

FZKA-BWPLUS

# **"Ionenspeicher- und Mobilisierungspotentiale im Skelett und Feinboden des Standortes Conventwald bei unterschiedlichen Depositionsszenarien"**

Ernst E. Hildebrand\* und Klaus v. Wilpert\*\*

Martin Kohler\*

\* Universität Freiburg, Institut für Bodenkunde und Waldernährung, 79085 Freiburg,  
e-mail: [kohlerma@uni-freiburg.de](mailto:kohlerma@uni-freiburg.de)

\*\* Forstliche Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg, Abteilung Bodenkunde und  
Waldernährung, Wonnhaldestr. 4, 79100 Freiburg

Förderkennzeichen:

PEF196009 und PEF 196010  
BWC 99 009 und BWC 99010

Die Arbeiten des Programms Lebensgrundlage Umwelt und ihre Sicherung werden mit  
Mitteln des Landes Baden-Württemberg gefördert

Juli 2000



# Inhaltsverzeichnis

<b>1 Einleitung und Problemstellung</b> .....	<b>4</b>
1.1 Zielsetzung und Untersuchungskonzept .....	5
<b>2 Material und Methoden</b> .....	<b>8</b>
2.1 Standorte .....	8
2.1.1 Conventwald .....	8
2.1.2 Altensteig .....	10
2.1.3 Schluchsee .....	11
2.2 Probengewinnung und Probenaufbereitung.....	12
2.3 Laborexperimente .....	14
2.3.1 Kurzzeitversuche.....	15
2.3.2 Langzeitversuche .....	19
2.4 Chemische Analysen .....	20
2.4.1 Perkolationslösungen.....	20
2.4.2 Gasmessungen.....	20
2.4.3 Elementgehalte .....	20
2.5 Bodenpyhsikalische Parameter.....	21
2.6 Mineralogische Untersuchungen.....	21
2.7 Mikropedologische Methoden .....	22
2.7.1 Probennahme und Präparation.....	22
2.7.2 Muster der Hyphenverteilung .....	24
2.7.3 Quantifizierung der Verwitterungszonen und Skelettanteile.....	28
2.8 Bodenchemische Modelle .....	28
2.9 Datenaufbereitung und Auswertung.....	30
2.9.1 Deskriptive Statistik und Testverfahren.....	30
2.9.2 Parametrisierung der Freisetzungskinetik (Langzeitversuche).....	30
<b>3 Modellversuche zum spontanen Kationenaustausch und zur diffusiven Nachlieferung austauschbarer Ionen</b> .....	<b>32</b>
3.1 Das Bodenskelett als Kationentauscher .....	32
3.2 Vergleich von Bodenskelett, Feinboden und natürlich gelagertem Gesamtboden....	35
3.2.1 Basensättigungen und Neutralkationen .....	35
3.2.2 Austauschbare Vorräte .....	41
3.3 Diffusive Ionennachlieferung.....	44
3.4 Skelettnaher Feinboden .....	48
3.5 Diskussion der Modellversuche .....	50
3.5.1 Ökologische Bewertung der Ergebnisse .....	50
3.5.2 Vergleich der Ergebnisse mit anderen Untersuchungen.....	52

---

<b>4 BET-Oberflächen des Bodenskeletts .....</b>	<b>54</b>
<b>5 Mineralogische Untersuchungen .....</b>	<b>58</b>
5.1 Conventwald .....	58
5.2 Schluchsee .....	64
5.3 Altensteig .....	66
5.4 Zusammenfassung der Ergebnisse der mineralogischen Untersuchungen.....	68
<b>6 Mikropedologische Untersuchungen .....</b>	<b>69</b>
6.1 Skelettanteile und Verwitterungszonen.....	69
6.2 Erschließung des Bodens durch Pilzhyphen.....	72
6.2.1 Diskussion Erschließung des Bodens durch Pilzhyphen .....	77
<b>7 Die Rolle der Kohlensäure bei der Ionenfreisetzung .....</b>	<b>80</b>
7.1 Kurzzeitversuche: Gleichgewichts-Bodenporenlösungen (GBPL Aqua dest.) .....	80
7.2 Langzeitversuche: Bodenporenlösungen (BPL Aqua dest.).....	82
7.3 Diskussion der Perkolationsversuche mit kontrolliertem CO <sub>2</sub> -Partialdruck in der Bodenluft .....	85
<b>8 Bodenchemische Modelle .....</b>	<b>94</b>
8.1 Modell PROFILE .....	94
8.1.1 Eingangsparemeter Oberflächen .....	94
8.1.2 Eingangsparemeter mineralogische Zusammensetzung .....	97
8.1.3 Übrige Eingangsparemeter .....	98
8.1.4 Diskussion ausgewählter Modellierungsergebnisse.....	98
8.2 Modell BODEN.....	102
8.2.1 Eingangsparemeter.....	102
8.2.2 Diskussion ausgewählter Modellierungsergebnisse.....	104
<b>9 Zusammenfassende Diskussion und Schlussfolgerungen .....</b>	<b>108</b>
9.1 Kationenaustauschkapazität des Bodenskeletts.....	109
9.2 Die Rolle der Kohlensäure für die Ionenfreisetzung.....	113
<b>10 Zusammenfassung .....</b>	<b>116</b>
<b>11 Summary.....</b>	<b>120</b>
<b>12 Literatur .....</b>	<b>123</b>
<b>Verzeichnis der Tabellen:.....</b>	<b>135</b>
<b>Verzeichnis der Abbildungen: .....</b>	<b>137</b>

---

<b>Danksagung .....</b>	<b>141</b>
<b>Anhang.....</b>	<b>143</b>

## 1 Einleitung und Problemstellung

Bei den in der bodenkundlichen Praxis üblichen Methoden werden kurz- bis mittelfristige (Nähr-) Elementspeicher- bzw. Mobilisierungspotentiale in der Regel durch die chemische Analyse des Feinbodens bestimmt (z.B. MEIWES et al. 1984). Der Feinbodenanteil wird durch Sieben homogenisiert und von der Grobfraction (Partikeldurchmesser > 2 mm) getrennt. Bei dieser Vorgehensweise wird unterstellt, dass sowohl die Zerstörung der natürlichen Bodenstruktur als auch die Nichtberücksichtigung des Bodenskeletts keinen wesentlichen Einfluss für die Interpretation der Untersuchungsergebnisse hat.

Auf die tatsächliche Bedeutung der Bodenstruktur bei der chemischen Analyse sowie für die Nährstoffverfügbarkeit wurde inzwischen in einer Reihe von Untersuchungen hingewiesen (z.B. HILDEBRAND 1994, HORN & TAUBNER 1989, KAUPENJOHANN & HANTSCHHEL 1987, HANTSCHHEL et al. 1986). In Untersuchungen zum Bodenskelett wurde bislang vorrangig die bodenphysikalische Bedeutung der Grobfraction, wie z.B. der Einfluss auf die hydraulischen Eigenschaften (MONTAGNE et al. 1992, BENNET & ENTZ 1989, FLINT et al. 1981, HANSON & BLEVINS 1979, MEHUYS et al. 1975, COILE 1952) oder die Verbesserung der Bodenstruktur und Verminderung von Bodenerosion (NICHOLS et al. 1984) behandelt.

Dagegen wurde die Rolle der Grobfraction für die chemischen Eigenschaften des Bodens bisher nur in einer verhältnismäßig kleinen Anzahl von Studien untersucht. MARTÍN-GARCÍA et al. (1999) und UGOLINI et al. (1996) zeigten für skelettreiche, mediterrane Waldstandorte Spaniens und Italiens, dass die Skelettfraction keineswegs als eine chemisch inerte Matrix bezeichnet werden darf, sondern auch bei kurzfristiger Betrachtungsweise einen bedeutenden Einfluss auf die chemischen Eigenschaften des Bodens hat. DEUTSCHMANN & LUDWIG (2000) untersuchten Gesteinbruchstücke verschiedener Substrate Nord- und Ostdeutschlands (z.B. Sandsteine, Tonschiefer, Diabase) und konnten zeigen, dass das Gestein als Ionenquelle nicht nur bei der Silikatverwitterung eine Rolle spielt, sondern auch an kurzfristig ablaufenden Ionenaustauschprozessen beteiligt ist. RIVARD & DE KIMPE (1980) stellten für kiesige Waldstandorte in Kanada fest, dass die Grobfraction bis zu 70 % der Gesamtaustauschkapazität des Bodens betragen kann. Weitere Hinweise auf die ökochemische Bedeutung der Skelettfraction liefern die Studien von JONGMANS et al. (1997): Untersuchungen zahlreicher Granitstandorte in Nord- und Mitteleuropa ergaben, dass

Hyphen von Mykorrhizapilzen das Mikroporensystem von Feldspäten oder Hornblenden erschließen und auf diesem Wege Nährelemente wahrscheinlich direkt aus dem Gesteinsinneren aufnehmen können („rock eating fungi“). Dieser von VAN BREEMEN et al. (2000b) als „Mykorrhizal weathering“ bezeichnete Befund wurde allerdings nur auf podsolierten und mit Nadelholz bestockten Standorten beobachtet.

Für Standorte des Buntsandsteins liegen Untersuchungen vor, wonach neben dem Feinboden auch die Skelettfraktion tiefgründig stark an Neutralkationen verarmt ist (BENECKE 1996, DEUTSCHMANN 1994). Die ökochemische Bedeutung der Skelettfraktion ist somit je nach den geogenen, depositions- und nutzungsbedingten Ausgangsbedingungen differenziert zu bewerten. Insgesamt bestehen hier noch große Wissenslücken. Die Charakterisierung des aktuellen Bodenzustandes sowie die Vorhersage möglicher Entwicklungstrends von Waldböden kann sehr unvollständig sein, wenn hierzu lediglich die Analyseergebnisse des Feinbodens berücksichtigt werden.

## 1.1 Zielsetzung und Untersuchungskonzept

Die Ausgangshypothese für die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit war, dass bei konventionellen Methoden zur bodenchemischen Zustandserfassung die Nichtberücksichtigung der Skelettfraktion zu einer Verzerrung der tatsächlichen Situation der Waldernährung führen kann. Dazu wurden an drei im Schwarzwald gelegenen Waldstandorten mit unterschiedlichen Skelettgehalten (Conventwald, Schluchsee und Altensteig) folgende Fragestellungen untersucht:

- Besitzt die Skelettfraktion kurz- bis mittelfristig wirksame Ionenspeicher- und Mobilisierungspotentiale und wenn ja, wie sind diese im Vergleich zu den Speicher- und Mobilisierungsleistungen des Mineralbodens zu bewerten?
- Welche Parameter steuern und bestimmen die Ionenfreisetzungsraten der Skelettfraktion (z.B. spezifische Oberflächen, Mineralzusammensetzung, Verwitterungsgrad)?
- Welcher spezielle Einfluss auf Ionenfreisetzungsprozesse besitzt der CO<sub>2</sub>-Partialdruck der Bodenluft?

Schwerpunkt der Studien war der Standort Conventwald. Hier wurden zusätzlich mikropedologische Untersuchungen durchgeführt mit der Zielsetzung, Verwitterungszonen im Bodenskelett in Abhängigkeit von der Partikelgröße zu quantifizieren sowie Verteilungsmuster von (Mykorrhiza-) Pilzhyphen und Feinwurzeln in ihrer natürlichen, mikromorphologischen Umgebung zu bestimmen. Es sollte insbesondere der Frage nachgegangen werden, ob das im Conventwald beobachtete Plausibilitätsdefizit zwischen alarmierenden bodenchemischen Parametern der Feinerde (Basensättigungen von nur 2-3 %) einerseits, und gutem Bestandeswachstum mit normalen Blattspiegelwerten andererseits, dadurch erklärt werden kann, dass der kurzfristig mobilisierbare Ionenpool des Bodenskeletts von Pilzhyphen und Feinwurzeln zur Nährstoffaufnahme erschlossen wird.

In einem weiteren Schritt sollte geprüft werden, inwieweit die Integration der gewonnenen Erkenntnisse über gesteinsbürtige Ionenspeicher- und Mobilisierungspotentiale in die bodenchemischen steady-state Modelle BODEN (AUGUSTIN et al. 1998) und PROFILE (WARFVINGE & SVERDRUP 1992) sich auf deren Modellierungsergebnisse auswirken. Bei beiden Modellen wurde bisher die Skelettfraktion ausgeklammert und als eine inerte Matrix betrachtet, die die chemische Eigenschaften des Feinbodens „verdünnt“.

Für die Einbeziehung der Untersuchungsergebnisse in bodenchemische Modelle sind auch Informationen über langsame Ionenfreisetzungprozesse notwendig. Daher sollten am Standort Conventwald neben dem spontan austauschbaren bzw. kurzfristig nachlieferbaren Ionenpool auch die um Größenordnungen langsamer ablaufende Ionenfreisetzung aus der Verwitterung von Silikaten und Auflösung von Präzipitaten untersucht werden. Bisher wurden Verwitterungsraten überwiegend aus Literaturwerten (z.B. HULTBERG et al. 1994, SVERDRUP 1990, ZAREI et al. 1993) oder aus Verwitterungstudien mit isolierten Mineralen abgeschätzt (z.B. DREYBRODT et al. 1996, AMRHEIN et al. 1985, LAGACHE 1976, BUSENBERG et al. 1976 oder VEITH & SCHWERTMANN 1972).

Neben den oben genannten, praxisrelevanten Fragestellungen war es methodische Zielsetzung, die Untersuchungen der Mobilisierungspotentiale unter kontrollierten Laborbedingungen durchzuführen. Dabei sollte die von HILDEBRAND (1991) zur chemischen Untersuchung von ungestört gelagerten Bodenproben entwickelte



---

Perkolationsanlage angewendet werden. Die Untersuchung des Einflusses des CO<sub>2</sub>-Partialdruckes auf Ionenfreisetzungsprozesse war methodisches Neuland. Dazu sollte eine am Institut entwickelte Apparatur getestet und im Routinebetrieb in Kurz- und Langzeitexperimenten eingesetzt werden.

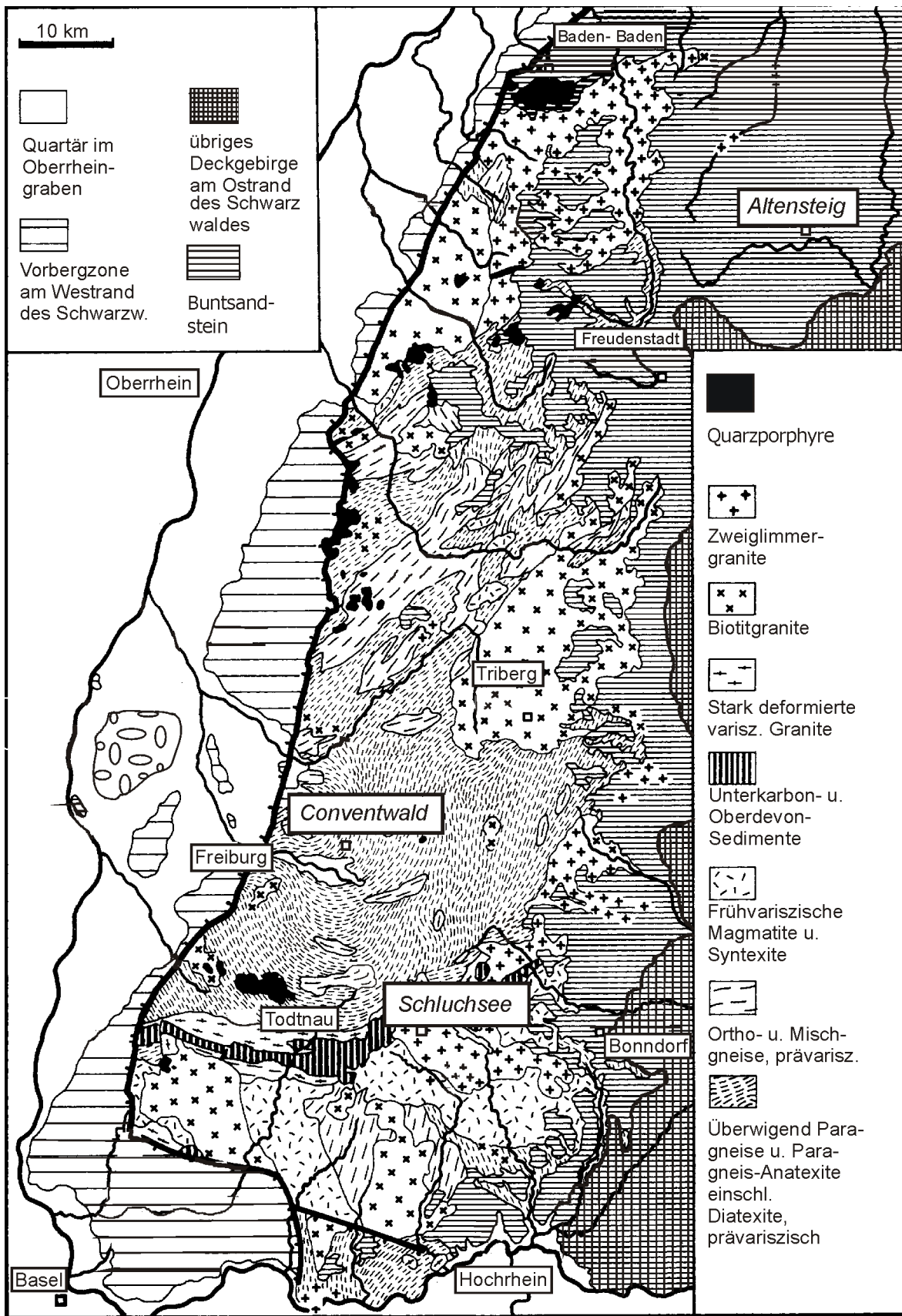
## 2 Material und Methoden

### 2.1 Standorte

Es wurden drei im Schwarzwald gelegene Standorte untersucht: ein Gneisstandort im Forstbezirk Kirchzarten (Ökosystemfallstudie „Conventwald“; v. WILPERT et al. 1996a) ein Granitstandort im Forstbezirk Schluchsee („Arinus-Fläche“; ARMBRUSTER 1998) sowie ein Standort auf Oberem Buntsandstein im Forstbezirk Altensteig (Level II Dauerbeobachtungsfläche der EU; BMELF 1997). Diese Standorte repräsentieren wichtige, flächig vorkommende Ausgangsgesteine des Schwarzwaldes (vgl. Abb. 1). Allgemeine Angaben zu den Standortseigenschaften sowie die wichtigsten bodenchemischen Kennwerte sind in Tab. 1 zusammengefasst.

#### 2.1.1 Conventwald

Der Standort Conventwald liegt ca. 18 km östlich von Freiburg am Westabfall des Mittleren Schwarzwaldes im Übergangsbereich zwischen submontaner und montaner Höhenstufe. Die hell- bis dunkelgrauen, feinkörnigen Paragneise haben sich zu tiefgründig verwitterten und mäßig versauerten Braunerden entwickelt. Nach den Ausführungen im Erläuterungsband zur geologischen Karte Blatt 7913 (GROSCHOPF und SCHREINER 1980) ist die mineralogische Zusammensetzung des Gneises durch hohe Anteile an Plagioklasen mit wechselnden Anteilen an Biotit und Orthoklasen charakterisiert. Der Feinboden besteht aus grusigen Lehmen. Die Böden im Conventwald weisen sehr hohe Skelettanteile auf. Dabei sind sowohl feinere als auch gröbere Korngrößenklassen anzutreffen. Der Gesamtsteingehalt beträgt im Ah-Horizont ca. 15-30 vol %. Der Feinboden besitzt ein extrem hohes Gesamtporenvolumen (ca. 40–65 vol %), das sich überwiegend aus Grobporen zusammensetzt. Trotz des relativ basenreichen Ausgangsgesteines werden bei konventioneller Analyse des Feinbodens (Profil Mischbestand, s. Tab. 1) unterhalb des Ah-Horizontes bis in 1 m Bodentiefe alarmierend geringe Basensättigungen mit Werten deutlich unter 5 % gemessen. Günstigere bodenchemische Kenndaten liefert das Profil im benachbarten Buchen-Stangenholz. Hier liegen in allen Bodentiefen die Basensättigungen noch deutlich über 5 %. Ab einer Bodentiefe von ca. 1 m werden noch  $\text{pH}_{(\text{H}_2\text{O})}$ -Werte über 5 erreicht. Ausführliche



**Abb. 1:** Lage der untersuchten Standorte in der geologischen Karte des Schwarzwaldes (verändert nach GEYER & GWINNER 1991)

**Tabelle 1:** Standortscharakteristik

		Conventwald	Schluchsee	Altensteig
Höhenlage:		750 m	1200 m	550 m
Exposition:		SSO	NNO	SO
Hangneigung:		20°	10°	2°
Bestandesdeposition [ $\text{ha}^{-1}\text{a}^{-1}$ ]:		18 kg N, 12 kg $\text{SO}_4\text{-S}$	12 kg N, 10 kg $\text{SO}_4\text{-S}$	9 kg N, 8 kg $\text{SO}_4\text{-S}$
Mittl. Jahresniederschlag:		1400 mm	1900 mm	1100 mm
Mittl. Jahrestemperatur		6.6 °C	5.0 °C	7.0 °C
Ausgangsgestein:		Paragneis	Zweiglimmer-Granit	Oberer Buntsandstein
Bodentyp:		Braunerde	Podsol(-Braunerde)	(Pseudogley-)Braunerde
Bestockung:		Buche-Tanne (-Fichte)	Fichte	Fichte (-Kiefer-Tanne)
Bodenchemische Parameter <sup>1</sup>	Tiefe [cm]	Conventwald (Profil Mischbestand)	Schluchsee (Profil S1)	Altensteig (Profil Level II-Fläche)
pH ( $\text{H}_2\text{O}$ )	10	4.0	3.8	4.4
	30	4.4	4.2	4.6
	60	4.4	4.9	4.5
	100	4.6	5.1	n.b.
KAK <sub>eff</sub> [ $\mu\text{mol}_\text{c}/\text{g}$ ]	10	129	74	93
	30	79	70	43
	60	63	43	43
	100	33	20	n.b.
BS [%]	10	8.6	3.2	6.9
	30	3.6	2.1	5.4
	60	3.4	1.9	5.9
	100	2.8	3.7	n.b.
Literatur		v. WILPERT et al. (1996a), ZIRLEWAGEN et al. (1997), GREMM (1993)	z. B. ARMBRUSTER (1998), FEGER (1993) BRAHMER (1990)	SCHACK-KIRCHNER (1995), BMELF (1997)

<sup>1</sup> bei konventioneller Analyse des Feinbodens

Beschreibungen nach dem BZE-Aufnahmeverfahren Baden-Württemberg (BUBERL et al. 1994) sind für beide Profile im Anhang aufgeführt. Weitere Angaben zum Standort und Bodenkennwerte sind in ZIRLEWAGEN et al. (1997), v. WILPERT et al. (1996a) sowie in GREMM (1993) zu finden.

### 2.1.2 Altensteig

Der Standort Altensteig liegt ca. 30 km nördlich von Freudenstadt auf der Lee-Seite des Nördlichen Schwarzwaldes und gehört mit einer Höhenlage von 550 m ü. NN der submontanen Höhenstufe an. Auf dem tonig verwitternden Oberen Buntsandstein (Röt) hat sich eine schwach pseudovergleyte Braunerde entwickelt, die im Vergleich mit den Böden der Standorte Schluchsee und Conventwald mit einer Entwicklungstiefe von ca. 80-100 cm bedeutend flachgründiger ist. Der Skelettgehalt ist mit 5 bis 20 vol % gering. Dabei handelt es sich teilweise um stark angewitterte, feinere und gröbere Gesteinsbruchstücke, die bereits bei geringem mechanischen Druck zerbröseln. Der Feinboden zeigt mit  $\text{pH}_{(\text{H}_2\text{O})}$ -Werten zwischen 4,4 im Ah bis 4,5 im Unterboden einen nur schwach ausgeprägten

Tiefengradienten. Die Basensättigung des Feinbodens liegt über das gesamte Profil hinweg knapp über 5 %. Eine ausführliche Beschreibung nach dem BZE-Aufnahmeverfahren ist im Anhang aufgeführt.

### 2.1.3 Schluchsee

Im Rahmen des ARINUS-Projektes sind in den letzten Jahren zahlreiche Veröffentlichungen erschienen, in denen der Versuchsstandort Schluchsee bereits ausführlich beschrieben wurde (z.B. BRAHMER 1990, RASPE 1992, FEGER 1993, ZIMMERMANN 1995 und ARMBRUSTER 1998). Die folgende Kurzcharakteristik des Standorts ist im Wesentlichen diesen Arbeiten entnommen.

Der Standort Schluchsee liegt im zentralen Hochschwarzwald ca. 50 km südöstlich von Freiburg und gehört mit einer Höhenlage um 1200 m ü. NN der hochmontanen Stufe an. Als Ausgangsgestein steht der extrem basenarme Bärhaldegranit an, der nach WIMMENAUER und SCHREINER (1981) weder durch Fremdgesteinsintrusionen noch durch Tektonik gestört ist. Der mittel- bis grobkörnige Bärhaldegranit gehört zur Gruppe der Zweiglimmergranite. Nach KEILEN (1978) sind die Anteile an hellen (Muskovit 3,7 %) bzw. dunklen Glimmern (Biotit 4,1 %) nur gering, während der Quarzgehalt mit bis zu 44 % sehr hoch liegt. Daneben setzt sich der Bärhaldegranit aus Orthoklasen (33 %) und Plagioklasen (25 %) zusammen. Folglich ist der Granit an Standort Schluchsee im Vergleich mit vielen anderen Graniten extrem arm an Kalzium und Magnesium, aber relativ reich an Kalium und Natrium (FEGER et al. 1990). Als Bodentyp haben sich Podsole bis Podsolbraunerden entwickelt. Am Probenahmenprofil wurde ein Eisenhumuspodsol mit einer deutlich über 100 cm Tiefe hinausgehenden Verwitterungsdecke ausgeschieden. Nach der forstlichen Standortskarte handelt es sich im Gebiet um gut durchlässige, mittel- bis tiefgründige, sandig-lehmige Grusböden (DENZ 1991). Erwähnenswert ist das Vorkommen von *Lumbricus badensis*, einer tiefgrabenden großen Regenwurmart mit extrem hoher Bioturbationsleistung (vgl. LAMPARSKI, 1985). Der Skelettgehalt liegt über das gesamte Profil zwischen ca. 40 und 50 vol % (vgl. Tabelle im Anhang A 1.4). Dabei überwiegt das Feinskelett (2 - 6 mm). Der Feinboden der oberen und mittleren Horizonte ist gekennzeichnet durch tiefe pH-Werte ( $\text{pH}_{(\text{H}_2\text{O})}$  3,8 im Ahe bis 4,2 im Bsh). Die Basensättigung des Feinbodens liegt im gesamten Profil unter 5 %.

## 2.2 Probengewinnung und Probenaufbereitung

### Kurzzeitversuche

Das Probenmaterial für die Bestimmung der spontan austauschbaren bzw. kurzfristig nachlieferbaren Ionen wurde mittels 100 ml Stechzylinder volumengerecht - für jede Variante in jeweils 6facher Wiederholung - ausgehend von einem neu angelegten Profil gewonnen. Es wurden 3 Tiefenstufen (Ah-, B-, B/C-Horizonte) beprobt: An den Standorten Conventwald und Schluchsee waren dies die Tiefen 5-10 cm, 50-60 cm und 110-120 cm. Am deutlich flachgründigeren Standort Altensteig wurden die Proben den Tiefen 5-10 cm, 30-40 cm und 60-70 cm entnommen. Die zu beprobenden Tiefenstufen wurden sukzessiv von oben abgegraben und ein ca. 1 m<sup>2</sup> großes Feld zur Probennahme freigelegt. Ein Teil der Proben wurde in waldfrischem Zustand als „Variante natürlich gelagerte Bodenproben“ perkoliert. Zuvor wurden eventuelle Fehlstellen an den natürlichen Bruchkanten der Ober- und Unterseiten der Stechzylinder mit gewaschener Filterflockenmasse aufgefüllt, um das Porenkontinuum zum Filterbett herzustellen. Die übrigen Proben wurden stechzylinderweise mit einem 2 mm-Sieb aufgeteilt in eine Feinboden- und eine Skelettfraktion. Der Feinboden wurde unmittelbar nach dem Sieben unter Einhaltung möglichst naturnaher Lagerungsdichten wieder in Stechzylinder eingefüllt und als Variante „homogenisierter Feinboden“ perkoliert.

Die Aufbereitung der Skelettfraktion war dagegen bedeutend aufwendiger. Da es Ziel war, die gesteinsbürtigen Ionenreserven zu untersuchen, musste die am Skelett anhaftende Feinstsubstanz möglichst schonend entfernt werden. Dabei wurden die Steine zwei Reinigungsprozeduren unterworfen:

- Vorreinigung im Wasserbad: Einweichen in entionisiertem Wasser (5 x 12 h unter gelegentlichem leichten Rühren).
- Hauptreinigung im Ultraschallbad: Das Reinigungsziel war die makroskopische Reinigung der Gesteinspartikel von anhaftender Feinstsubstanz. Je nach Standort war dafür bei einer Einwirkzeit von 10 bis 30 min eine 3 bis 5fache Wiederholung notwendig. Für einen Teil der Proben wurde ein Alternativverfahren getestet. Hier fand der Hauptreinigungsgang im Korngrößenfraktionierer unter leichtem Rütteln und Spülen mit entionisiertem Wasser statt. Bei den Perkolationsversuchen zeigten diese

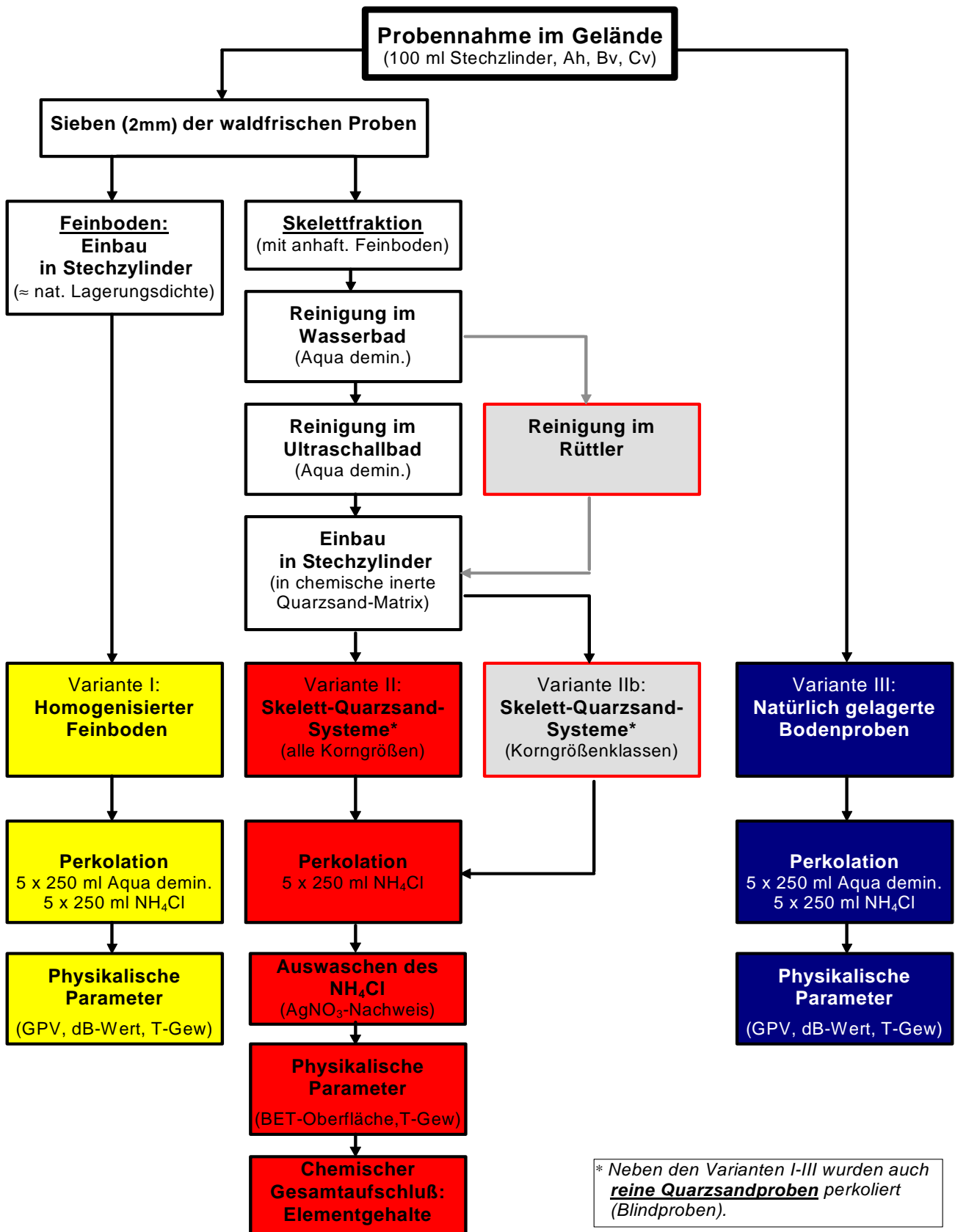


Abb. 2: Ablaufschema der Probenbehandlung bei den BPL-Kurzzeitversuchen.

Proben keine Unterschiede in ihrem chemischen Verhalten im Vergleich zu den im Ultraschallbad gereinigten Proben. Negativ war bei dieser Reinigungsmethode ein sehr hoher Verbrauch an Aqua demin., so dass das Ultraschallverfahren als standardmäßige Reinigungsmethode angewandt wurde.

Das gereinigte Skelett wurde anschließend in 100 ml Stechzylinder in chemisch inerten Quarzsand (Firma Merck) eingebettet, der eine mit dem Feinboden in etwa vergleichbare Körnung aufwies (Variante „Skelett-Quarzsandsysteme“). Dadurch sollten die physikalisch-hydraulischen Bedingungen der natürlichen Bodenmatrix simuliert werden. Zur Kontrolle wurden für jede Charge verwendeten Quarzsandes Blindproben perkoliert. Nach der Perkolatation wurde durch Spülen das Skelett wieder vom Quarzsand befreit und die Proben so lange gewaschen, bis sie Chloridfreiheit zeigten (Silbernitratnachweis). Dies war Bedingung für die spätere Bestimmung der spezifischen Oberflächen nach dem BET-Verfahren. Eine schematische Darstellung der Probenbehandlung ist in Abb. 2 zu finden.

### **CO<sub>2</sub>-Versuche**

CO<sub>2</sub>-Versuche wurden ausschließlich mit 200 ml Stechzylinderproben vom Standort Conventwald durchgeführt. Es wurde der Bv/Cv-Horizont (120-140 cm Tiefe) eines neuangelegten Profils im Buchen-Stangenholz beprobt. Auf das Profil im Buchen-Stangenholz musste ausgewichen werden, da hier - im Gegensatz zum Hauptprofil des Mischbestandes – die pH-Werte der Festphase als auch der Bodenlösung in diesem Tiefenbereich (z.T. deutlich) über 5 liegen, d.h. der Boden sich noch im Aktivitätsbereich der Kohlensäure befindet. Die CO<sub>2</sub>-Versuche wurden mit natürlich gelagerten Bodenproben durchgeführt, die mit durchschnittlichen Skelettanteilen von ca. 70 vol % als eine sehr „skelettnahe Variante“ bezeichnet werden können.

## **2.3 Laborexperimente**

Die experimentelle Quantifizierung der Ionenspeicher- und Mobilisierungspotentiale sollte in Laborversuchen unter möglichst kontrollierten Randbedingungen erfolgen. Dazu konnte auf eine in früheren PEF-Projekten entwickelte Analysemethode aufgebaut werden. Es handelt sich dabei um die von HILDEBRAND (1991) zur chemischen Untersuchung von



ungestört gelagerten Bodenproben entwickelte Perkulationsmethode. Die Versuche wurden auf 2 verschiedenen Zeitskalen durchgeführt:

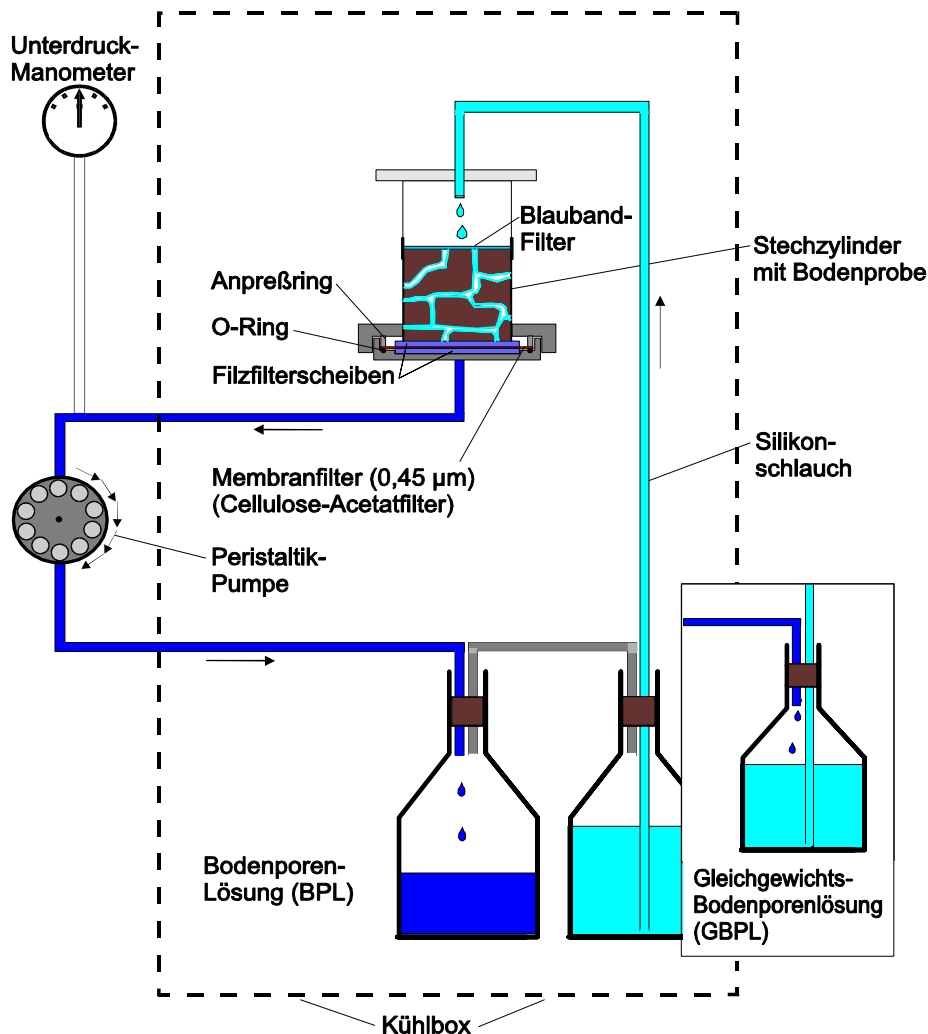
- Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit war die Untersuchung der kurz- bis mittelfristig wirksamen Ionenspeicher- und Mobilisierungspotentiale der Skelettfraktion und des Mineralbodens.
- Zusätzlich wurden in einer späteren Projektphase einer neu entwickelten Apparatur Langzeitversuche bei kontrollierten CO<sub>2</sub>-Partialdrücken in der Bodenluft durchgeführt.

### **2.3.1 Kurzzeitversuche**

Die zeitliche Messauflösung der Kurzzeitversuche erstreckte sich von minimal 12 Stunden bis hin zu mehreren Tagen bzw. Wochen (Nachlieferungsversuche). Die Perkolationen wurden nach zwei methodischen Ansätzen durchgeführt. Es wurden Bodenporenlösungen (BPL) sowie Gleichgewichts-Bodenporenlösungen (GBPL) gewonnen:

#### **Bodenporenlösungen:**

BPL wurden im offenen Perkolationssystem gewonnen (Abb. 2). Dabei wurde zuerst mit demineralisiertem Wasser perkoliert, um vorab wasserlösliche Ionen zu extrahieren. Anschließend wurde 1 M NH<sub>4</sub>Cl-Lösung verwendet, um austauschbare Kationen zu bestimmen. Es wurden jeweils 5 Fraktionen à 250 ml Lösung perkoliert. Die Perkulationsdauer pro Fraktion betrug 12 h (+/- 1 h). Routinemäßig wurde nach der Perkolation der dritten Fraktion, in der eine weitgehende Abschöpfung der spontan austauschbaren Ionen stattgefunden hat, eine Wartezeit von 180 h eingelegt. Die Proben wurden in dieser Zeit unter einem Spannungsgleichgewicht von 700-800 hPa gehalten. Mit diesem Ansatz sollte untersucht werden, ob auch an der Skelettfraktion ein diffusives Nachladen spontan austauschbarer Kationen stattfindet, wie dies für Mineralboden gezeigt werden konnte (HILDEBRAND 1991). In einer gesonderten Versuchsreihe mit gestaffelten Wartezeiten (1-32 Tage) sollten Erkenntnisse über die Kinetik der diffusiven Nachlieferung gewonnen werden (sogenannte Nachlieferungsversuche).



**Abb. 3:** Versuchsaufbau zur Gewinnung der Bodenporenlösung bzw. Gleichgewichts-bodenporenlösung (verändert nach HILDEBRAND 1991).

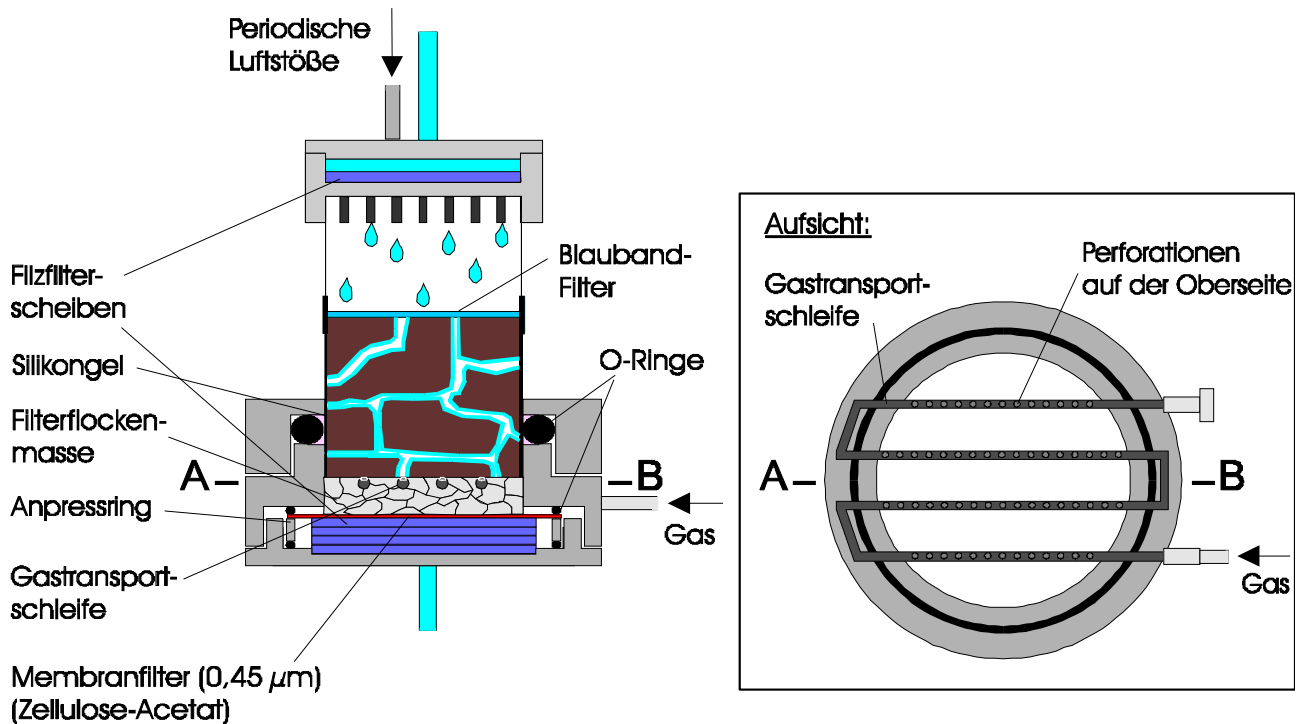
In Abb. 3 ist der Versuchsaufbau schematisch dargestellt. Die Stechzylinder mit dem Probenmaterial werden auf Membranfilterbetten aufgesetzt. Über die angeschlossene Peristaltikpumpe wird eine Saugspannung angelegt, die über das Membranfilterbett auf die Bodenprobe übertragen wird. Durch den Pumpvorgang wird im Vorratsgefäß, das über eine Brücke mit dem Sammelgefäß verbunden ist, ein Überdruck erzeugt, der zum Aufsteigen der Lösung der Vorratsflasche führt. Je nach Wasserleitfähigkeit der Bodensäule sinkt während der Perkolation die am Membranfilter anliegende Wasserspannung auf Werte um 50, maximal 100 hPa ab. Die Aufrechterhaltung einer Wasserspannung ermöglicht eine Perkolation bei Anwesenheit eines Luftvolumens, d.h.

der Boden stellt ein Dreiphasengemisch in der Nähe der Feldkapazität dar. Atypische, reduktive Mobilisierungen können so vermieden werden. Da die Anlage in einer Kühlbox installiert ist, ist auch eine Temperaturkontrolle möglich. Bei den Perkolationsversuchen wird die Geschwindigkeit der Mobilisierungsprozesse im Vergleich zu Freilandbedingungen erhöht. Dies ist weniger auf die Erhöhung der tatsächlichen Fließgeschwindigkeit des Wasserfadens zurückzuführen, als vielmehr auf die lückenlose Aneinanderreihung von Feuchtezuständen mit konvektivem Wassertransport. Eine ausführliche Beschreibung der Perkolationsmethode wird in HILDEBRAND (1991) gegeben.

### **Gleichgewichtsbodenporenlösungen (GBPL H<sub>2</sub>O dest.):**

Zur Gewinnung von GBPL wurde in einem geschlossenen Perkolationsystem (Abb. 3) die umlaufende Lösung so lange perkoliert, bis sich ein (Quasi-)Gleichgewicht zwischen Lösung, umströmten Oberflächen und dem luftegefüllten Porenraum einstellte. Nach Untersuchungen von HILDEBRAND (1991) ist für Mineralbodenproben bei Wasserflussraten von ca. 0,7 bis 0,9 ml/min nach spätestens 48 h von einem Gleichgewicht auszugehen.

Mit Hilfe des GBPL-Ansatzes wurde die am Institut neu entwickelte Zusatzapparatur zur Kontrolle des CO<sub>2</sub>-Partialdruckes in der Bodenluft während der Perkolation getestet. In Abb. 4 sind die zur Kontrolle der Bodenluftzusammensetzung notwendigen technischen Veränderungen der Perkolationsanlage schematisch dargestellt. Die Stechzylinderproben werden auf perforierte Metallkapillare („Gastransportschleifen“, vgl. SCHACK-KIRCHNER & HILDEBRAND 1998) aufgesetzt, welche eine bekannte (bodentypische) Gasmischung führen. Die Metallkapillare sind in chemisch inerte Filterflockenmasse eingebettet, um das Porenkontinuum zwischen Bodenkörper und Membranfilter sicherzustellen. Zur Vermeidung von größeren Gasdruck-Gradienten innerhalb des luftegefüllten Porenraumes befindet sich über der Bodenprobe ein Gassammelbehälter. Hier kann mit dem Gaschromatographen die Zusammensetzung der Bodenluft überprüft werden.



**Abb. 4:** Schematischer Ausschnitt des modifizierten Perkolationsystems mit kontrollierter Bodenluftzusammensetzung

Die über Mehrkanal-Peristaltikpumpen (Ismatec ISM 769) zugeführten Gasmische wurden mit Hilfe einer speziellen Gasmischapparatur (WITT-Gasetechnik, Gerätetyp KM 60; Leihgabe der Abt. AWF, FVA Freiburg) im Labor aus kostengünstigen technischen Gasen hergestellt. Dabei wurden verschiedene Varianten mit  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen von 0-10 vol % gemischt: Als Nullvariante wurden Gemische mit 80 vol %  $\text{N}_2$  und 20 vol %  $\text{O}_2$  verwendet. Bei den übrigen Varianten wurde der  $\text{O}_2$ -Anteil invers zum gewählten  $\text{CO}_2$ -Anteil entsprechend reduziert. Die Aufbewahrung der Gasmische erfolgte in 100 l Plastigas-Beuteln (Spezialanfertigungen der Firma Linde). Bei einer Pumpfördererung von ca. 6 ml/min und 4-5facher Kanalbelegung war alle 2-3 Tage ein Wechsel der Plastigas-Beutel notwendig. Die Gasmische wurden anfänglich über Silikonschläuche zugeführt. Kontrollmessungen während der Testphase zeigten allerdings, dass die Verwendung von Silikonschläuchen auf der ca. 2,5 m langen Strecke zwischen Plastigas-Beutel und Gaseinlass am Membranfilterbett zu extrem hohen, diffusiven  $\text{CO}_2$ -Verlusten führte. Bei der  $\text{CO}_2$ -Variante „10 vol %“ lag der Verlust bei ca. 30-40 %. Durch die Verwendung von

PVC-Schläuchen konnte dieser Verlust auf 10-20 % reduziert werden, so dass über eine entsprechend höhere Vorlage der CO<sub>2</sub>-Konzentration bei der Herstellung der Gemische die gewünschte Zielkonzentration am Gaseinlass des Membranfilterbettes eingestellt werden konnte.

Ein weiteres wichtiges Ausstattungsmerkmal der neuen GBPL-Perkulationsapparatur ist die optimierte Beregnungstechnik. Über eine angeschlossene Peristaltikpumpe wird das Perkolat durch periodisch angelegte Luftstöße aus den Filzfilterscheiben gepresst, welche sich über dem Gassammelbehälter befinden, und in die Beregnungsröhrchen gelenkt (Abb. 4). Auf diesem Wege wird eine flächig gleichmäßige Beregnung der Stechzylinderprobe erreicht.

Die naturnahen Randbedingungen während der Perkolation (Aufrechterhaltung eines aeroben Dreiphasensystems bei kontrollierter Bodenluftzusammensetzung, realistische Fließgeschwindigkeiten des Wasserfadens, Temperaturkontrolle) eröffneten zusätzlich die Möglichkeit, auch längerfristige Versuche (Verwitterungsexperimente) durchzuführen.

### **2.3.2 Langzeitversuche**

Bei den Langzeitversuchen wurde im offenen Perkolationssystem (BPL-Ansatz) die langfristige Ionenfreisetzung (Silikatverwitterung) aus natürlich gelagerten Bodenproben des Cv-Horizontes des Standortes Conventwald (ca. 70 vol % Skelettanteil) unter kontrollierten Bodenluftzusammensetzungen untersucht. Ein grundsätzlich methodisches Problem bei der experimentellen Bestimmung von Silikatverwitterungsraten ist die Tatsache, dass die Auflösung von Silikaten kinetisch extrem langsam und fernab von chemischen Gleichgewichten abläuft. Aus diesem Grund wurde für die Langzeitversuche der BPL-Ansatz gewählt, bei dem die Reaktionsprodukte mit dem Perkulationsstrom abgeführt werden. Ziel war es, pro 90 Tage Versuchsdauer eine Jahressickerate von 800 mm zu perkolieren. Die Tagessickeraten wurden verteilt auf 6 Sickerereignisse à 1,5 mm. Ein Sickerereignis dauerte 4 min. Die Gesamtlaufzeit des Experiments betrug mehr als 6 Monate, d.h. insgesamt wurden über 2 Jahressickeraten simuliert. Als Perkulationslösung wurde Aqua dest. eingesetzt, um maximale Lösungsraten zu erhalten. Eine wichtige Voraussetzung für die Vergleichbarkeit der mobilisierten Stoffmengen war, dass eine

genaue Dosierung der Sickerereignisse in allen Perkolationskanälen über den gesamten Versuchszeitraum erreicht wurde. Während der ersten Versuchswoche wurde das Eluat täglich, danach wöchentlich gesammelt. Das Langzeitexperiment wurden mit insgesamt 3 CO<sub>2</sub>-Partialdruck-Varianten (0,00, 0,01 und 0,1 bar) durchgeführt.

## **2.4 Chemische Analysen**

### **2.4.1 Perkolationslösungen**

Die Perkolationslösungen wurden in den Labors der FVA (Abteilung Bodenkunde und Waldernährung) und der Universität Freiburg (Institut für Bodenkunde und Waldernährung) analysiert. Dabei wurden an der FVA die Kationen mittels ICP (Atomemissionsspektroskopie mit induktiv gekoppeltem Plasma), die Anionen mittels IC (Ionenchromatographie), DOC und NH<sub>4</sub> (nur GBPL Kurzzeit) photometrisch mit dem Autoanalyzer sowie die pH-Werte mit der Einstab-Glaselektrode bestimmt. Im Labor des Instituts für Bodenkunde wurden Kationen in der Flamme (Atomabsorptions- bzw. Atomemissions-Spektrometrie) und pH-Werte mit der Zweistab-Glaselektrode bestimmt.

### **2.4.2 Gasmessungen**

Gasmessungen wurden zur Kontrolle bei der Herstellung der verschiedenen Gasgemische sowie zur Überwachung der Gaszufuhr während der CO<sub>2</sub>-Experimente durchgeführt. Hierzu wurde ein transportabler Gaschromatograph (Chrompack) eingesetzt. Als Trägergas wurde Helium verwendet. CO<sub>2</sub> wurde mit der Haye-Sep-Säule, N<sub>2</sub> und O<sub>2</sub> mit der Mol-Sieb-Säule detektiert.

### **2.4.3 Elementgehalte**

Die Elementgesamtgehalte des Bodenskeletts, des Feinbodens und von unverwitterten Bodensteinen wurden im Salpeter-/Flusssäure-Druckaufschlussverfahren im bodenkundlichen Labor der FVA bestimmt.

## 2.5 Bodenphysikalische Parameter

Im Anschluss an die Perkolationen wurden die Trockengewichte (24 h bei 105° C) der Proben ermittelt. Außerdem wurde für die Variante „natürlich gelagerte Bodenproben“ Lagerungsdichte und das Gesamtporenvolumen sowie für jede Stechzylinderprobe der Skelettgehalt (Gew. %) bestimmt. Als Maß für den physikalischen Verwitterungsgrad wurden die spezifischen Oberflächen der Bodenskeletts mit dem BET-Verfahren ermittelt (Auftragsanalyse durch die Firma Micromeritics). Bei den BET-Oberflächenmessung werden die durch Gas erreichbaren inneren Oberflächen bestimmt (vgl. BRUNAUER et al. 1958).

## 2.6 Mineralogische Untersuchungen

Die mineralogischen Analysen wurden extern durch das Labor der Firma „Tonmineralogische Beratung, Dr. Butz-Braun“, Kirchhain/Hessen durchgeführt. In einer ersten Untersuchungsreihe wurde gereinigte Skelettproben der Versuchsstandorte Conventwald, Schluchsee und Altensteig aus jeweils dem Ah-, B- und B/C-Horizont auf ihre mineralogische Zusammensetzung untersucht. Bei den Skelettproben des Standortes Conventwald wurde dabei zusätzlich nach der Farbe (hell bzw. dunkel) und der Größenfraktion 2-7 mm und 7-15 mm stratifiziert. Aus den deutlich sichtbaren Verwitterungszonen des Bodenskeletts der Standorte Conventwald und Schluchsee wurde Feinmaterial herauspräpariert und separat analysiert. In einem zweiten Schritt wurde untersucht, inwieweit die Mineralzusammensetzung des Feinbodens mit dem Skelett in Zusammenhang steht. Dazu wurden folgende Feinbodenfraktionen gebildet:

- die durch die Ultraschall-Reinigung von den Gesteinspartikeln abgelöste Tonfraktion
- die Tonfraktion des Feinbodens
- die Schluff- und Sandfraktion des Feinbodens

Die Proben wurden zunächst in einem Stahlmörser zerkleinert und anschließend in einem Achatmörser fein vermahlen, um Pulverpräparate für röntgendiffraktometrische Untersuchungen zu gewinnen. Zur genauen Identifikation der Schichtsilikate waren folgende Arbeitsschritte notwendig: Zuerst wurden die Proben lufttrocken und unbehandelt, dann nach thermischer Behandlung bei 350° C bzw. 550° C und schließlich nach Etylenglycol- bzw. HCl-Behandlung röntgendiffraktometrisch untersucht. Für mikroskopische Analysen wurden von allen Proben Dünnschliffe bzw. polierte Anschliffe angefertigt.

