08.2011)

Verma, H. R. (2007): Atomic and nuclear analytical methods. XRF, Mössbauer, XPS, NAA and Ion-beam spectroscopic techniques. Springer Verlag, Heidelberg.

Winderlich, J. (2007): Entwicklung und Test eines Probenahme- und Kalibriersystems für einen kontinuierlich messenden Hochpräzisions-CO₂-Analysator zum Einsatz in kommerziellen Flugzeugen. Jena: Diplomarbeit.

WRB: World reference base for soil resources 2006. (2007):
http://www.bgr.bund.de/DE/Themen/Boden/Produkte/Schriften/Downloads/WRB_deutsche_Ausgabe.html; (Zugriff: 18.05.2011)

Xu, X., Trumbore, S. E., Zheng, S., Southon, J. R., McDuffee, K. E., Luttgen, M., Liu, J. C. (2007): Modifying a sealed tube zinc reduction method for preparation of AMS graphite targets: Reducing background and attaining high precision. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, B 259, p. 320-329

Selbstständigkeitserklärung

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Arbeit mit dem Titel:

„ $\Delta^{14}\text{C}$ -Alterbestimmung und Umsatzzeitmodellierung organischer Substanz in Böden der Welt „

selbstständig und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe. Alle Stellen, die wörtlich oder sinngemäß aus veröffentlichten oder nicht veröffentlichten Schriften entnommen sind, sind als solche kenntlich gemacht.

Die Arbeit wurde in gleicher oder ähnlicher Form noch nicht als Prüfungsleistung eingereicht.

Jena, den _____