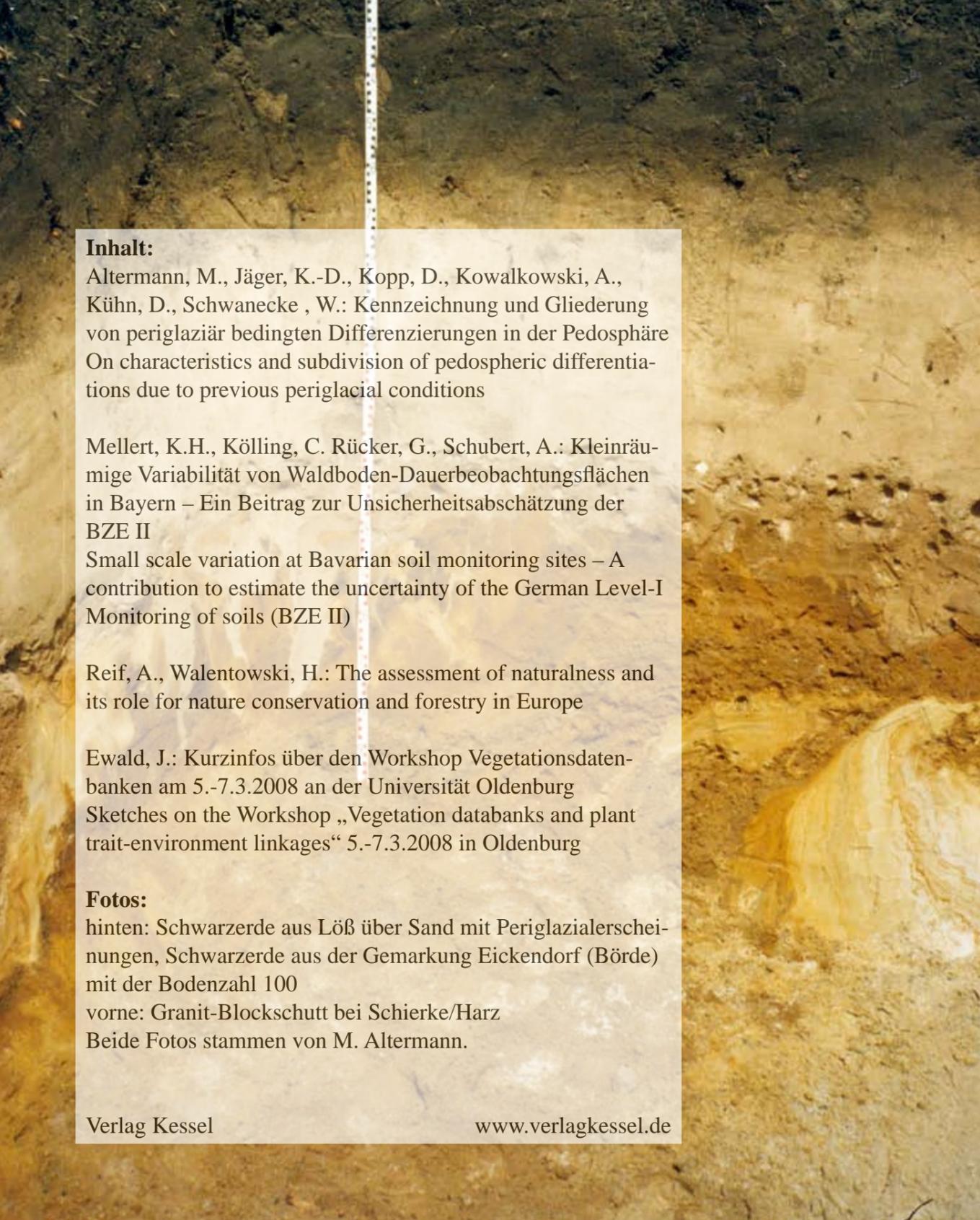




A3000



Inhalt:

Altermann, M., Jäger, K.-D., Kopp, D., Kowalkowski, A., Kühn, D., Schwanecke, W.: Kennzeichnung und Gliederung von periglaziär bedingten Differenzierungen in der Pedosphäre
On characteristics and subdivision of pedospheric differentiations due to previous periglacial conditions

Mellert, K.H., Kölling, C. Rücker, G., Schubert, A.: Kleinräumige Variabilität von Waldboden-Dauerbeobachtungsflächen in Bayern – Ein Beitrag zur Unsicherheitsabschätzung der BZE II
Small scale variation at Bavarian soil monitoring sites – A contribution to estimate the uncertainty of the German Level-I Monitoring of soils (BZE II)

Reif, A., Walentowski, H.: The assessment of naturalness and its role for nature conservation and forestry in Europe

Ewald, J.: Kurzinfos über den Workshop Vegetationsdatenbanken am 5.-7.3.2008 an der Universität Oldenburg
Sketches on the Workshop „Vegetation databanks and plant trait-environment linkages“ 5.-7.3.2008 in Oldenburg

Fotos:

hinten: Schwarzerde aus Löß über Sand mit Periglazialerscheinungen, Schwarzerde aus der Gemarkung Eickendorf (Börde) mit der Bodenzahl 100

vorne: Granit-Blockschutt bei Schierke/Harz

Beide Fotos stammen von M. Altermann.



2008/6

**Waldökologie,
Landschaftsforschung
und Naturschutz**

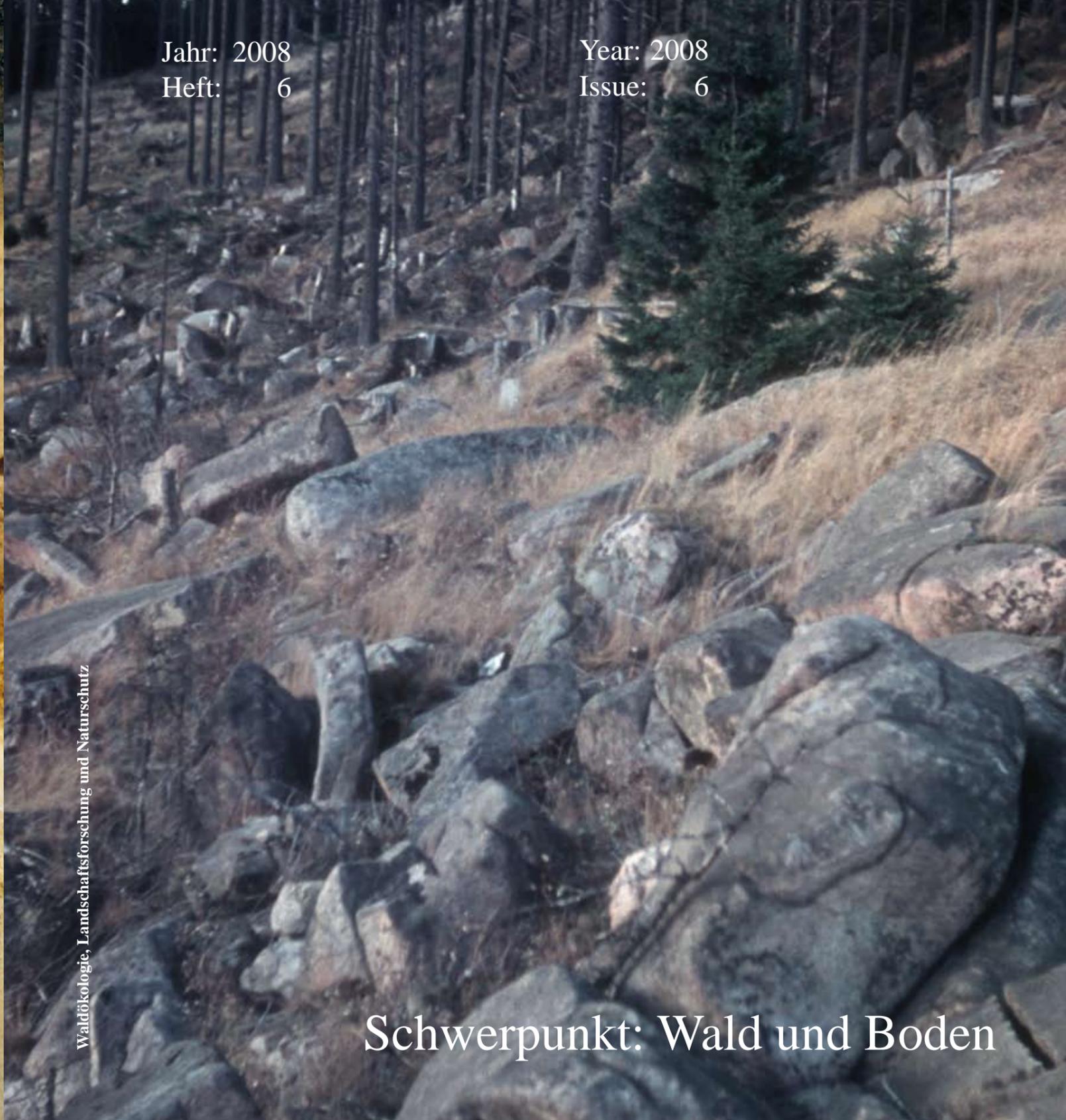
**Forest Ecology,
Landscape Research and
Nature Conservation**

Jahr: 2008

Heft: 6

Year: 2008

Issue: 6



Waldökologie, Landschaftsforschung und Naturschutz

Schwerpunkt: Wald und Boden

Waldökologie, Landschaftsforschung und Naturschutz

Forest Ecology, Landscape Research and Nature Conservation

Hier werden ausschließlich Original-Arbeiten publiziert. Die Veröffentlichung erfolgt als pdf-Datei. Über die Annahme der Beiträge wird aufgrund externer Gutachten entschieden (*peer review*-System). Das Themenspektrum beinhaltet:

- Regionale, nationale und internationale Studien zu Waldökologie, Landschaftsforschung und Naturschutz.
- Methoden der nordostdeutschen und der süddeutschen Schulen zur Standorts-, Vegetations- und Naturraumerkundung.
- Klimawandel und Eutrophierung als neue Faktoren der Standorts- und Naturraumerkundung (z.B. Einbeziehung regionaler Klimamodelle; Einbeziehung möglicher Trockenklemmen; trees for the future).
- Natur und biologische Vielfalt (Konzepte für ökologisch nachhaltige Landnutzung; Konzepte, Werkzeuge und Indikatoren für Biodiversitätsmonitoring auf verschiedenen Skalenebenen; Biodiversität und ökologische Funktionalität; biologische Invasionen).

Schriftleiter - EDITORS IN CHIEF

Prof. Dr. Gerhard Karrer, Universität für Bodenkultur Wien, Department für Integrative Biologie und Biodiversitätsforschung, Gregor-Mendel-Str. 33,A-1180 Wien (Austria), email: gerhard.karrer@boku.ac.at

Dr. Helge Walentowski, Bayerische Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft, Am Hochanger 11, D-85354 Freising, email: wal@lwf.uni-muenchen.de

Prof. Dr. Michael Manthey, Ernst-Moritz-Arndt-Universität, Institut für Botanik und Landschaftsökologie, Grimmer Str. 88, D-17487 Greifswald, email: manthey@uni-greifswald.de

Prof. Dr. Stefan Zerbe, Ernst-Moritz-Arndt-Universität, Institut für Botanik und Landschaftsökologie, Grimmer Str. 88 D-17487 Greifswald, email: zerbe@uni-greifswald.de

Redaktions-Beirat – COORDINATING EDITORS

Prof. Dr. Elgene O. **Box**, Geography Dept, University of Georgia, Athens (USA)

Prof. Dr. Ulrich **Hampicke**, Institut für Botanik und Landschaftsökologie, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

Prof. Dr. Albert **Reif**, Waldbau-Institut, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg

Dr. Mario **Broggi**, Geschäftsstelle Binding-Preis für Umwelt und Naturschutz, Schaan (Liechtenstein)

PD Dr. Hans **Joosten**, Institut für Botanik und Landschaftsökologie, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

Dr. Rainer **Schulz**, Institut für Forstliche Biometrie und Informatik, Universität Göttingen

Dr. Andraž **Carni**, Institute of Biology, Scientific Research Centre of the Slovenian Academy of Sciences and Arts, Ljubljana (Slovenia)

Prof. Dr. Birgit **Kleinschmit**, Fachgebiet für Geoinformationsverarbeitung in der Landschafts- und Umweltplanung, Technische Universität Berlin

Prof. Dr. Peter A. **Schmidt**, Institut für Allgemeine Ökologie und Umweltschutz, Technische Universität Dresden

Prof. Dr. Milan **Chytrý**, Department of Botany and Zoology, Masaryk University, Brno (Czech Republic)

Prof. Dr. Hans-Dieter **Knapp**, Internationale Naturschutzakademie Insel Vilm des Bundesamtes für Naturschutz

Prof. em. Dr. Rolf **Schmidt**, FB Landschaftsnutzung und Naturschutz, Fachhochschule Eberswalde

Prof. Dr. Jörg **Ewald**, Fakultät Wald und Forstwirtschaft, Fachhochschule Weihenstephan

Dr. Christian **Kölling**, Bayerische Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft, Freising-Weihenstephan

Prof. Dr. Wolfgang **Schmidt**, Institut für Waldbau, Universität Göttingen

Prof. Dr. Klaus **Dierßen**, Ökologiezentrum, Christian-Albrechts-Universität Kiel

Prof. Dr. Ingo **Kowarik**, Fachgebiet Ökosystemkunde / Pflanzenökologie, Technische Universität Berlin

Dr. Peer Hajo **Schnitter**, Fachbereich Naturschutz, Landesamt für Umweltschutz Sachsen-Anhalt, Halle

Prof. Dr. Georg **Grabherr**, Institut für Ökologie und Naturschutz, Universität Wien (Austria)

Prof. Dr. Vera **Luthardt**, FB Landschaftsnutzung und Naturschutz, Fachhochschule Eberswalde

Dr. Axel **Ssymank**, Bundesamt für Naturschutz, Bonn

Prof. Dr. Martin **Hermý**, Catholic University of Leuven, Division Forest, Nature and Landscape Research (Belgium)

Dr. Hans-Gerhard **Michiels**, Forstliche Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg, Freiburg i.Br.

Prof. Dr. Winfried **Türk**, Fachgebiet Vegetationskunde, Fachhochschule Lippe und Höxter / Abt. Höxter

Dr. Ab **Grootjans**, Community & Conservation Ecology Group, University of Groningen (Netherlands)

Prof. Dr. Jörg **Pfadenhauer**, Dept. für Ökologie, Technische Universität München, WZW Weihenstephan

Technische Redakteure / TECHNICAL EDITORS

René **Fronczek**, Ernst-Moritz-Arndt-Universität, Institut für Botanik und Landschaftsökologie, Grimmer Str. 88 D-17487 Greifswald, email: fronczek@uni-greifswald.de

Kersten **Renneberg**, Renneberg-Webdesign, Grüner Weg 2, 37133 Friedland, email: info@renneberg-webdesign.de

Andrew **Liston**, email: andrew.liston@t-online.de

Herausgeber - PUBLISHER

Dr. Norbert **Kessel**, Verlag Dr. Kessel, Eifelweg 37, D-53424 Remagen-Oberwinter, email: webmaster@forstbuch.de

Hinweise für Autoren

- Manuskripte werden per E-Mail als Attachment eingereicht.
- Folgende Text-Formate werden akzeptiert: *.doc, *.rtf
- Beiträge werden überschrieben mit
 - Titel des Beitrags
 - Vorname und Name der Autoren/der Autorinnen
- Abbildungen sind möglich in den Formaten JPG, GIF, TIF oder als Excel-Grafiken (XLS). Bitte immer die Original-Dateien mit-senden!
- Beiträge können in Deutsch oder Englisch verfasst sein.
- Ein Abstract in Englisch und eine Zusammenfassung in Deutsch sind voranzustellen.
- Tabellenüberschriften und Abbildungsunterschriften (auch) in Englisch
- Bitte beachten Sie bitte die unter www.afsv.de in der Rubrik „Waldökologie online“ hinterlegten [Formatvorgaben](#).

Zitierweise

Bei Artikeln in Zeitschriften: Verfasser (in Kapitälchen, Vorname gekürzt), Erscheinungsjahr in Klammern: Titel der Arbeit. Abgekürzter Titel der Zeitschrift mit Bandzahl fettgedruckt, Heftnummer in Klammern und unterstrichen: Seitenzahlen.

Beispiel:

ASSMANN, T. (1994): Epigäische Coleopteren als Indikatoren für historisch alte Wälder der Nordwestdeutschen Tiefebene. *NNA-Ber.* **7** (3): 142-151.

Bei Büchern: Verfasser (in Kapitälchen, Vorname gekürzt), Erscheinungsjahr in Klammern: Titel der Arbeit. Auflage (nur von der 2. Auflage ab). Verlag, Erscheinungsort: Seitenzahl. Beispiel:

ELLENBERG, H. (1996): *Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen*. 5. Aufl., Ulmer, Stuttgart: 1095 S.

Zusätzlich können anschließend sowohl bei Artikeln als auch bei Büchern Internetadressen angegeben werden.

Beispiel:

ENGELHARD, J., REIF, A. (2004): Veränderungen der Bodenvegetation und des Oberbodenzustandes durch Fichtenanbau auf Standorten des Kalkbuchenwaldes. *Waldökologie online* **1**: 29-56.

http://www997.wb09.de/download/literatur/waldoekologie-online/waldoekologie-online_heft1-5.pdf

Die Manuskripte senden Sie bitte per E-Mail an einen der Schriftleiter (*Editors in Chief*).

Copyright

Das Copyright für alle Web-Dokumente und Bilder liegt beim Journal. Eine Folgerverwertung von Web-Dokumenten ist nur möglich, wenn die Redaktion ihr Einverständnis erklärt. Externe Links auf das Waldökologie-Online Journal sind ausdrücklich erwünscht. Eine unautorisierte Übernahme ganzer Seiten oder ganzer Beiträge oder auch Beitragsteile ist dagegen nicht zulässig.

Bestellung als print on demand:

Das Journal kann auch in gedruckter Form im Format 17 x 24 cm bestellt werden („*print on demand*“). Ihre Bestellung richten Sie bitte an den Verlag Kessel, Eifelweg 37, 53424 Remagen-Oberwinter, Fax: 01212-512 382 426
e-mail: webmaster@forstbuch.de,
homepage: www.verlagkessel.de

Für den Schriftentausch bitten wir, folgende Anschrift zu verwenden:

Schriftentausch für die Arbeitsgemeinschaft Forstliche Standorts- und Vegetationskunde, c/o. Geschäftsführung, Am Hochanger 11, D-85354 Freising

Liebe Leserin, lieber Leser,

wie in den [AFSV-News in Heft 5](#) angekündigt, erscheinen Waldökologie online und das Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung nun mit Heft 6 gemeinsam unter dem Titel „[Waldökologie, Landschaftsforschung und Naturschutz – Forest Ecology, Landscape Research and Nature Conservation](#)“. Wir haben bislang eine sehr positive Resonanz auf dieses Vorhaben vernommen, für die wir uns an dieser Stelle ganz herzlich bedanken möchten. Offiziell verabschiedet werden kann die Fusionierung allerdings selbstverständlich erst im Falle einer positiven Verabschiedung auf der AFSV-Mitgliederversammlung im Juni 2008.

Mit dem designierten Zusammenschluss sind einige Neuerungen verbunden:

- [Schriftleitung](#) und [Redaktionsbeirat](#) sind deutlich erweitert; allen Kollegen, die sich hier neu einbringen, besten Dank und herzlich willkommen!
- Es ist mit mindestens 3-4 Heften pro Jahr zu rechnen; wobei wir uns die genaue Anzahl ganz bewusst offen halten wollen, um flexibel zu sein
- Die Zählung wird mit Heft 6 fortgesetzt und die URN bleibt bestehen. Die ISSN ist allerdings an einen Titel und somit an einen Datensatz gebunden. Da die Deutsche Bibliothek bei der Titeländerung von „Waldökologie online“ in „Waldökologie, Landschaftsforschung und Naturschutz“ einen neuen Datensatz anlegen muss, ist eine Beibehaltung der ISSN nicht möglich. Die neue ISSN erhalten wir erst dann, wenn die Zeitschrift unter dem neuen Titel im Internet veröffentlicht ist.

Herzlichst,
Ihr Schriftleitungsteam

Gerhard Karrer, Michael Manthey, Helge Walentowski,
Stefan Zerbe

Unsere Partner:



Deutscher Verband Forstlicher
Forschungsanstalten
<http://www.dvffa.de>



<http://www.tuexenia.de/>



<http://www.afz-derwald.de/>



<http://www.schaper-verlag.de/>

Forstliche Standortskunde

ALTERMANN, M., JÄGER, K.-D., KOPP, D., KOWALKOWSKI, A., KÜHN, D., SCHWANECKE, W.: KENNZEICHNUNG UND GLIEDERUNG VON PERIGLAZIÄR BEDINGTEN DIFFERENZIERUNGEN IN DER PEDOSPHERE.....	5
<i>ON CHARACTERISTICS AND SUBDIVISION OF PEDOSPHERIC DIFFERENTIATIONS DUE TO PREVIOUS PERIGLACIAL CONDITIONS</i>	

MELLERT, K.H., KÖLLING, C. RÜCKER, G., SCHUBERT, A.: KLEINRÄUMIGE VARIABILITÄT VON WALDBODEN-DAUERBEOBACHTUNGS-FLÄCHEN IN BAYERN – EIN BEITRAG ZUR UNSICHERHEITSABSCHÄTZUNG DER BZE II –.....	43
<i>SMALL SCALE VARIATION AT BAVARIAN SOIL MONITORING SITES – A CONTRIBUTION TO ESTIMATE THE UNCERTAINTY OF THE GERMAN LEVEL-I MONITORING OF SOILS (BZE II)</i>	

Naturnähe-Indikatoren

REIF, A., WALENTOWSKI, H.: THE ASSESSMENT OF NATURALNESS AND ITS ROLE FOR NATURE CONSERVATION AND FORESTRY IN EUROPE.....	63
---	----

Nachrichten aus der Arbeitsgemeinschaft (AFSV-News)

EWALD, J.: KURZINFOS ÜBER DEN WORKSHOP VEGETATIONS DATENBANKEN AM 5.-7.3.2008 AN DER UNIVERSITÄT OLDENBURG.....	77
<i>SKETCHES ON THE WORKSHOP „VEGETATION DATABANKS AND PLANT TRAIT-ENVIRONMENT LINKAGES“ 5.-7.3.2008 IN OLDENBURG</i>	

Zur Kennzeichnung und Gliederung von periglaziär bedingten Differenzierungen in der Pedosphäre

On characteristics and subdivision of pedospheric differentiations due to previous periglacial conditions

Manfred Altermann, Klaus-Dieter Jäger, Dietrich Kopp †, Alojzy Kowalkowski, Dieter Kühn, Walther Schwanecke

Schlüsselwörter: Kryopedogenese, Kryoperstruktion, Kryotranslokation, periglaziale Deckschichten, periglaziäre Lagen, periglaziäre Segmente, Perstruktionszonen

Zusammenfassung

Im periglaziären Milieu der letzten Kaltzeit wurde der oberflächennahe Tiefenbereich in Mitteleuropa entscheidend geprägt, was durch lithogene und pedogene Differenzierungen bis etwa 1...2 m unter Gelände zum Ausdruck kommt. Die Prozesse Kryoklastik und Kryotranslokation, Kryoperstruktion sowie Kryopedogenese – jeweils mit mehreren Teilprozessen – prägten die Profigliederung und Substratausbildung in der Auftauzone des Dauerfrostbodens. In den Untersuchungen und Diskussionen der letzten Jahrzehnte zur Genese der Phänomene im Bereich der Pedosphäre erfuhren die beteiligten Prozesse bei den Autoren unterschiedliche Aufmerksamkeit und Wichtung. Die verschiedenen Konzepte zur Kennzeichnung und Gliederung der Profildifferenzierungen lassen sich letztlich dem Deckenkonzept, im Wesentlichen fußend – jedoch unter Beteiligung weiterer Prozesse – auf Kryotranslokation sowie dem Konzept der Perstruktions- bzw. Umlagerungszonen, vorrangig basierend auf den Prozessen Kryoperstruktion und Kryopedogenese, zuordnen. Der entscheidende Unterschied zwischen der Ansprache der periglaziär bestimmten Differenzierungen innerhalb der Pedosphäre mit Hilfe der Abfolge verschiedener Zonen einerseits und der Abfolge verschiedener Decken – wie auch Lagen – andererseits besteht darin, dass bei der Kennzeichnung und Gliederung des Zonenprofils sedimentär bedingte Substratunterschiede nicht vorrangig und nur als Hilfskriterien herangezogen und somit gleiche Zonen auch in lithostratigraphisch unterschiedlichem Material oder auch umgekehrt in gleichem Material verschiedene Zonen ausgewiesen werden. Nach dem Decken-/Lagenkonzept werden dagegen die sedimentären Prozesse als dominante Ursachen der heute vorliegenden vertikalen Substratdifferenzierung angesehen, wobei auch den syn- und postsedimentären periglaziären Umbildungen durch Teilprozesse der Kryoperstruktion immerhin entscheidender Anteil am Deckenbildungsprozess beigemessen wird, die zur zusätzlichen Vertikaldifferenzierung innerhalb der jeweiligen Decke führen können. Zur Definition der Lagen (nach der Kartieranleitung der Staatlichen geologischen Dienste und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) wurden die Prozesse der Kryotranslokation sowie Teilprozesse der Kryoperstruktion herangezogen, jedoch sind bisher die Kryohomogenisierung (Entscheidung, Vermischung) und (Skelett-)Umsortierung (Kryolithotropie) sowie außerdem die mit der Kryoperstruktion häufig verknüpften Prozesse der Kryopedogenese in die Definition nicht eingegangen.

In vielen Fällen ist eine Zuweisung der Profile zu einem be-

stimmten Gliederungsprinzip bzw. Genesetyp nicht möglich. So ist es nicht haltbar, von regional abgegrenzten Gebieten sowie räumlichen Insellagen der Entstehung von periglaziären Decken einerseits und von Bereichen mit Ausbildung von Kryoperstruktionszonen andererseits zu sprechen. Im periglaziären Milieu wirkten die o. g. jeweils unterschiedlich dominanten Vorgänge im Komplex, und die Abkopplung von Teilprozessen der periglaziären Umbildung der Oberfläche ist nicht sinnvoll. Das für die Böden ausgewiesene Substratprofil baut sich aus erheblich variierenden Anteilen des durch Kryotranslokation akkumulierten Fremdmaterials sowie des ortsbürtigen Materials auf. Die jeweiligen Komponenten wurden im Wesentlichen durch das örtlich anstehende Gestein und Relief, die Exposition und Höhenlage sowie die Lage zum Eisrand und zu den äolischen Akkumulationsräumen gesteuert. Im Zuge einer Analyse der oberflächennahen Profildifferenzierungen ist durchaus die detaillierte Kennzeichnung des Substratprofils nach fremden und ortsbürtigen Komponenten einerseits sowie nach Merkmalen der Kryoperstruktion andererseits möglich. Darüber hinaus ist aber eine integrierende und aggregierende sowie landschaftsübergreifende Gliederung und Kennzeichnung der periglaziär bedingten Profildifferenzierungen notwendig. Dafür ist der Begriff „Lage“ nach bisheriger Definition nur bedingt geeignet, da dieser nicht die Beteiligung des gesamten Prozesskomplexes ausdrückt. Deshalb wird zur Unterscheidung vorerst der Neubegriff „Segment“ (bzw. periglaziäres Segment) vorgeschlagen, der hinsichtlich Kryoperstruktions-, Kryotranslokations- und Kryohorizontprofil neutral ist und somit keinen Anlass für nomenklatorische Missverständnisse bietet. Bei der Weiterverwendung der Bezeichnung „Lagen“ im Sinne einer hier vorgeschlagenen ergänzenden Definition ist also nicht nur dessen neue Begriffsbestimmung erforderlich, sondern darüber hinaus auch eine Klarstellung, dass die so ergänzt definierten Lagen nach allen genannten Prozesssystemen – also erweitert gegenüber der bisherigen Lagendefinition – gekennzeichnet sind. Sofern dies mit allen Konsequenzen allgemein verbindlich würde, könnte allerdings der Lagenbegriff mit dem Zusatz „Lage – ergänzt definiert“ auch weiterhin angewandt werden.

Die periglaziären Segmente bzw. die Lagen – ergänzt definiert – lassen sich folgendermaßen kennzeichnen:

Periglaziäre Segmente (kurz: Segmente) oder Lagen – ergänzt definiert – sind im periglaziären Milieu im Bereich der Pedosphäre durch

- Substratbereitstellung infolge Frostverwitterung (Kryoklastik) und Kryotranslokation [äolische Akkumulation und/oder (Geli-)Solifluktion bzw. Anspülung] aus den jeweils anstehenden Gesteinen sowie aus unterschiedlichen Anteilen allochthonen Materials und

- durch Kryoperstruktion (Entschichtung und Homogenisierung sowie Vermischung, Umsortierung des Skeletanteils und Kryoturbation) sowie
- kryopedologische Prozesse (periglaziäre Vorprägung oder sogar Prägung der pedogenen Horizontabfolge)

entstanden.

Die genannten Teilprozesse können mit unterschiedlichem Anteil und zu verschiedenen Zeiten an der Bildung und Differenzierung der Bodendecke beteiligt sein. In Abhängigkeit vom Paläorelief (Hangneigung, Hangform, Hangexposition) und vom Verbreitungsmuster der anstehenden Gesteine sowie vom Anteil allochthonen Materials und von den lokal-klimatischen Bedingungen ist die stoffliche Zusammensetzung, Lagerungsart und Struktur sowie die Ausprägung der Bodenhorizonte in der Vertikalabfolge der einzelnen Segmente bzw. Lagen – ergänzt definiert – und in der horizontalen Ausprägung differenziert. Die Vertikalabfolge der periglaziär bedingten Differenzierung der Bodendecke wird gegliedert in das bisher nur lokal im Bergland sicher nachgewiesene Obersegment bzw. in die Oberlage – ergänzt definiert, außerdem in das fast flächendeckend an der Oberfläche verbreitete Hauptsegment, bzw. Hauptlage – ergänzt definiert, das von einem häufig unterteilten Mittelsegment (oberer Teil und unterer Teil) bzw. Mittellage – ergänzt definiert – unterlagert sein kann. Über dem periglaziär kaum oder nicht beeinflussten Untergrund lagert fast überall das Basissegment bzw. die Basislage – ergänzt definiert, das u. a. nach Zusammensetzung, Strukturmerkmalen sowie ggf. nach der Altersstellung differenziert werden kann.

Durch die konsequente Verknüpfung aller im periglaziären Milieu wirksamen Prozesssysteme mit Hilfe der Ausweisung periglaziärer Segmente bzw. der Lagen – ergänzt definiert – ist eine detaillierte sowie integrierende und landschaftsübergreifende Kennzeichnung der Substratdifferenzierung der Böden möglich.

Keywords: *cryopedogenesis, cryoperstruction, cryotranslocation, periglacial covers, periglacial layers, periglacial segments*

Abstract

Below the actual surface a depth of a few decimetres (as a rule 1...2 m) has been modified decisively by the periglacial conditions of the last glacial period (Weichselian respectively Wuermian). The characteristics as well as the subdivision of the active layer of permafrost soils have been shaped by processes of cryoclastics, cryotranslocation, cryoperstruction and cryopedogenesis, each of them subdivided by particular sub processes. During the last decades a lot of investigations and discussions have been addressed to these phenomena of the pedosphere, but, however, different authors have turned their attention and considerations to different aspects of the complex interplay. Different concepts have accentuated different aspects of profile subdivision: A concept of covers (in German "Decken") has been based mainly on processes of cryotranslocation. On the other hand a concept of zones has been deduced mainly from processes of cryoperstruction and cryopedogenesis.

The main difference of both these concepts consists in the basic criteria: The zone concept interprets any sedimentary differentiation of substrates as secondary criteria. This concept

concedes equivalent zones in differing materials as well as different zones in equivalent materials. On the other hand the cover concept evaluates a dominating role of the sedimentary processes for the vertical substrate subdivision nevertheless conceding an essential share of sub processes belonging to the cryoperstruction for the synsedimentary or postsedimentary rearrangement of covers under periglacial conditions. This includes the permissiveness of an additional vertical subdivision of the respective cover.

In Germany soil mapping is an official task of federal and regional geological institutions (Landesämter respectively Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe). Their activities on this matter are subdued to official instructions (in German: Kartieranleitung) applying a vertical subdivision of the sub superficial range by "layers" (in German "Lagen"). The definition and differentiation of layers considers the process of cryotranslocation as well as several (but not all) sub processes of cryoperstruction whereas other sub processes sharing the cryoperstruction are not included by the definition of layers. In particular this lack concerns the sub processes of cryohomogenisation and cryolithotropy. Moreover, the definition of layers does not deal with the processes and results of cryopedogenesis regardless of the frequent connection with consequences of cryoperstruction [i.e. of horizons and zones].

Frequently, not any of distinct types, principles, or criteria of profile subdivision is applicable. Consequently, no regional or spatial limitation of distinct periglacial phenomena are recognizable. One cannot distinguish regions and island positions dominated by the occurrence of periglacial covers from others dominated by the appearance of cryoperstruction zones. On the contrary the different processes and sub processes have been effective in complexity but with changing dominances. Therefore, uncoupling particular processes of periglacial surface modification is not sensible. The profile of soil substrate comprises considerably varying shares as of local components as of cryotranslocated accumulations. The diversity of possible combination depends mainly on local geological and geomorphological conditions as altitude, exposition, and relief energy as distance to ice sheet margins or areas of eolian accumulation.

Analysing the sub superficial profile subdivision provides a detailed characterization of the substrate succession considering local and outside components as well as features of cryoperstruction. Moreover, required is an integrating and at the same time aggregating regionally comprehensive arrangement and characterization of periglacial profile differentiation. For this purpose the suitability of the current definition connected with the term "layer" (in German: "Lage") is limited, for this definition does not comprise the complexity of sharing processes.

This is the reason for the proposition of a new term providing neutrality with regard to profile subdivisions due to cryoperstruction, cryotranslocation and pedogenesis (cryohorizonts). Such term enables avoiding a misleading nomenclature. This proposal is related to the term "segment" (respectively "periglacial segment") and clearly distinguishable not only from cover or zone but from "layer", too. However, if furthermore the term "layer" should be desired also for future use, a complementary redefinition and renaming is required straightening that a completed term "layer" must comprise all possible profile subdivisions due to all the process systems. In comparison with the current definition of layers this completed redefinition

is an enlargement of content, synonymous with the segment. A prerequisite of the further use respectively application of the term "layer" – completed – is the general acceptance of this enlargement with all consequences.

The general characterization of segments respectively of layers according to the completed redefinition comprises processes and features resulting from periglacial environmental conditions in the pedosphere:

- *Substrate supply by means of cryoclastics and cryotranslocation (including eolian accumulation as well as solifluction and rinsing) from the local material and varying allochthonous components;*
- *Cryoperstruction (with destratification and homogenisation, cryolithotropy and cryoturbation);*
- *Cryopedogenesis (precursors or even finalizing development of soil horizons).*

All sharing sub processes could participate in forming the pedosphere with various shares and during different periods of time. Due to the varying local conditions (paleorelief, inclination, shape, and exposition of slopes) and the distribution pattern of parent materials (rocks, loose sediments) as well as to allochthonous components arise differences determining the occurrence of segments respectively of layers according to the completed redefinition.

These differences are reflected by substantial composition, stratification and structure as well as by the forming of soil horizons in the vertical succession of single segments (respectively layers according to the redefinition), but also by their horizontal extension. Their vertical sequence may be subdivided into the upper part (upper segment or upper layer), proved locally in the uplands, the main part (main segment or main layer), the middle part (upper and lower middle part), the basic part (occasionally distinguishable by means of composition, structural features and sometimes age of development).

The consequent connection linking all the process systems effective under periglacial environmental conditions enables and provides a detailed, integrating and regionally comprehensive characterization of differentiations and subdivisions related to sub superficial substrates and soils by means of periglacial segments respectively also layers (but exclusively according to the completed redefinition).

1 Vorbemerkung und Problemstellung

Im Ergebnis einer Wiederausführung der im Verlauf der letzten Jahrzehnte ungeachtet gemeinsamer Ausgangsbasis auseinander gedrifteten Systematik von Böden in den westlichen und östlichen Bundesländern Deutschlands hat der Arbeitskreis für Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 1998 eine „Systematik der Böden Deutschlands“ erarbeitet (ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG, Federführung: WITTMANN 1998), die mit den Bodenkundlichen Kartieranleitungen korrespondiert (KA 4: Ad Hoc AG BODEN 1994; KA 5: Ad Hoc AG BODEN 2005; nachfolgend als KA 4 bzw. KA 5 zitiert). Umfangreiche Erkenntnisse, die in den zurückliegenden Jahrzehnten besonders in der DDR gesammelt wurden und dort bereits zu einer in der bodenkundlichen Wissenschaft und Praxis angewandten Substratsystematik geführt hatten, erwiesen sich als wesentliche Grundlage für eine

zur Anwendung empfohlene „Systematik der bodenbildenden Substrate“ (ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG, Federführung: ALTERMANN & KÜHN 1998), die letztlich in ergänzter Fassung auch in die KA 5 einging. Die Substratdifferenzierungen im Bodenprofil sind dabei zu einem wesentlichen Teil durch periglaziäre Vorgänge unter kaltzeitlichen Bedingungen, vorrangig während der letzten Kaltzeit, erfolgt und meistens durch Bodenhorizonte nachgezeichnet. In die zuletzt genannte Systematik ist auch der damalige Diskussionsstand innerhalb des genannten DBG-Arbeitskreises zur Kennzeichnung und Gliederung dieser Periglazialphänomene als Kapitel „Gliederung periglaziärer Lagen“ mit eingegangen (ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG, Federführung: ALTERMANN 1998). Die damit diskutierten Profilgliederungen wurden zumindest teilweise bereits im Schrifttum unter anderen Bezeichnungen vorgestellt, wie „Folge“ (SCHILLING & WIEFEL 1962), „Zone“ (KOPP 1965, 1969, 1970a, b; SCHWANECKE 1966, 1970) oder „Decke“ (u. a. HUNGER 1961; FIEDLER & HUNGER 1970; LEMBKE, ALTERMANN, MARKUSE & NITZ 1970; LEMBKE 1972; DIEMANN 1977; ALTERMANN, LIEBEROTH & SCHWANECKE 1988), womit Begriffe wie „Deckzone“ (KOPP 1965, 1969; JÄGER 1979; KLIEWE 1965), „Decksediment“, „Deckschicht“ oder „Deckschichtenserie“ (ALTERMANN 1968; ALTERMANN & FIEDLER 1972; LEMBKE, ALTERMANN, MARKUSE & NITZ 1970), Grobdeckserie (RICHTER, RUSKE & SCHWANECKE 1970) oder einfach „Deckserie“ (LEMBKE 1965) zwanglos zu verbinden sind. Im Mittelgebirgsraum bot „Schutt“ – weithin eine Dominante im Körnungsbestand – Raum für einen weiteren Benennungsvorschlag (zuerst SEMMEL 1964, 1968), während im Moränengebiet des nördlichen Mitteleuropa wesentliche Merkmale der periglaziären Oberflächenprägung bereits im 19. Jahrhundert zumindest diagnostiziert und zunächst mit der Bezeichnung „Geschiebedecksand“ (BEHRENDT 1863), später auch „Decksand“¹⁾ (DEWERS 1929; DÜCKER 1934, u. a.) versehen wurden. Die bisher angewandten unterschiedlichen Bezeichnungen reflektieren häufig auch unterschiedliche Gliederungskonzepte und genetische Deutungen. Diese bestehen auch heute noch, und im genannten Beitrag über die „Gliederung periglaziärer Lagen“ ist dies auch deutlich dokumentiert. Bisher ist es jedoch noch nicht gelungen, die unterschiedlichen Ansätze (ALTERMANN, LIEBEROTH & SCHWANECKE 1988; SEMMEL 1998) zur Gliederung, Kennzeichnung und Deutung der substratdifferenzierenden Periglazialphänomene nach einer kritischen Bestandsaufnahme und Würdigung in einem Arbeitskonzept zusammenzuführen. Auf dem Weg zu diesem Ziel ist dabei verallgemeinerungsfähig das zunächst auf das norddeutsche Tiefland gemünzte Ergebnis der vielfältigen Diskussionen, wonach ein „Anteil verschiedener periglaziärer Prozesse“ (MARCINEK & NITZ 1973; ALTERMANN & FIEDLER 1972, 1975, 1978) in Betracht gezogen werden muss. Gleiches wurde auch für den Mittelgebirgsraum postuliert (RICHTER, RUSKE, SCHWANECKE 1970; ALTERMANN 1985, 1990; ALTERMANN, MAUTSCHKE, ERBE & PRETZSCHEL 1977; ALTERMANN, LIEBEROTH & SCHWANECKE 1988; SEMMEL 1998; u. a.). Befunderfassung und -diskussionen erreichten ihren bisherigen Höhepunkt in den 60er und 70er Jahren des 20. Jahrhunderts in Ostdeutschland (Literaturangaben s. o.), jedoch hat die bodenkundliche Bedeutung der substratdifferenzierenden Periglazialphänomene schon MÜLLER (1954) dargelegt. Bereits SCHILLING (1962) wies darauf hin, dass schon seit 1961 die forstliche Standortserkundung im Harz (Raum Ballenstedt), Thüringer Wald (Raum Eisenach) und Erzgebirge (Raum Tharandt) begonnen hatte, nach periglaziären Decken definierte Bodenformen entsprechend einer Richtlinie des Instituts für Forsteinrichtung und Standortserkundung Potsdam (SCHWANECKE 1962) flächendeckend zu kartieren. Von SEMMEL (1966) wurde die Schuttdeckengliederung als entscheidendes

¹⁾ Decksand wird im Schrifttum unterschiedlich verwandt.

Merkmal der Substratabgrenzung bei der Bodenkartierung im Gebiet des Blattes Eiterfeld (5224) umgesetzt. MAUTSCHKE, SCHUBERT & ALTERMANN (1971) grenzten in der Bodengeologische Karte Blatt Leipzig i. M. 1:100 000 die verschiedenen Deckschichten aus.

Ziel dieses Beitrags ist es, auf der Basis der Ergebnisse von Diskussionen und Erfahrungsaustauschen auf verschiedenen Experten-Exkursionen während mehrerer Veranstaltungen, insbesondere der DBG (Arbeitskreis für Bodensystematik der DBG in den 90er Jahren, u. a. anlässlich der Jahrestagung der DBG in Halle 1995 und nachfolgender Treffen), einen allgemeingültigen, einheitlichen und anwendbaren Vorschlag zur Gliederung, Benennung und Kennzeichnung der genannten Periglazialphänomene der Pedosphäre vorzulegen, der einerseits die Verständigung erleichtert, den nachfolgenden Generationen die Auffassungsunterschiede und -gründe vermittelt und damit auch gleichzeitig die Erforschung offener Sachfragen anregt. Das Autorenkollektiv ließ sich dabei wesentlich von dem Bestreben leiten, die Gliederung, Benennung und Kennzeichnung der Periglazialphänomene nach Decken (Deckschichten) bzw. Lagen einerseits sowie Zonen andererseits zu kombinieren, was bereits 1998 vom ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG (1998: 178) postuliert wurde. Außerdem wird dabei das Ziel verfolgt, die Erkenntnisse über den überragenden Einfluss des periglaziären Milieus auf Bodenausbildung und -eigenschaften stärker als bisher in der Bodenkennzeichnung zum Ausdruck zu bringen.

2 Prozesse zur Herausbildung periglaziärer Profildifferenzierungen

Im periglaziären Milieu ²⁾ unterliegen Geländeoberflächen der gleichzeitigen Einwirkung unterschiedlicher Prozesse, die teils unabhängig voneinander, teils aber auch unter wechselseitiger Einflussnahme aufeinander die Beschaffenheit oberflächiger Gesteine überprägen und sie in (Boden-)Substrate³⁾ umwandeln. Neben Vorgängen der Pedogenese, die bereits im periglaziären Milieu begannen, treten Auswirkungen von Dauerfrost im Untergrund auf den Jahresgang der Feuchtebilanz im oberflächennahen Tiefenbereich mit der Auftauzone in den Vordergrund. Hinzu kommen eng- und weiträumig verstärkte Tendenzen lateraler Substanzverlagerungen,

- einerseits durch das Zusammentreffen thermisch begünstigter Kongelifraktur (bis hin zur Schlufffraktion, teilweise Tonfraktion) mit der ebenso deutlichen Begünstigung äolischer Sand- und Schluffverlagerung im vegetationsarmen Offenland,
- andererseits durch die Begünstigung oberflächennaher Materialumlagerungen im Gebiet mit hoher Reliefenergie durch das Zusammentreffen von Vegetationsarmut mit Materialmobilisierung in der saisonal mit Tauwasser angereicherten Auftauzone über dem Dauerfrostbereich.

Es lassen sich 4 Systeme auf die gleichen Oberflächen einwirkender Prozesse unterscheiden, die ausschließlich im periglaziären Milieu wirksam oder dadurch zumindest begünstigt werden (Abb. 1).

²⁾ Der Begriff „periglazial“ wurde zuerst von Łozinski (1909, 1911) in die Fachliteratur eingeführt. Als Faziesbezeichnung wurde später davon der Begriff „periglaziär“ abgeleitet.

³⁾ Unter Substrat wird hier die „mineralische und organische Festsubstanz des Bodens“ verstanden; es „charakterisiert das bodenbildende Ausgangsgestein einschließlich ihres Verwitterungs-, Umlagerungs- und Verlagerungszustandes ...“ (KA 5: 410).

- Kryoklastik (Frostverwitterung) kennzeichnet die fortschreitende mechanische Verwitterung der Gesteine bis zur Endgröße der Frostverwitterung als Schluff (z. T. Ton) in Abhängigkeit vom Ausgangsmaterial;
- Kryotranslokation (periglaziäre, laterale Materialverlagerung), die im Profilbild durch aufeinander folgende Deckschichten mit unterschiedlicher substanzieller Zusammensetzung (Stoffbestand, Körnung) und Einregelung sowie Dichte widergespiegelt wird;
- Kryoperstruktion (periglaziäre Materialumbildung: Filtergerüstbau, Strukturumbau, Homogenisierung, Vermischung), im Profilbild durch Zonen abgebildet;
- Kryopedogenese (Frostbodenbildung), im Profilbild durch Horizonte dokumentiert, die unter warmzeitlichem Milieu überprägt wurden.



Abb. 1: Periglaziäre Prägung der Substrat- und Horizontabfolge in der Bodendecke als Ergebnis des Zusammenwirkens verschiedener Prozesse.

Fig. 1: The development of substrate and horizon sequences composing the soil cover as a result of different processes effective under the conditions of periglacial environment.

Ungeachtet der unterschiedlichen Akzentuierung von Einzelprozessen besteht bei praktisch allen Autoren Einigkeit darüber, dass für die Entstehung der für die Profildifferenzierung kennzeichnenden Merkmalskombination periglaziäres Milieu vorauszusetzen ist. Unbestätigt blieben dagegen Versuche, die Besonderheiten des durch „Lagen“, „Zonen“ oder „Decken“ charakterisierten Tiefenbereichs (zumindest in Teilen) in seinen Eigenschaften im Vergleich zum unbeeinflussten Untergrund auf glaziäre Vorgänge, d. h. auf Moränen einer angenommenen, aber nicht nachweisbaren Oberflächenvergletscherung der betroffenen Gebiete zurückzuführen (Deckmoräne nach SOLGER, zuletzt 1965; GRIMMEL 1973). Eine solche Flächenvergletscherung müsste, ohne auf jede vorgefundene Reliefdifferenzierung Rücksicht zu nehmen und ohne einen eigenen glaziären Formenschatz zu hinterlassen, u. a. ganz Mitteleuropa mit einem Moränenschleier von annähernd gleichmäßiger Mächtigkeit überzogen haben. Dabei bleibt auch die Verwandt-

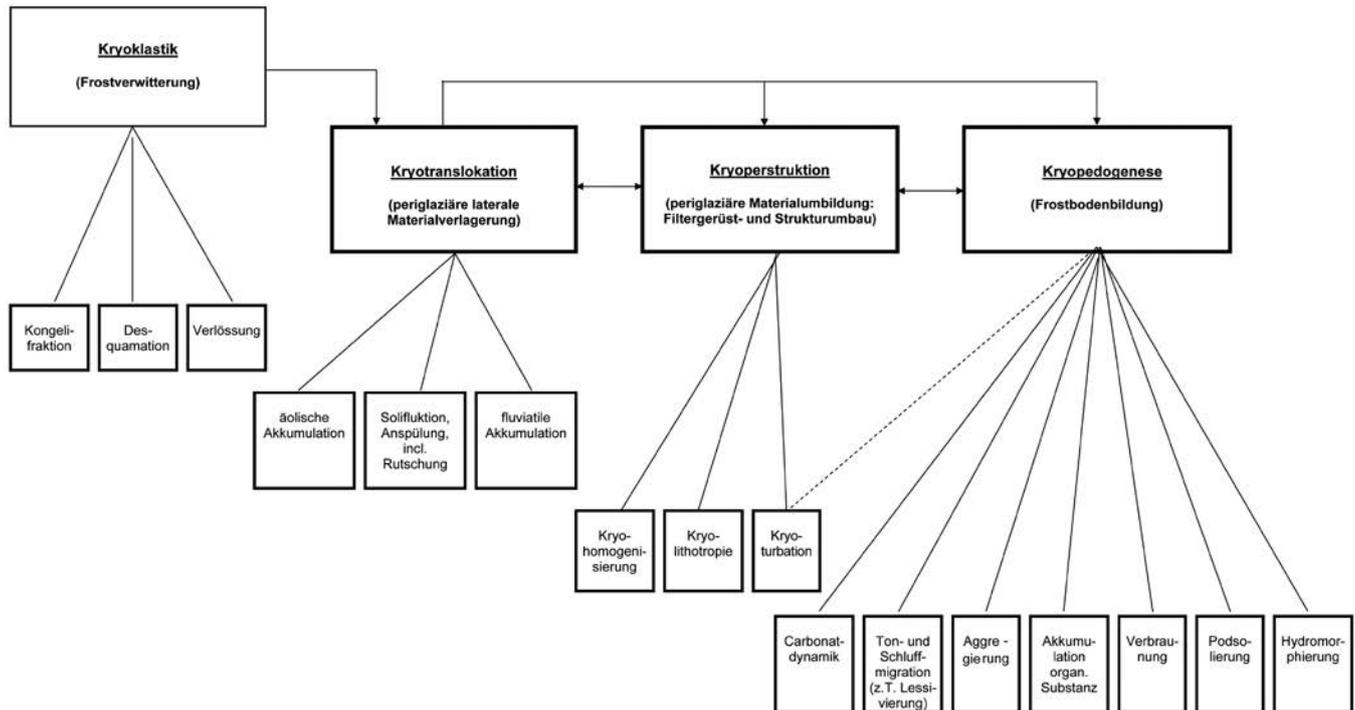


Abb. 2: Zusammenstellung der zur Differenzierung der Bodendecke wirksamen periglaziären Prozesse (in der angelsächsischen Literatur wird die Kryoturbation zur Kryopedogenese gestellt, deshalb hier zusätzlich gestrichelt angegeben).

Fig. 2: Compilation of periglacial processes causing the vertical differentiation of the soil cover. – Comment: As a rule in the English written literature the cryoturbation is included in the Cryopedogenesis.

schaft des Stoffbestandes von „Deckmoräne“ und Untergrund unerklärt.

Die genannten und nachfolgend näher zu charakterisierenden Prozesssysteme (siehe Abb. 2) werden in Abhängigkeit von den jeweiligen standörtlichen Voraussetzungen (Gestein, Relief, Klima u. a.) mit unterschiedlicher Dominanz wirksam. Davon unabhängig haben – ungeachtet der Integration aller dieser Prozesssysteme und der zugehörigen Teilprozesse im resultierenden Profilbild – die beteiligten Komponenten bei unterschiedlichen Autoren in unterschiedlichem Maße Wichtigkeit gefunden. Dieser Umstand erklärt Unterschiede im Anspruchskonzept und in der Deutung der Befunde, die in der Forschungsgeschichte seit dem 19., vor allem aber im 20. Jahrhundert, deutlich zutage treten und bisher einer allgemein akzeptierbaren Befundansprache entgegenstehen.

2.1 Kryoklastik

Kryoklastik (grch. κρύος – Frost, Eis; κλάειν – zerbrechen) umfasst die mechanische Verwitterung unter den begünstigenden Bedingungen von

- Frostwechselklima,
- Vegetationsarmut bis Vegetationsfreiheit der Geländeoberfläche, was wenig oder nicht gebremste Einwirkung von Tieftemperaturen bzw. Temperaturschwankungen sowie Einstrahlung ermöglicht.

Kryoklastik führt einesteiils zu (vermehrter) Block- und Schuttbereitstellung an Festgesteinsoberflächen durch Desquamation (KOWALKOWSKI & BORZYSZKOWSKI 1977; KOWALKOWSKI & KOCOŃ

1998; SEMMEL 1968; u. a.), insbesondere infolge von Kongelifraktion (Absprengung durch Frostwechselprozesse an der Festgesteinsoberfläche), andererseits mit fortschreitender mechanischer Verwitterung vor allem zur massenhaften, gesteinsabhängigen Bereitstellung äolisch verlagerungsfähigen Feinmaterials, insbesondere in den Schlufffraktionen, aber auch in der Tonfraktion. Der letztere Vorgang ist in der russischen Literatur als „oblessowanie“ bekannt (OBRUČEV 1948), was von V. LOŽEK (1965) treffend mit dem Begriff „Verlössung“ verdeutscht wurde (Abb. 2)⁴⁾.

Vorgänge der Frostverwitterung können allerdings auch Fest- und Lockergesteine im periglaziären Milieu soweit verändern, dass auch ohne Materialzufuhr aus näher oder ferner gelegenen Herkunftsräumen eine deutlich erkennbare Vertikaldifferenzierung der Körnung sowie Struktur im Profil entsteht. Im Unterschied zu den durch Kryotranslokation gänzlich oder teilweise von Fremdmaterial bestimmten Fremddecken (allochthone Decken) zeichnen sich derartige Decken durch eine weitgehende Übereinstimmung mit dem ortsbürtigen Gesteinsmaterial aus und werden deshalb als Lokaldecken (autochthone Decken; auch „Eigendecken“ i. S. von SCHWANECKE 1970) bezeichnet.

2.2 Kryotranslokation

Mit dem Begriff Kryotranslokation (Verlagerung von Substanz im periglaziären Milieu; die englische Sprache kennt das Verb *translocate* im Sinne von verlagern) wird einerseits auf

⁴⁾ L. S. BERG (1927) und LIU TUNGSHENG et al. (1985) verstehen allerdings unter „oblessowanie“ oder „loessification“ das biochemische Endstadium der pedogenen Umformung des Lösses unter semi-aridem und aridem Klima.

die kryogene Gravitations-Verlagerung (Gelisolifluktion) von Substanz im kryohumiden Milieu (Wanderung der Solifluktionsloben, Blockströme) und andererseits im kryoariden Milieu auf äolische Verlagerungen verstärkt als Zufuhr zum örtlichen Material Bezug genommen, die dessen stoffliche Zusammensetzung (insbesondere Körnung) in der Regel verändert. Das zugeführte Material ist im Vergleich zu dem vor Einsetzen des Kryotranslokationsprozesses vorhandenen ortsfremd. Das schließt eine Materialzufuhr von benachbarten höheren Hangabschnitten nicht aus. Allerdings spricht SCHWANECKE (1970) nur dann von Fremddecken, wenn deutliche Körnungs- bzw. petrographische Unterschiede vorliegen (z. B. Lössdecken über Buntsandsteinschutt, Basaltschuttdecken über Muschelkalkschutt). Kryotranslokation verläuft horizontal an der Bodenoberfläche und in verschiedenen Richtungen im Verwitterungsmaterial über dem Permafrost.

Das durch Kryotranslokation herbeigeführte Material kann dem ursprünglich vorhandenen hinzugefügt und (besonders durch Kryoperstruktion; siehe Kapitel 2.3) mit diesem vermischt sein. Es ist also in diesem Fall am Folgezustand nur partiell beteiligt (partielle Substratänderung). Bei intensiveren Materialverlagerungen kommt es zur Überdeckung der vor dem Verlagerungsvorgang ausgebildeten Geländeoberfläche mitsamt dem dort zuvor bereits vorhandenem Material. Das Ergebnis ist eine vollständige Überlagerung älteren Materials mit jüngeren Deckschichten. Entsprechend den wechselnden Klima- und Umweltbedingungen auch unter periglaziären Verhältnissen kann sich ein derartiges Geschehen mehrfach wiederholen. Unterschiede im Detail können auch eine durchaus unterschiedliche lithologische Ausprägung aufeinander folgender Decken bewirken, die überdies in durchaus unterschiedlichem Maße durch Kryoperstruktion und Kryopedogenese überprägt wurden. Gleichartige Abläufe des Milieuwandels in unterschiedlichen Regionen, Höhenstufen bzw. Faziesbereichen können zu vergleichbaren Profilgliederungen der Deckenabfolgen führen (KOWALKOWSKI 2004).

Vegetationsarme Liefergebiete begünstigen insbesondere Umlagerungen durch Verwehung sowie Abspülung in Abhängigkeit vom Feuchtezustand des Verwitterungsmaterials. Als wesentliche Ursachen der Kryotranslokationsprozesse kommen in Betracht:

- laterale Materialumlagerungen durch äolische Aus- und Anwehungen (Schluff- bzw. Sandzufuhr) (DÜCKER 1934, 1954; FIEDLER, ALTERMANN & NEBE 1963; SEMMEL 1964, 2006; NEUMEISTER 1971; SCHMIDT 1971; ALTERMANN & FIEDLER 1972; KOWALKOWSKI 1973; MAUS & STAHR 1977; THALHEIM & FIEDLER 1990; ALTERMANN & WÜNSCHE 1991; ALTERMANN & KÜHN 1995; u. a.);
- laterale Materialverlagerungen in mehr oder weniger geneigten Hanglagen mit verringerter Beteiligung des oberflächigen bzw. subcutanen Wasserabflusses in Gestalt von Solifluktion (ggf. mit Kryoturbationen; SCHULZ 1956; u. a.) bzw. Gelifluktion und Gelisolifluktion (BUSSEMER 1994; KOWALKOWSKI et al. 1981; u. a.);
- laterale Materialverlagerungen in mehr oder weniger geneigten Hanglagen mit Beteiligung des oberflächigen bzw. subcutanen Wasserabflusses in Rutschungen oder Deluvien mit dem Ergebnis von Abrutsch- und Abschwemmmassen sowie (auch im periglaziären Milieu) Kolluvien (besonders in Hangfußlagen).

Bei gefällebegünstigter Materialverlagerung in Hanglagen (Solifluktion, Anspülung, Abspülung und Rutschung) kommt im Wesentlichen Materialzufuhr aus einem nahe gelegenen hangaufwärts befindlichen Herkunftsraum in Frage, während bei äolischen Umlagerungsvorgängen sowohl nahe wie fern gelegene Herkunftsbereiche als Materialliefergebiete wirksam werden können. Der Kryotranslokation gehen vielfach Vorgänge der Materialaufbereitung im Herkunfts- bzw. Liefergebiet voraus (z. B. durch Kryoklastik), die eine wesentliche Voraussetzung für die Verlagerungsfähigkeit des Materials sind.