## **2.7 Mikropedologische Methoden**

Für die mikropedologischen Untersuchungen des Standortes Conventwald wurden Anschliffe hergestellt. Ein wesentlicher Vorteil der Anschliffe ist im Vergleich zu den meist bevorzugt eingesetzten Dünnschliffen (DARBYSHIRE et al. 1993) der deutlich geringere Aufwand bei der Herstellung (vgl. MAIER-KÜHNE 1986). Außerdem konnte für die Arbeit mit Anschliffen auf die Methoden eines früheren an der FVA durchgeführten Forschungsprojektes aufgebaut werden (vgl. SCHACK-KIRCHNER et. al 2000 und v. WILPERT et al. 1996b). Die folgenden Ausführungen zur Präparation und mikroskopischen Technik beschränken sich daher nur auf die wesentlichen Aspekte. Für darüber hinausgehende Informationen wird auf die o.g. Arbeiten verwiesen.

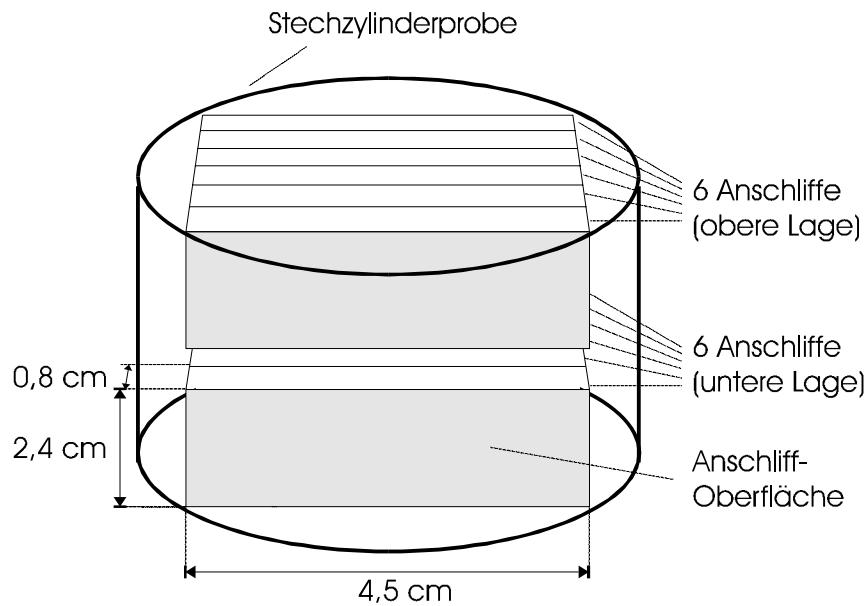
### **2.7.1 Probennahme und Präparation**

Es wurden 200 ml Stechzylinderproben aus insgesamt 4 Tiefen genommen. Neben den in Kap. 2.2 bereits genannten Tiefenstufen wurden zusätzlich im Übergangsbereich zwischen Ah- und Bv-Horizont (20-30 cm Tiefe) Proben gewonnen. Die Proben wurden unmittelbar nach der Entnahme in einer Kühlbox gelagert und im Expressversand zur weiteren Präparation an ein Fachlabor (Firma Beckmann, Schwülper-Lagesbüttel) verschickt. Hier wurden folgende Präparationsschritte durchgeführt:



- Fixierung mit 2,5 % Glutardialdehyd in H<sub>2</sub>O (TIPPKÖTTER et al . 1986)
- Entwässerung der Proben in der aufsteigenden Acetonreihe
- Einbettung in Polyesterharz unter Erhaltung des Quellungszustandes (ALTEMÜLLER & BECKMANN 1991).
- Nach dem Aushärten des Polyesterharzes wurden mit der Diamantsäge 12 Quader aus den Bodenproben herausgesägt (vgl. Schema in Abb. 5).

Die Endpräparation der Quader erfolgte dann wieder im bodenkundlichen Labor der Universität Freiburg. Zur Schließung von Hohlräumen wurden die gesägten Oberflächen der Quader (=Anschliffe) mit einer Mischung aus 100 Teilen Epoxidharz (Glycidether 100), 89 Teilen Härter (MNA) und 3 Teilen Beschleuniger (DMP) unter Vakuum nachgetränkt. Anschließend wurde das nachgetränkte Harz im Wärmeschrank 20 h bei 45°C und 24 h bei 60°C polymerisiert (vgl. technische Anleitung der Firma Serva, Heidelberg; Internet: [www.serva.de/products](http://www.serva.de/products)). Die Oberflächen der Anschliffe wurden dann in mehreren Arbeitsgängen geschliffen (Siliziumkarbid-Nassschleifpapier P 600 - P 1200) und poliert. Die Schlusspolitur erfolgte mit Trockentonerde (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Pulver) der Korngröße 1 µm. Zur Vermeidung von Tonquellung wurde beim Sägen, Schleifen und Polieren als Spül- und Kühlmittel kein Wasser, sondern Leichtöl (BP Erosionsöl Dielectric T) verwendet. Da eine sehr gute Polierqualität erreicht wurde, konnte auf eine Eindeckung der Präparate verzichtet werden. Dies hatte den Vorteil, dass bei der Betrachtung der Präparate auch mit koaxialem Auflicht gearbeitet werden konnte. Bei eingedeckten Präparaten wäre dies nicht möglich gewesen, da diese ein vereinheitlichtes Oberflächenreflexionsverhalten besitzen. Im koaxialen Auflicht ist eine eindeutige Abgrenzung von harzgefülltem Porenraum gegenüber der Bodenmatrix möglich. Mit normalem Auflicht kann man dagegen aufgrund des von 0 abweichenden Tiefenschärfebereiches der mikroskopischen Optik in die Poren „hineinschauen“ (v. WILPERT et al. 1996b). Die randliche Abgrenzung ist dabei allerdings erschwert, bei flachen Poren sogar unmöglich (sogenannter „HOLMES-Effekt“, MAIER-KÜHNE 1986).



**Abb. 5:** Schematische Darstellung zur Zerlegung der harzimprägnierten Bodenproben in Anschliffe. Untersucht wurden jeweils die vertikalen Schliffebenen von einer Seite (grau gehaltene Anschliff-Oberflächen).

## 2.7.2 Muster der Hyphenverteilung

### Fluorochromierung

Im Gegensatz zu Dünnschliffen, bei denen die mikromorphologischen Objekte und Strukturen im Durchlicht untersucht werden und dadurch leichter zu identifizieren sind, ist bei der Arbeit mit Anschliffen ohne die Verwendung von Fluoreszenzfarbstoffen die mikroskopische Identifikation von Objekten und Strukturen nur eingeschränkt möglich. In der Literatur sind zahlreiche Färbetechniken beschrieben, die zur Erkennung von Pilzhypen in Gewebeschnitten (z.B. WELTI 1993, MOTE et al. 1975) oder in konditionierten Bodenproben (EISENBRAND & WERTH 1959) eingesetzt werden. Für die Fluorochromierung von natürlich gelagerten Bodenproben liegen dagegen noch keine etablierten Standardmethoden vor. Nach ALTEMÜLLER (1989) sind dabei 2 methodisch grundsätzlich verschiedene Vorgehensweisen möglich: Die Färbungen können entweder vor der Einbettung der Bodenprobe oder an der ungedeckten Oberfläche der harzimprägnierten Bodenprobe (Anschliff) durchgeführt werden. Bei Färbungen vor der Einbettung muss die gesamte Bodenprobe in wässrige Lösungen eingetaucht werden. Es besteht also eine permanente Gefahr der Verschlammung (ALTEMÜLLER 1989). Mit zunehmender Probengröße ist eine gleichmäßige und verschlammungsfreie Anwendung

nur schwer zu erreichen. Aus diesem Grunde wurde die Fluorochromierung der Proben aus dem Conventwald nach der Einbettung an den polierten Anschliffoberflächen durchgeführt.

Aufbauend auf die Erfahrungen aus einem früheren Projekt der FVA Freiburg (SCHACK-KIRCHNER et al. 2000) wurde als Färbemittel Acridinorange verwendet. Die Applikation erfolgte in Anlehnung an die von ALTEMÜLLER und VORBACH (1987a) beschriebene Vorgehensweise: Acridinorangepulver wurde in einem Verhältnis 1:1000 in 10 %iger HCl aufgelöst und auf die Oberflächen der Anschliffe aufgebracht. Nach einer Einwirkzeit von 2 min wurde überschüssiger Farbstoff mit einer Pipette abgetragen. Anschließend wurden die Präparate mit Aqua dest. gespült und mit Druckluft getrocknet.

Acridinorange erzeugt unter Blauanregung bei tonigen Bodenbestandteilen eine gelb bis rotorange Färbung. Frische pflanzliche Zellwände erscheinen deutlich grün, im angerotteten Zustand in Brauntöne übergehend. Durch die Fluorochromierung heben sich organische und anorganische Bestandteile deutlich voneinander ab. Dadurch kann die Anordnung der Bodenbestandteile (Mineralkörner, tonige und organische Anteile) mit hoher mikroskopischer Auflösung untersucht werden (ALTEMÜLLER & VORBACH 1987b).

Nach ALTEMÜLLER (1989) erscheinen nach der Färbung mit Acridinorange Pilzhypen und Mikroorganismen blässlich grün. Bei den Bodenproben aus dem Conventwald zeigte jedoch nur ein kleiner Anteil der beobachteten Hyphen diese blass-grüne Farbreaktion. Der überwiegende Anteil der Hyphen hatte eine bräunliche Farbe mit dicken, dunkelbraun bis schwarzen Zellwänden. Dies ist charakteristisch für Mykorrhizaarten, die Farbstoffe in ihre Zellwände (z.B. Melanin) einlagern. Diese Arten können gleichzeitig auch dünnwandigere und nicht pigmentierte Hyalin-Hypen bilden (z.B. *Cenococcum geophilum*; vgl. GRONBACH 1988). Hyalin-Hypen zeigen wahrscheinlich nach der Gabe von Acridinorange die von ALTEMÜLLER (1989) beschriebene blass-grüne Farbreaktion, während pigmentierte Hyphen keine Farbreaktion zeigen.

Als optische Ausrüstung wurde ein Leitz Medilux Auflichtmikroskop eingesetzt. An das Mikroskop war die CCD-Kamera des digitalen Bildanalyse-Systems Leitz CBA 8000 mit simultaner Grauwert- und Farbdetektion angeschlossen. Die wichtigsten technischen Spezifikationen sind in Tabelle 2 aufgeführt. Mit Hilfe des Bildanalyse-Gerätes wurden Objekte interaktiv nachgezeichnet und automatisch vermessen. Mit dem vom Steuerrechner aus interaktiv bedienbaren 4“-Scanningtisch wurden die Proben bewegt und in Bildausschnitten von 250 µm Kantenlänge untersucht. Ziel war die qualitative Erfassung der von Hyphen erschlossenen mikropedologischen Kompartimente (z.B. Feinbodenmatrix, Porenraum, Verwitterungszonen im Bodenskelett). Die Bestimmung der geometrischen Parameter (z. B. Hyphen bzw. Porendurchmesser) erfolgte bei der gewählten Vergrößerung (ca. 500fach) mit einer Auflösung von 0,5 µm. Ausführliche Informationen zum Arbeiten mit der Leitz CBA 8000 sind in STOLL (1990) zu finden.

**Tab. 2:** Technische Spezifikationen der für die mikropedologischen Untersuchungen eingesetzten optischen Ausrüstung (verändert nach v. WILPERT et al. 1996b)

Leitz Medilux Auflichtmikroskop	Leitz Bildanalyse-System CBA 8000
<p><b>Objektiv:</b> NPL Fluotor 50x/0.85 DF</p> <p><b>Beleuchtung:</b> Hg-Hochdrucklampe</p> <p><b>Filterblock A:</b> Modulopack I3 450-490 nm (blau) Teilerspiegel RKP 510 nm Sperrfilter LP 515</p> <p><b>Filterblock B:</b> Modulopack A 340-380 (UV) Teilerspiegel RKP 400 nm Sperrfilter LP 430 nm</p> <p><b>Objektführung:</b> 4“ Scanning-Tisch, Schrittweite 1µm</p>	<p><b>CCD-Kamera:</b> Auflösung 500 x 582 Pixel</p> <p>Simultane Grauwert- und Farbdetektion</p> <p><b>Auflösung der Bildmessung:</b> 0,5 µm (bei 500facher Vergrößerung)</p>

### Objektidentifikation

Bei der mikroskopischen Betrachtung der Anschliffe sind folgende Strukturen bzw. Objekte erkennbar:

- **Porenraum:** Der harzgetränkte Porenraum erscheint unter Blauanregung homogen in einem grün-gelben Farbton. Unter UV-Anregung strahlen diese Bereiche in blauen Farbtönen zurück (dadurch sehr scharfe Abgrenzung zur Feinbodenmatrix).

- **Feinbodenmatrix:** Sehr große räumliche Heterogenität hinsichtlich Farbe und Helligkeit. Unter Blauanregung sind Tonminerale gelb, frische organische Substanz leuchtet gelb bis grünlich und verrottende organische Bestandteile erscheinen in bräunlichen Farbtönen, Quarzkörner dagegen bleiben dunkler. Bei UV-Anregung strahlt die Feinbodenmatrix in braun-grünlichen Tönen insgesamt dunkler zurück.
- **Unverwittertes Skelett:** Bei Blauanregung überwiegend bräunlich bis gelbe Farbtöne. Quarze reflektieren meist in einem homogenen (dunkel-) grüngelb und sind daher leicht mit harzgefüllten Poren zu verwechseln. Andere Minerale erscheinen je nach Anschnittwinkel in einem sehr weitem Farbspektrum. Als typische Strukturmerkmale sind Bänderungen aber auch Einsprenkelungen von Mineralen zu beobachten. Insgesamt sind die Strukturen weniger fein geliedert und heben sich deutlich von der Feinbodenmatrix ab.
- **Verwitterungszonen am/im Skelett:** Bei den Verwitterungszonen im Skelett handelt es sich um mit feinbodenähnlicher Substanz angereicherte Mikrokluffüllungen. Diese Bereiche erscheinen unter Blauanregung ähnlich heterogen wie die Feinbodenmatrix.
- **Wurzelgewebe und Pilzhyphen:** Frische Feinwurzeln bestehen aus einem typischen Zellverband und leuchten unter Blauanregung nach Acridinorangefärbung gelbgrünlich. Pilzhyphen dagegen sind schlauchförmige Objekte mit monozellulärem Querschnitt, die auch zu Rhizomorphen oder Sklerotien assoziiert auftreten können. Andere in Waldböden vorkommende, fädig pflanzliche Objekte mit monozellulärem Querschnitt sind Wurzelhaare und Moosrhizoide. Moosrhizoide konzentrieren sich nur auf den obersten Ah-Horizont und dringen maximal bis in 1 cm Tiefe vor. Da der Ah-Horizont des Conventwalds in einer Tiefe von 5 – 10 cm beprobt wurde, kann eine Verwechslung von Moosrhizoiden und Pilzhyphen daher ausgeschlossen werden. Der Durchmesser von Wurzelhaaren liegt bei den meisten Baumarten deutlich über 5  $\mu\text{m}$  (KOZLOWSKI 1971). Typische Durchmesser von Pilzhyphen variieren in einem weiten Spektrum von 2-15 (max. 30)  $\mu\text{m}$  (AGERER 1998, GRONBACH 1988, HAUG et al. 1992). Eine eindeutige Identifikation von Hyalin-Hyphen und Wurzelhaaren ist daher im Überschneidungsbereich der Durchmesser nicht möglich. Doch sind die im Conventwald überwiegend vorkommenden pigmentierten Hyphen aufgrund ihrer typischen braun bis dunkelbraun-schwarzen Farbe nicht zu verwechseln.

### 2.7.3 Quantifizierung der Verwitterungszonen und Skelettanteile.

Zur Quantifizierung von Bildparametern des Bodenskeletts wurde ebenfalls das Leitz-Bildanalyzesystem eingesetzt. Die CCD-Kamera wurde dazu an ein Zeiss-Auflichtmikroskop angeschlossen. Bei 10 bis 20facher Vergrößerung und koaxialem Auflicht wurden folgende Bildparameter der auf der Anschliff-Oberfläche sichtbaren Skelettanschnitte (Durchmesser > 2mm) aufgenommen:

- Fläche des jeweiligen Skelettanschnittes
- Klassifizierung nach der Farbe (hell- intermediär-dunkel)
- Flächenmäßige Erfassung der verwitterten Zonen des jeweiligen Skelettanschnittes.

Als Verwitterungszonen wurden die farblich (bräunlich bis rostfarben) von der hell- bis dunkelgrauen Gesteinsmatrix abgesetzten Bereiche erfasst, die sich meist netzwerkartig, zum Teil auch einzeln bis herdweise auf den angeschnittenen Skelettoberflächen erstrecken. Eine vollautomatische Erkennung der Verwitterungszonen durch das Bildanalyse-System anhand von Helligkeit, Farbsättigung und Farbwert war aufgrund der starken Überstrahlung von Feinbodenmatrix und Verwitterungszonen in den Braun- und Rottönen leider nicht möglich. Insgesamt wurden zur Erfassung von Skelett-Bildparametern 40 Anschliffe analysiert. Dazu wurden für die 4 Tiefenbereiche jeweils 10 Präparate (je 5 aus der oberen und 5 aus der unteren Lage; vgl. Abb. 5) zufällig aus dem Gesamtkollektiv von 192 Anschliffen ausgewählt.

## 2.8 Bodenchemische Modelle

Es wurde mit den bodenchemischen steady-state Modellen BODEN (AUGUSTIN et al. 1998) sowie PROFILE (WARFVINGE und SVERDRUP 1992) gearbeitet: Mit dem Modell BODEN kann im Multi-Batchverfahren die Entwicklung des bodenchemischen Zustandes bei einer für das jeweilige Modellgebiet charakteristischen Eintragungssituation prozessorientiert und bodenschichtweise simuliert werden. Es handelt sich um ein bodenchemisches Gleichgewichtsmodell, bei dem folgende Gleichgewichtsreaktionen und Prozesse berücksichtigt werden: Protolyse von Al-Hydroxiden (Gibbsitkonstante) und das Kohlensäuregleichgewicht, Al-S-Komplexe, Kationenaustausch und Sulfatsorption. Vom

Benutzer sind als „Stellschrauben“ die Gibbssitkonstante, die Selektivitätskonstanten der austauschbaren Kationen sowie die Parameter der Sulfatsorption zu variieren. Standardmäßig dienen als bodenchemische Eingangsparameter die Austauschbelegungen des (homogenisierten) Feinbodens. Alternierend dazu wurde in der vorliegenden Arbeit die Kationenbelegung des natürlich gelagerten Gesamtbodens (natürlich strukturierter Feinboden und Bodenskelett) verwendet, um diese unterschiedlichen Vorgehensweisen in ihren Auswirkungen auf das Modellierungsergebnis zu überprüfen.

Wesentlich komplexer aufgebaut ist das PROFILE-Modell. PROFILE berechnet den „steady state“-Situation eines Standortes unter den jeweiligen ökosystemaren Rahmenbedingungen, denen dieser Standort ausgesetzt ist. Mit PROFILE kann überprüft werden, ob die kritische Belastung (critical load) eines Standortes durch die atmogene Deposition überschritten wird. Das Modell beruht auf einer Massenbilanz, die den Gleichgewichtszustand des Ökosystems abbildet. Es werden versauernd wirkende Prozesse (Schwefel- und Stickstoffdeposition, Netto-Aufnahme basischer Kationen durch den Bestand, Auswaschung von Säureneutralisationskapazität) säurepuffernden Prozessen (Basendeposition, Verwitterung, Netto-Stickstoffaufnahme durch den Bestand, Stickstoffmobilisierung) gegenübergestellt. Zur Modellierung mit PROFILE müssen zahlreiche Daten zum Bestand, Standort und Boden bekannt sein. Eine Hauptkomponente bei der Modellierung mit PROFILE stellt die Verwitterung basischer Kationen sowie deren Wechselwirkung mit der Ionenfracht der Bodenlösung dar. Wichtige Eingangsparameter sind die Mineralanteile in den einzelnen Bodenschichten. Die Verwitterungskinetik der einzelnen Minerale ist ein sensibler Parameter für die Berechnung der Freisetzung basischer Kationen. Es wurde eine für mitteleuropäische Standorte angepasste Programm-Version verwendet, in der die Mineralkinetik der in Deutschland vorkommenden Tonminerale berücksichtigt wird (PROFILE Version 4.2, Firma Ökodata, Strausberg; kostenloser download im Internet unter [www.oekodata.com](http://www.oekodata.com)). Eine detaillierte Modell- und Programmbeschreibung der PROFILE-Version 4.2 wird in BECKER (1999) gegeben.

Eine Berücksichtigung der Ionenmobilisierungspotentiale der Skelettfraktion ist im Modell dagegen nicht vorgesehen. In der vorliegenden Arbeit wurden die gesteinsbürtigen Ionenreserven in den Modellierungsprozess integriert. Dazu wurde für die

Eingabeparameter „Oberfläche“ und „prozentuale Mineralzusammensetzung“ eine Skelettkorrektur durchgeführt. Die für die Verwitterung relevante Mineraloberfläche des Feinbodens wurde entsprechend der Ergebnisse aus der Verwitterungszonenbestimmung des Skeletts erhöht, d.h. die Verwitterungszonen im Skelett wurden als „Feinboden im Skelett“ zur Feinbodenmatrix zugeschlagen. Die Eingangsparameter „prozentuale Mineralzusammensetzung“ wurden skelettkorrigiert, indem die Ergebnisse der Mineralanalysen, die für den konventionellen Feinboden und den Feinboden im Skelett (Verwitterungszonen) getrennt voneinander durchgeführt wurden, gewichtet nach den jeweiligen Anteilen der beiden Feinbodenarten berücksichtigt wurden.

## **2.9 Datenaufbereitung und Auswertung**

### **2.9.1 Deskriptive Statistik und Testverfahren**

Die Analysenwerte der Perkolationslösungen wurden auf Plausibilität geprüft und anschließend die arithmetischen Mittelwerte und Standardabweichungen berechnet. Zur statistischen Absicherung von Unterschieden zwischen einzelnen Varianten wurden nichtparametrische Testverfahren angewendet, da die Anwendung von parametrischen Testverfahren bei kleinen Stichproben aus Grundgesamtheiten mit unbekannter Varianz und Verteilung nicht möglich ist. Für den paarweisen Vergleich wurde der Wilcoxon-TEST, für den multiplen Vergleich der DUNN-Test durchgeführt. In den Abbildungen sind die einfachen Standardabweichungen durch Streubalken, das Signifikanzniveau durch Sterne gekennzeichnet.

### **2.9.2 Parametrisierung der Freisetzungskinetik (Langzeitversuche)**

Die bei den Langzeitversuchen beobachteten Freisetzungskinetiken von Ca und Mg konnten in Reaktionsmodellen erster Ordnung angepasst werden. Dabei ist die Geschwindigkeit der Umsetzung einer Verbindung proportional zur noch nicht umgesetzten Konzentration der Ausgangssubstanz. Zu Beginn der Reaktion ist die Reaktionsgeschwindigkeit hoch, mit abnehmender Konzentration der Ausgangssubstanz nähert sie sich asymptotisch dem Wert Null an (VAN DE SAND 1997):



$$[A]=[A]_0 \cdot e^{-kt}$$

$[A]_0$  Ausgangskonzentration

$[A]=[A_0-x]$  Konzentration des Stoffes A zum Zeitpunkt t

k Reaktionskonstante

t Zeit

Die logarithmische Umformung liefert einen linearen Zusammenhang:

$$\ln[A] = \ln[A]_0 - kt$$

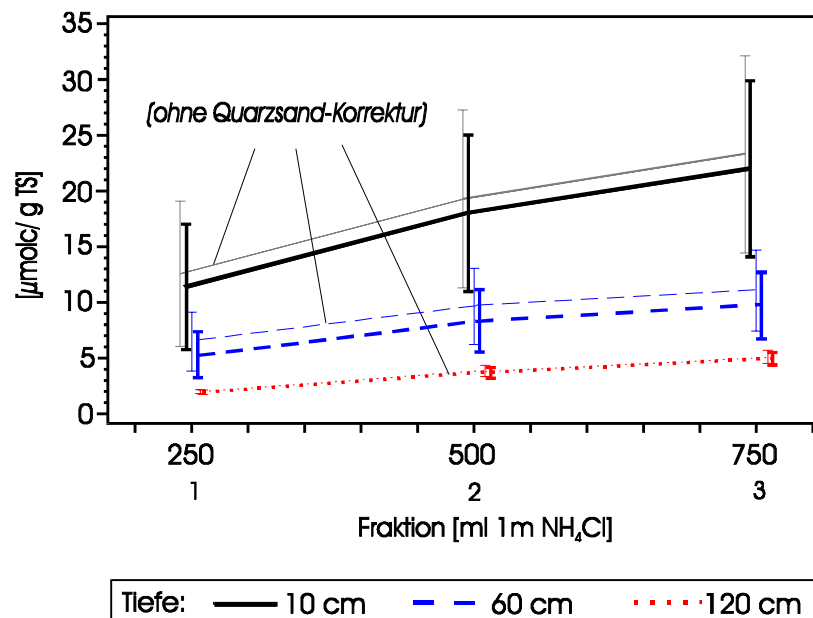
Die Anpassung der Messwerte in einem Gesamtmodell erfolgte über zwei Teilreaktionen: eine erste, sehr kurze und schnelle Reaktion, die sich bereits nach ca. 50 Stunden erschöpfte und eine zweite, deutlich langsamer verlaufende Reaktion. Durch Extrapolation des Gesamtmodelles konnte der dem Reaktionsverlauf zugrunde liegende hypothetische Ausgangsvorrat des jeweiligen Stoffes berechnet und mit den Ergebnissen der Elementgesamtaufschlüsse verglichen werden.

### 3 Modellversuche zum spontanen Kationenaustausch und zur diffusiven Nachlieferung austauschbarer Ionen

#### 3.1 Das Bodenskelett als Kationentauscher

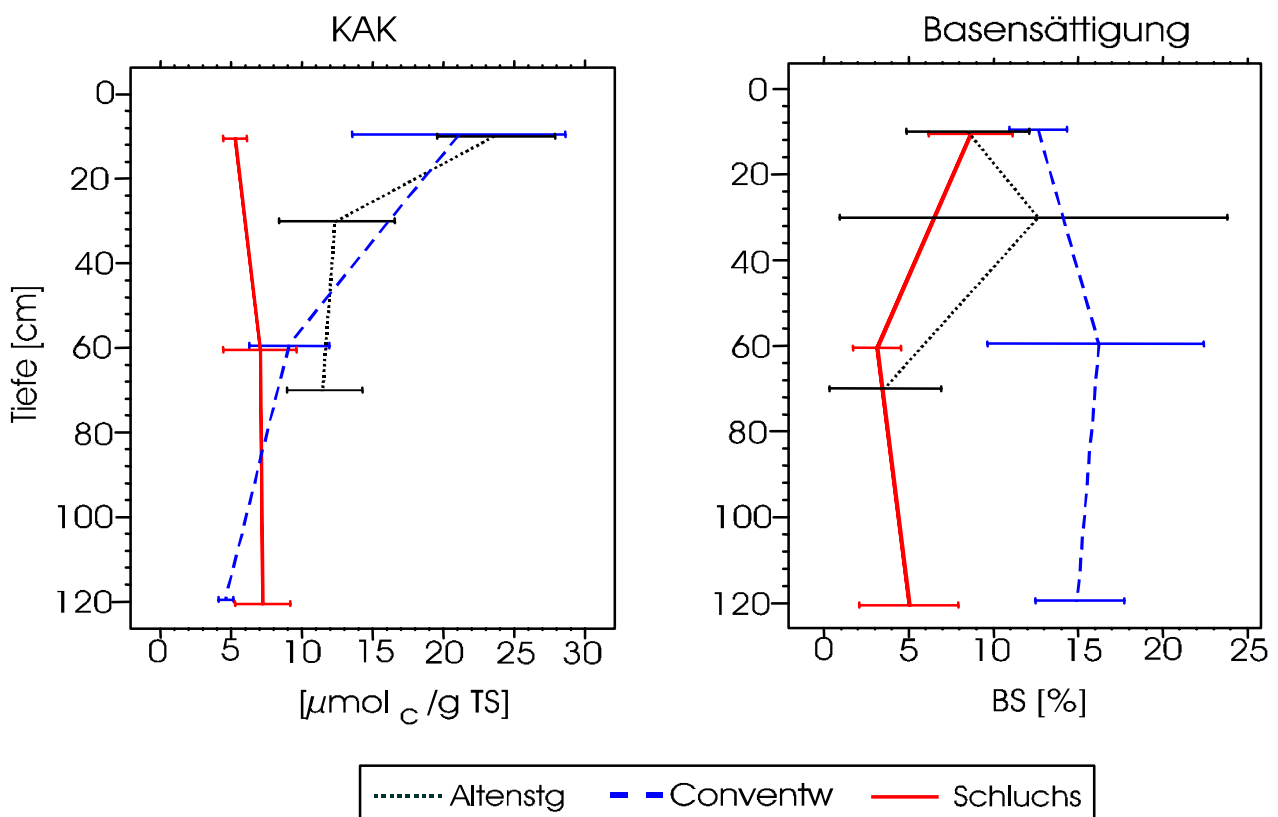
In Abb. 6 ist die Gesamtmenge der am Skelett ausgetauschten Kationen als Summenkurve über die ersten drei Perkolationsdurchgänge für den **Standort Conventwald** dargestellt. Diese ersten drei Fraktionen charakterisieren als spontan bis kurzfristig austauschbarer Ionenpool die effektive Kationenaustauschkapazität (KAK) des Skeletts. Die Reduktion um die Quarzsand-Blindwerte fällt je nach Einlagerungsmenge unterschiedlich aus. Im Cv-Horizont ist sie deswegen gering, da hier die Skelettanteile sehr hoch liegen. In allen nachfolgenden Abbildungen ist die Quarzsandkorrektur routinemäßig berücksichtigt. Auf eine gesonderte Darstellung der quarzsandbürtigen Mobilisierungspotentiale wird aus Gründen der Übersichtlichkeit verzichtet.

Die KAK zeigt im Vergleich der Tiefenstufen eine deutliche Differenzierung. Mit einer KAK von ca. 22  $\mu\text{mol/g TS}$  wurden am Skelett des Ah mehr als doppelt so viele Kationen ausgetauscht als im Bv. Eine vergleichbare Relation zeigt der Bv zum Cv. Im Vergleich

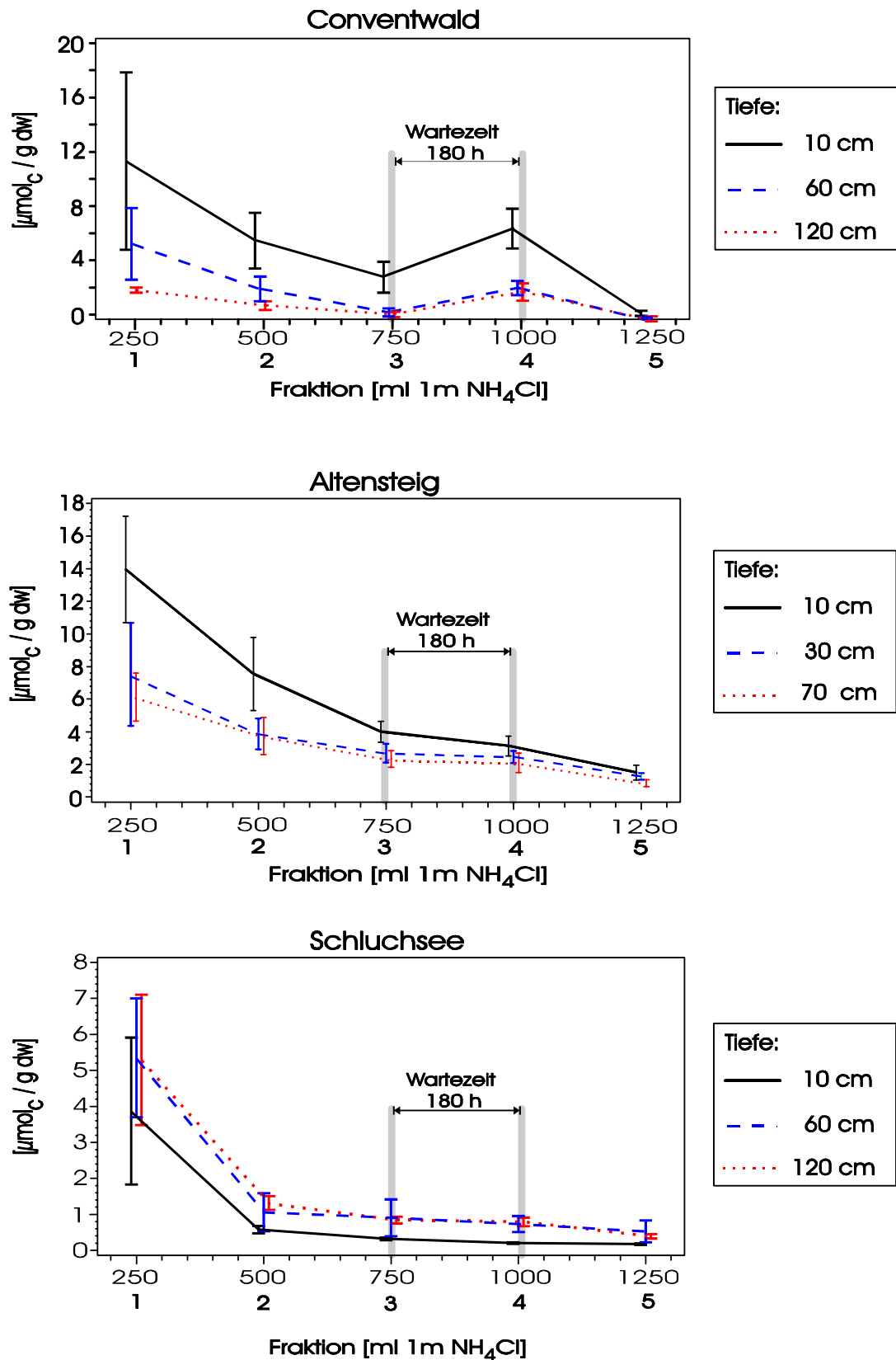


**Abb. 6: Standort Conventwald:** Summenkurve der nach Perkolationsdurchgängen 1-3 am Skelett spontan bis kurzfristig (Fraktionen 1-3) ausgetauschten Kationen.

der Standorte (Abb. 7, links) zeigt das Bodenskelett des Buntsandsteinstandortes **Altensteig** ähnlich hohe und im Tiefenverlauf vergleichbare KAK-Werte wie am Standort Conventwald. In **Schluchsee** werden entsprechend der Herkunft des Probenmaterials aus dem Ahe (Bleichhorizont) in der Tiefenstufe 10 cm die geringsten Austauschraten erreicht. In den darunter liegenden Horizonten steigt die KAK leicht an und erreicht in 120 cm Tiefe mit ca.  $7,5 \mu\text{mol}_c/\text{g TS}$  sogar ein etwas höheres Niveau als im Conventwald. Bei den Basensättigungen des Bodenskeletts hebt sich der Conventwald mit Werten zwischen 12 % im Ah und 17 % im Bv-Horizont deutlich von den beiden anderen Standorten ab (Abb. 7, rechts). In Schluchsee sind die Basensättigungen unterhalb des Ah(e)-Horizontes mit Werten von  $\leq 5 \%$  wesentlich geringer. Das Bodenskelett in Altensteig zeigt mit Ausnahme des B-Horizontes Basensättigungen, die auf einem vergleichbar tiefen Niveau liegen wie in Schluchsee.



**Abb. 7:** Tiefenprofile der am Skelett spontan bis kurzfristig (Fraktionen 1-3) ausgetauschten Kationen (links) bzw. Basensättigungen (rechts) im Vergleich der Untersuchungsstandorte.



**Abb. 8:** Austauschbare Kationen des Skeletts über alle 5 Fraktionen hinweg im Vergleich der Standorte. Zwischen der 3. und 4. Fraktion wurde eine Wartezeit von 7,5 Tagen eingeschoben.

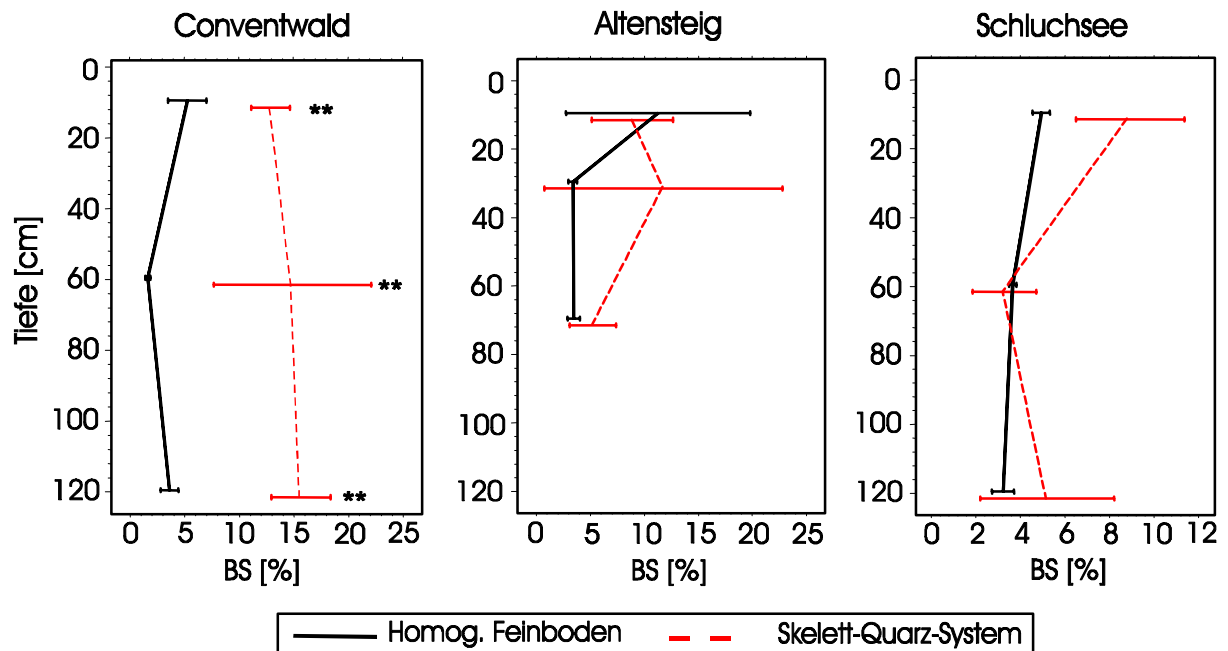
Neben den spontan bis kurzfristigen Mobilisierungsprozessen wurde untersucht, ob auch mittelfristig wirksame Austauschprozesse am Bodenskelett zu beobachten sind. Dazu wurde nach der Perkolation der dritten Fraktion, in der eine weitgehende Abschöpfung der spontan austauschbaren Ionen stattgefunden hat, eine Wartezeit von 180 h eingelegt. Die Proben wurden in dieser Zeit unter einem Wasserspannungs-Gleichgewicht von 700-800 hPa gehalten. Mit diesem Ansatz sollte untersucht werden, ob auch an der Skelettfraktion ein diffusives Nachladen der Austauscherflächen stattfindet, wie dies für Mineralboden gezeigt werden konnte (HILDEBRAND 1994).

Wie in Abb. 8 (oben) für den **Standort Conventwald** dargestellt, ist in allen Tiefenstufen in der 4. Fraktion (nach der Wartezeit) im Vergleich zum Ausgangsniveau der 3. Fraktion ungefähr eine Verdoppelung der ausgetauschten Ionenmengen festzustellen. Von einer diffusiven Nachlieferung austauschbarer Kationen ist damit auch bei der Skelettfraktion auszugehen, da konvektive Transporte bei den während der Wartezeit eingestellten Wasserspannungen weitgehend ausgeschlossen werden können. Auffallend ist, dass im Ah nach der 3. Fraktion noch ein bedeutend höheres Niveau gehalten wird, d. h. der spontane Austausch erschöpft sich hier nicht so schnell, wie dies im Bv bzw. Cv der Fall ist. Dies dürfte ein Effekt des höheren Vorrats austauschbarer Kationen im Ah sein. Drei Perkolationsfraktionen waren hier für eine erschöpfende Ionenextrahierung nicht ausreichend. In **Altensteig** (Abb. 8, Mitte) sowie am **Standort Schluchsee** (Abb. 8, unten) ist eine diffusive Nachlieferung während des Warteintervalls nicht zu erkennen.

### 3.2 Vergleich von Bodenskelett, Feinboden und natürlich gelagertem Gesamtboden

#### 3.2.1 Basensättigungen und Neutralkationen

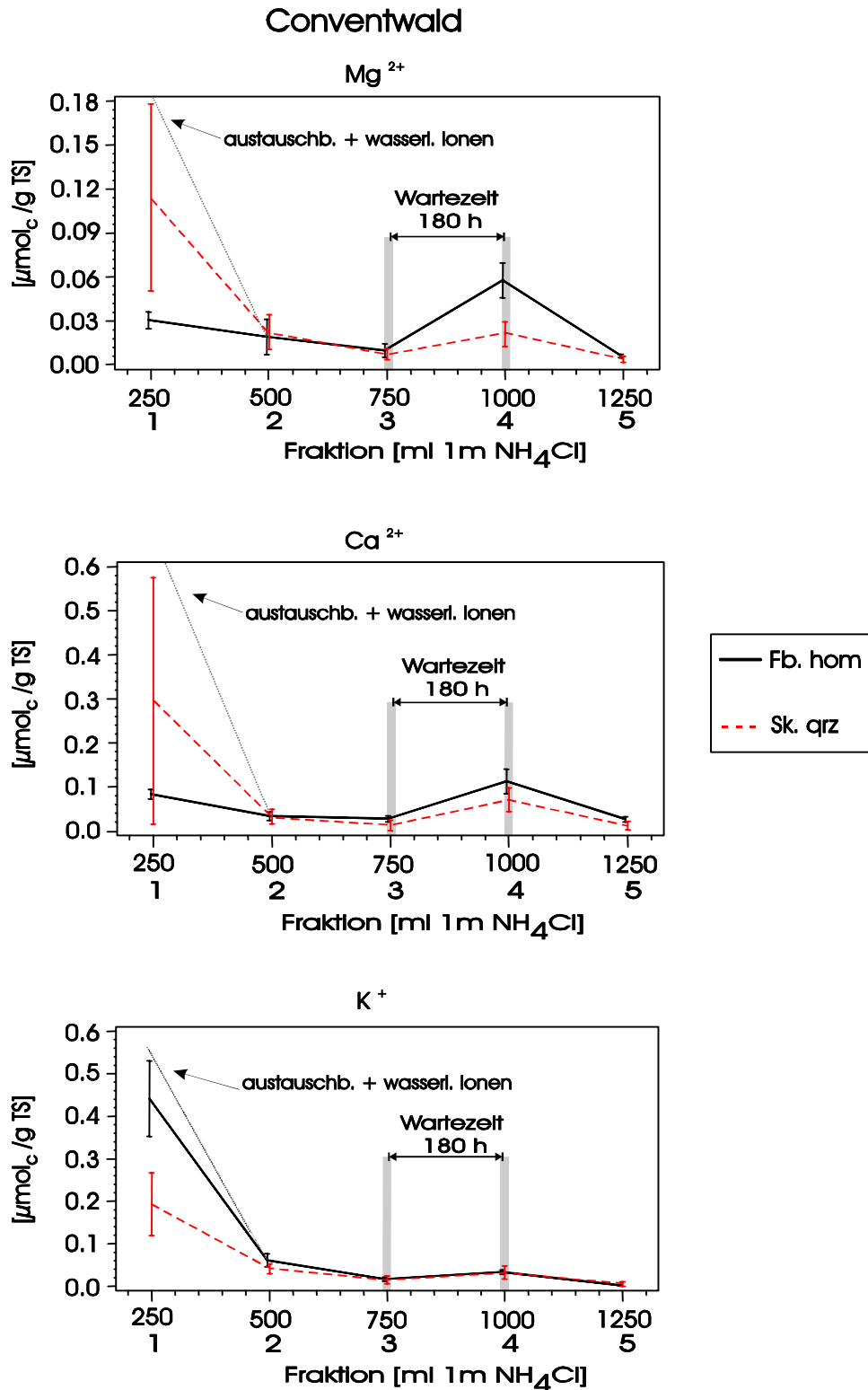
Die bodenchemische Bedeutung der am Skelett beobachteten Austauschraten und -mengen lässt sich über den Vergleich der Behandlungen abschätzen. Dazu sind in Abb. 9 für die einzelnen Standorte Tiefenprofile der Basensättigungen der Varianten „Homogenisierter Feinboden“ und „Skelett-Quarz-Systeme“ gegenübergestellt. Am **Standort Conventwald** besitzt das Bodenskelett über das gesamte Tiefenprofil hinweg signifikant höhere Basensättigungen als der (homogenisierte) Feinboden. Der Feinboden



**Abb. 9:** Tiefenprofile der Basensättigungen im Vergleich der Varianten „Homogenisierter Feinboden“ und „Skelett-Quarz-Systeme“ (\*\*=hochsignifikante Unterschiede der Varianten).

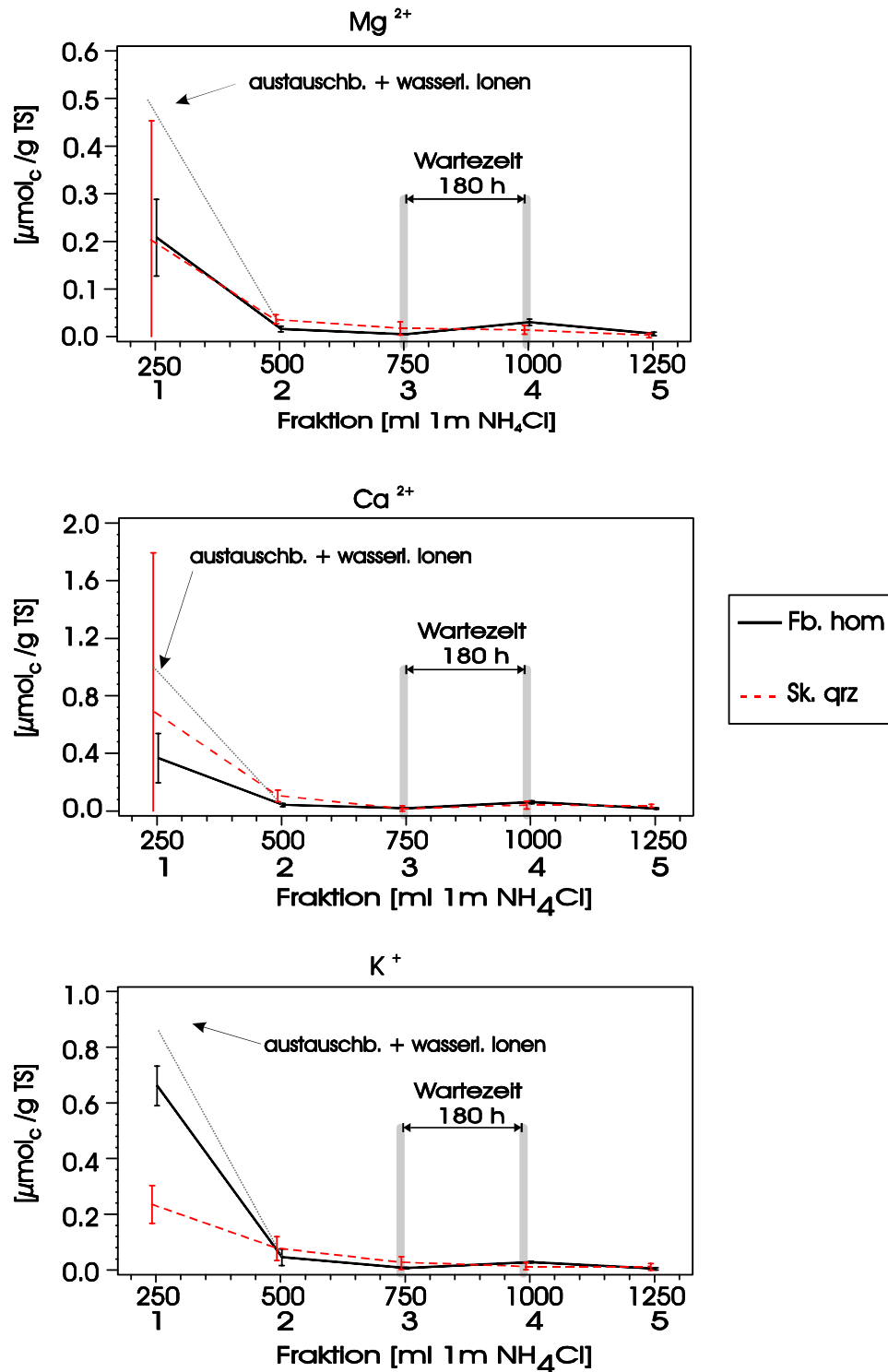
zeigt unterhalb des Ah-Horizontes nur residuale Basensättigungen von  $< 5\%$ , während das Skelett in diesem Tiefenbereich Basensättigungen von  $\geq 5\%$  aufweist. Bei den hohen Skelettgehalten in diesen Bodentiefen übernehmen die Steine als Speicher und Quelle für die kurzfristige Nachlieferung von Neutralkationen eine herausragende Rolle. In **Altensteig** liegt die Basensättigung des Skeletts mit ca.  $12\%$  nur im B-Horizont deutlich höher als im Feinboden. In **Schluchsee** wird ein insgesamt niedrigeres Niveau bei den Basensättigungen erreicht. Weder im Feinboden noch im Bodenskelett werden Werte über  $10\%$  erreicht. Sowohl im Ah- als auch im Cv-Horizont sind die Basensättigungen des Skeletts höher als im Feinboden. An allen 3 Standorten fällt auf, dass der Feinboden unterhalb des Ah-Horizontes nur residuale Basensättigungen von  $\leq 5\%$  aufweist.

Betrachtet man die ausgetauschten Ionen getrennt nach Elementen wird dieser Befund noch deutlicher. In Abb. 10 (oben) sind für den **Standort Conventwald** die ausgetauschten  $Mg^{2+}$ -Ionen der Tiefenstufe 60 cm (Bv-Horizont) dargestellt. Die spontanen Austauschraten des Skeletts sind um ein Vielfaches höher als beim homogenisierten Feinboden. Ohne die vorhergehende Extrahierung des wasserlöslichen



**Abb. 10: Standort Conventwald:** ausgetauschte Ionen im Vergleich der Varianten „Homogenisierter Feinboden“ und „Skelett-Quarz-Systeme“ (Tiefenstufe 60 cm). Für die Variante „Homogenisierter Feinboden“ ist über der ersten Fraktion die Summe der wasserlöslichen Ionen dargestellt, die in vorab durchgeführten Extraktionsversuchen bestimmt wurden.

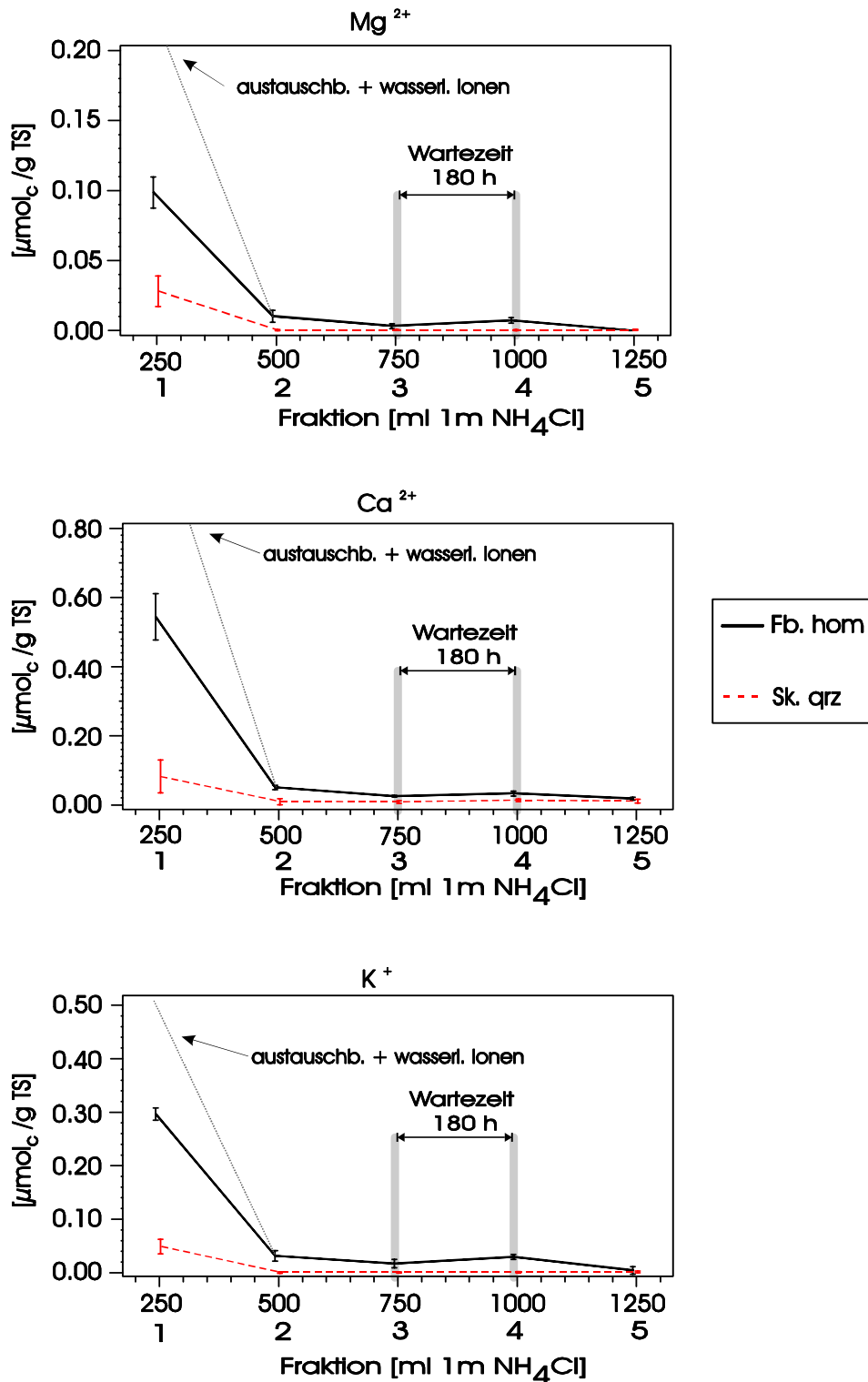
Altensteig



**Abb. 11: Standort Altensteig** ausgetauschte Ionen im Vergleich der Varianten „Homogenisierter Feinboden“ und „Skelett-Quarz-Systeme“ (Tiefenstufe 30 cm). Für die Variante „Homogenisierter Feinboden“ ist über der ersten Fraktion die Summe der wasserlöslichen Ionen dargestellt, die in vorab durchgeführten Extraktionsversuchen bestimmt wurden.



