

Dynamik der Kohlenstoffvorräte nachwachsender Fichtenwälder in Thüringen und den Alpen

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades
doctor rerum naturalium
(Dr. rer. nat.)

Vorgelegt dem Rat der Biologisch-Pharmazeutischen Fakultät
der Friedrich-Schiller-Universität Jena

von
Diplom-Biologin Angelika Thuille
geboren am 6. Mai 1973 in Füssen

Inhalt

Inhalt	ii
Tabellenverzeichnis	vi
Abbildungsverzeichnis	viii
Abkürzungsverzeichnis	x
1 Einleitung	1
2 Material und Methoden	4
2.1 Die Untersuchungsgebiete	4
2.1.1 Kriterien der Flächenauswahl	4
2.1.2 Lage und Charakterisierung der Untersuchungsflächen	5
2.1.2.1 Lage und geologischer Untergrund	5
2.1.2.2 Klimatische Verhältnisse der Untersuchungsflächen	10
2.1.2.3 Charakterisierung der Waldbestände	10
2.2 Aufnahme von Daten und Probenmaterial	13
2.2.1 Erhebung meteorologischer Daten	13
2.2.2 Abschätzung des Kohlenstoffvorrats der Stammbiomasse	16
2.2.3 Ermittlung des jährlichen Streufalls	17
2.2.4 Ermittlung der Streuabbaurate	17
2.2.5 Entnahme von Bodenproben zur Ermittlung des C-Vorrats	18
2.2.6 Bodenchemische und –physikalische Laboruntersuchungen	19
2.2.6.1 Ermittlung der C- und N- Gehalte der Bodenproben	19
2.2.6.2 Lagerungsdichte	20
2.2.6.3 pH-Messungen	20
2.2.6.4 Bestimmung der Kationenaustauschkapazität	20
2.2.6.5 Korngrößenfraktionierung	21
2.2.7 Statistische Auswertung	21

3 Ergebnisse

	22
3.1 Überblick über die Veränderung des Kohlenstoffvorrats in Biomasse, Humusaufgabe und im Boden im Altersverlauf	22
3.2 Einzelprozesse der Veränderungen des C-Vorrats	25
3.2.1 Änderung der oberirdischen C-Vorräte	25
3.2.1.1 Charakterisierung der Baumschicht der einzelnen Bestände	25
Stammdichten	25
Höhen und Durchmesser	25
BHD – Verteilungen	27
Selbstaussdünnung	27
3.2.1.2 Änderungen des C-Vorrats in der Stammbiomasse	28
3.2.1.3 Streufall: C-Flüsse von der oberirdischen Biomasse zur Humusaufgabe	30
Veränderung der Streumengen im Altersverlauf	30
Zusammensetzung der Streu	32
3.2.1.4 Der Abbau der oberirdischen Streu	34
Abbau der Nadelstreu	34
Abbau der Holzstückchen	38
3.2.2 Änderung der Vorräte in der Humusaufgabe	40
3.2.2.1 Altersverlauf	40
3.2.2.2 Abhängigkeit des C-Vorrats der Auflage vom Streufall	41
3.2.2.3 Korrelation mit weiteren Faktoren	42
3.2.2.4 Das CN-Verhältnis der Humusaufgabe	43
3.2.3 Änderung der C-Vorräte im Mineralboden	47
3.2.3.1 Physikalische Bodenparameter	47
Lagerungsdichte des Feinbodens	47
Skelettgehalt	48
Durchwurzelung	48
Korngrößenverteilung	48
3.2.3.2 Chemische Bodenparameter	50
pH-Wert	50
Kationenaustauschkapazität (KAK)	51

Abhängigkeit der KAK von anderen Bodenparametern	51
Basensättigung	53
3.2.3.3 Kohlenstoff- und Stickstoffkonzentrationen	54
3.2.3.4 Beeinflussung der C-Vorräte des Mineralbodens durch klimatische und bodenspezifische Faktoren	55
Gesamtes Bodenprofil	55
Tiefenabhängige Faktoren	56
3.2.3.5 Veränderungen der C-Vorräte des Mineralbodens im Sukzessionsverlauf	65
C-Verluste im Altersverlauf	65
C-Veränderungen im Ober- und Unterboden	66
Faktoren, die die C-Verluste der einzelnen Standorte beeinflussen	68
3.3 Veränderungen der C-Vorräte im Gesamtsystem	71
4 Diskussion	72
4.1 Oberirdische C-Vorräte und ihre Veränderung	72
4.1.1 C-Vorräte der Stammbiomasse	72
4.1.2 Streufall	75
4.1.3 Streuabbau	80
4.1.3.1 Einfluss der Streusäckchen („Litterbags“) auf die Abbauraten der Streu	80
4.1.3.2 Masseverlust der Streu	81
4.1.3.3 Einfluss klimatischer Faktoren	82
4.1.3.4 Einfluss der Streuqualität	83
4.1.3.5 Abbau der Holzstückchen	85
4.2 C-Vorräte der Humusauflage und ihre Veränderung	86
4.2.1 Veränderungen der Vorräte im Altersverlauf	86
4.2.1.1 Höhe der Vorräte	86
4.2.1.2 Akkumulationsraten	89
4.2.1.3 Vorratsaufbau auf saurem Ausgangsgestein	89
Mikroklima	90
Streumenge und –Qualität	90
Die Rolle des Edaphons	91
4.2.1.4 Vorratsaufbau in den Beständen auf Kalkgestein	92

4.2.1.5 Die Sonderstellung der Vergleichswälder	93
4.2.1.6 Verweildauer des Kohlenstoffs in der Humusaufgabe	93
4.3 C-Vorräte des Mineralbodens und ihre Veränderung	95
4.3.1 Abhängigkeit des C-Vorrats von Klima- und Bodeneigenschaften	95
4.3.1.1 Standortsunterschiede	95
4.3.1.2 Höhe der C-Vorräte	95
4.3.1.3 Einfluss klimatischer Faktoren	98
4.3.1.4 Einfluss bodenimmanenter Faktoren	101
Einfluss des Ausgangssubstrats	101
Abhängigkeit der C-Vorräte von unterschiedlichen stabilisierenden Faktoren	101
Prozentualer Kohlenstoffgehalt (C-Konzentration)	103
4.3.2 Vorratsveränderungen im Laufe der Waldentwicklung	104
4.3.2.1 Veränderungen des Gesamtivrats	104
4.3.2.2 Veränderungen des C-Vorrats in einzelnen Bodenschichten – Mechanismen zur Erklärung von Anreicherung oder Verlust von Kohlenstoff	109
4.3.2.3 Konsequenzen für Aufforstungsprojekte im Rahmen des Kyotoprotokolls	113
5 Zusammenfassung	115
6 Summary	117
7 Literaturverzeichnis	119
8 Anhang	A 1
9 Dank	

Lebenslauf

Publikationen und Vorträge

Selbständigkeitserklärung

Tabellenverzeichnis

Tab. 2-1:	Geographische Lage der Chronosequenzen sowie ihre Altersspanne.	4
Tab. 2-2:	Geographische Lage, Klimadaten und Ausgangsgestein der einzelnen Untersuchungsflächen.	8
Tab. 2-3:	Vornutzung, Baumschicht und gegenwärtige Bewirtschaftung der untersuchten Flächen.	11
Tab. 2-4:	Mittelwerte der Lufttemperatur in den Waldbeständen.	14
Tab. 2-5a:	Mittelwerte der Bodentemperatur in 5 cm, 15 cm und Mittel beider Tiefen.	14
Tab. 2-5b:	Abweichung der Temperatur einzelner Standorte vom Mittel aller Standorte.	14
Tab. 2-6:	Mittelwerte der Bodenfeuchte in 5 cm, 15 cm und Mittel beider Tiefen.	15
Tab. 2-7:	Raumdichten für die Berechnung der Stammbiomasse.	17
Tab. 2-8:	Beprobungstiefe der einzelnen Standorte.	18
Tab. 3-1:	Vorräte in der Stammbiomasse, der Humusaufgabe und dem Mineralboden der einzelnen Bestände.	24
Tab. 3-2:	Korrelationsanalyse der Faktoren, die potenziell die C-Vorräte in der Stammbiomasse beeinflussen.	29
Tab. 3-3:	Gesamte Streumenge in den 19 bezüglich des Streufalls beprobten Beständen in den Jahren 2000, 2001 und 2002.	30
Tab. 3-4:	Varianzanalyse der Streuabbauprozesse in den unterschiedlichen Chronosequenzen.	36
Tab. 3-5:	Korrelationsanalyse der Faktoren, die den Streuabbau in den Beständen der Chronosequenzen beeinflussen.	37
Tab. 3-6:	Varianzanalyse des Abbaus der Holzstückchen in den untersuchten Chronosequenzen.	38
Tab. 3-7:	Korrelationsanalyse der Faktoren, die den Abbau der Holzstückchen in den Beständen der Chronosequenzen beeinflussen.	39
Tab. 3-8:	Beschreibung des Zuwachses der C-Vorräte in der organischen Auflage durch mathematische Funktionen.	41
Tab. 3-9:	Korrelationsanalyse der Faktoren, die den C-Vorrat in der organischen Auflage beeinflussen.	43
Tab. 3-10:	Korrelationsanalyse der Faktoren, die das CN-Verhältnis der organischen Auflage beeinflussen.	46

Tab. 3-11:	Korrelationen verschiedener Parameter mit dem Gesamtkohlenstoffvorrat des Mineralbodens aller Standorte, der Kalk- sowie der Silikatstandorte.	55
Tab. 3-12:	Korrelationen des C-Vorrats in unterschiedlichen Bodentiefen.	59
Tab. 3-13:	Korrelationen der C-Konzentration in unterschiedlichen Bodentiefen.	61
Tab. 3-14:	Zusammenfassung der Veränderungen der C-Vorräte im Verlauf der Waldentwicklung im Gesamtprofil sowie in den einzelnen Bodenschichten.	68
Tab. 4-1:	Vergleich der oberirdischen Biomasse von Nadelwäldern in verschiedenen Untersuchungen.	73
Tab. 4-2:	Literaturdaten zum Streufall in unterschiedlichen Waldbeständen.	76
Tab. 4-3:	Literaturvergleich des Masseverlusts der Streu in verschiedenen Waldbeständen.	81
Tab. 4-4:	Literaturvergleich der C-Vorräte in der Humusaufgabe.	87
Tab. 4-5:	Literaturvergleich der C-Vorräte im Mineralboden.	97
Tab. 4-6:	Veränderung der Kohlenstoffvorräte des Mineralbodens nach Wiederbewaldung von Acker- und Grünland in verschiedenen Studien.	106
Tab. 4-7:	Wesentliche Unterschiede der Varianten des Modells zur Beschreibung der C-Vorräte unterschiedlicher Bodenschichten im Verlauf der Waldentwicklung.	112
Tab. A-1:	Bodenchemische und –physikalische Parameter der untersuchten Bodenprofile.	A 24
Tab. A-2:	Charakterisierung der Baumschicht der einzelnen Bestände.	A 28
Tab. A-3a:	Monatsmittel der Lufttemperatur, Bodentemperatur und Bodenfeuchte in sechs ausgewählten Beständen im Jahr 2000.	A 29
Tab. A-3b:	Monatsmittel der Lufttemperatur, Bodentemperatur und Bodenfeuchte in sechs ausgewählten Beständen im Jahr 2001.	A 30
Tab. A-3c:	Monatsmittel der Lufttemperatur, Bodentemperatur und Bodenfeuchte in sechs ausgewählten Beständen im Jahr 2002.	A 31
Tab. A-3d:	Monatsmittel der Lufttemperatur, Bodentemperatur und Bodenfeuchte in sechs ausgewählten Beständen im Jahr 2003.	A 33
Tab. A-4:	Temperatur- und Feuchtesummen über die Monate, für die an allen Standorten Daten vorliegen.	A 33
Tab. A-5:	Gesamtstreufall in den beprobten Beständen sowie Zusammensetzung der Streu.	A 34

Abbildungsverzeichnis

Abb. 2-1:	Lage der Untersuchungsflächen.	7
Abb. 2-2:	Jahresgang der Luft- und Bodentemperatur sowie der Bodenfeuchte im Jahr 2002.	15
Abb. 3-1:	Veränderung des C-Vorrats der Stammbiomasse, der Humusauflage und des Mineralbodens mit zunehmendem Bestandesalter.	23
Abb. 3-2:	Abhängigkeit der Stammzahl, der Höhe und des Brusthöhendurchmessers (BHD) vom Alter der Bestände.	26
Abb. 3-3:	Zusammenhang zwischen BHD und Baumhöhe.	27
Abb. 3-4:	Selbstaussdünnung.	28
Abb. 3-5:	Zunahme des gesamten Streufalls, des Nadelstreufalls und des sonstigen Streufalls in Abhängigkeit vom Bestandesalter.	31
Abb. 3-6:	Mittlerer jährlicher Streufall sowie seine Zusammensetzung.	33
Abb. 3-7:	Abbau der Nadelstreu. a) Masseverlust der Nadeln und Blätter. b) C-Abbau. c) N-Abbau. d) CN-Verhältnis. e) C-Konzentration. f) N-Konzentration.	35
Abb. 3-8:	Abhängigkeit des Masseverlusts der Streu in den ersten fünf Monaten von der Summe der Bodenfeuchte.	37
Abb. 3-9:	Restmassen der Holzstückchen nach ca. drei Jahren Abbau in Prozent der Ausgangsmasse.	38
Abb. 3-10:	Abhängigkeit des Masseverlusts der Holzstückchen innerhalb von drei Jahren von der Summe der Bodenfeuchte.	39
Abb. 3-11:	Abhängigkeit des C-Vorrats der Humusauflage vom jährlichen Streufall.	42
Abb. 3-12:	Veränderung der C-Konzentration in Abhängigkeit von der N-Konzentration in der Streuschicht, dem Of- und dem Oh-Horizont.	43
Abb. 3-13:	Veränderung der N- und der C-Konzentration sowie des CN-Verhältnisses der Streu mit zunehmendem Bestandesalter.	45
Abb. 3-14:	Tiefenabhängigkeit der Lagerungsdichte des Feinbodens, des Skelettgehalts und der Durchwurzelung.	47
Abb. 3-15:	Tiefenprofile von Ton, Schluff und Sand.	49
Abb. 3-16:	Tiefenabhängigkeit des pH-Werts, der Kationenaustauschkapazität (KAK) und der Basensättigung.	50
Abb. 3-17:	Abhängigkeit der KAK vom Ton- und Sandgehalt des Bodens.	51
Abb. 3-18:	Abhängigkeit der KAK vom pH-Wert, vom austauschbaren Calcium und vom austauschbaren Aluminium.	52

Abb. 3-19:	Tiefenabhängigkeit der C-Konzentration, der N-Konzentration und des CN-Verhältnisses.	54
Abb. 3-20:	Abhängigkeit der Bodenkohlenstoffvorräte vom Jahresniederschlag und der Summe der Bodentemperatur.	56
Abb. 3-21:	Tiefenverteilung der C-Vorräte in den untersuchten Beständen.	57
Abb. 3-22:	Abhängigkeit des C-Vorrats von der C-Konzentration in unterschiedlichen Bodentiefen.	60
Abb. 3-23:	Zusammenhang zwischen der Lagerungsdichte des Feinbodens und der C-Konzentration in den unterschiedlichen Bodentiefen.	62
Abb. 3-24:	Zusammenhang zwischen Schluffanteil und C-Konzentration in den unterschiedlichen Bodentiefen.	63
Abb. 3-25:	Zusammenhang zwischen austauschbarem Aluminium und C-Konzentration in den unterschiedlichen Bodentiefen.	64
Abb. 3-26:	Veränderung des Kohlenstoffvorrats des Mineralbodens im Sukzessionsverlauf.	65
Abb. 3-27:	Veränderungen der C-Vorräte relativ zur Wiese in unterschiedlichen Bodentiefen.	67
Abb. 3-28:	Abhängigkeit der mittleren C-Verluste eines Standorts im Verlauf der Wiederbewaldung von der mittleren Stammbiomasse, dem mittleren Schluffanteil und dem mittleren Mangengehalt.	69
Abb. 3-29:	Veränderung des C-Vorrats in den obersten 10 cm relativ zur Wiese in Abhängigkeit vom C-Vorrat der Humusauflage.	70
Abb. 3-30:	Veränderung der C-Vorräte des gesamten Ökosystems im Laufe der Waldentwicklung. Bestandesdaten.	71
Abb. 4-1:	Veränderung der absoluten C-Vorräte des gesamten Ökosystems sowie der Anteile von Biomasse, Humusauflage und Mineralboden im Laufe der Waldentwicklung.	108
Abb. 4-2:	Schematische Darstellung der C-Einträge und -Verluste in der Humusauflage, in 0-10 cm und in 10-20 cm Bodentiefe.	109
Abb. 4-3:	Modellierung der Entwicklung der C-Vorräte der Humusauflage und des Mineralbodens im Verlauf der Waldentwicklung.	111
Abb. A-1:	Profildaten der einzelnen Standorte.	ab A 3
Abb. A-2:	Zur Modellierung der Entwicklung der C-Vorräte im Verlauf der Waldentwicklung – Streufall im Altersverlauf und Streuabbau.	A 35
Abb. A-3:	Abhängigkeit des Feinwurzeleintrags vom Bestandesalter.	A 36

Abkürzungsverzeichnis

ICP-AES Inductively-Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometer

Einheiten:

°C	Grad Celsius
a	Jahr
cm	Zentimeter
g	Gramm
Gt	Gigatonne (10^9 Tonnen)
ha	Hektar
kg	Kilogramm
m	Meter
M	Molarität
mg	Milligramm
ml	Milliliter
mm	Millimeter
$\mu\text{mol IÄ g}^{-1}$	Mikromol Ionenäquivalent pro Gramm Boden
n	Anzahl
Pg	Petagramm (10^{15} Gramm)
t	Tonne
Vol%	Volumenprozent

Chemische Elemente:

Al	Aluminium
Al pot.	Menge potentiell austauschbaren Aluminiums
C	Kohlenstoff
Ca	Calcium
Fe	Eisen
Fe pot.	Menge potentiell austauschbaren Eisens
K	Kalium
Mg	Magnesium
Mg pot.	Menge potentiell austauschbaren Magnesiums
Mn	Mangan
Mn pot.	Menge potentiell austauschbaren Mangans
N	Stickstoff

Chemische und physikalische Eigenschaften des Bodens und der Humusauflage

BS	Basensättigung
CN _L	CN-Verhältnis der Streu
CN _{OF}	CN-Verhältnis des Of-Horizonts
CN _{OH}	CN-Verhältnis des Oh-Horizonts
LD	Lagerungsdichte des Feinbodens
KAK	Kationenaustauschkapazität
pH _L	pH-Wert der Streu
pH _{OF}	pH-Wert des Of-Horizonts
pH _{OH}	pH-Wert des Oh-Horizonts
TM	Trockenmasse

Baumdaten

Altbst.	Altbestand
Alh	andere Laubhölzer mit hoher Umtriebszeit
Aln	andere Laubhölzer mit niedriger Umtriebszeit
BHD	Brusthöhendurchmesser
Dmed	mittlerer BHD der Bäume mit mehr als zwei Metern Höhe
Feuersukz.	Feuersukzession
h	Höhe
Hmax	maximale Baumhöhe in Metern
K	Kontrollwald
Stangenw.	Stangenwald
St. 2	Stammzahl der Bäume mit mehr als zwei Metern Höhe
Sukz.-Stadium	Sukzessionsstadium
SZ	Stammzahl
V	Volumen

Kohlenstoffvorräte und -Flüsse:

C _{ORG}	C-Vorrat der Humusauflage
C _{SF}	C-Eintrag durch Streufall
C _{SSF}	C-Eintrag durch sonstigen Streufall
C _{ST}	C-Vorrat der Stammbiomasse
CWD	<u>c</u> oarse <u>w</u> oody <u>d</u> ebris (holzige Grobstreu)
DOC	<u>d</u> issolved <u>o</u> rganic <u>c</u> arbon (gelöster organischer Kohlenstoff)

Klima- und Standortdaten:

Expo	Exposition
m NN	Meereshöhe (Meter über Normal Null)

NS	Niederschlag
Σ BT	Summe der Einzelwerte der Bodentemperatur
Σ LT	Summe der Einzelwerte der Lufttemperatur
T	Temperatur

Humusformen:

MUO	F-Mull
MOA	feinhumusarmer typischer Moder
MOM	mullartiger Moder
MOR	feinhumusreicher typischer Moder
MRA	feinhumusarmer rohhumusartiger Moder
ROR	feinhumusreicher Rohhumus

Bodenarten und -typen:

Ls2	schwach sandiger Lehm
Lu	schluffiger Lehm
Slu	schluffig-lehmiger Sand
Tu2	schwach schluffiger Ton
Tu3	mittel schluffiger Ton
Tu4	stark schluffiger Ton
Uls	sandig-lehmiger Schluff
Us	sandiger Schluff
Ut2	schwach toniger Schluff
Ut3	mittel toniger Schluff
Ut4	stark toniger Schluff
Br.-Rend.	Braunerde-Rendzina
Parabr.	Parabraunerde
Pods. Br.	Podsolige Braunerde

Statistik:

α	Irrtumswahrscheinlichkeit
ANOVA	<u>A</u> nalysis of <u>V</u> ariance (Varianzanalyse)
Max	Maximum
Min	Minimum
MW	Mittelwert
P	statistische Signifikanz
r	Korrelationskoeffizient
r^2	Bestimmtheitsmaß
SD	Standardabweichung

1 Einleitung

Menschliche Nutzung bestimmt im 21. Jahrhundert das Aussehen der terrestrischen Erdoberfläche. Menschen greifen durch land- und forstwirtschaftliche Nutzung, Siedlungs- und Straßenbau etc. in natürliche oder naturnahe Ökosysteme ein. Während in tropischen Regionen die Zerstörung natürlicher Flächen durch Brandrodung und Abholzung fortschreitet, werden in nördlichen Breiten zunehmend Flächen aus der landwirtschaftlichen Nutzung genommen. Anthropogene Landnutzungsänderungen haben nicht nur Auswirkungen auf Biodiversität, Nahrungsmittelsicherheit oder die Bereitstellung sauberen Trinkwassers, sondern stellen auch gravierende Eingriffe in die Kohlenstoffvorräte der Vegetation und der Böden dar. Die landnutzungsbedingten kumulativen historischen Kohlenstoffverluste aus Vegetation und Boden werden auf 180-200 Pg Kohlenstoff (C) geschätzt (House et al., 2002). Neben der Verbrennung fossiler Energieträger, die jährlich 5.4 Gt C freisetzt, tragen die Rodung von Wäldern und die Degradierung von Ökosystemen vor allem in den Tropen mit 1.7 Gt C a^{-1} auch heute maßgeblich zum Anstieg der atmosphärischen Kohlendioxidkonzentration bei (Schimel et al., 2001). Dennoch bietet die terrestrische Landoberfläche ein großes Potenzial zur Speicherung von Kohlenstoff. Mit 1500-2000 Gt C in den Böden und etwa einem Drittel dieser Menge in der lebenden Biomasse der Pflanzen ist in den terrestrischen Ökosystemen eine weit größere Menge an Kohlenstoff als in der Atmosphäre gespeichert (IPCC, 2000; 2001). In den letzten Jahren nahm die atmosphärische Kohlendioxidkonzentration anthropogen bedingt jährlich um etwa 3.3 Gt C a^{-1} zu (Schimel et al., 2001). Dies ist weniger, als aus der Verbrennung fossiler Energieträger sowie der CO_2 -Freisetzungen durch Landnutzungsänderungen zu erwarten wäre, da die terrestrische Biomasse einen Teil des emittierten Kohlendioxids (CO_2) reassimiliert. Vermehrtes Wachstum der Wälder der Nordhemisphäre bedingt durch Stickstoffdüngung, erhöhte CO_2 -Konzentration sowie Regeneration von zurückliegenden Störungen sorgt in diesen Breiten für eine Aufnahme von CO_2 aus der Atmosphäre in der Größenordnung von etwa 2 Gt C a^{-1} (Houghton, 2003).

Um die Unsicherheiten und Gefahren eines durch erhöhte CO_2 -Konzentration ausgelösten Klimawandels zu reduzieren, haben sich 165 Staaten 1992 in Rio de Janeiro auf eine Klimarahmenkonvention zum Schutz der Erdatmosphäre geeinigt. Zu ihrer Umsetzung entwickelten sie gemeinsam das Kyotoprotokoll, das seine Unterzeichnerstaaten zur Senkung ihrer Emissionen um einen bestimmten Prozentsatz unter das Niveau von 1990 verpflichtet. Für die Länder der Europäischen Union ist eine Reduktion um 8% vorgesehen. Neben der Verringerung des Einsatzes fossiler Energieträger ermöglicht das Kyotoprotokoll in seinen Artikeln 3.3 und 3.4 die Anrechnung von Emissionsreduktionen durch Aufforstung und Wiederaufforstung sowie Änderungen in der Landnutzung. Den Aufforstungen kommt in diesem Zusammenhang

eine besondere Bedeutung zu, da es sich dabei gegenwärtig um die einzigen zur Anrechnung zugelassenen biologischen Senken handelt.

Aufforstungen oder Wiederbewaldungen führen zu einer Erhöhung des C-Vorrates in der Biomasse der Bäume. Weniger klar ist jedoch die Veränderung des C-Speichers im Boden. In den zurückliegenden Jahren wurde eine Reihe von Untersuchungen zur Waldentwicklung auf ehemaligen Acker- und Grünlandflächen durchgeführt. Während die Veränderungen der Bodenkohlenstoffvorräte bei der Waldentwicklung auf Äckern vorwiegend in den USA untersucht wurden (Hamburg, 1984; Schiffman und Johnson, 1989; Huntington, 1995; Johnston et al., 1996; Compton et al., 1998; Richter et al., 1999; Hooker und Compton, 2003), fanden Studien auf Grünlandflächen vor allem im pazifischen Raum statt (Giddens et al., 1997; Ross et al., 1999; Scott et al., 1999; Turner und Lambert, 2000; Mendham et al., 2003). In beiden Fällen handelt es sich dabei meist um Flächen, die mit Kiefern aufgeforstet wurden oder wiederbewaldeten.

Im europäischen Raum existieren bisher nur wenige Untersuchungen zur Entwicklung der C-Vorräte nach Wiederaufforstung (Harkness und Harrison, 1989; Muys et al., 1992; Jug et al., 1999; Vesterdal et al., 2002), die oft nur Zeiträume von etwa 30 Jahren nach Beginn der Aufforstungsmaßnahmen abdecken. Einige Untersuchungen deuten auf eine anfängliche Abnahme der C-Vorräte des Bodens mit nachfolgender Erholung bzw. Einregelung auf einem neuen Vorratsniveau hin.

Im Hinblick auf den Klimaschutz besteht die Frage, ob neben dem relativ kurzlebigen Speicher in der Biomasse auch ein dauerhafter Speicher im Boden aufgebaut wird, oder ob es durch die Umwandlung von Grünland in Wälder nur zu einer „Umverteilung“ des Kohlenstoffs kommt, indem Kohlenstoff im Mineralboden abgebaut wird, während es gleichzeitig zu einer Anreicherung in der Humusaufgabe und der Biomasse der Bäume kommt. Weiterhin ist bislang ungeklärt, welche Mechanismen darüber entscheiden, ob es durch die Waldentwicklung zu Vorraterhöhungen oder zu Verlusten im Boden kommt. Mit Ausnahme des Einflusses klimatischer Faktoren wie dem Niederschlag (Guo und Gifford, 2002; Jackson et al., 2002) fehlen bisher Indikatoren, die es ermöglichen, die Vorratsentwicklung an einem bestimmten Standort abzuschätzen. Vor allem pedogenen Faktoren wie der Art des Ausgangsgesteins oder der Korngrößenverteilung und ihrem Einfluss auf die Vorratsentwicklung nach Wiederbewaldung wurde bisher wenig Beachtung geschenkt.

Ziel der vorliegenden Untersuchung war es, anhand mehrerer Chronosequenzen von Fichtenbeständen auf unterschiedlichem Ausgangsgestein und in verschiedenen klimatischen Regionen die Veränderung der C-Vorräte der Biomasse, der Humusaufgabe und des Bodens im Verlauf der Waldentwicklung über einen Zeitraum von etwa 100 Jahren zu dokumentieren.

Folgende Fragen sollten dabei geklärt werden:

- Wie verändern sich die C-Vorräte und ihre Verteilung im Ökosystem im Verlauf der Waldentwicklung? Welche Mechanismen spielen dabei eine Rolle?
- Kann mit einer dauerhaften Speicherung von Kohlenstoff im Mineralboden gerechnet werden?
- Welche Rolle spielen pedogene und klimatische Faktoren für den Verlauf der Vorratsentwicklung?
- Wie verhalten sich die Bodenkohlenstoffvorräte von durch Aufforstung oder Wiederbewaldung entstandenen Sekundärwäldern zu denen dauerhaft waldbestandener Flächen?

2 Material und Methoden

2.1 Die Untersuchungsgebiete

2.1.1 Kriterien der Flächenauswahl

Zur Charakterisierung der Dynamik der Kohlenstoffvorräte in Fichtenaufforstungen wurde ein möglichst breites Spektrum an Chronosequenzen ausgewählt, das verschiedene Ausgangsgesteine und Klimatypen repräsentiert. Um den Einfluss von Klima und Gestein trennen zu können, wurden Chronosequenzen auf unterschiedlichem Ausgangsgestein in vergleichbarem Klima sowie auf ähnlichem Ausgangsgestein in unterschiedlichem Klima ausgewählt.

Chronosequenzen ersetzen eine zeitliche Abfolge durch ein räumliches Nebeneinander mehrerer Bestände unterschiedlichen Alters. Im Idealfall sollten sich diese Bestände alleine bezüglich ihres Alters unterscheiden, sich in anderen Standortfaktoren jedoch gleichen. Zum Zeitpunkt ihrer Entstehung sollten sie völlig identisch gewesen sein und in der nachfolgenden Entwicklungsphase keinen unterschiedlichen Umweltfaktoren ausgesetzt gewesen sein (vgl. Cole und Miegrot, 1989; Klinger und Short, 1996). Gerade bei der Untersuchung der langfristigen Entwicklung von Waldökosystemen wird die Gültigkeit des Chronosequenz-Ansatzes dadurch eingeschränkt, dass klimatische Schwankungen und unterschiedliche Nutzungseingriffe nicht mit völliger Sicherheit ausgeschlossen werden können. Chronosequenzen integrieren als unechte Zeitreihen voneinander unabhängige Einzelbestände mit ihrer konkreten Geschichte zu einem Ganzen. Um die daraus resultierende Variabilität zu minimieren und eine gute Vergleichbarkeit der Bestände zu gewährleisten, wurden innerhalb der Chronosequenzen Bestände in räumlicher Nähe, gleicher Höhenlage, mit ähnlichen topographischen Verhältnissen sowie gleichem Ausgangssubstrat ausgewählt. Die Altersreihen sollten ein möglichst ausgedehntes Altersspektrum abdecken und eine gleichmäßige Altersverteilung ohne Lücken repräsentieren (Tab. 2-1).

Tabelle 2-1: Geographische Lage der Chronosequenzen sowie ihre Altersspanne. In der Spalte Alter ist nur die Altersspanne der Chronosequenz angegeben, nicht das Alter des Vergleichswalds. Grünlandflächen wurde das Alter 0 zugeordnet. Die Anzahl der Bestände umfasst die Wiese, die Chronosequenz sowie den Vergleichswald. Die Standorte auf Kalk sind grau unterlegt.

Chronosequenz	Region	Altersspanne der Chronosequenz [a]	Alter des Vergleichswalds [a]	Anzahl der Bestände
Eichsfeld	Thüringen	0-86	100	7
Vilstal	Nordalpen	0-82	146	6
Aiarei	Zentralalpen	0-112	212	7
Kienberg	Zentralalpen	0-93	114	5
Val Canali	Südalpen	0-100	140	7
Valsorda	Südalpen	0-62	130	7

Eine Grünlandfläche in jeder untersuchten Region diene als „Nullfläche“ zur Erfassung des Ausgangszustandes vor der Aufforstung, während ein möglichst naturnah bewirtschafteter, dauerhaft forstlich genutzter Wald den Vergleich mit Waldbeständen auf Flächen ermöglichen sollte, die in früherer Zeit nicht landwirtschaftlich genutzt wurden.

2.1.2 Lage und Charakterisierung der Untersuchungsflächen

Die bezüglich ihres C-Vorrats untersuchten Flächen liegen in verschiedenen Teilen der Alpen sowie in Thüringen (Abb. 2-1). Das Val Canali und das Valsorda sind besonders eng benachbart und eignen sich daher gut für einen Vergleich der Auswirkungen unterschiedlichen Ausgangsgesteins bei gleichem Klima. Umgekehrt ermöglicht ein Vergleich von Kienberg und Valsorda bzw. von Val Canali oder Aiarei und dem Eichsfeld Rückschlüsse auf den Effekt des Klimas bei vergleichbarem Ausgangsgestein. Tabelle 2-2 gibt einen Überblick über Lage, Klima und geologische Verhältnisse der Chronosequenzen.

2.1.2.1 Lage und geologischer Untergrund

In Thüringen wurden Flächen im **Eichsfeld**, in meist flachem Gelände am Rande des Thüringer Beckens untersucht. Sie liegen im Umkreis von etwa fünf Kilometern um Dingelstädt, mit Ausnahme des Vergleichswaldes, der etwas weiter nördlich bei Breitenworbis stockt. Alle untersuchten Flächen gehören dem oberen Muschelkalk an, der in dieser Region plattige Kalke sowie Schiefertone umfasst. Die beiden jüngsten Waldbestände der Chronosequenz unterscheiden sich durch eine Lößauflage von den übrigen Beständen.

Das im Allgäu in der Nähe von Pfronten gelegene **Vilstal** wurde als nordalpiner Standort ausgewählt. Die Vils trennt die südlich gelegene kalkalpine Zone von der nördlich gelegenen Flyschzone, in der die Chronosequenz liegt. Die Schichtenfolge des Flysch umfasst mehrere marine Fazies, zu denen sowohl Sandsteine als auch Kalke und Mergel gehören. Alle untersuchten Flächen liegen im Grenzbereich zwischen den Piesenkopfschichten, einer dünnplattigen Wechsellagerung von Sandkalken, Siltkalken, Kalkpeliten und Tonpeliten sowie Sandsteinen und Konglomeraten und dem Reiselsberger Sandstein, dem vorwiegend feinsammitische und feinschichtige Sandsteine sowie graue und grünliche Pelite angehören. Pelite und Sandsteine dominierten in den Profilen gegenüber kalkhaltigen Gesteinen.

Die beiden im Bereich der Zentralalpen gelegenen Bestände befinden sich im Gadertal. **Aiarei** liegt ca. 16 km südlich von Bruneck auf einem Höhenzug zwischen dem oberen Gadertal und dem Campilltal, welcher der Werfener Formation bzw. dem darüber liegenden Richtig-Konglomerat angehört. Letzteres umfasst Konglomeratbänke der unterliegenden Formation, die Siltsteine, graue Kalkmergel und rote Sandsteine enthalten. Die zweite Altersreihe liegt etwa sieben Kilometer westlich von Bruneck am Zusammenfluß von Gader und Rienz auf dem **Kienberg**. Dieser Höhenzug gehört dem metamorphen südalpinen Komplex (Brix-

ner Quarzphyllit) an und besteht aus glimmerreichen, häufig granathaltigen, teils chloritischen Quarzphylliten und Glimmerschiefern sowie biotitischen Paragneisen.

In den Südalpen wurden zwei Altersreihen im 40 km südöstlich von Trient gelegenen Naturpark „Paneveggio Pale di San Martino“ untersucht. Dieser Park umfasst im Südosten das zu den Dolomiten zählende Gebirgsmassiv der Pale di San Martino, an deren Fuß in zwei benachbarten Seitentälern des Cison, dem **Val Canali** und dem Val Noana, die erste der beiden südalpinen Chronosequenzen ausgewählt wurde. Es handelt sich hier um Standorte, die geologisch entweder wie Aiarei der Werfener Formation oder dem Grenzbereich zwischen Biancone und St. Vigil-Oolithkalken angehören. Die in der Trias (unteres Anisikum) sedimentierte Werfener-Formation umfasst im wesentlichen Hartkalke sowie Kalkmergel und Siltsteine, daneben in geringerem Umfang feinkörnige rote Sandsteine. Biancone bezeichnet weiße und grauweiße Kalke mit Hornsteineinschlüssen, die ebenfalls zur Zeit der Trias (Cenoman bis Malm) entstanden, während die weißen, oolithischen St. Vigil-Kalke erst im Jura gebildet wurden (Dogger bis Lias).

In südwestlicher Richtung schließt sich an das Gebiet der Pale di San Martino das zwischen der Catena di Lagorai und dem Gebirgsstock der Cima d’Asta gelegene Vanoi-Becken an. In einem seiner Seitentäler, dem in Ost-West-Richtung verlaufenden **Valsorda**, liegen die Waldbestände der zweiten Altersreihe. Das Ausgangsgestein dieser Region gehört wie der Kienberg dem metamorphen südalpinen Komplex (kristalline Schiefer des Valsugana und der Cima d’Asta) an, der seinen Ursprung vermutlich schon im unteren Palaeozoikum hat. Quarz- und Albit-Phyllite sowie phyllitische graugrüne Quarzite mit zahlreichen Linsen und Knoten aus Quarz konstituieren den Gesteinsbestand des Valsordas.

Die Mehrzahl der Bestände stockte auf Braunerden bzw. Parabraunerden, die teilweise Anzeichen von Podsolierung aufwiesen. In Thüringen sowie im Val Canali waren an einigen Standorten flachgründige Rendzinen ausgebildet. Die Humusform der jüngeren Bestände entsprach meist einem mullartiger Moder, in den älteren Beständen bildeten sich typische oder rohhumusartige Moder bzw. Rohhumus aus. Eine Ausnahme stellte der Vergleichsbestand im Vilstal dar, dessen Humusform einen F-Mull repräsentierte. In Tab. A-1 im Anhang sind genauere bodenphysikalische und -chemische Parameter dargestellt.

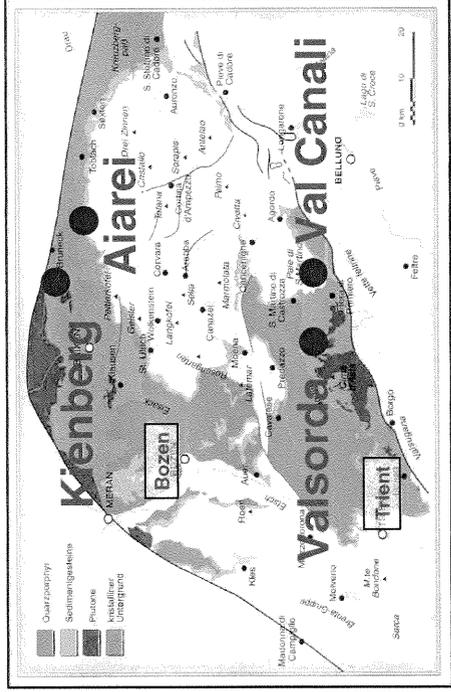
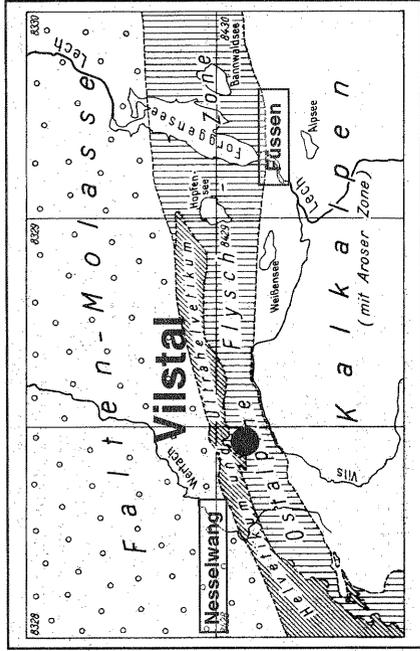
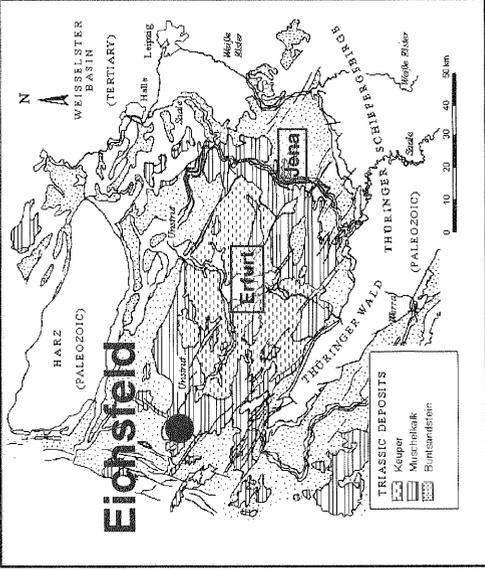
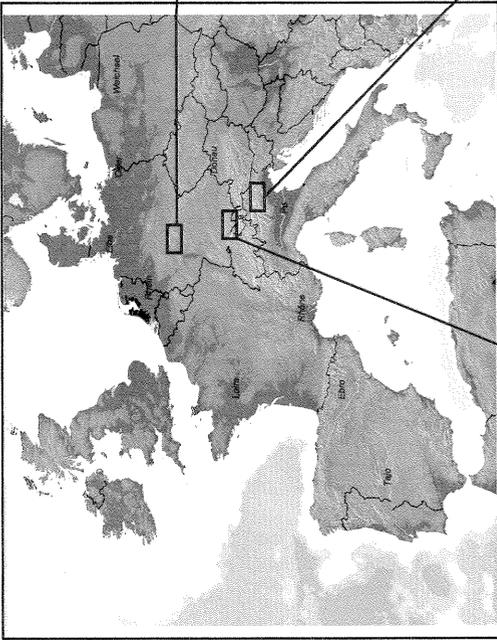


Abbildung 2-1: Lage der Untersuchungsflächen. Quellen: Europakarte: Joanneum Research Forschungsgesellschaft GmbH (2001), Nordalpen: Zacher (1996), Südalpen: Bosse-
lini (1998), Thüringen: <http://www.geo.uni-jena.de/Sediment2001/Karte.gif>.

Tabelle 2-2: Geographische Lage, Klimadaten und Ausgangsgestein der einzelnen Untersuchungsflächen. Die geographischen Koordinaten wurden folgenden topographischen Karten entnommen: Eichsfeld: Thüringer Landesvermessungsamt (1998a, b, c). Valsorda: Geografica S. N. C. (1984). Für die übrigen Flächen wurden die geologischen Karten herangezogen. Daten zum Ausgangsgestein entstammen folgenden geologischen Karten: Eichsfeld: Thüringer Landesanstalt für Geologie (1853a, b, c), Vilstal: Zacher (1963, 1966), Aiarei: Istituto Poligrafico e Zecco dello Stato (1992a), Kienberg: Istituto Poligrafico e Zecco dello Stato (1969), Val Canali und Valsorda: Istituto Poligrafico e Zecco dello Stato (1992b). Die Höhenlage wurde teils mit einem Höhenmesser bestimmt, teils wurde sie den topographischen Karten entnommen. Die Klimadaten entsprechen den Jahresmittelwerten 1961-1990 der Station Leinefelde (Eichsfeld), 1961-1990 der Station Schwangau-Horn (Vilstal), 1991-2000 der Station Toblach (Kienberg), 1985-1995 der Station Ritten (Aiarei), der Station San Martino di Castrozza (Val Canali, Niederschlag), den Angaben von Zunica (1981) (Valsorda, Niederschlag) sowie selbst gemessenen Werten (Valsorda und Val Canali, Temperatur). Jahres-NS: Jahresniederschlag. Jahres-T: Jahresmitteltemperatur, Parabr.: Parabraunerde, Br.-Rend.: Braunerde-Rendzina, pods. Br.: podsolige Braunerde, Humusf.: Humusform, MUO: F-Mull, MOM: Mullartiger Moder, MOA: feinhumusarmer typischer Moder, MOR: feinhumusreicher typischer Moder, MRA: feinhumusarmer rothumusartiger Moder, ROR: feinhumusreicher Rohhumus. Bodentyp und Humusform wurden gemäß der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG Boden, 1994) bestimmt. Standorte auf Kalk sind grau unterlegt.

Fläche	Alter [a]	Region	Länge [°Ost]	Breite [°Nord]	Exposition [°Nord]	Neigung [°]	Höhenlage [m NN]	Jahres-NS [mm]	Jahres-T [°C]	Gesteinsformation	Bodentyp	Humusf.
Eichsfeld	0	Thüringen	10°18'35"	51°17'58"	340	6	390	661	7.5	oberer Muschelkalk	Rendzina	-
	15	Thüringen	10°21'06"	51°19'50"	358	0	395			oberer Muschelkalk/Löß	Parabr.	MOM
	30	Thüringen	10°21'06"	51°19'50"	358	0	395				Parabr.	MOA
	57	Thüringen	10°17'51"	51°17'59"	350	8	400				Rendzina	MOR
	70	Thüringen	10°18'23"	51°17'56"	340	6	390			oberer Muschelkalk	Rendzina	MOR
	86	Thüringen	10°17'37"	51°17'56"	263	6	410				Rendzina	MOA
	100	Thüringen	10°27'24"	51°25'10"	214	12	380				Br.-Rend.	MOR
Vilstal	0	Nordalpen	10°30'15"	47°34'52"	150	8	1175	1370	6.8		Braunerde	-
	14	Nordalpen	10°30'29"	47°34'36"	150	16	1000				Braunerde	MOA
	34	Nordalpen	10°30'15"	47°34'52"	105	6	1170			Piesenkopf-Schichten/ Reiselsberger Sandstein	Braunerde	MOA
	60	Nordalpen	10°30'35"	47°35'00"	182	21	1160				Braunerde	MRA
	82	Nordalpen	10°30'35"	47°35'00"	180	13	1133				Braunerde	MRA
	146	Nordalpen	10°30'02"	47°34'53"	233	28	1155				Braunerde	MUO
Aiarei	0	Zentralalpen	11°53'30"	46°38'20"	110	20	1740	970	4.1		Braunerde	-
	14	Zentralalpen	11°53'30"	46°38'20"	110	20	1750				Braunerde	MOM
	37	Zentralalpen	11°53'30"	46°38'20"	278	33	1745			Werfener Formation/ Richtthofen-Konglomerat	Braunerde	MOR
	54	Zentralalpen	11°53'30"	46°38'20"	95	21	1725				Braunerde	MRA
	78	Zentralalpen	11°53'30"	46°38'20"	67	14	1700				Parabr.	MRA
	112	Zentralalpen	11°53'30"	46°38'20"	284	7	1725				Parabr.	MOA
	212	Zentralalpen	11°53'30"	46°38'20"	150	24	1775				Braunerde	ROR

Fläche	Alter [a]	Region	Länge [°Ost]	Breite [°Nord]	Exposition [°Nord]	Neigung [°]	Höhenlage [m NN]	Jahres-NS [mm]	Jahres-T [°C]	Gesteinsformation	Bodentyp	Humusf.
Kienberg	0	Zentralalpen	11°51'18"	46°46'49"	188	17	1150	815	5.8		Braunerde	-
	24	Zentralalpen	11°51'18"	46°46'49"	164	30	1160			Metamorpher südalpiner Komplex:	Braunerde	MOA
	60	Zentralalpen	11°51'18"	46°46'49"	180	17	1160			Brixener Quarzphyllit	Pods. Br.	MOR
	93	Zentralalpen	11°51'18"	46°46'49"	280	27	1150				Braunerde	MOR
	114	Zentralalpen	11°51'18"	46°46'49"	317	5	1200				Braunerde	ROR
Val Canali	0	Südalpen	11°50'52"	46°11'49"	300	17	1325	1466	6.2		Braunerde	-
	15	Südalpen	11°51'27"	46°12'16"	103	24	1250			Werfener Formation	Braunerde	MOM
	30	Südalpen	11°50'52"	46°11'49"	300	18	1320				Braunerde	MOA
	46	Südalpen	11°49'37"	46°07'20"	8	16	1300			Biancone/St. Vigil-Oolithkalke	Braunerde	MOA
	60	Südalpen	11°51'27"	46°12'16"	103	20	1250			Werfener Formation	Braunerde	MOR
	100	Südalpen	11°49'37"	46°07'29"	300	16	1400			Biancone/St. Vigil-Oolithkalke	Braunerde	MOA
	140	Südalpen	11°51'29"	46°12'44"	120	19	1425			Schlern-Dolomit	Br.-Rend.	ROR
Valsorda	0	Südalpen	11°42'29"	46°12'47"	305	20	1350	1350	5.9		Braunerde	-
	15	Südalpen	11°42'21"	46°12'44"	298	23	1280				Braunerde	MOR
	25	Südalpen	11°42'27"	46°12'42"	278	25	1390			Metamorpher südalpiner Komplex:	Braunerde	MOA
	33	Südalpen	11°42'24"	46°13'02"	312	28	1230			kristalline Schiefer des Valsugana und der Cima d'Asta	Braunerde	MOR
	47	Südalpen	11°41'24"	46°12'05"	317	25	1200				Braunerde	MOR
	62	Südalpen	11°42'18"	46°12'56"	338	17	1210				Braunerde	MRA
	130	Südalpen	11°42'41"	46°12'52"	326	27	1370				Pods. Br.	ROR

2.1.1.2 Klimatische Verhältnisse der Untersuchungsflächen

Tabelle 2-2 zeigt u. a. die klimatischen Verhältnisse der Untersuchungsflächen. Die mittlere Jahrestemperatur der Chronosequenzen reicht von 4.1°C am ca. 1750 m NN hoch gelegenen Standort in Aiarei bis zu 7.5°C im etwa 400 m NN hoch gelegenen Eichsfeld. Die Jahresniederschläge umfassen eine Spanne von 660 mm im Eichsfeld bis zu 1470 mm im Val Canali. Ausreichende klimatische Unterschiede zur Ermittlung eines Klimaeffekts auf die Kohlenstoffvorräte des Bodens und der Vegetation sind damit gegeben.

2.1.2.3 Charakterisierung der Waldbestände

Tabelle 2-3 gibt Auskunft über die Vornutzung und aktuelle Bewirtschaftung der einzelnen Flächen. Die meisten der in den Alpen gelegenen Flächen (Ausnahme: 34- und 56-jähriger Bestand im Vilstal) entstanden durch natürliche Wiederbewaldung nach der Aufgabe zur Heugewinnung bzw. als Weide genutzter Grasländer. Da die landwirtschaftlichen Flächen sukzessive aufgegeben wurden, entwickelten sich zu unterschiedlichen Zeitpunkten jeweils gleich alte Waldbestände. In Thüringen handelt es sich dagegen bei den untersuchten Wäldern um gezielte Aufforstungen ehemaliger Grünlandstandorte. Die jüngeren Waldbestände im Alpenraum blieben bis zum Zeitpunkt der Untersuchung weitgehend ungenutzt, während die älteren Wälder teilweise durchforstet bzw. einzelstammweise genutzt wurden. Dagegen sind alle in Thüringen gelegenen Bestände bereits mindestens einmal durchforstet worden.

In den meisten Beständen war keine ausgeprägte Strauch- oder Krautschicht vorhanden; eine spärliche Mooschicht mit vereinzelt Gräsern und Kräutern bildete den Unterwuchs. Ausnahmen waren der 86-jährige Bestand im Eichsfeld, der durch gruppenweise gehäuftes Vorkommen von Holunder (*Sambucus nigra*) charakterisiert war, sowie die Vergleichsbestände in Aiarei, im Val Canali und im Valsorda, die stellenweise einen dichten Unterwuchs aus Vaccinien (*Vaccinium myrtillus*, *Vaccinium vitis-idaea*) sowie *Calluna vulgaris* besaßen. In Aiarei kam im Vergleichswald zusätzlich *Calamagrostis varia* in größeren Mengen vor. Der 14-jährige Bestand in Aiarei stellte ein Übergangsstadium zwischen einer Wiese und einem jungen Waldbestand dar, zwischen den jungen Fichten war hier noch eine geschlossene Grasnarbe vorhanden.

Neben der forstlichen Nutzung kann im 100-jährigen Bestand des Val Canalis aufgrund einer benachbarten Almhütte eine Streunutzung in vergangenen Jahren nicht ausgeschlossen werden. In jüngerer Zeit ist für keinen der untersuchten Bestände eine Nutzung in Form von Waldweide bekannt. Wegen der Nähe zu einer inzwischen verlassenen Alm könnte eine zeitweilige Beweidung im 46-jährigen Bestand des Val Canalis vor Aufgabe der Alm jedoch möglich gewesen sein. Im 25-jährigen Bestand des Valsordas ist eine periodische Beweidung während des Almauftriebs bzw. -Abtriebs zur Zeit der Etablierung dieses Bestands denkbar. Ähnliches gilt für den 54- und den 78-jährigen Bestand in Aiarei. Die umliegenden Wiesen

Tabelle 2-3: Vornutzung, Baumschicht und gegenwärtige Bewirtschaftung der untersuchten Flächen. Fichte: *Picea abies*, Ahorn: *Acer pseudoplatanus*, Buche: *Fagus sylvatica*, Kiefer: *Pinus sylvestris*, Lärche: *Larix decidua*, Tanne: *Abies alba*. V: Vergleichswald. Der Eintrag „Einzelstamm“ in der Spalte „Bewirtschaftung“ bedeutet eine einzelstammweise Entnahme von Bäumen in Abständen von mehreren Jahren. Die Standorte auf Kalk sind grau unterlegt.

Fläche	Alter	Vornutzung	Aufforstung	Bewirtschaftung	Baumschicht	Besonderheiten
Eichsfeld	0	Wiese	-	Mahd/Düngung	-	
	15	Wiese	gepflanzt	durchforstet	Fichte	
	30	Wiese	gepflanzt	durchforstet	Fichte	
	57	Wiese	gepflanzt	durchforstet	Fichte, einzelne Lärchen	Windwurf
	70	Wiese	gepflanzt	durchforstet	Fichte	
	86	Wiese	gepflanzt	durchforstet	Fichte, einzelne Buchen, Ahorne	Windwurf; <i>Sambucus nigra</i>
	V	Wald	-	durchforstet	Fichte, einzelne Kiefern	
Vilstal	0	Wiese	-	Mahd	-	
	14	Wiese/Weide	natürlich	keine	Fichte	
	34	Wiese	gepflanzt	durchforstet	Fichte	Vorkommen von Schneebruch
	60	Wiese	gepflanzt	durchforstet	Fichte	
	82	Wiese/Weide	natürlich	Einzelstamm	Fichte	
	V	Wald	-	Einzelstamm	Fichte, Tanne, Buche, einige Ahorne	
Aiarei	0	Wiese	-	Mahd/Mist	-	
	14	Wiese	natürlich	keine	Fichte, einige Lärchen	dichter Grasbewuchs vorhanden
	37	Weide	natürlich	keine	Fichte, einzelne Lärchen	
	54	Weide	natürlich	keine	Fichte, einzelne Lärchen	periodische Beweidung während Etablierung?
	78	Wiese/Weide	natürlich	Einzelstamm	Fichte, einzelne Lärchen	Gülleinträge aus Schwemmenmistung
	112	Wiese/Weide	natürlich	Einzelstamm	Fichte	
	V	Wald	-	Einzelstamm	Fichte, einzelne Lärchen	Vaccinien; <i>Calamagrostis</i> spp.

Tabelle 2-3 (Fortsetzung): Vornutzung, Baumschicht und gegenwärtige Bewirtschaftung der untersuchten Flächen. Fichte: *Picea abies*, Ahorn: *Acer pseudoplatanus*, Buche: *Fagus sylvatica*, Kiefer: *Pinus sylvestris*, Lärche: *Larix decidua*, Tanne: *Abies alba*. V: Vergleichswald. Der Eintrag „Einzelstamm“ in der Spalte „Bewirtschaftung“ bedeutet eine einzelstammweise Entnahme von Bäumen in Abständen von mehreren Jahren. Die Standorte auf Kalk sind grau unterlegt.

Fläche	Alter	Vornutzung	Aufforstung	Bewirtschaftung	Baumschicht	Besonderheiten
Kienberg	0	Wiese	-	Mahd/Düngung	-	
	24	Wiese/Weide	natürlich	keine	Fichte, einzelne Lärchen	
	60	Wiese/Weide	natürlich	durchforstet	Fichte, einige Kiefern, Lärchen	
	93	Wiese/Weide	natürlich	durchforstet	Fichte, einige Kiefern, Lärchen	
	V	Wald	-	durchforstet	Fichte, einige Kiefern	
Val Canali	0	Wiese	-	Mahd/Mist	-	
	15	Wiese/Weide	natürlich	keine	Fichte	
	30	Wiese/Weide	natürlich	keine	Fichte, einzelne Lärchen	
	46	Wiese/Weide	natürlich	keine	Fichte, einzelne Buchen, Lärchen	zeitweilige Beweidung?, lange Schneebedeckung
	60	Weide	natürlich	Einzelstamm	Fichte, einzelne Lärchen	Streuutzung?
	100	Wiese/Weide	natürlich	Einzelstamm	Fichte, einzelne Lärchen, Tannen	Vaccinien
	V	Wald	-	Einzelstamm	Fichte, einige Tannen und Buchen	
Valsorda	0	Wiese	-	Mahd	-	
	15	Wiese	natürlich	keine	Fichte	
	25	Wiese/Weide	natürlich	keine	Fichte, einzelne Lärchen	periodische Beweidung während Etablierung?
	33	Wiese	natürlich	keine	Fichte	
	47	Wiese/Weide	natürlich	keine	Fichte, einzelne Lärchen, Buchen	
	62	Wiese/Weide	natürlich	keine	Fichte	
	V	Wald	-	Einzelstamm	Fichte, einige Tannen	Vaccinien

werden dort zwar zur Heugewinnung genutzt, doch wird das Vieh im Herbst kurzzeitig ausgetrieben. Heute trennen Zäune Wald und Wiesen voneinander, möglicherweise war das jedoch vor 20 bis 30 Jahren noch nicht der Fall. Im 78-jährigen Bestand in Aiarei kam es in zurückliegenden Jahren vermutlich zu Kohlenstoffeinträgen in Form von überschüssiger Gülle aus Schwemmentmistung.

In den in den Alpen gelegenen Flächen gehört die Fichte als wesentlicher Bestandteil zur potenziellen natürlichen Vegetation. Die Waldbestände sind hier vergleichsweise stabil, Ausfälle durch Borkenkäfer oder Windwürfe kamen in keinem der dort untersuchten Bestände zum Tragen. Nur im 34-jährigen Bestand des Vilstals traten nach einem schneereichen Winter Schäden durch Schneebruch auf. Dagegen wären im Eichsfeld Laubwälder die natürlich vorkommenden Pflanzengesellschaften. Die Fichte findet wegen der verhältnismäßig geringen Niederschläge und der damit verbundenen sommerlichen Trockenheit keine idealen Wuchsbedingungen. Die Forstwirtschaft trägt dieser Tatsache durch Umbau der bestehenden Wälder in Laub- bzw. Mischwälder Rechnung. Die untersuchten Waldbestände stellen Reste ehemals größerer Fichtenflächen dar, in denen Schäden durch Windbruch und Entwurzelung relativ häufig sind. Der 57- und der 86-jährige Bestand sind besonders stark betroffen

2.2 Aufnahme von Daten und Probenmaterial

2.2.1 Erhebung meteorologischer Daten

In insgesamt sechs Beständen im Valsorda und im Val Canali wurden von Mai 2000 bis April 2003 die Bodenfeuchte sowie die Luft- und Bodentemperatur gemessen (Tab. 2-4 bis 2-6). Pro Bestand wurde ein vor direkter Sonnenbestrahlung geschützter Thermistor (107 Temperature Probe, Firma Campbell Scientific Ltd.) in zwei Metern Höhe etwa in der Mitte zwischen zwei Bäumen angebracht. Jeweils drei Thermoelemente (105T Temperature Probe, Firma Campbell Scientific Ltd.) und Feuchtesensoren (ThetaProbe ML2x, Firma Delta-T Devices Ltd.) wurden in fünf Zentimeter Bodentiefe eingegraben, jeweils eines in 15 cm Tiefe. Beim Ausbringen der Messgeräte wurde der umgebende Boden so wenig wie möglich gestört. Alle Sensoren wurden mit einem Datenlogger (Modell CR10X, Firma Campbell) verbunden, der die im 10-minütigen Rhythmus erhobenen Werte aufzeichnete.

Abbildung 2-2 zeigt den Jahresgang der Temperatur- und Feuchtedaten exemplarisch für das Jahr 2002. Datenausfälle der Luft- und Bodentemperatur wurden über Regressionen mithilfe der Daten anderer Logger ergänzt; für die Feuchte wurde ein solches Verfahren wegen der größeren Variabilität der Daten nicht angewandt. Die Monatswerte der Temperatur und Feuchte über den gesamten Messzeitraum sind in Tabelle A-3 im Anhang zu finden.

Tabelle 2-4: Mittelwerte der Lufttemperatur in den Waldbeständen. Fehlende Monate wurden mittels Regressionen durch die Daten anderer Standorte ergänzt. Die ANOVA ergab keine signifikanten Unterschiede der mittleren Lufttemperatur über den betrachteten Zeitraum (Mai 2000 bis April 2003) auf dem $\alpha = 0.05$ -Niveau. Dagegen zeigten sich Unterschiede in der Abweichung der Temperatur einzelner Standorte von den jeweiligen Monatsmitteln aller sechs Standorte. Die Werte geben die Differenz zwischen der Temperatur des Standorts und der mittleren Temperatur an, d. h. ein negativer Wert bedeutet eine unter dem Mittel liegende Temperatur. Unterschiedliche Buchstaben geben signifikante Unterschiede gemäß dem Student-Newman-Keuls Test ($\alpha = 0.05$) an. MW: Mittelwert der Lufttemperatur im Untersuchungszeitraum, Min: tiefstes Monatsmittel, Max: höchstes Monatsmittel. Standorte auf Kalk sind grau unterlegt. V: Vergleichswald.

Standort	Alter	Lufttemperatur			Abweichung von der mittleren Lufttemperatur	
		MW	Min	Max	[°C]	
	[a]	[°C]	[°C]	[°C]		
Val Canali	30	6.5	-5.6	14.7	-0.5	ab
	60	6.4	-4.6	15.7	0.2	c
	V	5.8	-4.7	15.3	-0.2	a
Valsorda	33	5.5	-5.3	17.4	-0.6	b
	62	6.4	-5.0	16.6	0.2	c
	V	5.7	-5.1	15.7	-0.4	ab

Tabelle 2-5a: Mittelwerte der Bodentemperatur in 5 cm, 15 cm und Mittel beider Tiefen für die Monate, für die an allen Standorten Daten vorliegen (2000: Mai, Juni, Juli, August, Oktober; 2001: Mai, Juli; 2002: Februar, November, Dezember; 2003: Januar, Februar, März). Die ANOVA ergab keine signifikanten Unterschiede auf dem $\alpha = 0.05$ -Niveau. Die Standorte auf Kalk sind grau unterlegt. V: Vergleichswald.

Standort	Alter	Temperatur (5 cm)			Temperatur (15 cm)			Temperatur (MW)		
		MW	Min	Max	MW	Min	Max	MW	Min	Max
	[a]	[°C]	[°C]	[°C]	[°C]	[°C]	[°C]	[°C]	[°C]	[°C]
Val Canali	30	5.0	-1.7	11.6	5.1	-0.4	10.5	5.1	-1.1	11.1
	60	6.2	-1.1	12.6	6.2	-0.3	12.1	6.2	-0.7	12.4
	V	5.9	0.1	12.2	6.0	1.0	11.6	5.9	0.6	11.9
Valsorda	33	5.6	-0.4	12.2	5.5	-0.1	11.6	5.6	-0.2	11.9
	62	6.4	-0.1	13.2	6.8	0.8	13.2	6.6	0.4	13.2
	V	6.0	-0.7	12.9	5.9	-0.3	12.5	6.0	-0.5	12.7

Tabelle 2-5b: Abweichung der Temperatur einzelner Standorte vom Mittel aller Standorte. Werte geben die Differenz zwischen der Temperatur des Standorts und der mittleren Temperatur an, d. h. ein negativer Wert bedeutet eine unter dem Mittel liegende Temperatur. MW: Mittelwert, Min: Minimalwert der Temperatur, Max: Maximalwert der Temperatur. Die Standorte auf Kalk sind grau unterlegt. V: Vergleichswald.

Standort	Alter	T-Abweichung (5 cm)		T-Abweichung (15 cm)		T-Abweichung (MW)	
		[°C]		[°C]		[°C]	
	[a]						
Val Canali	30	0.8	a	0.8	a	-0.8	a
	60	-0.4	bc	-0.3	b	0.3	b
	V	0.0	bd	-0.1	b	0.1	b
Valsorda	33	0.2	d	0.4	c	-0.3	c
	62	-0.6	c	-0.9	d	0.7	d
	V	-0.2	bcd	0.0	b	0.1	b

Tabelle 2-6: Mittelwerte der Bodenfeuchte in 5 cm, 15 cm und Mittel beider Tiefen für die Monate, für die an allen Standorten Daten vorliegen (2000: Mai, Juni, Juli, August; 2001: Mai, Juli; 2002: Oktober, November, Dezember; 2003: Januar, Februar, März). Unterschiedliche Buchstaben geben signifikante Unterschiede ($\alpha = 0.05$) der mittleren Feuchte gemäß dem Student-Newman-Keuls-Test an. SD: Standardabweichung, MW: Mittelwert der Temperatur in 5 und 15 cm Bodentiefe. Die Standorte auf Kalk sind grau unterlegt. V: Vergleichswald.

Standort	Alter [a]	Feuchte (5 cm) [Vol%]	SD [Vol%]	Feuchte (15 cm) [Vol%]	SD [Vol%]	Feuchte (MW) [Vol%]	SD [Vol%]
Val Canali	30	31.8 ab	8.6	36.9 a	8.4	34.4 a	7.5
	60	33.2 ab	8.3	41.7 b	3.2	37.5 a	5.6
	V	37.0 a	5.9	45.9 c	1.1	41.5 b	3.2
Valsorda	33	27.4 b	4.9	27.0 d	2.5	27.2 c	2.6
	62	27.2 b	3.2	24.1 d	2.2	25.6 c	2.5
	V	26.4 b	4.2	19.6 e	2.2	23.0 c	2.7

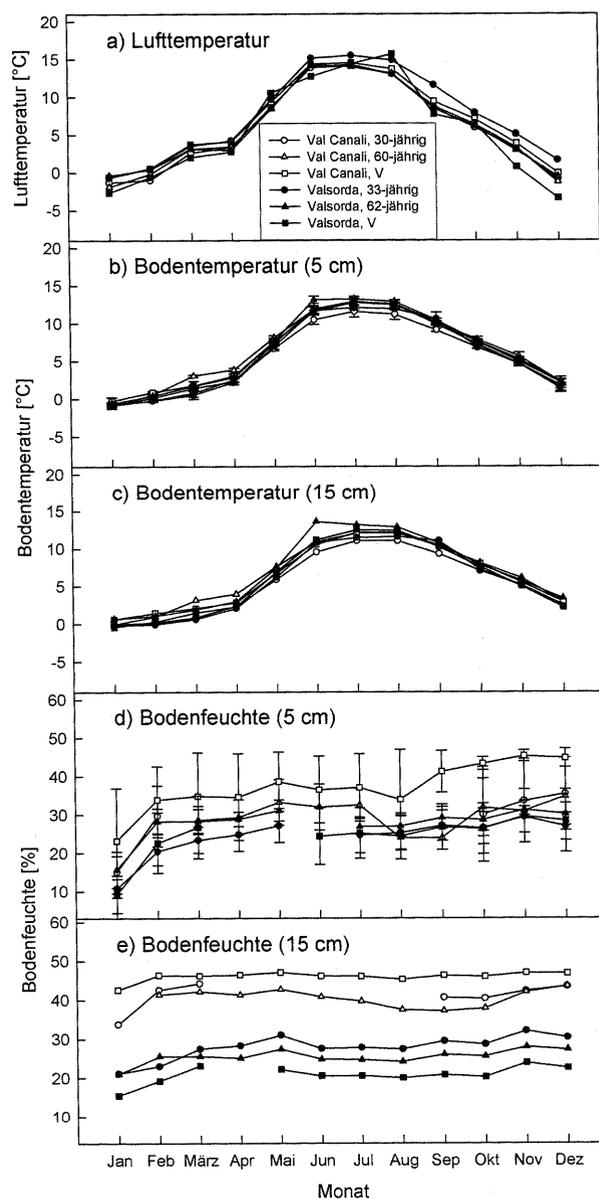


Abbildung 2-2: Jahresgang der Luft- und Bodentemperatur und der Bodenfeuchte im Jahr 2002. V: Vergleichswald.

Eine Korrelationsanalyse (bivariat, Pearson-Koeffizient) ergab folgende Zusammenhänge:

- Die Lufttemperatur war signifikant negativ mit der Hangneigung korreliert ($\alpha = 0.05$), d. h. in den flacher geneigten Beständen war es wärmer.
- Die Bodentemperatur korrelierte signifikant negativ mit der Stammzahl, d. h. bei hoher Bestockungsdichte war es im Boden kälter.
- Die Bodenfeuchte korrelierte signifikant mit dem Ausgangsgestein, d. h. in den Böden auf kalkhaltigem Gestein war es feuchter; sie korrelierte außerdem signifikant negativ mit der Exposition, d. h. es war in den nach Osten bzw. Südosten gerichteten Beständen trockener als in den nach Nordwesten exponierten.

2.2.2 Abschätzung des Kohlenstoffvorrats der Stammbiomasse

Je nach Baumhöhe und Bestandesstruktur wurden auf Flächen von 100 bis 1000 m² die Bäume gezählt, um die Bestockungsdichte zu ermitteln. Dabei wurde zwischen Bäumen größer und kleiner zwei Meter Höhe sowie unterschiedlichen Baumarten unterschieden, um Aussagen über die Struktur des Bestandes zu erhalten. Innerhalb dieser Flächen wurden die Brusthöhendurchmesser aller Bäume mit Kluppe bzw. Bandmaß gemessen. Die Höhe mindestens zehn repräsentativer Exemplare wurde mit einem auf fünf Meter Länge ausziehbaren Messstab bzw. mittels Neigungsmesser und Bandmaß bestimmt.

Die Kohlenstoffvorräte der Stammbiomasse wurden aus den Durchmesser- und Höhenangaben berechnet. Dazu wurde das Volumen (V) der Stämme innerhalb der Aufnahme­fläche nach folgender Formel errechnet:

$$V = \left(\frac{BHD}{2} \right)^2 * h * \pi * Formzahl$$

BHD: Brusthöhendurchmesser

h: Höhe des Baums

Die Formzahl für die einzelnen Bestände wurde aus der Fichtenertragstafel nach Assmann und Franz (1963) bestimmt. Das auf diese Weise ermittelte Volumen wurde mit der Raumdichte für trockenes Holz multipliziert (Tab. 2-7), um die Biomasse zu erhalten. In Beständen mit Beimischungen anderer Baumarten wurde ein gewichtetes Dichtemittel zugrunde gelegt. Die Biomasse pro Aufnahme­fläche wurde auf einen Hektar hochgerechnet. Der prozentuale Kohlenstoffanteil der Stammbiomasse wurde mit 50% angenommen (UN-ECE/FAO, 2000).

In den durchforsteten Beständen des Eichsfelds und in den Vergleichswäldern wurde die theoretisch ohne Durchforstungsmaßnahmen vorhandene Biomasse abgeschätzt. Dazu wurden alle Baumstümpfe, deren Durchmesser dem mittleren Durchmesser der lebenden Bäume ent-

sprach, mit der mittleren Stammbiomasse des jeweiligen Bestandes hochgerechnet und ihre Biomasse zu der der lebenden Bäume addiert.

Tabelle 2-7: Raumdichten, die der Berechnung der Stammbiomasse zugrunde liegen. Alh: Anderer Laubhölzer mit hoher Umtriebszeit. Aln: Andere Laubhölzer mit niedriger Umtriebszeit. (Burschel et al., 1993).

Baumart	Fichte	Kiefer	Lärche	Tanne	Buche	Alh	Aln
[kg m ⁻³]	377.1	430.7	487.3	370.0	554.3	564.2	376.8

2.2.3 Ermittlung des jährlichen Streufalls

Der Streufall wurde in den Chronosequenzen Eichsfeld, Vilstal, Aiarei, Val Canali und Val-sorda jeweils im Vergleichswald, einem jüngeren, einem mittleren und einem älteren Sukzessionsbestand ermittelt. Im Vilstal war eine Beprobung des mittelalten Bestandes nicht möglich, so dass insgesamt 19 Bestände bezüglich des Streufalls untersucht wurden. Der Standort Kienberg wurde erst im zweiten Jahr der Datenerhebung hinzugenommen, so dass dort aus Zeitgründen der Streufall nicht gemessen werden konnte. Zur Quantifizierung des Streufalls wurden je nach Waldstruktur und Bestandesalter entweder drei quadratische Streufallen mit je einem Quadratmeter Fläche (Altbestände) bzw. fünf Streufallen mit je einem Viertel Quadratmeter Fläche (jüngere, homogene Bestände) aufgestellt. Es handelte sich dabei um Holzrahmen mit einer Stoffbespannung (Nylon, Maschenweite ca. 0.3 mm), die auf vier Pfosten ca. 20-50 cm über dem Waldboden waagrecht angebracht wurden. Gegen Windverluste wurden die Fallen mit einem 15 cm hohen Stoffband geschützt, das rings um die Fallen lief. Im Abstand von mehreren Monaten wurden die Fallen über einen Zeitraum von zwei bis zweieinhalb Jahren geleert, das eingesammelte Material bei 70°C im Trockenschrank getrocknet und anschließend gewogen. Im ersten Jahr (bis Ende 2000) wurde die eingesammelte Streu nach Nadeln, Zweigen, Blättern, Samen, Flechten und Sonstigem getrennt, um die Zusammensetzung in den jeweiligen Beständen zu charakterisieren.

2.2.4 Ermittlung der Streuabbaurate

Zur Untersuchung der Abbaugeschwindigkeit der Streu wurden in denselben 19 Beständen Nadeln gesammelt. Einige Teilproben wurden gewogen, anschließend bei 70°C im Trockenschrank getrocknet und erneut gewogen, um den Wassergehalt der Nadeln zu bestimmen. Von den verbliebenen Nadeln wurden Portionen von 10,00 g Frischgewicht in Streusäcken aus Fiberglas von 15*15 cm Größe mit einer Maschenweite von 0.25 mm gefüllt. Jeweils 15 Streusäckchen pro Bestand wurden im Spätsommer bzw. Herbst 1999 ausgelegt und oberflächlich mit Nadeln und Zweigen abgedeckt. Ende Februar bzw. Anfang März 2000, im November 2000 sowie im November 2001 wurden jeweils fünf der Streusäckchen wieder eingesammelt, ihr Inhalt bei 70°C im Trockenschrank getrocknet und anschließend das Gewicht der verbliebenen Streu bestimmt. Ein Teil der Proben wurde mit einer Kugelmühle (Firma

Retsch) zu staubfeinem Pulver vermahlen. Etwa 25 mg wurden zur Analyse des Kohlen- und Stickstoffgehalts mittels eines CN-Analysators (Vario EL II, Elementar Analysensysteme GmbH, Hanau, Deutschland) eingewogen.

Zusätzlich wurden in den Beständen trockene Äste von 1.5 bis 3.5 cm Durchmesser eingesammelt, die in absehbarer Zeit zum Streufall des Bestandes beitragen würden. Sie wurden in 6-15 cm lange Abschnitte zersägt und eventuell noch vorhandene Borke abgeschält. Einige der Holzstückchen wurden zu Ermittlung des Wassergehalts bei 70°C im Trockenschrank getrocknet, die anderen wurden zu je zehn in den Beständen ausgelegt und für zwei bis zweieinhalb Jahre dort belassen. Nach dieser Zeit wurden sie eingesammelt, bei 70°C getrocknet und gewogen, um den Gewichtsverlust durch Abbauprozesse zu bestimmen.

2.2.5 Entnahme von Bodenproben zur Ermittlung der C-Vorräte

An einer repräsentativen Stelle im Bestand mit durchschnittlicher Neigung wurde ein zwei Meter langer Graben ausgehoben. Die Tiefe richtete sich nach der Gründigkeit des Substrats, betrug jedoch höchstens 70 cm. Die maximale Beprobungstiefe betrug 50 cm. Tabelle 2-8 zeigt die Beprobungstiefe der einzelnen Standorte.

Tabelle 2-8: Beprobungstiefe der einzelnen Standorte. V: Vergleichswald. Standorte auf Kalk sind grau unterlegt.

Standort	Alter [a]	Beprobungstiefe [cm]	Standort	Alter [a]	Beprobungstiefe [cm]
Eichsfeld	Wiese	20	Vilstal	Wiese	50
	15	50		14	50
	30	35		34	50
	57	20		56	50
	70	20		82	50
	86	25		V	40
	V	30			
Aiarei	Wiese	50	Kienberg	Wiese	50
	14	40		24	50
	37	50		60	40
	54	50		93	40
	78	50		V	50
	112	50			
	V	40			
Val Canali	Wiese	50	Valsorda	Wiese	50
	15	40		15	40
	30	30		25	40
	46	36		33	50
	60	40		47	40
	100	50		62	50
	V	30		V	50

Die Schichtdicken von organischer Auflage und mineralischem Oberboden (Ah) wurden alle 0.2 m ausgemessen. Etwa 10 cm oberhalb des hangaufwärts gerichteten Grabenrandes wurde an einer Stelle mit gut sichtbaren Horizontgrenzen ein Schnurquadrat mit einer Seitenlänge

von 30 cm abgesteckt. Innerhalb dieses Quadrats wurden die gesamte lebende Biomasse sowie die unzersetzte Streuauflage und die Of- und Oh-Horizonte getrennt geerntet und in Tüten verpackt. Anschließend wurde der Mineralboden bis zu einer Tiefe von 20 cm in 5 cm-Schichten mit Messern und einer Maurerkelle abgehoben und ebenfalls verpackt. Wenn Steine über Schichtgrenzen hinaus ragten, so wurden sie durch gleichartige Steine in der Größe ersetzt, die dem Anteil in der jeweiligen Schicht entsprach. War dies nicht möglich, so wurde ihre Ausdehnung abgemessen und daraus ihr Volumen ermittelt. Von 20 bis 50 cm Bodentiefe betrug die Dicke der getrennt geernteten Schichten jeweils 10 cm. Wurzeln wurden an der Stelle abgetrennt, an der sie in das Erntequadrat hineinragten, so dass nur der innerhalb liegende Anteil geerntet wurde. Jeweils nach der vollständigen Ernte einer Schicht wurde die Tiefe des entstehenden Hohlraums genau ausgemessen, um die Dichte des Bodenmaterials zu bestimmen.

2.2.6 Bodenchemische und –physikalische Laboruntersuchungen

2.2.6.1 Ermittlung der C- und N- Gehalte der Bodenproben

Das Gesamtfrischgewicht der lebenden Biomasse sowie der Streu wurde bestimmt und eine abgewogene Teilprobe pro Bestand zur weiteren Analyse aufbewahrt. Aus den Bodenproben wurden Steine (> 3 cm) und Grobwurzeln aussortiert. Sie wurden wie das verbleibende, nunmehr weitgehend homogene Gemisch aus Bodenpartikeln, Feinwurzeln und kleinen Steinen getrennt gewogen. Eine Teilprobe des Gemischs wurde entnommen, gewogen und anschließend durch ein 2 mm-Sieb gesiebt, um Steine und Feinwurzeln abzutrennen. Die erhaltenen Fraktionen wurden ebenfalls gewogen und zur Analyse aufbewahrt. Ein Teil wurde bei 70°C (Streu, organische Auflage) bzw. 105°C (Mineralboden) im Trockenschrank getrocknet, um den Wassergehalt zu bestimmen. Ein weiterer Teil wurde mit einer Kugelmühle (Firma Retsch) zu staubfeinem Pulver vermahlen. Etwa 25 mg der gemahlene Biomasse-, Streu- und organischen Proben bzw. je nach Tiefe 30-120 mg der Bodenproben wurden zur Analyse des Kohlen- und Stickstoffgehalts mittels eines CN-Analysators (Vario EL II, Vario max, Elementar Analysensysteme GmbH, Hanau, Deutschland) eingewogen. Die dabei erhaltenen prozentualen Kohlen- und Stickstoffgehalte der Humusaufgabe und der Bodenhorizonte wurden in Massen pro Erntequadrat [kg pro Plot] umgerechnet und dann auf einen Hektar projiziert [t ha^{-1}].

Diese Analysemethode ergibt für alle Standorte den gesamten Kohlenstoffgehalt der Böden. Da die Kalkböden auch Kohlenstoff in anorganischer Form enthalten, der für die vorliegenden Untersuchungen nicht von Interesse war, wurden diese Proben vor der Analyse entkarbonatisiert. Dazu wurden 400-700 mg der gemahlene Proben in Keramikscheffchen eingewogen, mit konzentrierter Salzsäure versetzt und solange erhitzt, bis keine weiteren Kohlendioxidbläschen mehr sichtbar wurden. Die Proben wurden dann über Nacht getrocknet und an-

schließlich bezüglich des C-Gehalts analysiert (CS-Analyzer CS-500, ELTRA GmbH, Neuss, Deutschland). Einige Proben, in denen neben Calcium- auch schlecht säurelösliches Magnesiumcarbonat (Dolomit) vermutet wurde, wurden zusätzlich mit einer alternativen Methode gemessen. Dazu wurden ca. 1000 mg gemahlene Bodens in kleine Keramikgefäße eingewogen und 16 Stunden im Muffelofen auf 450°C erhitzt, um den organischen Kohlenstoff zu zerstören. Der verbleibende Karbonatkohlenstoff wurde im CN-Analysator (Vario Max) bestimmt. Die Differenz des Gesamtkohlenstoffs und des Karbonatkohlenstoffs ergab dann den organischen Kohlenstoffanteil.

2.2.6.2 Lagerungsdichte

Alle angegebenen Werte für die Lagerungsdichte beziehen sich auf die Lagerungsdichte des Feinbodens. Zu ihrer Bestimmung wurde vom Gesamtvolumen einer geernteten Bodenschicht das Stein- sowie das Wurzelvolumen abgezogen, um das Volumen des Feinbodens zu ermitteln. Die Lagerungsdichte ergibt sich dann als der Quotient aus der Masse des Feinbodens und dem auf diese Weise erhaltenen Volumen des Feinbodens.

2.2.6.3 pH-Messungen

Der pH-Wert der organischen Auflage und der einzeln geernteten Bodenschichten wurde in Wasser und in Kaliumchlorid gemessen. Dazu wurden etwa 10 g Boden bzw. etwa 4 g der organischen Auflage mit 25 ml (Boden) bzw. 40 ml (Auflage) des jeweiligen Extraktionsmittels versetzt, eine Stunde im Überkopfschüttler geschüttelt, eine Stunde stehen gelassen, eine weitere Stunde geschüttelt und nach einer erneuten Ruhezeit von einer Stunde mit einer Glaselektrode (pH-Meter pH 538, Firma wtw) gemessen.

2.2.6.4 Bestimmung der Kationenaustauschkapazität

Die effektive Kationenaustauschkapazität aller Mineralbodenschichten wurde durch Extraktion mit einmolarem Ammoniumchlorid ermittelt. Anschließend wurde für die Kalkstandorte in allen Bodenschichten mit einem pH-Wert > 6 die potenzielle Kationenaustauschkapazität mit einmolarem Ammoniumacetat bestimmt. Für beide Extraktionsmittel wurde dieselbe, im Folgenden beschriebene Methode verwendet: Etwa 2.5 g der Bodenprobe wurden mit 100 ml einer 1 M Lösung des jeweiligen Extraktionsmittels versetzt, 15 Sekunden manuell geschüttelt und anschließend fünf Stunden stehen gelassen. Sie wurden dann erneut 15 Sekunden geschüttelt und ruhten über Nacht. Am nächsten Morgen wurden die extrahierten Proben nach erneutem Schütteln bei 3500 Umdrehungen pro Minute 30 Minuten abzentrifugiert und der Überstand durch einen mit 100 ml des Extraktionsmittels gewaschenen Schwarzband-Filter filtriert. Das Pellet wurde verworfen, der Überstand mittels ICP-AES (Inductively-Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometer, Optima 3300 DV, Perkin-Elmer) auf seinen Gehalt an Magnesium, Kalium, Calcium, Natrium, Aluminium, Eisen und Mangan untersucht. Ein Teil des Extrakts wurde zur pH-Messung zurückbehalten. Aus der Differenz des pH-Werts

der Probe und des Extraktionsmittels wurde der Protonengehalt berechnet. Die erhaltenen Elementkonzentrationen wurden in μmol Ionenäquivalent pro Gramm Boden umgerechnet und zur Bestimmung der Austauschkapazität aufsummiert. Aus den erhaltenen Daten wurde zudem die Basensättigung (Anteil der basischen Kationen an der gesamten Austauschkapazität) ermittelt. Bei den angegebenen KAK-Werten handelt es sich um die effektive KAK, falls der pH-Wert des Bodens in Wasser < 6 betrug, andernfalls ist die potenzielle KAK angegeben.

2.2.6.5 Korngrößenfraktionierung

Zusätzlich zu den chemischen Analysen wurden die Bodenproben auf die Anteile der Ton-, Schluff- und Sandfraktionen untersucht. Dazu wurden etwa 20 g der auf 2 mm Korngröße gesiebten Proben mit Wasserstoffperoxid versetzt und im Wasserbad erhitzt, um organische Bestandteile zu eliminieren. Die verbleibende Probe wurde mit Ultraschall dispergiert und unter Zugabe von Wasser über ein 630 μm -, ein 200 μm - und ein 63 μm -Sieb abgeseibt. Die erhaltenen Grob-, Mittel- und Feinsandfraktionen wurden bei 105°C getrocknet, anschließend wurde der Glühverlust bestimmt, um den verbliebenen Organikanteil zu quantifizieren. In der die Siebe passierenden wässrigen Bodenlösung wurden die Ton- und Schluffanteile mittels eines Laserpartikelzählers (Shimadzu) bestimmt. Die Proben wurden vor dieser Analyse nochmals mit Ammoniakwasser dispergiert. Einige der besonders tonhaltigen Proben wurden zur internen Vergleichse zusätzlich mittels der Pipett-Methode nach Köhn (DIN ISO 19683) analysiert.

2.2.7 Statistische Auswertung

Die statistische Auswertung der Daten erfolgte mithilfe des Programms SPSS, Version 11 (SPSS Inc.). Zum Vergleich von Datensätzen auf signifikante Unterschiede wurde eine ANOVA (Analysis of Variance) mit nachgeschaltetem Student-Newman-Keuls-Test durchgeführt. Zur Ermittlung von Korrelationen wurden die nicht-parametrischen Spearman-Rank-Korrelationskoeffizienten herangezogen, da die meisten der untersuchten Parameter nicht normalverteilt waren. Eine Ausnahme bildeten die weiter oben dargestellten Klimadaten: Hier kamen die parametrischen Pearson-Korrelationskoeffizienten zum Einsatz. Signifikante Unterschiede bzw. Korrelationen wurden durch Sternchen '*' gekennzeichnet. Ein Sternchen bedeutet Signifikanz auf dem $\alpha = 0.05$ -Niveau, zwei Sternchen auf dem $\alpha = 0.01$ -Niveau und drei Sternchen auf dem $\alpha = 0.001$ -Niveau. Regressionenslinien in graphischen Darstellungen wurden mittels SigmaPlot, Versionen 6.0 und 7.0 (SPSS Inc.) erstellt.