Im Hinblick auf äolische Schluffumlagerungen ist anzumerken, dass Lokalprägungen von Lössen, wie z. B. „rote“ Löss (in Buntsandsteingebieten) oder sog. weiße Löss (im nordböhmischen Kreidetafelnd mit nachbarschaftlich reichlich vorhandenen Plänerkalken) deutlich auf den Anteil (durch Kryoklastik) feinverwitterten äolischen Materials aus einem nahe gelegenen Herkunftsraum hindeuten. Dieser Lokalbezug wird auch granulometrisch durch Untersuchungen von KOWALKOWSKI (2001a) in karbonatfreien äolischen Ablagerungen in den Góry Świętokrzyskie (Heiligkreuz-Gebirge) bestätigt. Allerdings konnte u. a. für den Harz (ALTERMANN 1985, 1990), die Hessischen Mittelgebirge (SEMMEL 2006) sowie das Erzgebirge (THALHEIM 1988) auch ein ferner Antransport äolischen Materials in bestimmten Lockergesteinsdecken schwermineralanalytisch nachgewiesen werden.

Bei der Kennzeichnung von differenzierten, stratigraphisch aufeinander folgenden Decken ist der vielfach unterschiedlich hohe Fremdanteil ein wesentliches Kriterium. Dies zeigt sich einerseits an Unterschieden in Menge und Körnung sowie andererseits in der mineralogisch/petrographischen (insbesondere in der Schwermineral-) Zusammensetzung. In solchen Fremddecken liegt der Auflagerung oder Einarbeitung des Fremdmaterials (u. a. auch Bims) stets eine äolische Sedimentation zugrunde. Decken unterliegen deshalb wie Schichten der stratigraphischen Regel, d. h. die zeitliche Aufeinanderfolge erfolgt von unten nach oben und enthält in dieser Richtung eine relative Chronologie.

Tab. 1: Kennzeichnung des durch Kryotranslokationsprozesse akkumulierten Fremdmaterials.

Tab. 1: Characterization of material removal and accumulation due to process of cryotranslocation under the circumstances of periglacial conditions.

Akkumulation von Fremdmaterial durch Kryotranslokationsprozesse	Symbol nach KA 5 - Substratgenese [] = ergänzt	Symbol nach KOPP & SCHWANECKE (2007) (z. T. ergänzt)
undifferenziert	p ¹⁾	Tp
äolisch	[pa] ²⁾	Ta
äolische oder solifluidale Lössanteile	[pa] oder pfl ³⁾	Taö
solifluidal	pfl ⁴⁾	Tf
Anspülung, Abspülung	pas ⁵⁾	Ts
fluviatil	fp ⁶⁾	Tfp
Abtragungsrückstand aus (ehemals) Hangendem	-	Tr

Fußnoten zur Tabelle 1:

¹⁾ Für undifferenzierte, allgemeine (und übergeordnete) Angabe der periglaziären Genese, ohne Unterscheidung dominierender oder betei-

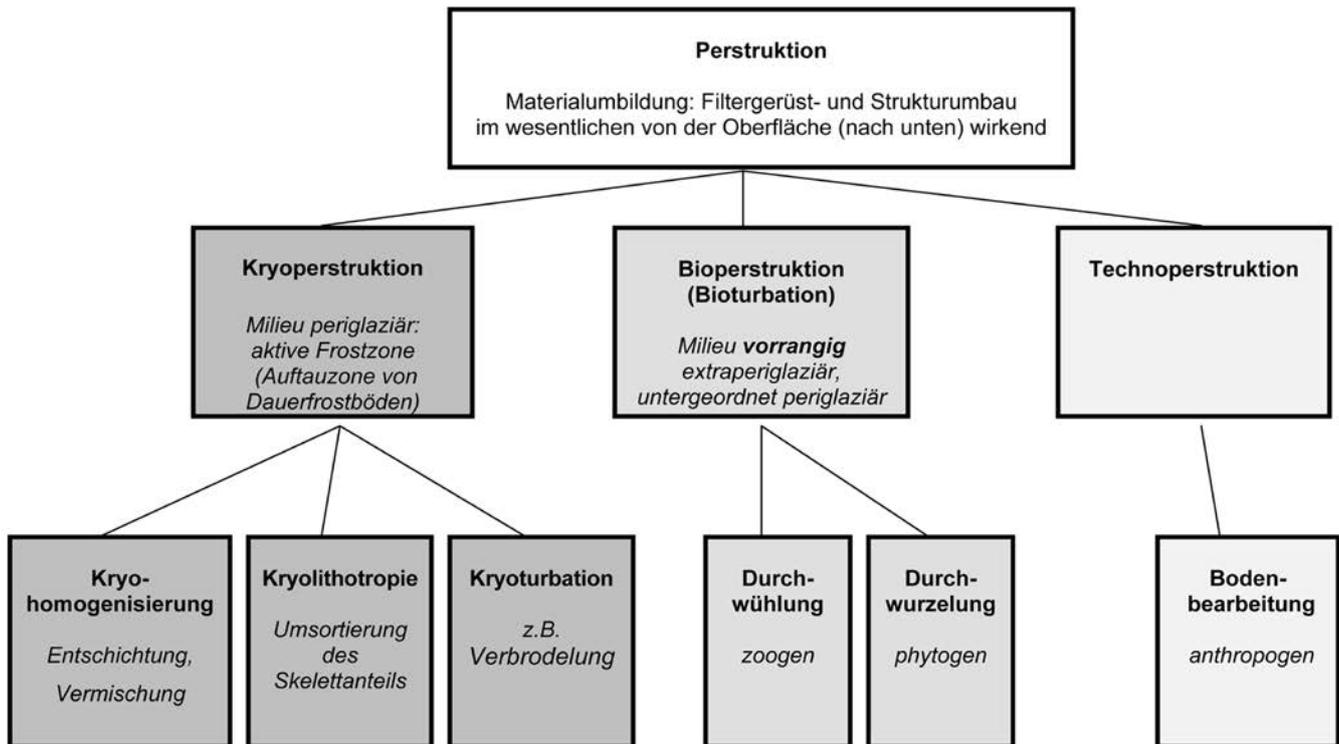


Abb. 3: Teilprozesse der Perstruktion.

Fig. 3: Subprocesses of perstruktion.

ligter Teilprozesse (also auch unter Einschluss der Zufuhr von Fremdmaterial).

²⁾ Für periglaziäre äolische Prozesse (Verwehung von Schluff- und Sandfraktionen) – [nach der KA 5 kann zwischen holozäner und pleistozäner/periglaziärer äolischer Akkumulation nur nach der stratigraphischen Angabe differenziert werden (z. B.: a-ss(Sa-qp) → pleistozäner Flugsand; a-ss(Sa-qh) → holozäner Flugsand), jedoch sollte für periglaziäre äolische Bildungen das Substratgenese-Symbol pa eingeführt werden].

³⁾ Je nach Lössanteil: Löss ohne Beimengungen: pa; Sediment mit Löss als Beimengung: pfl; für Löss-Beimengungen ist die Angabe der Anteile z. B. folgendermaßen möglich:

Lo5,^s4 = 50-75 % Lössanteile und 25-<50 % Sandsteine.

Beispiel für die Kennzeichnung der Lössanteile bei der Substratkennzeichnung nach KA 5: pfl-nlu(Lo5,^s4): Fließschuttlehmschluff (aus 50...75 % Lössanteilen und 25-<50 % Sandsteinen).

⁴⁾ Für Soliflukationsprozesse.

⁵⁾ Für Abspül-/Abschwemmprozesse (Deluvium).

⁶⁾ Für fluviatile Prozesse (auch im Periglazialraum).

Die formale Kennzeichnung der am Profilaufbau beteiligten Kryotranslokationsprozesse kann der KA 5 (S. 137) folgend durch die Symbole für die Substratgenese ausgedrückt werden. Neuerdings liegen von KOPP & SCHWANECKE (2007) weitere Symbolvorschläge vor. Diese sind in der Tabelle 1 zusammengestellt und mit den Symbolen der KA 5 parallelisiert (Tab. 1).

2.3 Kryoperstruktion

Der Begriff Perstruktion (von lat. perstruere – umgestalten, umbzw. verbauen) wurde im bodenkundlichen Schrifttum zuerst durch KOPP (1969: 24 sowie 37 ff; vergl. auch JÄGER 1979) eingeführt. Damit sollen Veränderungen der Gefügeeigenschaften

(Struktur und Textur) in einem oberflächennahen Tiefenbereich von einigen Dezimetern unter Gelände im Gefolge von Prozessen beschrieben werden, die nicht zur Bodenbildung im traditionellen Sinne zu zählen sind (vergl. dazu auch EHWALD 1978, 1980a, 1987). Der Begriff „Perstruktion“ wurde durch KUŹNICKI et al. bereits 1970 in das polnische Fachschrifttum übernommen und auch für dessen Übertragung in das englische „perstruction“ verwendet. Zum Prozess der Perstruktion wurde von KOPP (1969) bereits darauf hingewiesen, dass Windauf- und -abtrag – also Translokationsprozesse – bei der Perstruktion mehr oder weniger beteiligt waren. Die kryogene Perstruktion ist nach MAKEEV (1975), GUGALINSKAJA (1982) und KOWALKOWSKI (2004) ein Prozess der kaltklimatischen Zonen mit Permafrost im Untergrund. Unter Kryoperstruktion wird dabei der vorwiegend post- und/oder synsedimentär von der Bodenoberfläche her in der Auftauzone erfolgte Filtergerüst- und Strukturumbau verstanden, welcher letztlich teilweise sogar zu einer Entschichtung und Durchmischung (Homogenisierung) geführt hat. Mit dem Filtergerüst wird im Sinne von PALLMANN (zit. bei LAATSCH 1957: 193) die nicht perkolationsfähige poröse feste Bodenmasse erfasst.

Der als Perstruktion bezeichnete Umbau der ursprünglichen lithogenen Sedimentstruktur ist milieuhängig und lässt sich differenzieren (siehe Abb. 3). Bioperstruktion aus verschiedenen Ursachen kennzeichnet vorzugsweise – wenn auch nicht ausschließlich – das extraperiglaziäre Milieu. Dieser Prozess entspricht weitgehend der Bioturbation. Die Technoperstruktion ist auf direkte menschliche Einwirkungen (Bodenbearbeitung, Bodenmelioration usw.) zurückzuführen. Die Kryoperstruktion findet dagegen nur unter periglaziären Verhältnissen statt. Im Periglazialraum kommt das nach Zonen gegliederte Perstruktionsprofil im Sinne von KOPP (1969, 1970a, b) zu seiner

typischen Ausprägung. Als Teilprozesse der Kryoperstruktion gelten:

- **Kryohomogenisierung** (nach SOKOLOV et al. 1980) führt zur völligen Auflösung der primären (Schicht-)Strukturen und Materialvermischung im Tiefenbereich der Auftauzone von Permafrostböden, vorrangig durch Hydratation. SCHENK (1955: 176-177) führt dazu aus: „Sobald eine stauende Schicht im Boden vorhanden ist, reichert sich in ihr Wasser an. Demzufolge bekommen die Bodenteilchen in diesem Wasserhorizont einen Auftriebseffekt. Je näher sie der Oberfläche liegen, desto besser kann er sich auswirken. Die Folge ist eine Verringerung der Widerstände, die einer Hydratation der Bodenteilchen durch Schichtlastdruck, Packung usw. entgegenstehen. ...Dieser Umstand ist es, der den lehmigen aktiven Strukturen den Charakter der Suspension verleiht.“ Der Prozess der Kryohomogenisierung wurde von KOWALKOWSKI (2006) sowie von ALTERMANN, JÄGER, KOPP, KOWALKOWSKI, KÜHN & SCHWANECKE (2007) noch als „Destratifikation“ ausgewiesen.
- **Kryolithotropie** (grch.: κρύος – Frost, Eis; λίθος – Stein, Fels; τροπή – Wechsel, Veränderung, Umkehr) kennzeichnet die Umsortierung des Steinanteils durch Vertikalbewegungen in der Auftauzone (active layer) von Dauerfrostböden. Als Ursache kommen sowohl Frosthebung (vergl. SCHENK 1955: 181-182) als auch „Einsinken“ der Steine im wassergesättigten Feinbodenmaterial der sommerlichen Auftauzone in Betracht (KOPP 1969: 47-48; KÖSEL 1996: 58). Ein herausragendes Merkmal der Kryolithotropie ist eine Steinanreicherung wenige Dezimeter – in der Regel 2...6 dm – unter Geländeoberfläche. Darüber hinaus wurde gelegentlich auch eine größen-, schwere- bzw. mengenmäßige Tiefensortierung des gesamten Steingehalts in den oberen Profildezimetern beobachtet.
- **Kryoturbation** (SCHENK 1955) führt im Bereich der Auftauzone zu engräumigen Verbrodelungen und Verwürgungen sowie zumindest partiell zur Vermengung von durch Translokation akkumuliertem Material mit bereits zuvor vorhandenem. Im angelsächsischen Schrifttum wird die Kryoturbation allerdings zur Kryopedogenese gestellt.

Somit wird unter Kryoperstruktion die Entschichtung von Feinmaterial, die Tiefensortierung von Grobmaterial (Filtergerüstumbau) und letztlich die Homogenisierung des Gesamtsubstrats (einschließlich der Nivellierung der Mächtigkeit) – unter Einbeziehung von allochthonem Material (s. o.) – verstanden, die eng mit der kryopedogenen Erstüberprägung im oberflächennahen Tiefenbereich der periglaziären Auftauzone verknüpft ist. Die genannten Teilprozesse der Kryoperstruktion können – relief- und gesteinsabhängig – mit unterschiedlichen Anteilen und Intensitäten sowie zu verschiedenen Zeiten am Gesamtprozess bei der Bildung des Substratprofils beteiligt gewesen sein. Nach Beobachtungen von HALLETT et al. (1988, zit. bei FRENCH 1996) auf Spitzbergen findet in der Auftauzone eine von der Körnung abhängige Umsortierung statt. DIEMANN (1977) schloss mit dem Prozess der Kongelitturbation bei der Deckenbildung die gesamte Destruktion des Sedimentverbandes ein.

Parallel zur Kryoperstruktion kommt es gleichzeitig durch Kryotranslokation zur Akkumulation äolischen Materials, das in der Auftauzone praktisch sofort in das Zusammenspiel der vorerwähnten Prozesse einbezogen wird. Auf bewegtem Relief (auch Mikrorelief) kommt außerdem die Möglichkeit lateraler Materialzufuhr durch Aufspülung/Auftrag („Anspülung“) sowie

über Dauerfrost durch Solifluktion hinzu. Diese Prozesse führen kontinuierlich oder diskontinuierlich zur Einarbeitung neuen Materials. Kryoperstruktion mit ihren Teilprozessen kann dabei synsedimentär oder auch im Wechsel mit sedimentär dominierten Zeiträumen der Oberflächenprägung stattfinden.

KOPP (a. a. O.) differenziert Zonen als Ergebnis anthropogener, biogener und kryogener Perstruktions-Einwirkungen auf eine ehemalige oder noch bestehende Geländeoberfläche durch die folgenden griechischen Buchstaben:

- α **anthropogen** (einschließlich technogen) für Folgen menschlicher Tätigkeiten und Eingriffe (z. B. pflügen),
- β **biogen** für die Folgen der Aktivitäten von Organismen im Boden (z. B. in holozänen Substraten; phytogen: Durchwurzelung; zoogen: Aktivitäten von Bodentieren),
- γ, δ, ε, ζ **kryogen** für periglaziäre Materialumbildung: Filtergerüstumbau, Strukturumbau im Gefolge (boden) hydrologischer Besonderheiten im Bereich der sommerlichen Auftauzone über Dauerfrostboden im periglaziären Milieu,
- η für von den Perstruktionsprozessen unbeeinflusstes oder kaum beeinflusstes Lockergestein im Untergrund.

Auch KOWALKOWSKI (2004) differenziert die Perstruktion konsequent nach der Dominanz der gleichen Wirkungsfaktoren. Vor allem die Gefügeumgestaltungen im Zuge der Kryoperstruktion bewirken in Abhängigkeit vom Wechsel unterschiedlicher Porenfüllungen mit Wasser, Eis oder auch Luft in unterschiedlichen Tiefenbereichen spezifische Zonenabfolgen (Perstruktionsserien) im Bodenprofil (KOPP 1969). Sie werden prinzipiell zunächst unabhängig von der Profilgliederung nach Bodenhorizonten im Ergebnis parallel abgelaufener oder nachfolgender Bodenbildungsprozesse erfasst. Das schließt nicht aus, dass sich die Begrenzungen von Kryoperstruktionszonen an Schichtgrenzen anlehnen, oder dass die Begrenzung von Bodenhorizonten derjenigen von Perstruktionszonen folgt. Vielmehr ist beides häufig der Fall, ohne indes obligatorisch zu sein.

Teilprozesse der Kryoperstruktion sind in der Definition der Lagen im Sinne der DBG (ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG 1998) zwar nicht explizit genannt, werden jedoch durch die Ausweisung „gelimixtiver Prozesse“ zumindest teilweise lagenbildend mit einbezogen. Auch mit dem Begriff „Solimixtion“ (SEMEL 1968; ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG 1987; KA 5) werden zumindest einige der oben genannten Teilprozesse der Kryoperstruktion bei der Bildung der Deckschichten/Lagen ausgedrückt. Jedoch ist nur mit den erstmalig herausgearbeiteten verschiedenen Teilprozessen der Kryoperstruktion die für bestimmte Lagen-/Zonenglieder typische weitgehend reliefunabhängige Gleichmächtigkeit und Umsortierung von Bodenskelett sowie Substanzhomogenisierung erklärbar.

Die verschiedenen Teilprozesse der Kryoperstruktion (gemäß Abb. 2 und 3) sind gegenwärtig durch die Substratgenese nach KA 5 nicht ausdrückbar. Lediglich für den Teilprozess „Kryoturbation“ ist das Substratgenesesymbol „pky“ vorgesehen. In der Ansprache der Substratgenese sollten aber zukünftig alle Kryoperstruktionsprozesse und nicht nur die Kryoturbation berücksichtigt werden. Es wird deshalb vorgeschlagen, für die Kartieranleitung in der Substratgenese-Gruppe „periglaziär“

die Untergruppe „kryoperstruktiv“ (Symbol: pky) als Gesamtausdruck für die Kryoperstruktionsprozesse statt „kryoturbar“ für nur einen Teilprozess auszuweisen.

2.4 Kryopedogenese

Pedogene Erscheinungen (Bodenhorizonte und pedogene Merkmale) sind überwiegend bereits im periglaziären Milieu angelegt bzw. entstanden, und das periglaziäre Milieu war für die Ausbildung und Eigenschaften unserer Böden von entscheidender Bedeutung. Für das polnische Tiefland wurden kryopedologische Prozesse bereits 1973 in der Polnischen Bodenkundlichen Gesellschaft diskutiert (KOWALKOWSKI 1973). Ziel muss es dabei sein, die Indikatoren der kryogenen Bodenbildungsprozesse herauszuarbeiten und diese von den nicht kryogen bedingten (z. B. biogen bzw. anthropogen) abzutrennen. In der Abb. 2 sind wesentliche kryopedogenetische Prozesse, die auch im periglaziären Milieu das Substrat geprägt haben können, aufgelistet: Carbonatdynamik (Entkalkung, Aufkalkung), Ton- und Schluffmigration (Lessivierung), Aggregierung (Aggregatabildung), Akkumulation organischer Substanz, Verbraunung, Podsolierung, Hydromorphierung (Vergleyung und Pseudovergleyung). Im Folgenden werden die genannten Prozesse kurz charakterisiert, eine umfassende Darstellung muss jedoch der jeweils angegebenen Literatur vorbehalten bleiben (siehe auch KIMBLE & AHRENS 1994).

2.4.1 Carbonatdynamik (Entkalkung, Aufkalkung)

Die Carbonatdynamik in den periglaziären kaltklimatischen Feucht- bis Trockenzone hängt von der Tiefe des undurchlässigen Permafrostes, von der Intensität der Ausfällungsprozesse und der Bildung leichtlöslicher Huminsäuren sowie der biologischen Aktivität ab (KARAWAJEWA & TARGULJAN 1960; KOPP 1965; KOWALKOWSKI 1973, 1979, 1983; KOWALKOWSKI & BORZYSZKOWSKI 1974, 1985; KARTE 1979; MANIKOWSKA 1999). Die Entkalkung und die darauf folgende irreversible Entbasung sind mit starker bis extremer Versauerung des Bodenprofils – unabhängig von der Durchlässigkeit des Substrats in der Auftauzone – verbunden. Entkalkung und Entbasung finden in warmfeuchten Perioden durch seitlich abfließendes Bodenwasser intensiv, jedoch verlangsamt in kalten Perioden mit nur geringem seitlichen Wasserabfluss statt. Der überwiegende Teil der ausgewaschenen Carbonate (z. B. in kryopedogen gebildeten Braunerden) reichert sich über dem Permafrost konkretionär an, in (Kryo-)Gleyen werden diese dagegen auch unter dem Druck des Gefrierens von der Bodenoberfläche her seitlich in wässriger Bodenlösung abgeführt.

Die kryochemisch bedingte Aufkalkung ist für semiaride bis aride kalte Klimaverhältnisse mit aufsteigendem Wasserstrom in der Auftauzone charakteristisch. Zur Ausfällung von Kalzitmineralen kommt es durch kapillaren Aufstieg und Verdunstung aus dem zeitweise stagnierenden und stark mit Carbonaten gesättigtem Wasser über dem (auftauenden) Permafrost. Diese Ausfällungen sind als weißliche Krusten in oberflächennahen Bodenhorizonten oder an Pflanzen zu finden.

2.4.2 Ton-(und Feinschluff-)migration

Die Lessivierung mit deren Vorstufen ist sowohl ein kryogener (periglaziärer) als auch ein temperater Prozess. Von KÜHN (2003) konnten mehrere kalt- und warmklimatische Lessivierungsphasen nachgewiesen werden. Der in periglaziärem Milieu stattfindende Prozess ist auf die Wasserbewegung zur Kältefront hin (Eislinsen, Eisschlieren, Eiskeile) zurückzuführen.

Die schnell verlaufende kryogene Ton- und Feinschluffmigration bedingt Verarmungen dieser Fraktionen im Inneren der Bodenaggregate und Anreicherungen an deren Wänden. Im porenreichen losen Material ist dies vom Temperaturgefälle abhängig. Netze kryogener Aggregat- und Spaltenstrukturen im Übergangsbereich zwischen A(e)l-⁵⁾ und Bt-Horizonten sowie in den Bt-Horizonten und an deren Untergrenze deuten auf Ton- und Feinschluffmigration sowohl in entkalktem wie auch in kalkhaltigem Material hin. Verlagerte Ton- und Schlufffraktionen können außerdem an den oberen Außenflächen des Bodenskeletts verdichtete Tonhauben bilden, die von LIEBEROTH, KOPP & SCHWANECKE (1991) als Tonhäubchenhorizont (By-Horizont) ausgewiesen wurden.

Als Folge des periglaziären Milieus wird auch der über dem Permafrost gebildete Fragipan-Horizont gedeutet, der sich durch stark kompaktes Säulen- und Bröckelgefüge auszeichnet (FITZPATRICK 1956, 1974; VAN VLIET-LANOË & LANGOHR 1981; GUGALINSKAJA 1982; MANIKOWSKA 1999; KÜHN 2003; u. a.). Nach den genannten Autoren ist durch zyklisch wachsende, schrumpfende und tauende Eislinsen und Eislamellen ein Netz von Mikrospalten entstanden, in denen das Bodenplasma in Richtung zum Hangenden des Permafrostes gewandert ist.

Die A(e)l-Bt-Horizontabfolge⁵⁾ unterhalb eines Bv-Horizonts ist in der Regel koinzident mit den periglaziären Übergangszonen (ε-Zone: A(e)l-Horizont⁵⁾; ζ-Zone: Bt-Horizont). Bei einer unter temperaten Bedingungen erfolgten Lessivierung fehlt jedoch diese Koinzidenz (HARTWICH, JÄGER & KOPP 1975: 635-637).

2.4.3 Aggregierung

Strukturformen kryomorpher Herkunft wurden schon von KACZINSKIJ (1927), RODE (1955) und GUGALINSKAJA (1982) postuliert. Sie unterscheiden:

- kryogenes Massivgefüge: Zementierung des Bodenmaterials durch Eis beim Gefrierprozess ohne Wasserperkolation, also insbesondere beim schnellen Gefrieren und/oder bei geringer Durchfeuchtung;
- kryogenes Schichtgefüge: entsteht bei langsamem Gefrieren im feinkörnigen Boden, so dass sich waagerechte Eisplatten und Eislinsen und ein blättriges Gefüge bilden;
- Netzgefüge, charakteristisch für feinkörnige Böden. Hier dringt das Wasser zu den wachsenden Eislinsen. Bei Austrocknung kommt es zur Absackung des Bodenmaterials, und es entsteht ein Spannungsdruck mit der Bildung netzartiger Spalten und Zellen.

Als Folge der kryogenen Aggregierung wurde u. a. die primäre lithogene Schichtung mehr oder weniger aufgelöst.

2.4.4 Akkumulation organischer Substanz

Nach WOŁOBUJEW (1963) nimmt beim Übergang vom warmen zum kalten Klima die Akkumulation der organischen Substanz zu. Tiefes Durchfrieren und saisonal spätes Auftauen über Permafrost verursachen durch kurzzeitige Veränderungen der mi-

⁵⁾ Nach der KA 5 werden die Eluvialhorizonte immer noch zu den Oberbodenhorizonten A-Horizonten gestellt. Dazu gehören sowohl die „mit organischer Substanz akkumulierten“ als auch die „an mineralischer Substanz und/oder an Humus verarmten“ A-Horizonte (KA 5: 92). Leider wurde der Symbolisierung der Eluvialhorizonte als E-Horizonte (Ae = Es, A(e)l = Et) bisher nicht gefolgt. In diesem Beitrag wird zur Vergleichbarkeit die Horizontnomenklatur nach KA 5 angewandt, jedoch bestehen bei der Kennzeichnung der Eluvialhorizonte nach KA 5 erhebliche Bedenken innerhalb des Autorenkollektivs.

krobiologischen Aktivitäten die Akkumulation organischer Substanz. Sie wird durch langfristigen Bodenfrost im Jahresverlauf konserviert. Die Intensität der Akkumulation organischer Substanz und deren Verteilung in der Auftauzone wird von den Feuchteverhältnissen bestimmt (WOLOBUJEW 1963; TARGULJAN 1971; KOWALKOWSKI 1980a; GUNDELWEIN 1998). Die genannten Autoren wiesen nach, dass in Tundren die kryogenen Böden als C-Senke wirken. Bildung, Umsatz und Akkumulation organischer Substanzen sind eindeutig abhängig vom frostmusterbedingten Meso- und Mikrorelief. So erkannten KARAWAJEWA & TARGULJAN (1960), TARGULJAN (1971), KOWALKOWSKI (1980a, 2004) sowie TARNOCAI & BALLARD (1994) für die rezenten Böden der Tundren und Nordtaiga trockene und feuchte Verteilungsbedingungen der organischen Substanz. In gut entwässerten, meistens grobkörnigen Böden mit durchlässigem Permafrost ist die organische Substanz im Bodenprofil durch intensive Homogenisierung infolge frostdynamischer Prozesse in der Auftauzone gleichmäßig verteilt. Meist sind es gelbbraune Fulvosäuren, die im Komplex mit Fe und P auf den Kornoberflächen des Bv-Horizonts direkt über dem Permafrost nachweisbar sind. Die feuchten Verteilungsbedingungen herrschen in der mit Tauwasser gesättigten Auftauzone über verdichtetem Permafrost, meistens in schluff- und tonreichem sowie in sandig-lehmigem, stein- und feinerreichem Material. In diesen Fällen ist der größte Teil der organischen Substanz in der Torfaufgabe gespeichert. Sie kann aber auch durch Solifluktion und Kryoturbationen in den flachen Oberboden eingearbeitet sein. Direkt über dem Permafrost werden mobile Humin- und Fulvosäuren akkumuliert. Diese werden durch wechselnde Gefrier- und Auftauprozesse infolge Dehydratation ausgeflockt und im (makromorphologisch feststellbaren) Kryoiluvialhorizont angereichert (KOWALKOWSKI et al. 1986; KOWALKOWSKI 1990, 2004). Nach GUNDELWEIN (1998) wird diese akkumulierte organische Substanz nur schwach biologisch abgebaut.

2.4.5 Verbraunung

Infolge kryogener Verwitterung der Bodenminerale können beim Wechsel zwischen Gefrieren und Auftauen Silikate zerfallen. Es kommt zur Bildung neuer Tonminerale und zur Verbraunung. Für Braunerden und Braunerde-Fahlerden des Tieflandes konnte KOPP (1969: 57 ff; vergl. auch KOPP & JÄGER 1972 und KOWALKOWSKI 1973) die kryogene Verbraunung durch die Koinzidenz mit der δ -Zone und vor allem durch kryogene Strukturen an der Basis des Verbraunungshorizonts nachweisen. Traditionell wird jedoch in der mitteleuropäischen Bodenkunde für den Prozess der Verbraunung eine warmzeitliche Bodenbildung im extraperiglaziären Milieu mit Laubwald vorausgesetzt (LAATSCH 1957; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998: 425, weitere Literatur dazu bei KOPP et al. 1982: 54). Diesem Konzept widersprechen aber chronologisch eindeutig in das Weichsel-Spätglazial datierbare Befunde für Bv-Horizonte aus begrabenen Böden (z. B. JÄGER & KOPP 1969, 1999; GRAMSCH 1969, 1998; SCHLAAK 1998, 1999; MANIKOWSKA 1999). Die Verbraunung als kryogene Bodenbildung im periglaziären Milieu darf nach diesen Befunden jedenfalls als gesichert gelten. Die Frosteinwirkung im periglaziären Milieu führt vor allem durch Kryoklastik zu einer ständigen Verfeinerung der Körnung – von Kryoklastiten über Kryoklastopelite zu Kryopeliten (POLTEW 1966). Auf den Oberflächen der dadurch entstandenen scharfkantigen Mineralsplitter werden beim Gefrieren des Bodenwassers saisonal durch die Koagulation organo-mineralischer Verbindungen Cutane angelagert, die zur Entstehung eines verbrauchten Horizontes Bv (nach Munsell Soil Color Charts: um 7,5YR5/8 bzw. 6/4 und 10YR5/8 bzw. 6/6) unter kalkklimatischen Bedingungen führen.

Diese Bv-Horizonte wurden von KOWALKOWSKI (1977) als „Rosthorizonte“ bezeichnet.

Letztlich folgt daraus, dass dieser Bodenbildungsprozess nicht vorrangig oder ausschließlich mit extraperiglaziärem Milieu warmzeitlicher und insbesondere holozäner Genese verknüpft werden darf. KÜHN, BILLWITZ, BAURIEGEL, KÜHN & ECKELMANN (2006) haben die Verbraunung (und Lessivierung) für das Periglazial nicht ausgeschlossen und für das Holozän nachgewiesen. Für die Verbraunung im periglaziären Milieu hat EHWALD (1978, 1980a, b) eine interessante Erklärung vorgetragen:

„Für die Bildung oberflächennaher Bv-Horizonte ist die Immobilisierung organischer Eisen-(Aluminium-)Komplexe entscheidend. ... Unter periglaziären Bedingungen konnten sich ... wahrscheinlich bei intensiver kryogener Verwitterung, Einwehung von Schluff, ständigem Wechsel reduzierender und oxydierender Bedingungen, geringer Produktion organischer Komplexbildner, zumindest zeitweise gehemmter Versickerung und kryogener Durchmischung eisen- und aluminiumreiche Komplexe anreichern und – vielleicht begünstigt durch winterliches Ausfrieren – Hüllen um Sand- und Schluffkörner bilden.“

Derartige Vorgänge unter kryogenen Bedingungen im periglaziären Milieu können nach EHWALD (a. a. O.) die Voraussetzung dafür geboten haben,

„... dass sich Verbraunungsprozesse auch nach dem Ausklingen periglaziärer Verhältnisse fortsetzen konnten, indem die vorhandenen Eisenhüllen neu gebildete eisenärmere Komplexe adsorbierten. Diese konnten durch biologischen Abbau ihrer organischen Anteile allmählich eisenreicher werden und damit erneut eisenärmere Komplexe anlagern. Ob diese Vorstellung zutrifft, müsste man durch Untersuchungen über das Verhältnis pyrophosphat-, oxalat- und dithionitlöslicher Eisenverbindungen in begrabenen und an den heutigen Oberflächen liegenden Bv-Horizonten zu klären versuchen.“

Diese These stützende Ergebnisse hat BUSSEMER (in BUSSEMER, GARBE & MÜLLER 1997: 27 sowie Fig. 41-42) vorgelegt. Deren parallele Tonmineraluntersuchungen bestätigen darüber hinaus, dass in den Braunerden wenig oder keine pedogenen Tonmineralneubildungen erfolgt sind, dagegen „... erscheint kryogene Verwitterung als Ursache für Kaolinitanreicherungen denkbar“ (a. a. O., S. 34).

2.4.6 Podsolierung

Auch Podsolierung tritt sowohl unter periglaziären Bedingungen mit Dauerfrostboden als auch unter extraperiglaziären Milieuverhältnissen auf. Aus Regionen mit periglaziärem Milieu und entsprechender Vegetation (Tundra, Waldtundra, „nördliche“ Taiga) ist Podsolierung aktuell im nördlichen Eurasien sowie Nordamerika und vielfach in Vergesellschaftung mit Permafrostböden bekannt (TARGULJAN 1971: 127-131; MAZHITOVA 1988; vergl. auch KOWALKOWSKI 1995, 1998; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998: 430). In der subantarktischen Tundra und in antarktischen subpolaren und polaren Wüsten haben BLUME et al. (1998) Kryopodsolen mit Permafrost festgestellt. Eine eingehende morphologische und analytische Kennzeichnung dieser Böden im nördlichen Eurasien versuchte TARGULJAN (1971). Danach bestimmen klimatische Gegebenheiten (niedrige Temperaturen, hohe Humidität) zusammen mit verschiedenen geologischen und geomorphologischen Bedingungen die Genese und Verbreitung der Podsole sowohl in Gebieten mit jahreszeitlich bedingtem Bodenfrost als auch im Periglazialraum mit Dauerfrostböden. Die klimatischen Bedingungen

während des Weichsel-Spätglazials mit mehrfachem Wechsel von zeitweiliger Erwärmung und Wiederabkühlung bei diskontinuierlich fortschreitendem Abtauen des Dauerfrostbodens lassen auch in Mitteleuropa den Nachweis von Podsol-Böden aus diesem Zeitraum erwarten, wie sie vor einigen Jahrzehnten aus den östlichen Niederlanden beschrieben und datiert wurden (Usselo-Boden; HIJZELER 1947, 1957; KASSE 1999: 74). Die bisherigen Datierungen mit Hilfe von ^{14}C , Pollenanalyse und archäologischem Fundgut beziehen sich für den Usselo-Boden im Wesentlichen auf das Alleröd-Interstadial und darüber hinaus generell für weichselspätglaziale Podsole auf interstadiale Bildungszeiträume (DE JONG 1967: 366-368; KASSE 1999: 71-75). Nachweise begrabener Podsole aus dem letzten Spätglazial liegen jedoch auch aus anderen Teilen Mitteleuropas vor, so aus dem südwestlichen (Jasieñ: KOWALKOWSKI, NOWACZYK & OKUNIEWSKA-NOWACZYK 1999) und zentralen Polen (MANIKOWSKA 1999), aber auch aus Deutschland (Jüdenberg bei Bitterfeld: JÄGER & KOPP 1999: 132-133).

2.4.7 Hydromorphierung (Vergleyung und Pseudovergleyung)

Vergleyung und Pseudovergleyung als kryogene Prozesse sollten unter Hydromorphierung zusammengefasst werden, da eine Differenzierung im Profil oft nicht sicher möglich ist. Vergleyung setzt durchlässiges Material im Hangenden des Permafrostes voraus, was letztlich zu einem oberflächennahen temporären Grundwasserstockwerk führt. Vergleyungsmerkmale sind beispielsweise häufig in unverwitterten, durchlässigen Lösssubstraten kombiniert mit kryogenen Strukturen zu finden. Eindeutig datierte Beispiele für die Ausbildung eines Gr-Horizonts im Hangenden der ehemaligen Dauerfrostzone während des Weichsel-Spätglazials liegen in Aufschlüssen glazilimnischer und äolischer Sande im nordmitteleuropäischen Jungmoränenland vor. Hier sind zuverlässig Datierungen der Vergleyung möglich, da der Gr-Horizont im Dünenprofil lateral in ehemals tieferer Geländedeposition mit Torfbändern verzahnt, für die als Zeitstellung nach pollenanalytischer Untersuchung das Alleröd-Interstadial nachgewiesen ist. Im polnischen Witów unweit von Łódź (CHMIELEWSKA & WASYLIKOWA 1961) wird diese Datierung bestätigt durch den Nachweis einer endpaläolithischen Besiedlung der Düne im unmittelbaren Hangenden des begrabenen Bodens durch Hütten und Artefakte der Stielspitzenkultur des Witówien sowie durch die ^{14}C -Datierung von Resten verkohlten Holzes aus ehemaligen Herdstellen dieser spätglazialen Siedler mit 10815 BP (GRO 828). Vergleichbar mit den genannten Befunden ist der ebenfalls im Dünengelände gelegene Fundplatz Rissen bei Hamburg mit dem sog. „Rissener Boden“, der durch archäologische Funde (sog. Rissener Gruppe der Federmesserkultur: SCHWABEDISSEN 1954: 85) auch eine analoge Datierung erfährt (SCHWABEDISSEN 1954: 31-39 und besonders S. 33-34 sowie Taf. 104-106). Ebenfalls belegt ist die stratigraphische Verzahnung eines ehemaligen Gr-Horizonts mit einem durch Pollenanalyse dem Alleröd-Interstadial zugewiesenen Torfband in den Beckensanden der Rostocker Heide bei Kleinmüritz (unweit von Graal-Müritz) (vergl. JÄGER & KOPP 1999 sowie SCHULZ 1961).

Kryomorphe Pseudogleymerkmale fanden TARGULJAN (1971) in rezenten Tundren- und Taigaböden mit Permafrostuntergrund und KOWALKOWSKI (1980b, 1981) in subalpinen Tundren- und Wiesenböden. Reliktische und fossile kaltzeitliche Pseudogleymerkmale beschrieben außerdem GUGALINSKAJA (1982), MANIKOWSKA (1999) und KÜHN (2003) für Braunerden, Parabraunerden, Braunerde-Fahlerden und Pseudogleye der ehemals vergletscherten Gebiete Europas. In den periodisch mit

Wasser gefüllten Frostrissen und Frostkeilen wurden an den Porenwänden durch Reduktionsprozesse Eisen- und Manganoxide gelöst, die in das Innere der Gefügeaggregate diffundierten und durch Oxydation ausgefällt wurden. So entstanden durch lokale Umverteilung der gelösten Oxyde gelbbraune bis gelbrote, z. T. schwarzrote Marmorierungen, aber auch Bänder und Konkretionen sowie weißgraue gebleichte Flecken.

3 Bisherige Gliederungskonzepte

3.1 Gliederung nach Zonen

Die „Zonen“ werden für das Tiefland und Mittelgebirge als Ausdruck der unterschiedlich dominanten Bildungsprozesse unterschiedlich benannt und definiert. KOPP (1969: 38) bezeichnet sie für das Tiefland als Perstruktionszonen, die Glieder des periglaziären Perstruktionsprofils (1969: 37) darstellen. Die von KOPP (1969, 1970a, b) ausgewiesenen Perstruktionszonen sowie deren Benennung und Symbolik sind in der Abb. 4 (linke Hälfte) wiedergegeben.

Die Gliederung in verschiedene Perstruktionszonen erfolgt nach bodenkundlich relevanten Strukturunterschieden unabhängig von der sedimentologischen Differenzierung, bei den Umlagerungszonen nach SCHWANECKE (1970, s. u.) erfolgt jedoch deren Verknüpfung z. T. auch mit sedimentär bedingten Substratunterschieden. Die Perstruktionserscheinungen im Sinne von KOPP und SCHWANECKE sind gegenüber dem Ausgangsmaterial erkennbar an dessen Strukturveränderungen und/oder an Strukturdifferenzierungen oberhalb des unveränderten Ausgangsmaterials, was im Wesentlichen durch charakteristische kryogene Strukturen zum Ausdruck kommt. Zum Ausgangsmaterial zählen das im Untergrund noch anstehende und das während der Perstruktionsprozesse durch laterale Zufuhr hinzugekommene Material. Nach KOPP (1970a, b) ist bei dem in vertikaler Richtung wirkenden Grundvorgang der Perstruktion auch laterale Materialverlagerung beteiligt gewesen (Windauf- und -abtrag; Abspülung und Solifluktion i. d. R. an den Hängen).

Nach der in KOPP u. a. (1969) veröffentlichten Fotoserie mit beschreibender Kennzeichnung werden für viele „Perstruktionsprofile“ vertikal wie lateral unterschiedliche Anteile einer äolischen Zufuhr von Schluff und Sand dokumentiert. Das trifft sowohl für die δ -Zone (den „Geschiebedecksand“ als ein Substratgemisch aus Untergrundssubstrat und äolisch antransportiertem Schluff und Sand) als auch z. T. für die ϵ -Zone zu (siehe hierzu auch Kapitel 4.1). Dabei nimmt die ϵ -Zone nicht selten eine Mittelstellung zwischen der δ -Zone und der ζ -Zone ein. Diese Perstruktionszonen weisen daher oft auch Unterschiede in der Körnung auf, die relativ zueinander als Abgrenzungskriterium dienen, obwohl sie nicht danach definiert sind. Die Unterschiede zwischen den Perstruktionszonen sind durch KOPP u. a. (1969: 42) analytisch belegt. Es gibt im Tiefland aber auch Perstruktionszonen, die keine Differenzierung nach der Substratzusammensetzung erkennen lassen.

Fußnoten zu Abb. 4:

- ¹⁾ Nach KOPP (1970a, b) und KOWALKOWSKI (2001b, 2004); KOWALKOWSKI (2001b, 2004) differenziert zusätzlich die ζ-Zone in die wenig veränderte periglaziäre Übergangszone, in die kryoiluvial durch Frostsegrierung und Frostkoagulation veränderte und in die krypturbar und kryofluvial veränderte Subzone.
- ²⁾ Nach SCHWANECKE (1970).
- ³⁾ Zersetz., Gesteinsverzug, Auflockerung.
- ⁴⁾ Das durch Kryotranslokation akkumulierte Material bildet zusammen mit ortsbürtigem Material das Substratprofil (siehe auch Tabelle 1 mit Beispielen zur Kennzeichnung des Substratprofils, weitere Beispiele bei KOPP & SCHWANECKE 2007).
- ⁵⁾ Weitere Differenzierung der γ-Zone möglich, Differenzierung der ζ-Zone in ζ-Zone 1, ...2, ...3.
- ⁶⁾ Durch kryopedologische Prozesse (vor-)geprägte Horizonte – ohne Übergangshorizonte; hier wird keine spezielle Horizontabfolge wieder gegeben, sondern die für die jeweiligen Tiefenbereiche (Perstruktions-/Umlagerungszonen) dominierenden Bodenhorizonte. Dominierende anhydromorphe Horizonte sind **fett** gedruckt. Ah-Horizonte, außer Ahx der Schwarzerden, sind nicht ausgewiesen.
- ⁷⁾ Die KA 5-Horizontsymbole Ae bzw. A(e)l sollten zukünftig durch Es bzw. Et ersetzt werden (siehe auch entsprechende Textfußnote. ⁵⁾
- ⁸⁾ Im Schwarzerdegebiet vorkommend.
- ⁹⁾ Einschließlich Tonhäubchenhorizont By nach LIEBEROTH, KOPP & SCHWANECKE (1991).
- ¹⁰⁾ Ergänzende Definition der Lagen gemäß Kapitel 6. Für die ausgewiesenen (periglaziären) Segmente wird als synonyme Begriff „Lagen – ergänzt definiert“ vorgeschlagen, da diese gegenüber den Lagen nach KA 4 und KA 5 einen anderen Inhalt haben. Wird statt des Neubegriffs „Segment“ der Begriff „Lage“ weiter verwendet, muss dieser den Zusatz „ergänzt definiert“ erhalten!
- ¹¹⁾ Übergänge zu holozänen Bildungen z. T. undeutlich; ggf. Differenzierung in Obersegment 1, ...2 bzw. Oberlage – neu definiert 1, ...2 usw. nach der Zusammensetzung.
- ¹²⁾ Symbolvorschläge zur Unterscheidung von den Lagensymbolen nach KA 4, KA 5.
- ¹³⁾ „...lage – ergänzt definiert“ als Synonym für „...segment“.
- ¹⁴⁾ Übergangsegment(e) bzw. Übergangslage(n) vom Hauptsegment bzw. Hauptlage – ergänzt definiert – zum nicht beeinflussten Gestein; Zusammenfassung z. B. bei nicht möglicher Differenzierung (z. B. im sandigen Tiefland).
- ¹⁵⁾ Weitere Differenzierung in Mittelsegment oberer Teil bzw. Mittellage oberer Teil und Mittelsegment unterer Teil bzw. Mittellage unterer Teil nach Struktur u./o. kryopedologischen Horizonten; Mittelsegment oberer Teil: meistens Al-, Ael-Horizont; Mittelsegment unterer Teil: meistens Bt-Horizont.
- ¹⁶⁾ Weitere Differenzierung in Basissegment 1, ...2, bzw. Basislage – ergänzt definiert 1...2 nach Zusammensetzung, Struktur, kryopedologischen Horizonten u./o. Altersstellung möglich, z. B. Basissegment/Basislage – ergänzt definiert 1: meistens Tonhäubchenhorizont bzw. Tonbänderhorizont, Basissegment/Basislage – ergänzt definiert 2: meistens Cv- bzw. eIC(c)-Horizont (letzterer bei kalkhaltigem Material).

Darüber hinaus sind meistens die für das Tiefland unterschiedenen Perstruktionszonen nach KOPP mit bestimmten Bodenhorizonten verknüpft, z. B. δ-Zone mit Bv-Horizont bei Braunerden, ε-Zone mit Al bzw. Ael-Horizont (entspricht dem Et-Horizont der TGL 24 300 und der Standorterkundungsanleitung [SEA 95] ⁵⁾), ζ-Zone mit Bt-Horizont bei tondurchschlämmten Böden. Diese Verknüpfung mit den genannten Bodenhorizonten trifft allerdings nur für carbonatreies Material zu, und für carbonathaltiges Substrat (z. B. Geschiebemergel) weist KOPP bisher keine Perstruktionszonen aus. Nach KOPP (1965) sind offenbar die Bodenhorizonte mehr oder weniger periglaziär vorgeprägt bzw. sogar periglaziär entstanden. Die kryogene Perstruktion ist nach KOPP (1970a, b) durch die Einwirkungen des Bodenfrostes von der Oberfläche her bedingt. Dabei können nach KOPP (1970a, b) die Übergangszonen ε und ζ früher als die δ-Zone, aber auch gleichzeitig mit ihr entstanden sein. HARTWICH (1978) folgt im Wesentlichen dem Konzept von KOPP

(1969, 1970a, b) und weist für sandige anhydromorphe Substrate verschiedene Ausprägungen von Perstruktionsserien aus, die entweder die komplette Abfolge der Zonen (δ-Zone über ε-Zone über ζ-Zone über η-Zone) oder nur einzelne Zonen repräsentieren, wie δ-Zone über ε-Zone über η-Zone bzw. δ-Zone über ζ-Zone über η-Zone bzw. δ-Zone über η-Zone. Bei anhydromorph geprägtem Geschiebemergel im Untergrund dominiert im Hangenden die Normalabfolge mit δ-Zone über ε-Zone über ζ-Zone über η-Zone.

SCHWANECKE (1970) scheidet für das Mittelgebirge und Hügelland Umlagerungszonen aus, die wie bei den von KOPP für das Tiefland entwickelten Perstruktionszonen auf anthropogene, biogene und kryogene Einwirkungen zurückzuführen sind (SEA 1974). Für das Berg- und Hügelland werden hier nur kryogene Umlagerungszonen besprochen, deren Differenzierungen durch komplex einwirkende vertikale (Kryoperstruktion) und laterale (Solifluktion und äolische Materialzufuhr) Prozesse bedingt sind. Da sich nach SCHWANECKE (1970, 1999) die Erscheinungsbilder der Perstruktions- und Umlagerungszonen weitgehend gleichen, wurden beide mit gleichen griechischen Buchstaben benannt, obwohl im Mittelgebirge infolge der unterschiedlichen Einwirkung von Klima und Relief vor allem an Hängen verbreitet die sedimentären Prozesse (Kryotranslokation) bei der Herausbildung der Umlagerungszonen ein wesentlich stärkeres Gewicht hatten als in großen Teilen des Tieflandes. Damit leiten diese Umlagerungszonen von den Perstruktionszonen zu deckenartigen Ausbildungen über. Allerdings werden von SCHWANECKE (1970, 1999) im Vergleich zu KOPP (1969, 1970a, b) abweichende Bezeichnungen verwandt (siehe Abb. 4), da auf den Festgesteinen im Mittelgebirge und Hügelland die γ-Zone, δ-Zone und ζ-Zone als eigenständige Deckzonen angesehen werden. Nur die ε-Zone wird als Übergangsbereich von der δ-Zone zur ζ-Zone gewertet. Auch weist SCHWANECKE im Unterschied zu KOPP kalkhaltige Umlagerungszonen (z. B. ζ-Zone im Muschelkalkgebiet) aus. Die Zufuhr äolischen Materials bei der Bildung von bestimmten Perstruktionszonen ist nach KOPP sowohl für das Tiefland als auch nach SCHWANECKE (1999) für das Mittelgebirge kennzeichnend. Jedoch werden die Merkmale der Umlagerungszonen besonders mit steigenden Anteilen fremden Materials und mit wachsender Mächtigkeit der Decke (besonders aus Löss = Fremddecke nach SCHWANECKE 1970, 1999) immer undeutlicher, da die nachzeichnenden und damit markierenden Skelettanteile zurücktreten. Bei weitgehend fehlendem Fremdmaterial spricht SCHWANECKE (1970, 1999) von Eigendecken, die durch Verwitterung und periglaziäre Umlagerung aus dem Anstehenden mit nur geringem oder sogar fehlendem Anteil von Fremdmaterial entstanden und keine eigenständigen Sedimente, jedoch durch die Umlagerungszonen deutlich untergliedert sind. Fremddecken stellen eigenständige Sedimente dar, in denen die Umlagerungszonen nur undeutlich oder schwer erkennbar sind. Unterschiedliche Substrateigenschaften nach Stratigraphie, Fazies und Lithologie sind nicht Kennzeichen, sondern nur Hilfsmerkmale zur Differenzierung in Umlagerungszonen (SCHWANECKE 1970). In bestimmten Umlagerungszonen sind bevorzugt bestimmte Bodenhorizonte – jeweils in kalkfreiem bzw. entkalktem Material – ausgebildet: so in der γ-Zone Ae-Horizonte ⁵⁾, in der δ-Zone Bv-, Bs-Horizonte, in der ε-Zone A(e)l/Bt-, A(e)l-Horizonte ⁵⁾ und in der ζ-Zone Bt-Horizonte. Nach SCHWANECKE (1970) wurden mit der Bildung der Umlagerungszonen die heute vorliegenden Bodenhorizonte – ähnlich wie im Tiefland – meistens mehr oder weniger vorgeprägt. Das betrifft sowohl die Tonhäubchen-Horizonte als auch die Tonhäubchen-Horizonte, die von LIEBEROTH, KOPP & SCHWANECKE (1991) als By-Horizonte gesondert ausgewiesen wurden. Häufig vorkommende Kombinationen

von Umlagerungszonen fasst SCHWANECKE (1970) zu Umlagerungsserien zusammen, denen bestimmte Bodentypen zugeordnet werden können.

KOWALKOWSKI (1993, 1997) versteht unter dem Perstruktionsprofil Profildifferenzierungen in situ, die durch nachträgliche Veränderungen des Ausgangsmaterials infolge kryo-, bio- und anthropogenen Filtergerüstumbaus bis zu einer Tiefe von 1,5...2,0 m entstanden sind. KOWALKOWSKI (1993, 2001b, 2004) schließt sich im Wesentlichen dem Konzept von KOPP an, jedoch sind nach seiner Auffassung für das Tiefland offenbar die Kenntnisse über die Periglazialphänomene im Liegenden der δ -Zone, insbesondere in der je nach der Wassersättigung kryogen aktiven ζ -Zone, nicht ausreichend, um entsprechend differenzierte Zuordnungen zu ermöglichen. KOWALKOWSKI (1973, 1990, 2004) unterscheidet deshalb im Liegenden der ehemaligen Auftauzone über dem unveränderten Material in der ζ -Zone (= periglaziäre Übergangszone – unterer Teil) folgende Subzonen: die wenig veränderte, die kryoilluvial durch Frostsegregation und Frostkoagulation veränderte sowie die kryofluvial und krypturbat veränderte Subzone. Weitere Unterscheidungsmöglichkeiten ergeben sich durch die Untertlagerung der genannten ζ -Subzonen mit periglaziär entkalkten und perstruierten Geschiebelehmen oder Tonsedimenten. Sicher können weitere Detailuntersuchungen, wie sie z. B. von BUSSEMER (1994) vorgelegt wurden, diese Kenntnislücke schließen helfen.

Nach dem bisherigen Konzept der Perstruktionszonen für das Tiefland einerseits und der Umlagerungszonen für das Berg- und Hügelland andererseits wird eine Trennung der Periglazialphänomene nach vorherrschenden reliefabhängigen Prozessen induziert. Letztlich wird dies auch von KOWALKOWSKI (2004) manifestiert, der für das Tiefland Perstruktionszonen nach KOPP ausweist, jedoch für das Mittelgebirge Bodendecken (vornehmlich auf Hanglagen (s. Kapitel 3.2) beschreibt. Die periglaziären Prozesse wirkten im gesamten Periglazialraum – zwar mit unterschiedlicher Intensität – und die Periglazialerscheinungen in der Pedosphäre sind durch das jeweils anstehende Gestein, das Relief und die Höhenlage modifiziert. Nach Regionen differenzierte Ansprachen der Periglazialphänomene erschweren jedoch die notwendige einheitliche Betrachtungsweise, zumal zwischen den einzelnen Landschaften fließende Übergänge der verschiedenen Periglazialerscheinungen kennzeichnend sind.

3.2 Gliederung nach Deckschichten/Decken (siehe auch Abb. 4, linke Hälfte)

Die erste Gliederung der Periglazialdecken wurde von SCHILLING & WIEFEL (1962) vorgenommen. Sie differenzierten die Periglazialbildungen der Mittelgebirge als Basis-, Haupt- und Deckfolge, die ihre wesentliche Prägung durch Frostverwitterung, Hangabspülung, Solifluktion, Kryoturbation und äolische Akkumulation erhielten. Die verschiedenen Folgen wurden in unterschiedliche Abschnitte des Quartärs, besonders der letzten Kaltzeit (Würm, Weichsel), gestellt und als stratigraphische Einheiten verstanden. SCHILLING & WIEFEL (1962) fassten die Folgen als (Deck-)Schichten auf, deren Material periglaziär überprägt wurde. Wegen der chronostratigraphischen Bindung dieser Periglazialerscheinungen wurde diese Nomenklatur von der forstlichen Standortserkundung für das Mittelgebirge und Hügelland der DDR nicht übernommen. Diese Bildungen wurden deshalb in der Forstlichen Standortserkundung der DDR zunächst als Decken bezeichnet. Später hat SCHWANECKE (1970) das Konzept der Umlagerungszonen entwickelt.

Bereits in den 60er Jahren deutet auch SEMMEL die periglazialen Deckschichten als Sedimente, wobei er die gliedernde äolische Fremdkomponente, insbesondere den häufig beobachteten Anteil an Laacher-Allerödbims herausstellte. Er differenzierte in Deck-, Mittel- und Basisschutt (SEMMEL 1964, 1968, 1975). Von der Tharandter Schule erfolgten die Bezeichnungen der Periglazialdecken z. T. in Anlehnung an SEMMEL (1964, 1968), z. T. auch abgewandelt (z. B. HOFMANN & FIEDLER 1986; SCHRÖDER & FIEDLER 1977), oder auch beschreibend als Obere Deckschicht 1, Obere Deckschicht 2, Untere Deckschicht (ROTSCHKE 1974), oder sie wurden als Sedimente (z. B. Basis-sedimente, Mittelsedimente; THALHEIM 1988; THALHEIM & FIEDLER 1990) gekennzeichnet.

Von ALTERMANN, HAASE, LIEBEROTH & RUSKE (1978, unter Bezug auf frühere Arbeiten dieser Autoren) werden die periglaziär bedingten Substratdifferenzierungen in der Pedosphäre als Sedimente gedeutet und für die Deckenglieder verschiedene lithofazielle Ausprägungen ausgewiesen. Decken sind durch die Zusammensetzung, Farbe und Gefüge differenziert. Letztlich werden unter Decken nach ALTERMANN & WÜNSCHE (1991: 7) Bildungen

„... unterschiedlicher Genese und Altersstellung verstanden. Sie sind das Ergebnis von komplizierten Deckenbildungsprozessen unter Beteiligung der Vorgänge Verwitterung (Frostverwitterung, chemische Verwitterung), Umlagerung (Denudation, mechanische Verwitterung, besonders Solifluktion, Abspülung, Kryoturbation), Akkumulation (äolisch, deluvial, fluvial) und Bodenbildung. Der Anteil der genannten Prozesse an der Herausbildung der Decken war im zeitlichen Ablauf unterschiedlich und wurde durch das anstehende Gestein im Liegenden der Decken, das Relief sowie durch die jeweils herrschenden klimatischen Verhältnisse modifiziert.“

Nach der lithostratigraphischen Abfolge wurden die Deckenglieder in die Oberdecke, in die zweigliedrige Hauptdecke – bezeichnet als Mittel- und Zwischendecke – und in die Basisdecke differenziert (ALTERMANN, LIEBEROTH, SCHWANECKE 1988; siehe auch Abb. 4, linke Hälfte). Die jeweiligen Deckenglieder kommen mit unterschiedlichen Substratausbildungen (Fazies) vor. In der Aufeinanderfolge der Deckenglieder im Profil ist ein zeitlicher Substratwechsel dokumentiert. An der Deckenzusammensetzung können unterschiedlich hohe Anteile von ortsbürtigem und fremdem Material beteiligt sein. In den Basisdecken überwiegt der ortsbürtige Anteil. In den Hauptdecken wird mit zunehmender Mächtigkeit der Einfluss ortsfremden äolischen Materials (im Wesentlichen in den Kornfraktionen Feinsand, Grobschluff, Mittelschluff) immer mehr dominierend, während in den Oberdecken der Gebirge meistens wiederum das Material des jeweils in der unmittelbaren Umgebung vorkommenden Gesteins vorherrscht. Dabei wurde zwischen den dominant äolisch geprägten Decken (Treibsand, Decksand, äolisch geprägte Geschiebedecksande, Löss, Sandlöss, Gebirgslöss⁶⁾), im Wesentlichen solifluidal gebildeten Decken (z. B. Sandfließerden, Solifluktionsschütten), den vorwiegend krypturbat entstandenen Decken (Sand-Kryoturbate, Ton-Kryoturbate, Löss-Kryoturbate⁷⁾) sowie den polygenetisch gebildeten [z. B. bestimmten Geschiebedecksanden, außerdem Decklehm, Deckton (zuletzt ALTERMANN & WÜNSCHE 1991)] unterschieden.