Schluchsee



**Abb. 12: Standort Schluchsee:** ausgetauschte Ionen im Vergleich der Varianten „Homogenisierter Feinboden“ und „Skelett-Quarz-Systeme“ (Tiefenstufe 60 cm). Für die Variante „Homogenisierter Feinboden“ ist über der ersten Fraktion die Summe der wasserlöslichen Ionen dargestellt, die in vorab durchgeführten Extraktionsversuchen bestimmt wurden.

Mg-Pools wäre dieser Unterschied nicht sichtbar gewesen, da im Feinboden der überwiegende Anteil des verfügbaren  $Mg^{2+}$  in wasserlöslicher Form vorliegt. Bemerkenswert ist außerdem, dass bei der Variante „homogenisierter Feinboden“ nach der Wartezeit von 180 h in der 4. Fraktion deutlich mehr  $Mg^{2+}$  freigesetzt wurde als in der 1. Fraktion nach vorangegangener Extraktion des wasserlöslichen Pools. Dies zeigt, dass während der Wartezeit neben dem diffusiven „Nachladen“ der Austauscherplätze auch eine Wiederauffüllung des wasserlöslichen  $Mg^{2+}$  Pools stattfindet. Ein ähnliches Bild wie bei  $Mg^{2+}$  ist im Conventwald beim  $Ca^{2+}$  zu beobachten. Die spontanen Austauschraten des Skeletts sind um ein Vielfaches höher als beim homogenisierten Feinboden. Auch hier liegt beim Feinboden in der ersten Fraktion der überwiegende Anteil des  $Ca^{2+}$  in wasserlöslicher Form vor und nach der Wartezeit von 180 h wird in der 4. Fraktion deutlich mehr  $Ca^{2+}$  mobilisiert als in der ersten Fraktion. Dagegen ist bei  $K^+$  eine andere Situation festzustellen. Am homogenisierten Feinboden ist deutlich mehr austauschbar gebundenes  $K^+$  vorhanden als am Bodenskelett. Die Bedeutung des wasserlöslichen  $K^+$ -Anteils ist nur gering. Damit zeigt Kalium im Gegensatz zu  $Mg^{2+}$  und  $Ca^{2+}$  eine hohe Affinität zum Austauscher.

Auch in **Altensteig** übersteigt beim homogenisierten Feinboden der wasserlösliche Pool den spontan austauschbaren Pool an  $Mg^{2+}$  und  $Ca^{2+}$  deutlich (Abb. 11). Am Bodenskelett ist fast doppelt so viel  $Ca^{2+}$  austauschbar gebunden wie im homogenisierten Feinboden. Beim austauschbaren  $Mg^{2+}$  zeigen Feinboden und Bodenskelett einen weitgehend identischen Verlauf. Kalium verhält sich ähnlich wie im Conventwald, d. h. am homogenisierten Feinboden ist deutlich mehr austauschbar gebundenes  $K^+$  vorhanden als am Bodenskelett und die Bedeutung des wasserlöslichen  $K^+$ -Anteiles ist verhältnismäßig gering. In **Schluchsee** zeigt die Skelettvariante sowohl beim  $Mg^{2+}$  und  $Ca^{2+}$ , als auch beim  $K^+$  deutlich geringere Austauschraten als der Feinboden (Abb. 12).

Auffällig ist, dass in **Altensteig und Schluchsee** die Nachlieferung während der Wartezeit von 180 h im Vergleich zum Standort Conventwald bei allen Elementen auch bei der Variante „Homogenisierter Feinboden“ nur sehr gering ist.

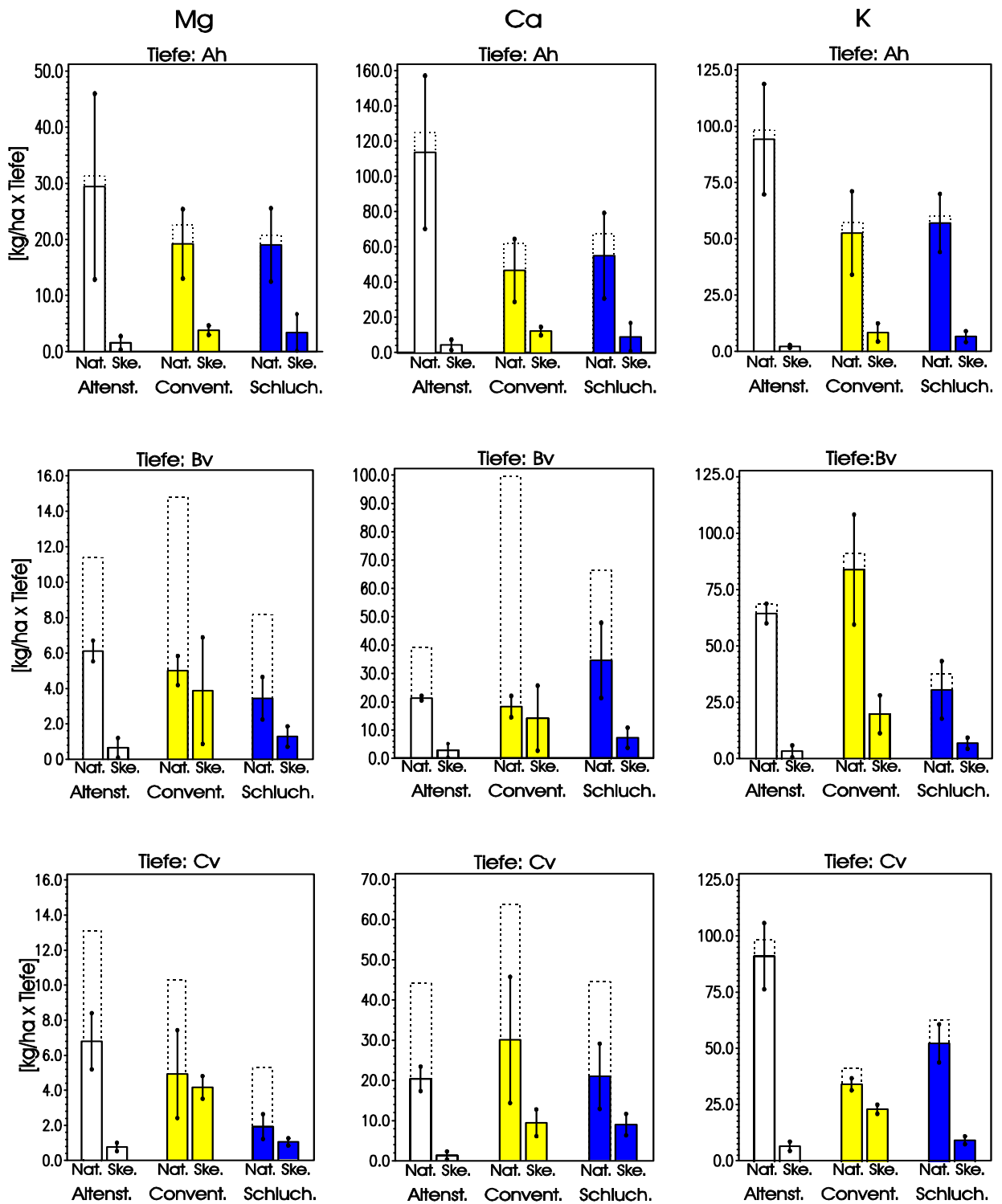
### 3.2.2 Austauschbare Vorräte

Zur Veranschaulichung der ökochemischen Bedeutung des Bodenskeletts wurden mit Hilfe der experimentell hergeleiteten Austauschraten horizontweise Gesamtvorräte austauschbarer Kationen berechnet. Die Berechnung der Vorräte war einfach, da die Proben volumengerecht (100 bzw. 200 ml Stechzylinder) gewonnen wurden. In Abb. 13 sind die austauschbaren Vorräte der wichtigsten „Kationbasen“ für die 3 untersuchten Tiefenbereiche im Vergleich der Varianten „Natürlich gelagerter Gesamtboden“ und „Skelett-Quarz-Systeme“ dargestellt.

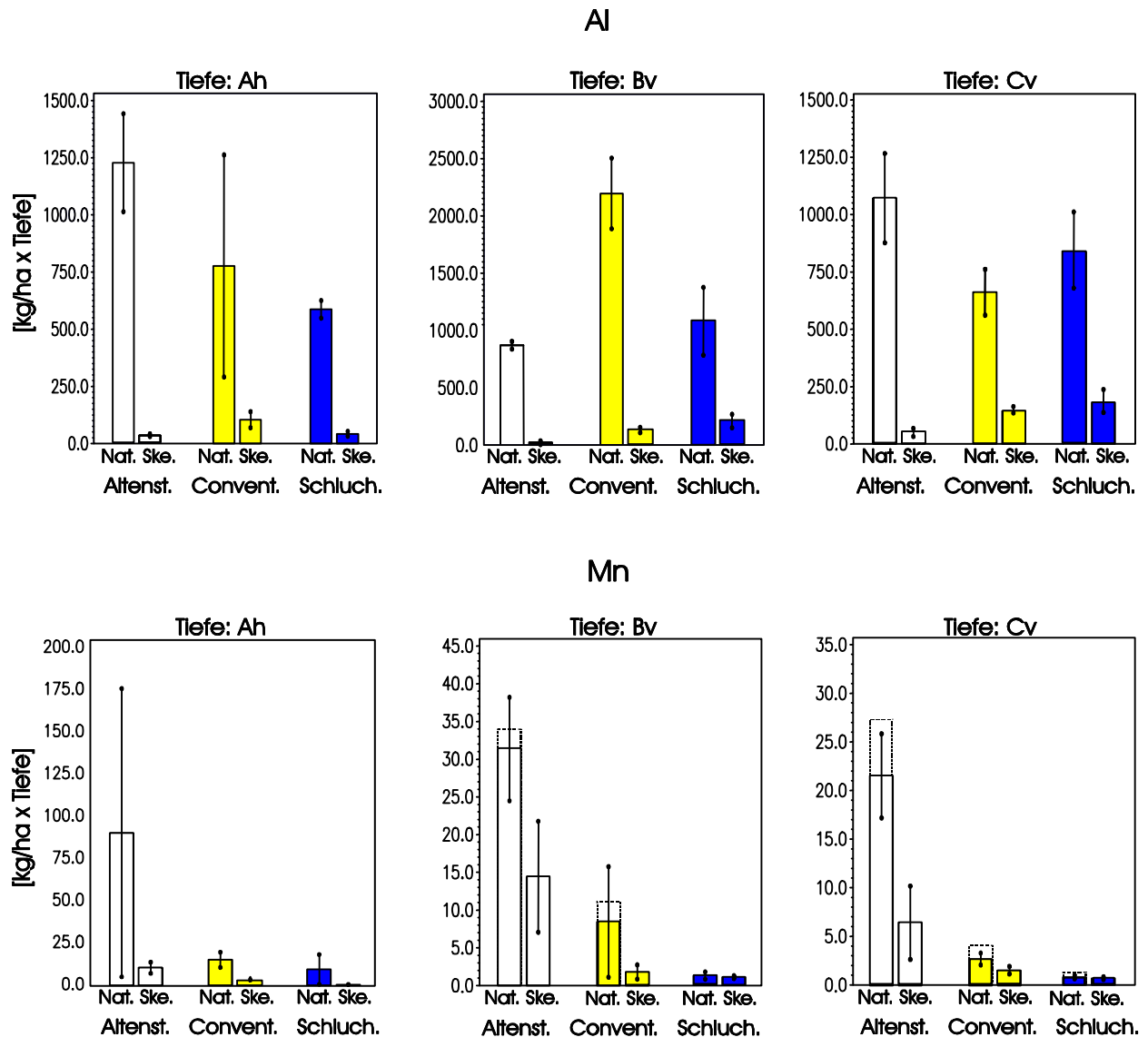
Im **Ah-Horizont** erreichen die für das Bodenskelett berechneten Vorräte an austauschbarem Magnesium, Kalzium und Kalium an allen 3 Standorten ca. 5 - 25 % der Speicherleistung des natürlich gelagerten Gesamtbodens. Entsprechend der höheren Skelettgehalte sind an den Standorten Schluchsee und Conventwald die Beiträge des Bodenskeletts zum austauschbaren Ionenvorrat des Gesamtbodens deutlich höher als in Altensteig. Die Anteile der wasserlöslichen Vorräte sind in diesem Tiefenbereich bei allen 3 Elementen vergleichsweise gering.

Ein differenzierteres Bild ergibt sich für den **Bv-Horizont**. An allen 3 Standorten liegt ein sehr großer Teil des verfügbaren Vorrats an  $Mg^{2+}$  und  $Ca^{2+}$  in wasserlöslicher Form vor. Im Conventwald erreicht der wasserlösliche Anteil bei  $Mg^{2+}$  das 2fache bzw. bei  $Ca^{2+}$  das 4fache des jeweiligen austauschbaren Vorrats. Der Beitrag des Skeletts zum Gesamtvorrat an austauschbarem  $Mg^{2+}$  bzw.  $Ca^{2+}$  ist im Conventwald in diesem Tiefenbereich mit annähernd 80 % sehr hoch. Am Standort Schluchsee erreichen die am Bodenskelett austauschbar gebundenen Kationenvorräte ca. 25 % ( $Ca^{2+}$ ,  $K^+$ ) bzw. 40 % ( $Mg^{2+}$ ) der Werte, die für den natürlich gelagerten Gesamtboden berechnet wurden. Dies bedeutet, dass auch am Standort Schluchsee das Bodenskelett - trotz des extrem basenarmen, granitischen Ausgangsgesteins - mit einem beachtlichen Anteil zum Gesamtvorrat austauschbarer Neutralkationen beiträgt.

Im **Cv-Horizont** sind die wasserlöslichen Anteile an allen 3 Standorten bei  $Mg^{2+}$  und  $Ca^{2+}$  ebenfalls sehr hoch, während die wasserlöslichen  $K^+$ -Vorräte wie im Ah- bzw. Bv-Horizont nur geringe Anteile einnehmen. Auch im Cv liefert das Bodenskelett des Standortes Conventwald mit Werten zwischen 35 % ( $Ca^{2+}$ ) bis 80 % ( $Mg^{2+}$ ) die höchsten Beiträge zu



**Abb. 13:** Austauschbare Mg-, Ca- und K-Vorräte: im Vergleich der Varianten „Natürlich gelagerter Gesamtboden“ (Nat) und „Skelett-Quarz-Systeme“ (Ske). Für die Variante „Nat“ wurde zusätzlich der Gesamtvorrat dargestellt, der sich aus der Summe von wasserlöslichem und austauschbarem Vorrat ergibt (gestrichelte Signatur). Tiefenbereiche: Ah 0-20 cm, Bv 20-80 cm, Cv 80-120 cm; in Altensteig davon abweichend: Bv 20-50, Cv 50-70.



**Abb. 14:** Austauschbare Al- und Mn-Vorräte: im Vergleich der Varianten „Natürlich gelagerter Gesamtboden“ (Nat) und „Skelett-Quarz-Systeme“ (Ske). Für die Variante „Nat“ wurde zusätzlich der Gesamtvorrat dargestellt, der sich aus der Summe von wasserlöslichem und austauschbarem Vorrat ergibt (gestrichelte Signatur). Tiefenbereiche: Ah 0-20 cm, Bv 20-80 cm, Cv 80-120 cm; in Altensteig davon abweichend: Bv 20-40, Cv 40-60.

den austauschbaren Gesamtvorräten. Auch in Schluchsee erreichen die austauschbaren Vorräte des Bodenskeletts bis zu 60 % ( $Mg^{2+}$ ) des Gesamtvorrates. In Altensteig bleibt auch im Cv-Horizont die Bedeutung des Bodenskeletts als Speicher für austauschbare Neutralkationen mit Beiträgen zum Gesamtvorrat zwischen 5 % ( $Ca^{2+}$ ) und 10 % ( $Mg^{2+}$  und  $K^+$ ) vergleichsweise gering.

In Abb. 14 (oben) sind die austauschbaren Vorräte der Ma-Kationen Al und Mn dargestellt. An allen drei Standorten ist der Beitrag des Bodenskeletts zum austauschbaren Al-Gesamtvorrat nur gering und erreicht in den sehr skelettreichen Cv-Horizonten von Schluchsee bzw. des Conventwaldes maximale Werte um 20 %. Dies bedeutet, dass an allen drei Standorten über das gesamte Tiefenprofil hinweg Al überwiegend an den Austauscherplätzen des Feinbodens gebunden ist. Wasserlösliche Al-Vorräte spielen an allen drei Standorten keine Rolle.

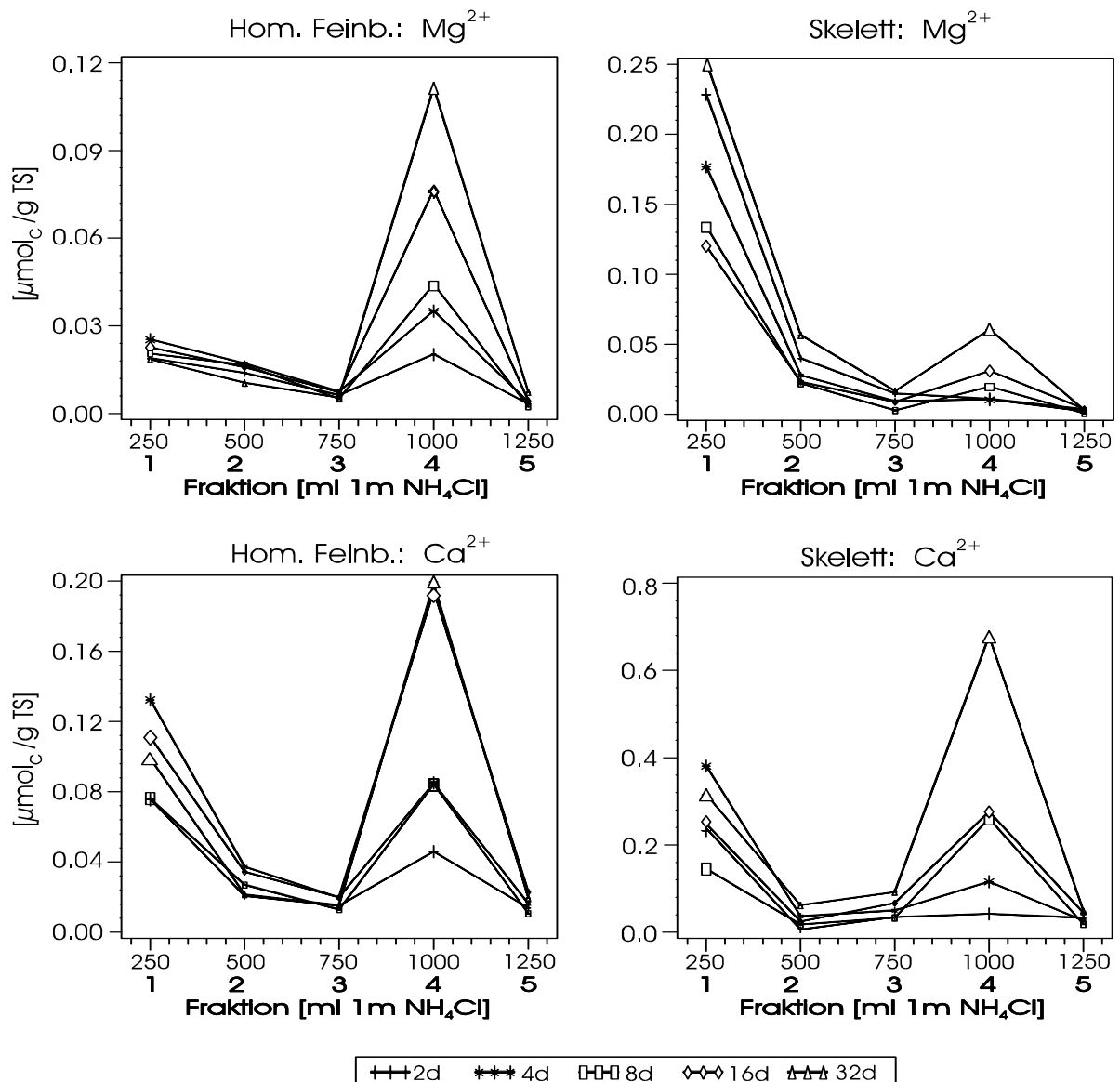
Ein differenzierteres Bild ergibt sich bei Mangan (Abb. 14, unten). Höhere Vorräte an austauschbarem Mangan sind in Altensteig sowohl im natürlich gelagerten Boden als auch im Bodenskelett festzustellen. Im Vergleich dazu sind in Schluchsee und im Conventwald die austauschbaren (und wasserlöslichen) Mangan-Vorräte in allen Tiefenstufen nur gering. Nach HILDEBRAND (1986) kommt der Verteilung der Mn-Vorräte im Mineralboden eine „diagnostische Bedeutung“ bei der Datierung der Versauerungsgeschichte von Bodenprofilen zu: Bei fortschreitender Bodenversauerung wird der pedogen begrenzte Vorrat an Manganoxiden durch Protolyse mobilisiert und zunächst am Austauscher zwischengespeichert und bei weiterer Versauerung von Al in die Bodenlösung verdrängt. Da Mangan bei pH-Werten über 4,5 – 5 nahezu immobil ist, verläuft die Mobilisierungsphase von Mangan meist in einem zeitlich eng begrenztem Rahmen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998). Die hohen austauschbaren Manganvorräte in Altensteig deuten darauf hin, dass dieser Standort sich gerade in einer akuten Mangan-Mobilisierungsphase befindet. HILDEBRAND (1986) konnte zeigen, dass auf zahlreichen südwestdeutschen Buntsandsteinstandorten im Zeitraum von 1968 bis 1983 die austauschbaren Mn-Vorräte nahezu vollständig aus dem durchwurzelteten Mineralboden verdrängt wurden.

### 3.3 Diffusive Ionennachlieferung

Wie bereits in Kap. 3.2.2 behandelt, kam es am Standort Conventwald während der routinemäßig eingelegten Wartezeit von 180 h zwischen der 3. und 4. Fraktion sowohl am Skelett als auch am Feinboden zu einer deutlich messbaren Nachlieferung austauschbarer und wasserlöslicher Ionen. Um weitergehende Erkenntnisse über die Kinetik der diffusiven Nachlieferung zu gewinnen, wurde eine gesonderte Versuchsreihe

mit gestaffelten Wartezeiten (1-32 Tage) für die Varianten „Homogenisierter Feinboden“ und „Skelett-Quarz-Systeme“ des Tiefenbereichs Bv 60 cm durchgeführt.

In Abb. 15 (oben) ist die Nachlieferungsdynamik von  $Mg^{2+}$  dargestellt. Beim homogenisierten Feinboden ist eine klare Staffelung der Nachlieferung in Abhängigkeit von der Wartezeit festzustellen. Bei der Skelettvariante ist diese Staffelung - allerdings bei etwas geringeren Nachlieferungsraten - ebenfalls deutlich sichtbar. Auch bei  $Ca^{2+}$  (Abb. 15, unten) erkennt man eine von der Wartezeit abhängige Wiederauffüllung der



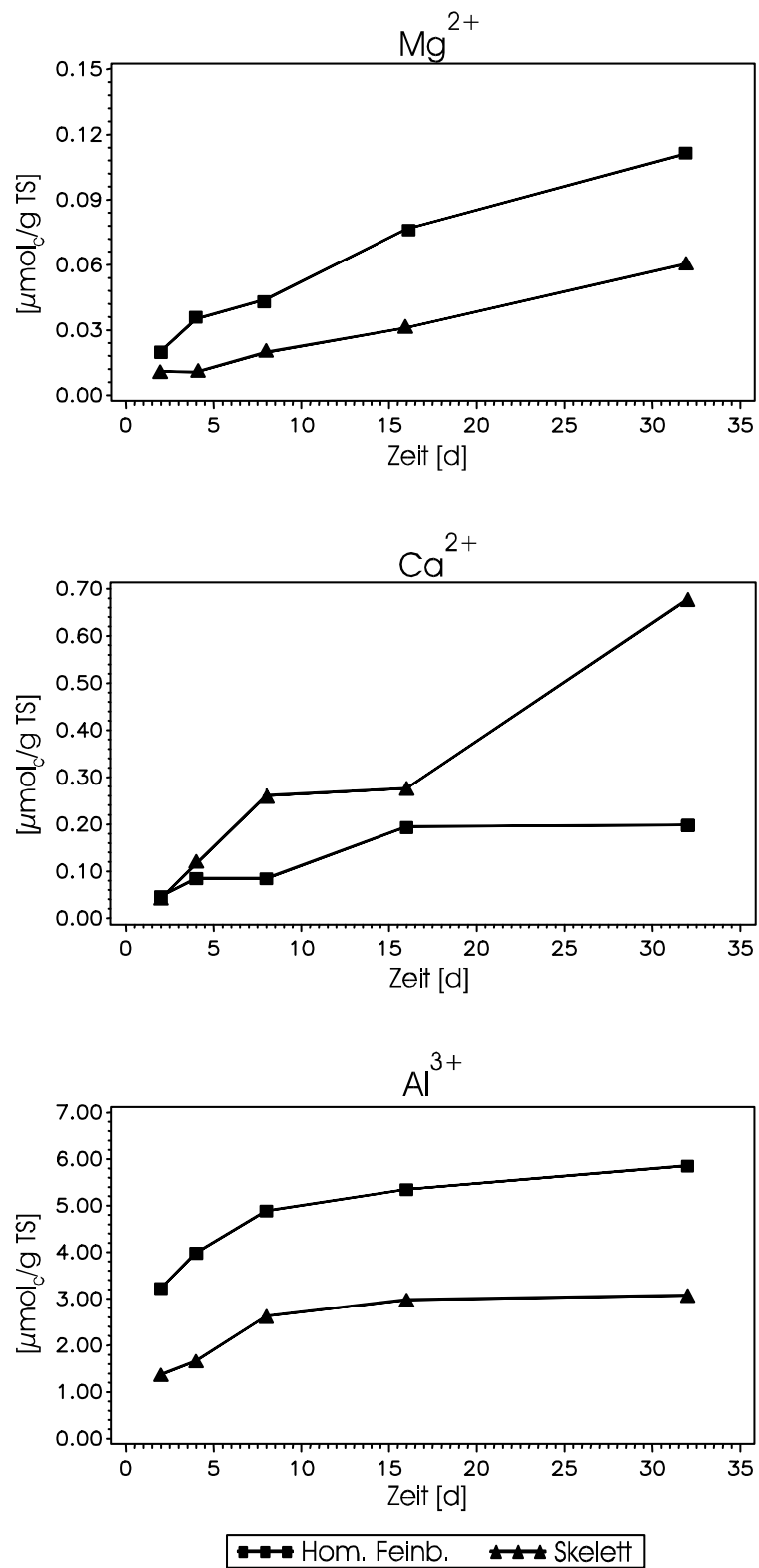
**Abb. 15:** Standort Conventwald: ausgetauschtes  $Mg^{2+}$  (oben) bzw.  $Ca^{2+}$  (unten) im Vergleich der Varianten „Homogenisierter Feinboden“ und „Skelett-Quarz-Systeme“ in Abhängigkeit von gestaffelten Wartezeiten nach der 3. Fraktion (Tiefenstufe Bv 60 cm).

Austauscheroberflächen sowohl bei der Skelettvariante als auch beim homogenisierten Feinboden. Bemerkenswert ist, dass bei der Variante „Homogenisierter Feinboden“ bei  $\text{Ca}^{2+}$  und bei  $\text{Mg}^{2+}$  mit fortschreitender Wartezeit eine deutlich größere Menge des jeweiligen Ions freigesetzt wird als in der 1. Fraktion nach vorangegangener Extraktion des wasserlöslichen Pools. Dies bedeutet, dass im Laufe der Wartezeit neben dem diffusiven „Nachladen“ der Austauscherplätze auch eine Wiederauffüllung des wasserlöslichen Ionenpools stattfindet. Dabei zeigt sich  $\text{Mg}^{2+}$  als das eindeutig mobilere Ion. Bereits nach einer Wartezeit von nur 4 Tagen werden die Werte der 1. Fraktion deutlich überschritten, während dies bei  $\text{Ca}^{2+}$  erst nach einer Wartezeit von 16 Tagen der Fall ist. Bei der Skelett-Variante wird das Ausgangsniveau der 1. Fraktion bei  $\text{Ca}^{2+}$  nach der maximalen Wartezeit von 32 Tagen überschritten. Bei  $\text{Mg}^{2+}$  bleiben während der gesamten Wartezeit die extrahierten Ionenmengen unter dem Ausgangsniveau der 1. Fraktion, d. h. im Bodenskelett ist nicht  $\text{Mg}^{2+}$ , sondern  $\text{Ca}^{2+}$  das mobilere Ion bei der Wiederauffüllung des austauschbaren bzw. wasserlöslichen Ionenpools.

Als Intensitätsmaß der diffusiven Nachlieferung ist in Abb. 16 die Steigung der Freisetzungskurve zwischen der 3. und 4. Fraktion in Funktion der Wartezeitintervalle dargestellt. Dabei wird die Bedeutung des Bodenskeletts für die kurz- bis mittelfristige  $\text{Ca}^{2+}$ -Nachlieferung offensichtlich. Die  $\text{Ca}^{2+}$ -Freisetzungsraten des Skeletts liegen ab dem 2. Warteintervall deutlich über den Werten des homogenisierten Feinbodens. Auch bei  $\text{Mg}^{2+}$  zeigt die Skelettvariante eine beträchtliche kurz- bis mittelfristige Nachlieferung. Diese verläuft zwar langsamer als beim homogenisierten Feinboden, aber dennoch werden nach einer Wartezeit von 32 Tagen ca. 50 % der am Feinboden beobachteten Nachlieferung erreicht. Die AI-Nachlieferung ist im homogenisierten (d.h. destrukturierten und mit künstlichen Oberflächen angereicherten) Feinboden höher (Faktor 2,5) als am Bodenskelett.

Die Nachlieferungsversuche zeigen, dass am Standort Conventwald die kurz- bis mittelfristige Ionennachlieferung nicht nur vom Feinboden sondern auch maßgeblich vom Bodenskelett angetrieben wird.





**Abb. 16:** Standort Conventwald: Steigung der Freisetzungskurven zwischen der 3. und 4. Fraktion in Abhängigkeit von der Wartezeit im Vergleich der Varianten „Homogenisierter Feinboden“ und „Skelett-Quarz-Systeme“ (Tiefenstufe Bv 60 cm).

### 3.4 Skelettnaher Feinboden

In einer gesonderten Versuchsreihe mit Bodenproben, die im Rahmen einer flächigen Festphasenbeprobung für die Ökosystemfallstudie Conventwald gewonnen wurden, wurde die KAK des sogenannten „skelettnahen Feinbodens“ untersucht. Beim skelettnahen Feinboden handelt es sich um die nach dem Homogenisieren des Bodens (2 mm Sieb) am Bodenskelett anhaftende Feinsubstanz, die bei konventioneller Vorgehensweise zusammen mit dem Bodenskelett für die Bestimmung der KAK nicht berücksichtigt wird. Zur Gewinnung des skelettnahen Feinbodens wurde das Bodenskelett unmittelbar nach dem Sieben im Wasserbad (Aqua dest.) eingeweicht und das anhaftende Feinmaterial anschließend im Schüttler (24 h, niedrige Drehzahl) vom Bodenskelett getrennt. Für den auf diese Weise gewonnenen skelettnahen Feinboden

**Tab. 3: Standort Conventwald:** Vergleich der Kationenaustauschkapazität des homogenisierten Feinbodens und des skelettnahen Feinbodens (KAK-Bestimmung nach MEIWES et al. 1984; Angaben= arithmet. Mittelwerte aus 10-12 Proben je Tiefe).

<i>Horizont / Tiefe</i> <i>[cm]</i>	<i>K<sup>+</sup></i>	<i>Ca<sup>2+</sup></i>	<i>Mg<sup>2+</sup></i>	<i>Mn<sup>2+</sup></i>	<i>Al<sup>3+</sup></i>	<i>Fe<sup>2+</sup></i>	<i>H<sup>+</sup></i>	<i>KAK<sub>e</sub></i> <i>[μmolc/g]</i>	<i>BS</i> <i>[%]</i>
	<i>[% der KAK<sub>e</sub>]</i>								
<b>Homog. Feinboden (Hom. FB):</b>									
0-15	1.6	8.8	3.0	2.2	76.8	3.3	3.8	183.2	13.9
16-30	1.6	2.8	1.7	1.6	89.5	0.6	1.9	113.5	6.5
31-60	1.7	1.7	1.1	0.9	93.0	0.3	0.9	80.5	4.9
61-120	2.0	1.3	1.6	0.6	92.9	0.3	0.7	61.6	5.5
<b>Skelettnaher Feinboden (Skel. FB):</b>									
0-15	1.8	6.4	4.4	6.2	67.3	9.0	4.2	156.2	13.3
16-30	1.7	3.1	3.5	4.3	80.6	4.0	2.1	128.4	8.9
31-60	1.8	2.4	3.4	2.5	86.8	1.7	1.0	97.3	8.1
61-120	2.6	2.1	5.1	1.6	85.5	1.3	0.9	80.0	10.8
<b>Skel. FB in Prozent von Hom. FB:</b>									
	<i>[%]</i>								
0-15	114	73	149	288	88	269	109	85	96
16-30	111	113	206	273	90	656	112	113	138
31-60	111	141	298	279	93	530	112	121	166
61-120	133	168	323	249	92	424	133	130	196

sowie den (konventionell) homogenisierten Feinboden wurde die KAK nach dem Perkolationsverfahren von MEIWES et al. (1984) bestimmt. Wie aus Tab. 4 ersichtlich, unterscheidet sich der skelettnahe Feinboden unterhalb des Ah-Horizontes (> 15 cm) deutlich vom homogenisierten Feinboden. Der skelettnahe Feinboden weist je nach Tiefe eine um 13 bis 30 % höhere KAK auf. Die Basensättigungen (BS) liegen um 38 bis 96 % höher als im homogenisierten Feinboden. Bei den Mb-Kationen fällt insbesondere Mg auf, das im skelettnahen Feinboden eine um ca. 2 bis 3fach höhere Sättigung am Austauscher aufweist, während bei K die Unterschiede zwischen den beiden Feinbodenvarianten nur gering ausfallen. Diese Ergebnisse stehen im Einklang mit den Befunden der Säulen-Perkolationsversuche (Kap. 3.2). Der homogenisierte Feinboden zeigte auch hier im Conventwald unterhalb des Ah-Horizontes nur geringe BS um 5 %. Die BS des skelettnahen Feinbodens (BS um 10 %) leiten dagegen über zu den BS, die für das gereinigte Skelett gemessen wurden (BS um 15 %).

Die konventionelle Vorgehensweise, nach dem Sieben das Bodenskelett einschließlich der anhaftenden Feinsubstanz zu verwerfen, ist nicht nur aus bodenchemischer Sicht kritisch zu beurteilen. Auch bei der Herleitung der Trockengewichtsanteile von Skelett und Feinboden können (je nach Textur des Bodens) erhebliche Verzerrungen daraus resultieren, ob der am Skelett anhaftende Feinboden zum Gewichtsanteil des Feinbodens oder zum Skelett zugeschlagen (konventionelle Vorgehensweise) wird. Bei den sandig lehmigen Bodenproben vom Standort Conventwald führt die konventionelle Vorgehensweise zu einer durchschnittlichen Überschätzung des tatsächlichen Skelettanteils von 17 % bzw. zu einer Unterschätzung des Feinbodenanteils von 36 % (Tab. 4).

**Tab. 4: Standort Conventwald:** Vergleich der Trockengewichtsanteile des Feinbodens und des Skeletts bei konventioneller (Konv. = Skelett mit anhaftendem Feinboden) und modifizierter Vorgehensweise (Neu = gereinigtes Skelett).

Tiefe [cm]	Skelett [Gew %]			Feinboden [Gew %]		
	Konv.	Neu	Abschlag %	Konv.	Neu	Zuschlag %
0-15	67,9	57,8	-14,9	32,1	42,2	+31,5
16-30	63,1	50,6	-19,8	37,0	49,4	+33,8
31-60	65,3	53,4	-18,2	34,7	46,6	+34,3
61-120	74,4	63,6	-14,6	25,6	36,4	+42,3
Mittelwert*	67,7	56,3	-16,9	32,3	43,7	+35,5
Vk %	12,9	17,0	30,7	38,0	36,6	40,6

\*= Gesamtmittelwert; Angaben pro Tiefenstufe: Arithmet. Mittel aus 10-12 Proben. Vk= Variationskoeffizient;

### 3.5 Diskussion der Modellversuche

#### 3.5.1 Ökologische Bewertung der Ergebnisse

Die Ergebnisse der Modellversuche zeigen, dass das Bodenskelett aller drei Standorte eine Kationenaustauschkapazität und damit kurz- bis mittelfristig wirksame Ionenspeicher- und Mobilisierungspotentiale besitzt. Die „Qualität“ dieser skelettbürtigen Austauschkapazität ist allerdings je nach Standort sehr unterschiedlich zu bewerten. Entsprechend der basenärmeren Ausgangsgesteine in Schluchsee und Altensteig unterscheiden sich die Basensättigungen des Bodenskeletts dieser Standorte nicht oder nur geringfügig von den Basensättigungen des homogenisierten Feinbodens. Am Standort Conventwald ist dagegen ein deutlicher chemischer Gradient zwischen Feinboden und Skelett festzustellen. Das Bodenskelett besitzt hier in allen Bodentiefen signifikant höhere Basensättigungen als der Feinboden. Der am Skelett anhaftende Feinboden zeigt sich dabei hinsichtlich Austauschkapazität und Basensättigung in einem wesentlich günstigeren bodenchemischen Zustand als der „freie“ Feinboden, der bei konventioneller Vorgehensweise für chemische Analysen verwendet wird. Auch bei der kurzfristigen Ionennachlieferung nimmt der Conventwald eine Sonderstellung ein. In Altensteig und Schluchsee konnten nach der einwöchigen Wartezeit weder im Skelett noch am Feinboden eine nennenswerte Ionennachlieferung beobachtet werden. Im Conventwald wurden dagegen bereits nach 2 bis 4 Tagen bei Magnesium und Kalzium deutliche Nachlieferungsimpulse sowohl im Feinboden als auch am Bodenskelett beobachtet. Dabei kam es zu einer Wiederauffüllung des austauschbaren und wasserlöslichen Ionenpools.

Die ökochemische Bedeutung des Bodenskeletts wird bei Betrachtung der Ionenvorräte deutlich. Am Standort Conventwald ist das Bodenskelett sowohl im Bv- als auch im Cv-Horizont der „Hauptspeicher“ für austauschbar gebundene Nährelemente wie z. B. Kalzium und Magnesium. Dieser Befund ist im Hinblick auf die Interpretation von „konventionell“ erhobenen bodenchemischen Kennwerten von großer Bedeutung. So liegen am Standort Conventwald die Basensättigungen der (freien) Feinerde im Bv- und Cv-Horizont ( $BS < 5\%$ ) auf einem alarmierenden Niveau (ZIRLEWAGEN et al. 1997). Gleichzeitig zeigt der aufstockende Buchen-Mischbestand eine gute Wachstumsleistung mit Blattspiegelwerten, die im Bereich einer normalen Nährelementversorgung liegen. Die Erklärung für diesen Widerspruch könnte in der Speicherfunktion des Bodenskeletts für austauschbar gebundene Nährelemente liegen. Von stark verwitterten und nährstoffverarmten Böden der Tropen ist die Rolle des Bodenskeletts als Speicher für kurzfristig verfügbare Nährelemente schon seit langem bekannt. Wurzeln umwachsen und

erschließen gezielt das Bodenskelett, um Nährelemente direkt abschöpfen zu können. Die Erschließung des Nährelementspeichers von Steinen durch die Wurzeln ist hier als eine ökosystemare Anpassungsreaktion an ungünstige bodenchemische Eigenschaften der Feinerde zu bewerten. Zur Klärung der Frage, ob am Standort Conventwald ein gezieltes Wachstum von Feinwurzeln und assoziierten Mykorrhiza-Pilzen zum Bodenskelett hin stattfindet, wurden am Standort Conventwald mikropedologische Untersuchungen durchgeführt, deren Ergebnisse in Kap. 6.2 vorgestellt werden.

An den Standorten Schluchsee und Altensteig übernimmt das Bodenskelett zwar nicht die Funktion eines „Hauptspeichers“, so wie dies im Conventwald im Bv-Horizont zu beobachten ist, ergänzt aber als ökochemisch nicht zu vernachlässigender „Zusatzspeicher“ das Gesamtangebot an austauschbar gebundenen Nährelementen im Boden. Im skelettreichen Cv-Horizont des Standortes Schluchsee (Gewichtsanteile des Skeletts > 50 %) stammt immerhin die Hälfte des austauschbaren Mg bzw. Ca-Gesamtvorrats vom Bodenskelett.

Bei der genaueren Betrachtung der Ionenvorräte fällt auf, dass unterhalb des Ah-Horizontes bei allen drei Standorten ein Großteil des Gesamtvorrates an Magnesium und Kalzium nicht in austauschbarer sondern in wasserlöslicher Form vorliegt. Dieser Befund ist konform zu den Ergebnissen des PEF-Untersuchungsstandortes „Schöllkopf“ (v. WILPERT & HILDEBRAND 1992). Auch bei dieser Untersuchung konnte im C-armen Mineralboden ein erheblicher Teil der normalerweise als „austauschbar“ qualifizierten Mb-Ionen bereits im Wasser extrahiert werden. Die relativ hohen Anteile von wasserlöslichen Mb-Ionen können als Indiz dafür interpretiert werden, dass die Beziehung von austauschbar gebundenen und wasserlöslichen Kationen durch Gleichgewichtsferne charakterisiert ist. Aus bodenökologischer Sicht bedeutet dieser gleichgewichtsferne Zustand, dass sich das System in einer eher labilen und wenig berechenbaren Ernährungssituation befindet. Die Gefahr, dass erhebliche Anteile verfügbarer Mb-Kationen mit der Bodenlösung aus der Rhizosphäre ausgewaschen werden, ist dabei groß.

### 3.5.2 Vergleich der Ergebnisse mit anderen Untersuchungen

Die Bedeutung des Bodenskeletts für die chemischen Eigenschaften des Bodens wurde bisher nur in einer verhältnismäßig kleinen Anzahl von Studien untersucht. In Kanada stellten RIVARD & DE KIMPE (1980) für bewaldete, skelettreiche Sandstein- und Schiefertonstandorte fest, dass die Grobfraktion bis zu 70 % zur Gesamtaustauschkapazität des Bodens beiträgt. Für die Fraktion >2 mm wurden in dieser Untersuchung Kationenaustauschkapazitäten (KAK) von 50 bis max. 250  $\mu\text{mol/g}$  TS gemessen. Dies liegt weit über den KAK-Werten des in der vorliegenden Arbeit untersuchten Bodenskeletts. Allerdings wurde in der Untersuchung RIVARD & DE KIMPE das Skelett nach dem Sieben nicht gereinigt und es fand keine Vorab-Extraktion der wasserlöslichen Ionenanteile statt. Die Bestimmung der KAK erfolgte durch  $\text{NH}_4\text{Cl}$ -Extraktion nach der Standard-Analysemethode der COMMISSION CANADIENNE DE PEDOLOGIE (1977).

DEUTSCHMANN & LUDWIG (2000) untersuchten „Gesteinbruchstücke“ verschiedener Substrate Nord- und Ostdeutschlands (z.B. Sandsteine, Tonschiefer, Diabase, Gneise und Quarzporphyre). Methodisch unterscheidet sich diese Untersuchung grundlegend von der vorliegenden Arbeit: Mit Hammer und Meißel wurden die inneren Bereiche von Gesteinbruchstücken herausgearbeitet und im Mörser zerkleinert. Das auf diese Weise aus den Gesteinsbruchstücken gewonnene Feinmaterial < 2 mm wurde zur KAK-Bestimmung nach dem Perkolationsverfahren von MEIWES et al. (1984) verwendet. Die KAK der „Gesteinsbruchstücke“ liegen bei den meisten Substraten tendenziell höher als beim Bodenskelett der vorliegenden Arbeit. So zeigt der von DEUTSCHMANN & LUDWIG untersuchte Gneis aus dem Erzgebirge innerhalb des Tiefenbereichs von 0-120 cm mit Werten von 20 bis 45  $\mu\text{mol/g}$  TS eine ungefähr doppelt so hohe KAK wie der Gneis im Conventwald. Wasserlösliche Ionen wurden in der Arbeit DEUTSCHMANN & LUDWIG vor dem Kationenaustausch nicht extrahiert.

In den Arbeiten von MARTÍN-GARCÍA et al. (1999) bzw. UGOLINI et al. (1996) wurden die bodenchemischen Eigenschaften der Grobfraktion von skelettreichen, mediterranen Waldstandorten Spaniens und Italiens untersucht. Dabei wurde das an der Grobfraktion anhaftende Feinmaterial durch Spülen mit Wasser entfernt. Zur Bestimmung der KAK wurden die gereinigten Steine bei beiden Untersuchungen auf < 0,5 mm gemahlen. Die Ionenextraktion erfolgte bei MARTÍN-GARCÍA et al. mit Ammonium-Acetat (SOIL CONSERVATION SERVICE 1972) bzw. bei UGOLINI et al. mit Barium-Chlorid. Auch bei

diesen Untersuchungen wurden mit Werten von 16-85  $\mu\text{mol/g}$  TS auf toskanischen Sandstein- und Schluffsteinstandorten (UGOLINI et al. 1996) bzw. von 10-52  $\mu\text{mol/g}$  TS auf andalusischen Quarzit- und Schieferstandorten (MARTÍN-GARCÍA et al. 1999) deutlich höhere KAK des Bodenskeletts gefunden als auf den Standorten der vorliegenden Arbeit.

Grundsätzlich erscheinen die im Vergleich mit den o. g. Arbeiten deutlich geringeren KAK-Werte des Bodenskeletts an den Standorten Altensteig (Buntsandstein) und Schluchsee (Zweiglimmergranit) aufgrund der „ärmeren“ Ausgangsgesteine plausibel. Da auch das Bodenskelett im Conventwald (tiefgründig verwitterter, basenreicher Paragneis) eine nur vergleichsweise geringe KAK aufweist, ist allerdings anzunehmen, dass die Diskrepanz der KAK- Ergebnisse auch methodisch bedingt ist. Bei der vorliegenden Arbeit wurde das gereinigte und nicht zerkleinerte Skelett volumengetreu in chemisch inerten Quarzsand eingebettet und die Ionenextraktion fand unter kontrollierten Wasserspannungen im Bereich der Feldkapazität statt. Durch die Erhaltung der natürlichen, äußeren und inneren Oberflächen kann der in einem hinsichtlich der Fließbedingungen naturnahen System der Beitrag der Steine zum austauschbaren Ionenpool abgeschätzt werden. Bei den o.g. Arbeiten (DEUTSCHMANN & LUDWIG 2000, MARTÍN-GARCÍA et al. 1999, UGOLINI et al. 1996) dagegen wurden die KAK von einem „künstlichen Gesteinsmehl“ gemessen. Bei diesen Verfahren handelt sich eher um eine Betrachtung sehr langfristiger KAK-Potentiale des Bodenskeletts. Aussagen über die Kinetik der Ionennachlieferung sind bei diesen methodischen Ansätzen nicht möglich.

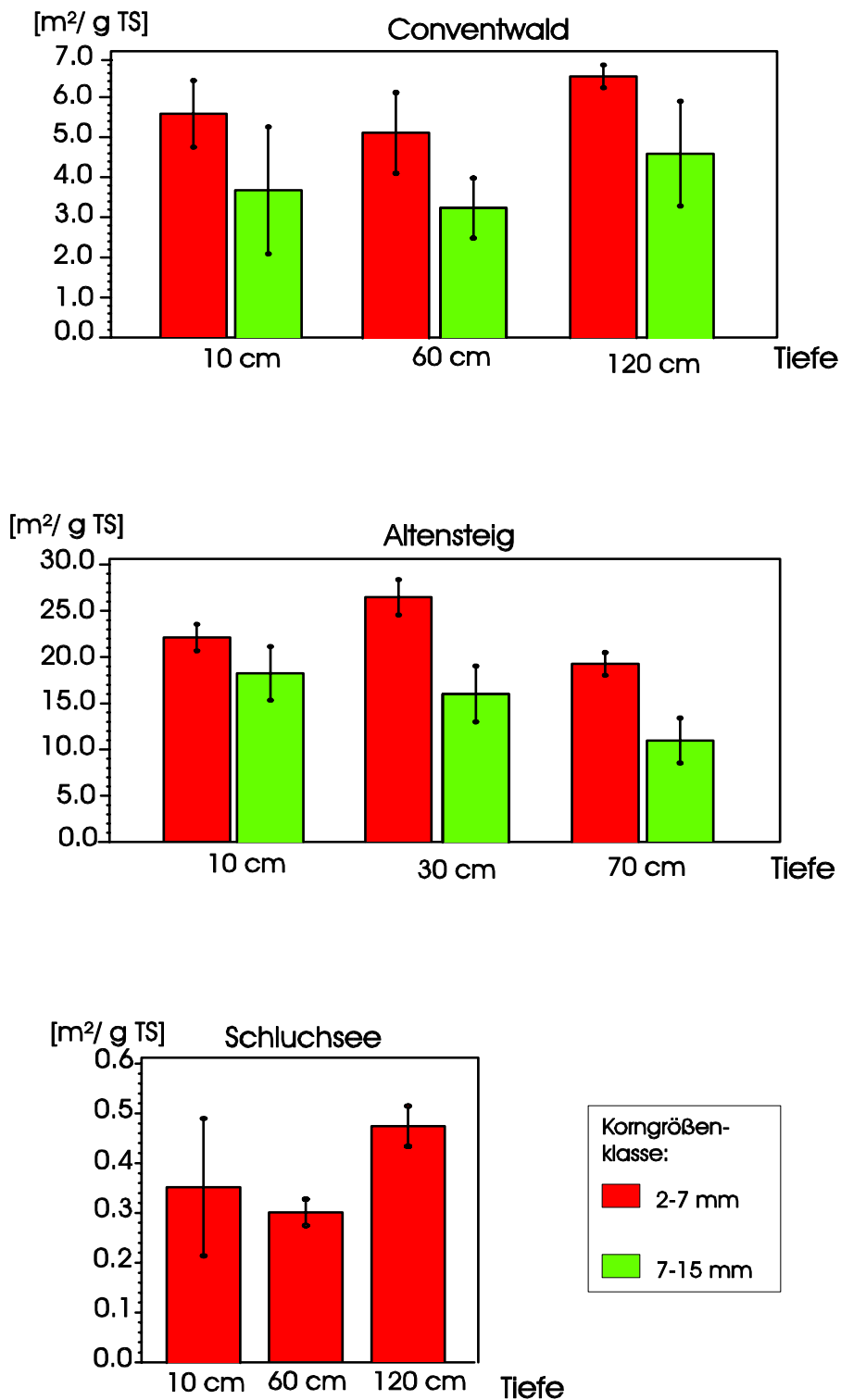
## 4 BET-Oberflächen des Bodenskeletts

In Abb. 17 sind die Ergebnisse der Messungen der spezifischen Oberflächen (BET-Oberflächen) der Grobfraktion im Vergleich der Standorte und Korngrößenklassen dargestellt. Die BET-Oberflächen schwanken je nach Standort in einem erstaunlich weiten Bereich: Die geringsten BET-Oberflächen zeigt der Bärhaldegranit (Standort Schluchsee) mit Werten zwischen 0,3 und 0,5 m<sup>2</sup>/ g TS. Diese Werte liegen damit nur unwesentlich höher als die BET-Oberflächen für reinen Sand (<0,1 m<sup>2</sup>/ g TS; vgl. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998). Dagegen erreicht der Paragneiss vom Standort Conventwald bis zu 30-mal größere und der poröse Obere Buntsandstein in Altensteig bis zu 90-mal größere Oberflächen als die Gruskörner des Bärhaldegranits. Die deutlich größeren spezifischen Oberflächen in Altensteig und im Conventwald sind zum einen durch die vom Ausgangsgestein bedingte höhere Porosität zu erklären, zum anderen können diese aber auch ein Hinweis auf die texturale Zusammensetzung und damit auf den Verwitterungsgrad der Skelettkörner sein. Die spezifische Oberfläche der Tonfraktion beträgt je nach den beteiligten Tonmineralen zwischen 5 und 400 m<sup>2</sup>/ g TS (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998). Die an den Standorten Altensteig und Conventwald gemessenen BET-Oberflächen deuten also darauf hin, dass sich das Bodenskelett auch aus Bestandteilen zusammensetzt, die der Tonfraktion zuzuordnen sind. Dieser Zusammenhang wurde in den später durchgeführten mineralogischen Untersuchungen bestätigt (vgl. Kap. 5).

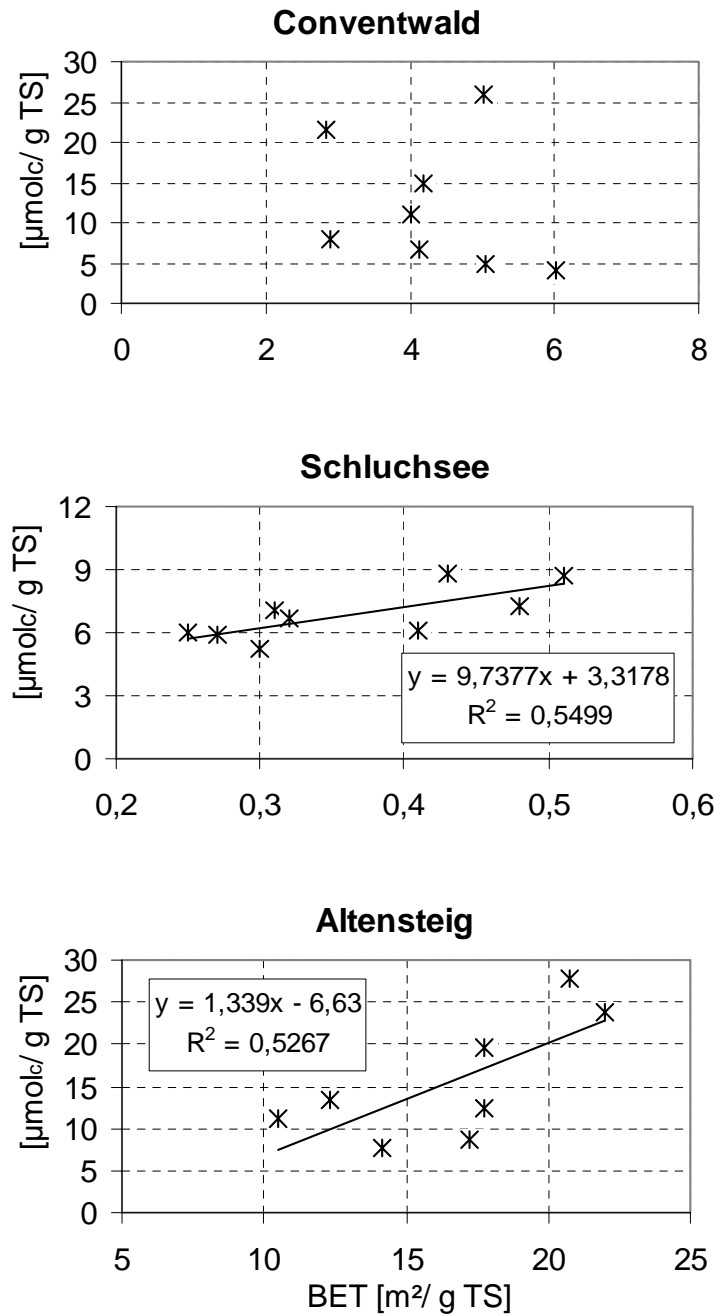
In Abb. 17 sind die Ergebnisse der BET-Oberflächenanalysen getrennt nach Tiefenstufen und Korngrößenklassen dargestellt. Am Standort Conventwald sind die Unterschiede zwischen den Tiefenstufen relativ gering. Dagegen unterscheiden sich die Oberflächen nach Korngrößenklassen deutlich. In allen Tiefenstufen weist die feinere Korngrößenklasse einheitlich ca. 2 m<sup>2</sup> größere Oberflächen auf. Auch in Altensteig werden in der feinen Korngrößenklasse deutlich höhere Oberflächen gemessen, während die Unterschiede nach Tiefenstufen geringer ausfallen. Am Standort Schluchsee gehörte das in den Stechzylindern erfasste Bodenskelett (Granitgrus) ausschließlich der Korngrößenklasse 2-7 mm an. Die größten Oberflächen wurden hier in 120 cm Tiefe gemessen.