3 Ergebnisse

3.1 Überblick über die Veränderung des Kohlenstoffvorrats in Biomasse, Humusaufgabe und im Boden im Altersverlauf

Abbildung 3-1 gibt einen Überblick über die Veränderungen der Kohlenstoff (C)-Vorräte in der Stammbiomasse, der organischen Auflage und dem Mineralboden im Verlauf des Waldwachstums auf ehemaligen Grünlandflächen. In der Stammbiomasse setzte ab einem Baumalter von ca. 30 Jahren, bedingt durch das starke Wachstum der Bäume in dieser Phase der Bestandesentwicklung, ein deutlicher Vorratsanstieg ein. Mit Ausnahme der Standorte im Eichsfeld und in Aiarei übertrafen die Vorräte in der Stammbiomasse des ältesten Sukzessionsbestandes diejenigen des Vergleichswaldes (vgl. Tab. 3-1).

In der organischen Auflage begann mit Etablierung der Bestände ein Anstieg des C-Vorrats. In der Regel erreichten die Sukzessionsbestände jedoch nicht das Niveau des Vergleichswaldes. Einen Sonderfall bildete das Vilstal: Wegen der geringen Vorräte in der Humusaufgabe des Vergleichswaldes (F-Mull) war schon ab einem Bestandesalter von ca. 30 Jahren mehr Kohlenstoff in der Auflage der Sukzessionsbestände festgelegt.

Im Mineralboden verringerten sich die C-Vorräte nach Aufforstung bzw. natürlicher Bewaldung des Grünlandes zunächst. Nur in Aiarei war zwischen der Wiese und dem 14-jährigen Bestand ein Zuwachs an Kohlenstoff im Mineralboden zu verzeichnen. In den Lücken zwischen den jungen Fichten war hier noch eine dichte Grasnarbe vorhanden, so dass dieser Bestand bezüglich seiner Struktur Merkmale einer Wiese und eines jungen Baumbestandes vereinte. Je nach Chronosequenz wurde 15 bis 60 Jahre nach Begründung des Waldbestandes der niedrigste C-Vorrat festgestellt. Im weiteren Verlauf der Waldentwicklung stellte sich ein neues Vorratsniveau ein, das mit Ausnahme des Valsordas unter dem des Graslandes blieb. Der Vergleichswald im Valsorda hatte als einziger einen etwa gleich hohen Vorrat wie die zugehörige Wiese, an den anderen Standorten waren die Vorräte der Vergleichswälder niedriger.

Einige Bestände fielen durch ungewöhnlich hohe Vorräte auf: Der 46-jährige Bestand im Val Canali war im Frühjahr länger schneebedeckt als die anderen Flächen, so dass hier der Abbau von Kohlenstoff im Boden möglicherweise verlangsamt und der C-Vorrat deshalb besonders hoch war. Im 78-jährigen Bestand in Aiarei wurde nach Abschluss der Beprobung festgestellt, dass dort überschüssige Gülle aus Schwemmenmistung „entsorgt“ wurde, wodurch ein zusätzlicher Eintrag an Kohlenstoff in den Mineralboden stattfand (maximal $\sim 1 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$). Der 25-jährige Bestand des Valsordas wurde möglicherweise durch eine frühere extensive Beweidung beeinflusst, könnte aber auch nur die natürliche Schwankungsbreite der C-Vorräte widerspiegeln.

Die Einzelprozesse der Veränderung des C-Vorrats im Sukzessionsverlauf werden im Folgenden näher beschrieben und bezüglich ihrer Ursachen untersucht.

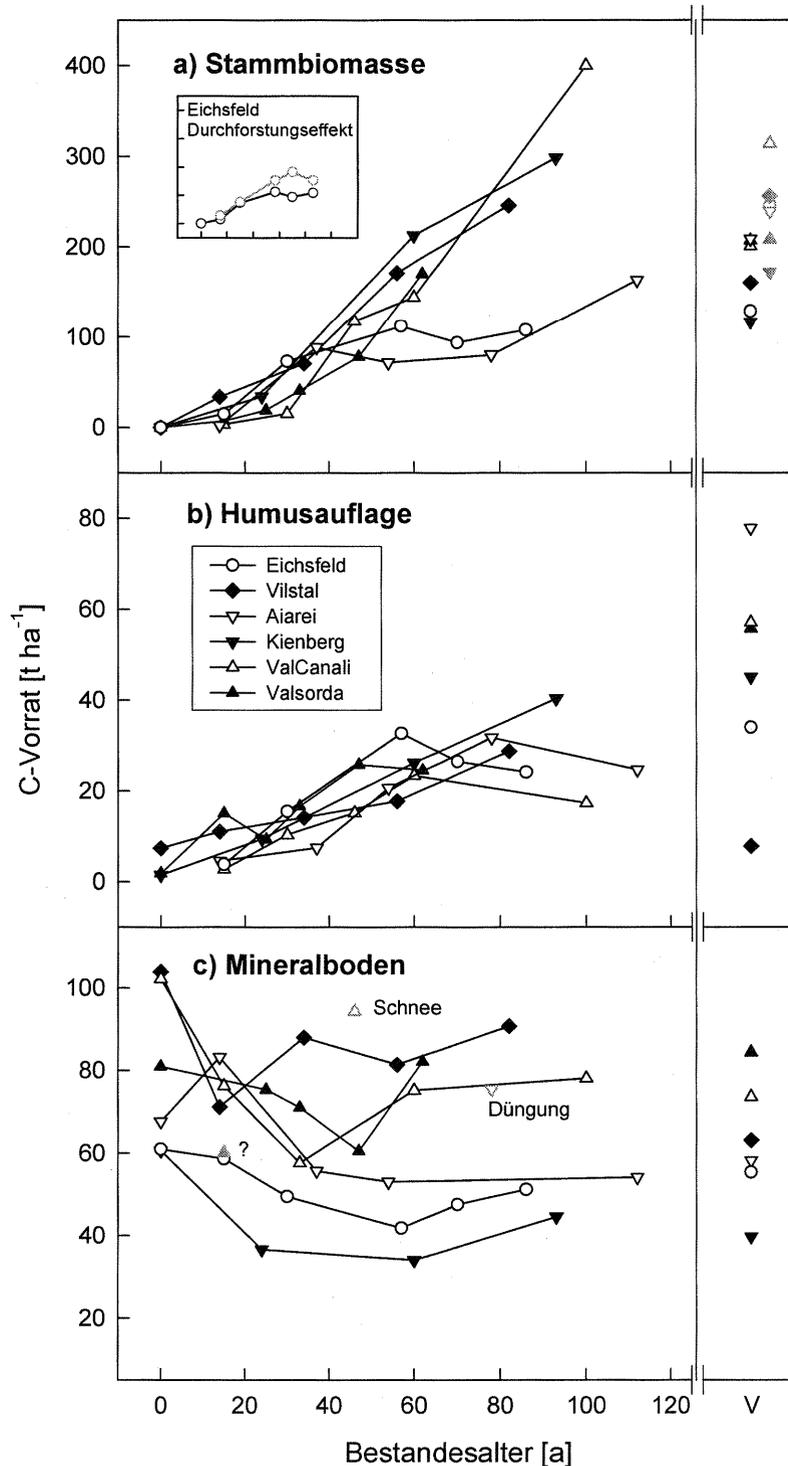


Abbildung 3-1: Veränderung des C-Vorrats mit zunehmendem Bestandesalter. a) Stammbiomasse, b) Humusauflage, c) Mineralboden. V: Vergleichswald. In Abbildung a) sind für die Vergleichswälder zusätzlich zu den aktuellen Vorräten die Vorräte angegeben, welche die jeweiligen Bestände ohne Durchforstung erreicht hätten (graue Symbole). Die Werte wurden durch Hochrechnung über die Baumstümpfe ermittelt. Die kleine Teilabbildung zeigt für die Bestände des Eichsfelds, wie sich die Vorräte ohne Durchforstung entwickelt hätten. Die C-Vorräte des Mineralbodens sind über die gesamte beprobte Profiltiefe angegeben. Ausgefüllte Symbole repräsentieren Standorte auf saurem, leere solche auf kalkhaltigem Ausgangsgestein.

Tabelle 3-1: Kohlenstoffvorräte in der Stammbiomasse, der Humusauflage und dem Mineralboden in den einzelnen Beständen. Standorte auf Kalk sind grau unterlegt. V: Vergleichswälder. Die Vorräte des Mineralbodens sind für die gesamte Beprobungstiefe angegeben. Für die Humusauflage liegen pro Bestand drei Wiederholungen vor.

Standort	Alter [a]	C-Vorrat [t C ha ⁻¹]			
		Stammbiomasse	Humusauflage	Mineralboden	Gesamtsystem
Eichsfeld	0	0.0	0.0	60.9	60.9
	15	14.9	3.8 ± 0.6	58.6	77.4
	30	72.8	15.4 ± 2.7	49.5	137.7
	57	111.8	32.7 ± 13.0	41.8	186.2
	70	93.7	26.5 ± 20.3	47.5	167.7
	86	107.8	24.1 ± 11.3	51.2	183.1
	V	128.7	34.0 ± 10.5	55.4	218.1
	Vilstal	0	0.0	7.3 ± 2.8	103.9
14		33.5	11.0 ± 0.6	71.2	115.7
34		70.5	14.1 ± 5.7	88.0	172.6
60		170.9	17.7 ± 4.7	81.4	270.0
80		245.8	28.7 ± 8.0	90.7	365.2
V		160.2	7.8 ± 4.7	63.1	231.1
Aiarei		0	2.1	0.0	67.6
	14	2.1	4.5 ± 0.7	83.2	89.8
	37	88.3	7.5 ± 1.4	55.7	151.4
	54	71.4	20.6 ± 10.4	53.0	145.0
	78	80.1	31.7 ± 24.1	75.5	187.3
	112	162.9	24.6 ± 17.6	54.1	241.7
	V	208.3	77.8 ± 35.2	58.2	344.3
	Kienberg	0	0.0	1.5 ± 0.6	60.6
24		34.0	9.4 ± 5.2	36.6	80.0
60		212.4	26.2 ± 18.3	34.0	272.6
93		298.3	40.3 ± 15.7	44.5	383.1
V		116.6	45.0 ± 14.6	39.7	201.3
Val Canali		0	0.0	0.0	102.2
	15	3.5	2.8 ± 0.6	76.2	82.4
	33	15.4	10.3 ± 3.2	57.6	83.3
	46	117.5	15.1 ± 10.1	94.3	227.0
	60	144.2	23.4 ± 14.3	75.2	242.8
	100	399.9	17.3 ± 7.4	78.1	495.3
	V	200.9	57.1 ± 43.9	73.6	331.6
	Valsorda	0	0.0	1.8 ± 0.1	80.9
15		7.0	15.1 ± 5.5	60.0	82.1
25		19.0	9.3 ± 6.1	75.3	103.6
33		40.5	16.6 ± 3.4	71.0	128.2
47		77.9	25.8 ± 4.8	60.5	164.2
62		170.1	24.5 ± 2.6	82.1	276.7
V		207.0	55.8 ± 33.6	84.3	347.1

3.2 Einzelprozesse der Veränderungen des C-Vorrats

3.2.1 Änderung der oberirdischen C-Vorräte

3.2.1.1 Charakterisierung der Baumschicht der einzelnen Bestände

Stammdichten

Die Stammdichte der Bäume mit einer Höhe von mehr als zwei Metern variierte bis zu einem Alter von 50 Jahren zwischen 1300 (Val Canali, 46-jährig) und 12000 Stämmen pro Hektar (Eichsfeld, 15-jährig). Ab einem Alter von ca. 70 Jahren pegelte sie sich bei 340 bis 900 Stämmen pro Hektar ein (Abb. 3-2a). Insgesamt nahm sie mit zunehmendem Bestandesalter erwartungsgemäß ab. Die Stammdichte in den Vergleichswäldern lag zwischen 270 (Vilstal) und 1250 (Valsorda) Stämmen pro Hektar. Die Dichte kleinerer Bäume stieg in den Vergleichswäldern in Aiarei, Kienberg und Val Canali bedingt durch die Naturverjüngung wieder an.

Höhen und Durchmesser

Die Baumhöhe nahm in allen Chronosequenzen mit steigendem Bestandesalter zu (Abb. 3-2b, Tab. A-2 im Anhang). Die Bäume in den ältesten Sukzessionsbeständen im Valsorda sowie auf dem Kienberg waren geringfügig niedriger als im jeweils nächst jüngeren Bestand. In den Vergleichswäldern waren die Baumhöhen an allen Standorten auf kalkhaltigem Ausgangsgestein sowie im Vilstal (Flysch) etwas geringer als im jeweils ältesten Sukzessionsbestand. Die größten Höhen erreichten der 100-jährige Bestand im Val Canali mit 41 m und der 80-jährige Bestand im Vilstal mit 34 m. Auffällig war die geringe Baumhöhe im 54-jährigen Bestand in Aiarei, einem Bestand mit vergleichsweise hoher Stammdichte bezogen auf sein Alter.

Der Brusthöhendurchmesser (BHD) nahm in allen Chronosequenzen mit zunehmendem Alter zu (Abb. 3-2c, Tab A-2 im Anhang). Ausnahmen bildeten der 62-jährige Bestand im Valsorda, der mit einem mittleren BHD (Bäume > 2 m Höhe) von 25 cm etwas geringere Werte erreichte als der 47-jährige Bestand mit knapp 29 cm, sowie der 70-jährige Bestand im Eichsfeld (23 cm gegenüber 24 cm im 57-jährigen Bestand). Auffällig war außerdem der geringe BHD der Bäume im 54- und im 78-jährigen Bestand in Aiarei. Während für den 54-jährigen Bestand möglicherweise die relativ große Stammdichte als Erklärung herangezogen werden könnte, war in dem älteren Bestand bereits eine zweite Baumgeneration vorhanden, die zwar schon vergleichsweise große Baumhöhen, jedoch noch nicht den BHD der zuerst angesiedelten Individuen erreichte. Dadurch kam es im Mittel zu einem vergleichsweise geringen BHD. In den Vergleichswäldern auf Kalk (Aiarei, Val Canali und Eichsfeld) war der mittlere Durchmesser kleiner als der des letzten Sukzessionsbestandes, in den Beständen auf saurem Ausgangsgestein dagegen größer. Besonders starkes Dickenwachstum kennzeichnete die

Bäume im 112-jährigen Bestand in Aiarei (BHD: 55 cm), im Vergleichswald des Vilstals (BHD: 45 cm) und im 100-jährigen Bestand des Val Canalis (BHD: 43 cm).

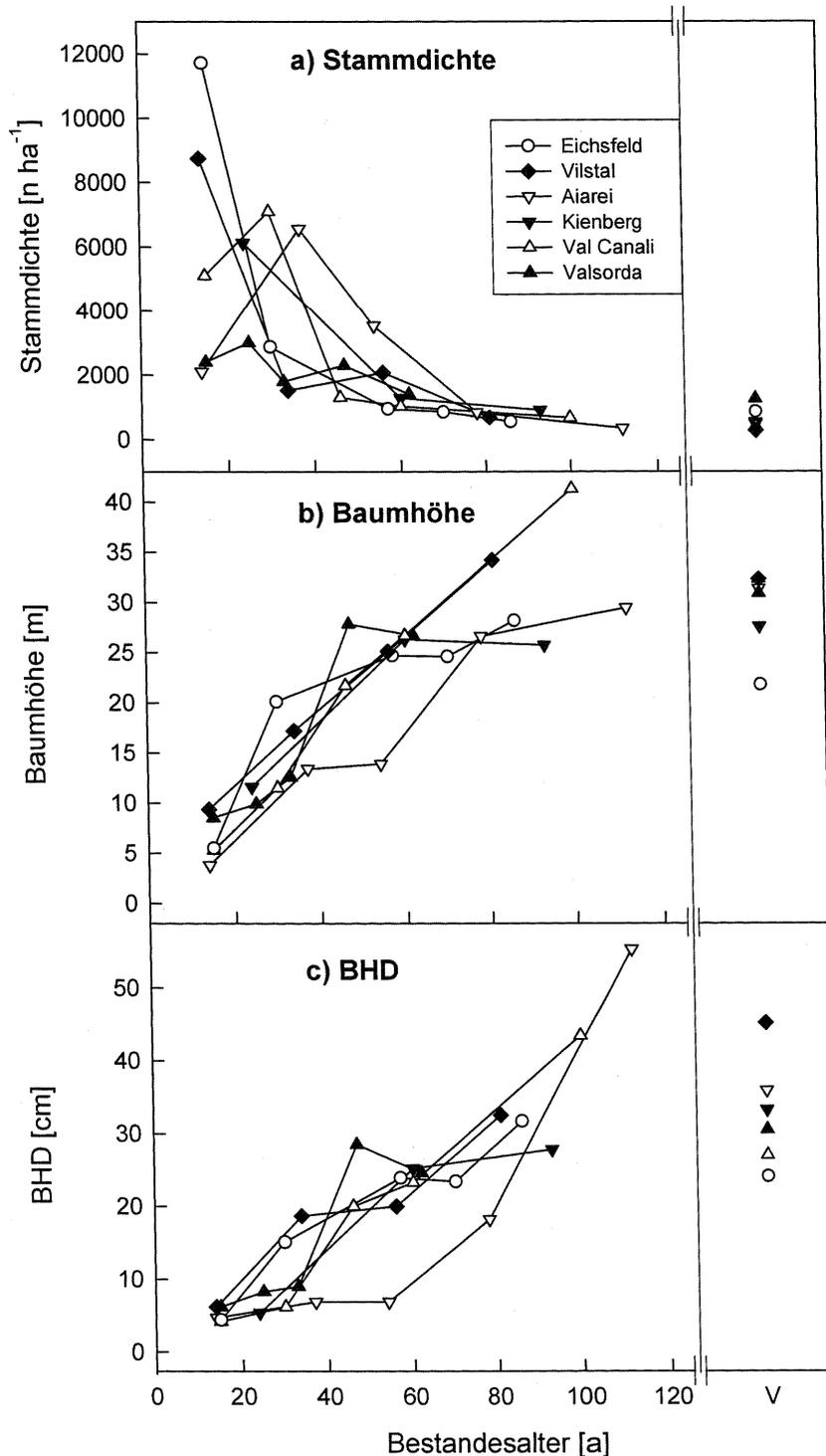


Abbildung 3-2: Abhängigkeit von a) Stammzahl, b) Höhe und c) Brusthöhendurchmesser (BHD) vom Alter der Bestände. V: Vergleichswald. Ausgefüllte Symbole repräsentieren Standorte auf saurem Ausgangsgestein, leere solche auf kalkhaltigem.

Mit steigendem BHD nahm die Höhe der Bäume zu, wobei etwa ab 40-50 cm Durchmesser eine Sättigung eintrat (Abb. 3-3). Trotz der klimatischen und geographischen Unterschiede der einzelnen Chronosequenzen kann der Zusammenhang zwischen BHD und Höhe für alle Bestände mit einer exponentiellen Sättigungsfunktion beschrieben werden. Im Bereich größerer Durchmesser fallen die wüchsigen Bestände des Val Canalis durch relativ große Baumhöhen auf, während die meisten Bestände in Aiarei etwas unter der Sättigungslinie liegen.

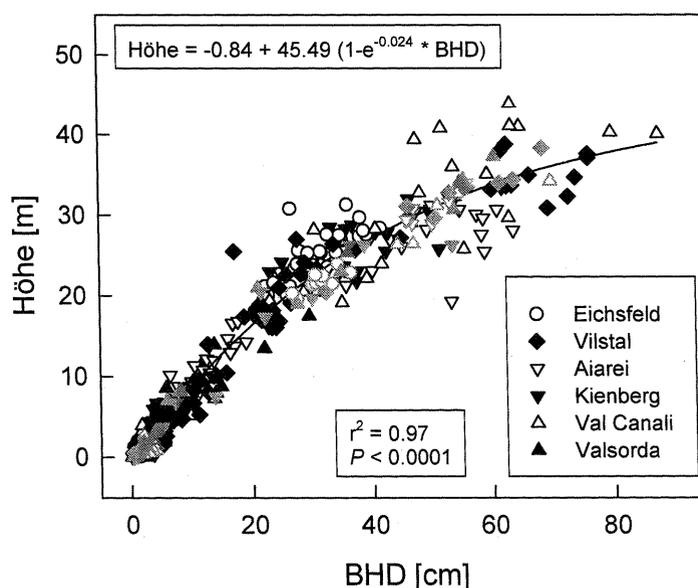


Abbildung 3-3: Zusammenhang zwischen Brusthöhendurchmesser (BHD) und Baumhöhe in den einzelnen Chronosequenzen. Ausgefüllte Symbole repräsentieren Standorte auf saurem Ausgangsgestein, leere solche auf kalkhaltigem. Die Vergleichswälder sind mit grauen Symbolen dargestellt. Sie wurden nicht in die Regression einbezogen, würden aber deren Verlauf und Signifikanz nicht wesentlich verändern.

BHD - Verteilungen

Die Verteilung der Bäume auf die einzelnen Durchmesserklassen variierte entsprechend dem Alter und der Struktur der Bestände. Neben den Jungbeständen fand sich vor allem in Wäldern mit ausgeprägter Naturverjüngung ein hoher Prozentsatz an Bäumen in den unteren Durchmesserklassen (Vergleichswälder Val Canali, Kienberg, Aiarei, Valsorda sowie 82-jähriger Bestand im Vilstal). Andere Bestände zeigten eine relativ gleichmäßige Verteilung auf die einzelnen Größenklassen mit besonders hohen Anteilen im mittleren Durchmesserbereich (Val Canali 46- und 100-jährig, Kienberg 60- und 93-jährig, Vergleichswald Vilstal, alle älteren Bestände im Eichsfeld) und fehlender Verjüngung. In Aiarei war in allen Beständen eine starke Naturverjüngung zu beobachten, während sie im Eichsfeld überall fehlte.

Selbstaussdünnung

Die Selbstaussdünnungsregel beschreibt die konkurrenzbedingte Mortalität in dichten gleichaltrigen Beständen (Westoby, 1984). Dabei wird der Logarithmus der Bestandesbiomasse gegen den Logarithmus der Bestandesdichte aufgetragen. In Beständen, in denen der Kronen-

schluss erfolgt ist und eine ausschließlich dichteabhängige Mortalität herrscht, sollte die Steigung der Geraden theoretisch einen Wert von -0.5 annehmen. Ist die Steigung steiler als dieser Wert, so ist bei gegebener Dichte die Bestandesbiomasse höher als erwartet, d. h. es müssen dem Wachstum förderliche Einflüsse vorliegen, während bei einer flacheren Steigung von einer überdurchschnittlichen Mortalität, z. B. durch Entnahme von Bäumen, ausgegangen werden kann.

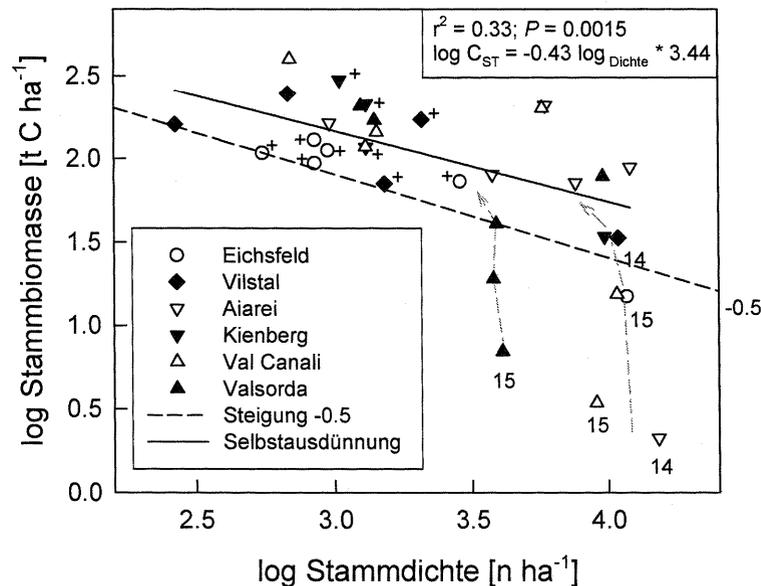


Abbildung 3-4: Selbstaussdünnung. Die Zahlen über den Symbolen geben das Bestandesalter an. Die 14- bis 15-jährigen Jungbestände wurden nicht in die Regression einbezogen, da hier noch kein vollständiger Kronenschluss erfolgt war. Ein '+' gibt an, dass der jeweilige Bestand durchforstet wurde. Bei Ausschluss der durchforsteten Bestände nimmt die Regression eine Steigung von -0.48 an; sie unterscheidet sich jedoch nicht signifikant von der Regression über die durchforsteten und nicht durchforsteten Bestände. Ausgefüllte Symbole repräsentieren Standorte auf Silikat, leere solche auf Kalk. C_{ST} : C-Vorrat der Stammbiomasse.

Für die untersuchten Bestände betrug die Steigung bei Ausschluss der Jungbestände -0.43. Dieser Wert kann als Anzeichen für die durchforstungsbedingte Reduktion an Biomasse gewertet werden. Schließt man alle stärker durchforsteten Bestände aus und betrachtet nur die forstlich nicht oder nur einzelstammweise genutzten Bestände, so erhöht sich die Steigung auf -0.48. Sie kommt damit dem theoretischen Wert von -0.5 näher. Es besteht jedoch kein statistisch signifikanter Unterschied zwischen den beiden Regressionen (t-Test, $\alpha = 0.05$).

3.2.1.2 Änderungen des C-Vorrats in der Stammbiomasse

Entsprechend der zunehmenden Höhen und Durchmesser der Bäume stieg der C-Vorrat mit steigendem Alter der Sukzessionsbestände an (Abb. 3-1a). Der Zuwachs des C-Vorrats erfolgte in den Jungbeständen, die sich, meist durch Naturverjüngung, auf den ehemaligen Grünlandflächen erst etablieren mussten, noch relativ langsam. In den mittleren Altersklassen nahmen die Bestände rasch an Biomasse zu, während sich in den älteren Beständen das Wachstum allmählich wieder verlangsamte. Aiarei und Eichsfeld unterschieden sich von den

übrigen Beständen durch relativ geringe Vorräte in den Beständen mittleren und höheren Alters. Im Eichsfeld waren im Gegensatz zu den in den Alpen gelegenen Standorten alle Bestände durchforstet. Der langsamere Zuwachs an Biomasse kann außerdem durch die für die Fichte suboptimalen Wuchsbedingungen aufgrund der klimatischen Verhältnisse erklärt werden. In Aiarei wirkte sich neben der Höhenlage (1750 m, hochmontan-subalpine Verhältnisse; die natürliche Waldgrenze liegt bei 2000 m NN) vor allem die hohe Stammdichte des 54-jährigen Bestandes mindernd auf den C-Vorrat der Stammbiomasse aus.

Der Effekt der Durchforstung im Eichsfeld und in den Vergleichswäldern wurde durch eine Hochrechnung der Stammbiomasse über die in den jeweiligen Beständen vorhandenen Baumstümpfe quantifiziert (kleine Abbildung bzw. graue Symbole in Abb. 3-1a). In den Vergleichswäldern lag der aktuelle Vorrat der Stammbiomasse mit 100 bis 200 t C ha⁻¹ deutlich unter dem der ältesten Sukzessionsbestände, was in den meisten Fällen durch Bewirtschaftung bedingt war. Die Hochrechnung der theoretisch akkumulierten Stammbiomasse bei fehlender Durchforstung ergab Werte zwischen 170 t C ha⁻¹ auf dem Kienberg und 315 t C ha⁻¹ im Val Canali. Der Vergleichswald des Kienbergs war stärker durchforstet als die übrigen Bestände (möglicherweise wegen der leichten Zugänglichkeit aufgrund der geringen Hangneigung); der C-Vorrat in der Stammbiomasse war dort aber auch nach Einbezug der Stubben noch deutlich geringer als im ältesten Sukzessionsbestand. Im Val Canali lag die Durchforstung im Vergleichswald erst wenige Jahre zurück, so dass die Stammbiomasse infolgedessen noch stark reduziert war. Die Hochrechnung ergab hier einen deutlich höheren Vorrat.

Tabelle 3-2: Korrelationsanalyse der Faktoren, die potenziell die C-Vorräte in der Stammbiomasse beeinflussen. Angegeben sind die Spearman-Rank-Korrelationskoeffizienten. Ein '**' gibt Signifikanz auf dem $\alpha = 0.05$ -Niveau an, zwei '**' Signifikanz auf dem $\alpha = 0.01$ -Niveau. C_{ST}: C-Vorrat in der Stammbiomasse [t C ha⁻¹], Alter: Bestandesalter in [a], Hmax: maximale Baumhöhe in [m], Dmed: mittlerer BHD [cm] der Bäume mit mehr als zwei Metern Höhe, St. 2: Stammzahl [n ha⁻¹] der Bäume mit mehr als zwei Metern Höhe, Länge: Längengrad [°Ost], Breite: Breitengrad [°Nord], Höhe: Höhenlage des Bestandes [m NN], Exposition: Himmelsrichtung, in die der Bestand exponiert ist [°Nord], Neigung: Hangneigung [°].

	Alter	Hmax	Dmed	St. 2	Länge	Breite	Höhe	Expo	Neigung
C _{ST}	0.851**	0.865**	0.840**	-0.721**	-0.008	0.128	0.003	0.041	-0.029
Alter		0.901**	0.900**	-0.890**	-0.013	0.210	0.088	0.052	-0.078
Hmax			0.938**	-0.834**	-0.066	0.077	0.057	0.071	-0.099
Dmed				-0.867**	-0.154	0.183	-0.017	0.180	-0.147
St. 2					0.080	-0.255	-0.046	0.033	0.238
Länge						-0.463*	0.780**	-0.391*	0.299
Breite							-0.683**	0.077	-0.366*
Höhe								-0.394*	0.423*
Expo									-0.198

Der C-Vorrat war hochsignifikant positiv mit der Baumhöhe (Korrelationskoeffizient $r = 0.87$) und dem BHD ($r = 0.84$) sowie negativ mit der Stammdichte ($r = -0.72$) korreliert (Tab. 3-2). Letzteres war durch die sinkende Stammzahl in den älteren Beständen bedingt, in denen wegen der größeren Stammbiomasse der einzelnen Bäume die oberirdischen C-Vorräte größer

waren. Den höchsten Vorrat erreichten die ältesten Sukzessionsbestände im Val Canali mit 400 t C ha^{-1} im 100-jähriger Bestand, auf dem Kienberg mit 300 t C ha^{-1} im 93-jähriger Bestand und im Vilstal mit 250 t C ha^{-1} im 82-jähriger Bestand.

3.2.1.3 Streufall: C-Flüsse von der oberirdischen Biomasse zur Humusaufgabe

Veränderung der Streumengen im Altersverlauf

In den 19 bezüglich des Streufalls beprobten Beständen fielen im gesamten betrachteten Zeitraum Streumengen von $1\text{-}3 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ an (Abb. 3-5). Insgesamt wurden zwischen den Chronosequenzen trotz der klimatischen und geographischen Unterschiede der Standorte keine signifikanten Abweichungen festgestellt. Tabelle 3-3 verdeutlicht die jährliche Variabilität. Besonders große Unterschiede zwischen einzelnen Jahren traten im 57- und im 86-jährigen Bestand im Eichsfeld auf – hier fielen im Jahr 2001 2.21 bzw. $1.83 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in der Streu an, während es 2002 mit 4.12 bzw. $4.13 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ annähernd doppelt soviel waren. Eine ANOVA über alle 19 Bestände ergab jedoch keine signifikanten Unterschiede zwischen den drei untersuchten Jahren (Student-Newman-Keuls-Test, $\alpha = 0.05$).

Tabelle 3-3: Gesamte Streumenge in den 19 bezüglich des Streufalls beprobten Beständen in den Jahren 2000, 2001 und 2002. V: Vergleichswald. SD: Standardabweichung. Die Bestände auf Kalk sind grau unterlegt.

Jahr Standort	Alter [a]	2000		2001		2002	
		Streufall	SD	Streufall	SD	Streufall	SD
		[t C ha ⁻¹ a ⁻¹]					
Eichsfeld	30	2.33	0.53	2.11	0.34	3.25	0.44
	57	3.27	0.80	2.21	1.15	4.12	0.36
	86	2.59	0.26	1.83	0.61	4.13	1.82
	V	1.39	0.13	0.78	0.37	1.55	0.27
Vilstal	34	1.69	0.70	1.18	0.32	2.16	0.47
	82	3.14	1.40	2.07	0.32	2.77	0.57
	V	2.82	1.80	1.50	0.52	2.13	1.04
Aiarei	37	2.03	0.54	2.28	0.71	-	-
	54	2.06	0.59	2.47	0.90	-	-
	112	2.25	0.68	3.43	0.46	-	-
	V	1.02	0.45	1.03	0.54	-	-
Val Canali	30	2.64	0.91	2.03	0.40	1.82	0.46
	46	2.61	1.10	2.62	0.95	2.05	0.95
	60	3.35	1.39	3.13	1.92	1.59	0.64
	V	2.43	0.44	2.30	0.26	2.41	0.35
Valsorda	15	1.68	0.62	1.03	0.15	-	-
	33	2.21	0.15	1.62	0.77	-	-
	62	2.84	0.69	2.10	0.14	1.75	0.42
	V	3.36	1.34	2.32	0.46	-	-

Nicht in allen Altersreihen gab es signifikante Unterschiede des Streufalls ($\alpha = 0.05$) zwischen unterschiedlich alten Waldbeständen (Abb. 3-6, oberer Teil). Im Eichsfeld, in Aiarei und im Val Canali waren alle Sukzessionsbestände bezüglich des Streufalls ähnlich; in den Ver-

gleichswäldern im Eichsfeld und in Aiarei fielen signifikant geringere Mengen an Streu an. Im Vilstal war der Streufall im 82-jährigen Bestand signifikant höher als im 34-jährigen; auch im Valsorda stieg er über die gesamte Altersreihe inklusive des Vergleichswaldes an.

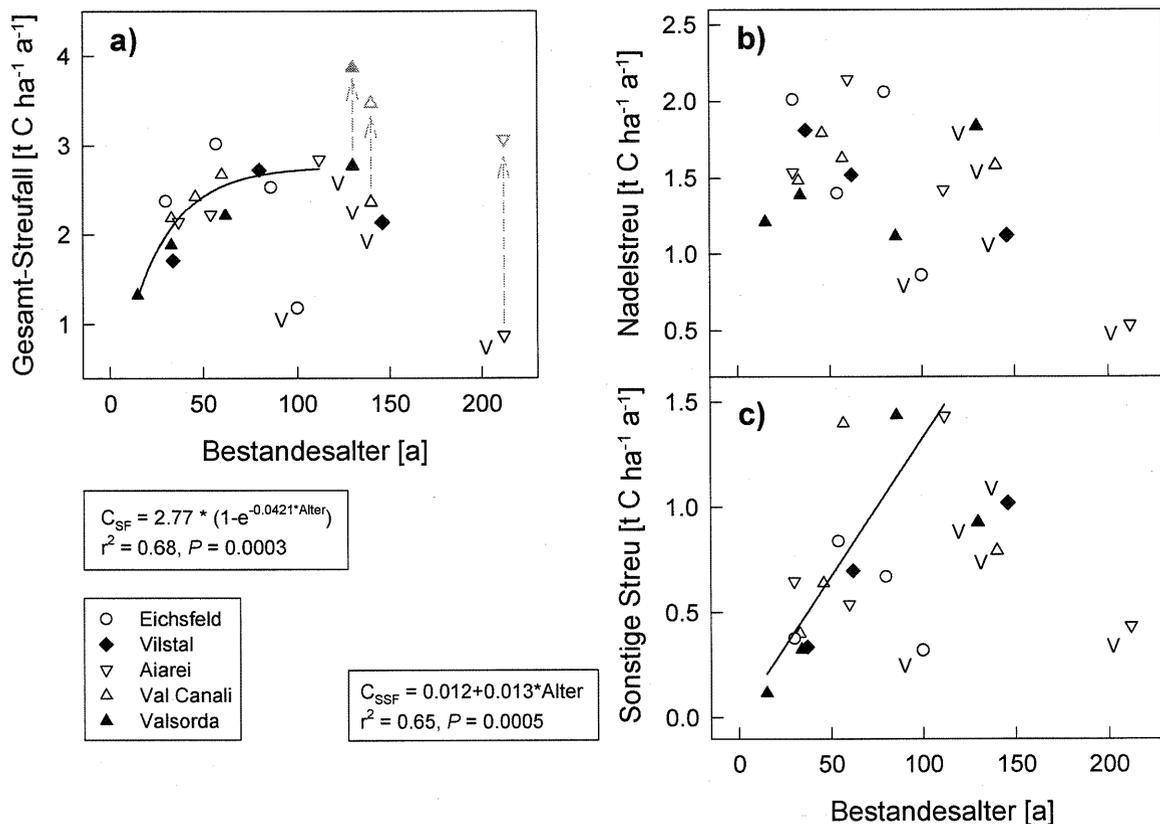


Abbildung 3-5: a) Zunahme des Streufalls mit steigendem Bestandesalter. C_{SF} : C-Eintrag durch den gesamten Streufall, V: Vergleichswälder. Die Pfeile geben an, wie sich der Streufall unter Einbezug der Vaccinien verändern würde. b) Nadelstreufall in Abhängigkeit vom Bestandesalter. c) Sonstiger Streufall (Blätter, Zweige, Zapfen und Samen, Flechten, Sonstiges) in Abhängigkeit vom Bestandesalter. C_{SSF} = C-Eintrag durch sonstigen Streufall. Die Vergleichswälder wurden nicht in die Regressionen einbezogen. Leere Symbole repräsentieren Standorte auf Kalkgestein, ausgefüllte solche auf Silikat.

Auffällig war der geringe Streueintrag in den Vergleichswäldern in Aiarei und im Eichsfeld. In Aiarei ist zu berücksichtigen, dass der Eintrag durch die Blätter, Sprosse und Rhizome der Heidelbeeren (*Vaccinium myrtillus*) und Preiselbeeren (*Vaccinium vitis-idaea*) durch die Streufallen nicht erfasst werden konnte, im Vergleichswald aufgrund der hohen Deckung der Bodenvegetation jedoch signifikant zum Streueintrag beitrug. Aus demselben Grund wurde eventuell auch der Streufall in den Vergleichswäldern des Val Canalis und des Valsordas unterschätzt. Der Eintrag an schwer abbaubarer Blatt- und Wurzelstreu dieser Ericaceen beeinflusste den Aufbau der Humusaufgabe in diesen Beständen möglicherweise stark. Buchmann (1993) gibt für Heidelbeeren und Calluna bei 35% bzw. 17% Deckung jährliche Einträge an oberirdischer Biomasse von insgesamt 2.2 t C ha⁻¹ a⁻¹ an (angenommene C-Konzentration der Biomasse: 50%). Bei Annahme einer Deckung von 35% an Vaccinien und 17% an Calluna im Vergleichswald in Aiarei und der Hälfte dieser Werte im Valsorda und im Val Canali kä-

men zu den Einträgen an Streu aus der Baumschicht noch weitere $2.2 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ an Ericaceen-Streu in Aiarei und $1.1 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in den beiden anderen Vergleichswäldern hinzu. Hierbei handelt es sich um eine Abschätzung, da die Deckung der Vaccinien nicht gemessen wurde. Im Eichsfeld können aufgrund der Windverhältnisse im Vergleichswald Verluste aus den Fallen nicht ausgeschlossen werden.

Betrachtet man für alle beprobten Bestände den Verlauf des Streufalls mit zunehmendem Bestandesalter unter Ausschluss der Vergleichswälder, in denen vielfach besondere Standortbedingungen vorliegen, so erhält man eine altersabhängige Sättigungsfunktion ($r^2 = 0.68$, $P = 0.0003$) (Abb. 3-5).

Zusammensetzung der Streu

Bei näherer Betrachtung zeigt sich, dass der Eintrag an Nadelstreu mit ca. $1\text{-}2 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ im Sukzessionsverlauf weitgehend konstant blieb, während der Eintrag an Blättern, Zweigen, Zapfen und Samen, Flechten und weiteren Komponenten in den älteren Beständen signifikant linear zunahm. Die Streu der ersten ein bis eineinhalb Jahre nach Aufbau der Streufallen wurde in unterschiedliche Komponenten getrennt (vgl. Abb. 3-6, unterer Teil). Nadeln dominierten mit Anteilen von 70 bis über 90% an der gesamten Streumenge den Streufall in den Beständen von weniger als 50 Jahren, in denen Zweige und Samen nur eine untergeordnete Rolle spielten. Dagegen verringerte sich der Nadelanteil in den meisten älteren Beständen relativ zu den anderen Streubestandteilen. Eine Ausnahme bildete der Vergleichswald im Eichsfeld, der deutlich höhere Nadelanteile aufwies als der älteste Sukzessionsbestand. Je nach Bestandesstruktur bzw. Beimischung anderer Baumarten nahmen Zweige, Zapfen und Samen, Blätter oder Flechten mit zunehmendem Bestandesalter zu. Im Valsorda waren vor allem Zweige und Äste in der Streu der älteren Bestände in stärkerem Maße vertreten, der Anteil der Zapfen und Samen sowie der Flechten nahm ebenfalls zu. Letztere fielen im Val Canali nur in geringen Mengen an, während die Blätter mit ca. 7% einen vergleichsweise hohen Anteil erreichten. Dies ist durch die Anwesenheit einzelner Buchen im Nebenbestand zu erklären. Ähnliches gilt auch für den Vergleichswald im Vilstal. Hier bestanden knapp 12% der Streu aus Blattmaterial, gleichzeitig erhöhte sich der Anteil der Fichtenzapfen, Bucheckern und Ahornsamen auf ca. 14%. Im Eichsfeld fiel im 86-jährigen Sukzessionsbestand wegen der Beimischung von Buchen und Bergahornen mit 17% ein relativ hoher Laubstreuanteil an. Wegen eines Zapfenjahrs der Altfichten stieg der Anteil der Zapfen und Samen auf gut 25% an, so dass in diesem Bestand der Anteil der Nadeln am jährlichen Streufall unter 50% lag. Die Bestände in Aiarei waren durchwegs durch relativ große Flechtenmengen charakterisiert, die im 112-jährigen Bestand mit gut 17% ein Maximum erreichten.

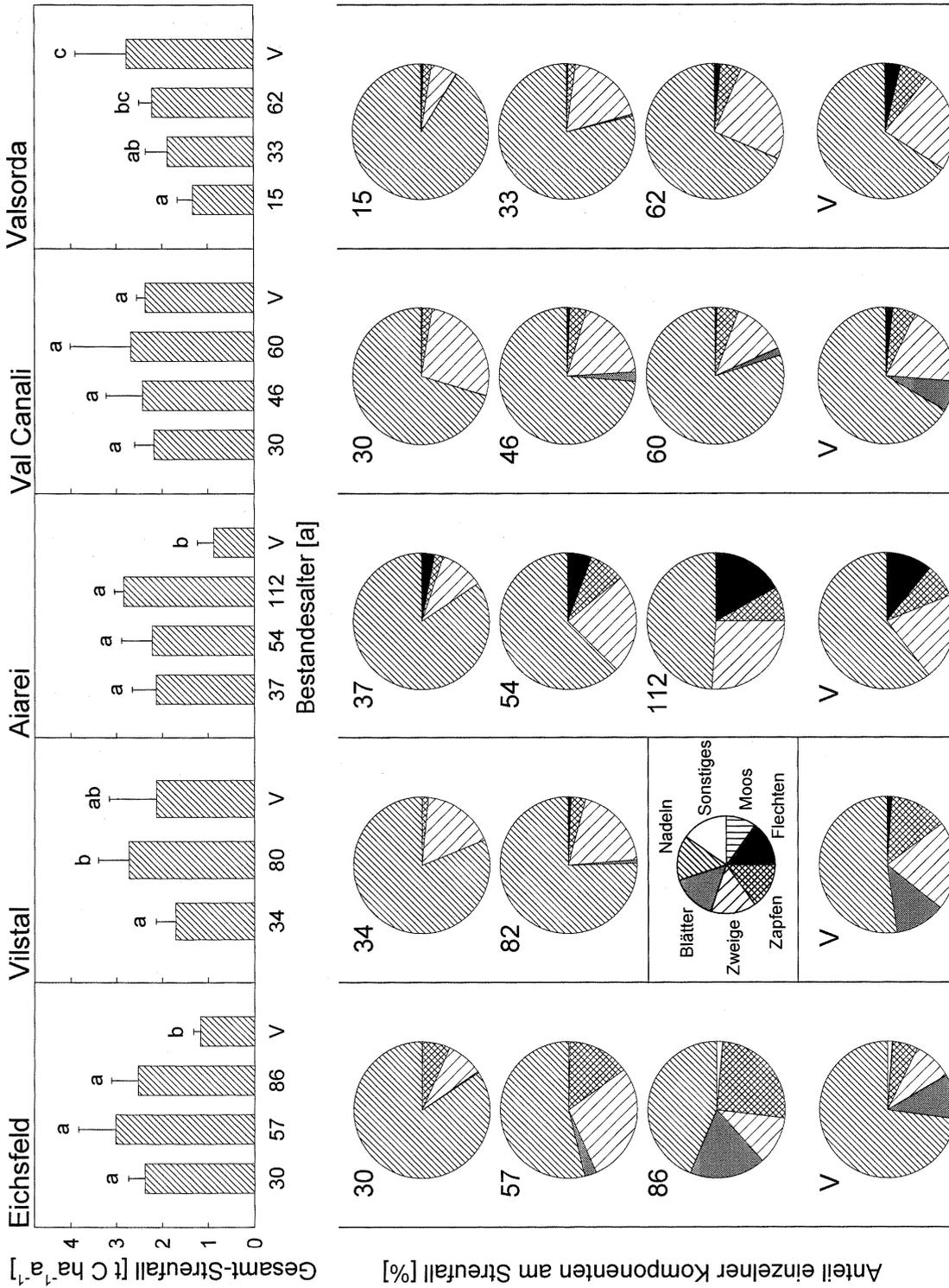


Abbildung 3-6: Oberer Teil: Mittlerer jährlicher Streufall in den untersuchten Beständen in den Jahren 2000 bis 2002. Unterschiedliche Buchstaben geben signifikante Unterschiede zwischen den verschiedenen Beständen eines Standorts an ($\alpha = 0.05$). Unterer Teil: Zusammensetzung des Streufalls im Jahr 2000. V: Vergleichswald.

3.2.1.4 Der Abbau der oberirdischen Streu

Abbau der Nadelstreu

Die in jeweils vier Beständen (Vilstal: drei) der Chronosequenzen ausgebrachten Streusäckchen („Litterbags“) enthielten Fichtennadeln, in den Vergleichswäldern im Eichsfeld zusätzlich Buchenblätter, im Valsorda Tannennadeln sowie im Val Canali und im Vilstal Buchenblätter und Tannennadeln. Die ausgebrachte Streu entsprach damit dem natürlicherweise in den jeweiligen Beständen dem Abbau zugänglichen Ausgangsmaterial. Die folgenden Ergebnisse beziehen sich auf den gesamten Inhalt der Litterbags, eine ausschließliche Betrachtung der Fichtennadeln verändert die dargestellten Ergebnisse nicht.

Errechnet man für jede der Chronosequenzen den mittleren Masseverlust der Nadeln und Blätter in den Litterbags, so ergeben sich nach den ersten fünf bis neun Monaten signifikante Unterschiede zwischen den Standorten. Zu diesem Zeitpunkt hatte der stärkste Masseverlust mit 27% im Vilstal stattgefunden, der schwächste im Valsorda mit ca. 11% (Tab. 3-4, Abb. 3-7a). Im weiteren Verlauf des Abbaus glichen sich die Masseverluste in den einzelnen Chronosequenzen einander an, so dass nach ca. zweieinhalb Jahren am Ende des Abbauperioden in allen Beständen noch etwa 50% der ausgebrachten Nadelmasse übrig waren.

Ein ähnliches Bild zeigte sich bei Betrachtung der C-Verluste (Abb. 3-7b): Nach den ersten fünf bis neun Monaten unterschieden sich mit Ausnahme des Valsordas und des Vilstals alle Chronosequenzen bezüglich des bis dahin abgebauten Kohlenstoffs. Nach weiteren acht Monaten gab es keine Unterschiede mehr zwischen den Beständen auf Kalk und nach insgesamt zweieinhalb Jahren ähnelten sich alle Chronosequenzen bezüglich des C-Verlusts. Der N-Gehalt der Streu nahm in allen Chronosequenzen außer dem Vilstal gegenüber dem Ausgangsgehalt zunächst leicht zu, bevor ein allmählicher Abbau einsetzte, der jedoch nicht so deutlich war wie der C-Abbau (Abb. 3-7c). Der prozentuale N-Gehalt des sich zersetzenden Nadelmaterials erhöhte sich, während der C-Gehalt etwa gleich blieb. Das CN-Verhältnis wurde daher im Verlauf des Abbauprozesses enger, anfängliche Unterschiede zwischen den Chronosequenzen glichen sich aus.

Abbildung 3-7 zeigt die Mittelwerte für die beprobten Chronosequenzen, die sich aus jeweils vier (Vilstal: drei) Beständen mit je fünf Wiederholungen pro Beprobungstermin zusammensetzten. Ein Vergleich der einzelnen Bestände innerhalb der Chronosequenzen bezüglich des Masseverlusts der Streu (ohne Abbildung) ergab für Valsorda und Aiarei ein einheitliches Bild ohne größere Unterschiede zwischen den verschieden alten Beständen. Im Val Canali fiel der 60-jährige Bestand durch geringere Restmassen relativ zu den übrigen Beständen nach zweieinhalb Jahren auf (40% gegenüber 50-60% in den drei anderen Beständen). Im Vilstal galt gleiches für den 82-jährigen Bestand, während im Eichsfeld der Vergleichswald einen geringeren Abbau als die Sukzessionsbestände aufwies (70% gegenüber 40-50% Restmasse).

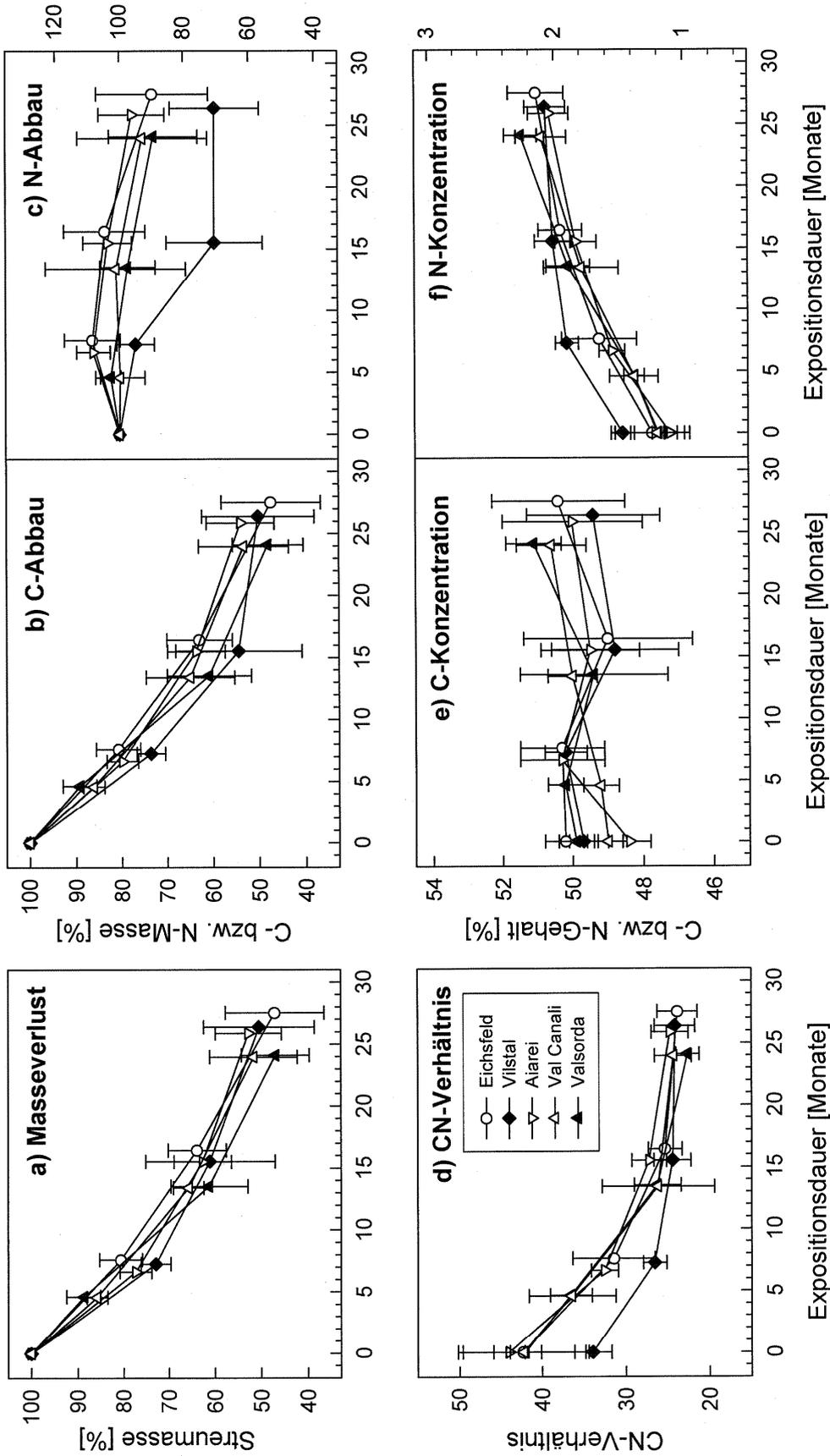


Abbildung 3-7: Abbau der Nadelstreu. a) Masseverlust der Nadeln und Blätter. b) C-Abbau. c) N-Abbau. d) CN-Verhältnis. e) C-Konzentration. f) N-Konzentration. Startzeitpunkte des Abbauersuchs: Eichsfeld: 26.7.1999, Vilstal: 31.7.1999, Aiarei: 17.8.1999, Val Canali: 14.10.1999, Valsorda: 11.10.1999. Ausgefüllte Symbole repräsentieren Standorte auf saurem, leere solche auf kalkhaltigem Ausgangsgestein. Jeder Datenpunkt bildet den Mittelwert aus 4 (Vilstal: 3) Beständen des jeweiligen Standorts. Pro Bestand wurden 5 Wiederholungen gemessen.

Tabelle 3-4: Varianzanalyse der Streuabbauprozesse in den unterschiedlichen Chronosequenzen. Angegeben sind der prozentuale Masseverlust sowie der prozentuale Abbau von C und N gegenüber der Ausgangstroeknmasse der abzubauenen Streu, die C- und N-Konzentrationen sowie das CN-Verhältnis. Unterschiedliche Buchstaben geben signifikante Unterschiede gemäß dem Student-Newman-Keuls-Test auf dem $\alpha = 0.05$ -Niveau an. Die Standorte auf Kalk sind grau unterlegt. $n = 10$ für den Ausgangszustand, $n = 5$ für die Erntetermine.

	Zeitpunkt	Masse- verlust [%]	C- Verlust [%]	N- Verlust [%]	C-Gehalt [%]	N-Gehalt [%]	C/N
Ausgangszustand	Aug.-Okt. 1999						
Eichsfeld		0.0	0.0	0.0	50.2 a	1.24 a	42.3 a
Vilstal		0.0	0.0	0.0	49.7 b	1.47 b	33.9 b
Aiarei		0.0	0.0	0.0	48.4 c	1.10 a	44.0 a
Val Canali		0.0	0.0	0.0	49.0 d	1.20 a	42.2 a
Valsorda		0.0	0.0	0.0	49.9 b	1.19 a	42.0 a
1. Erntetermin	März 2000						
Eichsfeld		19.4 a	19.2 a	-8.4 a	50.3 a	1.65 a	31.4 a
Vilstal		27.1 b	26.4 b	5.1 b	50.2 a	1.90 b	26.5 b
Aiarei		22.7 c	20.1 a	-8.1 a	50.3 a	1.55 a	32.5 a
Val Canali		14.2 d	13.8 c	0.3 c	49.2 b	1.38 c	36.4 c
Valsorda		11.3 e	10.7 d	-2.7 c	50.2 a	1.38 c	36.5 c
2. Erntetermin	Nov. 2000						
Eichsfeld		36.1 a	37.0 a	-4.5 a	49.0 a	1.95 ab	25.3 a
Vilstal		38.9 a	45.5 b	29.5 b	48.8 a	2.01 a	24.4 a
Aiarei		37.3 a	36.3 a	-3.7 a	49.5 a	1.83 b	27.2 a
Val Canali		34.3 a	35.0 a	-1.1 a	50.0 a	1.79 b	26.1 a
Valsorda		38.7 a	39.1 ab	2.6 a	49.4 a	1.89 ab	26.2 a
3. Erntetermin	März 2001						
Eichsfeld		52.9 a	52.5 a	10.3 a	50.4 ab	2.14 a	23.8 ab
Vilstal		49.5 a	49.7 a	29.6 b	49.4 a	2.07 a	24.1 ab
Aiarei		47.2 a	45.9 a	3.9 a	50.0 ab	2.04 a	24.7 a
Val Canali		48.3 a	46.6 a	7.2 a	50.6 ab	2.10 a	24.3 ab
Valsorda		53.0 a	51.8 a	10.6 a	51.1 b	2.26 b	22.6 b

Der Masseverlust der Streu am ersten Erntetermin korrelierte hochsignifikant positiv mit der mittleren Bodenfeuchte an den untersuchten Standorten (Tab. 3-5, Abb. 3-8), d.h. an den feuchteren Standorten wurde in den ersten fünf Monaten ein größerer Prozentsatz der ausgebrachten Streu abgebaut. Verschiedene weitere Faktoren, die ebenfalls mit dem Masseverlust zusammenhängen, waren mit der Bodenfeuchte autokorreliert, darunter der pH-Wert des Oh-Horizonts sowie der Jahresniederschlag. Luft- und Bodentemperatur waren dagegen signifikant negativ mit dem Masseverlust bis zum ersten Erntetermin korreliert.

Tabelle 3-5: Korrelationsanalyse der Faktoren, die den Streuabbau in den Beständen der Chronosequenzen beeinflussen. Angegeben sind die Spearman-Rank-Korrelationskoeffizienten. Ein '*' gibt Signifikanz auf dem $\alpha = 0.05$ -Niveau an, zwei '**' Signifikanz auf dem $\alpha = 0.01$ -Niveau. Abbau: abgebauter Streuanteil in [%] der Ausgangsmenge, CN: CN-Verhältnis des Ausgangsmaterials, Wurzeln: Durchwurzelung des Oh-Horizonts [kg m^{-3}], Streufall: jährlicher Streufall [$\text{t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$], Höhe: Meereshöhe des Standorts in m NN, Neigung: Hangneigung des Bestandes in $^\circ$, Feuchte: Mittelwert der Bodenfeuchte über die Monate, für die an allen Standorten mit Loggern Daten vorliegen (2000: Mai, Juni, Juli, August; 2001: Mai, Juli; 2002: Oktober, November, Dezember; 2003: Januar, Februar, März), Σ LT: Summe der Monatsmittel der Lufttemperatur, Σ BT: Summe der Monatsmittel der Bodentemperatur für die Monate, für die an allen Standorten mit Loggern Daten vorliegen, NS: mittlerer jährlicher Niederschlag.

	CN	pH _{OH}	Wurzeln	Streufall	Höhe	Neigung	Feuchte	Σ LT	Σ BT	NS
Abbau	-0.054	0.311**	-0.051	-0.008	-0.100	-0.253*	0.718**	-0.601**	-0.493**	-0.236*
CN		0.206	-0.430**	0.440**	0.201	-0.190	-0.664**	-0.288	-0.371*	-0.283**
pH_{OH}			-0.631**	0.106	0.328**	-0.192	0.943**	0.086	-0.029	0.000
Wurzeln				-0.030	0.023	0.229*	-0.886**	0.486**	0.600**	0.173
Streufall					-0.100	-0.355**	-0.086	0.600**	0.543**	-0.009
Höhe						0.567**	0.371*	-0.257	-0.371*	0.265**
Neigung							-0.143	-0.486**	-0.257	0.277**
Feuchte								-0.200	-0.257	0.878**
Σ LT									0.943**	-0.098
Σ BT										-0.293**

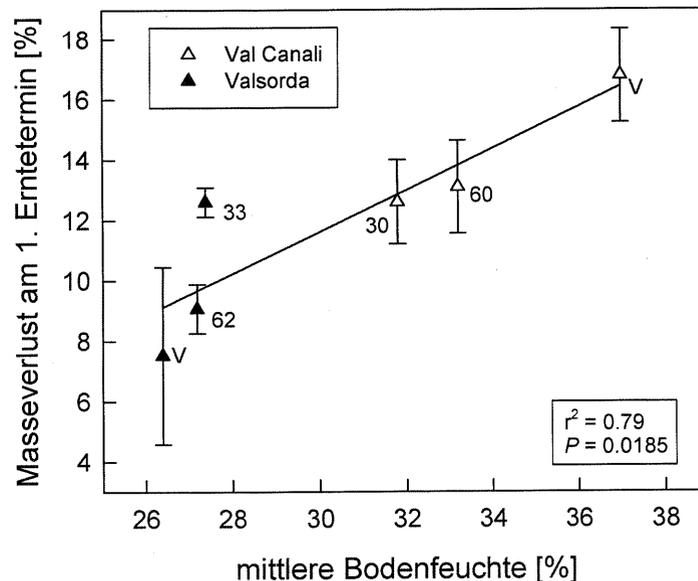


Abbildung 3-8: Abhängigkeit des Masseverlusts der Streu in den ersten fünf Monaten von der mittleren Bodenfeuchte. Der Mittelwert wurde nur über die Monate gebildet, für die an allen Standorten Daten vorlagen (2000: Mai, Juni, Juli, August; 2001: Mai, Juli; 2002: Oktober, November, Dezember; 2003: Januar, Februar, März). Die Zahlen über den Symbolen geben das Alter der Bestände an, V: Vergleichswald. Ausgefüllte Symbole repräsentieren Standorte auf saurem, leere solche auf kalkhaltigem Ausgangsgestein. $n = 5$.

Abbau der Holzstückchen

Zusätzlich zu den Nadeln wurden Holzstückchen von ca. 5-15 cm Länge und 1-3 cm Durchmesser rund um einen Markierungspflöck frei auf dem Waldboden ausgebracht und dort für ca. drei Jahre zum Abbau belassen. Tabelle 3-6 zeigt die Restmassen und Abbauraten an den einzelnen Standorten. Ähnlich wie bei der Zersetzung der Nadelstreu fand der stärkste Abbau der Holzstückchen mit knapp 25% im Valsorda statt, der schwächste mit nur etwa 3% in Aiarei. Hohe Standardabweichungen lassen auf eine kleinräumig heterogene Verteilung von holzersetzenen Boden(mikro)organismen mit entsprechend unterschiedlichen Abbauraten in der Humusaufgabe schließen.

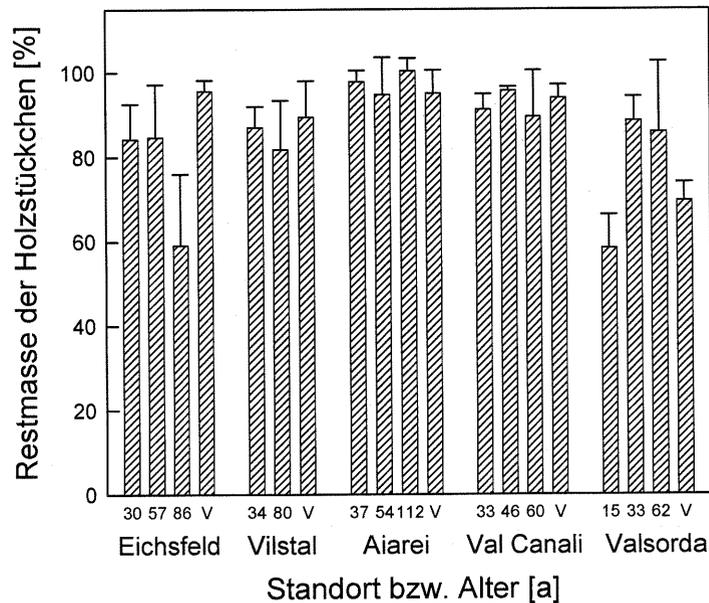


Abbildung 3-9: Restmassen der Holzstückchen nach ca. drei Jahren Abbau in Prozent der Ausgangsmasse. V: Vergleichswälder.

Tabelle 3-6: Varianzanalyse des Abbaus der Holzstückchen in den untersuchten Chronosequenzen. Angegeben sind die Restmasse nach ca. drei Jahren Abbau in [%] der Ausgangsmasse sowie die Abbauraten in $[\text{mg Tag}^{-1}]$ und in $[10^{-3} \% \text{ Tag}^{-1}]$. MW: Mittelwert, SD: Standardabweichung. Unterschiedliche Buchstaben geben signifikante Unterschiede zwischen den Chronosequenzen gemäß dem Student-Newman-Keuls-Test auf dem $\alpha = 0.05$ -Niveau an. n: Anzahl der nach ca. drei Jahren wieder gefundenen und ausgewerteten Holzstückchen. Standorte auf Kalk sind grau unterlegt.

	n	Restmasse		Abbauraten			
		[%]		$[\text{mg Tag}^{-1}]$		$[10^{-3} \% \text{ Tag}^{-1}]$	
		MW	SD	MW	SD	MW	SD
Eichsfeld	25	80.17 ac	16.69	2.32 a	2.08	15.96 a	13.43
Vilstal	20	86.12 a	9.10	1.35 ab	0.98	11.37 ac	7.42
Aiarei	40	97.05 b	5.80	0.47 b	1.09	2.47 b	4.86
Val Canali	32	92.55 b	6.23	1.27 ab	1.08	6.56 bc	5.49
Valsorda	40	75.63 c	15.71	5.85 c	4.53	21.40 d	13.80

Während der Abbau in den Litterbags signifikant positiv mit der Bodenfeuchte korreliert war, bestand bezüglich des Abbaus der Holzstückchen eine entgegengesetzte Korrelation (Tab. 3-7). Mit zunehmender Bodenfeuchte nahm der abgebaute Anteil ab (Abb. 3-10). Hinzu kam eine signifikante negative Korrelation mit der Meereshöhe.

Tabelle 3-7: Korrelationsanalyse der Faktoren, die den Abbau der Holzstückchen in den Beständen der Chrono-sequenzen beeinflussen. Angegeben sind die Spearman-Rank-Korrelationskoeffizienten. Ein '**' gibt Signifikanz auf dem $\alpha = 0.05$ -Niveau an, zwei '***' Signifikanz auf dem $\alpha = 0.01$ -Niveau. Abbau: abgebauter Holzanteil in [%] der Ausgangsmasse, Streufall: jährlicher Streufall [$t C ha^{-1} a^{-1}$], Wurzeln: Durchwurzelung des Oh-Horizonts [$kg m^{-3}$], Höhe: Meereshöhe des Standorts in m NN, Expo: Exposition des Bestandes in [°Nord], Neigung: Hangneigung des Bestandes in [°], Feuchte: mittlere Bodenfeuchte über die Monate, für die an allen Standorten mit Loggern Daten vorliegen (2000: Mai, Juni, Juli, August; 2001: Mai, Juli; 2002: Oktober, November, Dezember; 2003: Januar, Februar, März), T: mittlere Jahrestemperatur, ΣBT : Summe der Bodentemperatur für die Monate, für die an allen Standorten mit Loggern Daten vorliegen.

	pH _{OH}	Streufall	Wurzeln	Höhe	Expo	Neigung	Feuchte	ΣBT	T
Abbau	-0.539**	0.003	0.130	-0.406**	0.332**	-0.018	-0.565**	0.079	0.355**
pH _{OH}		0.142	-0.640**	0.339**	-0.553**	-0.237**	0.912**	-0.016	-0.140
Streufall			-0.044	-0.125	0.115	-0.435**	-0.245	0.538**	0.197*
Wurzeln				-0.002	0.234**	0.233**	-0.848**	0.689**	-0.176*
Höhe					-0.334**	0.517**	0.132	-0.418**	-0.873**
Expo						-0.044	-0.895**	0.411**	0.128
Neigung							-0.114	-0.337*	-0.564**
Feuchte								-0.298*	0.870**
ΣBT									-0.337**

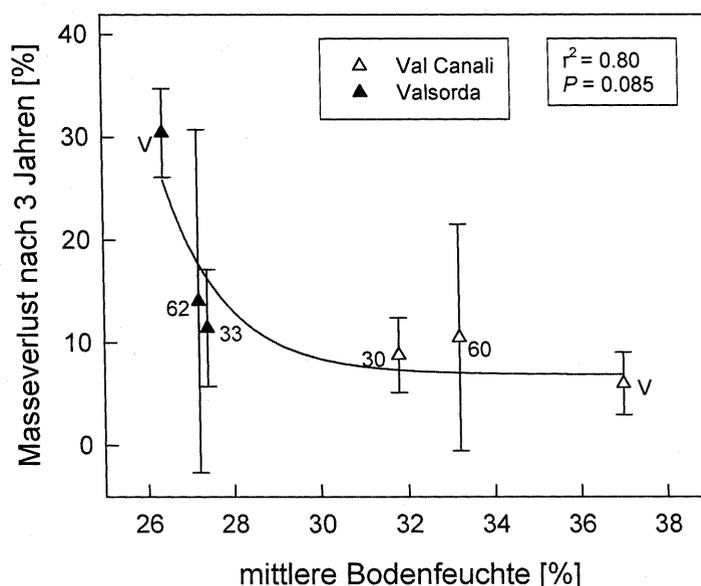


Abbildung 3-10: Abhängigkeit des Masseverlusts der Holzstückchen innerhalb von drei Jahren von der mittleren Bodenfeuchte. Der Mittelwert wurde nur über die Monate gebildet, für die an allen Standorten Daten vorliegen (2000: Mai, Juni, Juli, August; 2001: Mai, Juli; 2002: Oktober, November, Dezember; 2003: Januar, Februar, März). Die Zahlen über den Symbolen geben das Alter der Bestände an, V: Vergleichswald. Ausgefüllte Symbole repräsentieren Standorte auf saurem, leere solche auf kalkhaltigem Ausgangsgestein.

3.2.2 Änderung der C-Vorräte in der Humusaufgabe

Der C-Vorrat der Humusaufgabe sollte das Ergebnis des oberirdischen Streueintrags abzüglich der Verluste durch den Abbau dieser Streu sein. Daher wurde neben der Altersabhängigkeit des Vorrats untersucht, ob dieser durch die Prozesse des Streueintrags und des Streuabbaus beschrieben werden kann.

3.2.2.1 Altersverlauf

Der C-Vorrat der Humusaufgabe nahm in allen Chronosequenzen mit zunehmendem Bestandesalter zu (Abb. 3-1b). Vergleicht man die jeweils ältesten Bestände der Altersreihen, so war er im 93-jährigen Bestand des Standorts Kienberg mit 40 t C ha^{-1} am höchsten und im 100-jährigen Bestand des Standorts Val Canali mit 17 t C ha^{-1} am geringsten. Der Vorrat der Vergleichswälder lag demgegenüber zwischen 8 t C ha^{-1} im Vilstal und 78 t C ha^{-1} am hochgelegenen Standort Aiarei. Ein t-Test unter Ausschluss des Vilstals ergab einen signifikant höheren C-Vorrat in der Auflage der Vergleichswälder verglichen mit dem jeweils ältesten Sukzessionsbestand ($P < 0.05$). Der niedrige Vorrat des Vilstals ist durch die Humusform dieses Bestandes bedingt: Während in den anderen Vergleichswäldern feinhumusreicher Rohhumus bzw. feinhumusreicher Moder (Eichsfeld) ausgebildet waren, war dem obersten Bodenhorizont im Vilstal ein F-Mull aufgelagert, der vermutlich auf den vergleichsweise hohen Anteil an Laubholz in diesem Bestand zurückzuführen ist. Streunutzung und Waldweide können ausgeschlossen werden (Forstamt Füssen, persönliche Mitteilung). Der gegenüber den Beständen der Chronosequenz signifikant erhöhte pH-Wert des Oberbodens (pH in Wasser: 6.4 gegenüber 4.1-4.4 in den Sukzessionsbeständen) war in diesem Bestand auffällig. Zudem war die Hangneigung mit 27.5% erheblich (Sukzessionsbestände: 6-21%), so dass auch Verluste durch hangabwärts gerichtete Verlagerungsprozesse der Streu eine Rolle spielen könnten.

Bezüglich der Höhe des C-Vorrats in der Humusaufgabe bestand kein grundsätzlicher Unterschied zwischen sauren und basischen Standorten, jedoch unterschied sich der Verlauf des Anstiegs. Für alle Chronosequenzen zusammen ergab sich ein Vorratsanstieg von $0.27 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ ($r^2 = 0.67$). Durch eine Trennung in Standorte auf Kalk und solche auf Silikat konnte ein höherer Prozentsatz der Variabilität erklärt werden; für die silikatischen Standorte wurde ein linearer Zusammenhang mit einer Zunahme von $0.34 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ berechnet (Tab. 3-8; $r^2 = 0.88$), während sich für die Bestände auf Kalk eine Sättigungsfunktion ergab ($r^2 = 0.73$). Dies erscheint gerechtfertigt, da in den ältesten Beständen auf Kalk (> 60 Jahre) kein weiterer Anstieg des Vorrats erfolgte. In allen Kalkbeständen war der Vorrat des ältesten Sukzessionsbestandes niedriger als der des jeweils nächst jüngeren. Eine lineare Funktion für die Kalkstandorte mit einer Zunahme von $0.24 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ ergab einen deutlich schlechteren Varianzkoeffizienten ($r^2 = 0.55$) als die Sättigungsfunktion. Ein t-Test zum Vergleich der logarithmisch transformierten Regressionen ergab zudem signifikante Unterschiede zwischen den Kalk- und Silikatstandorten ($\alpha = 0.05$). An den beiden Standorten in den Alpen (Aiarei,

Val Canali) lag der Vorrat der Vergleichswälder deutlich über der Sättigungslinie, während er im Eichsfeld etwa mit ihr zusammen fiel. Als Gründe hierfür kommen die im Vergleich zu den beiden anderen Beständen auf Kalk geringere Stammbiomasse sowie das Fehlen von *Vaccinien* im Unterwuchs in Frage.

Tabelle 3-8: Beschreibung des Zuwachses der C-Vorräte in der organischen Auflage durch mathematische Funktionen. C_{ORG} : C-Vorrat der organischen Auflage, a : Bestandesalter. Die Vergleichswälder wurden nicht in die Regressionen eingeschlossen. Die Standorte auf Kalk sind grau unterlegt.

Standort	Funktion	r^2	P
alle zusammen	$C_{\text{ORG}} = 4.87 + 0.27a$	0.67	<0.0001
Vilstal, Kienberg, Valsorda	$C_{\text{ORG}} = 4.13 + 0.34a$	0.88	<0.0001
Eichsfeld, Aiarei, Val Canali	$C_{\text{ORG}} = -13.18 + 40.22 (1 - e^{-0.035a})$	0.73	0.0004

3.2.2.2 Abhängigkeit des Kohlenstoffvorrats der Auflage vom Streufall

Es stellt sich die Frage, welche altersabhängigen Prozesse den Anstieg des Vorrats in der Humusaufgabe bewirken. Wie oben gezeigt wurde, nahm der C-Eintrag durch Streufall in den Sukzessionsbeständen mit zunehmendem Bestandesalter zu (vgl. Kap. 3.2.1.3). Ein höherer Streueintrag in den Boden lässt einen höheren C-Vorrat in der organischen Auflage erwarten, sofern die Abbauprozesse in den verglichenen Beständen ähnlich sind. Daher wurde der Zusammenhang zwischen dem Streufall und dem C-Vorrat der Humusaufgabe untersucht (Abb. 3-11). In den Sukzessionsbeständen stieg der C-Vorrat der Humusaufgabe signifikant mit zunehmendem Streufall der Baumschicht an. Dabei war die Steigung in den Beständen auf Kalk steiler als auf Silikat, wo jedoch schon bei geringeren Streumengen ein größerer Vorrat erreicht wurde. Wie bei der Abhängigkeit des Streufalls vom Alter wurden auch hier die Vergleichswälder nicht in die Regression miteinbezogen. Im Eichsfeld, im Valsorda, im Val Canali und in Aiarei waren diese durch einen hohen Vorrat gekennzeichnet, der offenbar auch durch vergleichsweise geringere Streumengen der Baumschicht aufrechterhalten wurde. In den drei letztgenannten Beständen musste die stellenweise hohe Deckung von *Vaccinium myrtillus*, *Vaccinium vitis-idaea* und *Calluna vulgaris* sowie der daraus resultierende Streufall berücksichtigt werden (s. o.).

Die Vergleichswälder im Val Canali und im Valsorda kämen unter Einbezug dieser Einträge etwa auf der Regressionsgeraden der Sukzessionsbestände zu liegen. In Aiarei läge der C-Vorrat in der Humusaufgabe des Vergleichsbestandes noch immer höher, als aufgrund des Streueintrags zu erwarten wäre. Offenbar wirken hier noch andere Einflussfaktoren auf die Anreicherung von Kohlenstoff in der Humusaufgabe. Im Vilstal hatte der Vergleichswald trotz durchschnittlichen Streufalls nur einen geringen Vorrat in der Auflage, ein Oh-Horizont war nicht ausgebildet.

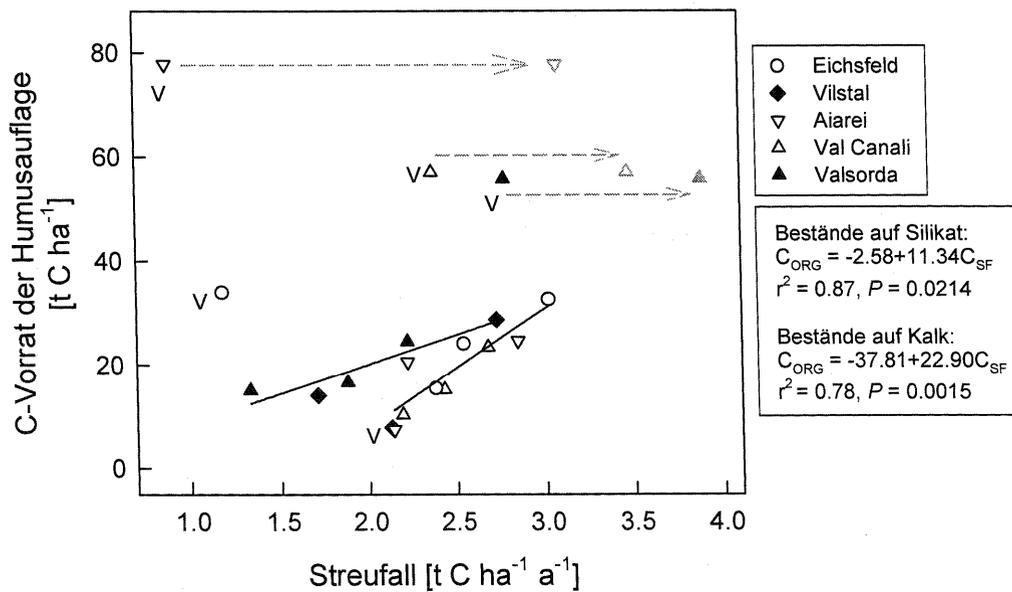


Abbildung 3-11: Abhängigkeit des C-Vorrats der Humusauflage vom jährlichen Streufall. V: Vergleichswälder, C_{ORG} : C-Vorräte in der organischen Auflage, C_{SF} : Kohlenstoffeintrag durch den Streufall. Die Vergleichswälder wurden nicht in die Regression einbezogen. Ausgefüllte Symbole repräsentieren Standorte auf saurem, leere solche auf kalkhaltigem Ausgangsgestein.

3.2.2.3 Korrelation mit weiteren Faktoren

Unter Annahme eines konstanten Streufalls beeinflussten der pH-Wert des Of-Horizonts sowie der prozentuale Masseverlust der Nadelstreu im Verlauf des ersten Jahres den Vorrat der Humusauflage (Tab. 3-9). Eine Residualanalyse ergab eine signifikante Beziehung zwischen dem pH-Wert des Of-Horizonts und den Residuen der Regression des Streufalls gegen den Vorrat der Humusauflage ($r^2 = 0.63$; $P = 0.0008$); die Beziehung zwischen den Residuen und dem Masseverlust der Streu war schwächer ($r^2 = 0.25$, $P = 0.0704$). Da der pH-Wert des Of-Horizonts und der Masseverlust der Streu miteinander autokorreliert sind, ergeben sich zwei alternative Funktionen zur Beschreibung des Vorrats, die neben dem Streufall entweder den pH-Wert des Of-Horizonts oder den Masseverlust der Streu beinhalten.

$$C_{\text{ORG}} = 39.10 + 13.25 * \text{Streufall} - 10.16 * \text{pH}_{\text{OF}} \quad (r^2 = 0.85; P < 0.0001)$$

$$C_{\text{ORG}} = -40.93 + 15.33 * \text{Streufall} + 0.77 * \text{Masseverlust der Streu} \quad (r^2 = 0.70; P = 0.002)$$

Eine Autokorrelation zwischen dem Abbau der Streu und dem pH-Wert des Of-Horizonts entspricht den Erwartungen, da die Litterbags zum Streuabbau dem Of-Horizont auflagen.

Tabelle 3-9: Korrelationsanalyse der Faktoren, die den C-Vorrat in der organischen Auflage beeinflussen. Angegeben sind die Spearman-Rank-Korrelationskoeffizienten. Ein '**' gibt Signifikanz auf dem $\alpha = 0.05$ -Niveau an, zwei '**' Signifikanz auf dem $\alpha = 0.01$ -Niveau. C_{ORG} : C-Vorrat in der organischen Auflage [$t\ C\ ha^{-1}$], Alter in [a], Streufall in [$t\ C\ ha^{-1}\ a^{-1}$], Abbau: prozentualer C-Verlust der Streu nach einem Jahr Abbau, Reststreu: jährlich anfallende Streumenge abzüglich des jährlichen Abbaus [$t\ C\ ha^{-1}\ a^{-1}$], C_{ST} : C-Vorrat in der Stamm biomasse [$t\ C\ ha^{-1}$], pH_L , pH_{OF} und pH_{OH} : pH der unzersetzten Streu, des Of und des Oh-Horizonts, CN_L : CN-Verhältnis in der Streuauflage.

	Alter	Streufall	Abbau	Reststreu	C_{ST}	pH_L	pH_{OF}	pH_{OH}	CN_L
C_{ORG}	0.857**	0.789**	-0.020	0.662**	0.740**	-0.635**	-0.327	-0.366*	0.633**
Alter		0.744**	-0.228	0.674**	0.883**	-0.577**	-0.130	-0.283	0.694**
Streufall			-0.485	0.964**	0.749**	0.068	0.152	0.248	0.209
Abbau				-0.652*	-0.161	-0.381	-0.595*	-0.712**	0.062
Reststreu					0.667**	0.177	0.310	0.396	0.202
C_{ST}						-0.518**	-0.173	-0.117	0.602**
pH_L							0.611**	0.448*	-0.544**
pH_{OF}								0.797**	-0.147
pH_{OH}									-0.244

3.2.2.4 Das CN-Verhältnis der Humusauflage

Für die einzelnen Schichten der Humusauflage wurde die C- gegen die N-Konzentration aufgetragen, um Veränderungen während des Abbauprozesses der Streu zu erfassen (Abb. 3-12).

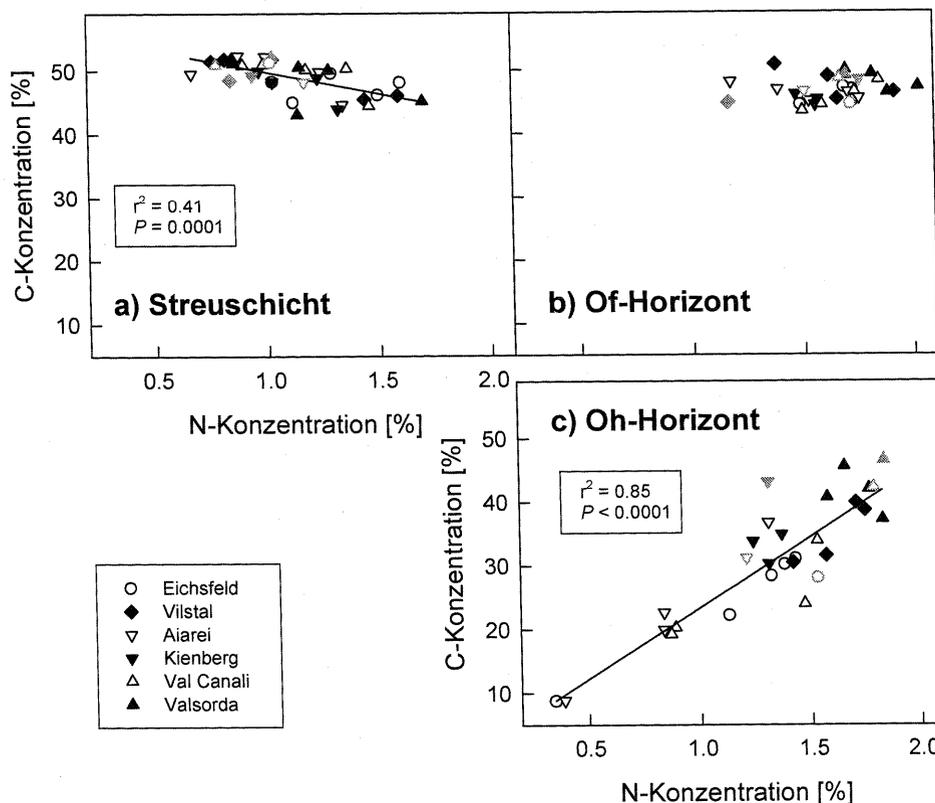


Abbildung 3-12: Veränderung der C-Konzentration in Abhängigkeit von der N-Konzentration in a) der Streuschicht, b) dem Of-Horizont und c) dem Oh-Horizont. Ausgefüllte Symbole repräsentieren Standorte auf saurem, leere solche auf kalkhaltigem Ausgangsgestein. Die Vergleichswälder sind durch graue Symbole dargestellt. Sie wurden nicht in die Berechnung der Regressionen einbezogen, würden diese aber nicht signifikant verändern. Der Varianzkoeffizient in Teilabbildung a) liegt bei Einbezug der Vergleichswälder bei 0.40, in Teilabbildung c) bei 0.79.

In der unzersetzten Streu (L) nahm die C-Konzentration mit zunehmender N-Konzentration linear ab ($r^2 = 0.40$, $P < 0.0001$). Dies kann als Hinweis darauf gelten, dass in der Streuschicht relativ mehr Kohlenstoff als Stickstoff abgebaut wird, weil in den Anfangsstadien des Streuabbaus zunächst lösliche Kohlenhydrate zersetzt werden.

Im Of-Horizont wurde kein signifikanter Zusammenhang gefunden, die N-Konzentration war gegenüber der unzersetzten Streu erhöht, die C-Konzentration blieb jedoch mit zunehmendem N-Gehalt konstant. Im Oh-Horizont bestand eine im Vergleich zur Streuschicht umgekehrte Beziehung: Mit abnehmender N-Konzentration nahm auch die C-Konzentration ab ($r^2 = 0.79$, $P < 0.0001$). Hier wirkte eine höhere N-Konzentration offenbar hemmend auf den Abbau von Kohlenstoff.