⁶⁾ Als Gebirgslöss werden die vorwiegend äolisch akkumulierten Schluffdecken der (Mittel-) Gebirge zusammengefasst, die infolge kryogener Überprägung und örtlicher Umlagerung einen Skeletanteil bis zu 10 Vol.-% aufweisen können.

⁷⁾ „Kryoturbate“ sind dominierend durch Kryoturbation geprägt (vergl. ALTERMANN & WÜNSCHE 1991).

Für das Berg- und Hügelland scheidet KOWALKOWSKI (2001a, 2004) periglaziäre Bodendecken auf Hanglagen (poln.: pokrywa) aus, die nach sedimentologischen und pedologischen Kriterien – durch zahlreiche analytische Befunde belegt – sowie periglaziär bedingten Strukturmerkmalen gegliedert sind. In Annäherung zu den Perstruktionszonen von KOPP (1969, 1970a, b) verwendet KOWALKOWSKI als Symbole für die im Gebirge angetroffenen Profile mit sedimentationsbestimmten Deckenabfolgen auch griechische Buchstaben und folgende Bezeichnungen (siehe auch Abb. 4):

θ – (theta)	periglaziäre obere Bodendecke,
κ – (kappa)	periglaziäre Akkumulations-Bodendecke,
λ – (lambda)	periglaziäre Soliflukts-Bodendecke,
ν – (ny)	periglaziäre Verwitterungs-Bodendecke.

Der sedimentären Komponente wird er also dadurch gerecht, dass er nicht die Symbolfolge „reiner“ Perstruktionszonen nach KOPP nutzt, sondern mit eigenen Symbolen ihre komplexe, sedimentär- und perstruktionsbestimmte Eigenart zum Ausdruck bringt. Perstruktion ist an deren Entstehung beteiligt, aber erst nach der Bildung der Bodendecke dominant. Die im Gebirge und Hügelland dominanten geomorphogenen Prozesse bei der Bildung der Bodendecken bestimmen die Symbolwahl (z. B. λ für Solifluktion, κ für zusätzliche äolische Sedimentation in der akkumulierten deluvialen Bodendecke; siehe auch Kapitel 2.2). Die Parallelisierung der Bodendecken mit anderen Gliederungen hat KOWALKOWSKI (2006) vorgenommen, und sie ist auch in der Abb. 4 (linke Hälfte) dokumentiert.

Im Unterschied zur Schicht ist in der Geologie die Bezeichnung Deckschicht weitgehend Sedimenten vorbehalten, die sich im Quartär häufig durch relativ geringe, großflächig gleich bleibende Mächtigkeit (oft unter 1 m) auszeichnen. Insofern unterstellen Schicht im Allgemeinen und Deckschicht im Besonderen die Ergebnisse der Translokationsprozesse und letztlich nicht die periglaziäre Überprägung im Sinne der Perstruktion. Dagegen wird unter der Decke in der Regel ein häufig bereits überprägtes Sediment („Sediment“ im weitesten Sinne) verstanden, das neben sedimentologischen Merkmalen auch solche der periglaziären Überformung aufweist. In diesem Sinne definierten bereits ALTERMANN & WÜNSCHE (1991) die Decke (einschließlich Bodenbildung in periglaziärem Milieu!). Auch ALTERMANN, LIEBEROTH & SCHWANECKE (1988) sowie KOWALKOWSKI (2001b, 2004) verstehen unter Decken diese komplexen Erscheinungen, letztlich unter Verknüpfung der Sedimentations- und Perstruktionsprozesse. Deckschichten wurden also syn- und/oder postsedimentär zu Decken umgebildet, deren differenzierte Zusammensetzung durch Substrate gekennzeichnet wird. Die Begriffe Deckschichten und Decken sollten nicht synonym verwendet werden.

Auf die vorliegende umfangreiche Literatur zu den periglaziären Deckschichten kann hier nicht im Einzelnen eingegangen werden. Neuerdings hat SAUER (2002) eine umfangreiche Literaturauswertung vorgenommen und mit eigenen Untersuchungen die Deckenkonzeption gestützt.

3.3 Gliederung nach Lagen

Vom Arbeitskreis für Bodensystematik der DBG werden 1998 als „Lagen die im Bereich der Bodenbildung durch gelisolifluidale und -mixtive sowie äolische Prozesse des periglazialen Milieus entstanden oder überprägten Lockergesteinsdecken zusammengefasst und als Schichten im Boden gekennzeichnet“ (ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG 1998).

In Abhängigkeit vom Paläorelief sowie vom Verbreitungsmuster der anstehenden Gesteine und der äolischen Sedimente ist die stoffliche Zusammensetzung und Lagerungsart der einzelnen Lagen (Körnung, Gesteinskomponenten, Komponenteneinregelung, kryogene Strukturen, Verdichtungen, Verfestigungen und Bodenskelettanreicherungen) vertikal wie lateral differenziert. Gemäß diesem Konzept wird die Vertikalabfolge der Lagen nach dem vermuteten relativen Alter und der stofflichen Zusammensetzung lithostratigraphisch differenziert in Oberlage(n), Hauptlage, Mittellage(n) und in die Basislage(n) als älteste Bildung(en). Diese Gliederung und die für die einzelnen aufeinander folgenden Lagen zusammengestellten Merkmale sind ein Hilfsmittel, um diese trotz unterschiedlichster Ausprägung und Zusammensetzung in den verschiedenen Landschaften zu ordnen und überregional vergleichen zu können (ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG 1998). Für die Oberlage, Mittellage und Basislage wird eine mögliche Mehrgliedrigkeit angegeben. Die Lagen werden weitgehend nach dem Deckenkonzept („periglaziäre Deckschichten“) gekennzeichnet.

In die Neufassung der Bodenkundlichen Kartieranleitung KA 5 (AD HOC AG BODEN 2005) werden periglaziäre Lagen folgendermaßen definiert und gekennzeichnet:

„Lagen sind im periglazialen Milieu umgebildete (und meist umgelagerte) Substrate der obersten Erdkruste, zum Teil mit äolischen Beimengungen (KA 5:)“ ... „Lagen sind vom liegenden Gestein (Lokalanteil) und in unterschiedlichem Maße von Fremdanteilen (z. B. äolisches Material) geprägt sowie in Abhängigkeit von den paläogeographischen Verhältnissen modifiziert, woraus eine Vielzahl verschiedener Fazies resultiert.“ ... „Demnach ist eine Kennzeichnung in autochthon, parautochthon bzw. allochthon anzustreben.“ ... „Nach genetischen Gesichtspunkten können Lagen als solifluidal bzw. solimixtiv angesprochen werden. Äolische Sedimente werden dann als Lagen bezeichnet, wenn sie von diesen Prozessen überprägt wurden. Solifluidale Lagen ... sind durch periglaziäre Verlagerungsvorgänge (Solifluktion, Ablation) entstandene parautochthone bzw. allochthone Sedimente, in denen solimixtive Prozesse eine untergeordnete Rolle spielen. Solimixtive Lagen ... entstanden durch substratinterne, überwiegend vertikale Materialumlagerungen infolge kryogener Prozesse (Frosthub, Kryoturbation, Sackung) und sind somit immer autochthon (KA 5: 178-180).

Zur Kennzeichnung der periglaziären Lagen wird nach der KA 5 folgende Merkmalsliste herangezogen:

- kryogene Strukturen: Hakenschlagen, Eiskeile, Frostkeile, Kryoturbationen;
- Sedimentmerkmale: Diskordanzen, Lagerungsdichte, Farbe, Sortierung (Steinsohlen, Steinanreicherungen);
- Skelett: Lagerung der Komponenten (Einregelung usw.), qualitative Zusammensetzung, vertikale Abfolge innerhalb der Lage (Zu- oder Abnahme des Skelettanteils), Anteil am Gesamtboden, Unterseite der Komponenten, Umhüllung mit Feinerde;
- Feinboden: Frostblättrigkeit, qualitative Zusammensetzung, Korngröße (Bodenart); vertikale Abfolge innerhalb einer Lage, Fragipan-Effekt.

In der Neufassung der Lagendefinition werden also die Bildungsprozesse Solifluktion, Kryoturbation, Solimixtion und (vorrangig) äolische Sedimentation (von Löss und Flugsand)

mit ihrem großen standortmodifizierenden Einfluss herausgestellt. In den ebenen Reliefbereichen prägten andererseits auch wesentlich die vertikal wirksamen Vorgänge (z. B. Kryoturbation) das Ausgangssubstrat der Bodenbildung. Verschiedene Teilprozesse der Kryoperstruktion (Kryolithotropie, Kryohomogenisierung) sowie die Kryopedogenese (siehe Kapitel 2 und 4.5 sowie Abb. 2) sind in die Lagendefinition nicht eingegangen.

Neuere Untersuchungen über die Genese und Abfolge periglaziärer Lagen (im Sinne der KA 4, KA 5) oder Bodendecken (KOWALKOWSKI 2004) können in diesem Rahmen nicht referiert werden, und deshalb wird lediglich auf einige Arbeiten verwiesen. SAUER (2002), SCHOLTEN (2003) sowie insbesondere KOWALKOWSKI (2004) stellten heraus, dass hinsichtlich Verbreitung und Eigenschaften der periglaziären Lagen bzw. Bodendecken das kalte Klima des periglazialen Milieus, Petrographie des Untergrundgesteins sowie die spätglaziale Exposition, die Hangposition und Hangneigung, die Reliefform und das Wasserregime als entscheidende Steuerfaktoren gelten können. SCHOLTEN (2003) und FRIEDRICH (1996) untersuchten die Gesetzmäßigkeit der räumlichen Verbreitung periglaziärer Lagen. Nach SCHOLTEN (2003) hängt die Verbreitung und Abfolge der periglaziären Lagen im Mittelgebirge in erster Linie vom Relief, der Substrataufbau und die Mächtigkeit der Basislage vom unterlagernden Ausgangsgestein ab. Nach seinen Untersuchungen lassen sich die Verbreitungssystematik, Mächtigkeit, Textur (einschließlich Skelettgehalt) der periglaziären Lagen der Mittelgebirgsstandorte auf der Basis der von ihm abgeleiteten Relationen und Verknüpfungsregeln voraussagen. SCHOLTEN (2003) deutet die Lagenabfolge von Basis-, Mittel- und Hauptlage als das Resultat aus mehrfachem Wechsel zwischen Phasen dominierender Abspülung, Gelisolifluktion und Lössakkumulation.

SEMMEL hat zuletzt 2005 eindrucksvoll die Substratinhomogenitäten durch die Ausbildung verschiedener Solifluktionsdecken in den Mittelgebirgsprofilen dokumentiert, mit Analysendaten untersetzt und nach dem Lagenkonzept gegliedert. Auch für Parabraunerden aus Löss konnte er bereits schon früher eine Schichtgrenze zwischen Al- und Bt-Horizont⁵⁾ nachweisen. Andererseits schließt er neben der periglaziären eine „holozäne (auch anthropogene) Oberlage“ nicht aus. Der Hauptlage schreibt SEMMEL (zuletzt 2002, 2005) ein jungtundrenzeitliches Alter auf Grund des Vorkommens von Alleröd-Bims an der Basis der Hauptlage zu.

Mit dem Lagenkonzept soll lediglich der überregionale Rahmen für die vertikale Gliederung der periglaziär bedingten Substratabfolgen innerhalb der Pedosphäre aufgezeigt werden. Abweichungen der Realprofile in den verschiedenen Bodenlandschaften von den Idealabfolgen der Lagengliederung wurden – ebenso wie die möglichen unscharfen Übergänge zwischen der periglaziären Oberlage zu holozänen Bildungen, die oft durchaus ähnlich der periglaziären Oberlage zusammengesetzt sind – diskutiert und herausgestellt (ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG 1998) und damit auch diesbezügliche kritische Betrachtungen entkräftet (VÖLKELE 1994; FRÜHAUF 1996). Auch KOPP und SCHWANECKE unterschieden bereits eine periglaziäre γ -Zone von einer holozänen β -Zone. Die früher ausgewiesene „Holozänlage“ (ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG 1987) ist nicht identisch mit der periglaziären Oberlage. Die generelle Deutung der Oberlage als holozäne Bildung war u. a. nach Geländebefunden aus dem Ostharz (ALTERMANN & RUSKE 1970) nicht haltbar, Übergänge zu ähnlich entwickelten holozänen Bildungen sind jedoch möglich.

Überregional gültige „Identitätsparameter“ für die Lagen gibt es bisher nicht. Generell ist zur Kennzeichnung der Lagen bzw. Zonen auf Grund der faziellen Verschiedenheit trotz überregionaler Bestimmungsmerkmale Regionalkenntnis erforderlich, und eine Ad-hoc-Zuordnung kann immer wieder zu Fehldeutungen führen.

Gegen den Begriff „Lagen“ wurde wiederholt Stellung bezogen (u. a. VÖLKELE 1994). Der Begriff war aber bereits seit 1987 vom ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG (1987) eingeführt und die Übernahme des Begriffs „Decke“ (also Oberdecke, Hauptdecke usw.) in Anlehnung an ALTERMANN, LIEBEROTH & SCHWANECKE (1988) hatte im Zuge der Nomenklaturangleichung in Deutschland nach 1990 bedauerlicherweise keine Aussicht auf Akzeptanz.

Ein mehr stratigraphisches Verständnis der Abfolge von Profigliedern wird gelegentlich durch eingeschlossene Zeitmarken, wie z. B. archäologisches Fundgut (paläolithische Silexartefakte) bestätigt (SCHÄFER, JÄGER & ALTERMANN 1991).

Eine vergleichende Übersicht zu ausgewählten Gliederungen für die periglaziär bedingten Substratdifferenzierungen in der Pedosphäre vermittelt die Abb. 4 (linke Hälfte; nach ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG 1998, ergänzt). In der Abb. 5 sind die verschiedenen Gliederungskonzepte prozessbezogen zusammengestellt.

4 Vergleich von Gliederungskonzepten für periglaziär bedingte Profildifferenzierungen ausgewählter Standorte (siehe hierzu die Farbtafeln 1 – 9, jeweils Beschriftungen links neben dem Farbprofil)

Die folgenden Kapitel werden durch Farbtafeln von Bodenprofilen ergänzt und damit eine Auswahl verschiedener Gliederungen dokumentiert (Spalten links vom Farbbild). Außerdem ist der Autorenvorschlag gemäß Kapitel 6 zur integrierten und landschaftsübergreifenden Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Profildifferenzierung rechts vom Farbbild dargestellt.

4.1 Standorte des glaziär bestimmten Tieflandes (siehe hierzu auch die Farbtafeln 1 und 2)

Im Verbreitungsgebiet sandiger Ablagerungen des glaziär bestimmten Tieflandes sind im Boden mehr oder weniger deutliche Profil-(Substrat-)differenzierungen durch eine (oder auch mehrere) Steinanreicherung(en) z. T. auch Steinsohlen, kryogene Erscheinungsbilder, wie Verbrodelungen und Frostkeile, sowie Unterschiede in der lithologischen Zusammensetzung nachweisbar (KOPP 1965, 1970a, b; ALTERMANN & FIEDLER 1972; KOWALKOWSKI et al. 1981; BUSSEMER 1994, u. a.; siehe Farbtafel 1). Dabei ist im Tiefland der bereits vor bald 150 Jahren beschriebene, an der Oberfläche weit verbreitete „Geschiebedecksand“⁸⁾ die am deutlichsten ausgeprägte Erscheinung der substratdifferenzierenden Periglazialphänomene (Farbtafeln 1 und 2). Er stand deshalb bis vor wenigen Jahrzehnten im Mittelpunkt der Betrachtungen, was für die im Liegenden des Geschiebedeck-

⁸⁾ Der Geschiebedecksand wird basal durch die Steinsohle/Steinanreicherung begrenzt. Teilweise wird zusätzlich auch der unmittelbar liegende, 2...4 dm mächtige sandige Bereich (vor allem bei Lehmuntergrund) als Geschiebedecksand ausgewiesen (vergl. Farbtafel 2). Dem kann hier nicht gefolgt werden (s. u.).

sandes vorkommenden Periglazialerscheinungen nicht galt. Erst KOPP (1965, 1970a, b) bezog diesen Tiefenbereich in Befunderfassung und -diskussion ein. Die Ausbildung, die relativ einheitliche Mächtigkeit und die reliefunabhängige Verbreitung des Geschiebedecksandes und seiner lehmig/tonigen Äquivalente waren letztlich der Ausgangspunkt für dessen Deutung als Ergebnis der Perstruktion, wobei das Einsinken von Steinen auf die heutige Tiefenlage von 4...6 dm unter Flur im Zuge des Gefrier-Tau-Prozesses als Alternative zur Überdeckung eines Deflationspflasters erstmals in die Diskussion gebracht wurde (KOPP 1965). So sind perlschnurartige Steinsohlen als Abtragungsrückstände vermutlich schnell mit Material überdeckt worden und in weitgehend ungestörter Lagerung verblieben. Dagegen können mehr oder weniger unregelmäßige Steinanreicherungen sowohl durch Auflösung von Steinsohlen im Zuge der Frosthebung oder durch Einsinken von Steinen entstanden sein. KOPP (1965, 1970a, b) betrachtete den Geschiebedecksand als oberen Teil des Perstruktionsprofils und bezeichnete ihn als „periglaziale Deckzone“. Körnungsunterschiede zwischen periglaziale Deckzone und liegendem Material wurden auch durch KOPP (1965, 1970a, b) belegt und im Wesentlichen auf laterale Materialzufuhr zurückgeführt. So ist die periglaziale Deckzone nach KOPP in der Regel aus einem Gemisch des Liegendsubstrats mit äolisch antransportierten Schluff durch den die δ -Zone prägenden Perstruktionsprozess entstanden. DIEMANN (1977) deutet den Geschiebedecksand des Jungmoränengebietes im gleichen Sinne als eine parautochthone Bildung.

Für das Lössrand- und Altmoränengebiet wurden durch ALTERMANN & FIEDLER (1972) die vorkommenden Deckschichten als Decksedimente gedeutet, die sich mehr oder weniger deutlich in der Körnung vom Liegenden unterscheiden und durch äolische sowie syn- und/oder postsedimentäre kryogene und solifluidale Prozesse entstanden. Durch Körnungs- und Mineralanalysen konnte von den letztgenannten Autoren nachgewiesen werden, dass Mittelsand, z. T. auch Feinsand und gröbere Fraktionen nur kurzen Transportwegen unterlagen, weitgehend den jeweils anstehenden Sedimenten entstammen und so den Lokalanteil in den Decken bilden. Dagegen wurden Grobschluff und z. T. auch Feinsand als Fremddanteil von weiter hertransportiert. Innerhalb der „Geschiebedecksandzone“ sind die mächtigen Sanddecken nach Körnung und Kornsartierung den Flugsanden ähnlich, so dass die Ausprägung (Flugsand oder Geschiebedecksand) von der Menge bzw. Mächtigkeit des äolisch akkumulierten Sandes abhing. Die geringer mächtigen Decken (4...6 dm) sind durch die verstärkte Einbeziehung des liegenden, mehr oder weniger skeletthaltigen Materials in den Wirkungsbereich der Frostwechselvorgänge in ihrer ursprünglichen Zusammensetzung, besonders hinsichtlich des Skeletanteils, verändert worden (ALTERMANN & FIEDLER 1972).

Der Geschiebedecksand (bzw. die periglaziale Deckzone) entspricht nach der traditionellen Lagengliederung (vergl. KA 4, KA 5) der Hauptlage. Zwischen den verschiedenen Gliederungskonzepten besteht hier Koinkidenz. Das trifft für die liegenden sandigen Substrate allerdings nicht oder nur zum Teil zu (siehe Farbtafel 1, Beschriftungen links neben dem Farbprofil). Die Perstruktionszonen ε und ζ werden im Wesentlichen nach Ausbildung von Bodenhorizonten und Strukturen im Sandsubstrat differenziert. Eine Zuordnung nach Lagen (gemäß KA 4, KA 5) ist nur sicher, wenn dieser Bereich Unterschiede in der Sandzusammensetzung aufweist. Für die genannten Sandstandorte ist also unterhalb der Hauptlage (nach KA 5) bzw. der δ -Zone (nach KOPP a. a. O.) keine eindeutige Parallelisierung der Perstruktionszonen mit den Lagen nach KA 4, KA 5 möglich.

Bei Lehmuntergrund (siehe Farbtafel 2) im Liegenden der Hauptlage (Geschiebedecksand bzw. periglaziale Deckzone; basal mit Steinanreicherung/Steinsohle begrenzt⁹⁾) wird der Lehmkörper zur Basislage gestellt, und die Mittellage repräsentiert den häufig vorkommenden, mehr oder weniger sandigen, 2...3 (5) dm mächtigen Zwischenbereich vom Geschiebedecksand zum Lehmkörper. Nach der Differenzierung in Perstruktionszonen gehört der genannte sandige Zwischenbereich zur ε -Zone und der Lehmkörper zur ζ -Zone. Hier ist also eine Koinkidenz zwischen der Ansprache nach Perstruktionszonen und Lagen nach KA 4, KA 5 gegeben.

Im Verbreitungsgebiet von meistens glaziär überprägtem oder als Lokalmoräne verlagertem Rupelton im Altmoränengebiet lässt sich auch eine deutliche vertikale Substratdifferenzierung nachweisen, und die hier verbreiteten Oberflächensubstrate wurden als lithofazielle Analogien des Geschiebedecksandes aufgefasst und mit den Arbeitsbegriffen Decklehm bzw. Deckton bezeichnet (ALTERMANN 1970). Bei diesen genannten Decken besteht nur zwischen der Hauptlage (nach KA 4, KA 5) und der δ -Zone Koinkidenz.

4.2 Sandlössstandorte (siehe hierzu auch die Farbtafeln 3 und 4)

Die sowohl am nördlichen Lössrand als auch im Tiefland sowie im Buntsandstein-Hügelland (inselartig) vorkommenden Sandlössdecken verzahnen sich mit den bereits gekennzeichneten Periglazialphänomenen des Tieflandes und auch mit denen im Mittelgebirge und Hügelland. Aufbau und Zusammensetzung der einzelnen Zonen- bzw. Lagenglieder sind dabei von der primären Mächtigkeit dieser äolischen Bildungen abhängig. Im Regelfall sind die über 6 dm mächtigen Sandlösser deutlich zweigeteilt in einen schluff- und tonärmeren oberen und einen schluff- und tonreicheren, mit Frostkeilen durchsetzten unteren Teil (siehe Farbtafel 3). Für die Sandlösser unterhalb dieser Mächtigkeitsgrenze (siehe Farbtafel 4) trifft das im Allgemeinen nicht zu (ROESCHMANN 1963; FIEDLER & ALTERMANN 1964; KOWALKOWSKI 1966; ALTERMANN & FIEDLER 1972, 1978). In den Sandlössgebieten sind die Steinsohlen bzw. Steinanreicherungen mit zahlreichen Windkantern an der Basis der unterschiedlich mächtigen äolischen Decken häufig sehr deutlich ausgebildet.

Die Sandlössdecken innerhalb des Altmoränengebietes lassen nach ALTERMANN & FIEDLER (1978) in der Zusammensetzung der Sandkomponente (Mittel- und Grobsandanteile) und des Bodenskeletts deutliche Beziehungen zu deren Liegendsedimenten erkennen. Die Hauptlage nach KA 4, KA 5 beschränkt sich auf den ton- und schluffärmeren oberen (meist sichtbar verbraunten) Teil der mächtigeren Sandlössdecken, und die Koinkidenz der Hauptlage mit der δ -Zone ist bei diesen Standorten unstrittig. Der untere, ton- und schluffreichere Bereich der mächtigen Sandlössdecken zählt zur Mittellage, wird jedoch nach der Zonengliederung in die ε - (Al bzw. Ael-Horizont⁵⁾) und ζ -Zone (Bt-Horizont) differenziert. Die Lagengliederung (nach KA 4, KA 5) folgt somit bei diesen Standorten der durch Körnungsunterschiede und mineralogische Differenzierung nachgewiesenen Zweiteilung der mächtigen Sandlössdecken (ALTERMANN & FIEDLER 1972, 1978), die Zonengliederung differenziert den Bereich der Mittellage nach KA 4, KA 5 im Wesentlichen nach Horizont- und Strukturunterschieden. Koinkidenz besteht also nur zwischen der Hauptlage nach KA 4, KA 5 und der δ -Zone (siehe Farbtafel 3, Beschriftungen links neben dem Farbprofil).

Die Lagenabfolge (nach KA 4, KA 5) der geringmächtigen Sandlössdecken (siehe Farbtafel 4, Beschriftungen links ne-

ben dem Farbprofil) weicht jedoch von der dargelegten ab. Bei den geringmächtigen Sandlössen fehlt entweder die Mittellage (nach KA 4, KA 5) in der Sandlössdecke (erodiert oder in der Hauptlage aufgegangen), oder sie befindet sich im liegenden Sand- oder Lehmsubstrat, wofür es aber hier keine Anhaltspunkte gibt. Eine ε -Zone wird nach der Zonengliederung ebenfalls nicht ausgewiesen. Im dargestellten Profilbeispiel besteht also Koinzidenz zwischen Hauptlage (nach KA 4, KA 5) und δ -Zone sowie zwischen Basislage (nach KA 4, KA 5) und ζ -Zone, die allerdings nach der Zonengliederung zusätzlich gemäß der Horizontausbildung differenziert wird (siehe Farbtafel 4, Beschriftungen links neben dem Farbprofil).

4.3 Lössstandorte (siehe hierzu auch die Farbtafeln 5 und 6)

Bei den Lössböden werden die 5...7 dm mächtigen Humushorizonte der Schwarzerden (siehe Farbtafel 5) bzw. die Humus- und mehr oder weniger verbraunten Eluvialhorizonte der Lessivés der Hauptlage (nach KA 4, KA 5) oder der δ -Zone bzw. die nicht verbraunten Eluvialhorizonte der ε -Zone zugeordnet. Eine Sedimentgrenze an der Basis des humosen Solums (A_{xh}-Horizonte) der mitteldeutschen Schwarzerden aus Löss wurde durch ALTERMANN & SCHRÖDER (1992) belegt. Nach Beobachtungen von SCHWANECKE und ALTERMANN wird das humose Solum der Schwarzerden gelegentlich von einigen Kiesen bzw. Grusen begrenzt (siehe Farbtafel 6). Die Lössdecke unterhalb des Schwarzerdehumus, die nicht selten Kryoturba­tionen oder Fließstrukturen aufweist, entspricht der ζ - bzw. der η -Zone nach SCHWANECKE (1970) (Gliederung in Kryoperstruktionszonen in diesem Tiefenbereich nicht eindeutig) und wird der Mittellage (nach KA 4, KA 5) zugeordnet. Die Ausbildung einer Basislage (nach KA 4, KA 5) innerhalb mächtiger Lössdecken wird dagegen kaum postuliert, jedoch das Liegende der Lössdecken wird der Basislage zugerechnet. Insgesamt ist die Gliederung der Lössprofile nach Zonen bzw. Lagen unterhalb der Hauptlage bzw. δ -Zone problematisch, und es besteht diesbezüglich Forschungsbedarf.

4.4 Standorte im Verbreitungsgebiet von Festgesteinen (siehe hierzu auch die Farbtafeln 7-9)

Für die Mittelgebirge liegen umfangreiche Untersuchungen zur Gliederung und Zusammensetzung sowie zu den Eigenschaften der substratdifferenzierenden Periglazialphänomene vor, die trotz z. T. erheblicher regionaler Unterschiede vielfältige Gemeinsamkeiten erkennen lassen. Dabei ist die Parallelisierung der „Zonen“ und „Lagen“ insbesondere bei höheren äolischen Anteilen problematisch. In den Mittelgebirgen ist nach der Lagengliederung (KA 4, KA 5) die Vertikalabfolge Hauptlage, Mittellage, Basislage dominierend. Dabei kann die Mittellage nur in Relikten vorhanden sein bzw. fehlen (siehe Farbtafeln 7 und 9) oder relativ mächtig und schluffreich vorliegen (siehe Farbtafel 8). Diese genannten Unterschiede sind im Wesentlichen vom Relief und von der Masse des äolisch akkumulierten Schluffmaterials abhängig. Die Hauptlage (nach KA 4, KA 5) wird durch eine große Spanne von Substratvarianten, vom skelettarmen Schluffmaterial bis zu feinerdearmen Schutten repräsentiert. Hauptlage und δ -Zone sind koinzident. Die entscheidenden Unterschiede zwischen den Gliederungen nach Zonen und Lagen liegen in der Ausscheidung einer ε -Zone, die als „Übergangszone“ nach der Lagenansprache (KA 4, KA 5) eher zur Hauptlage tendiert bzw. im oberen Bereich einer Mittellage, wenn ein A(e)l-Horizont⁵⁾ entwickelt ist, ausgebildet sein kann. Die ε -Zone erreicht im Mittelgebirge nach SCHWANECKE

(1999) bei Forststandorten oft nur 15...30 cm, und sie ist an Hängen schwer von der δ -Zone zu trennen. Für landwirtschaftlich genutzte Plateaulagen des Harzes wurde von ALTERMANN (1985) für den Ael-Horizont⁵⁾ innerhalb der Mittellage (KA 4, KA 5) eine durchschnittliche Mächtigkeit von 16 cm (Standardabweichung 5 cm) ermittelt, falls dieser Horizont überhaupt abgrenzbar war. Der häufig als Bt-Horizont ausgebildete untere Bereich der Mittellage (nach KA 4, KA 5) bei schluffreicher Ausbildung entspricht nach der Zonengliederung der ζ -Zone (siehe Farbtafel 8, Beschriftungen links neben dem Farbprofil). So führt schließlich die Mächtigkeit und Zusammensetzung der Mittellage zur Ausscheidung verschiedener Zonen und damit zur Differenzierung der Mittellage.

Die Basislage (KA 4, KA 5) ist durch markante Substratunterschiede von der hangenden Mittellage sicher zu trennen, jedoch wird die Basislage ebenfalls durch die ζ -Zone (meist als Bt-Horizont oder Tonhäubchenhorizont ausgebildet) repräsentiert, allerdings wird die ζ -Zone dann gemäß der unterschiedlichen Substratausbildung differenziert (siehe Farbtafel 8, Beschriftungen links neben dem Farbprofil). Daran wird deutlich, dass die Umlagerungszonen im Sinne von SCHWANECKE (1970) nicht primär nach Unterschieden in der Substratzusammensetzung, sondern nach Ungleichheiten im Gefüge sowie nach der Ausbildung von Bodenhorizonten ausgehalten werden. Koinzidenz zwischen Lagen und Zonen ist deshalb nur dann zu erwarten, wenn Substratzusammensetzung und Substratgefüge gleiche Grenzverläufe im Profil haben.

Vorrangig im Verbreitungsgebiet von (verwitterungsstabilen, basenärmeren) Festgesteinen, besonders Festgesteinsdurchragungen und meistens erst ab Höhenlagen von etwa > 500 m kann in bestimmten Reliefpositionen im Hangenden der Hauptlage die Oberlage (nach KA 4, KA 5) ausgebildet sein (siehe Farbtafel 9). Die Koinzidenz der periglaziären Oberlage mit der γ -Zone ist unstrittig.

4.5 Ergebnisse des Vergleichs

Aus dem dargelegten Vergleich der verschiedenen Gliederungskonzepte für einige ausgewählte Standorte verschiedener Regionen lässt sich folgendes zusammenfassend herausstellen:

- Die Glieder einer periglaziären Lagenabfolge (nach KA 4, KA 5) weisen eine unterschiedliche Substratzusammensetzung (Körnung, Mineralspektrum) und/oder Gefügeunterschiede sowie eine differenzierte Färbung auf. Sie werden primär nach der Substratzusammensetzung charakterisiert und differenziert.
- Gleiche Lagenglieder sind in den Verbreitungsgebieten verschiedener Fest- und Lockergesteine durch regional unterschiedliche Substratzusammensetzung gekennzeichnet. Sie kommen also in verschiedenen lithofaziellen Ausbildungen vor.
- Die vertikale Abfolge der Lagenglieder ist häufig nicht komplett nachweisbar.

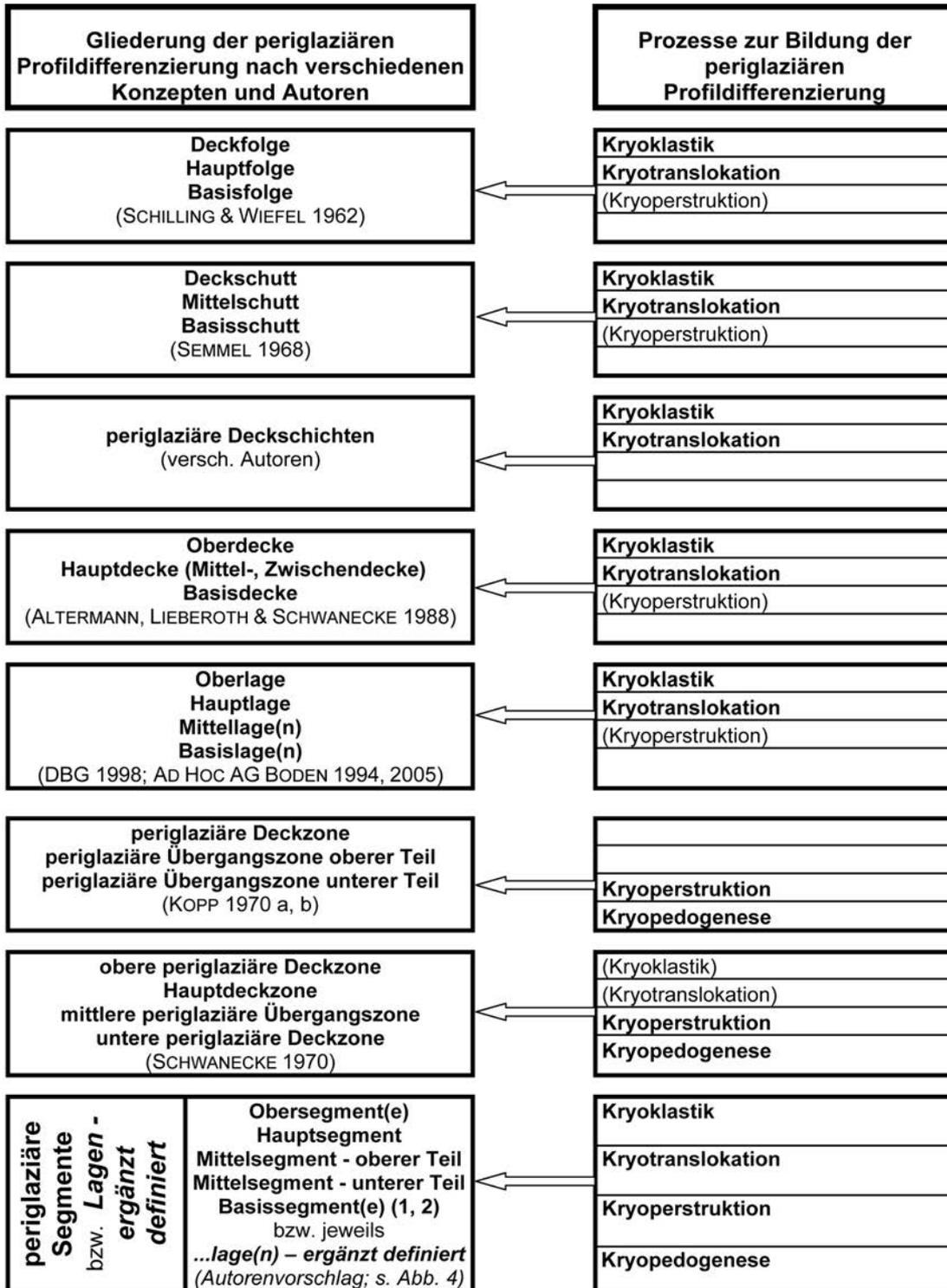


Abb. 5: Prozessbezogene Gliederung der periglaziären Differenzierung der Bodendecke nach verschiedenen Konzepten und Autoren (siehe auch Abb. 4) (...) nur Teilprozesse des jeweiligen Prozesssystems zur Gliederung herangezogen.

Fig. 5: Interplay of processes causing the periglacial differentiation and authors (compare figure 4) (...) consideration of sub-processes from the whole processing system.

- Bestimmte Lagenglieder lassen Abhängigkeit vom (periglaziär unbeeinflussten) Gesteinsuntergrund und vom Relief (Hangneigung, Hangform, Exposition), z. T. auch von der Höhenlage erkennen.
- Perstruktionszonen sind primär nach Unterschieden in der Struktur (einschließlich kryogener Merkmale), Farbe und Bodenhorizontausbildung charakterisiert. Dabei kann eine Perstruktionszone/Umlagerungszone innerhalb eines Profils unterschiedliche Zusammensetzung aufweisen, was dann als substratbedingte Differenzierung der jeweiligen Zone gekennzeichnet wird.
- Abgesehen von der γ -Zone sind meistens alle Zonen fast immer ausgebildet, allerdings nicht immer sicher nachweisbar.
- Gleiche Zonen innerhalb eines Gesteinsverbreitungsgebietes können in verschieden zusammengesetzten Substraten ausgebildet sein.
- Die Perstruktions- bzw. Umlagerungszonen sind – in entkalktem Material – meistens mit bestimmten Bodenhorizonten koinzident.

Der entscheidende Unterschied zwischen der Ansprache der periglaziär bestimmten Differenzierungen innerhalb der Pedosphäre mit Hilfe der Abfolge verschiedener Perstruktionszonen einerseits und der Abfolge verschiedener Decken – wie auch Lagen – andererseits besteht darin, dass bei der Kennzeichnung und Gliederung des Zonenprofils sedimentär bedingte Substratunterschiede nicht vorrangig und nur als Hilfskriterien herangezogen und somit gleiche Perstruktions-/Umlagerungszonen auch in lithostratigraphisch unterschiedlichem Material oder auch umgekehrt in gleichem Material verschiedene Zonen ausgewiesen werden. Nach dem „Decken/Lagenkonzept“ werden dagegen die sedimentären Prozesse als dominante Ursachen der heute vorliegenden vertikalen Substratdifferenzierung angesehen, wobei aber auch hier den syn- und postsedimentären periglaziären Umbildungen entscheidender Anteil am Deckenbildungsprozess beigemessen wird, der zur zusätzlichen Vertikaldifferenzierung innerhalb der jeweiligen Decke führen kann. Bei der Definition der Decken/Lagen sind aber bisher – abgesehen von der Kryoturbation – die anderen Teilprozesse der Kryoperstruktion nicht enthalten. Das betrifft die Entschichtung und Homogenisierung (Kryohomogenisierung) und (Skelett-)Umsortierung (Kryolithotropie). Insbesondere die Ergebnisse von Entschichtung, Homogenisierung und Umsortierung – einhergehend mit einer Mächtignivellierung – sind wesentliche Merkmale für die Ausscheidung der verschiedenen Zonen (vergl. Kapitel 2.3). Die unterschiedliche Wichtung der beteiligten Bildungsprozesse führte letztlich zu abweichenden Gliederungs- und Deutungsansätzen für das Gesamtprofil: das vom Liegenden zum Hangenden entstandene Sedimentprofil wurde von oben nach unten syn- und/oder postsedimentär durch ein Perstruktionsprofil überprägt.

Eine durchgängige Parallelisierung der von KOPP (1970), SCHWANECKE (1970) und KOWALKOWSKI (2004) ausgeschiedenen Perstruktionszonen/Umlagerungszonen mit den Lagen nach bisherigem Verständnis (KA 4, KA 5) ist gemäß der gegenwärtigen unterschiedlichen Definition der Lagen und Zonen nicht möglich. Andererseits sind trotz des unterschiedlichen Ansatzes zur Definition und Differenzierung in Lagen bzw. Zonen diese aber häufig koinzident (z. B. Oberlage meistens koinzident mit der γ -Zone; Hauptlage koinzident mit der δ -Zone).

Neuerdings wiesen HEINRICH, KRÜGER & OSTASZEWSKA (2005) darauf hin, dass die Parallelisierung der periglazialen Lagen des Mittelgebirgsraumes mit den Perstruktionszonen des Tieflands noch nicht befriedigend gelöst ist. Nach den Untersuchungen in Mitteldeutschland (Leipziger Tieflandsbucht) und Merzellandschaften Kleinpolens (südlich von Kielce) spielten die äolischen Prozesse bei der Entstehung der Haupt- und Mittel-lage die dominierende Rolle (HEINRICH, KRÜGER & OSTASZEWSKA (2005).

Vielfach sind – ungeachtet unterschiedlicher Genese – übereinstimmende Merkmale auf unterschiedlichem Ausgangsmaterial in unterschiedlichen Teilräumen Mittel- und Nordeuropas und auch unterschiedlichen Höhenstufen und Reliefpositionen feststellbar. Als solche Gemeinsamkeiten gelten:

- eine von Gefüge und Stoffbestand im Vergleich zu dem durch die periglaziären Prozesse unbeeinflussten Untergrund mehr oder minder deutlich abweichende Beschaffenheit;
- eine mehrere (4... etwa 18) Dezimeter unter der Geländeoberfläche weiträumig etwa gleichmäßig, jedoch oft girlanden- und keilförmig begrenzte Profiltiefe, die von diesen Veränderungen gegenüber der Untergrundbeschaffenheit betroffen ist;
- eine deutliche Vertikalgliederung im Profil, die häufig von Bodenhorizontgrenzen (Kryopedogenese) nachgezeichnet wird, aber – wenn auch selten – unabhängig von Bodenhorizonten auftreten kann;
- eine mit dieser Vertikalgliederung vielfach einhergehende, oft linsen- und girlandenartige Umverteilung des im Material vorhandenen Kies- und Steingehalts;
- eine unabhängig von allen Besonderheiten in der Beschaffenheit und Vertikalgliederung des oberflächennahen Tiefenbereichs häufige stoffliche Verwandtschaft (Körnigkeit, Mineralbestand) mit dem Untergrundmaterial (Beeinflussung vom Untergrundmaterial – Lokalanteil);
- eine in bestimmten Tiefenbereichen der Profildigliederung der Periglazialphänomene fast überall vorhandene z. T. auch nur minimale Erhöhung des Schluffanteils und z. T. auch des Sandanteils (meistens Fremdanteil) bzw. eine Änderung des Verhältnisses bestimmter Kornfraktionen im Vergleich zum Untergrund.

5 Zusammenwirken kryogener Prozesse bei der Bildung periglaziär bedingter Differenzierungen in der Pedosphäre

Am Gesamtbild der Differenzierungen innerhalb der Pedosphäre in unterschiedlichen Regionen auf unterschiedlichen Standorten waren verschiedene periglaziäre Prozesse mit unterschiedlichen Anteilen beteiligt (siehe auch Tabelle 2). Herausragende Kriterien dafür sind vorrangig

- Kies- und Steinanreicherungen (z. T. als Steinsohlen mit Windkantern) innerhalb des periglaziär überprägten Tiefenbereichs, dabei besonders an der Basis der Hauptlage bzw. δ -Zone und/oder auch z. T. an der Basis der Mittellage bzw. ϵ -Zone/ ζ -Zone,

- der unterschiedliche Anteil des Fremdmaterials (äolisch akkumulierter Sand, Schluff, z. T. Ton und/oder solifluidale Akkumulation) mit variierenden Anteilen von ortsbürtigem Material am Stoffbestand im periglaziär überprägten Tiefenbereich,
- Kryoturbations- und Solifluktionserscheinungen innerhalb des periglaziär überprägten Tiefenbereichs,
- Strukturdifferenzierungen (Netze der Frost- und Eiskeilpolygone),
- kryopedologische Merkmale.

Für die Bildung der periglaziär bedingten Profildifferenzierungen in der Pedosphäre darf folgendes gelten:

- Je höher der Fremdmaterialanteil (z. B. je größer die Beimischung oder je mächtiger die Schluff- oder Sanddeckschicht) im periglaziär beeinflussten Tiefenbereich am Substrat ist und je tiefer die Steinanreicherung im Moränen-, Löss-, Sandlöss- und Flugsandgebiet unter Gelände liegt, desto höher ist der Anteil sedimentärer (äolischer und z. T. solifluidaler) Prozesse an der Genese, desto deutlicher dominiert der Anteil von Fremdmaterial, desto mehr gewinnt Kryotranslokation an Bedeutung. Somit entstand eine neue Schicht, eben eine „periglaziäre Deckschicht“.

Sie ist wie jedes Sediment vorzugsweise von einer älteren Oberfläche in die Höhe, also von unten nach oben aufgewachsen. Jedes einzelne Deckenglied wurde syn- und/oder postsedimentär durch Kryoperstruktion und Kryopedogenese überprägt und umgebildet. Eine solche Entwicklung konnte sich zyklisch im Verlaufe einer Kaltzeit, so der Weichsel-Kaltzeit, mehrfach wiederholen.

Diese Vorgänge sind nicht nur auf das Tiefland und Hügelland beschränkt, sondern auch in den Mittelgebirgen reichte die äolische Akkumulation zumindest in bestimmten Zeitabschnitten mit periglaziärem Milieu bis in die höheren Gipfellagen [z. B. Harz: siehe ALTERMANN, HAASE, LIEBEROTH & RUSKE 1978; Góry Świętokrzyskie (Heiligkreuz-Gebirge): siehe KOWALKOWSKI 1996, 2001a, 2004) und prägte – abhängig von den klimatischen Gegebenheiten – entscheidend die Periglazialbildungen innerhalb der (Kryo-)Pedosphäre.

- Die allochthone Schluff-/Sandanreicherung ermöglicht eine erste Verknüpfung zwischen den vorrangig durch die vertikale Umstrukturierung bestimmten Perstruktionsprofilen mit ihrer Zonengliederung und den vorzugsweise durch laterale äolische (und auch solifluidale) Substanzverlagerung als Kryotranslokationsprozess bestimmten Deckenprofilen. Die Schluff-/Sandanreicherung erlaubt es als gemeinsames Merkmal, die δ -Zone der Kryoperstruktionsprofile mit der Hauptlage (nach KA 4, KA 5) der durch Kryotranslokation bestimmten Deckenprofile zu assoziieren. Dies ermöglicht ferner, die Schluff-/Sandkomponente auch als entscheidenden Indikator dieser Profileinheit zu benennen. Die Bedeutung des äolischen Transports im Periglazialgebiet wird auch von FRENCH (1996) eindrucksvoll aktualistisch belegt.

Andererseits gilt jedoch auch folgendes:

- Je geringer die sedimentären (z. B. äolischen) Vorgänge im periglaziären Milieu, also je geringer die allochthonen Sand- und Schluffanteile an der Körnung im betroffenen Tiefenbereich prägend waren, desto deutlicher wurde Kryoperstruktion zur Dominanz in der Oberflächenüberprägung

– ein Prozess, der von der einstigen Geländeoberfläche in die Tiefe, also von der Oberfläche nach unten wirkte. Das betrifft sowohl die kryogene Homogenisierung, Entschichtung und Vermischung (einschließlich Mächtignivellierung) als auch die Kies- und Steinverlagerung innerhalb der Auftauzone über dem Permafrost.

So tritt der Fremdeintrag von äolischem Material als Komponente der Substratveränderung gegenüber den Vorgängen der Kryoperstruktion umso deutlicher zurück, je weiter die Lieferräume für äolisch transportable Schluffe und Sande, d. h. vielfach vor allem die Lösslandschaften, entfernt sind.

Diese unterschiedlichen Dominanten sind regional auch in Abhängigkeit von Oberflächengestalt und Exposition in unterschiedlichem Maße wirksam geworden. Das Ergebnis ist im Tiefland ein periglaziär (durch Kryoperstruktion und äolische Kryotranslokation) überprägter Bereich („Decke“, δ -Zone, Hauptlage), der mit überaus übereinstimmender Mächtigkeit großflächig Sand und Geschiebemergel (bzw. -lehme) überzieht und dergestalt das gesamte baltische Jungmoränengebiet und darüber hinaus weite Teile des Tieflands im nördlichen Mittel- und Osteuropa durch Geschiebedecksande bzw. periglaziäre Deckzone an der Oberfläche und darunter folgende durch Frosteinwirkung entschichtete Bereiche kennzeichnet (KOPP 1965, KOWALKOWSKI 1989, 2004). Auch für die Jungmoränengebiete wurden durch KÖSEL (1996) sowie KÜHN (2003), zuvor auch von KOPP (1965) äolische Schluff- und Sandakkumulationen zumindest für den oberen Teil der Perstruktionsprofile nachgewiesen. BUSSEMER (1998) konnte auf Grund von sehr differenzierten Körnungsanalysen periglaziäre Schichtgrenzen auch in den Profilen des Jungmoränengebiets nachweisen und schlussfolgert, dass laterale periglaziäre Verlagerungsprozesse, d. h. also Vorgänge der Kryotranslokation (vorrangig äolisch, abtural, solifluidal) auch für das Jungmoränengebiet in ihrem Ausmaß nach als hoch eingestuft werden müssen. Er fand auch im Liegenden des Geschiebedecksandes (d. h. in ϵ -Zone bzw. Mittellage) auf Sand- und Moränenstandorten äolisch beeinflusste Schichtglieder mit Feinsand- oder Grobschluffanreicherung. Er schlägt deshalb auch vor, die Gliederung nach Perstruktionszonen um die Elemente der periglaziären Sedimentation zu erweitern (vergl. auch BUSSEMER 1994).

In den Lössgebieten und in deren Randlagen, bis weit hinauf in höhere Bereiche der zentraleuropäischen Mittelgebirge, waren Prozesse der Kryotranslokation sowie der syn- und/oder postsedimentären Überprägung durch Kryoperstruktion und Kryopedogenese zumindest für die resultierende Abfolge bedeutsam.

Die verschiedenen Bildungsbereiche überlappen und verzahnen sich. Diese Situation ist z. B. im mitteldeutschen Raum häufig gegeben, wo besonders eindrucksvoll Übergänge zwischen den verschiedenen Periglazialphänomenen verfolgt werden können. Auf solche Übergänge haben etwa am Beispiel der Korngrößenzusammensetzung und ihrer Abwandlung vom Löss zum Geschiebedecksand im nördlichen Sachsen und benachbarten Teilbereichen von Sachsen-Anhalt bereits NEBE, ALTERMANN & FIEDLER (1962) sowie ALTERMANN & FIEDLER (1972, 1975), NEUMEISTER (1971), SCHMIDT (1971) und neuerdings HEINRICH, KRÜGER & OSTASZEWSKA (2005) aufmerksam gemacht. Diese Studien konnten überdies bereits auf älteren Befunden fußen.

Die Anteile der unterschiedlichen Bildungsprozesse sind im Einzelfall verschieden gewesen. Vielfach ist eine Zuweisung zu

einem bestimmten Genesetyp – und damit Gliederungsprinzip – nicht möglich, und im Regelfall ist davon auszugehen, dass das Deckenprofil durch das Perstruktionsprofil syn- und/oder postsedimentär überprägt wurde. Beide Wirkungskomponenten können so gemeinsam die Profileinheiten aufbauen.

So ist es nicht haltbar, von regional abgegrenzten Gebieten sowie räumlichen Insellagen der Entstehung von periglaziären Decken einerseits und von Bereichen mit Ausbildung von Kryoperstruktionszonen andererseits zu sprechen. Im periglaziären Milieu wirkten die o. g. jeweils unterschiedlich dominanten Vorgänge kontinuierlich im Komplex, und die regionale Abkopplung von Teilprozessen der periglaziären Umbildung der Oberfläche ist nicht sinnvoll. Zur Deutung der „Decken“ wurden auch am Ort wirkende periglaziäre Umbildungsprozesse mit einbezogen (z. B. ALTERMANN & FIEDLER 1972; KOWALKOWSKI 1988, 1998; ALTERMANN 1993) sowie für die Herausbildung der Perstruktionserscheinungen auch sedimentäre Prozesse mit prägend postuliert (z. B. KOPP 1970a, b; SCHWANECKE 1970; HARTWICH 1978; KOWALKOWSKI et al. 1981, 2004; BUSSEMER 1994, 2002; GUGALINSKAJA 1999). Die häufige Koinzidenz zwischen den Decken bzw. Lagen (nach KA 4, KA 5) einerseits und Kryoperstruktionszonen andererseits legt dennoch für die verschiedenen Räume einen weitgehend einheitlichen Deutungsansatz nahe.

Die Unterschiede in der Kennzeichnung und Genese der periglaziären Profiligliederungen erlaubt die Frage, ob die überwiegend (jedoch nicht ausschließlich) auf Kryotranslokation zurückgehende Ausprägung im zentraleuropäischen Lössgürtel und in großen Teilen benachbarter Mittelgebirge sowie des Altmoränengebiets innerhalb des Tieflands einerseits und die zumindest teilweise vorrangig durch Kryoperstruktionsvorgänge bestimmte Profilüberprägung in weiten Teilen des glaziär bestimmten Tieflands andererseits überhaupt zu vergleichbaren Profiligliederungen führen konnten. Das muss offenbar bejaht werden, denn der Versuch einer Vereinheitlichung der Terminologie wird durch gleitende Übergänge zwischen den regional differenzierten Ausbildungsbereichen infolge unterschiedlicher Prozessdominanten nahe gelegt (s. o.).

Von allen Problemen der Profiligliederung nach Decken bzw. Lagen einerseits oder Perstruktionszonen/Umlagerungszonen andererseits unberührt bleibt der durch periglaziäre Vorgänge nicht betroffene und demzufolge weitgehend unveränderte Untergrund. Diesem Untergrund entsprechen in den Kryoperstruktionsprofilen die η -Zone im Lockermaterial des Lössgebiets oder Tieflands bzw. das mehr oder weniger unveränderte, oft jedoch durch Frostsprengung aufgelockerte Festgestein (Auflockerungszone, Gesteinsverzug, z. T. auch Zersatz) im Mittelgebirgsraum.

Darüber befindet sich im Mittelgebirgsraum wie im Tiefland ein Tiefenbereich, der nach Materialzusammensetzung stofflich dem Untergrund sehr nahe steht, aber Zeichen einer mehr oder minder weitgehenden Veränderung u. a. durch krypturbate Strukturen aufweist, im Mittelgebirgsbereich zusätzlich durch physikalische Verwitterung von Festgesteinen sowie in Hanglagen durch solifluidale Umlagerung der Verwitterungsprodukte aus dem Anstehenden (Untergrund) geprägt ist, jedoch lokal (äolische) Fremdanteile entfernter Herkunft aufweisen kann. So konnten ALTERMANN & RABITZSCH (1976) sowie ALTERMANN, RABITZSCH & PANTEROTH (1982) für die Basisschutte (Basislagen nach KA 4, KA 5) des Kalksteingebiets im Harz derartige Fremdanteile nachweisen, auch präweichselzeitliche Basisschutte bzw. deren Reste sind belegt (ALTERMANN & RABITZSCH 1976). Zu weitgehend gleichen Untersuchungsergebnissen aus dem Erzgebirge kam THALHEIM (1988).

Allen abgehandelten Gebieten ist also eine Basislage (bzw. Basislagen nach KA 4, KA 5) oder die für diesen Tiefenbereich ausgeschiedene(n) Kryoperstruktionszone(n) gemeinsam. Dieser Bereich ist mit dem Untergrundsubstrat verknüpft. Im Mittelgebirgsraum wird die Basislage (nach KA 4, KA 5) im Wesentlichen durch die – oft unterteilte – Umlagerungszone ζ vertreten. Im Tiefland ist im Hangenden des Untergrundmaterials, z. B. Geschiebemergel/-lehm oder glazifluviatiler Sand, die Kryoperstruktionszone ζ (häufig durch Kryoturbationen gekennzeichnet) ausgebildet und in den Lössen entsprechen diesem Tiefenbereich entweder basale Teile der jeweiligen (mächtigen) Lössdecke oder auch ältere Lössserien, im Regelfall jedoch das Liegende der jüngsten Lössablagerungen. In Abhängigkeit von der Reliefenergie unterscheiden sich in der Basislage (nach KA 4, KA 5) bzw. in den – meistens koinzidenten – Kryoperstruktionszonen die Anteile an Solifluktsdecken und Kryoperstruktionsmerkmalen. Von Prozessen der Kryoperstruktion wirkten im Wesentlichen Kryoturbation und z. T. auch Entschichtung.

Das eigentliche Problem in der Verknüpfung von Profilen, die einerseits vorrangig durch vertikal von oben nach unten wirkende Kryoperstruktion bestimmt und andererseits vorrangig durch Kryotranslokationsprozesse vom Liegenden zum Hangenden geprägt sind, bildet der Übergangsbereich zwischen der ζ - und δ -Zone bzw. zwischen der Basislage und der Hauptlage, nämlich der Mittellage (im Sinne der KA 4, KA 5). In den Perstruktionsprofilen wird in dieser Profilposition die ε -Zone bzw. auch oder zusätzlich ein Teil der ζ -Zone angegeben. In Profilen des Mittelgebirgsraumes am Hang und auch in ebener Lage bietet sich ebenfalls für die ε -Zone – bei entwickeltem A(e)-Horizont⁵⁾ – sowie die ζ -Zone – bei entwickeltem Bt-Horizont – die Parallelisierung mit der Mittellage (nach KA 4, KA 5) an.

In den Perstruktionsprofilen wird die ε -Zone einerseits durch das Merkmal einer weitgehenden, wenschon nicht durchgängig periglaziär bewirkten Entschichtung mit der δ -Zone in Verbindung gebracht, andererseits substantiell häufig durch eine Minderung des Schluffanteils von der δ -Zone unterschieden und im Profilaufbau stratigraphisch durch die Steinanreicherung, die häufig die Untergrenze der δ -Zone markiert, abtrennt. Die ε -Zone kann aber auch fehlen oder nur schwer abgrenzbar sein, sowohl gegenüber der δ - als auch der ζ -Zone. Die Mittellage (nach KA 4, KA 5) ist nicht generell vorhanden. In der Mittellage ist nur bei einer größeren Mächtigkeit eine ζ -Zone ausgebildet.

Die Substratbereitstellung für die Mittellage (bzw. ε -Zone und Bereiche der ζ -Zone) erfolgte einerseits durch Material aus dem Liegenden, also der Basislage (bzw. ζ -Zone) sowie durch Fremdzufuhr von Schluff, Ton und/oder Sand. In den Lösslandschaften und im Mittelgebirge wurde vorwiegend Schluff akkumuliert, außerhalb davon in unterschiedlicher Intensität Sand (BUSSEMER 1998, 2007). Durch Kryoperstruktion wurden beide Substratkomponenten (Fremdsubstrat und am Ort vorkommendes Untergrundsubstrat) überprägt. Je nach Anteil der Fremdkomponente lässt sich einesteils die Mittellage (nach KA 4, KA 5) bzw. der äquivalente Tiefenbereich im Kryoperstruktionsprofil zuweilen schwer von der Basislage (geringe oder keine Fremdzufuhr) und andererseits schwer von der Hauptlage (hohe Fremdzufuhr) trennen. Im Perstruktionsprofil entspricht dieser Zwischenbereich der Herausstellung einer „Übergangszone“ (KOPP 1965). Diese Zwischenstellung der Mittellage bzw. ihrer Äquivalente im Kryoperstruktionsprofil hinsichtlich Körnung und Mineralogie konnte vielfach nachgewie-

sen werden (KOPP 1969, 1970a, b; ALTERMANN 1985; ALTERMANN 1990; u. a.). Die große Varianz der akkumulierten Anteile zu ihrer Bildungszeit und deren Überprägung durch Kryoperstruktion bedingte letztlich wesentlich die unterschiedlichen Gliederungsprinzipien. Lithogene Strukturunterschiede und kryopedogen verursachte Differenzierungen innerhalb der Mittellage könnten daher einerseits als „Mittellage – oberer Teil“ bzw. ε -Zone [A(e)l-Horizont ⁵⁾] und „Mittellage – unterer Teil“ bzw. ζ -Zone (Bt-Horizont) ausgehalten werden ⁹⁾. Fehlender A(e)l-Horizont ⁵⁾ in dieser Position bedeutet somit fehlende ε -Zone innerhalb dieses Bereichs der Mittellage (nach KA 4, KA 5). Eine Erosionsphase nach Entstehung der Mittellage kann als wahrscheinlich gelten. Sie führte u. a. zur Herausbildung von Steinsohlen/Steinanreicherungen z. T. mit Windkantern auf der damaligen Oberfläche bzw. an der Basis der δ -Zone bzw. Hauptlage (nach KA 4, KA 5).