## BET-Oberflächen



**Abb. 17:** BET-Oberflächen der Grobfraktion nach Standorten, Korngrößenklassen und Tiefenstufen. Am Standort Schluchsee gehörte das in den Stechzylindern erfasste Bodenskelett (Granitgrus) ausschließlich der Korngrößenklasse 2-7 mm an.



**Abb. 18:** Am Skelett ausgetauschte Kationen (KAK) in Abhängigkeit von der BET-Oberfläche.

Für die BET-Oberflächenanalysen wurden dieselben Skelettproben verwendet, mit denen zuvor die Perkolationsversuche zur Bestimmung der KAK des Skeletts durchgeführt wurden. Die Beziehung zwischen KAK und BET-Oberfläche ist in Abb. 18 dargestellt. Die in der Abszisse aufgetragenen BET-Oberflächen sind nach dem Anteil der Korngrößenklassen gewichtete Mittelwerte. Die Korngrößenklasse > 15 mm, für die aus gerätetechnischen Gründen keine BET-Analysen durchgeführt werden konnten, wurde

dabei der nächst kleineren Klasse zugeschlagen. Den straffsten Zusammenhang zwischen KAK und BET-Oberfläche liefern die Skelettproben des Standortes Schluchsee. Die Beziehung lässt sich gut in einem einfachen linearen Regressionsmodell mit positiver Steigung darstellen (Abb. 18). Auch in Altensteig ist ein Zusammenhang zwischen KAK und BET-Oberfläche festzustellen, der in einem linearen Regressionsmodell mit positiver Steigung ausgedrückt werden kann. Dagegen zeigen am Standort Conventwald KAK und BET-Oberflächen keinen klaren Zusammenhang. Die Erklärung dafür dürfte in der im Vergleich mit den anderen Standorten heterogeneren Zusammensetzung der Skelettproben aus dem Conventwald hinsichtlich der Korngrößen (Tab. 5) und dem Mineralbestand (vgl. Kap. 5) liegen.

**Tab. 5:** Prozentuale Korngrößenklassen-Zusammensetzung der für die BET-Oberflächenanalysen verwendeten Skelettproben (Gewichtsanteile in %).

<b>Standort</b>	<b>Tiefe</b>	<b>&gt; 15mm</b>	<b>&gt;7-15mm</b>	<b>&gt;2-7mm</b>
<b>Conventwald</b>	<i>Ah</i>	41	36	23
	<i>Bv</i>	23	36	41
	<i>Cv</i>	35	42	22
<b>Schluchsee</b>	<i>Ah</i>	0	0	100
	<i>Bv</i>	0	0	100
	<i>Cv</i>	0	0	100
<b>Altensteig</b>	<i>Ah</i>	0	54	46
	<i>Bv</i>	0	78	22
	<i>Cv</i>	23	61	15

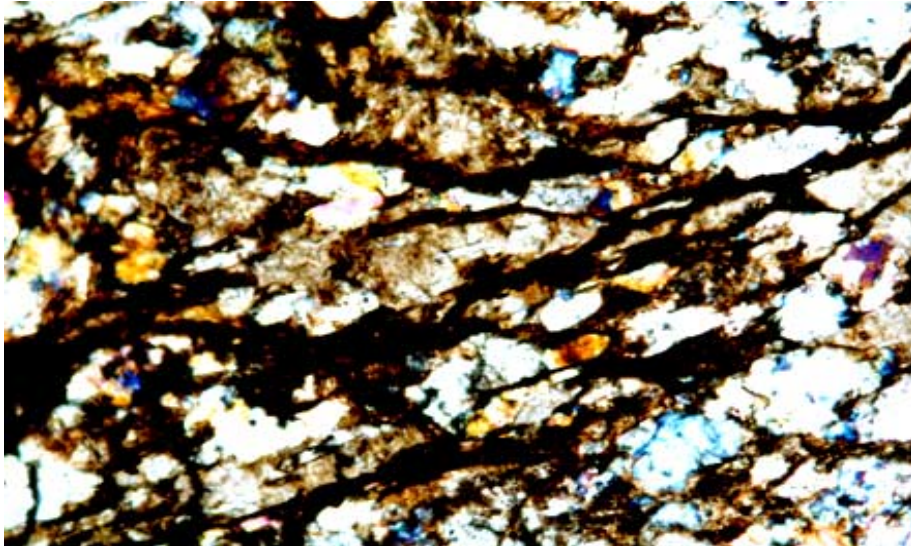
## 5 Mineralogische Untersuchungen

### 5.1 Conventwald

Nach der geologischen Karte (GROSCHOPF & SCHREINER 1980) besteht das Ausgangsgestein, ein feinkörniger, vorwiegend plattiger, hell bis dunkler Paragneis, aus den verhältnismäßig instabilen Mineralen Plagioklas, Cordierit und Biotit, die im Laufe der Erdgeschichte, z.B. durch retrograde Metamorphose, pneumatolytische und hydrothermale Prozesse, ganz oder teilweise zu Chlorit und Serizit (feinschuppiger Muskovit) umgewandelt wurden und heute neben dem Quarz die vorherrschenden Minerale im Bodenskelett sind.

#### Bodenskelett

Bei der ersten mikroskopischen Betrachtung der Skelettpartikel konnte - trotz der Vorbehandlung im Ultraschall-Reinigungsbad - loses bräunlich-gelbliches, feinkörniges Material in den Fugen und Mikroklüften der Skelettkörner entdeckt werden. Durch die Anfertigung von Dünnschliffen zeigte sich, dass nicht nur die Randbereiche der entsprechenden Skelettkörner zahlreiche braun-gelbe Krusten aufweisen, sondern dass diese Verwitterungsbereiche sich wie ein Netzwerk entlang von Schieferungs- und Klufflächen durch den gesamten Gesteinskörper ziehen (Abb. 19). Röntgendiffraktometrisch wurden hier in situ gebildete Vermiculite sowie Übergangminerale zwischen primärem Chlorit und Vermiculit gefunden („vermiculitisierte Kavitäten“), also Dreischicht-Tonminerale mit hohem negativen Ladungsüberschuss, d.h. mit hoher Kationenaustauschkapazität. Die randliche Verwitterung ist bei den gereinigten Skelettkörnern kaum zu erkennen. Vielmehr scheinen die Steine von „innen heraus“ zu verwittern, schließlich zu zerfallen und in den Feinboden überzugehen. Je höher der Anteil an feinen Schichtsilikaten, d.h. Chloriten und Biotiten ist, umso leichter können diese zerfallen (Abb. 20).



**Abb. 19:** Standort Conventwald: Dünnschliff aus Skelettproben aus 60 cm Tiefe (Bv-Horizont; Korngrößenklasse 7-15 mm; 50fache Vergrößerung). Stereoskopische Aufnahme im Durchlicht. Deutlich zu erkennen sind die Verwitterungsbereiche (schwarz), die sich netzwerkartig entlang von Schieferungs- und Klufflächen durch den gesamten Gesteinskörper ziehen („vermiculitisierte Kavitäten“). Röntgendiffraktometrisch wurden hier in situ gebildete Vermiculite bzw. Übergangsminerale zwischen Chlorit und Vermiculit gefunden.

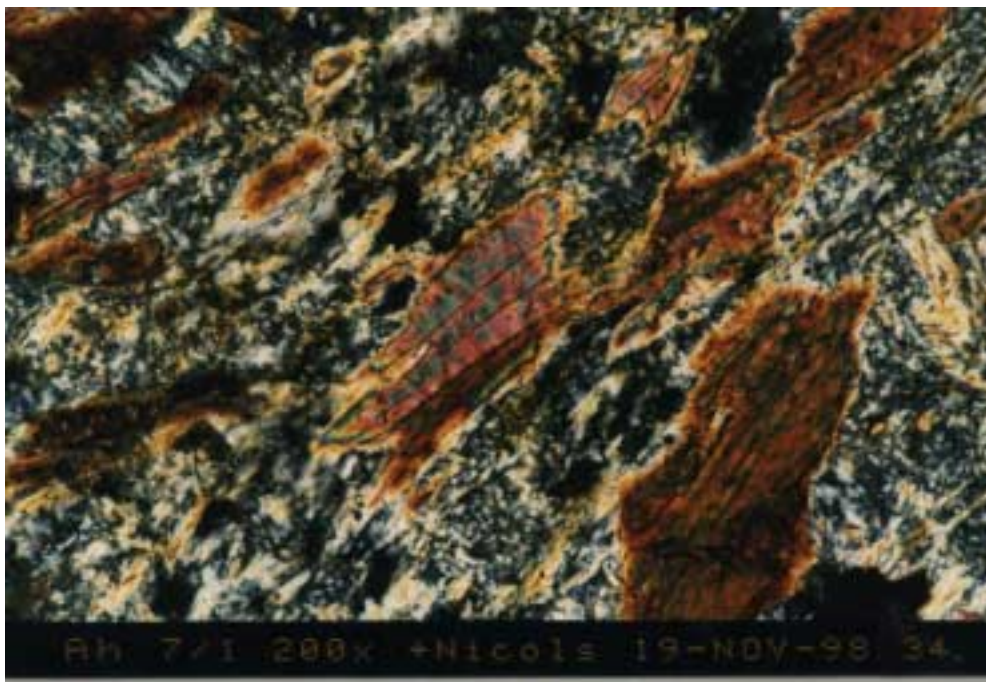
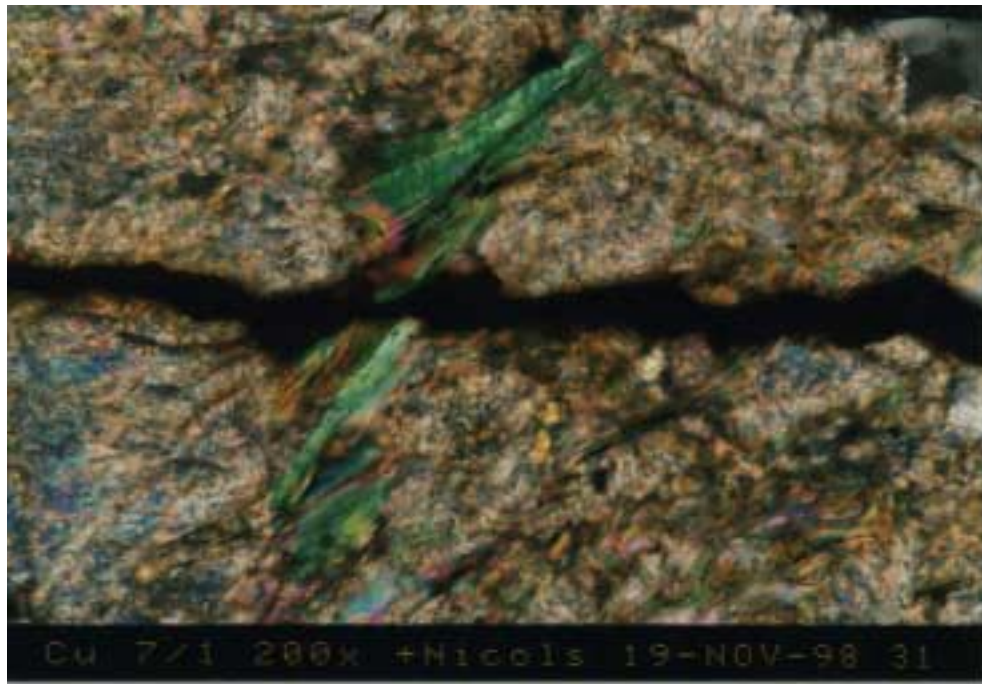


**Abb. 20:** Standort Conventwald: Skelettproben aus 10 cm Tiefe (Ah-Horizont; Mikrophoto bei 5facher Vergrößerung). *Links:* Ultraschallgereinigtes Bodenskelett ohne auffällige randliche Verwitterungsmerkmale. *Rechts:* Dieselben Skelettpartikel unter leichtem Druck aufgebrochen: Die Bruchstücke zeigen starke vom Steininneren ausgehende Verwitterungserscheinungen und enthalten bereits feinbodenähnliche Substanz.

Die Untersuchungen zeigten aber auch, dass das Bodenskelett hinsichtlich der Mineralausstattung und des chemischen Verwitterungsgrades sehr heterogen zusammengesetzt ist. Für die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen wurde daher das Gesteinsmaterial der feinen Korngrößenklasse (2 bis 7 mm) nach Farbe und Partikelgröße (klein 2-4 mm; groß 4-7 mm) zusätzlich in kleine braune, große braune und große graue Skelettpartikel aufgeteilt. In der Fraktion 7 bis 15 mm wurde nach braunen und grauen Gesteinspartikeln unterschieden. Nach den Mineralanalysen bestehen die untersuchten Skelettfractionen des Ah-, Bv- sowie des Cv-Horizontes aus Quarz, Plagioklasen (Feldspäte), den primären Schichtsilikaten Chlorit und den Glimmermineralen Illit/Serizit/Muskovit und Biotit. Die Verteilung der Schichtsilikate ist aus Tabelle 6 zu entnehmen. Die braunen Skelettpartikel enthalten stets höhere Vermiculitanteile als das graue Skelett. Wechsellagerungsminerale Chlorit/Vermiculit treten mit größeren Anteilen (> 5 %) nur bei den Proben der Fraktion 2 bis 7 mm auf. Zwischen den Horizonten sind keine systematischen Unterschiede bezüglich des Entwicklungszustandes der Tonminerale zu erkennen. Eine Tendenz, dass die braune Skelettfraction im Ah-Horizont höhere Anteile an Vermiculit bzw. Wechsellagerungsmineralen enthält als im Cv-Horizont, ist nicht gegeben. Dieser Befund steht in Einklang mit den Ergebnissen der BET-Analysen (vgl. Kap. 4). Bei der spezifischen Oberfläche konnten ebenfalls keine gravierenden Unterschiede zwischen den einzelnen Tiefenstufen beobachtet werden.

Die Dünnschliffaufnahmen zeigen, dass zwischen Muskovit (heller Glimmer) zu dem feinkörnigeren Serizit oder Illit fließende Übergänge bestehen. Die Biotite (dunkle Glimmer) zeigen teilweise fleckenartige Bleichungen und werden von niedrig doppelbrechenden Schichtsilikaten (Serizit oder Wechsellagerungsminerale Chlorit/Vermiculit) verdrängt (Abb. 21). Röntgendiffraktometrisch ist eine Differenzierung der Hell-Glimmerminerale Muscovit, Serizit und Illit sowie eine Unterscheidung zwischen Biotit und Hellglimmern nicht möglich, so dass in Tab. 6 diese Minerale in einer Gruppe zusammengefasst sind.

Der ausschlaggebende Faktor für den insgesamt hohen Verwitterungsgrad der untersuchten Skelettfractionen am Standort Conventwald liegt in den hohen Anteilen an leicht verwitterbaren, meist Fe-reichen Mineralen (Biotite und Chlorite). Alle untersuchten



**Abb. 21:** Standort Conventwald: Dünnschliffe aus Skelettproben; Auflichtmikrophotos bei 200facher Vergrößerung (gekreuzte Nicols). *Oben:* Muskovit (grünlich) umgeben von feinkörnigeren Schichtsilikaten (Sericit oder Illit, gelb-graue Farbgebungen); horizontal zieht eine Kluft mit dunklen Bestägen aus Goethit als Verwitterungsneubildung; Probe aus dem Cv-Horizont (120 cm Tiefe). *Unten:* In der Bildmitte: gebleichter Biotit (bräunlich) in feinkörniger Matrix von niedrig doppelbrechenden Schichtsilikaten; Probe aus dem Ah-Horizont (10 cm Tiefe).

**Tab. 6:** Standort Conventwald: prozentuale Anteile der Schichtsilikate in verschiedenen Skelettstraten (WL = Wechsellagerungsminerale).

Tiefe	Fraktion	Stratum	Vermiculit	WL Chlorit/ Vermiculit	Chlorit	Illit/Muskovit/ Serizit/Biotit
<b>Ah 10 cm</b>	2-7 mm	klein, braun	13	7	15	65
		groß, braun	5	5	33	57
	>7-15 mm	groß, grau	4	0	36	60
		braun	6	0	37	57
<b>Bv 60 cm</b>	2-7 mm	groß, grau	2	0	28	70
		klein, braun	4	9	32	55
	>7-15 mm	groß, braun	3	7	13	77
		groß, grau	3	0	42	55
<b>Cv120 cm</b>	2-7 mm	braun	18	0	33	49
		grau	8	0	49	43
	>7-15 mm	klein, braun	5	9	15	71
		groß, braun	2	6	18	74
>7-15 mm	groß, grau	1	0	36	63	
	braun	7	0	26	67	
		grau	1	2	35	62

Proben enthalten in größeren, wenn auch unterschiedlichen Anteilen, verwitterungsanfällige Fe-reiche Chlorite (Tab. 6), die sehr leicht zu Vermiculiten und Goethiten umgewandelt werden. Ähnlich wie die Chlorite verwittern auch die Biotite relativ schnell zu Vermiculiten.

### Feinboden

Zur Untersuchung der Frage, inwieweit die mineralogische Zusammensetzung des Feinbodens in Zusammenhang mit dem Skelett steht, wurden die Tonfraktion (< 2 µm) des Feinbodens, die Schluff- und Sandfraktion (> 2 µm) sowie die durch die Ultraschall-Reinigung von den Skelettkörnern direkt abgelöste Tonfraktion röntgendiffraktometrisch analysiert.

Zwischen der „Ultraschall-Tonfraktion“ und der Tonfraktion des Feinbodens treten über alle Tiefenstufen hinweg keine gravierenden Unterschiede auf (Tab. 7). Dagegen unterscheidet sich die Schluff- und Sandfraktion in Ah- und Bv-Horizont gegenüber den beiden Tonfraktionen durch wesentlich höhere Glimmeranteile und deutlich geringere Al-



**Tab. 7:** Standort Conventwald: prozentuale Anteile der Schichtsilikate in verschiedenen Feinbodenfraktionen (WL = Wechsellagerungsminerale).

Tiefe	Fraktion	Vermiculit	Al-Vermiculit	Chlorit	Illit/Muskovit/ Serizit/Biotit	Kaolinit
<b>Ah 10 cm</b>	<i>Ultraschall-Ton</i>	0	66	12	12	10
	<i>Feinb.-Ton</i>	0	66	12	12	10
	<i>Feinb.-Schluff/Sand</i>	0	34	18	40	8
<b>Bv 60 cm</b>	<i>Ultraschall-Ton</i>	0	65	20	9	6
	<i>Feinb.-Ton</i>	0	66	21	8	5
	<i>Feinb.-Schluff/Sand</i>	0	21	18	56	5
<b>Cv120 cm</b>	<i>Ultraschall-Ton</i>	15	0	15	66	4
	<i>Feinb.-Ton</i>	25	0	15	57	3
	<i>Feinb.-Schluff/Sand</i>	22	0	17	58	3

Vermiculitanteile und steht damit der mineralogischen Zusammensetzung des Bodenskeletts (Tab. 6) deutlich näher. Die nahezu identische Mineralzusammensetzung der „skelettnahen“ und der Feinboden-Tonfraktion, kann als Indiz dafür gesehen werden, dass die Auflösung des Bodenskeletts weniger durch randliche Verwitterung sondern in der Hauptsache durch im Inneren der Steine ansetzende Verwitterungsprozesse angetrieben wird. Steine, die nur am Rande stark angewittert, im Inneren aber noch unverändert waren, konnten nicht gefunden werden.

Auffällig sind die hohen Al-Vermiculitanteile im Feinboden des Ah- und Bv-Horizonts. Möglicherweise führt im Feinboden die Vermiculitisierung der Chlorite und Biotite bei ausreichender Al-Konzentration direkt zu Al-Vermiculiten, während im Bodenskelett in allen Tiefenbereichen ausschließlich Vermiculite bzw. Wechsellagerungsminerale Chlorit/Vermiculit entstehen. Im skelettreichen Cv-Horizont (ca. 60 – 70 vol %) weisen alle Feinbodenfraktionen eine sehr ähnliche und eher „skelettnahe“ Mineralzusammensetzung auf. Al-Vermiculite treten in dieser Bodentiefe auch im Feinboden nicht mehr auf.

Al-Vermiculite, die aus Vermiculiten nach dem Einbau von Al-Hydroxid in den Zwischenschichten entstehen, verfügen nur noch über eine stark herabgesetzte KAK. Dies bedeutet, dass unter dem aktuellen bodenchemischen Zustand im Ah- und Bv-Horizont aufgrund des hohen Al-Vermiculitanteils im Feinboden nur wenig Kationen nachgeliefert werden, während aus dem Skelettanteil relativ leicht Kationen (Nährelemente) freigesetzt werden können.

## 5.2 Schluchsee

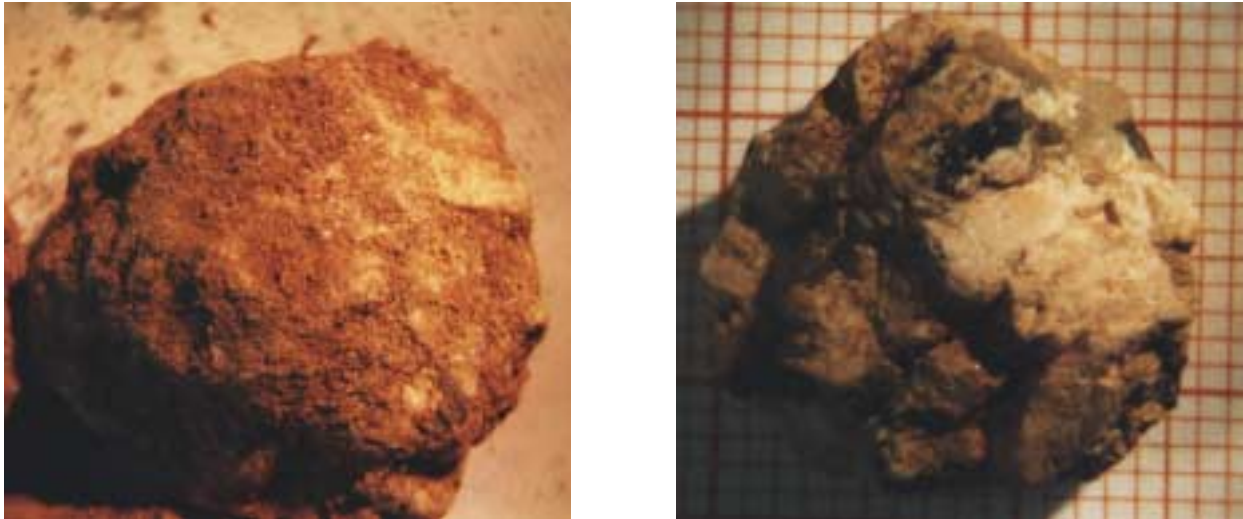
Das Bodenskelett vom Standort Schluchsee zeigte sich hinsichtlich der Mineralzusammensetzung (Quarz, Plagioklas, Orthoklas, Biotit und Muskovit) und Korngrößen als sehr homogen, daher wurden nur an wenigen ausgewählten Proben röntgen-diffraktometrische Untersuchungen durchgeführt. Die Verwitterung des Skeletts verläuft überwiegend entlang der Mineralkorngrenzen, so dass die verwitterungsstabileren Minerale Quarz und Plagioklas gegenüber den Biotiten angereichert werden (Abb. 22). Die Glimmerminerale gehen in den Feinboden über und werden über Illit zu Vermiculit umgewandelt. Aus der Feldspatverwitterung entsteht unter Freisetzung basischer Kationen Kaolinit. Die Dünnschliffaufnahmen zeigen die besondere Verwitterungsanfälligkeit des Biotitanteils im Skelett. Biotitreiche Partien sind von einem Kluftsystem durchzogen, in dem teilweise rötliche Füllungen anzutreffen sind. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um Hämatitausscheidungen zersetzter Biotite bzw. Hydrobiotite (Abb. 23).

Die Skelettkörner verfügen unabhängig von der Tiefe über eine unterschiedliche Stabilität. Durch die Ultraschall-Reinigung war bei einem Teil der Gruskörner sogar der Zerfall in kleinere, meist quarzreiche Bruchstücke zu beobachten. Das dabei freigesetzte Feinmaterial besteht aus feinkörnigen Glimmermineralen (Illite und Hydrobiotit = angewitterte Biotite) und Kaolinit. Bis zu einer Tiefe von 60 cm wurden auch Vermiculite und Wechsellagerungsminerale Illite/Vermiculit gefunden (Tab. 8).

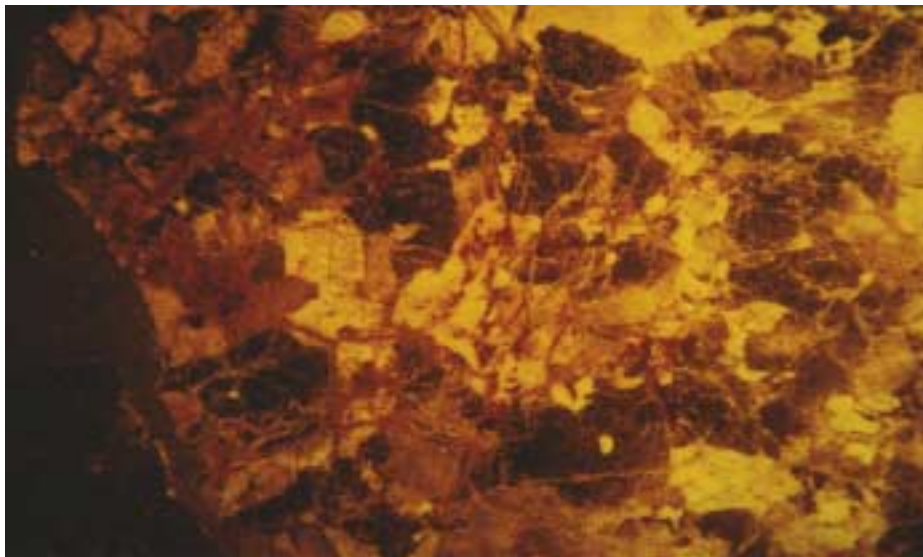
**Tab. 8:** Standort Schluchsee: prozentuale Anteile der Schichtsilikate in verschiedenen Feinbodenfraktionen (WL = Wechsellagerungsminerale).

Tiefe	Fraktion	Vermiculit	WL Illit/Vermiculit	Illit/Muskovit/ Serizit/Biotit	Kaolinit
10 cm	Ultraschall-Ton	14	9	58	19
	Feinb.-Ton	5	7	69	19
	Feinb.-Schluff/Sand	2	2	86	10
60 cm	Ultraschall-Ton*	2	2	83	15
	Feinb.-Ton*	4	4	80	16
	Feinb.-Schluff/Sand	0	0	88	12
120 cm	Ultraschall-Ton*	0	0	43	57
	Feinb.-Ton*	0	0	50	50
	Feinb.-Schluff/Sand	0	0	87	13

\* In den Tonfraktionen der Tiefe 60 und 120 cm wurden außerdem geringe Anteile Gibbsit gefunden.



**Abb. 22:** Standort Schluchsee: Skelettproben aus 60 cm Tiefe (Bhs-Horizont; Mikrophoto bei 4facher Vergrößerung). *Links:* Granitgruskorn vor der Ultraschall-Reinigung, eingehüllt in einen dicken Feinboden-Mantel. *Rechts:* Dasselbe Granitgruskorn nach der Ultraschall-Reinigung. Stark kavernöse Oberfläche durch Verwitterungserscheinungen, die überwiegend an den Grenzflächen der Mineralkörner ansetzen. Einzelne Minerale sind deutlich erkennbar: Bei den milchig-weißen Bereichen handelt es sich um Quarz, bei den dunklen Einsprenkelungen um Biotit.



**Abb. 23:** Standort Schluchsee: Dünnschliff aus einer Skelettprobe aus 10 cm Tiefe (Ahe-Horizont; Korngrößenklasse 7-15 mm; ca. 8fache Vergrößerung). Stereoskopische Mikroaufnahme im Auflicht. Deutlich erkennbar sind die von Rissen und Klüften durchzogenen biotitreichen Partien (dunkle Farbe), teilweise mit rötlichen Füllungen. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um Hämatitausscheidungen zersetzter Biotite bzw. Hydrobiotite.

Zwischen der skelettnahen Tonfraktion aus der Ultraschallbehandlung und der Tonfraktion aus dem Feinboden bestehen in der prozentualen Zusammensetzung der Schichtsilikate keine größeren Unterschiede. Auffällig ist lediglich der hohe Vermiculitgehalt im Ultraschall-Ton des Ah-Horizontes.

In 120 cm Tiefe ist bei beiden Tonfraktionen neben dem Illit der Kaolinitanteil mit ungefähr der Hälfte des Gesamtbestandes der Schichtsilikate sehr hoch. Bei der gesonderten Röntgenanalyse einzelner Biotitplättchen konnte neben dem Biotit stark fehlgeordneter (schlecht auskristallisierter) Kaolinit gefunden werden. Dies deutet darauf hin, dass neben der Feldspatverwitterung auch die Verwitterung von Biotit zur Kaolinitbildung führen kann. Eine Verwitterung von Biotit zu Kaolinit wird auch von STÖRR (1990) bei der Genese von Kaolin im Gebiet der ehemaligen DDR beschrieben. Daneben kommt in geringen Mengen in beiden Tonfraktionen - wie auch bereits in 60 cm Tiefe - Gibbsit ( $\text{Al}(\text{OH})_3$ ) vor. Dies ist sehr erstaunlich, da nach vorherrschender Lehrmeinung Gibbsit sich nur unter subtropischen bis tropischen Verwitterungsbedingungen (Desilifizierung bei hohen Niederschlägen und hohen Temperaturen) bilden kann (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998).

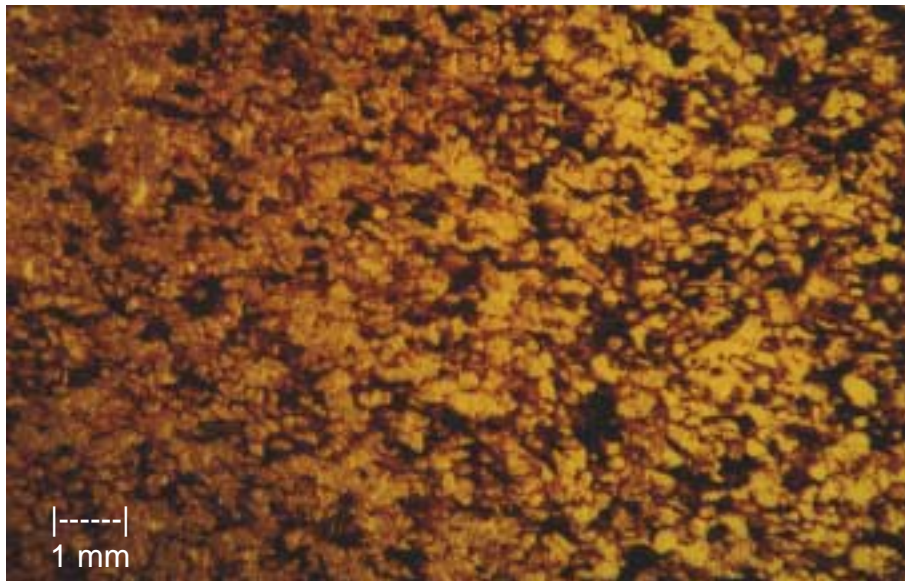
Die Vermiculite in Schluchsee enthalten entgegen der Erwartung keine oder nur geringste Al-Hydroxidschichten. Eine Erklärung dafür könnte sein, dass das Aluminium zur Bildung von Kaolinit und Gibbsit „aufgebraucht“ wird. Die Hämatitausscheidungen aus angewitterten Biotiten (Abb. 23) sind vor allem für Böden wärmerer Klimate typisch, womit sich auch hier ein Zusammenhang zu den speziellen Bildungsbedingungen von Gibbsit abzeichnet. WILKE et al. (1978) sowie MAHR et al. (1998) berichten von Gibbsitvorkommen im Bereich des Bayerischen Waldes. MAHR et al. (1998) gehen aber davon aus, dass es sich dabei um Relikte tertiärer Herkunft handelt. Eine tertiäre Herkunft des Gibbsites in Schluchsee scheint dagegen eher unwahrscheinlich, da das direkte Nebeneinander von Gibbsit und extrem verwitterungsanfälligem Biotit eindeutig gegen eine längere „Verwitterungsgeschichte“ spricht.

### 5.3 Altensteig

Das Bodenskelett in Altensteig ist hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung insgesamt sehr homogen aufgebaut. Es besteht aus mittel- bis feinkörnigen Sandsteinen, die größtenteils aus Quarz und geringeren Anteilen an Feldspat bestehen. Die Dünnschliffaufnahmen (Abb. 24) zeigen, dass im Bodenskelett auch Eisenoxide

(Lepidokrokit) und die Schichtsilikate Illit sowie Wechsellagerungsminerale Illit/Vermiculit auftreten, die wahrscheinlich schon primär dem Ausgangsgestein beigemischt sind. Daneben kommen Vermiculite vor, die aus den primären Schichtsilikaten als in situ-Neubildung in den Porenräumen entstanden sind. Diese Vermiculitisierung der Porenwände ist am Skelett des gesamten untersuchten Tiefenbereichs (10-70 cm) zu beobachten. Auch das Eisenoxid Lepidokrokit ( $\gamma$ -FeOOH) konnte in allen 3 Tiefen nachgewiesen werden. Lepidokrokit ist typisch für tonige, carbonatfreie, zur Staunässe neigende Böden und ist gegenüber Goethit metastabil (JASMUND & LAGALY 1993).

Die prozentualen Anteile der Schichtsilikate im Feinboden sind in Tab. 9 zusammengefasst. Auch bei den Proben aus Altensteig wurden 2 Tonfraktionen („skelettnaher“ Ton aus Ultraschallreinigung sowie die Tonfraktion des Feinbodens) untersucht. Da die Schluff- und Sandfraktion in Altensteig überwiegend aus Quarz besteht, wurde auf eine differenzierte Analyse dieser Fraktion verzichtet. Die „skelettnaher“ Ultraschall-Tonfraktion



**Abb. 24:** Standort Altensteig: Dünnschliff aus einer Skelettprobe aus 30 cm Tiefe (Bv-Horizont; Korngrößenklasse 7-15 mm; ca. 10fache Vergrößerung). Stereoskopische Mikroaufnahme im Auflicht. Bei den dunklen Einsprenkelungen handelt es sich um Eisenoxide (Lepidokrokit) und die Schichtsilikate Illit sowie Wechsellagerungsminerale Illit/Vermiculit, die primär bereits dem Ausgangsgestein beigemischt sind. Daneben kommen auch Vermiculite vor, die aus primären Schichtsilikaten als in situ-Neubildung in den Porenräumen entstanden sind.

**Tab. 9:** Standort Altensteig: prozentuale Anteile der Schichtsilikate in verschiedenen Feinbodenfraktionen (WL = Wechsellagerungsminerale).

Tiefe	Fraktion	Vermiculit	Al-Verm.	WL Illit/Verm.	Illit/Muskovit/ Serizit/Biotit	Kaolinit
10 cm	Ultraschall-Ton	0	24	29	45	2
	Feinb.-Ton	0	29	23	45	3
30 cm	Ultraschall-Ton	0	12	39	46	3
	Feinb.-Ton	0	20	30	47	3
70 cm	Ultraschall-Ton*	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
	Feinb.-Ton*	2	0	0	97	1

n.a. = nicht analysiert

scheint bei geringeren Anteilen an Al-Vermiculit und gleichzeitig höheren Anteilen an dem Wechsellagerungsmineral Illit/Vermiculit tendenziell etwas weniger stark verwittert zu sein als die Tonfraktion des Feinbodens. Somit deutet sich ein Verwitterungsgradient vom Skelett zum Feinboden hin an.

In 70 cm Tiefe zeigt die Tonfraktion des Feinbodens einen deutlich geringeren Verwitterungsgrad. Es dominieren die Glimmerminerale. Der Vermiculitanteil ist nur sehr gering. Die Vermiculite in dieser Tiefe enthalten (noch) keine Al-Hydroxidschichten.

#### 5.4 Zusammenfassung der Ergebnisse der mineralogischen Untersuchungen

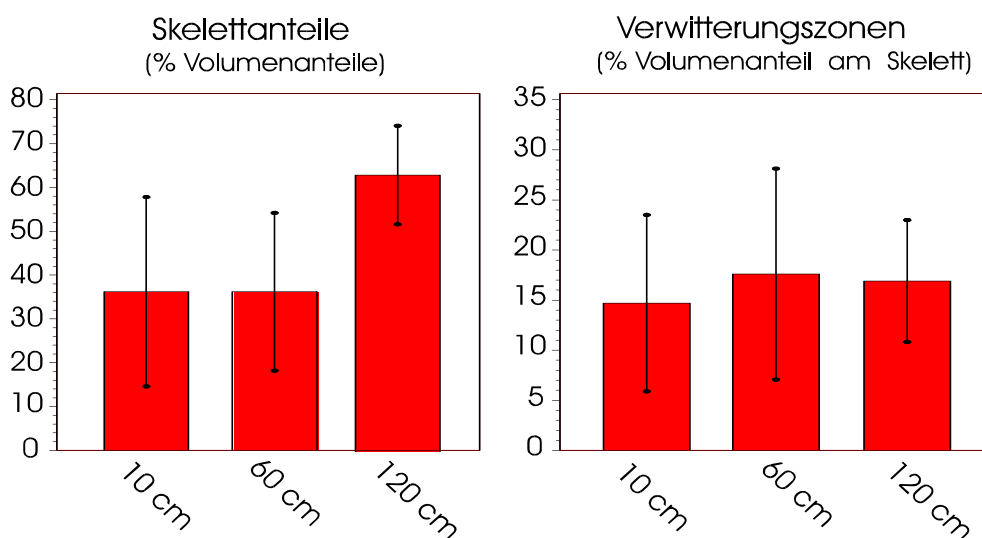
Die im Vergleich mit dem Standort Conventwald und Altensteig deutlich geringere KAK des ultraschallgereinigten Bodenskeletts in Schluchsee korrespondieren mit den Mineralanalysen. Im Conventwald führen Verwitterungsprozesse zu einer in situ-Vermiculitisierung im Inneren des Skeletts, d. h. eine scharfe Trennung zwischen Skelett und Feinboden ist nicht möglich. Es kann von einem Feinbodenkontinuum gesprochen werden, das sich durch das Skelett hindurch erstreckt. Auch am Standort Altensteig wurden im Inneren der Steine ablaufende Verwitterungserscheinungen beobachtet. Es wurden Vermiculitisierungen der Porenwände des Skeletts über den gesamten untersuchten Tiefenbereich gefunden. In Schluchsee dagegen ist das ultraschallgereinigte Skelett weitgehend frei von Tonmineralen, enthält aber als Verwitterungsneubildung Fe-Oxide (Hämatit). Diese besitzen im Vergleich zu Tonmineralen nur eine geringe Ionensorptionskapazität. Die überwiegend vom Biotitanteil des Skeletts ausgehenden Tonmineralbildungen gehen dagegen schnell in den Feinboden über.

## 6 Mikropedologische Untersuchungen

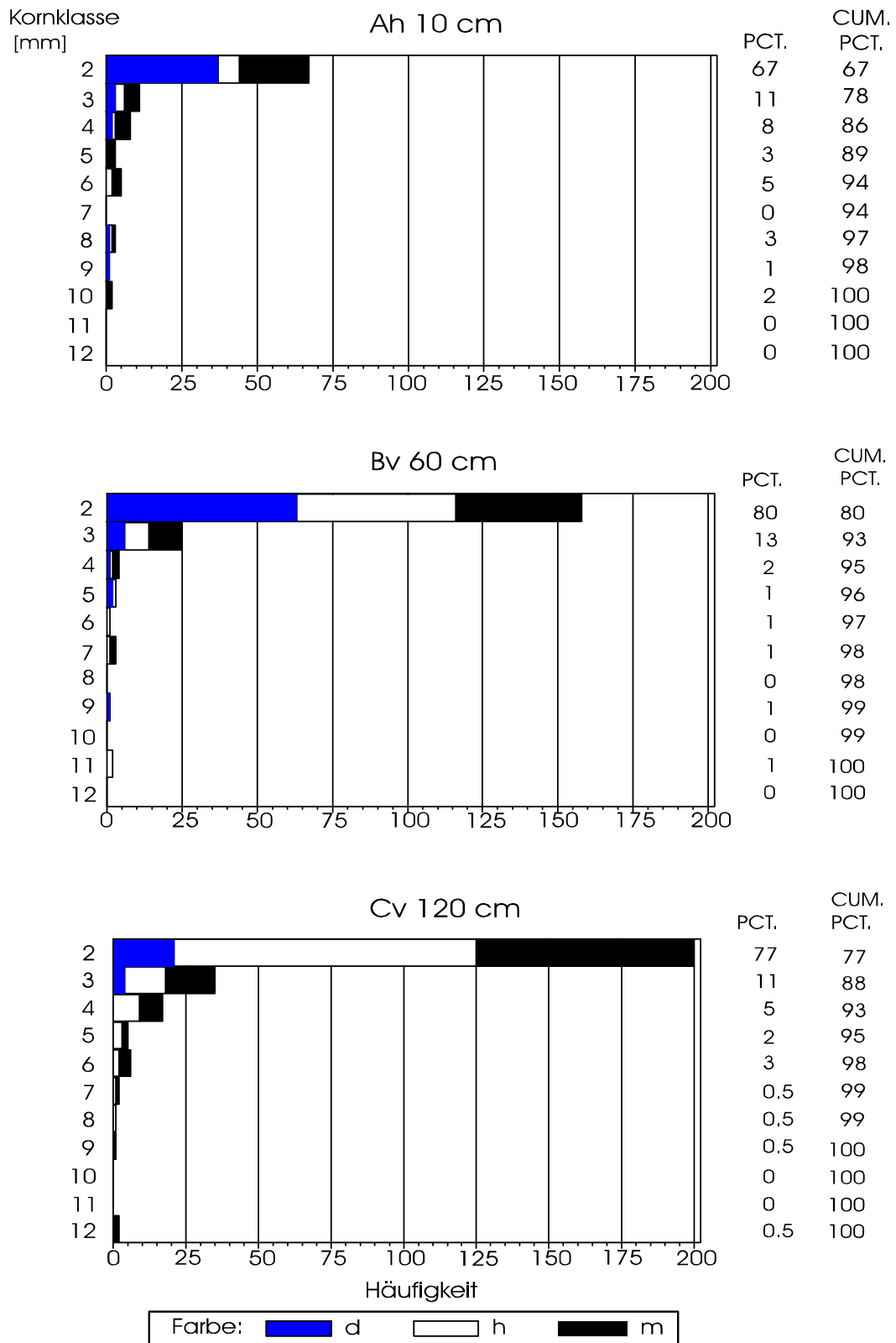
Mikropedologische Untersuchungen wurden ausschließlich an harzgetränkten Bodenpräparaten (Anschliffen) des Standortes Conventwald durchgeführt. Ziel war es, die Skelettanteile und Verwitterungszonen im Skelett zu quantifizieren sowie qualitative Muster der Erschließung des Bodens und des Bodenskeletts durch Pilzhyphen zu erfassen.

### 6.1 Skelettanteile und Verwitterungszonen

Wie in Kap. 2.7.3 beschrieben, wurden Flächenanteile der Skelettanschnitte sowie die Flächen der Verwitterungszonen innerhalb der Skelettanschnitte bildanalytisch erfasst. Nach dem „Delesse-Prinzip“ (WEIBEL 1979) entsprechen diese relativen Flächenanteile dem Volumenanteil, vorausgesetzt die erhobene Phase (Skelettkörner) ist zufällig, also unabhängig voneinander im Raum verteilt. Von dieser Voraussetzung kann beim Bodenskelett ausgegangen werden. In Abb. 25 (links) sind die Volumenanteile des Skeletts im Vergleich der Tiefenstufen dargestellt. In 10 und 60 cm Tiefe sind die Skelettanteile mit Werten um 36 % nahezu identisch. Fast doppelt so hoch ist der Skelettanteil mit ca. 65 % im Cv-Horizont (120 cm Tiefe). Die Ausbildung von Verwitterungszonen ist dagegen in allen Tiefenstufen sehr einheitlich: Der Volumenanteil

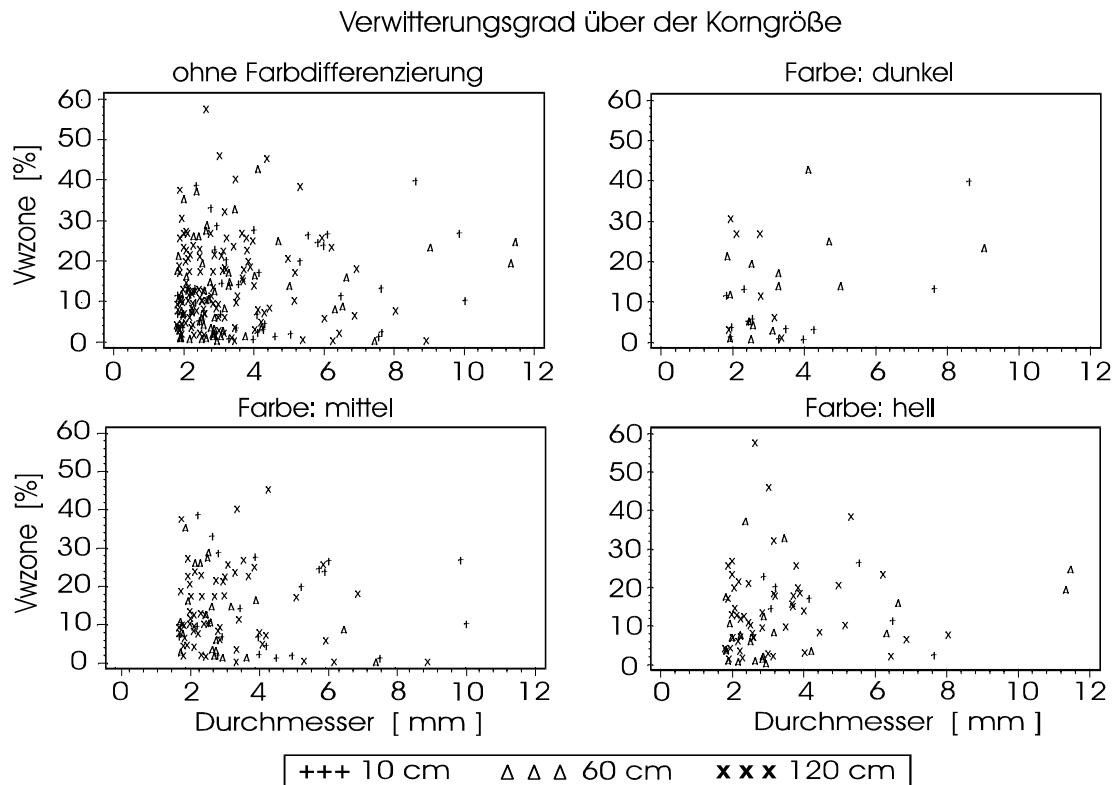


**Abb. 25:** Standort Conventwald: *links:* Skelettanteile (Vol %); *rechts:* Verwitterungszonen (Vol %) im Skelett.



**Abb. 26:** Standort Conventwald: Korngrößenverteilung aller erfassten Skelettkörner nach Tiefenstufen und Skelettfarbe (Farbklassen: d=dunkel, m=mittel, h=hell; PCT.= Prozentanteile pro Klasse; CUM. PCT.=Kumulative Prozentanteile).





**Abb. 27:** Standort Conventwald: Verwitterungsgrad (proz. Verwitterungszonen-Flächenanteil am Skelett) in Abhängigkeit von der Korngröße des Skeletts.

der Verwitterungszonen im Skelett schwankt im Vergleich der Tiefen in einem nur sehr engen Bereich von 15 bis 18 % (Abb. 25, rechts). Auch hinsichtlich der Korngrößenverteilung ist das Bodenskelett sehr homogen zusammengesetzt. Die feinen Korngrößen dominieren in allen Tiefenstufen (Abb. 26). Ungefähr 94 bis 98 % der erfassten Skelettkörner gehören zum Feinskelett (Korngrößen 2 bis 7 mm). Unterschiede in Abhängigkeit von der Tiefe bestehen hinsichtlich der Farbe des Skeletts. Im Ah-Horizont und Bv-Horizont sind in der 2 mm Korngrößenklasse die Anteile der dunklen Skelettkörner deutlich höher als im Cv-Horizont. Hier überwiegt eindeutig das helle Bodenskelett.

In Abb. 27 ist der Zusammenhang zwischen Verwitterungszonen (Flächenanteile) und der Korngröße des Skeletts dargestellt. Es ist keine eindeutige Tendenz erkennbar, dass mit zunehmender Korngröße der relative Verwitterungszonenanteil abnimmt. Auch bei einer Stratifizierung nach der Skelettfarbe zeichnet sich kein eindeutiger Zusammenhang ab. Dies ist ein klarer Hinweis darauf, dass die Ausbildung der Verwitterungszonen in erster Linie entlang der gesteinsgegebenen Schieferungs- und Klufflächen erfolgt, und dies

unabhängig davon, aus welcher Tiefe und von welcher Farbe das Skelett ist. Die mit der Bodentiefe abnehmende KAK des Bodenskeletts lässt sich also nicht mit einer entsprechenden flächenmäßigen Differenzierung der Verwitterungszonen erklären. Die bildanalytische Erfassung der Verwitterungszonen liefert somit ein Maß für den „optischen Verwitterungsgrad“ der Steine, der aber nur wenig über den „qualitativen Verwitterungsgrad“ aussagt, wie z. B. den Vermiculitisierungsgrad der Feinsubstanz. Unterschiede in der Verwitterungsqualität zeigten die mineralogischen Untersuchungen (Kap. 5). Dunkles (braunes) Bodenskelett, das im Durchschnitt keine ausgedehnteren Verwitterungszonen besitzt (Abb. 27), wies deutlich stärkere in situ-Vermiculitisierungen auf als das Bodenskelett mit heller (grauer) Farbe.

Der deutlich höhere Anteil an dunklem Feinskelett im Ah- und Bv-Horizont korrespondiert mit dem Tiefenprofil der KAK des Bodenskeletts. **Die Farbe des Feinskeletts scheint der wichtigste Parameter für die Einschätzung des qualitativen Verwitterungsgrades und damit für die KAK des Bodenskeletts zu sein.**

## 6.2 Erschließung des Bodens durch Pilzhyphen

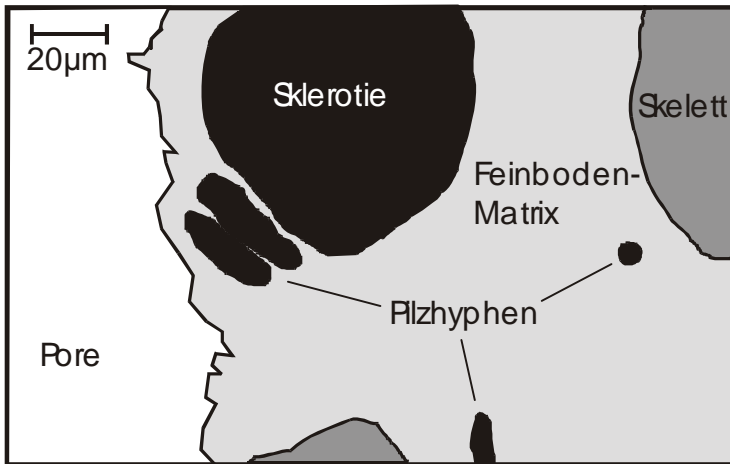
Die Erschließung des Bodens durch Mykorrhizen ist für die meisten unserer Waldbaumarten von großer ernährungsphysiologischer Bedeutung. In Böden mit einer stark heterogenen Nährelementverteilung ist es von hoher ökologischer Relevanz, inwieweit Boden(mikro)kompartimente mit verfügbaren Nährelementpools gezielt durch Feinwurzeln und/oder Pilzhyphen erschlossen werden.

Die Ergebnisse der Perkolationsversuche verdeutlichen, dass im Conventwald unterhalb des Ah-Horizontes der überwiegende Anteil austauschbar gebundener Nährelemente wie Magnesium oder Kalzium vom Bodenskelett stammt. Dieser Befund ist im Hinblick auf die Interpretation von konventionell erhobenen, d. h. räumlich wenig auflösenden Kennwerten zur Bodenfruchtbarkeit von großer Bedeutung. In einer flächigen Rasterbeprobung wurde gezeigt, dass im Conventwald die Basensättigungen der Feinerde unterhalb des Ah-Horizontes mit Werten  $< 5\%$  auf einem alarmierenden Niveau liegen (ZIRLEWAGEN et al. 1997). Gleichzeitig zeigt der aufstockende Buchen-Mischbestand eine gute Wuchsleistung und eine unauffällige Nährelementversorgung. Daher stellte sich die

Frage, ob dieses auch an anderen Standorten häufig festgestellte Plausibilitätsdefizit mit der Erschließung des kurzfristig mobilisierbaren Nährelementpools des Bodenskeletts durch Mykorrhizapilze oder Feinwurzeln erklärt werden kann. Zu dieser Fragestellung wurden 25 zufällig ausgewählte Bodenpräparate (Anschliffe) des Ah- und Bv-Horizontes zur Erschließung der einzelnen Bodenkompartimente durch Pilzhyphen und Feinwurzeln fluoreszenzmikroskopisch untersucht.

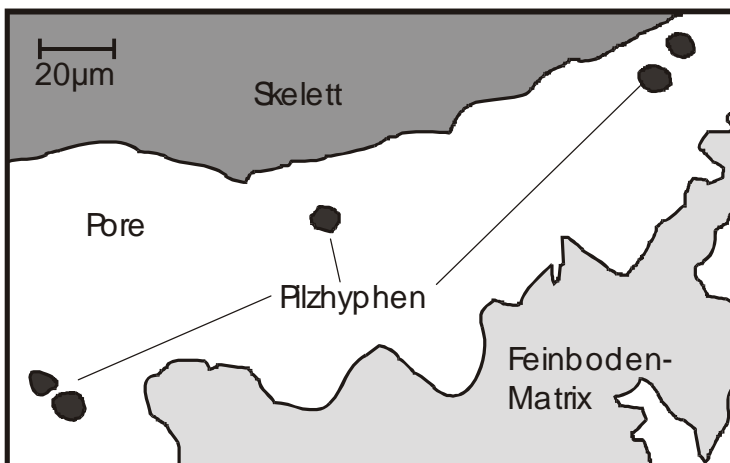
Bei der (explorativ) mikroskopischen Betrachtung der Anschliffe fiel auf, dass im Boden des Conventwaldes überwiegend Pilzarten mit pigmentierten Hyphen vorkommen. Nur selten wurden hyaline Pilzhyphen gefunden. Diese heben sich nach Anfärbung mit Acridinorange unter Blauanregung in leuchtend gelblichen Farbtönen deutlich von ihrer mikropedologischen Umgebung ab. Die Präparate waren insgesamt sehr ungleichmäßig von Pilzhyphen erschlossen. Bereiche mit (meist) geclusterten Hyphenvorkommen wechselten mit zum Teil ausgedehnten Bereichen (bis zu mehreren mm<sup>2</sup>), die völlig unerschlossen waren. Im unteren Bv-Horizont (60 cm Tiefe) wurden deutlich seltener Pilzhyphen gefunden, als im oberen Bv- (30 cm Tiefe) und im Ah-Horizont (10 cm Tiefe).