In der Streuschicht nahm die N-Konzentration mit zunehmendem Bestandesalter signifikant ab, während gleichzeitig die C-Konzentration exponentiell anstieg (Abb. 3-13). Dadurch ergab sich insgesamt ein mit dem Alter zunehmendes CN-Verhältnis der Streuauflage. Dieser Zusammenhang ließ sich bei Einbezug aller beprobten Bestände durch eine lineare Funktion mit signifikanter Steigung beschreiben ($r^2 = 0.27$, $P = 0.0012$). Der 86-jährige Bestand im Eichsfeld und der Vergleichswald in Aiarei lagen deutlich unter der Regressionslinie (Abb. 3-13c). Im 86-jährigen Bestand im Eichsfeld könnte die stickstoffreiche Streu des im Unterwuchs vorkommenden Holunders das CN-Verhältnis gesenkt haben, so dass dieses trotz des hohen Bestandesalters nur einen Wert von ca. 30 erreichte. Im Vergleichswald in Aiarei waren vermutlich die neben *Vaccinien* und *Calluna* im Unterwuchs vorkommenden Gräser (*Calamagrostis spp.*) der Grund für die Verengung des CN-Verhältnisses. Nimmt man diese beiden Bestände aus der Regression, so erhält man eine stärkere Steigung und eine höhere Signifikanz der Regression ($r^2 = 0.51$, $P < 0.0001$). Betrachtet man ausschließlich die Sukzessionsbestände ohne den 86-jährigen Bestand des Eichsfelds, so verbessert sich das Bestimmtheitsmaß auf 0.58. Einige Bestände im Valsorda und im Vilstal fielen durch geringe N-Konzentrationen und ein weites CN-Verhältnis auf. In diesen Beständen war möglicherweise ein höherer Holzanteil mit geringen N-Gehalten in der Streuauflage vorhanden.

Das CN-Verhältnis der Streu korrelierte außer mit dem Bestandesalter signifikant negativ mit dem pH-Wert (Tab. 3-10). Auch im Of-Horizont bestand eine Korrelation zwischen Alter und CN-Verhältnis, dagegen war ein solcher Zusammenhang im Oh-Horizont nicht mehr feststellbar. Das CN-Verhältnis der stark zersetzten Streu korrelierte am engsten negativ mit der Jahresmitteltemperatur, d. h. es war in kälteren Regionen weiter. Im Zusammenhang damit stieg das CN-Verhältnis auch mit zunehmender Meereshöhe.

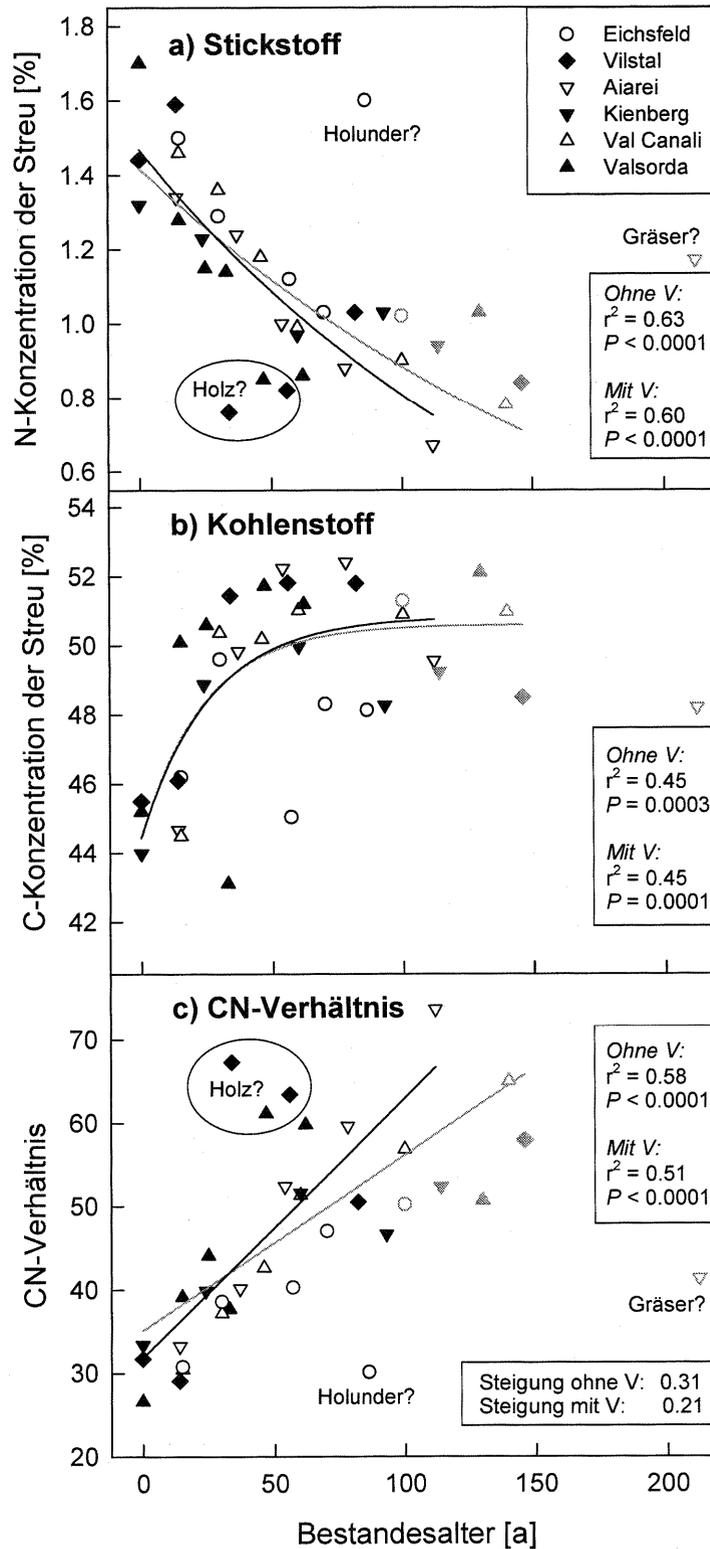


Abbildung 3-13: a) Veränderung der N-Konzentration der Streu mit zunehmendem Bestandesalter. b) Veränderung der C-Konzentration der Streu mit zunehmendem Bestandesalter. c) Veränderung des CN-Verhältnisses der Streu mit zunehmendem Bestandesalter. V: Vergleichsbestand. Ausgefüllte Symbole repräsentieren Standorte auf saurem, leere solche auf kalkhaltigem Ausgangsgestein. Vergleichswälder sind in grauer Farbe dargestellt. Die Regressionen wurden mit und ohne die Vergleichswälder berechnet, diejenigen, welche die Vergleichswälder einschließen, sind durch graue Linien repräsentiert.

3.2.3 Änderung der C-Vorräte im Mineralboden

Im Mineralboden wurde eine Reihe physikalischer und chemischer Parameter erhoben, die potenziell den C-Vorrat des Bodens beeinflussen oder mit ihm zusammenhängen. Mit Ausnahme der Basensättigung und der Kationenaustauschkapazität (KAK) erwiesen sich meisten dieser Faktoren als signifikant tiefenabhängig. Im Folgenden wird ein Überblick über die gemessenen Parameter und ihre Veränderung in Abhängigkeit von der Bodentiefe und dem Standort gegeben. Die Abbildungen zeigen jeweils die Mittelwerte einer Chronosequenz, die Einzelwerte der Bodenprofile sind Tab. A-1 sowie den Profilabbildungen ab Seite A 3 im Anhang zu entnehmen.

3.2.3.1 Physikalische Bodenparameter

Lagerungsdichte des Feinbodens

Die Lagerungsdichte des Feinbodens (< 2 mm Korngröße) nahm mit zunehmender Bodentiefe signifikant zu (Abb. 3-14a). Die Streuung innerhalb einer Chronosequenz war dabei vor allem in den Beständen auf kalkhaltigem Ausgangsgestein groß. In den schluffigen Böden des Valsorda wurden die geringsten Dichtewerte gemessen, sie erreichten nur in der Wiese Werte von über 1 t m^{-3} , in den tonreichen Böden des Eichsfelds dagegen überwogen ab einer Bodentiefe von 15-20 cm Lagerungsdichten von über 1 t m^{-3} . Die einzige Ausnahme bildete der Vergleichswald mit etwas geringeren Werten. In den anderen vier Chronosequenzen lag die Lagerungsdichte zwischen den Werten des Eichsfelds und des Valsordas. Insgesamt war sie an den Kalkstandorten signifikant höher als an den Silikatstandorten (t-Test; $\alpha = 0.01$).

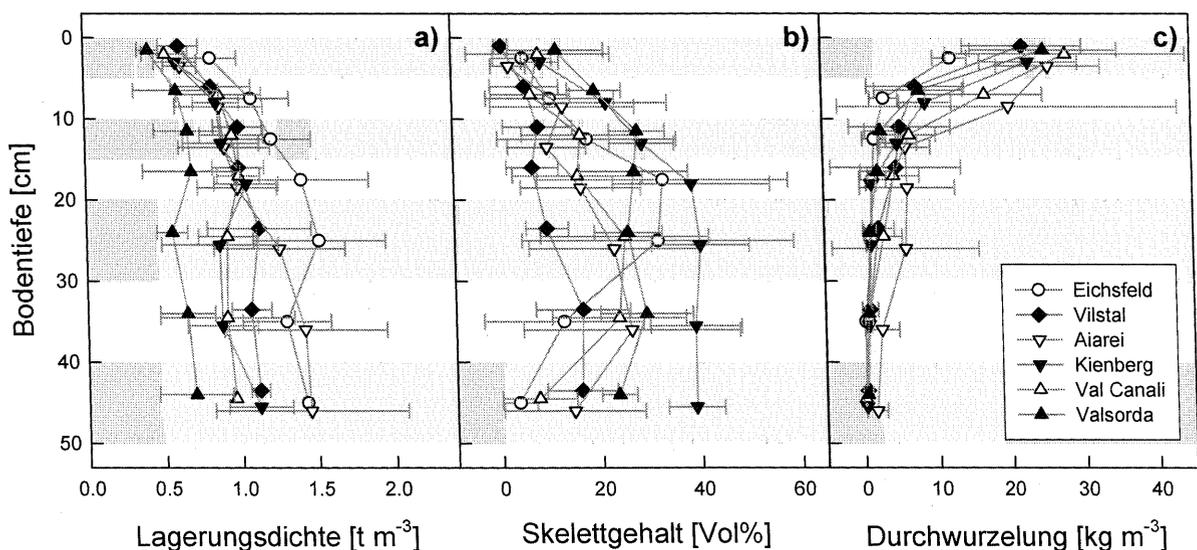


Abbildung 3-14: Tiefenabhängigkeit von a) Lagerungsdichte des Feinbodens (< 2 mm Korngröße), b) Skelettgehalt und c) Durchwurzelung in den unterschiedlichen Chronosequenzen. Ausgefüllte Symbole kennzeichnen Bestände auf saurem, leere solche auf kalkhaltigem Ausgangsgestein. Bei den angegebenen Werten handelt es sich um die Mittelwerte aller Bestände des jeweiligen Standorts (n = 5-7).

Skelettgehalt

Auch der Skelettgehalt des Bodens nahm mit zunehmender Tiefe signifikant zu (Abb. 3-14b). Es bestand kein Zusammenhang zwischen der Art des Ausgangsgesteins und dem Skelettgehalt der Böden. Der mittlere Skelettgehalt war auf dem Kienberg mit durchwegs 40% im Unterboden am größten, im Valsorda (gleichartiges Ausgangsgestein) waren die Skelettgehalte im Oberboden denen des Kienbergs ähnlich, erreichten in den tieferen Bodenschichten aber nur Werte zwischen 20 und 30%. Im Vilstal erhöhten sich die Skelettgehalte mit zunehmender Bodentiefe allmählich auf knapp 20%. Auf kalkhaltigem Ausgangsgestein war die Streuung der Werte groß. Im Val Canali und in Aiarei stiegen die mittleren Skelettgehalte auf gut 20% in 30-40 cm Tiefe an und nahmen danach wieder etwas ab, da nicht alle Bodenprofile diese Tiefe erreichten und gerade die tiefgründigeren Profile weniger steinig waren. Besonders große Unterschiede wiesen die einzelnen Bodenprofile im Eichsfeld auf, da hier an einigen Stellen dem Muschelkalk eine Lößauflage mit deutlich geringeren Skelettgehalten (< 10%) aufgelagert war. Die Standorte ohne Lößdecke hatten dagegen Skelettgehalte bis zu 65% im Unterboden.

Durchwurzelung

Die Durchwurzelung nahm an allen Standorten signifikant von oben nach unten im Bodenprofil ab (Abb. 3-14c). Die drei Chronosequenzen auf saurem Ausgangsgestein zeigten einen sehr ähnlichen Verlauf der absoluten Durchwurzelungswerte. Dagegen unterschied sich bei den kalkhaltigen Standorten das Eichsfeld mit einer im Oberboden deutlich geringeren Durchwurzelung von den Beständen in Aiarei und im Val Canali. An den beiden letztgenannten Standorten waren die obersten 10 cm des Mineralbodens stärker durchwurzelt als bei den silikatischen Standorten, im Eichsfeld dagegen geringer. Ab einer Tiefe von ca. 15 cm glichen sich die Wurzelmassen zunehmend an; die etwas erhöhten Werte in Aiarei sind auf eine relativ dicke, absterbende Wurzel einer zum Beprobungszeitpunkt nur noch als Baumstumpf vorhanden Lärche im 37-jährigen Bestand zurückzuführen, die vermutlich schon vor Beginn der Wiederbewaldung frei auf der ehemaligen Wiesenfläche stand.

Korngrößenverteilung

Abbildung 3-15 zeigt die mittlere Korngrößenverteilung in den sechs Chronosequenzen in Abhängigkeit von der Bodentiefe. Bezüglich des Tonanteils ließen sich drei Gruppen von Standorten unterscheiden: Die beiden Chronosequenzen auf Quarzphyllit (Valsorda, Kienberg), deren Tonanteil über das gesamte Profil bei knapp 5% lag, das Eichsfeld mit einem mittleren Tonanteil von über 30% und wegen der Lößauflage stark streuenden Einzelwerten sowie die drei verbleibenden Standorte – Vilstal, Aiarei und Val Canali – mit einem mittleren Tonanteil zwischen 10 und 25%. Bezüglich des mittleren Ton-, Schluff- und Sand-Anteils bestanden signifikante Unterschiede zwischen den Kalk- und den Silikatstandorten (t-Test; $\alpha = 0.001$).

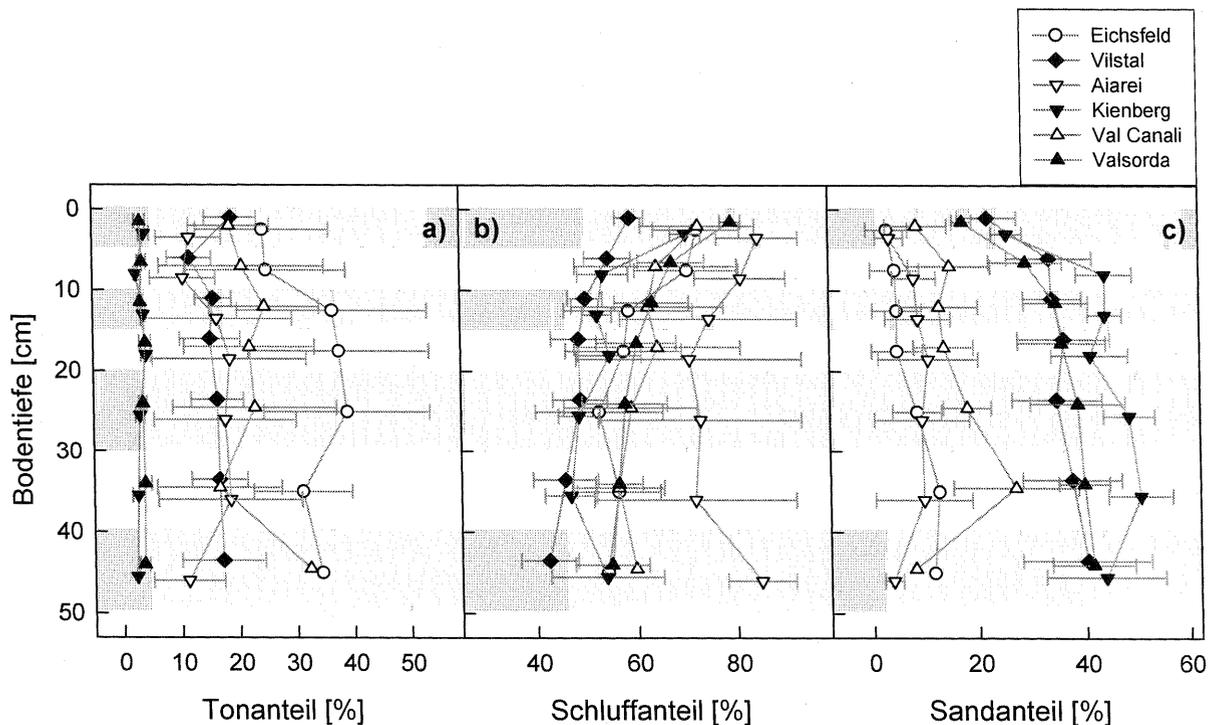


Abbildung 3-15: Tiefenprofile der einzelnen Korngrößenfraktionen. a) Ton, b) Schluff, c) Sand. Ausgefüllte Symbole kennzeichnen saure, leere Symbole kalkhaltige Standorte. Bei den angegebenen Werten handelt es sich um die Mittelwerte aller Bestände des jeweiligen Standorts ($n = 5-7$).

Die Schlufffraktion bildete in den meisten Profilen die anteilmäßig am stärksten vertretene Korngrößenklasse. Auf saurem Ausgangsgestein nahm der Schluffanteil mit zunehmender Bodentiefe ab und zeigte damit einen umgekehrten Verlauf zum Sand. Auf karbonatischem Ausgangsgestein verringerte sich der Schluffanteil mit zunehmender Tiefe parallel zum ansteigenden Tonanteil. In Aiarei stieg der mittlere Schluffanteil in der untersten Bodenschicht erneut an, was darauf zurückzuführen ist, dass die vier tiefgründigsten Profile auch die schluffreichsten waren.

Bezüglich der Sandfraktion zeigten sich deutliche Unterschiede zwischen den karbonatischen und den silikatischen Standorten. Auf saurem Ausgangsgestein lag der mittlere Sandanteil zwischen 20 und 40% und nahm mit zunehmender Bodentiefe zu. Auch auf den kalkhaltigen Flächen erhöhte sich der mittlere Sandanteil in den tieferen Schichten, er lag jedoch mit einer Ausnahme stets unter 20%. In den obersten 30 cm hatte das Eichsfeld den geringsten Sandanteil, das Val Canali den höchsten. Wegen der erwähnten tieferen Gründigkeit der schluffreichen Standorte in Aiarei und des tonreichen Standorts im Val Canali nahm in diesen Chronosequenzen der Sandanteil in den beiden untersten Bodenschichten wieder ab.

3.2.3.2 Chemische Bodenparameter

pH-Wert

Der pH-Wert wurde in Wasser, Kalium- und Ammoniumchlorid gemessen. Zwischen diesen Messungen bestanden lineare Beziehungen mit einem r^2 von 0.93 bis 0.98. Die im Folgenden genannten Werte geben jeweils den pH-Wert in Wasser an.

Die Bildung der mittleren pH-Werte einer Bodentiefe über alle Bestände jeweils einer Chronosequenz verdeutlichte die Unterschiede zwischen den Kalk- und den Silikatstandorten: Während die mittleren pH-Werte aller Chronosequenzen auf karbonathaltigem Ausgangsgestein auch im Oberboden über pH 5 lagen, blieben an den Standorten auf Quarzphyllit und Flysch die Werte meist deutlich unter pH 5 (Abb. 3-16a). Diese pH-Unterschiede erwiesen sich als statistisch signifikant (t-Test; $\alpha = 0.001$). Trotz der standörtlichen Unterschiede nahm der pH-Wert im Mineralboden insgesamt mit zunehmender Tiefe zu. Die Veränderung war auf kalkhaltigen Standorten deutlicher ausgeprägt als auf saurem Ausgangsgestein. Beispielsweise stieg der pH-Wert im Valsorda von ca. pH 4 in den obersten 4.5 cm auf etwa pH 5 in 40-50 cm Tiefe an, dagegen lag der pH-Werte des Oberbodens in Aiarei etwas über pH 5, während er in tieferen Schichten im Mittel 7.5 erreichte.

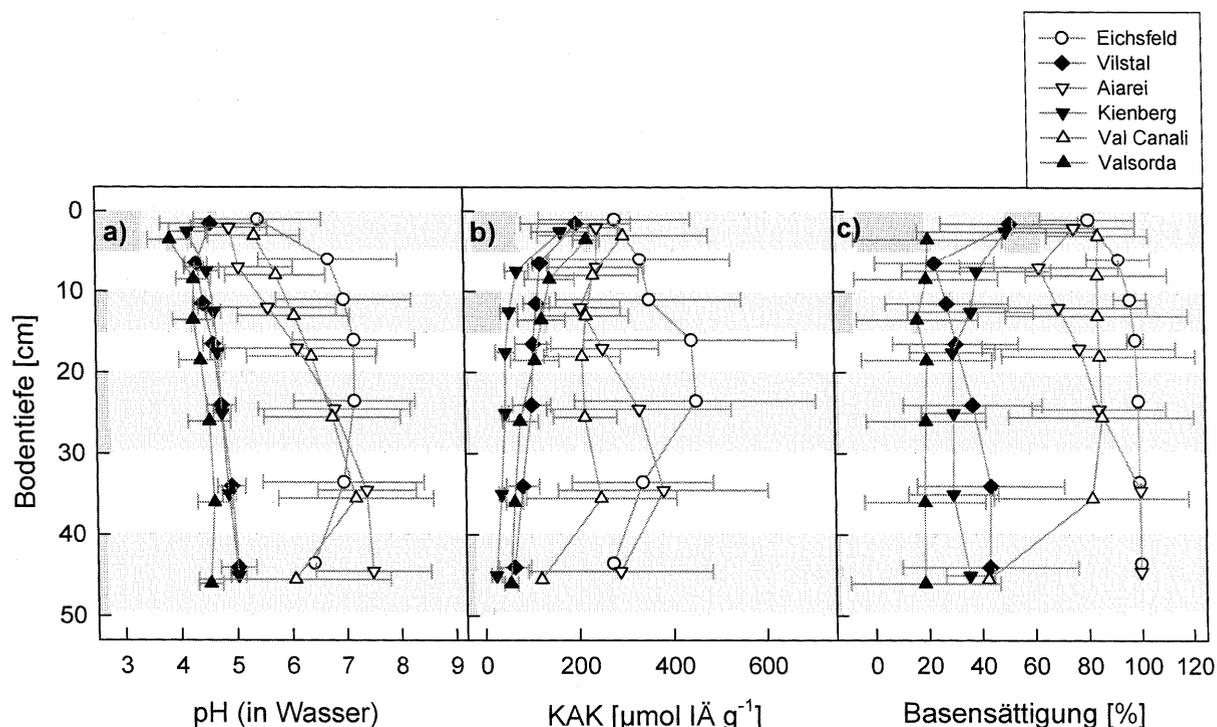


Abbildung 3-16: Tiefenabhängigkeit von a) pH-Wert in Wasser, b) Kationenaustauschkapazität (KAK) und c) Basensättigung in den unterschiedlichen Chronosequenzen. Ausgefüllte Symbole kennzeichnen Standorte auf saurem, leere solche auf kalkhaltigem Ausgangsgestein. Bei den angegebenen Werten handelt es sich um die Mittelwerte aller Bestände des jeweiligen Standorts ($n = 5-7$).

Die Streuung der Werte zwischen den einzelnen Profilen einer Chronosequenz war auf silikatischem Ausgangsgestein kleiner, wie an der geringeren Standardabweichung deutlich wird.

Die Werte der einzelnen Profile sind in Tab. A-1 sowie in den Abbildungen ab Seite A 3 des Anhangs aufgeführt. Im Vilstal hob sich der Vergleichswald durch einen gegenüber den anderen Beständen dieser Chronosequenz deutlich erhöhten pH-Wert der obersten Bodenschicht (0-5 cm) ab, der mit einem Wert von 6.4 dem der Bestände auf karbonathaltigem Gestein näher kam als den Werten der übrigen Bestände im Vilstal (ca. pH 4.1-4.4).

Kationenaustauschkapazität

Die mittlere Kationenaustauschkapazität (KAK) der silikatischen Standorte war signifikant geringer als die der Flächen auf karbonathaltigem Ausgangsgestein (t-Test; $\alpha = 0.001$). Mit zunehmender Bodentiefe nahm die KAK der sauren Standorte leicht ab (Abb. 3-16b), da bei den höheren pH-Werten der tieferen Bodenschichten geringere Mengen an Aluminium- und Eisenionen in Lösung gingen als im meist stark sauren Oberboden. Die Aluminiumionen machten teilweise mehr als 90% der KAK an diesen Standorten aus. Die Streuung der Einzelwerte war geringer als an den kalkhaltigen Standorten. Wie schon beim pH-Wert bildete der oberste Bodenhorizont des Vergleichswaldes im Vilstal auch bei der KAK eine Ausnahme: Diese überstieg in keinem der untersuchten Profile der Sukzessionsbestände einen Wert von 200 μmol Ionenäquivalent pro Gramm Boden, während sie in den obersten 5 cm des Vergleichsbestandes bei 435 μmol Ionenäquivalent pro Gramm Boden lag (vgl. Profilabbildungen ab Seite A 3 im Anhang).

Abhängigkeit der KAK von anderen Bodenparametern

Die Kationenaustauschkapazität stieg aufgrund der erhöhten Austauscheroberfläche signifikant mit dem Tongehalt ($r^2 = 0.45$, $P < 0.0001$; Abb. 3-17). In umgekehrter Weise sank sie signifikant mit steigendem Sandgehalt. Diese Beziehung verbesserte sich deutlich, wenn man nur die silikatischen Standorte betrachtete.

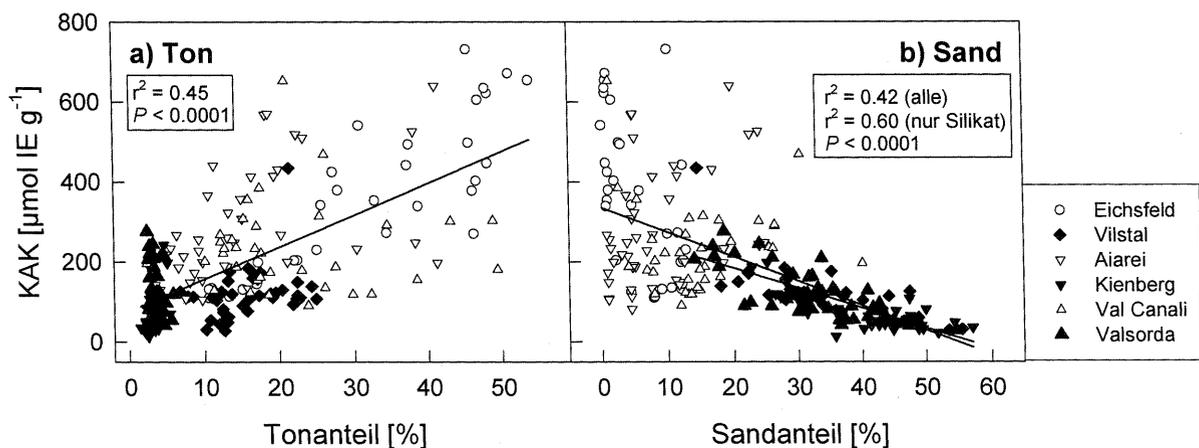


Abbildung 3-17: Abhängigkeit der KAK von der Korngrößenverteilung. a) Ton, b) Sand. Ein Ausschluss der kalkhaltigen Standorte verbessert die Beziehung zwischen dem Sandanteil und der KAK. Ausgefüllte Symbole repräsentieren saure, leere kalkhaltige Standorte

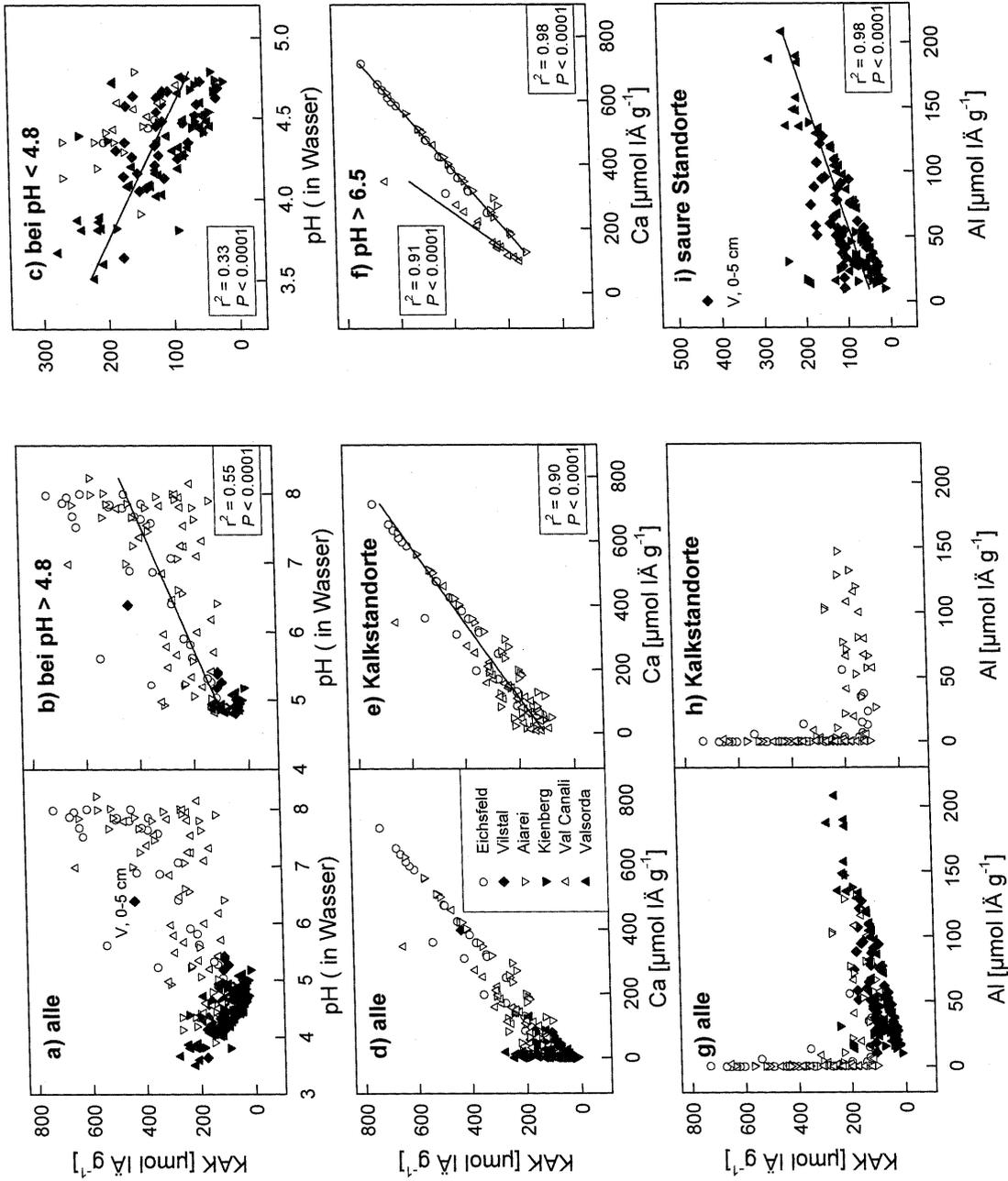


Abbildung 3-18: Abhängigkeit der KAK vom pH: a) gesamter pH-Bereich, b) bei pH > 4.8, c) bei pH < 4.8. Abhängigkeit der KAK vom austauschbaren Calcium: d) alle Standorte, e) Kalkstandorte, f) Kalkstandorte bei pH > 6.5. Die Regressionen für das Val Canali unterscheiden sich signifikant von der Regression für Eichsfeld und Aiarei (t-Test, $\alpha = 0.01$). Abhängigkeit der KAK vom austauschbaren Aluminium: g) alle Standorte, h) Kalkstandorte, i) saure Standorte. Der 0-5 cm-Horizont des Vergleichsbestandes im Vilstal wurde nicht in die Regression einbezogen. V: Vergleichswald. Ausgefüllte Symbole repräsentieren saure, leere kalkhaltige Standorte.

Die KAK nahm mit steigendem pH-Wert zu (Abb. 3-18a). Eine Trennung in einen Bereich unterhalb von pH 4.8 und einen darüber ergab ein differenziertes Bild: Während bei einem pH-Wert > 4.8 weiterhin eine signifikante Zunahme der KAK mit steigendem pH-Wert festgestellt wurde, sank die KAK unterhalb von pH 4.8 mit steigendem pH. Dieses Muster konnte anhand der Ionen erklärt werden, die bei den jeweiligen pH-Wert die KAK am stärksten beeinflussten. Im sauren Bereich waren dies v. a. Aluminiumionen, daneben auch Eisen- und Manganionen, während bei höheren pH-Werten Calcium und in schwächerem Maße Magnesium die KAK dominierten. Abbildung 3-18d-i illustriert diese Zusammenhänge. Auf den kalkhaltigen Standorten bestand eine lineare Beziehung zwischen der Menge an austauschbarem Calcium und der KAK, während dies bei den Flächen auf saurem Ausgangsgestein nicht der Fall war. Die Beziehung zwischen Calcium und KAK unterschied sich im Val Canali signifikant von der im Eichsfeld und in Aiarei (t-Test; $\alpha = 0.05$). Im Val Canali bewirkten größere Mengen austauschbaren Magnesiums einen steileren Anstieg der Regression. Auf sauren Standorten gab es dagegen einen signifikanten Anstieg der KAK mit zunehmender Menge an austauschbarem Aluminium. Auf kalkhaltigem Ausgangsgestein war eine solche Beziehung nur auf einigen tiefgründig versauerten Standorten wie dem 37- und dem 112-jährigen Bestand in Aiarei sowie dem 100-jährigen Bestand im Val Canali nachweisbar.

Basensättigung

Die Basensättigung der silikatischen Standorte lag mit mittleren Werten von 20-50% signifikant unter der der karbonatischen Standorte mit 70-100% (t-Test, $\alpha = 0.001$; Abb. 3-16c). Im Vilstal fiel wiederum der Vergleichsbestand in den obersten 5 cm durch eine Basensättigung von 98% gegenüber 17-57% in den übrigen Beständen einschließlich der Wiese auf. Dieser hohe Wert kam durch erhöhte Calciumgehalte zustande. In den tieferen Bodenschichten lag die Basensättigung des Vergleichswaldes im Bereich der anderen Bestände. Besonders nährstoffarm waren die Bestände im Valsorda, wo die älteren Waldbestände durchwegs unter 10% Basensättigung blieben. Die Wiese war hier mit Werten zwischen 80% im Oberboden und 60% im Unterboden besser mit Nährstoffen versorgt. Auf dem Kienberg nahm die Basensättigung aufgrund abnehmender Calcium- und Magnesiumkonzentrationen mit zunehmender Bodentiefe leicht ab. Eine Ausnahme bildete der Vergleichswald, wo die Analyse sehr geringe Gehalte an basischen Kationen ergab. Durch die Abnahme von Aluminiumionen nahmen der relative Anteil von Calcium und Magnesium und damit die Basensättigung in den tieferen Schichten zu. Die jüngeren Bestände und die Wiesen hatten an allen Silikatstandorten höhere Basensättigungen als die älteren Aufforstungsbestände und die Vergleichswälder.

Auf den Kalkstandorten erreichte die Basensättigung in den tieferen Bodenschichten durchwegs Werte zwischen 99 und 100%, die einzige Ausnahme bildet der 100-jährige Bestand im Val Canali, in dem die Basensättigung nur zwischen 28 und 67% lag.

3.2.3.3 Kohlenstoff- und Stickstoffkonzentrationen

Die Konzentrationen an Kohlenstoff und Stickstoff nahmen erwartungsgemäß mit zunehmender Profiltiefe in allen Chronosequenzen signifikant ab (Abb. 3-19). Die C-Konzentration betrug in 0-5 cm Bodentiefe im Mittel 6.8%, in einer Tiefe von 40-50 cm etwa 1%. Die Standorte auf Kalk und Silikat unterschieden sich nicht signifikant bezüglich ihrer C- und N-Konzentrationen.

C- und N-Konzentration waren über einen linearen Zusammenhang miteinander korreliert. Ab einer Tiefe von 20 cm hatten alle drei Kalkstandorte ein geringeres CN-Verhältnis (< 12) als die Standorte auf saurem Ausgangsgestein (> 12). Auch insgesamt waren die mittleren CN-Verhältnisse auf kalkhaltigen Ausgangsgestein signifikant geringer als auf silikatischem (t-Test; $\alpha = 0.001$).

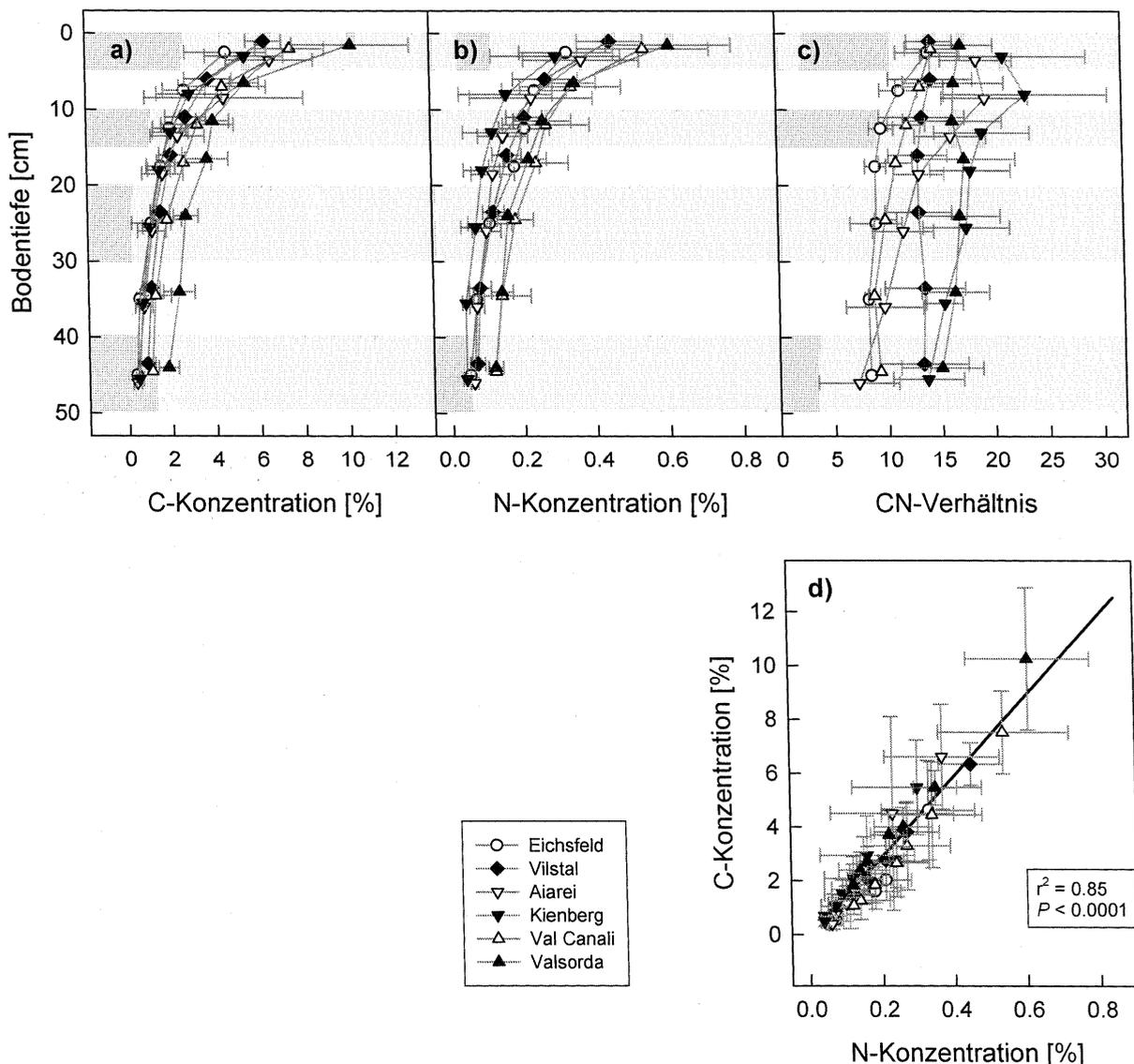


Abbildung 3-19: Tiefenabhängigkeit von a) C-Konzentration, b) N-Konzentration und c) CN-Verhältnis in den untersuchten Chronosequenzen. d) Beziehung zwischen C- und N-Konzentration. Ausgefüllte Symbole kennzeichnen Standorte auf saurem, leere solche auf kalkhaltigem Ausgangsgestein. Bei den angegebenen Werten handelt es sich um die Mittelwerte aller Bestände des jeweiligen Standorts ($n = 5-7$).

3.2.3.4 Beeinflussung der C-Vorräte des Mineralbodens durch klimatische und bodenspezifische Faktoren

Gesamtes Bodenprofil

Wie in Kapitel 3.2.3.1-3 gezeigt, gab es signifikante Unterschiede zwischen den chemischen und physikalischen Bodenparametern je nach dem Substrat, auf dem die Bestände stockten. Bevor auf die C-Veränderungen des Bodens im Verlauf der Waldentwicklung eingegangen werden kann, muss daher untersucht werden, ob und welche klimatischen und bodenspezifischen Faktoren die Höhe des C-Vorrats in den jeweiligen Beständen beeinflussten. Um die in Frage kommenden Einflussfaktoren zu ermitteln, wurde zunächst der gesamte C-Vorrat des Bodens aller untersuchten Bestände mit verschiedenen Parametern korreliert (Tab 3-11). Jahresniederschlag und Bodentemperatursumme erwiesen sich als diejenigen Größen, die am engsten mit dem C-Vorrat des Mineralbodens zusammenhingen (Abb. 3-20).

Tabelle 3-11: Korrelationen verschiedener Parameter mit dem Gesamt-Kohlenstoffvorrat des Mineralbodens aller Standorte, der Kalk- sowie der Silikatstandorte. Angegeben sind die Spearman-Rank-Korrelationskoeffizienten der Parameter, die nicht autokorreliert sind. Ein '*' bedeutet Signifikanz auf dem $\alpha = 0.05$ -Niveau, zwei '**' auf dem $\alpha = 0.01$ -Niveau.

	Alle Standorte	Gesamtvorrat Silikatstandorte	Kalkstandorte
Gründigkeit des Profils	0.350*	0.517*	
Jahresniederschlag	0.701**	0.769**	0.705**
Bodentemperatursumme	0.829*		
Vorrat der Humusauflage			-0.445*
austauschbares Aluminium		0.476*	

Daneben beeinflusste die Tiefgründigkeit eines Standorts seinen C-Vorrat. Dies galt jedoch nicht, wenn ausschließlich die Kalkstandorte betrachtet wurden, obwohl diese größere Unterschiede in der beprobaren Profiltiefe aufwiesen als die silikatischen Standorte (20-50 cm auf Kalk gegenüber 40-50 cm auf Silikat). Neben Faktoren, die die Vorräte aller Profile determinierten, wirkten andere nur entweder auf die Kalk- oder auf die Silikatstandorte. Beispielsweise korrelierte der C-Vorrat des Mineralbodens auf karbonathaltigen Standorten negativ mit dem Vorrat der Humusauflage, während der Gehalt an austauschbarem Aluminium auf den Silikatstandorten positiv mit dem C-Vorrat zusammenhing.

Zusätzlich zu den in Tab. 3-11 dargestellten Faktoren korrelierten weitere Parameter mit dem C-Vorrat, die jedoch alle mit dem Niederschlag autokorreliert waren, darunter der Sandgehalt auf karbonatischen Standorten ($r = 0.701^{**}$) sowie der Tongehalt auf silikatischen Standorten ($r = 0.600^{**}$).

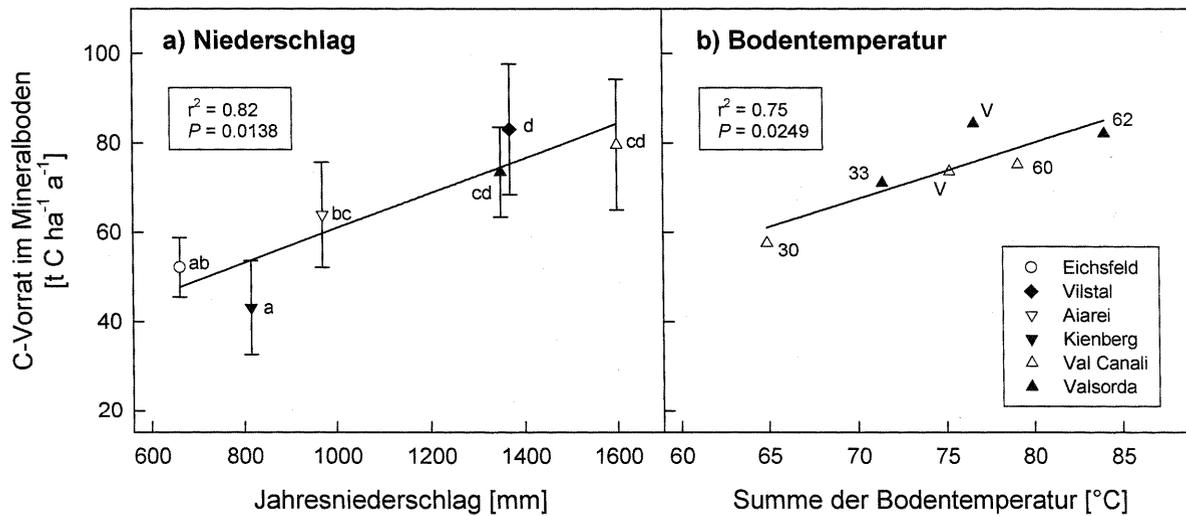


Abbildung 3-20: Abhängigkeit der Bodenkohlenstoffvorräte von a) Jahresniederschlag und b) Summe der Bodentemperatur an den jeweiligen Standorten. In a) wurden die mittleren Vorräte einer Chronosequenz inklusive der Wiese und des Vergleichswaldes gegen den Jahresniederschlag aufgetragen. Unterschiedliche Buchstaben geben signifikante Unterschiede zwischen den mittleren C-Vorräten der Chronosequenzen gemäß dem Student-Newman-Keuls-Test ($\alpha = 0.05$) an. Abbildung b) bezieht sich nur auf die Bestände im Val Canali und im Valsorda, die mit Datenloggern ausgestattet waren. Die Zahlen geben das Alter der jeweiligen Bestände an. V: Vergleichswald. Die Summe der Bodentemperatur (in 5 cm Bodentiefe) wurde nur über die Monate gebildet, für die an allen Standorten komplette Datensätze vorlagen (2000: Mai, Juni, Juli, August; 2001: Mai, Juli; 2002: Oktober, November, Dezember; 2003: Januar, Februar, März). Ausgefüllte Symbole repräsentieren Bestände auf silikatischem, leere solche auf karbonathaltigem Ausgangsgestein.

Tiefenabhängige Faktoren

Die C-Vorräte in den einzelnen untersuchten Bodenprofilen waren stark von der Tiefe innerhalb des Profils abhängig (Abb. 3-21). Im Allgemeinen nahm der C-Vorrat innerhalb der Bodenprofile mit zunehmender Bodentiefe ab. In einigen Fällen war jedoch der Vorrat in 5-10 cm Bodentiefe aufgrund der höheren Dichte des Feinbodens größer als in den obersten fünf Zentimetern. Ausnahmen innerhalb dieses Musters bildeten der 14-jährige Bestand in Aiarei, der in einer Tiefe von 10-15 cm den größten C-Vorrat aufwies sowie der 25-jährige Bestand im Valsorda, dessen 15-20 cm-Horizont ebensoviel Kohlenstoff speicherte wie die oberste Bodenschicht.

Eine ähnliche Tiefenabhängigkeit wie die des C-Vorrats galt auch für die meisten anderen gemessenen Parameter. Aufgrund der Autokorrelation vieler Faktoren mit der Bodentiefe kamen nur wenige Variablen als weitere erklärende Faktoren für den C-Vorrat in Frage. Nur für den Anteil der Korngrößenfraktion $< 10 \mu\text{m}$, die Basensättigung und den Calciumgehalt wurde keine Tiefenabhängigkeit nachgewiesen. Der C-Vorrat über alle Tiefen war unter dieser Einschränkung am stärksten mit dem Anteil der Korngröße $< 10 \mu\text{m}$ ($r = 0.244^{**}$) und dem Calciumgehalt des Bodens ($r = 0.158^*$) korreliert. Betrachtete man die Kalk- und Silikatstandorte separat, so waren jeweils alle gemessenen Parameter autokorreliert.

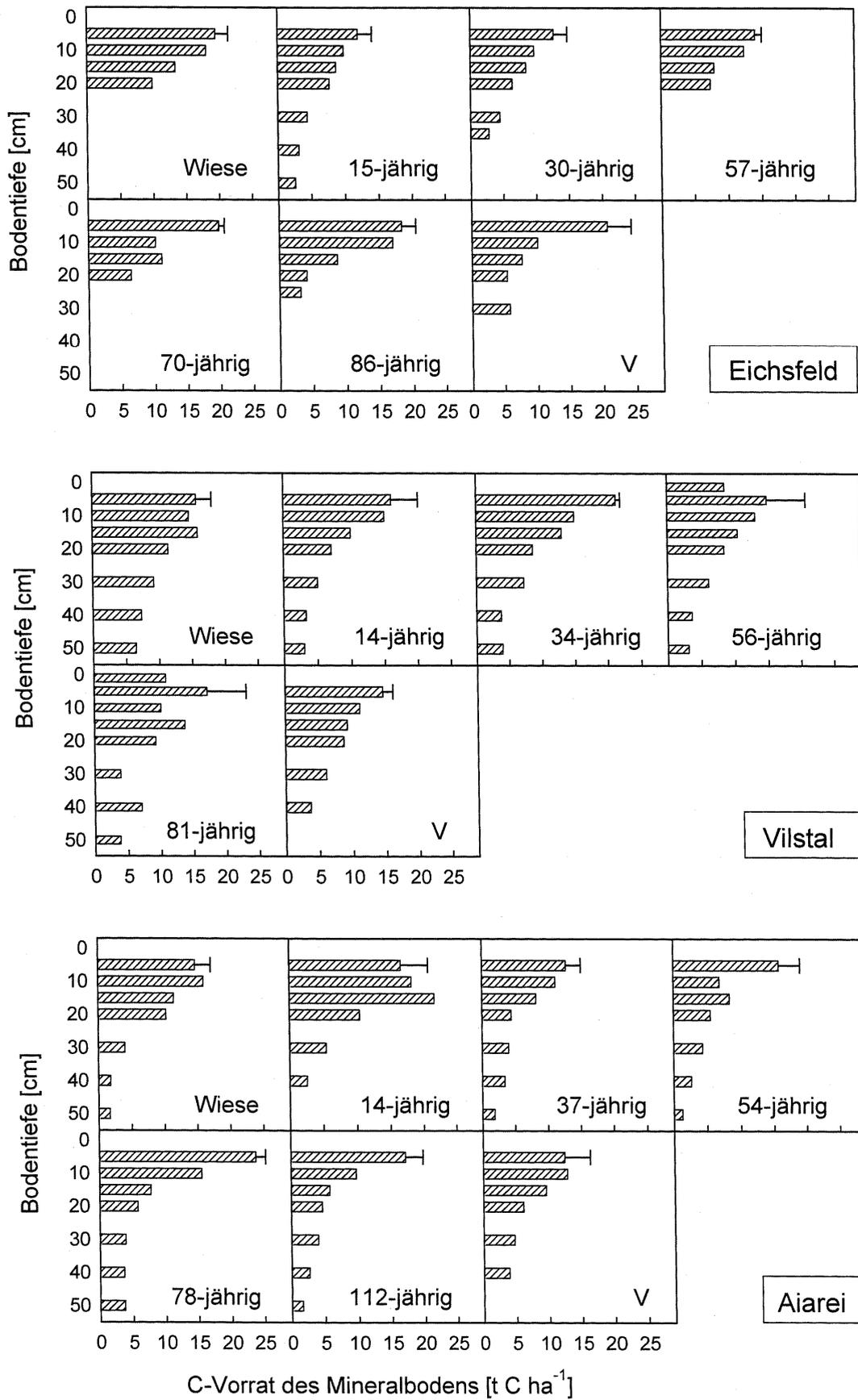


Abbildung 3-21: Tiefenverteilung der C-Vorräte in Eichsfeld, Vilstal und Aiarei. V: Vergleichswald.

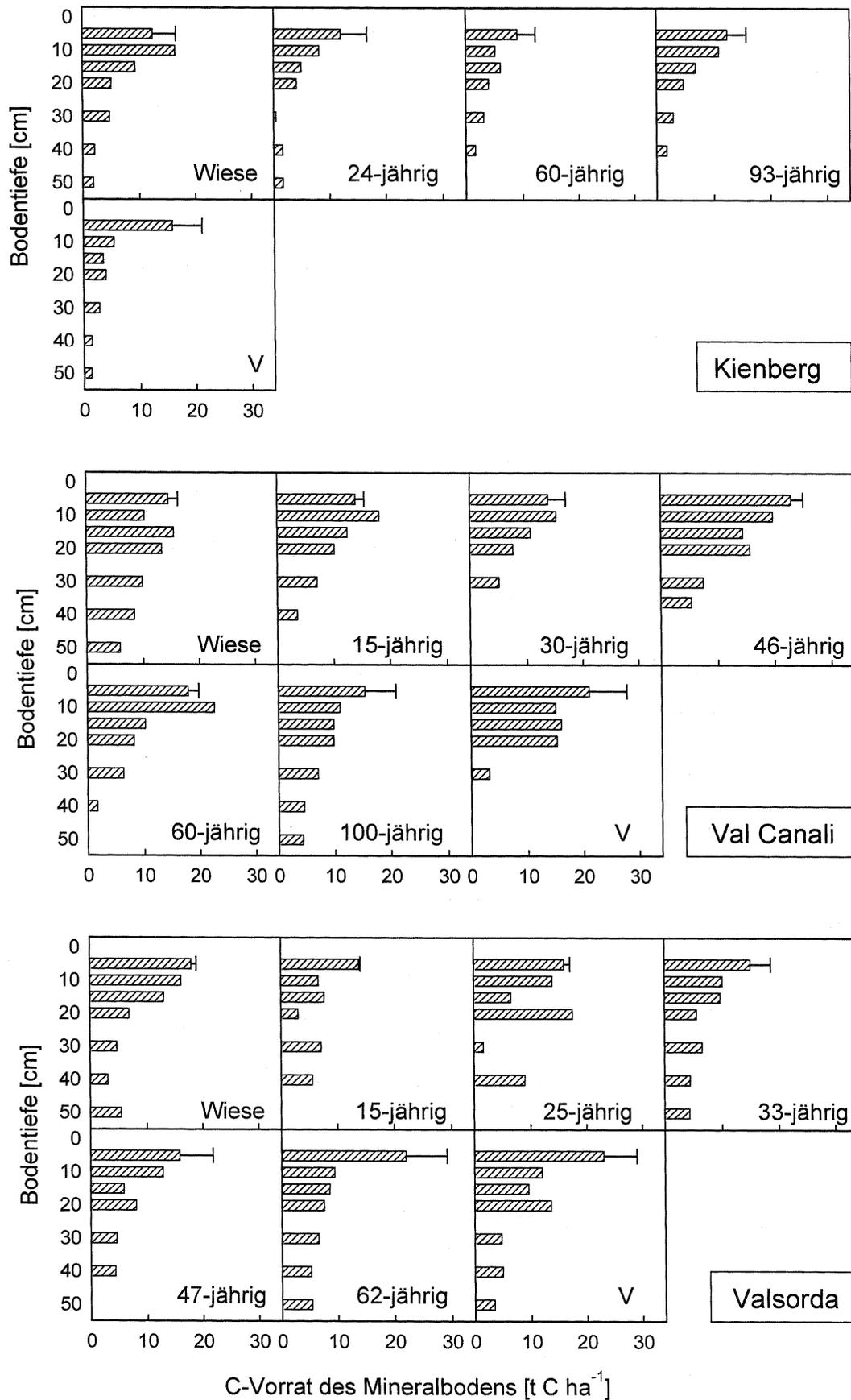


Abbildung 3-21 (Forts.): Tiefenverteilung der C-Vorräte auf dem Kienberg, im Val Canali und im Valsorda.

Daher wurde getrennt nach Bodentiefen untersucht, welche Faktoren in welcher Tiefe maßgeblich den C-Vorrat bestimmten (Tab. 3-12). In den meisten Tiefenschichten war der C-Vorrat am stärksten mit der C-Konzentration korreliert. Dieser Zusammenhang galt für Kalk- und Silikatstandorte gleichermaßen und ließ sich am besten durch lineare Funktionen oder Sättigungsfunktionen beschreiben (Abb. 3-22). In Abbildung 3-22 sind mit Ausnahme einer Bodentiefe Sättigungsfunktionen dargestellt, da angenommen wurde, dass der C-Vorrat einer Bodenschicht bei steigender C-Konzentration nicht unendlich ansteigen kann.

Tabelle 3-12: Korrelationen des C-Vorrats in unterschiedlichen Bodentiefen. Angegeben sind die Spearman-Rank-Korrelationskoeffizienten der Parameter, die nicht autokorreliert sind. Ein '**' bedeutet Signifikanz auf dem $\alpha = 0.05$ -Niveau, zwei '**' auf dem $\alpha = 0.01$ -Niveau. n: Anzahl der Datenpunkte, C: C-Konzentration, Ton: Tonanteil, Sand: Sandanteil, Ca, K: Austauschstärke von Calcium bzw. Kalium, Al pot., Mn pot.: potenzielle Austauschstärke von Aluminium und Mangan.

Tiefe [cm]	n	C [%]	Skelett [Vol%]	Ton [%]	Sand [%]	pH	Ca	K [μmol IÄ g ⁻¹]	Al pot.	Mn pot.
alle Standorte										
0-5	36	0.320*					0.521*			
5-10	36			0.430**						
10-15	36		-0.416**	0.447**						0.494*
15-20	36	0.506**								
20-30	34	0.587**		0.369*						
30-40	30	0.830**							0.567*	
40-50	18	0.804**							0.609**	
Silikatstandorte										
0-5	18	0.560*								
5-10	18		-0.678**							
10-15	18		-0.571*							
15-20	18	0.523*								
20-30	18	0.554*	-0.604**							
30-40	18	0.845**								
40-50	12	0.783**						-0.580*		
Kalkstandorte										
0-5	18					0.523*				
5-10	18	0.718**								
10-15	18	0.674**								
15-20	18	0.584**			0.604**					
20-30	16	0.608**								
30-40	12	0.763**							-0.556*	
40-50	6	0.738*							-0.786**	

Daneben war der Tonanteil in einigen mittleren Bodenschichten signifikant mit dem C-Vorrat korreliert. Außerdem wurde ein Zusammenhang zu verschiedenen, v. a. sauren Kationen festgestellt, der jedoch nicht für alle Tiefen durchgängig war. Auffällig war, dass es sich dabei in einigen Fällen um potenzielle Austauschstärken der jeweiligen Ionen handelte, die nur für die kalkhaltigen Standorte gemessen wurden. Auf silikatischem Ausgangsgestein kam dem Skelettgehalt in einigen Bodentiefen eine Bedeutung für den C-Vorrat zu, während sich auf Kalkgestein ein Einfluss des pH-Werts abzeichnete. Dabei fiel auf, dass der pH im Oberboden po-

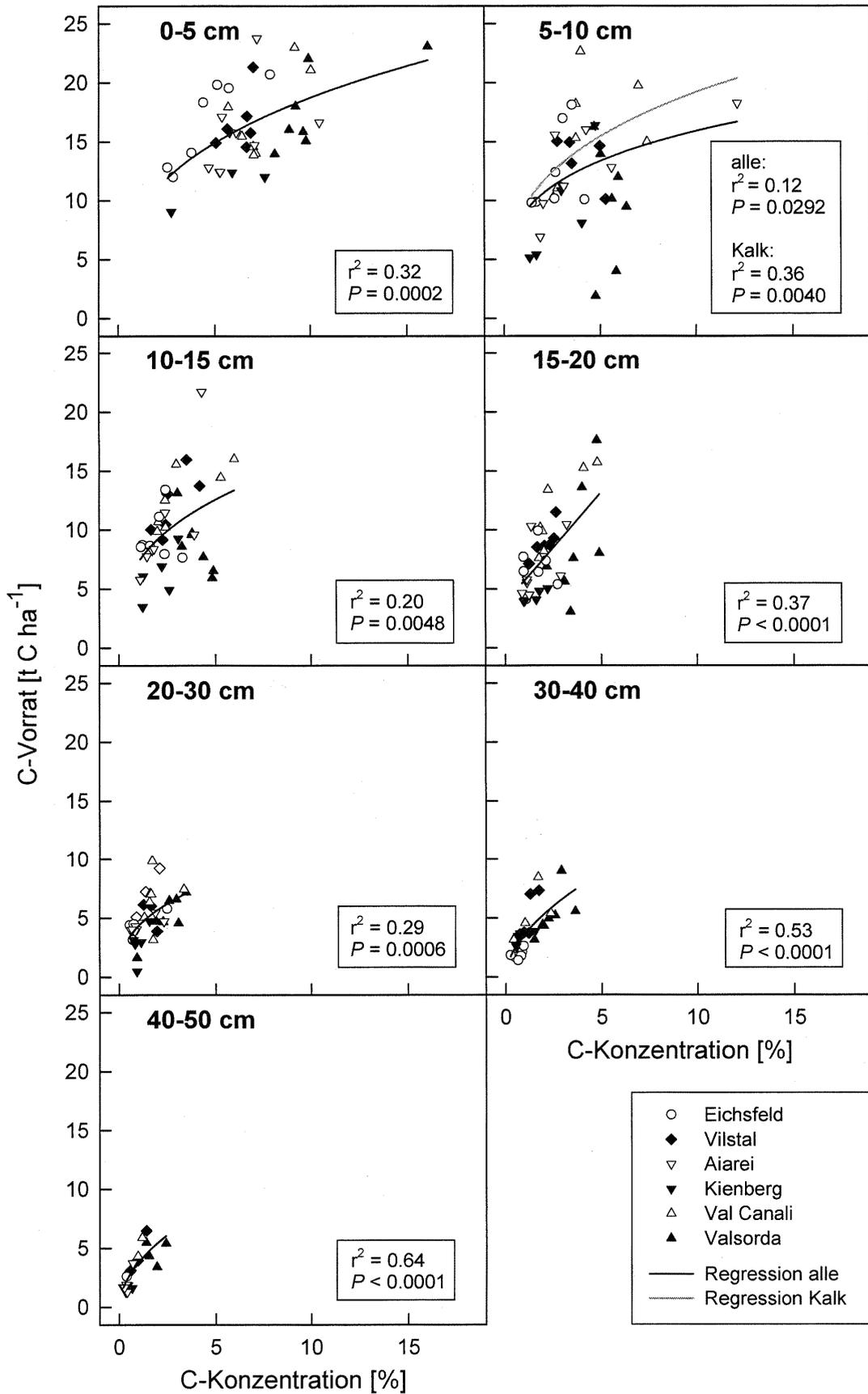


Abbildung 3-22: Abhängigkeit des C-Vorrats von der C-Konzentration in unterschiedlichen Bodentiefen. Ausgefüllte Symbole repräsentieren Standorte auf silikatischem Ausgangsgestein, leere solche auf Kalkgestein.

sitiv, im Unterboden dagegen negativ mit dem C-Vorrat korreliert war. Die enge Korrelation zum Stickstoffvorrat wurde in Tab. 3-12 nicht dargestellt, da Stickstoff und Kohlenstoff über die organischen Verbindungen, deren Bestandteile sie sind, notwendigerweise miteinander verknüpft sind.

Die C-Konzentration, die v. a. in den tieferen Schichten maßgeblich den C-Vorrat beeinflusste, ist selbst eine abhängige Größe. Es wurde daher ermittelt, von welchen anderen Größen die C-Konzentration abhing (Tab. 3-13).

Tabelle 3-13: Korrelationen der C-Konzentration in unterschiedlichen Bodentiefen. Angegeben sind die Spearman-Rank-Korrelationskoeffizienten der Parameter, die nicht autokorreliert sind. Ein '**' bedeutet Signifikanz auf dem $\alpha = 0.05$ -Niveau, zwei '***' auf dem $\alpha = 0.01$ -Niveau. KAK: Kationenaustauschkapazität, Mg (Fe) pot: potenzielle Austauschstärke von Magnesium (Eisen).

Bodentiefe [cm]	Dichte des Feinbodens [t m ⁻³]	KAK	Mg pot [μmol IÄ g ⁻¹]	Fe pot
0-5	-0.764**	0.386*		
5-10	-0.691**		0.682**	
10-15	-0.752**		0.476*	
15-20	-0.578**			
20-30	-0.712**			
30-40	-0.597**			
40-50	-0.545**			0.567*

Dabei stellte sich heraus, dass die C-Konzentration in allen Bodentiefen hochsignifikant negativ mit der Dichte des Feinbodens korreliert war (vgl. Abb. 3-23). Daneben wurden wie schon für den C-Vorrat Zusammenhänge zu einzelnen Ionen in unterschiedlichen Tiefenstufen gefunden. Alle weiteren Parameter, die mit der C-Konzentration verbunden waren, waren mit der Lagerungsdichte autokorreliert. Zwei dieser abhängigen Messgrößen werden im Folgenden näher erläutert, da sie in nahezu allen Bodenschichten in Relation zur C-Konzentration standen: Der Schluffanteil und die Menge an austauschbarem Aluminium. Während auf den silikatischen Standorten die C-Konzentration in allen Bodentiefen mit Ausnahme der untersten signifikant mit dem Schluffanteil anstieg, zeigte sich in den mittleren Bodentiefen der Standorte auf Kalk ein entgegengesetzter Zusammenhang (Abb. 3-24). Die Steigung der Regression für die silikatischen Standorte war im Oberboden stärker, d. h. dort bewirkte die gleiche Zunahme der Schlufffraktion einen vergleichsweise stärkeren Anstieg der C-Konzentration als in größeren Bodentiefen. Entgegen den Erwartungen konnten keine signifikanten Beziehungen zum Ton- bzw. zum Sandgehalt nachgewiesen werden.

Die Menge an austauschbarem Aluminium war in den obersten 30 cm nur an den Silikatstandorten signifikant mit der C-Konzentration korreliert (Abb. 3-25). In den beiden untersten Bodenschichten galt dieser Zusammenhang für alle untersuchten Standorte. In ähnlicher Weise hing die C-Konzentration auch mit austauschbarem Eisen zusammen. Dieser Zusammenhang wurde jedoch nicht dargestellt, da Eisen und Aluminium signifikant miteinander korreliert sind. An den Kalkstandorten waren die Konzentrationen an austauschbarem Eisen

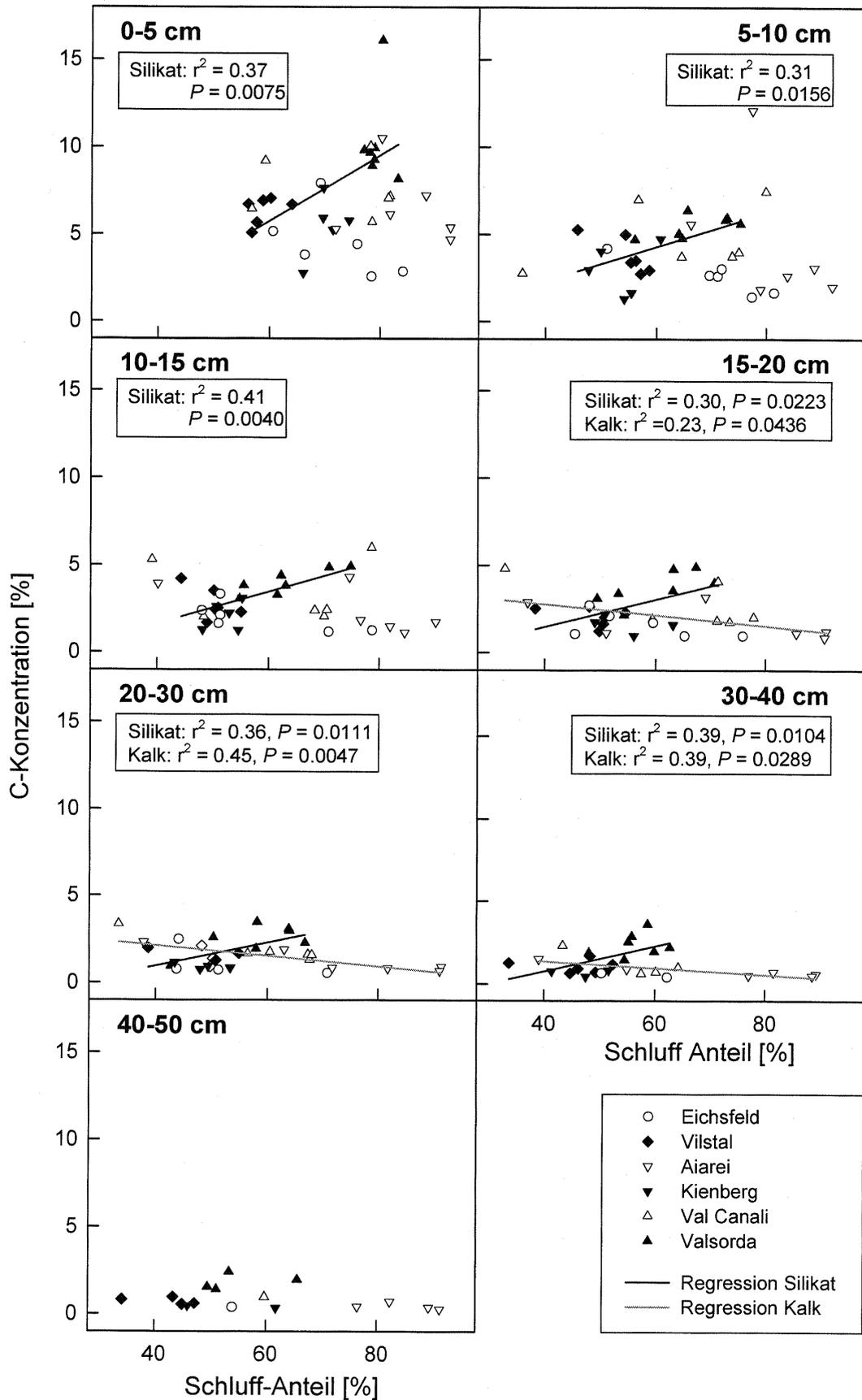


Abbildung 3-24: Zusammenhang zwischen Schluffanteil und C-Konzentration in den unterschiedlichen Bodentiefen. Ausgefüllte Symbole repräsentieren Standorte auf silikatischem Ausgangsgestein, leere solche auf Kalkgestein.

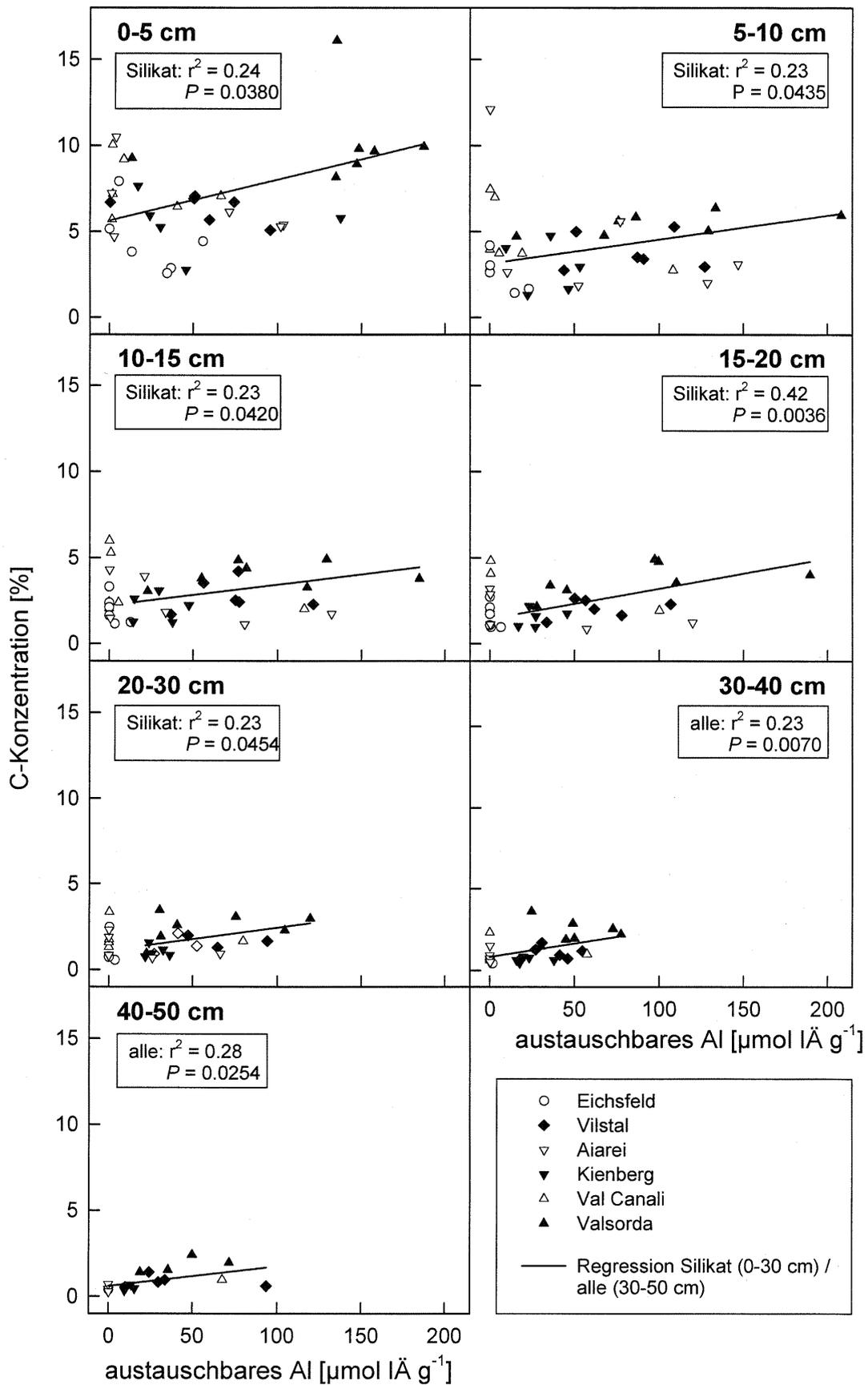


Abbildung 3-25: Zusammenhang zwischen austauschbarem Aluminium und C-Konzentration in den unterschiedlichen Bodentiefen. Ausgefüllte Symbole repräsentieren Standorte auf silikatischem Ausgangsgestein, leere solche auf Kalkgestein.

3.2.3.5 Veränderungen der C-Vorräte des Mineralbodens im Sukzessionsverlauf

C-Verluste im Altersverlauf

Um einen besseren Überblick über die Bodenkohlenstoff-Veränderungen im Verlauf des Waldwachstums auf ehemaligen Grünlandflächen zu bekommen, wurde der in der Wiese gespeicherte C-Vorrat als Ausgangszustand mit 100% angenommen. Die Vorräte der Sukzessionsbestände wurden dann in Prozent dieses Ausgangswerts angegeben (Abb. 3-26). In den meisten Beständen verringerte sich der C-Vorrat nach Bewaldung des Grünlandes. In Aiarei kam es zunächst zu einer Vorraterhöhung im 14-jährigen Bestand, der noch einen dichten Unterwuchs aus Gras besaß und damit Merkmale der Wiese und des Jungwaldes vereinte. Vom 14-jährigen zum nächst älteren Bestand nahmen dann auch in Aiarei die C-Vorräte ab.

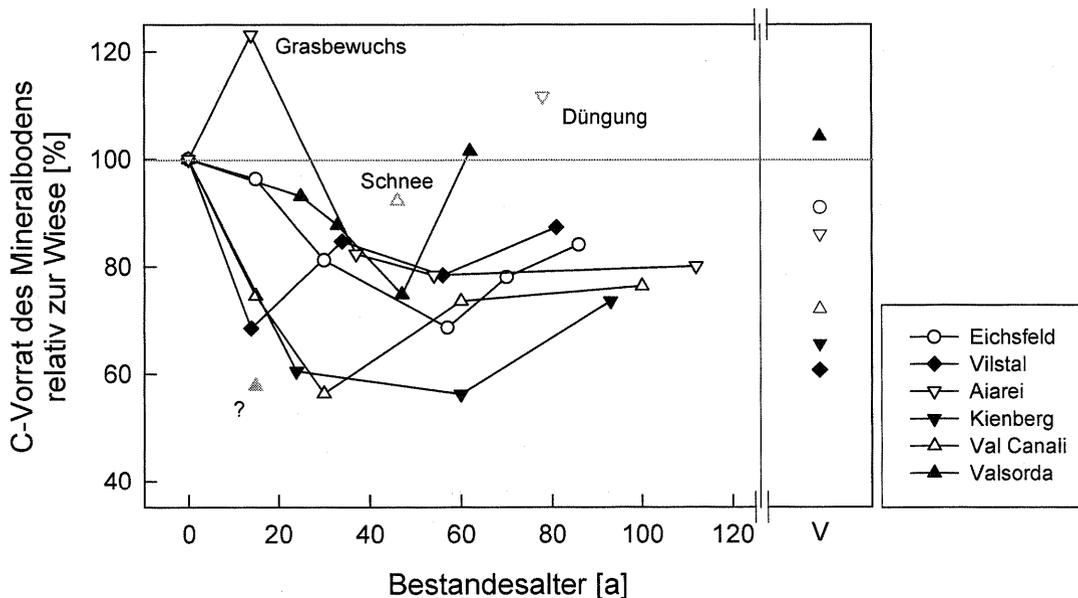


Abbildung 3-26: Veränderung des Kohlenstoffvorrats im Sukzessionsverlauf. Der Vorrat der Wiesenflächen wurde als Ausgangszustand mit 100% festgelegt, die Vorräte aller Waldbestände wurden als prozentualer Anteil des Vorrats der jeweiligen Wiese angegeben. Die grau eingezeichneten Werte wurden nicht in die Regression einbezogen (sie bleibt jedoch auch mit diesen Werten signifikant). V: Vergleichswald. Ausgefüllte Symbole repräsentieren Chronosequenzen auf Silikat, leere solche auf Kalk.

Besonders starke C-Verluste traten im Val Canali und auf dem Kienberg auf – hier verringerten sich die Vorräte in den ersten 20 bis 30 Jahren um etwa 40%. Im Eichsfeld, in Aiarei und im Valsorda betrug die maximale C-Verluste etwa zwischen 20 und 30%, die minimalen Vorräte wurden hier später als an den beiden anderen Standorten mit 40-60 Jahren erreicht. Nach Erreichen des minimalen Vorrats konnte im weiteren Verlauf der Waldentwicklung keine statistisch signifikante Vorratsanreicherung nachgewiesen werden. In vier der sechs Chronosequenzen, darunter allen auf saurem Ausgangsgestein, war jedoch der Vorrat des ältesten Sukzessionsbestandes größer als der des jeweils vorhergehenden. Dagegen war in Aiarei kein erneutes Anwachsen des C-Vorrats erkennbar und auch im Val Canali verlangsamte sich der

zwischen dem 30- und dem 60-jährigen Bestand sichtbare Anstieg bis zu einem Bestandesalter von 100 Jahren deutlich. Es erscheint zumindest für diese beiden Standorte fraglich, ob das Ausgangsniveau des Graslands wieder erreicht wird. Nur im Valsorda war der Vorrat des ältesten Sukzessionsbestandes dem der Wiese vergleichbar.

Im Vergleich zu den Sukzessionsbeständen waren die Vorräte des Vergleichswaldes im Eichsfeld, in Aiarei und im Valsorda höher, an den drei anderen Standorten geringer. Es konnten jedoch keine statistisch signifikanten Unterschiede zwischen den Sukzessionswäldern und den Vergleichswäldern nachgewiesen werden. Dagegen ergab eine ANOVA signifikante Unterschiede zwischen den Vorräten der Wiesen und denen der Sukzessions- und Vergleichswälder. In den Wäldern waren die C-Vorräte des Mineralbodens mit Ausnahme des Valsordas geringer als in der Wiese; etwa 60 bis 90% des Vorrats im Grünland waren dort gespeichert. Da das Grünland an den untersuchten Standorten höhere Vorräte als die Waldbestände aufwies, erscheint ein Wiederanstieg der Vorräte auf das Niveau der Wiesen im weiteren Verlauf der Waldentwicklung unwahrscheinlich.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass im Verlauf der Waldentwicklung auf den ehemaligen Wiesenflächen zunächst 20-40% des Kohlenstoffvorrats im Mineralboden verloren gingen. Im weiteren Verlauf der Bestandesentwicklung stellten sich Vorräte von ca. 70-90% (Valsorda: 101%) des ursprünglichen Vorrats im Grünland ein. Nur im Valsorda, dem Standort, an dem der Vorrat des natürlichen Waldes ähnlich dem der Wiese war, wurden im Verlauf der Wiederbewaldung gleich hohe C-Vorräte wie im Grünland erreicht.

C-Veränderungen im Ober- und Unterboden

Die Veränderung der C-Vorräte im Verlauf der Waldentwicklung war nicht in allen Bodenschichten gleich. Abbildung 3-27 zeigt daher getrennt nach Oberboden, mittleren Bodenschichten und Unterboden den Verlauf der Vorratsveränderung.

Im Oberboden (0-10 cm Bodentiefe) ergaben sich unabhängig von Klima- und Bodenfaktoren drei Gruppen von Standorten mit unterschiedlicher Entwicklung der Vorräte:

- Einsetzen einer Vorraterhöhung mit Beginn der Waldentwicklung (Vilstal, Val Canali),
- starke Abnahme der Vorräte, Einsetzen einer deutlichen Vorraterhöhung ab einem Bestandesalter von ca. 15 Jahren (Eichsfeld, Valsorda),
- langsamere Abnahme der Vorräte bis zu einem Alter von etwa 60 Jahren, danach gleich bleibend oder erneut zunehmend (Aiarei, Kienberg).

In einer Bodentiefe von 10-20 cm führte die Waldentwicklung in den ersten 15 Jahren in allen Chronosequenzen zu einem deutlichen Verlust an Kohlenstoff. Danach stiegen die Vorräte der Bestände auf saurem Ausgangsgestein wieder linear an ($r^2 = 0.51$, $P = 0.0143$), während sich die Verluste auf Kalk linear fortsetzen ($r^2 = 0.63$, $P = 0.0012$).

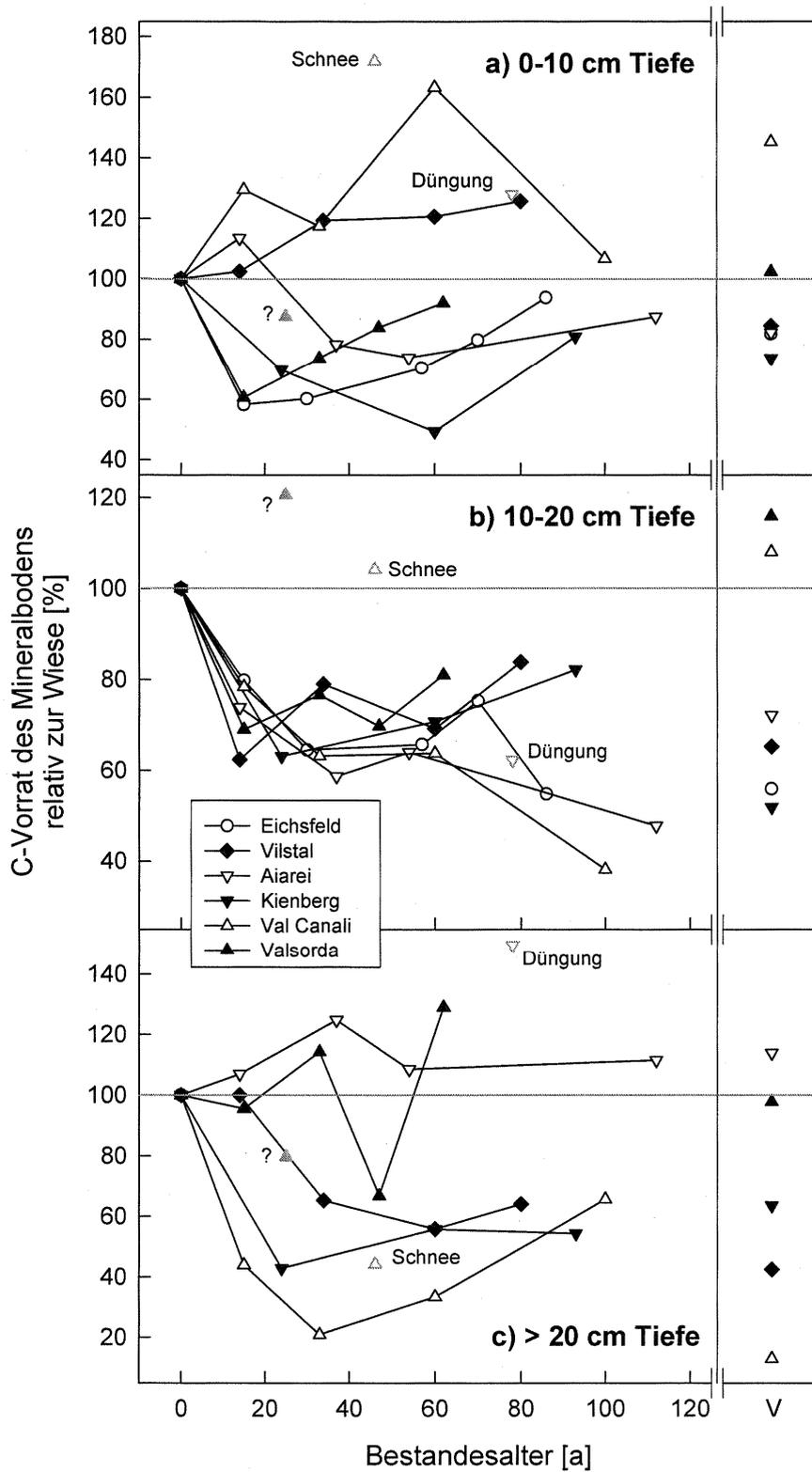


Abbildung 3-27: Veränderungen der C-Vorräte relativ zur Wiese in unterschiedlichen Bodentiefen. a) Oberboden, b) mittlere Bodenschicht, c) Unterboden. V: Vergleichswald. Die unterschiedliche Skalierung der Ordinate ist zu beachten. Leere Symbole repräsentieren Standorte auf kalkhaltigen, ausgefüllte solche auf saurem Ausgangsgestein. V: Vergleichswälder.

In Tiefen unter 20 cm bestimmte die Tiefgründigkeit des jeweiligen Profils die Höhe des Vorrats. Aussagen bezüglich des Einflusses der Waldentwicklung werden dadurch erschwert. Im Vilstal, in Aiarei, auf dem Kienberg und im Valsorda waren alle Bodenprofile mindestens 40 cm tief. Im Valsorda zeigten die Vorräte des Unterbodens starke Schwankungen, in Aiarei lagen sie in den Sukzessionsbeständen durchwegs über den Vorräten der Wiese und glichen so die Verluste in den oberen und mittleren Bodenschichten zumindest teilweise aus. Dagegen kam es im Vilstal und auf dem Kienberg im Unterboden zu Verlusten von etwa 40% relativ zum Grünland. Tabelle 3-14 fasst die Veränderungen der Vorräte zusammen.