Als Kriterien für die Kennzeichnung der Mittellage (nach KA 4, KA 5) im Mittelgebirgsraum, dort besonders auf ebenen Flächen, haben sich folgende als bisher hilfreich erwiesen:

- Substratzusammensetzung und Mineralbestand im Feinboden (Unterschiede zur Basis- und zur Hauptlage, oft eine Zwischenstellung im Vergleich zur Haupt- und Basislage – nach KA 4, KA 5),
- in Analogie zum Steinanreicherungs-niveau in den Tiefenprofilen das vermehrte Auftreten von Schuttfahnen an der Obergrenze (zur Hauptlage),
- kryopedogen bedingte Materialunterschiede nach der Struktur/Lagerung sowie kryogen vorgeprägte bzw. bedingte Texturdifferenzierung, infolge dessen sich A(e)l- ⁵⁾ und Bt-Horizonte gerade an den Tiefenbereich der Materialdifferenzierung anlehnten.

Die Hauptlage (nach KA 4, KA 5) bzw. δ -Zone wurde im Substrataufbau entscheidend sowohl durch die Zusammensetzung des zu deren Bildungszeit an der Oberfläche liegenden Mittellagen- bzw. Basislagen-Materials (bzw. des Substrats der in diesem Tiefenbereich vorkommenden Kryoperstruktionszonen) als auch durch Zufuhr von äolischem Fremdmaterial geprägt. Im Falle geringer Zufuhr äolischen Materials wurde durch Kryoperstruktion die Hauptlage bzw. δ -Zone im Wesentlichen aus dem an der Oberfläche zuvor vorhandenen Material (Mittellagen- oder Basislagensubstrat) gespeist. Dabei kann das vorhandene Substrat im Zuge der δ -Zonen- bzw. Hauptlagen-Bildung vollkommen oder teilweise „aufgezehrt“ worden sein. Andererseits kann das vor dem Bildungsbeginn der δ -Zone bzw. Hauptlage (nach KA 4, KA 5) vorhandene Mittellagensubstrat infolge Erosion fehlen, so dass Basismaterial oder auch Untergrundmaterial oberflächenbildend war. Zwischen beiden Extremen sind vielfältige Übergänge möglich. Die Mittellage ist heute oft nur an erosionsgeschützten Stellen nachweisbar (siehe auch SAUER 2002). Bei der Bildung der Hauptlage (nach KA 4, KA 5) wie der δ -Zone kam es auch zur Umsortierung des vorhandenen Grobmaterials („Einsinken“ von Steinen bei nur geringer oder fehlender Überdeckung mit allochthonem Material). Bei erhöhter Zufuhr äolischen Materials konnten sich dagegen auch mehr oder weniger „reine“ (gut sortierte) Decken mit einer Denudationssteinsohle an der Basis bilden, die syn- und/oder postsedimentär durch mehr oder weniger intensive Kryoperstruktion nivelliert und mit liegendem Material vermischt wurden. Als Ergebnis der abgelaufenen Kryotranslokations- und Kryoperstruktionsprozesse wurde schließlich eine weitgehend homogenisierte und gleichmächtige Hauptlage (nach KA 4,

⁹⁾ Auf die mögliche Mehrgliedrigkeit der Mittellage sowie der Ober- und Basislage wurde u. a. vom ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG (1998) hingewiesen.

KA 5) bzw. δ -Zone gebildet. Die δ -Zone bzw. Hauptlage ist auf größeren Substraten (Sanden, Schutten) mit geringer Mächtigkeit amplitute im Allgemeinen etwas mächtiger als auf bindigen (z. B. auf Geschiebelehmen; vergl. KOPP 1965). HARTWICH (1981) ermittelte für den hydromorphen Bereich eine geringere mächtige δ -Zone als außerhalb davon. Unter anhydromorphen Bedingungen wurde die δ -Zone großflächig durch den kryopedologischen Prozess der Verbraunung überprägt.

KOWALKOWSKI (2004) kennzeichnet die Hauptlage im hängigen Mittelgebirge als selbständige, durchschnittlich 4-6 dm mächtige periglaziäre Akkumulations-Bodendecke (poln.: glebopokrywa) κ (kappa). Sie entstand durch Akkumulation von skelettreichem und scharfkantigem, am Hang abgerutschtem, pedogen stark perstruiertem Bodenmaterial, dem äolisch Ton und Schluff beigemischt wurde. Die κ -Bodendecke bedeckte möglicherweise sogar eine früher entstandene Schicht von Laacher-See-Tephra (SEMMELE 1968; BOGAARD & SCHMINCKE 1985), die völlig oder teilweise in den unteren Teil der κ -Bodenlage eingemischt wurde (KOWALKOWSKI 2004).

Die lokal auftretende periglaziäre Oberlage (nach KA 4, KA 5) bzw. γ -Zone (nach KOPP 1970 a, b; SCHWANECKE 1970 bzw. θ -Zone nach KOWALKOWSKI 2001a) wird meistens als Ergebnis einer Verwitterung von aus dem Untergrund am Hang durchragenden Gesteinen und der solifluidalen Verlagerung der Verwitterungsprodukte gedeutet (ALTERMANN & RUSKE 1970; SCHWANECKE 1970; KOWALKOWSKI 2001a, 2004). Darüber hinaus nimmt die Oberlage vor allem die Kuppen und weiten Plateauflächen in den höheren Berglagen und Kammlagen der Mittelgebirge ein (SCHWANECKE 1970, SEA 1974). Ihre Entstehung kann hier auch auf Kryoperstruktion zurückgeführt werden.

6 Vorschlag zur integrierten und landschaftsübergreifenden Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Differenzierungen in der Pedosphäre (siehe Abb. 4, rechte Hälfte; Tab. 2; Farbtafeln 1 – 9, jeweils Beschriftungen rechts neben dem Farbprofil)

Die verschiedenen Profilgliederungen, die auf Grund der variierenden Prozessdominanz in der oberflächennahen Auftauzone des ehemaligen periglaziären Dauerfrostbodens vorgeschlagen wurden (siehe Abb. 4, linke Hälfte und Abb. 5), sind nur teilweise kongruent (siehe auch Kapitel 4). Deshalb ergeben sich Unterschiede in der Tiefengliederung vom Kryoperstruktionsprofil nach Perstruktionszonen, vom Kryotranslokationsprofil nach Decken (Deckschichten, ...folgen, ...schutten) bzw. Lagen sowie nach dem (Kryo-)Horizontprofil. Das bedeutet auch, dass im Gesamtprofil Tiefeneinheiten mit verschiedenen Begrenzungen durch unterschiedliche Prozesse auftreten. Solche Einheiten können deskriptiv im Befundprofil erfasst und differenziert beschrieben werden. Andererseits ist eine differenzierte prozessbezogene Profilgliederung folgendermaßen möglich (Abb. 4, rechte Hälfte; Tab. 2):

- Kryotranslokationsprofil (detaillierte Kennzeichnung des durch Kryotranslokation akkumulierten Deckenmaterials sowie durch Anteile von Lokal- [Untergrund-]Material geprägten Substratprofils – gemäß den Vorschlägen von KOPP & SCHWANECKE (2007) bzw. nach den Regeln der KA 5; Beispiel siehe auch Tab. 1);

Integrierte u. landschaftsübergreifende Gliederung d. periglaziären Segmente bzw. Lagen – ergänzt definiert		Mächtigkeit [dm] und Vorkommen	Prozesse (mit unterschiedlicher Prägung, dominierend fett) zur Bildung der periglaziären Segmente/ bzw. Lagen – ergänzt definiert			
Obersegment(e) Oberlage(n) – ergänzt definiert LeO			Plateau, Ebene		Hang	
Hauptsegment Hauptlage – ergänzt definiert LeH		im Bergland gesteinsabhängig meist > 500mNN: 0-5 - stark schwankend, z.T. >10	K	Gesteinsverwitterung von oberflächennahen Blöcken (Härtlinge)	K	Gesteinsverwitterung der Härtlinge von Festgesteinsdurchragungen, Gesteinsausbisse
Mittelsegment(e) Mittellage(n) – ergänzt definiert LeM		2-6 oberflächenparallel, auch bei bewegtem Relief weitgehend gleichbleibende Mächtigkeit	KT	lokale Solifluktion	KT	Solifluktion
			KP	Kryoturbation Kryolithotropie	KP	Kryoturbation Kryolithotropie
Mittelsegment(e) Mittellage(n) – ergänzt definiert LeM		0-5 oft fehlend in Hangpositionen	KB	Podsolierung	KB	Podsolierung
			K	regional Verlössung	K	regional Verlössung
Mittelsegment(e) Mittellage(n) – ergänzt definiert LeM		(0)2-6 oft fehlend in Hangpositionen und in Sanden, am Unterhang zunehmend	KT	äolische Akkumulation lokale Solifluktion	KT	äolische Akkumulation Solifluktion
			KP	Kryohomogenisierung Kryoturbation	KP	Kryohomogenisierung Kryoturbation
Basissegment(e) Basislage(n) – ergänzt definiert LeB1 Basissegment 2 LeB2		0-4 nicht immer nachweisbar	KB	Ton- und Schluffmigration	KB	Ton- und Schluffmigration
			K	Desquamation, regional Verlössung	K	Desquamation, regional Verlössung
Basissegment(e) Basislage(n) – ergänzt definiert LeB1 Basissegment 2 LeB2		2>10	KT	äolische Akkumulation lokale Solifluktion	KT	äolische Akkumulation Solifluktion
			KP	Kryohomogenisierung Kryoturbation	KP	Kryohomogenisierung Kryoturbation
Basissegment(e) Basislage(n) – ergänzt definiert LeB1 Basissegment 2 LeB2		2>10	KB	Tonilluviation	KB	Tonilluviation
			K	Desquamation	K	Desquamation
Basissegment(e) Basislage(n) – ergänzt definiert LeB1 Basissegment 2 LeB2		2>10	KT	lokale Solifluktion	KT	Solifluktion
			KP	Kryoturbation Kryohomogenisierung Kryolithotropie	KP	Kryoturbation Kryohomogenisierung Kryolithotropie
Basissegment(e) Basislage(n) – ergänzt definiert LeB1 Basissegment 2 LeB2		2>10	KB	Tonilluviation	KB	Tonilluviation
			K	Desquamation	K	Desquamation
Basissegment(e) Basislage(n) – ergänzt definiert LeB1 Basissegment 2 LeB2		2>10	KT	lokale Solifluktion	KT	Solifluktion
			KP	Kryoturbation , z.T. Kryohomogenisierung	KP	Kryoturbation , z.T. Kryohomogenisierung
Basissegment(e) Basislage(n) – ergänzt definiert LeB1 Basissegment 2 LeB2		2>10	KB		KB	
			K	Desquamation	K	Desquamation

Tab. 2: Prozessdifferenzierte sowie integrierte, landschaftsübergreifende Kennzeichnung der periglaziären Segmentabfolge bzw. der Abfolge von Lagen – ergänzt definiert – in der Pedosphäre.

Tab. 2: Vertical differentiation of effective processes and consequent features subdividing the sequence of segments respectively of layers (acc. to supplementary redefinition) due to periglacial conditions.

Fußnoten zur Tabelle 2:

- 1) Die Kennzeichnung des Substratprofils kann andererseits auch nach den Regeln der KA 5 erfolgen.
- 2) Die Reihenfolge der Symbolkombinationen drückt nicht die Dominanz der verschiedenen Anteile aus.
- 3) Weitere Differenzierung möglich.
- 4) Weitere Differenzierung der γ-Zone möglich.
- 5) Differenzierung der ζ-Zone in ζ-Zone 1, ..2, ...3 nicht generell möglich.
- 6) Durch kryopedologische Prozesse (vor-)geprägte Horizonte. Das Kryohorizontprofil ist als Reliktprofil im „rezenten“ Horizontprofil enthalten. Übergangshorizonte sind nicht ausgewiesen; hier wird keine spezielle Horizontabfolge wieder gegeben, sondern die für jeweilige Tiefenbereiche (Kryoperstruktions-/Umlagerungszonen) dominierende Bodenhorizonte. Dominierende anhydromorphe Horizonte sind **fett** gedruckt. Ah-Horizonte, außer A_h der Schwarzerden, sind nicht ausgewiesen; die Horizontangaben haben keinen Anspruch auf Vollständigkeit – Horizontsymbole nach KA 5.
- 7) Die KA 5-Horizontsymbole Ae bzw. A(e) sollten zukünftig durch Es bzw. Et ersetzt werden (siehe auch entsprechende Textfußnote 5).
- 8) Im Schwarzerdegebiet vorkommend.
- 9) Einschließlich Tonhäubchenhorizont By nach LIEBEROTH, KOPP & SCHWANECKE (1991).

prozessdifferenzierte Kennzeichnung der Segmentabfolge bzw. Lagenabfolge – ergänzt definiert		
Ausgewählte dominierende Varianten des Substratprofils aus Kryotranslokationsmaterial (T) und ortsbürtigem (Lokal-, Untergrund-) Material (U) (Symbole n. KOPP & SCHWANECKE 2007 z. T. ergänzt) ^{1) 2)}	Kennzeichnung des	
	Kryoperstruktionsprofils	(Kryo-)Horizontprofils ⁶⁾
<p>Tp = undifferenziert Ta = äolisch U = undifferenziert ³⁾</p> <p>Taö = Löss, Lössanteile Tf = solifluidal Ur = Abtragsrückstand</p> <p>Ts = Anspülung Tr = Abtragungsrückstand Uk = kryoturbar geprägt</p>	Symbol	wesentliche Merkmale
<p>• Tf + Ur • Uk + Tf</p> <p><u>Allgemeine Kennzeichnung:</u> Feinerdearme Solifluktionsschutte oder oberflächen-nahe Grobmaterialanreicherung von ortsbürtigem (Umgebungs-)Material</p> <p><u>Kennzeichnung nach KA5:</u> strukturiert; monomiktisch; autochthon bis parautochthon; ohne äolische Komponente</p>	<p>γ-Zone ⁴⁾</p> <p>gamma-Zone</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Kryoturbationen (Taschen, Keile); • z. T. Block-/Steinanreicherung an der Oberfläche (infolge Kryolithotropie) <p>Ae ⁷⁾</p>
<p>• Ta + Ur • Taö + U • Taö</p> <p>• Ta + U • Ta + Ur + Tf • U + Ta + Tr</p> <p><u>Allgemeine Kennzeichnung:</u> skeletthaltiges bis skelettfreies, sandiges bis lehmiges (schluffiges) homogenisiertes Mischsubstrat aus unterschiedlichem Fremd- u. ortsbürtigen Anteil m. deutl. Körnungsunterschieden z. Liegenden u. Hangenden</p> <p><u>Kennzeichnung nach KA5:</u> überwiegend amorph, z. T. auch (schwach) strukturiert; monomiktisch bis diamiktisch; allochthon bis parautochthon; äolische Komponente vorhanden bis überwiegend ausschließlich äolisches Material</p>	<p>δ-Zone</p> <p>delta-Zone</p>	<ul style="list-style-type: none"> • entschichtet, homogenisiert (zur weitgehend gleichen Mächtigkeit); • basale Steinanreicherung in steinhaltigem Substrat (infolge Kryolithotropie bzw. Abtragungsrückstand) • Kryoturbationen (Taschen, Keile, Zungen, Zapfen) insbes. an der Untergrenze <p>Bv Ae-Bv ⁷⁾ Bv-Ae ⁷⁾ Bs Bsh Bvs Sw Axh ⁸⁾</p>
<p>• Tr + U • Ur + Ta • Taö + Uk • Uk + Ta + Tr</p> <p>• Tp + U • Ta + Tf • Taö • Uk + Ts + Ta</p> <p><u>Allgemeine Kennzeichnung:</u> skeletthaltiges bis skelettfreies, sandiges bis lehmiges (schluffiges) unterschiedlich Anteiliges Fremd- und ortsbürtiges Material, tonverarmt, mit deutlichen Körnungsunterschieden zum Liegenden</p> <p><u>Kennzeichnung nach KA5:</u> strukturiert; diamiktisch; parautochthon bis allochthon; äolische Komponente meistens vorhanden bzw. überwiegend bis ausschließlich äolisches Material</p>	<p>ε-Zone</p> <p>epsilon-Zone</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Kryoturbationen (Taschen, Keile; Kryoturbationshoriz.) • überwiegend nur schwach homogenisiert • fester gelagert als Hangendes • z. T. Steinanreicherung (infolge Kryolithotropie) <p>A(e)l ⁷⁾ (Bv) Bt+Al ⁷⁾ Cv (e)Cc S(e)w</p>
<p>• Uk + Tr • Ta + Uk • Ur + Taö • Uk + Ta • Tf+Ta+U</p> <p>• U + Tp • Taö • Taö + Ur • Ur + Tf</p> <p><u>Allgemeine Kennzeichnung:</u> skeletthaltiges b. skelettfreies, sandiges bis lehmiges (schluffiges) unterschiedl. Anteiliges Fremd- (auch fehlend) u. ortsbürtiges Mat., tonanger., oft verdichtet, m. deutl. Körnungsunterschieden z. Liegenden; deutl. ausgepr. in äolischen Akkumulationsgeb.; im Tiefland Mittelsegment oft nicht diff.</p> <p><u>Kennzeichnung nach KA5:</u> strukturiert; diamiktisch; parautochthon bis allochthon; äolische Komponente vorhanden (auch fehlend) bzw. überwiegend bis ausschließlich äolisches Material</p>	<p>ζ-Zone 1 ⁵⁾</p> <p>zeta-Zone 1</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Kryoturbationen (Taschen, Keile, Aufpressungen, Girlanden) • überwiegend nur schwach homogenisiert • deutlich fester gelagert als Hangendes • häufig Steinanreicherung/Steinsohle (meistens Abtragsrückstand) <p>Bt ⁹⁾ Bbt Al+Bt ⁷⁾ (Bt-)Bv (e)C(c) Sd</p>
<p>• Tf + Ur • Uk • Ur + Tp</p> <p>• Tf + Uk • Ur • Taö (nur Lössgebiet bei mächtigen Lössdecken)</p> <p><u>Allgemeine Kennzeichnung:</u> skeletthaltiges bis skelettfreies, sandiges bis lehmiges (schluffiges) ortsbürtiges (Solifluktions-)Material (Fremdmaterial nur bei mächtigen Lössdecken), z. T. tonangereichert und fest gelagert</p> <p><u>Kennzeichnung nach KA5:</u> strukturiert; monomiktisch, seltener diamiktisch; autochthon; im wesentlichen ohne äolische Komponente (außer mächtige Lössdecken)</p>	<p>ζ-Zone 2</p> <p>zeta-Zone 2</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Kryoturbationen (Taschen, Keile) • Fließstrukturen • fest gelagert <p>Bt ⁹⁾ Bt+Cv Cv (e)C(c)</p>
<p>• Tf + Ur • Ur • Taö (nur Lössgebiet bei mächtigen Lössdecken)</p> <p>• Uk + Tf • U + Ts</p> <p><u>Allgemeine Kennzeichnung:</u> skeletthaltiges bis skelettfreies, sandiges bis lehmiges (schluffiges) ortsbürtiges (Solifluktions-)Material (Fremdmaterial nur bei mächtigen Lössdecken), z. T. fest gelagert; dem periglaziär unbeeinflussten Gestein aufliegend; fossile Bodenreste möglich</p> <p><u>Kennzeichnung nach KA5:</u> strukturiert; monomiktisch; autochthon; im wesentlichen ohne äolische Komponente (außer mächtige Lössdecken)</p>	<p>ζ-Zone 3</p> <p>zeta-Zone 3</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Kryoturbationen (Taschen, Keile, Girlanden) • Fließstrukturen <p>Cv Bt-Cv (e)C(c)</p>

- Kryoperstruktionsprofil (ggf. mit detaillierter Kennzeichnung der jeweils prägenden Kryoperstruktionsprozesse gemäß Abb. 2; siehe auch Tabelle 2);
- (Kryo-)horizontprofil (Ansprache der periglaziär vorgeprägten/gebildeten und extraperiglaziär nachgezeichneten Bodenhorizonte – d. h. im gegenwärtig erfassbaren Horizontprofil spiegeln sich sehr häufig Relikte des Kryohorizontprofils wider).

aus möglich, jedoch erfordert die Zerlegung des Befundprofils ein hohes Maß an Detailkenntnis. Eine integrierte und landschaftsübergreifende Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Differenzierungen in der Pedosphäre ist auch deshalb notwendig, um die bisher gebräuchlichen Gliederungen nach Decken bzw. Lagen (nach KA 4, KA 5) einerseits und Kryoperstruktionszonen andererseits zu kombinieren – u. a. ein Ziel dieses Beitrages. Dies erfordert allerdings bei der Profilgliederung nach Lagen (gemäß KA 4, KA 5) und nach Perstruktionszonen/Umlagerungszonen jeweils eine stärkere Differenzierung als bisher üblich.

Diese dargestellte dreisäulige Profilkennzeichnung wird seit langem von KOPP u. a. (1969) praktiziert (Profilbeispiele bei KOPP & SCHWANECKE 2007). Das ist für jedes Einzelprofil durch-

Dabei gibt es Profilabschnitte, bei denen auftretende Koinzidenzen nach der Wirkungstiefe mannigfacher Prozesse eine Verknüpfung unterschiedlicher Profilvergliederungen ermögli-

chen. Dazu gehört nicht nur die ehemalige Untergrenze der periglaziären Auftauzone, sondern auch beispielsweise die häufige und weitgehende Übereinstimmung der Delta-Zone im Kryoperstruktionsprofil mit der Hauptlage (nach KA 4, KA 5) im Kryotranslokations-/Substratprofil und (beispielsweise auf vielen anhydromorphen sandigen Substraten) dem Bv-Horizont von Braunerden. Im Rahmen der dargelegten Befunde und Erfahrungen ist also ein Vergleichen und Parallelisieren sowie Differenzieren zwischen dominant perstruktionsbestimmten, entkalkten Profilen einerseits und dominant deckenbestimmten Profilen andererseits folgendermaßen möglich (Lagen nach KA 4, KA 5):

Oberlage(n) = γ -Zone (Ae-Horizont), ggf. differenziert in γ_1 , γ_2 ;

Hauptlage = δ -Zone, dominierend im anhydromorphen Bereich mit Bv-Horizont (z. T. schwach ausgeprägt);

Mittellage(n) = differenziert nach Strukturunterschieden u./o. (Kryo-)Bodenhorizonten in ϵ -Zone [A(e)-Horizont⁵⁾ – in anhydromorphen Böden] (= Mittellage – oberer Teil) und

ζ_1 -Zone (Bt-Horizont; bzw. Ael+Bt-Horizont⁵⁾ (= Mittellage – unterer Teil);

Basislage(n) = differenziert nach Strukturunterschieden, Substratzusammensetzung, Altersstellung u./o. (Kryo-)Bodenhorizonten in ζ_2 -Zone (Bt-Horizont, einschließlich Tonhäubchenhorizont nach LIEBEROTH, KOPP & SCHWANECKE (1991) und ggf. ζ_3 -Zone (Bt-Cv ; Cv-Horizont);

Untergrund = η -Zone; differenziert von KOWALKOWSKI (2004) in
oberer Teil: Gesteinsverzug, Hakenwerfen, z. T. schwach periglaziär beeinflusst, durch Verwitterung aufgelockert, Zersatz); entspricht der ν (ny-)-Decke nach KOWALKOWSKI (2004);

unterer Teil: unbeeinflusstes Lockergestein bzw. aufgelockertes Festgestein im Gesteinsverband (η -Decke nach KOWALKOWSKI 2004);

ω -Bereich, unbeeinflusstes Festgestein (nach KOWALKOWSKI 2004).

Es ist nun zu klären, ob der gebräuchliche Begriff „Lage“ (im Sinne der KA 4, KA 5) zur integrierenden und übergreifenden Kennzeichnung der periglaziären Profildifferenzierung in der Pedosphäre nach dem – wie dargelegt notwendigen – erweiterten Inhalt geeignet ist. Der Begriff „Lage“ hat seit dem Erstgebrauch bei KOPP (1969: 24) in den bodenkundlichen Regelwerken (s. u. sowie Kapitel 3.3) eine definitorische Einengung erfahren. In der ursprünglichen Definition von KOPP (a. a. O.) wird als Lage „jedes Profilglied, das sich von seinen Hangend- und Liegendgliedern in wesentlichen Eigenschaften unterscheidet“ gekennzeichnet. Das gilt unabhängig von der Profildifferenzierung und unabhängig von den Prozessen, denen Ober- und Untergrenze der jeweiligen Profileinheit zu verdanken ist.

Der Lagenbegriff wurde für die periglaziär bedingten Substratdifferenzierungen innerhalb des Bodens vom ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG bereits 1987 – abweichend von der ursprünglichen Definition nach KOPP (1969) – eingeführt und auch danach beibehalten (ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK

DER DBG 1998, AD HOC AG BODEN 1994, 2005; vergl. auch Kapitel 3.3). Obwohl die Begriffsbestimmung für die „Lagen“ nach der KA 5 (AD HOC AG BODEN 2005) nicht vorrangig „Translokationslagen“ beinhaltet, sondern alle Phänomene, die sich auf periglaziäre Prozesse zurückführen lassen, werden jedoch mit der „Lage“ neben Translokationsprozessen im Wesentlichen nur Teilprozesse der Kryoperstruktion (kryogene Prozesse wie Frosthub, Kryoturbation, solimixtive Prozesse) einbezogen. Es wurde bewusst so verfahren, um bei Identifikationsproblemen hinsichtlich verschiedener Lagen (LO bis LB nach KA 4, KA 5) eine neutrale Beschreibung und Kennzeichnung zu ermöglichen. Die gegenüber der KA 4 und KA 5 erweiterte Kennzeichnung der Lagen und deren Differenzierung auch nach den Prozessen der Kryoperstruktion, wie Kryolithotropie und Kryohomogenisierung – durch letztere erfolgte im Wesentlichen die Homogenisierung und Vermischung des Materials – sowie deren Verknüpfung mit kryopedologischen Horizonten ist mit der bisherigen Lagendefinition nicht generell möglich (siehe Kapitel 3.3). Letztlich kann daher nur ein neuer Begriff die Beteiligung des gesamten Prozesskomplexes (gemäß Abb. 1 und 2) für die übergeordnete Gliederung und Kennzeichnung der periglaziär bedingten Profildifferenzierungen in der Pedosphäre ausdrücken. Dafür kann der Begriff „Segment“ (bzw. periglaziäres Segment) herangezogen werden, denn dieser ist hinsichtlich Kryoperstruktions-, Kryotranslokations- und Kryohorizontprofil neutral, stellt auch keine Prozessabläufe in den Vordergrund und bietet somit keinen Anlass für nomenklatorische Missverständnisse. Im Profilaufbau bildet die Abfolge von Segmenten „Sequenzen“. Bei der Weiterverwendung der Bezeichnung „Lagen“ (bzw. periglaziäre Lagen) im Sinne des vorgeschlagenen Neubegriffs „Segmente“ (bzw. periglaziäre Segmente) ist also nicht nur für erstere eine neue Begriffsbestimmung erforderlich, sondern darüber hinaus auch eine Klarstellung, dass die so ergänzt definierten Lagen nach allen genannten Prozesssystemen gekennzeichnet sind. Sofern dies mit allen Konsequenzen allgemein verbindlich würde, könnte allerdings der Lagenbegriff mit dem Zusatz „Lage – ergänzt definiert“ auch weiterhin angewandt werden¹⁰⁾.

Die periglaziären Segmente bzw. die Lagen – ergänzt definiert – lassen sich folgendermaßen kennzeichnen:

Periglaziäre Segmente (kurz: Segmente) oder Lagen – ergänzt definiert – sind im periglaziären Milieu im Bereich der Pedosphäre durch

- Substratbereitstellung infolge Frostverwitterung (Kryoklastik) und Kryotranslokation [äolische Akkumulation und/oder (Geli-)Solifluktion bzw. Anspülung] aus den jeweils anstehenden Gesteinen sowie aus unterschiedlichen Anteilen allochthonen Materials und
- durch Kryoperstruktion (Entschichtung und Homogenisierung sowie Vermischung, Umsortierung des Skelettanteils und Kryoturbation) sowie
- kryopedologische Prozesse (periglaziäre Vorprägung oder sogar Prägung der pedogenen Horizontabfolge)

entstanden. Die genannten Teilprozesse können mit unterschiedlichem Anteil und zu verschiedenen Zeiten an der Bildung und Differenzierung der Bodendecke beteiligt sein. In Abhängigkeit vom Paläorelief (Hangneigung, Hangform, Hangexposition) und vom Verbreitungsmuster der anstehenden Gesteine sowie vom Anteil allochthonen Materials und von den

¹⁰⁾ Die Autoren dieses Beitrages ALTERMANN, KOWALKOWSKI & KÜHN ziehen den Begriff Lagen – ergänzt definiert – dem Begriff Segment vor.

lokal-klimatischen Bedingungen ist die stoffliche Zusammensetzung, Lagerungsart und Struktur sowie die Ausbildung der Bodenhorizonte in der Vertikalabfolge der einzelnen Lagen und in der horizontalen Ausprägung differenziert.

Das Obersegment (Oberlage – ergänzt definiert) repräsentiert den überwiegend solifluidal akkumulierten, teilweise aber auch kryoperstruktiv durch Kryoturbation und Kryolithotropie akkumulierten Gesteinsschutt oder Grobskelettbestreuung des Berglandes, das meistens mit dem Ae-Horizont kombiniert ist.

Das Hauptsegment (Hauptlage – ergänzt definiert) ist durch unterschiedliche (von rein äolischen bis weitgehend fehlenden) Anteilen äolisch akkumulierten Fremdmaterials (z. T. auch nur lokal äolisch umgelagertes Material), die in unterschiedlichem Maße mit ortsbürtigem (Untergrund-) Material gemischt, kryoperstruktiv geprägt und homogenisiert sind, gekennzeichnet. Dieser Bereich entspricht im Kryoperstruktionsprofil der δ -Zone und ist im anhydromorphen Bereich sehr häufig mit dem Bv-Horizont des Kryohorizontprofils verknüpft.

Der liegende Profiltteil wird durch die Segmente stärker differenziert als nach der Lagengliederung (im Sinne der KA 4, KA 5). Das Mittelsegment – oberer Teil repräsentiert nach dem Kryoperstruktionsprofil die ε -Zone, die sich nur schwach homogenisiert darstellt, durch unterschiedliche äolische Fremdelemente sowie ortsbürtiges Material und deutliche strukturelle Unterschiede zum Hangenden und Liegenden gekennzeichnet sowie sehr häufig nach dem Kryohorizontprofil mit dem A(e)l-Horizont⁵⁾ verknüpft ist. Das Mittelsegment – unterer Teil kann sowohl unterschiedliche äolische Anteile aufweisen, als auch durch Kryoperstruktion eingearbeitetes lediglich ortsbürtiges Material repräsentieren. Dieser Profiltteil zählt nach dem Kryoperstruktionsprofil bereits zur ζ -Zone. Ein wesentliches Kennzeichen des Mittelsegments – unterer Teil ist vor allem in bindigen Substraten (auch in Lössen) der oft dicht gelagerte, unterschiedlich ausgeprägte Bt-Horizont des Kryohorizontprofils. Mittelsegment – oberer Teil und Mittelsegment – unterer Teil differenzieren somit die Mittellage (nach KA 4, KA 5).

Die Basissegmente (Basislagen – ergänzt definiert) können nach Zusammensetzung, kryopedologischen Horizont- und Strukturmerkmalen sowie Altersstellung ggf. differenziert werden in Basissegment 1 [im entkalkten, anhydromorphen Bereich überwiegend Bt-(Tonhäubchen)-Horizont] und in Basissegment 2 (im entkalkten, anhydromorphen Bereich überwiegend Cv-Horizont). Die Basissegmente bestehen überwiegend aus ortsbürtigem (bzw. aus unmittelbarer Umgebung), mehr oder weniger solifluidal akkumuliertem Material. Da die ζ -Zone des Kryoperstruktionsprofils lediglich nach Kryoperstruktionsmerkmalen von SCHWANECKE (1970) teilweise bereits für die Mittellage (gemäß KA 4, KA 5) als auch generell für die Basislage (nach KA 4, KA 5) ausgewiesen wurde, wird mit dem unterbreiteten Vorschlag einer stärkeren Differenzierung sowohl nach Kryotranslokations- als auch nach Kryoperstruktionsmerkmalen Rechnung getragen. Die Differenzierung nach Segmenten (bzw. Lagen – ergänzt definiert) für das Liegende des Hauptsegments und den hangenden Bereich des periglaziär nicht beeinflussten Untergrunds ist – besonders im sandigen Tiefland – nicht immer mit Sicherheit möglich. Deshalb kann dieser genannte Bereich auch zusammenfassend (also von Mittelsegment und Basissegment) als Übergangsegment ausgewiesen werden (vergl. Abb. 4). Ein Übergangsegment (synonym Übergangslage) umspannt somit den Tiefenbereich von Epsilon- und Zeta-Zone im Kryoperstruktionsprofil einerseits wie auch von Mittel- und Basislagen (gemäß KA 5) im Kryotranslokationsprofil andererseits.

Die Segmente bzw. Lagen – ergänzt definiert – spiegeln die Gesetzmäßigkeiten der Vertikalabfolge integriert wider, ohne die Anteile der verschiedenen Prozessgefüge auszudrücken. Dazu ist eine differenzierte Untersetzung notwendig. Die Differenzierung und Kennzeichnung der Segmente bzw. Lagen – ergänzt definiert – nach Erscheinungsformen und prozessbezogenen Profilabfolgen ist in Tabelle 2 dargestellt. Beispielhaft sind in dieser Tabelle für die einzelnen Segmente bzw. Lagen – ergänzt definiert – die Translokations- bzw. Substratschichten mit Kryoperstruktionszonen sowie (Kryo-)pedologischen Horizonten verknüpft (siehe hierzu auch KOPP & SCHWANECKE 2007).

Die Segmente bzw. Lagen – ergänzt definiert – erlauben eine landschaftsübergreifende und integrierende Gliederung der oberflächennahen Periglaziärphänomene. In der Abb. 4 (rechte Hälfte) sowie in den Farbtafeln 1 – 9 (jeweils Beschriftungen rechts neben dem Farbprofil) wird dieser Vorschlag vorgestellt.

7 Fazit und Folgerungen

Die Darlegungen und Vorschläge der vorangegangenen Kapitel fußen auf einer z. T. über 40...50-jährigen boden- und standortkundlichen Geländearbeit der Autoren und deren engerer Mitarbeiter in mitteleuropäischen Naturraumregionen und auf der Auswertung der Literatur von mehr als zwei Generationen von Bodenkundlern. An den gemeinsamen Diskussionen waren darüber hinaus eine Vielzahl von Forschern unterschiedlicher Disziplinen, insbesondere der Bodenkunde, Quartärgeologie, Geomorphologie und prähistorischen Archäologie beteiligt. Letztlich kann auf folgende wesentlichen Erkenntnisfortschritte verwiesen werden:

- Die periglaziär bedingten Profildifferenzierungen innerhalb der Pedosphäre sind im Wesentlichen auf im Komplex wirkende verschiedene Prozesse während der letzten Vereisung (und kurz danach) zurückzuführen. Die Erscheinungen im Profilbild weisen ungeachtet des wechselnden Einflusses bzw. der wechselnden Dominanz der verschiedenen Prozesse (infolge standortsbedingter Unterschiede wie Klima, Lage, Relief, Gestein) viele Gemeinsamkeiten in den verschiedenen Naturräumen auf. Grundsätzlich muss daher von einem einheitlichen – wenn auch von der Entfernung zum jeweiligen Eisrand abhängig zeitlich verschoben wirksamen – Prozesssystem ausgegangen werden. Eine räumliche regionale Differenzierung mit unterschiedlichen genetischen Deutungen ist nicht relevant.
- Um den komplex wirkenden Prozessen in der Bildung von Kryoperstruktionszonen einerseits und von periglaziären Deckschichten/Decken bzw. Lagen andererseits zusammenfassend gerecht zu werden, wird als neue integrierende landschaftsübergreifende Einheit im Bodenprofil der Begriff Segment (als Synonym Lage – ergänzt definiert, Abkürzung Le) geprägt, in welchem das Kryotranslokations-/Substratprofil, Kryoperstruktionsprofil und Kryohorizontprofil übergreifend gekennzeichnet werden. Beispiele für eine aufgespaltene Profilcharakterisierung sind von KOPP UND SCHWANECKE (2007) dokumentiert.
- Zusammen mit der periglaziären Profildifferenzierung erfolgte auch die bodengenetische Vorprägung bzw. Prägung innerhalb der Pedosphäre. Das trifft beispielhaft für verbrauchte Horizonte der braunerdeartigen Bodentypen (vor allem Braunerde und Braunerde-Fahlerde) im Haupt-

segment (Hauptlage – ergänzt definiert) zu. Mit der periglaziären Umbildung und Überprägung (einschließlich Akkumulation) oberflächennaher Gesteine erfolgte die Bildung der (Boden-)Substrate. Periglaziäre Substratbildung und Kryopedogenese bilden eine Einheit. Die Beschränkung der Bodenbildung auf das Ergebnis pedogenetischer Prozesse ist einseitig.

- Die Erkenntnis, dass unsere Böden zumindest teilweise bereits periglaziär vorgeprägt und nicht ausschließlich das Ergebnis der nacheiszeitlichen Bodenbildungsprozesse widerspiegeln, muss stärker bei der Weiterentwicklung der Bodensystematik wie auch in der künftigen Nutzung der Böden Berücksichtigung finden.

Danksagung

Die Verfasser danken ganz herzlich Frau Prof. Dr. G. Broll (ISPA, Abt. für Geo- und Agrarökologie, Vechta) für freundliche Hinweise sowie Herrn Prof. Dr. A. Semmel (Hofheim/Taunus) für viele anregende Diskussionen auf Befahrungen, Exkursionen bzw. auf Vortragsveranstaltungen.

Literatur

- AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN DER GEOLOGISCHEN LANDESÄMTER UND DER BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 4. Auflage; Hannover (als KA 4 zitiert).
- AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN DER STAATLICHEN GEOLOGISCHEN DIENSTE UND DER BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 5. Auflage; Hannover (als KA 5 zitiert).
- ALTERMANN, M. (1968): Quartärgeologische und bodenkundliche Untersuchungen an weichselzeitlichen äolischen Deckschichten im Gebiet Sachsen-Anhalt. – Diss. TU Dresden, Fak. f. Forstwirtschaft Tharandt.
- ALTERMANN, M. (1970): Zur Kennzeichnung der Schwarzstaugleye der Köthener Ebene. – Bodenkundl. Ges. der DDR: Mineralische Grundwasser- und Staunässeböden, ihre Kennzeichnung, Gliederung und Melioration. – Vorträge und Exkursionsmaterial einer wiss. Tagung d. Komm. I, V u. VI vom 21. – 23. 5. 1970 in Rostock, Berlin, S. 65-75.
- ALTERMANN, M. (1985): Standortkennzeichnung landwirtschaftlich genutzter Standorte des östlichen Harzes. – Diss. B, Univ. Rostock.
- ALTERMANN, M. (1990): Zur Petrographie der Lockergesteinsdecken des östlichen Harzes. – Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft **62**: 101-104.
- ALTERMANN, M. (1993): Gliederung und Lithologie pleistozäner Lagen im Gebiet Sachsen-Anhalts. – Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft **72**: 819-824.
- ALTERMANN, M. (1998): Gliederung periglaziärer Lagen. – Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft **86**: 175-180.
- ALTERMANN, M. & FIEDLER, H.-J. (1972): Einige Ergebnisse von Untersuchungen an weichselzeitlichen äolischen Deckschichten in einem Teil des Altmoränengebietes der DDR (Sachsen-Anhalt). Zpra'vy, Geograficke'ho u'stavu CSAV **IX** (4):1-25.
- ALTERMANN, M. & FIEDLER, H.-J. (1975): Substrat- und Bodenwechsel am nördlichen Lößrand des Schwarzerdegebietes der DDR. – *Hercynia N.F.* **12** (2): 130-159.
- ALTERMANN, M. & FIEDLER, H.-J. (1978): Die Kennzeichnung der Böden in den Sandlößgebieten außerhalb des Lößgürtels der DDR unter besonderer Berücksichtigung des Substrataufbaues. – Beiträge zur Geographie **29**: 157-199.
- ALTERMANN, M.; HAASE, G.; LIEBEROTH, I. & RUSKE, R. (1978): Lithologie, Genese und Verbreitung der Löß- und Schuttsedimente im Vorland der skandinavischen Vereisungen. – Schriftenreihe für Geologische Wissenschaften **9**: 231-235.
- ALTERMANN, M. & KÜHN, D. (1995): Exkursionsführer zur Jahrestagung 1995 in Halle – Exkursion E – Mitteldeutsches Trockengebiet. – Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft **7**: 229-278.
- ALTERMANN, M.; LIEBEROTH, I. & SCHWANECKE, W. (1988): Gliederung der Lockergesteinsdecken der Mittelgebirge. – Zeitschrift für Angewandte Geologie **34** (10): 302-306.
- ALTERMANN, M.; MAUTSCHKE, J.; ERBE, CH. & PRETZSCHEL, M. (1977): Zur Kennzeichnung der quartären Deckschichten im Unterharz. – Petermanns Geographische Mitteilungen **121** (2): 95-110.
- ALTERMANN, M. & RABITZSCH, K. (1976): Quartäre Deckschichten im Raum Elbingerode – Rübeland (Harz). – *Hercynia N.F.* **13** (3): 295-331.
- ALTERMANN, M.; RABITZSCH, K. & PANTERODT, S. (1982): Känozoische Deckschichten im östlichen Teil des Harzes unter Berücksichtigung neuerer Untersuchungen am nördlichen Harzrand. – Zeitschrift für geologische Wissenschaften **10** (6): 783-797.
- ALTERMANN, M. & RUSKE, R. (1970): Beitrag zur Lithologie, Gliederung und Verbreitung des Gebirgsschutts. – Zeitschrift Geologie **19** (8): 895-908.
- ALTERMANN, M. & SCHRÖDER, D. (1992): Zur Kennzeichnung der Schwarzerden aus Löß in Sachsen-Anhalt. – *Kühn-Arch.* **86** (1): 9-20.
- ALTERMANN, M. & WÜNSCHE, M. (1991): Ausgangsgesteine und Bodeneigenschaften. – Zeitschrift für geologische Wissenschaften **19** (1): 3-12.
- ALTERMANN, M.; JÄGER, K.-D.; KOPP, D.; KOWALKOWSKI, A.; KÜHN, D. & SCHWANECKE, W. (2007): Zur Kennzeichnung und Gliederung von periglaziär bedingten Differenzierungen in der Pedosphäre. – Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft **110**: 559-560.
- ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG; Federführung: MÜCKENHAUSEN, E. (1987): Bericht über die Forschungsarbeit „Zusammensetzung, Eigenschaften, Gliederung und Benennung der Periglazialen Deckschichten“. – Unveröffentlichtes Manuskript.
- ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG; Federführung: ALTERMANN, M. (1998): Gliederung periglaziärer Lagen. – In: Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft **86**: 175-180, – auch als DBG (1998) zitiert.
- ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG; Federführung: ALTERMANN, M. & KÜHN, D. (1998): Systematik der bodenbildenden Substrate. – Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft **86**: 135-174.
- ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DBG; Federführung: WITTMANN, O. (1998): Systematik der Böden. – Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft **86**: 1-134.
- BEHRENDT, G. (1863): Die Diluvialablagerungen in der Mark Brandenburg. – Zeitschr. der Deutschen Geologischen Gesellschaft **15**: 640-642.
- BLUME, H.-P.; BEYER, P. & SCHNEIDER, D. (1998): Soils of the southern Circumpolar Region and their classification. *Eurasian Soil Science* **31** (5): 477-485.
- BOGAARD, P. & SCHMINCKE, H.U. (1985): Laacher See tephra. A widespread isochronous late Quaternary tephra layer in Central and Northern Europe. – *Geol. Soc. of America Bull.* **96**: 1554-1571.
- BUSSEMER, S. (1994): Geomorphologische und bodenkundliche Untersuchungen an periglaziären Deckserien des mittleren und östlichen Barnim. – Berliner Geographische Arbeiten **80**; Berlin.
- BUSSEMER, S. (1998): Bodengenetische Untersuchungen an Braunerde- und Lessiveprofilen auf Sandstandorten des brandenburgischen Jungmoränengebietes. – Münchener Geographische Abhandlungen, Reihe A, Bd. A49 – Marcinek-Festschrift, München (Geobuch-Verlag).
- BUSSEMER, S. (2007): Braunerden in subborealen und borealen Waldlandschaften (Fallstudien aus den Jungmoränengebieten Eurasiens). – Münchener Geogr. Abh. **A58**: 1-244; München.
- BUSSEMER, S.; GARBE, B. & MÜLLER, K. (1997): Studien zur Bodengenese im Bereich der Tertiärscholle von Sternebeck. – Arbeitsberichte aus dem Geographischen Institut der Humboldt-Universität zu Berlin **12**: 1-80; Berlin.
- CHMIELEWSKA, M. & WASYLIKOWA, KR. (1961): In: DYLIK, J. (Hrsg.): INQUA –VIth Congress – Guide-Book of Excursion C: The Łódź Region, S. 75-84 sowie Fig. 20-24, Łódź.

- DE JONG, J.D. (1967): The Quaternary of the Netherlands. – In: RANKAMA (Hrsg.): The Geologic Systems – The Quaternary. 2: 301-426; New York, London & Sydney (Interscience).
- DEWERS, F. (1929): Studien über die Entstehung des Geschiebedecksandes. – Abhandlungen vom Naturwissenschaftlichen Verein zu Bremen **27**: 299-330.
- DIEMANN, R. (1977): Genese und Ausbildung periglaziärer Decken im Jungmoränengebiet der DDR. – Wiss. Zeitschr. der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, math.-nat. Reihe **26** (4): 105-114.
- DÜCKER, A. (1934): Die Windkanter des Norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. – Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt **54**: 487-5430.
- DÜCKER, A. (1954): Die Periglazialerscheinungen im holsteinischen Pleistozän. – Göttinger Geographische Abhandlungen **16**: 5-54.
- EHWALD, E. (1978): Bodengenetische Prozesse. – Wiss. Zeitschr. d. Humboldt-Universität zu Berlin, math.- nat. Reihe **27**: 563-569.
- EHWALD, E. (1980a): O genezise burozemov i blizkich k nim burych lesnich i taežnich počv. – Počvovedenie **4**: 46-58 (russ.).
- EHWALD, E. (1980b): Bodensystematik, Bodengeographie. – In: MÜLLER, G. (Hrsg.): Pflanzenproduktion – Bodenkunde: 270-353; Berlin (VEB Deutscher Landwirtschaftsverlag).
- EHWALD, E. (1987): Zur Problematik der Bodenentwicklung im Gebiet der Weichselvereisung in der Deutschen Demokratischen Republik. – Wiss. Zeitschr. d. Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, math.-nat. Reihe **26** (2-3): 55-58.
- FAO (2006): World reference base for soil resources 2006 – A framework for international classification, correlation and communication. World soil resources report 103, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome – als WRB zitiert.
- FIEDLER, H.-J. & ALTERMANN, M. (1964): Verbreitung, Entstehung und Eigenschaften von Sandlöß („Flotssand“) im Norddeutschen Flachland und angrenzenden Gebieten. – Zeitschrift Geologie **13** (10): 1199-1228.
- FIEDLER, H.-J.; ALTERMANN, M. & NEBE, W. (1963): Bemerkungen zum Geschiebedecksand, Teil II. – Wiss. Zeitschr. TU Dresden **12** (3): 755-756.
- FIEDLER, H.-J. & HUNGER, W. (1970): Geomorphologische Grundlagen der Bodenkunde und Standortlehre. – Dresden (Theodor Steinkopff).
- FITZPATRICK, E.A. (1956): An indurated soil horizon formed by permafrost. – Journ. Soil Sci. **7**: 248-257.
- FITZPATRICK, E.A. (1974): Cryons and Isons. Proc. North England Soils. – Discussion Group 2. Penroth: 31-43.
- FRENCH, H.M. (1996): The Periglacial Environment. – Second Edition Logman Group Limited.
- FRIEDRICH (1996): Digitale Reliefgliederungsverfahren zur Ableitung bodenkundlich relevanter Flächeneinheiten. – Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D, **21**; Dissertation, Frankfurt.
- FRÜHAUF, M. (1996): Periglaziale Lockermaterialdecken in ostdeutschen Mittelgebirgen – Forschungsstand und Versuch einer kritischen Bestandsaufnahme. – Heidelberger Geographische Arbeiten **104**: 133-146.
- GRAMSCH, B. (1969): Ein Lagerplatz der Federmesser-Gruppe bei Golßen, Kr. Luckau. – Ausgrabungen und Funde **14** (3): 121-128.
- GRAMSCH, B. (1998): Golßen – A Late Palaeolithic site in the Baruth – Glogów Ice Marginal Valley. – In: JÄGER, K.-D.; KOWALKOWSKI, A.; NOWACZYK, B. & SCHIRMER, W. (Hrsg.): Dunes and fossil soils of Vistulian and Holocene age between Elbe and Wisła. – Guide-Book of Excursion: 13-16; Poznań.
- GRIMMEL, E. (1973): Bemerkungen zum Geschiebedecksand. – Eiszeitalter und Gegenwart **23/24**: 16-25.
- GUGALINSKAJA, L.A. (1982): Soil formation and cryogenesis in the Centre of the East European Plain in the late Pleistocene. 203 S.; Puszczino.
- GUNDELWEIN, A. (1998): Eigenschaften und Umsetzung organischer Substanz in Nordsibirischen Permafrostböden. – Hamburger Bodenkundliche Arbeiten **39**: 162 S.; Hamburg.
- HALLETT, B.; ANDERSON, S.P.; STUBBS, C.W. & GREGORY, E.C. (1988): Surface soil displacements in sorted circles Western Spitzbergen. – In: Proceedings, 5th International Conference on Permafrost **1**: 770-775; Trondheim (Tapir Publishers).
- HARTWICH, R. (1978): Ausbildung und Genese der periglazialen Perstruktionszonen im Jungmoränengebiet der DDR. – Diss. Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald.
- HARTWICH, R. (1981): Ausbildung und Genese der periglazialen Perstruktionsserie im Jungmoränengebiet der DDR. – Zeitschrift für angewandte Geologie **27**: 326-332.
- HARTWICH, R.; JÄGER, K.-D. & KOPP, D. (1975): Bodenkundliche Untersuchungen zur Datierung des fossilen Tierbautensystems von Pisede bei Malchin. – Wiss. Zeitschr. d. Humboldt-Universität zu Berlin, math.-nat. Reihe **24** (5): 623-639.
- HEINRICH, J.; KRÜGER, A. & OSTASZEWSKA, K. (2005): Genese und Aufbau periglazialer Lockersedimentkomplexe und ihre Bedeutung für die Bodenansprache – Beispiele aus Mitteldeutschland und Kleinpole. – Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft **107**: 335-336.
- HUIZELER, C.C.W.J. (1947): De oudheidkundige opgravingen in Twente in de Laatste jaren. In: Een kwart eeuw Oudheidkundige Bodemonderzoek in Nederland. – Gudebook, 327 S.
- HUIZELER, C.C.W.J. (1957): Late-Glacial human cultures in the Netherlands. – Geologie en Mijnbouw **19**: 288-302.
- HOFMANN, W. & FIEDLER, H.-J. (1986): Charakterisierung von Zersatzzone und Schuttdecken in mitteleuropäischen Gebirgsböden. – Chemie der Erde **45**: 23-37.
- HUNGER, W. (1961): Über periglaziale Profilmerkmale erzgebirgischer Gneisböden. – Jahrb. Staatl. Mus. Min Geol. Dresden: 49-62.
- JÄGER, K.-D. (1979): Aktuelle Fragen der Fachterminologie in der Periglazialforschung des nördlichen Mitteleuropa. – Acta Universitatis Nicolai Copernici, Nauki matematyczno-przyrodnicze (Geografia) **14** (46): 45-57.
- JÄGER, K.-D. & KOPP, D. (1969): Zur archäologischen Aussage von Profilaufschlüssen norddeutscher Sandböden. – Ausgrabungen und Funde **14** (3): 115-121.
- JÄGER, K.-D. & KOPP, D. (1999): Buried soils in dunes of Late Vistulian and Holocene age in the northern part of Central Europe. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Dunes and fossil soils. Geo Archaeo Rhein **3**: 127-135.
- KA 4: siehe AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN DER GEOLOGISCHEN LANDESÄMTER UND DER BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (1994).
- KA 5: siehe AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN DER STAATLICHEN GEOLOGISCHEN DIENSTE UND DER BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (2005).
- KACZINSKI, N.A. (1927): Zamierzanije, rozmierzanije i wlažnost' pozwy w zimnij sezon w lesu i na polewyc uczastkach. Moskwa.
- KARAWAJEWA, N.A. & TARGULJAN, W.O. (1960): Humus Distribution in the Tundra Soils of Northern Yakutia. – Soviet Soil Sci.: 1293-1300.
- KARTE, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. – Bochumer Geographische Arbeiten **35**: 211 S.; Paderborn (Ferdinand Schöningh).
- KASSE, C. (1999): Late Pleniglacial and Late Glacial aeolian phases in the Netherlands. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Dunes and fossil soils. Geo Archaeo Rhein **3**: 61-82.
- KIMBLE, J.M. & AHRENS, R.J. (eds.) (1994): Proceedings of the Meeting on the Classification, Correlation, and Management of Permafrost-Affected Soils. – USDA Soil Conservation Service, National Soil Survey Center, NF, Lincoln.
- KLIEWE, H. (1965): Arbeitstagung über Probleme des Geschiebedecksandes. – Petermanns Geographische Mitteilungen **109** (4): 286-287.
- KLIEWE, H. (1975): Zur Genese und Alter jungquartärer Deckschichten in Thüringisch-Sächsischen Mittelgebirgen. – Biuletyn Peryglacjalny **19**: 119-126.
- KÖSEL, M. (1996): Der Einfluß von Relief und periglazialen Deckschichten auf die Bodenausbildung im mittleren Rheingletschergebiet von Oberschwaben. – Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten **D1**: 147 S.
- KOPP, D. (1965): Die periglaziäre Deckzone (Geschiebedecksand) im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung. – Berichte der Geologischen Gesellschaft in der DDR **10** (6): 739-771.

