

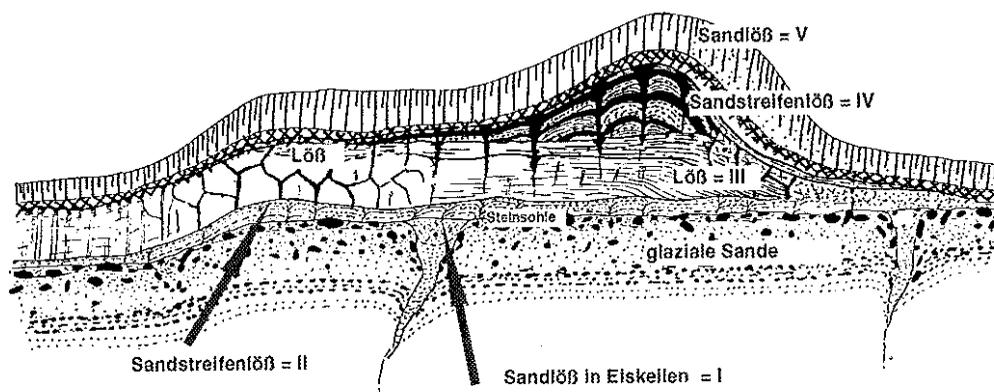
# Arbeitskreis Paläopedologie

der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft

17. Sitzung am 21. bis 23.5.1998 in Braunschweig

Programm und Exkursionsführer

## Äolische Sedimente und Bodenentwicklung im nördlichen Harzvorland



Gesamtorganisation:  
E. Gehrt



Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung

### Autoren und Exkursionsführer :

Thomas Beckmann, Karl-Ulrich Brosche, Ludger Feldmann, Ernst Gehrt, Kerstin Hahn,  
Alexandra Hilgers, Andreas Janotta, Thom Jarmer, Ingrid Kögel-Knabner, Ulrich Radtke,  
Jürgen Ruder, Michael Schmidt, J. O. Skjemstad

Hannover 1998

***Äolische Sedimente und  
Bodenentwicklung  
im nördlichen Harzvorland***

Programm und Exkursionsführer

**Arbeitskreis Paläopedologie  
der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft**

**17. Sitzung am 21. bis 23.5.1998 in Braunschweig**

Gesamtorganisation:

E. Gehrt, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung

Hannover 1998

## Impressum

*GEHRT, ERNST [Hrsg.] (1998): Äolische Sedimente und Bodenentwicklung im nördlichen Harzvorland.-*  
Exkursionsführer zur 17. Sitzung des Arbeitskreis Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Ge-  
sellschaft am 21. bis 23.5.1998 in Braunschweig.. - 132 S. 45 Abbildungen, 19 Tabellen; Hannover

**Redaktion:** Ernst Gehrt, Marc Meyer, Ricarda Nettelmann

**Anschrift:** Dr. E. Gehrt

Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung  
Stilleweg 2  
D-30655 Hannover

### **Anschriften der Autoren und Exkursionsführer:**

Beckmann, Dipl.Ing.Thomas	38179 Schwülper-Lagesbüttel, Dorfstr. 6
Brosche, Dr.Karl-Ulrich	12307 Berlin, Hilbertstr. 3a
Feldmann, Dr. Ludger	Inst. f. Geologie und Paläontologie TU Clausthal, Clausthal
Hahn, Kerstin	BGR Hannover, 30655 Hannover, Stilleweg 2
Hilgers, Alexandra	Univ. Köln, Geographisches Institut, 50923 Köln, Albertus- Magnus-Platz
Janotta, Dr. Andreas	Univ. Köln, Geographisches Institut, 50923 Köln, Albertus- Magnus-Platz
Jarmer, Dipl. Geogr. Thom	Geogr. Inst. Univ. Trier, Trier
Klosa, Detlev	NLFB Hannover, 30655 Hannover, Stilleweg 2
Kögel-Knabner, Prof. Dr. Ingrid	Lehrstuhl Bodenkunde, TU München, 85350 Freising- Weißenstephan
Radtke, Prof.Dr.Ulrich	Univ. Köln, Geographisches Institut, 50923 Köln, Albertus- Magnus-Platz
Ruder, Jürgen	BGR Hannover, 30655 Hannover, Stilleweg 2
Schmidt, Dr. Michael	Lehrstuhl Bodenkunde, TU München, 85350 Freising- Weißenstephan
Skjemstad, J. O.	CSIRO, Land and Water, Glen Osmond SA 5064, Australia