Tabelle 3-14: Zusammenfassung der Veränderungen der C-Vorräte im Verlauf der Waldentwicklung im Gesamtprofil sowie in den einzelnen Bodenschichten. Die wegen der besseren Vergleichbarkeit gewählte, von den übrigen Tabellen abweichende Reihenfolge der Standorte ist zu beachten. Sehr helles grau: Zunahme sofort oder nach maximal 15 Jahren einsetzend; mittlere Graustufe: Zunahme auf eine längere Phase der Abnahme folgend; helles grau: Abnahme und Einregelung auf einem tieferen Niveau; dunkles grau: fortgesetzte Abnahme.

Standort	Gesamtprofil	0-10 cm	10-20 cm	> 20 cm
Aiarei	Abnahme um 20%, ab 40 Jahren etwa gleich bleibend	langsame Abnahme über 60 Jahre	kontinuierliche Abnahme	Zunahme um etwa 10%
Eichsfeld	langsame Verluste um 30% bis 60 Jahre, dann Zunahme	rasche Abnahme um 40%, ab 15 Jahren kontinuierliche Zunahme	kontinuierliche Abnahme	-
Val Canali	Abnahme um 40%, ab 30 Jahren wieder ansteigend	von Beginn an Zunahme über Wiesenniveau	kontinuierliche Abnahme	abhängig von Profiltiefe
Vilstal	rasche Abnahme um ca. 30%, ab 15 Jahren deutliche, ab 30 Jahren langsame Zunahme	von Beginn an Zunahme über Wiesenniveau	anfangs starke Abnahme, ab 15 Jahren Zunahme	um 40% abnehmend, ab 30 Jahren etwa gleich bleibend
Valsorda	Abnahme um ca. 25%, von 45 bis 60 Jahren starke Zunahme	rasche Abnahme um 40%, ab 15 Jahren stetige Zunahme	anfangs starke Abnahme, ab 15 Jahren Zunahme	stark variierend
Kienberg	Abnahme um 40%, ab 60 Jahren wieder ansteigend	langsame Abnahme über 60 Jahre, dann Zunahme	anfangs starke Abnahme, ab 15 Jahren Zunahme	um 40% abnehmend, ab 30 Jahren etwa gleich bleibend

Faktoren, die die C-Verluste der einzelnen Standorte beeinflussen

Die Höhe des C-Vorrats an einem bestimmten Standort sowie der Verlust, der durch Wiederbewaldung des Grünlands im Mineralboden auftrat, konnte nicht allein durch das Bestandesalter erklärt werden. Daher wurde nach weiteren Faktoren gesucht, welche die Höhe der Verluste durch Bewaldung beeinflussten. Die mittleren Verluste innerhalb einer Chronosequenz waren umso höher, je größer die mittlere Stammbiomasse bzw. der mittlere Mangengehalt und umso geringer, je höher der mittlere Schluffanteil des Mineralbodens (Abb. 3-28). Die Zusammenhänge zum Schluffanteil sowie zum Mangan waren als Regressionen nur auf dem $\alpha = 0.1$ -Niveau signifikant. Dagegen ergab eine Korrelationsanalyse (Spearman-Rank-Korrelationskoeffizienten) einen signifikanten positiven Zusammenhang zur Menge aus-

tauschbaren Mangans auf dem $\alpha = 0.05$ -Niveau. Schluffanteil und Mangangehalt waren nicht autokorreliert. Beziehungen zu klimatischen Faktoren oder der Höhe des ursprünglichen C-Vorrats im Grünland konnten nicht nachgewiesen werden.

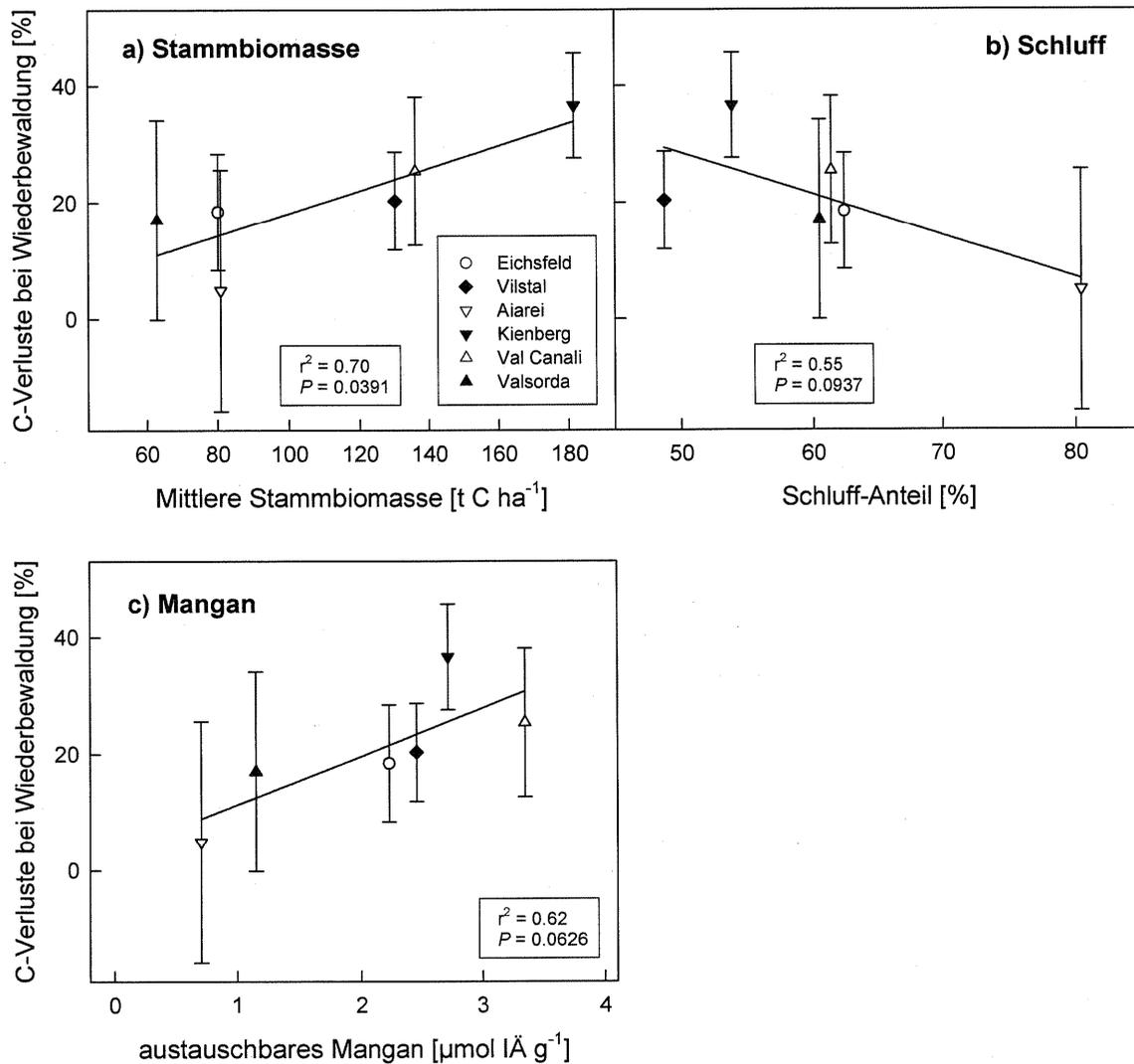


Abbildung 3-28: Abhängigkeit der mittleren C-Verluste eines Standorts im Verlauf der Wiederbewaldung von a) der mittleren Stammbiomasse, b) dem mittleren Schluffanteil und c) der mittleren Mangankonzentration. Ausgefüllte Symbole repräsentieren Chronosequenzen auf Silikat, leere solche auf Kalk.

In den obersten 10 cm des Mineralbodens vergrößerte sich der mittlere C-Vorrat bezogen auf die Chronosequenz im Verlauf der Wiederbewaldung bei geringen mittleren C-Vorräten in der Humusauflage, während es bei Vorräten von mehr als 18 t C ha^{-1} in der Auflage zu Verlusten im Oberboden kam (Abb. 3-29). Der Aufbau einer Humusauflage in den wachsenden Fichtenbeständen stand offenbar in Zusammenhang mit einer Verringerung der C-Vorräte im Oberboden.

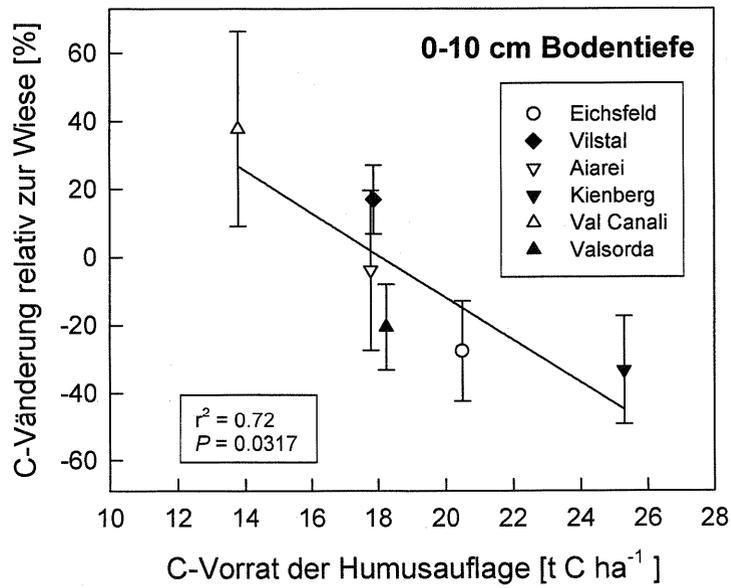


Abbildung 3-29: Veränderung des C-Vorrats in den obersten 10 cm des Mineralbodens relativ zur Wiese in Abhängigkeit vom C-Vorrat der Humusauflage. Angegeben sind jeweils die mittleren Vorräte bzw. relativen Änderungen für eine Chronosequenz. Ausgefüllte Symbole repräsentieren Standorte auf Silikat, leere solche auf Kalk. n = 5-7.

3.3 Veränderungen der C-Vorräte im Gesamtsystem

Die gesamten C-Vorräte (Stammbiomasse, Humusauflage, Mineralboden bis maximal 50 cm Bodentiefe) der untersuchten Ökosysteme nahmen im Verlauf der Wiederbewaldung von etwa 75 t C ha^{-1} in den Wiesen auf 350 t C ha^{-1} in den älteren Sukzessionsbeständen zu (Abb. 3-30). Diese Zunahme war vorwiegend durch den Zuwachs der Stammbiomasse bedingt, während der Vorrat des Mineralbodens leicht abnahm. Ein deutlicher Anstieg des Vorrats war in der Humusauflage zu verzeichnen. In den Vergleichswäldern lagen die Gesamtvorräte bei ca. 280 t C ha^{-1} .

Während der Waldentwicklung trat eine „Umverteilung“ des C-Vorrats im System ein: Der Anteil des Mineralbodens am Gesamtvorrat verringerte sich kontinuierlich, während der der Stammbiomasse stark zunahm. Auch die Vorräte der Humusauflage vergrößerten sich beständig, ihr Anteil am Gesamtvorrat war in den Vergleichswäldern höher als in den Sukzessionsbeständen.

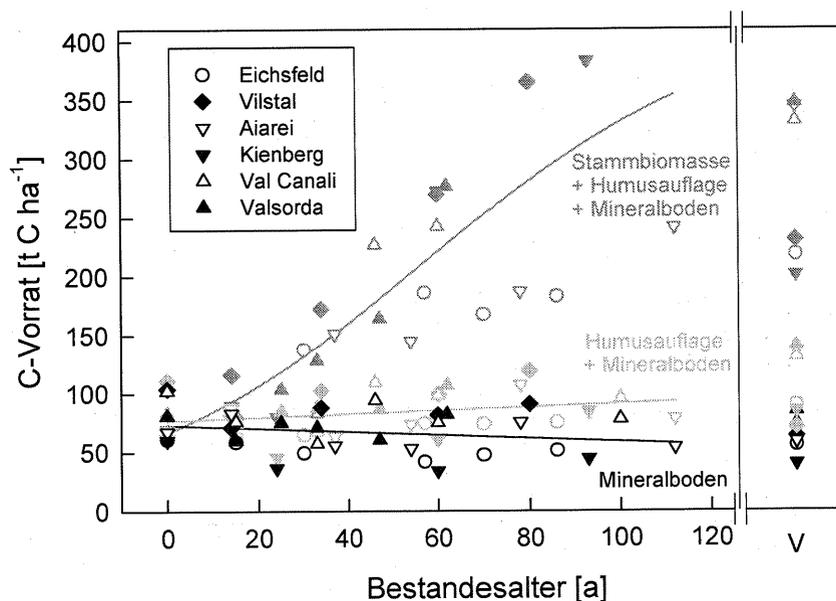


Abbildung 3-30: Veränderung der C-Vorräte des gesamten Ökosystems im Verlauf der Waldentwicklung. Dunkelgrau: Veränderung der C-Vorräte in Stammbiomasse, Humusauflage und Mineralboden bis 50 cm Tiefe, hellgrau: Veränderungen der C-Vorräte in Humusauflage und Mineralboden, schwarz: Veränderungen der C-Vorräte im Mineralboden. Standorte auf saurem Ausgangsgestein sind durch ausgefüllte, solche auf kalkhaltigem durch leere Symbole dargestellt. V: Vergleichswälder.

4 Diskussion

4.1 Oberirdische C-Vorräte und ihre Veränderung

4.1.1 C-Vorräte der Stammbiomasse

Der anfängliche Zuwachs an Stammbiomasse unterschied sich zwischen den einzelnen Chronosequenzen nicht wesentlich, er verlief jedoch im Eichsfeld etwas steiler als an den in den Alpen gelegenen Standorten. Dies könnte dadurch bedingt sein, dass die Jungfichten im Eichsfeld gepflanzt wurden, während an den übrigen Standorten die natürliche Verjüngung vorherrschte. In den Alpen mussten sich die Fichten in der Wiesenvegetation mit u. U. dichtem Filz von Graswurzeln etablieren, eine Situation, in der das extensive Wurzelsystem vieler Baumarten in der Konkurrenz um Wasser unterlegen ist (Hard, 1975; Klotz und Schmiedeknecht, 1992). Dagegen ermöglichte die Bodenbearbeitung im Eichsfeld dort eine rasche Entwicklung direkt auf dem Mineralboden.

Nach etwa 50 Jahren der Bestandesentwicklung zeigten sich Unterschiede im Verlauf des weiteren Zuwachses; Aiarei und Eichsfeld fielen durch geringe Biomassezuwächse auf, während in den übrigen Chronosequenzen ein ausgeprägtes Stammwachstum erfolgte. Aiarei ist aufgrund der hohen Lage stärkeren Witterungsextremen ausgesetzt als die tiefer gelegenen Standorte und befindet sich mit 1750 m NN und einer Jahresmitteltemperatur von ca. 4°C relativ dicht an der Waldgrenze, die von Schmidt-Vogt (1987) für die Fassaner Alpen und Paneveggio mit 2000 m angegeben wird. Es ist anzunehmen, dass die Vegetationsperiode in Aiarei gegenüber den anderen Standorten deutlich verkürzt ist, was möglicherweise den langsameren Zuwachs der Stammbiomasse im mittleren Bestandesalter bedingt. Das Eichsfeld gehört nicht zum natürlichen Verbreitungsgebiet der Fichte (Schmidt-Vogt, 1987). Die flachgründigen, tonreichen Böden über Muschelkalk verbunden mit den verhältnismäßig geringen Jahresniederschlägen bieten für die Fichte keine optimalen Wuchsbedingungen.

Im Eichsfeld betragen die Niederschläge in der Vegetationszeit (April bis September) etwa 350 mm, als optimal werden für die Fichte 490-580 mm angegeben (Schmidt-Vogt, 1987). Windwürfe, verschiedene Pilzkrankheiten und Borkenkäferkalamitäten brechen an vielen Stellen Lücken in die instabilen Bestände, die ohnehin nach und nach in Laubwaldbestände umgebaut werden. Zudem wurden die Bestände durch Durchforstungs- und Ernteeingriffe stärker in ihrer Stammbiomasse reduziert als die in den Alpen gelegenen Bestände. Dies wird auch am Verlauf der Selbstausdünnung deutlich: Hier liegen die Bestände des Eichsfelds bezüglich der Stammbiomasse unterhalb der anderen Chronosequenzen.

Tabelle 4-1: Vergleich der oberirdischen Biomasse von Nadelwäldern in verschiedenen Untersuchungen. Die Daten sind nach dem Baumalter geordnet. BHD: Brusthöhendurchmesser [cm], SZ: Stammzahl [n ha⁻¹].

Region	Vegetation	Alter [a]	Vorrat [t C ha ⁻¹]	zusätzliche Angaben	Quelle
Europa	<i>Picea</i>	0-10	3		Cannell und Milne, 1995
Europa	<i>Picea</i>	0-20	34		Körner et al., 1993
Europa	<i>Picea</i>	14	21		Hager, 1988
Europa	<i>Picea</i>	10-20	7		Cannell und Milne, 1995
Europa	<i>Picea</i>	19	23-42		Hager, 1988
Europa	<i>Picea</i>	20-30	20		Cannell und Milne, 1995
Europa	<i>Picea</i>	1-50	118		Karjalainen, 1995
Europa	<i>Picea</i>	21-40	72		Körner et al., 1993
Europa	<i>Picea</i>	30-40	35		Cannell und Milne, 1995
Europa	<i>Picea</i>	38	66		Bauer, 1997
Europa	<i>Picea</i>	40-50	47		Cannell und Milne, 1995
Europa	<i>Picea</i>	41-60	87		Körner et al., 1993
Europa	<i>Picea</i>	50-60	57		Cannell und Milne, 1995
Europa	<i>Picea</i>	59	56	Stamm: 35; armer Standort	Ingerslev und Hallbäcken, 1999
Europa	<i>Picea</i>	60-70	69		Cannell und Milne, 1995
Europa	<i>Picea</i>	51-100	220		Karjalainen, 1995
Europa	<i>Picea</i>	70-80	70		Cannell und Milne, 1995
Europa	<i>Picea</i>	76	134		Droste zu Hülshoff, 1970
Europa	<i>Picea</i>	61-120	127		Körner et al., 1993
Europa	<i>Picea</i>	80-120	114		Cannell und Milne, 1995
Europa	<i>Picea</i>	100	ca. 200		Schulze et al., 1999
Europa	<i>Picea</i>	100	117		Bauer, 1997
Europa	<i>Picea</i>	>120	103		Cannell und Milne, 1995
Europa	<i>Picea</i>	101-51	207		Karjalainen, 1995
Europa	<i>Picea</i>	140	142		Hügler, 1996
Europa	<i>Picea</i>	142	105		Bauer, 1997
Europa	<i>Picea</i>	300	137		Nabuurs und Mohren, 1993
Europa	<i>Picea</i>	Mittel	40-80		Dewar und Cannell, 1992
Nordamerika	<i>Picea</i>	28	85	Höhe: 15.5 m, BHD 15.4 cm	Marques et al., 1997
Nordamerika	<i>Abies</i>	23	25	Stamm: 12.5	Grier et al., 1981
Nordamerika	<i>Abies</i>	175	233		Turner und Singer, 1976
Nordamerika	<i>Abies</i>	180	223	Stamm: 147	Grier et al., 1981
Nordamerika	<i>Abies</i>	Altbst.	59		Sprugel, 1984
Nordamerika	<i>Abies/Picea</i>	k. A.	75		Aplet et al., 1989
Nordamerika	<i>Larix</i>	28	96	Höhe: 21 m, BHD 21.3 cm	Marques et al., 1997
Asien	<i>Larix</i>	50	22		Schulze et al., 1995
Asien	<i>Larix</i>	125	36		
Asien	<i>Larix</i>	125	60	N-Fixierer im Unterwuchs	
Asien	<i>Larix</i>	380	45		
Europa	<i>Pseudotsuga</i>	20	50		Marques et al., 1997
Europa	<i>Pseudotsuga</i>	40	133		
Europa	<i>Pseudotsuga</i>	70	218		
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	9	4		Turner, 1981
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	9	5		Long und Turner, 1977
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	22	50		Turner und Long, 1975
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	30	61		Turner und Long, 1975
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	30	76		Long und Turner, 1977
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	37	97		
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	39	105		

Kontinent	Waldtyp	Alter [a]	Vorrat [t C ha ⁻¹]	zusätzliche Angaben	Quelle
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	40	153	Stamm: 188.5; inklusive Wurzeln, arm	Keyes und Grier, 1981
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	40	278	Stamm: 368.8; inklusive Wurzeln, reich	
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	42	79		Turner und Long, 1975
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	42	114		Long und Turner, 1977
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	49	119		
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	73	118		Turner und Long, 1975
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	95	146		Turner, 1981
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	150	ca. 300		Janisch und Harmon, 2002
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	300	196		Nabuurs und Mohren, 1993
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	450	246-488		Grier und Logan, 1977
Nordamerika	<i>Tsuga</i>	225	158		Boone et al., 1988
Australien	<i>Pinus</i>	20	151	Stamm: 78; montan	Benecke und Nordmeyer, 1982
Australien	<i>Pinus</i>	23	126	Stamm 71; subalpin	
Asien	<i>Pinus</i>	12	24	Stamm: 18; Vacciniientyp	Wirth et al., 1998
Asien	<i>Pinus</i>	14	5	Stamm: 2.4; Flechtentyp	
Asien	<i>Pinus</i>	28	12	Stamm: 8.6; Flechtentyp	
Asien	<i>Pinus</i>	31	21	Stamm: 15; Flechtentyp	
Asien	<i>Pinus</i>	54	60	Stamm: 45; Flechtentyp	
Asien	<i>Pinus</i>	67	77	Stamm: 59; Flechtentyp gestört	
Asien	<i>Pinus</i>	95	127	Stamm 113; Flechtentyp	
Asien	<i>Pinus</i>	95	110	Stamm 96; Vacciniientyp	
Asien	<i>Pinus</i>	266	239	Stamm 201; Vacciniientyp	
Australien	<i>Pinus</i>	7-9	14		Forrest und Ovington, 1970
Australien	<i>Pinus</i>	9-12	11		
Nordamerika	<i>Pinus</i>		100		Schiffman und Johnson, 1989
Nordamerika	<i>Pinus</i>	13	0	SZ 3040	MacLean und Wein, 1977
Nordamerika	<i>Pinus</i>	15	43		Kinerson et al., 1977
Nordamerika	<i>Pinus</i>	16	1	SZ 2320	MacLean und Wein, 1977
Nordamerika	<i>Pinus</i>	29	21	SZ 3040	
Nordamerika	<i>Pinus</i>	29	40	SZ 6560	
Nordamerika	<i>Pinus</i>	31	20	SZ 2200	
Nordamerika	<i>Pinus</i>	37	33	SZ 2520	
Nordamerika	<i>Pinus</i>	37	42	SZ 4840	
Nordamerika	<i>Pinus</i>	38	18	SZ 2600	
Nordamerika	<i>Pinus</i>	40	46	SZ 6000	
Nordamerika	<i>Pinus</i>	44	42	SZ 3440	
Nordamerika	<i>Pinus</i>	49	29	SZ 3480	
Nordamerika	<i>Pinus</i>	50	148		Schiffman und Johnson, 1989
Nordamerika	<i>Pinus</i>	50	148		
Nordamerika	<i>Pinus</i>	57	37	SZ 2440	MacLean und Wein, 1977
global	Nadelwald		148	unterirdisch: 32	Powers und van Cleve, 1991
global	Nadelwald		200		Adams et al., 1990
global	Nadelwald		183		Vogt et al., 1995

In den jüngeren Beständen entsprachen die erhobenen C-Vorräte in der Stammbiomasse den in der Literatur dokumentierten Werten. So geben Körner et al. (1993) den Vorrat 0-20-jähriger Fichtenbestände in Österreich mit 34 t C ha^{-1} an (vgl. Tab. 4-1), im 14-jährigen Bestand des Vilstals wurden in der vorliegenden Studie 33.5 t C ha^{-1} ermittelt. Bauer (1997) berechnete den Vorrat eines 38-jährigen Fichtenbestandes in Italien mit 66 t C ha^{-1} , der 34-jährige Bestand des Vilstals erreichte 71 t C ha^{-1} . Die Literaturwerte für Fichtenbestände mit einem Baumalter von mehr als 50 Jahren liegen zwischen 56 t C ha^{-1} in einem 59-jährigem Bestand auf nährstoffarmem Boden in Norwegen (Ingerslev und Hallbäcken, 1999) und 220 t C ha^{-1} in 51-100-jährigen Beständen in Südfinnland (Karjalainen, 1995). Die C-Vorräte in der Stammbiomasse der meisten in den sechs Chronosequenzen untersuchten Bestände stimmten mit diesen Werten überein: Sie reichten von 71 t C ha^{-1} im 54-jährigen Bestand in Aiarei bis zu 212 t C ha^{-1} im 60-jährigen Bestand auf dem Kienberg. Ausnahmen bildeten, wie schon erwähnt, die ältesten Sukzessionsbestände des Vilstals, des Kienbergs und des Val Canalis. Diese lagen mit Werten zwischen 250 und 400 t C ha^{-1} in derselben Größenordnung wie wüchsige, nordamerikanische Douglasien-Bestände (vgl. Tab. 4-1). Die hohen Vorräte können im 93-jährigen Bestand auf dem Kienberg durch vergleichsweise hohe Stammzahlen (900 n ha^{-1}) erklärt werden, die beiden anderen Bestände zeichneten sich durch überdurchschnittliche Baumhöhen aus.

Der Anteil des Vorrats in der Stammbiomasse am gesamten C-Vorrat der untersuchten Waldbestände (Stammbiomasse, Humusaufgabe, Mineralboden bis 50 cm Tiefe) nahm mit steigendem Bestandesalter exponentiell zu und erreichte in den älteren Beständen gut 60%. Ähnliche Ergebnisse erzielten Jackson et al. (2002) in einer Untersuchung der Änderung der C-Vorräte durch Waldentwicklung auf Grasländern anhand eines 2700 Bodenprofile umfassenden Datensatzes. Vor allem an trockenen Standorten konnten die Zuwächse in der Biomasse auftretende Verluste im Mineralboden mehr als kompensieren. Auch in den Untersuchungen zur Wiederbewaldung ehemaliger Felder mit *Pinus taeda* (Schiffman und Johnson, 1989) trug die Biomasse mit 76% am stärksten zum Anstieg des C-Vorrats bei. Diese Tatsache unterstreicht die Bedeutung des Biomasse-Vorrats im Hinblick auf die C-Senkenkapazität von Waldökosystemen.

4.1.2 Streufall

Tabelle 4-2 gibt einen Überblick über Literaturdaten zum Streufall in Waldbeständen unterschiedlichen Alters und unterschiedlicher Zusammensetzung. In europäischen Fichtenbeständen liegen die angegebenen Werte zwischen 1.2 und $4.5 \text{ t}_{\text{TM}} \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ bzw. zwischen 0.8 und $2.7 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$. Die Bestände in der vorliegenden Untersuchung erreichten mit durchschnittlich $4.30 \pm 1.11 \text{ t}_{\text{TM}} \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ bzw. $2.19 \pm 0.58 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ vergleichsweise hohe Werte, zahlreiche Einzelbestände lagen über dem in der Literatur genannten Bereich.

Tabelle 4-2: Literaturdaten zum Streufall in unterschiedlichen Waldbeständen. Werte mit * geben die jährlich anfallende Trockenmasse an. Luftr.: Lufttrocken, BHD: Brusthöhendurchmesser, CWD: coarse woody debris, d. h. Grobstreu (Totholz, große Äste etc.), Alt-Bst.: Altbestand, Kr.-Schl.: Kronenschluß.

Region	Vegetation	Alter [a]	Streufall [t C ha ⁻¹ a ⁻¹]	Zusätzliche Angaben	Quelle
global	kalttemperate Nadelwälder	k. A.	3.1*	Holz: 0.60*	Vogt et al., 1986
Europa	Nadelholz	k. A.	0.7-8.6*	nur Nadeln: 5.3-6.8*	Berg und Meentemeyer, 2001
Asien	Nadelholz	k. A.	3.1*		Raich und Nadelhoffer, 1989
Europa	<i>Picea</i>	k. A.	0.8-2.7	je nach Stammzahl	Hager, 1988
Europa	<i>Picea</i>	k. A.	1.9-4.4*		Berg et al., 2001
Europa	<i>Picea</i>	35	1.65		Gower et al., 1996
Europa	<i>Picea</i>	68/78	2.4/2.7		Bray und Gorham, 1964
Europa	<i>Picea</i>	21-40	3.1*	luftr.	
Europa	<i>Picea</i>	41-60	3.7*	luftr.	
Europa	<i>Picea</i>	61-80	3.8*	luftr.	
Europa	<i>Picea</i>	81-100	3.6*	luftr.	
Europa	<i>Picea</i>	100	3.4*	luftr.	
Europa	<i>Picea</i>	30	4.5*		
Europa	<i>Picea</i>	30-60	3.4*		
Europa	<i>Picea</i>	60-90	2.9*		
Europa	<i>Picea</i>	90	2.8*		
Europa	<i>Picea</i>	k. A.	3.0*	Ertragsklasse III	
Europa	<i>Picea</i>	k. A.	3.8*	Ertragsklasse I	
Europa	<i>Picea</i>	46	4.5*		
Europa	<i>Picea</i>	k. A.	1.6*	luftr., BHD 1.6 cm	
Europa	<i>Picea</i>	k. A.	1.2*	luftr., BHD 10 cm	
Europa	<i>Picea</i>	k. A.	1.6*	luftr., BHD 21 cm	
Europa	<i>Picea</i>	80	2.0*	Podsol	
Europa	<i>Picea</i>	50	3.2*	Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	30-40	2.0*	Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	45-65	4.5*	Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	39	3.1*		
Europa	<i>Picea</i>	63	1.9*		
Europa	<i>Picea</i>	k. A.	3.1*		
Europa	<i>Picea</i>	45	5.7*	Stammzahl: 460	
Europa	<i>Picea</i>	45	4.3*	Stammzahl: 237	
Europa	<i>Picea</i>	45	3.7*	Stammzahl: 57	
Europa	<i>Picea</i>	45	4.2*	Stammzahl: 152	
Europa	<i>Picea</i>	k. A.	1.8		Körner et al., 1993
Europa	<i>Picea</i>	60-90	2.9*		Armson, 1979
Asien	<i>Picea</i>	k. A.	4.5*	luftr., <i>Oxalis</i>	Bray und Gorham, 1964
Asien	<i>Picea</i>	k. A.	3.7*	luftr., <i>Vaccinien</i>	
Asien	<i>Picea</i>	45-68	6.2*	luftr., <i>Sambucus</i>	
Asien	<i>Picea</i>	70	4.9*	luftr., <i>Vaccinium</i> und <i>Oxalis</i>	
Asien	<i>Picea</i>	38-90	2.0*	Birke	
Asien	<i>Picea</i>	k. A.			
Nordamerika	<i>Picea</i>	134	1.6*		Raich und Nadelhoffer, 1989
Nordamerika	<i>Picea</i>	75	1.4*		
Nordamerika	<i>Picea</i>	35-55	1.8		Gower et al., 1996
Nordamerika	<i>Picea</i>	60	1.9*		Armson, 1979

Region	Baumart	Alter [a]	Streufall [t C ha ⁻¹ a ⁻¹]	Zusätzliche Angaben	Quelle
Asien	<i>Abies</i>	k. A.	6.6*		Raich und Nadelhoffer, 1989
Nordamerika	<i>Abies</i>	k. A.	2.2*	Kraut: 0.05*	
Nordamerika	<i>Abies</i>	23	1.0		Gower et al., 1996
Nordamerika	<i>Abies</i>	180	1.1		
Nordamerika	<i>Abies</i>	23	1.5*		Vogt et al., 1983
Nordamerika	<i>Abies</i>	180	2.2*		
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	k. A.	2.4*		Sollins, 1982
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	k. A.	2.5*	Nadeln: 2.1*	Gessel und Turner, 1976
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	k. A.	2.6*	Kraut: 0.63*	Raich und Nadelhoffer, 1989
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	100	0.9*		Armson, 1979
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	350	2.2*		
Asien	<i>Tsuga</i>	k. A.	5.5*		Raich und Nadelhoffer, 1989
Nordamerika	<i>Tsuga</i>	k. A.	1.3*		McClaugherty et al., 1985
Nordamerika	<i>Tsuga/Picea</i>	k. A.	2.8*		Sollins, 1982
Europa	<i>Betula, Pinus</i>	k. A.	1.0		Berg und Wessén, 1984
Europa	<i>Pinus</i>	23	0.8		Gower et al., 1996
Europa	<i>Pinus</i>	23	2.4	bewässert, gedüngt	
Europa	<i>Pinus</i>	20	0.6-1.2*		Berg et al., 1995
Europa	<i>Pinus</i>	120	1.4-2*		
Europa	<i>Pinus</i>	50-75	3.0*		Armson, 1979
Europa	<i>Pinus</i>	k. A.	7.7*		van Wesemael und Veer, 1992
Asien	<i>Pinus</i>	40	6.2*	CWD: 1.06*	Raich und Nadelhoffer, 1989
Asien	<i>Pinus</i>	80	7.1*	CWD: 1.3*	
Asien	<i>Pinus</i>	k. A.	5.4*		
Asien	<i>Pinus</i>	k. A.	4.2*		
Australien	<i>Pinus</i>	20	0.8		Gower et al., 1996
Australien	<i>Pinus</i>	20	0.7	durchforstet	
Australien	<i>Pinus</i>	20	0.6	einmal gedüngt	
Australien	<i>Pinus</i>	20	1.0	bewässert, 1x gedüngt	
Australien	<i>Pinus</i>	20	0.8	länger bewässert, 1x gedüngt	
Australien	<i>Pinus</i>	20	1.2-1.4	bewässert, gedüngt	
Australien	<i>Pinus</i>	20	0.7	bewässert	
Nordamerika	<i>Pinus</i>	k. A.	3.4*		Sollins, 1982
Nordamerika	<i>Pinus</i>	Kr.- Schl.	5*	Nadeln: 4.5*	Gholz et al., 1985
Nordamerika	<i>Pinus</i>	k. A.	2.5		Richter et al., 1999
Nordamerika	<i>Pinus</i>	64	3.5*		Raich und Nadelhoffer, 1989
Nordamerika	<i>Pinus</i>	29	5.0*		
Nordamerika	<i>Pinus</i>	27	2.4		Gower et al., 1996
Nordamerika	<i>Pinus</i>	26	1.8		
Nordamerika	<i>Pinus</i>	26	3.2	gedüngt	
Nordamerika	<i>Pinus</i>	70	2.6		
Nordamerika	<i>Pinus</i>	70	2.6	gedüngt	
Nordamerika	<i>Pinus</i>	31	1.7		
Nordamerika	<i>Pinus</i>	32	2.2		
Nordamerika	<i>Pinus</i>	Alt- Bstd.	1.2		
Nordamerika	<i>Pinus</i>	35-55	1.7		
Nordamerika	<i>Pinus</i>	53	3.5		
Nordamerika	<i>Pinus</i>	35-55	2.0		

Region	Baumart	Alter [a]	Streufall [t C ha ⁻¹ a ⁻¹]	Zusätzliche Angaben	Quelle
Nordamerika	<i>Pinus</i>	Alt-Bstd.	1.5		Gower et al., 1996
Nordamerika	<i>Pinus</i>	35-55	2.1		
Nordamerika	<i>Pinus</i>	k. A.	0.9-1.4*		Yavitt und Fahey, 1986
Nordamerika	<i>Pinus</i>	k. A.	3.1*		McClaugherty et al., 1985
Nordamerika	<i>Pinus</i>	100	0.8*		Armson, 1979
Nordamerika	<i>Pinus</i>	350	0.6*		
Nordamerika	<i>Pinus</i>	k. A.	3-5		Trumbore, 1993
Europa	<i>Quercus</i>	k. A.	3.3-3.7*		Witkamp und Van der Drift, 1961
Asien	<i>Quercus</i>	k. A.	6.8*	CWD: 1.5*	
Nordamerika	<i>Quercus</i>	k. A.	4.6*	Kraut: 0.1*	
Nordamerika	<i>Quercus</i> , <i>Carya</i>	k. A.	5.1*	Kraut: 0.16*	
Nordamerika	<i>Quercus</i> , <i>Pinus</i>	k. A.	3.4*	Kraut: 0.02*	
Nordamerika	<i>Quercus</i> - <i>Carya</i>	k. A.	4.2*		
Nordamerika	<i>Thuja</i> , <i>Betula</i>	k. A.	4.9*	Kraut: 0.11*	
Asien	Mischwald	k. A.	3.6*		Raich und Nadelhoffer, 1989
Europa	Laubholz	k. A.	2.1-3.9*	Windverluste 0.08*	Phillipson et al., 1975
Asien	Laubholz	k. A.	10.6*	CWD: 9.3*	Raich und Nadelhoffer, 1989
Asien	Laubholz	k. A.	10.6*	CWD: 6.5*	
Asien	Laubholz	5	6.6*		Bhojvaid und Timmer, 1998
Asien	Laubholz	7	8.0*		
Asien	Laubholz	30	12.3*		
Australien	Laubholz	k. A.	1.7		Tate et al., 2000
Australien	Laubholz	Alt-Bstd.	2.9	entspricht Streuabbau	Tate et al., 1993
Nordamerika	Laubholz	k. A.	1.4		Bowden et al., 1993
Nordamerika	Laubholz	k. A.	4.2*	Kraut: 0.3*	Raich und Nadelhoffer, 1989
Nordamerika	Laubholz	k. A.	4.6*	Kraut: 0.02*	
Nordamerika	Laubholz	k. A.	3.4*		
Nordamerika	Laubholz	k. A.	3.4*	Kraut: 0.2*	
Nordamerika	Laubholz	k. A.	3.8*		McClaugherty et al., 1985
Nordamerika	Laubholz	k. A.	3.4*		
Nordamerika	Laubholz	k. A.	3*		
Nordamerika	Laubholz	50	1.6		Edwards und Harris, 1977
Südamerika	Laubholz	k. A.	7.8*	CWD: 3.8*	Raich und Nadelhoffer, 1989

Allerdings geben Berg und Meentemeyer (2001) für europäische Nadelwälder mit $0.7-8.6 t_{TM} ha^{-1} a^{-1}$ einen größeren Bereich an, als die anderen in Tabelle 4-2 angeführten Autoren. Mit diesem Schwankungsbereich stimmen die vorliegenden Daten gut überein.

Der Anteil der Nadeln am gesamten Streufall entsprach mit 44-91% ebenfalls den Literaturdaten für Nadelwälder (Finér, 1996; Berg und Meentemeyer, 2001). Für amerikanische Douglasienwälder werden 41% (Grier und Logan, 1977) bis 84% (Gessel und Turner, 1976) angegeben, für jüngere Kiefernbestände (Gholz et al., 1985) sowie für 35-jährige Fichtenbestände (Pedersen und Bille-Hansen, 1999) bis zu 90%. Bestandesstruktur, Alter und vorkommende

Baumarten beeinflussen die Anteile weiterer Komponenten wie Blätter, Samen, Zweige oder Flechten.

Die anfallenden Mengen an holziger Grobstreu konnten in dieser Untersuchung nicht vollständig erfasst werden. Einzelne größere Holzstücke wurden zwar in den Streufallen gefunden, aber die räumliche Heterogenität des Absterbens größerer Äste oder ganzer Stämme bedarf einer anderen Quantifizierungsmethode. Die Literaturangaben zum Eintrag von Totholz geben eine große Bandbreite an. Größere absterbende oder bereits liegende Stämme spielen jedoch in den untersuchten Fichtenbeständen keine größere Rolle, da es sich nicht um natürliche Wälder handelte, sondern um bewirtschaftete Bestände, in denen der Totholzvorrat durch forstliche Eingriffe reduziert wurde. Äste und Zweige von weniger als 7.5 mm Durchmesser haben in Northern Hardwood-Beständen mittleren Alters den größten Anteil am holzigen Streufall; jährlich fallen zwischen 1.15 und 1.28 $t_{TM} \text{ ha}^{-1}$ an (Hughes und Fahey, 1994). Diese Größenklasse konnte mit der gewählten Streusammel-Technik gut erfasst werden. Allerdings war die Variabilität der Astmenge zwischen den einzelnen Beständen der vorliegenden Studie deutlich größer. Je nach Bestandesalter und Struktur betrug sie jährlich zwischen 0.16 $t_{TM} \text{ ha}^{-1}$ im 15-jährigen Bestand im Valsorda und 1.67 $t_{TM} \text{ ha}^{-1}$ im 57-jährigen Bestand des Eichsfelds, in dem häufiger Einzelbäume durch Starkwindereignisse umgerissen wurden. Die Äste dieser Bäume erhöhten in der Folge die Menge an holziger Streu.

Ein weiteres Problem bildete die Abschätzung der Streuproduktion des Unterwuchses. In vielen Beständen spielte diese nur eine unwesentliche Rolle, da unter dem dichten Kronendach der geschlossenen Fichtenbestände nur geringe Mengen an Moosen oder Kräutern vorkamen. Ausnahmen bildeten der 86-jährige Bestand im Eichsfeld mit heterogen verteiltem *Sambucus nigra* in der Strauchschicht sowie die Vergleichswälder in Aiarei, im Valsorda und im Val Canali, die durch große Mengen an unregelmäßig verteilten Ericaceen (*Vaccinium myrtillus*, *Vaccinium vitis-idaea* und *Calluna vulgaris*) gekennzeichnet waren. Wie in Kap. 3.2.1.3 beschrieben, wurde hier in Anlehnung an Buchmann (1993) unter Annahme einer Deckung von 35% für *Vaccinium myrtillus* und *Vaccinium vitis-idaea* und 17% für *Calluna vulgaris* in Aiarei sowie der Hälfte dieser Werte im Val Canali und im Valsorda der Eintrag an Streu aus der Zwergstrauch-Schicht mit 2.2 bzw. 1.1 $t \text{ C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ ermittelt. Die durch Einbezug dieser Daten erzielten Werte für den gesamten Streueintrag liefern ein realistischeres Bild als die ausschließliche Betrachtung der Streu der Bäume, zumal die Humusaufgabe in den drei genannten Beständen erheblich durch die ober- und unterirdischen Anteile der Ericaceen beeinflusst wird.

Im Gegensatz zu den Untersuchungen von Finér (1996) in finnischen Kiefernwäldern konnte kein Zusammenhang zwischen dem jährlichen Streufall und der Temperatur gefunden werden. Dagegen korrelierte der Streufall mit dem Alter sowie dem C-Vorrat in der Stamm biomasse. Dieser ist ebenso wie die jährlich anfallende Streu Teil der NPP. Man kann daraus schließen, dass bei steigender NPP – ausgedrückt durch den größeren C-Vorrat der Stamm-

biomasse – eine größere Menge an Streu anfällt. Nach Cebrián und Duarte (1995) gehen etwa 56% der NPP in den Streufall, so dass diese den Kohlenstofffluss in die Streuauflage bestimmt. Die Produktivität eines Bestandes bestimmt damit letztlich den Eintrag organischer Substanz in den Boden.

4.1.3 Streuabbau

4.1.3.1 Einfluss der Streusäckchen („Litterbags“) auf die Abbauraten der Streu

Es ist bekannt, dass Litterbags in Abhängigkeit von ihrer Maschenweite Bodenlebewesen ausschließen, so dass diese im Gegensatz zu frei auf dem Waldboden liegender Streu keinen Einfluss auf den Abbau ausüben können. Aufgrund der Größe und Form der Fichtennadeln mussten in dieser Studie Litterbags mit relativ geringer Maschenweite (0.25 mm) verwendet werden, um Verluste an Nadeln zu vermeiden. Parfitt et al. (2001) stellten bereits bei einer Maschenweite von 1 mm fest, dass die Nadeln in den Litterbags vor Insektenfraß geschützt waren. Gerade in höheren Lagen der Berge hat die Bodenfauna jedoch nicht nur einen direkten Einfluss auf den Streuabbau, sondern wirkt auch indirekt über die Bodenmikroorganismen. In Abwesenheit von Bodenlebewesen konnten González et al. (2001) zwar eine größere Menge an Mikroorganismen nachweisen, doch war deren Aktivität geringer als in ihrer Gegenwart. Aus diesen Gründen erscheint es nicht verwunderlich, dass Wieder und Lang (1982) zu der Einschätzung gelangten, dass Litterbags die Abbauraten der Streu unterschätzen. Es ist jedoch auch zu bedenken, dass die Abundanz von Collembolen, Dipterenlarven, Coleopteren und anderen Bodenlebewesen in reinen Fichtenbeständen gegenüber Mischbeständen deutlich geringer und auch die Aktivität der Mikroorganismen reduziert ist (Saetre et al., 1998). Studien von Muys et al. (1992) ergaben, dass die Maschenweite der Litterbags in armen Waldbeständen mit geringem Vorkommen von Regenwürmern keinen Einfluss auf den Abbau der darin enthaltenen Streu hat. In der sauren Humusaufgabe treten Pilze an die Stelle von Bakterien (Witkamp und Van der Drift, 1961; Zeller et al., 2000; Zeller et al., 2001), da das Verhältnis von Pilzen zu Bakterien im Boden maßgeblich vom pH-Wert bestimmt wird (Blagodatskaya und Anderson, 1998). Ihre Hyphen sind in der Lage, in die Litterbags einzudringen und zum Abbau der darin enthaltenen Streu beizutragen. In diesem Fall würde die Präsenz fungivorer Fauna gemäß den Untersuchungen von Sulkava und Huhta (1998) den Abbau eher hemmen. Dagegen ergaben Versuche von Bradford et al. (2002) in Mikrokosmen mit unterschiedlicher Zusammensetzung der Bodenfauna eine Förderung des Streuabbaus durch Makro- und Mesofauna, auch wenn diese den Abbau durch Bakterien, Pilze und Mikrofauna hemmten.

Da es sich bei allen bezüglich des Streuabbaus beprobten Beständen um Fichtenbestände handelte, die nur im Fall der Vergleichswälder durch geringfügige Beimischung anderer Baumarten (Tanne, Buche) gekennzeichnet waren, sollte der Einfluss der verwendeten Streusäckchen unter Annahme einer ähnlichen Abundanz an Bodenlebewesen in allen Beständen ungefähr

gleich sein. Dennoch könnte durch die ausgleichende Wirkung der Litterbags auf die mikroklimatischen Bedingungen in ihrem Inneren die Wirkung unterschiedlicher Temperatur- und vor allem Feuchteverhältnisse an den untersuchten Standorten verschleiert werden.

4.1.3.2 Masseverlust der Streu

In einem Zeitraum von 24-28 Monaten wurden in der vorliegenden Untersuchung etwa 50% der ausgebrachten Nadelstreu abgebaut. Dies stimmt gut mit Literaturdaten zum Abbau von Fichtennadeln überein (Tab. 4-3). Vesterdal (1999) wies für Fichten- und Buchenstreu in den ersten 30 Monaten einen Abbau von 50% nach, der Masseverlust von Tannennadeln im ersten Jahr betrug in Versuchen von Rutigliano et al. (1996) 36%, während in den hier beprobten Beständen in den ersten 15 Monaten etwa 34-39% Abbau gemessen wurden.

Tabelle 4-3: Literaturvergleich des Masseverlusts der Streu in verschiedenen Waldbeständen.

Baumart	Expositions- dauer [Monate]	Standort	Masseverlust		Quelle
			[%]	[% a ⁻¹]	
<i>Picea abies</i>	5	Italien,	11-14	26-34	diese Untersuchung
<i>Picea abies</i>	7	Deutschland	19-27	33-46	
<i>Picea abies</i>	15		34-39	27-31	
<i>Picea abies</i>	26		48-53	22-25	
Buche, Fichte	30	Dänemark	50	20	Vesterdal, 1999
<i>Pseudotsuga menziesii</i>	24	USA, Nordwest	25	13	Fogel und Cromack, 1977
<i>Abies alba</i>	12	Italien	36	36	Rutigliano et al., 1996
<i>Tsuga</i>	12	USA, Nord	30-32	30-32	McClagherty et al., 1985
	24		45-52	23-26	
Kiefer	12	Finland	35	35	Mikola, 1960
	24		52	26	
	36		60	20	
Kiefer	12	USA, Nord	36-44	36-44	McClagherty et al., 1985
	24		53-67	27-34	
Kiefer	50	Schweden	60-70	14-17	Berg et al., 1995
<i>Pinus radiata</i>	12	Neuseeland	55	55	Parfitt et al., 2001
<i>Pinus elliotii</i>	24	USA, Südost	30	15	Gholz et al., 1985
<i>Pinus contorta</i>	36	USA, Nordwest	37	12	Yavitt und Fahey, 1986
<i>Fagus sylvatica</i>	12	Italien	31	31	Rutigliano et al., 1996
Buche	12	USA, Nordost	8	8	Melillo et al., 1982
Ahorn, Birke	11	Neuschottland	53-58	58-63	Wallace und Freedman, 1985
Laubholz	12	USA, Nordost	20-35	20-35	Melillo et al., 1982
Eiche	12	Großbritannien	40-55	40-55	Bocock et al., 1960
Esche	12		80-100	80-100	

Wie in den Untersuchungen von Vesterdal (1999) sank das CN-Verhältnis von etwa 45 zu Beginn des Abbaus auf etwa 25 nach 26 Monaten. Das geringere CN-Verhältnis der stärker zersetzten Streu wird durch eine höhere N-Konzentration bei etwa gleich bleibender C-Konzentration (vgl. Hayes, 1965) bewirkt. Dies ist ein Anzeichen dafür, dass in der Anfangsphase des Streuabbaus bevorzugt stickstoffarme Komponenten wie lösliche Zucker und Holo-cellulose abgebaut wurden (vgl. Berg et al., 1984). Außerdem kann das Einwachsen stärker

stickstoffhaltiger Pilzhyphen oder das Eindringen von Bodenorganismen eine Verringerung des CN-Verhältnisses bewirken. Während der Abbau von Kohlenstoff in etwa dem Verlauf des gesamten Masseverlusts folgte, stieg der N-Gehalt zunächst an, bevor ein geringfügiger Abbau einsetzte. Ein Anstieg des absoluten N-Gehalts beim Streuabbau auf Moderhumus wurde in einigen Fällen auch von Bock (1964) beobachtet. Eine Ausnahme bildete das Vilstal, wo das CN-Verhältnis der Streu schon zu Beginn deutlich unter dem der anderen Standorte lag. Dies ist vermutlich darauf zurückzuführen, dass in den anderen Beständen grüne Nadeln älterer Nadeljahrgänge für den Abbaubersuch verwendet wurden, während im Vilstal bereits braune Nadeln vom Wind umgefallener Bäume ausgebracht wurden, da kein anderes Nadelmaterial erreichbar war. In diesen Nadeln setzte ab einer Expositionsdauer von ca. acht Monaten ein stärkerer Abbau des Stickstoffs ein, während sich der gesamte Masseverlust, der C-Abbau sowie am letzten Erntetermin auch das CN-Verhältnis nicht von den anderen Standorten unterschieden. Ein schnellerer Abbau grüner im Vergleich zu braunen Nadeln, wie er von Yavitt und Fahey (1986) für Kiefernnadeln festgestellt wurde, konnte daher nicht bestätigt werden.

4.1.3.3 Einfluss klimatischer Faktoren

Zahlreiche Studien haben sich mit der Wirkung klimatischer Faktoren auf den Streuabbau beschäftigt. In vielen Fällen ergab sich eine positive Beziehung zwischen dem Masseverlust der Streu und der aktuellen Evapotranspiration (Meentemeyer, 1978; McClaugherty et al., 1985; Meentemeyer und Berg, 1986; Berg et al., 1993a; Aerts, 1997). Allerdings konnten Berg et al. (2000) entlang eines Transekts durch Schweden keinen Einfluss der Evapotranspiration auf den Streuabbau nachweisen. Die Evapotranspiration wurde in der vorliegenden Untersuchung nicht ermittelt, doch lagen Daten zur Jahresmitteltemperatur, dem Jahresniederschlag sowie an einigen Standorten zur Bodenfeuchte und -Temperatur vor. In den mit Temperatur- und Feuchtesensoren ausgestatteten Beständen ergab sich eine negative Korrelation zwischen dem Masseverlust der Streu und der Summe der Luft- sowie der Bodentemperatur. Dieses Ergebnis steht im Gegensatz zu vielen anderen Studien zum Einfluss der Temperatur auf die Abbaurate der Streu. Die positive Wirkung höherer Temperaturen auf den Streuabbau wurde sowohl im Labor (Taylor und Parkinson, 1987) als auch im Freiland bestätigt. In finnischen Wäldern wurden steigende Abbauraten bei zunehmender Sommertemperatur festgestellt (Mikola, 1960). Hart und Perry (1999) führten die Akkumulation größerer Mengen an Kohlenstoff in der Auflage höher gelegener Waldbestände auf eine Limitierung des Abbaus bei niedrigen Temperaturen zurück. In borealen Kiefernwäldern erklärte die Temperatur zusammen mit der Feuchte 95-99% der Varianz der Abbauraten (Jansson und Berg, 1985). Auch der Masseverlust in späteren Abbaustadien von Kiefernnadeln verlief unter kalten und trockenen Verhältnissen langsamer (Berg et al., 1993b). Dies weist auf die Bedeutung der Bodenfeuchte für den Abbau der Streu hin, die in der vorliegenden Untersuchung in den sechs mit Feuchtesensoren ausgestatteten Beständen signifikant positiv und enger als die Tempera-

tur mit dem Abbau der Nadelstreu korreliert war. Die Bodenfeuchte allein erklärte 82% der Varianz des Masseverlustes bis zum ersten Erntetermin. In den sauren Auflagen der Fichtenwälder wird der Streuabbau wesentlich durch Pilze bestimmt (vgl. Kap. 4.3.1.1). Wie Osono et al. (2003) in japanischen *Chamaecyparis*-Beständen nachweisen konnten, wird das Wachstum der Pilzhyphen maßgeblich vom Feuchtegehalt der Streu bestimmt. Offenbar war in den beprobten Beständen trotz der hohen Jahresniederschläge die Bodenfeuchte ein limitierender Faktor für den Streuabbau. Dies könnte durch die starke Interzeption der Fichten sowie im Fall des Valsordas durch die schluffreichen, gut drainierten Böden bedingt sein, die nach Niederschlagsereignissen das Wasser zügig ableiten.

Über den gesamten Transekt beprobter Bestände vom Eichsfeld bis in die Südalpen wurde ein schwach negativer Zusammenhang zur Niederschlagsmenge ermittelt, ein Zusammenhang zur Jahresmitteltemperatur konnte nicht nachgewiesen werden. Ähnliche Ergebnisse erzielten auch andere Studien, die das Abbauverhalten der Streu in einem größeren geographischen Raum untersuchten. Virzo de Santo et al. (1993) untersuchten Bestände mit Jahresmitteltemperaturen von 7.9 bis 13.2°C, ohne einen Unterschied in den Abbauraten festzustellen. Auch Rutigliano et al. (1996) fanden im borealen Bereich ähnliche Abbauraten wie im mediterranen Klima. In einer Untersuchung zum Abbau der Wurzelstreu in einem Transekt vom Polarkreis bis etwa auf die Höhe Berlins ergab sich kein deutlicher Zusammenhang zwischen klimatischen Faktoren und dem erreichten Masseverlust (Berg et al., 1998).

Es stellt sich nun die Frage, ob aufgrund des ausgleichenden Einflusses der Litterbags keine Unterschiede zwischen den beprobten Standorten gefunden werden konnten, oder ob andere Faktoren die Wirkung klimatischer Parameter überlagern. Man kann davon ausgehen, dass die Streusäckchen vornehmlich die Feuchte in ihrem Inneren konstanter halten, als dies in der umgebenden Streu der Fall ist. Ein isolierender Effekt bezüglich der Temperatur sollte dagegen nur schwach ausgeprägt sein. Falls also die Streusäckchen einen ausgleichenden Effekt auf die Abbauraten hätten, so dürfte sich kein Zusammenhang zwischen dem Masseverlust und der Bodenfeuchte ergeben, während der Einfluss der Litterbags auf die Beziehung zur Temperatur nur gering sein sollte. Im vorliegenden Fall konnte jedoch ein Einfluss der Bodenfeuchte klar nachgewiesen werden, so dass ausgeschlossen werden kann, dass aufgrund der verwendeten Methode eine Klimawirkung auf den Streuabbau nicht zu ermitteln gewesen wäre.

4.1.3.4 Einfluss der Streuqualität

Die Streuqualität kann auch an klimatisch unterschiedlichen Standorten einen wichtigeren Einfluss auf den Streuabbau ausüben als Temperatur- oder Feuchteverhältnisse (Virzo de Santo et al., 1993). Verschiedene Parameter wurden in den zurückliegenden Jahren als Maß für die Streuqualität vorgeschlagen. Neben dem CN-Verhältnis der Streu wurden der anfängliche Stickstoffgehalt sowie die Ligninkonzentration der abzubauenden Nadeln als Indikatoren für

die Streuqualität herangezogen. In Laborversuchen stellte sich heraus, dass im Anfangsstadium des Abbaus die Abbaurate positiv mit dem N-Gehalt der Streu korreliert war, während hohe N-Konzentrationen in späteren Abbaustadien hemmend wirkten (Vestgarden, 2001). Diese Ergebnisse bestätigten die Resultate der Freilandversuche von Berg und Ekbohm, (1991). Als Erklärungsmechanismen für die Hemmung des Streuabbaus durch Stickstoff in späteren Stadien werden die Bildung schwer abbaubarer aromatischer Komplexe mit Lignin sowie die Hemmung der Synthese ligninabbauender Enzyme in Weißfäulepilzen angegeben (Berg, 2000). Gerade der Abbau von Lignin ist jedoch in späteren Stadien für den Masseverlust von entscheidender Bedeutung (Taylor et al., 1989; Geng et al., 1993). Diese Prozesse bilden den Hintergrund für die Hypothese eines „Grenzwerts“ (limit value) des Streuabbaus, der angibt, wie viel Prozent des Ausgangsmaterials als sehr schwer abbaubares Material übrig bleiben. Der Grenzwert ist umso größer, je höher die anfängliche N-Konzentration der Streu (McClagherty und Berg, 1987; Berg et al., 2001). Er wird für grüne Fichtennadeln mit 68%, für braune mit 61% angegeben (Berg et al., 1996). Bei der Annahme eines solchen Grenzwerts ist jedoch zu bedenken, dass auch Ligninverbindungen letztlich nicht stabil sind (Zech et al., 1992).

Andere Autoren messen der Ligninkonzentration zu Beginn des Streuabbaus eine größere Bedeutung bei als dem N-Gehalt (Rutigliano et al., 1996). Wegen der unumstrittenen Bedeutung sowohl von Stickstoff als auch von Lignin für den Streuabbau verwendeten viele Autoren das Lignin-zu-Stickstoff-Verhältnis als Maß für die Qualität der Streu und fanden eine negative Korrelation desselben zum Masseverlust der Streu (Melillo et al., 1982; Harmon et al., 1990; Cornelissen, 1996). Andere Studien zeigten an Standorten mit niedriger aktueller Evapotranspiration einen zunehmenden Einfluss sekundärer Pflanzenstoffe wie Phenole, Tannine und Terpene als kontrollierende Faktoren für den Streuabbau (Horner et al., 1988). Als weitere Faktoren werden die Mangankonzentration des Ausgangsmaterials (Berg et al., 2000), seine Verdaubarkeit (palatability) und Zugfestigkeit (Cornelissen et al., 1999) sowie die Dynamik der sich sukzessive auf dem Substrat entwickelnden Populationen von Mikroorganismen angegeben (Johnson und Henderson, 1995).

In der vorliegenden Untersuchung stand neben dem Ausgangs-Stickstoffgehalt nur das CN-Verhältnis der Streu als Maß für die Streuqualität zur Verfügung, da keine Ligninkonzentrationen bestimmt wurden. Dieses wurde von Taylor et al. (1989) als guter Prädiktor für den Masseverlust der Streu angegeben. Dennoch konnte hier keine signifikante Beziehung zur Abbaurate gefunden werden, da der Unterschied der anfänglichen CN-Verhältnisse in den einzelnen Beständen zu gering war. Es ist davon auszugehen, dass sich die Ligninkonzentration sowie die strukturelle Festigkeit der Fichtennadeln zwischen den einzelnen Standorten nicht wesentlich unterscheiden. Die Restvarianz von 18% des Masseverlusts, die nicht durch den Einfluss der Bodenfeuchte erklärt werden konnte, ist daher möglicherweise am ehesten durch unterschiedliche Nährstoffgehalte zu erklären. Diese wurden in den Streuproben nicht

gemessen, es fällt jedoch auf, dass an den gut nährstoffversorgten Kalkstandorten des Val Canali der Masseverlust der Streu bis zum ersten Erntetermin höher war als in den ärmeren Beständen des Valsorda (Quarzphyllit). Gerade in den Anfangsstadien des Streuabbaus ist der Nährstoffgehalt noch von größerer Bedeutung als die Ligninkonzentration. Harmon et al. (1990) entdeckten, dass Auswaschung (leaching) von Nährstoffen die Abbaurrate von Nadeln verringert. Es ist daher durchaus denkbar, dass die Nadeln der Kalkstandorte aufgrund höherer Nährstoffgehalte anfänglich etwas schneller abgebaut wurden.

4.1.3.5 Abbau der Holzstückchen

Obwohl der Abbau der Holzstückchen innerhalb von drei Jahren insgesamt an den Standorten am größten war, an denen auch die Nadeln in den Litterbags am stärksten an Masse verloren hatten, ergab sich an den sechs mit Loggern ausgestatteten Standorten eine negative Beziehung zur Bodenfeuchte – an den feuchteren Standorten des Val Canalis war der Abbau geringer. Zudem bestand entlang des gesamten Transekts eine positive Korrelation zwischen dem Masseverlust der Holzstückchen und der Jahresmitteltemperatur, ein Zusammenhang, der für den Abbau der Nadeln nicht nachgewiesen werden konnte. Boody (1983) untersuchte den Abbau kleiner Holzstückchen und stellte dabei einen positiven Zusammenhang sowohl zur Temperatur als auch zur Feuchte fest, allerdings trat im oberen Feuchtebereich eine Hemmung des Abbaus auf. Eine positive Wirkung der Bodenfeuchte auf den Abbau der Nadeln bei gleichzeitiger negativer Wirkung auf den Abbau von Holz könnte durch unterschiedliche Populationen abbauender Mikroorganismen bedingt sein. Deren Vorkommen und Zusammensetzung bestimmte in Untersuchungen von Abbott und Crossley (1982) neben Feuchte und Temperatur den Masseverlust von Eichenholzstückchen. Diese Autoren fanden auch einen negativen Zusammenhang zum Durchmesser der Hölzchen, der in der vorliegenden Untersuchung jedoch nicht bestätigt werden konnte. Ein weiterer Einflussfaktor könnte eine unterschiedliche Aufnahmefähigkeit der Nadeln und Holzstückchen für Wasser sein. Die Fichtennadeln sind zumindest in den Anfangsstadien des Abbaus noch durch eine Wachsschicht auf ihrer Oberfläche wasserabweisend. Die Holzstückchen dagegen, die ohne Borke ausgebracht wurden, waren möglicherweise weniger hydrophob und früher wassergesättigt als die Nadeln, so dass zusätzliche Feuchte ihren Abbau verlangsamte.

4.2 C-Vorräte der Humusauflage und ihre Veränderung

4.2.1 Veränderungen der Vorräte im Altersverlauf

4.2.1.1 Höhe der Vorräte

Tabelle 4-4 zeigt Vergleichsdaten aus der Literatur zu den C-Vorräten in der Humusauflage verschiedener Waldbestände. Diese sind hochvariabel; Mittelwerte für den temperaten Bereich Europas liegen etwa zwischen 20 und 40 t C ha⁻¹, doch gibt Paulsen (1995) für die Schweiz eine Bandbreite von 1.5 bis 300 t C ha⁻¹ an, wobei die größten Mengen in der Humusauflage höher gelegener Nadelwälder gespeichert sind. In den untersuchten Beständen dieser Studie betragen die Vorräte zwischen 8 und 78 t C ha⁻¹. Verschiedene Faktoren beeinflussen den Vorrat in der Humusauflage von Waldbeständen. Umfangreiche Studien in deutschen Fichtenbeständen zeigen, dass die größten Vorräte mit 40 bis 83 t C ha⁻¹ in Rohhumusauflagen zu finden sind, während Moder- und vor allem Mullhumusformen deutlich geringere Mengen speichern (Burschel et al., 1993). Ein weiterer Einflussfaktor ist die Nährstoffversorgung. Vesterdal (1995) fand in europäischen Fichtenbeständen eine deutliche Zunahme des C-Vorrats der Humusauflage von nährstoffreichen zu nährstoffarmen Beständen. Die Stammzahl beeinflusste in österreichischen Untersuchungen den Vorrat der Humusauflage – eine Reduktion der Stammzahl bewirkte eine Verringerung des Vorrats (Hager, 1988). Dieser Trend konnte durch die hier erhobenen Daten nicht bestätigt werden, da der Alterseffekt den Effekt veränderter Stammzahlen überlagerte: Mit zunehmendem Alter stieg der Vorrat der Auflage, gleichzeitig nahm die Stammzahl durch natürliche Absterbevorgänge oder Durchforstungsmaßnahmen ab. In sibirischen Lärchenwäldern wird der Einfluss des Unterwuchses bzw. des Waldtyps auf den Vorrat der Auflage deutlich (Schulze et al., 1995): Altbestände des Flechtentyps zeichnen sich durch die geringsten, solche des *Alnaster-Typs* durch die größten Vorräte aus.

Daneben spielen das Alter des Waldbestandes und seine Entwicklung eine wichtige Rolle für die Ausbildung der Humusauflage. Grier et al. (1981) fanden in amerikanischen Tannenbeständen (*Abies amabilis*) eine Verdreifachung des Vorrats von 23-jährigen zu 180-jährigen Beständen von 48 auf 150 t_{TM} ha⁻¹. Nach Kahlschlag und Feuer akkumulierten in amerikanischen Douglasienbeständen in den ersten 40 Jahren etwa 0.36 t_{TM} ha⁻¹ a⁻¹ (Grier und McColl, 1971). Eine kontinuierliche Zunahme des Vorrats wurde auch für andere Douglasienbestände während einer Sukzession nach Feuer (Turner und Long, 1975) sowie in *Tsuga*-Beständen, die sich nach einem Zusammenbruch infolge einer Insektenkalamität entwickelten (Boone et al., 1988), nachgewiesen. Dagegen fanden Wallace und Freedman (1985) in einer Chronosequenz von Laubwaldbeständen in Neuschottland nach Kahlschlag keinen deutlichen Zusammenhang mit dem Bestandesalter, da die Variationen innerhalb der Bestände größer waren als der Alterseffekt.

Tabelle 4-4: Literaturvergleich der C-Vorräte in der Humusaufgabe. Werte, die mit einem * versehen sind, geben die Trockenmasse an. SZ: Stammzahl.

Region	Vegetation	Alter [a]	Vorrat [t C ha ⁻¹]	Zusätzliche Angaben	Quelle
Global	temperater Nadelwald	k. A.	22		Powers und van Cleve, 1991
Nordamerika	Nadelwald	k. A.	70-100		Federer, 1984
Europa	Nadelwald	k. A.	20-300	bodensauer	Paulsen, 1995
Europa	Wald	k. A.	25		Ulrich und Puhe, 1994
Europa	Plantagen	k. A.	15-25		Dewar und Cannell, 1992
Europa	Mittelwert	k. A.	12		Perruchoud et al., 2000
Europa	Mittelwert	k. A.	39		Burschel et al., 1993
Europa	Mittelwert	k. A.	28 1.5-300)		Paulsen, 1995
Europa	<i>Picea</i>	14	12-20		Hager, 1988
Europa	<i>Picea</i>	19	6.8-9.7	SZ reduziert	
Europa	<i>Picea</i>	k. A.	3.3-9.8		Robert, 2001
Europa	<i>Picea</i>	k. A.	2.3-13	nährstoffreich	Vesterdal et al., 1995
Europa	<i>Picea</i>	k. A.	11-17	mittlere Nährstoffversorgung	
Europa	<i>Picea</i>	k. A.	41-56	nährstoffarm	
Europa	<i>Picea</i>	37/55	24	auf Flysch	Chen und Glatzel, 1988
Europa	<i>Picea</i>	k. A.	12*	auf Flysch	Berger und Hager, 2000
Europa	<i>Picea</i>	k. A.	10	auf Flysch	Glatzel et al., 1999
Europa	<i>Picea</i>	50	0-4.5	Mull; Braunerde	Burschel et al., 1993
Europa	<i>Picea</i>	50	4.0-8.5	mullartiger Moder; Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	50	9.5-22	Moder; Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	76	44	Moder; Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	50	46	Feuchtmoder; Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	56	41	Rohhumus; Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	99	79-83	Rohhumus; Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	150	86	Rohhumus; Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	50	53	Rohhumus; Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	100	48	Rohhumus; Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	107	34	Rohhumus; Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	119	53	Rohhumus; Parabraunerde	
Europa	<i>Picea</i>	k. A.	23		
Europa	<i>Picea</i>	19	8		
Europa	<i>Picea</i>	46	11-15		
Nordamerika	<i>Abies</i>	23	48*	Totholz: 82.4*	Grier et al., 1981
Nordamerika	<i>Abies</i>	180	50*	Totholz: 239.9*	
Nordamerika	<i>Abies</i>	k. A.	22		Grigal und Ohmann, 1992
Nordamerika	<i>Abies/Picea</i>	k. A.	117*		Lytle und Cronan, 1998
Asien	<i>Larix</i>	jung	10		Schulze et al., 1995
Asien	<i>Larix</i>	Stangen	6.9		
Asien	<i>Larix</i>	alt	5.0	<i>Vaccinium</i> -Typ	
Asien	<i>Larix</i>	alt	7.7	<i>Alnaster</i> -Typ	
Asien	<i>Larix</i>	alt	5.2	<i>Ledum</i> -Typ	
Asien	<i>Larix</i>	alt	4.4	Flechtentyp	
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	22	8.5*	Feuersukzession	Turner und Long, 1975
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	30	9.4*	Feuersukzession	
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	30	11*	Feuersukz., gepflanzt	
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	42	15*	Feuersukzession	
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	42	16*	Feuersukz., gepflanzt	

Region	Vegetation	Alter [a]	Vorrat [t C ha ⁻¹]	Zusätzliche Angaben	Quelle
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	49	19*	Feuersukz., gepflanzt	Turner und Long, 1975
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	73	28*	Feuersukzession	
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	450	28-57*	am meisten an xerischen Nordseiten	Grier und Logan, 1977
Nordamerika	<i>Tsuga</i>	25	17	Waldsukzession nach	Boone et al., 1988
Nordamerika	<i>Tsuga</i>	53	17	Zusammenbruch des	
Nordamerika	<i>Tsuga</i>	84	18	Bestandes	
Nordamerika	<i>Tsuga</i>	225	22		
Asien	<i>Juniperus</i>		37		Glaser et al., 2000
Nordamerika	<i>Pinus</i>	9	4.1	Plantagen	Ewel et al., 1987
Nordamerika	<i>Pinus</i>	29	17		
Nordamerika	<i>Pinus</i>	50	11	Plantage auf Acker	Schiffman und Johnson, 1989
Nordamerika	<i>Pinus</i>	50	11	Plantage auf Naturwald	
Nordamerika	<i>Pinus</i>		12	Referenzwald	
Nordamerika	<i>Pinus</i>		15		Grigal und Ohmann, 1992
Nordamerika	<i>Pinus</i>		12		
Nordamerika	<i>Pinus</i>		75		Trumbore, 1993
Nordamerika	<i>Pinus</i>		24-33*		Yavitt und Fahey, 1986
Nordamerika	<i>Pinus</i>	<45	9.7	Stangenholz, klein	Switzer et al., 1979
Nordamerika	<i>Pinus</i>	<45	10	Stangenholz, groß	
Nordamerika	<i>Pinus</i>	45-100	11	mittleres Sukz.-Stadium	
Nordamerika	<i>Quercus/Pinus</i>	100-130	9.6	spätes Sukz.-Stadium	
Nordamerika	<i>Quercus</i>	100-130	7.6	spätes Sukz.-Stadium	
Australien	<i>Pinus</i>	Stangen.	6.3		Parfitt et al., 1997
Australien	<i>Pinus</i>		35*	Plantage	Ross et al., 1999
Australien	Naturwald		17*		
Australien	Naturwald		9.8		Mendham et al., 2003
Australien	Laubholz	Sequenz	16-36		Davis et al., 2003
Australien	Laubholz	7-10	7.9		Mendham et al., 2003
Australien	Laubholz	Altbst.	30		Tate et al., 1993
Nordamerika	Laubholz	4-24	50		Federer, 1984
Nordamerika	Laubholz	älter	80		
Nordamerika	Laubholz	15	25*	Sukzession nach	Covington, 1981
Nordamerika	Laubholz	64	56*	Kahlschlag	
Nordamerika	Laubholz	50	2.37		Edwards und Harris, 1977
Nordamerika	Laubholz	2	20-24*	Sukzession nach Kahlschlag	Wallace und Freedman, 1985
Nordamerika	Laubholz	3	21-38*		
Nordamerika	Laubholz	5	22-30*		
Nordamerika	Laubholz	6	43*		
Nordamerika	Laubholz	7	57-63*		
Nordamerika	Laubholz	8	43-57		
Nordamerika	Laubholz	9	45*		
Nordamerika	Laubholz	10	28*		
Nordamerika	Laubholz	13	21*		
Nordamerika	Laubholz	14	37*		
Nordamerika	Laubholz	30	64*		
Nordamerika	Laubholz	40	30-66*		
Nordamerika	Laubholz	50	41-64*		
Nordamerika	Laubholz	55	38*		

Region	Vegetation	Alter [a]	Vorrat [t C ha ⁻¹]	Zusätzliche Angaben	Quelle
Nordamerika	Laubholz	60	63-92*		Wallace und Freedman, 1985
Nordamerika	Laubholz	75	33-75*		
Nordamerika	Laubholz	65	30		Huntington et al., 1988
Südamerika	Laubholz		38	Cerrado	Zinn et al., 2002
Südamerika	Laubholz		7.6	Cerrado	
Südamerika	Laubholz		13.5-14	Cerrado; Sand	

4.2.1.2 Akkumulationsraten

Bei der Wiederbewaldung ehemaliger Ackerflächen kann der Zuwachs an Kohlenstoff in der Humusaufgabe einen unterschiedlichen Verlauf nehmen. Switzer et al. (1979) fanden eine Zunahme des Vorrats in der Auflage unter Kiefernbeständen bis zu den mittleren Sukzessionsstadien (ca. 45 bis 100 Jahre alt), nach Beimischung von Eichen in den späten Sukzessionsstadien verringerte sich der Vorrat wieder. Hamburg (1984) untersuchte die Wiederbewaldung ehemaliger Ackerflächen in den USA mit einer Mischung von Laubbaumarten. Er fand eine lineare Zunahme organischer Substanz von $0.94 \text{ t OS ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (entspricht $0.55 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$) in den ersten 65 Jahren nach Aufgabe der Bewirtschaftung. Der Vorrat belief sich nach dieser Zeit auf ca. 40 t C ha^{-1} , während er in einem benachbarten Dauerwald etwa 96 t C ha^{-1} betrug. Heinsdorf (1994) ermittelte die C-Akkumulation in der Humusaufgabe von Kiefernbeständen auf ehemaligen Ackerflächen im nordostdeutschen Tiefland über eine Waldgeneration (120 Jahre) mit $0.25 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ bis zu einem Vorrat von $20\text{-}40 \text{ t C ha}^{-1}$. Eiche bzw. Mischbestände aus Kiefer und Buche führen zu einer geringeren Anreicherung in der Auflage. In Dänemark wurden Untersuchungen zum Vergleich der Auswirkungen von Aufforstungen mit Fichte bzw. Eiche auf stillgelegten landwirtschaftlichen Flächen unternommen (Vesterdal et al., 2002). Unter Fichte bildete sich in den ersten 30 Jahren eine Humusaufgabe von 9 t C ha^{-1} aus, was einer C-Akkumulation von $0.36 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ entspricht, während unter Eiche nur 2 t C ha^{-1} aufgebaut wurden. Auch bei einer Sukzession mit *Pinus strobus* in den USA nahm der C-Vorrat in der Humusaufgabe in den ersten 114 Jahren nach Aufgabe der landwirtschaftlichen Nutzung mit einer Rate von $0.37 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ zu (Hooker und Compton, 2003). Die in dieser Studie ermittelten Raten von $0.34 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ auf silikatischem Ausgangsgestein und $0.24 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ auf kalkhaltigem Ausgangsgestein (unter Annahme einer linearen Funktion, s. u.) stimmen gut mit den Literaturdaten überein.

4.2.1.3 Vorratsaufbau auf saurem Ausgangsgestein

Der Vorratsanstieg auf silikatischem Ausgangsgestein verlief in allen drei untersuchten Chronosequenzen linear. Mit Ausnahme des Vilstals war zudem der Vorrat der organischen Auflage in allen Vergleichswäldern ähnlich wie in der Untersuchung von Hamburg (1984) höher als in den jeweiligen Sukzessionsbeständen. Es stellt sich daher die Frage, wie lange sich die

Akkumulation von Kohlenstoff in der Humusaufgabe in den Kalk- bzw. Silikatbeständen fortsetzen wird, bzw. ob und wann ein ähnlicher Vorrat wie in den Vergleichswäldern aufgebaut sein wird. Mittels Regressionsfunktionen wurde der Zeitraum berechnet, der nötig wäre, um den Vorrat des Vergleichswalds zu erreichen, vorausgesetzt, dass die Linearität noch über einen längeren Zeitraum erhalten bleibt. Diese Annahme scheint für die Silikatbestände der vorliegenden Untersuchung zu gelten. Auch in der oben erwähnten Douglasien-Chronosequenz war nach 73 Jahren noch kein Gleichgewicht in der Humusaufgabe erreicht (Turner und Long, 1975). Für das Valsorda ergibt sich ein Zeitbedarf von 151 Jahren, für den Kienberg von 105 Jahren, um einen Vorrat in der Höhe des Vergleichswalds zu erreichen. Die Kalkbestände benötigen unter Annahme einer linearen Funktion noch längere Zeit: im Eichsfeld würde es 142 Jahre, in Aiarei 324 Jahre und im Val Canali 238 Jahre dauern, bis die Vorräte der Vergleichswälder erreicht wären. Das Vilstal wird wegen seiner besonderen Standortbedingungen weiter unten gesondert besprochen. Van de Geijn und van Veen (1993) geben einen Zeitraum von 125 Jahren für den Aufbau einer Humusaufgabe im borealen Bereich an. Noch längere Phasen der Humusakkumulation wurden von Sirén (1955) in finnischen Nadelwäldern gefunden: Der langsame Zuwachs der Humusaufgabe dauerte 200-300 Jahre an. Berg und Ekbohm (1991) gehen von einer Obergrenze der Masseverluste eingetragener Streu aus und berichten vom Aufbau organischer Auflagen in borealen Kiefernwäldern von zwei bis drei Metern Höhe.

Mikroklima

Im Folgenden soll den Ursachen des Vorratsaufbaus nachgegangen werden. Unter den aufwachsenden Fichtenwäldern stellt sich ein Mikroklima ein, das sich deutlich von dem der ursprünglichen Wiesenvegetation unterscheidet. Das geschlossene Kronendach der Fichten gleicht Temperaturextreme aus, die Sommertemperatur des Waldbodens erniedrigt sich gegenüber offenen Flächen und der Oberboden wird durch die Wasserverdunstung der Bäume trockener. Das Mikroklima für den Streuabbau wird dadurch ungünstiger. Witkamp und van der Drift (1961) untersuchten bereits 1961 die Humusaufgabe niederländischer Eichenwälder und stellten schon bei geringfügig ungünstigen Temperatur- und Feuchtebedingungen eine Akkumulation der Humusaufgabe fest. Zahlreiche neuere Untersuchungen verdeutlichten die Temperaturabhängigkeit des Streuabbaus (Armson, 1979; Mathes und Schriefer, 1985; Oades, 1988; Naganawa et al., 1989; Hobbie, 1996; Buchmann, 2000). In Untersuchungen von Berg et al. (1998) erklärte die Julimitteltemperatur zusammen mit der initialen P-Konzentration mehr als 70% der Varianz beim Abbau von Wurzelstreu.

Streuenge und -Qualität

Die Aufforstung bzw. natürliche Wiederbewaldung ehemaliger Grünlandflächen führt außerdem zu einer Zunahme des Streufalls (vgl. Harkness und Harrison, 1989; Muys et al., 1992) bei gleichzeitig veränderter Streuqualität gegenüber dem Grünland. In der vorliegenden Stu-

die konnte gezeigt werden, dass das CN-Verhältnis der Streu mit zunehmendem Bestandesalter anstieg. Weitere chemische Untersuchungen der Streu wurden nicht durchgeführt, es kann jedoch davon ausgegangen werden, dass die Streu der aufwachsenden Waldbestände ligninreicher und schwerer abbaubar als die von Wiesen ist. Bei der Waldentwicklung auf ehemaligen Grünlandflächen wird eine Vegetation mit vorwiegend arbuskulärer Mykorrhiza durch Pflanzen mit Ectomykorrhiza oder ericoider Mykorrhiza ersetzt. Diese beiden Pflanzengruppen zeichnen sich durch eine schlecht abbaubare Streu aus (Cornelissen et al., 2001). Vor allem in reiferen Beständen bewirken schwer abbaubare, in kleinen Mengen in der Streu vorkommende Substanzen wie beispielsweise Polyphenole eine Akkumulation organischer Substanz (Minderman, 1968). Untersuchungen von Flanagan und van Cleve (1983) zeigten, dass die mittleren Atmungsraten unter identischen Temperatur- und Feuchtebedingungen in der Auflage von Nadelwäldern 1.8 (in der Streuschicht) bis 2.8 mal (im Of-Horizont) geringer waren als im Laubwald. Zudem nahm der Streuabbau mit zunehmender Auflage unter Fichten weniger stark zu als unter Birke. Die Substratqualität beeinflusste die Abbaurate stärker als klimatische Unterschiede.

Die Rolle des Edaphons

Zugleich mit der geringeren Substratqualität sinkt der pH-Wert der Streu mit steigendem Bestandesalter. Eine altersabhängig zunehmende Bodenversauerung unter Nadelwaldaufforstungen, wie sie von zahlreichen Autoren beschrieben wurde (Miles, 1985; Richter et al., 1994; Parfitt et al., 1997; Ritter et al., 2003), konnte in den untersuchten Beständen nicht nachgewiesen werden; allerdings lag der pH-Wert im Oberboden der Waldbestände in der Regel unter dem der Wiesen. Niedrige pH-Werte der Streu und des Oberbodens verschlechtern die Lebensbedingungen der Makrofauna, insbesondere der Regenwürmer. Bodenlebewesen haben einen großen Einfluss auf Abbau und Einarbeitung der Streu in den Boden. Saure Böden, besonders unter Fichte, bieten jedoch keinen geeigneten Lebensraum für Arten wie *Lumbricus terrestris* (Judas, 1997); es konnte gezeigt werden, dass die Aufforstung und nachfolgende Umwandlung von Grünland in Nadelholzbestände in den französischen Alpen eine Abnahme der Regenwurm-Biomasse bewirkten (Grossi und Brun, 1997). Auch Muys et al. (1992) stellten eine fehlende Durchmischung nach Aufforstung von Wiesenflächen fest, die zum Aufbau eines Of- und Oh-Horizonts führte. Ponge (2003) postuliert sogar einen globalen Trend der Abnahme der Abundanz von Regenwürmern während der intensiven Wachstumsphase der Bäume. Auch die Dichte von Collembolen, Dipteren und Coleopteren sowie die mikrobielle Aktivität sind in reinen Fichtenbeständen gering (Saetre et al., 1998). Es zeigte sich, dass Fichtenstreu mindestens 25% Beimischung besser abbaubarer Birkenstreu enthalten muss, um für Regenwürmer bewohnbar zu sein (Saetre, 1998). Daher ist anzunehmen, dass die Humusaufgaben der untersuchten Bestände keine geeigneten Lebensräume für Regenwürmer boten, während diese in der vorausgegangenen Wiesenvegetation für die Einarbeitung der Streu in den Boden sorgten. Eine Einmischung der anfallenden Streu in den Boden unterblieb weitge-

hend, so dass sich über dem Mineralboden eine Humusaufgabe entwickelte. Die Einarbeitungsleistung der Lumbriciden ist beträchtlich: *Lumbricus* kann in Obstplantagen $2 \text{ t}_{\text{TM}} \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ an Blättern in den Mineralboden einarbeiten (Edwards und Lofty, 1977); in einer anderen Untersuchung wurden Laubwaldbestände mit und ohne Regenwürmer verglichen: während sich ohne Regenwürmer eine Auflage von 4.5 cm Dicke ausbildete, betrug sie in Gegenwart von Regenwürmern nur 1.6 cm (Nielsen und Hole, 1964). Neuere Untersuchungen zeigten, dass Regenwürmer den oberflächlichen Streuabbau und die Bodenatmung erhöhen (Zhang und Hendrix, 1995). Durch ihren Einfluss auf Bodenmikroorganismen können Regenwürmer auch den Abbau von Kiefernadeln beschleunigen, obwohl Nadelstreu wegen des hohen Anteils an Lignin und Cellulose als unverdaulich für Regenwürmer gilt (Edwards und Lofty, 1977).

Ein erhöhter Eintrag schwer abbaubarer Streu, zusammen mit einem dem Streuabbau abträglichen Mikroklima und ungünstigen Lebensbedingungen für die Makrofauna des Bodens sind wichtige Ursachen für den Vorratsaufbau in der Humusaufgabe von Fichtenbeständen auf saurem Ausgangsgestein.

4.2.1.4 Vorratsaufbau in den Beständen auf Kalkgestein

In den Kalkbeständen kann die Zunahme der organischen Auflage zwar auch durch eine lineare Funktion beschrieben werden, doch erklärt eine exponentielle Sättigungsfunktion den Verlauf der Zunahme deutlich besser ($r^2 = 0.73$ gegenüber 0.55 bei linearer Funktion). Offenbar kam es in diesen Beständen etwa im Alter von 60 Jahren zu einem neuen Gleichgewicht zwischen Eintrag und Abbau der Streu, so dass die organische Auflage nicht weiter anwuchs, sondern in einigen Fällen sogar leicht abnahm. Auch Hughes und Fahey (1994) fanden in Laubwaldbeständen, die sich nach Ernte regenerierten, eine Akkumulation der Humusaufgabe bis zum Alter von 50 Jahren, die sie auf die kombinierten Effekte schlechter Streuqualität und hohen Streufalls zurückführen. Nach 50 Jahren hatte sich ein neues Gleichgewicht eingestellt. Für Fichtenbestände in den französischen Alpen wurde die Entwicklung der Humusaufgabe in unterschiedlichen Stadien der Waldentwicklung beschrieben (Bernier et al., 1993; Bernier und Ponge, 1994). Die genannten Autoren finden nach einem anfänglichen Zuwachs der Auflage in der Wachstumsphase der Bestände einen Anstieg der Regenwurmtätigkeit und nachfolgend eine Einarbeitung eines Teils der Auflage in den Boden, wodurch geeignete Bedingungen für eine erfolgreiche Verjüngung der Bestände entstehen (Ponge, 2003). Ähnliche Prozesse sind möglicherweise in den untersuchten Kalkbeständen für das Eintreten einer Sättigung bezüglich der Auflage-Akkumulation verantwortlich.