- KOPP, D. (1969): Die Waldstandorte des Tieflandes. – In: KOPP, D. u. a.: Ergebnisse der forstlichen Standortserkundung in der Deutschen Demokratischen Republik. Band I, Lieferung 1: 16-141; Potsdam.
- KOPP, D. (1970a): Periglaziäre Umlagerungs-(Perstruktions-)zonen im nordmitteleuropäischen Tiefland und ihre bodengenetische Bedeutung. – In: Beiträge zur Bodensystematik unter besonderer Berücksichtigung reliktscher und rezenter Merkmale. Tagungsbericht der DAL Berlin, Nr. 102: 55-81.
- KOPP, D. (1970b): Kryogene Perstruktion und ihre Beziehung zur Bodenbildung im Moränengebiet. – In: RICHTER, H.; HAASE, G.; LIEBEROTH, I. & RUSKE, R. (1970): Periglazial-Löß-Paläolithikum im Jungpleistozän der DDR. – Petermanns. Geographische Mitteilungen, Erg.-Heft 274: 269-279; Gotha.
- KOPP, D. & JÄGER, K.-D. (1972): Das Perstruktions- und Horizontprofil als Trennmerkmal periglaziärer und extraperiglaziärer Oberflächen im Nordmitteleuropäischen Tiefland. – Wiss. Zeitschr. d. Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, math.-nat. Reihe 21 (2): 77-84.
- KOPP, D. et al. (1982): Allgemeingültige Naturraumtypen für das Hauptstockwerk. – In: KOPP, D., JÄGER, K.-D. & SUCCOW, M. (Hrsg.): Naturräumliche Grundlagen der Landnutzung, 1. Aufl.: 27-204; Berlin (Akademie-Verlag).
- KOPP, D. & SCHWANECKE, W. (2007): Die Bodenformen beispielhafter mitteleuropäischer Naturraumregionen unter dem Aspekt ihrer periglaziären Merkmalskombination aus Substrat-, Perstruktions- und Horizontprofil. – Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung 46 (4):17-34.
- KOWALKOWSKI, A. (1966): Main trends in Development of Soils in Conditions of Dalkowo Hills Morphogenetic Environment. – Soil Sci. Annual XVI (2): 357-411 (poln.).
- KOWALKOWSKI, A. (1973): Genesis and Classification Fundamentals of soils developed from Periglacial Substrats. Przewodnik Zjazdu Naukowego pod hasłem "Geneza gleb wytworzonych z utworów przekształconych peryglacjalnie na Niżu Polski". Suplement: 93-129 (poln.).
- KOWALKOWSKI, A. (1977): The soils of continental alpine tundra in the Central Khangai. – Bull de l'Acad. Pol. Sci., Ser. des Sci. de la Terre 25 (3-4): 219-228.
- KOWALKOWSKI, A. (1979): Stratygrafia gleb w wykopie Siedlnica. – Śląskie Sprawozdania Archeologiczne 20: 15-20.
- KOWALKOWSKI, A. (1980a): Altitudinal zonation of Soils in the Southern Khangai Mountainis. – In: KLIMEK, K. & STARKEL, L. (eds.): Vertical Zonality in the Southern Khangai Mountains (Mongolia). – Geogr. Studies 136: 65-76.
- KOWALKOWSKI, A. (1980b): The Structure and Altitudinal Zonation of Soils in the Donoin Dzun-Nuruu Massif, Khangai Mts (Mongolia). – Geographia Polonica 43: 111-123.
- KOWALKOWSKI, A. (1981): Climatic-time sequence of chernozems in the Khangai Mountains (Mongolia). – Roczn. Glebozn. XXXII (3): 161-170.
- KOWALKOWSKI, A. (1983): Hydrothermal properties of permafrost solonchaks in the Central Mongolian arid steppe zone. – Permafrost, Fourth Int. Conf. Proc. July 12-22 1983 Fairbanks, Alaska: 666-671; Washington D.C. (National Acad. Press).
- KOWALKOWSKI, A. (1988): Age and Genesis of Soils. – In: STARKEL, L. (Red.): Przemiany środowiska geograficznego polski. – Ossolineum: 45-85 (poln.).
- KOWALKOWSKI, A. (1989): Genese der Braunerden und Schwarzerden nach Untersuchungen in der Mongolischen V. R. und der V. R. Polen. – Petermanns Geographische Mitteilungen 133: 7-22.
- KOWALKOWSKI, A. (1990): Evolution of Holocene Soils in Poland. – Quaestiones Geographicae 11/12: 93-120.
- KOWALKOWSKI, A. (1993): Problems of Nomenclature and Notions of Contemporary Pedology in Paläogeographic Research. – Studia Kieleckie 2/78: 133-164 (poln.).
- KOWALKOWSKI, A. (1995): Catena of Podzolic Soils in the Northern Slope of Västerskutan in the Massif of Oreskutan, Jämtland, Quaestiones Geographicae. Special Issue 4. UAM: 185-194.
- KOWALKOWSKI, A. (1996): Święty Krzyż, glebopokrywy na północnym stoku głównego masywu Łysogór. – Konferencja Komisji Poleopedologii. Kom. Bad. Czwart. PAN, Łódź: 69-64.
- KOWALKOWSKI, A. (1997): Einige Indikatoren der diagnostischen Horizonte in Rostböden aus fluvioglazialen Sanden der Brandenburger und Pommerschen Fazies des Vistulians. – Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 85 (III): 1191-1194.
- KOWALKOWSKI, A. (1998): Holocene Rusty and Rusty Podzolic Soils in the Tundra and Taiga of Middle Sweden. Roczniki Gleboznawcze T. XLX (1/2): 29-44.
- KOWALKOWSKI, A. (2001a): Relic cryogenic indicators of diagnostic horizons in rusty and parabrown soils in European Lowland. – Acta Agrophysica 50: 147-167.
- KOWALKOWSKI, A. (2001b): Hauptzüge der quartären Entwicklung der Bodenlandschaften im mongolischen Gebirge. – In: BUSSEMER, S. (ed.): Das Erbe der Eiszeit 17: 32; Langenweissbach (Beier und Beran).
- KOWALKOWSKI, A. (2004): Diagnostics and Classification of Perstruction Zones and Slope Soilcovers developed in Periglacial and Extraperiglacial Environment. – In: JÓZWIAK, M. & KOWALKOWSKI, A. (eds.): Regional Monitoring of Natural Environment 5/04: 47-94.
- KOWALKOWSKI, A. (2006): Die Bedeutung periglaziärer Prozesse für die Bodenbeurteilung bei der Naturraumerkundung. – Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung 45 (3/4):161-180.
- KOWALKOWSKI, A. & BORZYSZKOWSKI, J. (1974): Research in the reverse couplings between mesorelief and some properties of the FH horizon in a rusty podzolic soil. – Roczniki Gleboznawcze XXV. Dodatek: 217-230.
- KOWALKOWSKI, A. & BORZYSZKOWSKI, J. (1977): The Role of Periglacial and Extraperiglacial Perstruktions in the Formation of Soil Profile in Central Europe. – Folia Quaternaria 49: 34-75.
- KOWALKOWSKI, A. & BORZYSZKOWSKI, J. (1985): Earth hummocks in the dry steppe and in the forest steppe in Central Mongolia. – Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica 19: 111-129.
- KOWALKOWSKI, A., BROGOWSKI, Z. & KOCON, J. (1986): Surface textures of grains of quartz sand fractions in relic cryogenic horizons of Vistulian glaciation. – Ber. der IBG, Informative Kurzfassungen, Bd. III: 1178-1179; Hamburg.
- KOWALKOWSKI, A., BORZYSZKOWSKI, J. & PORĘBSKA, G. (1981): Geoökologische Grundlagen der Erkennung, Klassifikation und Kartierung der Rostböden. Forstinstitut Warszawa-Sękocin: 1-85 (poln.).
- KOWALKOWSKI, A. & KOCOŃ, J. (1998): Microtextures of Cryopedogenic weathering in Soils of the Mountain Tundra of Middle Sweden. – Roczniki Gleboznawcze T XLX (1/2): 53-59.
- KOWALKOWSKI, A., NOWACZYK, P. & OKUNIEWSKA-NOWACZYK, I. (1999): Chronosequenz of biogenic deposits and fossil soils in the dune near Jasien, Western Poland. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Dunes and fossil soils. Geo Archaeo Rhein 3: 107-125.
- KÜHN, P. (2003): Spätglaziale und holozäne Lessivégenese auf jungwechelzeitlichen Sedimenten Deutschlands. – Greifswalder Geographische Arbeiten 28: 6-167 + 3-37.
- KÜHN, P.; BILLWITZ, K.; BAURIEGEL, A.; KÜHN, D. & ECKELMANN, W. (2006): Review Article Distribution and genesis of *Fahlerden* (Albeluvisols) in Germany. – Journal of Plant Nutrition and Soil Science 169: 420-433.
- KUŹNICKI, F.; KONECKA-BETLEY, K.; KOWALKOWSKI, A. & BIAŁOUSZ, S. (1970): Systematika gleb Polski (Systematik der Böden Polens). – Polskie Towarzystwo Gleboznawcze, Komisja Genetyzacji i Kartografii Gleb – Zespół Koordinacyjny: 104 S.; Warszawa.
- LAATSCH, W. (1957): Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden. Dresden und Leipzig (Theodor Steinkopff).
- LEMBKE, H. (1965): Probleme des Geschiebedecksandes im Jung- und Altmoränengebiet. – Berichte der Geologischen Gesellschaft in der DDR 10 (6): 721-726.
- LEMBKE, H. (1972): Die Periglazialerscheinungen im Jungmoränengebiet der DDR. – Wiss. Zeitschr. d. Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, math.-nat. Reihe 21 (1): 71-76.
- LEMBKE, H.; ALTERMANN, M.; MARKUSE, G. & NITZ, B. (1970): Die periglaziäre Fazies im Alt- und Jungmoränengebiet nördlich des Lößgürtels. – In: AUTORENKOLLEKTIV: Periglazial – Löß – Paläolithikum im Jungpleistozän der DDR. Ergänzungsheft Nr. 274 zu Petermanns Geographische Mitteilungen: 213-268.
- LIEBEROTH, I.; KOPP, D. & SCHWANECKE, W. (1991): Zur Klassifikation der Mineralböden bei der land- und forstwirtschaftlichen Standortskartierung. – Petermanns Geographische Mitteilungen 3: 153-163.
- LOŹEK, V. (1965): Das Problem, der Lößbildung und die Lößmollusken. – Eiszeitalter und Gegenwart 16: 61-75.

- MAKEEV, O.V. (1975): Biosphere, Cryosphere. Soil. Reprint. Puschino: 3-20.
- MAUTSCHKE, J.; SCHUBERT, A. & ALTERMANN, M. unter Mitarbeit von SCHRÖDER, H.; KNAUF, C. & WÜNSCHE, M. (1971): Bodengeologische Karte der DDR 1:100 000 Leipzig. Berlin (Zentrales Geologisches Institut).
- MAUS, H. & STAHR, K. (1977): Auftreten und Verbreitung von Lößlehmbeimischungen in periglazialen Schuttdecken des Schwarzwaldwestabfalls. – *Catena* **3**: 369-386.
- MANIKOWSKA, B. (1999): Fossil Soils and Pedogenetic Periods in the Evolution of Central Poland Environment after the Warthian Glaciation. – *Acta Geogr. Lodzensis* **76**: 41-100 (poln.).
- MARCINEK, J. & NITZ, B. (1973): Das Tiefland der Deutschen Demokratischen Republik – Leitlinien seiner Oberflächengestaltung. 288 S.; Gotha und Leipzig (VEB Hermann Haak).
- MAZHITOVA, G. (1988): Podzols in the continental regions of Far Northeastern Asia. – *Sov. Soil Sci.* **20** (2): 1-12.
- MÜLLER, E.H. (1954): Die Bedeutung des eiszeitlichen Bodenfließens (Solifluktion) für die Bodenbildung im nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. – *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde* **65**: 52-61.
- NEBE, W.; ALTERMANN, M. & FIEDLER, H.-J. (1962): Bemerkungen zum Geschiebedecksand. – *Jb. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden*: 147-155.
- NEUMEISTER, H. (1971): Jungpleistozäne Decksedimente und Bodenentwicklung in der Umgebung von Leipzig. – *Zprávy, Geografického ústavu ČSAV VIII* (4): 23-72.
- OBRUČEV, V.A. (1948): Löss kak osobyj vid počvy, jevo genезis i zadači jevo izučeníja. – *Bjulleten Komissii po izučeníju četvertičnovo perioda* **12**: 5-17.
- POLTEW, I.F. (1966): Izmienienije granulometriceskowo sostawa pieszczanych gruntow pri wozdejstwi na nich rastworow elektrolitow i proces zamie zanija-ottaiwanija. – *Merzł. Issl. wyp.* **6**: 199-206.
- RICHTER, H.; RUSKE, R. & SCHWANECKE, W. (1970): Die periglaziäre Fazies im lößfreien Hügelland und Mittelgebirge. – In: RICHTER, H.; HAASE, G.; LIEBEROTH, I. & RUSKE, R. (Hrsg.): *Periglazial – Löß – Paläolithikum im Jungpleistozän der DDR.* – *Petermanns Geograph. Mitt., Erg.-Heft* **274**: 269-279.
- RODE, A.A. (1955): *Pozwowedeniije. Moskwa-Leningrad* (Goslesbumizdat).
- ROESCHMANN, G. (1963): Zur Entstehungsgeschichte von Parabraunerden und Pseudogleyen aus Sandlöß südlich von Bremen. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abh.*, **117**: 286-229.
- ROTSCHKE, J. (1974): Die Leichtmineralzusammensetzung von Böden und quartären Deckschichten auf Buntsandstein in Ostthüringen. – *Archiv für Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde* **18** (2/3): 101-110.
- SAUER, D. (2002): Genese, Verbreitung und Eigenschaften periglaziärer Lagen im Rheinischen Schiefergebirge – anhand von Beispielen aus Westerwald, Hunsrück und Eifel. – *Boden und Landschaft, Schriftenreihe zur Bodenkunde, Landeskultur und Landschaftsökologie, Bd. 36*; Diss. Justus-Liebig-Universität Gießen.
- SCHÄFER, D.; JÄGER, K.-D. & ALTERMANN, M. (1991): Zur Stratigraphie periglaziärer Decken im Thüringischen Bergland – Erste Ergebnisse einer Grabung mit paläolithischem Fundhorizont bei Oppurg, Ldkr. Pößneck (Ostthüringen). – *Archäologisches Korrespondenzblatt* **21**: 323-334.
- SCHAEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1998): *Lehrbuch der Bodenkunde*, 14. Aufl., XII: 494 S.; Stuttgart (Enke).
- SCHENK, E. (1955): Die periglazialen Strukturbodenbildungen als Folgen der Hydratationsvorgänge im Boden. – *Eiszeitalter und Gegenwart* **6**: 170-184.
- SCHILLING, W. (1962): Jungpleistozäne periglaziale Deckschichten als Ausgangssubstrat der Bodenbildung im thüringisch-sächsischen Mittelgebirgsraum. – *Drucea, Mitteilungen des Geobotanischen Arbeitskreises Sachsen-Thüringen* **4**: 41-44.
- SCHILLING, W. & WIEFEL, H. (1962): Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes. – *Zeitschrift Geologie* **11**: 428-460.
- SCHLAAK, N. (1998): Typical aeolian sand profiles and palaeosols of the Glien till plain in the Northwest of Berlin. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): *Dunes and fossil soils, Geo Archaeo Rhein* **3**: 97-105.
- SCHLAAK, N. (1999): Sites in the Toruń – Eberswalde ice marginal valley. – In: JÄGER, K.-D.; KOWALKOWSKI, A.; NOWACZYK, B. & SCHIRMER, W. (Hrsg.): *Dunes and fossil soils of Vistulian and Holocene age between Elbe and Wisła.* – *Guide-Book of Excursion*: 27-32.
- SCHMIDT, R. (1971): Die Weichseleiszeit im Übergangsbereich zwischen Löss und Treibsand in Nordsachsen (Großenhainer Gebiet). – *Zprávy, Geografického ústavu ČSAV VIII* (4): 1-23.
- SCHOLTEN, T. (2003): Beitrag zur flächendeckenden Ableitung der Verbreitungssystematik und Eigenschaften periglaziärer Lagen in deutschen Mittelgebirgen. – *Relief – Boden – Klima, Heft 19*; Berlin, Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- SCHRÖDER, H. & FIEDLER, H.-J. (1977): Beitrag zur Kenntnis der periglazialen Deckschichten des östlichen Harzes. Teil 2: Genese, stratigraphische Deutung und Parallelisierung der periglazialen Deckschichten. – *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* **5** (9): 1083-1104.
- SCHULZ, H[EINZ] (1956): Der Geschiebedecksand als spätglaziale Wanderschuttdecke im brandenburgischen Jung- und Altmoränenengebiet. – *Petermanns Geographische Mitteilungen* **100** (1): 16-28.
- SCHULZ, H[ORST] (1961): Entstehung und Werdegang der Nordöstlichen Heide Mecklenburgs. – Unveröff. Diss. (Universität Rostock, Geologisch-Paläontologisches Institut), 136 S., Rostock.
- SCHWABEDISSEN, H. (1954): Die Federmessergruppen des nordwesteuropäischen Flachlandes. – Zur Ausbreitung des Spät-Magdaleniens. 104 S., 106 Taf.; Offa.-Bücher 9, Neumünster.
- SCHWANECKE, W. (1962): Richtlinie zur Aufstellung der Standortsgliederung im Hügelland und Mittelgebirge der DDR (Interne Arbeitsrichtlinie des Institutes für Forsteinrichtung und Standortserkundung Potsdam, Entwicklungsgruppe Weimar): 12 Seiten.
- SCHWANECKE, W. (1966): Für die Bodensystematik wichtige Ergebnisse der forstlichen Standortserkundung im Hügelland und Mittelgebirge der DDR. – *Sitzungs-Berichte der Akademie der Landwirtschaftswissenschaften zu Berlin* **15** (18): 79-95.
- SCHWANECKE, W. (1970): Die periglaziären Umlagerungszonen im Hügelland und Mittelgebirge der DDR und ihre bodenkundliche Bedeutung. – In: *Beiträge zur Bodensystematik unter besonderer Berücksichtigung reliktsicher und rezenter Merkmale.* – *Tagungsberichte der Deutschen Akademie der Landwirtschaftswissenschaften zu Berlin* **102**: 83-107.
- SCHWANECKE, W. (1994): *Bodenformenkatalog der forstlichen Haupt- und Lokalbodenformen im Mittelgebirge und Hügelland der ostdeutschen Bundesländer.* – Im Auftrag des Forsteinrichtungsamtes Potsdam 1990 bearbeitet, überarbeitet 1994: 275 Seiten; Forsteinrichtungsamt Weimar.
- SCHWANECKE, W. (1999): Beitrag zur Diskussion Zonen/Lagen aus der Sicht der forstlichen Standortserkundung. – *briefliche Mitteilung an M. ALTERMANN.*
- SEA (1974): *Standortserkunderanweisung für Hügelland und Mittelgebirge der DDR, Teil C2.II.2 Bodenformen: S.7-50*; Potsdam.
- SEA (1995): *Standortserkunderanweisung für das Tiefland der ostdeutschen Bundesländer.* – Forsteinrichtungsamt Potsdam.
- SEMMELE, A. (1964): *Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen.* – *Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung* **92**: 275-285.
- SEMMELE, A. (1966): *Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25.000, Blatt 5224, Eiterfeld.* – *Hessisches Landesamt für Bodenforschung; Wiesbaden* (Selbstverlag).
- SEMMELE, A. (1968): *Studien über den Verlauf der jungpleistozänen Formung in Hessen.* – *Frankfurter Geogr. Hefte* **45**.
- SEMMELE, A. (1975): *Schuttdecken im Buntsandstein-Odenwald.* – *Aufschluß, Sonderbd.* **27**: 321-329.
- SEMMELE, A. (1998): *Anmerkungen zur Schuttdeckengliederung im Thüringer Wald und in hessischen Bergländern.* – *Geowissenschaftliche Mitteilungen von Thüringen, Beiheft* **7**: 62-78.
- SEMMELE, A. (2002): *Hauptlage und Oberlage als umweltgeschichtliche Indikatoren.* – *Zeitschrift Geomorphologie N.F.* **42** (2): 167-180.
- SEMMELE, A. (2005): *Periglaziale Vergangenheit und bodenkundliche Gegenwart in den deutschen Mittelgebirgen.* – *Wald in Sachsen-Anhalt*, **15/05**: 35-60.

- SEMMELE, A. (2006): Spätglaziale Sedimente und ihre äolischen Beimengungen in einigen deutschen Mittelgebirgen. – Geologisches Jahrbuch Hessen **133**: 109-120.
- SOKOLOV, I.A.; CHIGIR, V.G.; ALIFANOV, V.M.; KHUDYAKOV, O.T.; GUGALINSKAJA, L.A.; FOMINYKH, L.A.; GILICHINSKY, D.A. & MAKSIMOVICH, S.V. (1980): Concepts, terminology, and classification problems in the study of freezing soils. – Sov. Soil Sci. **12**: 666-673.
- SOLGER, F. (1965): Zur methodischen Behandlung der Geschiebedecksandfrage. – Berichte der Geologischen Gesellschaft in der DDR **10** (6): 727-738.
- TARGULJAN, V.O. (1971): Soil Formation and Weathering in Cold Humid Regions. Izd. Nauka, 260 pp; Moskva.
- TARNOCAI, C. & BALLARD, M. (1994): Organic carbon in canadian soils. – In: RATTAN, L.; KIMBLE, J.M. & LEVINE, E. (1994): Soil processes and greenhouse effect. USDA Soil Conservation Service: 31-45.
- THALHEIM, K. (1988): Mineralogische und granulometrische Charakterisierung quartärer Deckschichten, insbesondere des Mittelsedimentes unter Wald im Osterzgebirge. – Diss. A, TU Dresden.
- THALHEIM, K. & FIEDLER, H.-J. (1990): Merkmale für den äolischen Einfluß in den känozoischen Deckschichten des Osterzgebirges (DDR). – Chemie der Erde **50**: 147-154.
- TGL 24 300 (1985): Aufnahme landwirtschaftlich genutzter Standorte. – Akademie der Landwirtschaftswissenschaften der DDR. Berlin.
- VAN VLIET-LANOË, D. & LANGOHR, R. (1981): Correlation between fragipan and permafrost with special reference to Weichsel silty deposits in Belgium and Northern France. – Catena **8**: 137-154.
- VÖLKEL, J. (1994): Zur Frage der Merkmalscharakteristik und Gliederung periglazialer Deckschichten am Beispiel des Bayerischen Waldes. – Petermanns Geographische Mitteilungen **138** (4): 207-217.
- WOLOBUJEW, W.R. (1963): Ekologija poczw. Izd. AK ASSR, 258 pp.; Baku.
- WRB: siehe FAO (2006).

Autorenanschriften und Bemerkungen:

Manfred Altermann: Mitteldeutsches Institut für angewandte Standortkunde und Bodenschutz, Wilhelm-Raabe-Str. 9, 06118 Halle, Email: Buero-Altermann@t-online.de

Klaus-Dieter Jäger: Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Institut für Kunstgeschichte und Archäologien Europas - Prähistorische Archäologie Mitteleuropas/Archäologie des Mittelalters und der Neuzeit, Brandbergweg 23c, 06099 Halle

Alojzy Kowalkowski: ul. Mostnika 13/27, PL 76-200 Stupsk, Email: eipos@eden.tu.kielce.pl

Dieter Kühn: Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Stahnsdorfer Damm 77, 14532 Kleinmachnow, Email: dieter-kuehn@lbgr-brandenburg.de

Walther Schwanecke: Theodor-Neubauer-Str. 11, 99427 Weimar-Schöndorf

Unser Mitautor, Herr Dr. habil. Dietrich Kopp (zuletzt Tewswoos), ist vor der Drucklegung dieses Beitrages verstorben und konnte leider die Veröffentlichung nicht mehr erleben. Er hat bis zur Fertigstellung des Manuskripts aktiv und entscheidend mitgewirkt und war bis kurz vor seinem Tod um dessen schnelle Herausgabe bemüht. Leider kam es auf Grund der zuerst erfolgten Einreichung zum Druck dieses Beitrages in einer Fachzeitschrift für Quartärforschung zu einer inakzeptablen mehr als einjährigen redaktionellen Verzögerung. Die Autoren danken deshalb dem Verlag Kessel sowie der Schriftleitung der Zeitschrift Waldökologie, Landschaftsforschung und Naturschutz ganz besonders für die Annahme und Veröffentlichung dieses Beitrages

submitted: 30.01.2008

reviewed: 18.04.2008

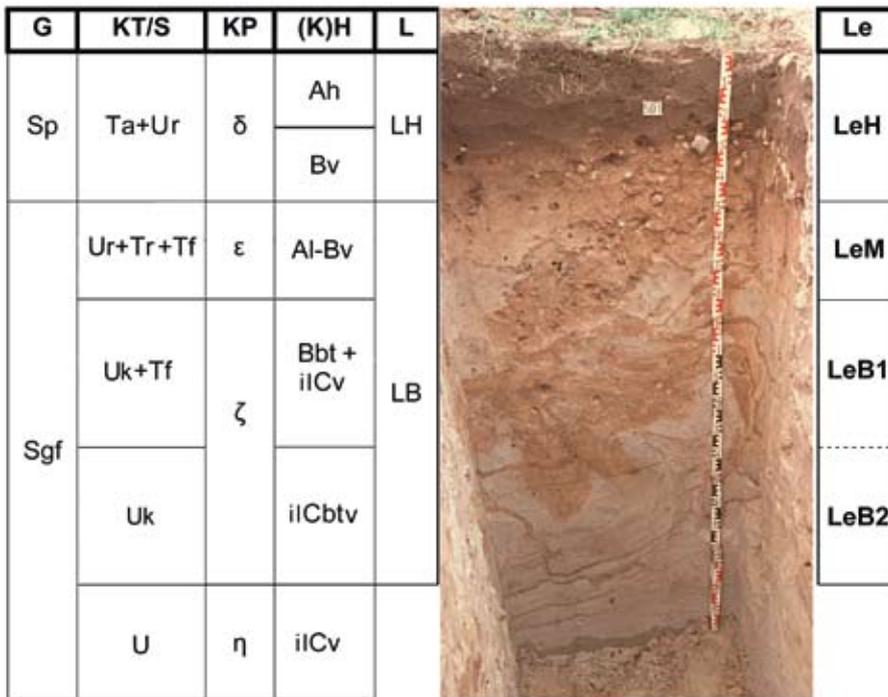
accepted: 29.04.2008

Zur Kennzeichnung und Gliederung von periglaziär bedingten Differenzierungen in der Pedosphäre

Anhang: Farbtafeln 1 – 9

Erläuterung der auf den Farbtafeln angewandten Symbole und Abkürzungen

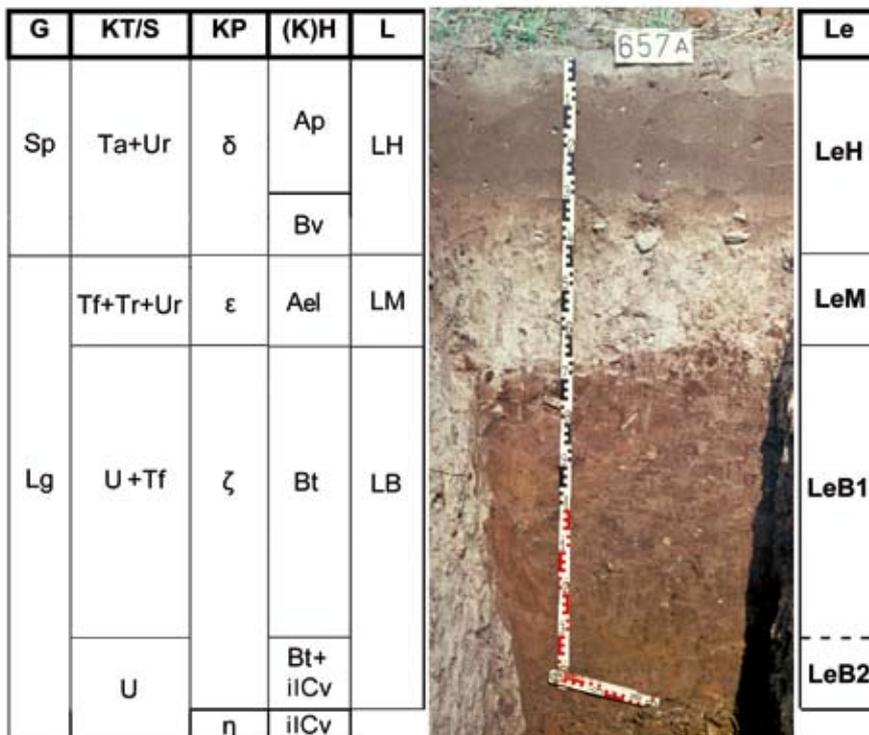
Symbol	Erläuterung	
G	Geologisches Profil (Gesteine im Bereich der Pedosphäre nach KA 5)	
	Sp	Geschiebedecksand
	Sgf	Schmelzwassersand
	Lg	Geschiebelehm
	Mg	Geschiebemergel
	Los	Sandlöss
	Lo	Löss
	Up	Deckschluff (im Mittelgebirge auch als "Gebirgs-löss" bezeichnet)
	^k	Kalkstein
	^g	Grauwacke
	*Tsf	Tonschiefer
	*Q	Quarzit
Xhg	Hangschutt	
KT/S	<u>Kryotranslokations-/Substratprofil</u> (nach KOPP & SCHWANECKE 2007)	
	Tp	Kryotranslokationsmaterial, undifferenziert
	Ta	Kryotranslokationsmaterial, äolisch
	Taö	Kryotranslokationsmaterial, Löss bzw. Löss-anteile
	Tf	Kryotranslokationsmaterial, solifludal
	Tr	Kryotranslokationsmaterial, Abtragungsrückstand
	U	Untergrundmaterial (ortsbürtiges Material), undifferenziert
	Uk	Untergrundmaterial, kryoturbat geprägt
Ur	Untergrundmaterial, Abtragungsrückstand	
KP	<u>Kryoperstruktionsprofil</u> (Perstruktions- bzw. Umlagerungszonen nach KOPP 1969 bzw. SCHWANECKE 1970)	
	γ	Gamma-Zone
	δ	Delta-Zone
	ε	Epsilon-Zone
	ζ	Zeta-Zone
	η	Eta-Zone
(K)H	<u>(Kryo)Horizontprofil</u> (nach KA 5, Horizontangaben z. T. vereinfacht)	
L	<u>Lagenabfolge</u> (nach KA 4, KA 5)	
	LO	Oberlage
	LH	Hauptlage
	LM	Mittellage
	LB	Basislage
Le	<u>(periglaziäre) Segmentabfolge bzw. Abfolge der Lagen – ergänzt definiert</u>	
	LeO	Obersegment bzw. Oberlage – ergänzt definiert
	LeH	Hauptsegment bzw. Hauptlage – ergänzt definiert
	LeM	Mittelsegment bzw. Mittellage – ergänzt definiert
	LeMo	Mittelsegment oberer Teil bzw. Mittellage – ergänzt definiert oberer Teil
	LeMu	Mittelsegment unterer Teil bzw. Mittellage – ergänzt definiert unterer Teil
	LeB	Basissegment bzw. Basislage – ergänzt definiert



Farbtafel 1: Beispiel für die Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Profildifferenzierung auf Schmelzwasser-sandstandorten des Tieflands.

Bodenform: KA5: Bänderparabraunerde-Braunerde aus schwach Reinkies führendem Kryolehmsand (aus Geschiebedecksand) über schwach Reinkies führendem Kryoreinsand (aus Schmelzwassersand) (bodengenetische Angabe als Varietät).
 WRB: Lamellic Arenosol from periglacial sand underlain by glaciofluvial sand.

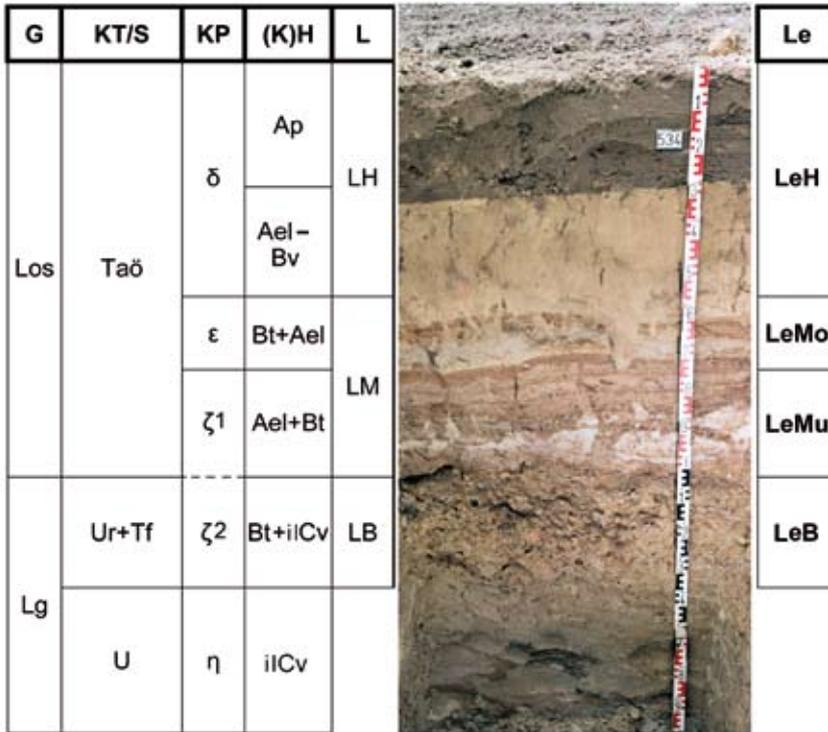
Color plate 1: Example of characterization and subdivision of periglacial sequences on glaciofluvial sands of the lowlands.



Farbtafel 2: Beispiel für die Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Profildifferenzierung auf Geschiebelehm-standorten des Tieflands.

Bodenform: KA5: Fahlerde-Braunerde aus Reinkies führendem Kryoschluffsand (aus Geschiebedecksand) über Reinkies führendem Kryonormallehm (aus Geschiebelehm) (bodengenetische Angabe als Subtyp).
 WRB: Haplic Albeluvisol from periglacial sand underlain by till.

Color plate 2: Example of characterization and subdivision of periglacial sequences on till sites of the lowlands.

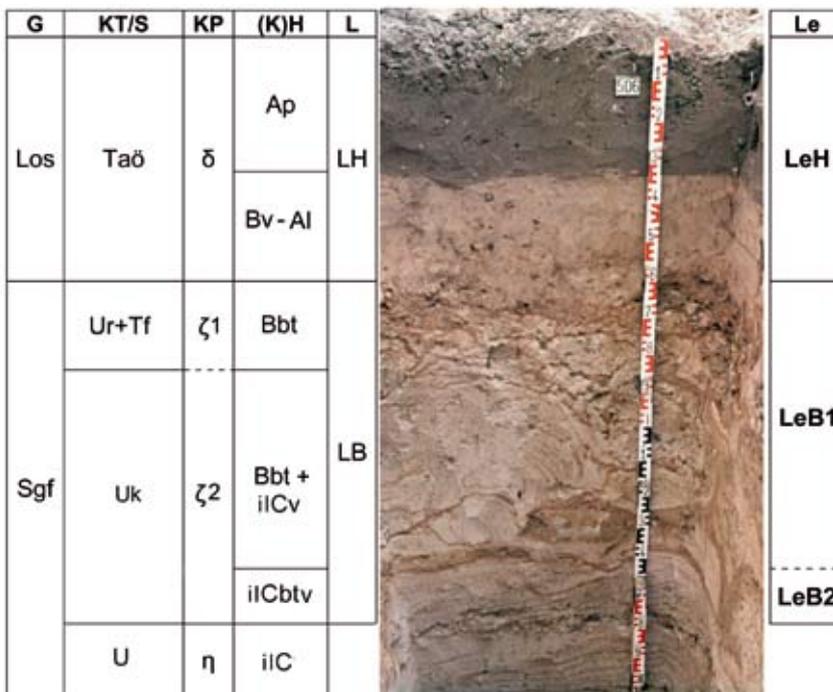


Farbtafel 3: Beispiel für die Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Profildifferenzierung auf Sandlössstandorten mit mächtigen Sandlössdecken.

Bodenform: KA5: Fahlerde-Braunerde aus Kryoschluffsand aus Sandlöss) über Kryosandlehm (aus Sandlöss) über tiefem Reinkies führenden Kryosandlehm (aus Geschiebelehm) (bodengenetische Angabe als Subtyp).

WRB: Haplic Albeluvisol from sandy loess underlain by till.

Color plate 3: Example of characterization and subdivision of periglacial sequences in areas with thick sandy loess cover.

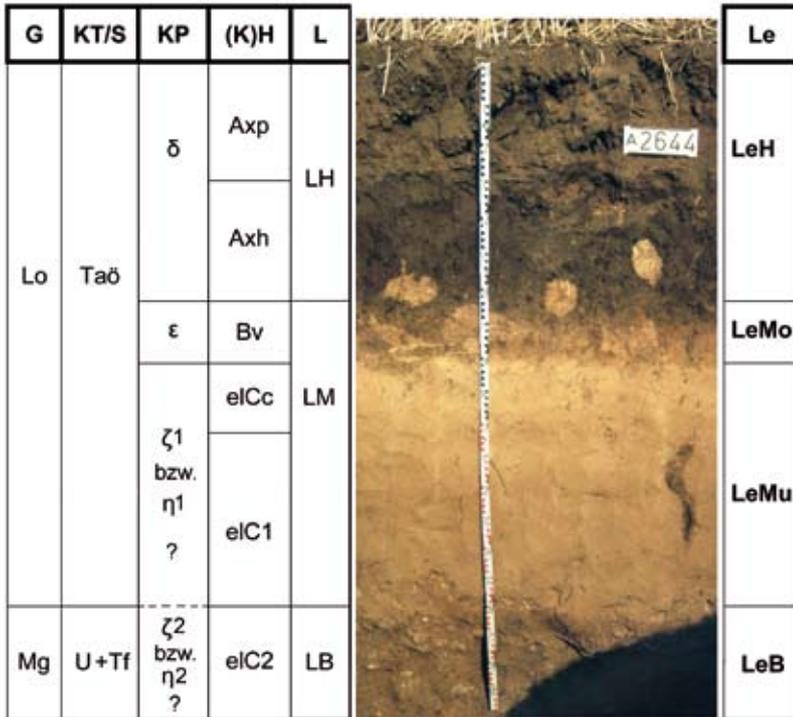


Farbtafel 4: Beispiel für die Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Profildifferenzierung auf Sandlössstandorten mit geringmächtigen Sandlössdecken.

Bodenform: KA5: Braunerde-Bänderparabraunerde aus Kryosandlehm und -lehmschluff (aus Sandlöss) über Reinkies führendem Kryoschluffsand (aus Schmelzwassersand) (bodengenetische Angabe als Varietät).

WRB: Lamellic Luvisol from sandy loess underlain by glaciofluvial sand.

Color plate 4: Example of characterization and subdivision of periglacial sequences in areas with thin sandy loess cover.

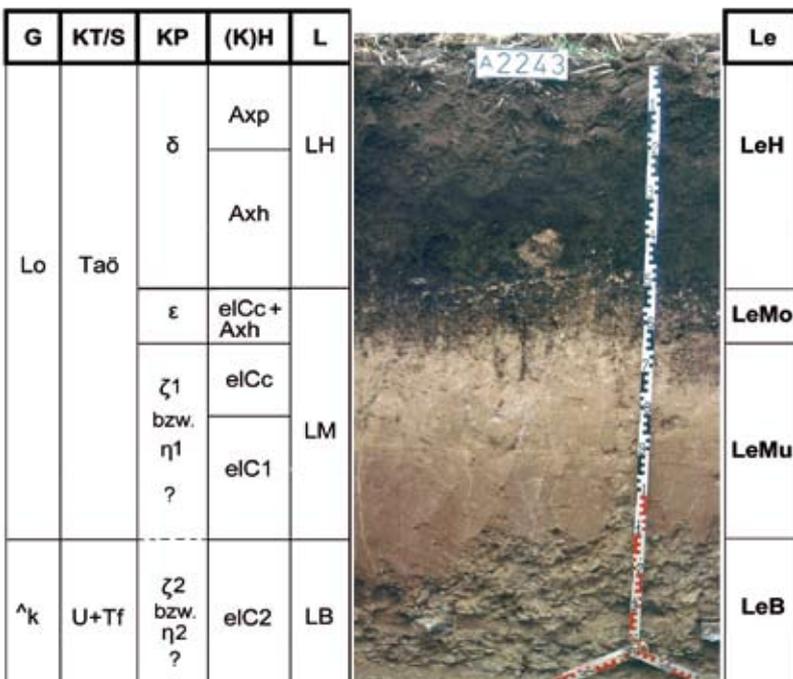


Farbtafel 5: Beispiel für die Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Profildifferenzierung auf Lössstandorten (hier tief von Geschiebemergel unterlagert) mit Schwarzerden.

Bodenform: KA5: Braunerde-Tschernosem aus Kryotonschluff (aus Löss) über tiefem Kryokalklehmschluff (aus Löss) (bodengenetische Angabe als Subtyp).

WRB: Haplic Phaeozem from loess.

Color plate 5: Example of characterization and subdivision of periglacial sequences in loess areas with superficial chernozems.

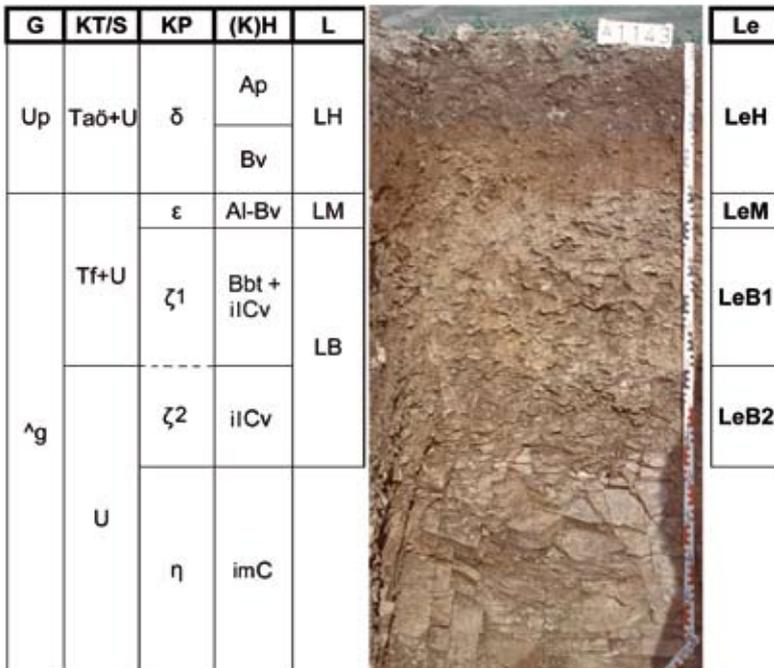


Farbtafel 6: Beispiel für die Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Profildifferenzierung auf einer Lössdecke mit Schwarzerde über Muschelkalkschutt – hier mit einer Grusanreicherung an der Basis der δ-Zone bzw. Hauptlage bzw. Hauptlage – ergänzt definiert.

Bodenform: KA5: Normtschernosem aus Kryotonschluff (aus Löss) über Kryokalklehmschluff (aus Löss) über sehr tiefem Kryokalklehmschluff (aus Muschelkalk) (bodengenetische Angabe als Subtyp).

WRB: Calcic Chernozem from loess underlain by shell limestone detritus.

Color plate 6: Example of characterization and subdivision of periglacial sequences developed in loess covers with superficial chernozems underlain by shell limestone detritus.

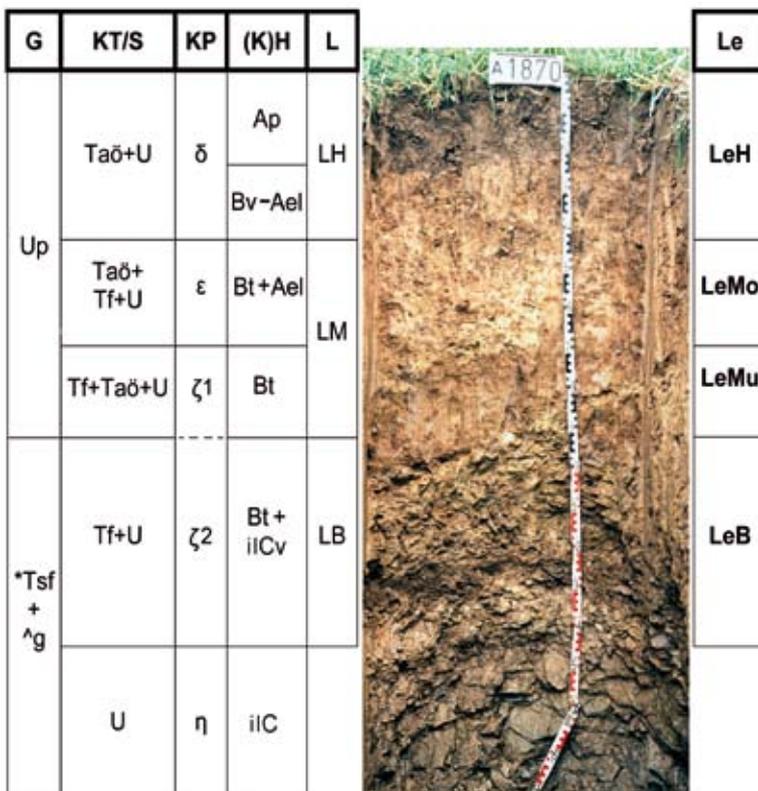


Farbtafel 7: Beispiel für die Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Profildifferenzierung im Verbreitungsgebiet von Grauwacke.

Bodenform: KA5: Bänderparabraunerde-Braunerde aus stark Schuttgrus führendem Kryolehmschluff (aus Löss und Grauwacke) über Kryosandlehmgrusschutt (aus Grauwacke) über tiefer Grauwacke (bodengenetische Angabe als Varietät).

WRB: Lamellic Luvisol from periglacial loess with grey wacke detritus underlain by grey wacke.

Color plate 7: Example of characterization and subdivision of periglacial sequences in areas with grey wacke.



Farbtafel 8: Beispiel für die Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Profildifferenzierung im Verbreitungsgebiet von Tonschiefer.

Bodenform: KA5: Braunerde-Fahlerde aus stark Reingrus führendem Kryolehmschluff (aus Löss und Tonschiefer) über tiefem Kryonormallehmgrusschutt (aus Tonschiefer) (bodengenetische Angabe als Subtyp).

WRB: Haplic Albeluvisol from periglacial loess with clay slate detritus underlain by clay slate detritus.

Color plate 8: Example of characterization and subdivision of periglacial sequences in areas with clay slate.

G	KT/S	KP	(K)H	L	Le
			O+Ah		
Xhg	Tf+Ur	γ	Ae	LO	LeO
	Ta+Tf+U	δ	Bv+Bhs	LH	LeH
	Tf+U	ε+ζ	Bv-ilCv	LB	LeB1
		ζ	ilCv		LeB2
*Q	U	η	imC		



Farbtafel 9: Beispiel für die Kennzeichnung und Gliederung der periglaziären Profildifferenzierung im Verbreitungsgebiet von Quarzit.

Bodenform: KA5: Braunerde-Podsol aus Kryogrossschutt (aus Quarzit) über Reinsandschuttgrus (aus Quarzit) über tiefem Quarzit (bodengenetische Angabe als Subtyp).

WRB: Haplic Podsol from quartzitic rock detritus underlain by quartzitic rock.

Color plate 9: Example of characterization and subdivision of periglacial sequences in areas with quartzitic rock.

Kleinräumige Variabilität von Waldboden-Dauerbeobachtungsflächen in Bayern – Ein Beitrag zur Unsicherheitsabschätzung der BZE II –

Small scale variation at Bavarian soil monitoring sites – A contribution to estimate the uncertainty of the German Level-I Monitoring of soils (BZE II)

Karl H. Mellert, Christian Kölling, Gernot Rücker, Alfred Schubert

Abstract

Data from the Bavarian forest soil monitoring programme (Bodendauerbeobachtungsflächen, BDF) were used to estimate the effect of small scale variation on the uncertainty of soil characteristics and to evaluate a possible relation between spatial characteristics of soils and site conditions. We conducted a meta analysis of geostatistical parameters derived from 33 BDF sites. Within the BDF program 18 samples were taken at each site in an 18 x 18 m cross transect at minimum distance of 3 m. The data set involved C_{org} - and N_{tot} - concentrations and pools as well as the C/N-ratio, effective cation exchange capacity (CEC), base saturation (BS), pH and coarse soil fraction (> 2 mm). A total of 3780 records per soil parameter were used to calculate the skewness, the coefficient of variation (VK), Moran's I and the portion of spatially structured variance in the data. Observed spatial patterns of soil parameters could not clearly be related to site conditions. However, total variance of some parameters tended to decrease with increasing clay content and the level of variation (VK) of the studied soil parameters differed significantly. The ranking of parameters with respect to variation is (in ascending order): pH, C/N-ratio, C and N-concentration, BS und CEC, C- and N-pools. The results of this uncertainty estimation serve as an input to the error budget of the German forest soils survey (Level I monitoring; BZE II) and were used to estimate detectable soil changes within the framework of this program.

Zusammenfassung

Anhand der Daten von 33 Standorten des Bayerischen Waldboden-Dauerbeobachtungsprogramms (Bodendauerbeobachtungsflächen, BDF) wurden die durch kleinräumige Variabilität verursachten Unsicherheiten bei der Charakterisierung von Böden geschätzt. Diese Datenbasis erlaubte es zudem zu untersuchen, inwieweit geostatistische Eigenschaften in Zusammenhang mit den Standortbedingungen stehen. Für diesen Zweck entwickelten wir einen einfachen Ansatz zur Typisierung von Böden nach ihren räumlichen Eigenschaften. Beim BDF-Programm wurden auf jedem Standort 18 Proben in einem Kreuz-Transect 18 x 18 m entnommen bei einem Mindestabstand von 3 m. Der Datenbestand umfasst die Parameter C_{org} und N_{tot} -Konzentrationen sowie -Vorräte und C / N - Verhältnis, effektive Kationen-Austausch-Kapazität (Ake), Basensättigung (BS), pH-Wert des Bodens und Grobbodenfraktion (> 2 mm). In die Metaanalyse wurden pro Bodenparameter 3780 Datensätze zur Erzeugung aggregierter Kennwerte einbezogen wie Schiefe, Variationskoeffizient (VK), Moran's I und den Anteil der räumlich strukturierten Varianz (SV) der Daten. Die beobachtete räumliche Struktur von Bodenpara-

metern konnte zwar nicht eindeutig in Zusammenhang mit den Standortbedingungen gebracht werden. Es zeigt sich aber, dass die Gesamtvarianz einiger Parameter mit steigendem Tongehalt tendenziell zurück geht und dass das Niveau der Streuung (VK) der untersuchten Boden-Parameter sich erheblich unterscheidet. Die Rangfolge der Parameter hinsichtlich der Streuung ist pH-Wert (1), C/N - Verhältnis (2), C und N -Konzentration (3a), BS und Ake (3b), C- und N- Vorräte (4). Die Unsicherheitsabschätzung anhand der BDF Daten findet Eingang in das Fehlerbudget der zweiten bundesweiten Bodenzustandserhebung im Wald (BZE II) und dient dazu die Chancen zu bestimmen mit denen etwaige Bodenveränderungen nachgewiesen werden können.

1. Einleitung

Ziel der Bodenzustandserhebung im Wald (BZE) ist die Gewinnung zuverlässiger, flächen-repräsentativer und bundesweit vergleichbarer Information über den aktuellen Zustand der Waldböden und mögliche Veränderungen. Als wesentliches Ergebnis der BZE I wurde der Deutsche Waldbodenbericht von WOLFF & RIEK (1997) veröffentlicht. Parallel zur zweiten Bodenzustandserhebung im Wald (BZE II) wird das statistische Design für die Auswertung der BZE II entwickelt. Die hier vorgelegte Studie ist Teil eines umfassenden Ansatzes zur Ermittlung des Fehlerbudgets der BZE II und trägt zur Abschätzung des Stichprobenfehlers der BZE bei. Das Programm der Waldbodendauerbeobachtung in Bayern verfolgt das Ziel eines landesweiten Überblicks über das Nährstoff- und Schadstoffpotential flächenbedeutsamer Standorte und ihrer Waldbestände (SCHUBERT 2002) und bietet aufgrund der intensiven Bodenuntersuchungen einen Ansatz zur Abschätzung der Unsicherheit bei der Ermittlung inventurfähiger Bodenkennwerte.

Die kleinräumige Variabilität der Böden beeinflusst in erheblichem Maße die Detektierbarkeit von Bodenveränderungen in der Zeit (z.B. PAPRITZ & WEBSTER 1995a+b). Der Anteil der kleinräumigen Gesamtvariabilität eines Bodenmerkmals ist für die Auswertungs-Strategien der BZE von großer Bedeutung. Wegen der kleinräumigen Heterogenität von Böden sind strenggenommen mit einer destruktiven Probenahme wie der BZE-Wiederholungsbeprobung keine echten verbundenen Stichproben möglich. Sollten aber der Abstand der Probenpunkte von BZE I und BZE II innerhalb der Korrelationslänge der Kennwerte liegen, kann man ein Modell mit verbundenen Stichproben für die weitere Auswertung zu Grunde legen. Dagegen käme das statistische Design ganz ohne die räumliche Statistik aus, wenn die Bodenparameter räumlich weitgehend zufällig verteilt wären. Für eine Entscheidung über die Auswertestrategie der BZE ist daher die Kenntnis über das Ausmaß der kleinräumigen Variabilität in verschiedenen Boden- bzw.

Standortstypen notwendig.

In der Literatur wird zwar eine Fülle von Studien zur räumlichen Variabilität von Böden beschrieben. Es wurden aber bisher keine Arbeiten publiziert, die sich auf Waldstandorte beziehen, den Umfang der BZE-Kennwerte umfassen und zudem ein weites Standortpektrum abdecken. Nur relativ wenige Studien betrachten überdies eine räumliche Skala, die in einem für die BZE relevanten Bereich liegen (z.B. DEURER 2000, TEICHERT 2000, KIRWAN et al. 2005, SCHÖNING et al. 2005, HORNSCHUCH & RIEK 2007). Die Ergebnisse von Fallstudien zur räumlichen Variabilität hängen zudem stark vom Probenahmedesign ab. Dies gilt insbesondere für die empirischen Variogramme, welche die räumlichen Beziehungen von Bodenkennwerten beschreiben. Die Übertragbarkeit von Resultaten geostatistischer Studien ist daher ganz besonders von der verwendeten Methode und von der gewählten Raumskala abhängig. Aufgrund der geringen Zahl geeigneter Studien kann aus der Literatur die Variabilität der in der BZE verwendeten Kennwerten nur sehr grob abgeschätzt werden. Für eine präzise Schätzung der räumlichen Variabilität typischer bayerischer bzw. deutscher Standorte sind die Angaben in der nationalen und internationalen Literatur völlig unzureichend.

Deshalb ist, über die Bezugnahme auf die Literatur hinaus, die Auswertung geeigneter Daten erforderlich. Auf der Basis der BDF-Untersuchungen kann abgeschätzt werden, in welchen Größenordnungen sich die räumliche Varianz von Bodenkennwerten üblicherweise bewegt und inwieweit sich diese Eigenschaften standortspezifisch unterscheiden. Dieser Datensatz ist hierfür besonders gut geeignet, weil er den Umfang der BZE-Kennwerte nahezu abdeckt und Daten zu einem breiten Spektrum von Standorten enthält. Bisher wurden 77 BDF in Bayern eingerichtet, aktuell liegen für insgesamt 33 BDF Daten in einer geeigneten räumlichen Dichte vor. Da bei diesen BDF keine Mischproben gebildet wurden, ist es möglich, die räumliche Variabilität auf der 3 m-Skala zu untersuchen. Die Stichprobengröße von 18 Einzelproben pro Standort ist gemessen an anderen Dauerbeobachtungsprogrammen hoch und gewährt daher einen guten Überblick über die zu erwartenden Unsicherheiten. Gemessen an den Anforderungen geostatistischer Verfahren bewegt sich der Stichprobenumfang am einzelnen Standort zwar an einer methodischen

Untergrenze, der zugrunde liegende Datenbestand bildet aber die beste in Deutschland existierende Basis für eine standortsübergreifende „Metaanalyse“ der räumlichen Eigenschaften eines Kollektivs von Einzelflächen (BDF).

Die Ziele der vorliegenden Arbeit sind:

- **Böden nach ihren räumlichen Eigenschaften zu typisieren**, indem nach standortbedingten Mustern der räumlichen Variation gesucht wird, die nachvollziehbaren Gesetzmäßigkeiten folgen
- die **Unsicherheit** von Bodenindikatoren **einzuschätzen**, indem geeignete Variabilitätskennwerte abgeleitet werden,
- die **Abschätzung der Chance zeitliche Änderungen** vor dem Hintergrund der räumlicher Heterogenität **nachzuweisen**, indem kritische Differenzen aus den ermittelten Streuungsparametern abgeleitet werden und
- eine **Bewertung des Probenahmedesigns** von BDF und BZE auf der Basis der räumlichen Analyse.

Darüber hinaus wird eine Einschätzung des Forschungsbedarfs im Bereich der kleinräumigen Variabilität von Waldstandorten in Deutschland gegeben. Dies ist nicht nur im Hinblick auf die Unsicherheitsabschätzung im Rahmen von Inventuren, sondern darüber hinaus v.a. für die räumliche Modellierung (Regionalisierung) von bodengebundenen Informationen von großer Bedeutung (ZIRLEWAGEN & V. WILPERT 2005, JANSEN et al. 2002, MELLERT et al. 2005a+b).

2. Material und Methoden

Grundlage der vorliegenden Auswertung bilden die Daten von SCHUBERT (2002). Die charakteristischen Kennwerte der 33 untersuchten BDF sind in Tab.1 zusammengefasst. Für eine genauere Charakteristik, insbesondere für die bodenchemische Charakterisierung der BDF sei auf SCHUBERT (2002) verwiesen.

Tab. 1: Kurzbeschreibung der untersuchten Bodendauerbeobachtungsflächen (BDF). TGBS = Tiefengradient der Basensättigung (KÖLLING et al. 1996), siehe Abb. 2.

Table 1: Brief description of the studied soil monitoring sites (BDF). TGBS = Vertical gradient of base saturation (KÖLLING et al. 1996), see Fig.2

Region	BDF	Höhe NN [m]	Humusform	Bodentyp	Ausgangssubstrat	Bodenart und Schichtung (STE)	TG-BS
Altdorf	Altd2	350	feinhumusarmer Rohhumus	Podsol	Quartärer Flugsand (,S)	Sand (0)	5
Altötting	Aoe1	415	Moder	schwach podsolige Parabraunerde	Niederterrassenschotter	lehmiger Sand, sandiger Lehm (1)	2
Bamberg	Bam1	260	Rohhumus	Gley-Podsol	Quartärer Flugsand (,S)	Sand (0)	4
Bad Brückenau	BBr1	812	Moder	eutrophe Braunerde	Tertiäre Vulkanite	Lehm (2)	2
Bodenwöhr	Bow1	380	Rohhumus	Podsol-Braunerde	Quartärer Flugsand (,S)	Sand (0)	5
Bodenwöhr	Bow2	380	Rohhumus	Podsol-Braunerde	Quartärer Flugsand (,S)	Sand (0)	5
Dinkelsbühl	Dkb2	445	rohhumusartiger Moder	Braunerde-Pseudogley	Lias (l) (Amaltheenton)	Sand (0)	2
Ebersberg	Ebe1	540	rohhumusartiger Moder	Parabraunerde	Niederterrassenschotter	lehmiger Sand, sandiger Lehm (1)	2
Ebrach	Ebr1	410	mullartiger Moder	Pseudogley-Braunerde	Sandsteinkeuper	Decksand und -lehm (6)	2
Flossenbürg	Flo1	840	rohhumusartiger Moder	Braunerde-Podsol	Präkambrium	Lehm (2)	5
Freising	Fre1	508	F-Mull	Braunerde-Parabraunerde	Tertiäre Obere Süßwassermolasse mit quartärer Lößüberdeckung	Feinlehm, Schlufflehm (3)	2
Geisenfeld	Gei1	425	Moder	Podsol-Braunerde	Miozäne Sande	Sand (0)	3
Goldkronach	Gok2	690	Moder/Graswurzelfilzmoder	Podsol	Tertiäre Restverwitterung (t)	Feinlehm, Schlufflehm (3)	5
Kelheim	Kel1	490	Moder	stark podsoliger Braunerde-Pseudogley	Oberkreide über Mergel des oberen Cenoman	Schichtlehm (Ton in 30-60cm) (8)	2
Kelheim	Kel2	490	Rohhumus	Pseudogley-Parabraunerde	Oberkreide (Knollensand des Turon)	Schichtlehm (Ton in 30-60cm) (8)	4
Kreuth	Kreu2	1300	F-Mull	Braunerde	Jura (j) (Dogger) (Radiolarit)	Schichtlehm (Ton in 30-60cm) (8)	5
Landau	Lan1	335	Mull	Kalkpaternia	Holozäne Auensedimente	milder Ton, Tonlehm, KVL (4)	1
München	M1	605	Moder	Pseudogley-Parabraunerde	Quartärer Lößlehm (,L)	Feinlehm, Schlufflehm (3)	3
Mitterfels	Mit1	1025	rohhumusartiger Moder	podsolige Braunerde	Präkambrium	Lehm (2)	5
Pegnitz	Peg1	440	Rohhumus	Braunerde-Podsol im Unterboden pseudovergleyt	Oberkreide	lehmiger Sand, sandiger Lehm (1)	4
Riedenburg	Rie1	475	F-Mull	schwach pseudovergleyte Parabraunerde ü. Terra Fusca	Oberer Jura	milder Ton, Tonlehm, KVL (4)	2
Rothenkirchen	Rok1	670	rohhumusartiger Moder	Braunerde	Unterkarbon, Obere Grauwacke	Lehm (2)	5
Rothenbuch	Rot1	470	typischer Moder	pseudovergleyte Braunerde	Mittlerer Buntsandstein	Sand (0)	3
Sauerlach	Sa1	625	Moder	Parabraunerde	Quartärer Schotter (W,G)	lehmiger Sand, sandiger Lehm (1)	2
Schongau	Sog1	780	Moder	Parabraunerde	Pleistozän	Feinlehm, Schlufflehm (3)	3
Schongau	Sog3	780	Mull	Parabraunerde	Pleistozän	Feinlehm, Schlufflehm (3)	3
Sonthofen	Son2	1340	mullartiger Moder	Braunerde-Hang-gley	Kreide Mergel (kro) (Flysch)	Lehm (2)	2
Starnberg	Sta1	670	Rohhumus	Parabraunerde	Quartäre Moräne (W)	lehmiger Sand, sandiger Lehm (1)	2
Steinach a.d. Saale	StS1	770	Moder	Braunerde	Tertiärer Basalt (B)	Feinlehm, Schlufflehm (3)	1
Wasserburg	Ws1	595	Rohhumus	Parabraunerde-Pseudogley	Rißzeitliche Altmoräne (,R)	Feinlehm, Schlufflehm (3)	3
Würzburg	Wue1	330	F-Mull	Braunerde-Pseudogley	Unterer Keuper	milder Ton, Tonlehm, KVL (4)	2
Zusmarshausen	Zus1	525	Moder	Parabraunerde-Pseudogley	Quartärer Lößlehm (,L)	Feinlehm, Schlufflehm (3)	2
Zusmarshausen	Zus2	515	mullartiger Moder	Parabraunerde-Pseudogley	Pleistozän	Feinlehm, Schlufflehm (3)	2

RIEK & WOLFF (2005) haben bodenkundliche Indikatoren für die Auswertung der BZE II zusammengestellt. Für die vorliegende Studie wurden als Zielparame-ter hieraus folgende Bodenindika-toren ausgewählt (Tab. 2).