Nach dem morphologischen Bestimmungsschlüssel von GRONBACH (1988) dominiert im Conventwald mit hoher Wahrscheinlichkeit der Mykorrhiza-Pilz *Cenococcum geophilum*. Die typischen morphologischen Merkmale wie z.B. pigmentierte, braun bis dunkelbraune Einzelhyphen mit 6-12 µm Durchmesser, intrahyphale Hyphen mit apikal auswachsenden Hyalin-Hyphen, kuglige bis ovale Sklerotien bis 4 µm Durchmesser (Abb. 28) stimmen mit den im Conventwald beobachteten pilzlichen Objekten überein. *Cenococcum geophilum* gilt als ein in Waldböden weitverbreiteter Pilz ohne spezifische Standortsansprüche und zeigt unter den Mykorrhizapilzen das weiteste Spektrum möglicher Symbiose-Partner (TRAPPE 1962). Im Vergleich mit anderen Pilzen ist *Cenococcum geophilum* sehr resistent gegenüber Wasserstress und setzt sich daher besonders auf Standorten mit (zeitweiser) Trockenheit gegenüber Konkurrenten durch (MEYER 1965, WORLEY & HACSKAYLO 1959). Auch am Standort Conventwald kommen sommerliche Trockenphasen im Oberboden trotz relativ hoher und gleichmäßig über das Jahr verteilter Niederschläge aufgrund der Exposition (SO) und des sehr hohen Grobporenanteiles vor (v. WILPERT et al. 1996a).



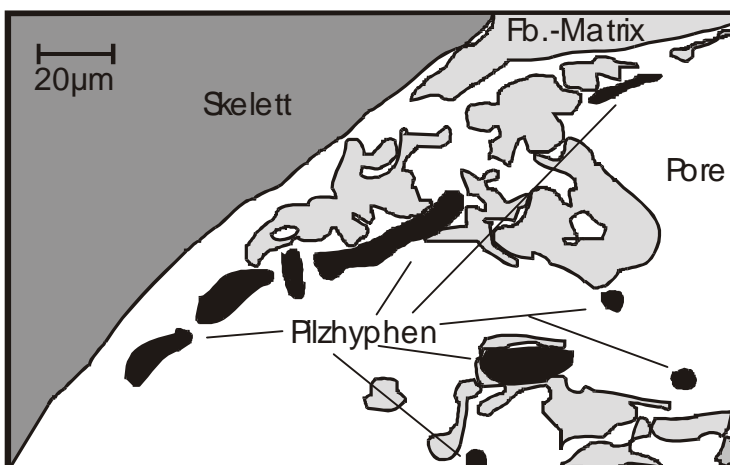
**Abb. 28:** Standort Conventwald: Sklerotie von *Cenococcum geophilum* mit Querschnitten von Einzelhyphen in Feinbodenmatrix (Tiefe Ah 10 cm).

Mikrophoto in Blauanregung ⇒  
 ⇐ Skizze mit Erläuterungen



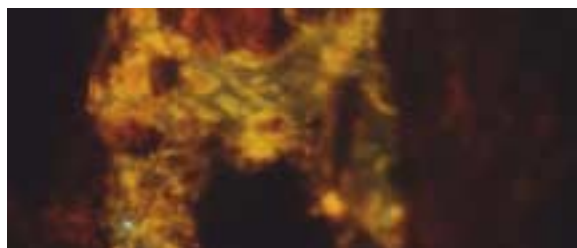
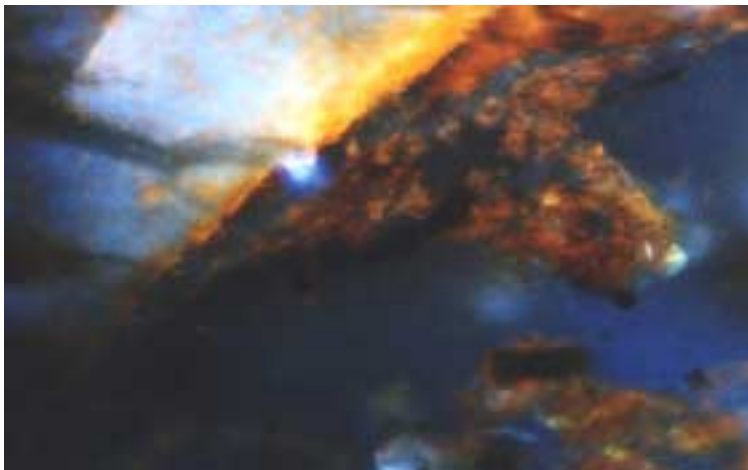
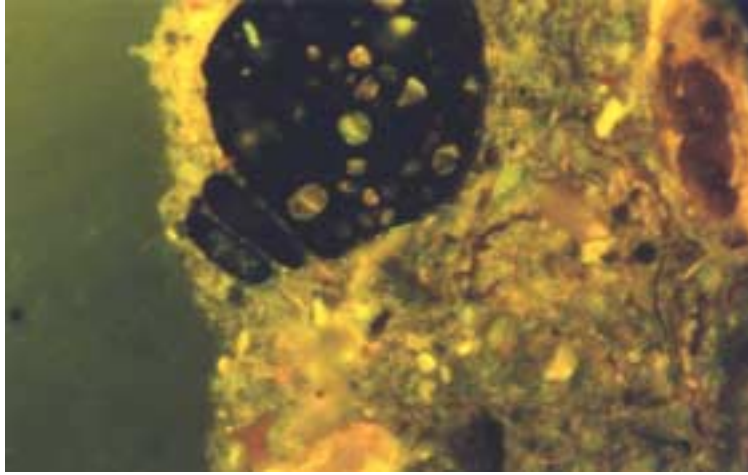
**Abb. 29:** Standort Conventwald: Querschnitte von pigmentierten Pilzhyphe im unmittelbaren Grenzbereich zwischen Stein und Porenraum. Bei den gelblich leuchtenden Strukturen in der Bildhälfte rechts unten handelt es sich um Feinbodenmatrix (Tiefe Bv 30 cm).

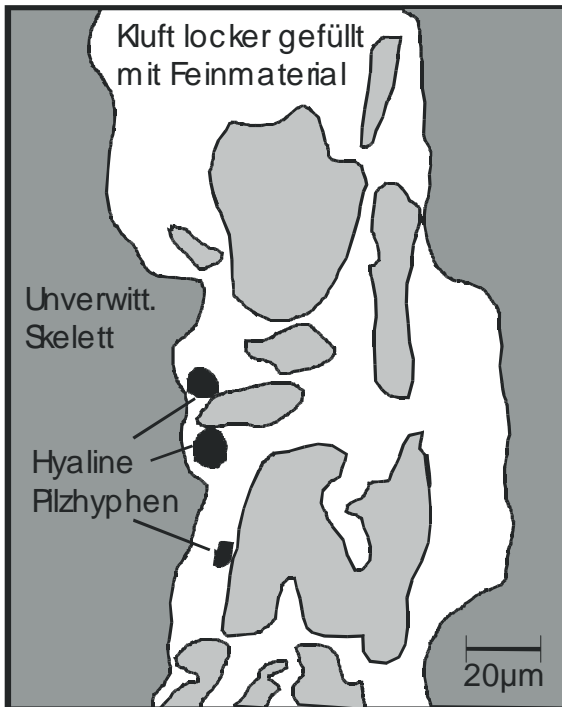
Mikrophoto in Blauanregung ⇒  
 ⇐ Skizze mit Erläuterungen



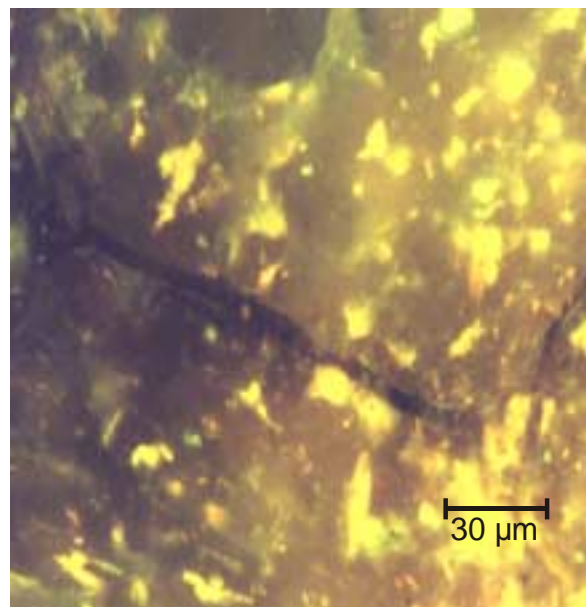
**Abb. 30:** Standort Conventwald: Pigmentierte Pilzhyphe im Grenzbereich zwischen Stein, Porenraum und (am Stein anhaftendem) Feinboden („Speckgürtel“). Die UV-Anregung ermöglicht eine deutlich schärfere Trennung von harzgefülltem Porenraum und Feinbodenmatrix als bei Blauanregung (Tiefe Bv 30 cm).

Mikrophoto in UV-Anregung ⇒  
 ⇐ Skizze mit Erläuterungen





**Abb. 31:** Standort Conventwald: *rechts*: Auflichtmikrophoto in UV-Anregung; mit Feinmaterial gefüllte Mikrokluft im Bodenskelett („vermiculitisierte Kavitäten“). Bei den gelblich leuchtenden, rundlichen Objekten handelt es sich um Querschnitte von hyalinen Pilzhyphen (Tiefe Bv 30 cm); *links*: maßstabsgetreue Erläuterungsskizze.



**Abb. 32:** Standort Conventwald: Auflichtmikrophotos in Blauanregung; pigmentierte Pilzhyphen, die ohne das Vorhandensein von erkennbaren Verwitterungszonen in den Mineralverband der Steine eindringen (braun bis dunkelbraune Farbe; teilweise Septen und Zellwände erkennbar; Tiefe Ah 10 cm).

Die qualitative Untersuchung der Anschliffe zeigte, dass die Erschließung des Bodens mit Pilzhyphen sich nicht nur auf den Makroporenraum beschränkt, sondern auch die Feinbodenmatrix von Sklerotien und Einzelhyphen besiedelt wird (Abb. 28). Häufig waren Hyphenclusterungen im unmittelbaren Übergangsbereich zwischen Bodenskelett und angrenzender Bodenmatrix bzw. Porenraum (Abb. 29 und 30). Darüber hinaus wurden auch im Bodenskelett Pilzhyphen entdeckt. Netzwerkartig durch die Steine ziehende Mikrokluftre sind in den mit lockerer Feinsubstanz gefüllten Bereichen („vermiculitisierte Kavitäten“) mit Pilzhyphen besiedelt (Abb. 31). Außerdem wurden Hyphen gefunden, die scheinbar ohne das Vorhandensein von erkennbaren Verwitterungszonen in den Mineralverband der Steine eindrangen (Abb. 32).

Wurzelgewebe wurden auf den Schliffen nur selten angetroffen. Die im Gegensatz zu Pilzhyphen im Querschnitt mehrzellig aufgebauten Feinwurzeln waren ausschließlich im Porenraum zu finden. Es ergaben sich keine Hinweise auf eine besondere „Skelett-affinität“ der Wurzeln bei der Erschließung des Bodens.

### 6.2.1 Diskussion Erschließung des Bodens durch Pilzhyphen

#### Methoden:

Im Gegensatz zu Dünnschliffen, bei denen die mikromorphologischen Objekte und Strukturen im Durchlicht untersucht werden und dadurch leichter zu identifizieren sind, ist bei der Arbeit mit Anschliffen ohne die Verwendung von Fluoreszenzfarbstoffen die mikroskopische Identifikation von Objekten und Strukturen nur eingeschränkt möglich. Während in der Literatur zahlreiche Färbetechniken beschrieben werden, die zur Erkennung von Pilzhyphen in Gewebeschnitten (z.B. WELTI 1993, MOTE et al. 1975) oder in konditionierten Bodenproben (EISENBRAND & WERTH 1959) eingesetzt werden, liegen für die Fluorochromierung von Anschliffen aus natürlich gelagerten Bodenproben allerdings noch keine etablierten Standardmethoden vor. Die Untersuchungen im Rahmen der vorliegenden Arbeit und der Untersuchung von SCHACK-KIRCHNER et al. (2000) zeigten die grundsätzliche Eignung von Acridinorange zur Identifikation von mikromorphologischen Bodenstrukturen und hyalinen Pilzhyphen. Die Fluorochromierung von pigmentierten Hyphen in Anschliffen aus natürlich gelagerten Bodenproben war mit

diesem Farbstoff allerdings nicht möglich, so dass die Identifikation der bräunlich-schwarzen, pigmentierten Hyphen je nach Farbe der mikropedologischen Umgebung, insbesondere im Bodenskelett, teilweise erschwert war.

### Ergebnisse

Es gibt inzwischen eine Vielzahl von Publikationen, in denen auf die Bedeutung der Bodenstruktur für die Verteilung verfügbarer Nährelemente hingewiesen wird (z. B. HILDEBRAND 1994, HORN & TAUBNER 1989, KAUPENJOHANN & HANTSCHHEL 1987). Die Qualität der Nährelementversorgung hängt also häufig davon ab, inwieweit Boden(mikro)kompartimente mit verfügbaren Nährelementpools durch Feinwurzeln und/oder Mykorrhizapilze erschlossen werden können. Untersuchungen zur Wurzelverteilung im Boden zeigten, dass Feinwurzeln von aerenchymlosen Waldbäumen bevorzugt im Makroporenraum wachsen (BABEL 1990, HATANO et al. 1988). Auch bei der vorliegenden Untersuchung waren die Feinwurzeln ausschließlich in den Makroporen zu finden. Die ökologische Erklärung dafür dürfte in der gleichzeitigen Verfügbarkeit von Nährelementen, Wasser und Bodenluft im Makroporenraum liegen (NOORDWIJK et al. 1993).

Andererseits ist bekannt, dass gerade die mit dem Makroporenwasser in Kontakt stehenden Aggregatoberflächen an wasserlöslichen und austauschbaren Nährelementen selektiv verarmt sein können (HILDEBRAND 1991). Daher ist die Frage, ob Mykorrhiza-Hyphen als „verlängerte Hand“ der Feinwurzeln auch Bodenkompartimente erschließen können, die aufgrund der physikalischen Randbedingungen nicht zur eigentlichen Rhizosphäre gehören, von zentraler Bedeutung für das Verständnis der Nährelementaufnahme im Boden. Wichtige Erkenntnisse zu dieser Fragestellung finden sich bei SCHACK-KIRCHNER et al. (2000), die die mikropedologische Umgebung von Hyphen in skelettarmen Waldböden erfassten und quantifizierten. Dabei stellte sich heraus, dass nur ein geringer Anteil der Hyphen in die Bodenmatrix hineinwächst und die Eindringtiefe überwiegend auf den unmittelbaren Randbereich der Bodenaggregate beschränkt ist. Als Ursache dafür werden die geringere Sauerstoffverfügbarkeit und mechanische Restriktionen für das Hyphenwachstum im Aggregatinneren genannt.



Andererseits zeigen Ergebnisse von JONGMANS et al. (1997), dass auf Granitstandorten Hyphen von Mykorrhizapilzen das Mikroporensystem von Feldspäten oder Hornblenden erschließen und auf diesem Wege Nährelemente wahrscheinlich direkt aus dem Gesteinsinneren aufnehmen können („rock-eating fungi“). Dieser von VAN BREEMEN et al. (2000b) als „Mycorrhizal weathering“ bezeichnete Befund wurde allerdings nur auf podsolierten und mit Nadelholz bestockten Standorten beobachtet und beschränkte sich überwiegend auf den Bleichhorizont (Ahe-Horizont). Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit liefern nun ähnliche Ergebnisse für den Ah- und Bv-Horizont eines skelettreichen Gneisstandortes. Neben einer „Sekundär-Besiedlung“ in den vermiculitisierten Verwitterungszonen der Steine (Feinboden im Skelett) wurden auch im Conventwald Pilzhyphen beobachtet, die ohne das Vorhandensein von erkennbaren Verwitterungszonen in den Mineralverband der Steine eindringen („Primär-Besiedlung“). VAN BREEMEN et al. (2000a) gehen davon aus, dass Pilz-Myzelien sich zur Nährelementaufnahme durch Ausscheidung von organischen Säuren aktiv in Minerale „hineinbohren“ und über die Schaffung eines Mikroporensystems die Verwitterung in den Steinen antreiben. Dies kommt einem „Bypass-Effekt“ gleich, da die (Makroporen-)Bodenlösung bei der Nährelementassimilation umgangen wird. Die Erschließung des Bodenskeletts durch Pilzhyphen kann als eine ökosystemare Anpassungsreaktion an die ungünstigen bodenchemischen Eigenschaften der Feinerde gewertet werden.

Sowohl bei den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit, als auch bei den oben zitierten Arbeiten (VAN BREEMEN 2000a+b) handelt es sich um rein explorative, qualitative Befunde, über deren Allgemeingültigkeit nichts bekannt ist. Zuverlässige Aussagen über den tatsächlichen Beitrag des Bodenskeletts bei der Nährelementaufnahme durch Pilzhyphen sind nicht möglich, d. h. die Frage, ob Pilzhyphen gezielt skelettbürtige „hot spots“ der Nährelementspeicherung aufsuchen, kann noch nicht abschließend beantwortet werden. Das im Conventwald beobachtete Plausibilitätsdefizit zwischen alarmierenden bodenchemischen Kennwerten des Feinbodens einerseits und gutem Bestandeswachstum andererseits deutet allerdings auf eine Ersatzfunktion des Bodenskeletts für die Bestandesernährung hin.

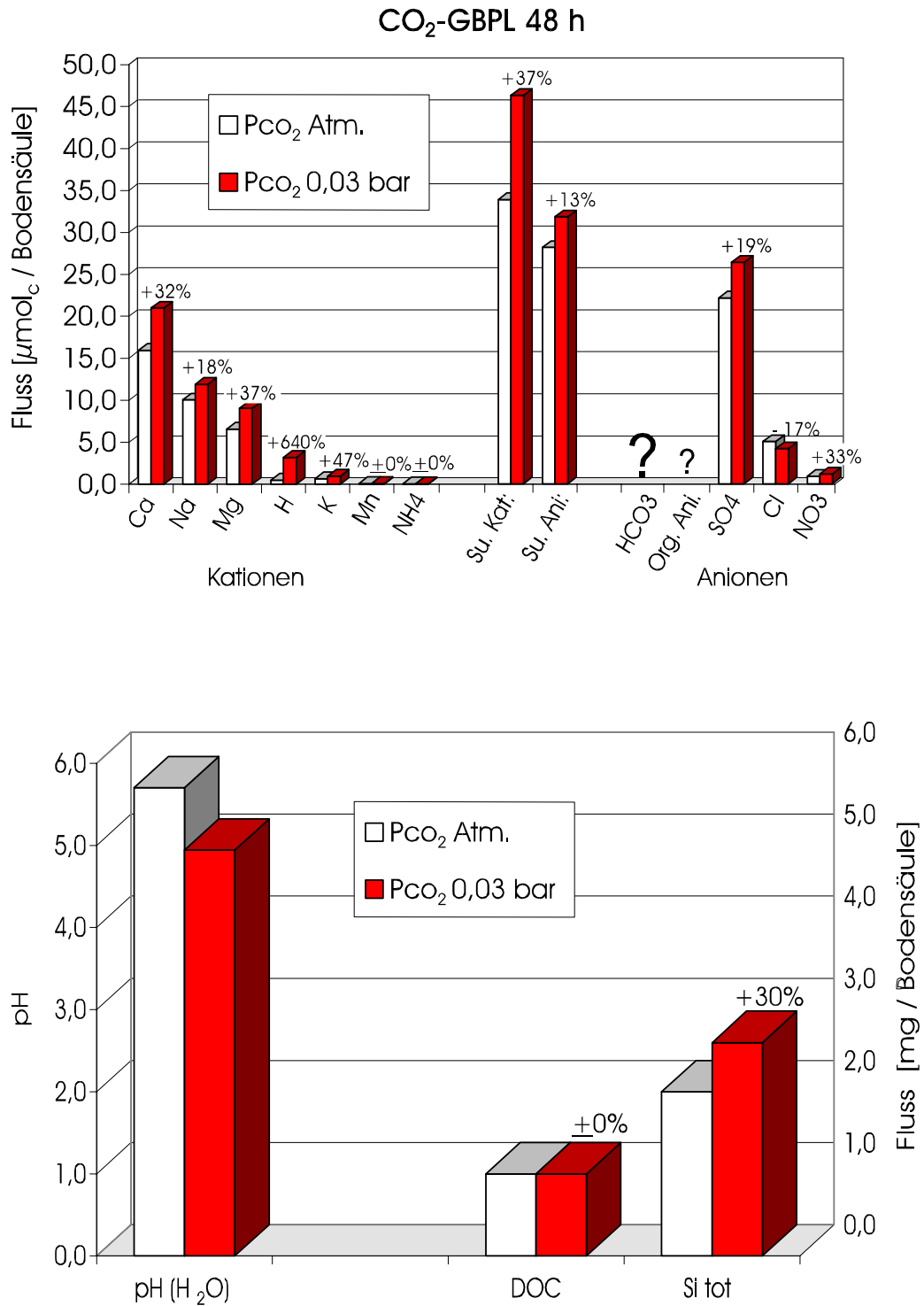
## 7 Die Rolle der Kohlensäure bei der Ionenfreisetzung

Es kamen ausschließlich Bodenproben aus dem Cv-Horizont (120-140 cm Tiefe) des Standortes Conventwald zum Einsatz. In diesem Tiefenbereich werden pH-Werte deutlich >5 gemessen, d.h. der Boden befindet sich hier noch im Aktivitätsbereich der Kohlensäure. Mit Skelettanteilen von über 60 - 70 vol % setzt sich in dieser Tiefe der Gesamtboden überwiegend aus Steinen zusammen.

### 7.1 Kurzzeitversuche: Gleichgewichts-Bodenporenlösungen (GBPL Aqua dest.)

Die Ergebnisse der GBPL-Kurzzeitversuche sind in Abb. 33 dargestellt. Die Erhöhung des Partialdruckes von 0,00035 (=  $P_{\text{CO}_2}$  der Atmosphäre) auf 0,03 bar führt zu einer deutlichen Steigerung der Ionenfreisetzung. Bei den Kationen dominiert in der GBPL  $\text{Ca}^{2+}$ , das bei erhöhtem  $\text{CO}_2$ -Partialdruck eine über ein Drittel höhere Freisetzung zeigt. Ebenfalls erheblich höhere Mobilisierungen sind bei  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  und  $\text{Na}^+$  zu beobachten. Insgesamt steigt mit der Erhöhung des  $\text{CO}_2$ -Partialdruckes die Kationenaktivität in der GBPL um 37 % an. Auf der Anionenseite dominiert  $\text{SO}_4^{2-}$ . Die Summe der Anionenäquivalente ist kleiner als die Summe der Kationenäquivalente. Dieses Anionendefizit von ca. 5  $\mu\text{mol}_c$  steigt mit der Erhöhung des  $\text{CO}_2$ -Partialdruckes auf ca. 15  $\mu\text{mol}_c$  an. Die Anionenlücke kann durch analytisch nicht erfasstes  $\text{HCO}_3^-$  erklärt werden. Die Rolle organischer Anionen dürfte dagegen nur unbedeutend sein, da bei beiden  $\text{CO}_2$ -Behandlungen die DOC-Werte gleich hoch und mit ca. 1 mg/l relativ gering sind.

Der  $\text{pH}_{(\text{H}_2\text{O})}$ -Wert der GBPL sinkt mit der Erhöhung des  $\text{CO}_2$ -Partialdruckes von 5,7 auf 4,9. Rechnerisch müsste sich bei einer Temperatur von 10°C und einem  $\text{CO}_2$ -Partialdruck der Bodenluft von 0,03 bar ein pH-Wert von 4,7 einstellen (APPELO & POSTMA 1993). Die Differenz von 0,2 pH-Einheiten ist durch das Ausgasen von  $\text{CO}_2$  während des pH-Messvorganges mit der Glaselektrode zu erklären. Eine korrekte pH-Messung wäre nur



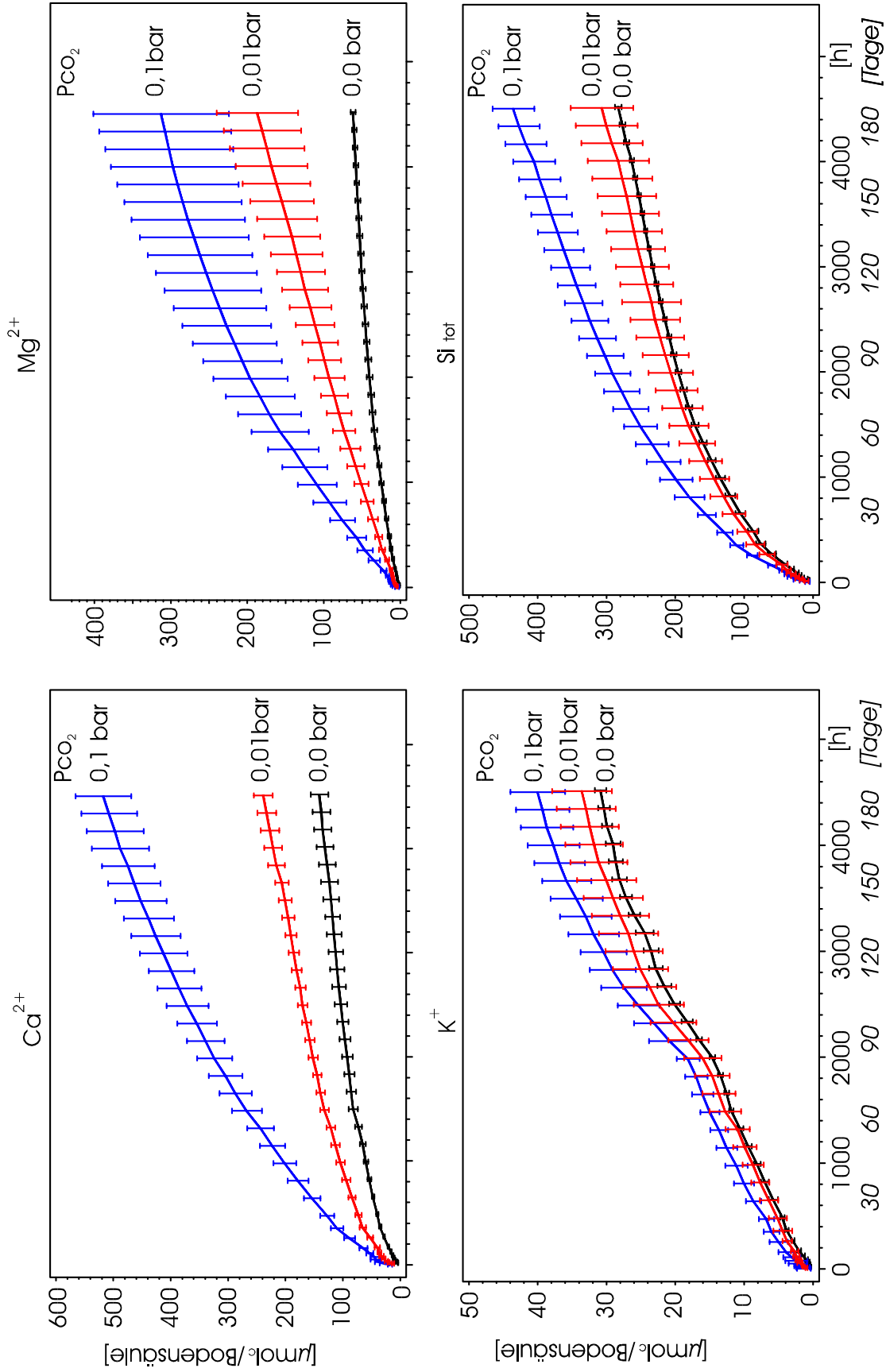
**Abb. 33:** Gleichgewichts-Bodenporenlösungen (48h) aus dem Cv (120 cm Tiefe) des Standortes Conventwald: Die Auswirkungen unterschiedlicher CO<sub>2</sub>-Partialdrücke in der Bodenluft ( $\text{Pco}_2$  atm = 0,00035 bar und  $\text{Pco}_2$  = 0,03 bar) auf die kurzfristige Ionenmobilisierung (oben), den pH-Wert sowie die DOC und Si<sub>tot</sub> Freisetzung (unten).

innerhalb eines geschlossenen Systems bei entsprechender Kontrolle von Temperatur und  $\text{CO}_2$ -Partialdruck möglich. Bei den im folgenden Kapitel beschriebenen Langzeitversuchen (Kap. 7.2) wurde daher bei den Behandlungen mit erhöhtem  $\text{CO}_2$ -Partialdruck auf die Messung der pH-Werte verzichtet.

Mit der Erhöhung des  $\text{CO}_2$ -Partialdruckes ist auch eine deutliche Steigerung der  $\text{Si}_{\text{tot}}$ -Freisetzung (+ 30 %) zu beobachten (Abb. 33, unten). Bei pH-Werten < 9 liegt Si in der Bodenlösung überwiegend in Form von ungeladener Ortho-Kieselsäure ( $\text{H}_4\text{SiO}_4^0$ ) vor (LINDSAY 1979). Der Si-Gehalt der Bodenlösung wird vorwiegend durch die Verwitterung, sowie durch Ad- und Desorptionsprozesse mit Fe- und Al-Oxiden bestimmt (BROWN & MAHLER 1987). Beim vorliegenden GBPL-Versuch kommt für den Anstieg des gelösten Si bei der Variante mit erhöhtem  $\text{CO}_2$ -Partialdruck in erster Linie die mit abnehmendem pH-Wert steigende Freisetzung aus Oxiden in Frage, da Verwitterungsprozesse bei einem Kurzzeitversuch von 48 h nur eine sehr untergeordnete Rolle spielen dürften.

## 7.2 Langzeitversuche: Bodenporenlösungen (BPL Aqua dest.)

Bei den Langzeitversuchen wurde im offenen Perkolationsystem (BPL-Ansatz) die langfristige Ionenmobilisierung untersucht. Die Ergebnisse dieses Verwitterungsexperimentes sind in Abb. 34 dargestellt. Auch bei den Langzeitversuchen ist  $\text{Ca}^{2+}$  das Kation, das die größten Freisetzungsraten zeigte. Dabei ist eine klare Abhängigkeit vom  $\text{CO}_2$ -Partialdruck in der Bodenluft zu beobachten. Im Vergleich zur Kontroll-Variante – hier setzte sich die Bodenatmosphäre aus  $\text{CO}_2$ -freier, synthetischer Luft zusammen – war die kumulative  $\text{Ca}^{2+}$ -Freisetzung nach 6 Monaten bei der Variante mit einem  $\text{CO}_2$ -Partialdruck von 0,01 bar fast doppelt so hoch. Bei der „Extrem-Variante“ mit einem  $\text{CO}_2$ -Partialdruck von 0,1 bar wurde in diesem Zeitraum ungefähr das Vierfache an  $\text{Ca}^{2+}$  gegenüber der Kontrollvariante freigesetzt. Vergleichbare Relationen bei der langfristigen Freisetzung wurden für  $\text{Mg}^{2+}$  gemessen. Im Gegensatz dazu war bei  $\text{K}^+$  die Reaktion auf die unterschiedlichen  $\text{CO}_2$ -Behandlungen weniger stark ausgeprägt. Im Vergleich zur



**Abb. 34:** Standort Conventwald: Langfristige Mobilisierung von Ca, Mg, K und Si in Abhängigkeit vom CO<sub>2</sub>-Partialdruck (P<sub>CO<sub>2</sub></sub>) in der Bodenluft (natürlich gelagerter Gesamtboden aus dem Cv-Horizont in 120 cm Tiefe).

Kontrolle wurden nur bei der Extremvariante ( $P_{\text{CO}_2} = 0,1$  bar) signifikant höhere Freisetzungsraten bestimmt (Streubalken überlappen sich nicht). Ein ähnliches Bild zeigt sich bei der Freisetzung an gelöstem Si. Auch hier war nur bei der Extremvariante eine deutlich höhere Si-Freisetzung zu beobachten, während die Kontrolle und die Variante mit bodentypischem  $\text{CO}_2$ -Partialdruck ( $P_{\text{CO}_2} = 0,01$  bar) keine signifikanten Unterschiede in der Langzeit-Mobilisierung zeigten.

Zur Beurteilung der in den Langzeitversuchen freigesetzten Ionenmengen wurden Verwitterungsraten kalkuliert. Dazu wurde unterstellt, dass die Lösungskonzentration der letzten Perkolationsfraktion (nach ca. 180 Tagen) den steady-state Output darstellt. Als Sickerwasserrate wurden 800 mm zugrundegelegt. Darüber hinaus wurden Verwitterungsraten mit dem bodenchemischen steady-state Modell PROFILE (WARFVINGE & SVERDRUP 1992, vgl. Kap. 8) berechnet. Die Ergebnisse sind in Tabelle 10 aufgeführt. Mit Ausnahme von Kalium liegen die Verwitterungsraten, die aus der Versuchsvariante mit bodentypischem  $\text{CO}_2$ -Partialdruck ( $P_{\text{CO}_2} = 0,01$  bar) abgeleitet wurden, bei allen anderen Kationen deutlich über den mit dem Modell PROFILE berechneten Verwitterungsraten. In der Summe übertrifft die mit den Ergebnissen der Langzeitversuche ( $P_{\text{CO}_2} = 0,01$  bar) berechnete Verwitterungsrate der Mb-Kationen die PROFILE-Berechnung um mehr als das Achtfache. Die größte Differenz zeigte dabei  $\text{Ca}^{2+}$  (mehr als das 50fache des PROFILE-Wertes) und  $\text{Na}^+$  (das 80fache der PROFILE-Kalkulation).

**Tab. 10:** Berechnete Verwitterungsraten: Perkolationsversuche versus bodenchemisches steady-state Modell PROFILE.

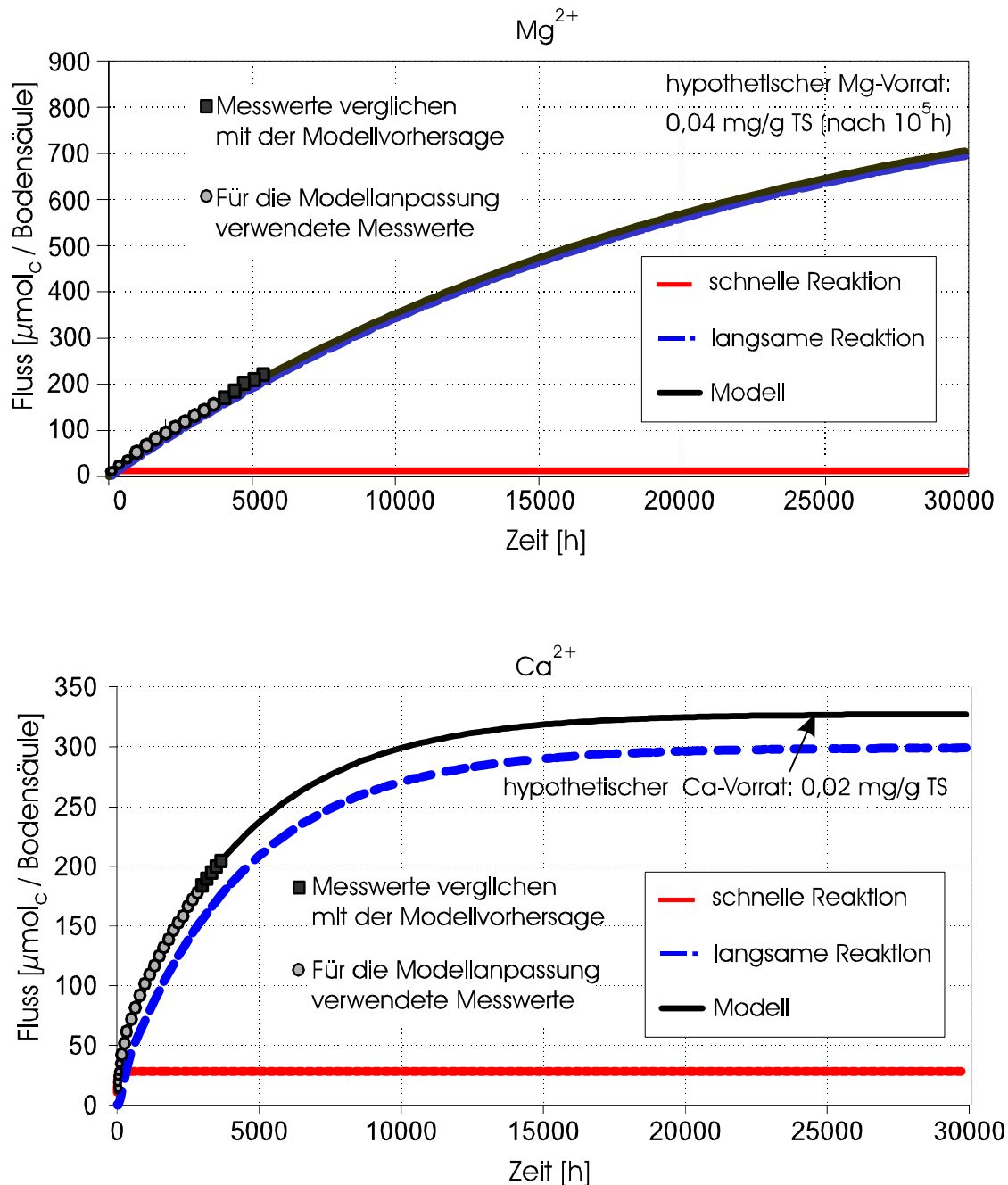
kmol/ha a <sup>-1</sup> (1 m Bodentiefe)	Perkolations-Experimente		PROFILE
	Pco <sub>2</sub> 0,00 bar	Pco <sub>2</sub> 0,01 bar	
<b>Ca</b>	1,4	3,9	0,07
<b>Mg</b>	0,7	3,5	0,7
<b>K</b>	0,27	0,33	0,24
<b>Na</b>	0,6	0,8	0,01
<b>Mb-Kationen</b>	<b>3,0</b>	<b>8,5</b>	<b>1,0</b>
<b>Si<sub>tot</sub></b>	3,6	4,9	9,8

Invers dazu stellen sich die Ergebnisse der Si-Verwitterungsraten dar. Hier sind die mit PROFILE berechneten Werte doppelt so hoch wie der mit Hilfe des Langzeitversuches ( $P_{\text{CO}_2}=0,01$  bar) berechnete Si-Austrag.

### 7.3 Diskussion der Perkulationsversuche mit kontrolliertem $\text{CO}_2$ -Partialdruck in der Bodenluft

Sowohl die Kurzzeit- als auch die Langzeitversuche zeigen, welche Schlüsselrolle der  $\text{CO}_2$ -Partialdruck der Bodenluft am Standort Conventwald für die Ionenmobilisierung im Übergangsbereich zwischen Pedo- und Lithosphäre spielt. Nach den Untersuchungen von SCHACK-KIRCHNER & HILDEBRAND (1998) können im Conventwald für den untersuchten Cv-Horizont  $\text{CO}_2$ -Partialdrücke um 0,01 bar als bodentypisch angesehen werden. Der  $\text{Ca}^{2+}$  und  $\text{Mg}^{2+}$ -Output zeigte eine besonders starke Reaktion auf die Begasung mit bodentypischem  $\text{CO}_2$ -Partialdruck. Allerdings liegen die daraus berechneten „Verwitterungsraten“ für die Mb-Kationen mit  $8,5 \text{ kmol ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$  auf einem sehr hohen Niveau. In der Literatur werden für silikatische Ausgangsgesteine Verwitterungsraten im Bereich von  $0,4\text{-}1,0 \text{ kmol ha}^{-1} \text{ a}^{-1} \text{ m}^{-1}$  genannt (z. B. MEIWES et al. 1984, ULRICH 1988). Die mit PROFILE kalkulierte Verwitterungsrate bewegt sich mit  $1,0 \text{ kmol}$  zwar auf einem hohen Niveau, liegt aber durchaus noch in einer realistischen Größenordnung. Bei der PROFILE-Modellierung wurden sowohl der bodentypische  $\text{CO}_2$ -Partialdruck berücksichtigt als auch die skelettbürtigen Ionenmobilisierungspotenziale integriert, die standardmäßig eigentlich nicht zu den Eingangsparametern von PROFILE gehören (siehe dazu Kap. 8). Eine mögliche Erklärung für die sehr hohen Mb-Kationen-Freisetzungsraten des Langzeitversuches könnte in der Verwendung von Aqua dest. als Extraktionslösung liegen. Im Vergleich zur natürlichen Bodenlösung entsteht ein hoher Löslichkeitsgradient zwischen perkolierender Lösung und den umströmten Oberflächen der Bodenprobe. Dadurch könnte die Ionenfreisetzung zusätzlich angetrieben werden.

## Kationen-Freisetzung als chemisches Reaktionsmodell 1. Ordnung



**Abb. 35:** Standort Conventwald: Die langfristige Mobilisierung von  $\text{Mg}^{2+}$  (oben) und  $\text{Ca}^{2+}$  (unten) als chemisches Reaktionsmodell 1. Ordnung (Messwerte der Variante mit bodentypischem Partialdruck  $P_{\text{CO}_2} = 0,01$  bar). Bei  $\text{Ca}^{2+}$  verläuft die zugrundegelegte Modellreaktion so schnell, dass innerhalb des dargestellten Zeitraumes (entspricht ca. 12 Jahressickerraten à 800 mm) auf den hypothetischen Vorrat geschlossen werden kann. Die Freisetzungskinetik von  $\text{Mg}^{2+}$  dagegen ist deutlich langsamer; die asymptotische Annäherung an den hypothetischen Vorrat wird erst nach  $10^5$  h erreicht (ca. 42 Jahressickerraten).



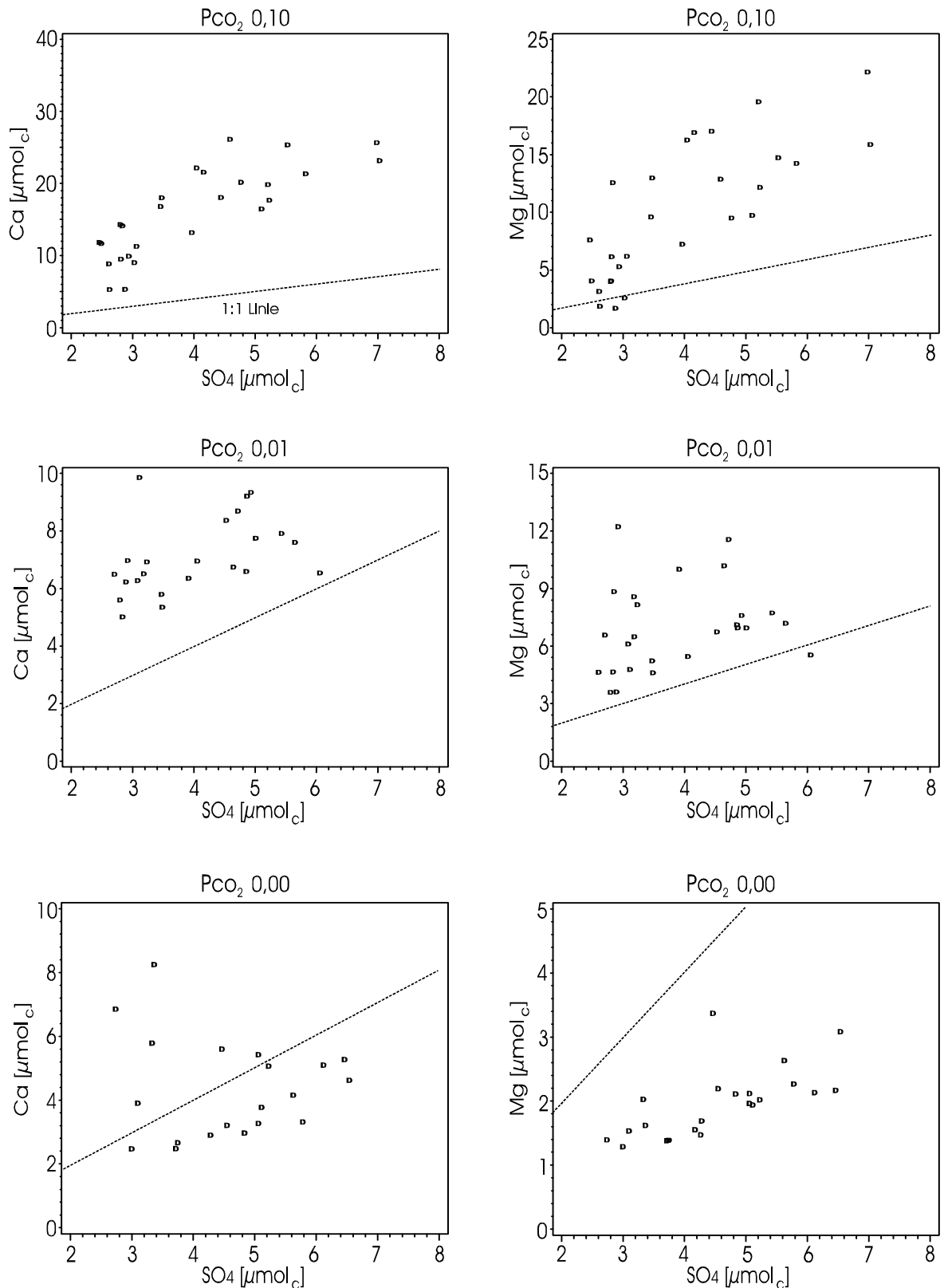
Die sehr hohe Mb-Kationen-Verwitterungsrate des Langzeitexperimentes kommt durch eine entsprechend hohe  $\text{Ca}^{2+}$ -,  $\text{Mg}^{2+}$ - und  $\text{Na}^+$ -Freisetzung zustande. Dagegen zeigen die  $\text{K}^+$ -Verwitterungsraten des Langzeitexperimentes und der PROFILE-Kalkulation dieselbe Größenordnung. Bei  $\text{Si}_{\text{tot}}$  liegt die aus dem Langzeitversuch abgeleitete Verwitterungsrate sogar deutlich unter dem Wert der PROFILE-Berechnung. Dies ist ein Hinweis darauf, dass die Verwendung von Aqua dest. als Extraktionsmittel den Zerfall von Silikatgittern und amorphen Silikaten kaum erhöht haben dürfte. Es bleibt aber das Problem, wie die hohen  $\text{Ca}^{2+}$ - und  $\text{Mg}^{2+}$ -Konzentrationen zustande kommen.

Zur Überprüfung der Frage, ob die beobachteten Mobilisierungsraten an  $\text{Ca}^{2+}$  und  $\text{Mg}^{2+}$  ausschließlich durch die Silikatverwitterung zu erklären sind, wurden die in den Langzeitversuchen beobachteten Freisetzungskinetiken mit Hilfe von Reaktionsmodellen 1. Ordnung parametrisiert (vgl. Kap 2.9). Die Anpassung der Messwerte erfolgte in einem Gesamtmodell, das sich aus 2 Teilreaktionen zusammensetzt. Eine erste, kurze und schnelle Reaktion, die sowohl bei  $\text{Ca}^{2+}$  als auch bei  $\text{Mg}^{2+}$  bereits nach ungefähr 50 h sich asymptotisch der Freisetzungsrate 0 näherte, sowie eine zweite, wesentlich langsamer verlaufende Reaktion. Nach der Modellanpassung konnten die weiteren Freisetzungsraten genau vorhergesagt werden (Abb. 35). Durch Extrapolation des Gesamtmodells wurde der dem Reaktionsmodell 1. Ordnung zugrundeliegende hypothetische  $\text{Ca}^{2+}$ - bzw.  $\text{Mg}^{2+}$ -Vorrat berechnet. Bei  $\text{Ca}^{2+}$  verläuft die Modellreaktion so schnell, dass bereits innerhalb des in Abb. 35 dargestellten Zeitraumes von  $3 \cdot 10^4$  h (entspricht ca. 12 Jahressickerraten à 800 mm) auf den hypothetischen Vorrat von 0,02 mg/g TS geschlossen werden kann. Die Freisetzungskinetik von  $\text{Mg}^{2+}$  dagegen ist zwar deutlich langsamer, dennoch wird die asymptotische Annäherung an den hypothetischen Vorrat von 0,04 mg/g TS bereits nach 42 Jahressickerraten ( $10^5$  h) erreicht. Der Vergleich der berechneten Vorräte mit den im Salpeteraufschluss gemessenen Elementgehalten des

**Tab. 11:** Standort Conventwald: Elementgehalte im Gesamtboden (120 cm Tiefe; Buchen-Stangenholz); in Klammern die mit dem Reaktionsmodell 1. Ordnung berechneten hypothetischen Vorräte.

Mg/g TS	Ca	Mg	K
Feinboden	0,35	16,87	26,61
Skelett	0,42	13,38	17,07
<b>Gesamtboden*</b>	<b>0,40 (0,02)</b>	<b>14,43 (0,04)</b>	<b>19,93</b>

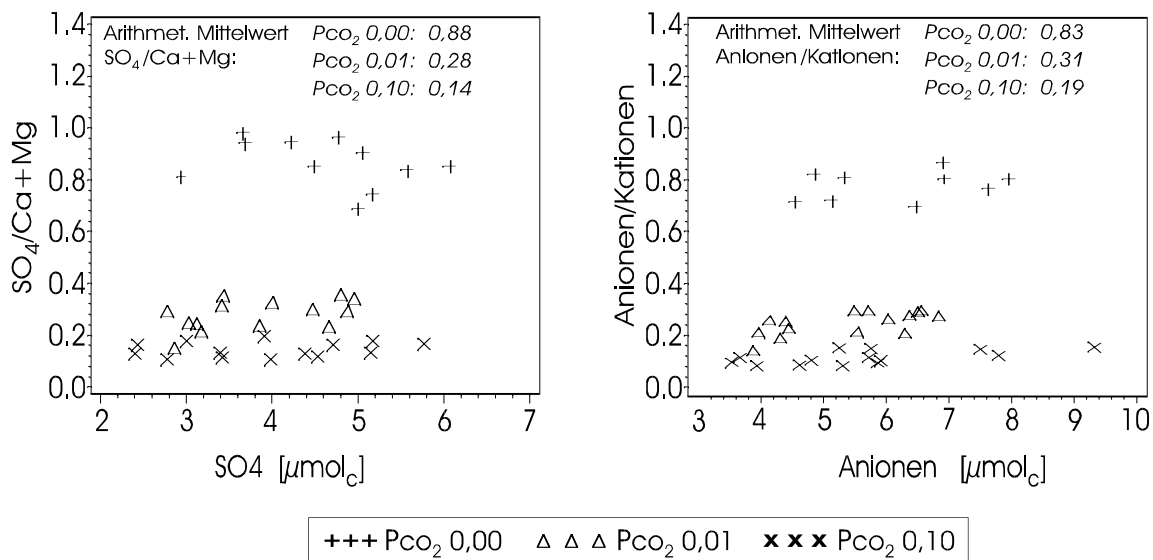
\* nach Feinboden- und Skelettanteilen gewichtete Werte



**Abb. 36:** Standort Conventwald: Die Mobilisierung von Ca<sup>2+</sup> und Mg<sup>2+</sup> in Abhängigkeit von der SO<sub>4</sub>-Freisetzung bei unterschiedlichen CO<sub>2</sub>-Partialdrücken. Da die Anionen während des Langzeitexperiments nur in Stichproben analysiert werden konnten, ist eine Darstellung der SO<sub>4</sub>-Freisetzung als Zeitreihe nicht möglich (Angaben P<sub>CO<sub>2</sub></sub> in bar).

Gesamtbodens (Tab. 11) verdeutlicht, dass mit den silikatgebundenen Ca- und Mg-Anteilen die im Langzeitexperiment beobachteten Freisetzungsraten nicht erklärt werden können. Bei Ca liegt der hypothetische Vorrat um den Faktor 20, bei Mg um den Faktor 360 unter den analysierten Elementgehalten des Gesamtbodens. Dies stützt die Annahme des Vorhandenseins schnell löslicher Festphasen, wie z. B. die Auflösung metastabiler Sulfatverbindungen.

Bereits die Kurzzeitversuche zeigten, dass  $\text{SO}_4^{2-}$  das dominierende Anion in der  $\text{GBPL}_{48\text{ h}}$  war. Nach den Untersuchungen von v. WILPERT et al. (1996a) sind im Conventwald in 120 cm Tiefe mit ca.  $200\text{ kg ha}^{-1}$  beträchtliche S-Vorräte im Boden gespeichert. Dabei können organische S-Bindungsformen in dieser Tiefe weitgehend ausgeschlossen werden (siehe dazu C-Gehalte in Tab. A3 1). Entsprechend den Ergebnissen von ALEWELL (1995) und WEAVER et al. (1985) ist bei abnehmendem Sulfateintrag von einer steigenden Remobilisierung dieser Zwischenspeicher auszugehen. Durch die Perkolation der Bodensäulen mit Aqua dest. (Sulfat-Eintrag = 0) ist daher eine besonders schnelle Freisetzung zu vermuten. Zur Klärung dieser Frage sind in Abb. 36 die Mobilisierungen von  $\text{Ca}^{2+}$  bzw.  $\text{Mg}^{2+}$  über der entsprechenden  $\text{SO}_4$ -Freisetzung als



**Abb. 37:** Standort Conventwald: Bodenporenlösungen des Langzeitversuches aus dem Zeitraum 2000 bis 3700 h zur Charakterisierung der langfristigen Ionenfreisetzung (Stichproben); links:  $\text{SO}_4/(\text{Ca}+\text{Mg})$ -Verhältnisse über der  $\text{SO}_4$ -Mobilisierung; rechts: Anionen/Kationen-Verhältnisse über der Summe der analysierten Anionen ( $\text{SO}_4$ ,  $\text{NO}_3$  und  $\text{Cl}$ ); Angaben des  $\text{CO}_2$ -Partialdruckes ( $P_{\text{CO}_2}$ ) in bar; Kationen ohne  $\text{H}^+$ -Ionen;

**Tab. 12:** Standort Conventwald: Anionenmobilisierung in den Bodenporenlösungen (BPL Aqua dest.) des Langzeitversuchs in Abhängigkeit vom CO<sub>2</sub>-Partialdruck in der Bodenluft.