4.2.1.5 Die Sonderstellung der Vergleichswälder

Andererseits finden sich auch unter den Vergleichswäldern auf Kalk Humusaufgaben mit hohen C-Vorräten. Es stellt sich daher die Frage, warum es hier nicht wie in den Sukzessionsbeständen zu einer Einarbeitung der Streu in den Mineralboden gekommen ist. Eine Erklä-

rung für die Vergleichsbestände in Aiarei und im Val Canali (die auch für die silikatischen Vergleichswälder im Valsorda und auf dem Kienberg gilt) könnte im reichhaltigen Vorkommen von Heidel- und Preiselbeeren sowie *Calluna* liegen. Unter Vaccinien bilden sich rohumusartige Auflagen aus, an deren Entstehung Moose maßgeblich beteiligt sind (Bernier et al., 1993). Es entsteht ein ausgeprägter, amorpher und stabiler Oh-Horizont (Bernier und Ponge, 1994), wie er v. a. im Vergleichswald in Aiarei zu finden war. Dieser ist reich an Polyphenolen, er zeichnet sich durch einen geringen Reichtum an Makro- und Mesofauna und langsame Humifizierungsprozesse aus (Ponge, 2003). In Aiarei wirken sich zudem die lange Schneebedeckung und die kurze Vegetationsperiode hemmend auf die Mineralisation der Streu aus (vgl. Untersuchungen zu subalpinen *Abies amabilis* Beständen in den USA; Grier et al., 1982). Ein oberflächlicher Umsatz von Kohlenstoff in kalten Böden bewirkt eine Schichttrennung zwischen Auflage und Mineralboden und eine oberflächliche Humusakkumulation (Anderson, 1992).

Umgekehrt zeichnete sich der Vergleichswald im Vilstal durch eine sehr geringmächtige Auflage aus. Hierfür kommen verschiedene Erklärungen in Frage: Der Bestand enthält einen relativ hohen Buchenanteil, deren tiefer reichende Wurzeln möglicherweise karbonatreiche Schichten innerhalb der Flyschfazies erreichen und dadurch Calcium aus tiefergelegenen Bodenschichten nach oben transferieren. Dafür sprechen die große Menge austauschbaren Calcium und der erhöhte pH-Wert des Oberbodens im Vergleich zu den anderen Waldbeständen im Vilstal. Ähnliche Prozesse der Calcium-Aufnahme aus tieferen Bodenschichten wurden bereits für *Acer saccharum* beschrieben (Dijkstra und Smits, 2002). Der Effekt eines solchen Calcium-Transfers wäre dem einer Kalkung vergleichbar. Kalkungen von Waldböden ermöglichen dem tiefgrabenden Regenwurm *Lumbricus terrestris* die Besiedelung von Fichtenwäldern (Judas, 1997). Möglicherweise fehlt daher auf den Böden des Vergleichswalds im Vilstal ein Oh-Horizont, da die Makrofauna für eine rasche Einarbeitung der Streu in den Mineralboden sorgt.

4.2.1.6 Verweildauer des Kohlenstoffs in der Humusaufgabe

Geht man davon aus, dass sich in den Kalkbeständen im Alter von 60 Jahren ein neues Gleichgewicht zwischen Abbau und Eintrag eingestellt hat, so kann man für diese Bestände die Verweildauer des Kohlenstoffs in der Humusaufgabe berechnen, indem man den vorhandenen Vorrat durch den jährlichen Streueintrag teilt. Für den 86-jährigen Bestand im Eichsfeld wurde eine Verweildauer von 9.5 Jahren ermittelt, für den 112-jährigen Bestand in Aiarei und den 60-jährigen Bestand im Val Canali von jeweils 8.7 Jahren. Die zugehörigen Abbaukonstanten k ($1/\text{Verweildauer}$) betragen 0.11 im Eichsfeld und im Val Canali sowie 0.12 in Aiarei. Die entsprechenden Verweildauern für die Vergleichswälder liegen mit 24.1 (Val Canali), 28.8 (Eichsfeld) und 88.7 (Aiarei) deutlich höher, während die k -Werte mit 0.01-0.04 deutlich geringer sind. Offenbar liegt der Humus in den Vergleichswäldern in einer stabileren Form vor und wird daher langsamer umgesetzt. Dies gilt insbesondere für den hochgelegenen

Standort in Aiarei. Auch Olson (1963) gibt für subalpine Wälder k -Werte von ≤ 0.01 an. Der Vergleichswald auf Silikat im Valsorda liegt mit einer Verweildauer von 20.1 Jahren und einer Abbaukonstanten von 0.05 in einer ähnlichen Größenordnung wie das Eichsfeld und das Val Canali. Dagegen weist der Vergleichswald im Vilstal mit nur 3.7 Jahren eine Verweildauer in der Größenordnung von Buchenwäldern auf (vgl. Mund, 2003). Der Blattanteil im Streufall dieses Bestandes war mit 12% relativ groß.

4.3 Änderung der C-Vorräte des Mineralbodens

4.3.1 Abhängigkeit der C-Vorräte von Klima- und Bodeneigenschaften

4.3.1.1 Standortsunterschiede

Die Auswahl der Untersuchungsstandorte auf verschiedenem Ausgangsgestein und in verschiedenen klimatischen Regionen sollte es ermöglichen, den Einfluss von Klima und Bodeneigenschaften auf die Höhe der C-Vorräte des Mineralbodens sowie ihre Veränderung im Laufe der Waldentwicklung auf ehemaligem Grünland zu analysieren. Die Spanne des Jahresniederschlags betrug 661 bis 1466 mm, die mittlere Jahrestemperatur lag zwischen 4.1 und 7.5°C. Zusammen mit einem Höhengradienten von mehr als 1000 Höhenmetern erlaubte die Wahl der Standorte den Vergleich klimatisch unterschiedlicher Regionen hinsichtlich ihres C-Haushalts. Eine Untersuchung wichtiger bodenchemischer und bodenphysikalischer Kenngrößen zeigte signifikante Unterschiede zwischen Kalk- und Silikatstandorten hinsichtlich der Korngrößenverteilung, der Lagerungsdichte, der Bodenazidität sowie der Nährstoffversorgung. Die Voraussetzungen des Vergleichs unterschiedlicher Standorte bezüglich ihrer C-Vorräte sowie der Reaktion auf Landnutzungsänderungen sind somit gegeben.

4.3.1.2 Höhe der C-Vorräte

Die C-Vorräte der untersuchten Standorte im Mineralboden bis maximal 50 cm Bodentiefe betrugen zwischen 34 und 104 t C ha⁻¹. Sie waren damit im Vergleich mit Literaturdaten eher gering (Tab. 4-5). Unterschiedliche Beprobungstiefen und fehlende Tiefenangaben erschweren einen Vergleich mit vorangegangenen Studien. Eine umfangreiche Studie von Burschel et al. (1993) gibt die Vorräte deutscher Fichtenwälder auf Braunerden und Parabraunerden mit Moder- bzw. Rohhumusaufgabe und einer Beprobungstiefe von 0.25 bis 1.81 m mit 94-340 t C ha⁻¹ an. Schon bei einer Beprobungstiefe von nur 25 cm fand er Vorräte zwischen 109 und 268 t C ha⁻¹ (ohne Humusaufgabe). Die in dieser Studie ermittelten Vorräte liegen auch bei ausschließlicher Berücksichtigung der Studien, die sich eine vergleichbare Beprobungstiefe beziehen, im unteren Bereich. Schlesinger (1977) gibt für Mischwälder in Deutschland bis in 50 cm Bodentiefe 113 t C ha⁻¹ an, ebenso Körner et al. (1993) für europäische Fichtenbestände. Die Vorräte des 46-jährigen Bestand im Val Canali sowie des 82-jährigen Bestandes im Vilstal lagen mit 94 bzw. 91 t C ha⁻¹ bis in 36 bzw. 50 cm Tiefe etwa in dieser Größenordnung, alle anderen Waldbestände hatten Vorräte von weniger als 90 t C ha⁻¹. In nordamerikanischen Kiefernbeständen beträgt der C-Vorrat bis in 60 cm Tiefe gemäß den Untersuchungen von Trumbore (1993) 75 t C ha⁻¹, unter Laubholz wurden bis in etwa 50 cm Tiefe 132 t C ha⁻¹ gemessen (Huntington et al., 1988). Nur Baritz (1998) gibt für die Wälder des ostdeutschen Hügellandes Vorräte von weniger als 60 t C ha⁻¹ bis in 90 cm Bodentiefe an. Dies stimmt in etwa mit den Werten für das Eichsfeld überein, die zwischen 40 und

60 t C ha⁻¹ lagen. Seine Werte für die Alpen liegen mit > 130 t C ha⁻¹ jedoch über den Werten der in den Alpen gelegenen Bestände in dieser Studie.

Es stellt sich die Frage, warum die in der vorliegenden Untersuchung ermittelten Werte im Vergleich mit Literaturdaten auch unter Berücksichtigung der Beprobungstiefe relativ gering sind. Mit Ausnahme des Eichsfelds findet die Fichte auf den meisten der untersuchten Flächen optimale Wuchsbedingungen mit ausreichendem Niederschlag und mäßiger bis guter Nährstoffversorgung vor. Es wurden weder extrem arme Sande noch reine Tone mit in die Untersuchung einbezogen, und die weiter oben dargestellten Vorräte in der Stammbiomasse lassen auf wüchsige Bestände schließen. Allerdings waren die Skelettgehalte in einigen Chronosequenzen erheblich, da diese meist auf glazial bzw. periglazial geprägten Hangflächen stockten. Gerade auf dem Kienberg sowie im Eichsfeld, den Standorten mit den geringsten Mineralbodenvorräten, waren die Skelettgehalte mit 30-40 Vol% in den oberen und mittleren Bodenschichten erheblich. Möglicherweise liegt in der Art der Probenvorbereitung ein weiterer Grund für die vergleichsweise geringen Vorräte: Aus dem der C-Analyse zugeführten Material wurden Fein- und Feinstwurzeln sehr genau aussortiert, um die „Verunreinigung“ des Feinbodens durch kohlenstoffreiches Wurzelmaterial möglichst gering zu halten. Da die Beprobung nicht mittels Stechzylindern, sondern durch Abernten eines größeren Bodenvolumens erfolgte, wurde dem Skelettgehalt des Bodens Rechnung getragen – eine Überschätzung des Feinbodenanteils kann durch diese Beprobungsmethode ausgeschlossen werden.

Eine Korrelationsanalyse ergab einen schwachen, aber signifikanten Zusammenhang zwischen der Beprobungstiefe bzw. der Tiefgründigkeit eines Standorts und seinem C-Vorrat. Trotz dieses Zusammenhangs wurde mit den gesamten Vorräten eines Profils gearbeitet, da diese Korrelation durch die silikatischen Standorte zustande kam, in denen die Beprobungstiefe nur zwischen 40 und 50 cm Tiefe variierte. An den Kalkstandorten konnten aufgrund deren Flachgründigkeit und des hohen Skelettgehalts einige Profile nur bis in 20 cm Bodentiefe geerntet werden, während andere durchaus bis in 50 cm Bodentiefe reichten. Trotz dieser im Vergleich mit den Silikatstandorten viel größeren Schwankungsbreite der Beprobungstiefe konnte hier kein Zusammenhang zwischen Tiefe und C-Vorrat ermittelt werden. Es wurde daher darauf verzichtet, alle Standorte auf dieselbe Beprobungstiefe zu standardisieren. Dadurch wird auch dem Umstand Rechnung getragen, dass bei vergleichbarem Ausgangsgestein die tiefgründigeren Standorte weniger Kohlenstoff in den obersten 20 cm speicherten als die flachgründigen, so dass hier den Vorräten unterhalb dieser Tiefe eine größere Bedeutung zukam.

Tabelle 4-5: Literaturvergleich der C-Vorräte im Mineralboden. K. A.: Keine Angaben.

Region	Vegetation	Alter [a]	Vorrat [t C ha ⁻¹]	Tiefe [m]	zusätzliche Angaben	Quelle
global	kalt-temperate Nadelwälder	k. A.	112	k. A.		Vogt et al., 1995
global	temperate Nadelwälder	k. A.	130	k. A.		Adams et al., 1990
Europa	Laubholz /Nadelholz	k. A.	133	k. A.		Paulsen, 1995
Europa	Mischwald	k. A.	113	0.5	Deutschland	Schlesinger, 1977
Europa	Mischwald	k. A.	110	0.65	Schweden	
Europa	k. A.	k. A.	56.5+61	0.2+0.6	Oberboden und Unterboden	Burschel et al., 1993
Europa	Wald	k. A.	<60	0.9	ostdeutsches Lößhügelland	Baritz, 1998
			90-130	0.9	Alpenvorland	
			>130	0.9	Alpen	
Nordamerika	kalt-temperate Nadelwälder	k. A.	158	1	USA ohne Alaska	Kern, 1994
Nordamerika	Nadelholz	k. A.	195	0.6		Schlesinger, 1977
Nordamerika	Wald	k. A.	109-159	1		Kern, 1994
Nordamerika	Wald	k. A.	106.9	Ober- boden		Ellert und Gregorich, 1996
Nordamerika	Wald	k. A.	135	Unter- boden		
Nordamerika		k. A.	63	0.2	Bergwald	Homann et al., 1995
Nordamerika		k. A.	150	1	Bergwald	
Nordamerika	nicht differen- ziert	k. A.	117	1	nördlich-zentrale USA	Franzmeier et al., 1985
Europa	Plantagen	k. A.	70-90	k. A.		Dewar und Cannell, 1992
Europa	<i>Picea</i>	50	59-241	1.11-1.7	Mull; Braunerde	Burschel et al., 1993
Europa	<i>Picea</i>	50	236/340	1.46/1.81	mullartiger Moder; Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	50	147-230	0.75-1.63	Moder; Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	76	210	0.25	Moder; Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	50	107	0.61	Feuchtmoder; Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	56	166	0.25	Rohhumus; Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	99	245-268	0.25	Rohhumus; Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	150	183	0.25	Rohhumus; Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	107	127	0.25	Rohhumus; Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	50	129	1.52	Rohhumus; Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	100	94	0.5	Rohhumus; Braunerde	
Europa	<i>Picea</i>	119	109	0.25	Rohhumus; Parabraunerde	
Europa	<i>Picea</i>	k. A.	113.1	0.5		Körner et al., 1993
Europa	<i>Picea</i>	300	117	Streu, Totholz, Boden		Nabuurs und Mohren, 1993
Europa	<i>Picea</i>	19	66	k. A.		Ovington, 1954
Europa	<i>Picea</i>	46	91	k. A.		
Nordamerika	<i>Abies</i>	k. A.	70-125	1		Grigal und Ohmann, 1992
Nordamerika	<i>Abies</i>	k. A.	149	0.6		Schlesinger, 1977
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	300	143	k. A.		Nabuurs und Mohren, 1993

Region	Vegetation	Alter [a]	Vorrat [t C ha ⁻¹ a ⁻¹]	Tiefe [m]	zusätzliche Angaben	Quelle
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	k. A.	78	1		Schlesinger, 1977
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	70	145	0.83		Spycher et al., 1983
Nordamerika	<i>Pseudotsuga</i>	73	16.47	k. A.		Turner und Long, 1975
Nordamerika	<i>Tsuga</i>	25	25.5	0-0.15		Boone et al., 1988
Nordamerika	<i>Tsuga</i>	53	27.9	0-0.15		
Nordamerika	<i>Tsuga</i>	84	26.7	0-0.15		
Nordamerika	<i>Tsuga</i>	225	23	0-0.15		
Nordamerika	<i>Tsuga</i>	25	11.9	0.15-0.3		
Nordamerika	<i>Tsuga</i>	53	11.9	0.15-0.3		
Nordamerika	<i>Tsuga</i>	84	10.3	0.15-0.3		
Nordamerika	<i>Tsuga</i>	225	10.3	0.15-0.3		
Nordamerika	<i>Pinus/Abies</i>	k. A.	118	0.91		Schlesinger, 1977
Nordamerika	<i>Pinus</i>	k. A.	75	0.6		Trumbore, 1993
Nordamerika	<i>Pinus</i>	k. A.	106	0.6		Schlesinger, 1977
Nordamerika	<i>Pinus</i>	<45	18.2	0.03	Stangenholz klein	Switzer et al., 1979
Nordamerika	<i>Pinus</i>	<45	20.1	0.03	Stangenholz groß	
Nordamerika	<i>Pinus</i>	45- 100	23.9	0.03	mittleres Sukz.- Stadium	
Nordamerika	<i>Pinus, Quer-</i> <i>cus</i>	100- 130	21.6	0.03	spätes Stadium	
Nordamerika	<i>Quercus</i>	100- 130	20.3	0.03	spätes Stadium	
Nordamerika	Laubholz	50	128.5	0.6		Edwards und Harris, 1977
Nordamerika	Laubholz	65	132	0.54		Huntington et al., 1988
Nordamerika	Laubholz	65	32	0-0.1		
Nordamerika	Laubholz	65	27	0.1-0.2		
Nordamerika	Laubholz	65	73	>0.2		
Australien	Laubholz	Alt- bstd.	158	Gesamt- Profil		Tate et al., 1993
Nordamerika	Sukzession	k. A.	11.7	0.1	Acker 1 Jahr nach Aufgabe	Zak et al., 1990
Nordamerika	Sukzession	k. A.	weniger	0.1	Acker 6 Jahr nach Aufgabe	
Nordamerika	Sukzession	k. A.	21.2	0.1	Acker 60 Jahr nach Aufgabe	
Nordamerika	Laubholz	k. A.	28.8	0.1	Sukzession; Savanne	
Nordamerika	Laubholz	k. A.	45.9	0.1	Sukzession	

4.3.1.3 Einfluss klimatischer Faktoren

Da die Vorratsniveaus der untersuchten Standorte auch ohne Berücksichtigung der Verluste durch die Waldentwicklung unterschiedlich waren, wird zunächst diskutiert, welche Standortfaktoren die Höhe der Vorräte unabhängig von der Landnutzung und ihrer Änderung beeinflussten. Niederschlag und Temperatur sind die klimatischen Einflussgrößen, die den C-Vorrat am stärksten determinieren. Sie wirken über ihren Einfluss auf Pflanzenproduktivität und Streuabbau auf den C-Vorrat des Bodens (van Cleve und Powers, 1995). Auf globaler Ebene besteht ein positiver Zusammenhang zwischen der Höhe der Niederschläge und dem C-Vorrat des Bodens (Post et al., 1982; Jobbágy und Jackson, 2000). In der Untersuchung von

Jobbágy und Jackson (2000) zeigte sich, dass der organische Bodenkohlenstoffvorrat etwas stärker mit klimatischen Faktoren als mit dem Vegetationstyp korrelierte, wobei die Klimakontrolle in den oberen Bodenschichten stärker ausgeprägt war. Die positive Beziehung zwischen dem C-Vorrat des Mineralbodens und dem Jahresniederschlag wurde in zahlreichen Einzelstudien in unterschiedlichen Klimaregionen und Ökosystemtypen bestätigt. Vermutlich ist dieser Effekt auf eine Förderung des Pflanzenwachstums und damit des Streueintrags in den Boden sowie auf eine von der jeweiligen Textur abhängige hemmende Wirkung zu großer Feuchte auf den Abbau organischer Substanz im Boden zurückzuführen. Untersuchungen von Callesen et al. (2003) zeigten steigende C-Vorräte bei steigenden Niederschlägen in nördlichen Wäldern. In einer Studie zur Wirkung künftiger Klimaveränderungen auf mitteleuropäische Waldökosysteme fanden Ulrich und Puhe (1994) steigende C-Vorräte bei erhöhtem Niederschlag und bei sinkender Temperatur. Auch im mediterranen Bereich konnte neben dem Einfluss der Landnutzung eine positive Wirkung des Niederschlags auf den Bodenkohlenstoffvorrat nachgewiesen werden, die größer war als die der Temperatur (Hontoria et al., 1999; Rodríguez-Murillo, 2001). Eine Untersuchung in Kurzgrassteppen Colorados wies den positiven Zusammenhang zwischen Niederschlag und C-Vorrat wegen des dann höheren Inputs in den Boden nach (Ihori et al., 1995) und bestätigte damit die Ergebnisse einer größer angelegten Studie der C-Vorräte in den zentralamerikanischen Grasländern (Burke et al., 1989). Auch in den äquatornahen Regionen Ostafrikas nimmt der C-Vorrat des Bodens sowohl mit der Meereshöhe als auch mit dem Niederschlag zu, die miteinander autokorreliert sind (Jagnow, 1969). Dagegen fanden Vogt et al. (1995) bei einem Vergleich tropischer, temperater und borealer Ökosysteme hinsichtlich ihrer C-Dynamik nur in tropischen Systemen einen signifikanten Zusammenhang zwischen Klimafaktoren und organischen Bodenkohlenstoff. Auch Grigal und Ohmann (1992) konnten in feucht-temperaten Ökosystemen nur einen relativ schwachen Klimaeinfluss nachweisen. Die Wirkung des Niederschlags auf den C-Vorrat des Mineralbodens steht offenbar auch in Zusammenhang zu anderen Standortfaktoren. Beispielsweise wiesen Untersuchungen in den Vereinigten Staaten auf einen stärkeren Einfluss des Niederschlags auf kühleren Hochlagenböden verglichen mit den Grasländern der Great Plains hin, auf denen umgekehrt der Textureinfluss bedeutender ist (Nichols, 1984; Sims und Nielsen, 1986).

Im Gegensatz zum Niederschlag, dessen Wirkung auf den C-Vorrat in allen Untersuchungen, in denen sie nachgewiesen werden konnte, positiv war, sind die Zusammenhänge zwischen dem Bodenkohlenstoffvorrat und der mittleren Jahrestemperatur weniger eindeutig. Viele Untersuchungen fanden eine negative Beziehung zwischen der Temperatur und dem C-Vorrat sowohl in globalen Abschätzungen (Post et al., 1982; Schimel et al., 1994; Jobbágy und Jackson, 2000) als auch in den Untersuchungen einzelner Ökosysteme. Beispielsweise konnte eine negative Korrelation der C-Vorräte mit der mittleren Jahrestemperatur sowohl in amerikanischen Graslandökosystemen (Burke et al., 1989) als auch in Wäldern unterschiedlicher Höhenlagen nachgewiesen werden (Hart und Perry, 1999). Im mediterranen Raum wirkten sich

hohe Temperaturen vor allem bei gleichzeitigem Niederschlagsmangel negativ auf den C-Vorrat des Bodens aus (Hontoria et al., 1999). Anders verhält es sich in Ökosystemen, in denen das Pflanzenwachstum und damit der Eintrag organischer Substanz in den Boden durch geringe Temperaturen limitiert sind. In borealen Wäldern konnte ein positiver Zusammenhang zur Temperatur nachgewiesen werden (Callesen et al., 2003). Die Autoren begründen ihr Ergebnis mit der höheren NPP der Bäume bei höheren Temperaturen und einem dadurch erhöhten Eintrag an organischer Substanz in den Boden. Auch im pazifischen Nordwesten der Vereinigten Staaten zeigte sich in Waldökosystemen ein positiver Zusammenhang zwischen der Jahresmitteltemperatur und dem C-Vorrat des Bodens (Homann et al., 1995).

Insgesamt zeichnen sich in der Literatur ein fördernder Einfluss des Niederschlags auf den Bodenkohlenstoffvorrat unabhängig vom Klima sowie ein Temperatureffekt ab, der je nach klimatischer Region unterschiedlich sein kann: In wärmeren Regionen wirkt sich eine erhöhte Temperatur negativ, in kälteren Regionen dagegen positiv auf die C-Vorräte aus. Offenbar fördern erhöhte Niederschläge das Pflanzenwachstum, während der Abbau der Streu unter Umständen durch zu große Feuchte limitiert werden kann. Beide Prozesse können eine Erhöhung der Bodenkohlenstoffvorräte bewirken. Der ambivalente Effekt der Temperatur ist darauf zurückzuführen, dass erhöhte Temperaturen zwar in der Regel das Pflanzenwachstum fördern, aber gleichzeitig auch die Abbaurate der Streu erhöhen. Es stellt sich nun die Frage, wie die in der vorliegenden Studie untersuchten Waldbestände in den Zusammenhang zu Niederschlag und Temperatur einzuordnen sind. In Übereinstimmung mit den Literaturdaten konnte eine positive Korrelation zwischen dem mittleren Jahresniederschlag und dem C-Vorrat des Mineralbodens nachgewiesen werden. Da keine Daten zur NPP sowie der unterirdischen Streuproduktion erhoben wurden, kann jedoch keine endgültige Aussage darüber getroffen werden, ob der höhere Vorrat der feuchteren Standorte auf ein stärkeres Baumwachstum oder einen verringerten Abbau organischer Substanz im Boden zurückzuführen ist. Der oberirdische Streuabbau wurde im Falle der Nadeln durch erhöhte Feuchte gefördert, der Abbau der Holzstücke dagegen gehemmt (s. o.). Zudem unterscheidet sich die Mineralisation im Boden vom Abbau an der Oberfläche (Scott et al., 1996), so dass aus dem Abbau der Streu in den Litterbags nicht direkt auf die Abbauprozesse im Boden geschlossen werden kann. Die vergleichsweise höhere Wüchsigkeit der in den Südalpen gelegenen Bestände gegenüber den trockeneren Beständen im Eichsfeld legt jedoch einen Einfluss des Niederschlags über die NPP auf den Bodenvorrat nahe. An den sechs Standorten, an denen die Bodentemperatur erhoben wurde, ergab sich ähnlich wie in den Studien von Callesen (2003) ein positiver Zusammenhang zwischen der Temperatursumme und dem C-Vorrat. Allerdings bestand die Korrelation in der vorliegenden Untersuchung zur Bodentemperatur, ein Zusammenhang zur mittleren Jahrestemperatur der Luft konnte dagegen nicht nachgewiesen werden. Bei vergleichbarem Alter hatten die mit Temperatursensoren versehenen Bestände im Valsorda jeweils eine höhere Temperatursumme, eine höhere Stammbiomasse und einen höheren C-Vorrat im Mineralboden als die Bestände des Val Canalis, so dass hier die Produktivität tatsächlich einen

Einfluss haben könnte. Es ist jedoch fraglich, ob eine solche Beziehung bei Einbezug aller beprobten Standorte Bestand hätte.

4.3.1.4 Einfluss bodenimmanenter Faktoren

Einfluss des Ausgangssubstrats

In den in dieser Untersuchung beprobten Beständen ergab sich kein eindeutiger Unterschied zwischen den C-Vorräten der Böden auf kalkhaltigem bzw. silikatischem Ausgangsgestein. Auch in amerikanischen Laubwäldern war der Bodenkohlenstoffvorrat nicht mit der Meereshöhe oder dem Ausgangssubstrat korreliert (Huntington et al., 1988), während unter Berücksichtigung unterschiedlicher Vegetationstypen in den nördlichen zentralen USA eine Abhängigkeit vom Ausgangsgestein nachgewiesen wurde (Franzmeier et al., 1985). Klimatische Einflüsse und Alterseffekte überlagerten in der vorliegenden Studie die Wirkung des Ausgangsgesteins auf die C-Vorräte. Dennoch zeigten sich Unterschiede in den Faktoren, die in den sauren bzw. kalkhaltigen Standorten die Höhe der Vorräte im Mineralboden determinierten. Beispielsweise existierte nur auf den kalkhaltigen Standorten eine negative Beziehung zwischen dem Vorrat in der organischen Auflage und dem des Mineralbodens, die für eine „Umverteilung“ des Kohlenstoffs im Bodenprofil durch die Waldentwicklung spricht (s. u.). Als weitere unterschiedlich wirkende Einflussfaktoren erwiesen sich verschiedene chemische und physikalische Bodenparameter, die im Folgenden erläutert werden.

Abhängigkeit der Kohlenstoffvorräte von unterschiedlichen stabilisierenden Faktoren

Mechanismen

Verschiedene Mechanismen bewirken eine Stabilisierung organischer Substanz im Boden. Grundsätzlich unterscheidet man biologische, chemische und physikalische Stabilisierung organischer Substanz im Boden. Bodenmikroorganismen synthetisieren Polysaccharide, die Bodenaggregate aufbauen und über Wasserstoffbrücken und polyvalente Kationen stabilisieren. Bodenpilze fördern die Aggregatstabilität, indem sie Bodenpartikel in ein Netzwerk von Hyphen einschließen. Außerdem legen Bodenlebewesen organischen Kohlenstoff vorübergehend in ihren Körperzellen fest (van Cleve und Powers, 1995). Eine chemische Stabilisierung erfolgt in neutralen bis karbonatischen Böden über Kationenbrücken, die vor allem durch Calcium gebildet werden (Oades, 1988). Bei sinkendem pH lösen sich Calciumhumate wieder auf und werden durch Eisen- und Aluminiumhumate ersetzt (Ulrich und Puhe, 1994). Amorphes Aluminium ist in der Lage, Humin- und Fulvosäuren zu stabilisieren, daneben spielt Eisen in sauren Braunerden eine stabilisierende Rolle (Duchaufour, 1976). In sauren Wiesenböden Neuseelands korrelierte der C-Vorrat eng mit dem Aluminiumgehalt des Bodens (Percival et al., 2000). Die Autoren führen diese Beziehung auf eine chemische Stabilisierung organischer Substanz durch Aluminium-Ionen zurück. Diese fördern die Sorption von Huminsäuren an Tonminerale durch die Bildung von Al-Brücken. Organo-Aluminiumverbindungen, die den mikrobiellen Abbau verzögern, bilden sich bei pH-Werten unter pH 5, weil Alumini-

um sich unter sauren Bedingungen von Tonmineralen löst. Daneben haben vor allem in sauren Braunerden schlecht kristallisierte Eisenoxide, die an der Orangefärbung des Bv-Horizonts kenntlich sind, eine aggregierende Wirkung auf organische Substanz in Böden (Mahr und Völkel, 1999). Organische Substanz kann außerdem in Form von Organomineralkomplexen mit Ton- oder Schluffpartikeln stabilisiert werden. Im Inneren dieser Komplexe ist Kohlenstoff dem Abbau nicht oder nur schlecht zugänglich (Stout et al., 1981; Sollins et al., 1996; Franzluebbers und Arshad, 1997). Er zeichnet sich gegenüber anderen Fraktionen durch einen geringeren Umsatz (turnover) aus (Martin et al., 1990). Mehrere Studien wiesen die Stabilität von ton-assoziiertem Kohlenstoff nach (Balesdent et al., 1988; Kiem et al., 2002). Die Untersuchungen von Balesdent (1987) ergaben, dass ton-assoziiertes, nicht hydrolysierbares Humin die älteste Fraktion des Bodenkohlenstoffs bildete.

Im Folgenden wird die Beziehung zwischen der Korngrößenverteilung sowie der Zusammensetzung der Bodenlösung und den Kohlenstoffvorräten in den untersuchten Beständen unter Berücksichtigung der erwähnten Stabilisierungsmechanismen näher erläutert.

Stabilisierung durch metallorganische Komplexe und Calciumhumate

An den Standorten auf saurem Ausgangsgestein bestand neben den Zusammenhängen zu Niederschlag und Bodentemperatur eine schwach positive Beziehung zwischen dem C-Vorrat und dem Gehalt an austauschbarem Aluminium. Bei einer tiefenabhängigen Betrachtung wurde ein solcher Zusammenhang in 30-50 cm Bodentiefe auch unter Berücksichtigung aller beprobten Standorte gefunden. Ein durchgehend signifikant positiver Zusammenhang zwischen dem austauschbaren Aluminium und der C-Konzentration in allen Tiefenschichten an den silikatischen Standorten bestätigte diesen Trend. Metallorganische Komplexe sind typische Stabilisierungsmechanismen für Kohlenstoff in sauren Braunerden (Malone und Swartout, 1969). Im sauren Milieu der Böden über Quarzphyllit und Flysch wirkte möglicherweise eine Stabilisierung von Kohlenstoff durch Aluminium und Eisen (dieses war mit Aluminium autokorreliert) zusammen. Daneben deutete die intensive Orangefärbung des Bv-Horizonts der Böden im Valsorda auf das Vorhandensein von kristallisierten Eisenoxiden hin. Die Adsorption organischer Substanz an der Oberfläche dieser Oxide könnte eine Ursache für die vergleichsweise hohen C-Vorräte im Valsorda sein.

An den kalkhaltigen Standorten bestand in den tieferen Bodenschichten eine negative Beziehung des C-Vorrats zum pH-Wert des Bodens. Aufgrund der geringen Eisen-, Aluminium- und Mangangehalte in der Bodenlösung der Kalkstandorte bei gleichzeitig großen Mengen an austauschbarem Calcium ist dies ein Hinweis auf die Stabilisierung von organischem Kohlenstoff durch Calciumhumate. Diese lösen sich bei geringen pH-Werten auf, während gleichzeitig keine ausreichenden Mengen an Aluminium und Eisen vorhanden sind, um die freigesetzte organische Substanz zu binden.

Stabilisierung durch Ton-Humuskomplexe

An allen Standorten zusammen korrelierte der Tongehalt in den oberen Bodenschichten positiv mit dem C-Vorrat. An den silikatischen Standorten bestand im Oberboden in einigen Schichten eine negative Korrelation zwischen dem C-Vorrat und dem Skelettgehalt; in diesen Schichten war gleichzeitig der Tongehalt negativ mit dem Skelettgehalt korreliert. Aufgrund der geringen Variation des Tongehalts an den silikatischen Standorten konnte kein direkter Zusammenhang zwischen Ton und C-Vorrat nachgewiesen werden, es bestand jedoch ein indirekter Zusammenhang über den Skelettgehalt der Böden. Zahlreiche Studien wiesen auf den Zusammenhang zwischen dem Anteil der Tonfraktion und der C-Speicherung in Böden hin (Tiurin und Kononova, 1962; Homann et al., 1995). Im Gegensatz zur vorliegenden Untersuchung fanden Jobbágy und Jackson (2000) vor allem in tieferen Bodenschichten eine enge Korrelation zwischen dem C-Vorrat und dem Tongehalt, während im Oberboden der klimatische Einfluss dominierte. Zudem weisen mehrere Studien darauf hin, dass die Korrelation zwischen dem C-Vorrat und dem Tonanteil v. a. in wärmeren Regionen signifikant ist (Nichols, 1984; Sims und Nielsen, 1986; Ganuza und Almendros, 2003). Dies würde erklären, warum in den relativ kühlen Untersuchungsgebieten kein eindeutiger Zusammenhang zwischen dem Gesamt-vorrat und dem Tonanteil gefunden wurde, sondern eine solche Beziehung nur in einzelnen Bodenschichten bestand.

Prozentualer Kohlenstoffgehalt (C-Konzentration)

Der Tiefeneffekt – sinkender C-Vorrat mit zunehmender Bodentiefe – überlagert den Einfluss zahlreicher anderer Bodeneigenschaften, da sich auch diese als tiefenabhängig und damit autokorreliert erwiesen. Bei einer tiefenbezogenen Betrachtungsweise zeigte sich der prozentuale Kohlenstoffgehalt als derjenige Faktor, der am konstantesten innerhalb der Profile den Vorrat beeinflusste. Dieser war in allen Bodenschichten signifikant negativ mit der Lagerungsdichte korreliert. Negative Beziehungen zwischen der Lagerungsdichte und dem Gehalt an organischer Substanz im Boden sind auch aus anderen Studien bekannt (Grigal et al., 1989; Manrique und Jones, 1991). Oberböden sind in der Regel lockerer, stärker strukturiert und dadurch weniger dicht gelagert, gleichzeitig ist dort durch den Eintrag organischer Substanz aus ober- und unterirdischer Streu die C-Konzentration am höchsten. In umgekehrter Weise sind die tieferliegenden Bodenschichten durch den Auflagedruck stärker verdichtet und aufgrund geringerer Einträge ärmer an organischem Kohlenstoff. Eine positive Korrelation der Lagerungsdichte mit dem Sandanteil, wie sie von Rodríguez-Murillo (2001) in spanischen Böden gefunden wurde, bestätigte sich in der vorliegenden Untersuchungen nicht. In umgekehrter Weise wurde in einigen tieferen Bodenschichten sogar eine negative Korrelation gefunden.

Aufgrund der geringen Aussagefähigkeit der Lagerungsdichte wurde nach weiteren mit dem prozentualen C-Gehalt zusammenhängenden Faktoren gesucht, auch wenn diese in einigen Tiefen mit der Lagerungsdichte autokorreliert waren. Dabei fiel zunächst der Schluffanteil

auf, der auf den sauren Böden bis in 40 cm Bodentiefe positiv mit der C-Konzentration zusammenhing. – An dieser Stelle sei eine kurze Bemerkung zur Korngrößenfraktionierung eingefügt: Der angewandte Laserpartikelzähler neigte, wie interne Vergleichsmessungen mit einer anderen Methode verdeutlichten, zu einer leichten Überschätzung des Feinschluffs bei gleichzeitiger Unterschätzung des Grobtons. Es kann daher davon ausgegangen werden, dass die als Schluff bezeichnete Korngrößenfraktion teilweise auch Grobtonpartikel enthält. – Während der Tonanteil der meisten silikatischen Böden nur in geringem Maße variierte und daher nur einen kleinen Bereich von Werten abdeckte, war die Schlufffraktion in fast allen Böden die anteilmäßig am stärksten vertretene Korngrößenklasse. Unter diesen Umständen ist es nicht überraschend, dass zwar keine Beziehung zum Ton, jedoch eine zum Schluff gefunden wurde. Auch Borchers und Perry (1992) fanden den größten Anteil des Bodenkohlenstoffs in der Grobschlufffraktion. Sie betonen die Bedeutung sowohl der Ton- als auch der Schluffpartikel für die Aggregatbildung. In Graslandböden zeigte sich, dass der größte Anteil des Kohlenstoffs in den Feinschluffpartikeln im Inneren von Makroaggregaten zu finden war (Cambardella und Elliott, 1994). Hontoria et al. (1999) konnten in Spanien keinen Zusammenhang zwischen der Textur und der C-Konzentration nachweisen, entdeckten allerdings bei ausschließlicher Betrachtung landwirtschaftlicher Böden einen positiven Zusammenhang zwischen dem Schluffanteil und der C-Konzentration. Der vergleichsweise langsame Umsatz des Kohlenstoffs in der Schlufffraktion (Balesdent und Mariotti, 1986; Balesdent et al., 1988) unterstreicht die Bedeutung dieser Korngrößenklasse für die C-Speicherung in Böden.

Im Gegensatz zu den silikatischen Böden zeigte sich auf kalkhaltigem Ausgangsgestein in den mittleren Bodenschichten (15-40 cm Tiefe) eine negative Korrelation zwischen Schluffanteil und C-Konzentration. In allen diesen Tiefen ist jedoch der Schluff auch hochsignifikant negativ mit dem Ton korreliert, so dass hier die negative Korrelation zwischen Schluff und prozentualem C-Gehalt auf einen positiven Zusammenhang zwischen Tonanteil und C-Konzentration hinweist.

4.3.2 Vorratsveränderungen im Laufe der Waldentwicklung

4.3.2.1 Veränderungen des Gesamtvorrats

In den hier untersuchten Beständen bewirkte die Waldentwicklung auf den ehemaligen Grünlandflächen eine Abnahme des C-Vorrats im Mineralboden, die in den einzelnen Chronosequenzen zwischen 20 und 40% betrug. Minimale Vorräte wurden 15-60 Jahre nach Beginn der Bewaldung festgestellt. Auch nach 100 Jahren Waldentwicklung hatte mit Ausnahme des Valsordas keiner der Sukzessionswälder mehr als 90% des ursprünglichen Vorrats erreicht. In jüngerer Zeit wurden mehrere Untersuchungen zur Veränderung der Kohlenstoffvorräte des Mineralbodens im Lauf der Wiederbewaldung ehemaliger Acker- oder Grünlandflächen durchgeführt (Tab. 4-6). Die dabei erzielten Ergebnisse reichen von 40% Verlust in der obersten Bodenschicht bei der der Einrichtung von Kiefernplantagen auf ehemaligen Weideflächen

in Neuseeland (Scott et al., 1999) bis zu Vorraterhöhungen von 103% bei der Wiederbewaldung ehemaliger Ackerflächen in den USA (Huntington, 1995). Viele Untersuchungen sowohl auf ehemaligen Acker- als auch auf Grünlandflächen stellten eine Abnahme des C-Vorrats in den ersten 10 bis 15 Jahren fest (vgl. Tab. 4-6). In der Folgezeit wurden auf Ackerflächen meist Gewinne ermittelt, die teils im Unterboden (Hooker und Compton, 2003) erfolgten, während in anderen Studien der Vorrat in tieferen Schichten zurückging (Richter et al., 1999). Auf ehemaligen Grünlandflächen wurde nach den anfänglichen Verlusten nicht in allen Fällen ein erneuter Zuwachs des C-Speichers im Boden festgestellt. Harkness und Harrison (1989) fanden unter Sitkafichte auf ehemaligem Grünland in Großbritannien Verluste in den ersten 15 Jahren, danach blieb der Vorrat konstant. Auch Ross et al. (1999) konnten in den ersten 20 Jahren nach der Etablierung von Kiefernplantagen auf ehemaligen Weiden in Neuseeland keine Nettoakkumulation von Kohlenstoff nachweisen. Insgesamt scheinen zumindest bei der Aufforstung bzw. Wiederbewaldung ehemaliger Grünlandflächen Verluste an Bodenkohlenstoff zu überwiegen, während auf Ackerflächen, die durch die vorausgehende Kultivierung möglicherweise starke C-Verluste erlitten haben, ein Vorratsaufbau unter nachwachsenden Wäldern möglich ist. In der vorliegenden Untersuchung konnte ein erneutes Anwachsen der Bodenvorräte nach anfänglichen Verlusten statistisch nicht nachgewiesen werden. Vielmehr pegelten sich die C-Vorräte auf einem neuem, unterhalb dem der Wiesen gelegenen Niveau ein. Während sich die C-Vorräte der Sukzessionsbestände nicht von denen der Vergleichswälder unterschieden, waren die Vorräte der Wiesen signifikant höher als die der bewaldeten Flächen. Dies stimmt mit Untersuchungen von Garten und Ashwood (2002) im Osten der USA überein, die höhere Vorräte in den obersten 40 cm des Mineralbodens unter Weideland verglichen mit Wäldern nachwiesen.

Besonders hohe Verluste erfolgen offenbar nach Aufforstungen oder Wiederbewaldungen in relativ feuchten Regionen (Guo und Gifford, 2002; Jackson et al., 2002). Jackson et al. wiesen die höchsten Verluste an Bodenkohlenstoff mit -28% und -57% (bis in 1 m Bodentiefe) an Standorten nach, deren Jahresniederschläge mit 840 bzw. 1070 mm durchaus in der Größenordnung der hier untersuchten Chronosequenzen lagen. Allerdings konnte in der vorliegenden Untersuchung kein Zusammenhang zwischen der jährlichen Niederschlagshöhe und den mittleren C-Verlusten nachgewiesen werden. Dies könnte jedoch mit dem geringeren Gradienten des mittleren Jahresniederschlags über die beprobten Standorte zusammenhängen. Während in der Studie von Jackson die Niederschläge von 230 bis 1070 mm reichten, betragen sie hier zwischen 670 und 1460 mm. Da Jackson bereits bei einem jährlichen Niederschlag von 660 mm C-Verluste von 10% nachwies, liegen möglicherweise alle im Rahmen dieser Studie untersuchten Chronosequenzen in einem Feuchtebereich, in dem Verluste auftreten, deren Höhe dann jedoch von anderen Standortfaktoren determiniert wird. Guo und Gifford dagegen fanden bereits bei Niederschlägen von weniger als 1200 mm keinen deutlichen Einfluss mehr auf die Entwicklung der C-Vorräte nach Wiederbewaldung.

Tabelle 4-6: Veränderung der Kohlenstoffvorräte des Mineralbodens in verschiedenen Studien. #: Metaanalyse, ~: Review; NS: Niederschlag.

Untersuchungsregion	Landnutzung	Baumart	Zeit	Resultat	Quelle
(#) temperate Region	Weide Weide	Nadelholz Nadelholz	40	10% Verlust, v. a. bei > 1500 mm NS Verluste; 3.46%/Jahr in den ersten 10 Jahren, >30 Jahre: Oberbo- den wie Acker, Zunahme um 0.5-0.86% im Unterboden	Guo und Gifford, 2002 Paul et al., 2002
Australien	Weide	Eukalyptus	7-10	keine wesentliche Änderung, nur Umverteilung	Mendham et al., 2003
Neuseeland	Weide	Kiefer	12	unter Kiefer 17-40% weniger C als unter Weide in 0-10 cm Tiefe	Scott et al., 1999
Neuseeland	Weide	Kiefer	20	in 0-20 cm Tiefe weniger Kohlenstoff	Ross et al., 1999
Neuseeland	Weide	Kiefer	20	keine Nettoakkumulation in den obersten 10 cm in 20 Jahren, Abnahme in den ersten 12 Jahren	Turner und Lambert, 2000
Neuseeland	Weide	Kiefer	17-30	%C gleich, in 60% der Fälle Verluste in den obersten 10 cm	Giddens et al., 1997
Brasilien, Amazonien	degradierte Weide	(Sekundärwald)	16	geringe Unterschiede, niedrige Verweildauer des C	de Camargo et al., 1999
(~)	Grasland	verschiedene	30-100	-61- +13t C ha ⁻¹ , v. a. feuchte Flächen verlieren	Jackson et al., 2002
Großbritannien	Grasland	Sitkafichte	0-15	Verlust (mechanische Bodenbearbeitung)	Harkness und Harrison, 1989
Belgien	Grasland	Laubholz	15-30	konstanter Vorrat, aber Umsatzrate erhöht	Muys et al., 1992
			20	Verkleinerung des A-Horizonts wegen fehlender Durchmischung	
Dänemark	Acker	Fichte; Eiche	29	insgesamt neutral, Zunahme in 0-5, Abnahme in 5-25 cm Tiefe	Vesterdal et al., 2002
USA, Norden	Acker		40	direkt nach Aufgabe Abnahme in 0-10 cm Tiefe, dann Zunahme	Johnston et al., 1996
USA, Nordosten	Acker	Kiefer; Eiche	40-60	31% weniger als Naturwald in 0-15 cm Tiefe	Compton et al., 1998
USA, Nordosten	Acker	Kiefer	115	keine Änderung in 0-20 cm Tiefe, Zunahme in 20-70 cm Tiefe, insgesamt 6%	Hooker und Compton, 2003
USA, Südosten	Acker	Kiefer; Laubholz		34-103% C-Zunahme, zuvor Verluste durch Kultivierung	Huntington, 1995
USA, Südosten	Acker	Laubholz	70	Abnahme im Pflughorizont, im Unterboden keine Veränderung	Hamburg, 1984
USA, Südosten	Acker	Kiefer	50	Verdopplung im Oberboden von 9 auf 18.5 t C ha ⁻¹ , insgesamt Anstieg von 55 auf 67 t C ha ⁻¹	Schiffman und Johnson, 1989
USA, Südosten	Acker	Kiefer	40	insgesamt Zunahme, davon macht Boden <1% aus, Abnahme im Unterboden	Richter et al., 1999
Australien	Acker	Kiefer; Eukalyptus	0-10	Abnahme um 1.7%/Jahr	Paul et al., 2003
subtropische Region	Acker	Laubholz	10-40	Zunahme um 0.82%/Jahr	
			40	Gewinne	Paul et al., 2002

In dieser Studie zeigte sich ein Einfluss des Schluffgehalts auf die Verluste von organischem Bodenkohlenstoff: Je höher der Schluffgehalt, umso geringer die Verluste durch Wiederbewaldung. Hier kommen möglicherweise der oben erwähnte schützende Effekt von Schluffpartikeln für organische Substanz (Aggregatbildung) sowie der langsame Umsatz von Kohlenstoff in dieser Bodenfraktion zum Tragen. Hassink (1997) beobachtete bei der Umwandlung von Wiesen in Ackerflächen höhere Verluste aus der Fraktion $> 20 \mu\text{m}$ als aus der $< 20 \mu\text{m}$. Er führt dies auf einen Schutz organischer Substanz vor mikrobiellem Abbau durch Ton- und Schluffpartikel zurück. Ein weiterer Parameter, der mit der Höhe der C-Verluste korreliert war, war der Mangangehalt der Böden. Berg und Meentemeyer (2002) wiesen nach, dass Mangan in späteren Stadien des Abbaus organischer Substanz einen weiteren Masseverlust fördert. Möglicherweise verlief der Abbau des unter der ehemaligen Wiesenvegetation akkumulierten Kohlenstoffs im Beisein größerer Manganmengen schneller, so dass es zu größeren Verlusten an diesen Standorten kam. Steffen et al. (2002) zeigten, dass der Abbau von Huminsäuren durch den in Waldböden vorkommenden Basidiomyceten *Collybia dryophila* im Beisein von Mangan (Mn^{2+}) anstieg. Dieser Effekt war auf eine erhöhte Produktion von Mangan-Peroxidase zurückzuführen, die den Abbau der Huminsäuren katalysierte.

Die meisten Erklärungsansätze für diese Abnahme im Mineralboden gehen von einer „Umverteilung“ des Kohlenstoffs im Ökosystem im Zuge der Waldentwicklung aus. Muys et al. (1992) bringen die von ihnen beobachtete Verringerung des A-Horizonts bei der Waldentwicklung mit einem Wechsel von tief zu oberflächlich grabenden Regenwürmern in Verbindung. Dies legt eine mangelnde bzw. verringerte Durchmischung des an der Oberfläche anfallenden toten organischen Materials mit dem Mineralboden nahe. Miles (1985) führt eine Abnahme des Kohlenstoffs im A-Horizont bei gleichzeitigem Anstieg in der organischen Auflage auf die mit der Bewaldung einsetzende Versauerung des Bodens zurück. Dadurch kommt es zur Ausbildung einer dem Mineralboden aufliegenden Humusschicht, während gleichzeitig durch den verringerten Eintrag in den Boden der Vorrat dort sinkt. Bei der Aufforstung mit Laubgehölzen ergibt sich unter Umständen eine andere Situation. So wiesen Jug et al. (1999) auf ehemaligen Landwirtschaftsflächen in Deutschland, die mit Pappeln und Weiden aufgeforstet wurden, nach anfänglichen C-Verlusten v. a. im Unterboden eine Anreicherung von Kohlenstoff im Oberboden durch den Eintrag von Laub- und Wurzelstreu nach. Auf diesen Flächen bewirkte die Aufforstung ein vermehrtes Vorkommen tiefgrabender Regenwürmer, die für eine gute Durchmischung der Streu und den Aufbau eines Mullhorizonts sorgten. Mehrere Studien weisen jedoch auf den geringen Streueintrag junger Nadelholzbestände hin (Harkness und Harrison, 1989; Paul et al., 2003), der durch die verhältnismäßig geringe Nettoprimärproduktion in den Anfangsstadien der Waldentwicklung bedingt ist. Der Umsatz der Feinwurzeln erfolgt in Waldökosystemen langsamer, während gleichzeitig das dichte Wurzelsystem der ehemaligen Wiese abgebaut wird (Parfitt et al., 1997). Es kommt also bei verringerten Einträgen an Kohlenstoff durch Wurzeln und Streu zu einer Oxidation des organischen Materials, das während der vorhergehenden Landnutzung in den Boden eingebracht wurde,

und damit zu sinkenden Vorräten im Mineralboden (Richter et al., 1999). Häufig ergibt eine Betrachtung der Auflage und des Bodens zusammen keine Verringerung der C-Vorräte, da die Verluste des Mineralbodens durch Gewinne in der Auflage und in den Grobwurzeln kompensiert werden (Paul et al., 2002; Mendham et al., 2003).

Abbildung 4-1 verdeutlicht die Veränderung der Kohlenstoffvorräte in den untersuchten Waldbeständen. Während der Gesamtvorrat vor allem bedingt durch die Akkumulation von Kohlenstoff in der Stammbiomasse stark ansteigt, verringert sich der Vorrat des Mineralbodens. Die Humusauflage nimmt dagegen ebenfalls zu. Bei einem Bestandesalter von 150 Jahren wäre in den untersuchten Beständen ebensoviel Kohlenstoff in der Humusauflage wie im Boden gespeichert.

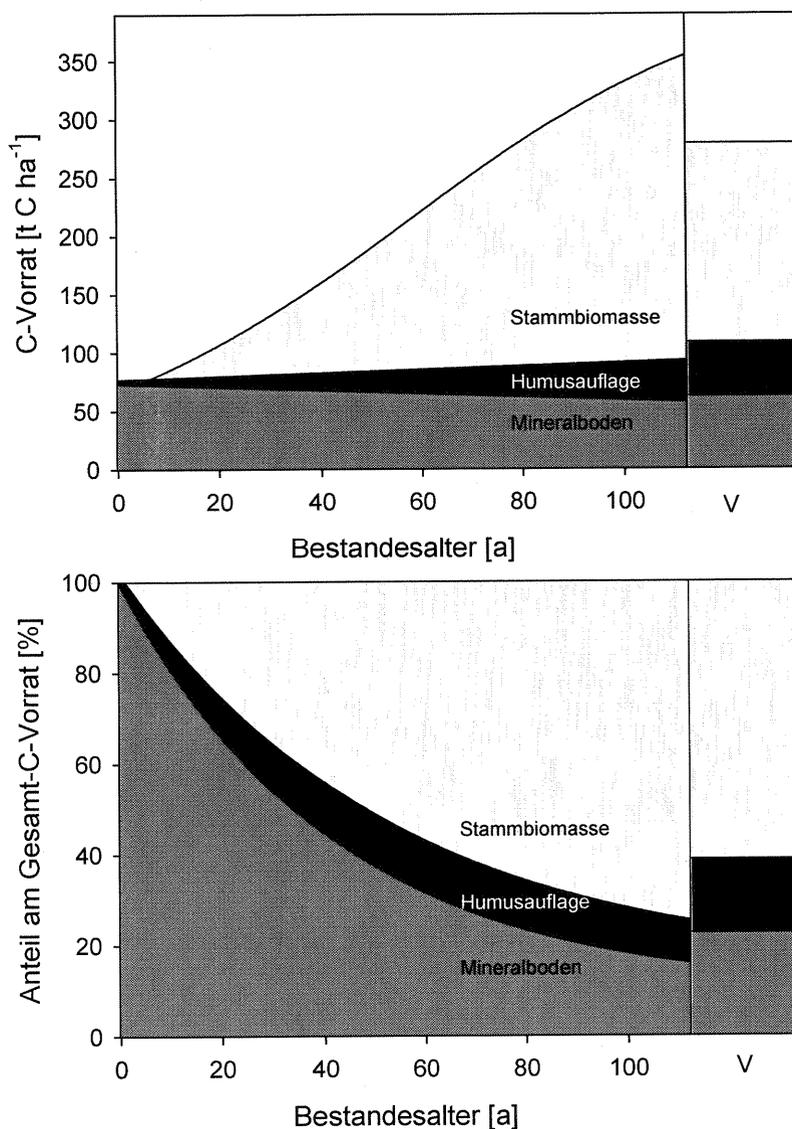


Abbildung 4-1: Veränderungen der C-Vorräte in der Stammbiomasse, in der Humusauflage und im Mineralboden bis 50 cm Bodentiefe. a) Veränderung der absoluten Vorräte im Sukzessionsverlauf. b) Veränderung der prozentualen Anteile von Stammbiomasse, Humusauflage und Mineralboden am Gesamtvorrat. V: Vergleichswälder.

4.3.2.2 Veränderungen des C-Vorrats in einzelnen Bodenschichten – Mechanismen zur Erklärung von Anreicherung oder Verlust von Kohlenstoff

Fasst man die in der Literatur genannten Ursachen für die Abnahme des Bodenkohlenstoffvorrats nach Wiederbewaldung von Grünland zusammen, so zeichnen sich im Wesentlichen drei Prozesse ab, die zu einer Verringerung des C-Vorrats führen:

- eine fehlende Durchmischung von Humusauflage und Mineralboden,
- ein abnehmender Eintrag von Kohlenstoff durch Feinwurzeln,
- eine teilweise Oxidation des unter Grünland aufgebauten Kohlenstoffvorrats.

Im Folgenden soll der Versuch unternommen werden, anhand der in dieser Untersuchung beprobten Bestände die Mechanismen zu erläutern, die zu einer Anreicherung von Kohlenstoff in der Humusauflage bei gleichzeitigen Verlusten im Mineralboden führen könnten. Zu diesem Zweck wurde ein beschreibendes Modell entwickelt, dessen Eingangsgrößen in Abbildung 4-2 dargestellt sind.

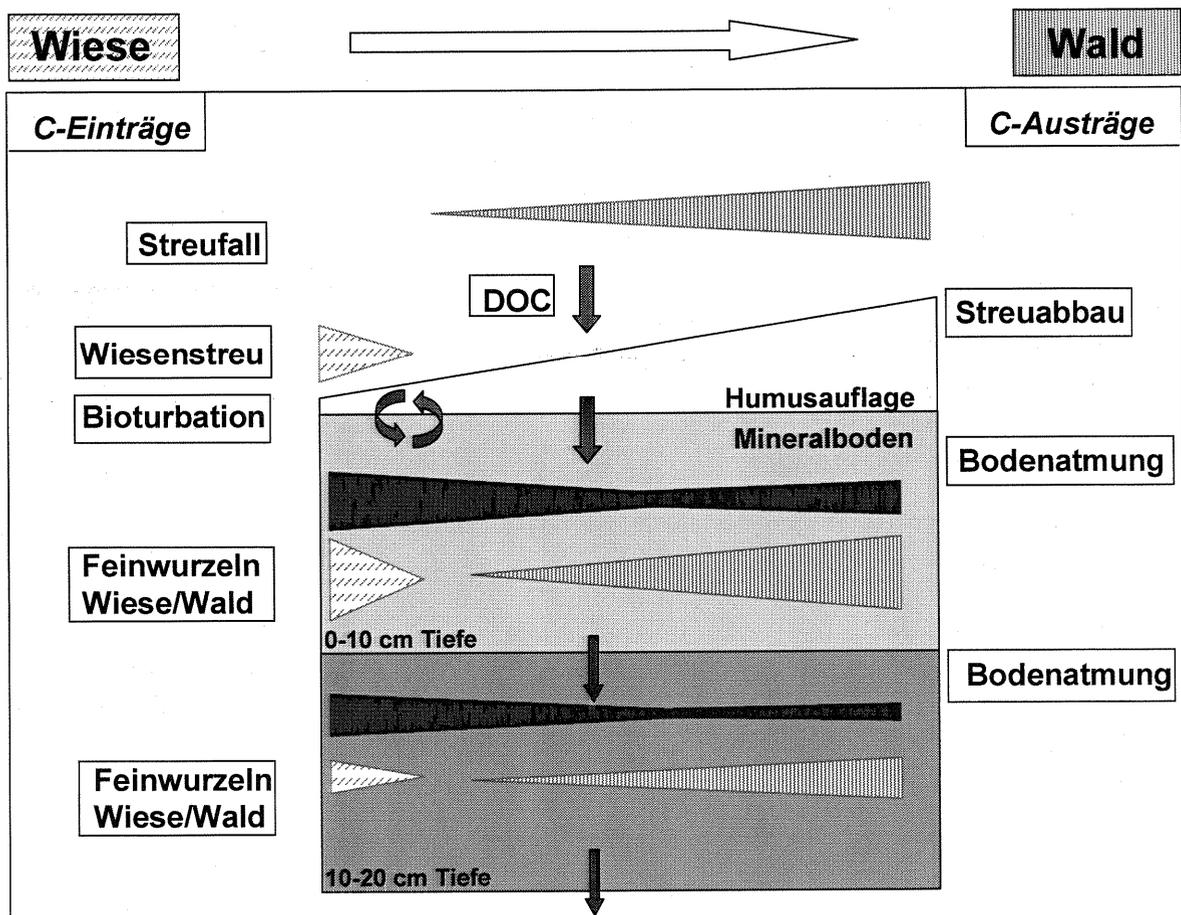


Abbildung 4-2: Schematische Darstellung der Kohlenstoffeinträge und -Verluste im Lauf der Wiederbewaldung in der Humusauflage, in 0-10 cm und in 10-20 cm Bodentiefe. C-Einträge aus der Wiesenvegetation (oberirdisch und unterirdisch) sind in schräg gestrichelt, Einträge aus der Waldvegetation senkrecht gestrichelt, C-Verluste dunkel. Alle C-Einträge sind in der linken Hälfte des Schemas dargestellt, C-Verluste auf der rechten Seite.

Im Grünland dominiert der C-Eintrag durch den Feinwurzelumsatz gegenüber dem Eintrag aus der oberirdischen Biomasse. Nach Abzug der oberirdischen Atmungsverluste fallen etwa $0.4 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ an, während der Eintrag an Feinwurzeln in Bergwiesen bei $3\text{-}4 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ liegt (Nöllert, 2003). Der größte Teil des Kohlenstoffs wird somit direkt in den Mineralboden eingebracht. Eine aktive Bodenfauna bewirkt eine Einarbeitung der oberirdischen Pflanzenreste in die oberen Bodenschichten. Die Raten der Bodenatmung liegen im Grünland zwischen 3 und $5 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (Kleber, 1997).

Bei Einsetzen einer Waldsukzession verringert sich allmählich der Eintrag an Graswurzeln sowie an oberirdischer Biomasse des Grünlandes, während gleichzeitig der Streufall sowie der Eintrag an Wurzeln der Fichten zunehmen. Im Laufe der Waldentwicklung setzt eine Bodenversauerung ein, die zum Rückgang der Einmischung organischen Materials durch Bioturbation führt, gleichzeitig aber bei niedrigen pH-Werten eine Mobilisierung von gelöstem organischem Kohlenstoff (DOC) auslöst. Die Raten der Bodenatmung verringern sich. Persson et al. (2000) geben für europäische Fichtenwälder in den obersten 10 cm mittlere Raten von ca. $0.95 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in jüngeren und $0.35 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in älteren Beständen an. In 10-20 cm Bodentiefe sind die Atmungsraten mit $0.35 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ bzw. $0.15 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ geringer.

Abbildung 4-3 zeigt die Entwicklung der Kohlenstoffvorräte anhand der gemessenen Daten sowie einer beschreibenden Modellierung. Die genauen Eingangsparameter sind im Anhang im Abschnitt A-3 ab Seite A 35 zu finden. In der Humusaufgabe wurde die Vorratsentwicklung anhand des mit dem Alter zunehmenden Streufalls sowie den mithilfe der Litterbags ermittelten Abbauraten der Streu berechnet. Da die eigenen Streuabbauversuche nur einen Zeitraum von etwa zwei Jahren umfassten, wurde für die Spätstadien des Streuabbaus das von Berg et al. (1995, 1996) entwickelte Modell angewandt. Der Grenzwert des Streuabbaus für Fichtennadeln wurde jedoch nicht mit 68% angenommen, da dieser Wert in skandinavischen Wäldern mit einer Jahresmitteltemperatur von 3.4°C ermittelt wurde. Ein Grenzwert von 75% wurde dem Verlauf des Streuabbaus in den Fichtenwäldern dieser Studie besser gerecht. Die alleinige Berücksichtigung von Streufall und Streuabbau würde zu deutlich höheren Vorräten führen, als tatsächlich gemessen wurden (Abb. 4-3a, gestrichelte Linie). Daher wurde für Bestände auf saurem Ausgangsgestein mit einem Netto-DOC-Austrag von $0.2 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ gerechnet. Dieser Wert entspricht den von Michalzik et al. (2001) für norwegische Fichtenwälder angegebenen Daten. Die tatsächliche Vorratsentwicklung wird auf diese Weise ausreichend genau beschrieben (Abb. 4-3a, durchgezogene schwarze Linie). Nur in den Beständen von weniger als 20 Jahren liegen die gemessenen C-Vorräte teilweise etwas höher. Möglicherweise tragen hier noch Reste des dichten Graswurzelfilzes der Bergwiesen zu einem höheren Vorrat bei. Auf kalkhaltigem Ausgangsgestein wurde in Anlehnung an Edwards und Lofty (1977), Satchell (1983) und Ponge (2003) in den ersten 20 Jahren der Waldentwicklung sowie in den über 90-jährigen Beständen eine Einarbeitung eines Teils der Streu ($0.2 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$) durch anözische Lumbriciden angenommen. Der DOC-Austrag wurde deut-

lich geringer angesetzt. Auch in diesem Fall stimmten die modellierten Werte gut mit den gemessenen Daten überein (Abb. 4-3a, durchgezogene grau Linie).

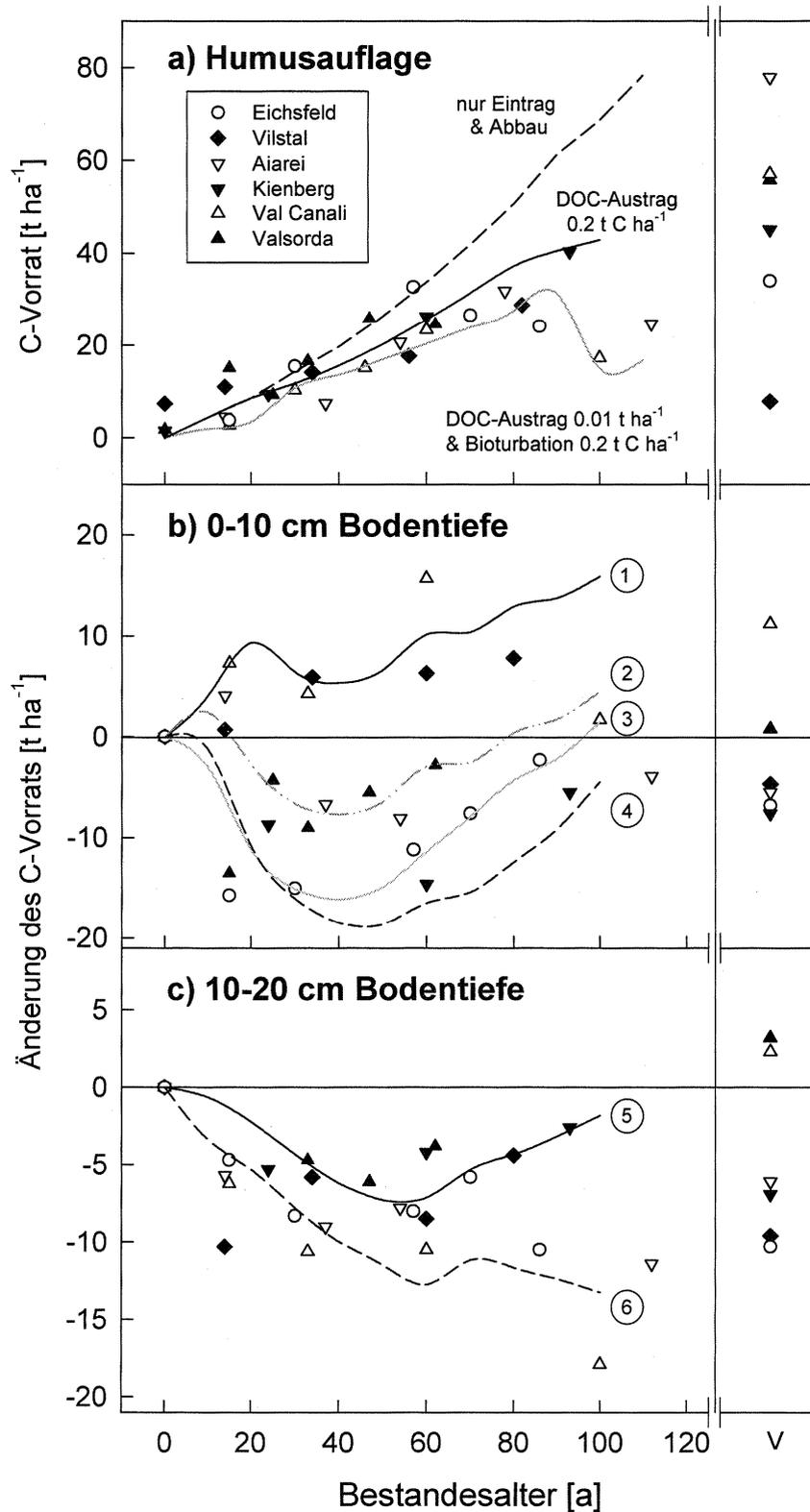


Abbildung 4-3: Modellierung der Entwicklung der C-Vorräte der Humusauflage und des Mineralbodens im Verlauf der Waldentwicklung. Die unterschiedlichen Varianten der Entwicklung im Mineralboden (1-4 bzw. 5-6) werden im Text beschrieben. Leere Symbole kennzeichnen Standorte auf Kalk, ausgefüllte solche auf saurem Ausgangsgestein. V: Vergleichswald.

In den obersten 10 cm des Mineralbodens zeigten die untersuchten Chronosequenzen eine unterschiedliche Dynamik der C-Vorräte, die in Abb. 4-3b als Varianten 1 bis 4 gekennzeichnet sind. Tabelle 4-7 fasst ihre wesentlichen Unterschiede zusammen.

Tabelle 4-7: Wesentliche Unterschiede der in Abb. 4-3 dargestellten Modellvarianten.

Parameter	Variante					
	1	0-10 cm Bodentiefe			10-20 cm Bodentiefe	
		2	3	4	5	6
Verringerung des Feinwurzeleintrags der Wiese	langsam	schnell	schnell	schnell	langsam	schnell
Bioturbation	nein	ja	nein	ja	nein	nein
DOC-Nettoeintrag	hoch	hoch	hoch	gering	hoch	gering
Verringerung der Atmungsrate der Wiese	schnell	langsam	langsam	langsam	beide gleich	
Atmungsrate im Wald [t C ha ⁻¹ a ⁻¹]		alle gleich			0.35→0.15	0.25-0.3

Aus dieser Zusammenstellung wird deutlich, dass ein steigender C-Vorrat in der obersten Bodenschicht (Variante 1) nur durch eine langsame Verringerung des C-Eintrags durch die Feinwurzeln der Wiesenvegetation bei gleichzeitig rasch abnehmenden Bodenatmungsraten zustande kommt. Eine schnelle Verringerung des Wurzeleintrags der Wiese führt unabhängig von der Wahl der anderen Parameter immer zu einem anfänglichen C-Verlust aus der obersten Bodenschicht. Die Höhe dieses Verlustes wird vom Vorhandensein von Bioturbation sowie der Höhe des DOC-Eintrags bestimmt: Bei gleich hohen DOC-Einträgen ist die Abnahme des C-Vorrats bei Annahme einer Einarbeitung der Streu durch Regenwürmer in den ersten 20 Jahren geringer als beim Fehlen einer Durchmischung (Varianten 2 bzw. 3). Niedrige DOC-Einträge bewirken jedoch auch unter Annahme von Bioturbation anhaltende C-Verluste, da Bioturbation nur in den Anfangs- und Spätstadien der Waldentwicklung berücksichtigt werden kann, während mit DOC-Einträgen über den gesamten Zeitraum der Waldentwicklung gerechnet wurde (Variante 4).

In 10-20 cm Bodentiefe entwickelten sich die C-Vorräte des Bodens auf saurem bzw. kalkhaltigem Gestein in unterschiedlicher Weise (Abb. 4-3c). Während es auf saurem Gestein nach einer Verringerung im Anfangsstadium der Waldentwicklung zu einem erneuten Aufbau des Vorrats in den älteren Waldbeständen kam, nahmen die C-Vorräte der Chronosequenzen auf Kalk kontinuierlich ab. Variante 5 des beschreibenden Modells konnte den Verlauf auf saurem Ausgangsgestein durch eine langsame Verringerung des Feinwurzeleintrags der Wiese, relativ hohe DOC-Einträge und durchschnittliche Atmungsraten in den älteren Waldbeständen erklären. Der kontinuierlich abfallende Vorrat auf Kalk wird im Wesentlichen durch zwei Größen bestimmt: Im Anfangsstadium bewirkt ein rascher Rückgang des Feinwurzeleintrags der Wiesenvegetation eine Verringerung des C-Vorrats. In älteren Waldbeständen würde der Vorrat dann aufgrund der wachsenden Feinwurzeleinträge durch die Fichten wieder ansteigen.

Der fortgesetzte C-Verlust kann daher nur durch die Annahme höherer Atmungsraten bzw. geringer DOC-Einträge erklärt werden. Höhere Atmungsraten auf Kalk können durch die stärkere Aktivität von Mikroorganismen bei höheren pH-Werten begründet werden (Webster et al., 2000). Wegen der schwachen Mobilität von DOC bei geringer Bodenazidität erscheinen geringe DOC-Einträge auf den Kalkstandorten gerechtfertigt.

4.3.2.3 Konsequenzen für Aufforstungsprojekte im Rahmen des Kyoto-Protokolls

Das Kyoto-Protokoll sieht eine mögliche Anrechnung von Aufforstungsprojekten als Senken für atmosphärisches Kohlendioxid im Rahmen der Reduktionsverpflichtungen der Unterzeichnerstaaten vor. In der momentanen Ausgestaltung des Protokolls würde dies bedeuten, dass im Jahre 1990 nicht bewaldete Acker-, Grünland- oder Brachflächen aufgeforstet werden können und dem entsprechenden Land im Verpflichtungszeitraum als CO₂-Minderung angerechnet werden. Im Sinne des Klimaschutzes ist eine möglichst langfristige Festlegung von Kohlenstoff in den neu entstehenden Wäldern erstrebenswert.

Der in der Biomasse der Bäume festgelegte Kohlenstoff bildet einen labilen Speicher, der durch Feuer, Sturm- und Insektenschäden oder Ernte rasch wieder der Atmosphäre zugeführt werden kann. In der Humusaufgabe liegt Kohlenstoff meist als partikulärer Kohlenstoff vor (Garten und Ashwood, 2002). Seine Verweildauer betrug in der organischen Auflage der älteren in dieser Studie untersuchten Sukzessionsbestände auf Kalk etwa 9 Jahre, in den Vergleichswäldern median etwa 24 Jahre (vgl. Kap. 4.2.1.6). Dagegen wies mineralgebundener Kohlenstoff im Mittel mehrerer Studien eine mediane Verweildauer von 56 Jahren auf (Garten und Ashwood, 2002). Eine langfristige Speicherung von Kohlenstoff könnte daher am wirkungsvollsten durch die Erhöhung des C-Vorrats im Mineralboden erreicht werden.

Unter dieser Voraussetzung ergibt sich anhand der im vorhergehenden Kapitel entwickelten Modellvorstellungen zur Veränderung des Bodenkohlenstoffvorrats eine Reihe von Schlussfolgerungen für die Handhabung von Aufforstungsprojekten:

- Um eine rasch einsetzende Speicherung von Kohlenstoff im Oberboden zu erreichen, ist eine möglichst lange Aufrechterhaltung des Feinwurzeleintrags der Wiesenvegetation erforderlich. Eine Bodenbearbeitung, welche die Vernichtung dieser Vegetation zur Folge hat, sollte daher möglichst unterbleiben.
- Falls es im Anfangstadium der Aufforstung mit Fichte zu C-Verlusten im Oberboden kommt, ist erst nach ca. 80 Jahren mit einer Erholung des Vorrats zu rechnen. Die Einrichtung von Wäldern mit kürzeren Umtriebszeiten ist daher im Sinne des Klimaschutzes mit Vorsicht zu betrachten.
- In den tieferen Bodenschichten der älteren Waldbestände spielen die Raten der Bodenatmung eine wichtige Rolle für die Entwicklung der Vorräte. Schonende Bearbeitungsein-

griffe mit geringer Störung des Bodens erscheinen daher sinnvoll, um die Raten der Bodenatmung nicht zu erhöhen.

- Bei Aufforstung mit Fichte kommt der Tätigkeit streu-einarbeitender Bodentiere wegen der versauernden Wirkung der Nadelstreu nur eine untergeordnete Bedeutung in den frühen und sehr späten Phasen der Waldentwicklung zu. Bei einer Aufforstung mit Laubgehölzen, deren Streu einen geeigneten Lebensraum für anözische Regenwürmer und andere Bodentiere bildet, erscheint dagegen durch eine kontinuierliche Einarbeitung der Streu eine Erhöhung des C-Vorrats im Mineralboden möglich. Dies unterstreicht die Bedeutung einer sorgfältigen Auswahl der Baumarten, die zur Aufforstung von Grünland herangezogen werden.

Die Aufforstung landwirtschaftlich genutzter (Grünland-) Flächen bietet die Möglichkeit, der Atmosphäre zumindest vorübergehend Kohlenstoff zu entziehen – dies wird durch den Anstieg des Gesamt-C-Vorrats von ca. 75 t C ha^{-1} in den untersuchten Grünlandflächen auf etwa 350 t C ha^{-1} in den ältesten Sukzessionsbeständen deutlich. Durch die Wahl geeigneter Bewirtschaftungsmethoden und die Wahrung ausreichend langer Umtriebszeiten können Verluste an Kohlenstoff aus dem Vorrat des Mineralbodens verringert bzw. langfristig ausgeglichen werden.

5 Zusammenfassung

Anhand von sechs Chronosequenzen von Fichtenbeständen in Thüringen und den Alpen wurde die Veränderung der Kohlenstoffvorräte in der Stammbiomasse, der Humusaufgabe und den obersten 50 cm des Mineralbodens im Verlauf der Waldentwicklung auf ehemaligen Grünlandflächen untersucht. Jeweils eine Wiesenfläche wurde als Nullfläche herangezogen, zusätzlich wurde zum Vergleich der Sukzessionsbestände mit etablierten Waldbeständen jeweils ein dauerhaft forstlich genutzter Standort beprobt. Drei der Chronosequenzen stockten auf kalkhaltigem Ausgangsgestein, die anderen auf saurem. Kalk- und Silikatstandorte unterschieden sich signifikant bezüglich der Lagerungsdichte, der Korngrößenverteilung, des pH-Werts, der Kationen-austauschkapazität, der Basensättigung und des CN-Verhältnisses.

Der C-Vorrat der Stammbiomasse nahm mit dem Alter zu und erreichte in den ältesten Sukzessionsbeständen Maximalwerte von 250-400 t C ha⁻¹. Gleichzeitig stieg der C-Eintrag durch Streufall bis zu einem Bestandesalter von ca. 60 Jahren auf etwa 2.5- 3 t C ha⁻¹ a⁻¹ an. Unabhängig vom Bestandesalter und vom Ausgangsgestein war der Masseverlust der Nadelstreu bei größerer Bodenfeuchte schneller, jener der holzigen Streu jedoch langsamer. In den Chronosequenzen auf saurem Ausgangsgestein akkumulierte in der Humusaufgabe über die gesamte beprobte Altersspanne (maximal 93 Jahre) organischer Kohlenstoff mit einer linearen Zuwachsrate von 0.34 t C ha⁻¹ a⁻¹. Ein erhöhter Eintrag schwer abbaubarer Streu in Verbindung mit einem dem Streuabbau abträglichem Mikroklima und ungünstigen Bedingungen für die Makrofauna des Bodens (saure Oberböden) waren wichtige Ursachen für den Vorratsaufbau. Auf kalkhaltigem Ausgangsgestein setzte ab einem Bestandesalter von ca. 60 Jahren eine Sättigung ein, die Ausdruck eines neuen Gleichgewichts in diesen Beständen ist. Insgesamt war der C-Vorrat in der Humusaufgabe der Vergleichswälder signifikant größer als in den Sukzessionsbeständen.

Der C-Vorrat des Mineralbodens stieg mit zunehmendem Jahresniederschlag. In zwei in den Südalpen gelegenen Chronosequenzen ergab sich zusätzlich eine positive lineare Beziehung zwischen der Bodentemperatursumme und dem C-Vorrat des Bodens. Dies legt die Vermutung nahe, dass in den höheren Lagen der Alpen die Temperatur die Biomasseproduktion und damit den C-Fluss von der Vegetation in den Boden limitiert, so dass bei höheren Bodentemperaturen die Vorräte steigen.

In einzelnen Bodentiefen wurde der C-Vorrat v. a. von der C-Konzentration bestimmt. Diese war bei höherer Lagerungsdichte signifikant geringer. Zudem konnte auf silikatischem Ausgangsgestein eine positive Korrelation zum Schluffanteil des Feinbodens nachgewiesen werden, die Ausdruck einer Stabilisierung von Kohlenstoff in dieser Korngrößenfraktion ist. Auf den Kalkstandorten bestand im Gegensatz dazu eine negative Beziehung zwischen dem Schluffanteil und der C-Konzentration. Da hier jedoch die Tonfraktion negativ mit dem

Schluff korreliert war, könnte dies als indirekter Hinweis auf eine Bedeutung des Tonanteils für die Speicherung von Kohlenstoff auf den kalkhaltigen Standorten gewertet werden. Auf silikatischen Standorten deutete die positive Relation zwischen dem Gehalt an austauschbarem Aluminium und der C-Konzentration auf eine chemische Stabilisierung organischen Kohlenstoffs in Form von metallorganischen Komplexen hin.

Im Verlauf der Waldentwicklung verringerte sich der C-Vorrat des Mineralbodens auf etwa 80% des in den Wiesen gespeicherten Vorrats. Die erhobenen Daten deuten nicht auf einen raschen Anstieg des C-Vorrats im Verlauf der Bestandesentwicklung, sondern vielmehr auf die Einregelung auf einem neuen, unterhalb dem der Wiesen gelegenen Niveau hin. Diese Annahme wird dadurch bekräftigt, dass die Vorräte der Vergleichswälder nicht signifikant höher waren als die der nachwachsenden Wälder. Tendenziell waren die C-Verluste durch Wiederbewaldung bei höherem Schluffanteil des Bodens geringer. Dies spricht für eine Stabilisierung von Kohlenstoff in dieser Fraktion, möglicherweise im Inneren von Makroaggregaten. Höhere Gehalte an austauschbarem Mangan korrelierten dagegen mit größeren C-Verlusten, was durch die Förderung des Abbaus organischer Substanz in Gegenwart von Mangan erklärt werden kann.

Eine Betrachtung der C-Dynamik einzelner Bodenschichten anhand eines beschreibenden Modells zeigte, dass ein möglichst lang andauernder Eintrag von Feinwurzeln der Wiesenvegetation sowie die Einarbeitung der oberirdischen Streu durch Bodentiere die C-Verluste in den obersten 10 cm des Mineralbodens verringern bzw. sogar einen Zuwachs ermöglichen. Die Verluste in einer Bodentiefe von 10-20 cm waren auf saurem Gestein geringer als auf kalkhaltigem Substrat. In dieser Tiefe erwiesen sich anhaltende Einträge von DOC sowie niedrige Bodenatmungsraten als förderlich für den Erhalt des C-Vorrats.

Der Gesamtvorrat an Kohlenstoff in der Stammbiomasse, der Humusauflage und den obersten 50 cm des Mineralbodens erhöhte sich im Verlauf der Waldentwicklung im Mittel von 75 t C ha^{-1} in den Wiesen auf etwa 350 t C ha^{-1} in den ältesten Sukzessionsbeständen. Die Zunahme des Vorrats erfolgte in den untersuchten Fichtenbeständen in der Stammbiomasse und der Humusauflage. Wegen der größeren Stabilität des Kohlenstoffs im Mineralboden im Vergleich zu den Vorräten in der Humusauflage und der Stammbiomasse sollte bei Aufforstungsprojekten im Rahmen des Kyoto-Protokolls eine Erhaltung bzw. Erhöhung der Kohlenstoffvorräte auch im Boden angestrebt werden. Bei der Aufforstung von Grünland sollte zum Erreichen dieses Ziels auf geeignete Bewirtschaftungsmethoden mit möglichst geringer Störung des Bodens und ausreichend langen Umtriebszeiten in den neu entstehenden Wäldern geachtet werden.

6 Summary

Changes in the carbon stocks of stem biomass, organic layers and the upper 50 cm of the mineral soil during spruce succession and afforestation on former grassland were examined via six chronosequences in Thuringia and the Alps. For each chronosequence, a meadow was chosen as starting point, whereas a continuously forested plot ('control' plot) was used for comparison between the successional forests and typical older forests of the respective area. Three of the chronosequences were established on calcareous bedrocks, the other three on acidic ones. Calcareous and acidic soils differed significantly concerning bulk density of the fine soil, particle size distribution, pH value, cation exchange capacity, base saturation and CN ratio.

Carbon stocks in stem biomass increased with stand age and reached maximum values of 250 to 400 t C ha⁻¹ in the oldest successional stands. The carbon input via litter fall grew simultaneously up to 2.5 to 3 t C ha⁻¹ a⁻¹ at a stand age of 60 years. Independent of stand age and bedrock type, litter mass loss rates of spruce needles were higher at higher soil moisture whereas mass loss rates of wood pieces were higher at lower soil moisture. On acidic bedrocks, carbon stocks in the organic layers accumulated linearly during forest succession over the whole chronosequences (up to a maximum age of 93 years) at a rate of 0.34 t C ha⁻¹ a⁻¹. Increased inputs of litter resistant to decomposition together with unfavourable microclimate for litter decay and the absence of soil macro fauna due to acidic topsoils in the aggrading forests caused the development of thick organic layers. On calcareous bedrocks a maximum carbon stock in the humus layers was reached at an age of approximately 60 years. Thereafter, a new balance between litter input and decay seemed to develop. The carbon stock in the organic layer of the 'control' plots was significantly higher than that of the successional forests.

Mineral soil carbon stocks were larger in areas with higher precipitation. In two of the chronosequences situated in the Southern Alps, a positive linear relationship between soil temperature sum and mineral soil carbon stock was detected. This indicated that at greater altitudes temperature limits biomass production and consecutively carbon input from the vegetation to the soil. Thus, higher soil temperatures caused increasing carbon stocks.

In separate soil layers, carbon stocks were mainly determined by soil carbon concentrations. Carbon concentrations themselves were significantly higher at lower bulk densities. On acidic bedrocks, a positive correlation between the silt fraction of the fine soil and carbon concentration seemed to point at the stabilizing function of silt particles for soil organic carbon. In contrast, on calcareous soils, a negative relationship between silt fraction and carbon concentrations was found for several soil layers. In these soils, clay fraction and silt fraction were negatively correlated, leading to the indirect conclusion that clay could be the stabilizing agent in calcareous soils. In acidic soils, the positive relationship of carbon concentration and content

of exchangeable aluminium indicated a chemical stabilization of organic carbon in metal-organic complexes.

During forest succession, mineral soil carbon stocks decreased until they reached approximately 80% of the meadow level. Data do not suggest an increase in later stages of forest development, but a new carbon balance on a lower level compared to the grassland soils. This assumption is supported by the fact that mineral soil carbon stocks of the 'control' plots were not significantly higher than those of the successional forests. Data indicated lower carbon losses upon forest development in case of higher silt contents, confirming the hypothesis concerning the stabilizing function of this particle size fraction. In contrast, higher contents of exchangeable manganese were correlated with higher carbon losses. Manganese promotes litter decomposition in later stages of decay and might therefore have provoked higher carbon losses by favouring microbial decomposition.

Carbon dynamics in separate soil layers were examined via a descriptive model. Results showed that sustained input of meadow fine roots together with mixing of above-ground litter and mineral soil by soil animals are the factors which are most likely able to reduce carbon losses in the upper 10 cm of the topsoil. Carbon losses in 10 to 20 cm depth were lower on acidic than on calcareous bedrocks. In this soil depth continuous DOC inputs and low soil respiration rates could promote carbon sequestration following initial carbon loss.