Tab. 2: Wichtige Prozesse, die in mitteleuropäischen Böden zu Bodenveränderungen führen und die hierzu untersuchten Boden-kennwerte

Table 2: Important soil processes which may alter soil properties and soil indicators used to observe these processes.

Prozess	Indikatoren
Bodenversauerung	Bodenreaktion (pH) Austauscherkapazität (AKe) Basen-sättigung (BS) Austauscherbelegung (Ca, K, Mg)
N-Sättigung	N _{tot} -Vorrat N _{tot} -Gehalt C-N Verhältnis
C-Speicherung	C _{org} -Vorrat C _{org} -Gehalt

Als wichtige chemische Oberbodenparameter wurden C_{org}- und N_{tot}-Gehalte sowie -Vorräte und das C/N-Verhältnis unter-sucht. Des Weiteren wurden als Parameter des Säure-/Basen-status der pH-Wert sowie die AKe und die Basensättigung ein-bezogen. Als wichtiger physikalischer Bodenparameter wurde der Grobbodenanteil zusätzlich aufgenommen. Die Heterogeni-tät der Korngrößenfraktionen beeinflusst insbesondere die Abschätzung von Bodenvorräten, z.B. von C und N. Für alle Parameter wurden aus den 18 Einzelproben je Fläche geo-statistische Kennwerte berechnet und die Ergebnisse dieser Einzelanalysen in einer standortübergreifenden Metaanalyse auf Gesetzmäßigkeiten hin untersucht. Insgesamt wurden in die geostatistische Analyse je Boden-Parameter 3780 Daten-sätze in 210 Straten (Fläche x Horizonte) analysiert.

Die Darstellung der Auswertungen konzentriert sich vor allem auf den Oberboden, weil hier die stärksten Änderungen zu erwarten sind, denn der humose Oberboden wird durch ver-änderte Bedingungen durch Stoffdeposition und Klimawandel besonders stark beeinflusst (z.B. C- und N-Akkumulation bzw. Mineralisation). Diese Prozesse sind auch mit anderen Pro-zessen wie der Bodenversauerung verbunden und sie sind nicht nur für die Waldökologie, sondern darüber hinaus auch für die Umweltforschung von genereller Bedeutung.

Die Bodenproben auf den bayerischen BDF wurden in 18 Ein-zelproben in einem Kreuztransekt mit einer Transekt-Länge von je 30 m gewonnen (Abb. 1). Der humose Oberboden wurde mit Hilfe von Stechrahmen (300 x 300 mm) nach Subho-rizonten getrennt entnommen. Der Mineralboden wurde mit N_{min}-Bohrer bzw. Rammkernsonde (Durchmesser 35 bzw. 45. mm) volumengerecht beprobt. Der kürzeste Beobachtungs-abstand beträgt 3 m. Die Distanzklassen sind bei diesem Verfahren bis 18 m mit mindestens 10 Paaren besetzt. Der Boden wurde horizontweise angesprochen und beprobt. Die Probenahmedesigns von BZE und BDF sind hinsichtlich der horizontalen Probenverteilung gut vergleichbar. Der kürzeste Beobachtungsabstand beträgt bei der BZE 7,7 m. Die Wiederholungsprobenahme erfolgt gemäß BZE-Anleitung (BMELF 1990) in 1,6 m Entfernung vom Probenpunkt der ersten Auf-nahme. In der Vertikalen werden die Proben bei der BZE II tiefenstufenweise entnommen. Die Streuungen erhöhen sich hierdurch im Vergleich zu den BDF-Ergebnissen.

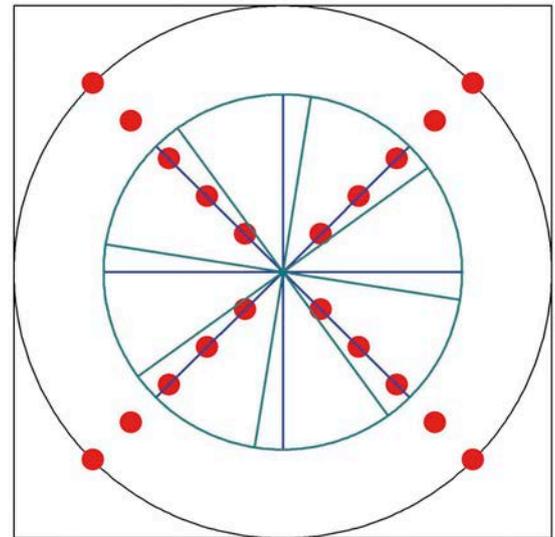


Abb. 1: Probenahmedesign der BZE und der bayerischen Boden-dauerbeobachtungsflächen im Vergleich. Die roten Punkte stellen die Kreuztransekte mit je 18 m und einem Mindest-abstand von 3 m dar. Die dunkelblauen Linien geben den Probekreis der BZE I, die hellblauen Linien jenen der BZE II wieder.

Fig. 1: Soil sampling designs of the German Level-I monitoring (BZE) and the Bavarian soil monitoring (BDF) in compar-ison. Red points represent cross transects with a length of 18 m and a minimum distance of 3 m. Blue lines represent sample circuits of the BZE I (dark blue) and BZE II (light blue).

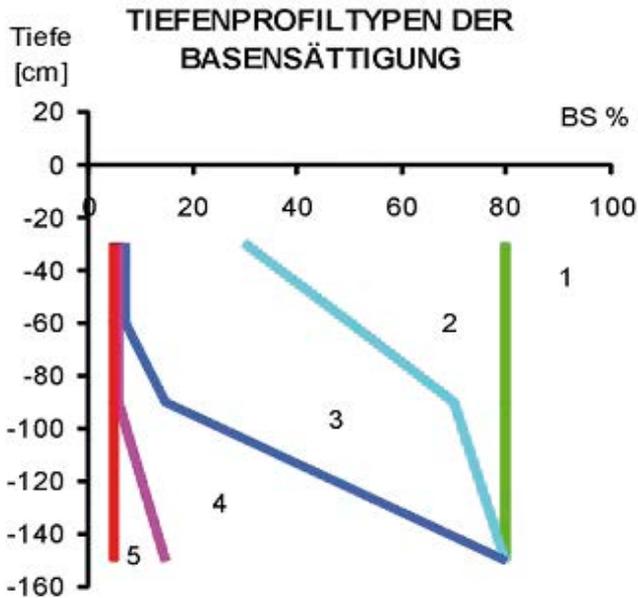
Die Analyse der Standorteffekte stützt sich auf die Humus-form (Bodenkundliche Kartieranleitung 5 [KA 5], AG Boden 2005), den Substrattyp (Tab. 3) und den Tiefengradienten der Basensättigung (KÖLLING et al. 1996) (Abb. 2). Die Daten wurden entsprechend dieser Standortindikatoren stratifiziert.

Tab. 3: Substrattypen der bayerischen Standortsklassifikation und Stratenbesetzung (N) nach untersuchten Horizonten. Die Substrattypen 5, 7 und 9 sind bei den BDF-Daten nicht ver-treten.

Table 3: Substrate types used for the Bavarian site classification and cell frequencies (N), stratified by the analysed soil horizons. Substrate types 5, 7 and 9 are not covered by BDF data.

Ziffer	Substrattyp	Horizont			
		H	A	B	C
	(Bodenart und Schichtung)				
0	Sand	18	2	29	8
1	lehmgiger Sand, sandiger Lehm	13	10	10	4
2	Lehm	16	0	12	2
3	Feinlehm, Schlufflehm	26	14	23	2
4	milder Ton, Tonlehm, KVL	8	2	5	3
5	strenger Ton				
6	Decksand und -lehm	3	0	5	2
7	Schichtsand (Ton in 30-60cm)				
8	Schichtlehm (Ton in 30-60cm)	10	1	8	1
9	Moor				

Die Tiefengradienten der Basensättigung bezeichnen Klassen einer von 1 nach 5 sinkenden Basensättigung im Bodenprofil (Abb. 2). Vertikal wurden die BDF-Daten nach Horizonten gruppiert. Dabei wurden humose Horizonte (H = L, O, F + Ah)



Stratenbesetzung (N) nach Horizonten:

	Typ				
Horizont	1	2	3	4	5
H	4	21	43	11	15
A	1	3	21	4	0
B	0	26	35	18	13
C	2	4	9	3	4

Abb. 2: Tiefenprofiltypen der Basensättigung (TGBS) nach KÖLLING et al. 1996 und Stratenbesetzung (N) nach den untersuchten Horizonten

Fig. 2: Vertical gradient of base saturation (TGBS) according to KÖLLING et al. 1996 und cell frequencies (N) stratified by the studied horizons

zusammengefasst und humusfreie bzw. -arme Horizonte den Haupthorizonten A, B und C zugeordnet.

Der gesamte Datenumfang erfasst 33 Flächen mit je N=18 und bis zu 11 Horizonten. In die geostatistische Analyse wurden nur vollständig besetzte Straten (N=18) einbezogen. Daraus resultierten je Bodenparameter 3780 Datensätze in 210 Straten (Fläche x Horizonte), wovon 26 nicht voll besetzt waren (N<18) und daher ausgeschlossen wurden. Die geostatistischen Parameter jeder Fläche wurden für jeden (Sub-)Horizont getrennt berechnet. Diese Einzelergebnisse werden i.d.R. nach Straten zusammengefasst. Hierbei wurden die horizontbezogenen Ergebnisse zu den „Horizontgruppen“ H, A, B und C stratifiziert. H steht für den gesamten humosen Oberboden (O₁, O_f, O_h und Ah-Horizonte). A bezeichnet alle übrigen A-Horizonte (ohne Ah). B- und C-Horizonte folgen der üblichen Systematik (KA 5). In der Regel werden die Analysen für die Horizonte H (humoser Oberboden) und B (B-Horizonte) exemplarisch dargestellt, weil diese am besten besetzt sind (Abb. 2, Tabelle rechts).

Statistik und Geostatistik

WEBSTER & OLIVER (2001) empfehlen Schiefe-Koeffizienten γ_1 als Kriterium für die Beurteilung der **Schiefte** und für die Ableitung der geeigneten Datentransformation zur Annäherung an die Normalverteilung. Die Berechnung erfolgt mit der Formel:

$$\gamma_1 = \frac{1}{N S^3} \sum_{i=1}^N (z - \bar{z})^3$$

N: Stichprobengröße, S: Standardabweichung, z: Einzelwerte, \bar{z} : Mittelwert

Die **kritische Differenz** wurde nach dem t-Test zur Prüfung von Messwertdifferenzen zwischen ungepaarten Stichproben berechnet und ist

$$\Delta_{\min} = t_{n-1; \alpha} \times SD \times \sqrt{\frac{2}{n}}$$

t t-Wert für zweiseitige Fragestellung $t_{n-1; \alpha}$ Tabellenwert für $2 \cdot n - 2$ Freiheitsgrade und Irrtumswahrscheinlichkeit ($\alpha < 0,05$)

Δ_{\min} mittlere Mindestdifferenz zwischen Erst- und Zweiterhebung, die bei gegebener Irrtumswahrscheinlichkeit notwendig ist, um auf signifikante Unterschiede schließen zu können

n Stichprobengröße

SD Standardabweichung der Stichprobe.

Für die vorliegende Metaanalyse wurden als geostatistische Kennwerte der **räumliche Korrelationskoeffizient** nach Moran (Moran's I, TIEFELSDORF 2000) und der Anteil der **räumlich strukturierten Varianz** (SV) in Anlehnung an CAMBARDELLA (1994) für jeden der 19 Bodenparameter berechnet. Insgesamt wurden ca. 4000 Korrelationen und Variogramme berechnet. Zum besseren Verständnis der Arbeit wird im Folgenden auf die geostatistischen Grundlagen etwas näher eingegangen.

Der **räumliche Korrelationskoeffizient** (Moran's I) bezieht sich auf die Nachbarschaftsmatrix. In unserem Fall wurde eine sog. binäre Nachbarschaftsmatrix erstellt. Hierbei erhalten benachbarte Punkte das Gewicht 1, nicht benachbarte das Gewicht 0. Um zu bestimmen, welche Punkte benachbart sind, wurde ein Gitter durch die beprobten Punkte gelegt. Hier gelten nun zwei Punkte als benachbart, wenn ausgehend von einem Punkt der andere Punkt in einem angrenzenden Feld liegt (direkt oder diagonal). Im Vergleich zur Variographie stellt Moran's I etwas geringere Anforderungen an die Datenbasis, weshalb dieses Verfahren zur Analyse von BDF-Daten von Statistikern im Rahmen einer Vorstudie zu dieser Untersuchung empfohlen wurde (HALLER et al. 2006). Quantitative Pa-

Parameterschätzungen und Signifikanztests sind schon bei einem Stichprobenumfang > 50 möglich (TIEFELSDORF 2000). Die aus den Daten berechneten Kennwerte haben jedoch auch bei diesem Verfahren für die BDF (N=18) eher deskriptiven Charakter (HALLER et al. 2006).

Zur Beschreibung räumlicher Ähnlichkeitsbereiche wurde die Semivarianz berechnet und in einem sog. (Semi-)Vario-gramm dargestellt. Die Semivarianz ist die mittlere quadrierte Differenz zwischen den Wertepaaren der Stichprobe einer sog. regionalisierten Variable, die durch die Entfernung h (Abstandsvektor oder lag) getrennt sind. Abgekürzt wird die Semivarianz mit $\gamma(h)$, ihre Berechnung erfolgt nach folgender Gleichung (WEBSTER & OLIVER, 2001):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \{z(P) - z(P+h)\}^2$$

$\gamma(h)$: Semivarianz für die Distanz h

$z(P)$: Attributwert im Punkt $P(x,y)$

$z(P+h)$: Attributwert in einem Punkt, der um h von $P(x,y)$ entfernt ist

Zur Aufdeckung der räumlichen Struktur werden die mittleren Semivarianzen von Punkten mit ähnlichen lags (Abstandsklassen) zusammengefasst. Die nach lags gemittelten Semivarianzen werden als bins bezeichnet. Zum Beispiel werden bei einem lag von 10 m alle Semivarianzen von Punktpaaren, die 0 bis 10 m voneinander entfernt sind, zum ersten bin zusammengefasst. Der zweite bin umfasst die Abstandsklasse 10 bis 20 m usw.

Im Variogramm werden für unterschiedliche Abstandsvektoren berechnete Semivarianzen in Abhängigkeit von h graphisch dargestellt. Das durch die bins repräsentierte Variogramm wird als *experimentelles Semivariogramm* bezeichnet. Das *theoretische Semivariogramm* ist dagegen eine Funktion, die an die bins angepasst wurde und welche die ermittelte räumliche Beziehung modellhaft beschreibt. Abb. 3 zeigt das Schema eines theoretischen Variogramms.

Es wird durch vier Kennwerte beschrieben, die mit den folgenden Begriffen bezeichnet werden:

- *sill*: Schwellenwert, dem die Semivarianz bei $h > a$ zustrebt,
- *range*: Ähnlichkeitsbereich (a), innerhalb dessen ($h < a$) benachbarte Meßwerte mit steigendem h im Mittel zunehmend unähnlicher werden,
- *nugget*: kleinräumige Variabilität, durch die auch sehr eng benachbarte Messwerte ($h = 0$) schon zu einem größeren Anteil zufällig variieren.
- *partial sill*: jene Semivarianz, welche ein räumliche Abhängigkeit aufweist
partial sill = sill – nugget

Anhand der genannten Variogramm-Merkmale lässt sich die räumliche Struktur von Datenreihen bzw. -feldern quantitativ beschreiben. Die **räumlich strukturierte Varianz** (SV) ist jener Anteil der Varianz, welcher ein räumliche Abhängigkeit aufweist (CAMBARDELLA 1994, ROBERTSON 1993) und wird aus dem Verhältnis von partial sill und sill berechnet (Abb. 4). Dieser Parameter wurde in der Literatur (JACKSON & CALDEWELL 1993) auch als Grad räumlicher Abhängigkeit (degree of spatial dependence) bezeichnet.

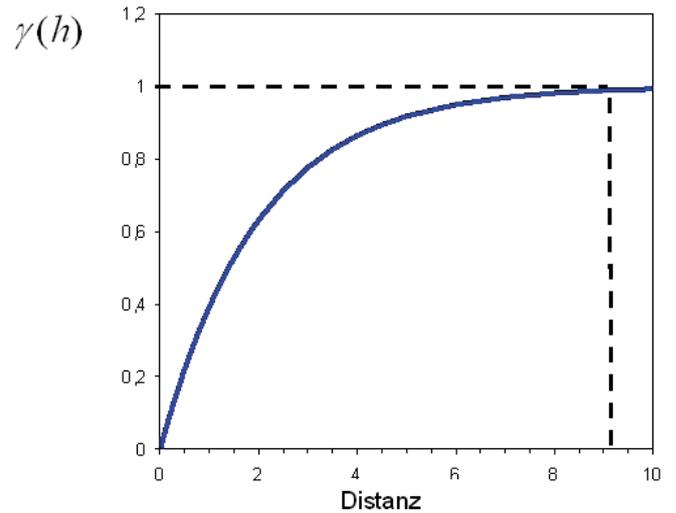


Abb. 3: Beispiel eines Variogramms mit einem sill von 1 und einem range von 9; der Nugget-Effekt = 0.

Fig. 3: Example of a variogram with a sill of 1 and a range of 9, Nugget effect = 0

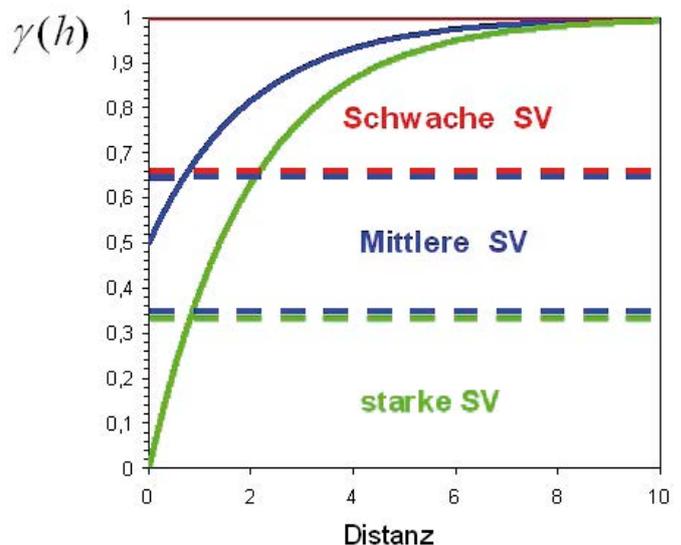


Abb. 4: Charakterisierung der räumlich strukturierten Varianz (SV) anhand des Verhältnisses von partial sill zu sill. Klassen (unterbrochene Linie): 0 - 0,33 schwache räumliche Abhängigkeit; 0,34 - 0,66 mittlere räumliche Abhängigkeit; 0,67 - 1 starke räumliche Abhängigkeit. In Anlehnung an CAMBARDELLA et al. (1994).

Variogramme mit starker SV (grüne Linie, keine Nuggeteffekt), mittlerer SV (blaue Linie, Nugget = 0,5) und schwacher SV (rote Linie, Nugget = 1) sind exemplarisch dargestellt.

Fig. 4: Characterisation of spatial structured variance (SV) using the ratio

partial sill / sill. Classes (dashed lines) : 0 - 0.33 weak spatial dependence; 0.33 - 0.66 intermediate spatial dependence, 0.67 - 1; strong spatial dependence. According to CAMBARDELLA et al. (1994).

Variograms with strong SV (green line, no nugget effect), intermediate SV (blue line, nugget = 0.5) and weak SV (red line, nugget = 1) are given as examples.

Am häufigsten werden Gauß'sche, exponentielle und sphärische Funktionen (WEBSTER & OLIVER, 2001) zur Beschreibung des Zusammenhang zwischen lag (h) und der Semivarianz (γ) eingesetzt. Diese theoretischen Variogramme implizieren eine obere Schranke der Semivarianz und lassen sich v.a. auf Datensätze umfangreicher Untersuchungen gut anwenden ($N > 50$, besser $N > 100$; WEBSTER & OLIVER 1992), wobei innerhalb der untersuchten Fläche die Varianz vollständig erfasst werden sollte (Stationarität 2. Ordnung). Eine weitere Anforderung in der Variographie ist, dass mindestens 30 Punktpaare zur Berechnung eines bins verwendet werden sollten (LEGENDRE & FORTIN 1989). Diese strengen geostatistischen Voraussetzungen können aufgrund des hohen Aufwands schwerlich im Rahmen von landesweiten Untersuchungen realisiert werden. GOOVAERTS (1999) weist aber ausdrücklich darauf hin, dass die Geostatistik auch auf kleinere Datensätze bei entsprechender Vorsicht oder vorhandenen Vorkenntnissen anwendbar ist.

In der vorliegenden standortübergreifenden Analyse von 33 BDF konnten immerhin 10 Punktpaare pro bin bei einem minimalen lag von 3 m erreicht werden. Außerdem wurde als Variogramm-Modell eine gegen Ausreißerwerte robuste nicht-parametrische Funktion (Abb. 5) verwendet, die lowess-Funktion (CLEVELAND 1979, siehe auch SPSS (1993), S. 537.). Dies hat gegenüber den üblichen Modellen den Vorteil, dass diese Funktion das experimentelle Variogramm ohne ein Postulat über die Form der Beziehung zu beschreiben vermag. Denn es entfällt z.B. die Annahme einer oberen Schranke und auch periodische Schwankungen der Semivarianz können mit dieser Funktion nachgezeichnet werden (Abb. 5, 9a + 9b). Kritisch in der Variographie ist die Schätzung des nugget-Effekts, da für den Nahbereich häufig nur eine relativ schmale Datenbasis vorhanden ist. Dies gilt auch für den vorliegenden BDF-Datensatz. Deshalb wurde zur Beschreibung der Varianz im Nahbereich anstelle des nugget die Semivarianz am 1. lag (Abstandsklasse = 3 m) aus der angepassten lowess-Funktion übernommen (Abb. 5). Anstelle eines sill wurde die maximale Semivarianz aus der lowess-Funktion verwendet. Die räumlich strukturierte Varianz (SV) wurde gebildet aus:

$$SV = 1 - E_{lag1} / E_{max}$$

E_{lag1} : Vorhersagewert (Semivarianz) der Lowess-Funktion am Minimalabstand lag1

E_{max} : maximaler Vorhersagewert (Semivarianz) der Lowess-Funktion

Da Extremwerte die Varianz und damit das Variogramm stark beeinflussen, werden sie von geostatistischen Praktikern üblicherweise vorher entfernt und dann erst die Variogramme berechnet (WEBSTER & OLIVER 2001). Von einer Entfernung der Ausreißer wurde bei der vorliegenden Analyse abgesehen, da nicht sicher gefolgert werden kann, ob hohe Werte tatsächlich Ausreißer oder z.B. ein regelmäßiges Auftreten von hot spots widerspiegeln. Das Extremwerte-Problem wurde aber berücksichtigt, indem der Modulus Estimator (CRESSIE & HAWKINS 1980) als robuster Schätzer für Variogramme berechnet wurde. Der Modulus Estimator wurde unabhängig von der Verteilungsform für alle Variogramme zugrunde gelegt. Auf diese Weise entfällt eine Bezugnahme auf unterschiedliche Datentransformationen und die Vergleichbarkeit der Daten bleibt gewährleistet. Diese durchgängige Vergleichbarkeit der Daten ist eine wesentliche Vorbedingung für die Durchführung der Metaanalyse. Da der Modulus Estimator den Einfluß von Ausreißern verringert, wurde die strukturierte Varianz im Vergleich zur konventionellen Methode um insgesamt knapp 10%

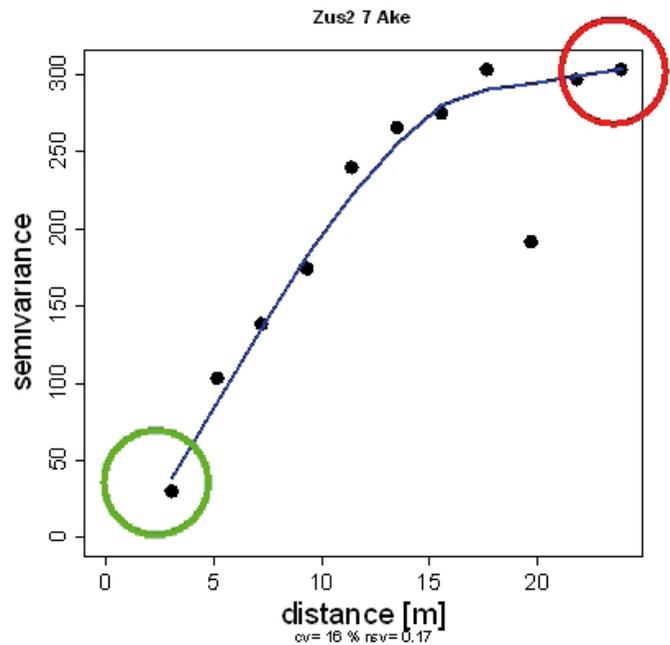


Abb. 5: Variogramm der Ake der BDF Zusmarshausen 2 (Tiefenstufe = 7). Die Punkte stellen die einzelnen bins dar und repräsentieren mindestens 10 Punktpaare. Die Varianz im Nahbereich (3 m; grüner Kreis) beträgt 17% der Maximalvarianz (roter Kreis).

Fig. 5: Variogram of Ake in BDF Zusmarshausen (Soil depth = 7). Points are bins. Each bin represent at least 10 point pairs. Variance at close places (3 m; green circuit) is 17% of maximum variance (red circuit).

angehoben.

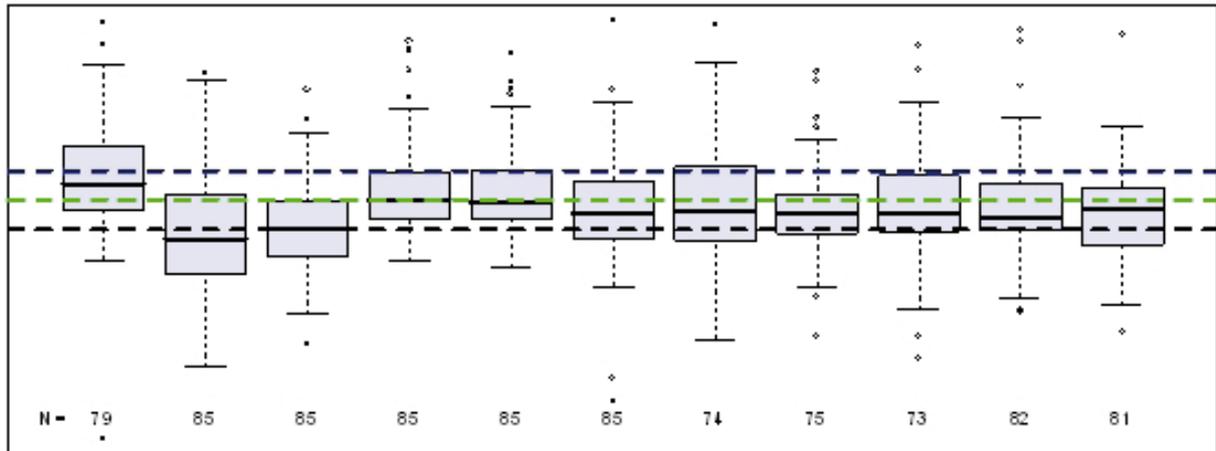
Alle Analysen wurden mit R (R Development Core Team, 2007) berechnet. Für die Geostatistik wurde geoR (RIBEIRO & DIGGLE 2001) verwendet.

3. Ergebnisse

Häufigkeitsverteilung und Schiefe

Die Kenntnis der Häufigkeitsverteilung von Bodenparametern ist eine wichtige Hintergrundinformation für die (geo-)statistische Auswertung. Das Histogramm gibt zudem erste Hinweise darauf, inwieweit Extremwerte bzw. hot spots (ggf. auch cold spots) in der räumlichen Verteilung eine Rolle spielen. Im Rahmen der Meta-Analyse wurde der Schiefe-Parameter γ_1 in Anlehnung an WEBSTER & OLIVER (2001) als kompakte Maßzahl zur Beurteilung der Häufigkeitsverteilung verwendet (Abb. 7).

Ein symmetrisches Histogramm hat den Wert 0. Werte > 0 bezeichnen eine positive Schiefe, d.h. ein rechtsschiefes Histogramm. Wenn die positive Schiefe unter 0,5 liegt, kann man auf eine Datentransformation verzichten. Bei Werten zwischen 0,5 und 1 hilft meist eine Wurzeltransformation. Verteilungen mit Schiefe-Werten über 1 können i.d.R. durch eine log-Transformation angepasst werden. Werte < 0 bedeuten negative Schiefe und sind eher ungewöhnlich (WEBSTER & OLIVER 2001). Bei allen Bodenparametern (Abb. 7) treten extreme rechtsschiefe Verteilungen auf. Linksschiefe kommt ebenfalls vor. Die Linksschiefe γ_1 nimmt im Betrag geringere Werte an als die Schiefe der rechtsschiefen Verteilungen und ist damit weniger stark ausgeprägt. Wie an der Lage der Boxplots zu

γ_1 

Parameter

Abb. 6: Boxplot der Schiefe-Parameter γ_1 der untersuchten Parameter aller 33 BDF im humosen Oberboden als Indikator für die Verteilungsform. N ist die Gesamtzahl der analysierten (Sub-)Horizonte. γ_1 -Werte zwischen 0 und 0,5 indizieren eine annähernde Normalverteilung WEBSTER & OLIVER (2001, S. 245). Bei Werten zwischen 0,5 und 1 kann eine Anpassung an die Normalverteilung durch Wurzeltransformation und bei Werten > 1 mit Logtransformation erreicht werden.

Fig. 6: Boxplots of skewness parameter γ_1 of all soil parameters of all 33 BDF in the humus layer as indicator for the frequency distribution. N is the total number of the analysed sub(horizons). Values between 0 and 0.5 indicate approximate normal distribution WEBSTER & OLIVER (2001, S. 245). Distributions with values between 0.5 and 1 can be adopted to the normal distribution through transformation by square roots and values > 1 with Log-transformation. Abb. 7: Zusammenhang zwischen Moran's I und der räumlich strukturierten Varianz (SV).

erkennen ist, liegt aber bei allen Parametern – mit Ausnahme des Grobbodens (Fraktion > 2mm = F>2mm) – in den meisten Fällen Normalverteilung vor.

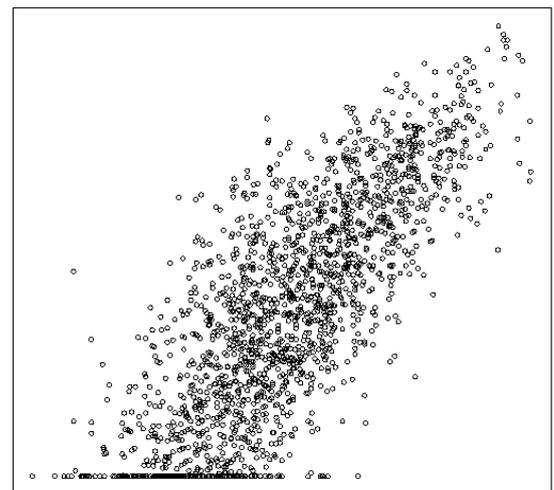
einer großer Ähnlichkeit der Werte im Nahbereich und einem oberen Schwellenwert, ab dem keine deutliche Varianzerhöhung

Beziehung von Moran's I und räumlich strukturierter Varianz

Die Stichproben der BDF mit einer Probenzahl von 18 und einem Beobachtungsabstand von drei Meter weisen in rund 75% der Fälle keine signifikante (Moran-Test: $p < 0,05$) räumliche Abhängigkeit auf. Dennoch ist auch in vielen nicht-signifikanten Fällen anhand der SV eine deutliche räumliche Struktur in den Daten feststellbar. Zwischen den beiden geostatistischen Bewertungsverfahren (Abb. 7) besteht trotz der starken Streuung eine signifikante Korrelation. Ein höherer Anteil der räumlich strukturierten Varianz ist erwartungsgemäß mit einer höheren räumlichen Korrelation (Moran's I) verbunden. Ab Moran's I-Werten > 0,4 ist stets mit einem mittleren bis hohen Anteil an räumlich strukturierter Varianz zu rechnen.

Andererseits bedeutet eine signifikante räumliche Korrelation nicht, dass der räumliche Zusammenhang die typische Form eines Variogramms annimmt, wie dies z.B. bei Abb. 5 der Fall ist. Zwei weitere Beispiele sollen dies zu verdeutlichen: Abb. 8 a zeigt das Variogramm des pH-Werts in CaCl_2 auf der Fläche Bodenwöhr, Abb. 8 b das Variogramm des N-Vorrats auf der Fläche Altdorf 2. In allen drei Fällen liegen, gemessen am Moran's I, eine signifikante räumliche Korrelation vor, diese ist jedoch in jedem Fall anders geartet. In Abb. 5, liegt, wie bereits beschrieben, ein typischer Variogrammverlauf vor, mit

SV



Moran's I

Abb. 7: Zusammenhang zwischen Moran's I und der räumlich strukturierten Varianz (SV).

Fig. 7: Correlation between Moran's I and the spatially structured variance (SV).

hung mehr stattfindet. In Abb. 8 a dagegen wird der obere Schwellenwert im beprobten Bereich nicht erreicht, sondern die Varianz nimmt mit zunehmender Entfernung immer weiter zu. Die geostatistische Voraussetzung der Stationarität (2. Ordnung) ist in diesem Beispiel daher verletzt. Für die vorliegende Studie ist aber vielmehr der Befund entscheidend, dass die Varianz im Nahbereich deutlich niedriger liegt als bei entfernten Punktpaaren. Dies drückt sich in einem hohen Anteil an räumlich strukturierter Varianz aus (SV = 82%). Der Stickstoffvorrat auf der BDF Altdorf zeigt dagegen den Verlauf einer Optimumkurve mit maximaler Varianz in einem mittleren Abstandsbereich und wiederkehrenden Ähnlichkeit der Messwerte (Abb. 8 b). Dies könnte beispielsweise durch regelmäßige Bestandslücken in einem Abstand von etwa einer halben Baumlänge herrühren, die in einer entsprechenden Stofffluß- und Streuerverteilung sowie N-Vorratshaltung resultieren (HORNSCHUCH & RIEK 2007, FRISCHBIER 2005, TEICHERT 2000, ZIRLEWAGEN & v. WILPERT 1999). In diesem Fall liegt die Varianz im Nahbereich bei ca. 40% der Gesamtvarianz.

Diese Beispiele zeigen, dass der Informationsgehalt des ver-

wendeten Variogrammkennwerts (SV) höher ist als die des räumlichen Korrelationskoeffizienten. Deshalb werden im Weiteren bevorzugt die Ergebnisse der SV dargestellt.

Variabilität der Bodenparameter

Die Analyse der Werteverteilung zeigt, dass die Bodenparameter in den meisten Fällen einer mittleren räumlichen Abhängigkeit unterliegen (Abb. 9). Die Meta-Analyse auf der Basis der Nachbarschaftsmatrix (Moran's I) weist dagegen in nur 25% der untersuchten Fälle signifikante ($p < 0,05$) räumliche Korrelationen aus. Die aus der Schätzung der Semivarianzen abgeleitete räumlich strukturierte Varianz wird daher lediglich in einem deskriptiven Sinne eingesetzt. Die Ergebnisse der graphischen Analysen und der damit korrespondierenden linearen Modelle dienen lediglich der Sondierung nach standortbedingten Ursachen der räumlichen Variation, sie können aber nicht als quantitative Statistiken verstanden werden.

Unter dieser Einschränkung wird eine Reihung der Parameter hinsichtlich ihrer räumlichen Abhängigkeit versucht. Unter den BZE-Parametern weist der pH (CaCl₂) im humosen Ober-

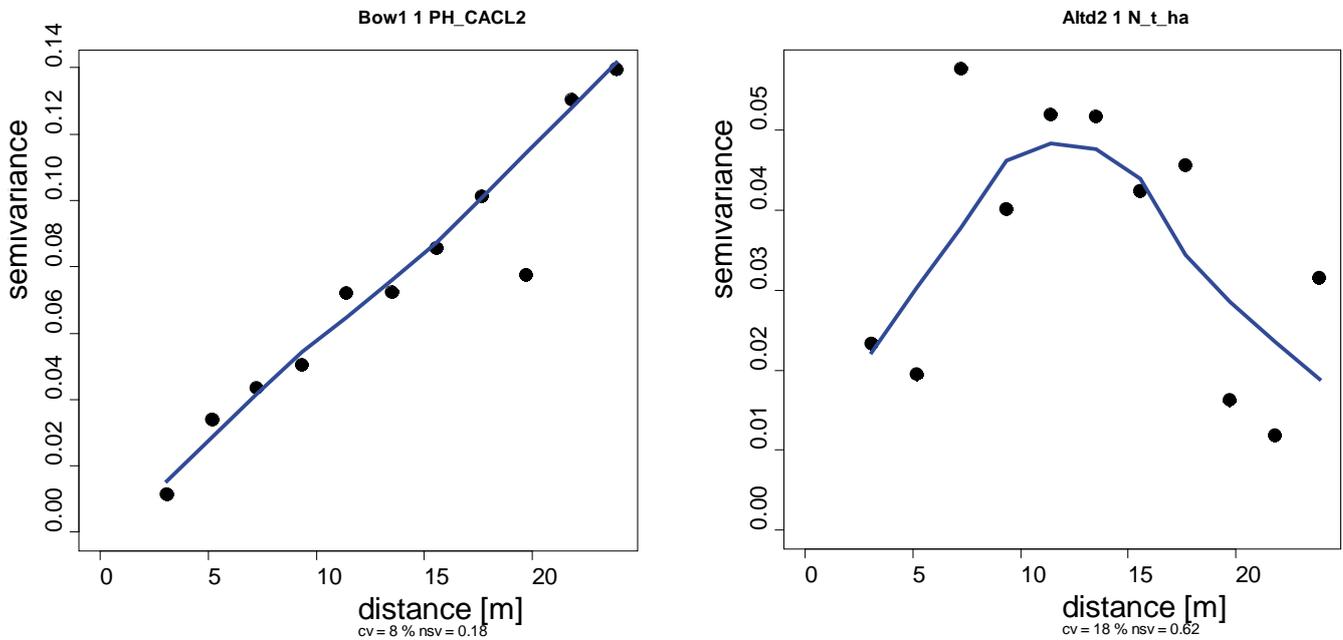


Abb. 8: Beispiele von Variogrammen mit signifikanten räumlichen Korrelationen (Moran Test: $p < 0.05$). Abb. 8 a: Variogramm des pH(CaCl₂) der Humusauflage der BDF Bodenwöhr 1 ; Abb 8 b: Variogramm des N-Vorrats der Humusauflage der BDF Altdorf 2.

Fig. 8: Examples of variograms with significant spatial correlations according to Moran test ($p < 0.05$). Fig. 8 a: Variogram of pH(CaCl₂) of the humus layer of BDF Bodenwöhr 1; Fig. 8 b: Variogram of N stocks of the humus layer of BDF Altdorf 2

boden offenbar den größten Anteil an räumlich strukturierter Varianz auf. Das C/N-Verhältnis, die BS und die Ake (Humus) sind ebenfalls vergleichsweise stark räumlich korreliert. Die geringsten räumliche Abhängigkeit sind beim Grobboden und den Vorratswerten festzustellen.

Im Mineralboden ist die Parameter-Abhängigkeit der räumlichen Beziehungen insgesamt etwas weniger ausgeprägt (nicht dargestellt). Mit einem linearen Modell können die Unterschiede in der räumlich strukturierten Varianz bei den verschiedenen Bodenparametern zwar statistisch abgesichert werden ($p < 0,001$), der Beitrag zur Erklärung der Varianz ist aber sehr gering ($R^2=0,015$). Das geringe Bestimmtheitsmaß wird in Abb. 9 durch der starken Überlappung der SV-Werte

der einzelnen Bodenparameter (exemplarisch für den humosen Oberboden) deutlich.

In Abb. 10 a+b ist die Gesamtvariabilität auf den Dauerbeobachtungsflächen normiert als Variationskoeffizient dargestellt. In Anlehnung an BECKETT & WEBSTER (1971) wurde der Median der Variationskoeffizienten als Schätzwert der mittleren Streuung verwendet und dient zudem der Herleitung des kritischen Differenz (siehe unten). Die Gesamtvariabilität der verschiedenen Parameter unterscheidet sich wesentlich deutlicher voneinander (Abb. 10 a+b) als dies bei der räumlich strukturierten Variabilität der Fall ist (Abb. 9). Der Beitrag zur Erklärung der Varianz durch die verschiedenen Bodenparameter ist daher auch deutlich höher ($R^2=0,195$; $p < 0,001$). Im Vergleich zur

SV

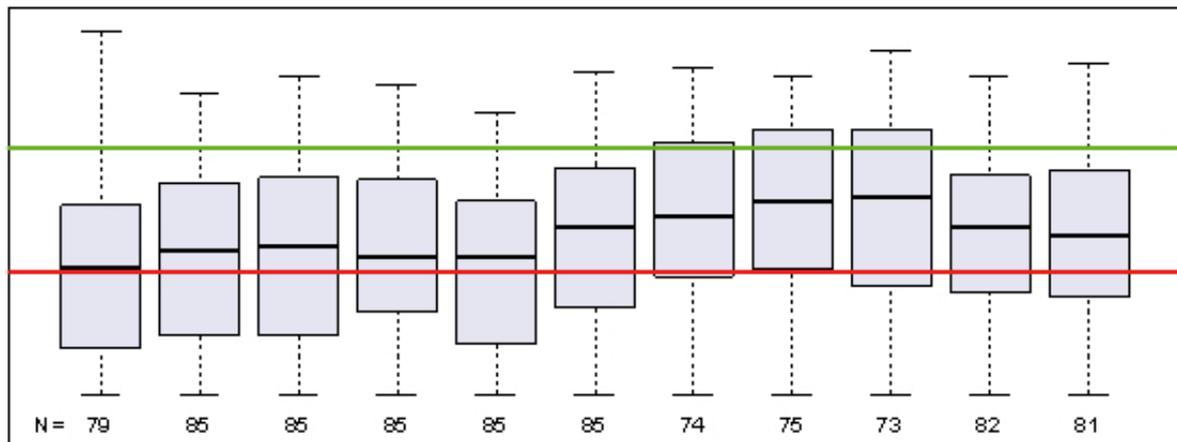


Abb. 9: Räumlich strukturierte Varianz (SV) von Bodenparametern im humosen Oberboden von 33 BDF in Bayern

Fig. 9: Spatially structured variance (SV) of soil parameters of the humus layer of 33 BDF in Bavaria

räumlich strukturierten Variabilität ist eine gegenläufiges Muster der Werte erkennbar. Dies bedeutet, dass bei Parametern mit geringerer Gesamtstreuung im Durchschnitt ein höherer Anteil der räumlich strukturierten Variabilität gefunden wurde.

Die Streuung der Werte von Kohlenstoffgehalt, C-Vorrat, C/N-Verhältnis, Ake und BS nehmen im Mineralboden zu (Abb. 10 a+b). Die Werte des Grobbodens und des N-Vorrats streuen im B-Horizont dagegen weniger stark als im Humus. Bei den pH-Werten und beim N-Gehalt ist kein sehr deutlicher Tiefengradient der Gesamtvariabilität zu erkennen.

Effekte von Humusform, Substrattyp und Tiefengradient der Basensättigung

Aufgrund der Vielzahl an Ergebnissen wird zunächst ein Überblick über die Resultate anhand eines linearen Modells mit der Humusform, dem Substrattyp und dem Tiefengradienten

Tab. 4: Einfluß von Humusform, Substrattyp, Tiefengradient der Basensättigung (TGBS) und Horizont auf die räumlich strukturierte Varianz (SV) von Bodenparametern. Für jeden Bodenparameter wurde ein eigenes lineares Modell angepasst. Bestimmtheitsmaß, Signifikanzniveau (p) und Freiheitsgrade (df) sind für jedes Modell angegeben. Signifikante Einflußfaktoren ($p < 0,05$) sind mit „X“ gekennzeichnet.

Table 4: Effects of humus form, substrate type, vertical gradient of base saturation (TGBS), and horizon on the spatially structured variance (SV) of soil parameters. For each soil parameter a particular linear model has been adopted. Coefficient of determination, level of significance (p), degree of freedom (df) are denoted for each model. Significant influencing factors ($p < 0,05$) are labelled by „X“.

Parameter	HABC	Humusform	STE	TGBS	R ²	p	df
Frakt. < 2mm			X		0,053	0,047	124
C _{org}		X	X		0,176	< 0,001	147
N _{tot}			X		0,154	< 0,001	130
C-Vorrat	X	11 b	X	X 11 a	0,135	< 0,01	143
N-Vorrat	X		X		0,124	< 0,001	146
C/N			X	X	0,098	< 0,01	145
pH(H ₂ O)						n.s.	190
pH(KCl)						n.s.	193
pH(CaCl ₂)						n.s.	186
AKe	X		X 12 a		0,119	< 0,001	189
Basensättigung	X 12 b	X			0,036	0,051	189

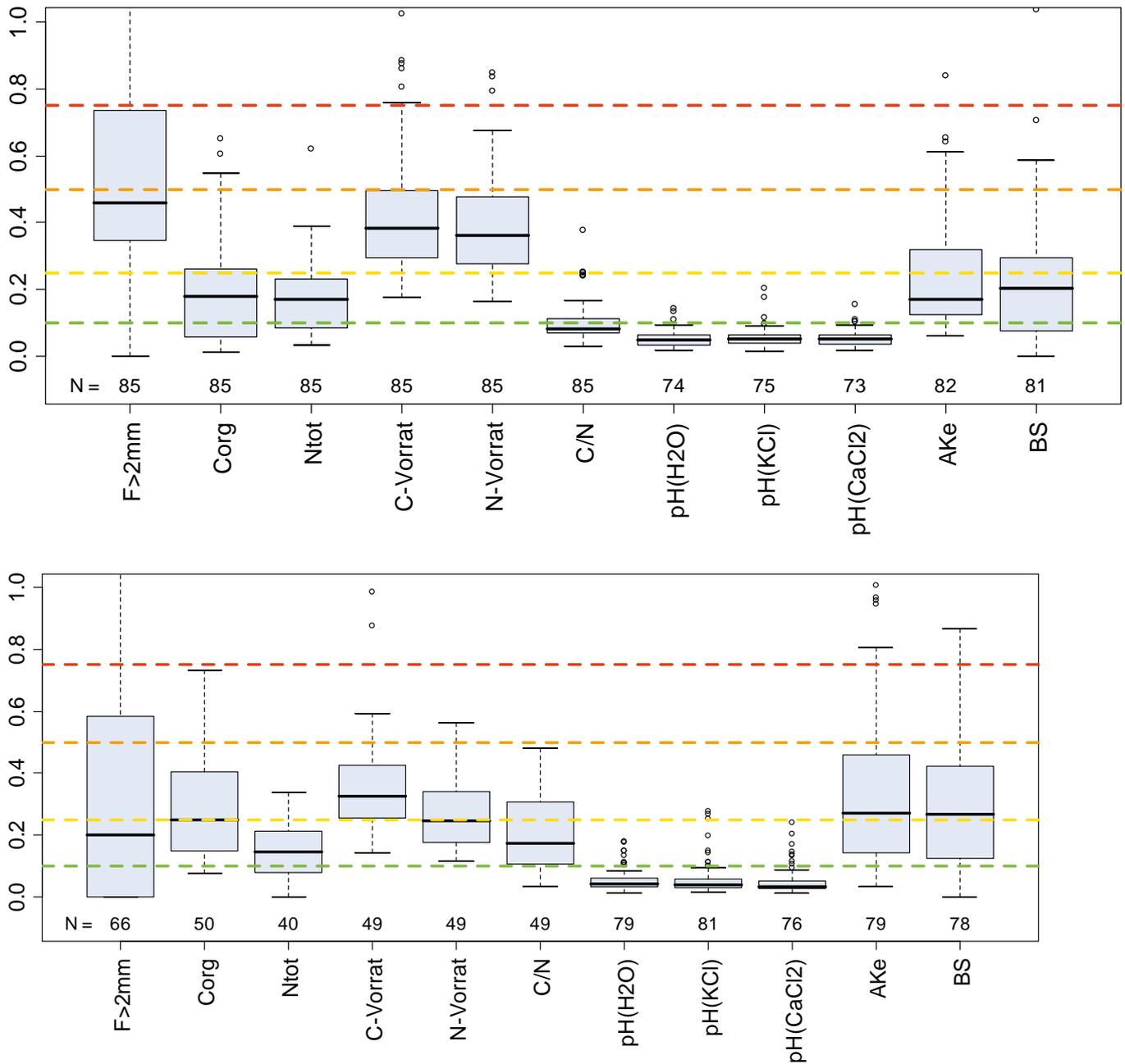


Abb. 10: Variation von Bodenkennwerten (Variationskoeffizient) von 33 BDF in Bayern

Abb. 10 a: Werte im humosen Oberboden

Abb. 10 b: Werte im B-Horizont

Fig. 10: Variation of soil parameters (VK) of 33 BDF in Bavaria

Fig. 10 a: Values of the humus layer including Ah

Fig. 10 b: Values of B horizon

Als Beispiel wird in Abb. 11 a der Kohlenstoff-Vorrat im Humus herangezogen. Besonders stark ausgeprägt ist die SV bei Karbonatböden mit hoher Basensättigung im gesamten Profil. Das mittlere Niveau (Mediane) der übrigen TGBS-Klassen ist aber relativ einheitlich und zeigt, dass der C-Vorrat eher einer geringen räumlichen Abhängigkeit unterliegt.

Über den gesamten Datensatz zeigen sich nach Humusform und TGBS nur geringe Unterschiede hinsichtlich der räumlich strukturierten Varianz (Tab. 4). Die räumlich strukturier-

te Varianz von Bodenparametern (SV) variiert innerhalb der verschiedenen Humusformen und TGBS-Klassen meist sehr stark. Die Unterschiede zwischen den Gruppen sind nur undeutlich und weisen über die verschiedenen Parameter und Straten keine konsistenten Muster auf.

Der Einfluss der Standortseinheit ist häufig signifikant (Tab. 4) und in manchen Fällen auch grafisch deutlich ausgeprägt. Die SV der AKe (Abb. 12 a) nimmt von der Substratgruppe Sand (0) zum Lehm (2) hin ab und steigt vom Lehm über den ,

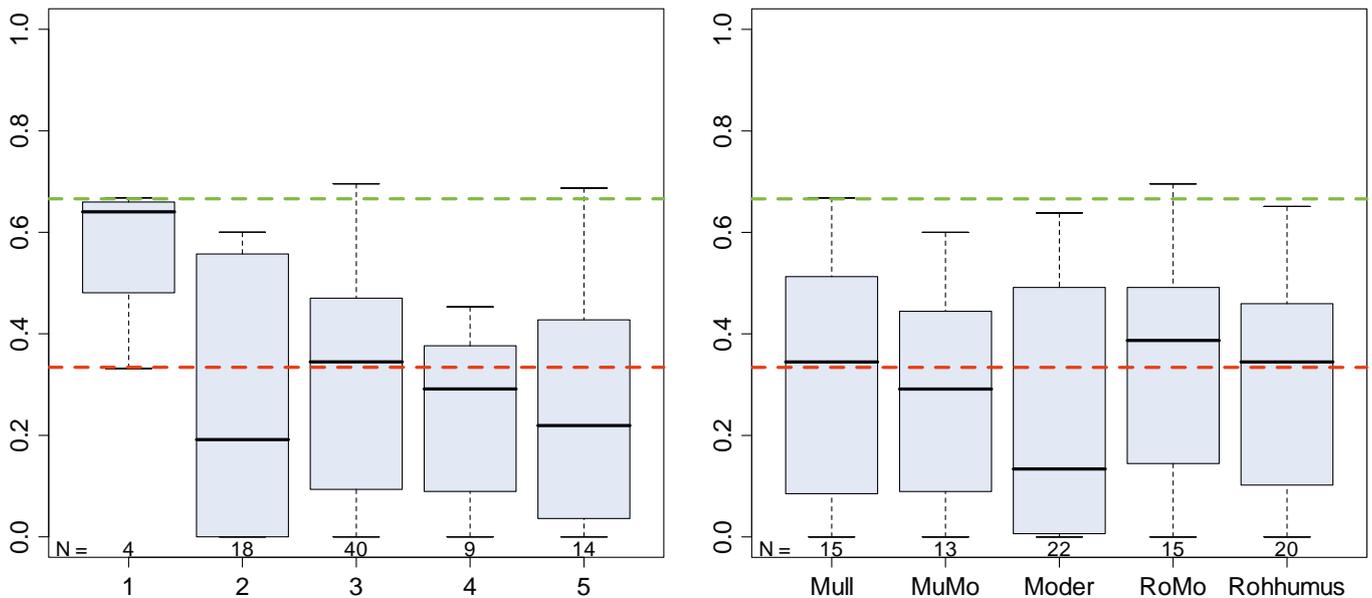


Abb. 11 a: Räumlich strukturierte Varianz der Kohlenstoffvorräte im humosen Oberboden bei verschiedenen verschiedenen Tiefengradienten der Basensättigung (TGBS)

Abb. 11 b: Räumlich strukturierte Varianz der TGBS bei verschiedenen Humusformen

Fig. 11 a): Spatially structured variance (SV) of carbon stocks of the humus layer stratified by depth gradients of base saturation

Fig. 11 b): Spatially structured variance (SV) of base saturation stratified by Vertical gradient of base saturation (TGBS)

Feinlehm (3) zum Decksand, bzw. –lehm (6) und Schichtlehm (8) wieder deutlich an. Es wurde daher untersucht, inwieweit die Effekte der Substratgruppen auf die Bodenart zurückgehen. Ein Einfluss der Textur auf räumliche Abhängigkeit konnte aber ebenfalls nicht eindeutig nachgewiesen werden (nicht dargestellt).

Die vertikalen Muster der räumlichen Abhängigkeit seien am Beispiel der Basensättigung erläutert, bei der ein signifikanter Einfluss des Horizonts im linearen Modell nachgewiesen wurde (Tab. 4). Eine deutliche Differenzierung der räumlich strukturierten Varianz über das gesamte Tiefenprofil ist grafisch jedoch kaum erkennbar (Abb. 12 b). Obwohl bei man-

chen Standorteinheiten z.B. bei Ton/Kalkverwitterungslehm (4) im Mittel ein relativ ausgeglichener Verlauf festzustellen ist, streuen die Einzelwerte der untersuchten Profile innerhalb der Standortgruppen sehr stark. Auch bei den übrigen Bodenkennwerten konnte keine gerichtete Abhängigkeit von der Profiltiefe festgestellt werden.

Neben den hier dargestellten Ergebnissen der räumlich strukturierten Varianz auf der Basis von robusten Semivarianzschätzungen (modulus estimator) wurden die Einflüsse von Humusform, TGBS und Substrattyp auf die räumlichen Eigenschaften zusätzlich noch an den Daten der entsprechenden konventionellen Semivarianzschätzungen und für den räum-

Tab. 5: Einfluß von Humusform, Substrattyp, Tiefengradient der Basensättigung (TGBS) und Horizont auf den Variationskoeffizienten (VK) von Bodenparametern. Für jeden Bodenparameter wurde ein eigenes lineares Modell angepasst. Bestimmtheitsmaß, Signifikanzniveau (p) und Freiheitsgrade (df) sind für jedes Modell angegeben. Signifikante Einflußfaktoren ($p < 0,05$) sind mit „X“ gekennzeichnet.

Table 5: Effects of humus form, substrate type, vertical gradient of base saturation (TGBS), and horizon on the coefficient of variation (VK) of soil parameters. For each soil parameter a particular linear model has been adopted. Coefficient of determination, level of significance (p), degree of freedom (df) are denoted for each model. Significant influencing factors ($p < 0,05$) are labelled by „X“.

Parameter	HABC	Humusform	STE	TGBS	R ²	p	df
Frakt. < 2mm		X	X	X	0,215	< 0,001	166
C _{org}	X			X	0,402	< 0,001	150
N _{tot}						n.s.	144
C-Vorrat	X			X	0,315	< 0,001	149
N-Vorrat	X				0,183	< 0,001	152
C/N	X			X	0,342	< 0,001	148
pH(H ₂ O)	X	X	X	X	0,233	< 0,001	173
pH(KCl)		X	X	X	0,193	< 0,001	179
pH(CaCl ₂)	X	X	X	X	0,258	< 0,001	169
AKe	X	X	X	X 14 b	0,298	< 0,001	181
Basensättigung	X	X 14 a	X	X	0,257	< 0,001	179

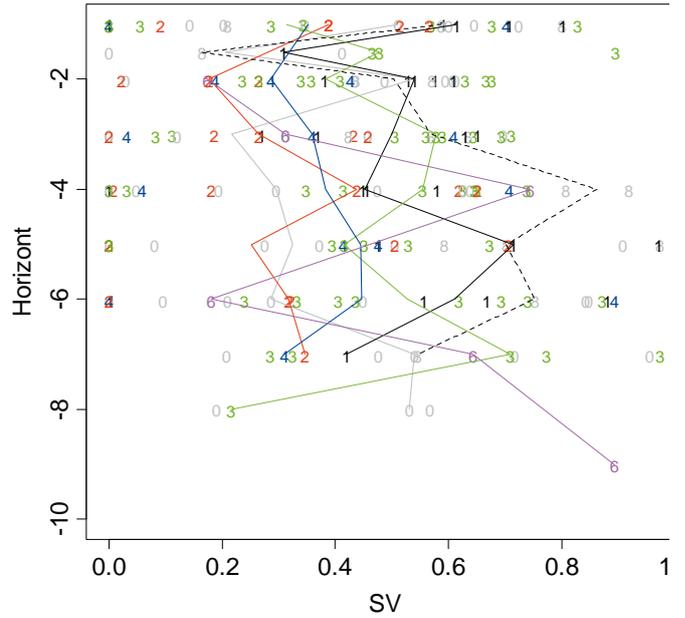
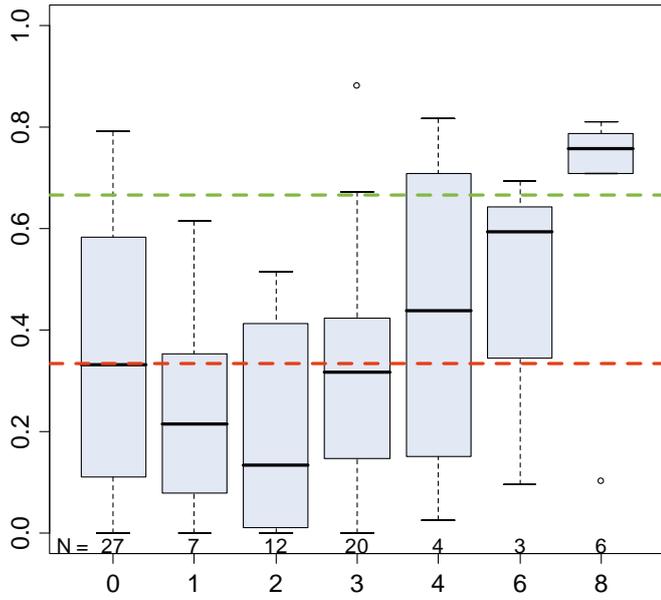


Abb. 12 a: Räumlich Strukturierte Varianz (SV) der Basensättigung im B-Horizont bei unterschiedlichen Substrattypen (hier: Standortseinheit)

Abb. 12 b: Räumlich strukturierte Varianz (SV) der Basensättigung in allen erfassten Horizonten bei unterschiedlichen Substrattypen (hier: Standortseinheit) Grundlage sind die Daten von 33 BDF in Bayern

Fig. 12 a: Spatially structured variance (SV) of base saturation of the B-horizon stratified by site (site unit according to the Bavarian classification)

Fig. 12 b: Spatially structured variance (SV) of base saturation of all horizons stratified by site (site unit according to the Bavarian classification)

lichen Korrelationskoeffizienten (Moran's I) analysiert. Es war jedoch mit keinem der drei Verfahren möglich, klare und durchgängige Abhängigkeiten der räumlichen Verteilung von Bodenparametern von den untersuchten Standortfaktoren ab-

zuleiten.