<b>CO<sub>2</sub>-Behandlung</b>	<b>µmolc</b>	<b>Mittelwert</b>	<b>N</b>	<b>Min.</b>	<b>Max.</b>
Pco <sub>2</sub> 0,00 bar	SO <sub>4</sub>	4,55	20	2,68	6,48
	NO <sub>3</sub>	0,01	20	0,00	0,13
	Cl	1,67	20	0,91	3,46
Pco <sub>2</sub> 0,01 bar	SO <sub>4</sub>	3,82	26	2,55	6,00
	NO <sub>3</sub>	0,00	26	0,00	0,00
	Cl	1,49	26	0,35	5,60
Pco <sub>2</sub> 0,10 bar	SO <sub>4</sub>	3,91	27	2,41	6,97
	NO <sub>3</sub>	0,01	27	0,00	0,14
	Cl	1,56	27	0,17	4,91

dargestellt (da die Anionen während des Langzeitexperiments nur in Stichproben analysiert werden konnten, ist die Darstellung der SO<sub>4</sub>-Freisetzung als Zeitreihe nicht möglich). Sowohl die Ca<sup>2+</sup>- als auch die Mg<sup>2+</sup>- Freisetzung zeigt zwar bei allen CO<sub>2</sub>-Behandlungen eine Korrelation mit der SO<sub>4</sub>-Mobilisierung, die bei zunehmenden CO<sub>2</sub>-Partialdruck in der Bodenluft insgesamt höheren Ca<sup>2+</sup>- und Mg<sup>2+</sup>- Freisetzungen können allerdings nicht durch entsprechend höhere SO<sub>4</sub>-Freisetzungen erklärt werden, da bei der Spannweite der SO<sub>4</sub>-Freisetzung keine Unterschiede zwischen den CO<sub>2</sub>-Behandlungen festzustellen sind (siehe auch Min./Max.-Werte in Tab. 12). Noch deutlicher kann dies durch die Berechnung von SO<sub>4</sub>/(Ca+Mg)-Verhältnissen gezeigt werden. Da insbesondere die langfristige Mobilisierung betrachtet werden soll, wurden nur Analyseergebnisse von Bodenporenlösungen aus der „fortgeschrittenen“ Versuchsphase (> 80 Tage ) für die Berechnung der SO<sub>4</sub>/(Ca+Mg)-Verhältnisse verwendet. Wie aus Abb. 37 hervorgeht, können bei der Versuchsvariante Pco<sub>2</sub> = 0,00 bar fast 90 % der Summe aus der Ca- und Mg-Mobilisierung durch die SO<sub>4</sub>-Freisetzung erklärt werden. Bei den Behandlungen mit erhöhtem CO<sub>2</sub>-Partialdruck sind dies nur 28 % (Pco<sub>2</sub> = 0,01 bar) bzw. 14 % (Pco<sub>2</sub> = 0,10 bar). Ähnliche Relationen sind im Vergleich der CO<sub>2</sub>-Behandlungen bei den Anionen/Kationen-Verhältnissen festzustellen (Abb. 37, rechts). Ist die Ionenbilanz der Kontrollvariante (Pco<sub>2</sub> 0,00 bar) noch annähernd geschlossen (Anionendefizit = 17 %), so steigt das Anionendefizit bei den Behandlungen mit erhöhtem Partialdruck auf über 80 % an.

Im Gegensatz zu  $\text{SO}_4$  kommt  $\text{NO}_3$  in der Bodenporenlösung (BPL Aqua dest.) überhaupt nicht oder nur in äußerst geringen Mengen vor (Tab. 12). Entsprechend der Herkunft der Bodenproben aus dem Cv-Horizont (120 cm Tiefe) mit nur geringen C-Gehalten (vgl. Tab. A4 1 im Anhang) und der gleichzeitigen Verwendung von Aqua dest. als Perkolationslösung kann davon ausgegangen werden, dass die Bedeutung „organischer Anionen“ sowie mikrobieller Stoffumsetzungen vernachlässigbar ist. Die Anionendefizite sind damit nur durch analytisch nicht erfasstes  $\text{HCO}_3^-$  zu erklären.

Bei der Kontrollvariante ist in der Ionenbilanz die Berücksichtigung der  $\text{H}^+$ -Aktivität vernachlässigbar ( $<10^{-5,6}$  mol/l). D. h. auf der Kationenseite kann eine der  $\text{HCO}_3^-$ -Aktivität äquivalente Mb-Kationenmenge unterstellt werden, die durch entsprechenden  $\text{H}^+$ -Verbrauch mobilisiert worden ist. Eine Interferenz durch Ma-Kationen ist bei  $\text{pH}>5,6$  weitgehend auszuschließen. Das Äquivalent des Anionendefizits kann daher bei der Kontrollvariante als Schätzwert der Mb-Kationenfreisetzung aus der Silikatverwitterung bewertet werden.

Eigentlich dürfte  $\text{HCO}_3^-$  bei der Kontrollvariante keine Rolle spielen. Kontrollmessungen während des Langzeitexperimentes zeigten allerdings, dass es praktisch unmöglich war, eine „echte“ Nullvariante zu fahren. Die Kontrollwerte des  $\text{Pco}_2$  in den Bodenluft schwankten meist in einem Bereich von 0,0002 bis 0,0003 bar.

Nachdem weiter oben gezeigt werden konnte, dass bei der Kontrollvariante der weitaus überwiegende Anteil der mobilisierten Mb-Kationen aus schnelllöslichen Festphasen stammen muss, ist eine ökochemisch sinnvolle Interpretation der in Kap. 7.2 (Tab. 10) berechneten Freisetzungsraten möglich:

Ausgehend von der in Tab. 10 aufgeführten Mb-Kationen Freisetzungsrate von  $3,0 \text{ kmol ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$  (bezogen auf eine 1 m starke Bodenschicht) und des 17-prozentigen Anionendefizits errechnet sich für die Kontrollvariante eine Mb-Kationen-Freisetzung von  $2,5 \text{ kmol}_c \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$  aus schnell löslichen Festphasen. **Der Restbetrag von  $0,5 \text{ kmol}_c \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$  ist dagegen der Silikatverwitterung zuzuschreiben, die protolytisch durch die einzige im System wirksame Säure, der Kohlensäure ( $\text{H}_2\text{CO}_3 \leftrightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$ ) vorangetrieben wird.** Eine Freisetzung aus der Mineralisierung von organischer Substanz ist - wie bereits weiter oben erläutert - auszuschließen. Auch eine Freisetzung

**Tab. 13:** Standort Conventwald: Aufteilung der aus den Langzeitversuchen abgeleiteten Mb-Kationen-Freisetzungsraten nach Freisetzungsquellen in Abhängigkeit vom CO<sub>2</sub>-Partialdruck in der Bodenluft. Berechnung über das (durch HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> erklärbare) Anionendefizit in der Ionenbilanz. Freisetzung bei 800 mm Sickerrate/Jahr (Angaben in kmol<sub>c</sub> ha<sup>-1</sup> a<sup>-1</sup>).

CO <sub>2</sub> - Behandlung	Mb-Kationen Freisetzungsraten	Anionen- defizit	Freisetzungsquelle:		
			schnelllös. Festphasen	Restbetrag= Silikatverwitterung	+ Austausch
Pco <sub>2</sub> 0,00 bar	3,0	17%	2,5	0,5	0
Pco <sub>2</sub> 0,01 bar	8,5	69%	2,6		5,9
Pco <sub>2</sub> 0,10 bar	12,3	81%	2,3		10,0

FP=schnelllösliche Festphasen.

durch Austausch von Mb-Kationen durch H<sup>+</sup>-Ionen scheidet aus, da im Cv-Horizont ausschließlich von Austauscherpätzen an Silikaten und Hydroxiden auszugehen ist, H<sup>+</sup>-Ionen aber in nennenswerten Umfang nur an Huminstoffen austauschbar gebunden werden können (NÄTSCHER 1987). Ebenfalls auszuschließen ist bei der CO<sub>2</sub>-armen Kontrollvariante eine Freisetzung durch Verdrängung von Mb-Kationen von den Austauschern durch (eintauschstarke) Al<sup>3+</sup>- oder Hydroxy-Al-Ionen (z.B. Al(OH)<sup>2+</sup> und Al(OH)<sub>2</sub><sup>+</sup>), da bei pH-Werten > 5,6 Al in der Bodenlösung keine Rolle spielen dürfte. Daher kann für die Kontrollvariante davon ausgegangen werden, dass der aus dem Anionendefizit hergeleitete Restbetrag (Tab.13) ausschließlich der Silikatverwitterung zuzuschreiben ist. Dieser Betrag von 0,5 kmol<sub>c</sub> ha<sup>-1</sup> a<sup>-1</sup> liegt im unteren Bereich der in der Literatur für Silikatstandorte genannten Größenordnungen von 0,4 bis 1,0 kmol<sub>c</sub> ha<sup>-1</sup> a<sup>-1</sup> (z. B. SVERDRUP 1990, MATZNER 1988, MEIWES et al.1984, ULRICH 1981).

Bei den Behandlungen mit Pco<sub>2</sub>=0,01 bar (berechneter pH=4,9) und Pco<sub>2</sub>=0,1 bar (berechneter pH=4,5) findet dagegen neben der Verwitterung primärer Silikate auch eine zunehmende Auflösung von Al-Oxiden und Verwitterung von Tonmineralen statt, d.h. Al tritt vermehrt in der Bodenlösung auf (LINDSAY 1979). Eine Verdrängung von Mb-Kationen vom Austauscher durch Al ist daher sehr wahrscheinlich, so dass die in Tab. 13

aufgeführten Restbeträge der Freisetzung nicht ausschließlich auf Silikatverwitterung sondern auch auf Austausch zurückzuführen sind. Für diese Annahme spricht auch, dass in den Bodenporenlösungen dieser CO<sub>2</sub>-Behandlungen Al nachgewiesen werden konnte. Die Al-Konzentrationen waren mit Werten von 0,00 mg/l bis max. 0,10 gering und erreichten nur sporadisch die ICP-Bestimmungsgrenze von 0,01 mg/l. Dies erscheint allerdings plausibel, wenn man bedenkt, dass die Al-Aktivität (Summe der Aktivität von Al<sup>3+</sup> und seiner Hydrolyse-Spezies Al(OH)<sup>2+</sup> und Al(OH)<sub>2</sub><sup>+</sup>) im Gleichgewicht mit Gibbsit bei pH 4,9 mit log -6,0 bzw. bei pH 4,5 mit log -5,2 ebenfalls sehr gering ist (berechnet nach LINDSAY 1979).

## 8 Bodenchemische Modelle

Die experimentellen Ergebnisse über die kurz- und langfristigen Mobilisierungspotentiale der Skelettfraktion am Beispiel des Standortes Conventwald geben Anlass, das bisherige Vorgehen bei der Herleitung von bodenchemischen Entwicklungsszenarien zu überprüfen. In allen derzeit angewandten bodenchemischen Modellen (z. B. Acid Progress, MALESSA et al. 1997, SAFE, SVERDRUP et al. 1995 oder PROFILE, WARVFINGE & SVERDRUP 1992) wird die Skelettfraktion als inerte Matrix betrachtet, die die Speicher- und Reglereigenschaften der Feinerde „verdünnt“. Im folgenden sollen am Beispiel der bodenchemischen Gleichgewichtsmodelle PROFILE und BODEN (AUGUSTIN et al. 1998) Möglichkeiten und Nutzen der Integration der Skelettfraktion in diese Modelle aufgezeigt werden.

### 8.1 Modell PROFILE

Bei PROFILE handelt es sich um ein hochparametrisiertes, bodenchemisches steady-state Modell mit einer entsprechend hohen Anzahl von Eingangsparametern. Eine Hauptkomponente dieses Modells ist die Berechnung der Verwitterung basischer Kationen und deren Wechselwirkung mit der Ionenfracht der Bodenlösung. Zur Integration der Skelettfraktion in den Modellierungsprozess bietet PROFILE bei der Eingabe der Eingangsparameter zwei Ansatzmöglichkeiten: zum einen die Korrektur der für Verwitterungsprozesse angreifbaren Oberfläche sowie zum anderen die Modifizierung der Mineralogie entsprechend der Mineralanalysen der Verwitterungszonen des Skeletts.

#### 8.1.1 Eingangsparameter Oberflächen

Nach der Programmbeschreibung der PROFILE Version 4.2 (BECKER 1999) ist der Eingabeparameter „Oberfläche“ als die für Verwitterungsprozesse angreifbare Mineraloberfläche definiert. Als bester Wert soll die BET-Oberfläche eingegeben werden.



Näherungsweise kann die Mineraloberfläche auch über nachstehende Formel ermittelt werden (verändert nach WARVFINGE & SVERDRUP 1995):

Standardgleichung PROFILE (Version 4.2):

Gl. (1)

$$Aw_{S_{\text{tand}}} = \left( \frac{S}{100} \right) \cdot \frac{\% \text{Ton}}{100} + 2,2 \cdot \frac{\% \text{Schluff}}{100} + 0,3 \cdot \frac{\% \text{Sand}}{100} - \frac{\% \text{Skel}}{100} \cdot \frac{\rho}{1400} \cdot 10^6$$

$Aw$ : chemisch wirksame Oberfläche [ $\text{m}^2 \text{m}^{-3}$ ]

$\%x$  Ton, Schluff, Sand und Skelettanteil ( $\% \text{Ton} + \% \text{Schluff} + \% \text{Sand} = 100$ )

$\rho$  Trockenraumdichte des Bodenlayers [ $\text{kg m}^{-3}$ ]

Gl. (1) enthält einen Skelettreduktionsterm ( $1,0 - \% \text{Skel}/100$ ), d.h. für den Skelettanteil wird unterstellt, dass die chemisch wirksamen Oberflächen gleich null sind. Wie die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit zeigten, ist diese Annahme für den Standort Conventwald nicht zutreffend. Eine Möglichkeit der Integration der skelettbürtigen, chemisch wirksamen Oberflächen liefert die Erhebung der Verwitterungszonen des Skeletts (Kap. 6.1). Bei den Verwitterungszonen handelt es sich um feinbodenartige Substanz im Skelett. Der „Feinboden im Skelett“ ist daher bei der Oberflächenherleitung dem „freien Feinboden“ zuzuschlagen. Dazu muss der Skelettreduktionsterm aus Gl. (1) um die Verwitterungszonenanteile des Skeletts reduziert werden. Dabei wird unterstellt, dass der Feinboden im Skelett eine mit dem freien Feinboden in etwa vergleichbare Textur besitzt und von den bildanalytisch bestimmten Flächenanteilen der Verwitterungszonen auf deren Gewichtsanteile geschlossen werden kann:

Verwitterungszonen-Korrektur:

Gl. (2)

$$Aw_{V_{wz}} = \left( \frac{S}{100} \right) \cdot \frac{\% \text{Ton}}{100} + 2,2 \cdot \frac{\% \text{Schluff}}{100} + 0,3 \cdot \frac{\% \text{Sand}}{100} - \frac{\% \text{Skel} \cdot b - \% V_{wz}/100}{100} \cdot \frac{\rho}{1400} \cdot 10^6$$

Eine andere Möglichkeit, die skelettbürtigen, chemisch wirksamen Oberflächen zu berücksichtigen, ist der Einbau der Ergebnisse der BET-Oberflächenmessungen des Skeletts in die Oberflächengleichung. Da BET-Oberflächen des Skeletts aus messtechnischen Gründen nur für die feineren Skelettklassen (2-7 mm und >7-15 mm)

bestimmt werden konnten, bieten sich hierzu zwei Alternativen an. Bei einer konservativen Vorgehensweise werden nur die BET-Oberflächen der gemessenen Korngrößenklassen berücksichtigt. Für die gröberen (Rest-) Skelettanteile wird unterstellt, dass diese keine chemisch wirksamen Oberflächen besitzen. Bei der in nachstehende Gl. (3) einzusetzenden  $BET_{Fein}$ -Oberfläche handelt es sich somit um einen nach Korngrößenklassenanteilen gewichteten Wert:

Korrektur mit BET-Oberfläche des Feinskeletts: Gl. (3)

$$A_{W_{BET-Fein}} = \frac{\% Fb}{100} \cdot \rho \cdot \frac{\% Ton}{100} + 2,2 \cdot \frac{\% Schluff}{100} + 0,3 \cdot \frac{\% Sand}{100} + \frac{\% Skel}{100} \cdot BET_{Fein} \cdot \frac{\rho}{1400} \cdot 10^6$$

Da es aber bekannt ist, dass auch das gröbere Skelett Verwitterungszonen und somit auch chemisch reaktive Oberflächen enthält (vgl. Kap. 6.1), ergibt sich eine weitere Variante der Oberflächenberechnung, in der die BET-Messungen auf das gesamte Skelett bezogen einfließen. Dazu wurde für die Berechnung der gewichteten BET-Oberflächen die Korngrößenklasse > 15 mm der nächst kleineren Klasse zugeschlagen.

Korrektur mit BET-Oberfläche des Gesamtskeletts: Gl. (4)

$$A_{W_{BET-Ges}} = \frac{\% Fb}{100} \cdot \rho \cdot \frac{\% Ton}{100} + 2,2 \cdot \frac{\% Schluff}{100} + 0,3 \cdot \frac{\% Sand}{100} + \frac{\% Skel}{100} \cdot BET_{Ges} \cdot \frac{\rho}{1400} \cdot 10^6$$

Eine Auflistung der mit diesen vier Ansätzen für jedes Bodenlayer berechneten Oberflächen ist in Tab. 14 zu finden. Im Vergleich zur Referenz ( $A_{W_{Stand}}$ ) ergibt sich bei allen Berechnungsformeln mit Skelettintegration eine deutliche Erhöhung der Oberflächen, deren Ausmaß vom Skelettgehalt des jeweiligen Bodenlayers bestimmt wird. Allerdings fällt die Erweiterung der Oberflächen bei der Variante  $A_{W_{VWZ}}$  mit max. 40 % wesentlich geringer aus, als bei den beiden Ansätzen mit BET-Oberflächenintegration (max.+190 %).

**Tab.14:** Standort Conventwald: Vergleich der mit verschiedenen Ansätzen berechneten Oberflächen ( $A_w$ ) des Gesamtbodens als Eingangsparameter für das Modell PROFILE.

<b>Tiefe</b>	<b><math>A_{wStand}</math></b> $m^2 m^{-3}$	<b><math>A_{wVwz}</math></b>	<b><math>A_{wBET-Fein}</math></b> (Angaben in % $A_{wStand}$ )	<b><math>A_{wBET-Ges}</math></b>	<b>Skelett</b> Gew%
<b>0-10</b>	$1,50 \cdot 10^6$	106	122	135	30
<b>10-30</b>	$1,56 \cdot 10^6$	110	134	153	40
<b>30-50</b>	$1,71 \cdot 10^6$	118	162	176	50
<b>50-80</b>	$2,50 \cdot 10^6$	118	161	175	50
<b>80-120</b>	$1,64 \cdot 10^6$	140	244	313	70
<b>120-145</b>	$1,87 \cdot 10^6$	140	227	287	70

### 8.1.2 Eingangsparameter mineralogische Zusammensetzung

Die in PROFILE berücksichtigten Minerale und deren Verwitterungskinetik stellen bei der Modellierung sensitive Parameter für die Freisetzung basischer Kationen dar. Standardmäßig einzugeben ist die prozentuale Zusammensetzung des Mineralbestandes nach Analyse des Feinbodens. Zum Einsatz kam hinsichtlich der Mineralzusammensetzung und der daraus resultierenden Verwitterungskinetiken eine auf mitteleuropäische Waldstandorte angepasste PROFILE-Version (BECKER 1999). Wie in Kap. 5.1 beschrieben, unterscheidet sich die mineralogische Zusammensetzung des „Feinbodens im Skelett“ deutlich vom „freien Feinboden“. Im „freien Feinboden“ überwiegen Al-Vermiculite, während in den Verwitterungszonen des Skeletts ausschließlich Vermiculite ohne Aluminiumhydroxid-Einlagerungen auftreten. Die Eingabe der prozentualen Zusammensetzung des Mineralbestandes wurde daher verändert. Entsprechend den Anteilen des „freien Feinboden“ bzw. des „Feinbodens im Skelett“ am Gesamtfeinboden wurde eine für die einzelnen Bodenhorizonte gewichtete Zusammensetzung des Mineralbestandes berechnet. Ein Vergleich der konventionellen und modifizierten Vorgehensweise bei der Eingabe des Mineralbestandes in das PROFILE-Modell ist in Tab. 15 aufgeführt.

**Tab.15:** Standort Conventwald: Vergleich der mit zwei verschiedenen Ansätzen berechneten mineralogischen Zusammensetzung als Eingangsparameter für die

PROFILE-Modellierung. Konv. = herkömmliche Methode mit der mineralogischen Zusammensetzung des freien Feinbodens ( $FB_{\text{Frei}}$ ); mod. = modifizierte Methode: gewichtete Mineralzusammensetzung aus freien Feinboden und Feinboden im Skelett ( $FB_{\text{Skel}}$ ). Alle Angaben in %.

Tiefe	0-10		11-30		31-50		51-80		81-120		121-145	
<b>Gewichtung</b> $FB_{\text{Frei}} : FB_{\text{Skel}}$	93:7		91:9		85:15		85:15		71:29		71:29	
<b>Methode:</b>	konv.	mod.	konv.	mod.	konv.	mod.	konv.	mod.	konv.	mod.	konv.	mod.
<b>Feldspat</b>	15	14	15	13,7	15	12,8	15	12,8	15	10,7	15	10,7
<b>prim. Chlorit</b>	12	15,8	20	20,9	21,5	23,3	25,5	26,7	27,5	27,1	27,5	27,1
<b>Al-Vermiculit</b>	32	29,3	28,5	25,9	28,5	24,2	26,5	22,5	25,5	18,1	25,5	18,1
<b>Vermiculit</b>	0	1	0	0,5	0	1,1	0	1,1	0	0,9	0	0,9
<b>Kaolinit</b>	3,5	3,3	3	2,7	3	2,6	3	2,6	3	2,1	3	2,1
<b>Illit</b>	13	22,6	11,5	16	12	18,6	11	17,7	11	27,4	11	27,4
<b>WL Chl./Verm.</b>	0	0,4	0	0,2	0	0,5	0	0,5	0	1,0	0	1,0

### 8.1.3 Übrige Eingangsparameter

Die Einbeziehung der Skelettfraction in PROFILE erfolgte auf der Basis einer Standard-Modellierung, die für das zur Ökosystemfallstudie Conventwald gehörende Fichten-Baumholz (Level II-Fläche der EU) zur Berechnung der Critical-Load an der Abteilung Bodenkunde der FVA Freiburg durchgeführt wurde. Außer den in den vorangehenden Kapiteln bereits behandelten Eingabeparametern „Oberfläche“ und „Mineralzusammensetzung“ wurden an allen übrigen Eingangsgrößen der Standardmodellierung keine weiteren Veränderungen vorgenommen.

### 8.1.4 Diskussion ausgewählter Modellierungsergebnisse

In Tab. 16 sind mit PROFILE berechnete Mb-Kationen-Verwitterungsraten des Fichten-Baumholzes am Standort Conventwald dargestellt. Ohne Berücksichtigung ( $AW_{\text{Stand}}$ ) der Skelettfraction beträgt die jährliche Verwitterung an Mb-Kationen über das gesamte Profil

**Tab.16:** Standort Conventwald (Fichten-Baumholz): Mit PROFILE berechnete Mb-Kationen-Verwitterungsraten in Abhängigkeit der verschiedenen Berechnungsansätze zur Eingangsgröße „verwitterbare Oberfläche“ (Angaben in  $\text{kmol ha}^{-1} \text{a}^{-1}$ ).

Tiefe [cm]	$AW_{Stand}$	$AW_{Vwz}$	$AW_{BET-Fein}$	$AW_{BET-Ges}$
0-10	0,083	0,102	0,116	0,128
11-30	0,157	0,179	0,217	0,251
31-50	0,151	0,190	0,262	0,286
51-80	0,327	0,408	0,563	0,617
81-120	0,235	0,350	0,637	0,860
121-145	0,171	0,258	0,454	0,556
<b>Gesamtes Profil</b>	<b>1,124</b>	<b>1,487 (+32 %)</b>	<b>2,249 (+100 %)</b>	<b>2,698 (+140 %)</b>

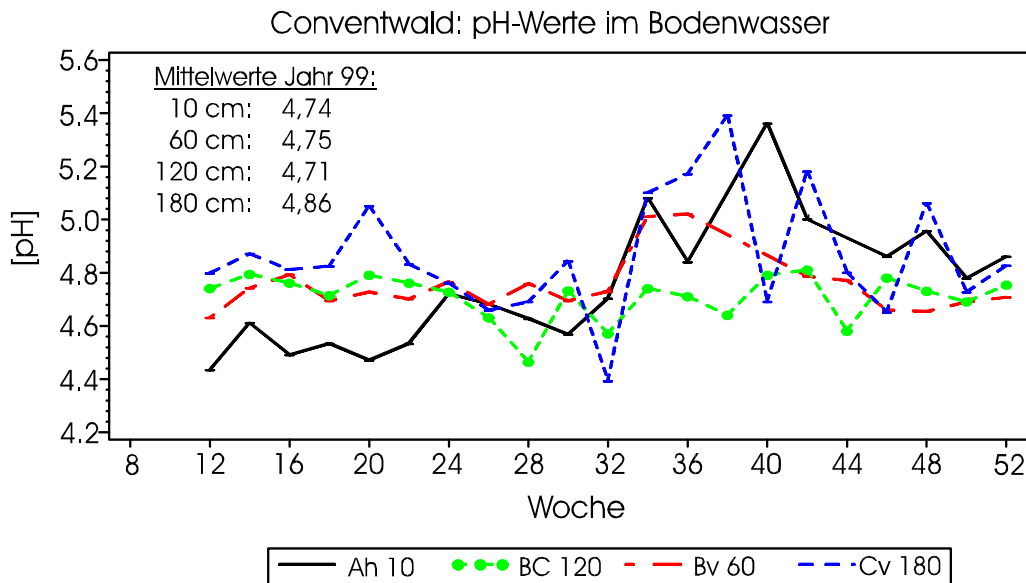
(Gesamttiefe 145 cm)  $1,12 \text{ kmol ha}^{-1} \text{a}^{-1}$ . Bezogen auf eine 1 m mächtige Verwitterungsdecke sind dies  $0,8 \text{ kmol ha}^{-1} \text{a}^{-1}$ . Dieser Wert liegt damit im oberen Bereich der in der Literatur für quarzreichere silikatische Standorte angegebenen Größenordnung von  $0,4$  bis max.  $1,0 \text{ kmol ha}^{-1} \text{a}^{-1} \text{m}^{-1}$  (z. B. HULTBERG et al. 1994, ZAHREI et al. 1993, MEIWES et al. 1984, ULRICH 1981). Bei Integration der skelettbürtigen Verwitterungszonen ( $AW_{Vwz}$ ) liegt die mit PROFILE berechnete Mb-Kationen-Verwitterungsrate mit  $1,49 \text{ kmol ha}^{-1} \text{a}^{-1}$  über 30 % höher als bei der Standardmodellierung. Werden die BET-Oberflächen des Skeletts bei der Modellierung berücksichtigt, steigt die jährliche Verwitterungsrate der Mb-Kationen sogar auf  $2,25 \text{ kmol ha}^{-1}$  bei Berücksichtigung der BET-Oberflächen des Feinskeletts ( $AW_{BET-Fein}$ ) bzw. auf  $2,70 \text{ kmol ha}^{-1}$  bei Berücksichtigung der BET-Oberflächen des Gesamtskeletts ( $AW_{BET-Ges}$ ). Legt man die Höhe der Silkatverwitterungsrate als „critical load“ für die maximale Säurepufferungsrate zugrunde, so bedeutet dies, dass im Fichten-Baumholz bei einer mittleren jährlichen Gesamtsäuredeposition von ca.  $1,8 \text{ kmol ha}^{-1}$  (v. WILPERT et al. 2000) die kritische Belastungsgrenze sowohl bei der Standardmodellierung als auch bei der Modellierung mit der Integration der skelettbürtigen Verwitterungszonen deutlich überschritten wird. Bei den „BET-Varianten“ dagegen berechnet PROFILE für das Gesamtprofil noch größere Säure-Pufferreserven.

Entsprechend dazu fallen die mit PROFILE modellierten pH-Werte der Bodenlösung aus (Tab. 17). Im tieferen Unterboden ist bei beiden „BET-Varianten“ ein deutlicher Anstieg auf pH-Werte um 7 festzustellen, während bei der Variante  $AW_{Vwz}$  in dieser Tiefe der pH-

Wert von 4,74 nur um 0,1 Einheiten über dem Wert der Standardmodellierung liegt. Eine Bewertung dieser Ergebnisse ist anhand des Vergleichs der modellierten pH-Werte mit den Freilandmessungen der Ökosystemfallstudie Conventwald möglich. Dazu sind in Abb. 38 die in den Lysimeterwässern des Fichtenbaumholz gemessenen pH-Werte als Zeitreihe während des Kalenderjahres 1999 dargestellt. In einer Tiefe von 120 cm schwanken die gemessenen pH-Werte im Bereich von 4.4 bis 4.8. Der Jahresmittelwert beträgt in dieser Tiefe 4,71. Dies entspricht exakt dem pH-Niveau, das in der Profilmodellierung für die Varianten  $AW_{Stand}$  und  $AW_{Vwz}$  berechnet wurde. In den Lysimeterwässern des Fichten-Baumholzes wurden selbst in 180 cm Tiefe während des Kalenderjahres 1999 nur selten pH-Werte über 5 gemessen. Der Jahresmittelwert liegt in dieser Tiefe bei 4,86. Dies ist ein klares Indiz dafür, dass bei den BET-Varianten sowohl die mit PROFILE modellierten pH-Werte als auch die Verwitterungsraten (Tab. 16) im tieferen (skelettreichen) Unterboden keine plausiblen Werte darstellen. Die Verwendung von BET-Messungen ist damit am Standort Conventwald keine geeignete Methode zur Quantifizierung der für Verwitterungsprozesse chemisch angreifbaren Oberflächen des Bodenskeletts. Die BET-Oberfläche liefert ein Maß für die durch Gas erreichbaren Oberflächen (BRUNAUER et al. 1958). Zur Abschätzung der für Verwitterungsprozesse relevanten Oberflächen ist die durch Wasser erreichbare Oberfläche ausschlaggebend. Bei einem hohen Feinporenanteil am Gesamtporenvolumen des Skeletts führen die BET-Messungen zwangsläufig zu einer Überschätzung der für Verwitterungsprozesse angreifbaren Oberflächen.

**Tab.17:** Standort Conventwald (Fichten-Baumholz): Mit PROFILE errechnete pH-Werte in der Bodenlösung in Abhängigkeit der verschiedenen Berechnungsansätze zur Eingangsgröße „verwitterbare Oberfläche“.

Tiefe [cm]	$AW_{Stand}$	$AW_{Vwz}$	$AW_{BET-Fein}$	$AW_{BET-Ges}$
0-10	4,71	4,73	4,75	4,76
11-30	4,00	4,00	4,01	4,01
31-50	3,97	3,98	4,00	4,02
51-80	4,26	4,28	4,33	4,36
81-120	4,61	4,65	4,83	5,50
121-145	4,65	4,74	6,74	7,27



**Abb. 38:** Standort Conventwald: Zeitreihe der pH-Werte im Lysimeterwasser des Fichten-Baumholzes (EU-Level 2-Fläche Nr. 806) im Tiefenvergleich (Kalenderjahr 1999).

Plausible Modellierungsergebnisse liefert dagegen der Ansatz, bei dem die Verwitterungszonen des Bodenskeletts als „Feinboden im Skelett“ dem „freien Feinboden“ zugeschlagen wurde. Die im Vergleich zur herkömmlichen PROFILE-Modellierung um ca. 30 % höhere Verwitterungsrate reicht zwar nicht aus, um innerhalb des betrachteten Tiefenbereichs (0-145 cm) die aktuelle Säuredeposition im Fichten-Baumholz zu neutralisieren, da aber auch im tieferen Cv-Horizont skelettbürtige Verwitterungszonen vorhanden sind, kann auch unterhalb des betrachteten Tiefenbereichs von einer beträchtlichen Säurepufferungskapazität ausgegangen werden. Diese Annahme wird durch die Messungen am Vorfluter des Einzugsgebietes des benachbarten Mischbestandes gestützt. Die pH-Werte des Bachwassers liegen ganzjährig in einem Bereich von 6,5 bis 7,5 (v. WILPERT et al. 1996a).

## 8.2 Modell BODEN

Mit dem Modell BODEN (AUGUSTIN et al. 1998) kann im Multi-Batchverfahren die Entwicklung des bodenchemischen Zustandes bei einer für das jeweilige Modellgebiet charakteristischen Eintragssituation prozessorientiert und bodenschichtweise simuliert werden. Die im Modell berücksichtigten Gleichgewichtsreaktionen und bodenchemischen Prozesse wurden in Kap. 2.8 beschrieben. Eine Modellierung im Multibatchverfahren bedeutet, dass der obersten Bodenschicht eine Lösung bestimmter Zusammensetzung (z. B. Bestandesniederschlag) zugegeben und die sich einstellende Gleichgewichtslösung berechnet wird. Das „Überstehende“, dessen Menge über die Feldkapazität berechnet wird, ist der Eintrag in die folgende Bodenschicht (SCHALL & AUGUSTIN 1996). Entsprechend der Vorgehensweise bei den Modellversuchen am Standort Conventwald wurde im 3-Schichtverfahren gearbeitet (Ah-, Bv-, und Cv-Horizont).

Im Vergleich zum „Verwitterungsmodell“ PROFILE kommt das Modell BODEN mit einer deutlich geringeren Anzahl von Eingangsparametern aus. Standardmäßig dienen als bodenchemische Eingangsparameter die Austauscherbelegungen des homogenisierten Feinbodens. Alternierend dazu wurde in der vorliegenden Arbeit die Kationenbelegung des natürlich gelagerten Gesamtbodens (=natürlich strukturierter Feinboden und Bodenskelett) verwendet, um diese unterschiedlichen Vorgehensweisen in ihren Auswirkungen auf das Modellierungsergebnis zu überprüfen.

### 8.2.1 Eingangsparameter

Die Eingangsparameter für das Modell sind in Tab. 18 im Vergleich der Varianten „Homogenisierter Feinboden“ und „Natürlich gelagerter Gesamtboden“ zusammengestellt. Für beide Varianten identische Eingangsparameter wurden bei den Gaines-Thomas-Selektivitätskonstanten, den Gibbssitkonstanten sowie für die Sulfatsorption gewählt (s. Anhang A5). Die Feldkapazität wurde entsprechend der Verwitterungszonenanteile im Skelett (Kap. 6.1) beim natürlich gelagerten Gesamtboden erhöht. Für die Austauschkapazitäten (Ake) und die prozentuale Austauscherbelegungen an Ca, Mg und K wurden die Ergebnisse der Modellversuche eingesetzt (Tab. A5 3 im Anhang).



**Tab.18:** Standort Conventwald: Eingangsparameter für das bodenchemische Modell BODEN im Vergleich der Varianten „Homogenisierter Feinboden“ und „Natürlich gelagerter Gesamtboden“. Als Austauschkapazitäten (Ake) und Austauschbelegungen wurden die Ergebnisse der Modellversuche eingesetzt. Die Eingangsdaten für die Verwitterung wurden in ihrer Höhe und Verteilung auf die Tiefenstufen in Anlehnung an die Ergebnisse der PROFILE-Modellierung gewählt.

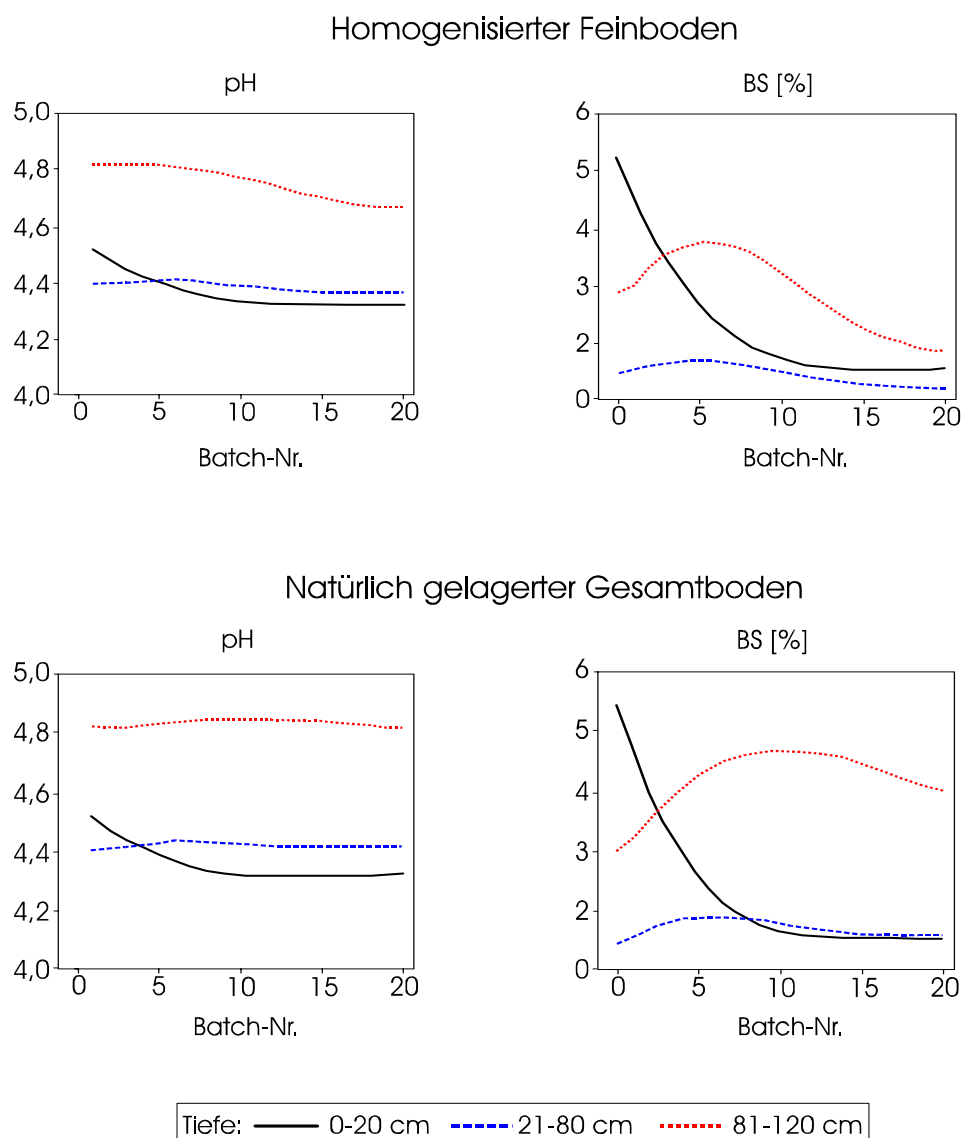
Parameter	Einheit	Homogenisierter Feinboden			Natürlich gelagerter Gesamtboden		
		Ah 0-20 cm	Bv 21-80 cm	Cv 81-120 cm	Ah 0-20 cm	Bv 21-80 cm	Cv 81-120 cm
Feldkapazität	m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>	0,20	0,17	0,15	0,21	0,19	0,17
Ake	mol/l	0,0566	0,0429	0,0088	0,0484	0,0417	0,0192
austb. Ca	%	2,559	0,281	1,406	2,401	0,365	1,292
austb. Mg	%	1,061	0,115	0,422	1,623	0,165	0,525
austb. K	%	1,608	1,024	1,019	1,389	0,860	1,145
log kGibbsit		8	8	9	<i>wie hom. Feinboden</i>		
GT ksCa		600	10000	750			
GT ksMg		750	9000	3000			
GT ksK		0,22	0,70	0,50			
Ca-Verwitterung	µmol/l	9,3	10,4	5,9	11,1	13,1	8,8
Mg-Verwitterung	µmol/l	22,7	25,5	17,6	27,2	31,9	26,5
K-Verwitterung	µmol/l	18,6	20,9	11,8	22,3	26,1	17,7
SO <sub>4</sub> sorb	mol/l	0,0084	0,0104	0,0055	<i>wie hom. Feinboden</i>		
SO <sub>4</sub> smax	mol/l	0,0120	0,0150	0,0090			
SO <sub>4</sub> skm	mol/l	0,000028	0,000048	0,000048			

GT= Gaines-Thomas-Selektivitätskoeffizienten

Für beide Varianten unterschiedliche Eingangsparameter wurden auch bei der Mb-Kationenverwitterung verwendet. Hierzu wurde entsprechend der Ergebnisse aus der PROFILE Modellierung (Tab. 16) die Verwitterung beim natürlich gelagerten Gesamtboden gegenüber dem Feinboden um insgesamt 30 % erhöht. Die Aufteilung dieses Zuschlages auf die einzelnen Tiefenstufen erfolgte in Abhängigkeit des Skelettanteils der jeweiligen Tiefenstufe. Als „Zugabelösung“ wurde der mittlere Bestandeseintrag (Jahre 1992-1994) des Fichtenbaumholzes der Conventwaldfallstudie zugrundegelegt (Tab. A5 1 im Anhang).

## 8.2.2 Diskussion ausgewählter Modellierungsergebnisse

Die modellierte Entwicklung des pH in der Bodenlösung sowie der Basensättigung am Austauscher ist in Abb. 39 für 20 Batches dargestellt. Unabhängig davon, ob in konventioneller Vorgehensweise die aus dem homogenisierten Feinboden hergeleiteten Eingangsparameter eingesetzt werden oder zur Skelettintegration die entsprechenden Werte des natürlich gelagerten Bodens verwendet werden, sind in den oberen Horizonten keine tendenziellen Unterschiede in der Entwicklung von pH und Basensättigung festzu-



**Abb. 39:** Standort Conventwald: Basensättigungen (BS) und pH-Werte in der Batchlösung im Vergleich der Varianten „Homogenisierter Feinboden“ und „Natürlich gelagerter Gesamtboden“.

stellen. Bei der gegebenen Eintragungssituation ist im Ah-Horizont (Tiefe 0-20 cm) mit einer weiteren Versauerung und Entbasung des Austauschers zu rechnen. Nach ca. 10 Batches stellt sich für diesen Horizont ein „finales Gleichgewicht“ (SCHALL & AUGUSTIN 1996) ein, bei dem der Eintrag und Austrag ausgeglichen sind und die Austauscherbelegung keine Rückwirkung mehr auf die Bodenlösung hat. Die Basensättigung des Austauschers pendelt sich auf niedrigem Niveau ein („eiserner Bestand“ basischer Kationen am Austauscher, vgl. HILDEBRAND 1986). Dieser Gleichgewichtszustand ist im Bv-Horizont schon weitgehend erreicht. Sowohl der pH-Wert als auch die Basensättigung verändern sich mit jedem weiteren Batch kaum noch. Es ist eine Nivellierung des bodenchemischen Zustands des Ah- und Bv- Horizonts festzustellen.

Im Cv-Horizont dagegen unterscheiden sich die Modellierungsergebnisse deutlich (Abb. 39). Bei konventioneller Vorgehensweise (Eingangsparameter des homogenisierten Feinbodens) ergibt sich eine Abnahme des pH-Wertes sowie eine Verringerung der Basensättigung in Richtung des „eisernen Bestandes“ der Oberbodenhorizonte. Beim natürlich gelagerten Gesamtboden wird eine wesentlich günstigere bodenchemische Entwicklung prognostiziert: Der pH-Wert der Bodenlösung bleibt stabil. Die Basensättigung liegt nach 20 Batches auf einem deutlich höheren Niveau als beim homogenisierten Feinboden. **Dies bedeutet, dass bei Berücksichtigung der Skelettfraktion unter der aktuellen Säureeintragungssituation die „Versauerungsfront“ deutlich langsamer in den Unterboden vordringt, als dies bei konventioneller Vorgehensweise prognostiziert wird.**

Bei genauerer Betrachtung der Eingangsparameter in Tab. 18 fällt auf, dass die Austauschkapazität und die relative Austauscherbelegung mit Mb-Kationen sich im Vergleich der Varianten im Ah- und Bv-Horizont nur wenig unterscheiden. Lediglich im Cv-Horizont zeigt der natürlich gelagerte Gesamtboden eine ungefähr doppelt so hohe Austauschkapazität wie der homogenisierte Feinboden. Diese weitgehende Übereinstimmung der Austauschereigenschaften im Ah- und Bv-Horizont überrascht. Erwartungsgemäß sollte die Austauschkapazität des natürlich gelagerten Gesamtbodens, der sich aus Feinboden und Skelett zusammensetzt, höher sein als die Austauschkapazität des Feinbodens allein. Da es sich um homogenisierten Feinboden handelt, ist aber davon auszugehen, dass beim Destrukturieren zusätzlich zu den natürlichen Austauscher-

**Tab. 19:** Standort Conventwald: Aus den Ergebnissen der Modellversuche berechnete austauschbare Mb-Kationenvorräte des natürlich gelagerten Gesamtbodens (Nat), des Bodenskeletts (Ske) und des homogenisierten Feinbodens (Hom). Rechnerisch wurde aus der Differenz Nat-Ske der Vorrat des „natürlich gelagerten Feinbodens“ abgeleitet (Fbnat).

Tiefe [cm]		Ca [kg ha <sup>-1</sup> Tiefe <sup>-1</sup> ]	K [kg ha <sup>-1</sup> Tiefe <sup>-1</sup> ]	Mg [kg ha <sup>-1</sup> Tiefe <sup>-1</sup> ]
Ah 0-20	Nat	46,60	52,60	19,10
	Ske	12,10	8,40	3,60
	<i>Fbnat</i>	<i>34,50</i>	<i>44,20</i>	<i>15,50</i>
	Hom	58,10	47,30	14,60
Bv 21-80	Nat	18,30	84,10	5,00
	Ske	14,20	19,90	3,90
	<i>Fbnat</i>	<i>4,10</i>	<i>64,20</i>	<i>1,10</i>
	Hom	14,50	103,20	3,60
Cv 81-120	Nat	19,90	34,40	4,90
	Ske	9,20	23,30	4,10
	<i>Fbnat</i>	<i>10,70</i>	<i>11,10</i>	<i>0,80</i>
	Hom	9,90	14,00	1,80

oberflächen, künstliche Oberflächen geschaffen werden, die die Austauschkapazität erhöhen. Zur Überprüfung dieser Annahme, sind in Tab. 19 die aus den Ergebnissen der Modellversuche berechneten Vorräte austauschbarer Mb-Kationen für den natürlich gelagerten Gesamtboden (Nat), die Skelett-Quarz-Systeme (Ske) und den homogenisierten Feinboden (Hom) dargestellt. Als Kontrolle wurde zusätzlich aus der Differenz Nat-Ske der rechnerische Vorrat des „natürlich gelagerten Feinbodens“ abgeleitet (Fbnat). Im wenig aggregierten Boden des Cv-Horizonts (Krümel- bis Einzelkorngefüge) weichen die Vorräte des homogenisierten Feinbodens und des „natürlich gelagerten Feinbodens“ nur geringfügig voneinander ab. Es kann also davon ausgegangen werden, dass in diesem Tiefenbereich durch das Homogenisieren des Feinbodens die Austauschkapazität weitgehend unbeeinflusst bleibt.

Im Bv-Horizont dagegen liegen die austauschbaren Vorräte des homogenisierten Feinbodens je nach Element um den Faktor 2 bis 3 über den Werten des „natürlich gelagerten Feinbodens“. Der lehmige Bv-Horizont weist mit einem Subpolyederggefüge (vgl. Profilbeschreibungen A 1.1 im Anhang) einen hohen Aggregierungsgrad auf. Dieser

Befund steht in Einklang mit den Untersuchungen von HILDEBRAND (1991), der zeigen konnte, dass mit zunehmendem Aggregierungsgrad homogenisierte Bodenproben nicht geeignet sind, die Austauscherbelegung der natürlichen Aggregatoberflächen zu erfassen, da in sauren Waldböden die mit dem Makroporenwasser in Kontakt stehenden Aggregatoberflächen an wasserlöslichen und austauschbaren Nährelementen selektiv verarmt sein können.

Im weniger stark aggregierten Ah-Horizont (Krümelgefüge) weichen die austauschbaren K- und Mg-Vorräte des homogenisierten Feinbodens und des „natürlich gelagerten Feinbodens“ nur geringfügig voneinander ab. Ein deutlicher „Homogenisierungseffekt“ ist allerdings bei Ca festzustellen (Tab. 19). Dies erscheint plausibel, da Ca eine vergleichsweise hohe Affinität zum organischen Austauscher aufweist.

Der Vergleich der unterschiedlichen Vorgehensweisen in Tab. 19 zeigt, dass die Verwendung der Austauschereigenschaften des homogenisierten Feinbodens als Eingangsparameter für die Modellierung kritisch zu sehen ist. Bei Böden mit hohem Aggregierungsgrad ist bei dieser Vorgehensweise durch den „Homogenisierungseffekt“ eine gewisse „Skelettkorrektur“ zwar unter Umständen bereits impliziert, auf skelettarmen bzw. freien Standorten ist allerdings davon auszugehen, dass die tatsächlichen Austauschereigenschaften überschätzt werden. Mit der Verwendung des natürlich gelagerten Gesamtbodens zur Herleitung der Modellparameter können diese methodisch bedingten Unschärfen ausgeschlossen werden, da auf diesem Wege sowohl die Eigenschaften des Grobbodens berücksichtigt werden als auch der durch das Homogenisieren verursachte „bodenchemische Informationsverlust“ vermieden werden kann.

## **9 Zusammenfassende Diskussion und Schlussfolgerungen**

Waldböden im Schwarzwald weisen insbesondere auf grusig verwitternden Gneis- und Granitstandorten oft sehr hohe Bodenskelettanteile auf (METZ & REIN 1958). Standorte mit Skelettanteilen von 30 bis über 50 vol % sind hier sehr häufig anzutreffen (vgl. dazu Profildatenbank der BZE Baden-Württemberg, BUBERL et al. 1994). Dennoch erfolgt auf diesen Standorten in der bodenkundlichen Praxis (z. B. im Rahmen der BZE) die Charakterisierung der kurz- bis mittelfristigen Nährelementverfügbarkeit in der Regel durch die chemische Analyse des Feinbodens. Der Feinbodenanteil wird durch Sieben homogenisiert und vom Bodenskelett getrennt (MEIWES et al. 1984). Diese Vorgehensweise ist aus zweifacher Sicht problematisch: Zum einen werden die bodenchemischen Eigenschaften des Skeletts ausgeklammert und zum anderen wird unterstellt, dass die Zerstörung der natürlichen Bodenstruktur keine Auswirkungen auf die Interpretation der Analyseergebnisse hat.

Zur Bedeutung der Bodenstruktur für die Nährstoffverfügbarkeit liegen inzwischen zahlreiche Untersuchungen vor (z. B. HORN & TAUBNER 1989, KAUPENJOHANN & HANTSCHEL 1987, HANTSCHEL et al. 1986). HORN (1989) wies mit Hilfe von Messungen an Einzelaggregaten nach, dass der austauschbare Mb-Ionenpool einen Gradienten vom Aggregatinneren zum Aggregatäußeren aufweist. HILDEBRAND (1991) konnte durch die vergleichende Analyse von natürlich gelagerten Bodenproben und homogenisierten Bodenproben zeigen, dass in sauren Waldböden die mit dem Makroporenwasser in Kontakt stehenden Aggregatoberflächen an wasserlöslichen und austauschbaren Nährelementen selektiv verarmt sein können. Den chemischen Eigenschaften des Skelettanteils wurde allerdings bei diesen Untersuchungen keine besondere Beachtung geschenkt.

Bisher behandelten Untersuchungen zum Bodenskelett in erster Linie die bodenphysikalische Bedeutung der Grobfraction, wie z. B. der Einfluss auf den Wasserhaushalt (z.B. FLINT et al. 1981, HANSON & BLEVINS 1979, MEHUYS et al. 1975, COILE 1952). BENNET & ENTZ (1989) konnte für skelettreiche Böden in Alberta zeigen, dass bei Berücksichtigung der Skelettfraction die Feldkapazität deutlich höher einzuschätzen ist als bei konventioneller Vorgehensweise. MONTAGNE et al. (1992) stellten für schluffstein-

reiche Böden im Westen der USA fest, dass die Grobfraction pro Kubikmeter Gesamtboden bis zu 100l pflanzenverfügbares Wasser speichern kann. Weitere wichtige bodenphysikalische Eigenschaften des Bodenskelett können die Verbesserung der Bodenstruktur und Verminderung von Bodenerosion sein (NICHOLS et al. 1984).

Es ist erstaunlich, dass trotz der Vielzahl der Untersuchungen, die die Bedeutung des Bodenskeletts für den Wasserhaushalt belegen, die kurzfristige Beiträge des Bodenskeletts zum Stoffhaushalt lange Zeit weitgehend unerforscht blieben. Erste Untersuchungen zur Kationenaustauschkapazität des Grobbodens führten im nordamerikanischen Raum UGOLINI (1964) und TEDROW (1966) durch. In Kanada stellten RIVARD & DE KIMPE (1980) für bewaldete, skelettreiche Sandstein- und Schiefertonstandorte fest, dass die Grobfraction bis zu 70 % zur Gesamtaustauschkapazität des Bodens beiträgt.

Auf mitteleuropäischen Waldstandorten begann die Untersuchung der bodenchemischen Eigenschaften der Skelettfraction vor weniger als 10 Jahren. In den Arbeiten von DEUTSCHMANN & LUDWIG (2000), DEUTSCHMANN (1998), DEUTSCHMANN et al. (1997) und DEUTSCHMANN (1994) wurden Gesteinbruchstücke verschiedener Substrate Nord- und Ostdeutschlands (z.B. Sandsteine, Tonschiefer, Diabase) untersucht. Es konnte gezeigt werden, dass das Gestein als Ionenquelle nicht nur bei der Silikatverwitterung eine Rolle spielt, sondern auch an kurzfristig ablaufenden Ionenaustauschprozessen beteiligt ist. In den Arbeiten von MARTÍN-GARCÍA et al. (1999) bzw. UGOLINI et al. (1996) wurden die bodenchemischen Eigenschaften der Grobfraction von skelettreichen, mediterranen Waldstandorten Spaniens und Italiens untersucht.

### **9.1 Kationenaustauschkapazität des Bodenskeletts**

Mit den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit liegen nun auch verlässliche Daten über kurzfristig wirksame Ionenspeicher- und Mobilisierungspotentiale der Skelettfraction von wichtigen, im Schwarzwald flächig vorkommenden Ausgangsgesteinen vor. Die Ergeb-

nisse der Modellversuche zeigten, dass das Bodenskelett aller drei Standorte eine Kationenaustauschkapazität besitzt. Die „Qualität“ dieser skelettbürtigen Austauschkapazität ist allerdings je nach Standort sehr unterschiedlich zu bewerten.

Entsprechend der basenärmeren Ausgangsgesteine in Schluchsee und Altensteig unterscheiden sich die Basensättigungen des Bodenskeletts dieser Standorte nicht oder nur geringfügig von den Basensättigungen des homogenisierten Feinbodens.

Am Standort Conventwald ist dagegen ein deutlicher chemischer Gradient zwischen Feinboden und Skelett festzustellen. Das Bodenskelett besitzt hier in allen Bodentiefen signifikant höhere Basensättigungen als der Feinboden. Unterhalb des Ah-Horizontes stammt der Großteil des austauschbar gebundenen Mb-Ionenvorräte vom Bodenskelett. Die mikropedologischen Untersuchungen zeigten, dass die sich netzwerkartig durch das Skelett ziehenden Verwitterungszonen mit Durchmessern deutlich über 10 µm „Makroporencharakter“ besitzen und damit in der Erreichbarkeit für bewegliches Bodenwasser sich nicht unterscheiden von den mit dem Makroporenwasser in Kontakt stehenden natürlichen Aggregatoberflächen des Feinbodens. Nach HILDEBRAND (1991) ist davon auszugehen, dass die im Sickerwasser enthaltene Azidität vorrangig die Puffermöglichkeiten von Oberflächen beansprucht, die von beweglichem Bodenwasser erreicht werden können. Die Tatsache, dass trotz der Eigenschaften des Skeletts als „Zusatzpuffer“ ein so deutlicher chemischer Gradient zwischen Feinboden und Skelett erhalten bleibt, kann nur durch eine im Vergleich zu den natürlichen Aggregatoberflächen des Feinbodens extrem hohe Mb-Ionennachlieferung aus dem Skelett erklärt werden. Diese Annahme konnte in den Modellversuchen zur diffusiven Ionenachlieferung bestätigt werden (Kap. 3.3). Das Skelett zeigte hier teilweise sogar höhere Nachlieferungsraten als der homogenisierte (=destrukturierte) Feinboden.