Total soil carbon stocks in stem biomass, organic layers and the mineral soil to 50 cm depth increased during forest development from approximately 75 t C ha^{-1} in the meadows to 350 t C ha^{-1} in the oldest successional forest stands. In the studied spruce forests, carbon sequestration occurred in stem biomass and organic layers. Regarding the greater stability of soil organic carbon compared to stocks in biomass and humus layers, afforestation projects under the Kyoto protocol should aim at the preservation or increase of carbon in the mineral soil. If grassland afforestation is planned, suitable management options and a sufficient rotation length should be chosen to achieve this objective

7 Literatur

- Abbott, D. T. und Crossley, D. A. (1982): Woody litter decomposition following clear-cutting. *Ecology* 63, 35-42.
- Adams, J. M., Faure, H., Faure-Denard, L., McGlade, J. M. und Woodward, F. I. (1990): Increases in terrestrial carbon storage from the last glacial maximum to the present. *Nature* 348, 711-714.
- Aerts, R. (1997): Climate, leaf litter chemistry and leaf litter decomposition in terrestrial ecosystems: a triangular relationship. *Oikos* 79, 439-449.
- AG Boden (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. Hannover: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Anderson, J. M. (1992): Responses of soils to climate change. *Advances in Ecological Research* 22, 163-210.
- Aplet, G. H., Smith, F. W. und Laven, R. D. (1989): Stemwood biomass and production during spruce-fir stand development. *Journal of Ecology* 77, 70-77.
- Armson, K. A. (1979): Soil organic matter. Seiten 63-85, in: Armson, K. A.: *Forest Soils: properties and processes*. Toronto, Buffalo, London: University of Toronto Press.
- Assmann, E. und Franz, F. (1963): Vorläufige Fichtenertragstafel für Bayern. München: Institut für Ertragskunde der Forstlichen Versuchsanstalt.
- Balesdent, J. (1987): The turnover of soil organic matter fractions estimated by radiocarbon dating. *The Science of the Total Environment* 62, 405-408.
- Balesdent, J. und Mariotti, A. (1986): Natural ^{13}C abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics. *Soil Biology and Biochemistry* 19, 25-30.
- Balesdent, J., Wagner, G. H. und Mariotti, A. (1988): Soil organic matter turnover in long-term field experiments as revealed by carbon-13 natural abundance. *Soil Science Society of America Journal* 52, 118-124.
- Baritz, R. (1998): Kohlenstoffvorräte der Waldböden Deutschlands. Arbeitsbericht des Instituts für Forstökologie und Walderfassung 98/1. Eberswalde: Bundesforschungsanstalt für Forst- und Holzwirtschaft.
- Bauer, G. (1997): Stickstoffhaushalt und Wachstum von Fichten- und Buchenwäldern entlang eines europäischen Nord-Südtransekts unter besonderer Berücksichtigung der Nitratnutzung. Dissertation. Bayreuth: Universität Bayreuth.
- Benecke, U. und Nordmeyer, A. H. (1982). Carbon uptake and allocation by *Nothofagus solandri* var. *cliffortioides* (Hook. f.) Poole and *Pinus contorta* Douglas ex Loudon ssp. *contorta* at montane and subalpine altitudes. Seiten 9-21, in: Waring, R. H.: *Carbon uptake and allocation in subalpine ecosystems*. Oregon State University, Corvallis, Oregon. Forest Research Laboratory, Oregon State University.
- Berg, B. (2000): Litter decomposition and organic matter turnover in northern forest soils. *Forest Ecology and Management* 133, 13-22.
- Berg, B., Berg, M. P., Bottner, P., Box, E., Breymeyer, A., Calvo de Anta, R., Couteaux, M., Escudero, A., Gallardo, A., Kratz, W., Madeira, M., Mälkönen, E., McLaugherty, C., Meentemeyer, V., Muñios, F., Piussi, P., Remacle, J. und Virzo de Santo, A. (1993a): Litter mass loss rates in pine forests of Europe and Eastern United States: some relationships with climate and litter quality. *Biogeochemistry* 20, 127-159.
- Berg, B. und Ekbohm, G. (1991): Litter mass-loss rates and decomposition patterns in some needle and leaf litter types. Long-term decomposition in a Scots pine forest. VII. *Canadian Journal of Botany* 69, 1449-1456.
- Berg, B., Ekbohm, G., Johansson, M.-B., McLaugherty, C., Rutigliano, F. und Virzo De Santo, A. (1996): Maximum decomposition limits of forest litter types: a synthesis. *Canadian Journal of Botany* 74, 659-672.

- Berg, B., Ekbohm, G. und McClaugherty, C. (1984): Lignin and holocellulose relations during long-term decomposition of some forest litters. Long-term decomposition in a Scots pine forest. IV. Canadian Journal of Botany 62, 2540-2550.
- Berg, B., Johansson, M.-B. und Meentemeyer, V. (2000): Litter decomposition in a transect of Norway spruce forests: substrate quality and climate control. Canadian Journal of Forest Research 30, 1136-1147.
- Berg, B., Johansson, M.-B., Meentemeyer, V. und Kratz, W. (1998): Decomposition of tree root litter in a climate transect of coniferous forests in Northern Europe: a synthesis. Scandinavian Journal of Forest Research 13, 402-412.
- Berg, B., McClaugherty, C. und Johansson, M.-B. (1993b): Litter mass-loss rates in late stages of decomposition at some climatically and nutritionally different pine sites. Long-term decomposition in a Scots pine forest VIII. Canadian Journal of Botany 71, 680-692.
- Berg, B., McClaugherty, C., Virzo de Santo, A., Johansson, M.-B. und Ekbohm, G. (1995): Decomposition of litter and soil organic matter - Can we distinguish a mechanism for soil organic matter buildup? Scandinavian Journal of Forest Research 10, 108-119.
- Berg, B., McClaugherty, C., Virzo de Santo, A. und Johnson, D. (2001): Humus buildup in boreal forests: effects of litter fall and its N concentration. Canadian Journal of Forest Research 31, 988-998.
- Berg, B. und Meentemeyer, V. (2001): Litter fall in some European coniferous forests as dependent on climate: a synthesis. Canadian Journal of Forest Research 31, 292-301.
- Berg, B. und Meentemeyer, V. (2002): Litter quality in a north European transect versus carbon storage potential. Plant and Soil 242, 83-92.
- Berg, B. und Wessén, B. (1984): Changes in organic-chemical components and ingrowth of fungal mycelium in decomposing birch leaf litter as compared to pine needles. Pedobiologia 26, 285-298.
- Berger, T. W. und Hager, H. (2000): Physical top soil properties in pure stands of Norway spruce (*Picea abies*) and mixed species stands in Austria. Forest Ecology and Management 136, 159-172.
- Bernier, N. und Ponge, J.-F. (1994): Humus form dynamics during the sylvogenetic cycle in a mountain spruce forest. Soil Biology and Biochemistry 26, 183-220.
- Bernier, N., Ponge, J.-F. und André, J. (1993): Comparative study of soil organic layers in two bilberry-spruce forest stands (Vaccinio-Piceetea). Relation to forest dynamics. Geoderma 59, 89-109.
- Bhojvaid, P. P. und Timmer, V. R. (1998): Soil dynamics in an age sequence of *Prosopis juliflora* planted for sodic soil restoration in India. Forest Ecology and Management 106, 181-193.
- Blagodatskaya, E. V. und Anderson, T.-H. (1998): Interactive effects of pH and substrate quality on the fungal-to-bacterial ratio and Q_{CO_2} of microbial communities in forest soils. Soil Biology and Biochemistry 30, 1269-1274.
- Bocock, K. L. (1964): Changes in the amount of dry matter, nitrogen, carbon and energy in decomposing woodland leaf litter in relation to the activities of the soil fauna. Journal of Ecology 52, 273-284.
- Bocock, K. L., Gilbert, O., Capstick, C. K., Twinn, D. C., Ward, J. S. und Woodman, M. J. (1960): Changes in leaf litter when placed on the surface of soils with contrasting humus types. I. Losses in dry weight of oak and ash leaf litter. Journal of Soil Science 11, 1-9.
- Boody, L. (1983): Carbon dioxide release from decomposing wood: effect of water content and temperature. Soil Biology and Biochemistry 15, 501-510.
- Boone, R. D., Sollins, P. und Cromack, K. (1988): Stand and soil changes along a mountain hemlock death and regrowth sequence. Ecology 69, 714-722.
- Borchers, J. G. und Perry, D. A. (1992): The influence of soil texture and aggregation on carbon and nitrogen dynamics in southwest Oregon forests and clearcuts. Canadian Journal of Forest Research 22, 298-305.
- Bosellini, A. (1998): Geologie der Dolomiten: Athesia.

- Bowden, R. D., Nadelhoffer, K. J., Boone, R. D., Melillo, J. M. und Garrison, J. B. (1993): Contributions of above-ground litter, belowground litter, and root respiration to total soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. *Canadian Journal of Forest Research* 23, 1402-1407.
- Bradford, M. A., Tordoff, G. M., Eggers, T., John, T. H. und Newington, J. E. (2002): Microbiota, fauna, and mesh size interactions in litter decomposition. *Oikos* 99, 317-323.
- Bray, J. R. und Gorham, E. (1964): Litter production in forests of the world. *Advances in Ecological Research* 2, 102-157.
- Buchmann, N. (1993): Wege und Umsetzungen von ^{15}N -Ammonium und ^{15}N -Nitrat in einem Fichtenjungbestand (*Picea abies* (L.) Karst.). Dissertation. Bayreuth: Universität Bayreuth.
- Buchmann, N. (2000): Biotic and abiotic factors controlling soil respiration rates in *Picea abies* stands. *Soil Biology and Biochemistry* 32, 1625-1635.
- Burke, I. C., Yonker, C. M., Parton, W. J., Cole, C. V., Flach, K. und Schimel, D. S. (1989): Texture, climate, and cultivation effects on soil organic matter content in U.S. grassland soils. *Soil Science Society of America Journal* 53, 800-805.
- Burschel, P., Kürsten, E. und Larson, B. C. (1993): Die Rolle von Wald und Forstwirtschaft im Kohlenstoffhaushalt - eine Betrachtung für die Bundesrepublik Deutschland. in: Forstliche Forschungsberichte München 126, Schriftenreihe der Forstwissenschaftlichen Fakultät der Universität München und der Bayerischen Forstlichen Versuchsanstalt. Freising: Lehrstuhl für Waldbau und Forsteinrichtung der Ludwig-Maximilians-Universität München.
- Callesen, I., Liski, J., Raulund-Rasmussen, K., Olsson, M. T., Tau-Strand, L., Vesterdal, L. und Westman, C. J. (2003): Soil carbon stores in Nordic well-drained forest soils - relationship with climate and texture class. *Global Change Biology* 9, 358-370.
- Cambardella, C. A. und Elliott, E. T. (1994): Carbon and nitrogen dynamics of organic matter fractions from cultivated grassland soils. *Soil Science Society of America Journal* 58, 123-130.
- Cannell, M. G. R. und Milne, R. (1995): Carbon pools and sequestration in forest ecosystems in Britain. *Forestry* 68, 361-378.
- Cebrián, J. und Duarte, C. M. (1995): Plant growth-rate dependence of detrital carbon storage in ecosystems. *Science* 268, 1606-1608.
- Chen, C. und Glatzel, G. (1988). Vergleich des Bodenzustands unter Buche und Fichte im Wienerwald. Seiten 243-254, in: Universität für Bodenkultur Wien: FIW-Symposium 1988: Waldsterben in Österreich: Theorien, Tendenzen, Therapien. Wien.
- Cole, D. W. und van Miegrot, H. (1989): Chronosequences: A technique to assess ecosystem dynamics. In: Dyck, W. J. und Mees, C. A. (Hrsg.): Research strategies for long-term site productivity. Proceedings, IEA/BE A3 Workshop, Seattle, WA, August 1988. IAE/BE A3 Report Nr. 8. Forest Research Institute, New Zealand, Bulletin 152.
- Compton, J. E., Boone, R. D., Motzkin, G. und Foster, D. R. (1998): Soil carbon and nitrogen in a pine-oak sand plain in central Massachusetts: Role of vegetation and land-use history. *Oecologia* 116, 536-542.
- Cornelissen, J. H. C. (1996): An experimental comparison of leaf decomposition rates in a wide range of temperate plant species and types. *Journal of Ecology* 84, 573-582.
- Cornelissen, J. H. C., Aerts, R., Cerabolini, B., Werger, M. J. A. und van der Heijden, M. G. A. (2001): Carbon cycling traits of plant species are linked with mycorrhizal strategy. *Oecologia* 129, 611-619.
- Cornelissen, J. H. C., Pérez-Harguindeguy, N., Díaz, S., Grime, J. P., Marzano, B., Cabido, M., Vendramini, F. und Cerabolini, B. (1999): Leaf structure and defence control litter decomposition rates across species and life forms in regional floras on two continents. *New Phytologist* 143, 191-200.
- Covington, W. W. (1981): Changes in forest floor organic matter and nutrient content following clear cutting in northern hardwoods. *Ecology* 62, 41-48.

- Davis, M. R., Allen, R. B. und Clinton, P. W. (2003): Carbon storage along a stand development sequence in a New Zealand *Nothofagus* forest. *Forest Ecology and Management* 177, 313-321.
- de Camargo, P. B., Trumbore, S. E., Martinelli, L. A., Davidson, E. A., Nepstad, D. C. und Victoria, R. L. (1999): Soil carbon dynamics in regrowing forest of eastern Amazonia. *Global Change Biology* 5, 693-702.
- Deutsches Institut für Normung e. V. (1973): DIN 19683: Physikalische Laboruntersuchungen - Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung durch Siebung. Berlin, Köln: Beuth-Vertrieb GmbH.
- Dewar, R. C. und Cannell, M. G. R. (1992): Carbon sequestration in the trees, products and soils of forest plantations: an analysis using UK examples. *Tree Physiology* 11, 49-71.
- Dijkstra, F. A. und Smits, M. M. (2002): Tree species effects on calcium cycling: the role of calcium uptake in deep soils. *Ecosystems* 5, 385-398.
- Droste zu Hülshoff, B. v. (1970): Struktur, Biomasse und Zuwachs eines älteren Fichtenbestandes. *Forstwissenschaftliches Centralblatt* 89, 162-171.
- Duchaufour, P. (1976): Dynamics of organic matter in soils of temperate regions: its action on pedogenesis. *Geoderma* 15, 31-40.
- Edwards, C. A. und Lofty, J. R. (1977): The role of earthworms in organic matter cycles. Seiten 168-181, in: Edwards, C. A. und Lofty, J. R.: *Biology of Earthworms*. London: Chapman and Hall.
- Edwards, N. T. und Harris, W. F. (1977): Carbon cycling in a mixed deciduous forest floor. *Ecology* 58, 431-437.
- Ellert, B. H. und Gregorich, E. G. (1996): Storage of carbon, nitrogen and phosphorus in cultivated and adjacent forested soils of Ontario. *Soil Science* 161, 587-603.
- Ewel, K. C., Cropper, W. P. und Gholz, H. L. (1987): Soil CO₂ evolution in Florida slash pine plantations. I. Changes through time. *Canadian Journal of Forest Research* 17, 325-329.
- Federer, C. A. (1984): Organic matter and nitrogen dynamics of the forest floor of even-aged northern hardwoods. *Canadian Journal of Forest Research* 14, 763-767.
- Finér, L. (1996): Variation in amount and quality of litterfall in a *Pinus sylvestris* L. stand growing on a bog. *Forest Ecology and Management* 80, 1-11.
- Flanagan, P. W. und Van Cleve, K. (1983): Nutrient cycling in relation to decomposition and organic-matter quality in Taiga ecosystems. *Canadian Journal of Forest Research* 13, 795-817.
- Fogel, R. und Cromack, K. (1977): Effect of habitat and substrate quality on Douglas fir litter decomposition in western Oregon. *Canadian Journal of Botany* 55, 1632-1640.
- FORCAST (2003): Third Annual and Final Report to the EEC. Zusammengestellt von Schulze, E. D. und Zimmermann, R.
- Forrest, W. G. und Ovington, J. D. (1970): Organic matter changes in an age series of *Pinus radiata* plantations. *Journal of Applied Ecology* 7, 177-186.
- Franzluebbers, A. J. und Arshad, M. A. (1997): Particulate organic carbon content and potential mineralization as affected by tillage and texture. *Soil Science Society of America Journal* 61, 1382-1386.
- Franzmeier, D. P., Lemme, G. D. und Miles, R. J. (1985): Organic carbon in soils of North Central United States. *Soil Science Society of America Journal* 49, 702-708.
- Garten, C. T. Jr. und Ashwood, T. L. (2002): Landscape level differences in soil carbon and nitrogen: Implications for soil carbon sequestration. *Global Biogeochemical Cycles* 16, 61-1-61-14.
- Ganuza, A. und Almendros, G. (2003): Organic carbon storage in soils of the Basque Country (Spain): the effect of climate, vegetation type and edaphic variables. *Biology and Fertility of Soils* 37, 154-162.

- Geng, X., Pastor, J. und Dewey, B. (1993): Decay and nitrogen dynamics of litter from disjunct, congeneric tree species in old-growth stands in northeastern China and Wisconsin. *Canadian Journal of Botany* 71, 693-699.
- Geografica S. N. C. (1984): Catena dei Lagorai: Cermis - M. Sètòle - Cima d'Asta - Lago di Costabrunèlla - Canàl San Bovo - Tognòla. 1: 25000. Fiera di Primiero (Tn). Edizione turistiche di ogliari a.
- Gessel, S. P. und Turner, J. (1976): Litter production in western Washington Douglas-fir stands. *Forestry* 49, 63-72.
- Gholz, H. L., Perry, C. S., Cropper, W. P. und Hendry, L. C. (1985): Litterfall, decomposition, and nitrogen and phosphorus dynamics in a chronosequence of slash pine (*Pinus elliottii*) plantations. *Forest Science* 31, 463-478.
- Giddens, K. M., Parfitt, R. L. und Percival, H. J. (1997): Comparison of some soil properties under *Pinus radiata* and improved pasture. *New Zealand Journal of Agricultural Research* 40, 409-416.
- Glaser, B., Turrión, M., Solomon, D., Ni, A. und Zech, W. (2000): Soil organic matter quantity and quality in mountain soils of the Alay Range, Kyrgyzia, affected by land use change. *Biology and Fertility of Soils* 31, 407-413.
- Glatzel, G., Neubauer, C. und Berger, T. W. (1999). Waldbodenzustand in sekundären Fichtenwäldern und in Mischbeständen auf den Screeningflächen des Spezialforschungsbereichs (SFB) Waldökosystemsanierung. Seiten 73-80, in: FBVA-Berichte 111: Mariabrunner Waldbautage 1999 - Umbau sekundärer Nadelwälder. Wien.
- González, G., Ley, R. E., Schmidt, S. K., Zou, X. und Seastedt, T. R. (2001): Soil ecological interactions: comparisons between tropical and subalpine forests. *Oecologia* 128, 549-556.
- Gower, S. T., Pongracic, S. und Landsberg, J. J. (1996): A global trend in belowground carbon allocation: Can we use the relationship at smaller scales? *Ecology* 77, 1750-1755.
- Grier, C. C. und Logan, R. S. (1977): Old-growth *Pseudotsuga menziesii* communities of a western Oregon watershed: biomass distribution and production budget. *Ecological Monographs* 47, 373-400.
- Grier, C. C. und McColl, J. G. (1971): Forest floor characteristics within a small plot in Douglas-fir in western Washington. *Proceedings of the Soil Science Society of America* 35, 988-991.
- Grier, C. C., Vogt, K. A., Keyes, M. R. und Edmonds, R. L. (1981): Biomass distribution and above- and below-ground production in young and mature *Abies amabilis* zone ecosystems of the Washington Cascades. *Canadian Journal of Forest Research* 11, 155-167.
- Grier, C. C., Vogt, K. A. und Teskey, R. O. (1982). Carbon uptake and allocation in subalpine ecosystems. Seiten 64-69, in: Waring, R. H.: Carbon uptake and allocation in subalpine ecosystems. Oregon State University, Corvallis, Oregon. Forest Research Laboratory, Oregon State University.
- Grigal, D. F., Brovold, S. L., Nord, W. S. und Ohmann, L. F. (1989): Bulk density of surface soils and peat in the North Central United States. *Canadian Journal of Soil Science* 69, 895-900.
- Grigal, D. F. und Ohmann, L. F. (1992): Carbon storage in upland forests of the Lake States. *Soil Science Society of America Journal* 56, 935-943.
- Grossi, J.-L. und Brun, J.-J. (1997): Effect of climate and plant succession on Lumbricid populations in the French Alps. *Soil Biology and Biochemistry* 29, 329-333.
- Guo, L. B. und Gifford, R. M. (2002): Soil carbon stocks and land use change: a meta analysis. *Global Change Biology* 8, 345-360.
- Hager, H. (1988): Stammzahlreduktion: Die Auswirkungen auf Wasser, Energie- und Nährstoffhaushalt von Fichtenjungwüchsen. Seiten 35-159, in: Forstliche Schriftenreihe. Wien: Österreichische Ges. für Waldökosystemforschung und experimentelle Baumforschung, Universität für Bodenkultur.
- Hamburg, S. P. (1984): Effects of forest growth on soil nitrogen and organic matter pools following release from subsistence agriculture. Seiten 145-158, in: Stone, E. L.: Forest soils and treatment impacts. Knoxville, Tennessee: University of Tennessee.
- Hard, G. (1975): Vegetationsdynamik und Verwaltungsprozesse auf den Brachflächen Mitteleuropas. *Die Erde* 106, 243-276.

- Harkness, D. D. und Harrison, A. F. (1989): The influence of afforestation on upland soils: The use of 'bomb ^{14}C ' enrichment as a quantitative tracer for changes in organic status. *Radiocarbon* 31, 637-643.
- Harmon, M. E., Baker, G. A., Spycher, G. und Greene, S. E. (1990): Leaf-litter decomposition in the *Picea/Tsuga* forests of Olympic National park, Washington, USA. *Forest Ecology and Management* 31, 55-66.
- Hart, S. C. und Perry, D. A. (1999): Transferring soils from high- to low-elevation forests increases nitrogen cycling rates: climate change implications. *Global Change Biology* 5, 23-32.
- Hassink, J. (1997): The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. *Plant and Soil* 191, 77-87.
- Hayes, A. J. (1965): Studies on the decomposition of coniferous leaf litter. 1. Physical and chemical changes. *Journal of Soil Science* 16, 121-140.
- Heinsdorf, D. (1994): Bemerkungen zur Aufforstung stillgelegter Ackerflächen im nordostdeutschen Tiefland. *Beiträge für Forstwirtschaft und Landschaftsökologie* 28, 29-34.
- Hobbie, S. E. (1996): Temperature and plant species control over litter decomposition in Alaskan tundra. *Ecological Monographs* 66, 503-522.
- Homann, P. S., Sollins, P., Chappell, H. N. und Stangenberger, A. G. (1995): Soil organic carbon in a mountainous forested region: Relation to site characteristics. *Soil Science Society of America Journal* 59, 1468-1475.
- Hontoria, C., Rodríguez-Murillo, J. C. und Saa, A. (1999): Relationship between soil organic carbon and site characteristics in peninsular Spain. *Soil Science Society of America Journal* 63, 614-621.
- Hooker, T. D. und Compton, J. E. (2003): Forest ecosystem carbon and nitrogen accumulation during the first century after agricultural abandonment. *Ecological Applications* 13, 299-313.
- Horner, J. D., Gosz, J. R. und Gates, R. G. (1988): The role of carbon-based plant secondary metabolites in decomposition in terrestrial ecosystems. *American Naturalist* 132, 969-883.
- Houghton, H. A. (2003): Why are estimates of the terrestrial carbon balance so different? *Global Change Biology* 9, 500-509.
- House, J. I., Prentice, I. C. und Le Quééré, C. (2002): Maximum impacts of future reforestation or deforestation on atmospheric CO_2 . *Global Change Biology* 8, 1047-1052.
- Hughes, J. W. und Fahey, T. J. (1994): Litterfall dynamics and ecosystem recovery during forest development. *Forest Ecology and Management* 63, 181-198.
- Hügler, C. E. (1996): Analisi spazio-temporale della dinamica della peceeta subalpina nella foresta di Paneveggio (Trento). Tesi di Laurea. Firenze: Università degli Studi di Firenze, Istituto di Selvicoltura.
- Huntington, T. G. (1995): Carbon sequestration in an aggrading forest ecosystem in the Southeastern USA. *Soil Science Society of America Journal* 59, 1459-1467.
- Huntington, T. G., Ryan, D. F. und Hamburg, S. P. (1988): Estimating soil nitrogen and carbon pools in a northern hardwood forest ecosystem. *Soil Science Society of America Journal* 52, 1162-1167.
- Ihori, T., Burke, I. C., Lauenroth, W. K. und Coffin, D. P. (1995): Effects of cultivation and abandonment on soil organic matter in northeastern Colorado. *Soil Science Society of America Journal* 59, 1112-1119.
- Ingerslev, M. und Hallbäck, L. (1999): Above ground biomass and nutrient distribution in a limed and fertilized Norway spruce (*Picea abies*) plantation. Part II. Accumulation of biomass and nutrients. *Forest Ecology and Management* 119, 21-38.
- IPCC (2000): Land use, land-use change, and forestry. Cambridge: Cambridge University Press.

- IPCC (2001): Climate Change 2001. Impacts, adaptation, and vulnerability. Contribution of working group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press.
- Istituto Poligrafico e Zecco dello Stato (1969): Carta Geologica d'Italia. Foglio 4A: Passo del Brennero, Bressanone. 1:100000. Rom. Zweite Auflage der Carta Geologica delle Tre Venezie.
- Istituto Poligrafico e Zecco dello Stato (1992a): Carta Geologica d'Italia. Foglio 11: M. Marmolada. 1:100000. Rom. Zweite Auflage der Carta Geologica delle Tre Venezie.
- Istituto Poligrafico e Zecco dello Stato (1992b): Carta Geologica d'Italia. Foglio 22: Feltre. 1:100000. Rom. Zweite Auflage der Carta Geologica delle Tre Venezie.
- Ivask, M., Löhmus, K. und Rästa, E. (1991): Below-ground tree productivity of a Norway spruce forest: a preliminary report. In: McMichael, B. L. und Peresson, H.: Plant roots and their environment. Elsevier. Amsterdam, London, New York, Tokyo.
- Jackson, R. B., Banner, J. L., Jobbágy, E., Pockman, W. T. und Wall, D. H. (2002): Ecosystem carbon loss with woody plant invasion of grasslands. *Nature* 418, 623-626.
- Jagnow, G. (1969): Der Einfluß von Niederschlag und Höhenlage auf den Humusgehalt ostafrikanischer Böden. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* 131, 13-21.
- Janisch, J. E. und Harmon, M. E. (2002): Successional changes in live and dead wood carbon stores: implications for net ecosystem productivity. *Tree Physiology* 22, 77-89.
- Jansson, P.-E. und Berg, B. (1985): Temporal variation of litter decomposition in relation to simulated soil climate. Long-term decomposition in a Scots pine forest. *V. Canadian Journal of Botany* 63, 1008-1116.
- Joanneum Research Forschungsgesellschaft GmbH (2001). Der Brockhaus multimedial 2002 Premium. Mannheim, Bibliographisches Institut und S. A. Brockhaus AG.
- Jobbágy, E. und Jackson, R. B. (2000): The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecological Applications* 10, 423-436.
- Johnson, D. W. und Henderson, P. (1995): Effects of forest management and elevated carbon dioxide on soil carbon storage. Seiten 137-145, in: Lal, R., Kimble, J., Levine, E. und Stewart, B. A.: Soil Management and the Greenhouse Effect. Boca Raton, London, Tokyo: Lewis Publishers.
- Johnston, M. H., Homann, P. S., Engstrom, J. K. und Grigal, D. F. (1996): Changes in ecosystem carbon storage over 40 years on an old-field/forest landscape in east-central Minnesota. *Forest Ecology and Management* 83, 17-26.
- Judas, M., J. Schauerermann and K.-J. Meiwes (1997): The inoculation of *Lumbricus terrestris* L. in an acidic spruce forest after liming and its influence on soil properties. *Soil Biology and Biochemistry* 29, 677-679.
- Jug, A., Makeschin, F., Rehfuess, K. E. und Hofmann-Schielle, C. (1999): Short-rotation plantations of balsam poplars, aspen and willows on former arable land in the Federal Republic of Germany. III. Soil ecological effects. *Forest Ecology and Management* 121, 85-99.
- Karjalainen, T. (1995): Dynamics and potentials of carbon sequestration in managed stands and wood products in Finland under changing climatic conditions. *Forest Ecology and Management* 80, 113-132.
- Kern, J. S. (1994): Spatial patterns of soil organic carbon in the contiguous United States. *Soil Science Society of America Journal* 58, 439-455.
- Keyes, M. R. und Grier, C. C. (1981): Above- and below-ground net production in 40-year-old Douglas fir stands on low and high productivity sites. *Canadian Journal of Forest Research* 11, 599-605.
- Kiem, R., Knicker, H. und Kögel-Knabner, I. (2002): Refractory organic carbon in particle-size fractions of arable soils I: distribution of refractory carbon between the size fractions. *Organic Geochemistry* 33, 1683-1697.
- Kinerson, R. S., Ralston, C. W. und Wells, C. G. (1977): Carbon cycling in a loblolly pine plantation. *Oecologia (Berl.)* 29, 1-10.

- Kleber, M. (1997): Carbon exchange in humid grassland soils. Hohenheimer Bodenkundliche Hefte Nr. 41. Institut für Bodenkunde und Standortslehre, Universität Hohenheim.
- Klinger, L. F. und Short, S. K. (1996): Succession in the Hudson Bay Lowland, Northern Ontario, Canada. *Arctic and Alpine Research* 28, 172-183.
- Klotz, S. und Schmiedeknecht, A. (1992): Die Vegetationsentwicklung auf ehemaligen Acker- und Grünlandflächen - ein Beitrag zum Bracheproblem. *Wissenschaftliche Zeitschrift der Martin Luther-Universität Halle-Wittenberg, mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe* 41, 17-38.
- Körner, C., Schilcher, B. und Pelaez-Riedl, S. (1993): Vegetation und Treibhausproblematik: Eine Beurteilung der Situation Österreichs unter besonderer Berücksichtigung der Kohlenstoffbilanz. Seiten 6.1-6.46, in: Österreichische Akademie der Wissenschaften. Kommission für Reinhaltung der Luft: Bestandsaufnahme anthropogene Klimaänderungen: Mögliche Auswirkungen auf Österreich - mögliche Maßnahmen in Österreich. Wien: Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften.
- Long, J. N. und Turner, J. (1977): Above-ground biomass of understorey and overstorey in an age sequence of four Douglas-fir stands. *Journal of Applied Ecology* 12, 179-188.
- Lytle, D. E. und Cronan, C. S. (1998): Comparative soil CO₂ evolution, litter decay, and root dynamics in clearcut and uncut spruce-fir forest. *Forest Ecology and Management* 103, 121-128.
- MacLean, D. A. und Wein, R. W. (1977): Changes in understorey vegetation with increasing stand age in New Brunswick forests: species composition, cover, biomass and nutrients. *Canadian Journal of Botany* 55, 2818-2831.
- Mahr, A. und Völkel, J. (1999): Genese von Lockerbraunerden im bayerischen Wald. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 162, 471-476.
- Malone, C. R. und Swartout, M. B. (1969): Size, mass, and caloric content of particulate organic matter in old-field and forest soils. *Ecology* 50, 395-399.
- Manrique, L. A. und Jones, C. A. (1991): Bulk density of soils in relation to physical and chemical properties. *Soil Science Society of America Journal* 55, 476-481.
- Marques, R., Ranger, J., Villette, S. und Granier, A. (1997): Nutrient dynamics in a chronosequence of Douglas-fir (*Pseudotsuga menziesii* (Mirb.) Franco) stands on the Beaujolais Mounts (France). 2. Quantitative approach. *Forest Ecology and Management* 92, 167-197.
- Martin, A., Mariotti, A., Balesdent, J., Lavelle, P. und Vuattoux, R. (1990): Estimate of organic matter turnover rate in a Savanna soil by ¹³C Natural abundance measurements. *Soil Biology and Biochemistry* 22, 517-523.
- Mathes, K. und Schriefer, T. (1985): Soil respiration during secondary succession: influence of temperature and moisture. *Soil Biology and Biochemistry* 17, 205-211.
- McClagherty, C. und Berg, B. (1987): Cellulose, lignin and nitrogen concentrations as rate regulating factors in late stages of forest litter decomposition. *Pedobiologia* 30, 101-112.
- McClagherty, C. A., Pastor, J., Aber, J. D. und Melillo, J. M. (1985): Forest litter decomposition in relation to soil nitrogen dynamics and litter quality. *Ecology* 66, 266-275.
- Meentemeyer, V. (1978): Macroclimate and lignin control of litter decomposition rates. *Ecology* 59, 465-472.
- Meentemeyer, V. und Berg, B. (1986): Regional variation in rate of mass loss of *Pinus sylvestris* needle litter in Swedish pine forests as influenced by climate and litter quality. *Scandinavian Journal of Forest Research* 1, 167-180.
- Melillo, J. M., Aber, J. D. und Muratore, J. F. (1982): Nitrogen and lignin control of hardwood leaf litter decomposition dynamics. *Ecology* 63, 621-626.
- Mendham, D. S., O'Connell, A. M. und Grove, T. S. (2003): Change in soil carbon after land clearing or afforestation in highly weathered lateritic and sandy soils of south-western Australia. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 95, 143-156.

- Michalzik, B., Kalbitz, K., Park, J.-H., Solinger, S. und Matzner, E. (2001): Fluxes and concentrations of dissolved organic carbon and nitrogen – a synthesis for temperate forests. *Biogeochemistry* 52, 173-205.
- Mikola, P. (1960): Comparative experiment on decomposition rates of forest litter in southern and northern Finland. *Oikos* 11, 161-166.
- Miles, J. (1985): The pedogenic effects of different species and vegetation types and the implications of succession. *Journal of Soil Science* 36, 571-584.
- Minderman, G. (1968): Addition, decomposition and accumulation of organic matter in forests. *Journal of Ecology* 56, 355-362.
- Mund, M. (2003): Impacts of silviculture on the carbon budgets of beech forests. Dissertation. Jena: Max-Planck-Institut für Biogeochemie.
- Muys, B., Lust, N. und Granval, P. (1992): Effects of grassland afforestation with different tree species on earthworm communities, litter decomposition and nutrient status. *Soil Biology and Biochemistry* 24, 1459-1466.
- Nabuurs, G. J. und Mohren, G. M. J. (1993): Carbon fixation through forestation activities. in: IBN Research Report 93/4. Arnhem / Wageningen, The Netherlands: Face / Institute for Forestry and Nature Research (IBN-DLO).
- Naganawa, T., Kyuma, K., Yamamoto, H., Yamagata, Y., Yokoi, H. und Tatsuyama, K. (1989): Measurement of soil respiration in the field: influence of temperature, moisture level, and application of sewage sludge compost and agro-chemicals. *Soil Science and Plant Nutrition* 35, 509-516.
- Nichols, J. D. (1984): Relation of organic carbon to soil properties and climate in the Southern Great Plains. *Soil Science Society of America Journal* 48, 1382-1384.
- Nielsen, G. A. und Hole, F. D. (1964): Earthworms and the development of coprogenous A1 horizons in forest soils of Wisconsin. *Proceedings of the Soil Science Society of America*, 426-430.
- Nöllert, S. (2003): Vorräte und Dynamik des Boden-Kohlenstoffs in Grünlandflächen Thüringens. Dissertation. Jena, Max-Planck-Institut für Biogeochemie.
- Oades, J. M. (1988): The retention of organic matter in soils. *Biogeochemistry* 5, 35-70.
- Olson, J. S. (1963): Energy storage and the balance of producers and decomposers in ecological systems. *Ecology* 44, 322-331.
- Osono, T., Ono, Y. und Takeda, H. (2003): Fungal ingrowth on forest floor and decomposing needle litter of *Chamaecyparis obtusa* in relation to resource availability and moisture condition. *Soil Biology and Biochemistry* 35, 1423-1431.
- Ovington, J. D. (1954): Studies of the development of woodland conditions under different trees. II. The forest floor. *Journal of Ecology* 42, 71-80.
- Parfitt, R. L., Percival, H. J., Dahlgreen, R. A. und Hill, L. F. (1997): Soil and solution chemistry under pasture and radiata pine in New Zealand. *Plant and Soil* 191, 279-290.
- Parfitt, R. L., Salt, G. J. und Saggart, S. (2001): Post-harvest residue decomposition and nitrogen dynamics in *Pinus radiata* plantations of different N status. *Forest Ecology and Management* 154, 55-67.
- Paul, K. I., Polglase, P. J., Nyakuengama, J. G. und Khanna, P. K. (2002): Change in soil carbon following afforestation. *Forest Ecology and Management* 168, 241-257.
- Paul, K. I., Polglase, P. J. und Richards, G. P. (2003): Predicted change in soil carbon following afforestation or reforestation, and analysis of controlling factors by linking a C accounting model (CAMFor) to models of forest growth (3PG), litter decomposition (GENDEC) and soil C turnover (RothC). *Forest Ecology and Management* 177, 485-501.
- Paulsen, J. (1995): Der biologische Kohlenstoffvorrat der Schweiz. Chur / Zürich: Verlag Ruediger AG.

- Pedersen, L. B. und Bille-Hansen, J. (1999): A comparison of litterfall and element fluxes in even aged Norway spruce, sitka spruce and beech stands in Denmark. *Forest Ecology and Management* 114, 55-70.
- Percival, H. J., Parfitt, R. L. und Scott, N. A. (2000): Factors controlling soil carbon levels in New Zealand grasslands: Is clay content important? *Soil Science Society of America Journal* 64, 1623-1630.
- Perruchoud, D., Kienast, F., Kaufmann, E. und Bräker, O. U. (1999): 20th century carbon budget of forest soils in the Alps. *Ecosystems* 2, 320-337.
- Perruchoud, D., Walthert, L., Zimmermann, S. und Lüscher, P. (2000): Contemporary carbon stocks of mineral forest soils in the Swiss Alps. *Biogeochemistry* 50, 111-136.
- Persson, T., Karlsson, P. S., Seyferth, U., Sjöberg, K. M. und Rudebeck, A. (2000): Carbon mineralization in European forest soils. Seiten 257-275 in: Schulze, E.-D. (Hrsg.): *Carbon and nitrogen cycling in European forest ecosystems*. Ecological Studies 142. Springer, Berlin.
- Phillipson, J., Putman, R. J., Steel, J. und Woodell, S. R. J. (1975): Litter input, litter decomposition and the evolution of carbon dioxide in a beech woodland - Wytham Woods, Oxford. *Oecologia* 20, 203-217.
- Ponge, J.-F. (2003): Humus forms in terrestrial ecosystems: a framework to biodiversity. *Soil Biology and Biochemistry* 35, 935-945.
- Post, W. M., Emanuel, W. R., Zinke, P. J. und Stangenberger, A. G. (1982): Soil carbon pools and world life zones. *Nature* 298, 156-158.
- Powers, R. F. und van Cleve, K. (1991): Long-term ecological research in temperate and boreal forest ecosystems. *Agronomy Journal* 83, 11-24.
- Raich, J. W. und Nadelhoffer, K. J. (1989): Belowground carbon allocation in forest ecosystems: global trends. *Ecology* 70, 1346-1354.
- Richter, D. D., Markewitz, D., Trumbore, S. und Wells, C. G. (1999): Rapid accumulation and turnover of soil carbon in a re-establishing forest. *Nature* 400, 56-58.
- Richter, D. D., Markewitz, D., Wells, C. G., Allen, H. L., April, R., Heine, P. R. und Urrego, B. (1994): Soil chemical change during three decades in an old-field loblolly pine (*Pinus taeda* L.) ecosystem. *Ecology* 75, 1463-1473.
- Ritter, E., Vesterdal, L. und Gundersen, P. (2003): Changes in soil properties after afforestation of former intensively managed soils with oak and Norway spruce. *Plant and Soil* 249, 319-330.
- Robert, M. (2001): Soil carbon sequestration for improved land management. Seiten 37, in: *World Resources Report 96*. Rom: Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Rodríguez-Murillo, J. C. (2001): Organic carbon content under different types of land use and soil in peninsular Spain. *Biology and Fertility of Soils* 33, 53-61.
- Ross, D. J., Tate, K. R., Scott, N. A. und Feltham, C. W. (1999): Land-use change: effects on soil carbon, nitrogen and phosphorus pools and fluxes in three adjacent ecosystems. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 803-813.
- Rutigliano, F. A., de Santo, A. V., Berg, B., Alfani, A. und Fioretto, A. (1996): Lignin decomposition in decaying leaves of *Fagus sylvatica* L. and needles of *Abies alba* Mill. *Soil Biology and Biochemistry* 28, 101-106.
- Saetre, P. (1998): Decomposition, microbial community structure, and earthworm effects along a birch-spruce soil gradient. *Ecology* 79, 834-846.
- Saetre, P., Brandtberg, P. O., Lundkvist, H. und Bengtsson, J. (1998): Soil organisms and carbon, nitrogen and phosphorus mineralization in Norway spruce and mixed Norway spruce - birch stands. *Biology and Fertility of Soils* 28, 382-388.
- Satchell, J. E. (1983): *Earthworm Ecology – from Darwin to Vermiculture*. Chapman and Hall. London, New York.
- Schiffman, P. und Johnson, W. C. (1989): Phytomass and detrital carbon storage during forest regrowth in the southeastern United States Piedmont. *Canadian Journal of Forest Research* 19, 69-78.

- Schimel, D. S., Braswell, B. H., Holland, E. A., McKeown, R., Ojima, D. S., Painter, T. H., Parton, W. J. und Townsend, A. R. (1994): Climatic, edaphic, and biotic controls over storage and turnover of carbon in soils. *Global Biogeochemical Cycles* 8, 279-293.
- Schimel, D. S., House, J. I., Hibbard, K. A., Bousquet, P., Ciais, P., Peylin, P., Braswell, B. H., Apps, M. J., Baker, D., Bondeau, A., Canadell, J., Churkina, G., Cramer, W., Denning, A. S., Field, C. B., Friedlingstein, P., Goodale, C., Heimann, M., Houghton, H. A., Melillo, J. M., Moore, B., Murdiyarso, D., Noble, I., Pacala, S. W., Prentice, I. C., Raupach, M. R., Rayner, P. J., Scholes, R. J., Steffen, W. L. und Wirth, C. (2001): Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems. *Nature* 414, 169-172.
- Schlesinger, W. H. (1977): Carbon balance in terrestrial detritus. *Annual Review of Ecology and Systematics* 8, 51-81.
- Schmidt-Vogt, H. (1987): Die Fichte. Ein Handbuch in zwei Bänden. Band I: Taxonomie, Verbreitung, Morphologie, Ökologie, Waldgesellschaften. Hamburg, Berlin: Verlag Paul Parey.
- Schulze, E.-D., Lloyd, J., Kelliher, F. M., Wirth, C., Rebmann, C., Lühker, B., Mund, M., Knohl, A., Milyukova, I. M., Schulze, W., Ziegler, W., Varlagin, A. B., Sogachev, A. F., Valentini, R., Tchebakova, N. und Vygodskaya, N. N. (1999): Productivity of forests in the Eurosiberian boreal region and their potential to act as a carbon sink - a synthesis. *Global Change Biology* 5, 703-722.
- Schulze, E.-D., Schulze, W., Kelliher, F. M., Vygodskaya, N. N., Ziegler, W., Kobak, K. I., Koch, H., Arneith, A., Kusnetsova, W. A., Sogatchev, A., Issajev, A., Bauer, G. und Hollinger, D. Y. (1995): Above-ground biomass and nitrogen nutrition in a chronosequence of pristine Dahurian *Larix* stands in eastern Siberia. *Canadian Journal of Forest Research* 25, 943-960.
- Scott, N. A., Cole, C. V., Elliott, E. T. und Huffmann, S. A. (1996): Soil textural control on decomposition and soil organic matter dynamics. *Soil Science Society of America Journal* 60, 1102-1109.
- Scott, N. A., Tate, K. R., Ford-Robertson, J., Giltrap, D. J. und Smith, C. T. (1999): Soil carbon storage in plantation forests and pastures: land-use change implications. *Tellus* 51 B, 326-335.
- Sims, Z. R. und Nielsen, G. A. (1986): Organic carbon in Montana soils as related to clay content and climate. *Soil Science Society of America Journal* 50, 1269-1271.
- Sirén, G. (1955): The development of spruce forest on raw humus sites in northern Finland and its ecology. *Acta Forestalia Fennica* 62, 1-405.
- Sollins, P. (1982): Input and decay of coarse woody debris in coniferous stands in western Oregon and Washington. *National Research Council of Canada* 12, 18-28.
- Sollins, P., Homann, P. und Caldwell, B. A. (1996): Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. *Geoderma* 74, 65-105.
- Sprugel, D. G. (1984): Density, biomass, productivity, and nutrient cycle changes during stand development in wave-regenerated balsam fir forests. *Ecological Monographs* 54, 165-186.
- Spycher, G., Sollins, P. und Rose, S. (1983): Carbon and nitrogen in the light fraction of a forest soil: Vertical distribution and seasonal patterns. *Soil Science* 135, 79-87.
- Steffen, K. T., Hatakka, A. und Hofrichter, M. (2002): Degradation of humic acids by the litter-decomposing basidiomycete *Collybia dryophila*. *Applied and Environmental Microbiology* 68, 3442-3448.
- Stout, J. D., Goh, K. M. und Rafter, T. A. (1981): Chemistry and turnover of naturally occurring resistant organic compounds in soil. Seiten 1-73, in: Paul, E. A. und Ladd, J. N.: *Soil Biochemistry* 5. New York, Basel: Marcel Dekker, Inc.
- Sulkava, P. und Huhta, V. (1998): Habitat patchiness affects decomposition and faunal diversity: a microcosm experiment on forest floor. *Oecologia* 116, 390-396.
- Switzer, G. L., Shelton, M. G. und Nelson, L. E. (1979): Successional development of the forest floor and soil surface on upland sites of the East Gulf Coastal Plain. *Ecology* 60, 1162-1171.

- Tate, K. R., O'Brien, B. J. und Kelliher, F. M. (1993): Carbon storage and turnover, and respiratory activity, in the litter and soil of an old-growth southern beech (*Nothofagus*) forest. *Soil Biology and Biochemistry* 25, 1601-1612.
- Tate, K. R., Scott, N. A., Ross, D. J., Parshotam, A. und Claydon, J. J. (2000): Plant effects on soil carbon storage and turnover in a montane beech (*Nothofagus*) forest and adjacent tussock grassland in New Zealand. *Australian Journal of Soil Research* 38, 685-698.
- Taylor, B. R. und Parkinson, D. (1987): Respiration and mass loss rates of aspen and pine leaf litter decomposing in laboratory microcosms. *Canadian Journal of Botany* 66, 1948-1959.
- Taylor, B. R., Parkinson, D. und Parsons, W. F. J. (1989): Nitrogen and lignin content as predictors of litter decay rates: a microcosm test. *Ecology* 70, 97-104.
- Thüringer Landesanstalt für Geologie (1853a): Geologische Karte 1: 25000 von Thüringen, Blatt 4528: Worbis. Erfurt.
- Thüringer Landesanstalt für Geologie (1853b): Geologische Karte 1: 25000 von Thüringen, Blatt 4627: Leinefelde. Erfurt.
- Thüringer Landesanstalt für Geologie (1853c): Geologische Karte 1: 25000 von Thüringen, Blatt 4628: Leinefelde Ost. Erfurt.
- Thüringer Landesvermessungsamt (1998a): Topographische Karte 1: 25000 der Bundesrepublik Deutschland, Blatt 4528: Worbis. Erfurt.
- Thüringer Landesvermessungsamt (1998b): Topographische Karte 1: 25000 der Bundesrepublik Deutschland, Blatt 4627: Leinefelde. Erfurt.
- Thüringer Landesvermessungsamt (1998c): Topographische Karte 1: 25000 der Bundesrepublik Deutschland, Blatt 4628: Leinefelde Ost. Erfurt.
- Tiurin, I. V. und Kononova, M. M. (1962). Biology of humus formation and questions of soil fertility. Seiten 203-219, in: Neale, G. J.: Joint Meeting of Commissions IV and V. Massey University College of Manawatu, Palmerston North, New Zealand. International Soil Conference, Soil Bureau, P.B., Lower Hutt, New Zealand.
- Trumbore, S. E. (1993): Comparison of carbon dynamics in tropical and temperate soils using radiocarbon measurements. *Global Biogeochemical Cycles* 7, 275-290.
- Turner, J. (1981): Nutrient cycling in an age sequence of western Washington Douglas-fir stands. *Annals of Botany* 48, 159-169.
- Turner, J. und Lambert, M. (2000): Change in organic carbon in forest plantation soils in eastern Australia. *Forest Ecology and Management* 133, 231-247.
- Turner, J. und Long, J. N. (1975): Accumulation of organic matter in a series of Douglas-fir stands. *Canadian Journal of Forest Research* 5, 681-690.
- Turner, J. und Singer, M. J. (1976): Nutrient distribution and cycling in a subalpine coniferous forest ecosystem. *Journal of Applied Ecology* 13, 295-301.
- Ulrich, B. und Puhe, J. (1994): Auswirkungen der zukünftigen Klimaveränderung auf mitteleuropäische Waldökosysteme und deren Rückkopplungen auf den Treibhauseffekt. Seiten 86-109 in: Wälder 2. Bonn: Economica Verlag GmbH.
- UN-ECE/FAO (2000): Forest Resources of Europe, CIS, North America, Australia, Japan and New Zealand. Main Report Geneva Timber and Forest Study Papers, No. 17. New York, Genf: United Nations Economic Commission for Europe, Food and Agricultural Organization of the United Nations.
- van Cleve, K. und Powers, R. F. (1995): Soil carbon, soil formation, and ecosystem development. Seiten 155-200, in: McFee, W. W. und Kelly, J. M.: Carbon Forms and Functions in Forest Soils. Madison, Wisconsin: Soil Science Society of America, Inc.

- van de Geijn, S. C. und van Veen, J. A. (1993): Implications of increased carbon dioxide levels for carbon input and turnover in soils. *Vegetatio* 104/105, 283-292.
- van Wesemael, B. und Veer, M. A. C. (1992): Soil organic matter accumulation, litter decomposition and humus forms under mediterranean-type forests in southern Tuscany, Italy. *Journal of Soil Science* 43, 133-144.
- Vesterdal, L. (1999): Influence of soil type on mass loss and nutrient release from decomposing foliage litter of beech and Norway spruce. *Canadian Journal of Forest Research* 29, 95-105.
- Vesterdal, L., Dalsgaard, M., Felby, C., Raulund-Rasmussen, K. und Jørgensen, B. B. (1995): Effects of thinning and soil properties on accumulation of carbon, nitrogen and phosphorus in the forest floor of Norway spruce stands. *Forest Ecology and Management* 77, 1-10.
- Vesterdal, L., Ritter, E. und Gundersen, P. (2002): Change in soil organic carbon following afforestation of former arable land. *Forest Ecology and Management* 169, 137-147.
- Vestgarden, L. S. (2001): Carbon and nitrogen turnover in the early stage of scots pine (*Pinus sylvestris* L.) needle litter decomposition: effects of internal and external nitrogen. *Soil Biology and Biochemistry* 33, 465-474.
- Virzo de Santo, A., Berg, B., Rutigliano, F. A., Alfani, A. und Fioretto, A. (1993): Factors regulating early-stage decomposition of needle litters in five different coniferous forests. *Soil Biology and Biochemistry* 25, 1423-1433.
- Vogt, K. A., Grier, C. C., Meier, C. E. und Keyes, M. R. (1983): Organic matter and nutrient dynamics in forest floors of young and mature *Abies amabilis* stands in western Washington as affected by fine-root input. *Ecological Monographs* 53, 139-157.
- Vogt, K. A., Grier, C. C. und Vogt, D. J. (1986): Production, turnover, and nutrient dynamics of above- and below-ground detritus of world forests. *Advances in Ecological Research* 15, 303-377.
- Vogt, K. A., Vogt, D. J., Brown, S., Tilley, J. P., Edmonds, R. L., Silver, W. L. und Siccama, T. G. (1995): Dynamics of forest floor and soil organic matter accumulation in boreal, temperate, and tropical forests. Seiten 159-178, in: Lal, R., Kimble, J., Levine, E. und Stewart, B. A.: *Soil Management and Greenhouse Effect*. Boca Raton, London, Tokyo: Lewis Publishers.
- Wallace, E. S. und Freedman, B. (1985): Forest floor dynamics in a chronosequence of hardwood stands in central Nova Scotia. *Canadian Journal of Forest Research* 16, 193-302.
- Webster, E. A., Chudek, J. A. und Hopkins, D. W. (2000): Carbon transformation during decomposition of different components of plant leaves in soil. *Soil Biology and Biochemistry* 32, 301-314.
- Westoby, M. (1984): The self-thinning rule. *Advances in Ecological Research* 14, 167-225.
- Wieder, R. K. und Lang, G. E. (1982): A critique of the analytical methods used in examining decomposition data obtained from litterbags. *Ecology* 63, 1636-1642.
- Wirth, C., Schulze, E.-D., Schulze, W., von Stünzner-Knabe, D., Ziegler, W., Miljukova, I. M., Sogatchev, A., Varlagin, A. B., Panvyorov, M., Grigoriev, S., Kusnetzova, W., Siry, M., Harges, G., Zimmermann, R. und Vygodskaya, N. N. (1998): Above-ground biomass and structure of pristine Siberian Scots pine forests as controlled by competition and fire. *Oecologia* 121, 66-80.
- Witkamp, M. und Van der Drift, J. (1961): Breakdown of forest litter in relation to environmental factors. *Plant and Soil* 4, 295-311.
- Yavitt, J. B. und Fahey, T. J. (1986): Litter decay and leaching from the forest floor in *Pinus contorta* (lodgepole pine) ecosystems. *Journal of Ecology* 74, 525-545.
- Zak, D. R., Grigal, D. A., Gleeson, S. und Tilman, D. (1990): Carbon and nitrogen cycling during old-field succession: constraints on plant and microbial biomass. *Biogeochemistry* 11, 111-129.
- Zech, W., Kögel-Knabner, I. und Haumaier, L. (1992): Humic substances distribution and transformation in forest soils. *The Science of the Total Environment* 117/118, 155-174.

- Zeller, V., Bahn, M., Aichner, M. und Tappeiner, U. (2000): Impact of land-use change on nitrogen mineralization in subalpine grasslands in the Southern Alps. *Biology and Fertility of Soils* 31, 441-448.
- Zeller, V., Bardgett, R. D. und Tappeiner, U. (2001): Site and management effects on soil microbial properties of subalpine meadows: a study of land abandonment along a north-south gradient in the European Alps. *Soil Biology and Biochemistry* 33, 639-649.
- Zhang, Q. L. und Hendrix, P. F. (1995): Earthworm (*Lumbricus rubellus* and *Aporrectodea caliginosa*) effects on carbon flux in soil. *Soil Science Society of America Journal* 59, 816-823.
- Zinn, Y. L., Resck, D. V. S. und da Silva, J. E. (2002): Soil organic carbon as affected by afforestation with *Eucalyptus* and *Pinus* in the Cerrado region of Brazil. *Forest Ecology and Management* 166, 285-294.
- Zunica, M. (1981): Il territorio della Brenta. Padova: Cleup.

8 Anhang

8-1 Abbildungen

Die folgenden Abbildungen zeigen die chemischen und physikalischen Parameter der beprobten Bodenprofile, beginnend mit den Flächen im Eichsfeld. Es folgen die Profile des Vilstals, der Aiarei, des Kienbergs, des Val Canalis und des Valsordas. Innerhalb der Standorte stehen jeweils die Wiesen am Anfang, gefolgt von den Sukzessionsbeständen in aufsteigender Reihenfolge des Alters. Den Abschluss bildet jeweils der Vergleichswald. Die Humusaufgabe ist durch einen grauen Balken gekennzeichnet, ebenso ein Horizont aus Graswurzelfilz in den Wiesen. Die Skalierung des pH-Werts, der Korngrößenverteilung und der C-Konzentration ist in allen Abbildungen gleich, die anderen Parameter sind jeweils innerhalb einer Chronosequenz gleich skaliert, zwischen den Standorten jedoch unterschiedlich. KAK: Kationenaustauschkapazität. Vorab noch einige Bemerkungen zu verschiedenen der gemessenen Bodenparameter.

pH-Wert

Im Eichsfeld unterschieden sich die beiden jüngeren Waldbestände bezüglich des pH-Werts bedingt durch die Lößauflage von den fünf anderen Standorten. Der 15-jährige Bestand zeichnete sich durch einen gleichmäßigen Anstieg von pH 4.5 im Oberboden auf pH 6.4 in der tiefsten Schicht aus, der 30-jährige Bestand zeigte bis in 20 cm Tiefe einen gleichmäßigen Anstieg auf pH 5.8, mit Erreichen des karbonatischen Ausgangssubstrats erfolgt eine deutliche Zunahme auf pH 8.0 in 30-35 cm Tiefe. Auch die übrigen Bestände zeigten einen sprunghaften Anstieg in jeweils einer bestimmten Tiefe: der 70-jährige bereits vom Oh-Horizont zum obersten Mineralbodenhorizont, der 57-jährige Bestand und der Vergleichswald in 5-10 cm Tiefe und der 86-jährige Bestand in etwa 15 cm Tiefe. Ähnliche Muster der pH-Veränderung wurden auch in Aiarei gemessen: Die mittleren pH-Werte nahmen gleichmäßig mit zunehmender Bodentiefe zu. Betrachtete man jedoch die Einzelwerte, so konnte auch hier in allen Beständen eine sprunghafte Erhöhung des pH-Werts in einer dezidierten Tiefe festgestellt werden. Beispielsweise nahm im 112-jährigen Bestand der pH-Wert von 4.9 in 20-30 cm Tiefe auf pH 7.6 in 30-40 cm Tiefe zu. Die Tiefe, in der der Anstieg erfolgte, war dabei in den einzelnen Beständen verschieden, so dass sich insgesamt das Bild einer gleichmäßigen Zunahme mit der Tiefe ergab. Im Val Canali fiel der 100-jährige Bestand durch konstante pH-Werte über die gesamte Profiltiefe auf, die auch in 40-50 cm Tiefe deutlich unter pH 5 blieben, während die übrigen Bestände in der jeweils tiefsten geernteten Schicht durchwegs über pH 7 lagen.

KAK

Auf den kalkhaltigen Standorten gab es keine klare Tendenz der KAK mit der Bodentiefe – die Standardabweichungen der Mittelwerte waren groß. Calcium und Magnesium bestimmten maßgeblich die Gesamtwerte der KAK. Im Eichsfeld wurde bis in 30 cm Bodentiefe eine Zunahme der KAK festgestellt, darunter nahm sie ab, weil in dieser Tiefe der Einfluss des 15-jährigen Bestands mit ausgeprägter Lößauflage und geringen KAK-Werten stärker zum Tragen kam. In 50 cm Tiefe wurde im 15-jährigen Bestand eine KAK von 270 μmol Ionenäquivalent pro Gramm Boden ($\mu\text{mol IÄ g}^{-1}$) gemessen, während sie in den tiefsten beprobten Schichten der übrigen Bestände zwischen 520 und 750 $\mu\text{mol IÄ g}^{-1}$ lag. In Aiarei ergab sich insgesamt eine leichte Abnahme der KAK bis in 15 cm Bodentiefe, dann ein Anstieg bis in 40 cm Tiefe. Allerdings unterschieden sich die einzelnen Bodenprofile deutlich in ihrem Tiefenverlauf. Drei Standorte zeigten eine Zunahme mit der Bodentiefe (14-jährig, 54-jährig, Vergleichswald), an zwei weiteren Standorten nahm die KAK mit der Tiefe erst ab und nach unten wieder zu (37-jährig, 112-jährig) und im 78-jährigen Bestand nahm sie erst zu und weiter unten wieder ab. Im Val Canali schließlich blieb die KAK im Mittel mit zunehmender Bodentiefe nahezu gleich. Nur im Vergleichswald konnte eine tiefenabhängige Abnahme der KAK nachgewiesen werden. Hier waren zudem die Werte des Oberbodens mit ca. 650 $\mu\text{mol IÄ g}^{-1}$ deutlich höher als in den übrigen Beständen (200-300 $\mu\text{mol IÄ g}^{-1}$).

Basensättigung

Auf den Kalkstandorten erreichte die Basensättigung in den tieferen Bodenschichten durchwegs Werte zwischen 99 und 100%, die einzige Ausnahme bildet der 100-jährige Bestand im Val Canali, in dem die sie von 67% im Oberboden auf 28% in 15-20 cm Bodentiefe sank und dann wieder auf gut 40% in der untersten Bodenschicht anstieg. Im 30-jährigen Bestand des Val Canalis betrug die Basensättigung erst in 10-15 cm Bodentiefe knapp 100%, während dies in den anderen Beständen schon in der obersten Bodenschicht der Fall war. Im Eichsfeld nahm die mittlere Basensättigung mit der Tiefe leicht zu. Dieses Muster wurde vor allem durch die Bestände mit Lößauflage bestimmt, deren Basensättigung mit Erreichen des kalkhaltigen Ausgangssubstrats in unterschiedlichen Tiefen 100% erreichte. In den Beständen ohne Lößauflage (57-, 70- und 86-jährig, Vergleichswald) wurde über das gesamte Profil eine Basensättigung von mehr als 90% gemessen. In Aiarei nahm die mittlere Basensättigung nach einer geringfügigen Abnahme zwischen fünf und zehn Zentimetern kontinuierlich mit der Tiefe zu. Allerdings unterschied sich der Tiefenverlauf der einzelnen Standorte stark voneinander. Während in einigen Beständen die Basensättigung über das gesamte Profil gleichmäßig bei etwa 90% lag, nahm sie an anderen Standorten mit der Tiefe zu. Der 37- und der 112-jährige Bestand fielen durch stark sinkende Werte bis in 15-20 cm Bodentiefe auf, die dann in 30-40 cm Tiefe wieder annähernd 100% erreichten, so dass sich ein hakenförmiger Verlauf der Basensättigung über das Bodenprofil ergab, der im Wesentlichen durch austauschbares Calcium bestimmt wurde.

C und N-Konzentration

Im Valsorda lag die C-Konzentration in allen Beständen und Tiefenstufen über dem Mittelwert; die geringsten Werte wurden auf dem Kienberg und im Eichsfeld gemessen. Alle Vergleichswälder auf kalkhaltigem Ausgangsgestein wiesen vergleichsweise hohe C-Konzentrationen auf, ebenso der Vergleichswald im Valsorda, wo in den obersten 5 cm eine C-Konzentration von 16% ermittelt wurde. Auffällig war der 14-jährige Bestand in Aiarei, dessen C-Konzentration noch in 10-15 cm Tiefe 8.3% betrug, während der Mittelwert der Chronosequenz für diese Tiefe bei 2.4% lag. Im Val Canali zeichnete sich der 46-jährige Bestand durch überdurchschnittlich hohe Werte aus, was hier vermutlich auf die lange Schneebedeckung im Frühjahr zurückzuführen war.

Im Mineralboden sank das CN-Verhältnis mit zunehmender Tiefe an den Kalkstandorten und auf dem Kienberg leicht ab, während es im Vilstal und im Valsorda weitgehend konstant blieb. In den oberen Schichten fiel Aiarei durch insgesamt höhere Werte als die beiden anderen Sequenzen auf Kalk auf, während die Bodenprofile im Vilstal hier den Werten der Kalkstandorte nahe kamen.

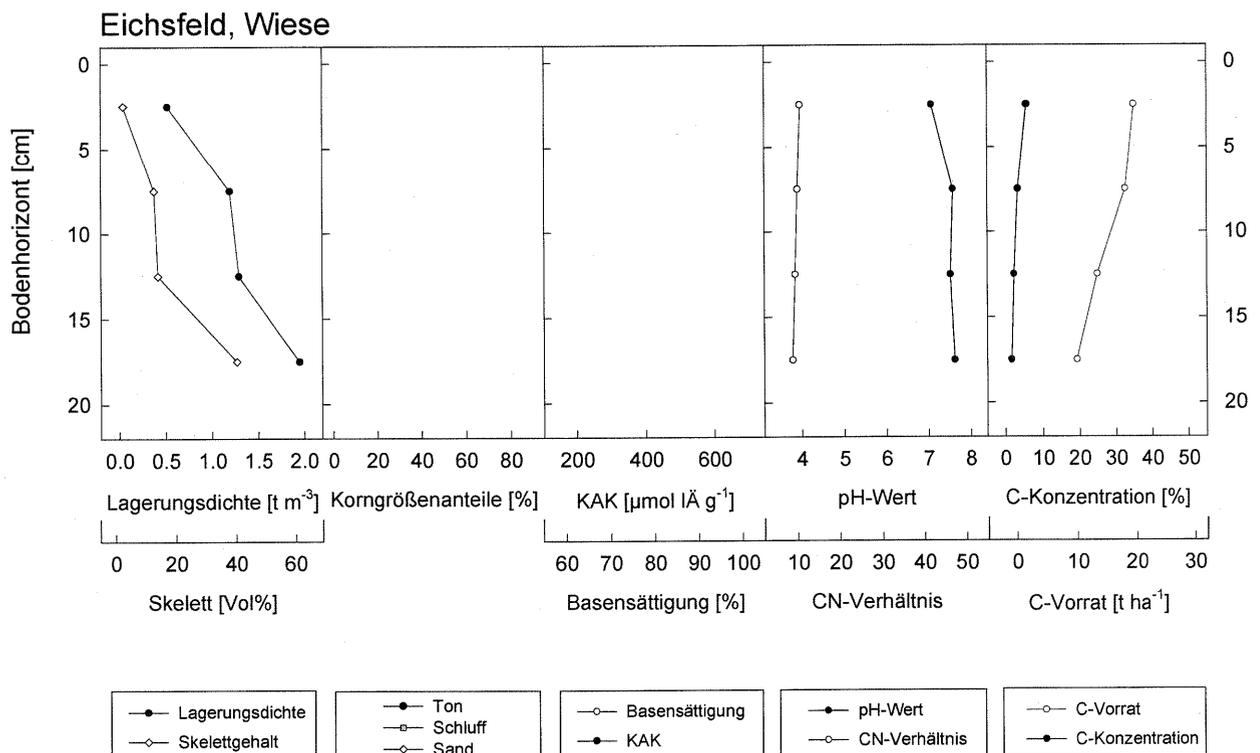
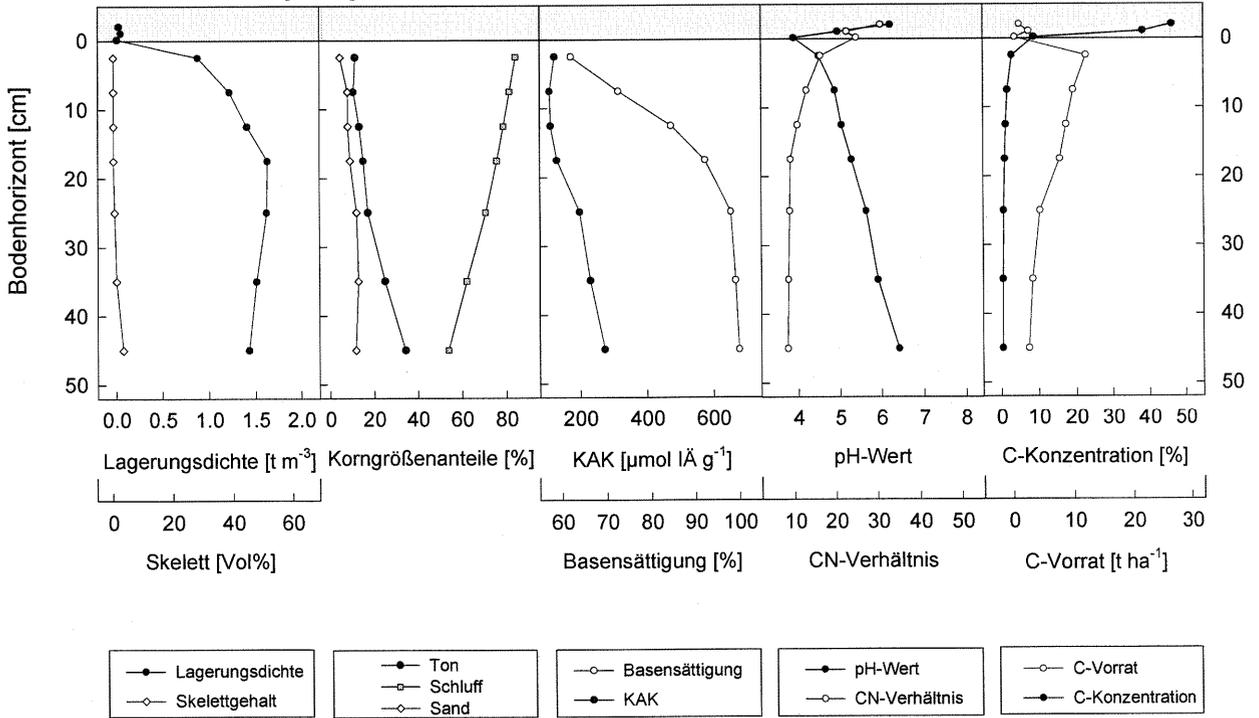
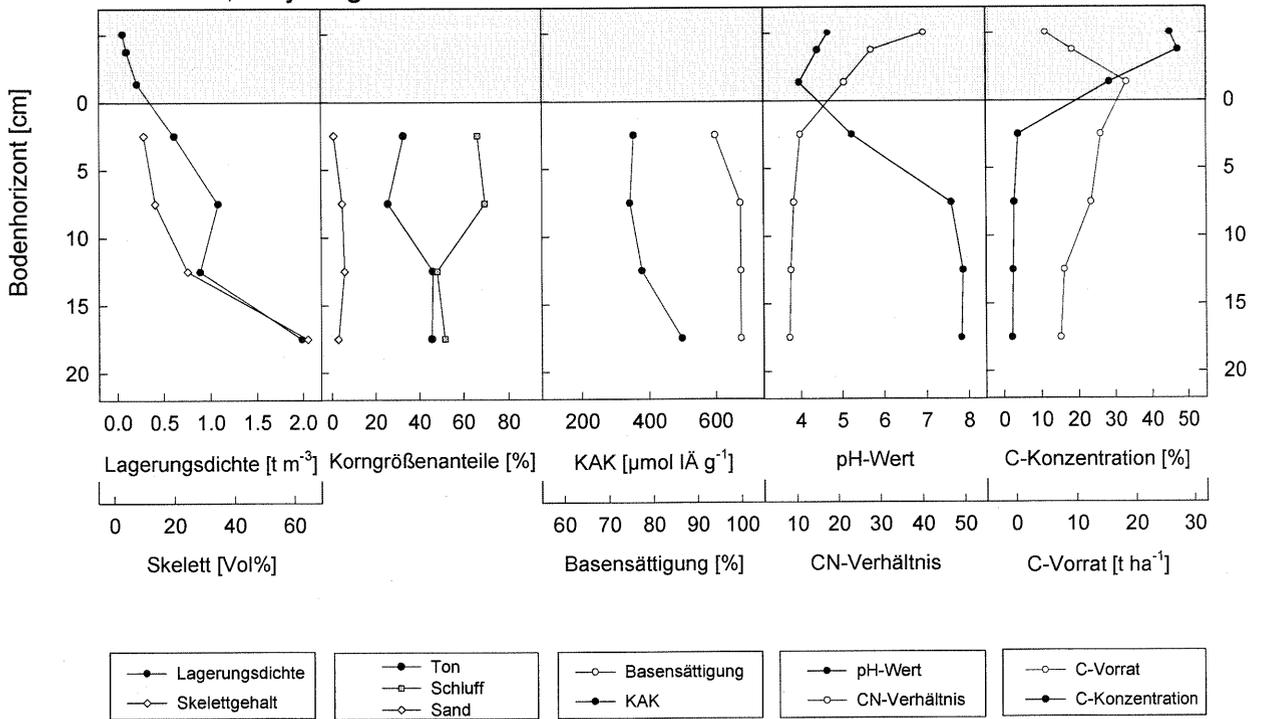


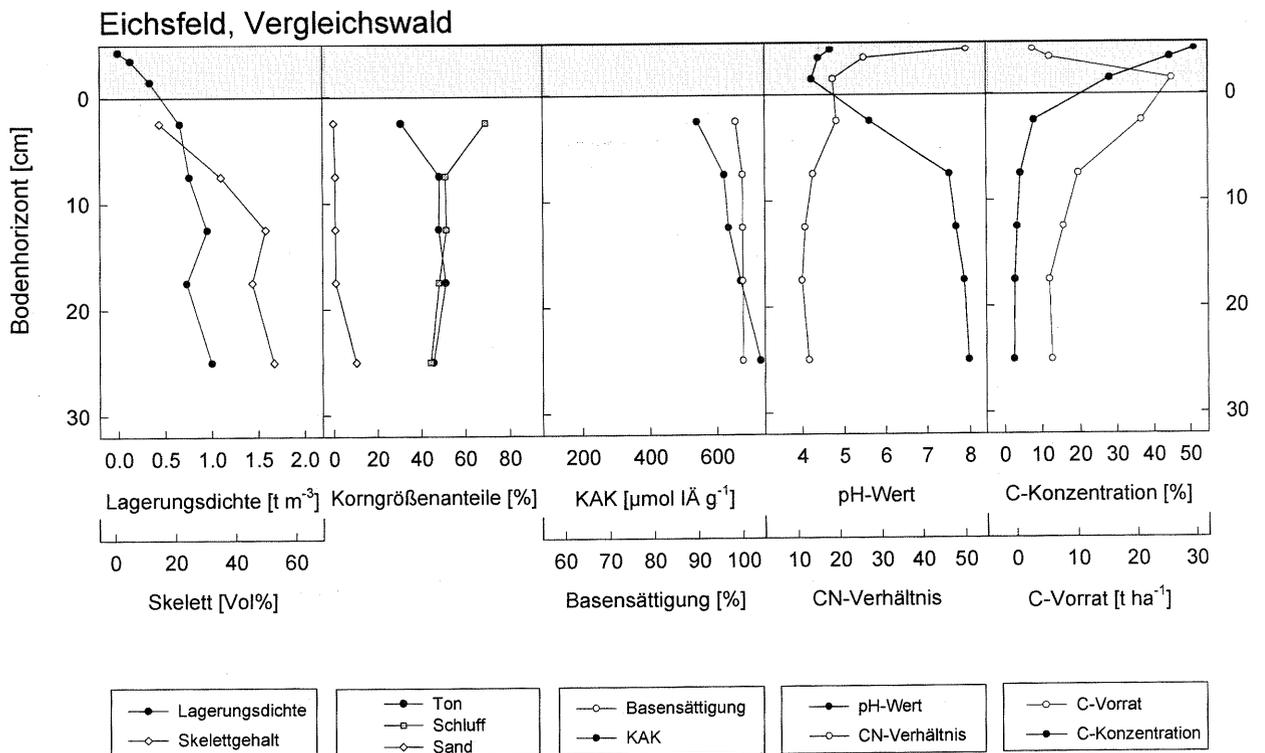
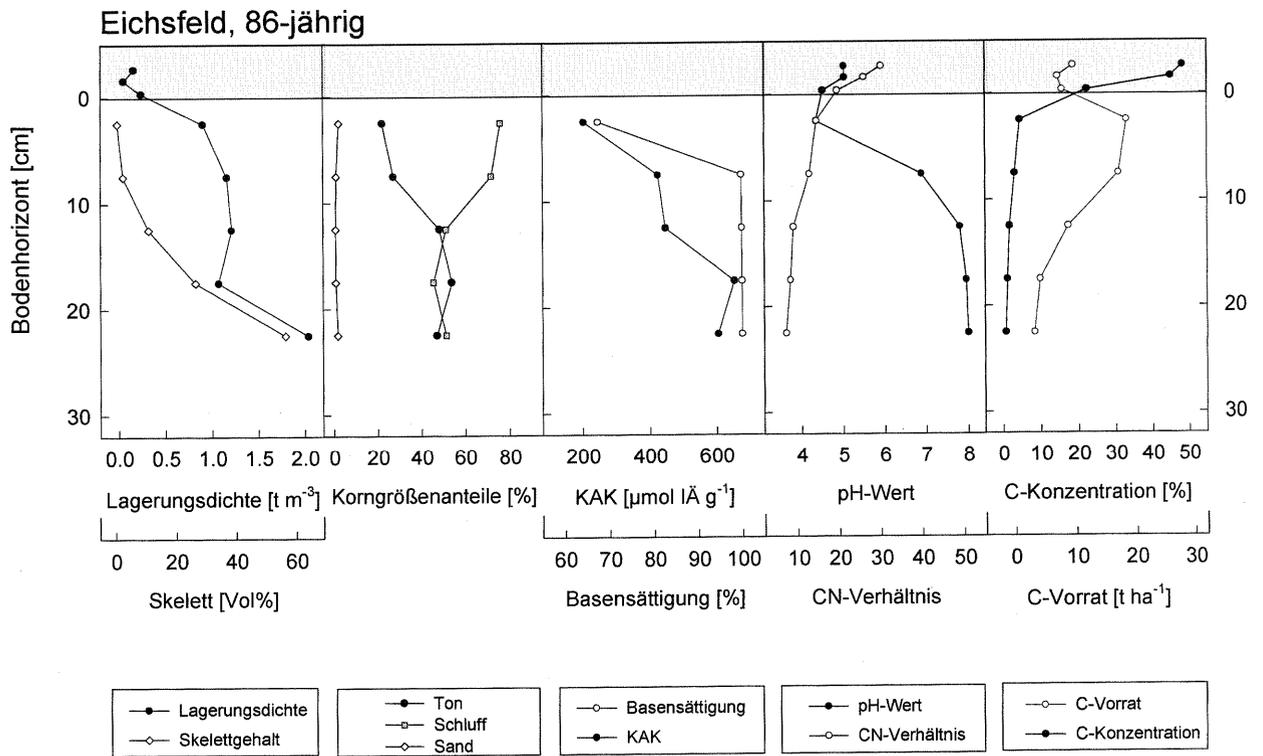
Abbildung 8-1: Profildaten der beprobten Bestände. Dargestellt sind die Lagerungsdichte des Feinbodens, der Skelettgehalt, die Korngrößenanteile, die KAK, die Basensättigung, der pH-Wert, das CN-Verhältnis sowie C-Vorrat und -Konzentration. Fortsetzung dieser Abbildungsreihe bis Seite A-23.