<b>1 Inhaltsverzeichnis</b>	
1.1 Abbildungen .....	III
1.2 Tabellen.....	IV
<b>2 Teilnehmerliste .....</b>	<b>V</b>
<b>3 Programm .....</b>	<b>VII</b>
<b>4 Einleitung und Lage des Exkursionsgebietes .....</b>	<b>1</b>
<b>5 Untersuchungsmethoden .....</b>	<b>4</b>
<b>6 Einführung ins Exkursionsgebiet .....</b>	<b>6</b>
6.1 Klima .....	6
6.2 Geologie.....	7
6.3 Oberflächenformen und Wasserhaushalt .....	9
6.4 Vegetation und Nutzungsgeschichte .....	10
<b>7 Beschreibung der Exkursionspunkte .....</b>	<b>12</b>
7.1 Exkursionspunkt 1: Ein fossiler Eemboden in der Kiesgrube bei Beuchte, nördliches Harzvorland (L. Feldmann).....	12
7.2 Exkursionspunkt 2: Aufschluß Salzgitter-Bad / Beinum .....	18
7.2.1 Beschreibung des Aufschlusses (K.-J. Brosche, E. Gehrt).....	18
7.2.2 Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen des Profils Salzgitter-Bad (E. Gehrt & D. Klosa) ..	18
7.3 Exkursionspunkte 3 und 4: Aufschluß Salzgitter-Drütte und Gr. Gleidingen.....	22
7.3.1 Böden und Deckschichten in der Kiesgrube Salzgitter-Drütte (L. Feldmann) .....	22
7.3.2 Gliederung der jungen Lößablagerungen in der Lößbörde südwestlich Braunschweigs (E. Gehrt) .....	25
7.4 Exkursionspunkt 5: Aufschluß Denstorf / Denstorfer Wald .....	29
7.4.1 Allgemeine Beschreibung der Situation an der Lößgrenze (E. Gehrt) .....	29
7.4.2 Beschreibug der Lokalität Denstorf (E. Gehrt) .....	31
7.4.3 Mikromorphologische Untersuchungen am Profil Denstorf (Th. Beckmann, E. Gehrt) .....	37
7.4.4 Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen am Grobschluff des Profil Denstorf (E. Gehrt, D. Klosa).....	41
7.4.5 Luminiszenzdatierungen äolischer Sedimente im Bereich der nördlichen Lößgrenze (A. Hilgers, A. Jannotta & U. Radtke).....	43
7.4.6 Modelle zur Erklärung der Kornverteilungen (E. Gehrt) .....	50
7.4.7 Bildung und zeitliche Einstufung der Sedimente an der Lößgrenze (E. Gehrt).....	53
7.5 Exkursionspunkt 6: Bodenstedt .....	65
7.5.1 Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen verschiedener Verwitterungszustände am Grobschluff (E. Gehrt, D. Klosa).....	69
7.5.2 Verwitterung der Lössse in Abhängigkeit spätweichselzeitlicher äolischer Überdeckung und Entstehung der Parabraunerden (E. Gehrt) .....	69

<b>7.6 Exkursionspunkt 7: Gr. Lobke, Lößgrenze (E. Gehrt)</b> .....	74
7.6.1 Lokalität Bekum.....	74
7.6.2 Vertikale Gliederung der Schwarzerden .....	81
<b>7.7 Exkursionspunkt 8: Schwarzerde-Parabraunerde (E. Gehrt)</b> .....	85
<b>7.8 Exkursionspunkt 9: Hildesheimer Schwarzerde (E. Gehrt)</b> .....	87
<b>7.9 Exkursionspunkt 10: Grauerde (E. Gehrt)</b> .....	90
<b>7.10 Spektroradiometrische Untersuchungen an Bodenoberflächen im Ostbraunschweigischen Hügelland (K. Hahn, J. Ruder mit einem Beitrag von Th. Jarmer)</b> .....	95
7.10.1 Einleitung .....	95
7.10.2 Gerätebeschreibung.....	95
7.10.3 Durchführung der Geländemessungen .....	95
7.10.4 Meßaufbau .....	96
7.10.5 Meßergebnisse: Beschreibung des Reflexionsverhaltens .....	96
7.10.6 Literatur.....	99
<b>7.11 Pedogenesis of Chernozems - the role of vegetation fires (M. Schmidt, J. O. Skjemstad, E. Gehrt, I. Kögel-Knabner)</b> .....	100
7.11.1 Summary .....	100
7.11.2 Introduction.....	100
7.11.3 Material and Methods .....	101
7.11.4 Results and Discussion.....	102
7.11.5 Conclusions .....	110
7.11.6 Acknowledgments .....	111
7.11.7 References.....	111
<b>7.12 Tonmineralogie der Lösses und mögliche Quellen für Unterschiede (E. Gehrt)</b> .....	112
<b>7.13 Entstehung und Systematik der Schwarzerden und Grauerden (E. Gehrt)</b> .....	114
<b>8 Literaturverzeichnis</b> .....	116