Auch in den Untersuchungen von DEUTSCHMANN & LUDWIG (2000), MARTÍN-GARCÍA et al. (1999) bzw. UGOLINI et. al. (1996) variieren die Kationenaustauschkapazitäten und Basensättigungen des Skelettes in Abhängigkeit von Standort und Ausgangsgestein in einem weitem Bereich. Tendenziell liegen die in diesen Arbeiten genannten Kationenaustauschkapazitäten des Bodenskeletts - auch bei vergleichbaren Ausgangsgesteinen - über den Werten der in der vorliegenden Arbeit untersuchten Standorte. Die Ursache dafür ist durch die unterschiedlichen methodischen Vorgehensweisen zu erklären. Bei den Arbeiten DEUTSCHMANN & LUDWIG (2000), MARTÍN-GARCÍA et al.



(1999), UGOLINI et al. (1996) wurde das untersuchte Bodenskelett bzw. die Gesteinsbruchstücke gemahlen. Die Kationenaustauschkapazität erfolgte somit an einem „künstlichen Gesteinsmehl“. Bei diesen Verfahren handelt sich damit eher um eine Betrachtung längerfristiger Kationenaustauschpotentiale des Bodenskeletts.

Bei der vorliegenden Arbeit wurde das gereinigte und nicht zerkleinerte Skelett volumengetreu in chemisch inerten Quarzsand eingebettet und die Ionenextraktion fand unter kontrollierten Wasserspannungen im Bereich der Feldkapazität statt. Unter Erhaltung der natürlichen, äußeren und inneren Oberflächen kann der austauschbare Ionenpool des Bodenskeletts in einem hinsichtlich der Fließbedingungen naturnahen System bestimmt werden. Durch den Vergleich der Kationenaustauschkapazität von natürlich gelagertem Gesamtboden und der isolierten Skelettfraktion, kann der Beitrag des Skeletts zum Gesamtpool austauschbarer Ionen abgeschätzt werden. Dass dieser methodische Ansatz zu einer realistischen Einschätzung des Skelettbeitrags zum austauschbaren Ionenpool führt, zeigt die Gegenüberstellung des austauschbaren Ionenpools von natürlich gelagerten Gesamtboden (Nat), der isolierten Skelettfraktion (Ske) und des homogenisierten Feinbodens. Aus der Differenz Nat-Ske kann rechnerisch der Beitrag des „natürlich gelagerten Feinbodens“ zum austauschbaren Ionenpool hergeleitet werden. Wie aus Tab. 19 ersichtlich, liegen am Standort Conventwald in 120 cm Tiefe die austauschbaren Vorräte des (berechneten) „natürlich gelagerten Feinbodens“ in derselben Größenordnung wie beim (gemessenen) homogenisierten Feinboden. Diese Kontrollrechnung funktioniert nur im wenig aggregierten Boden des Cv-Horizonts (Krümel- bis Einzelkorngefüge), da hier der „Homogenisierungseffekt“ beim Feinboden vernachlässigbar ist.

Mit den bisher untersuchten Standorten Conventwald, Schluchsee und Altensteig wurden drei flächenmäßig bedeutsame Substrate des Schwarzwalds erfasst. Eine direkte Übertragung der punktuell erhobenen Daten über die entsprechenden Flächenanteile der Substratgruppen wäre aber nicht sinnvoll, da die im Schwarzwald vorkommenden Gneise, Granite und Sandsteine hinsichtlich Mineral- und Nährelementzusammensetzung sehr heterogen aufgebaut sind. Vergleichbare Verhältnisse wie im Conventwald, mit tiefgründig verwitterten, feinkörnigen und eher nährstoffreichen Paragneisen sind auf zahlreichen Standorten des Mittleren Schwarzwaldes anzutreffen (GROSCHOPF & SCHREINER 1980). Dagegen verläuft die Verwitterung von Gneisanatexiten des Südschwarzwaldes sehr unterschiedlich und wechselt sehr stark mit dem Grad der anatektischen

Überprägung (METZ & REIN 1958). Bei den Graniten gibt es schon innerhalb der Gruppe der Zweiglimmergranite hinsichtlich Quarzgehalt und Basenausstattung erhebliche Unterschiede. Beispielweise gehört der in der vorliegenden Arbeit untersuchte Bärhaldegranit zu den quarzreichsten und basenärmsten Vertretern der Zweiglimmergranite (KEILEN 1978).

Für eine Regionalisierung der Daten sind daher zusätzliche Erhebungen notwendig. Dabei sollte nach 2 Standortsgruppen unterschieden werden.

- Standorte mit überwiegendem Feinskelettanteil
- Standorte mit hohem Grobskelettanteil

Auf Standorten mit überwiegendem Feinskelettanteil können die in der vorliegenden Arbeit vorgestellten Methoden eingesetzt werden. Eine Regionalisierung könnte im Rahmen der bundesweit periodisch durchzuführenden Bodenzustandserhebung (BZE, vgl. BMELF 1997) erfolgen, indem auf diesen Standorten routinemäßig natürlich gelagerte Bodenproben zur bodenchemische Zustandserfassung eingesetzt werden.

Auf Standorten mit hohem Grobskelettanteil ist die Gewinnung von natürlich gelagerten Bodenproben durch Stechzylinderprobennahme nicht möglich. Auch die Gewinnung von Monolithen (z. B. MALESSA 1993) stellt für Routine- bzw. Rasterbeprobungen keine geeignete Alternative dar. Wichtig ist daher die weitere Untersuchung der für die Ionenfreisetzung aus dem Skelett relevanten Einflussgrößen, mit dem Ziel Algorithmen herzuleiten, die es erlauben, über leichter zu erhebende Hilfsparameter (wie z. B. Farbe und Korngröße) Schätzwerte der Ionenmobilisierungspotentiale des Bodenskeletts zu ermitteln. Sowohl die mineralogischen als auch die mikropedologischen Untersuchungen am Standort Conventwald zeigten, dass die Farbe der Skelettkörner ein sehr wichtiger Parameter für die Einschätzung des qualitativen Verwitterungsgrad und damit für die Kationenaustauschkapazität des Bodenskeletts darstellt. Die Messung der BET-Oberfläche scheint dagegen nach den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit keine geeignete Methode zur Charakterisierung bzw. Quantifizierung der für Austausch- und

Verwitterungsprozesse relevanten Oberflächen des Bodenskeletts zu sein. Die BET-Oberfläche liefert ein Maß für die durch Gas erreichbaren Oberflächen (BRUNAUER et al.

1958) und kann daher je nach Porenverteilung erheblich von den für die Ionenfreisetzung relevanten, wassererreichbaren Oberflächen abweichen.

## **9.2 Die Rolle der Kohlensäure für die Ionenfreisetzung**

Die Bedeutung von CO<sub>2</sub> in der Bodenluft und damit die Wirkung der Kohlensäure auf Lösungsgleichgewichte in der Bodenlösung bleibt bei bodenchemischen Untersuchungen oft unberücksichtigt, obwohl die CO<sub>2</sub>-Konzentration in der Bodenluft um bis zu 2-3 Größenordnungen höher liegen kann als in der Atmosphäre (SCHULTHESS et al. 1998). Dies ist vor allem in Cv-Horizonten bedeutsam, die (noch) nicht von starken Mineralsäuren erreicht werden und in denen die Kohlensäure die treibende Kraft der Verwitterung ist. Es liegen zahlreiche Studien vor, in denen der Einfluss des CO<sub>2</sub>-Partialdruckes auf die Auflösung von isolierten Mineralen (z. B. DREYBRODT et al. 1996, AMRHEIN et al. 1985, LAGACHE 1976, BUSENBERG & CLEMENCY 1976, VEITH & SCHWERTMANN 1972) oder auch von Gesteinsmehl (WILDMANN & JACKSON 1968) untersucht wurde. Die Übertragbarkeit der Ergebnisse solcher Einzelmineral-Verwitterungsexperimente auf das komplexe System „Boden“ ist allerdings kritisch zu sehen, da in der realen Bodenlösung i.d.R. gekoppelte Gleichgewichte vorliegen dürften.

Mit der in der vorliegenden Arbeit vorgestellten Perkolationsapparatur steht nun eine Methode zur Verfügung, die es ermöglicht, die Ionenfreisetzung an natürlichen gelagerten Bodenproben unter kontrollierten CO<sub>2</sub>-Partialdrücken in der Bodenluft zu untersuchen. Die naturnahen Randbedingungen während der Perkolations (Aufrechterhaltung eines aeroben Dreiphasensystems bei gleichzeitiger Kontrolle der Bodenluftzusammensetzung, realistische Fließgeschwindigkeiten des Wasserfadens, Temperaturkontrolle) eröffneten die Möglichkeit, in längerfristigen Laborversuchen die Ionenfreisetzung aus der Silikatverwitterung zu untersuchen.

Die Silikatverwitterung kann als die einzige „nachschaufende Kraft“ (SEIBT & WITTICH 1965) für die Nachlieferung von Mb-Kationen im Boden bezeichnet werden. Sie ist damit der einzige ökosystemare Prozess, der der Versauerung von Böden entgegenwirkt. Methodisch steht der in der vorliegenden Arbeit gewählte Ansatz zur Bestimmung der

Silikatverwitterung zwischen den weiter oben bereits behandelten Einzelmineral-Verwitterungsexperimenten und verschiedenen Ansätzen in Freilanduntersuchungen.

Eine Übersicht der verschiedenen Ansätze zur Bestimmung der Verwitterungsraten geben APPELO & POSTMA (1993) oder SVERDRUP et al. (1990). Neben der überschlägigen Herleitung aus der Bilanzierung von Mineralvorräten in Bodenprofilen (z. B. MAZZARINO et al. 1983, STAHR 1979, BOSSE 1964) wird häufig die Stoffbilanz (Input-Output-Bilanzierung oder komplette Stoffflussbilanzen von Einzugsgebieten) zur Abschätzung der Silikatverwitterung herangezogen (z. B. SVERDRUP 1990, MATZNER 1988, LIKENS et al. 1977). Auch die Input-Output-Bilanz kann nur als eine sehr grober Ansatz zur Abschätzung der Silikatverwitterung bezeichnet werden, da vorausgesetzt wird, dass sich Stoffvorräte im Ökosystem während des Messzeitraums im „steady state“ befinden.

Selbst die mit großem Messaufwand verbundene Erstellung von kompletten Stoffflussbilanzen von Einzugsgebieten zur Herleitung der Verwitterungsrate ist mit zahlreichen Unwägbarkeiten verbunden (APPELO & POSTMA 1993). Die Größenordnung der Silikatverwitterung ist im Vergleich zu einigen Vorrats- und Umsatzgrößen, wie z. B. der in der Biomasse gespeicherte Elementpool, der austauschbare Ionenpool oder die Stofffestlegung im Bestandeszuwachs, nur sehr gering. Folglich können sich schon sehr kleine, durch Messungen kaum erfassbare Veränderungen dieser Parameter ganz erheblich auf die Bestimmung der Silikatverwitterungsrate über die Stoffbilanz auswirken. In versauernden Ökosystemen ist davon auszugehen, dass der austauschbare Ionenpool sich nicht im steady-state befindet. Die in der Stoffbilanz errechnete Verwitterungsrate enthält dann auch vom Austauscher verdrängte Kationen.

Bei der in der vorliegenden Arbeit vorgestellten Methode kann ein Großteil dieser Unsicherheiten „ausgeblendet“ werden. Entsprechend der Herkunft der Bodenproben aus dem Cv-Horizont (120 cm Tiefe) mit nur geringen C-Gehalten und der gleichzeitigen Verwendung von Aqua dest. als Perkolationslösung kann davon ausgegangen werden, dass mikrobielle Stoffumsetzungen vernachlässigbar sind. Die für die Kontrollvariante bestimmte Verwitterungsrate von  $0,5 \text{ kmol}_c \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$  liegt innerhalb des Bereichs der in der Literatur genannten Werte für die Silikatverwitterung (vgl. Übersicht in MATZNER 1988).

Bei bodentypischen  $\text{CO}_2$ -Partialdruck ( $P_{\text{CO}_2}$  0,01 bar) wurde eine Verwitterungsrate von mehr als  $5 \text{ kmol}_c \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$  ermittelt. Dies zeigt, in welchem Ausmaß die Kohlensäure die Ionenfreisetzung in dieser Bodentiefe antreibt. Diese hohe Freisetzung ist auch deswegen bemerkenswert, da es sich um natürlich gelagerte Bodenproben mit hohem Skelettanteil handelt (>60 Gew. %). Ein Teil dieses Betrags ist allerdings auf Austauschprozesse (Verdrängung von Mb-Kationen durch Al) zurückzuführen. Dieser Anteil dürfte nur gering sein, da bei einem  $\text{CO}_2$ -Partialdruck von 0,01 bar (pH-Wert=4,9) nur eine geringe Al-Aktivität in der Bodenlösung zu erwarten ist (LINDSAY 1979). Entsprechend dazu waren die in der Bodenporenlösung gemessenen Al-Konzentrationen niedrig und lagen teilweise unter der ICP-Bestimmungsgrenze.

Nach den Ergebnissen der Bodenzustanderhebung Baden-Württemberg (BUBERL et al. 1994) zeigt ein Großteil der Waldböden auf Silikatstandorten (Wuchsgebiete Odenwald und Schwarzwald) eine über die Rhizosphäre hinausreichende Tiefenversauerung. Zur Beurteilung der Gefährdungspotentiale für die Hydrosphäre sind daher Kenntnisse über die Höhe der Silikatverwitterung im skelettreichen Übergangsbereich zwischen Pedos- und Lithosphäre von besonders großer Bedeutung.

## 10 Zusammenfassung

Bei den herkömmlichen bodenchemischen Analysemethoden bezieht sich die ökochemische Charakterisierung des Bodens in der Regel nur auf den Feinbodenanteil. Der Grobboden (Korndurchmesser > 2 mm) wird verworfen. Dabei wird unterstellt, dass das Bodenskelett keine kurzfristigen Beiträge zur Waldernährung und zum Stoffkreislauf liefert. Das Skelett wird allenfalls im Zeitraum von Jahrzehnten bis Jahrhunderten als bedeutsamer Faktor des Ioneninputs durch Verwitterung betrachtet.

Zur Überprüfung dieser Betrachtungsweise wurde in Laborversuchen isoliertes und gereinigtes Bodenskelett, Feinboden und natürlich gelagerter Gesamtboden auf kurz- bis mittelfristige Ionenspeicher- und Ionenmobilisierungspotentiale untersucht. Dazu wurden 3 Waldstandorte im Schwarzwald auf Gneis (Conventwald), Granit (Schluchsee) und Buntsandstein (Altensteig) beprobt. In einem offenen Perkolationsystem wurden unter kontrollierten Wasserspannungen Bodenporenlösungen (BPL) gewonnen. Es wurden wasserlösliche und austauschbare Ionen extrahiert. Außerdem wurde der Mineralbestand des Bodenskeletts und des Feinbodens röntgendiffraktometrisch untersucht.

Schwerpunkt der Untersuchungen war der Standort Conventwald. Hier wurden zusätzlich mikropedologische Untersuchungen durchgeführt mit der Zielsetzung, Verwitterungszonen im Bodenskelett in Abhängigkeit von der Korngröße zu quantifizieren sowie Verteilungsmuster von (Mykorrhiza-) Pilzhyphen und Feinwurzeln in ihrer natürlichen, mikromorphologischen Umgebung zu bestimmen.

Die Ergebnisse der Modellversuche zeigten, dass die ökochemische Bedeutung des Bodenskeletts je nach Standort unterschiedlich zu beurteilen ist. Auf dem Gneisstandort Conventwald ist das Bodenskelett unterhalb des Ah-Horizontes der „Hauptspeicher“ für austauschbar gebundene Nährelemente. Mehr als 80 % des im natürlich gelagerten Gesamtboden austauschbar gebundenen Ca und Mg stammen vom Bodenskelett. Dieser Befund ist im Hinblick auf die Interpretation von „konventionell“ erhobenen bodenchemischen Kennwerten von großer Bedeutung. So liegen an diesem Standort die Basensättigungen der homogenisierten Feinerde unterhalb des Ah-Horizonts auf einem alarmierenden Niveau (BS < 5 %). Gleichzeitig zeigt der aufstockende Buchen-Mischbestand eine gute Wachstumsleistung mit Blattspiegelwerten, die im Bereich einer

normalen Nährelementversorgung liegen. Die Erklärung für dieses auch an anderen Standorten oft beobachtete Plausibilitätsdefizit könnte in der Speicherfunktion des Bodenskeletts für austauschbar gebundene Nährelemente liegen. Die mikropedologischen Untersuchungen am Standort Conventwald zeigten, dass das Bodenskelett von (Mykorrhiza-) Pilzhyphen erschlossen wird. Netzwerkartig durch die Steine ziehende Mikrokluftreihen waren in den mit lockerer Feinsubstanz gefüllten Bereichen mit Pilzhyphen besiedelt. Außerdem wurden Hyphen gefunden, die scheinbar ohne das Vorhandensein von erkennbaren Verwitterungszonen in den Mineralverband der Steine eindringen („rock eating fungi“?). Häufig waren Hyphenclusterungen auch im unmittelbaren Übergangsbereich zwischen Bodenskelett und angrenzender Bodenmatrix bzw. Porenraum zu beobachten.

Röntgendiffraktometrisch konnten in den Verwitterungszonen des Bodenskeletts in situ-Tonmineralbildungen nachgewiesen werden („vermiculitisierte Kavitäten“). Da die Verwitterungsprozesse hauptsächlich im Inneren des Skeletts stattfinden, ist eine scharfe Trennung zwischen Feinboden und Skelett nicht immer möglich. Es kann von einem „Feinbodenkontinuum“ gesprochen werden, das sich durch das Skelett hindurch erstreckt. Der ausschlaggebende Faktor für den insgesamt hohen Verwitterungsgrad der Skelettfraktion am Standort Conventwald liegt in den hohen Anteilen an leicht verwitterbaren, meist Fe-reichen Mineralen wie Biotit und Chlorit.

Auf den übrigen Standorten übernimmt das Bodenskelett zwar nicht die Funktion eines „Hauptspeichers“, ergänzt aber als ökochemisch nicht zu vernachlässigender „Zusatzspeicher“ das Gesamtangebot an austauschbar gebundenen Nährelementen im Boden. Im skelettreichen Cv-Horizont des Granitstandorts Schluchsee (Gewichtsanteile des Skeletts > 50 %) stammt immerhin die Hälfte des austauschbaren Mg- bzw. Ca-Gesamtvorrats vom Bodenskelett. Im Gegensatz zum Conventwald war am Standort Schluchsee das ultraschallgereinigte Skelett weitgehend frei von Tonmineralen, enthielt aber als Verwitterungsneubildung Fe-Oxide, die im Vergleich zu Tonmineralen nur eine geringe Ionensorptionskapazität aufweisen. Die überwiegend vom Biotitanteil des Skeletts ausgehenden Tonmineralbildungen gehen in Schluchsee dagegen schnell in den Feinboden über.

Das Bodenskelett des Buntsandstein-Standorts Altensteig zeigte ähnlich hohe Kationenaustauschkapazitäten wie am Conventwald. Auch in Altensteig wurden im

Inneren der Steine ablaufende Verwitterungserscheinungen beobachtet. Es wurden in situ-Vermiculitisierungen der Porenwände des Skeletts über den gesamten untersuchten Tiefenbereich gefunden. Im Vergleich der Standorte ist die ökochemische Bedeutung des Bodenskeletts in Altensteig aber aufgrund der niedrigen Skelettanteile nur gering.

In weiteren Modellversuchen an skelettreichen, natürlich gelagerten Bodenproben aus dem Cv-Horizont des Standorts Conventwald wurde der Einfluss der Kohlensäure auf die Ionenfreisetzung untersucht. Zur Kontrolle des  $\text{CO}_2$ -Partialdruckes in der Bodenluft wurde eine weiterentwickelte Perkolationsapparatur eingesetzt. Zur Untersuchung der kurzfristigen Ionenfreisetzung wurden Gleichgewichtsbodenporenlösungen (GBPL Aqua dest. 48 h) gewonnen. Zusätzlich wurden Langzeitversuche (BPL Aqua dest.) durchgeführt, in denen im offenen System pro 90 Tage Versuchsdauer eine Jahressickerrate von 800 mm simuliert wurde.

Sowohl die Kurzzeit- als auch die Langzeitversuche zeigten, welche Schlüsselrolle der  $\text{CO}_2$ -Partialdruck in der Bodenluft am Standort Conventwald für die Ionenmobilisierung im Übergangsbereich zwischen Pedo- und Lithosphäre spielt. Zur Beurteilung der in den Langzeitversuchen freigesetzten Ionenmengen wurden Verwitterungsraten kalkuliert, die erheblich über den in der Literatur angegebenen Silikatverwitterungsraten lagen. Durch die Parametrisierung der in den Langzeitversuchen beobachteten Freisetzungskinetik mit Hilfe von Reaktionsmodellen 1. Ordnung konnte gezeigt werden, dass die Mobilisierungsraten von  $\text{Ca}^{2+}$  und  $\text{Mg}^{2+}$  nicht ausschließlich durch die Silikatverwitterung, sondern auch durch die Auflösung von schnelllöslichen Festphasen und durch Austauschprozesse zu erklären sind. Mit Hilfe der Ionenbilanz wurde ein Ansatz abgeleitet, die Anteile der schnelllöslichen Festphasen und der Silikatverwitterung an der Gesamtfreisetzung zu quantifizieren. Dabei stellte sich heraus, dass die Mobilisierung aus schnelllöslichen Festphasen als fester Sockelbetrag weitgehend unabhängig vom  $\text{CO}_2$ -Partialdruck in der Bodenluft verläuft. Für die Kontrollbehandlung ( $\text{PCO}_2$  0,00 bar) wurde eine Silikatverwitterungsrate von  $0,5 \text{ kmol ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$  ermittelt. Eine deutlich höhere Freisetzungsrate mit ca.  $6 \text{ kmol ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$  wurde für die Behandlung mit bodentypischem Partialdruck ( $\text{PCO}_2$  0,01 bar) berechnet, wobei dieser Betrag nicht ausschließlich durch Silikat-



---

verwitterung, sondern auch durch die Verdrängung von Mb-Kationen vom Austauscher durch Al zu erklären ist.

Abschließend wurden am Beispiel des Standorts Conventwald Möglichkeiten aufgezeigt, die in den Modellversuchen gewonnenen Erkenntnisse über gesteinsbürtige Ionen-speicher- und Mobilisierungspotentiale in die bodenchemischen steady-state Modelle PROFILE und BODEN zu integrieren. Bei beiden Modellen wurde bisher die Skelettfraktion ausgeklammert und als eine inerte Matrix betrachtet, die die chemische Eigenschaften des Feinbodens „verdünnt“. Die Integration der Skelettfraktion führte bei beiden Modellen zu einer Veränderung der Modellierungsergebnisse. Mit PROFILE wurde im Vergleich zur herkömmlichen Vorgehensweise eine über 30 % höhere Verwitterungsrate berechnet. Am Beispiel des Modells BODEN konnte gezeigt werden, dass bei Berücksichtigung der Skelettfraktion unter der aktuellen Säureeintragsituation die „Versauerungsfront“ deutlich langsamer in den Unterboden vordringt als dies bei konventioneller Vorgehensweise prognostiziert wird.

## 11 Summary

For soil chemical analyses, the soil skeleton is normally rejected because this size fraction is considered to have no significant short-term nutritional potential. In order to revise this practice, the short-term potential for ion storage and ion mobilization of the isolated and cleaned soil skeleton was investigated by model experiments, using undisturbed and homogenized soil samples as references. The cleaned skeleton was embedded in an inert quartz-silt-matrix ("fine earth substituted soil systems"). The study considered different soil profiles on granite, gneiss and sandstone bedrock from Black Forest, Germany.

The method allowed for the investigation of soil columns at a water status near field capacity. After the extraction of water soluble ions with deionized water, cation exchange properties were determined by percolation of the soil cores with ammonium chloride ( $\text{NH}_4\text{Cl}$ ).

The results revealed site-specific ion mobilization potentials of the soil skeleton. Below the A-horizon, the skeleton fraction of the gneiss site plays the dominant role as a source for short-term base cation supply. The fine earth of the corresponding soil horizon had lost this function, since the base saturation was less than 5 %. More than 80 % of the exchangeable Ca and Mg in naturally layered soil cores originate from the skeleton. The skeleton of the granite site had much lower ion mobilization rates, but nevertheless, due to the high skeletal contents in soil the importance for ion mobilization must not be neglected. The soil skeleton of the sandstone site showed cation exchange capacities which were comparable to the gneiss site, but its ecological importance is less because of the low skeleton content in soil.

Mineralogical studies of the stones supported the findings: similar to decayed teeth, we found cavities in the gneiss stones filled with vermiculized fine material of high base saturation. With micropedological approaches we could show that fungal hyphae grow into these micro habitats. But the occurrence of hyphae in stones was not limited to the weathered zones. Hyphae were also found growing inside stones without the existence of any recognizable weathered zones (rock eating fungi?). Furthermore, hyphae clusters were noticeable in the transitional area between stones and bordering soil matrix, and macropore spaces respectively. We think that these findings close the gap of plausibility

which often arises if most unfavorable chemical properties of the fine earth are related to a normal tree nutrition.

In further model experiments, we studied the influence of different CO<sub>2</sub>-partial pressures in soil air on ion release of skeleton-rich, naturally layered soil samples from the Cv-horizon at the 'Conventwald' site. For the control of the CO<sub>2</sub>-partial pressure, an advanced percolating system was used. Equilibrium soil pore solution (ESPS Aqua dest. 48h) was obtained for the investigation of short-term ion release. Long-term studies were additionally led, in which an annual percolation rate of 800mm was simulated in an open percolation system.

The short-term as well as the long-term investigations demonstrate which key-role the CO<sub>2</sub>-partial pressure plays for the ion mobilization in the transition area between the pedosphere and lithosphere. Weathering rates were calculated for the assessment of ion release in long-term studies. These rates were considerably greater than the published silicate weathering rates. The rate of mobilization of Ca<sup>2+</sup> and Mg<sup>2+</sup> can be explained not only by silicate weathering but also by the dissolution of fast-dissolving solid phases and exchange processes. This could be shown with help of the first order reaction models which parametrized the ion release observed in long-term investigations. With help of the ion balance, an approach was derived where the percentage of the fast-dissolving solid phases and silicate weathering can be quantified. In this case, it appears that the mobilization of fast-dissolving solid phases as a fixed value proceeds, to a large extent, independently of CO<sub>2</sub>-partial pressure in the soil air. A silicate weathering rate of 0.5 kmol ha<sup>-1</sup> a<sup>-1</sup> was determined for the control treatment (PCO<sub>2</sub> 0.00 bar). A distinctly higher release rate was calculated for the treatment with soil-typical partial pressure (PCO<sub>2</sub> 0.01 bar) with ca. 6 kmol ha<sup>-1</sup> a<sup>-1</sup>. This value cannot be exclusively described by silicate weathering. Rather, it can also be explained by the displacement of Mb-cations with Al on exchanger places.

In conclusion, possibilities of integrating ion storage and mobilization potential of the skeleton in the soil chemical steady-state models, PROFILE and BODEN is shown in the "Conventwald" site example. Until now, the skeletal fraction was left out of consideration in both models. It was considered as an inert matrix that "thinned" the chemical properties of the fine earth. The integration of the skeletal fraction led to a change of the modelling results in both models. In comparison to conventional procedures, PROFILE calculated a

weathering rate increased by 30 %. Using the BODEN model, it was shown that at the actual acidic deposition the acidification front advances distinctly slower within the subsoil when the skeletal fraction is considered.

## 12 Literatur

**AGERER, R. (1998):** Colour Atlas of Ectomycorrhizae. Einhorn-Verlag Eduard Dietenberger, 2 Bände, Loseblatt-Ausgabe.

**ALEWELL, C. (1995):** Investigating sulfate sorption and desorption of acid forest soils with special consideration of soil structure. Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 161, 73-80.

**ALTEMÜLLER, H.-J. (1989):** Zur fluoreszenzmikroskopischen Darstellung biologischer Objekte in Boden-Dünnschliffen. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellschaft, 59/1, 517-522.

**ALTEMÜLLER, H.-J. & VORBACH, A. (1987a):** Fluoreszenzmikroskopische Wurzeluntersuchungen im gewachsenen Bodenkontakt. VDLUFA-Schriftenreihe, 23, Kongressband, 183-193.

**ALTEMÜLLER, H.-J. & VORBACH, A. (1987b):** Veränderungen des Bodengefüges durch Wurzelwachstum von Maispflanzen. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 55/1, 93-98.

**ALTEMÜLLER, H.-J. & TH. BECKMANN (1991):** Verbesserung der Glashaftung von Polyesterharzen bei der Herstellung von Boden-Dünnschliffen. Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkunde, 154, S. 443-444.

**AMRHEIN, C., JURINAK, J.J., MOORE, W.M. (1985):** Kinetics of Calcite Dissolution as Affected by Carbon Dioxide Partial Pressure. Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 49, 1393-1398.

**APPELO, C. A. J. & POSTMA, D. (1993):** Geochemistry, groundwater and pollution. A. A. Balkema; Rotterdam, Brookfield; 536 p.

**ARMBRUSTER, M. (1998):** Zeitliche Dynamik der Wasser- und Elementflüsse in Waldökosystemen. Zeitreihenanalysen, Simulationsmöglichkeiten und Reaktion auf experimentell veränderte Stoffeinträge in den ARINUS-Wassereinzugsgebieten. Freiburger Bodenkundl. Abhandl., Heft 138, 301 S.

- AUGUSTIN, S., SCHALL, P., SCHMIEDEN, U. (1998):** Modelling Aspects of Forest Decline in Germany. 1. Theoretical Aspects and Cause-Effect Relationships. Chemosphere, Vol. 36, 965-970.
- BABEL, U. (1990):** Verteilung von Buchen- und Fichtenfeinwurzeln in Bezug zur Bodenhohlräumen und dichter Bodensubstanz. Allgemeine Forst- u. Jagdzeitung, 161, 109-112.
- BECKER, R. (1999):** Critical Load-Profile 4.2. Dokumentation (Deutsche Version), Ökodata, Gesellschaft für Ökosystemanalyse und Umweltdatenmanagement mbH; <http://www.oekodata.com>.
- BENECKE, P. (1996):** Zur Wirkung der Immissionen auf das Sicker- und Grundwasser bewaldeter Standorte. Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 79, 169-172.
- BENNETT, D. R. & ENTZ, T. (1989):** Moisture-retention parameters for coarse-textured soils in southern Alberta. Can. J. Soil Sci. 69, 263, 272.
- BMELF (1997):** Dauerbeobachtungsflächen zur Umweltkontrolle im Wald. Level II - Erste Ergebnisse. Hrg.: Bundesministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten, 148 S.
- BOSSE, I. (1964):** Verwitterungsbilanzen von charakteristischen Bodentypen aus Flugsanden der nordwestdeutschen Geest. Diss., Univ. Göttingen.
- BRAHMER, G. (1990):** Wasser- und Stoffbilanzen bewaldeter Einzugsgebiete im Schwarzwald unter besonderer Berücksichtigung naturräumlicher Ausstattungen und atmogener Einträge. Freiburger Bodenkundl. Abhandl., 25, 295 S.
- BROWN, T. H. & R.L. MAHLER, R. L. (1987):** Effects of Phosphorus and Acidity on Levels of Silica Extracted from a Palouse Silt Loam. Soil Sci. Am. J., Vol. 51, 674-677.
- BRUNAUER, S., EMMETT, P. H., TELLER, E. (1958):** Gases in multimolecular layers. J. Amer. Chem. Soc., 60, 309-319.

- BUBERL, H. G., v.WILPERT, K., TREFZ-MALCHER, G., HILDEBRAND, E. E. (1994):** Der chemische Zustand der Waldböden in Baden-Württemberg. Mitteilungen der Forstl. Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg, 79100 Freiburg i.Br., Heft 182.
- BUSENBERG, E. & CLEMENCY, C. V. (1976):** The dissolution of feldspars at 25°C and at 1 atm CO<sub>2</sub> partial pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 41-46.
- COILE, T.S. (1952):** Moisture content of small stone in soil. *Soil Sci.*, 75, 203-207.
- COMMISSION CANADIENNE DE PEDOLOGIE (1977):** Manuel de méthodes d'échantillonnage et d'analyse des sols. Agriculture Canada, 223 p.
- DARBYSHIRE, J. F., CHAPMAN, S. J., CHESHIRE, M. V., GAULD, J. H., McHARDY, W. J., PATERSON, E., VAUGHAN, D. (1993):** Methods for the study of interrelationships between micro-organisms and soil structure. *Geoderma*, 56, 3-23.
- DENZ, L. (1991):** Standortskarte (unveröffentlicht) des staatlichen Forstamtes Schluchsee. FVA Baden-Württemberg, Freiburg i. Br.
- DEUTSCHMANN, G. (1994):** Zustand und Entwicklung der Versauerung des Bodens und des oberflächennahen Buntsandsteinuntergrundes eines Waldökosystems im Solling. *Ber. Forschungszentr. Waldökosysteme, Göttingen, Reihe A, Bd. 118*, 180 S.
- DEUTSCHMANN, G., RUMMENHOHL, H., TARRAH, J. (1997):** Die Bestimmung der effektiven Kationenaustauschkapazität von Gesteinen. *Z. Pflanzenernäh. Bodenk.*, 160, 151-155.
- DEUTSCHMANN, G. (1998):** New aspects of buffering processes in stony soils. *Chemosphere*, Vol. 36, No. 4-5, 1149-1154.
- DEUTSCHMANN, G. & LUDWIG, B. (2000):** Exchangeable cations in rock fractions and fine earth in soil profiles of different genesis. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 163, 183-189.
- DREYBRODT, W., LAUCKNER, J., LIU ZAIHUA, SVENSSON, U., BUHMANN, D. (1996):** The kinetics of the reaction  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$  as one of the rate limiting steps for the dissolution of clacite in the system  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$ . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 60, No.18, 3375-3381.

- EISENBRAND, J. & WERTH, G. (1959):** Fluoreszenz-Mikroskopie. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig K.-G.
- FEGER, K. H. (1993):** Bedeutung von ökosystemaren Umsätzen und Nutzungseingriffen für den Stoffhaushalt von Waldlandschaften. Freiburger Bodenkundl. Abhandl. 31, 237 S.
- FEGER, K. H., BRAHMER, G., ZÖTTL, H. W. (1990):** An Integrated Watershed/Plotscale Study for Element Cycling in Spruce Ecosystems of the Black Forest. Water, Air and Soil Pollution 54, pp. 545-560.
- FLINT, A. L., CHILDS, S.W., McNABB, D. H. ( 1981):** Effect of coarse fragments and sieving on soil water release curves. In Agronomy abstracts. ASA, Madison, WI., .225 p.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1991):** Geologie von Baden-Württemberg. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart, 472 S.
- GREMM, P. (1993):** Feinwurzelverteilung von Fichte, Tanne und Buche in Abhängigkeit von der Kronendichte. Unveröffentl. Diplomarbeit, Institut f. Bodenkunde u. Waldernährungslehre Univ. Freiburg.
- GRONBACH, E. (1988):** Charakterisierung und Identifizierung von Ektomykorrhizen in einem Fichtenbestand mit Untersuchungen zur Merkmalsvariabilität in sauer berechneten Flächen. Bibliotheca mycologica, Cramer, Berlin, 217 S.
- GROSCOPF, R. & SCHREINER, A. (1980):** Erläuterungen zur geologischen Karte Blatt 7913 Freiburg i. Brg.-NO. Landesvermessungsamt Baden-Württemberg.
- HANSON, T. CAROLYN., BLEVINS, R. L. (1979):** Soil Water in coarse fragments. Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 43, 819-820, 1979.
- HANTSCH, R., KAUPENJOHANN, M., HORN, R., ZECH, W. (1986):** Kationenkonzentrationen in der Gleichgewichts- und Perkolationsbodenlösung (GBL und PBL) – ein Methodenvergleich. Z. Pflanzenernaehr. Bodenk., 149, 136-139.
- HATANO, R., JWANGA, K., OKAJIMA, H., SAKUMA, T. (1988):** Relationship between the distribution of soil macropores and root elongation. Soil Sci. Plant Nutr., 43, pp. 535-546.



**HAUG, I., PRITSCH, K., OBERWINKLER, F. (1992):** Der Einfluss von Düngung auf Feinwurzeln und Mykorrhizen im Kulturversuch und im Freiland. KfK-PEF, 97.

**HILDEBRAND, E. E. (1986):** Zustand und Entwicklung der Austauschereigenschaften von Mineralböden aus Standorten mit erkrankten Waldbeständen. Forstw. Cbl. 105, 60-76.

**HILDEBRAND, E. E. (1991):** Die chemische Untersuchung ungestört gelagerter Waldbodenproben. Methoden und Informationsgewinn. Projekt Europäisches Forschungszentrum für Maßnahmen zur Luftreinhaltung. Forschungsbericht KfK-PEF 85, 201 S.

**HILDEBRAND, E. E. (1994):** The Heterogeneous Distribution of Mobile Ions in the Rhizosphere of Acid Forest Soils: Facts, Causes, and Consequences. J. Environ. Sci. Health A29(9), 1973-1992.

**HORN, R. (1989):** Bedeutung der Bodenstruktur für die Nährstoffverfügbarkeit. Kali-Briefe (Büntehof) 19/7, 505-515.

**HORN, R. & TAUBNER, H. (1989):** Effect aggregation on potassium flux in a structured soil. Z. Pflanzenernaehr. Bodenk., 152, 99-104.

**HULTBERG, H., APSIMON, H., CHURCH, R. M., GRENNFELT, P., MITCHELL, M. J., MOLDAN, F., ROSS, H. B. (1994):** Sulphur. In: MOLDAN, B., CERNY, J. (Eds.): Biochemistry of Small Catchments. J. Wiley & Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore, 229-254.

**JASMUND, K. & LAGALY, G. (1993):** Tonminerale und Tone. Struktur, Eigenschaften, Anwendung und Einsatz in Industrie und Umwelt. Steinkopff Verlag Darmstadt, 490 S.

**JONGMANS, A. G., VAN BREEMEN, N., LUNDSTRÖM, U., VAN HEES, W., FINLAY, R., D., SRINIVASAN, M., UNESTAM, T., GIESLER, R., MELKERUD, P. A., OLSSON, M. (1997):** Rock eating fungi. Nature, Vol 389, 682-683.

**KAUPENJOHANN, M. & HANTSCHHEL, R. (1987):** Die kurzfristige pH-Pufferung von gestörten und ungestörten Waldbodenproben. Z. Pflanzenernaehr. Bodenk., 150, 156-160.

- KEILEN, K. (1978):** Spurenelementverteilung und Bodenentwicklung im Bärhaldegranitgebiet (Südschwarzwald). Freiburger Bodenkundl. Abh., 8, 278 S.
- KOZLOWSKI, T.T. (1971):** Growth and development of trees. Vol. II: Cambial growth, root growth and reproductive growth. New York and London.
- LAGACHE, M. (1976):** New data on the kinetics of the dissolution of alkali feldspars at 200°C in CO<sub>2</sub> charged water. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 40, 157-161.
- LAMPARSKI, F. (1985):** Der Einfluss der Regenwurmart *Lumbricus badensis* auf Waldböden im Schwarzwald. Freiburger Bodenkundl. Abhandl. 15, 205 S.
- LIKENS, G. E., BORMANN, F. H., PIERCE, R. S., EATON, J. S., JOHNSON, N. M. (1977):** Biogeochemistry of a forested ecosystem. Springer Verlag, New York, 146 p.
- LINDSAY, W.L. (1979):** Chemical Equilibria in Soils. John Wiley and Sons, New York, 449 p.
- MAHR, A. (1998):** Lockerbraunerden und periglaziale Hangsedimente im Bayerischen Wald. Untersuchungen zu Paläoumwelt und Geomorphodynamik im Spätglazial und ihrem Einfluss auf die Pedogenese. Regensburger Geographische Schriften, Heft 30, Institut f. Geographie Uni Regensburg (Selbstverlag).
- MAIER-KÜHNE, H.-M. (1986):** Morphometrische Methoden für die Bodenmikromorphologie (mit Beispielen aus Oberböden). Dissertation, Institut f. Bodenkunde u. Standortslehre Univ. Hohenheim, 133 S.
- MALESSA, V. (1993):** Depositionsbedingte Tiefengradienten der Bodenversauerung in der Sösemulde (Westharz). Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme der Univ. Göttingen, Reihe A, Bd. 98, 233 S.
- MALESSA, V., SCHALL, P., KAMPMANN, H. (1997):** Prognose des Eintritts von Gewässerversauerung im Einzugsgebiet des Kaufunger Waldes anhand des Verfahrens Acid Progress. Arbeitshefte Boden 3, 77-111.

**MARTIN-GARCIA, J. M., DELGADO, G., PARRAGA, J. F., GAMIZ, E., DELGADO, R. (1999):** Chemical, mineralogical and (micro)morphological study of coarse fragments in Mediterranean Red Soils. *Geoderma*, 90, 23-47.

**MATZNER, E. (1988):** Der Stoffumsatz zweier Waldökosysteme im Solling. *Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme der Univ. Göttingen, Reihe A, Bd. 40*, 217 S.

**MAZZARINO, M. J., HEINRICHS, H., FÖLSTER, H. (1983):** Holocene versus accelerant actual proton consumption in German forest soils. In: Ulrich, B., Pankrath, J. (eds.): *Effects of Accumulation of air pollutants in forest ecosystems*. D. Reidel Publ. Comp. Dordrecht, S. 113-123.

**MEHUYS, G. R., STOLZY, L. H., LETEY, J., WEEKS, L. V. (1975):** Effects of stones on the hydraulic conductivity of relatively dry desert soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, Vol. 39.

**MEIWES, K.-J., KÖNIG, N., KHANNA, P. K., PRENZEL, J., ULRICH, B. (1984):** Chemische Untersuchungsverfahren für Mineralböden, Auflagehumus und Wurzeln zur Charakterisierung und Bewertung der Versauerung in Waldböden. *Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme der Univ. Göttingen*, 7, 67 S.

**METZ, R. & REIN, G. (1958):** Erläuterungen zur Geologisch-petrographischen Übersichtskarte des Südschwarzwaldes. *Moritz Schauenburg-Verlag Lahr/Schwarzwald*. 134 S. + Karte.

**MEYER, F. H. (1965):** The role of the fungus *Cenococcum graniformae* in the formation of mor. *Soil Micro Morphology* (Ed. A. Jongerius), 23-31.

**MONTAGNE, C., RUDELLI, J., FERGUSON, H. (1992):** Water Retention of Soft Siltstones Fragments in a Ustic Torriorthent, Central Montana. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, 555-557.

**MOTE, R. F., MUHM, R. L., GIGSTAD, D. C. (1975):** A staining method using acridine orange and auramine "O" for fungi and mycobacteria in bovine tissue. *Stain Technology*, Vol. 50/1, 5-9.

- NÄTSCHER, L. (1987):** Art, Menge und Wirkungsweise von Puffersubstanzen in Auflagehorizonten forstlich genutzter Böden des Fichtelgebirges. Ph. D. Dissertation, Technische Universität München, 132 S.
- NICHOLS, J. D., BROWN, P. L., GRANT, W. J. ( 1984):** Erosion and productivity of soils containing rock fragments. SSSA Spec. Publ. 13. Soil Sci. Soc. Am, Madison, WI.
- NOORDWIJK, van, M., BROUWER, G., HARMANNY, K., (1993):** Concepts and methods for studying interactions of roots and soil structure. *Geoderma*, 56, 351-375.
- RASPE, S. (1992):** Biomasse und Mineralstoffgehalte der Wurzeln von Fichtenbeständen (*Picea abies* Karst.) des Schwarzwaldes und Veränderungen nach Düngungen. *Freiburger Bodenkundl. Abh.*, 29, 197 S.
- RIVARD, R. & DE KIMPE, C. R. (1980):** Propriétés de quelques sols riches en graviers dans la région de Québec. *Can. J. Soil Sci.* 60, 263-273.
- SCHACK-KIRCHNER, H. (1995):** Gashaushaltmessungen in Waldböden. Arbeitsbericht über die erste Phase des DFG-Projekt Hi 275/3-1 (unveröffentl.), FVA Freiburg.
- SCHACK-KIRCHNER, H. & HILDEBRAND, E. E. (1998):** Changes in Soil Structure and Aeration due to Liming and Acid Irrigation. *Plant and Soil*, 199, 167-176.
- SCHACK-KIRCHNER, H., v. WILPERT, K., HILDEBRAND, E. E. (2000):** The spatial distribution of hyphae in structured forest soils. *Plant and Soil* (accepted for print).
- SCHALL, P., AUGUSTIN, S. (1996):** Die BZE Niedersachsens als Grundlage für die Prognose des Bodenzustands. *Mittlg. der Deutsch. Bodenkundl. Gesellschaft*, Band 79, 209-212.
- SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1998):** Lehrbuch der Bodenkunde (14. Aufl.). Ferdinand-Enke-Verlag Stuttgart.
- SCHULTHESS, C.P., SWANSON, K. WIJNJA, H. (1998):** Proton Adsorption on an Aluminum Oxide in the Presence of Bicarbonate. *SOIL SCIENCE SOCIETY Am. J.* Vol., 62, 136-141.

**SEIBT, G., WITTICH, W. (1965):** Ergebnisse langfristiger Düngungsversuche im Gebiet des nordwestdeutschen Diluviums und ihre Folgerungen für die Praxis. In: Schriftenreihe der Forstlichen Fakultät der Universität Göttingen. Bd. 27/28, 156 S.

**SOIL CONSERVATION SERVICE (1972):** Soil survey laboratory methods and procedures for collecting soil samples. US Department of Agriculture, Washington.

**STAHR, K. (1979):** Die Bedeutung der periglazialen Deckschichten für die Bodenbildung und Standortseigenschaften im Südschwarzwald. Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen, 9, 273 S.

**STOLL, D. (1990):** Erkennen, Auswerten, Vermessen - mit dem Echtfarb-Bildanalyse-System LEITZ CBA 8000. Mitteilungen f. Wissenschaft u. Technik, Bd. IX, Nr.8, 263-268.

**STÖRR, M. (1990):** Genesis and geology of the Bohemian Massif Kaolins. In: Clay Minerals Society, 27<sup>th</sup> annual meeting; programmes and abstracts, 116 p.

**SVERDRUP, H. (1990):** The kinetics of base cation release due to primary silicate weathering. Lund Univ. Press., Lund, 246 p.

**SVERDRUP, H., DE VRIES, W., HENRIKSEN, A. (1990):** Mapping critical loads. Environmental report 14, Nordic Council of Ministers, Copenhagen.

**SVERDRUP, H., WARFINGE, P., BLAKE, L., GOULDING, K. (1995):** Modelling Recent and Historic Soil Data from the Rothamstead Experimental Station, England, using SAFE. Agricultural Ecosystems and Environment, 53, 161-177.

**TEDROW, J. C. F. (1966):** Properties of sand and silt fractions in New Jersey soils. Soil Sci., 101, 24-30.

**TIPPKÖTTER, R., RITZ, R., DARBYSHIRE, J. F. (1986):** The preparation of thin sections for biological studies. Journ. Soil Sci., 37, 681-690.

**TRAPPE, J. M. (1962):** Fungus associates of ectotrophic mycorrhizae. Botanical Review, 28, 538-606.

**UGOLINI, F. C. (1964):** Soil development on the red beds of New Jersey. Wm. L. Hutcheson Memorial Forest Bull No. 2, Rutgers Univ., New Brunswick.

**UGOLINI, F. C., CORTI, G., AGNELLI, A., PICCARDI, F. (1996):** Mineralogical, physical and chemical properties of rock fragments in soil. *Soil Science*, Vol. 161, No.8, 521-542.

**ULRICH, B. (1981):** Ökologische Gruppierung von Böden nach ihrem Bodenzustand. *Zeitschr. Bodenkunde u. Pflanzenernährung* 144, 289-305.

**ULRICH, B. (1988):** Ökochemische Kennwerte des Bodens. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.*, 151, 171-176.

**VAN BREEMEN, N., LUNDSTRÖM, U., JONGMANS, A.G. (2000a):** Do plants drive podzolization via rock-eating mycorrhizal fungi? *Geoderma*, 94, 163-171.

**VAN BREEMEN, N., FINLAY, R., LUNDSTRÖM, U., JONGMANS, A. G., GIESLER, R., OLSSON, M. (2000b):** Mycorrhizal weathering: A true case of mineral plant nutrition? *Biogeochemistry*, 49, 53-67.

**VAN DE SAND, M. (1997):** Untersuchungen zur Versauerung von Waldböden. Quantifizierung wichtiger Mechanismen der Protonenpufferung in sauren Waldböden. Schriftenreihe AGRARIA (Studien zur Agrarökologie), Bd. 25, Dissertation Universität Hohenheim, Verlag Dr. Kovac, 115 S.

**VEITH, J. & SCHWERTMANN, U. (1972):** Reaktionen von Ca-Montmorillonit und Ca-Vermiculit mit Kohlensäure. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.*, 131, 21-37.

**WARFVINGE, P. & SVERDRUP, H. (1992):** Calculating critical loads of acid deposition with PROFILE - a steady state chemistry model. *Water, Air and Soil Pollution* 63, pp. 119-143.

**WARFVINGE, P. & SVERDRUP, H. (1995):** Critical loads of acidity to Swedish forest soils. Methods, data and results. Reports in ecology and environmental engineering, Lund University, Report 5, 104 p.

**WEAVER, G. T., KHANNA, P. K., BEESE, F. (1985):** Retention and Transport of Sulfate in a Slightly Acid Forest. *SOIL. SCI. SOC.AM. J.*, Vol.49, 746-750.

**WEIBEL, E. R. (1979):** Stereological Methods, Vol.1: Practical Methods for Biological Morphometry. Academic Press, London/New York, 415 S.

**WELTI, P. (1993):** Pilzdarstellung an Gewebeschnitten. Die Fungigal-A-Methode und ihre Gegenfärbungen. Histo Journal (Offiz. Organ d. Schweizer Gesellsch. f. Histologie-Technik), 250, 30-34.

**WILDMAN, W. E. & JACKSON, M. L. (1968):** Serpentine rock dissolution as a function of carbon dioxide pressure in aqueous solution. The American Mineralogist, Vol. 53, 1252-1263.

**WILKE, B.-M., SCHWERTMANN, U., MURAD, E. (1978):** An occurrence of polymorphic halloysite in granite saprolite of the Bayerischer Wald, Germany. Clay Minerals - London, 13; 1, 67-77.

**WIMMENAUER, W. & SCHREINER, A. (1981):** Erläuterungen zu Blatt 8114 Feldberg. Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25.000, Stuttgart.

**v. WILPERT, K. & HILDEBRAND, E. E. (1992):** Bodenchemische Ergebnisse zum PEF-Standort Schöllkopf. Projekt Europäisches Forschungszentrum für Maßnahmen zur Luftreinhaltung. Forschungsbericht KfK-PEF, 94, 11-19.

**v. WILPERT, K., KOHLER, M., ZIRLEWAGEN, D. (1996a):** Die Differenzierung des Stoffhaushalts von Waldökosystemen durch die waldbauliche Behandlung auf einem Gneisstandort des Mittleren Schwarzwaldes. Mitteilungen der Forstlichen Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg. Heft 197, 94 S. + 40 S. Anhang.

**v. WILPERT, K., SCHACK-KIRCHNER, H., HOCH, R., GÜNTHER, S., HILDEBRAND, E. E., KOTTKE, I., LEONTOVYCOVA, J. (1996b):** Verteilung und Aktivität von Mykorrhizen in Abhängigkeit von der Nährelement-, Wasser- und Sauerstoffverfügbarkeit. FZKA-PEF, 146 S.

**v. WILPERT, K., KOHLER, M., ZIRLEWAGEN, D. (2000):** To what extent can silviculture enhance sustainability of forest sites under the immission regime in Central Europe? Water, Air and Soil Pollution, Vol 122/1-2, 105-120.

**WORLEY, J.F. & HACSKAYLO, E. (1959):** The effect of available soil moisture on the mycorrhizal association of Virginia Pine. Forest Science, Vol. 5/3, 267-268.

---

**ZAREI, M., STAHR, K., PAPENFUß, K.-H. (1993):** Modellversuche zur Verwitterung von Bärhaldegranit unter feuchtsauren Bedingungen. KfK-PEF 104, .67-78.

**ZIMMERMANN, L. (1995):** Der Bodenwasserhaushalt an einem Hochlagenstandort im Südschwarzwald. Freiburger Bodenkundl. Abhandl., 35, 206 S.

**ZIRLEWAGEN, D., KOHLER, M., v. WILPERT, K. (1997):** Die Auswirkungen waldbaulicher Strategien auf die chemischen Eigenschaften der Bodenfestphase. Mittlg. der Deutsch. Bodenkundl. Gesellschaft, Band 85, III, 1429-1432.