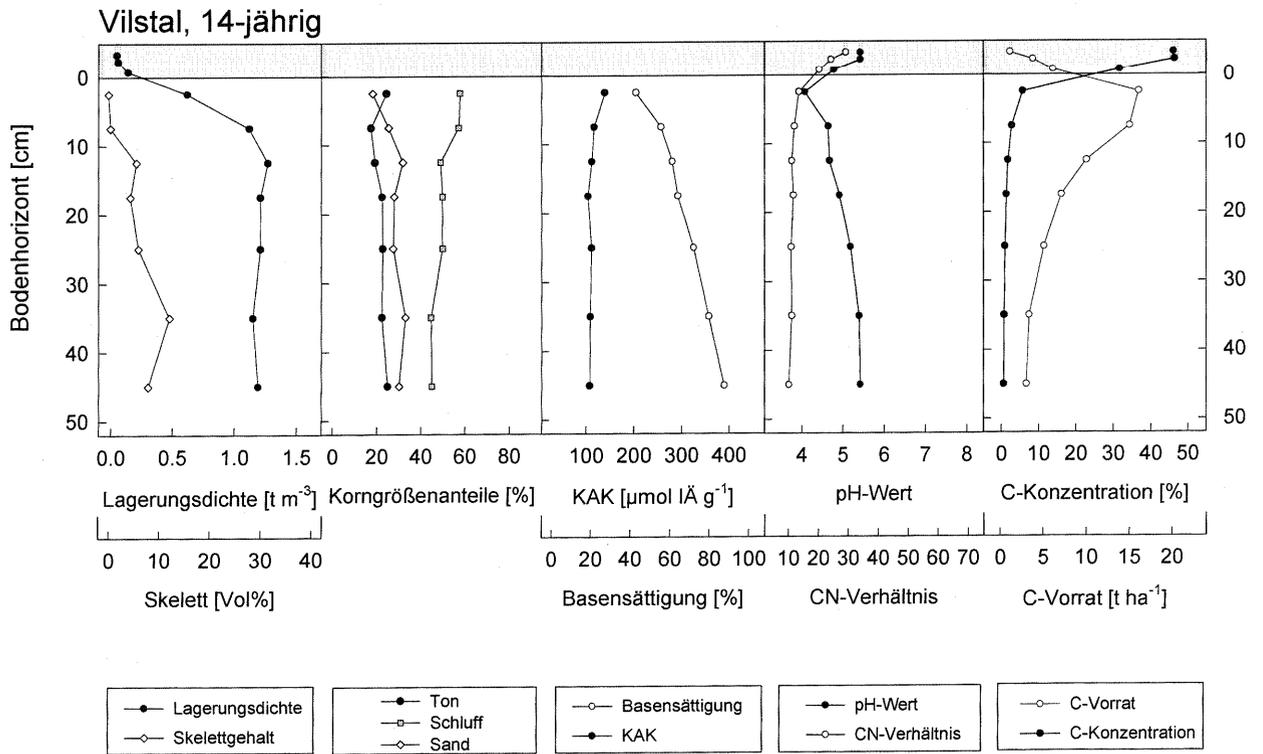
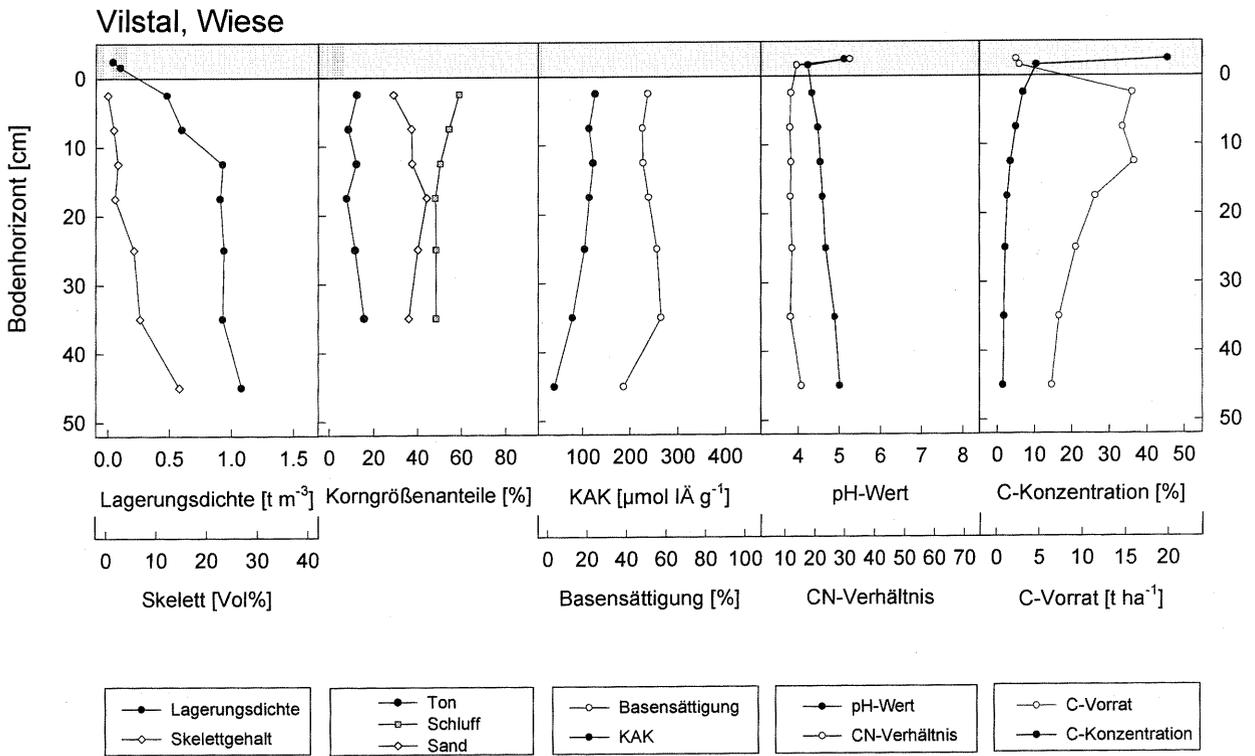
Eichsfeld, 15-jährig

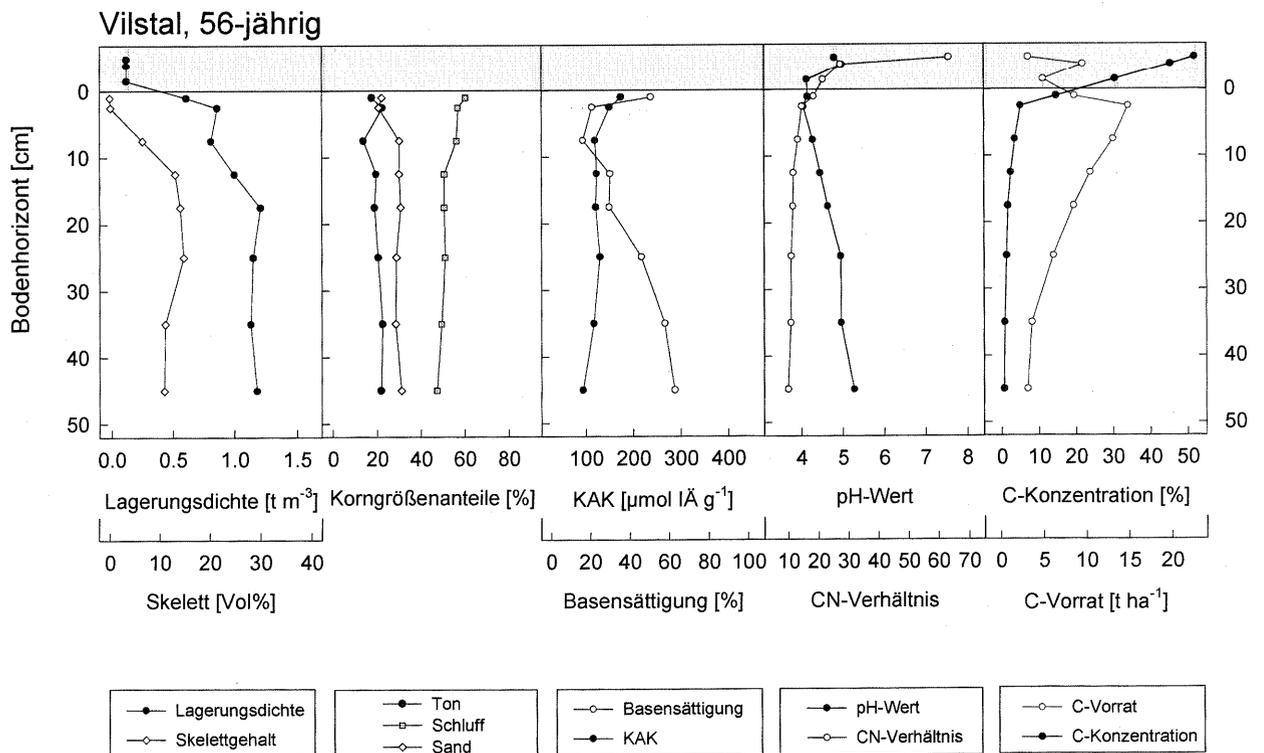
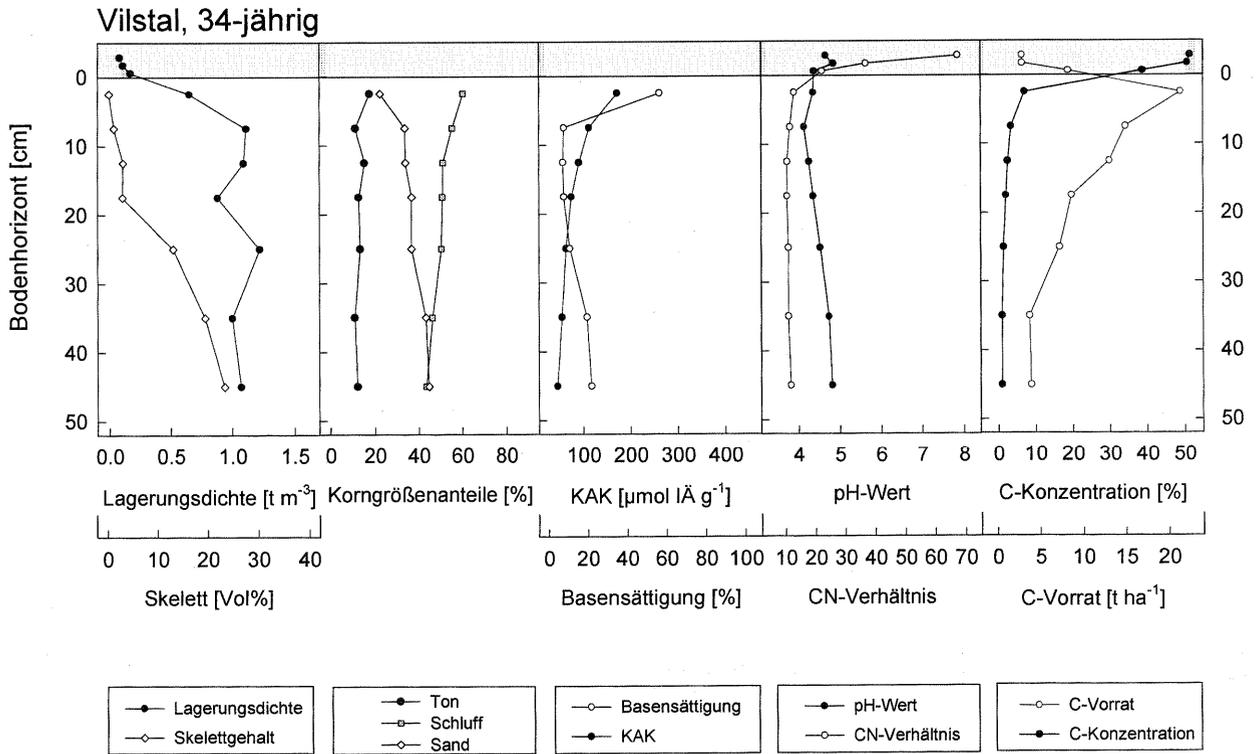


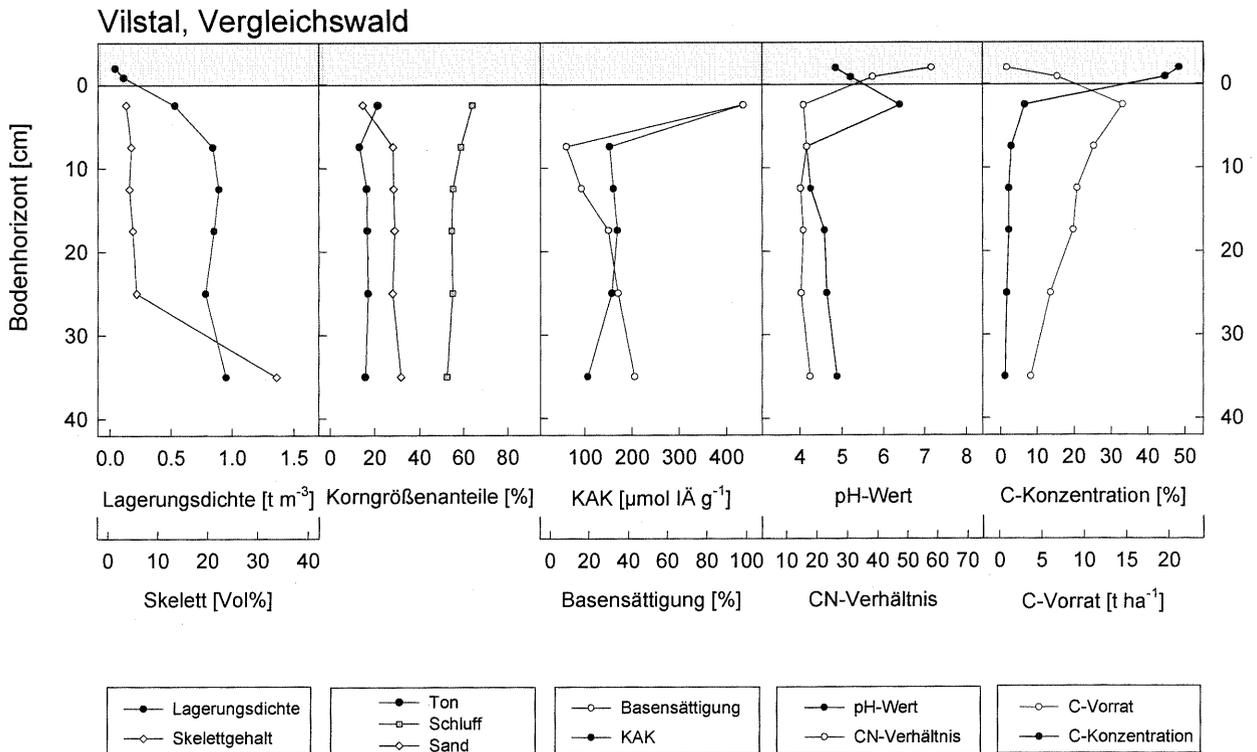
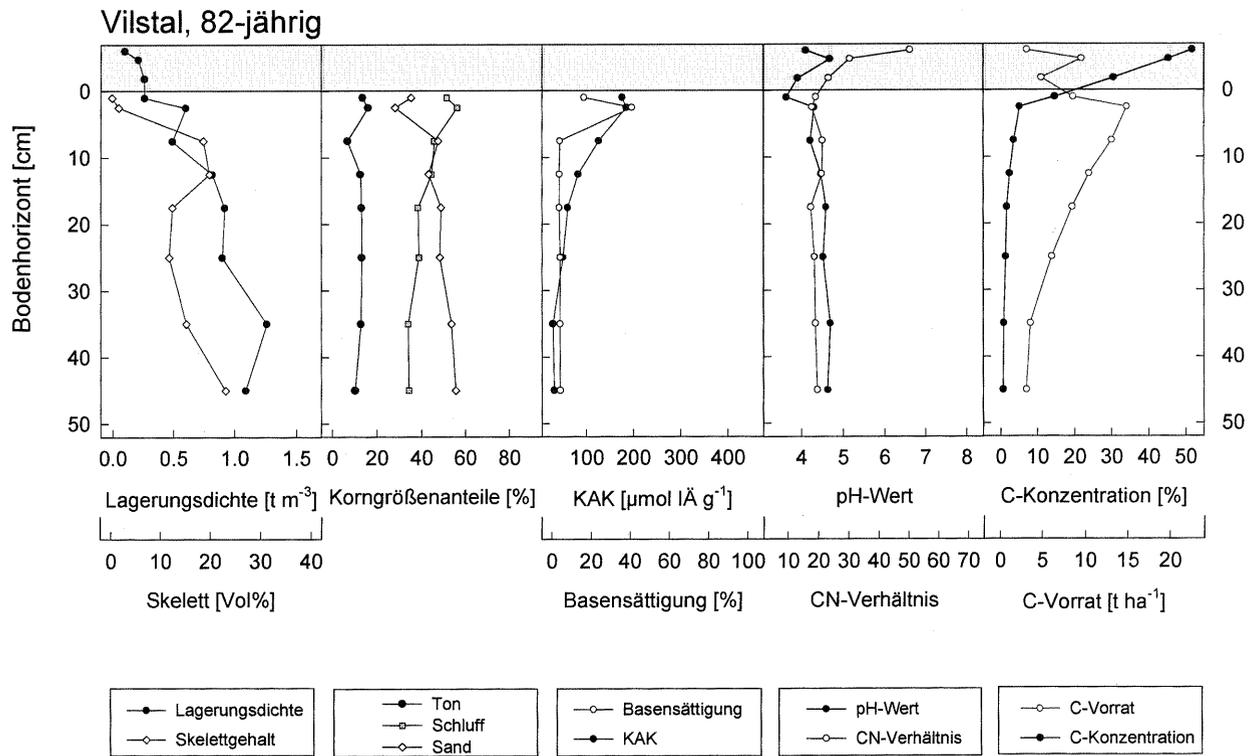
Eichsfeld, 57-jährig

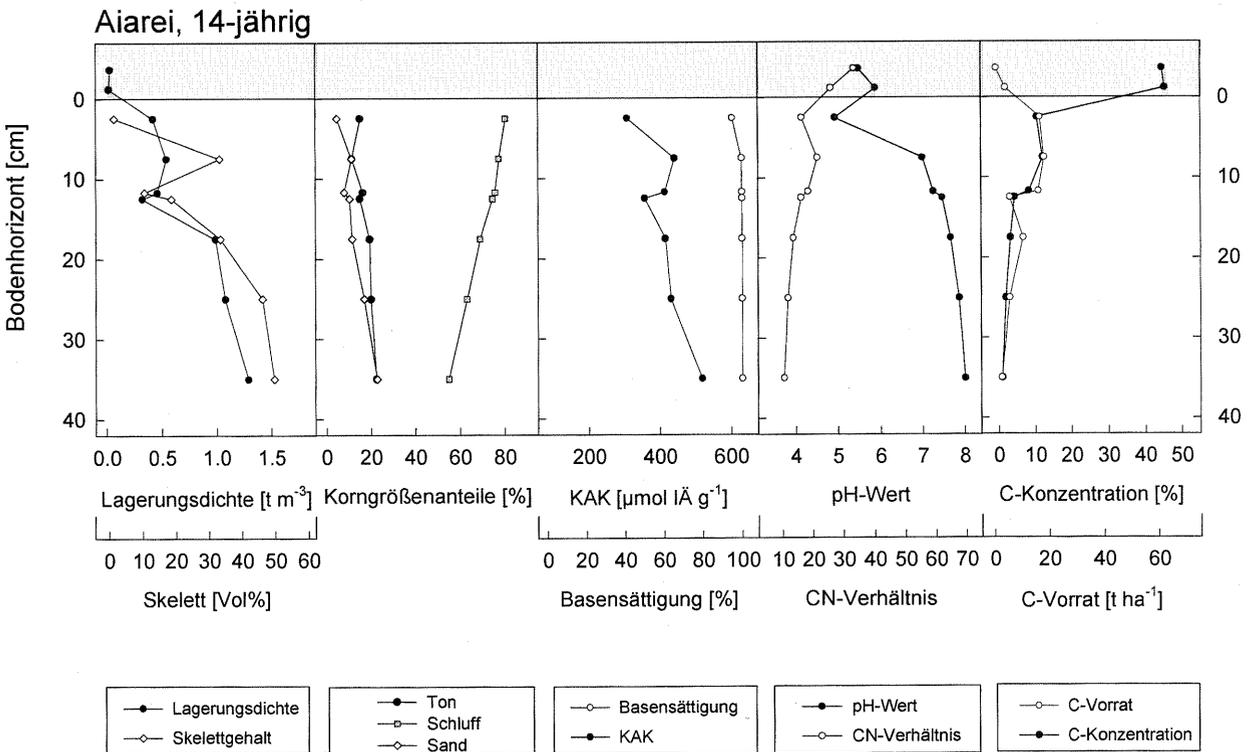
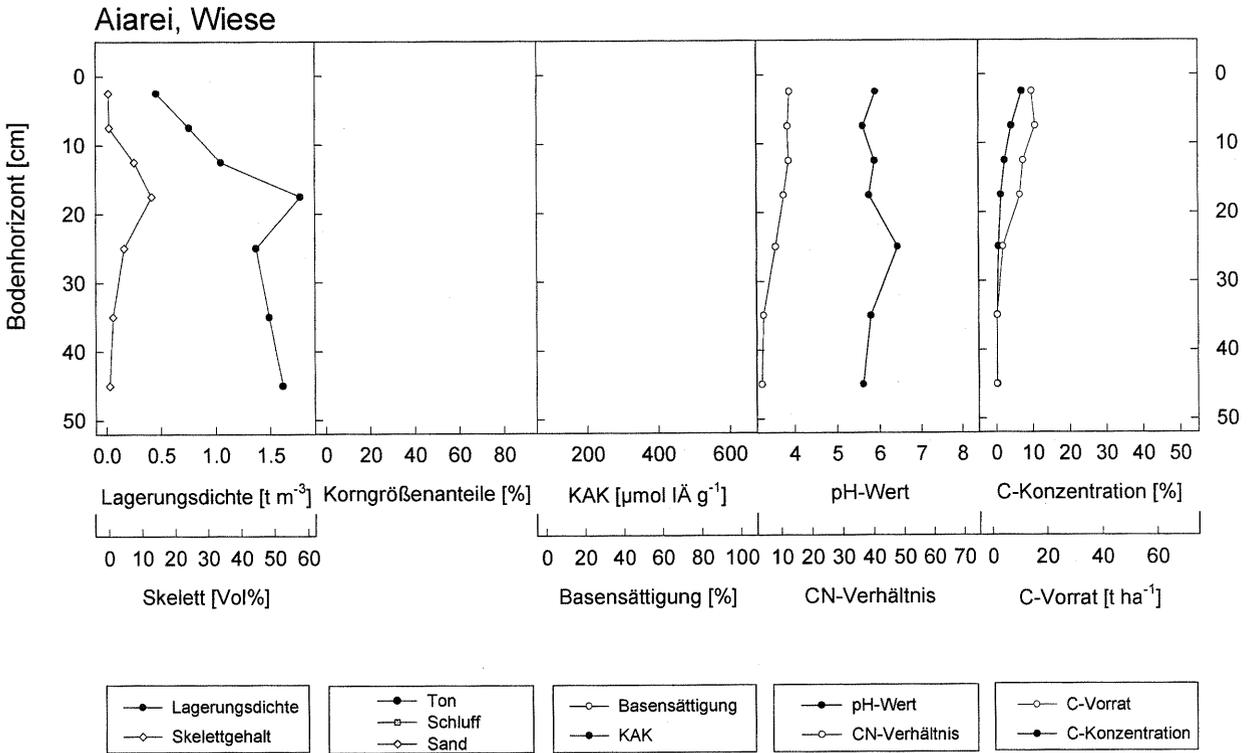


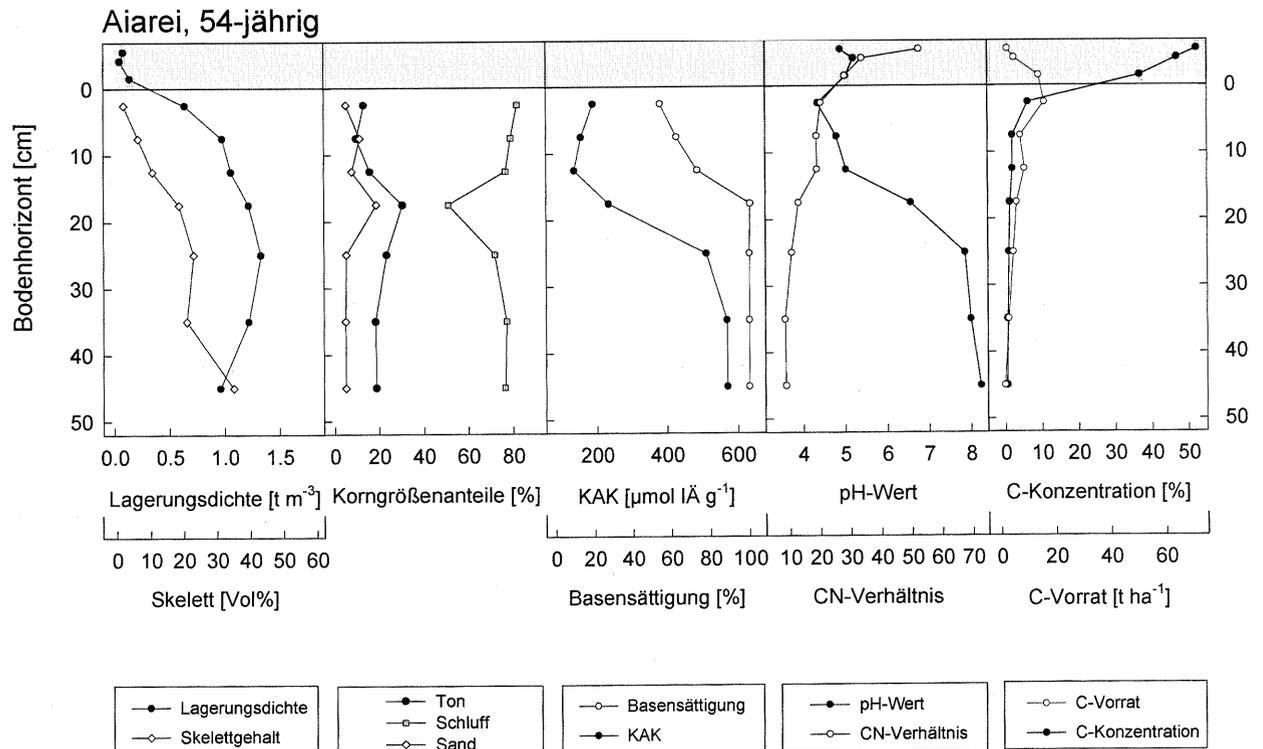
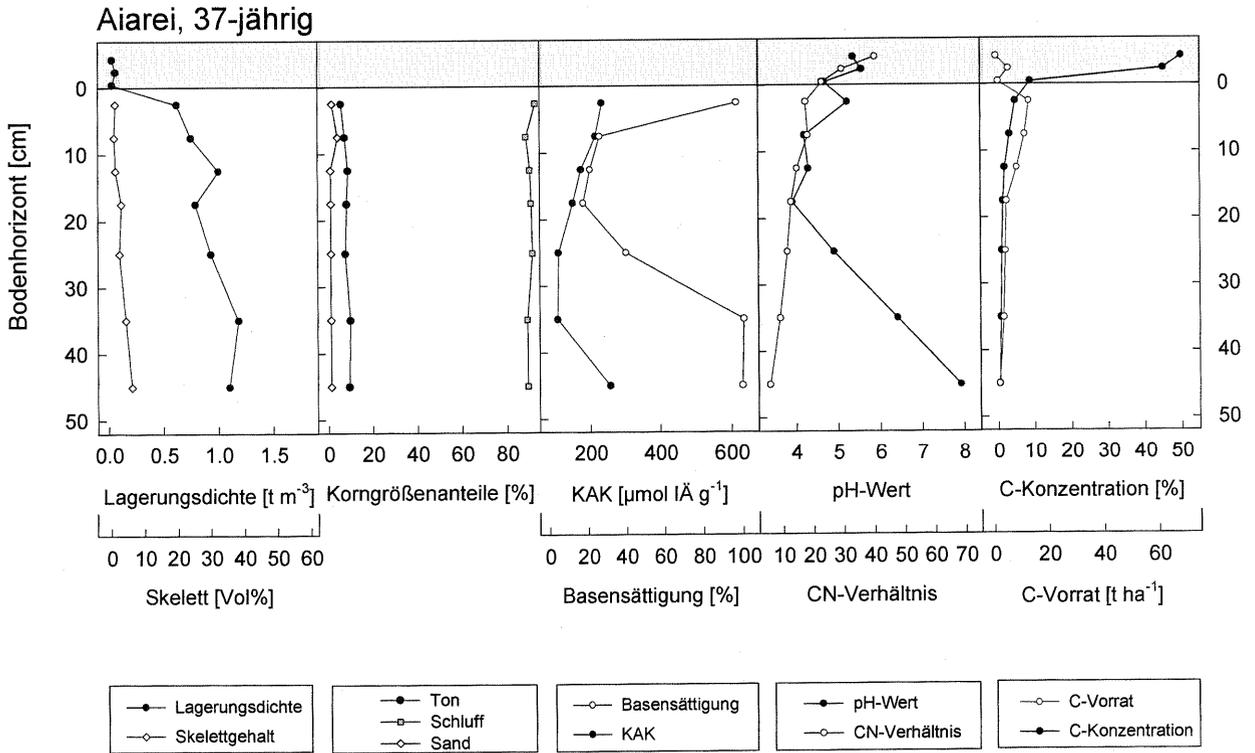




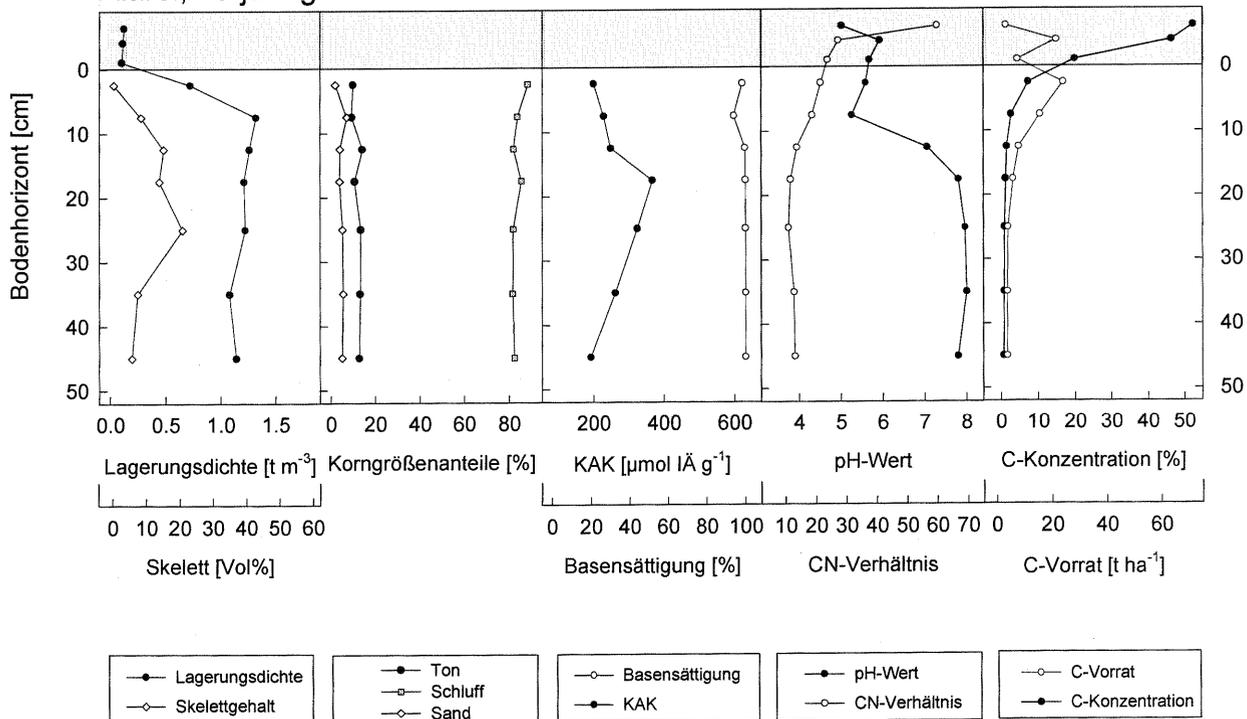




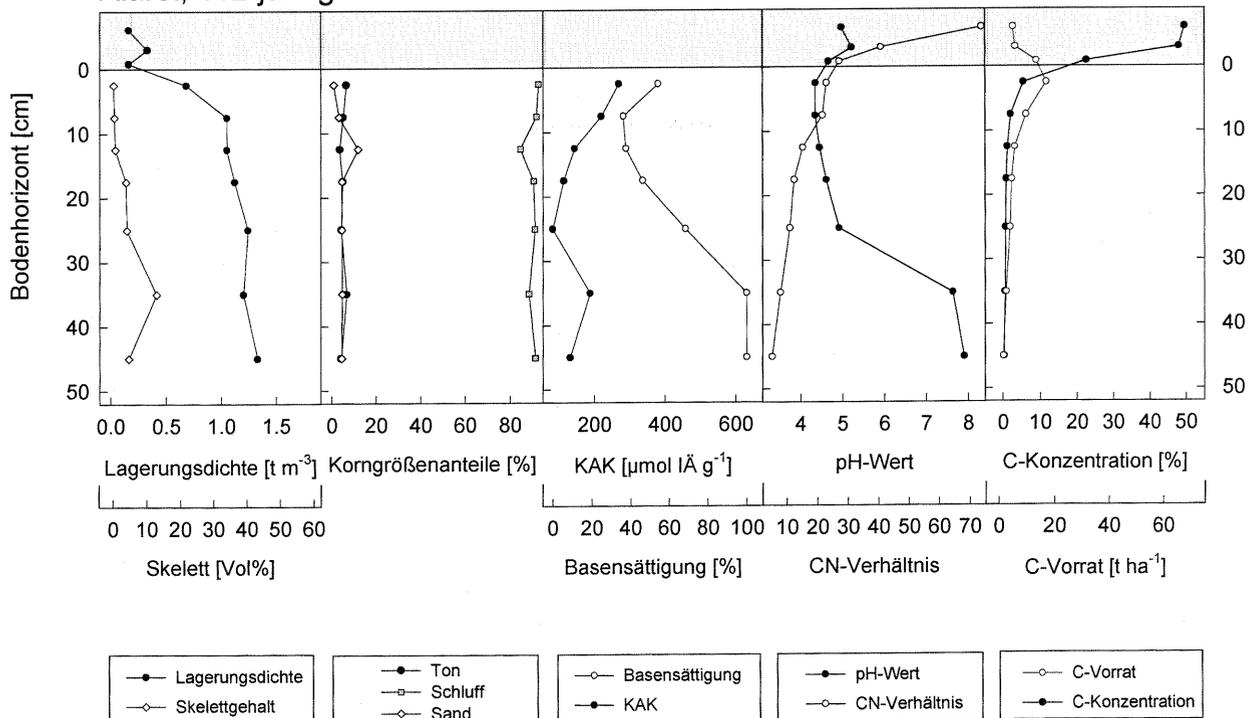




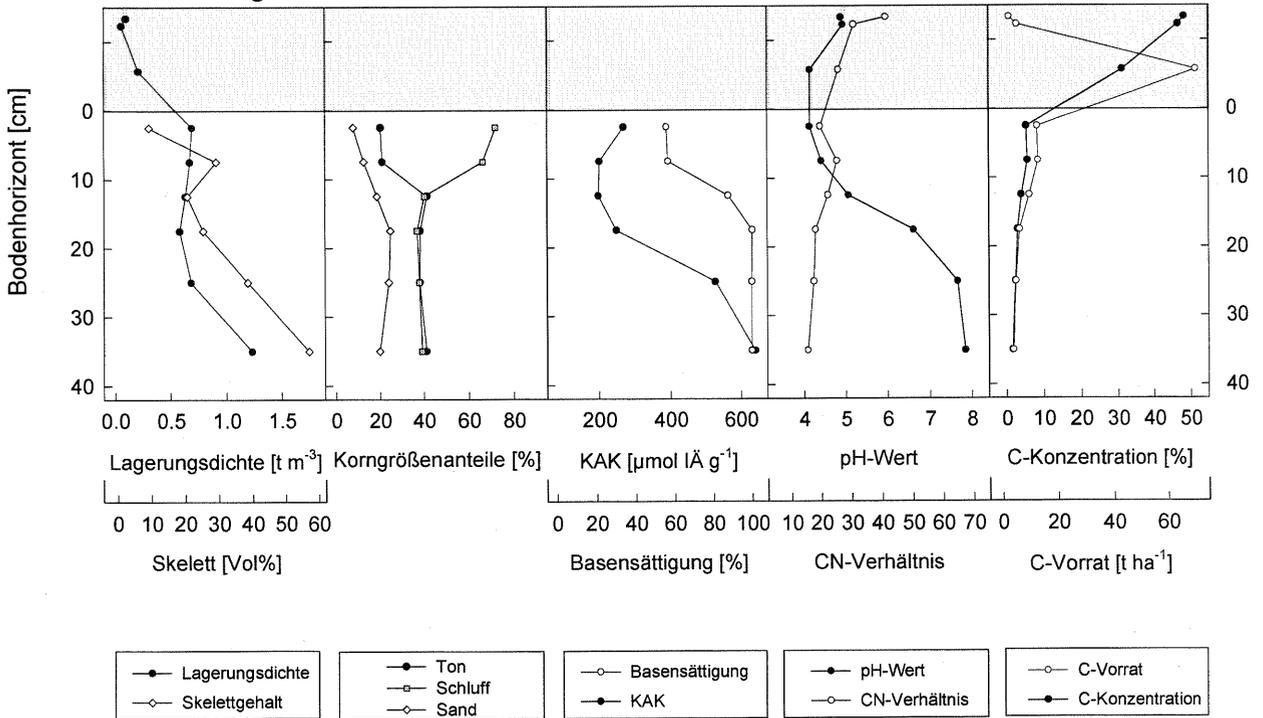
Aiarei, 78-jährig

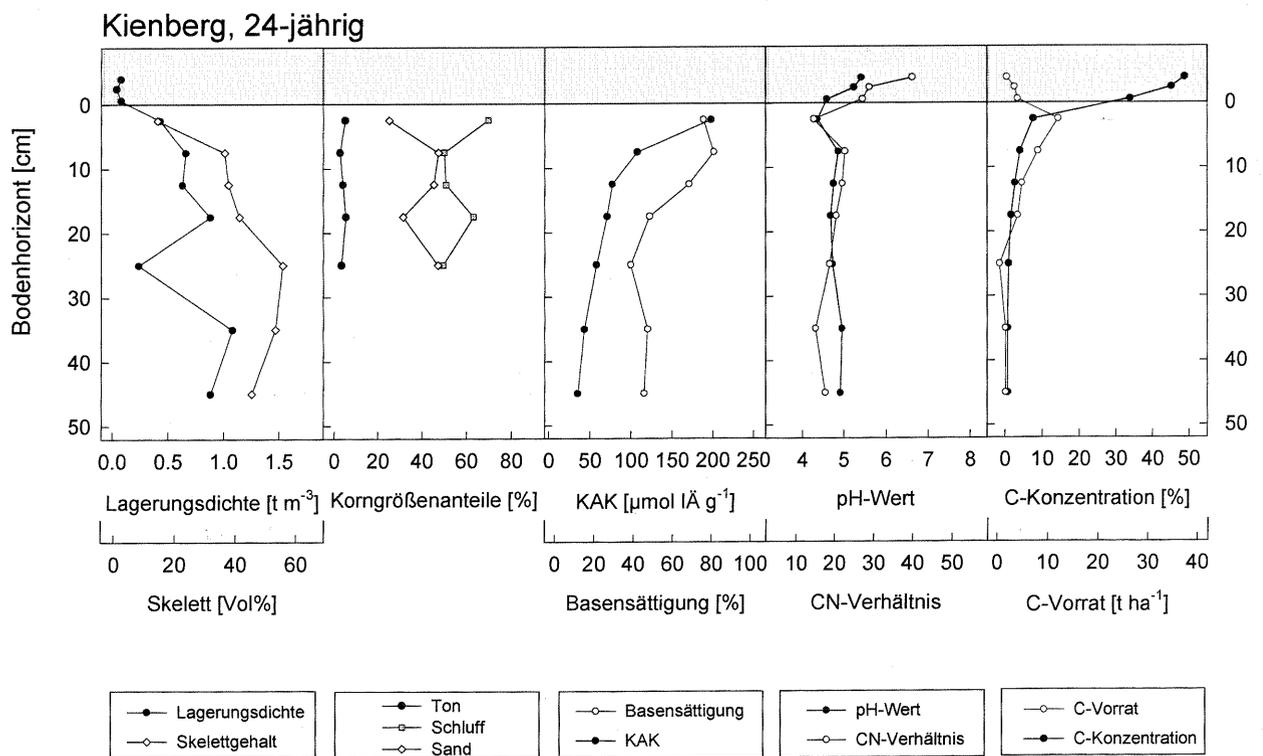
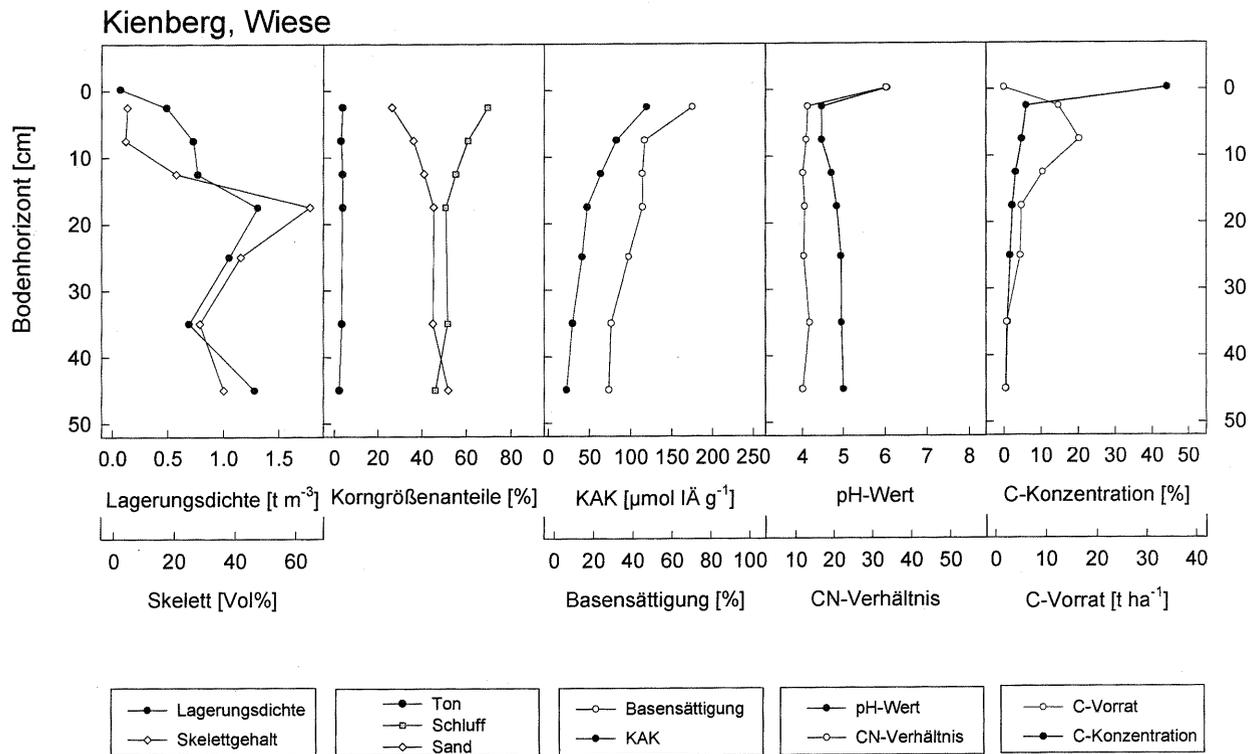


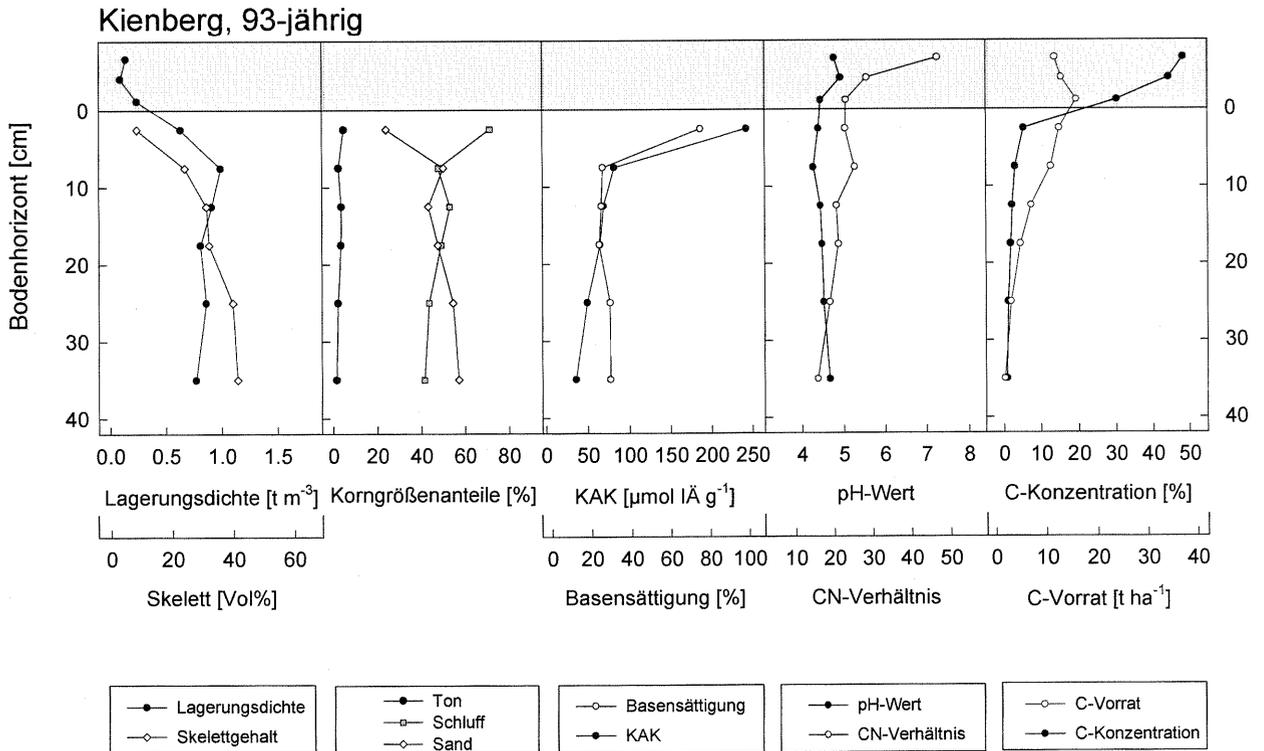
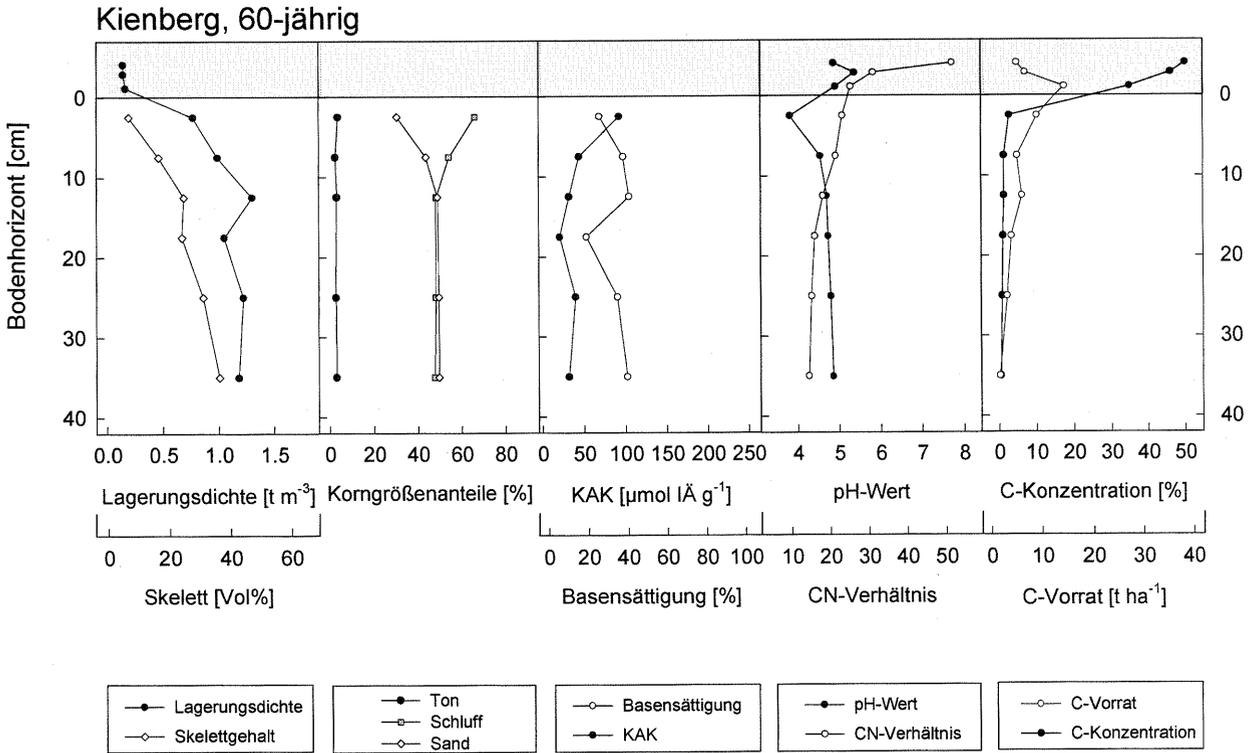
Aiarei, 112-jährig

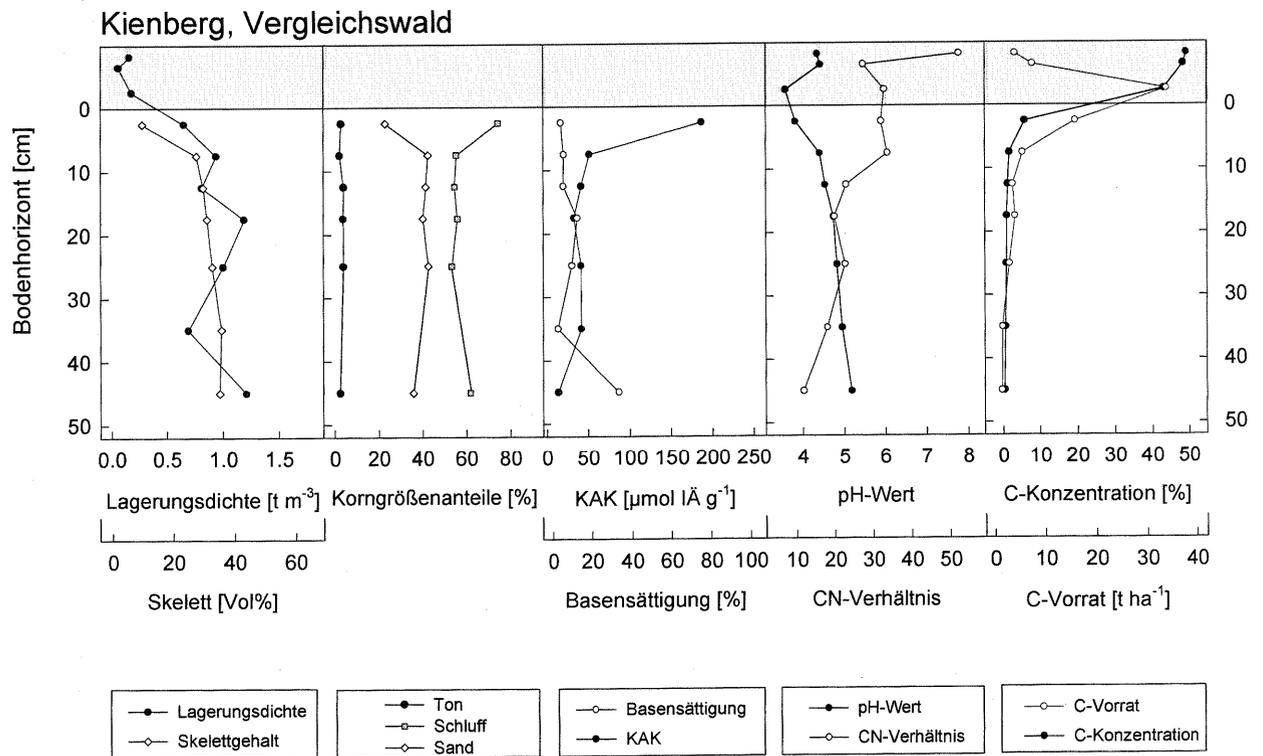


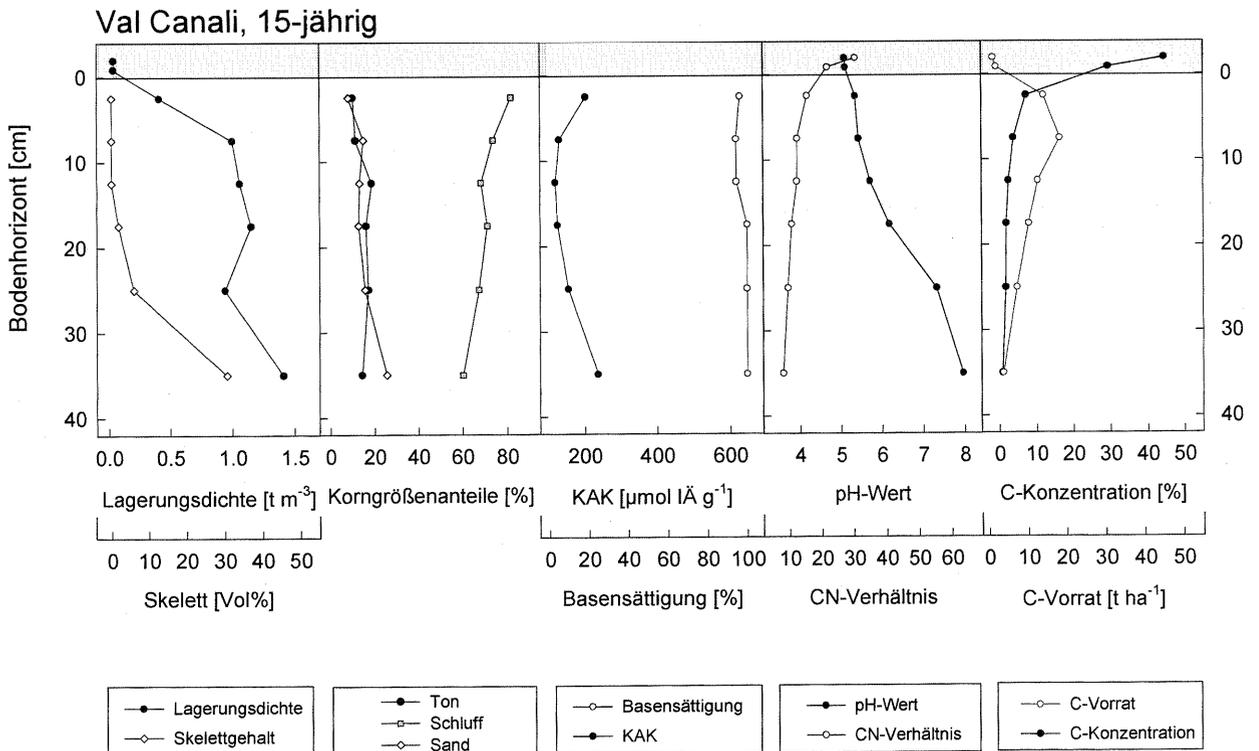
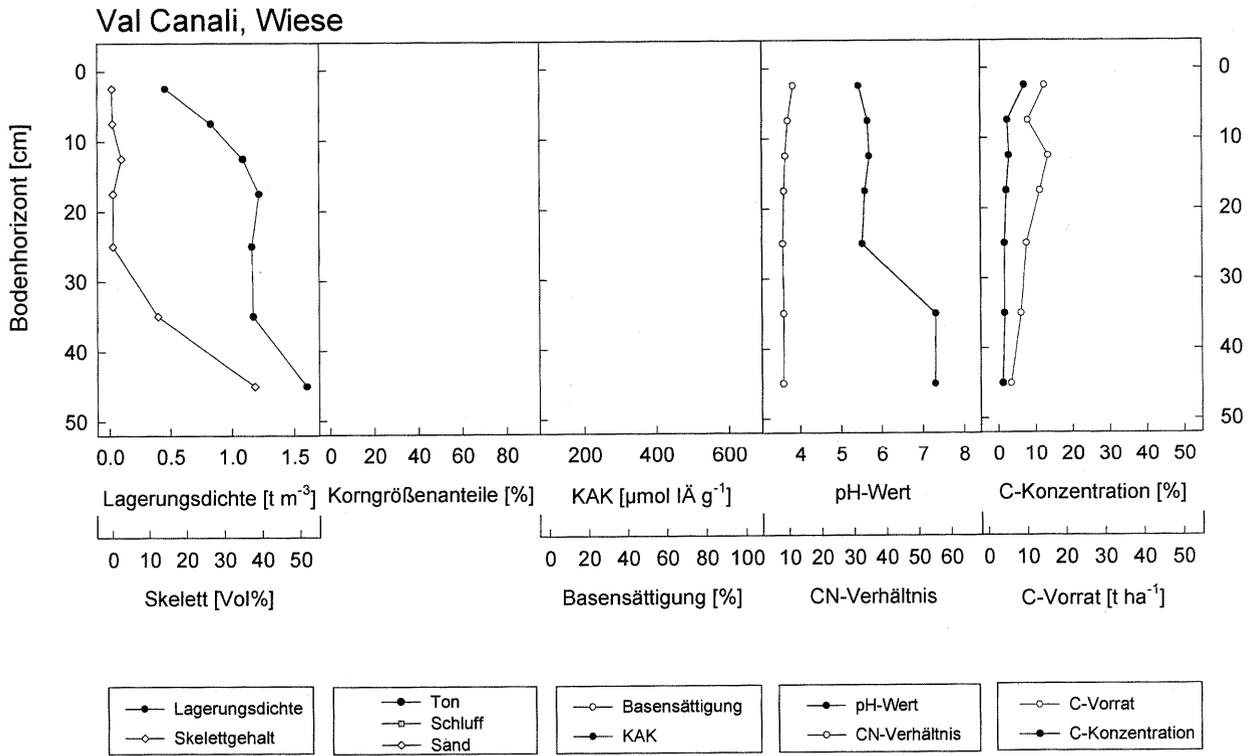
Aiarei, Vergleichswald



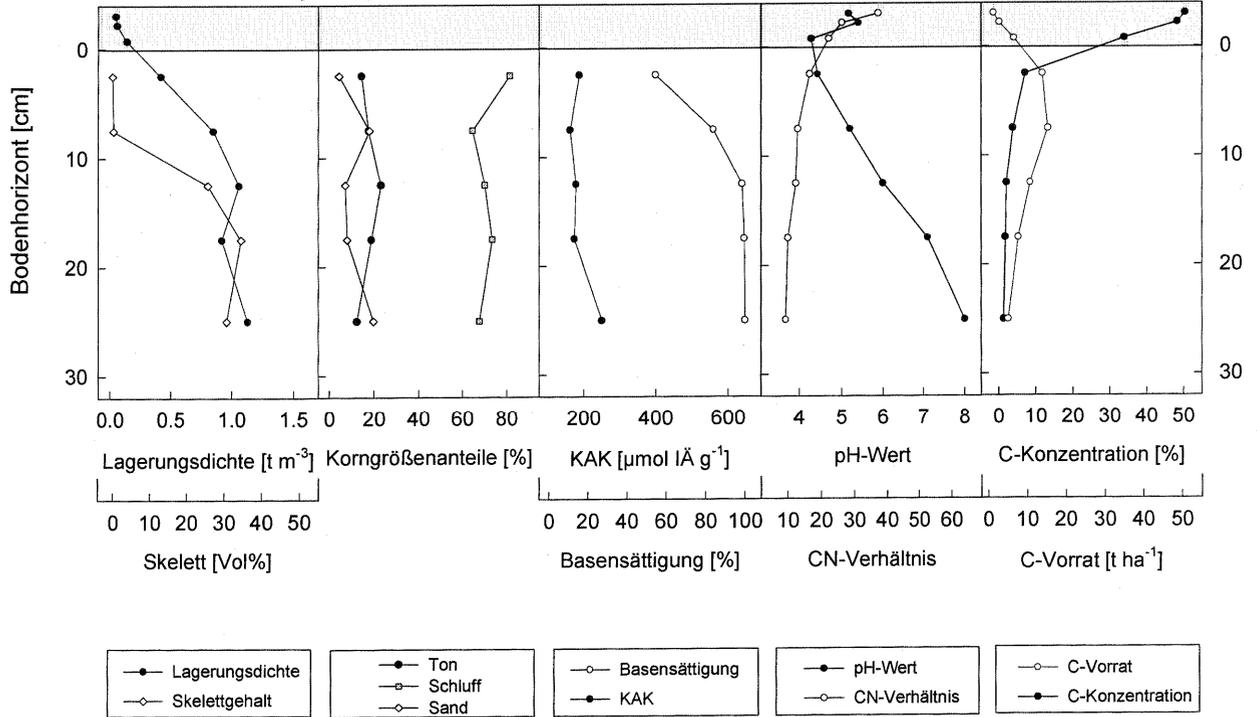




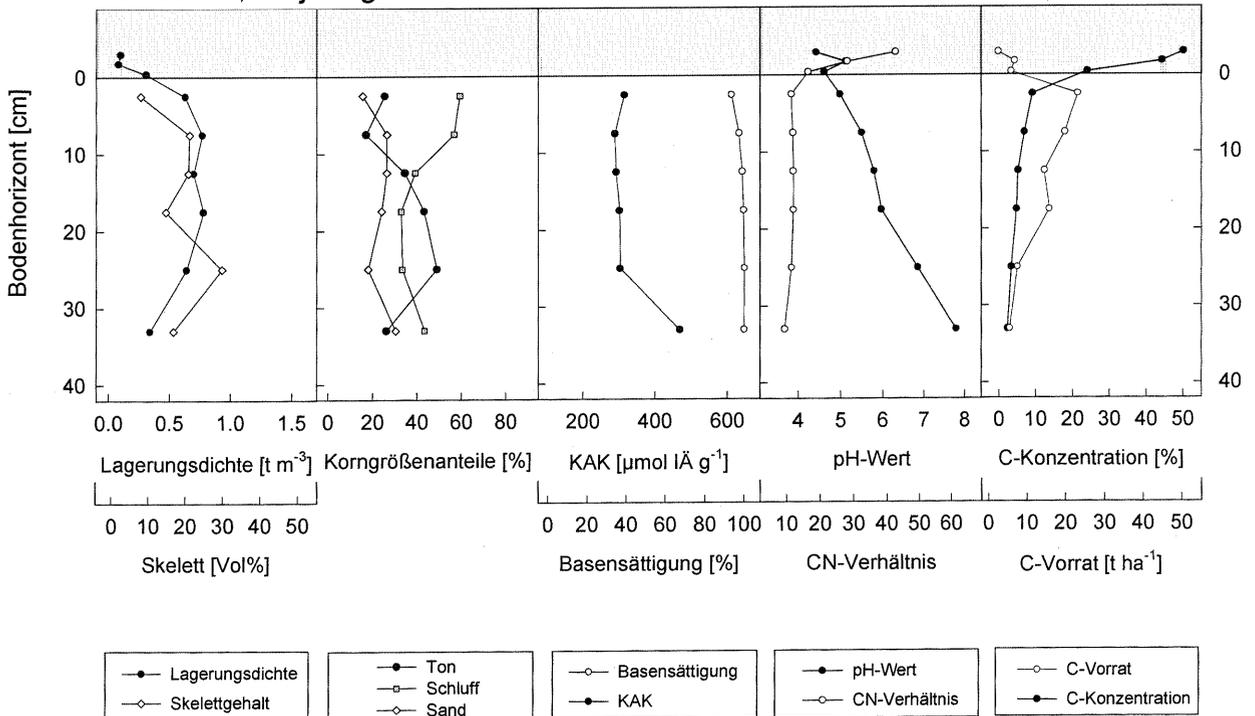




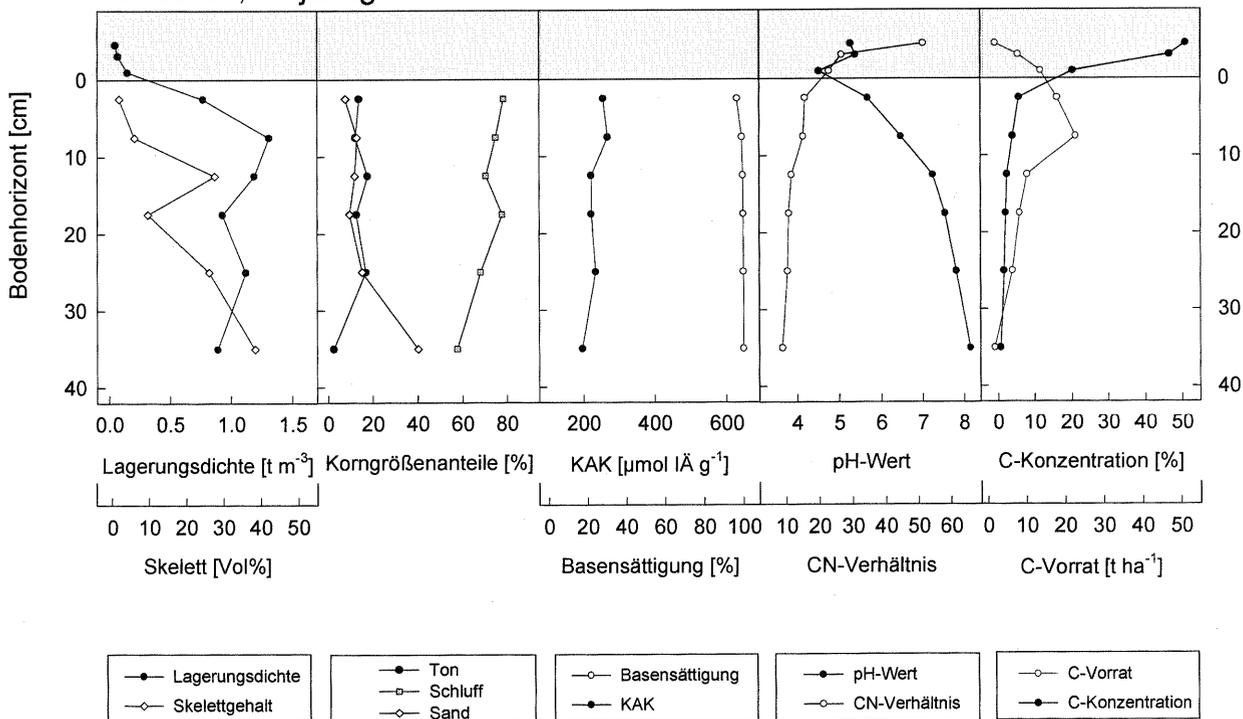
Val Canali, 30-jährig



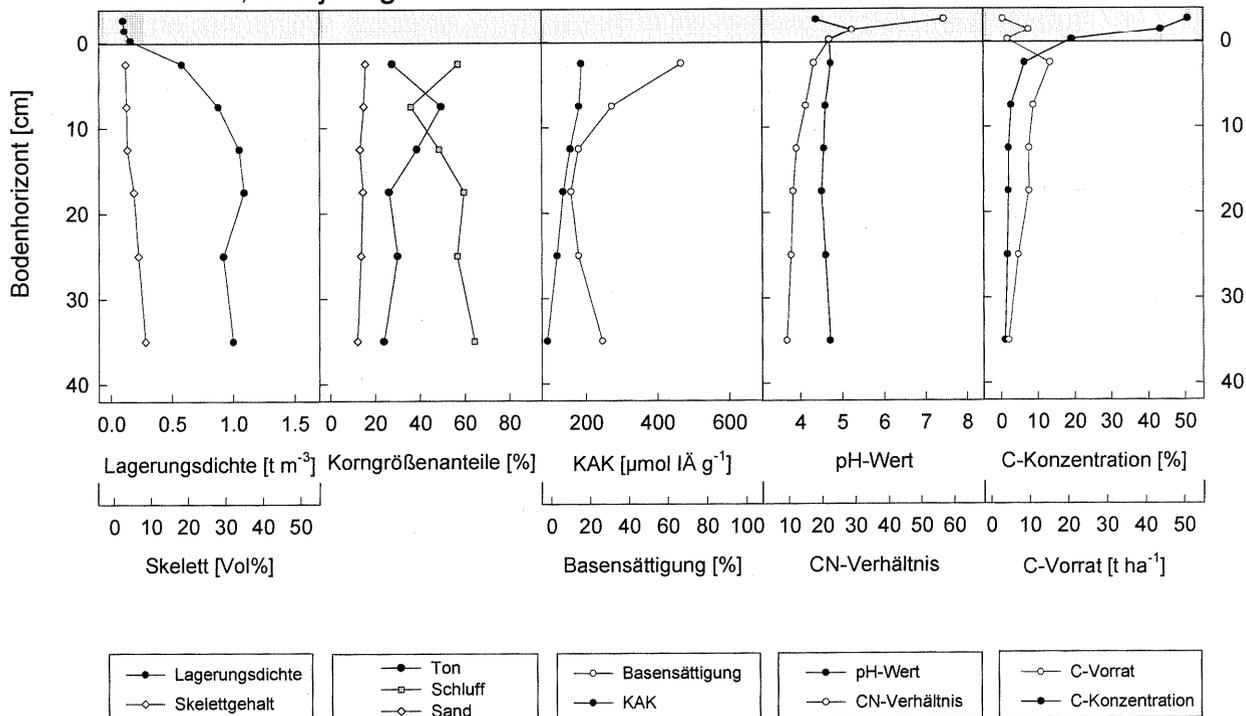
Val Canali, 46-jährig



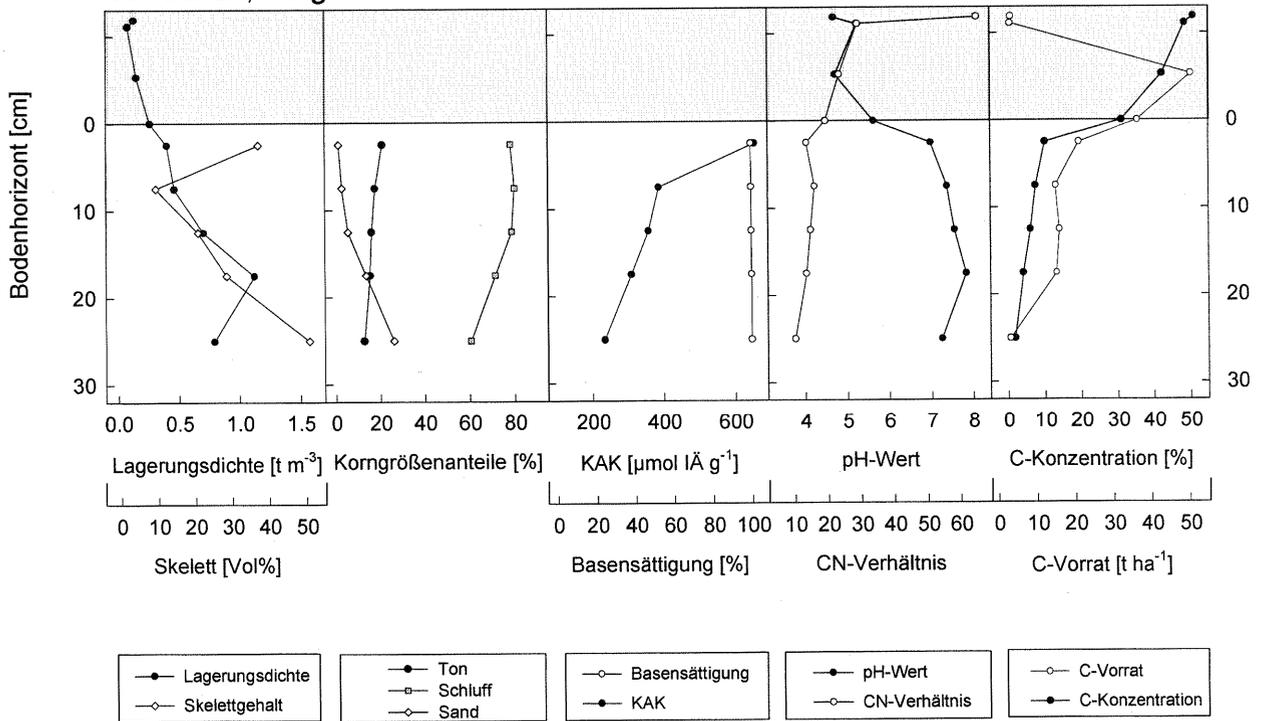
Val Canali, 60-jährig



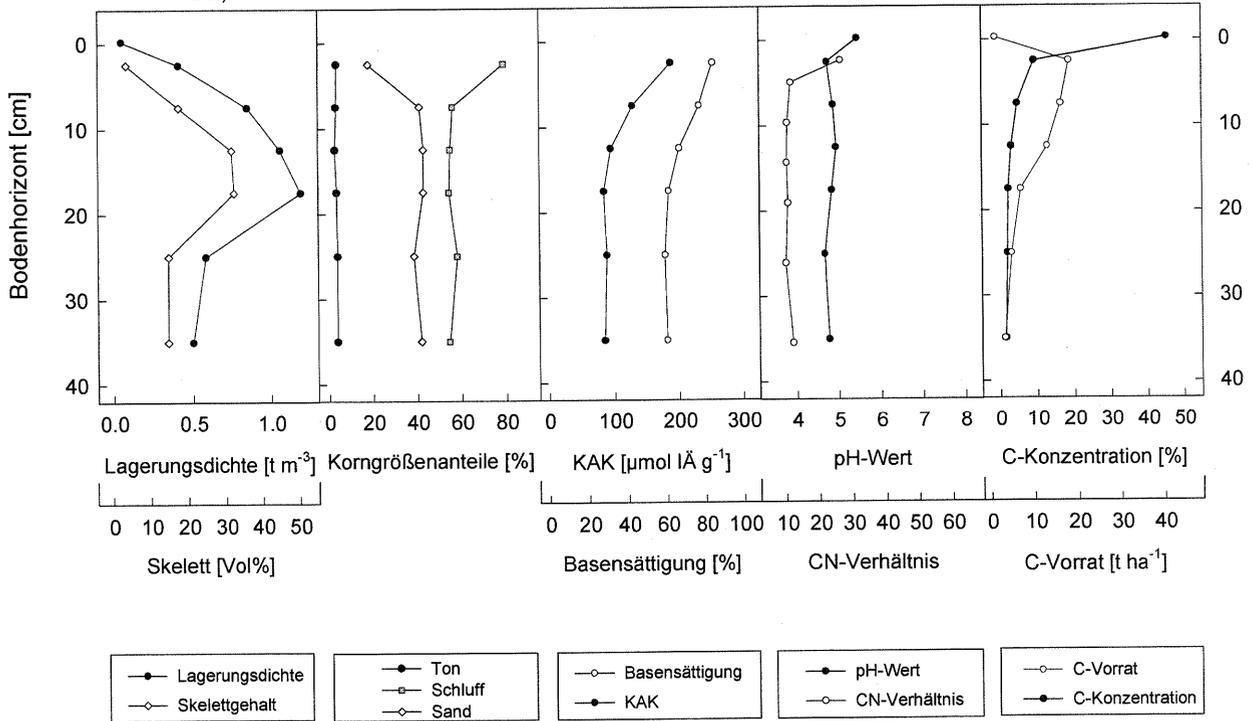
Val Canali, 100-jährig



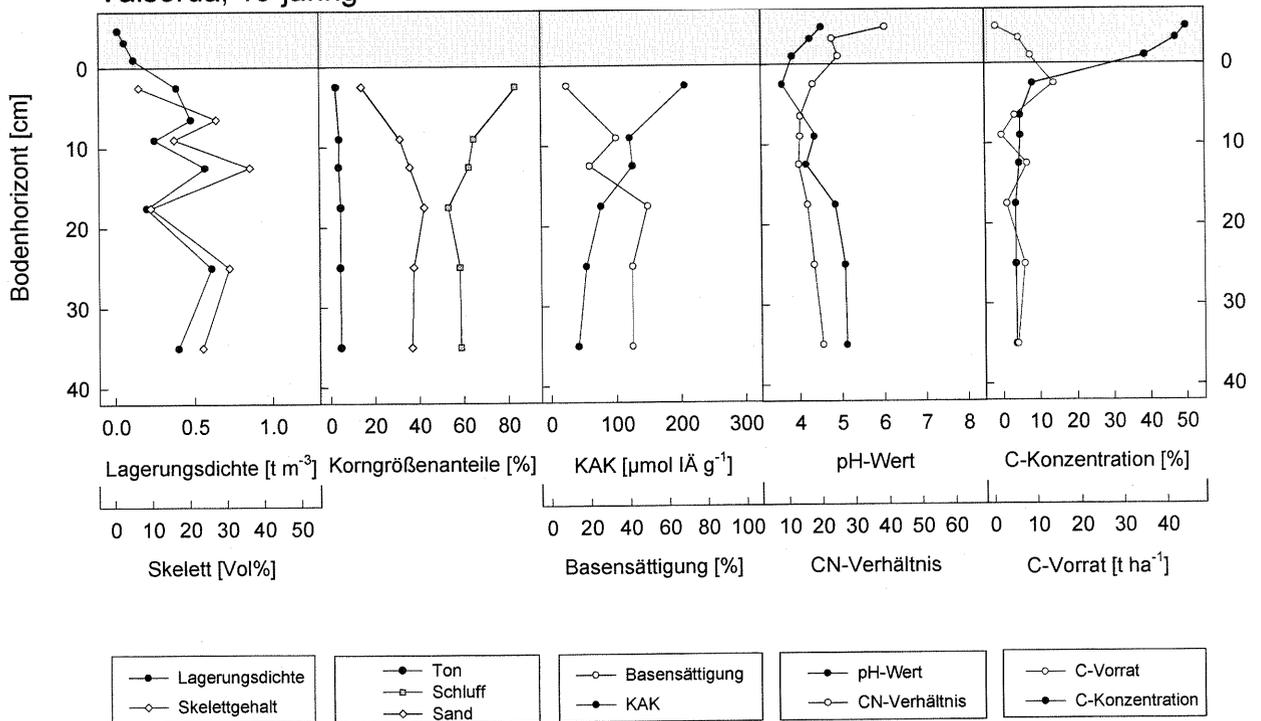
Val Canali, Vergleichswald



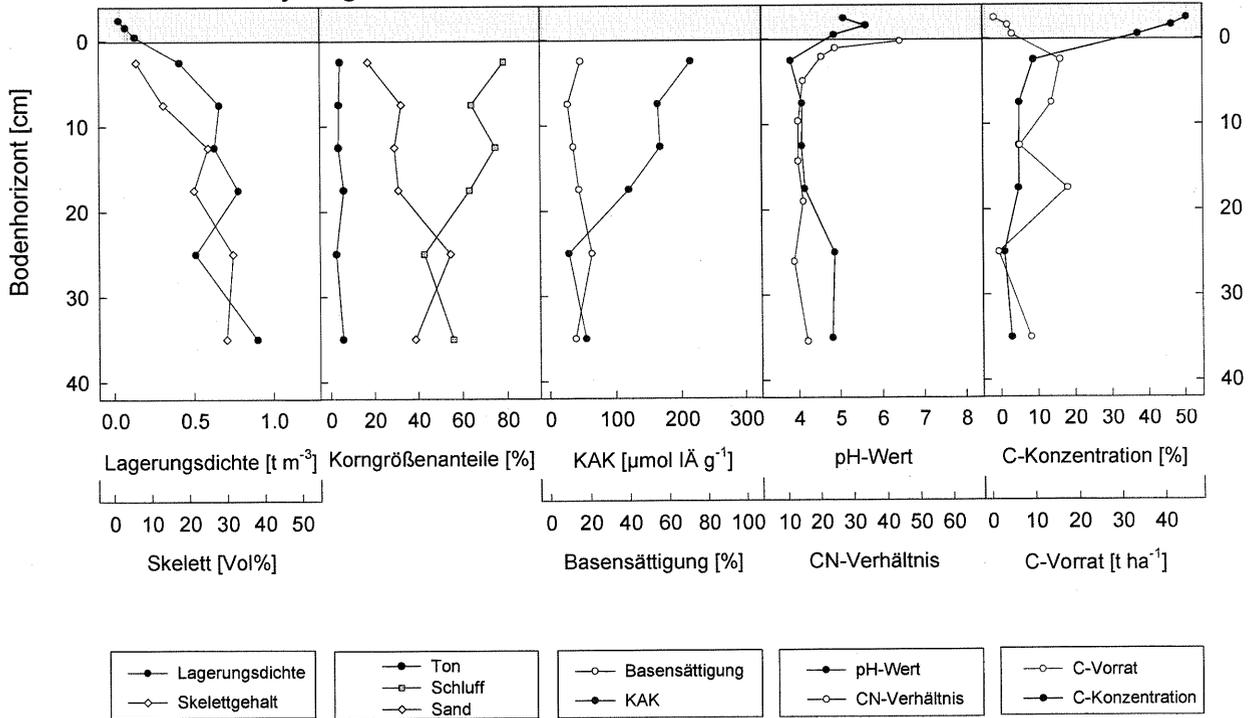
Valsorda, Wiese



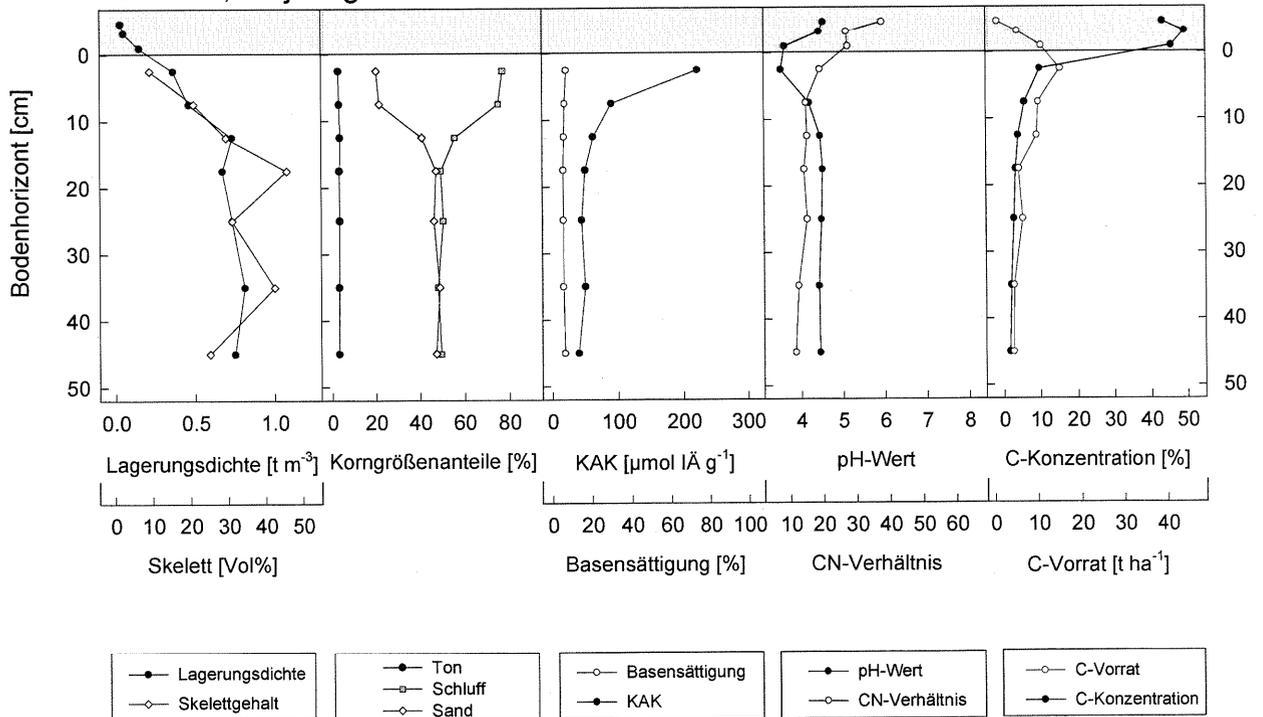
Valsorda, 15-jährig



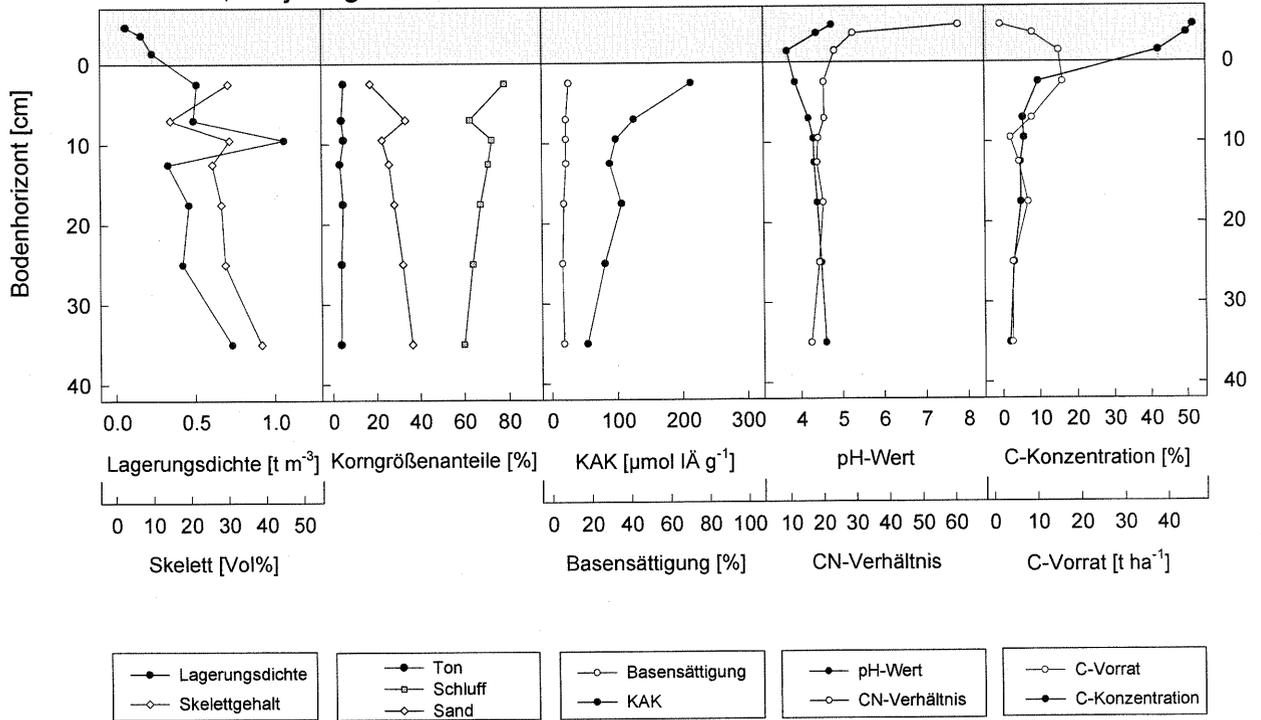
Valsorda, 25-jährig



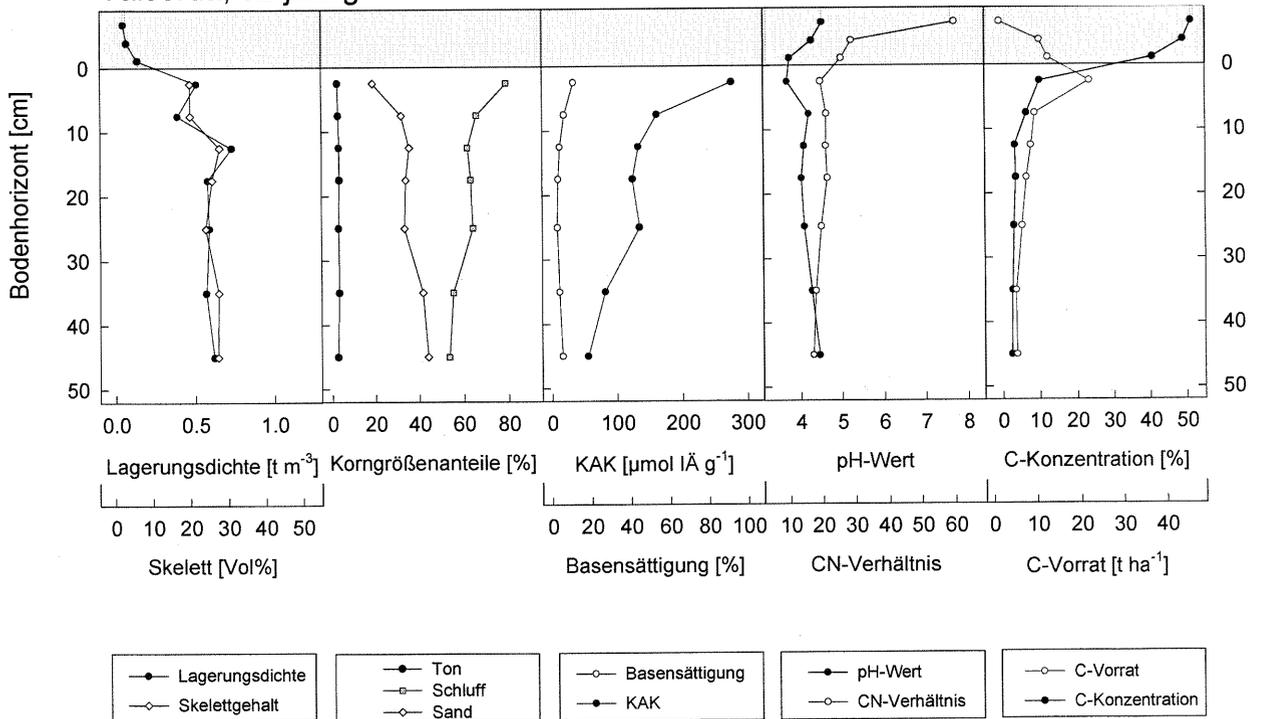
Valsorda, 33-jährig

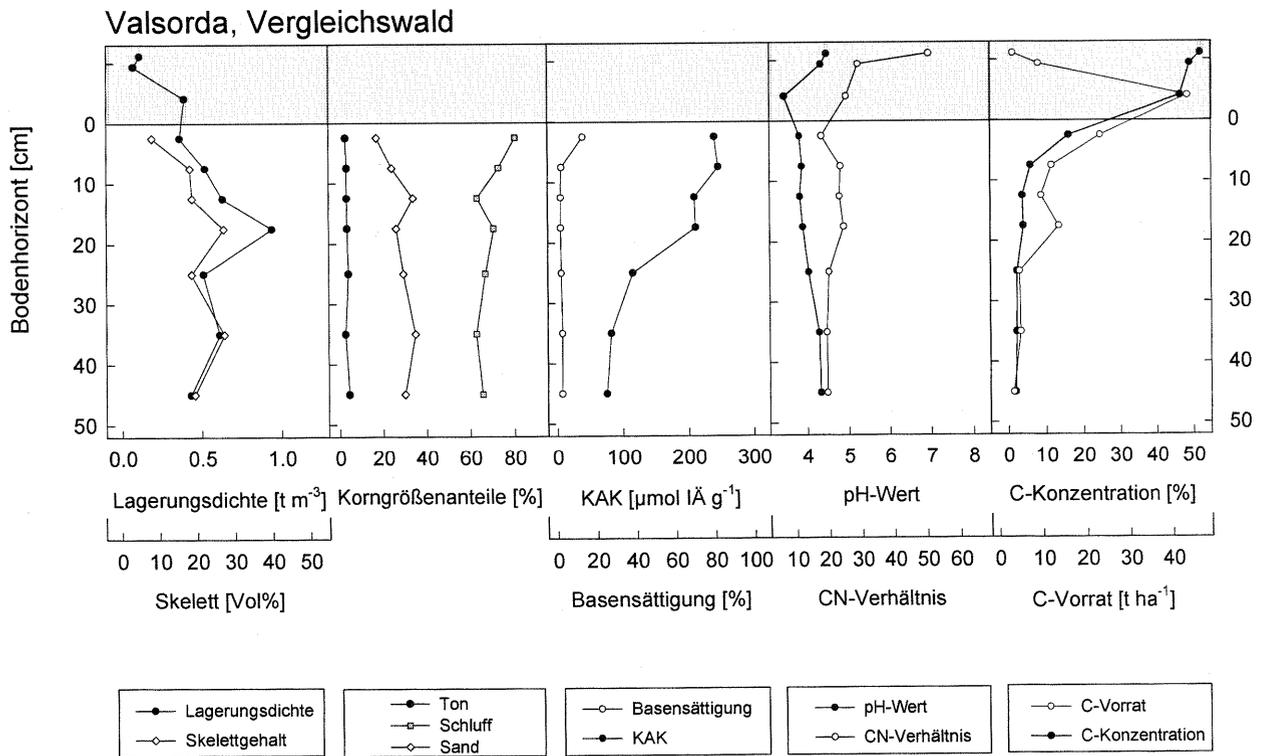


Valsorda, 47-jährig



Valsorda, 62-jährig





Ab der folgenden Seite:

8-2 Tabellen

Tabelle A-1: Bodenchemische und -physikalische Parameter der untersuchten Bodenprofile. V: Vergleichswald, LD: Lagerungsdichte, BS: Basensättigung, CN: CN-Verhältnis, Ls2: schwach sandiger Lehmb, Lu: schluffiger Lehmb, Silu: sandig-schluffiger Lehmb, Tu2, Tu3 bzw. Tu4: schwach, mittel bzw. stark schluffiger Ton, Uls: sandig-lehmiger Schluff, U12, U13 bzw. U14: schwach, mittel bzw. stark toniger Schluff. Die Ermittlung der Bodenart erfolgte gemäß AG Boden (1994).