In dieser Analyse wurde als letzter Schritt der Einfluss von Straten (nach Humusform, Substrattyp und Horizontierung) auf die

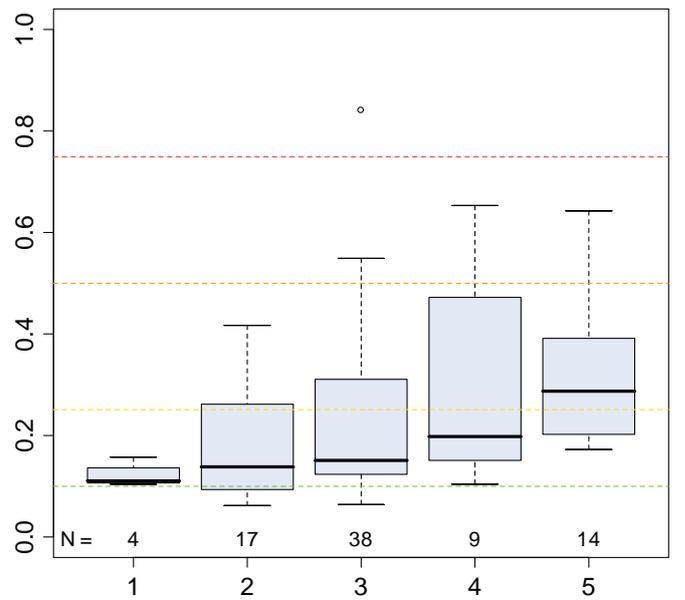
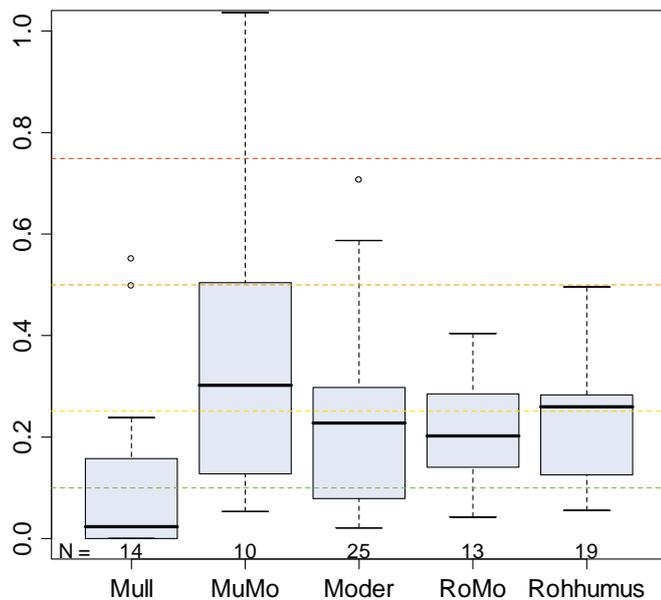


Abb. 13 a: Variationskoeffizient (VK) der Basensättigung im humosen Oberboden bei unterschiedlichen Humusformen

Abb. 13 b: Variationskoeffizient (VK) des C-Vorrates im humosen Oberboden bei unterschiedlichen Standortseinheiten

Fig. 13 a: Coefficient of variance (VK) of base saturation of humus layer stratified by humus form

Fig. 13 b: Spat Coefficient of variance (VK) of C-storage of humus layer stratified by site (site unit according to the Bavarian classification)

Gesamtstreuung (Variationskoeffizient, VK) untersucht (Tab. 5). Die Bestimmtheitsmaße liegen bei den Modellen mit dem VK als Zielgröße deutlich über jenen mit der SV als Zielgröße und sind bei drei Bodenparametern größer 0,3. Die vertikale Horizontierung erwies sich bei den VK-Modellen deutlich häufiger als signifikante Einflussgröße (acht Fälle). Die TGBS ist am häufigsten signifikanter Einflussfaktor (bei neun Bodenparametern). Die Humusform und die Standorteinheit waren bei jeweils sechs Bodenparametern entscheidend für die Erklärung der Variation. Allerdings beruhen die relativ hohen Bestimmtheitsmaße in den meisten Fällen auf Unterschieden des VK in der vertikalen Horizontierung. Ohne die Horizontierung als Einflussgröße erreicht das Bestimmtheitsmaß in keinem Fall mehr als 0,3.

Dies erklärt wohl, dass sich bis auf wenige Ausnahmen auch bei der Analyse der VK keine durchgängigen Beziehungen zwischen den untersuchten Standortstraten und der Variation ergaben. Plausible Zusammenhänge ließen sich aber z.B. bei der Basensättigung und der AKe herstellen (Abb. 13). Die Basensättigung des Humus streut bei den Mullböden deutlich weniger als bei allen übrigen Humusformen. Die Streuung der AKe im humosen Oberboden nimmt auf stärker versauerten Böden zu (Abb. 13 b). Dies trifft auch für die BS zu (nicht dargestellt).

Da ein Einfluss des Substrattyps auf die Streuung in mehreren Fällen (z.B. bei Ake und BS) zu beobachten war, wur-

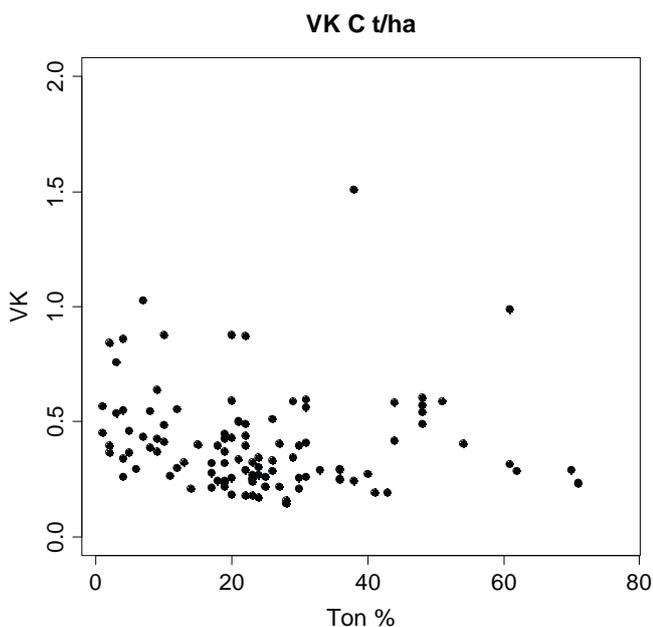


Abb. 14: Variationskoeffizient von wichtigen Bodenkennwerten im Humus in Abhängigkeit vom Tongehalt des Oberbodens

Fig. 14: Coefficient of variance (VK) of important soil parameters (y-axis) against clay content (x-axis) of the upper mineral soil.

de der Zusammenhang zwischen Bodentextur und VK an Streudiagrammen analysiert. Es zeigte sich, dass bei einigen Parametern tatsächlich eine Tendenz zu geringeren Streuungen bei höherem Tonanteil zu erkennen ist (Abb. 14).

Kritische Differenzen

Die kritische Differenz gibt an, welche Änderung zwischen zwei Untersuchungen erfolgen muss, um einen statistischen Nachweis einer Bodenveränderung führen zu können. Sie ist

abhängig von der Stichprobengröße und der Streuung der untersuchten Wertepopulation (Abb. 15). Bei einem Stichprobenumfang von $N=9$ (Stichprobenumfang der BZE) ist die kritische Differenz direkt proportional zum Variationskoeffizienten. Die in Abb. 10 dargestellten Variationskoeffizienten können demnach auch als kritische Differenzen gewertet werden.

Für die kritischen Differenzen ergeben sich die in Tab. 4 dargestellten relativen Änderungsraten. Durchschnittswerte werden anhand der Mediane ermittelt. Wie anhand der Perzentile zu erkennen ist, streuen die kritischen Differenzen in einem weiten Bereich.

Da keine deutliche Abhängigkeit von standörtlichen Faktoren nachgewiesen werden konnte, ergibt sich für die verschiedenen Bodenparameter eine Rangfolge ohne Berücksichtigung des Standorts. Am niedrigsten liegen die kritischen Differenzen mit ca. 5 - 10 % bei den pH-Werten und dem C/N-Verhältnis (Tab. 6, grüner Bereich). Bei den C- und N-Gehalten sowie AKe und Basensättigung ist eine Änderung von ca. 20% nötig, um einen statistischen Nachweis zu führen (Tab. 6, gelber Bereich). Die größten Bodenveränderung sind mit ca. 40 % bei den Vorratswerten und beim Grobbodenanteil erforderlich (Tab. 6, roter Bereich).

Die kritischen Differenzen beziehen sich auf die Stichprobe der BZE ($N=9$) und liegen dementsprechend für die BDF ($N=18$) zu hoch. Bei einem Variationskoeffizienten von 0,2 liegt die kritische Differenz bei der BZE-Stichprobe bei 20%, während bei der BDF-Stichprobe schon eine 14% Änderung ausreicht, um einen statistischen Nachweis zu führen (Abb.16).

Durch eine Zusammenfassung der einzelnen BDF-Punkte zu Gruppen kann die Nachweischance im Rahmen der BZE-Auswertung aber vergrößert werden (Abb.15). Zum Beispiel läge bei einem Variationskoeffizienten von 0,2 die kritische Differenz bei einer Gruppenstärke von $N=100$ nur noch bei 6%. Allerdings wurde die Gesamtstreuung der Daten durch die Zusammenfassung vieler BZE-Punkte angehoben, was auch die kritische Differenz wiederum ansteigen lässt.

4. Diskussion

4.1. Typisierung von Böden nach ihren räumlichen Eigenschaften

In dieser Studie wurde ein einfacher Ansatz zur *Typisierung von Böden nach ihren räumlichen Eigenschaften* vorgestellt. In Einzelfällen ließen sich durchaus plausible Muster entlang des untersuchten Standortgradienten identifizieren. Biologische Prozesse bieten z. B. Ansätze für die Erklärung der räumlichen Struktur im humosen Oberboden. Einen Ansatzpunkt zur Interpretation der Ergebnisse bietet z. B. die Bioturbation (das Durchwühlen und Durchmischen von Böden durch Bodenorganismen). Sie nimmt standortbedingt von basenarmen zu basenreichen Böden zu (DUNGER 1983, MELLERT et al. 1998). Eine mögliche Kausalität für den Befund höherer räumlicher Abhängigkeit bei Karbonatböden (Abb. 11a) lässt aus der hohen Bioturbation in Karbonatböden (REHFUESS 1990) ableiten. Da die grabende Tätigkeit von Regenwürmern auch mit einer horizontalen Verteilung von Humus und damit der C-Vorräte verbunden ist, kann dies zur Ausbildung deutlicher räumlicher Strukturen führen. Ein weiteres Beispiel für einen möglichen Kausalzusammenhang zwischen räumlicher Variabilität im humosen Oberboden und Standort liefert Abb. 13b. Der Befund, dass die Streuung der AKe im humosen Oberboden auf stärker versauerten Böden zunimmt, könnte damit zusammen

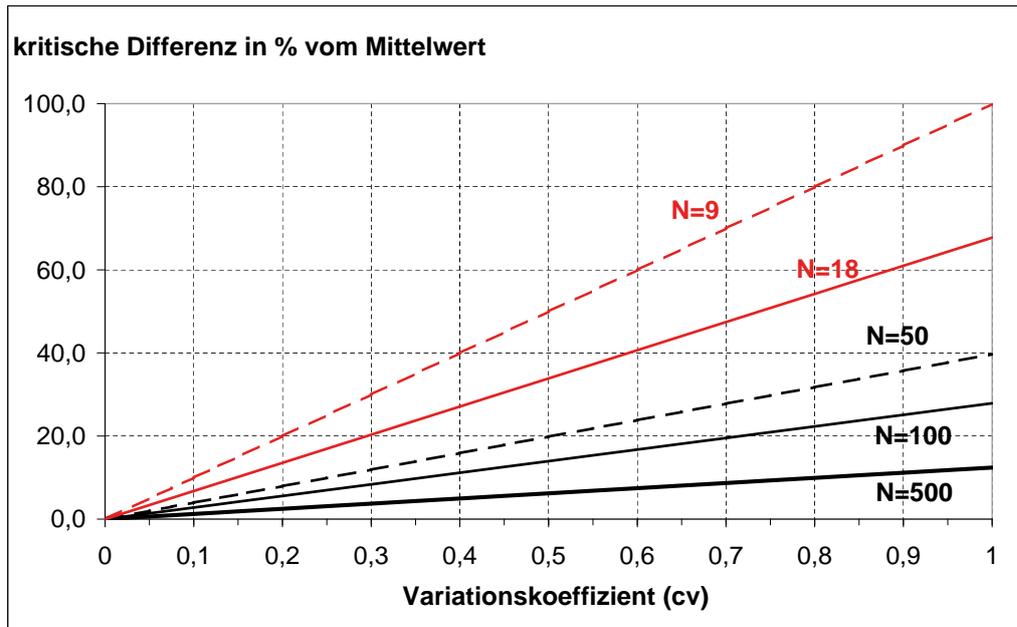


Abb. 15: Kritische Differenzen in Abhängigkeit vom Variationskoeffizienten. Die Linien geben die Werte für verschiedene Stichprobengrößen wider.

Fig. 15: Critical differences against coefficient of variance (VK). Lines represent different sample sizes.

Tab. 6: Kritische Differenzen von Bodenparametern im humosen Oberboden. Datengrundlage sind die mittleren Varianzen (Mediane) der entsprechenden Bodenparameter auf 33 BDF in Bayern.

Table 6: Critical differences of different soil parameters describing the humus layer. Values base on median variances of soil parameters of 33 BDF in Bavaria.

Parameter	5. Perzentil	25. Perzentil	Median	75. Perzentil	95. Perzentil
pH H2O	1	3	5	7	11
pH CaCl2	1	4	5	7	11
pH KCl	2	4	5	7	10
C/N-Verhältnis	3	7	8	11	18
N-Gehalt	0	9	17	23	39
Ake	6	12	17	32	61
C-Gehalt	1	6	18	26	55
BS	0	6	21	32	71
N-Vorrat	17	28	37	49	79
C-Vorrat	18	29	39	50	76
Grobboden	0	31	46	73	134

hängen, dass höhere Ake-Werte in sauren (Sand)-Böden verstärkt in organischen hot spots (z.B. humifizierte Wurzelstöcke des Vorbestandes, Riek & Hornschuch 2007) auftreten.

In den meisten Fällen sind die gefundenen räumlichen Zusammenhänge aber zu schwach, um einen klaren Standortbezug herzuleiten. Zwar bieten neuere Fallstudien ebenfalls kaum Anhaltspunkte für eine Klassifizierung von Standorten nach ihren räumlichen Eigenschaften, BENS et al. (2006) sowie HORNSCHUCH & RIEK (2007) konnten aber signifikante Bewirtschaftungseffekte bzw. Unterschiede von Natur- und Wirtschaftswäldern identifizieren. Für die Aufdeckung dieser Effekte war allerdings ein sehr hoher Aufwand von 50 Proben (BENS et al. 2006) bzw. 221 Proben mit einem Mindestabstand von 0,4 m erforderlich HORNSCHUCH & RIEK (2007).

Die Gründe für das Fehlen von klaren standortabhängigen Mustern in der räumlichen Verteilung der BDF liegen wohl zum einen in der für geostatistische Zwecke schwachen Datenbasis unserer Untersuchung. Wegen der geringen räumlichen Auflösung konnte die mutmaßlich hohe mikroskalige Variabilität

auch nicht hinreichend genau erfasst werden. Das Ergebnis der geostatistischen Analyse ist dadurch in hohem Maß von zufälligen Effekten geprägt. Es kommt hinzu, dass der Umfang der bisher verfügbaren Zahl von BDF (33 Flächen) für die Untersuchung von Standortkollektiven nicht sehr groß ist.

4.2. Räumliche Heterogenität als Problem für die Detektion zeitlicher Änderungen

Neben der Frage nach Gesetzmäßigkeiten bei den räumlichen Eigenschaften kann unsere Studie aber auch generell zum Diskurs über die räumliche Heterogenität als Problem für die Detektion zeitlicher Änderungen beitragen (z.B. PAPRITZ & WEBSTER 1995, BAERT et al. 1998, DE VRIES et al. 2000, KIRWAN et al. 2005). Da dem Bodenmonitoring meist ein Kollektiv kleiner Parzellen mit deutlich unter einem Hektar Fläche zugrunde liegt, ist die kleinräumige Variabilität entscheidend für die Unsicherheitsabschätzung. Gerade die Arbeiten zur kleinräumigen Variabilität, auf der Meter-Skala und darunter, stammen überwiegend aus der jüngsten Zeit (DEURER 2000, TEICHERT

2000, KIRWAN et al. 2005, SCHÖNING et al. 2005, HORNSCHUCH & RIEK 2007). Ein wesentliches Ergebnis der jüngeren Studien ist, dass die Korrelationslängen von Bodenparametern sich i. d. R. als kürzer erwiesen haben, als dies aufgrund älter Arbeiten zu vermuten gewesen wäre. Zudem war der Nuggeteffekt häufig sehr hoch. Im Rahmen der vorliegenden Studie wurde meist eine mittlere räumliche Abhängigkeit (CAMBARDELLA et al. 1994) im Bereich zwischen 3 m und maximal 20 m vorgefunden. Dies zeigt, dass die Korrelation auf der 3 m Skala bereits deutlich ausgeprägt ist, die Variabilität aber - wie bereits angemerkt - räumlich noch nicht vollständig aufgelöst werden kann.

Verbundene oder unverbunden Stichproben?

Eine praktisch bedeutsame Frage ist hierbei, ob Erst- und Folgeuntersuchungen bei der BDF bzw. der BZE als verbundene oder unabhängige Stichproben anzusehen sind. Ist eine starke räumliche Autokorrelation von Proben bei Wiederholungsaufnahmen vorhanden, können zeitliche Unterschiede mit einer höheren Trennschärfe und damit mit einer verbesserten Nachweischance untersucht werden. Dieser Zusammenhang wurde anhand des idealtypischen Variogramms in Abb. 5 veranschaulicht. Außerhalb des Ranges von ca. 15 m liegt die Varianz im Bereich des Schwellenwerts (sill), hier besteht keine räumliche Autokorrelation. Mit zunehmender Annäherung sinkt die Varianz ab, bis im Nullpunkt der Distanz 100%ige Autokorrelation erreicht wird, sofern kein nugget-Effekt vorliegt. Punkte mit einer Entfernung von 3 m weisen nur noch eine Semivarianz von rund 15% der Varianz von Abständen > 10 m auf. Im gewählten Idealbeispiel ist also bei einer Wiederholungsbeprobung mit einer Distanz von drei Meter aufgrund der hohen Autokorrelation mit einer verbundenen Stichprobe zu rechnen. In den meisten Fällen war die räumliche Abhängigkeit jedoch wesentlich weniger stark ausgeprägt und die Variogrammverläufe waren häufig erratisch. Dies belegt auch der Moran Test, bei dem in nur 25% der untersuchten Fälle signifikant ($p < 0,05$) räumliche Korrelationen auftraten. Der Befund eines hohen Anteils räumlich strukturierter Varianz bei eingeschränkter Stärke der Korrelation impliziert, dass bei einem Abstand von drei Meter sowohl verbundene als auch unabhängige Stichproben auftreten können. Inwieweit die höhere Trennschärfe des verbundenen Tests hierbei zum Tragen kommt, hängt von der Korrelation der zum Zeitpunkt t_1 und t_2 entnommenen Proben ab. Im Fall einer schwachen Korrelation bietet das verbundene Modell keinerlei Vorteile gegenüber dem unabhängigen Verfahren (MELLERT et al. 2007). Für eine konservative Schätzung der kritischen Differenzen wurde daher von einem unverbundenen Stichprobendesign der BZE (Level I-Monitoring) ausgegangen. DEVRIES et al. (2000) gingen bei Schätzung der kritischen Differenzen für die Standorte des Europäischen Level II Monitorings ebenfalls von unverbundenen Stichproben aus.

Unsicherheit und kritische Differenzen

Vergleicht man die *Gesamtvarianz verschiedener Bodenparameter* zeigen sich bei den BDF deutliche Unterschiede. Eine *Übertragung* der gefundenen Variabilität von BDF-Daten zur Abschätzung der Unsicherheit von BZE-Daten erscheint auf dieser Basis am ehesten möglich zu sein. Angesichts der hohen Schwankungsbreite der Variationskoeffizienten (Abb. 11) ist aber auch diese Verallgemeinerung mit entsprechenden Unsicherheiten behaftet.

Als Maß für die Unsicherheit von Bodenuntersuchungen wird in vielen Publikationen angegeben, wie viele Proben für eine

sichere Schätzung (KI = 95%; Fehler +/- 10%) eines Bodenkennwerts erforderlich sind. Dabei zeigte sich, dass für eine entsprechend exakte Schätzung in manchen Fällen ein erheblicher Aufwand bestritten werden muss (BAERT et al. 1998, LISCHIED et al. 1998, KIRWAN et al. 2005, SCHÖNING 2005). Die Streuung und der daraus resultierende Stichprobenumfang erwiesen sich aber bei verschiedenen Bodenparametern als sehr unterschiedlich. BAERT et al. (1998) geben in ihrer Literaturübersicht Stichprobenumfänge von 2 (pH) bis > 300 (austauschbare Kationen) an. Bei Nitrat (LISCHIED et al. 1998). Beim Kohlenstoffvorrat (CONANT et al. 2003, SCHÖNING et al. 2005) werden ebenfalls mehrere Hundert Proben als notwendiger Stichprobenumfang genannt. MELLERT et al. (2007b) wiesen aber auf die große Bedeutung einer Anpassung an die Normalverteilung bei schiefen Verteilungen (z.B. bei Nitrat häufig anzutreffen) hin, um die nötige Stichprobenzahl zu senken. Eine weitere wichtige Maßnahme zur Senkung der Varianz bzw. der Stichprobenumfänge ist eine Beprobung im Nahbereich innerhalb der Reichweite des beobachteten Parameters.

Da bei unserer Untersuchung eine feste Stichprobengröße vorgegeben war, haben wir die kritische Differenz als Maß für die Nachweischance von Bodenveränderungen auf der Basis der BZE-Stichprobe von N=9 berechnet. Nach Streuung und räumlicher Abhängigkeit sinken die Chancen für den Nachweis von Bodenveränderungen im humosen Oberboden in der Reihe pH und C/N-Verhältnis (kritische Differenz = ca. 10%), C+N-Gehalte sowie BS und Ake (kritische Differenz = ca. 20%), Vorräte und Grobboden (kritische Differenz \geq 30%). Laut Literaturangaben nimmt die Variabilität von Parametern im humosen Oberboden ebenfalls in dieser Reihe zu (BAERT et al. 1998, KIRWAN et al. 2005), wobei das Ranking von C- und N-Gehalten auf der einen und von BS und Ake auf der anderen Seite nicht ganz sicher erscheint. JANDL & RIEDER (1998) kalkulierten aus Messdaten und Simulationen, dass mit einer Stichprobe von 10-15 Proben eine Bodenveränderung von 20% bei pH, C/N-Verhältnis und Basensättigung nachgewiesen werden kann. Laut SCHÖNING et al. (2005) müssten die C-Vorräte im Oberboden dagegen um 75% ansteigen, um einen statistischen Nachweis führen zu können.

Bemisst man die kritische Differenz an den zu erwartenden Änderungsraten in 20 Jahren kann die Nachweischance für den Zeitraum der BZE I/BZE II-Wiederholungsbeprobung abgeschätzt werden (MELLERT et al. 2007). Nach Literaturrecherchen und Datenanalysen kann am unteren Ende der Versauerungsfront eine weitere pH-Wert Abnahme um ca. 0,2 pH-Einheiten angenommen werden, sofern diese im Austauschpufferbereich liegen. Sowohl im Karbonat- als auch im Aluminiumpufferbereich und darunter sind dagegen aufgrund des großen Pufferpotentials keine Änderungen zu erwarten. Im humosen Oberboden sind dagegen je nach Situation auch Zunahmen des pH-Wertes von 0,3 bis 0,5 pH-Einheiten möglich. Die potentielle Abnahmerate der Basensättigung in diesem Zeitraum liegt in einer Größenordnung von ca. 5 – 10%. Vor allem für Standorte mit intermediären bis inaktiven Humusformen, bei tiefgründig versauerten Standorten und mit Einschränkung auch für Standorte mit hohen Staubeinträgen, Düngung oder Kalkung herrscht ein für einen statistischen Nachweis relativ günstiges Signal/Rauschen Verhältnis (MELLERT et al. 2007). Untersuchungen von PRIETZEL et al. (2006) an zwei Standorten zeigen, dass innerhalb der letzten Jahrzehnte eine beträchtliche Bodenversauerung stattgefunden hat, welche auch bei geringen Wiederholungszahlen (N=12) statistisch abgesichert werden konnte. Auch die infolge anhaltend hoher N-Einträge zu erwartende N-Akkumulation von ca. 100 bis 400 kg N/ha in den letzten 20 Jahren dürfte in vielen Fäl-

len statistisch abzusichern sein (MELLERT et al. 2007). Anhand des C/N-Verhältnisses dürfte die N-Anreicherung ebenfalls in vielen Fällen nachweisbar sein. Dies konnten PRIETZEL et al. (2006) an ihren Fallbeispielen bereits zeigen. Problematischer ist nach den Schätzungen der vorliegenden Studie mit einer kritischen Differenz von 40% der Nachweis von Kohlenstoffvorratsänderungen. Diese Einschätzung wird durch empirische Studien ebenfalls belegt (SCHÖNING et al. 2005, PRIETZEL et al. 2006, MELLERT et al. 2007).

Summa summarum spiegeln sich die Erkenntnisse aus der BDF-Analyse in den Resultaten der publizierten Fallstudien. Der Mehrwert der vorliegenden Analyse gegenüber den bisher publizierten Arbeiten besteht darin, dass eine homogene und für die Verhältnisse der BZE adäquate Datenbasis verwendet wurde. Dies bietet eine größere Sicherheit für die Quantifizierung der statistischen Eigenschaften der verwendeten Bodenkennwerte. Die verbleibenden Unsicherheiten weisen auf den *Forschungsbedarf* in diesem Bereich hin. Es besteht insbesondere ein Bedarf an kleinräumigen Bodenuntersuchungen (Mindestabstand ≤ 1 m) mit konsistentem Design, ausreichender Stichprobenzahl ($N \geq 50$), die zumindest die flächenmäßig bedeutendsten Standortstypen in Deutschland enthält. Wie im nächsten Abschnitt dargestellt wird, böten ergänzende Untersuchungen auf bereits etablierten Monitoringflächen, z.B. auf bayerischer Bodendauerbeobachtungsflächen, eine gute Ausgangsbasis hierfür.

4.3. Verbesserungsmöglichkeiten in den Probenahmedesigns

Die geostatistische Betrachtung der Programme von BDF und BZE erlaubt auch eine Beurteilung des *Probenahmedesigns* und die Ableitung von Empfehlungen. Wie die geostatistischen Parameter zeigen, wurden beim Beobachtungsabstand der BDF von drei Metern häufig redundante, weil korrelierte Informationen erfasst. Flächenrepräsentativer und effizienter hinsichtlich der Erfassung der Gesamtvarianz wäre eine gleichmäßigere Abdeckung bei größerem Abstand der Punkte (WEBSTER & OLIVER 1990). Für eine Wiederholungsbeprobung erscheint die Distanz von 3 m jedoch ein guter Kompromiss zu sein, da bei dieser Distanz meist eine räumliche Korrelation vorhanden ist, die Entfernung aber dennoch groß genug ist, um außerhalb einer Störung durch die Beprobung des Nachbarpunktes zu liegen.

Für die zeitliche Beobachtung von Böden mit kleiner Stichprobe empfehlen PAPRITZ UND WEBSTER (1995) eine stratifizierte Zufallsstichprobe mit 2 Stichprobenpunkten per Stratum. Dieses Verfahren bietet durch die gute räumliche Abdeckung einen Vorteil gegenüber dem von BZE und BDF verwendeten Ansatz und ließe sich im Rahmen der BDF mit der Stichprobe von 18 Punkten bei einer Unterteilung der Fläche in 9 Teilplots umsetzen. Bei der BZE-Stichprobengröße von neun wäre dann aber keine Wiederholung pro Subplot mehr möglich. Ein weiteres Problem ist, dass die Abstände beim BDF-Verfahren bei der Wiederholungsbeprobung unterschiedlich groß sind, da die Kreuztransekte zu diesem Zweck verdreht werden. Besser wäre ein konstanter Abstand, der etwa durch eine Parallelverschiebung des Transekts erreicht werden könnte.

Die Eignung der BDF als Modellböden für die Erfassung parameter- und standortspezifischer Variabilitätseigenschaften könnte durch entsprechende Maßnahmen verbessert werden. Für diese Zielsetzung könnten auf den BDF in den vier Dreiecksflächen zwischen den Transekt-Schenkeln (Abb. 1) zusätzliche Proben, in einem genesteten Design mit einer

besseren Abdeckung kurzer Distanzen (≤ 1 m) entnommen werden (WEBSTER & OLIVER 1990). Auf diese Weise könnten BDF-Untersuchungen zur Kenntnis der kleinräumigen Variabilität von Böden weiter ausgebaut werden.

Mangels geeigneter kleinräumiger Untersuchungen muss die Abschätzung von Effekten der unterschiedlichen Probenahmedesigns der verschiedenen Bundesländer auf der Basis simulierter Felder vorgenommen werden (MELLERT & RÜCKER 2008). Zur Fehlerschätzung werden hierbei zweidimensionale Zufallsfelder erzeugt, die in ihren Eigenschaften realen Böden ähneln (WEBSTER & OLIVER 1992, PAPRITZ & WEBSTER 1995a+b). Auf diese Weise kann die Unsicherheit bei definierten räumlichen Eigenschaften von Böden präzise quantifiziert werden. Dies ist aufgrund fehlender Studien mit sicherer Datenbasis ($N > 100$; WEBSTER & OLIVER 1992) im Moment der einzige Weg, um unterschiedliche Probenahmedesigns auf verschiedensten Böden zu testen.

5. Synopsis und Schlussfolgerungen

Insgesamt muss festgestellt werden, dass keine klaren Gesetzmäßigkeiten der räumlichen Korrelation aus den untersuchten BDF-Daten abgeleitet werden konnten. Eine räumliche Abhängigkeit konnte nur in rund 25% der Fälle nachgewiesen werden. Eine Zuweisung von bestimmten räumlichen Verteilungseigenschaften zu den betrachteten Standortstypen ist auf dieser Grundlage kaum möglich. Der künftige verfügbare BDF-Datensatz (77 Flächen) bietet jedoch deutlich bessere Chancen mögliche Zusammenhänge aufzudecken, v.a. wenn die räumliche Beprobungsdichte erhöht wird. Durch geeignete Klassifikation könnten sich unter Umständen doch Typen ähnlicher räumlicher Eigenschaften bilden lassen.

Während die Ergebnisse zur räumlichen Abhängigkeit vage bleiben, zeigte sich bei den verschiedenen Bodenparametern aber ein deutlich unterschiedliches Variationsniveau (VK). Aufgrund der mittleren Variation konnte ein Parameter-spezifische Fehler mit entsprechender Unsicherheit geschätzt werden. Dieser Fehler kann als Anhalt für die Streuung der bei der BZE ermittelten Mischproben-Mittelwerte verwendet werden und dient somit als Eingangsgröße in das Fehlerbudget der BZE II (BFH 2008). Darüber hinaus kann über die kritischen Differenzen eine Aussage darüber getroffen werden, bei welchen Parametern ein Nachweis einer zeitlichen Bodenveränderung durch Vergleich von BZE I und II Ergebnissen erbracht werden kann. Gemessen an den zu erwartenden Änderungs-raten (Signalstärken) von Bodenveränderungen, ergeben sich für das C/N-Verhältnis und den N-Vorrat gute Chancen auf einen statistischen Nachweis der N-Akkumulation (MELLERT et al. 2007). Für einen Nachweis der fortschreitenden Bodenversauerung anhand pH und Basensättigung stehen die Chancen auch nicht schlecht. Große Schwierigkeiten sind dagegen beim Nachweis einer Kohlenstoffakkumulation im Wald zu erwarten.

6. Danksagung

Unser besonderer Dank gilt allen Kräften, die bei der Gewinnung von Daten beteiligt waren sowie dem Bayerischen Staatsministerium für Landwirtschaft und Forsten, welches das Bodendauerbeobachtungsprogramm finanziert. Dem Team um Prof. Helmut Küchenhoff und Dr. Thomas Kneip (Statistisches Institut der LMU München) danken wir für die Unterstützung in geostatistischen Fragen. Das Projekt „Entwicklung eines statistischen Designs für die zweite Bodenzustandserhebung im Wald (BZE II)“ in dessen Rahmen die vorliegende Untersu-

chung durchgeführt wurde, wurde vom Bundesministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Verbraucherschutz finanziert, hierfür danken wir.

7. Literatur

- AG Boden [Ad-Hoc-Arbeitsgruppe Boden] (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung 5. Aufl., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Hannover 438 S.
- Beart G., Vanmechelen L., Van Ranst E. (1998): Critical Review of Soil Sampling Methods in the ICP Forests Programme. FSET meeting - Background document: 19.
- Beckett, P. H. T.; Webster, R. (1971): Soils and Fertilizers, **34/1**, S. 1–15.
- Bens O., Buczko U., Sieber, S., Hüttl R.F. (2006): Spatial variability of O layer thickness and humus forms under different pine beech-forest transformation stages in NE Germany. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* **169**: 5-15.
- BMELF [Bundesministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten] (1990): Bundesweite Bodenzustandserhebung im Wald – Arbeitsanleitung. (Bonn: BMELF report)
- BMELV [Bundesministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Verbraucherschutz] (2008): Abschlussbericht für das Projekt „Entwicklung eines statistischen Designs zur Zweiten Bodenzustandserhebung (05HS021)“. In Vorbereitung.
- Cambardella C.A., Mormann T.B., Novak J.M., Parkin T.B., Karlen D.L., Turco R.F. Konopka A.E. (1994): Field scale variability of soil properties in central Iowa soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **58**: 1501-1511.
- Cleveland, W. S. (1979) Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots. *J. Amer. Statist. Assoc.* **74**, 829–836.
- Conant R.T., Smith G.R., Paustian K. (2003): *J. Environ. Qual.* **32**: 278-286.
- Cressie N., Hawkins D.M. (1980): Robust estimation of the variogram: I. *Journal of the International Association for Mathematical Geology* **17**: 563-586.
- Deurer M. (2000): The dynamics of water and solute flow in the unsaturated zone of a coniferous forest measurement and numerical simulation. *Herrenhäuser Forschungsbeiträge zur Bodenkunde* **2** : 160 S.
- De Vries W., Reinds G. J., van Kerkvoorde M. S., Hendriks C. M. A., Leeters E. E. J. M., Gross C. P., Voogd J. C. H., Vel E. M. (2000): Intensive Monitoring of Forest Ecosystems in Europe. Technical Report 2000 EC-UN/ECE, Brussels, Geneva.
- Dunger W. (1983): Tiere im Boden. Neue Brehm Bücherei. 280 S.
- Goovarts P. (1999): Geostatistics in soil science: state of the art and perspectives. *Geoderma* **89** : 1-45
- Haller B., Knappik C., Rausch M (2006): Räumliche und zeitliche Variabilität von Bodendaten. Praktikumsbericht. Statistisches Institut der Ludwig-Maximilians-Universität München. 20 S.
- Hornschuch, F. & W. Riek (2007): Kennzeichnung „naturnaher Böden“ anhand von Bodenvariabilität und -heterogenität als Ausdruck ökosystemarer Selbstorganisation. *Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges.* **110**: 687-688.
- Jackson, R. B.; Caldwell, M. M. (1993): *J. of Ecology*, **81**: p. 683–692.
- Jandl R (1998): Nachweisbarkeit der Veränderung des chemischen Waldbodenzustands. *Centralblatt für das gesamte Forstwesen* **1**: 11-24
- Jansen, M., Judas, M. & Saborowski. J. (2002): Spatial modelling in forest ecology and management. Springer, Berlin. 225 p.
- Kirwan, N., Oliver, M. A., Moffat, A. J., Morgan, G. W. (2005): Sampling the soil in long-term forest plots: The implications of spatial variation. *Environmental Monitoring and Assessment* **111/** 1-3: 149-172
- Kölling C., Hoffmann M., Gulder H.J. (1996): Bodenchemische Vertikalgradienten als charakteristische Zustandsgrößen von Waldökosystemen. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* **159**: 69-77.
- Legendre, P. & Fortin, M.-J. 1989. Spatial pattern and ecological analysis. *Vegetatio* **80**: 107-138.
- Lischeid G., C. Alewell, J. Bittersohl, A. Göttlein, C. Jungnickel, H. Lange, B. Manderscheid, K. Moritz, B. Ostendorf, Sager, H. (1998): Investigating soil and groundwater quality at different scales in a forested catchment: the Waldstein case study. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* **50**: 109-118.
- Mellert K, Rücker G (2008): Einfluss verschiedener Probenahmevarianten auf die Stichprobenvarianz. In *BMELV: Entwicklung eines statistischen Designs zur Zweiten Bodenzustandserhebung (BZE 2)* In Vorbereitung.
- Mellert K. H., Weis W., Rücker G. (2007): Ermittlung der (potenziell) zu erwartenden Signalstärke von Bodenveränderungen - Grundlagen für die Bewertung und Interpretation von Ergebnissen der BZE II. Literaturstudie im Auftrag des BMELF: 93 S.
- Mellert K. H., Gensior A., Göttlein A., Kölling C., Rücker G. (2008): Variation of soil nitrate concentrations of two N-saturated Norway spruce forests (*Picea abies* (L.) Karst.) in Southern Bavaria - Implications for the Assessment and Regionalisation of the Nstatus of Forests. *Water, Air and Soil Pollution* **187**: 203-217.
- Prietzl, J. Stetter, U. Klemmt, H.-J. Rehfuess, K. E. (2006): Recent carbon and nitrogen accumulation and acidification in soils of two Scots pine ecosystems in Southern Germany. *Plant Soil* (2006) **289**: 153-170
- R Development Core Team (2007): R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0, URL <http://www.R-project.org>.
- Ribeiro JR., P.J. & Diggle, P.J. (2001): geoR: A package for geostatistical analysis.. *R-News* **1/2**: 15-18.
- Schöning, I., Totsche, K.U., Kögel-Knabner, I. (2005): Small scale spatial variability of organic carbon stocks in litter and solum of a forested Luvisol. *Geoderma* **136** : 631-642
- Schubert, A. (2002): Bayerische Waldboden-Dauerbeobachtungsflächen – Bodenuntersuchungen. *Forstliche Forschungsberichte München*, **187**: 223 S.
- SPSS for Windows (1993): Base Systems User's Guide Release 6.0
- Teichert A. (2000): Raum-Zeit-Strukturen von Messgrößen des Stoffhaushalts eines grundwassernahen sauren Sandbodens unter Kiefernwald. *Herrenhäuser Forschungsbeiträge zur Bodenkunde* **5**: 169 S.
- Tiefelsdorf, M. (2000). *Modelling Spatial Processes - The Identification and Analysis of Spatial Relationships in Regression Residuals by Means of Moran's I*. Berlin: Springer.
- Papritz A., Webster R. (1995): Estimating temporal change in soil monitoring: I Statistical theory. *European Journal of Soil Science* **46**: 1-12.
- Papritz A., Webster R. (1995): Estimating temporal change in soil monitoring: II Sampling from simulated fields. *European Journal of Soil Science* **46**: 13-27.
- Robertson, G. P., Crum, J. R., Ellis, B. G. (1993): *Oecologia*, Jg. 96, Nr. 5, S. 451–456.
- Webster, R., Oliver M.A. (1990): *Statistical Methods in soil and land resource survey*. Oxford University Press, 316 p.
- Webster, R., Oliver M.A. (1992): Sample adequately to estimate variograms of soil properties. *Journal of Soil Science*, **43**, 177-192.
- Webster, R., Oliver M.A. (2001): *Geostatitics for Environmental Scientists*, New York: Wiley pp. 244-245.
- Wolff B., Riek W. (1997): *Deutscher Waldbodenbericht 1996 – Ergebnisse der bundesweiten Bodenzustandserhebung im Wald von 1987 – 1993 (BZE) Band 1*: 144 S.
- Zirlewagen, D. v. Wilpert, K. (2004): Using model scenarios to predict and evaluate forest management impacts on soil base saturation at landscape level. *European Journal of Forest Research* **123** / 4, 269-282.
- Zirlewagen, D.; Wilpert, K. v. (1999): Bedeutung kleinräumiger Störungen des Bestandesgefüges für Stofftransporte mit der Bodenlösung. *Berichte Freiburger Forstliche Forschung*, H. 7, 137-142
- submitted: 10.2.2008
reviewed: 7.5.2008
accepted: 17.5.2008

Autorenanschrift:

Karl H. Mellert*, Christian Kölling**, Gernot Rücker*, Alfred Schuber**

* ZEBRIS GIS and Consulting, Lipowskystr. 26, D-81373 München, E-mail kmellert@zebris.com, Tel. 089/58998886

** Bayerische Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft, Am Hochanger 11, D-85354 Freising

The assessment of naturalness and its role for nature conservation and forestry in Europe

Albert Reif and Helge Walentowski

Abstract

Naturalness is one of the most important criteria in nature conservation. This paper examines the fundamental concepts underlying the definition and assessment of naturalness. Its role in nature conservation and forest management under conditions of global change is also discussed.

The degree of naturalness may be defined in ordinal classes. The "static" concept of the potential natural vegetation (pnV), developed in the 1950ies, is mostly used as the reference state. In other cases, its reversed concept, the hemeroby (degree of artificiality) is assessed, based on the intensity and frequency of human impacts.

Since the 1970ies, more attention has been given to natural dynamics than in earlier approaches, e.g. in forest succession models. At the end of the 1980ies, the previous importance was increasingly stressed of natural browsing by large herbivores and the role of predators. These large herbivores are extinct today in most cultural European landscapes. It is assumed, that they open up the canopy, and create park-like forest structures which contain a diversity of habitats for other types of organism (birds, insects).

Changed and permanently changing environments and altering patterns of competition between species continue to modify natural processes today. Some of the more conspicuous effects are the extinction of native species and immigration of species to new regions. Long-lived ecosystems like forests are however not able to adapt quickly to such changes and may be unable to find a new balance with the environment. Today, such changes occur very rapidly, and are reducing the original naturalness of ecosystems. Because of this, the criterion "naturalness" must be downweighted. Conversely, more importance should be attached to other criteria: particularly originality (= original naturalness) and restorability.

Forestry is contributing to this accelerated change of biocoenoses by increasing disturbances and introducing exotic tree species. Naturalisation of some exotic tree species modifies the natural processes and creates a "new allochthonous naturalness". Because of this, forest planning should try to preserve or restore stands with attributes of the "original forest". Exotic species should not be planted, or only in a very restricted way.

Key words: naturalness, hemeroby, originality, human impacts, global change, forestry, nature conservation.

Zusammenfassung

Naturnähe ist eines des wichtigsten Bewertungskriterien im Naturschutz. Die vorliegende Arbeit untersucht die den gän-

gigen Naturnähe-Konzepten zugrundeliegenden Definitionen und Bewertungsmaßstäbe. Auch wird die Rolle von Naturnähe für Naturschutz und Waldbewirtschaftung im „Globalen Landschaftswandel“ diskutiert.

Die Einteilung von Naturnähe erfolgt in graduellen Abstufungen. Zumeist wird dazu das "statische" in den 1950 er Jahren entwickelte Konzept der Potenziellen natürlichen Vegetation (pnV) verwendet. In anderen Fällen wird die zur Naturnähe gegenläufige Hemerobie (Grad des Nutzungseinflusses) herangezogen.

Seit den 1970er Jahren wurden verstärkt Aspekte der natürlichen Dynamik berücksichtigt, z.B. sogenannte „Phasenmodelle“. Ende der 1980er Jahre wurde die ehemalige Bedeutung der Megafauna (große Pflanzenfresser und Prädatoren) hervorgehoben, die heute in den europäischen Kulturlandschaften weitgehend ausgestorben sind. Es wird vermutet, dass Megaherbivoren einst in der Lage waren, den Wald aufzulichten und teilweise parkartige Strukturen mit einer großen Habitatvielfalt für andere Tierartengruppen (Vögel, Insekten) zu schaffen.

Veränderte und sich permanent ändernde Umweltbedingungen und sich wandelnde Konkurrenzmuster zwischen den Arten führen auch heute zu sich laufend ändernden Naturprozessen. Einige der auffälligsten Effekte sind das Aussterben heimischer Arten und die Einwanderung von „fremden“ Arten in neue Regionen. Langlebige Ökosysteme wie die Wälder sind nicht in der Lage, rasch ein neues Gleichgewicht mit den Umweltbedingungen zu finden, ihre Umstellung dauert viele Jahrzehnte. Heute finden Veränderungen von Standortbedingungen sowie die Einwanderung von Tier- und Pflanzenarten sehr rasch statt. Diese Prozesse reduzieren die frühere Naturnähe („Ursprünglichkeit“) der Ökosysteme. Deshalb ist bei naturschutzfachlichen Bewertungen das Kriterium „Naturnähe“ aus heutiger Sicht tendenziell geringer zu wichten. Umgekehrt sollte anderen Aspekten größere Bedeutung beigemessen werden, insbesondere der Ursprünglichkeit (bzw. angestammten Naturnähe) und der Wiederherstellbarkeit.

Die Forstwirtschaft trägt zu einem beschleunigten Wandel der Lebensgemeinschaften bei durch zunehmende Eingriffe (Häufigkeit, Intensität) und Einbringen von Gastbaumarten. Die Einbürgerung einiger exotischer Baumarten verändert die natürlichen Prozesse und kreiert eine "neue allochthone Naturnähe". Deshalb sollte die Forstplanung versuchen, „angestammt naturnahe“ Bestände zu schützen oder wiederherstellen. Exotische Arten sollten nur in einem sehr begrenzten Umfang angepflanzt werden.

Schlüsselbegriffe: Naturnähe, Hemerobie, Ursprünglichkeit, menschliche Einflussnahme, global change, Forstwirtschaft, Naturschutz.

1. Introduction

Naturalness is one of the most important criteria in nature conservation (PLACHTER 1991; PETERKEN 1977, 1993, 1996; USHER & ERZ 1994; REIF 2000; KNIGHT & LANDRES 2002). It follows that many attempts have been made to define naturalness and attribute degrees of naturalness to ecosystems and landscapes (ANDERSON 1991; SIIPI 2004).

Under naturalness we understand the actual expression of the natural state, as opposed to the cultural state (= state created by man) and the original state (= previous state in nature, uninfluenced by man) (SCHERZINGER 1996). Ecosystems which are not influenced by man, or only indirectly, or only very extensively by hunters and gatherers, may also be regarded as natural (ERZ 1992; BERGSTEDT 1997).

Natural forests are extremely rare in Central Europe and restricted to a few regions (LEIBUNDGUT 1983; BÜCKING 2007). Land use history has, more or less, reduced the naturalness of nearly all forests. Most forests of natural origin are replaced today by diverse types of substitute plant communities. As a result, we encounter a mosaic of secondary forests, pastures, meadows, heathlands and fields. Fragmentation and accompanying isolation, as well as soil degradation of forests are important hindrances to recolonisation by organisms after the local extinction of metapopulations (THOMAS et al. 1997).

The degree of naturalness is often assessed by the similarity of a biocoenosis to the presumed natural state before it was affected by man. Because in Europe virgin forests which might act as reference areas no longer exist, the naturalness of forests can only be a hypothetical construct (FISCHER & YOUNG 2007). Unfortunately, available data for forest dynamics, structures, species assemblages, species migration and the nutri-

ent cycles between soil and vegetation are almost exclusively from studies in secondary forests, which thus refer to a "tamed nature".

To evaluate the degree of naturalness, in practice we distinguish between the concept of naturalness (VON HORNSTEIN 1950) and its reversed term, hemeroby (JALAS 1955). Hemeroby expresses the magnitude of cultural influences which work against the natural succession towards a terminal phase in the development of an ecosystem. Natural vegetation is "ahemerob", an artificial environment is "metahemerob" (KOWARIK 1988, 1999).

Example 1: The hemeroby of the Austrian forests is expressed in a nine-level scale (GRABHERR et al. 1998a, b). It reaches from "natural" to "artificial". This differentiated scale is based on 12 criteria, including e.g. the tree species composition, the ground vegetation, development and structure characteristics, and criteria related to exploitation.

The degrees of naturalness and hemeroby can be attributed to different hierarchical levels - to species, ecosystems, or landscapes. The analysis of naturalness provides the basis for practical applications, e.g. evaluations in nature conservation, in which ordinal values are attributed to different degrees of naturalness.

2. Concepts of naturalness

Three concepts of naturalness can be distinguished. They are all mental constructs (FISCHER & YOUNG 2007), representing debates conducted during three main periods after the middle of last century.



Fig. 1: Successional pioneer forest with birch (*Betula pendula*) after clearcut of the previous beech (*Fagus sylvatica*) forest. The naturalness of the tree species composition in both stands can be regarded as similarly high. Differences in value for nature conservation may be attributed to other criteria, e.g., occurrence of rare and endangered species, or differences in the time required to restore these stands. – Bergisches Land, west of Odenthal, 1.1.2008.

2.1. The “Potential Natural Vegetation” - a static approach of naturalness

TÜXEN (1956) constructed a model of naturalness in form of the “potential natural vegetation” (pnV). The present pnV was defined as the vegetation that would develop under present site conditions, if human influence were excluded completely, and the resulting succession took place immediately. The result is a mental construction of the potential natural “climax community” as the terminal stage of successions arising from the existing situation. Successional stages were regarded as less natural, because they result from “disturbances”, which were seen as irregularly interrupting the natural balance (TÜXEN 1956) (figure 1). The pnV-concept still is widely applied today, e.g., for vegetation mapping (e.g., BOHN et al. 2004; CROSS 2006).

In the last years, discussion about naturalness focussed upon the problems induced by the static definition of the pnV. For example, forests are more and more understood as dynamic systems whose present condition may result from a long history. The hypothetical construct of an “immediately” formed climax vegetation excludes the effects of successions. Medium-term changes of soil and humus, or modified competition induced by the recruitment of species new to the area, are ignored by the “static” pnV-concept.

This is illustrated by example 2: When spruce (*Picea abies*) stands growing under climatic conditions favourable for beech (*Fagus sylvatica*) are thrown by storm, spruce forest will re-establish from existing seedlings on the ground and also dominate the next tree generation (FISCHER 1998). Because the pnV-concept excludes successional processes, such as the long-term immigration of beech, spruce forest will be defined as potentially natural on that site, even when beech is the most competitive tree species (e.g., in BMVEL 2004 for Sauerland in NW Germany).

Proposals were made to overcome these weaknesses and to formulate the pnV so that it corresponds to the „natural development potential of the actual biotope“ (SCHMIDT 1997). This entails more consideration of the phasal changes and succession. In Austria too, „long-lived successional stages“ are „taken into account“ as potential vegetation units in the evaluation of the tree layer (GRABHERR et al. 1998a, b). The necessity of a dynamic perspective has been recognised, but is not yet fully applied.

2.2. The virgin forest models: dynamics as a fundamental element of the naturalness concept

Forests are dynamic biocoenoses with relatively long-lived, stand-forming species. In the 1970ies, studies on the structure of „virgin forest remnants“ in Central Europe first made it possible to formulate models of the phasal development of forests (LEIBUNDGUT 1978, 1993; PICKETT & THOMPSON 1978; MAYER 1986; KORPEL 1995; SCHERZINGER 1999; WISSEL 1992; NEUERT et al. 2001). According to those models, when overmature trees come to die, the pre-existing underwood then develops through a regeneration and building phase (figure 2). This last grows on through a mature phase, an aging and degradation phase, from where the regeneration phase again sets in. All this takes place in the so-called “small cycle” in the climax forest. Furthermore, the development phases of building, ageing and regeneration occur in a small-scale mosaic-like texture,

e.g. in the virgin forest of Corkova Uvala in Croatia (MAYER & NEUMANN 1981; figure 3). For a near-natural beech-dominated forest in Denmark, a model of the full forest cycle was developed, equalling some 284 years and including the sequential phases “innovation” (duration 14 years), “aggradation” (56 years), “early biostatic” (96 years), “late biostatic” (108 years) and “degradation” (10 years) (EMBOURG et al. 2000).

The “large cycle” includes disturbances caused by catastrophes, they lead to a light-demanding, rapidly growing cover of pioneer shrubs and trees. Under the canopy of the pioneer forest, shade tolerant species can establish and re-establish the climax forest. An example is found in the Slovak natural beech forest of Badin, where pioneer forests were initiated by large-scale storm damage (KORPEL 1995) (figure 4).

The concept of the pnV sensu TÜXEN is basically a static one. It does not take into account the forest dynamics that can be assumed to naturally occur. Its climax vegetation corresponds only to the “optimum phase” of models of natural forest, whereas the virgin forest models regard all dynamic stages and phases as equally natural, e.g. solitary tree gaps, extensive storm damage or femel-like gaps. Virgin forest models also attempt to reflect that many animal species are temporally and spatially niched to highly specific structural requisites. For example, a lot of characteristic, structure-adapted, forest species benefit from standing, decaying wood, e.g., woodpeckers (SCHERZINGER 1996), arthropods (KLEINEVOSS et al. 1996; MÜLLER et al. 2005; WINTER 2005; WINTER et al. 2005), lichens and fungi. All these specific indicators of naturalness are neglected by the pnV-concept.

2.3. Natural forest and large herbivores

In the 1990ies, the models of cyclic development phases in virgin forests were modified to include a broader view of zoological aspects. Most of the biocoenoses on Earth are shaped by a long coevolution between animals and plants (MITCHELL & KIRBY 1990). Even some of the forest species of Central Europe have to a certain extent adapted themselves to the browsing pressure of herbivores, e.g. by developing defence mechanisms and / or a capacity for vegetative regeneration. It has been postulated that the open phases were once much longer because of the browsing pressure of large herbivores now extinct, such as wisent (*Bison europaeus*), aurochs (*Bos primigenius*) and elk (*Alces alces*) (“mosaic-cycle theory”; REMMERT 1991).

When reconstructing the present-natural state and taking into account the large herbivores, reference can be made to the behaviour biology of cattle (VERA 2000). Because of the robustness of those animals it can be expected that, even if there were predators, herds of wild cattle grazed on suitable areas over longer periods. As rather indiscriminate browsers, they temporarily contributed to keeping the clearings open. Depending on the season the animals might have preferred the alluvial areas (during winter) or the mountain ridges exposed to the wind (during summer).

If the grazing stops, the balance of competition shifts, so that long-lived, shade-tolerant tree species without defence mechanisms overgrow and displace photophilous pioneer species, shoot-forming tree species and browsing-tolerant shrubs with defence mechanisms. The latter tend to retreat to forest edges or disappear, and the structural and floristic diversity decreases.

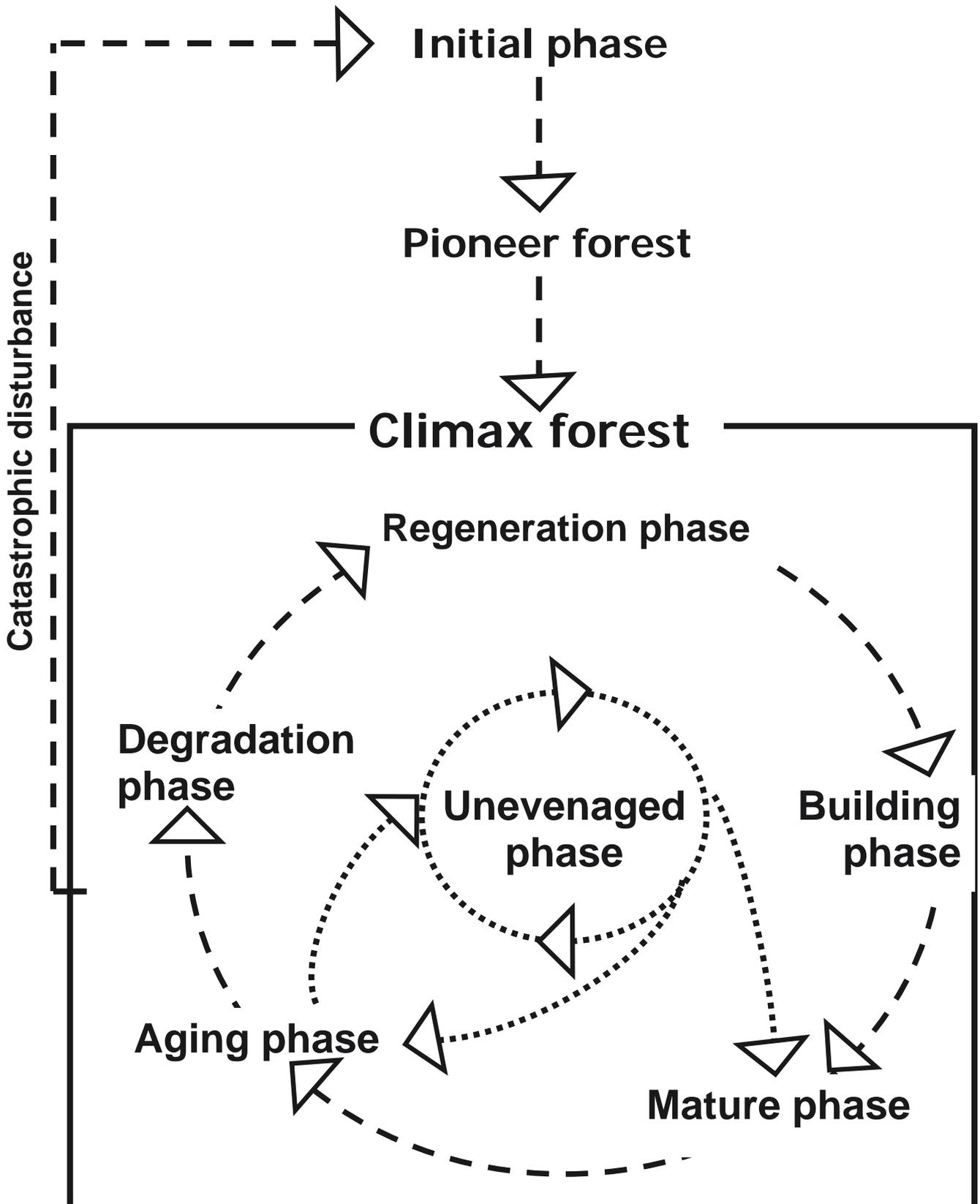


Fig. 2: Dynamic model of a Central European primary forest. Compiled after models from MAYER (1986), LEIBUNDGUT (1993), KORPEL (1995).