**Tabellen:**

<b>Tab 1:</b> Standortscharakteristik	10
<b>Tab. 2:</b> Technische Spezifikationen der für die mikropedologischen Untersuchungen eingesetzten optischen Ausrüstung (verändert nach v. WILPERT et al. 1996b).	26
<b>Tab. 3:</b> <i>Standort Conventwald:</i> Vergleich der Kationenaustauschkapazität des homogenisierten Feinbodens und des skelettnahen Feinbodens (KAK-Bestimmung nach MEIWES et al. 1984; Angaben= arithmet. Mittelwerte aus 10-12 Proben je Tiefe).	48
<b>Tab. 4:</b> <i>Standort Conventwald:</i> Vergleich der Trockengewichtsanteile des Feinbodens und des Skeletts bei konventioneller (Konv. = Skelett mit anhaftendem Feinboden) und modifizierter Vorgehensweise (Neu = gereinigtes Skelett).	49
<b>Tab. 5:</b> Prozentuale Korngrößenklassen-Zusammensetzung der für die BET-Oberflächenanalysen verwendeten Skelettproben (Gewichtsanteile in %).	57
<b>Tab. 6:</b> <i>Standort Conventwald:</i> prozentuale Anteile der Schichtsilikate in verschiedenen Skelettstraten (WL = Wechsellagerungsminerale).	62
<b>Tab. 7:</b> <i>Standort Conventwald:</i> prozentuale Anteile der Schichtsilikate in verschiedenen Feinbodenfraktionen (WL = Wechsellagerungsminerale).	63
<b>Tab. 8:</b> <i>Standort Schluchsee:</i> prozentuale Anteile der Schichtsilikate in verschiedenen Feinbodenfraktionen (WL = Wechsellagerungsminerale).	64
<b>Tab. 9:</b> <i>Standort Altensteig:</i> prozentuale Anteile der Schichtsilikate in verschiedenen Feinbodenfraktionen (WL = Wechsellagerungsminerale).	68
<b>Tab. 10:</b> Berechnete Verwitterungsraten: Perkolationsversuche versus bodenchemisches steady-state Modell PROFILE.	84
<b>Tab. 11:</b> <i>Standort Conventwald:</i> Elementgehalte im Gesamtboden (120 cm Tiefe; Buchen-Stangenholz); in Klammern die mit dem Reaktionsmodel 1. Ordnung berechneten hypothetischen Vorräte.	87
<b>Tab. 12:</b> <i>Standort Conventwald:</i> Anionenmobilisierung in den Bodenporenlösungen (BPL Aqua dest.) des Langzeitversuchs in Abhängigkeit vom CO <sub>2</sub> -Partialdruck in der Bodenluft.	88
<b>Tab. 13:</b> <i>Standort Conventwald:</i> Aufteilung der aus den Langzeitversuchen abgeleiteten Mb-Kationen-Freisetzungsraten nach Freisetzungsquellen in Abhängigkeit vom CO <sub>2</sub> -Partialdruck in der Bodenluft. Berechnung über das durch HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> erklärbare) Anionendefizit in der Ionenbilanz. Freisetzung bei 800 mm Sickerrate/Jahr (Angaben in kmol <sub>c</sub> ha <sup>-1</sup> a <sup>-1</sup> ).	92

- 
- Tab.14:** *Standort Conventwald:* Vergleich der mit verschiedenen Ansätzen berechneten Oberflächen ( $A_w$ ) des Gesamtbodens als Eingangsparameter für das Modell PROFILE. 97
- Tab.15:** *Standort Conventwald:* Vergleich der mit zwei verschiedenen Ansätzen berechneten mineralogischen Zusammensetzung als Eingangsparameter für die PROFILE-Modellierung. Konv. = herkömmliche Methode mit der mineralogischen Zusammensetzung des freien Feinbodens ( $FB_{\text{Frei}}$ ); mod. = modifizierte Methode: gewichtete Mineralzusammensetzung aus freien Feinboden und Feinboden im Skelett ( $FB_{\text{Skel}}$ ). Alle Angaben in %. 98
- Tab.16:** *Standort Conventwald (Fichten-Baumholz):* Mit PROFILE berechnete Mb-Kationen-Verwitterungsraten in Abhängigkeit der verschiedenen Berechnungsansätze zur Eingangsgröße „verwitterbare Oberfläche“ (Angaben in  $\text{kmol ha}^{-1} \text{a}^{-1}$ ). 99
- Tab.17:** *Standort Conventwald (Fichten-Baumholz):* Mit PROFILE errechnete pH-Werte in der Bodenlösung in Abhängigkeit der verschiedenen Berechnungsansätze zur Eingangsgröße „verwitterbare Oberfläche“. 100
- Tab.18:** *Standort Conventwald:* Eingangsparameter für das bodenchemische Modell BODEN im Vergleich der Varianten „Homogenisierter Feinboden“ und „Natürlich gelagerter Gesamtboden“. Als Austauschkapazitäten ( $A_{\text{ke}}$ ) und Austauschbelegungen wurden die Ergebnisse der Modellversuche eingesetzt. Die Eingangsdaten für die Verwitterung wurden in ihrer Höhe und Verteilung auf die Tiefenstufen in Anlehnung an die Ergebnisse der PROFILE-Modellierung gewählt. 103
- Tab. 19:** *Standort Conventwald:* Aus den Ergebnissen der Modellversuche berechnete austauschbare Mb-Kationenvorräte des natürlich gelagerten Gesamtbodens (Nat), des Bodenskeletts (Ske) und des homogenisierten Feinbodens (Hom). Rechnerisch wurde aus der Differenz Nat-Ske der Vorrat des „natürlich gelagerten Feinbodens“ abgeleitet ( $F_{\text{bnat}}$ ). 106

**Abbildungen:**

- Abb. 1:** Lage der untersuchten Standorte in der geologischen Karte des Schwarzwaldes (verändert nach GEYER & GWINNER 1991). 9
- Abb. 2:** Ablaufschema der Probenbehandlung bei den BPL-Kurzzeitversuchen. 11
- Abb. 3:** Versuchsaufbau zur Gewinnung der Bodenporenlösung bzw. Gleichgewichtsbodenporenlösung (verändert nach HILDEBRAND 1991). 16
- Abb. 4:** Schematischer Ausschnitt des modifizierten Perkolationssystems mit kontrollierter Bodenluftzusammensetzung. 18
- Abb. 5:** Schematische Darstellung zur Zerlegung der harzimprägnierten Bodenproben in Anschliffe. Untersucht wurden jeweils die vertikalen Schliffebenen von einer Seite (grau gehaltene Anschliff-Oberflächen). 24
- Abb. 6:** *Standort Conventwald:* Summenkurve der nach Perkolation mit  $\text{NH}_4\text{Cl}$  am Skelett spontan bis kurzfristig (Fraktionen 1-3) ausgetauschten Kationen. 32
- Abb. 7:** Tiefenprofile der am Skelett spontan bis kurzfristig (Fraktionen 1-3) ausgetauschten Kationen (links) bzw. Basensättigungen (rechts) im Vergleich der Untersuchungsstandorte. 33
- Abb. 8:** Austauschbare Kationen des Skeletts über alle 5 Fraktionen hinweg im Vergleich der Standorte. Zwischen der 3. und 4. Fraktion wurde eine Wartezeit von 7,5 Tagen eingeschoben. 34
- Abb. 9:** Tiefenprofile der Basensättigungen im Vergleich der Varianten „Homogenisierter Feinboden“ und „Skelett-Quarz-Systeme“ (\*\*=hochsignifikante Unterschiede der Varianten). 36
- Abb. 10:** *Standort Conventwald:* ausgetauschte Ionen im Vergleich der Varianten „Homogenisierter Feinboden“ und „Skelett-Quarz-Systeme“ (Tiefenstufe 60 cm). Für die Variante „Homogenisierter Feinboden“ ist über der ersten Fraktion die Summe der wasserlöslichen Ionen dargestellt, die in vorab durchgeführten Extraktionsversuchen bestimmt wurden. 37
- Abb. 11:** *Standort Altensteig:* ausgetauschte Ionen im Vergleich der Varianten „Homogenisierter Feinboden“ und „Skelett-Quarz-Systeme“ (Tiefenstufe 30 cm). Für die Variante „Homogenisierter Feinboden“ ist über der ersten Fraktion die Summe der wasserlöslichen Ionen dargestellt, die in vorab durchgeführten Extraktionsversuchen bestimmt wurden. 38
- Abb. 12:** *Standort Schluchsee:* ausgetauschte Ionen im Vergleich der Varianten „Homogenisierter Feinboden“ und „Skelett-Quarz-Systeme“ (Tiefenstufe 60 cm). Für die Variante „Homogenisierter Feinboden“ ist über der ersten Fraktion die Summe der wasserlöslichen Ionen dargestellt, die in vorab durchgeführten Extraktionsversuchen bestimmt wurden. 39
- Abb. 13:** *Austauschbare Mg-, Ca- und K-Vorräte:* im Vergleich der Varianten „Natürlich gelagerter Gesamtboden“ (Nat) und „Skelett-Quarz-Systeme“ (Ske). Für die Variante

- „Nat“ wurde zusätzlich der Gesamtvorrat dargestellt, der sich aus der Summe von wasserlöslichem und austauschbarem Vorrat ergibt (gestrichelte Signatur). Tiefenbereiche: Ah 0-20 cm, Bv 20-80 cm, Cv 80-120 cm; in Altensteig davon abweichend: Bv 20-50, Cv 50-70. 42
- Abb. 14:** *Austauschbare Al- und Mn-Vorräte:* im Vergleich der Varianten „Natürlich gelagerter Gesamtboden“ (Nat) und „Skelett-Quarz-Systeme“ (Ske). Für die Variante „Nat“ wurde zusätzlich der Gesamtvorrat dargestellt, der sich aus der Summe von wasserlöslichem und austauschbarem Vorrat ergibt (gestrichelte Signatur). Tiefenbereiche: Ah 0-20 cm, Bv 20-80 cm, Cv 80-120 cm; in Altensteig davon abweichend: Bv 20-40, Cv 40-60. 43
- Abb. 15:** *Standort Conventwald:* ausgetauschtes  $Mg^{2+}$  (oben) bzw.  $Ca^{2+}$  (unten) im Vergleich der Varianten „Homogenisierter Feinboden“ und „Skelett-Quarz-Systeme“ in Abhängigkeit von gestaffelten Wartezeiten nach der 3. Fraktion (Tiefenstufe Bv 60 cm). 45
- Abb. 16:** *Standort Conventwald:* Steigung der Freisetzungskurven zwischen der 3. und 4. Fraktion in Abhängigkeit von der Wartezeit im Vergleich der Varianten „Homogenisierter Feinboden“ und „Skelett-Quarz-Systeme“ (Tiefenstufe Bv 60 cm). 47
- Abb. 17:** BET-Oberflächen der Grobfraction nach Standorten, Korngrößenklassen und Tiefenstufen. Am Standort Schluchsee gehörte das in den Stech-zylindern erfasste Bodenskelett (Granitgrus) ausschließlich der Korngrößenklasse 2-7 mm an. 55
- Abb. 18:** Am Skelett ausgetauschte Kationen (KAK) in Abhängigkeit von der BET-Oberfläche. 56
- Abb. 19:** *Standort Conventwald:* Dünnschliff aus Skelettproben aus 60 cm Tiefe (Bv-Horizont; Korngrößenklasse 7-15 mm; 50fache Vergrößerung). Stereoskopische Aufnahme im Durchlicht. Deutlich zu erkennen sind die Verwitterungsbereiche (schwarz), die sich netzwerkartig entlang von Schieferungs- und Kluftflächen durch den gesamten Gesteinskörper ziehen („vermiculitisierte Kavitäten“). Röntgendiffraktometrisch wurden hier in situ gebildete Vermiculite bzw. Übergangsminerale zwischen Chlorit und Vermiculit gefunden. 59
- Abb. 20:** *Standort Conventwald:* Skelettproben aus 10 cm Tiefe (Ah-Horizont; Mikrophoto bei 5facher Vergrößerung). *Links:* Ultraschallgereinigtes Bodenskelett ohne auffällige randliche Verwitterungsmerkmale. *Rechts:* Dieselben Skelettpartikel unter leichtem Druck aufgebrochen: Die Bruchstücke zeigen starke vom Steininneren ausgehende Verwitterungserscheinungen und enthalten bereits feinbodenähnliche Substanz. 59
- Abb. 21:** *Standort Conventwald:* Dünnschliffe aus Skelettproben; Auflichtmikrophotos bei 200facher Vergrößerung (gekreuzte Nicols). *Oben:* Muskovit (grünlich) umgeben von feinkörnigeren Schichtsilikaten (Sericit oder Illit, gelb-graue Farbgebungen); horizontal zieht eine Kluft mit dunklen Bestägen aus Goethit als Verwitterungsneubildung; Probe aus dem Cv-Horizont (120 cm Tiefe). *Unten:* In der Bildmitte: gebleichter Biotit (bräunlich) in feinkörniger Matrix von niedrig doppelbrechenden Schichtsilikaten; Probe aus dem Ah-Horizont (10 cm Tiefe). 61
- Abb. 22:** *Standort Schluchsee:* Skelettproben aus 60 cm Tiefe (Bhs-Horizont; Mikrophoto bei 4facher Vergrößerung). *Links:* Granitgruskorn vor der Ultraschall-

- Reinigung, eingehüllt in einen dicken Feinboden-Mantel. *Rechts*: Dasselbe Granitgruskorn nach der Ultraschall-Reinigung. Stark kavernöse Oberfläche durch Verwitterungserscheinungen, die überwiegend an den Grenzflächen der Mineral Körner ansetzen. Einzelne Minerale sind deutlich erkennbar: Bei den milchig-weißen Bereichen handelt es sich um Quarz, bei den dunklen Einsprenkelungen um Biotit. 65
- Abb. 23:** *Standort Schluchsee*: Dünnschliff aus einer Skelettprobe aus 10 cm Tiefe (Ahe-Horizont; Korngrößenklasse 7-15 mm; ca. 8fache Vergrößerung). Stereoskopische Mikroaufnahme im Auflicht. Deutlich erkennbar sind die von Rissen und Klüften durchzogenen biotitreichen Partien (dunkle Farbe), teilweise mit rötlichen Füllungen. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um Hämatitabscheidungen zersetzter Biotite bzw. Hydrobiotite. 65
- Abb. 24:** *Standort Altensteig*: Dünnschliff aus einer Skelettprobe aus 30 cm Tiefe (Bv-Horizont; Korngrößenklasse 7-15 mm; ca. 10fache Vergrößerung). Stereoskopische Mikroaufnahme im Auflicht. Bei den dunklen Einsprenkelungen handelt es sich um Eisenoxide (Lepidokrokit) und die Schichtsilikate Illit sowie Wechselagerungsminerale Illit/Vermiculit, die primär bereits dem Ausgangsgestein beige-mischt sind. Daneben kommen auch Vermiculite vor, die aus primären Schichtsilikaten als in situ-Neubildung in den Porenräumen entstanden sind. 67
- Abb. 25:** *Standort Conventwald*: *links*: Skelettanteile (Vol %); *rechts*: Verwitterungszonen (Vol %) im Skelett. 69
- Abb. 26:** *Standort Conventwald*: Korngrößenverteilung aller erfassten Skelettkörner nach Tiefenstufen und Skelettfarbe (Farbklassen: d=dunkel, m=mittel, h=hell; PCT.= Prozentanteile pro Klasse; CUM. PCT.=Kumulative Prozentanteile). 70
- Abb. 27:** *Standort Conventwald*: Verwitterungsgrad (proz. Verwitterungszonen-Flächenanteil am Skelett) in Abhängigkeit von der Korngröße des Skeletts. 71
- Abb. 28:** *Standort Conventwald*: Sklerotie von *Cenococcum geophilum* mit Querschnitten von Ein-zelhyphen in Feinbodenmatrix (Tiefe Ah 10 cm). 74
- Abb. 29:** *Standort Conventwald*: Querschnitte von pigmentierten Pilzhyphen im unmittelbaren Grenzbereich zwischen Stein und Porenraum. Bei den gelblich leuchtenden Strukturen in der Bildhälfte rechts unten handelt es sich um Feinbodenmatrix (Tiefe Bv 30 cm). 74
- Abb. 30:** *Standort Conventwald*: Pigmentierte Pilzhyphen im Grenzbereich zwischen Stein, Porenraum und (am Stein anhaftendem) Feinboden („Speckgürtel“). Die UV-Anregung ermöglicht eine deutlich schärfere Trennung von harzgefülltem Porenraum und Feinboden-matrix als bei Blauanregung (Tiefe Bv 30 cm). 74
- Abb. 31:** *Standort Conventwald*: *rechts*: Auflichtmikrophoto in UV-Anregung; mit Feinmaterial gefüllte Mikrokluft im Bodenskelett („vermiculitisierte Kavitäten“). Bei den gelblich leuchtenden, rundlichen Objekten handelt es sich um Querschnitte von hyalinen Pilzhyphen (Tiefe Bv 30 cm); *links*: maßstabsgetreue Erläuterungsskizze. 76
- Abb. 32:** *Standort Conventwald*: Auflichtmikrophotos in Blauanregung; Pigmentierte Pilzhyphen, die ohne das Vorhandensein von erkennbaren Verwitterungszonen in den Mineralverband der Steine eindringen (braun bis dunkelbraune Farbe; teilweise Septen und Zellwände erkennbar; Tiefe Ah 10 cm). 76

- Abb. 33:** Gleichgewichts-Bodenporenlösungen (48h) aus dem Cv (120 cm Tiefe) des *Standortes Conventwald*: Die Auswirkungen unterschiedlicher CO<sub>2</sub>-Partialdrücke in der Bodenluft ( $P_{CO_2, atm} = 0,00035$  bar und  $P_{CO_2} = 0,03$  bar) auf die kurzfristige Ionenmobilisierung (*oben*), den pH-Wert sowie die DOC und Si<sub>tot</sub> Freisetzung (*unten*). 82
- Abb. 34:** *Standort Conventwald*: Langfristige Mobilisierung von Ca, Mg, K und Si in Abhängigkeit vom CO<sub>2</sub>-Partialdruck (PCO<sub>2</sub>) in der Bodenluft (natürlich gelagerter Gesamtboden aus dem Cv-Horizont in 120 cm Tiefe). 83
- Abb. 35:** *Standort Conventwald*: Die langfristige Mobilisierung von Mg<sup>2+</sup> (*oben*) und Ca<sup>2+</sup> (*unten*) als chemisches Reaktionsmodell 1. Ordnung (Messwerte der Variante mit bodentypischem Partialdruck  $P_{CO_2} = 0,01$  bar). Bei Ca<sup>2+</sup> verläuft die zugrundegelegte Modellreaktion so schnell, dass innerhalb des dargestellten Zeitraumes (entspricht ca. 12 Jahressickerraten à 800 mm) auf den hypothetischen Vorrat geschlossen werden kann. Die Freisetzungskinetik von Mg<sup>2+</sup> dagegen ist deutlich langsamer; die asymptotische Annäherung an den hypothetischen Vorrat wird erst nach 10<sup>5</sup> h erreicht (ca. 42 Jahressickerraten). 86
- Abb. 36:** *Standort Conventwald*: Die Mobilisierung von Ca<sup>2+</sup> und Mg<sup>2</sup> in Abhängigkeit von der SO<sub>4</sub>-Freisetzung bei unterschiedlichen CO<sub>2</sub>-Partialdrücken. Da die Anionen während des Langzeitexperiments nur in Stichproben analysiert werden konnten, ist eine Darstellung der SO<sub>4</sub>-Freisetzung als Zeitreihe nicht möglich (Angaben PCO<sub>2</sub> in bar). 88
- Abb. 37:** *Standort Conventwald*: Bodenporenlösungen des Langzeitversuches aus dem Zeitraum 2000 bis 3700 h zur Charakterisierung der langfristigen Ionenfreisetzung (Stichproben); *links*: SO<sub>4</sub>/(Ca+Mg)-Verhältnisse über der SO<sub>4</sub>-Mobilisierung; *rechts*: Anionen/Kationen-Verhältnisse über der Summe der analysierten Anionen (SO<sub>4</sub>, NO<sub>3</sub> und Cl); Angaben des CO<sub>2</sub>-Partialdruckes (Pco<sub>2</sub>) in bar; Kationen ohne H<sup>+</sup>-Ionen; 89
- Abb. 38:** *Standort Conventwald*: Zeitreihe der pH-Werte im Lysimeterwasser des Fichten-Baumholzes (EU-Level 2-Fläche Nr. 806) im Tiefenvergleich (Kalenderjahr, 1999). 101
- Abb. 39:** *Standort Conventwald*: Basensättigungen (BS) und pH-Werte in der Batchlösung im Vergleich der Varianten „Homogenisierter Feinboden“ und „Natürlich gelagerter Gesamtboden“. 104

## Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand von Juli 1997 bis Dezember 2000 als Gemeinschaftsprojekt der Abteilung Bodenkunde und Waldernährung der Forstlichen Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg und des Instituts für Bodenkunde und Waldernährungslehre der Universität Freiburg. Ermöglicht wurde dieses Forschungsprojekt durch die finanzielle Unterstützung durch das Land Baden-Württemberg und die Kommission der Europäischen Gemeinschaft (PEF/BW-Plus-Projekt: Förderkennzeichen BWSÖ 99003), wofür ich mich an dieser Stelle bedanken möchte.

Herrn Prof. Dr. Hildebrand danke ich für die Überlassung des Themas, die hervorragende fachliche Betreuung und den großen Freiraum bei der inhaltlichen Ausgestaltung der Arbeit.

Bedanken möchte ich mich auch bei Herrn Dr. K. v. Wilpert, der mir als Leiter der Abteilung Bodenkunde und Waldernährung der Forstlichen Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg während der ersten Projektphase optimale Arbeitsbedingungen ermöglichte und den Fortschritt der Arbeit in zahlreichen Diskussionen durch wertvolle Hinweise und Anregungen unterstützte. Stellvertretend für alle beteiligten Mitarbeiter des Labors der Forstlichen Versuchs- und Forschungsanstalt möchte ich mich bei der Laborleiterin Frau G. Trefz und Herrn A. Schengel für die gute Zusammenarbeit bedanken. Herrn R. Hoch sei gedankt für die Einweisung in die Bedienung der CBA und für die wertvollen Tips zur Fluorochromierung von Anschliffen.

In der zweiten Projektphase am Institut für Bodenkunde und Waldernährungslehre der Universität Freiburg war Herr Dr. H. Schack-Kirchner ein stets hilfs- und diskussionsbereiter Kollege, der mich vor allem in Fragen der Datenverarbeitung und SAS-Programmierung unterstützte. Bei Frau Dr. S. Augustin möchte ich mich für die Einführung in das bodenchemische Modell BODEN sowie die zahlreichen Anregungen und Tips, die zum Entstehen dieser Arbeit beitrugen, bedanken. Die Durchführung von Perkolationsversuchen bei gleichzeitiger Kontrolle der Bodenluftzusammensetzung wäre ohne die Vorarbeit von Herrn M. Blattner nicht möglich gewesen. Für die Ideen und das Engagement bei der technischen Realisierung der dazu notwendigen Perkolations-

---

apparatur möchte ich mich an dieser Stelle bei ihm bedanken. Der Labormannschaft des Instituts für Bodenkunde und Waldernährungslehre sei für die stets freundliche und unkomplizierte Zusammenarbeit gedankt.

**Außerdem haben zahlreiche, hier nicht namentlich genannte Personen in vielfältiger Form zur Entstehung der vorliegenden Arbeit beigetragen. Dafür möchte ich mich an dieser Stelle recht herzlich bedanken.**



## **Anhang**

### **A 1 Profilbeschreibungen**

**A 1.1 Conventwald: Profil Mischbestand (BZE-Profil Nr 903)**

**A 1.2 Conventwald: Profil Buchen-Stangenholz (BZE-Profil Nr 901)**

**A 1.3 Altensteig: Profil Berneck (BZE-Profil Nr 909)**

**A 1.4 Schluchsee: Profil S1 (tabellarische Übersicht)**

### **A 2 Skelettgehalte der verwendeten Stechzylinderproben**

### **A 3 Lagerungsdichten und Porenvolumen**

### **A 4 Elementgesamtaufschlüsse**

### **A 5 Modell BODEN: Daten zur Herleitung der Eingangsparameter**

## A 1 Profilbeschreibungen

### A 1.1 Conventwald: Profil Mischbestand (BZE-Profil Nr. 903)

#### Kurze Profilbeschreibung

#### Titeldaten

Karte Nr.: 7913 Freiburg im Breisgau-Nordost, Höhe: 750 m ü. N.N., Mittelhang, süd-exponiert, steil (36,1 - 58,0 %), Jahresniederschlag: 1400 mm, Niederschlag von Mai-September: 550 mm.

#### Forstliche Daten

Buche: 55, Tanne: 40, Fichte: 5, im Mittel 146-jährig, Mischungsform: gruppenweise, locker, stufig, aus Naturverjüngung, Vorbestandsgeschichte: Mischwald.

#### Standortsdaten

Regionale Einheit: 3/09, Vorläufiger TB: Kandel-Kinzig, Höhenstufe: submontan, Potentielle natürliche Waldgesellschaft (nach Forstliche Standortaufnahme (1980)): Submontane Hainsimsen-Perlgras- bzw. Waldmeister-Buchenwälder mit Tanne und Hainsimse, Humusform: Of-Mull (F-Mull).

#### Profilbeschreibung

+ 4 - 2 cm L	Blattstreu
+ 2 - 0 cm Of	Blattstreu
0 - 10 cm Ah	sehr dunkel braungrau (10YR3.2); mittel sandiger Lehm, mittel steinig, schwach grusig; Skelettgehalt 25 %; Krümelgefüge, sehr fein (< 2 mm), Lagerungsart offen bis sperrig, deutlich ausgeprägt; hoher Anteil sichtbarer Poren; geschätzte Trockenraumdichte: 0.90 g/cm <sup>3</sup> ; sehr stark humos; sehr stark durchwurzelt; Übergang zum nächsten Horizont wellig, deutlich;

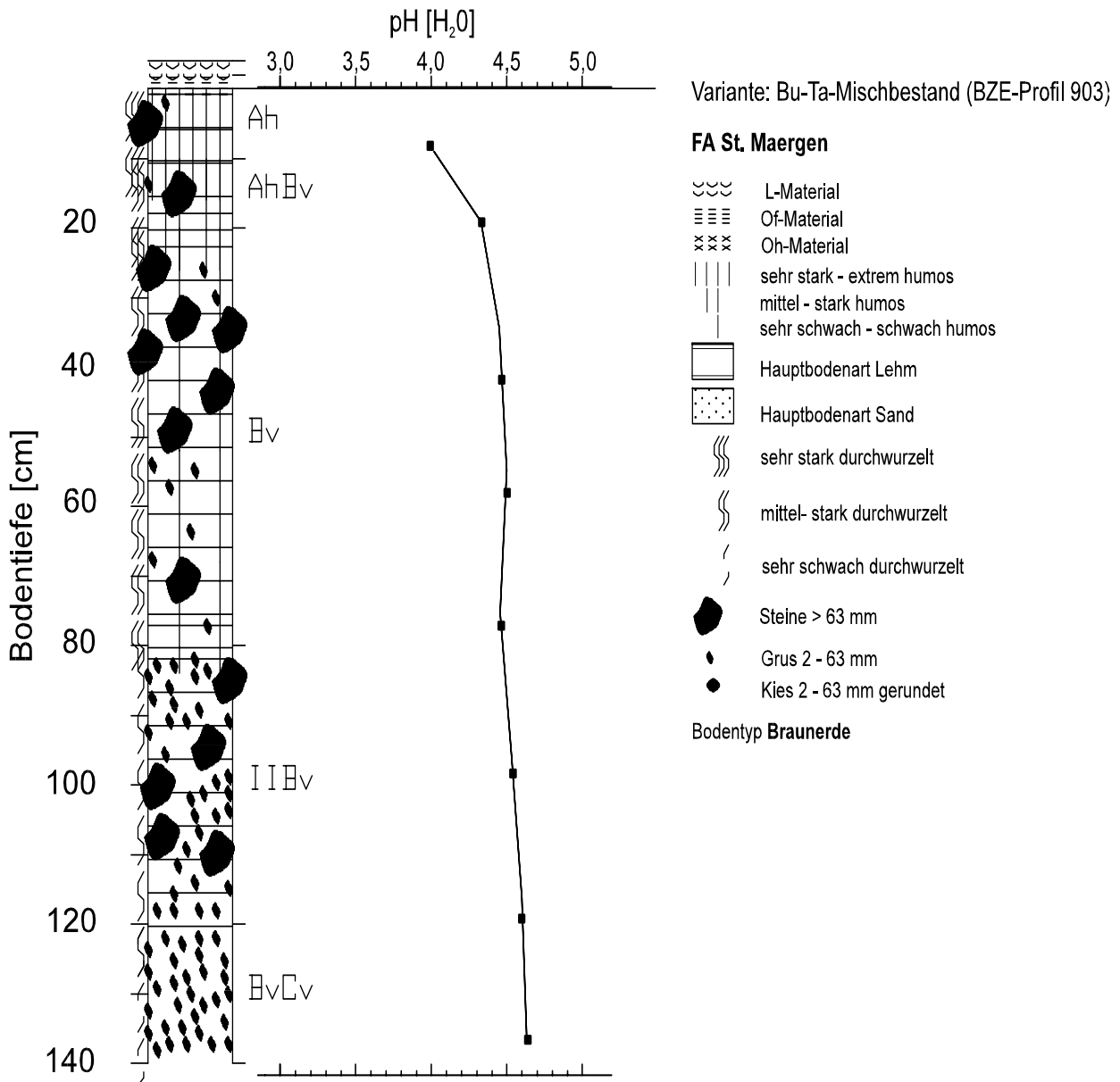
- 10 - 20 cm AhBv graubraun (10YR5.4); mittel sandiger Lehm, mittel steinig, schwach grusig; Skelettgehalt 25 %; Krümelgefüge, fein (2 - 5 mm), Lagerungsart offen bis sperrig; hoher Anteil sichtbarer Poren; geschätzte Trockenraumdichte: 1.00 g/cm<sup>3</sup>; stark humos; stark durchwurzelt; Übergang zum nächsten Horizont wellig, mittel deutlich;
- 20 - 80 cm Bv gelblichbraun (10YR5.8); mittel sandiger Lehm, mittel steinig, schwach grusig; Skelettgehalt 35 %; Subpolyedergefüge, mittel (5 - 20 mm) zerlegbar in Krümelgefüge, fein (2 - 5 mm); hoher Anteil sichtbarer Poren; geschätzte Trockenraumdichte: 1.30 g/cm<sup>3</sup>; sehr schwach humos; mittel durchwurzelt; Übergang zum nächsten Horizont wellig, mittel deutlich;
- 80 - 120 cm IIBv hell gelblichbraun (10YR6.6); stark sandiger Lehm, stark steinig, mittel grusig; Skelettgehalt 65 %; Subpolyedergefüge, mittel (5 - 20 mm) zerlegbar in Krümelgefüge, fein (2 - 5 mm); mittlerer Anteil sichtbarer Poren; geschätzte Trockenraumdichte: 1.40 g/cm<sup>3</sup>; schwach durchwurzelt; Übergang zum nächsten Horizont gerade, mittel deutlich;
- 120 - 140 cm BvCv hell graubraun (10YR6.3); Grus, sandig; Skelettgehalt 85 %; Krümelgefüge, fein (2 - 5 mm), undeutlich ausgeprägt; mittlerer Anteil sichtbarer Poren; geschätzte Trockenraumdichte: 1.50 g/cm<sup>3</sup>; sehr schwach durchwurzelt;

Ausgangsgestein: Hangschutt aus dunklen Gneisen und Paragneisen

Stratigraphie: GN

Bodentyp: Braunerde

## Profilskizze Conventwald Mischbestand



### A 1.2 Conventwald: Profil Buchen-Stangenholz (BZE-Profil Nr. 901)

## Kurze Profilbeschreibung

### Titeldaten

Topographische Karte Nr.: 7913 Freiburg im Breisgau-Nordost, Höhe: 740 m ü. N.N., Mittelhang, südwestexponiert, steil (36,1 - 58,0 %), Jahresniederschlag: 1400 mm, Niederschlag von Mai-September: 550 mm, durchschnittliche Jahrestemperatur: 6,6 ° C.

### Forstliche Daten

Buche: 95, Tanne: 5, im Mittel 36-jährig, Mischungsform: einzeln, geschlossen, einschichtig, aus Naturverjüngung, Vorbestandsgeschichte: Mischwald.

### Standortsdaten

Regionale Einheit: 3/09, Vorläufiger TB: Kandel-Kinzig, Humusform: Of-Mull (F-Mull), Entfernung nächster Baum: 300 cm.

### Profilbeschreibung

+ 2 - 1 cm L	Blattstreu, locker, mit einzelnen Tannennadeln;
+ 1 - 0 cm Of	Blattstreu, locker, sperrig, Übergang zum nächsten Horizont wellig, sehr deutlich;
0 - 10 cm Ah	sehr dunkel braungrau (10YR3.2); schluffig-sandiger Lehm, mittelsteinig, stark grusig; Skelettgehalt 60 %; Krümelgefüge, sehr fein (< 2 mm), Lagerungsart offen bis sperrig, deutlich ausgeprägt; hoher Anteil sichtbarer Poren; geschätzte Trockenraumdichte: 0.80 g/cm <sup>3</sup> ; sehr stark humos; sehr stark durchwurzelt; Übergang zum nächsten Horizont wellig, mittel deutlich;
10 - 25 cm AhBv	graubraun (10YR5.3); schwach sandiger Lehm, mittel steinig, mittel grusig; Skelettgehalt 50 %; Krümelgefüge, fein (2-5 mm), Lagerungsart offen bis sperrig, deutlich ausgeprägt; hoher Anteil sichtbarer Poren; geschätzte Trockenraumdichte: 1.00 g/cm <sup>3</sup> ; stark humos; stark durchwurzelt; Übergang zum nächsten Horizont wellig, undeutlich;

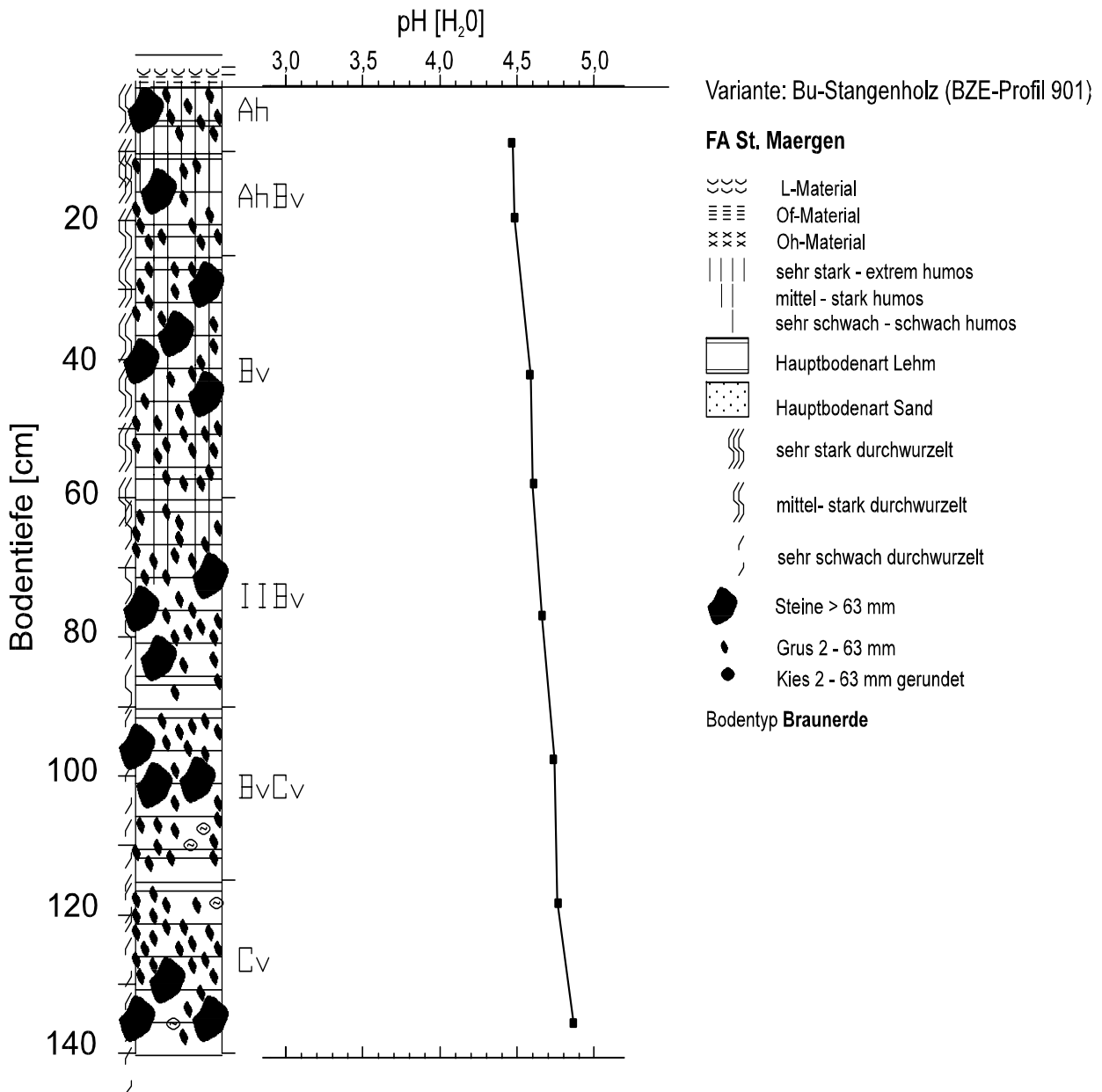
25 - 60 cm Bv	gelblichbraun (10YR5.6); mittel sandiger Lehm, stark steinig, mittel grusig; Skelettgehalt 45 %; Krümel bis Subpolyedergefüge, mittel (5-20 mm), Lagerungsart offen bis sperrig, undeutlich ausgeprägt; mittlerer Anteil sichtbarer Poren; geschätzte Trockenraumdichte: 1.20 g/cm <sup>3</sup> ; (mittel) humos; stark durchwurzelt; Übergang zum nächsten Horizont gerade, mittel deutlich;
60 - 90 cm IIBv	hell gelblichbraun (10YR6.6); mittel sandiger Lehm, mittel steinig, stark grusig; Skelettgehalt 60 %, Subpolyedergefüge, fein (2-5 mm), undeutlich ausgeprägt; geringer Anteil sichtbarer Poren; geschätzte Trockenraumdichte: 1.40 g/cm <sup>3</sup> ; schwach durchwurzelt; Übergang zum nächsten Horizont gerade, mitteldeutlich;
90 - 115 cm BvCv	hell graubraun (10YR6.4); ockerfarbene Eisenverbindungen, Flächenanteil < 5 %, Flecken vorwiegend an Wurzelbahnen; schwach sandiger Lehm, mittel steinig, stark grusig; Skelettgehalt 60 %, Subpolyedergefüge, mittel (5 - 20 mm), undeutlich ausgeprägt; geringer Anteil sichtbarer Poren; geschätzte Trockenraumdichte: 1.50 g/cm <sup>3</sup> ; sehr schwach durchwurzelt; vereinzelte Bleichflecken; Übergang zum nächsten Horizont gerade, mitteldeutlich;
115 - 140 cm Cv	hell graubraun (10YR6.4); ockerfarbene Eisenverbindungen, Flächenanteil < 5 %, Flecken vorwiegend an Wurzelbahnen; mittel sandiger Lehm, mittel steinig, sehr stark grusig; Skelettgehalt 70 %; Subpolyedergefüge, mittel (5 - 20 mm), Lagerungsart geschlossen, undeutlich ausgeprägt; geringer Anteil sichtbarer Poren; geschätzte Trockenraumdichte: 1.60 g/cm <sup>3</sup> ; sehr schwach durchwurzelt; vereinzelte Bleichflecken;

Ausgangsgestein: Hangschutt aus dunklen Gneisen und Paragneisen

Stratigraphie: GN

Bodentyp: Braunerde

### Profilskizze Conventwald Buchen-Stangenholz



A 1.3 Altensteig: BZE-Profil Nr 909

## Kurze Profilbeschreibung

### Titeldaten

Topographische Karte Nr.: 7317 Simmersfeld, Höhe: 535 m ü. N.N., flachgeneigte Fläche, Südost exponiert, schwach geneigt (3,6-9,0%), Jahresniederschlag: 850 mm, durchschnittliche Jahrestemperatur: 8,1°C, Fichten-Dauerbeobachtungsfläche 83 A, EU Nr. 809, Level II.

### Forstliche Daten

Fichte: 55, Forle: 30, Tanne: 15, im Mittel 93-jährig, Mischungsform: einzeln, locker, einschichtig, aus Pflanzung, Naturverjüngung, Vorbestandsgeschichte: Nadelwald.

### Standortsdaten

Regionale Einheit: 3/06 $\alpha$  TB: Ostrand bei Calw-Altensteig, Höhenstufe: submontan, Standortseinheit: Buchen-Tannen-Wald auf mäßig frischem lehmigen Sand, potentiell natürliche Waldgesellschaft (nach Forstliche Standortaufnahme (1980)): submontane typische Hainsimsen-Traubeneichen/Buchenwälder mit Tanne, Humusform: Of-Mull (F-Mull), Entfernung nächster Baum: 70 cm.

### Profilbeschreibung

- |                |  |
|----------------|--|
| + 3 - 1 cm L   | locker und sperrig   |
| + 1 - 0 cm Of  | Nadelstreu, stellenweise filmartige Oh-Lage vorhanden; Übergang zum nächsten Horizont wellig, scharf;  |
| 0 - 10 cm Ah   | sehr dunkel rötlichgrau (2.5YR3.2); mittel schluffiger Sand, schwach grusig; Skelettgehalt 8 %; Kohärent bis Krümelgefüge, fein (2-5 mm), deutlich ausgeprägt, Lagerungsart offen bis sperrig; mittlerer Anteil sichtbarer Poren; geschätzte Trockenraumdichte: 1.10 g/cm <sup>3</sup> ; sehr stark humos; mittel durchwurzelt; Übergang zum nächsten Horizont gerade, deutlich; |
| 10 - 37 cm SBv | dunkel rötlichbraun (5YR4.6); hell-rostfarbene Eisenver-   |



bindungen, Flächenanteil < 5%, Flecken, klein und dunkelbraune bis schwarze Eisen-/Manganverbindungen, Flächenanteil < 5%, weiche Konkretionen, klein; schluffig-lehmiger Sand, mittel steinig; Skelettgehalt 25 %; Kohärentgefüge, schwach verfestigt; geringer Anteil sichtbarer Poren; geschätzte Trockenraumdichte: 1.20 g/cm<sup>3</sup>; schwach humos; mittel durchwurzelt; einzelne Steine mit Fe-, Mn-Krusten; Übergang zum nächsten Horizont gerade, mittel deutlich;

37 - 66 cm SBv

dunkel graubraun (5YR4.4); hell-rostfarbene Eisenverbindungen, Flächenanteil < 5%, Flecken, klein und dunkelbraune bis schwarze Eisen-/Manganverbindungen, Flächenanteil < 5%, weiche Konkretionen, klein; schluffig-lehmiger Sand, sehr stark steinig; Skelettgehalt 50 %; Kohärentgefüge, schwach verfestigt; geringer Anteil sichtbarer Poren; geschätzte Trockenraumdichte: 1.30 g/cm<sup>3</sup>; sehr schwach humos; sehr schwach durchwurzelt; Steine mit Fe-, Mn-Krusten; Übergang zum nächsten Horizont gerade, undeutlich;

66 - 85 cm IICvSd

sehr dunkel rotgrau (2.5YR3.4); stark sandiger Ton, sehr stark steinig; Skelettgehalt 75 %; geringer Anteil sichtbarer Poren; geschätzte Trockenraumdichte: 1.40 g/cm<sup>3</sup>; keine Wurzeln; Basisfließerde.

Ausgangsgestein:

Fließerde aus Sandsteinen

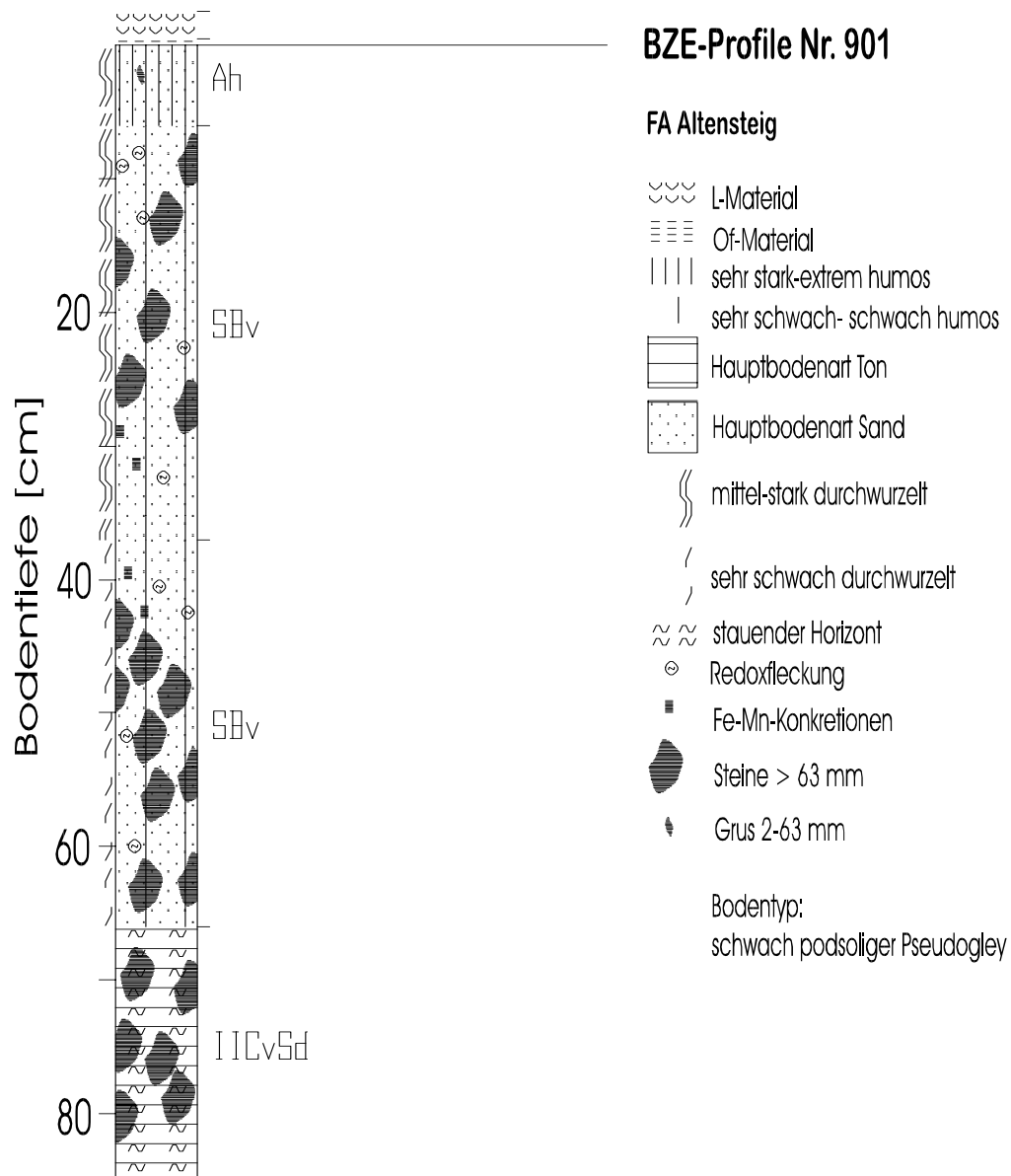
Stratigraphie:

SO

Bodentyp:

schwach podsoliger Pseudogley (Stauwasserpseudogley) – Braunerde; Profil liegt nicht an markierter Stelle, sondern 2 m entfernt in Fi-Bürstenwuchs. In Nässeperioden dürfte im Oberboden Stauwassereinfluss gegeben sein, der aufgrund des Reliefs jedoch relativ schnell abfließen müsste.

## Profilskizze Altensteig



#### A 1.4 Schluchsee: Profil S1

**Beschreibung des Leitprofils S1 (verändert nach FEGGER 1993 und ARMBRUSTER 1998)**

<b>Höhe:</b>	1190 m ü. NN	<b>Exposition:</b>	NNE		
<b>Gestein:</b>	Bärhaldegranit	<b>Relief:</b>	Oberhang (konvex)		
<b>Humusform:</b>	Mullartiger Moder bis Rohhumusartiger Moder	<b>Neigung:</b>	30 %		
		<b>Gründigkeit:</b>	>100 cm		
		<b>Durchwurzelung:</b>	90 cm		
<b>Bodenklassifikation:</b>	DBG: Eisenhumuspodsol FAO: Haplic Podzol				
<b>Bestand:</b>	Fichte (Buche)				
Horizont	Tiefe [cm]	Farbe (Munsell)	Skelett [%]	Textur	TRD [g cm <sup>-3</sup> ]
L	+1	7.5YR 7/8			0.10
Of	+2	10YR 7/3			0.12
Oh	+2.5	2.5YR 2			0.17
Ahe	0-30	5YR 5/2	49.1	IS (SI)	1.10
Bsh	-40	5YR 4/6	45.1	IS (SI)	
Bhs	-60	5YR 5/8	42.0	sL (Ls4)	1.08
Bhvs	-80	5YR 6/6	42.5	sL (Ls4)	
Cv	-100	5YR 6/4	46.2	I'S (SI2)	1.37

#### A 2: Mittlere Skelettgehalte der Stechzylinderproben (Gew %)

Tiefe [cm]	Conventwald	Schluchsee	Tiefe [cm]	Altensteig
10	30 %	44 %	10	8 %
60	53 %	54 %	30	11 %

120	66 %	58 %	60	21 %
-----	------	------	----	------

### A 3: Mittlere Lagerungsdichte (dB) und Gesamtporenvolumen (GPV)

Conventwald			Schluchsee		Altensteig		
Tiefe [cm]	dB [g/cm <sup>3</sup> ]	GPV %	dB [g/cm <sup>3</sup> ]	GPV %	Tiefe [cm]	dB [g/cm <sup>3</sup> ]	GPV %
10	0,84	69	0,90	n.b.	10	1,13	56
60	1,41	49	0,99	n.b.	30	1,52	41
120	1,88	31	1,42	n.b.	60	1,63	37

n.b. = nicht bestimmt

### A 4: Elementgehalte

**Tab. A4 1: Standort Conventwald:** C, N und S-Gehalte im Feinboden sowie berechnete S-Vorräte im Buchen-Stangenholz = Beprobungsprofil für CO<sub>2</sub>-Versuche (aus v. WILPERT et al. 1996a).

Horizont / Tiefe [cm]		Elementgehalte mg/g TS				S-Vorräte [kg/ha m <sup>-1</sup> ]
		C	S	C/N	C/P	
Ah	0-10	66	0.31	13	110	310
AhBv	11-20	42	0.24	13	81	229
Bv	21-40	25	0.17	15	59	162
Bv	41-60	17	0.19	13	40	225
Bv	61-80	13	0.18	10	33	205
Bv	81-100	8	0.16	9	23	226
Bv	101-120	5	0.14	10	14	202
BvCv	121-140	2	0.08	7	7	105

**Tab. A4 2: Standort Conventwald:** Elementgehalte: Pico Trace – Aufschlüsse (2ml HF p.a. 2 ml HNO<sub>3</sub> p.a.) Feinboden und Skelett.

Feinboden		[mg/g TS]					
Tiefe	Al	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na
10	69,25	1,58	39,85	14,27	9,09	0,50	7,37
60	86,36	1,58	46,89	20,37	13,60	0,47	9,27

120	98,95	0,35	57,28	26,61	16,87	0,52	8,13
<i>Skelett</i> [mg/g TS]							
Tiefe	Al	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na
10	84,63	0,37	43,99	22,29	14,62	0,61	10,14
60	86,08	0,37	46,89	23,09	15,93	0,57	9,23
120	75,13	0,42	41,69	17,08	13,38	0,31	10,38

**Tab. A4 3: Standort Altensteig:** Elementgehalte: Pico Trace - Aufschlüsse (2 ml HF p.a. 2 ml HNO<sub>3</sub> p.a. ) im Feinboden und Skelett.

<i>Feinboden</i> [mg/g TS]							
Tiefe	Al	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na
10	30,42	0,42	10,65	17,56	1,23	0,18	1,77
30	34,83	0,39	11,83	19,87	1,47	0,76	1,88
60	55,77	0,28	24,92	26,45	3,08	0,72	1,86
<i>Skelett</i> [mg/g TS]							
Tiefe	Al	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na
10	37,70	0,18	49,64	21,08	1,45	3,82	2,98
30	38,89	0,13	39,62	22,58	1,43	5,68	2,71
60	36,20	0,11	31,75	23,37	1,47	1,24	2,46

**Tab. A4 4: Standort Schluchsee:** Elementgehalte: Pico Trace - Aufschlüsse (2 ml HF p.a. 2 ml HNO<sub>3</sub> p.a. ) im Feinboden und Skelett.

<i>Feinboden</i> [mg/g TS]							
Tiefe	Al	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na
10	80,34	0,68	13,39	39,77	1,28	0,12	10,17
60	90,83	0,68	17,41	42,51	1,37	0,23	11,30
120	94,37	0,49	16,54	48,24	1,33	0,37	7,98
<i>Skelett</i> [mg/g TS]							
Tiefe	Al	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na
10	30,69	0,25	5,23	22,93	0,27	0,05	6,74
60	42,15	0,36	6,22	29,71	0,30	0,09	9,64
120	37,28	0,32	5,22	26,26	0,34	0,09	6,14

#### A 5: Modell BODEN: Daten zur Herleitung der Eingangsparameter (Standort Conventwald)

**Tab. A5 1:** Durchschnittliche Zusammensetzung von Bestandesniederschlag und Bodenlösung (mol / L) (Mittelwerte der Jahre 1992-1994).

	Na	Ca	Mg	K	Al <sub>tot</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>
Bestandesniederschlag	0,020	0,0307	0,01138	0,0505	0	0,0438	0,0421
Humuslysimeter	0,044	0,0635	0,0405	0,116	0,054	0,061	0,092
Lysimeter 10 cm Tiefe	0,043	0,0295	0,000245	0,019	0,042	0,040	0,052
Lysimeter 60 cm Tiefe	0,055	0,0345	0,0315	0,024	0,040	0,050	0,088
Lysimeter 180 cm Tiefe	0,090	0,034	0,0495	0,031	0,037	0,077	0,140

**Tab. A5 2:** Schwefel in der Festphase

Tiefe	mol / L	Mittelw. Schicht
0-10	0,00844	
10-20	0,00844	→ 0,0084
20-30	0,00844	
30-40	0,00844	
40-50	0,01094	
50-60	0,01094	
60-70	0,01172	
70-80	0,01172	→ 0,0104
80-90	0,00781	
90-100	0,00781	
100-110	0,00313	
110-120	0,00313	→ 0,0055

**Tab. A5 3:** Austauschereigenschaften

		kg /ha /Schicht					
Tiefe		Ca	K	Mg	Al	Mn	H
0-20	Nat	46,60	52,60	19,10	776,00	15,13	3,09
0-20	Ske	12,10	8,40	3,60	104,00	2,67	0,86
0-20	Hom	58,10	47,30	14,60	916,00	27,02	3,10

21-80	Nat	18,30	84,10	5,00	2196,00	8,41	2,11
21-80	Ske	14,20	19,90	3,90	132,00	1,77	0,94
21-80	Hom	14,50	103,20	3,60	2265,00	6,06	1,85
81-120	Nat	19,90	34,40	4,90	661,00	2,72	0,96
81-120	Ske	9,20	23,30	4,10	143,00	1,57	0,89
81-120	Hom	9,90	14,00	1,80	302,00	1,13	0,53

*molc/l Bodenvolumen*

Tiefe		Ca	K	Mg	Al	Mn	H
0-20	Nat	0,001163	0,000673	0,000786	0,043140	0,000275	0,001533
0-20	Ske	0,000302	0,000107	0,000148	0,005782	0,000049	0,000427
0-20	Hom	0,001450	0,000605	0,000601	0,050923	0,000492	0,001538
21-80	Nat	0,000152	0,000358	0,000069	0,040694	0,000051	0,000349
21-80	Ske	0,000118	0,000085	0,000053	0,002446	0,000011	0,000155
21-80	Hom	0,000121	0,000440	0,000049	0,041972	0,000037	0,000306
81-120	Nat	0,000248	0,000220	0,000101	0,018373	0,000025	0,000238
81-120	Ske	0,000115	0,000149	0,000084	0,003975	0,000014	0,000221
81-120	Hom	0,000124	0,000090	0,000037	0,008394	0,000010	0,000131

*% an der Ake total korr*

Tiefe		Ake Total korr*	Ca %	K %	Mg %
0-20	Nat	0,048432	2,40063	1,38882	1,62291
0-20	Ske	0,006930	4,35642	1,55005	2,13781
0-20	Hom	0,056626	2,55995	1,06816	1,06104
21-80	Nat	0,041673	0,36521	0,86023	0,16458
21-80	Ske	0,002869	4,11681	2,95697	1,86491
21-80	Hom	0,042925	0,28094	1,02481	0,11504
81-120	Nat	0,019205	1,29263	1,14525	0,52498
81-120	Ske	0,004558	2,5180	3,26847	1,85086
81-120	Hom	0,008786	1,40564	1,01879	0,42153

\*Ake total korr: Im Ah wurde zu Al 2 % zugeschlagen, da Fe nicht bestimmt wurde.