Standort	Alter [a]	Bodentiefe [cm]	LD [t·m ⁻³]	Sklett [Vol%]	Ton [%]	Schluff [%]	Sand [%]	Bodenart	pH (in H ₂ O)	KAK [μmol l ⁻¹ ·g ⁻¹]	BS [%]	Al	Fe	Mn [μmol l ⁻¹ ·g ⁻¹]	Ca	K	Mg	C/N	N [%]	C [%]	
Eichsfeld	0	0-5	0,52	2,58	-	-	-	-	7,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10,58	0,54	5,73
		5-10	1,19	12,70	-	-	-	-	-	7,58	-	-	-	-	-	-	-	-	9,95	0,35	3,51
		10-15	1,29	14,00	-	-	-	-	-	7,52	-	-	-	-	-	-	-	-	9,38	0,26	2,42
		15-20	1,95	40,26	-	-	-	-	-	7,62	-	-	-	-	-	-	-	-	8,78	0,19	1,70
Eichsfeld	15	0-5	0,88	0,14	11,4	84,2	4,4	U12	4,49	124,46	61,96	36,97	1,06	6,25	61,42	3,65	12,04	16,31	0,17	2,84	
		5-10	1,22	0,25	10,6	81,4	7,9	U12	4,88	109,99	72,63	23,25	0,20	4,97	65,61	3,20	11,07	12,93	0,13	1,65	
		10-15	1,41	0,30	13,3	78,7	8,0	U13	5,04	113,07	80,32	12,84	-	3,63	80,32	3,21	12,01	10,74	0,11	1,24	
		15-20	1,63	0,33	15,1	75,8	9,1	U13	5,28	131,42	92,20	6,69	-	2,77	103,85	2,72	14,60	9,03	0,11	0,95	
		20-30	1,62	0,67	17,2	70,8	12,0	U14	5,63	198,94	98,04	3,66	-	1,02	167,61	3,85	23,59	8,84	0,06	0,55	
		30-40	1,51	1,29	25,0	62,2	12,8	Lu	5,91	230,12	99,11	1,61	-	0,57	197,74	4,59	25,75	8,49	0,05	0,42	
		40-50	1,43	3,44	34,4	54,0	11,6	Tu3	6,41	272,99	99,94	0,17	-	0,70	239,79	5,27	27,78	8,37	0,05	0,38	
		5-10	1,06	1,67	11,0	78,4	10,6	U12	4,44	134,72	65,67	34,76	0,54	8,48	76,07	3,18	18,99	13,77	0,19	2,55	
		5-10	1,44	4,51	10,6	77,3	12,1	U12	4,9	131,97	82,09	14,77	0,04	6,56	95,63	2,37	15,41	11,27	0,13	1,42	
		10-15	1,56	4,39	17,0	70,8	12,2	U14	5,33	144,69	94,86	3,43	-	3,93	122,70	2,76	9,22	9,54	0,12	1,15	
15-20	1,48	9,20	22,4	65,2	12,4	U14	5,82	204,95	98,58	0,68	-	2,66	182,70	3,98	10,33	9,86	0,10	0,96			
20-30	1,43	17,04	46,2	43,8	10,0	Tu2	7,07	270,57	99,77	-	-	0,56	330,42	4,60	11,79	7,64	0,10	0,76			
30-35	1,09	23,81	37,2	50,4	12,4	Tu3	8	442,01	99,92	-	-	0,19	505,98	3,79	15,37	8,00	0,08	0,66			
Eichsfeld	57	0-5	0,61	9,90	32,8	66,3	0,9	Tu4	5,23	354,02	91,99	13,48	0,38	8,29	304,77	5,62	22,35	10,85	0,35	3,80	
		5-10	1,08	13,71	25,6	69,6	4,6	Tu4	7,58	342,00	99,74	-	0,82	5,70	16,96	9,25	16,96	9,25	0,29	2,66	
		10-15	0,89	24,42	46,1	48,1	5,8	Tu2	7,86	378,12	99,87	-	0,49	5,11	13,74	8,58	8,58	0,28	2,37		
		15-20	1,99	64,33	45,6	51,6	2,8	Tu2	7,82	498,44	99,88	-	0,38	5,66	592,52	5,66	13,85	8,25	0,25	2,10	
Eichsfeld	70	0-5	0,87	4,82	38,7	60,6	0,7	Tu3	6,82	339,61	99,22	-	2,78	2,78	430,99	8,53	15,71	13,61	0,38	5,13	
		5-10	0,85	7,46	27,9	71,1	1,1	Tu4	7,64	379,62	99,73	-	0,78	0,78	478,97	8,74	14,44	9,67	0,27	2,60	
		10-15	1,29	17,02	46,6	51,4	2,0	Tu2	7,68	402,89	99,80	-	0,58	0,58	437,63	7,75	12,57	8,59	0,24	2,10	
		15-20	1,55	51,05	37,5	59,5	3,0	Tu3	7,85	494,35	99,89	-	0,38	0,38	553,39	6,91	13,50	8,30	0,21	1,71	
Eichsfeld	86	0-5	0,90	0,65	22,0	75,8	2,2	U14	4,35	203,80	67,47	55,91	1,29	6,82	115,17	7,10	14,41	14,55	0,30	4,41	
		5-10	1,16	2,56	27,2	71,8	1,0	Tu4	6,89	425,10	99,74	0,18	-	1,97	398,18	6,95	18,87	12,85	0,24	3,03	
		10-15	1,21	10,96	48,1	51,1	0,7	Tu2	7,8	447,43	99,82	-	0,62	0,62	575,61	6,83	18,18	9,05	0,18	1,62	
		15-20	2,07	26,49	53,8	45,4	0,8	Tu2	7,95	654,89	99,93	-	0,32	0,32	739,34	6,41	16,33	8,29	0,13	1,07	
Eichsfeld	100	0-5	0,66	14,67	30,8	69,1	0,1	Tu4	5,62	541,54	98,37	5,74	0,56	3,36	505,27	4,16	23,29	19,22	0,41	7,91	
		5-10	0,76	35,08	48,2	51,0	0,7	Tu2	7,52	622,37	99,91	-	0,56	0,56	723,33	5,01	21,94	13,53	0,31	4,18	
		10-15	0,95	49,87	47,9	51,4	0,7	Tu2	7,68	635,45	99,92	-	0,33	0,33	730,95	4,64	19,75	11,66	0,28	3,30	
		15-20	0,73	45,50	51,1	48,0	0,9	Tu2	7,87	671,81	99,96	-	0,23	0,23	768,01	3,99	17,10	10,91	0,25	2,71	
20-30	1,00	52,62	45,5	44,2	10,3	Tu2	7,98	731,75	99,97	0,41	0,06	0,16	700,91	2,56	12,63	12,53	0,20	2,47			
Vilstal	0	0-5	0,48	0,39	12,3	58,8	29,0	Uls	4,33	125,69	50,63	50,64	1,79	4,43	50,77	1,87	11,01	11,91	0,58	6,90	
		5-10	0,60	1,58	8,5	54,3	37,1	Uls	4,48	113,36	47,91	51,13	1,03	2,78	46,26	4,79	6,48	11,57	0,43	4,99	
		10-15	0,93	2,45	12,2	50,3	37,5	Uls	4,54	122,08	48,31	56,32	1,24	1,53	47,40	0,67	10,91	11,94	0,30	3,52	
		15-20	0,91	1,83	7,8	48,0	44,2	Uls	4,59	114,08	51,08	50,21	1,07	1,01	48,05	0,39	9,83	11,76	0,22	2,63	
		20-30	0,94	5,61	11,6	48,3	40,1	Silu	4,67	104,29	55,22	41,40	0,93	0,65	48,61	0,57	8,41	12,29	0,17	2,09	
		30-40	0,93	6,80	15,7	48,3	35,9	Silu	4,89	78,02	57,34	30,98	0,56	0,38	38,55	0,48	11,78	11,78	0,14	1,70	
		40-50	1,08	14,68	-	-	-	-	-	5,01	39,67	38,46	24,53	0,13	0,20	13,42	0,40	1,43	15,40	0,09	1,41
		5-10	0,62	0,03	24,3	57,7	18,1	Lu	4,07	139,01	42,86	59,82	5,17	5,14	40,61	1,46	17,51	13,33	0,42	5,66	
		5-10	1,12	0,39	17,3	57,1	25,4	Lu	4,64	116,78	55,47	43,95	0,83	3,10	47,48	1,03	16,27	11,92	0,23	2,74	
		10-15	1,27	5,56	19,1	49,0	31,9	Lu2	4,67	111,91	61,19	37,12	0,49	2,34	53,96	0,67	15,84	11,02	0,15	1,68	
15-20	1,21	4,32	22,4	49,8	28,0	Lu2	4,91	104,19	63,97	33,69	0,37	2,12	53,67	0,45	11,64	11,57	0,11	1,24			
20-30	1,21	5,93	22,7	49,8	27,4	Lu2	5,18	111,57	71,94	27,24	0,13	2,55	66,32	1,13	11,60	10,84	0,08	0,90			
30-40	1,15	12,12	22,3	44,7	33,0	Lu2	5,39	108,77	79,71	17,96	-	2,84	73,54	0,79	11,45	11,03	0,06	0,66			
40-50	1,19	7,82	24,9	45,0	30,1	Lu2	5,42	107,91	87,38	10,22	-	3,17	79,83	1,03	12,39	10,04	0,06	0,55			
Vilstal	34	0-5	0,65	0,30	17,4	60,2	22,3	Lu	4,35	171,23	56,48	51,09	1,29	16,84	83,44	2,62	10,65	12,81	0,55	7,04	
		5-10	1,11	1,28	11,0	55,3	33,6	Uls	4,13	111,93	7,77	90,82	1,48	5,06	6,01	0,65	2,03	11,51	0,30	3,40	
		10-15	0,89	3,16	15,1	51,0	33,9	Uls	4,25	90,86	7,40	75,32	0,88	4,58	4,41	0,59	1,73	10,51	0,24	2,52	
		15-20	0,88	3,01	12,5	50,8	36,7	Uls	4,35	74,52	7,88	61,67	0,55	3,53	3,75	0,62	1,50	10,48	0,19	2,02	
20-30	1,22	13,10	13,2	50,3	36,6	Uls	4,52	63,27	10,90	52,42	0,25	3,59	3,69	0,67	1,67	10,91	0,13	1,37			
30-40	1,00	19,50	10,8	46,1	43,1	Silu	4,73	54,55	19,65	41,45	0,12	1,91	5,79	1,34	2,30	10,91	0,09	0,94			
40-50	1,07	23,39	12,0	43,4	44,6	Silu	4,81	44,63	21,93	33,99	0,19	1,00	6,60	0,14	2,10	11,73	0,08	0,97			
Vilstal	56	dunkel	0,61	0,08	17,5	60,3	22,2	Lu	4,14	173,95	50,74	58,16	3,98	13,72	75,60	2,97	9,70	18,42	0,80	14,67	
		0-5	0,86	0,19	22,4	56,8	20,7	Lu	4,05	149,89	20,99	95,73	5,80	6,33	24,65	1,35	5,46	14,55	0,35	5,07	
		5-10	0,81	6,66	13,7	56,2	30,1	Uls	4,27	119,93	16,33	87,10	2,89	4,92	14,51	0,89	4,18	13,14	0,27	3,50	
		10-15	1,00	13,11	19,5	50,5	30,0	Lu	4,45	122,97	30,14	77,44	0,87	4,19	26,07	0,94	10,05	11,70	0,21	2,42	

Standort	Alter	Bodeniefe	LD	Skelett	Ton	Schluff	Sand	Bodenart	pH	KAK	BS	Al	Fe	Mn	Cu	K	Mg	C/N	N	C	
	[a]	[cm]	[t m ⁻¹]	[Vol%]	[%]	[%]	[%]		(in H ₂ O)	[μmol lA g ⁻¹]	[%]	[μmol lA g ⁻¹]	[%]	[%]	[%]						
Vilstal	56	15-20	1.21	14.13	18.8	50.5	30.7	Lu	4.63	121.29	29.70	77.92	0.77	3.46	23.38	0.85	9.80	11.53	0.14	1.65	
		20-30	1.15	14.88	20.4	50.9	28.7	Lu	4.94	130.13	46.01	64.99	0.49	2.20	42.42	1.19	16.27	10.93	0.12	1.27	
		30-40	1.13	11.18	22.4	49.3	28.3	Ls2	5.27	116.72	57.77	46.18	0.18	1.86	49.79	1.31	15.02	10.78	0.07	0.72	
		40-50	1.18	10.98	21.8	47.2	31.0	Ls2	5.27	93.80	62.90	93.80	0.06	1.54	48.08	1.21	9.72	9.87	0.06	0.60	
Vilstal	82	dunkel	0.26	0.30	13.4	51.4	35.2	Uls	3.64	175.98	16.49	88.08	17.36	0.23	20.42	1.37	9.04	19.12	0.48	9.08	
		0-5	0.60	1.64	15.9	56.2	27.9	Uls	4.3	184.88	41.13	74.33	8.90	2.92	57.25	0.71	7.64	17.79	0.38	6.70	
		5-10	0.49	18.64	6.8	45.7	47.5	Su4	4.21	125.80	4.22	109.03	6.41	0.13	2.94	0.65	1.72	21.34	0.25	5.28	
		10-15	0.82	19.90	12.5	44.4	43.1	Su	4.47	82.19	3.97	76.98	2.11	0.10	1.96	0.45	0.85	21.14	0.20	4.20	
		15-20	0.92	12.45	13.0	38.3	48.8	S4	4.59	60.26	3.90	60.26	0.90	0.07	0.38	0.38	0.56	17.51	0.14	2.53	
		20-30	0.90	11.79	13.1	43.2	48.2	S4	4.52	38.7	4.32	47.33	0.46	0.03	1.44	0.35	0.36	18.63	0.11	1.97	
		30-40	1.26	15.23	12.7	33.8	53.5	S4	4.69	28.19	4.25	27.13	0.08	0.10	0.69	0.35	0.16	18.96	0.07	1.27	
		40-50	1.09	23.12	10.2	34.2	55.5	S3	4.63	31.05	4.42	29.94	0.17	0.03	0.83	0.36	0.18	19.62	0.04	0.83	
		0-5	0.53	3.62	21.4	64.0	14.6	Lu	6.39	435.13	98.44	98.44	0.43	0.17	7.04	3.92	25.31	15.52	0.43	6.69	
		5-10	0.84	4.64	13.2	58.7	28.1	Uls	4.16	152.64	127.11	127.11	3.71	3.96	3.96	3.53	3.99	16.61	0.18	2.95	
Vilstal	146	10-15	0.89	4.24	16.5	55.1	28.8	Uls	4.26	160.42	16.09	121.34	2.96	2.56	16.81	0.76	8.23	14.55	0.16	2.28	
		15-20	0.85	4.93	16.7	54.5	28.4	Uls	4.38	168.91	29.78	106.86	2.75	1.81	38.31	1.03	10.96	15.43	0.15	2.30	
		20-30	0.78	5.70	17.1	54.9	28.0	Uls	4.64	157.03	34.71	94.30	2.75	1.07	44.94	0.93	8.65	14.71	0.11	1.66	
		30-40	0.95	33.68	15.9	52.4	31.7	Uls	4.88	106.80	43.15	54.73	1.66	0.94	38.68	0.76	6.63	17.70	0.07	1.19	
		0-5	0.46	0.00	-	-	-	-	-	5.91	-	-	-	-	-	-	-	-	12.82	0.55	7.10
		5-10	0.76	0.14	-	-	-	-	-	5.61	-	-	-	-	-	-	-	-	12.20	0.35	4.26
		10-15	1.05	7.66	-	-	-	-	-	5.89	-	-	-	-	-	-	-	-	12.51	0.19	2.39
		15-20	1.77	13.03	-	-	-	-	-	5.76	-	-	-	-	-	-	-	-	10.88	0.12	1.35
		20-30	1.37	4.67	-	-	-	-	-	6.43	-	-	-	-	-	-	-	-	8.20	0.07	0.61
		30-40	1.49	1.32	-	-	-	-	-	5.80	-	-	-	-	-	-	-	-	4.24	0.06	0.25
40-50	1.61	0.29	-	-	-	-	-	5.61	-	-	-	-	-	-	-	-	3.61	0.06	0.21		
Aiarei	14	0-5	0.42	1.50	15.1	80.3	4.6	U13	4.93	308.52	94.86	3.99	0.34	10.60	263.49	0.95	23.39	16.30	0.64	10.49	
		5-10	0.54	33.22	11.4	77.4	11.2	U12	6.99	441.37	99.70	0.27	0.04	1.38	1.38	588.54	5.04	21.46	0.56	12.10	
		10-13.3	0.46	10.58	16.4	75.7	7.9	U13	7.25	414.11	99.80	0.19	-	0.76	0.76	490.55	2.66	10.95	18.46	0.45	8.27
		13.3-15	0.32	18.70	15.0	74.6	10.4	U13	7.46	357.73	99.81	0.20	-	0.51	0.51	420.79	2.10	16.16	16.16	0.27	4.30
		15-20	0.99	33.51	19.4	69.0	11.6	U14	7.66	415.96	99.87	-	-	0.47	0.47	510.14	2.79	8.91	13.55	0.24	3.19
		20-30	1.08	46.07	20.0	63.1	16.9	Lu	7.86	431.14	99.89	-	-	-	0.38	510.40	3.07	7.82	11.76	0.16	1.88
		30-40	1.29	49.67	22.4	54.9	22.7	Lu	8.01	519.31	99.92	-	-	-	0.35	578.83	2.13	8.49	10.48	0.09	0.92
		0-5	0.62	1.20	5.6	92.9	1.4	U0	5.22	233.63	96.91	2.82	0.43	0.43	4.77	199.60	2.80	24.02	17.49	0.27	4.69
		5-10	0.75	0.91	7.3	88.7	4.0	U0	4.19	214.95	26.43	146.94	8.28	0.76	0.18	35.13	2.60	19.10	18.17	0.17	3.09
		10-15	1.00	1.26	8.7	90.4	0.9	U12	4.29	173.43	21.26	132.29	3.63	0.33	0.24	22.86	2.10	11.91	14.58	0.12	1.73
Aiarei	37	15-20	0.79	3.02	8.1	91.0	1.0	U12	4.42	149.56	17.60	119.79	1.83	0.42	16.32	2.34	7.04	12.67	0.10	1.23	
		20-30	0.93	2.47	7.5	91.6	1.0	U0	4.9	108.05	39.98	66.39	0.61	0.35	35.13	2.16	5.28	11.41	0.08	0.92	
		30-40	1.18	4.38	9.7	89.3	1.0	U12	6.41	105.50	100.48	0.24	-	0.73	0.73	98.83	2.31	4.24	9.07	0.07	0.62
		40-50	1.10	6.17	9.3	89.5	1.2	U12	7.92	256.76	99.81	0.27	0.05	0.40	0.40	286.44	-	4.64	5.74	0.06	0.37
		0-5	0.64	2.07	13.1	81.8	5.1	U13	4.35	188.46	54.36	71.53	7.02	0.43	1.05	79.68	2.33	20.45	20.20	0.30	6.14
		5-10	0.98	6.42	9.7	78.9	11.3	U12	4.79	154.47	62.81	52.42	2.40	0.76	0.75	81.02	2.20	13.81	18.73	0.10	1.85
		10-15	1.06	10.68	15.8	76.6	7.6	U13	5.02	134.58	73.49	33.90	0.08	0.08	1.19	87.96	2.24	8.70	18.91	0.10	1.83
		15-20	1.22	18.66	30.4	51.0	18.6	U13	6.56	233.16	100.34	0.24	-	0.08	0.40	212.76	3.21	17.33	12.82	0.09	1.13
		20-30	1.33	22.99	23.3	71.7	5.1	U14	7.85	510.69	99.91	-	-	0.10	0.27	481.49	3.38	6.04	10.49	0.08	0.85
		30-40	1.22	21.01	18.3	77.0	4.8	U14	7.99	568.74	99.94	0.33	-	-	0.21	440.82	2.03	6.68	8.38	0.06	0.54
Aiarei	54	40-50	0.96	35.03	18.7	76.4	4.9	U14	8.23	570.61	99.95	-	-	0.12	320.18	1.82	4.88	8.74	0.05	0.42	
		0-5	0.72	0.22	9.8	88.4	1.8	U12	5.58	199.76	98.24	1.28	0.43	3.38	3.38	166.92	9.01	20.31	21.34	0.34	7.22
		5-10	1.32	8.43	9.3	83.8	6.9	U12	5.25	228.88	93.94	10.47	6.06	0.69	3.06	191.48	3.60	19.94	18.53	0.14	2.63
		10-15	1.26	15.13	14.1	82.0	3.9	U13	7.06	248.70	99.58	0.70	0.15	0.15	1.17	303.24	1.90	12.39	13.59	0.11	1.47
		15-20	1.21	13.89	10.6	85.6	3.8	U12	7.8	366.90	99.80	0.33	0.10	0.10	0.53	431.71	2.51	7.28	11.44	0.11	1.12
		20-30	1.22	20.79	13.3	81.8	5.0	U13	7.96	323.77	99.89	-	-	0.31	0.31	438.52	2.15	4.86	10.79	0.08	0.82
		30-40	1.08	7.44	13.1	81.6	5.3	U13	8	261.23	99.94	-	-	-	0.13	328.54	1.19	2.76	12.64	0.06	0.74
		40-50	1.14	5.65	12.7	82.4	4.9	U13	7.8	192.12	99.95	-	-	-	0.07	250.02	1.18	1.50	12.99	0.05	0.70
		0-5	0.68	0.14	6.4	92.9	0.8	U0	4.35	267.96	54.27	103.57	14.34	0.43	0.57	112.66	2.60	30.16	22.78	0.24	5.38
		5-10	1.05	0.33	5.0	92.0	3.1	U0	4.45	219.12	36.13	128.71	6.06	0.69	0.16	57.07	1.97	20.14	18.73	0.09	2.01
Aiarei	112	10-15	1.05	0.62	6.4	92.9	0.8	U0	4.45	143.22	37.52	80.64	2.29	0.11	40.85	1.25	11.63	15.06	0.07	1.12	
		15-20	1.12	3.82	5.0	92.0	3.1	U0	4.61	113.29	46.23	57.20	0.88	0.09	42.52	1.17	8.68	12.25	0.07	0.87	
		20-30	1.24	4.08	3.5	84.7	11.8	U0	4.91	82.28	68.37	26.24	0.19	0.45	49.03	1.96	5.27	10.84	0.06	0.68	
		30-40	1.20	13.01	4.8	90.7	4.5	U0	7.63	186.98	99.75	0.22	0.04	0.04	0.22	199.32	1.61				

Standort	Alter [a]	Bodentiefe [cm]	LD [t m ⁻²]	Skelett [Vol%]	Ton [%]	Schluff [%]	Sand [%]	Bodenart	pH (in H ₂ O)	KAK [μmol l ⁻¹ g ⁻¹]	BS [%]	Al	Fe	Mn [μmol l ⁻¹ g ⁻¹]	Ca	K	Mg	CIN	N [%]	C [%]
Auren	212	10-15	0,63	20,63	41,3	40,2	18,5	L13	5,06	197,94	87,70	21,34	1,01	0,86	158,79	-	14,80	22,17	0,18	3,92
		15-20	0,58	25,40	38,3	36,9	24,8	L13	6,61	248,41	100,24	0,32	0,05	0,35	227,70	4,18	17,12	18,11	0,16	2,88
		20-30	0,68	38,64	38,1	37,9	24,0	L13	7,66	526,71	99,89	0,18	0,03	0,25	544,15	2,89	14,03	17,50	0,13	2,31
		30-40	1,23	57,07	41,1	39,1	19,8	L13	7,84	640,28	99,92	0,13	0,01	0,27	612,83	2,44	13,59	15,49	0,10	1,51
Kienberg	0	0-5	0,49	4,55	3,8	69,6	26,4	Us	4,47	119,35	70,31	24,36	1,11	6,04	62,03	4,67	17,22	13,06	0,45	5,92
		5-10	0,73	4,03	3,1	60,7	36,2	Us	4,47	82,36	46,07	36,07	1,18	2,58	21,45	2,64	13,86	12,65	0,38	4,75
		10-15	0,77	20,70	3,8	55,3	40,9	Us	4,71	63,77	44,87	30,03	0,43	1,81	17,99	1,42	9,21	11,80	0,26	3,08
		15-20	1,31	64,67	3,9	50,8	45,3	Us	4,84	47,32	45,00	23,46	0,20	1,26	14,51	1,13	5,66	12,23	0,18	2,19
Kienberg	24	0-5	0,69	28,38	3,4	51,6	44,9	Us	4,95	29,29	27,85	15,60	0,06	0,17	4,35	0,69	1,09	11,73	0,04	0,46
		5-10	1,28	36,22	2,2	46,0	51,8	Su4	5	21,98	27,85	15,60	0,06	0,17	4,35	0,69	1,09	11,73	0,04	0,46
		10-15	0,43	14,54	5,1	69,7	25,2	Us	4,36	197,86	75,87	17,18	2,40	23,19	122,77	4,24	23,11	14,58	0,52	7,64
		15-20	0,66	36,56	2,7	49,9	47,4	Su4	4,86	107,88	81,23	9,65	0,68	8,22	73,57	1,40	12,25	22,68	0,18	4,03
Kienberg	60	0-5	0,65	37,77	4,0	50,7	45,3	Us	4,75	77,21	40,62	15,20	0,98	3,07	44,08	1,06	7,81	21,99	0,12	2,61
		5-10	0,88	41,36	5,4	48,2	47,2	Su4	4,68	70,74	38,29	27,26	0,81	2,43	27,41	0,97	5,77	20,43	0,08	1,93
		10-15	0,24	55,71	3,4	49,4	47,2	Su4	4,73	57,76	48,73	25,93	0,44	1,74	16,18	1,11	5,08	17,51	0,05	0,90
		15-20	1,08	53,29	-	-	-	-	4,95	43,38	47,34	15,91	0,16	0,93	12,74	0,98	6,82	15,03	0,04	0,65
Kienberg	93	0-5	0,77	45,42	-	-	-	-	4,91	35,32	45,53	13,69	0,12	0,58	8,01	0,84	7,24	17,54	0,04	0,68
		5-10	0,99	16,59	2,4	54,1	43,5	Us	3,81	92,35	25,79	45,91	7,56	0,74	12,56	1,37	9,89	23,25	0,12	2,75
		10-15	1,30	24,70	3,1	48,2	48,8	Su4	4,54	43,72	37,60	22,44	1,01	2,20	6,55	1,01	8,87	21,48	0,06	1,31
		15-20	1,05	24,10	-	-	-	-	4,73	20,49	19,09	16,98	0,27	1,38	5,09	0,69	7,07	18,09	0,07	1,27
Kienberg	93	0-5	0,63	8,44	4,7	71,4	24,0	Us	4,39	242,57	74,88	30,68	4,30	22,55	140,90	4,59	36,17	22,79	0,23	5,25
		5-10	0,99	24,06	2,4	47,7	50,0	Su4	4,27	81,24	25,31	53,25	3,24	0,50	10,35	1,96	8,25	25,32	0,12	2,95
		10-15	0,91	31,16	3,7	53,0	47,0	Su4	4,44	68,68	24,76	47,70	1,60	0,45	7,49	1,99	7,53	20,58	0,11	2,23
		15-20	0,81	32,03	3,5	49,0	47,5	Su4	4,48	64,24	23,67	45,79	1,21	0,43	6,09	1,78	7,33	21,09	0,08	1,76
Kienberg	114	0-5	0,86	39,81	2,2	43,5	54,4	Su4	4,52	48,94	29,04	32,63	1,02	0,28	5,15	1,90	5,41	18,84	0,06	1,15
		5-10	0,77	41,36	1,5	41,4	57,1	Su4	4,67	35,63	29,20	23,39	0,66	0,25	4,83	1,49	4,08	15,69	0,05	0,78
		10-15	0,65	9,82	2,8	74,3	22,9	Us	3,82	186,63	41,10	137,62	22,44	0,11	1,14	1,28	5,23	32,05	0,18	5,78
		15-20	0,94	27,55	2,2	55,4	42,4	Us	4,51	51,46	5,53	46,64	1,37	0,22	0,80	1,40	0,64	33,67	0,05	1,65
Val Canali	0	0-5	0,83	0,13	-	-	-	-	5,44	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		5-10	1,09	2,55	-	-	-	-	5,66	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		10-15	1,22	0,29	-	-	-	-	5,70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		15-20	1,16	0,23	-	-	-	-	5,59	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Val Canali	15	0-5	0,41	0,00	10,1	81,8	8,1	U12	5,35	202,16	96,30	1,95	0,08	6,39	143,28	3,72	47,69	15,53	0,46	7,17
		5-10	1,00	0,00	11,3	73,7	14,9	U12	5,43	129,22	94,45	5,59	0,10	2,47	89,07	1,69	31,29	12,45	0,30	3,73
		10-15	1,06	0,00	47,1	43,5	9,4	Tu2	5,71	117,78	94,67	5,63	0,08	1,69	78,37	1,18	31,96	12,38	0,19	2,39
		15-20	1,15	1,34	28,4	38,1	11,5	Lu	6,18	123,99	99,92	-	-	0,96	85,27	1,26	37,37	10,68	0,17	1,82
Val Canali	30	0-5	0,94	5,99	34,6	49,4	16,0	L12	7,32	154,80	99,88	-	-	0,16	160,23	1,43	92,35	9,55	0,17	1,61
		5-10	1,41	30,64	18,0	54,3	27,7	Lu	7,95	236,14	99,91	-	-	0,12	171,88	0,94	117,21	8,07	0,09	0,73
		10-15	0,42	0,01	14,3	81,5	4,1	U13	4,43	187,83	54,73	66,52	4,95	7,26	63,21	2,65	36,93	16,43	0,43	7,06
		15-20	0,85	0,29	17,5	64,5	18,0	U13	5,2	162,26	83,87	19,33	0,67	5,76	83,66	1,71	50,71	12,96	0,29	4,34
Val Canali	46	0-5	0,77	21,15	17,0	56,6	26,4	Us	4,98	314,97	93,50	8,64	0,80	0,80	253,65	3,50	29,10	11,27	0,82	9,19
		5-10	0,70	20,81	71,9	1,8	26,3	T1	5,79	292,68	98,96	0,95	0,09	0,27	249,83	2,77	29,10	11,75	0,60	6,99
		10-15	0,78	14,77	70,4	5,6	24,0	T1	5,97	302,22	99,65	0,52	-	0,09	260,86	1,99	26,77	11,89	0,44	5,29
		15-20	0,64	29,91	80,3	1,9	17,9	T1	6,85	303,73	100,07	0,26	-	-	277,55	1,86	21,75	11,92	0,40	4,81
Val Canali	60	0-5	0,77	1,98	13,8	78,5	7,7	U13	5,67	255,47	96,65	1,53	0,11	7,52	163,00	1,93	81,99	15,67	0,36	5,70
		5-10	0,77	1,98	13,8	78,5	7,7	U13	5,67	255,47	96,65	1,53	0,11	7,52	163,00	1,93	81,99	15,67	0,36	5,70

Standort	Alter [a]	Bodentiefe [cm]	LD [t m ⁻²]	Skelett [Vol%]	Ton [%]	Schluff [%]	Sand [%]	Bodenart	pH (in H ₂ O)	KAK [μmol l ⁻¹ g ⁻¹]	BS [%]	Al	Fe	Mn [μmol l ⁻¹ g ⁻¹]	Ca	K	Mg	C/N	N [%]	C [%]	
Val Camali	60	5-10	1.31	6.14	12.2	74.9	12.8	U13	6.47	268.31	99.15	-	-	3.10	169.91	1.51	94.61	15.09	0.26	3.96	
		10-15	1.19	27.72	17.6	70.5	U14	12.8	7.24	221.97	99.64	-	-	0.83	201.71	1.31	114.01	11.61	0.21	2.42	
		15-20	0.93	9.73	12.6	77.8	U13	9.6	7.54	221.84	99.76	-	-	0.51	202.69	1.54	119.56	10.78	0.19	2.01	
		20-30	1.12	26.19	16.8	68.0	U13	15.2	7.81	234.03	99.87	-	-	0.28	198.86	1.34	123.39	10.43	0.15	1.58	
Val Camali	100	30-40	0.89	38.49	2.4	57.5	40.1	Us	8.15	196.71	99.92	-	-	0.11	152.43	0.88	102.26	8.88	0.07	0.64	
		0-5	0.58	3.21	27.5	56.8	Lu	15.6	4.73	187.25	66.86	40.79	0.63	17.33	106.55	2.34	16.30	17.47	0.37	6.44	
		5-10	0.88	3.46	49.4	35.8	Tu2	14.9	4.6	181.20	31.16	108.29	0.95	12.87	43.60	2.51	10.36	15.07	0.18	2.75	
		10-15	1.05	3.69	81.0	6.4	U4	12.6	4.36	135.69	14.08	116.05	0.39	15.39	31.39	2.04	5.92	12.19	0.16	2.01	
Val Camali	140	15-20	1.09	5.41	77.1	12.1	Tl	4.51	121.1	135.66	10.17	100.12	0.16	18.89	7.80	1.73	4.26	11.20	0.17	1.93	
		20-30	0.92	11.8	13.4	74.7	Tl	13.4	4.6	118.55	14.05	79.91	0.12	18.58	9.86	1.40	5.40	10.55	0.16	1.65	
		30-40	1.00	8.52	72.5	15.9	Tl	11.6	4.71	90.82	26.26	57.44	0.08	6.27	15.97	1.19	6.68	9.28	0.11	1.00	
		40-50	0.96	7.44	84.8	7.3	Tl	7.8	4.82	119.94	42.36	67.66	0.09	1.24	41.14	1.95	7.72	10.26	0.09	0.97	
Val Camali	140	(AC) 0-5	0.40	37.08	20.9	78.2	1.2	U4	6.98	653.48	99.44	1.86	0.26	3.09	399.18	8.34	239.85	13.69	0.73	10.04	
		5-10	0.46	9.35	17.5	79.9	2.6	U4	7.37	385.65	99.59	0.25	0.07	1.22	287.72	2.99	121.74	16.14	0.46	7.45	
		10-15	0.70	20.82	15.9	78.6	5.4	U3	7.55	356.46	99.69	0.16	-	0.67	256.41	2.03	108.39	14.93	0.40	5.99	
		15-20	1.12	28.51	15.3	71.3	13.4	U3	7.83	308.63	99.83	0.45	0.08	0.45	206.62	1.50	95.89	13.65	0.30	4.08	
Valsorda	0	20-30	0.79	50.87	12.7	60.5	26.1	U5	7.25	233.68	99.86	0.12	-	0.22	153.01	1.11	75.50	10.26	0.17	1.76	
		0-5	0.41	3.59	3.3	78.9	17.8	Us	4.72	187.74	84.12	13.60	0.30	13.59	130.28	2.87	24.78	11.65	0.79	9.25	
		5-10	0.85	17.54	3.1	56.0	40.9	Us	4.87	127.86	76.91	15.95	0.10	10.65	87.22	1.52	9.60	10.54	0.45	4.69	
		10-15	1.06	31.76	2.6	54.8	42.7	Us	4.94	94.43	66.65	23.19	0.17	5.75	57.67	0.66	4.46	10.38	0.29	3.04	
Valsorda	15	15-20	1.19	32.33	3.4	54.2	42.5	Us	4.83	83.87	60.96	27.79	0.25	2.34	47.71	2.34	2.73	10.67	0.20	2.15	
		20-30	0.58	14.74	3.8	58.0	38.3	Us	4.66	87.97	59.06	31.27	0.39	1.71	48.62	1.71	2.57	10.02	0.19	1.92	
		30-40	0.50	14.65	4.1	54.5	41.7	Us	4.76	84.89	60.14	30.10	0.55	0.73	46.45	0.77	3.83	12.17	0.12	1.47	
		40-50	1.01	21.80	3.2	51.1	44.8	Us	4.91	49.69	60.72	19.05	0.15	0.57	26.65	0.73	2.79	11.89	0.12	1.40	
Valsorda	25	0-5	0.39	6.66	2.6	83.3	14.1	Uu	3.6	206.68	8.07	134.75	30.23	0.37	5.25	2.44	8.99	17.48	0.47	8.16	
		5-10	0.48	27.31	4.0	64.6	31.4	Us	4.36	120.90	33.04	67.64	5.84	3.10	25.41	2.80	11.73	13.62	0.35	4.72	
		10-15	0.57	36.41	3.7	62.3	35.8	Us	4.16	125.22	49.22	35.74	1.64	0.83	18.38	1.38	6.21	13.21	0.37	4.901	
		15-20	0.20	9.76	4.6	53.2	42.2	Us	4.85	76.33	49.22	11.74	2.45	10.68	10.44	1.69	5.98	15.25	0.38	5.029	
Valsorda	33	20-30	0.61	30.85	4.4	58.2	37.4	Us	5.08	53.89	41.46	30.51	0.83	0.18	18.38	0.67	3.30	17.70	0.20	3.46	
		30-40	0.40	23.58	4.7	58.7	36.7	Us	5.11	42.00	41.34	24.88	0.72	0.10	15.02	0.66	1.68	20.37	0.18	3.61	
		0-5	0.41	6.03	4.3	78.5	17.1	Us	3.81	214.65	15.47	147.16	21.69	0.29	2.11	20.02	2.30	9.34	14.76	0.60	8.909
		5-10	0.66	13.33	3.8	64.0	32.2	Us	4.09	164.32	9.07	129.29	6.56	7.63	5.98	1.94	5.52	13.25	0.38	5.029	
Valsorda	47	10-15	0.63	25.11	3.6	74.8	29.2	Us	4.08	168.01	11.74	129.29	4.14	7.40	10.68	1.38	6.21	13.21	0.37	4.901	
		15-20	0.78	21.33	5.9	63.2	30.9	Us	4.15	119.83	14.57	99.75	2.14	1.83	10.44	1.69	3.82	11.94	0.08	0.932	
		20-30	0.51	31.67	2.6	42.8	54.6	So4	4.86	28.41	21.06	22.68	0.16	0.25	3.35	0.73	0.77	11.94	0.08	0.932	
		30-40	0.90	29.96	5.6	55.8	38.6	Us	4.81	54.58	12.85	49.15	0.29	0.45	4.24	0.62	1.01	16.00	0.18	2.872	
Valsorda	62	0-5	0.36	9.31	2.8	77.0	20.2	Us	3.51	221.05	6.98	148.36	34.53	0.31	7.31	2.51	5.62	18.98	0.52	9.80	
		5-10	0.46	20.85	3.2	75.2	21.6	Us	4.19	90.08	6.22	76.06	1.56	3.98	2.09	1.38	2.12	14.80	0.38	5.61	
		10-15	0.73	29.38	3.5	55.6	40.9	Us	4.45	61.77	5.78	55.14	0.48	1.89	1.77	0.89	0.91	15.15	0.25	3.80	
		15-20	0.67	45.63	3.3	49.4	47.3	So4	4.51	50.01	5.41	45.65	0.28	1.05	1.51	0.62	0.58	14.27	0.22	3.10	
Valsorda	130	20-30	0.73	31.01	3.4	50.4	46.2	Us	4.48	44.17	5.46	40.97	0.19	0.51	1.48	0.55	0.38	15.11	0.17	2.58	
		30-40	0.81	42.41	3.2	48.1	48.8	So4	4.42	49.94	5.50	45.12	0.37	0.58	1.70	0.62	0.47	12.46	0.15	1.89	
		40-50	0.75	25.16	3.2	49.5	47.3	So4	4.45	40.05	6.30	35.70	0.28	0.63	1.54	0.55	0.54	11.67	0.13	1.54	
		0-5	0.51	30.04	4.8	78.1	17.1	Us	3.86	213.04	8.54	157.60	23.32	0.95	10.73	2.20	5.27	20.35	0.47	9.66	
Valsorda	130	A-Ende	0.49	14.73	4.0	62.6	33.4	Us	4.18	125.30	7.15	104.28	6.42	1.14	4.80	1.93	2.23	20.49	0.27	5.43	
		B-10	1.06	30.41	4.9	72.5	22.6	Us	4.3	97.98	7.18	86.22	3.10	0.38	4.56	1.08	1.40	18.63	0.31	5.83	
		10-15	0.33	25.91	3.3	70.9	25.8	Us	4.32	88.62	7.30	76.90	2.79	0.38	4.34	1.03	1.09	18.31	0.26	4.84	
		15-20	0.46	28.24	4.6	67.3	28.1	Us	4.39	106.56	5.99	97.42	1.99	0.20	4.44	1.06	0.88	20.12	0.24	4.91	
Valsorda	130	20-30	0.42	29.29	4.0	63.9	32.1	Us	4.49	80.91	5.34	75.60	0.63	0.19	3.01	0.75	0.56	18.92	0.16	3.07	
		30-40	0.73	38.78	3.7	59.9	36.4	Us	4.6	53.71	6.02	50.11	0.63	0.96	2.14	0.60	0.50	16.38	0.12	1.96	
		0-5	0.51	19.99	2.4	79.0	18.6	Us	3.67	276.22	10.88	187.41	32.11	0.41	18.92	1.93	9.20	19.44	0.51	9.92	
		5-10	0.39	20.05	2.7	65.6	31.7	Us	4.2	160.91	6.13	133.54	9.39	0.33	5.15	1.43	3.29	21.15	0.30	6.37	
Valsorda	130	10-15	0.73	27.79	3.0	61.6	35.4	Us	4.08	132.20	3.87	117.77	3.08	1.09	2.39	1.00	1.72	20.97	0.16	3.27	
		15-20	0.58	25.80	3.2	63.1	33.7	Us	4.02	123.69	3.05	110.18	2.34	1.03	1.56	0.93	1.28	21.47	0.17	3.55	
		20-30	0.59	24.15	2.9	64.0	33.1	Us	4.09	134.23	2.68	119.65	1.61	1.34	1.47	0.97	1.15	19.64	0.15	2.96	
		30-40	0.57	27.54	3.2	55.2	41.6	Us	4.27	81.40	3.72	72.75	0.85	1.01	1.32	0.91	0.79	17.99	0.14	2.55	
Valsorda	130	40-50	0.62	27.38	2.6	53.4	43.9	Us	4.45	54.92	5.32	49.98	0.33	0.96	1.56	0.78	0.58	17.13	0.14	2.41	
		0-5	0.36	8.05	2.7	80.4	16.9	Uu	3.81	239.60	12.83	135.24	44.41	0.38	12.32	3.13	14.10	17.72	0.91	16.09	
		5-10	0.52	18.13	3.2	72.8	24.0	Us	3.87	245.39	1.98	208.33</									

Tabelle A-2: Charakterisierung der Baumschicht der einzelnen Bestände. Der jeweils älteste Bestand eines Standorts repräsentiert den Vergleichswald. Die Stammzahl > 2 m gibt die Anzahl aller Bäume pro Hektar mit einer Höhe von mehr als zwei Metern an. H (max) ist die mittlere Höhe der zehn größten gemessenen Bäume eines Bestandes, H > 2 m bzw. BHD > 2 m die mittlere Höhe bzw. der mittlere Brusthöhendurchmesser aller Bäume von mehr als zwei Metern Höhe. Ein '-' bedeutet, dass der jeweilige Parameter nicht erhoben wurde. Die Standorte auf Kalk sind grau unterlegt.

Fläche	Alter [a]	Stammzahl		Höhe [m]		BHD [cm]
		(> 2 m)	(alle)	H (max)	H (> 2 m)	(>2 m)
Eichsfeld	15	11714	11714	5.5	4.5	4.4
	30	2867	2867	20.1	-	15.1
	57	950	950	24.7	-	23.9
	70	850	850	24.6	-	23.4
	86	550	550	28.2	-	31.7
	100	850	850	21.8	-	24.1
Vilstal	14	8750	10938	9.3	5.8	6.2
	34	1520	1520	17.2	-	18.7
	60	2075	2075	25.1	24.3	20
	82	682	682	34.2	17.2	32.5
	146	267	267	32.3	30.5	45.2
Aiarei	14	2100	15200	3.8	2.5	4.7
	37	6563	12083	13.4	5.5	6.9
	54	3526	7628	13.9	5.7	6.9
	78	833	3773	26.6	18.6	18.2
	112	338	963	29.4	29.9	55.3
	212	533	5900	31.3	31.3	35.9
Kienberg	24	6133	9733	11.6	4.9	5.4
	60	1280	1307	26.3	25.6	25.2
	93	900	1050	25.7	-	27.8
	114	475	1305	27.6	20.1	33.2
Val Canali	15	5104	9063	5.3	3	4.2
	30	7100	10800	11.5	5.2	6.2
	46	1300	1300	21.7	21.6	20
	60	1025	1425	26.7	11.4	23.3
	100	667	693	41.3	39.7	43.4
	146	400	5750	32.3	18.7	27
	Valsorda	15	2400	4100	8.5	4.8
25		3000	3800	9.9	7.0	8.3
33		1800	3900	12.6	6.1	9.0
47		2300	9600	27.8	8.9	28.5
62		1400	1400	26.7	18.0	24.6
130		1250	1250	30.9	18.7	30.5

Tabelle A-3a: Monatsmittel der Lufttemperatur, Bodentemperatur und Bodenfeuchte in sechs ausgewählten Beständen im Jahr 2000. Fehlende Temperaturdatendaten wurden durch Regressionen ergänzt. T: Temperatur. Die Standorte auf Kalk sind grau unterlegt.

Standort	Alter [a]	Monat	Luft-T [°C]	Boden-T (5cm) [°C]	Boden-T (15 cm) [°C]	Bodenfeuchte (5 cm) [Vol%]	Bodenfeuchte (15 cm) [Vol%]
Val Canali	30	Mai	9.9	4.3	3.4	40.1	44.3
		Juni	13.5	7.1	6.1	38.2	41.6
		Juli	12.1	9.8	8.6	39.3	40.9
		August	14.7	9.9	9.1	34.2	37.0
		September	10.7	11.6	10.5	23.8	36.8
		Oktober	6.9	9.7	9.4	37.5	43.8
		November	1.6	7.6	7.7	43.7	45.8
		Dezember	-0.3	3.8	4.5	41.1	44.6
Val Canali	60	Mai	10.4	8.3	7.8	42.0	45.0
		Juni	13.9	10.9	10.3	41.0	44.6
		Juli	12.6	11.0	10.7	41.2	43.6
		August	15.2	12.6	12.1	36.9	43.2
		September	10.8	10.6	10.7	-	-
		Oktober	7.2	8.2	8.4	42.9	44.5
		November	2.2	4.5	5.1	46.1	45.9
		Dezember	0.4	2.9	3.4	44.1	44.9
Val Canali	140	Mai	9.6	7.5	6.9	30.3	44.9
		Juni	13.4	10.0	9.4	32.2	48.1
		Juli	11.8	10.4	10.1	31.5	45.5
		August	14.8	12.2	11.6	31.1	43.9
		September	10.7	10.5	10.5	30.4	42.0
		Oktober	7.2	8.1	8.5	-	-
		November	1.5	4.0	5.1	-	-
		Dezember	0.5	2.7	3.6	-	-
Valsorda	33	Mai	9.5	7.7	6.9	34.7	25.9
		Juni	13.3	10.5	9.6	32.4	24.5
		Juli	12.1	10.7	10.2	31.6	25.1
		August	14.4	12.2	11.6	30.1	24.7
		September	10.2	10.1	10.1	26.3	22.8
		Oktober	6.7	7.7	8.1	33.3	29.4
		November	1.3	3.3	4.1	36.1	31.5
		Dezember	-0.1	1.8	2.4	31.3	27.4
Valsorda	62	Mai	10.3	8.6	8.5	29.4	24.8
		Juni	14.0	11.7	11.5	26.4	21.7
		Juli	12.9	11.8	11.7	26.1	22.1
		August	15.1	13.2	13.2	25.7	21.8
		September	10.9	11.0	11.0	22.6	19.0
		Oktober	7.0	8.5	8.8	29.9	26.2
		November	1.5	4.0	5.0	33.3	28.4
		Dezember	0.1	2.5	3.5	29.4	25.7
Valsorda	130	Mai	10.1	8.2	7.6	34.0	20.1
		Juni	13.8	11.4	10.8	28.4	17.3
		Juli	12.5	11.4	11.2	28.8	17.7
		August	15.2	12.9	12.5	27.4	18.0
		September	10.8	10.5	10.7	23.6	16.0
		Oktober	6.7	7.8	8.1	34.0	21.7
		November	1.3	3.2	3.7	37.6	24.2
		Dezember	0.5	2.1	2.5	30.0	20.5

Tabelle A-3b: Monatsmittel der Lufttemperatur, Bodentemperatur und Bodenfeuchte in sechs ausgewählten Beständen im Jahr 2001. Fehlende Temperaturdatendaten wurden durch Regressionen ergänzt. T: Temperatur. Die Standorte auf Kalk sind grau unterlegt.

Standort	Alter	Monat	Luft-T	Boden-T (5cm)	Boden-T (15 cm)	Bodenfeuchte (5 cm)	Bodenfeuchte (15 cm)
	[a]		[°C]	[°C]	[°C]	[Vol%]	[Vol%]
Val Canali	30	Januar	-2.8	-0.2	0.7	32.6	44.9
		Februar	-1.2	-0.6	0.2	24.7	42.6
		März	2.1	0.6	0.7	33.3	45.4
		April	3.1	1.9	1.9	41.1	35.8
		Mai	10.8	6.8	5.6	37.4	34.3
		Juni	11.8	8.2	7.3	34.3	23.6
		Juli	13.7	10.9	9.7	29.6	15.7
		August	14.3	12.5	11.4	21.9	18.3
		September	7.5	8.4	9.5	34.2	42.6
		Oktober	9.8	8.2	8.1	-	-
		November	1.8	3.8	4.7	-	-
		Dezember	-4.1	0.1	1.4	27.9	13.8
Val Canali	60	Januar	-2.2	0.7	1.2	42.6	45.5
		Februar	-0.2	0.7	1.0	37.3	44.7
		März	2.7	1.6	2.6	-	-
		April	3.3	2.7	3.4	-	-
		Mai	11.2	7.9	7.3	38.2	44.2
		Juni	12.0	9.3	8.9	33.3	40.9
		Juli	14.5	12.0	11.4	31.8	39.9
		August	15.7	13.4	12.8	28.6	38.1
		September	8.2	9.2	9.5	28.5	37.6
		Oktober	10.2	9.7	9.7	-	-
		November	1.9	7.8	8.1	-	-
		Dezember	0.2	4.2	5.2	-	-
Val Canali	140	Januar	-2.6	0.8	1.4	-	-
		Februar	-0.3	0.2	0.9	-	-
		März	2.3	1.3	1.7	39.1	46.7
		April	2.8	2.3	2.4	41.5	46.8
		Mai	10.6	7.2	6.5	39.3	45.8
		Juni	11.5	8.7	8.3	-	-
		Juli	13.9	11.3	10.7	37.2	45.0
		August	15.3	13.2	12.5	34.6	44.2
		September	7.6	9.4	9.8	-	-
		Oktober	9.4	9.2	9.2	34.4	44.3
		November	1.4	4.6	5.6	32.6	43.5
		Dezember	-2.9	1.1	2.2	29.6	43.1
Valsorda	33	Januar	-3.0	0.1	0.6	29.9	27.6
		Februar	-1.4	-0.1	0.1	27.4	26.8
		März	1.4	0.3	0.4	28.5	29.0
		April	2.5	1.5	1.5	31.0	28.5
		Mai	10.6	7.0	5.9	27.7	25.9
		Juni	12.1	8.7	8.4	-	-
		Juli	14.3	11.6	8.7	25.9	25.2
		August	17.4	13.2	12.4	-	-
		September	7.5	8.5	8.9	26.6	26.4
		Oktober	8.4	8.4	8.5	26.7	27.0
		November	0.7	3.4	4.4	26.8	26.9
		Dezember	-3.6	0.2	1.1	18.5	25.8

Standort	Alter	Monat	Luft-T	Boden-T	Boden-T	Bodenfeuchte	Bodenfeuchte
	[a]		[°C]	(5cm) [°C]	(15 cm) [°C]	(5 cm) [Vol%]	(15 cm) [Vol%]
Valsorda	62	Januar	-2.7	0.6	1.6	30.6	27.2
		Februar	-0.7	0.2	1.0	29.6	26.0
		März	2.3	0.9	1.4	33.9	27.8
		April	4.2	2.1	2.4	32.9	27.5
		Mai	11.7	7.9	7.5	28.7	23.4
		Juni	12.8	9.8	9.6	25.3	21.5
		Juli	15.3	12.7	12.6	26.1	22.0
		August	16.6	14.2	14.2	24.8	20.7
		September	8.9	9.4	9.8	27.2	23.2
		Oktober	9.8	9.1	9.1	27.1	24.0
		November	1.8	4.3	5.2	26.8	23.6
		Dezember	-2.7	0.8	2.3	22.9	22.7
Valsorda	130	Januar	-2.6	0.3	0.7	26.0	21.5
		Februar	-0.6	0.0	0.3	23.5	20.5
		März	2.0	0.4	0.4	29.9	24.0
		April	2.7	1.5	1.7	33.0	23.3
		Mai	10.5	7.5	6.6	27.1	19.9
		Juni	12.7	9.4	9.1	-	-
		Juli	14.4	12.3	11.6	21.2	18.8
		August	15.7	13.8	13.2	18.1	17.4
		September	7.7	8.8	9.3	21.4	17.2
		Oktober	6.5	8.9	9.1	-	-
		November	0.8	3.5	4.3	-	-
		Dezember	-3.4	0.1	1.0	13.9	17.3

Tabelle A-3c: Monatsmittel der Lufttemperatur, Bodentemperatur und Bodenfeuchte in sechs ausgewählten Beständen im Jahr 2002. Fehlende Temperaturdaten wurden durch Regressionen ergänzt. T: Temperatur. Die Standorte auf Kalk sind grau unterlegt.

Standort	Alter	Monat	Luft-T	Boden-T	Boden-T	Bodenfeuchte	Bodenfeuchte
	[a]		[°C]	(5cm) [°C]	(15 cm) [°C]	(5 cm) [Vol%]	(15 cm) [Vol%]
Val Canali	30	Januar	-1.9	-0.9	0.0	15.1	33.8
		Februar	-0.2	-0.2	0.2	29.7	42.6
		März	3.1	0.8	0.8	-	-
		April	3.4	2.5	2.4	-	-
		Mai	8.6	6.7	5.9	-	-
		Juni	14.1	10.5	9.6	-	-
		Juli	14.3	11.6	11.0	-	-
		August	13.1	11.2	11.0	-	-
		September	8.8	9.1	9.3	-	-
		Oktober	6.4	6.8	7.1	30.0	40.3
		November	3.3	4.6	5.1	33.5	42.4
		Dezember	-1.3	1.5	2.5	35.4	43.5
Val Canali	60	Januar	-0.6	-0.9	-0.1	-	-
		Februar	0.6	0.6	1.0	-	-
		März	3.7	3.0	3.2	28.6	42.2
		April	4.1	3.8	4.0	29.4	41.3
		Mai	9.3	8.1	7.6	33.2	42.7
		Juni	14.4	11.9	10.9	32.0	40.8
		Juli	14.6	12.8	12.1	32.5	39.7
		August	13.7	12.5	12.0	23.9	37.5
		September	9.4	10.1	10.3	24.0	37.2
		Oktober	7.1	7.8	8.1	31.9	37.8
		November	3.9	5.6	6.1	30.9	42.1
		Dezember	-0.1	2.2	3.0	34.7	43.6

Standort	Alter	Monat	Luft-T	Boden-T (5cm)	Boden-T (15 cm)	Bodenfeuchte (5 cm)	Bodenfeuchte (15 cm)
	[a]		[°C]	[°C]	[°C]	[Vol%]	[Vol%]
Val Canali	140	Januar	-0.5	-0.3	0.6	23.2	42.6
		Februar	0.6	0.9	1.5	33.9	46.4
		März	3.4	1.7	2.1	34.8	46.2
		April	3.6	3.0	2.8	34.6	46.4
		Mai	8.9	7.5	6.8	38.6	47.1
		Juni	14.1	11.5	10.5	36.5	46.2
		Juli	14.2	12.8	12.1	37.1	46.1
		August	13.3	12.6	12.1	33.9	45.3
		September	8.7	10.2	10.5	41.2	46.3
		Oktober	6.4	7.6	8.0	43.3	46.0
		November	3.1	5.0	5.5	45.3	47.0
		Dezember	-0.4	2.1	3.0	44.7	46.8
Valsorda	33	Januar	-1.3	-0.7	-0.2	10.8	21.2
		Februar	-1.0	-0.2	0.0	20.5	23.1
		März	2.6	0.5	0.6	23.4	27.5
		April	3.4	2.2	2.1	24.8	28.3
		Mai	8.7	7.0	6.3	27.2	31.0
		Juni	13.9	11.7	10.8	-	-
		Juli	14.1	12.1	11.5	24.7	27.8
		August	13.0	11.9	11.6	25.3	27.4
		September	8.6	10.6	11.0	27.1	29.5
		Oktober	6.0	6.9	7.2	26.5	28.7
		November	3.2	4.6	5.1	29.4	32.1
		Dezember	-0.9	1.4	2.2	26.9	30.4
Valsorda	62	Januar	-0.7	-0.6	0.7	15.7	21.0
		Februar	0.6	0.4	1.1	28.2	25.6
		März	3.6	1.7	1.9	28.3	25.6
		April	4.2	2.9	3.0	28.8	25.1
		Mai	9.7	7.6	7.4	31.0	27.4
		Juni	15.1	13.1	13.6	-	-
		Juli	15.5	13.2	13.1	26.9	24.7
		August	14.9	12.9	12.8	27.0	24.2
		September	11.6	10.4	10.7	29.2	26.0
		Oktober	7.9	7.6	7.8	28.7	25.6
		November	5.1	5.3	5.7	31.2	27.9
		Dezember	1.6	2.3	3.4	30.1	27.3
Valsorda	130	Januar	-0.4	-0.8	-0.4	9.3	15.5
		Februar	0.4	0.1	0.3	22.7	19.3
		März	3.1	1.4	1.5	26.7	23.2
		April	2.9	2.3	2.3	-	-
		Mai	8.4	7.4	6.9	-	-
		Juni	14.3	11.9	11.2	24.4	20.6
		Juli	14.0	12.9	12.5	25.2	20.6
		August	13.1	12.5	12.4	24.4	20.0
		September	8.5	9.9	10.2	26.7	20.8
		Oktober	6.1	7.2	7.5	26.3	20.2
		November	3.0	4.6	5.0	29.6	23.9
		Dezember	-0.6	1.7	2.2	28.4	22.6

Tabelle A-3d: Monatsmittel der Lufttemperatur, Bodentemperatur und Bodenfeuchte in sechs ausgewählten Beständen im Jahr 2003. Fehlende Temperaturdatendaten wurden durch Regressionen ergänzt. T: Temperatur. Die Standorte auf Kalk sind grau unterlegt.

Standort	Alter [a]	Monat	Luft-T	Boden-T (5cm)	Boden-T (15 cm)	Bodenfeuchte (5 cm)	Bodenfeuchte (15 cm)
			[°C]	[°C]	[°C]	[Vol%]	[Vol%]
Val Canali	30	Januar	-	0.4	1.3	34.5	43.2
		Februar	-	-1.6	-0.4	12.7	27.8
		März	-	-0.5	-0.2	17.0	31.5
		April	-	0.9	1.0	28.6	42.3
Val Canali	60	Januar	-2.3	1.2	1.8	34.3	43.0
		Februar	-4.6	-1.1	-0.3	14.5	34.9
		März	2.9	0.7	0.6	21.1	38.4
		April	2.7	2.5	2.6	23.0	41.0
Val Canali	140	Januar	-2.2	1.3	2.0	43.2	46.6
		Februar	-4.7	0.1	1.1	30.9	45.6
		März	2.8	0.5	1.0	34.5	45.9
		April	2.1	2.0	2.0	43.7	46.9
Valsorda	33	Januar	-3.2	0.4	1.0	25.1	29.0
		Februar	-5.3	-0.4	0.0	17.0	26.4
		März	2.1	0.0	0.0	20.8	25.8
		April	1.4	1.5	0.8	22.5	26.8
Valsorda	62	Januar	0.4	1.2	2.1	29.4	26.0
		Februar	-1.3	-0.1	1.0	19.2	23.3
		März	-0.7	0.2	0.8	24.9	22.9
		April	0.9	1.4	1.5	27.4	31.1
Valsorda	130	Januar	-2.4	0.8	1.1	26.0	21.6
		Februar	-5.1	-0.7	-0.3	18.5	18.2
		März	2.6	0.2	0.0	21.5	17.3
		April	1.2	1.1	1.1	27.6	20.0

Tabelle A-4: Temperatur- und Feuchtesummen über die Monate, für die an allen Standorten Daten vorliegen (2000: Mai, Juni, Juli, August; 2001: Mai, Juli; 2002: Oktober, November, Dezember; 2003: Januar, Februar, März). MW: Mittelwert. Die Standorte auf Kalk sind grau unterlegt.

Standort	Alter [a]	Feuchtesummen			Temperatursummen			Luft [°C]
		5 cm [Vol%]	15 cm [Vol%]	MW [Vol%]	5 cm [°C]	15 cm [°C]	MW [°C]	
Val Canali	30	381.9	442.5	412.2	64.8	65.1	64.9	78.3
	60	398.6	500.2	449.4	79.2	79.1	79.1	84.7
	140	443.6	551.2	497.4	75.0	75.5	75.2	79.2
Valsorda	33	328.3	323.6	325.9	72.4	70.5	71.4	76.0
	62	326.0	288.7	307.4	82.2	85.8	84.0	92.3
	130	317.2	235.5	276.4	77.5	75.7	76.6	80.2

Tabelle A-5: Gesamtstreufall in den beprobten Beständen sowie Zusammensetzung der Streu. Unterschiedliche Buchstaben kennzeichnen signifikante Unterschiede in der Streumenge bzw. im Anteil einzelner Bestandteile gemäß dem Student-Newman-Keuls-Test ($\alpha = 0.05$). SD: Standardabweichung, V: Vergleichswald. Die Standorte auf Kalk sind grau unterlegt.

Standort	Alter [a]	Gesamtstreufall [t C ha ⁻¹ a ⁻¹]	SD	Anteile einzelner Komponenten						
				Nadeln	Blätter	Zweige	Samen [%]	Flechten	Gras/Moos	Sonstiges
Eichsfeld	30	2.38a	0.36	84.2a	0.3a	8.7	6.6a	0.0	0.1	0.0
	57	3.02a	0.82	53.8b	2.9ab	28.3	14.7ab	0.0	0.0	0.3
	86	2.54a	0.57	43.7b	17.9c	11.4	25.5b	0.0	0.0	1.4
	V	1.18b	0.15	72.8a	10.6bc	9.3	6.0a	0.2	0.0	1.1
Vilstal	34	1.71a	0.43	81.1	0.0	17.4	1.5	0.0	0.0	0.0
	80	2.73b	0.67	75.4	0.9	19.6	3.4	0.6	0.0	0.1
	V	2.13ab	1.02	52.3	12.0	21.0	13.6	0.9	0.0	0.2
Aiarei	37	2.14a	0.52	84.3a	0.0	10.5	2.1	3.1a	0.0	0.0
	54	2.22a	0.66	62.6b	0.0	23.4	8.4	5.6a	0.0	0.0
	112	2.85a	0.19	49.9b	0.0	26.4	8.2	17.2b	0.0	0.0
	V	0.88b	0.36	55.3b	0.0	18.7	7.2	10.0c	0.0	0.0
ValCanali	33	2.19	0.41	70.4	0.1	26.9	2.3	0.3	0.0	0.0
	46	2.43	0.79	73.7	2.2	19.5	3.8	0.7	0.0	0.0
	60	2.68	1.33	79.9	1.8	12.9	4.9	0.5	0.0	0.0
	V	2.37	0.18	66.7	7.1	19.0	5.5	1.7	0.0	0.0
Valsorda	15	1.33a	0.34	91.2a	0.1	6.2a	1.9a	0.6a	0.0	0.0
	33	1.88ab	0.48	78.7b	0.5	18.5b	1.8a	0.4a	0.0	0.0
	62	2.22bc	0.28	68.5c	0.1	25.1b	4.8b	1.5a	0.0	0.0
	V	2.78c	1.12	66.4c	0.1	23.7b	6.9c	3.8b	0.0	0.0

A-3 Beschreibung der Modelle zur Veränderung der C-Vorräte im Verlauf der Waldentwicklung

A-3.1 Organische Auflage

- **Streufall** wurde berechnet gemäß:

$$\text{Streufall} = -0.32 + 0.67 \cdot \ln(\text{Alter})$$

Alter = Bestandesalter in Jahren.

Der Gleichung lagen die in der vorliegenden Studie erhobenen Daten zugrunde (vgl. Abb. A-2a).

- **Streuabbau** in der Anfangsphase:

$$C\text{-Verlust} = 12.19 \cdot e^{\frac{3268}{\text{Alter}+1556}}$$

Alter = Alter der abzubauenen Streu in Tagen.

Der Gleichung lagen die in der vorliegenden Studie erhobenen Daten zugrunde (vgl. Abb. A-2b).

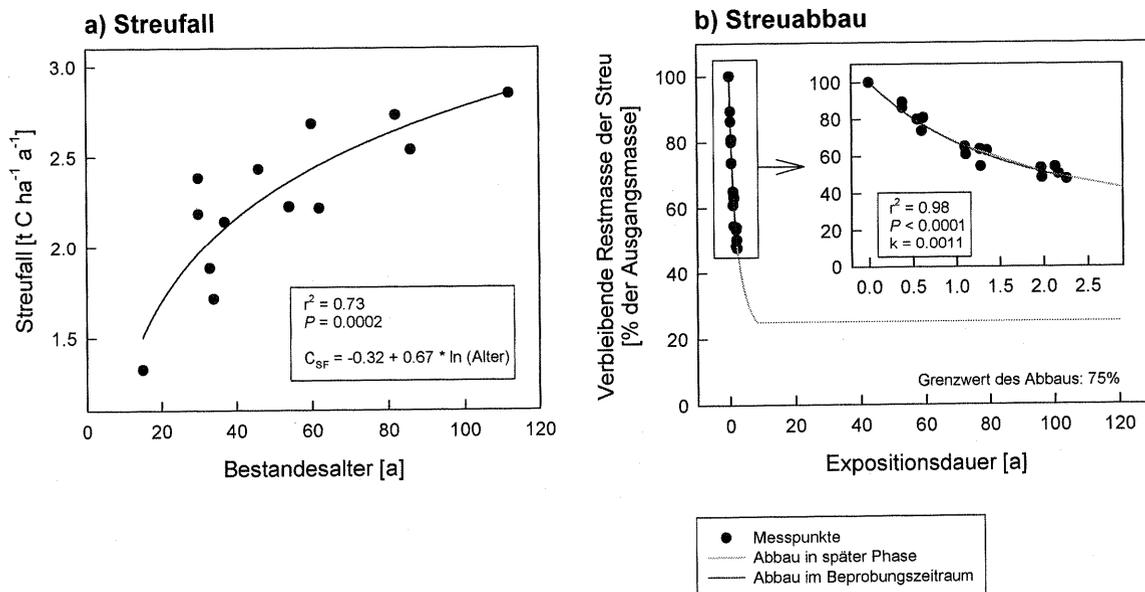


Abbildung A-2: a) Abhängigkeit des Streufalls vom Bestandesalter – Funktion für die Modellierung der Entwicklung des C-Vorrates im Verlauf der Waldentwicklung. Die Vergleichswälder und der 57-jährige Bestand des Eichsfelds (überdurchschnittliche Mengen an Holziger Grobstreu) wurden nicht in die Regression einbezogen. b) Abbau der Nadelstreu – Funktion für die Modellierung der Entwicklung des C-Vorrates im Verlauf der Waldentwicklung.

- **Streuabbau** in späteren Phasen:

$$C\text{-Verlust} = 100 - 75 \cdot \left(1 - e^{\frac{-0.0011 \cdot \text{Alter}}{75}}\right)$$

Alter = Alter der abzubauenen Streu in Tagen

75: Grenzwert des Streuabbaus: 75%. Dieser Wert ist höher als der von Berg et al. (1996) angegebene Grenzwert von 68% für grüne Fichtennadeln. Berg et al. arbeiteten jedoch an einem skandinavischen Standort mit einer Jahresdurchschnittstemperatur von nur 3.4°C. Eine Abbaugrenze bei einer Restmasse von 25% (= Grenzwert 75%) beschreibt den Streuabbau in den in dieser Studie untersuchten Beständen besser.

$$k = 0.0011.$$

Modell nach Berg et al. (1995, 1996); die Abbaukonstante k entspricht derjenigen des Abbaus in der Anfangsphase, wie sie aus den eigenen Daten ermittelt wurde.

• C-Eintrag durch Feinwurzeln

Da die Feinwurzeln sowie ihre Umsatzrate nicht quantifiziert wurden, musste der Feinwurzeleintrag über Literaturwerte ergänzt werden. Nach Perruchoud et al. (1999) wurde die Gesamtmasse an Feinwurzeln mit 2% der Stammbiomasse angenommen. Gemäß den Daten des FORCAST-Reports wurden 40% dieser Feinwurzelbiomasse als jährlicher Umsatz geschätzt, der in den C-Vorrat der Humusaufgabe eingeht (FORCAST, 2003). Für die Kalk- und Silikatstandorte ergab sich eine unterschiedliche Entwicklung des Feinwurzeleintrags mit zunehmendem Bestandesalter (Abb. A-3a):

$$\text{Silikat:} \quad \text{Feinwurzelumsatz} = \frac{1.06}{1 + e^{\frac{-\text{Alter} - 58.93}{13.83}}}$$

$$\text{Kalk:} \quad \text{Feinwurzelumsatz} = -0.35 + 0.14 \cdot \ln(\text{Alter})$$

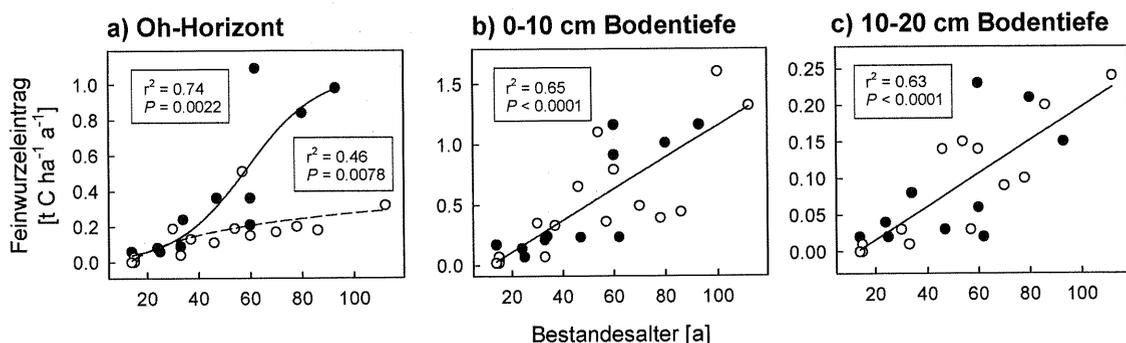


Abbildung A-3: Abhängigkeit des Feinwurzeleintrags vom Bestandesalter. a) Oh-Horizont, b) 0-10 cm Bodentiefe, c) 10-20 cm Bodentiefe. Leere Symbole kennzeichnen Standorte auf kalkhaltigem, ausgefüllte solche auf saurem Gestein.

Für die Feinwurzeln wurde dieselbe Abbaurrate wie für die Nadeln angenommen. Dies ist nur eine Annäherung an die tatsächlichen Verhältnisse, doch beobachteten Ivask et al.

(1991) einen Abbau von 25% der Ausgangsmasse von Fichten-Feinwurzeln im ersten Jahr, was den Werten für den Abbau von Fichtennadeln in der vorliegenden Untersuchung nahe kommt.

- **C-Eintrag aus der Wiesenvegetation**

In den ersten fünf Jahren der Bestandesentwicklung wurde ein Eintrag an toter organischer Substanz aus der verbleibenden Wiesenvegetation von $0.4 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ angenommen (Nöllert, 2003). Dieser wurde sukzessive reduziert und endete bei einem Bestandesalter von 15 Jahren. In diesem Alter war in den beprobten Jungbeständen mit Ausnahme der Aiarei keine Wiesenvegetation mehr vorhanden.

- **C-Austrag in Form von gelöstem organischen Kohlenstoff**

Auf silikatischen Standorten wurde ab einem Bestandesalter von 20 Jahren mit einem DOC-Austrag von $0.202 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ gerechnet, wie er für norwegische Fichtenbestände bestimmt wurde (Michalzik et al., 2001). Auf Kalk wurden nur minimale DOC-Verluste von $0.01 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ angenommen.

- **Bioturbation**

Edwards und Lofty (1977) quantifizierten die Einarbeitung von Blattstreu durch Regenwürmer in Streuobstwiesen mit etwa $1 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (bei einer C-Konzentration der Streu von 50%). In Nadelwäldern ist die Abundanz von Regenwürmern geringer als in Wiesen. (Satchell, 1983). Daher wurde auf kalkhaltigen Standorten bis zu einem Bestandesalter von 20 Jahren und ab einem Bestandesalter von 91 Jahren mit einer Einarbeitung von einem Fünftel der von Edwards und Lofty angegebenen Menge, d. h. mit $0.2 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ gerechnet. Dadurch wird den Ergebnissen von Ponge (2003) Rechnung getragen, der eine drastische Reduktion von Regenwürmern in der Phase des stärksten Stammzuwachses feststellte, während sich in älteren Beständen Diversität und Abundanz der Lumbriciden wieder erhöhten. An sauren Standorten wurde aufgrund der Säureintoleranz vieler Regenwürmer nur eine Einarbeitungsleistung von $0.1\text{-}0.15 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ angenommen.

A-3.2 Mineralboden

- **Feinwurzeleintrag:**

In der Wiesenvegetation wird von einem Feinwurzeleintrag von $3\text{-}4 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ ausgegangen (Kleber, 1997; Nöllert, 2003). Dieser Eintrag erfolgt zu drei Vierteln in den obersten 10 cm, zu einem Viertel in einer Tiefe von 10-20 cm. Der Eintrag an Feinwurzeln aus der Waldvegetation wurde ähnlich wie in der organischen Auflage abgeschätzt: Es wurde eine Feinwurzelmenge von 2% der Stammbiomasse angenommen; jährlich sollten 40% dieser Menge umgesetzt werden. Die Verteilung der Feinwurzeln auf die einzelnen Bodenschichten erfolgte entsprechend der Verteilung der ermittelten Durchwurzelung mit Grob- und Feinwurzeln (vgl. Abb. A-3b, c).

Die folgenden beiden Formeln dienen zur Abschätzung des Feinwurzeleintrags aus der Waldvegetation:

$$0-10 \text{ cm: } \textit{Feinwurzelumsatz} = -0.15 + 0.13 \cdot \textit{Alter}$$

$$10-20 \text{ cm: } \textit{Feinwurzelumsatz} = -0.03 + 0.0023 \cdot \textit{Alter}$$

Alter: Bestandesalter in Jahren.

- Die **Bodenatmung** unter dem ursprünglich vorhandenen Grasland wurde gemäß den Daten von Kleber (1997) mit $4 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ abgeschätzt; zwei Drittel dieser Rate wurden in den oberen 10 cm, das verbleibende Drittel in der Tiefenstufe 10-20 cm angenommen. Den Atmungsraten von Wäldern liegen die Daten von Persson et al. (2000) zugrunde. Entlang eines europäischen Transekts unterschiedlich alter Fichtenwälder betragen die Atmungsraten von Waldbeständen bis zu einem Alter von ca. 40 Jahren in den obersten 10 cm ca. $0.95 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$, in den älteren Beständen median $0.35 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$. In 10-20 cm Bodentiefe werden $0.35 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ für die beiden jüngeren Bestände und median $0.15 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in den älteren Beständen angegeben (Persson et al., 2000). Diese Werte dienen als Grundlage zur Abschätzung der Bodenatmung in Waldbeständen.
- Als Basis für den Eintrag von **DOC** diente dieselbe Studie wie für die organische Auflage (Michalzik et al., 2001). Auf sauren Waldböden wurde mit einem DOC-Eintrag von $0.36 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ aus der organischen Auflage in die obersten 10 cm und einem Austrag von $0.17 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in die nächsttiefere Schicht gerechnet. Der Austrag aus der 10-20 cm-Schicht wurde mit $0.06 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ angenommen. Für Kalkböden wurde mit einem Eintrag von $0.15 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in die obersten 10 cm und einem Austrag von $0.1 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in die nächsten 10 cm gerechnet. Aus dieser Schicht wurden DOC-Verluste von $0.07 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ durch Veratmung und Austrag zugrunde gelegt.
- C-Einträge durch **Bioturbation** werden bei der Beschreibung der Varianten des Modells angegeben.

Der Kohlenstoffvorrat der obersten Mineralbodenschicht entwickelte sich in den untersuchten Chronosequenzen in unterschiedlicher Weise. In Abbildung 4-3 wurden daher vier verschiedene Modelle (Varianten 1-4) zur Beschreibung der Vorratsveränderung angegeben, deren Eingangsparameter im Folgenden beschrieben werden. In einer Tiefe von 10-20 cm unterschieden sich Kalk- und Silikatstandorte voneinander. Für diese Bodentiefe wurden daher zwei unterschiedliche mögliche Verläufe in den Varianten (5) und (6) dargestellt.

Variante (1): Bodentiefe 0-10 cm, steigender Vorrat

- Feinwurzeleintrag der Wiese von $3 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in Schritten von $0.1 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ absinkend,
- Feinwurzeleintrag des Waldes gemäß der oben angegebenen Formel ab einem Alter von 16 Jahren beginnend,
- DOC-Netto-Eintrag: $0.19 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$, ab Bestandesalter 80: $0.11 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$,
- keine Bioturbation,
- Bodenatmung der Wiese bis zum Bestandesalter von 15 Jahren von $2.7 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in Schritten von $0.1 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ abnehmend, im Wald Bodenatmung von $0.95 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ im Alter von 16 Jahren in Schritten von $0.02 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ auf $0.65 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ im Alter von 30 Jahren, dann in Schritten von $0.01 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ auf $0.35 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ im Alter von 60 Jahren abnehmend, ab Alter 60 Annahme einer Bestandesauflichtung mit nachfolgender Erhöhung der Atmungsrate auf $0.65 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ im Alter von 70 Jahren und auf $0.95 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ ab einem Alter von 80 Jahren.

Variante (2): 0-10 cm Bodentiefe, leicht fallender Vorrat

- Feinwurzeleintrag der Wiese von $3 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in Schritten von $0.2 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ absinkend,
- Feinwurzeleintrag des Waldes gemäß der oben angegebenen Formel ab einem Alter von 16 Jahren beginnend,
- DOC-Nettoeintrag 0.19 (vgl. saure Böden),
- Bioturbation in den ersten 20 Jahren und ab einem Bestandesalter von 91 Jahren 0.2 (vgl. Kalkböden),
- Bodenatmung wie bei Variante (1).

Variante (3): 0-10 cm Bodentiefe, fallender Vorrat

- Feinwurzeleintrag der Wiese von $3 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in Schritten von $0.2 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ absinkend,
- Feinwurzeleintrag des Waldes gemäß der oben angegebenen Formel ab einem Alter von 16 Jahren beginnend,
- DOC-Nettoeintrag $0.19 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (vgl. saure Böden),
- keine Bioturbation,
- Bodenatmung im Anfangsstadium langsamer abnehmend: alle drei Jahre um $0.5 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ abnehmend, ab einem Alter von 16 Jahren Atmungsrate wie bei Variante (1).

Variante (4): 0-10 cm Bodentiefe, stark fallender Vorrat

- Feinwurzeleintrag der Wiese von $3 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in Schritten von $0.2 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ absinkend,

- Feinwurzeleintrag des Waldes gemäß der oben angegebenen Formel ab einem Alter von 16 Jahren beginnend,
- DOC-Nettoeintrag $0.05 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (vgl. kalkhaltige Böden),
- Bioturbation in Altbeständen von 80-100 Jahren: $0.2 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$,
- Bodenatmung im Anfangsstadium in Schritten von $0.05 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ abnehmend, im Wald wie in Variante (1).

Variante (5): 10-20 cm Bodentiefe, Silikat

- Feinwurzeleintrag der Wiese von $0.9 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in Schritten von $0.05 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ absinkend, ab einem Bestandesalter von 12 Jahren nur noch Eintrag von Feinwurzeln aus der Waldvegetation gemäß der oben angegebenen Formel,
- DOC-Nettoeintrag $0.1 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$,
- keine Bioturbation,
- Bodenatmung von einem Ausgangsniveau von $1.3 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in Schritten von $0.1 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ abfallend, ab einem Bestandesalter von 11 Jahren $0.35 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$, von 41 bis 60 Jahren langsam auf $0.15 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ fallend, dann bei diesem Wert bleibend.

Variante (6): 10-20 cm Bodentiefe, Kalk

- Feinwurzeleintrag der Wiese von $0.9 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in Schritten von $0.1 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ absinkend, ab einem Bestandesalter von 12 Jahren nur noch Eintrag von Feinwurzeln aus der Waldvegetation gemäß der oben angegebenen Formel,
- DOC-Nettoeintrag 0.02,
- keine Bioturbation,
- Bodenatmung von einem Ausgangsniveau von $1.3 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in Schritten von $0.1 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ auf $0.3 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ abfallend, ab einem Bestandesalter von 40 Jahren $0.25 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$, im Alter von 80 Jahren wieder auf $0.3 \text{ t C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ ansteigend.

9 Dank

Bedanken möchte ich mich bei Professor Schulze für die interessante Themenstellung und nützliche Anregungen im Verlauf der Arbeit.

Der Parco Naturale Paneveggio Pale di San Martino, die Comune di Mezzano, die Forstämter in Füssen, Leinefelde und Bleicherode sowie die Familien Wolfsgruber und Tavella ermöglichten mir die Auswahl und Beprobung verschiedener Waldbestände in ihrem Gebiet. Hierfür bedanke ich mich bei Dr. Sartori, Herrn Antonio Bond, Herrn Berchtold, Herrn Fahrig, Frau Wolfsgruber sowie Herrn und Frau Tavella.

Mein besonderer Dank gilt Roswitha und Günter Asche sowie Fritz Thuille für die tatkräftige Unterstützung beim Schaufeln von Bodenlöchern, Aussortieren von Steinen und Wurzeln, Sieben von Erdproben; außerdem für das Sammeln von Brennholz, das Heranschaffen von Trinkwasser und die Zubereitung leckerer Mahlzeiten in beinahe 1800 m Höhe, nicht zu vergessen die ausgestandenen Ängste bei Gewittern in ausgesetzter Lage auf einem Bergkamm... Helga Thuille nähte die Streusäckchen und half beim Zuschnitt der Streufallen-Bespannung.

Ohne die technische Unterstützung von Olaf Kolle, Kerstin Hippler, Karl Kübler und Reimo Leppert wäre die Erhebung der Temperatur- und Feuchtedaten nicht möglich gewesen. Günter Asche und Fritz Thuille halfen bei der Wartung der Logger und beim Schleppen der Batterien unter glühender Sommersonne und durch meterhohen Neuschnee....Mithilfe bei Freilandarbeiten erhielt ich außerdem von Agnes Fastnacht, Iris Kuhlmann, Frank Bäse, Herrn Hegenberger sowie verschiedenen Boscaioli und Forestali in Italien.

Viele fleißige Hände waren in die Weiterverarbeitung der Proben im Labor involviert. Ein besonders herzliches Dankeschön an Ines Hilke, die bei den meisten Analytik-Problemen Rat wusste sowie an Iris Kuhlmann und Katalin Schenk für das langwierige und präzise Absieben der Sandfraktion. Unterstützung beim Sortieren, Mahlen, Wiegen und Extrahieren bekam ich außerdem von Agnes Fastnacht, Angela Schmidt, Kristin Strobel, Brit Singer, Doreen Papendick, Frank Bäse, Nadine Hempel, Dorothea Richter, Dirk Link, Maria Ehrenberg, Susanne Hensellek und Astrid Schneider. Die Korngrößenanalyse führte dankenswerterweise Ralf Irmeler an der Friedrich-Schiller-Universität in Jena durch.

Mein Dank gilt auch meinen Kolleginnen und Kollegen, die immer für ein gutes Arbeitsklima und ein fruchtbares Miteinander sorgten, allen voran Steffi Nöllert, Martina Mund und Astrid Søe. Tipps und Anregungen zur statistischen Auswertung verdanke ich Jens Schumacher, und fürs sorgfältige Korrekturlesen danke ich Annette Freibauer.

Nicht zuletzt danke ich Jürgen Richter, der meinem manchmal etwas lahmen Computer immer wieder auf die Sprünge half und auch für die meisten anderen Hard- und Software- sowie Netzwerkprobleme eine Lösung bei der Hand hatte.

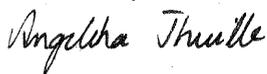
Selbständigkeitserklärung

Ich erkläre hiermit, dass mir die geltende Promotionsordnung der Biologisch-Pharmazeutischen Fakultät der Friedrich-Schiller-Universität Jena bekannt ist.

Ich versichere, die vorliegende Arbeit selbständig und ohne fremde Hilfe verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet zu haben.

Ferner versichere ich, dass ich diese Dissertation noch an keiner anderen Universität eingereicht habe, um ein Promotionsverfahren eröffnen zu lassen.

Jena, 7. Oktober 2003



Angelika Thuille

Lebenslauf

Persönliche Daten

Name: Angelika Thuille
Anschrift: Beethovenstr. 11
07743 Jena
Telefon: 03641-576107

Geburtsdatum: 6. Mai 1973
Geburtsort: Füssen
Familienstand: ledig
Staatsangehörigkeit: deutsch

Eltern: Fritz Thuille, geb. am 27. August 1934 und
Helga Thuille, geb. am 20. März 1937, beide Rentner

Schulbildung

09/79 – 7/83 Bergerfeld-Grundschule Füssen
9/83 – 7/90 Gymnasium Füssen
9/90 – 7/92 Gymnasium Hohenschwangau
Abschluss: Abitur

Studium

11/92 – 9/98 Biologie
an der Universität Bayreuth
Fachrichtung: Botanik
Abschluss: Diplom Biologin
Diplomarbeit: „Waldsukzessionen auf aufgelassenen Grün-
landflächen im Parco Naturale di Paneveggio e della Pala
di San Martino“

Sechswöchiges berufsbezogenes Praktikum beim Forstamt
Füssen (Freilandarbeiten, Öffentlichkeitsarbeit)

Betreuung des zoologischen Großpraktikums 1 an der
Universität Bayreuth

Praktische Mitarbeit bei wissenschaftlichen Experimenten
in Dänemark und Schweden (Messung der Boden- u. Öko-
systematmung)

Mitgestaltung der Ausstellung „Leben mit dem Wald“ in
Weberstedt und Erfurt

Berufstätigkeit

seit 11/98

Promotion am Max-Planck-Institut für Biogeochemie
in Jena

Thema der Promotion: „Dynamik der Kohlenstoffvorräte
nachwachsender Fichtenwälder in Thüringen und den Al-
pen“

seit 3/01

Tätigkeit als wissenschaftliche Referentin im WBGU
(Wissenschaftlicher Beirat der Bundesregierung Globale
Umweltveränderungen) für Herrn Prof. Schulze

Jena, 7. Oktober 2003

Angelika Thuille
Angelika Thuille

Veröffentlichungen

- Angelika Thuille, Nina Buchmann und Ernst-Detlef Schulze (2000): Carbon stocks and soil respiration rates during deforestation, grassland use and subsequent Norway spruce afforestation in the Southern Alps, Italy. *Tree Physiology* 20, 849-857.
- Diplomarbeit (1998): Waldsukzessionen auf aufgelassenen Grünlandflächen im Parco Naturale di Paneveggio e della Pala di San Martino. Universität Bayreuth, Fakultät für Biologie, Chemie und Geowissenschaften, Lehrstuhl Pflanzenökologie.
- Konferenzbericht und Poster (zusammen mit E.-D. Schulze und R. Asche): Carbon accumulation in the organic layers of forests after reforestation of alpine grasslands. GCTE-LUCC Open Science Conference on Global Change, Barcelona 1998.
- Mitautorin am Kapitel 4 – “Climate change mitigation and adaptation options: links to, and impacts on, biodiversity” des “Review of the interlinkages between biological diversity and climate change, and advice on the integration of biodiversity considerations into the implementation of the United Nations Framework Convention on Climate Change and its Kyoto Protocol”. AHTEG Report zum 9. Treffen des Subsidiary Body on Scientific, Technical and Technological Advice, November 2003 in Montreal.
- Mitarbeit am Hauptgutachten des WBGU – Wissenschaftlicher Beirat der Bundesregierung Globale Umweltveränderungen (2003): Welt im Wandel – Energiewende zur Nachhaltigkeit. Berlin, Heidelberg, New York: Springer.
- Mitarbeit am Sondergutachten des WBGU – Wissenschaftlicher Beirat der Bundesregierung Globale Umweltveränderungen (2002): Entgelte für die Nutzung globaler Gemeinschaftsgüter. Berlin, WBGU.
- Mitarbeit am Sondergutachten des WBGU – Wissenschaftlicher Beirat der Bundesregierung Globale Umweltveränderungen (2003, in Vorbereitung): Kyoto II (Arbeitstitel). Berlin, WBGU.

Vorträge

- Vortrag zur Eröffnung der Ausstellung “Leben mit dem Wald” in Erfurt und We-berstedt (2000): Der Naturpark Paneveggio Pale di San Martino.
- Vortrag zur Expertentagung “Treffpunkt Biologische Vielfalt III” an der Naturschutzakademie Insel Vilm (2002): Forschungsstrategien für die Biosphäre – Anforderungen und Empfehlungen des WBGU-Jahresgutachtens 1999.
- Vortrag zum Workshop “Wald” am Max-Planck-Institut für Biogeochemie, Jena (2003): Kohlenstoffvorräte in Fichtenaufforstungen.