The original forests of Central Europe were then frequently pictured as a "half-open, park-like landscape" and this condition was considered to be of high value for nature conservation (GEISER 1992; BUNZEL-DRÜKE et al. 1994, 1995; BUNZEL-DRÜKE 1996; BEUTLER 1996, 1997).

These ideas met with great opposition from some foresters (MÜLLER-KROEHLING & SCHMIDT 1999a, b). Studies on forest pasture with cattle in the Upper Bavarian mountain mixed forest (with ca. 1 large animal/10ha) have shown that there the cattle prefer to browse the young beech trees, but also

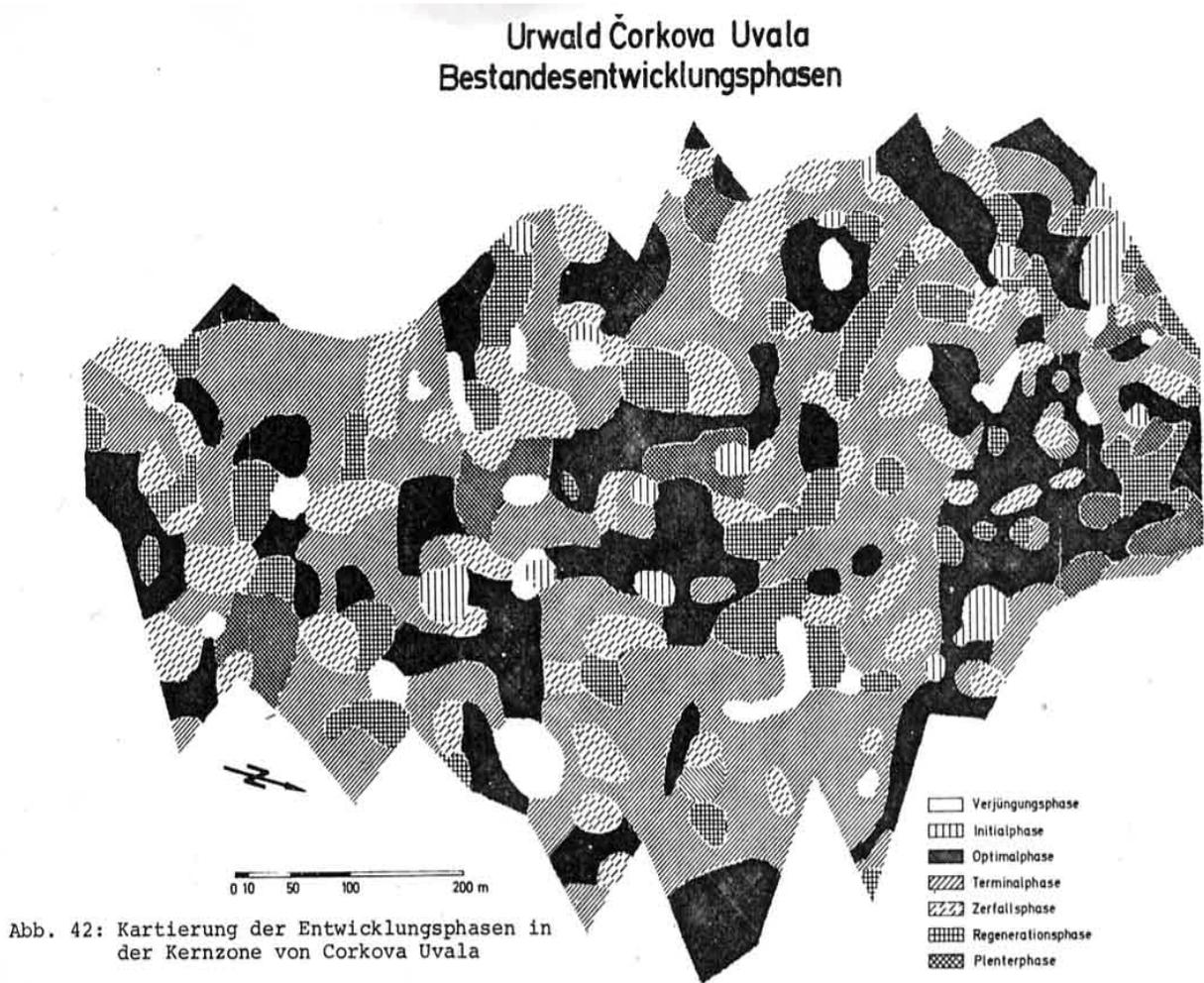


Fig. 3: The texture of the virgin forest “Corkova Uvala” results from a mosaic of different development phases (NEUMANN 1978; EMBORG et al. 2000).



Fig. 4: Successional stage on a large wind-thrown area of several hectares within the primary forest of Badin (Slovakia). Initially, pioneer softwood species formed a successional forest, e.g., the willow *Salix caprea*. After 40 years, succession has resulted in a pole stand dominated by *Fagus sylvatica*. August 1994.

that the browsing pressure is not high enough to prevent a reforestation. The cattle avoid spruce and fir trees (Liss 1988). These results contradict the picture of an “originally park-like, cleared” landscape in the montane belt.

However, at a landscape level, some specialized trees of floodplains such as *Alnus*, *Populus* and *Salix* show physiological characteristics such as a quick germination on raw soil, resistance to browsing and the capability to vegetative regeneration, which may be interpreted as adaptations for the regulation of zoogene stress factors (WALENTOWSKI & KARRER 2006). River valleys are the preferred migration routes of herds of megafauna and have the highest population densities because of their warmth, semi-open landscapes, and availability of ample food and water.

2.4. Conclusion

With regard to the present state of knowledge, the reduction of naturalness to the level of floristic composition of an area can not be seen as satisfactory (WALENTOWSKI & WINTER 2007). A valid evaluation of naturalness must include more than the percentages of tree species in a stand. It has to integrate structural criteria and dynamic forest models at the landscape level. Additionally, it must include consideration of the forest-dwelling animal species, especially those which demand long and continuous habitat traditions (MÜLLER et al. 2005, ROBERGE & ANGELSTAM 2006; DOROW et al. 2007). Constructs of naturalness should also take into consideration the possibility of the existence of a local and site-determined half-open, park-like forest pasture landscape. Definitions of naturalness have to

take into account the influence of wild cattle (*Bos primigenius*), elk (*Alces alces*) and predators such as lynx (*Lynx lynx*) and wolf (*Canis lupus*). Even in the future, it is not going to be possible to resolve the uncertainties about the extent and length of the clearings in a “real natural” forest, because for methodological reasons the reconstruction of the „original forest state“ will always remain hypothetical (SIIP 2004, FISCHER & YOUNG 2007).

3. Degrees of naturalness

After TÜXEN (1956), a great number of authors have dealt with the question of the potential natural vegetation. Because natural vegetation in Europe can hardly be found any more, they were trying to define degrees of naturalness or of its inverse, the hemeroby (degree of artificiality). Some of the more significant studies are by ELLENBERG (1963), SUKOPP (1972), BLUME & SUKOPP (1976), DIERSCHKE (1984), KOWARIK (1987, 1988), KALKHOVEN & VAN DER WERF (1988), HÄRDTLE (1989), JAHN et al. (1990), WALDENSPUHL (1990), SEIBERT & CONRAD-BRAUNER (1995), FISCHER 1995, KOCH & KIRCHMEIR (1997), LEUSCHNER (1997), SCHMIDT (1997), STÖCKER (1997), ZERBE (1997), GRABHERR et al. (1998a, 1998b), MICHIELS (1998), KOWARIK (1999), SCHIRMER (1999), REIF (2000), MACHADO (2004) and SIIP (2004) (table 1).

In evaluating the degree of naturalness of vegetation, the construct of the present-natural potential vegetation is almost always used as a measure (DIERSCHKE 1984, KOWARIK 1999). This reference is needed, because to a varying extent all Central European forest structures and species compositions have been changed by human influences.

Table 1: Grades of hemeroby or naturalness (after GRABHERR et al. 1998, modified)

GRABHERR et al. 1997, 1998	HORNSTEIN 1950	DIERSCHKE 1984	ELLENBERG 1963	Examples from forests (following GRABHERR et al. 1998, modified)
9 (ahemerob)	Natural forest community	Natural	Virgin	Forests untouched by man, inaccessible sites; or previous impact completely historic; e.g., spruce forests and <i>Pinus mugo</i> -“Krummholz” on steep slopes in the Alps
8 (γ-oligohemerob)			Natural	
7 (β-oligohemerob)			Near-natural	
6 (α-oligohemerob)	Seminatural managed forest	Near-natural (“naturnah”)	Relatively near-natural	Forests with irregular, weak, selective use ; near-natural tree species composition; only minor modifications of ground vegetation and stand structures; absence of old stand phases (“decaying stage”); e.g., some spruce forests in the Alps.
5 (β-mesohemerob)			Semi-natural	
4 (α-mesohemerob)	Relatively unnatural managed forest	Relatively unnatural (“Naturfern”)	Relatively unnatural (“naturfern”)	Strongly modified, intensively used forests with simple stand structure (evenaged forests); tree species of pnV only minor canopy component. In the ground vegetation, many species from openland (ruderals, weeds) can be found, or even complete absence of ground vegetation due to lack of light. Example: stand with canopy formed by spruce or even exotic species (only few deciduous native species) in beech climate.
3 (β-euherob)	(“naturferne Waldbautypen”)			
2 (α-euherob)	Not natural managed forest	Artificial („künstlich“)	Not natural	“Artificial” (evenaged) forest of planted tree species not native to that site; in field-layer ruderals and weed species predominate, forest species are rare. Example: Afforestation with conifers (in beech climate)
1 (polyherob)	Artificial forest		Artificial (“künstlich”)	

The present-natural potential vegetation has to be reconstructed and defined for each site. The degree of human influence is reflected in the deviation from the present-natural potential vegetation. This is normally expressed in a graduated scale. In most cases, the high naturalness of pioneer forests is still ignored (e.g., BUNDESMINISTERIUM FÜR VERBRAUCHERSCHUTZ, ERNÄHRUNG UND LANDWIRTSCHAFT [BMVEL] 2004), and “naturalness” is here being confused with “restorability” (figure 1).

The definitions of the ordinal classes representing degrees of naturalness, and the names used for these is very much a political issue. Differences in the selection, weighting and balancing of the indicators (parameters), and subsequent subjective terminology of the degrees of naturalness can lead to totally different conclusions about naturalness. In the various methods of forest habitat mapping, the evaluation of the degree of naturalness has very important consequences for management practice. The evaluation of the degree of naturalness can be steered in a certain direction according to the classifications and indicators selected.

Example 3: In forest habitat mapping in Baden-Württemberg, southwest Germany, a stand with a share of 49% of an exotic species, e.g., Douglas Fir (*Pseudotsuga menziesii*), and 51% of a natural, site-adapted species, e.g. beech (*Fagus sylvatica*), would have been classified as “relatively natural” (SCHIRMER 1999; table 2), the same stand in Lower Saxony would have been considered “still seminatural” (WEIGEL 1998).

Example 4: After publication of the second national forest inventory (“Bundeswaldinventur II”; BUNDESMINISTERIUM FÜR VERBRAUCHERSCHUTZ, ERNÄHRUNG UND LANDWIRTSCHAFT [BMVEL] 2004; table 3), the definition of naturalness of the tree species composition provoked controversial debates between

foresters and nature conservationists (REIF et al. 2005). For example, the canopy composition of pure, even-aged spruce (*Picea abies*) forests in Northeast Bavaria led to this being regarded as “moderately near-natural” (“bedingt naturnah”; table 3), because it was argued on the basis of a minor presence of spruce in pollen profiles that this species already played a significant role in the original vegetation of the region.

Conclusion:

(1) The dynamics and successional processes of natural forest ecosystems are unpredictable and subject to random fluctuations, caused by factors such as insect damage, storm and snow-break, amongst others. Successional stages following natural catastrophic disturbances of autochthonous tree species should also be attributed a high degree of naturalness.

(2) Analogous to the conditions in a mosaic-like forest landscape with various stand phases, the degree of naturalness in commercial forests should also be evaluated on a landscape scale, preferably at the level of a regional unit. Several hypothetical conditions of stands should be accepted as near-natural for a particular site type. For instance it should be checked, using the data of the appropriate forestry field office, which required elements of the (mentally constructed) natural forest landscape are already present and in what proportions. A major criterion would then surely be the presence of stands with a near-natural tree species composition. These could be managed as selection forests (“Dauerwald”), where structural conditions might correspond to the optimal phase or to the early “Plenterphase” (selection phase) of natural forest. But equally important are the presence of the degradation phase (overmature timber stand, “Altholz”, containing large amounts of dead wood) and early successional stands which would cor-

Table 2: Scale of naturalness used for forest habitat mapping in Baden-Württemberg, Germany (SCHIRMER 1999)

Degree of naturalness	Characterization
1 (non-native)	Share of the tree species which are native on the site <20 %. Foreign tree species form the stand
2 (native to a certain extent)	Share of the tree species which are native on the site 20-49 %. Foreign tree species determine the stand
3 (relatively near-natural)	Share of the tree species which are native on the site >50 %
4 (near-natural)	Share of the tree species which are native on the site >80 %
5b (very near-natural)	The most important tree species of the pnv of the site are present. The share of accidental tree species <20 %
5a (very near-natural)	The most important tree species of the pnv of the site are present. The share of accidental tree species <10 %

Table 3: Scale of naturalness applied in the national forest inventory (BWI II) and its indicators (BMVEL 2004)

Degree of naturalness	Indicators
I very near-natural	All dominant tree species which are native on the site occur; stocking of all of them >50% Share of the tree species of the natural forest vegetation >90% Share of exotic tree species <10%
II near-natural	Share of the sum of all dominant tree species which are native on the site between 10 and 50 % of the stock Share of the tree species which are native on the site >75% Share of exotic tree species <30%
III relatively near-natural	Share of the tree species which are native on the site between >50 and 75%
IV strongly cultural („kulturbetont“)	Share of the tree species which are native on the site between >25 and 50%
V cultural	Share of the tree species which are native on the site <25%

respond to the initial and regeneration phases dominated by photophilous species.

(3) Definitions of naturalness have to be transparent and consistent.

4. Naturalness and time

4.1. Changing naturalness with time

In the 1950ies in South-west Germany, the natural state of postglacial forest was interpreted using pollen analysis linked to site assessment and reconstruction. The results were classified as regional forest communities ("Regionalwaldgesellschaften", HAUFF 1960, 1961). The potential tree species composition proposed was then used as a reference by forestry management in this area.

Parallel to this development, other reconstructions of the natural vegetation started to differentiate between historical and actual natural vegetation (FIRBAS 1949). In the 1980ies, the discussions about forest dieback (ULRICH & MEYER 1987; ULRICH 1993; SCHULZE et al. 1989) and related environmental changes put more emphasis on the distinction between historical and actual naturalness. It became increasingly clear that changes in the environment induce long-term biocoenotic changes (BÜRGER-ARNDT 1988; ULRICH 1993; LINDER 1999).

Example 5: In sessile oak and pine forests on acidic soils with low base saturation, the invasive trees Douglas fir (*Pseudotsuga menziesii*) and black cherry (*Prunus serotina*) establish themselves naturally. With time, they may form completely new forest types. The forest site classification in Baden-Württemberg therefore attributes to their presence an increase in the naturalness of a stand (MICHIELS 1998; ALDINGER et al. 1998).

Example 6: In the plain of the Upper Rhine Valley, south to Breisach, the bed of the Rhine has eroded and become much deeper during the last 130 years. As a consequence, the riparian forests of willow and poplar species that formerly grew there have completely collapsed (REIF 1996). Today, small-leaved lime (*Tilia cordata*) and some pedunculate oak (*Quercus robur*) are regenerating amongst the pioneering shrubs which for the moment dominate. In this case, a drought-tolerant oak-lime forest must be regarded as the present-natural potential vegetation.

Today almost all specialists agree that in many cases the present potential natural forest is different from the natural forest of the past, and climatic change is going to produce yet another type of pnV (IPCC 2007). Causes of the changing naturalness (pnV) are irreversible changes of site characteristics and environment as well as the extinction of species, the immigration and naturalisation of new species, and the resultant successional processes. Locally, important anthropogenic changes include, for example, drainage of soils or river regulation. On a regional and global level, changes in the chemical composition of the atmosphere are of overriding importance. Against this background, it is essential that we should distinguish carefully between original-natural, past-natural, present-natural and future-natural potential vegetation.

For methodological reasons, a mental reconstruction of the "original" forest is almost impossible. The biggest problem encountered here is deciding the point of reference in time. This might conceivably be placed in the Atlantic period, ca 6.000 to 8.000 years b.p. (BURGA & PERRET 1998), with the reasoning

that man had not yet directly influenced larger forest regions and that beech had already begun to immigrate. However, even if a single period could be commonly accepted as a point of reference, the reconstruction of an "original natural state" would remain very difficult, either because the postglacial climate was different from that of today or because human influence had already begun to take effect.

Conclusion: Within a few decades anthropogenic site changes have led in many places to a new potential natural vegetation. For nature conservation, the question is if the natural states of the past or the present are to be aimed for, and how these are to be evaluated. In the end, decisions must be taken on where and in what proportion "nature" can be allowed to exist. As a consequence we must address the following problems:

- which species and ecosystems are able to adapt to rapid changes? Which are becoming endangered or extinct?
- do changes affect the significance of the criterion "naturalness"?
- how should the criterion originality = original-naturalness be handled?

4.2. Changing naturalness, changing value of naturalness

Changes in environments and species composition have always occurred and are a natural phenomenon of ecosystems. However, the frequency of changes has recently increased dramatically (SPRUGEL 1991).

Today's forest ecosystems are not in equilibrium with their environment; they are undergoing insidious biocoenotic changes. During the 19th century the former devastating forest exploitation methods of the agroforestry systems were replaced by a strict separation of agriculture and forestry. The spreading of diaspores, game densities, the extent and intensity of disturbances or silvicultural management as well as the potential to find a niche for new species are changing. Even in forests, exotic animal and plant species can naturalize and are increasingly being encountered (KOWARIK 1988; KNOERZER 1998).

Example 7: The naturalization of Douglas fir (*Pseudotsuga menziesii*) on acidic, shallow soils in southwest Germany can eventually with time replace the original-natural sessile oak (*Quercus petraea*) forests and associated species (KNOERZER 1999).

Example 8: Introduced ornamental shrubs can naturalize, spread, endanger the native flora and fauna, and impede land use, e.g. the European shrubs *Crataegus monogyna* and *Rosa rubiginosa* in New Zealand (WEBB et al. 1988) and Patagonia.

These direct human influences are taking place concurrently with changes in the atmosphere, involving "acid rain" (SCHULZE et al. 1989), emissions of nitrogen (OBERSTEINER & SMIDT 2007; UMWELTBUNDESAMT 2007), or an increase in CO₂-content and temperature (IPCC 2007). In this way natural processes and "naturalness" are both steadily and rapidly changing. Under these conditions, long-lived ecosystems such as forests can hardly be expected to reach an equilibrium.

The consequences are a permanent modification and endangerment of existing biocoenoses, with a loss of their original

characteristics. This endangers especially long-lived species, species with a low dispersal ability, as well as the evolutive adaptation of the species composition to the environment (MÜLLER-STARCK 1996; JEDICKE 1997). In forests, even after many centuries, re-afforested sites have still not been colonised by all typical forest plants (PETERKEN & GAME 1984; WULF 1997; VON OHEIMB et al. 2007) and animals (MÜLLER et al. 2005).

Conclusion: For nature conservation, the criteria of endangerment and originality (or original-naturalness) are becoming ever increasingly important in evaluation of a rapidly changing environment. The conservation of ancient woods and of the species native to those sites has to be given great attention (PETERKEN & GAME 1984; WULF & KELM 1984). The qualitative and irreversible changes to biocoenoses following the extinction and immigration of species have to be regarded as very important. This underlines the increasing significance of the criterion originality, in spite of the practical problems associated with it, whereas the significance of the criterion naturalness decreases. Great emphasis should also be placed on the criterion restorability, especially in the case of biotopes which are difficult to restore.

5. Significance of naturalness

5.1. Significance to nature conservation

Natural forests are habitats for particular species and biocoenoses (e.g., MÜLLER et al. 2005). They are rich in structures, dynamic, consist of a variety of phases (LEIBUNDGUT 1978; MAYER 1984; KORPEL 1996) and are relatively stable and resilient. For evaluating the value of forests for nature conservation, the criterion of naturalness therefore has a great importance (USHER & ERZ 1994; SCHERZINGER 1996; REIF 2000; WALENTOWSKI & WINTER 2007).

Many species depend on structures such as large-sized deadwood. For Northern Bavarian beech forests it was possible to show that threshold values of deadwood between 38 and 60 m³/ha increased significantly the numbers of xylobiotic forest-dwelling beetle species, terrestrial molluscs and fungi. Deadwood quantities of >100 m³/ha appeared to represent another threshold, creating habitat suitable for Coleoptera of virgin forest ("Urwaldreliktarten") (MÜLLER et al. 2007).

Naturalness is only one evaluation criterion among others. It must be seen in the context of criteria like diversity, rarity, restorability, completeness, particularity, originality (PETERKEN 1993, 1996, REIF et al. 2001). To illustrate this:



Fig. 5: Degraded alder swamp forest. The stilt-rooted alder (*Alnus glutinosa*) trees have established under soil conditions before severe peat decomposition. Today, more and more of the remaining "relict" trees are being harvested, and replaced by regenerating ash (*Fraxinus excelsior*) and maple (*Acer pseudoplatanus*) trees. - Wasenweiler, Südbaden, 7.4.2006.

- Many forest stands of Central European beech exhibit a high degree of naturalness in plant species composition, but a low diversity. They may contain only a few rare or endangered species, or none at all.
- Some of today's near-natural forests may differ strongly from their original natural state, e.g., on hydromeliorated soil of former swamp forests (the "new" forest on the meliorated site may be near-natural, but the previous alder swamp forest may have been much more valuable, based on the criteria rarity, endangerment and restorability; figure 5).
- The special character ("Eigenart") and cultural value of openland regions would be completely altered if succession or reforestation towards more natural conditions should take place.

Conclusion: The value for nature conservation depends on the combination of all criteria, not only on naturalness.

5.2. Significance to forestry

The Central European forests are part of a cultural and not of a natural landscape. The preservation and the further development of production forests should also be according to the principles and aims of nature conservation (JENSSEN & HOFFMANN 1997; LINDENMAYER et al. 2006). Sustainable forestry has to include the protection of rare, endangered forest species, the preservation of the diversity which is typical for a specific site, and a high degree of naturalness of biocoenoses (GÖTMARK 1992; SCHNITZLER & BORLEA 1998). This is why, as far as forests are concerned, a well thought-out combination of protected areas and production forests with differentiated integration of nature conservation aspects should be striven for, aiming at maintaining and improving ecosystem and landscape integrity (MÜLLER et al. 2000).

Many foresters weight the criterion of naturalness very highly. For the sake of stand stability and soil preservation, it is sensible to strive for a tree species combination and stand structures that are as natural as possible (in a managed forest), with tree species native to the site (BÖCKENHÜSER 1992; WEIDENBACH & KARIUS 1993). Naturalness in forests means the co-occurrence of structural diversity of different stands offering a variety of niches, with species compositions belonging to all successional stages and cyclical phases. These conditions should exist at least partially and in some parts of a forest. It follows that naturalness can only be defined within a forested landscape, not within a single stand. For example, a "continuous forest stand" may be compared with an early "optimum phase" of forest models. The absence of other phases, including old growth and declining phases, will reduce the naturalness of the forest region.

Today, the relatively rapid changes in environmental conditions and changing balance of competition endanger not only species native to the site, but in the long term even the ability of ecosystems to function.

Example 9: The introduction of the fungus *Ceratocystis ulmi* from North America to Europe endangers the native European elm (*Ulmus sp.*) species. The vitality of the oak (*Quercus*) species is being reduced after the introduction of the oak-mildew fungus (*Microspora alphitoides*), which was recorded first in 1907 in Alsace (JONES 1959) (fig. 6).

Example 10: After their naturalisation, robinia (*Robinia pseudacacia*) and black cherry (*Prunus serotina*) are now driving out native woody plants on certain sites, forming completely new forest communities.

Example 11: Climatic change will cause replacement of the present forest vegetation on certain sites (IPCC 2007). Continuous instead of abrupt transitions will help to maintain habitat tradition for as long as possible. Today, strategies are needed to adapt the existing forest vegetation to the site conditions of the future (e.g. KÖLLING et al. 2007).

The attitudes and responses of foresters and nature conservationists to a permanently changing forest "nature" are different. Forestry tries to adapt the stands to future stress, and tends to welcome naturalized exotic tree species when these are productive. Nature conservation aims at preserving rare, endangered, native species, maintaining habitat continuity, and restoring habitats.

Little attention is paid by foresters to the facts (1) that the naturalisation of exotic species endangers species and biocoenoses which are native to the site and (2) that controlling processes of naturalisation of certain species will be difficult. Naturalisation of exotic species endangers the originality of the forests and their specific species inventory. This is why the following recommendations, on how to handle exotic species, are given:

- Exotic species should not be planted, or only to a very restricted extent, because it is only partly possible to predict the ecological consequences of their presence. Until now, evaluation of the effects of their introduction has been mostly restricted to the economic aspect. Species, biocoenoses and requirements of the forests which are regarded as original should be preserved as far as possible.
- If exotic tree species are planted, those plantings should be integrated in the natural forest scene. Mixed stands should be preferred to single-species stands.
- Unplanned natural regeneration of exotic species should not be given the opportunity to find a niche in neighbouring biotopes. If necessary, buffer zones of sufficient should be planned for.
- If measures have to be taken to remove exotic species that are naturalising in valuable biotopes, these measures should not endanger the species native to the site. Such operations should be controlled by an external agency, but the party responsible for introduction should be liable for the costs of removal.
- The extermination of unwanted, well-naturalised species is often no longer feasible. In such cases their further spread should be halted, as far as possible. The species might still be repressed locally, for instance, in order to conserve particularly valuable protected areas in their actual state. In other areas an integration of exotic species in land use planning should be strived for.
- Example 12: Responses to the spread of the black cherry (*Prunus serotina*) should be planned case by case, with local repression. A further spread should be stopped as far as possible. However, in forests where *Prunus serotina* has become extensively natu-



Fig. 6: Seedlings of oak (*Quercus petraea*), many of them infected by oak-mildew fungus (*Microsphaera alphitoides*), which was first recorded in Europe in 1907 near Colmar, Alsace. The infection reduces the vitality, growth, and survival of the young trees. - Freiburg, 7.7.2007.

ralised, it should be integrated in the exploitation model.

- The planting of exotic species on sites which are not used for the production should be stopped. Introduction and subsequent spread of exotic species increase the risks and reduce the degree of naturalness without bringing any economic benefit. Recommendations for planting northern red oak (*Quercus rubra*) or robinia (*Robinia pseudacacia*) on forest edges are neither economically justified nor compatible with the objectives of nature conservation.

Conclusion: Forest management which wants to embrace the aims of nature conservation must place greater emphasis on the criteria of originality, endangerment and restorability, somewhat at the cost of other criteria such as naturalness and diversity. In face of the dramatic drift of ecosystems and loss of species, forest planning should try to preserve requisites of the “original forest”. Species and biocoenoses (ecosystems) native on a specific site may then be able to survive, as is postulated in the European Parliament Resolution, Objective 5 of 22 May 2007, on halting the loss of biodiversity by 2010. A forest industry can only be considered sustainable, in the sense of sustaining ecosystem services for human well-being, if it can fulfil these conditions.

Acknowledgements

We are grateful to all forestry departments and colleagues who contributed to this paper. Special thanks to Prof. Dr. ER-

WIN BERGMEIER (Göttingen) for constructive criticism of the manuscript. ANDREW LISTON (Frontenhausen) revised the English language of the manuscript.

Bibliography

- ALDINGER, E., HÜBNER, W., MICHIELS, H.-G., SCHREINER, M. & M. WIEBEL (1998): Überarbeitung des Standortkundlichen regionalen Gliederung im Südwestdeutschen Standortkundlichen Verfahren. – Mitt. Ver. Forstl. Standortsk. Forstpflanzenzüchtung **39**: 5-71.
- ANDERSON J.E. (1991): A conceptual framework for evaluating and quantifying naturalness. - Conservation Biology **5**,
- BERGSTEDT, J. (1997): Theorie des Naturschutzes. - In: Handbuch Angewandter Biotopschutz II-3, 10. Erg.Lfg. **10/97**: 3-10.
- BEUTLER, A. (1996): Die Großtierfauna Europas und ihr Einfluss auf Vegetation und Landschaft. – Natur u. Kulturlandschaft **1**: 51-106.
- BEUTLER, A. (1997): Das Weidlandschaftsmodell: Großtiere und Vegetation Mitteleuropas im Jungpleistozän und Frühholozän. Versuch der Rekonstruktion der natürlichen Landschaft. – Natur u. Kulturlandschaft **2**: 194-206.
- BLUME, P. & H. SUKOPP (1976): Ökologische Bedeutung anthropogener Bodenveränderungen. - Schriftenr. f. Vegetationsk. **10**: 7-89.
- BÖCKENHÜSER, M. (1992): Leitkonzept zur ökologisch-orientierten Waldwirtschaft. - Schriftenr. Westfäl. Amt f. Landespflege **5**: 1-133.
- BÖHMER, H.-J. (1997): Zur Problematik des Mosaik-Zyklus-Begriffs. – Natur u. Landschaft **72**: 333-338.

- BOHN, U., NEUHÄUSL, R., GOLLUB, G., HETTWER, CHR., NEUHÄUSLOVÁ, Z., SCHLÜTER, H. & H. WEBER (2004): Interactive CD-Rom Map of the Natural Vegetation of Europe. Scale 1 : 2 500 000. Explanatory Text, Legend, Maps, CD-ROM, Bundesamt für Naturschutz, Bonn.
- BÜCKING, W. (2007): Naturwaldreservate in Europa. – Forstarchiv **78**, 180-187.
- BÜRGER-ARNDT, R. (1988): Veränderungen der Bodenvegetation in Wald- und Forstgesellschaften des mittleren und südlichen Schwarzwaldes. – KfK-PEF **52**: 163 S. + Anh.
- BUNDESMINISTERIUM FÜR VERBRAUCHERSCHUTZ, ERNÄHRUNG UND LANDWIRTSCHAFT [BMVEL] (2004): Die zweite Bundeswaldinventur – BWI II. Das Wichtigste in Kürze. Bonn. 87 S.
- BUNZEL-DRÜKE, M. (1996): Vom Auerochsen zum Heckrind. – Natur- und Kulturlandschaft **1**: 37-48.
- BUNZEL-DRÜKE, M., DRÜKE, J. & H. VIERHAUS (1993): Quaternary Park: Überlegungen zu Wald, Mensch und Megafauna. – ABU Info **17/18 (4/93 und 1/94)**: 4-38.
- BUNZEL-DRÜKE, M., DRÜKE, J. & H. VIERHAUS (1995): Wald, Mensch und Megafauna. – LÖBF-Mitt. **4/95**: 43-51.
- BURGA C.A. & R. PERRET (1998): Vegetation und Koima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter. 805 pp., Ott, Thun.
- CROSS, J.R. (2006): The Potential Natural Vegetation of Ireland. Proc. Royal Acad. **106b (2)**: 65-116.
- DIERSCHKE, H. (1984): Natürlichkeitsgrade von Pflanzengesellschaften unter besonderer Berücksichtigung der Vegetation. – Phytocoenologia **12**: 173-184.
- DOROW, W.H.O., KOPELKE, J.-P. & G. FLECHTNER (2007): Wichtigste Ergebnisse aus 17 Jahren zoologischer Forschung in hessischen Naturwaldreservaten. – Forstarchiv **78**, 215-222.
- ELLENBERG, H. (1963): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer Sicht. Phytologie IV/2. - Stuttgart: Ulmer.
- EMBORG, J., CHRISTENSEN, M. & J. HEILMANN-CLAUSEN (2000): The structural dynamics of Suserup Skov, a near-natural temperate deciduous forest in Denmark. – For. Ecol. Management **126**: 173-189.
- ERZ, W. (1992): „Ungestörte Natur“ – Grundsatzüberlegungen, Widersprüche, Klärungen und Konsequenzen. – WWF Tagungsbericht/Husum **6**: 55-83.
- FALINSKI, J.B. (1969): Végétation potentielle naturelle du pays des lacs de Masury (Warszawa-Bialowieza). Phytocoenosis **1**: 79-94.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte von Mitteleuropa nördlich der Alpen. – Fischer, 480 S. Jena.
- FISCHER, A. (1995): Forstliche Vegetationskunde. - 315 S.; Berlin, Wien: Blackwell.
- FISCHER, A. (Hrsg) (1998): Die Entwicklung von Waldbiozöosen nach Sturmwurf. - 427 S.; Landsberg: Ecomed.
- FISCHER, A. & J.C. YOUNG (2007): Understanding mental constructs of biodiversity: Implications for biodiversity management and conservation. – Biol. Cons. **136**, 271-286.
- GEISER, R. (1992): Auch ohne homo sapiens wäre Mitteleuropa von Natur aus eine halboffene Weidelandschaft. - In: ANL (Hrsg.): Wald oder Weidelandschaft – Zur Naturgeschichte Mitteleuropas. - Laufener Seminarbeiträge **2/92**: 22-34.
- GÖTMARK, F. (1992): Naturalness as an Evaluation Criterion in Nature Conservation: A Response to Anderson. - Conservation Biology **6**, 455-458
- GRABHERR, G., KOCH, G. & H. KIRCHMEIR (1998a): Naturnähe Österreichischer Wälder. Bildatlas. Sonderdruck Österr. Forstz. **1/97**: 39 S.
- GRABHERR, G., KOCH, G., KIRCHMEIR, H. & K. REITER (1998b): Hemerobie österreichischer Waldöko-Systeme. – Veröff. Österr. MAB-Programm **17**: 493 S. Innsbruck.
- HÄRDTLE, W. (1989): Potentielle natürliche Vegetation. Ein Beitrag zur Kartierungsmethode am Beispiel der Topographischen Karte 1623 Owschlag. - Mitt. Arb.Gem. Geobotanik Schlesw.-Holst. Hamburg **40**: 1-72.
- HAUFF, R. (1960): Drei neue Pollenprofile aus Nord- und Südwürttemberg. – Mitt. Ver. Forstl. Standortsk. Forstpflanzenzüchtung **9**: 16-25.
- HAUFF, R. (1961): Nachwärmezeitliche Pollenprofile aus Baden-Württembergischen Forstbezirken II. – Mitt. Ver. Forstl. Standortsk. Forstpflanzenzüchtung **11**: 66-78.
- HORNSTEIN, F. von (1950): Theorie und Anwendung der Waldgeschichte. - Forstwiss. Cbl. **21**: 163-177.
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC) 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [SOLOMON, S., D. QIN, M. MANNING, Z. CHEN, M. MARQUIS, K.B. AVERYT, M. TIGNOR AND H.L. MILLER (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- JAHN, G., MÜHLHÄUSSER, G., HÜBNER, W. & W. BÜCKING (1990): Zur Frage der Veränderung der natürlichen Waldgesellschaften am Beispiel der montanen und hochmontanen Höhenstufe des westlichen Nordschwarzwaldes. - Mitt. Ver. Forstl. Standortsk. Forstpfl.z. **35**: 15-25.
- JALAS, J. (1955): Hemerobie und hemerochrome Pflanzenarten. Ein terminologischer Reformversuch. – Acta Soc. Pro Fauna et Flora Fennica **72**: 1-15.
- JEDICKE, E. (Hrsg) (1997): Die Roten Listen. Gefährdete Pflanzen, Tiere, Pflanzengesellschaften und Biotoptypen in Bund und Ländern. - 581 S.; Stuttgart: Ulmer.
- JENSSEN, M. & G. HOFFMANN (1997): Der natürliche Entwicklungszyklus des baltischen Perlgras-Buchenwaldes (Melico-Fagetum) – Anregungen für naturnahes Wirtschaften. – Beitr. Fortstw. Landschaftsökol. **30**, 114-124.
- JONES, E.W. (1959): Biological flora of the British isles – Quercus L. - The Journal of Ecology **47**,169–222.
- KALKHOVEN, J.T.R. & S. VAN DER WERF (1988): Mapping the potential natural vegetation. pp. 375-386 in Kuechler, A.W. & I.S. Zonnenveld (eds): Handbook of Vegetation Science 10, Vegetation Mapping. Kluwer Academic, Dordrecht.
- KLEINEVOSS, K, TOPP, W. & J. BOHAC (1996): Buchen-Totholz im Wirtschaftswald als Lebensraum für xylobionte Insekten. – Z. Ökol. Naturschutz **5**, 85-95.
- KNIGHT, R.L. & P.B. LANDRES (2002): Central concepts and issues of biological conservation. – pp. 22-33 in Gutzwiller, K.J. (ed): Applying Landscape Ecology in Biological Conservation. Springer Publishers, New York.
- KNOERZER, D. (1998): Zum Status nichtheimischer (Baum-) Arten – von der Notwendigkeit begrifflicher Klärung. - AFJZ **169**: 41-46.
- KNOERZER, D. (1999): Zur Naturverjüngung der Douglasie im Schwarzwald. Inventur und Analyse von Umwelt- und Konkurrenzfaktoren sowie eine naturschutzfachliche Bewertung. - Diss. Bot. **306**: 283 S. + Anh.
- KOCH, G. & H. KIRCHMEIR (1997): Methodik der Hemerobiebewertung. - Österr. Forstzeitung **1/1997**: 24-26.
- KÖLLING, CH., ZIMMERMANN, L. & H. WALENTOWSKI (2007): Entscheidungshilfen für den klimagerechten Waldumbau in Bayern. Klimawandel: Was geschieht mit Buche und Fichte? - AFZ/Der Wald **10/2007**: 584-588.
- KORPEL, S. (1995): Die Urwälder der Westkarpaten. - 310 S.; Stuttgart: Fischer.
- KOWARIK, I. (1987): Kritische Anmerkungen zum theoretischen Konzept der potentiellen natürlichen Vegetation mit Anre-

- gungen zu einer zeitgemäßen Modifikation. – *Tuexenia* **7**: 53-67.
- KOWARIK, I. (1988): Zum menschlichen Einfluß auf Flora und Vegetation. – *Schriftenr. Fachber. Landschaftsentwicklung TU Berlin* **56**: 1-280.
- KOWARIK, I. (1999): Natürlichkeit, Naturnähe und Hemerobie als Bewertungskriterien. - In: KONOLD, W., BÖCKER, R. & U. HAMPICKE (Hrsg): *Handbuch Naturschutz und Landschaftspflege*, V-2.1, 18 S. Ecomed-Verlag, Landsberg.
- LEIBUNDGUT, H. (1978): Über die Dynamik europäischer Urwälder. – *AFZ* **24/1978**: 686-690.
- LEIBUNDGUT, H. (1993): *Europäische Urwälder*. - 260 S.; Bern: Haupt.
- LEUSCHNER, C. (1997): Das Konzept der potentiellen natürlichen Vegetation (PNV): Schwachstellen und Entwicklungsperspektiven. - *Flora* **192**: 379-391.
- LINDENMAYER, D.B., FRANKLIN J.F. & J. FISCHER (2006): General management principles and a checklist of strategies to guide forest biodiversity conservation. – *Biol. Cons.* **131**, 433-445.
- LINDER, M. (1999): Klimaeinflüsse auf Wachstum und Verbreitung von Waldbäumen. – *AFZ/Der Wald* **11/1999**: 561-564.
- LISS, B.M. (1988): Der Einfluß von Weidevieh und Wild auf die natürliche und künstliche Verjüngung im Bergmischwald der ostbayerischen Alpen. - *Forstwiss. Cbl.* **107**: 14-25.
- LITT, T. (2000): Waldland Mitteleuropa – die Megaherbivorentheorie aus paläobotanischer Sicht. *LWF Wissen/LWF Bericht* **27**: 50 – 57.
- MACHADO, A. (2004): An Index of Naturalness. - *J. Nature Cons.* **12**, 95-110.
- MAYER, H. (1986): *Europäische Urwälder*. - 385 S.; Stuttgart: UTB Fischer.
- MAYER, H. & M. NEUMANN (1981): Struktureller und Entwicklungsdynamischer Vergleich der Fichten-Tannen-Buchen-Urwälder Rothwald/Niederösterreich und Čorkova Uvala/Kroatien. - *Forstwiss. Centralblatt* **100**: 111–132
- MICHELIS, H.-G. (1998): Der Standortswald im Südwestdeutschen Standortkundlichen Verfahren. – *Mitt. Ver. Forstl. Standortsk. Forstpflanzenzüchtung* **39**: 73-80.
- MITCHELL, F.J.G. & K.J. KIRBY (1990): The impact of large herbivores on the conservation of semi-natural woods in the British uplands. - *Forestry* **63**, 333–353.
- MÜLLER, F., HOFFMANN-KROLL, R. & H. WIGGERING (2000): Indicating ecosystem integrity — theoretical concepts and environmental requirements. – *Ecol. Modelling* **130**, 13-23.
- MÜLLER, J., BUSSLER, H., BENSE, U., BRUSTEL, H., FLECHTNER, G., FOWLES, A., KAHLER, M., MÖLLER, G., MÜHLE, H., SCHMIDL, J. & P. ZABRANSKY (2005): Urwald-Reliktarten – Xylobionte Käfer als Indikatoren für Strukturqualität und Habitattradition. – *Waldökologie online* **2**: 106-112.
- MÜLLER, J., BUSSLER, H. & H. UTSCHICK (2007): Wie viel Totholz braucht der Wald? Ein wissenschaftsbasiertes Konzept gegen den Artenschwund der Totholzzönosen. – *Naturschutz und Landschaftsplanung* **39 (6)**: 165-170.
- MÜLLER-KROEHLING, S. & O. SCHMIDT (1999a): Große Pflanzenfresser als Parkgestalter? – *AFZ/Der Wald* **11/1999**: 556-557.
- MÜLLER-KROEHLING, S. & O. SCHMIDT (1999b): Großtiere als Landschaftsgestalter? – *Nationalpark* **3/99**: 8-11.
- MÜLLER-STARCK, G. (Hrsg) (1996): *Biodiversität und nachhaltige Forstwirtschaft*. - Landsberg: Ecomed.
- NEUERT, CH., RADEMACHER, CH., GRUNDMANN, V., WISSEL, CH. & V. GRIMM (1992): Struktur und Dynamik von Buchenurwäldern. – *Naturschutz und Landschaftsplanung* **33**, 173-183.
- OBERSTEINER, E. & S. SMIDT (2007): Was bedeuten Critical Loads-Überschreitungen für Wälder? - <http://www.wald-wissen.net>, download vom 24.9.2007.
- OHEIMB, G. VON, SCHMIDT, M. & W.-U. KRIEBITZSCH (2007): Waldflächenentwicklung im östlichen Schleswig-Holstein in den letzten 250 Jahren und ihre Bedeutung für seltene Gefäßpflanzen. – *Tuexenia* **27**: 363-380.
- PETERKEN, G.F. (1977): Habitat conservation priorities in British and European Woodlands. – *Biol. Cons.* **11**: 223-236.
- PETERKEN, G.F. & M. GAME (1984): Historical factors affecting the number and distribution of vascular plant species in the woodlands of central Lincolnshire. – *J. Ecol.* **75**: 155-182.
- PETERKEN, G.F. (1993): *Woodland Conservation and Management*. 2. edition, 374 pp., Chapman & Hall, London.
- PETERKEN, G.F. (1996): *Natural Woodland: Ecology and Conservation in Northern Temperate Regions*. Cambridge University Press, Cambridge.
- PICKETT, S.T.A. & N. THOMPSON (1978): Patch dynamics and the design of nature reserve. - *Biol. Conserv.* **13**, 27-37.
- PLACHTER, H. (1991): *Naturschutz*. - 463 S.; Stuttgart: Fischer.
- REIF, A. (1996): Die Vegetation der Trockenaue am Oberrhein zwischen Müllheim und Breisach. - *Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg* **84/85**: 81-150.
- REIF, A. (2000): Das naturschutzfachliche Kriterium der Naturnähe und seine Bedeutung für die Waldwirtschaft. – *Z. Ökol. U. Naturschutz* **8**: 239-250.
- REIF, A., KNOERZER, D., COCH, T. & R. SUCHANT (2001): *Landschaftspflege in verschiedenen Lebensräumen*. XIII-7.1 Wald. - In: Konold, W., Böcker, R. & U. Hampicke (Hrsg): *Handbuch Naturschutz und Landschaftspflege*, 4. Erg.Lfg. **3/01**, 88 S. Ecomed-Verlag, Landsberg.
- REIF, A., WAGNER, U. & C. BIELING (2005): Analyse und Diskussion der Erhebungsmethoden und Ergebnisse der zweiten Bundeswaldinventur vor dem Hintergrund ihrer ökologischen und naturschutzfachlichen Interpretierbarkeit. – *BfN-Skripten* **158**, 45 S. Bonn.
- REMMERT, H. (1991): Das Mosaik-Zyklus-Konzept und seine Bedeutung für den Naturschutz. – *Laufener Seminarbeitr.* **5/91**: 5-15.
- REMMERT, H. (Hrsg.) (1991): *The Mosaic Cycle Concept of Ecosystems*. – 168 pp., Springer Verlag, Berlin.
- ROBERGE, J.-M. & P. ANGELSTAM (2006): Indicator species among resident forest birds – A cross-regional evaluation in northern Europe. *Biol. Cons.* **130**, 134-147.
- SCHERZINGER, W. (1996): *Naturschutz im Wald. Qualitätsziele einer dynamischen Waldentwicklung*. - 447 S.; Stuttgart: Ulmer.
- SCHERZINGER, W. (1999): *Mosaik-Zyklus-Konzept*. - In: Konold, W., Böcker, R. & U. Hampicke (Hrsg): *Handbuch Naturschutz und Landschaftspflege*, II-5.1, 12 S. Ecomed-Verlag, Landsberg.
- SCHIRMER, C. (1999): Überlegungen zur Naturnähebeurteilung heutiger Wälder. – *AFZ* **170**: 11-18.
- SCHMIDT, P. (1997): *Naturnahe Waldbewirtschaftung – Ein gemeinsames Anliegen von Naturschutz und Forstwirtschaft? – Naturschutz u. Landschaftsplanung* **29**: 75-82.
- SCHNITZLER, A. & F. BORLEA (1998): Lessons from natural forests as keys for sustainable management and improvement of naturalness in managed broadleaved forests. – *Forest Ecol. Managem.* **109**, 293-303.
- SCHULZE, E.-D., LANGE, O.-L. & R. OREN (eds) (1989): *Forest Decline and Air Pollution. A Study of Spruce (Picea abies) on Acid Soils*. – *Ecol. Studies* **77**: 475 pp. Springer, Berlin, Hedielsberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hongkong.
- SEIBERT, P. (1980): Ökologische Bewertung von homogenen Landschaftsteilen, Ökosystemen und Pflanzengesellschaften. – *Ber. ANL* **4**: 10-23.
- SEIBERT, P. & M. CONRAD-BRAUNER (1995): *Konzept, Kartierung*

- und Anwendung der potentiellen natürlichen Waldgesellschaften mit dem Beispiel der PNV-Karte des unteren Inntales. – *Tuexenia* **15**: 25-44.
- SIIPPI, H. (2004): Naturalness in Biological Conservation. – *J. Agricultural and Environmental Ethics* **17**, 457-477.
- SPRUGEL, D.G. (1991): Disturbance, equilibrium, and environmental variability: What is 'Natural' vegetation in a changing environment? – *Biol. Cons.* **58**: 1-18.
- STÖCKER, G. (1997): Struktur und Dynamik der Bergfichtenwälder im Hochharz. – *Ber. Naturhist. Ges. Hannover* **139**: 31-61.
- STURM, K. (1993): Prozessschutz – ein Konzept für naturschutzgerechte Waldwirtschaft. – *Z. Ökol. U. Naturschutz* **2**: 181-192.
- SUKOPP, H. (1972): Wandel von Flora und Vegetation in Mitteleuropa unter dem Einfluß des Menschen. – *Ber. Landwirtschaft.* **50**: 112-139.
- THOMAS, R.C., KIRBY, K.J. & C.M. REID (2007): The conservation of a fragmented ecosystem within a cultural landscape - The case of ancient woodland in England. – *Biol. Cons.* **82**: 243-252.
- TÜXEN, R. (1956): Die heutige potentielle natürliche Vegetation als Gegenstand der Vegetationskartierung. – *Angew. Pflanzensoziologie* **13**: 5-42.
- ULRICH, B. & H. MEYER (1987): Chemischer Zustand der Waldböden Deutschlands zwischen 1920 und 1960, Ursachen und Tendenzen ihrer Veränderung. – *Univ.Göttingen, Ber. Forschungszentrum Waldökosysteme Reihe* **B6**: 1-133.
- ULRICH, B. (1993): 25 Jahre Ökosystem- und Waldschadensforschung im Solling. Stand und Ausblick. – *Forstarchiv* **64**: 147-152.
- UMWELTBUNDESAMT (Hrsg.) (2007): Effects of Nitrogen and Sulphur Deposition on Forests and Forest Biodiversity. Austrian Integrated Monitoring Zöbelboden, [Report REP-0077](#), Umweltbundesamt, Wien.
- USHER, M.B. & ERZ, W. (Hrsg) (1994): Erfassen und Bewerten im Naturschutz. – 340 S.; Heidelberg: Quelle & Meyer.
- VERA, F.W.M. (2000): Grazing ecology and forest history. CAB International Publishing – Oxon.
- WAHRIG, G. (1980): Deutsches Wörterbuch. – 4356 S.; Morsak, Grafenau.
- WALDENSPUHL, T. (1990): Naturschutz durch naturnahe Waldwirtschaft? – *Forst und Holz* **45**: 371-378.
- WALENTOWSKI, H., KARRER, G. (2006): Die Schwarzpappel in den Pflanzengesellschaften der Auen. – In: *LWF Wissen* **52**: 13 - 18, Freising.
- WALENTOWSKI, H. & S. WINTER (2007): Naturnähe im Wirtschaftswald – was ist das? – *Tuexenia* **27**: 19-26.
- WEBB, C.J., SYKES, W.R. & P.J. GARNOCK-JONES (1988): Flora of New Zealand, Volume IV. Naturalised Pteridophytes, Gymnosperms, Dicotyledons. 1365 pp., D.S.I.R., Christchurch.
- WEIDENBACH, P. & K. KARIUS (1993): Plenterwälder und Dauerbestockungen in Baden-Württemberg. – *AFZ* **48/1993**: 54-57.
- WEIGEL, C. (1998): Waldbiotopkartierung im niedersächsischen Landeswald. – *AFZ/Der Wald* **20/1998**: 1252-1256.
- WESTPHAL, C. (2001): Theoretische Gedanken und beispielhafte Untersuchungen zur Naturnähe von Wäldern im Staatlichen Forstamt Sellhorn (Naturschutzgebiet Lüneburger Heide). – *Ber. d. Forsch.z. Waldökosyst.* **174**: 189 S.
- WINTER, S. (2005): Ermittlung von strukturellen Indikatoren zur Abschätzung des Einflusses forstlicher Bewirtschaftung auf die Biozönosen von Tiefland-Buchenwäldern. – *Dissertation*, 322 S., TU Dresden.
- WINTER, S., FLADE, M., SCHUMACHER, H. KERSTAN, E., & G. MÖLLER (2005): The importance of near-natural stand structures for the biocoenosis of lowland beech forests. – *Forest, Snow and Landscape Research* **79**: 127-144.
- WISSEL, CH. (1992): Modelling the mosaic-cycle of a Middle European beech forest. – *J. Ecol. Modell.* **63**, 29-43.
- WULF M (1997): Plant species as indicators of ancient woodland in northwestern Germany. – *J. Veg. Sci.* **8**: 635-642.
- WULF, M. & H.-J. KELM (1984): Zur Bedeutung "historisch alter Wälder" für den Naturschutz – Untersuchungen naturnaher Wälder im Elbe-Weser-Dreieck. – *NNA-Ber.* **3/94**: 15-50.
- ZERBE, S. (1997): Stellt die potentielle natürliche Vegetation (PNV) eine sinnvolle Zielvorstellung für den naturnahen Waldbau dar? – *Forstwiss. Cbl.* **116**: 1-15.
- ZOLLER, H. & J.N. HAAS (1995): War Mitteleuropa ursprünglich eine halb offene Weidelandschaft oder von geschlossenen Wäldern bedeckt? – *Schweiz. Z. f. Forstwesen* **146**: 341-353.

Addresses of the authors:

Prof. Dr. Dr. h.c. Albert Reif, Universität Freiburg, Forstwissenschaftliche Fakultät, Waldbau-Institut, Standorts- und Vegetationskunde, Tennenbacher Str. 4, D-79085 Freiburg. e-mail: albert.reif@waldbau.uni-freiburg.de

Dr. Helge Walentowski, AFSV - Arbeitsgemeinschaft Forstliche Standorts- und Vegetationskunde, c/o LWF, am Hochanger 11, D-85354 Freising. E-mail: wal@lwf.uni-muenchen.de

Submitted: 15.02.2008

Reviewed: 30.06.2008

Accepted: 04.07.2008

Waldökologie, Landschaftsforschung und Naturschutz	Heft 6	Seite 77-78	0 Fig., - 0 Tab.	Freising, April 2008
--	--------	-------------	------------------	----------------------

7. Workshop der Arbeitsgruppe Vegetationsdatenbanken zum Thema „Plant-Trait-Environment-Linkages“ in Oldenburg

7th Workshop of the German Working Group on Vegetation Databanks on „Plant-Trait-Environment“ in Oldenburg, Germany

Jörg EWALD, Cord PEPLER - LISBACH & Michael KLEYER

Abstract

The German [Working Group on Vegetation Databanks](#) has held annual meetings since 2002 with financial support by the German [Federal Agency for Nature Conservation](#). Ca. 215 members are regularly informed through a mailing-list. The 2008 meeting was hosted by University of Oldenburg's Landscape Ecology Group and was attended by 72 participants from 15 countries. Software demonstrations of vegetation databanks [Turboveg](#) and [VegetWeb](#) as well as plant trait databanks [LEDA](#) and [BiolFlor](#) opened the workshop. There were lecture sessions on trait databanks, recalibration of ecological indicator values and new developments in the field of vegetation databanks. Working groups were devoted to an initiative to build a meta-databank of existing vegetation databanks in Germany and to mathematical modelling of species habitats. In 2009 the 8th workshop will be held on "Vegetation Databanks and Biodindication" at the University of Greifswald.

Die Arbeitsgruppe Vegetationsdatenbanken trifft sich seit 2002 jährlich zu bundesweiten, vom [Bundesamt für Naturschutz](#) geförderten Workshops. Über einen E-Mail-Verteiler, der derzeit 215 Adressen in Deutschland und angrenzenden Ländern umfasst, wird regelmäßig über einschlägige Aktivitäten informiert - Bitten um Aufnahme in den Verteiler sind per [E-Mail an J. Ewald](#) zu richten. Das 7. Arbeitstreffen fand vom 5.-7. März 2008 auf Einladung von Cord Pepler-Lisbach und Michael Kleyer an der Universität Oldenburg, Arbeitsgruppe Landschaftsökologie, statt, und wurde von 72 TeilnehmerInnen besucht. Ein Novum war, dass die Floristisch-soziologische Arbeitsgemeinschaft sich an der Finanzierung der Organisationskosten beteiligte. Da fast die Hälfte der Teilnehmer aus dem Ausland anreiste, fand die Tagung in englischer Sprache statt. Insgesamt waren 15 Nationen vertreten, neben europäischen Ländern wie Tschechien, Ungarn, den Niederlanden und Frankreich auch die USA und Japan.

Am ersten Tag wurden Inhalt und Handhabung von Vegetations- ([Turboveg](#), [VegetWeb](#)) und Merkmalsdatenbanken ([LEDA](#), [BiolFlor](#)) demonstriert und an Hand typischer Beispiele geübt. In Kooperation mit der [Floristisch-soziologischen Arbeitsgemeinschaft](#) wurden im Jahr 2007 insgesamt 635 Einzelaufnahmen aus Tuexenia Band 27 in [VegetWeb](#) bereitgestellt - sie sind unter dem Projektkürzel T27x recherchierbar. Das Vortragsprogramm der beiden folgenden Tage umfasste zum einen Vorträge zu Merkmalsdatenbanken und ihrer Anwendung in Naturschutzpraxis und ökologischer Forschung. Eric Garnier (Montpellier) gab in seinem Impulsreferat einen Über-

blick über Konzepte, Bearbeitungsstand und jüngste Projekte zu Merkmalsdatenbanken und hob die Notwendigkeit hervor, diese mit pflanzensoziologischen Datenbanken zu verknüpfen. Eine zweite Gruppe von Vorträgen war der Überprüfung und Nacheichung von ökologischen Zeigerwerten mit Hilfe von Habitatmodellen gewidmet. Joop Schaminée (Wageningen) stellte die stürmische Entwicklung der niederländischen Vegetationsdatenbank, in welcher mittlerweile 490.000 Einzelaufnahmen verfügbar sind, und das Projekt eines europäischen Informationssystems SynBioSys Europe vor. Schließlich wurde über jüngste Entwicklungen im Bereich Vegetationsdatenbanken berichtet. Für die Sektion Referenzlisten im Netzwerk für die Phytodiversität Deutschlands ([NetPhyD](#)) stellten F. Jansen und J. Dengler eine neue taxonomische Referenzliste der Gefäßpflanzen, Moose und Flechten Deutschlands (GermanSL) vor, die zum [Download](#) bereitsteht.

Außerdem trafen sich zwei thematische Arbeitsgruppen: Die erste erstellte ein Konzept für die Erstellung eines bundesweiten Verzeichnisses existierender Vegetationsdatenbanken auf Grundlage einer Online-Befragung. Damit soll der bilaterale Datenaustausch erleichtert und das Potential für Importe in die nationale Datenbank [VegetWeb](#), für den Aufbau einer Referenzdatenbank für die [Biodiversitätsexploratorien](#) der Deutschen Forschungsgemeinschaft sowie für das Knüpfen eines europäischen Netzwerkes festgestellt werden. Die zweite Gruppe stellte den Bedarf für einen verstärkten Erfahrungsaustausch und Schulungen im Bereich der Modellierung von Arthabitaten heraus.

Der nächste Workshop wird 2008 unter dem Titel „Vegetationsdatenbanken und Bioindikation“ an der Universität Greifswald stattfinden.

submitted: 16.03.2008

Autorenanschrift:

Prof. Dr. Jörg Ewald
 Fachhochschule Weihenstephan,
 Fachbereich Wald und Forstwirtschaft
 Botanik, Vegetationskunde
 Am Hochanger 5, D-85350 Freising,
joerg.ewald@fh-weihenstephan.de

Prof. Dr. Michael Kleyer
Dr. Cord Peppler-Lisbach
Carl von Ossietzky University Oldenburg, Institute of Biology
and Environmental Sciences (IBU)
Postfach 2503, D-26111 Oldenburg,
michael.kleyer@uni-oldenburg.de
cord.peppler.lisbach@uni-oldenburg.de