## 1.1 Abbildungen

Abbildung 4-1: Lage des Exkursionsgebietes .....	1
Abbildung 4-2: Lage der Exkursionspunkte.....	3
Abbildung 6.1-1: Klimadiagramme der Stationen Hildesheim, Braunschweig und Magdeburg.....	6
Abbildung 6.1-2: Karte der klimatischen Wasserbilanz im Sommerhalbjahr .....	7
Abbildung 6.2-1: Geologische Karte des Exkursionsgebietes.....	7
Abbildung 6.4-1: Bodenveränderungen durch Einflüsse mittelalterlicher bis neuzeitlicher Beetkulturen .....	11
Abbildung 7.1-1: Geologische Übersichtskarte Kiesgrube Beuchte .....	12
Abbildung 7.1-2: Gesamtansicht der Nordwest-Wand in der Kiesgrube bei Beuchte.....	13
Abbildung 7.1-3: Bodenprofil mit holozänem Boden, fossilem Eem-Boden und warthezeitlichem Naßboden in der Kiesgrube Beuchte .....	15
Abbildung 7.2-1: Korngrößenverteilung , Tiefenfunktionen von Sand- und Tongehalt sowie der Schluffquotient im Aufschluß SZ-Bad / Beinum (n. Seite).....	19
Abbildung 7.2-2: Tiefenfunktion des Quotienten von Fed durch Feo im Profil Salzgitter-Bad/Beinum .....	20
Abbildung 7.2-3: REM- SZ-Bad.....	21
Abbildung 7.3-1: Geologische Übersicht und Lage des Aufschlusses Drütte .....	22
Abbildung 7.3-2: Profil an der Nordwand der Kiesgrube Salzgitter-Drütte .....	23
Abbildung 7.3-3: Tiefenfunktion der Kornverteilung des Schluffquotienten, Sandgehaltes und Aktivitätsgrad des Profild Gr. Gleidingen.....	27
Abbildung 7.3-4: Aufschluß Kiesgrube Bierbergen.....	28
Abbildung 7.4-1: Catena Denstorf : Lößgrenze im Verbreitungsgebiet glazifluvialer Sedimente .....	30
Abbildung 7.4-2: Denstorf: Tiefenfunktion der Kornverteilung, etc.....	32
Abbildung 7.4-3: Aufschlüsse Denstorf: Detailzeichnungen der Aufschlüsse Denstorf .....	34
Abbildung 7.4-4: Feinschichtung der Sandstreifenlöss im Profil Denstorf .....	40
Abbildung 7.4-5: Rastermikroskopische Aufnahmen des Grobschluffes vom Profil Denstorf .....	41
Abbildung 7.4-6: Modellalter Profil Denstorf.....	49
Abbildung 7.4-7: Mittlere Sandgehalte und Schluffquotienten der Gruppen von Löß und Sandlöß sowie Erklärungsansätze zur Genese der unterschiedlichen Kornverteilungen.....	50
Abbildung 7.4-8: Kornverteilungen rezent verwehelter Löss im Vergleich zum Ausgangsmaterial .....	51
Abbildung 7.4-9: Sandgehalte der jüngsten Löß- bzw. Sandlößdecken.....	53
Abbildung 7.4-10: Entwicklungsstufen der äolischen Decken an der Lößgrenze .....	56
Abbildung 7.4-11: Grenzfläche zwischen Al- und Bt-Horizont in Parabraunerden aus Sandlöß.....	58
Abbildung 7.4-12: Idealisierter Verlauf der spätglazialen äolischen Sedimentation im nördlichen Harzvorland..	60
Abbildung 7.4-13: Lößstratigraphie in Südniedersachsen und deren Korrelation zu anderen Gliederungen.....	61
Abbildung 7.4-14: Idealisierte Schichtung und Verteilung der Löss in den Börden .....	63
Abbildung 7.4-15: Sammelschema Lößgrenzprofile:.....	64
Abbildung 7.5-1: Tiefenfunktionen von Kornverteilung, Schluffquotient, Sandgehalt und Aktivitätsgrad des Profils Bodenstedt.....	65
Abbildung 7.5-2: Tiefenfunktionen der Zirkon-Titan-Quotienten .....	67
Abbildung 7.5-3: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen verschiedener Löss der Schicht III.....	68
Abbildung 7.5-4: Primäre Tongehalte der Löss und Veränderung durch pedogene Prozesse in der Catena Lößgrenze Lößbörde .....	70
Abbildung 7.5-5: Korngrößenverteilung der tonreichen und normalen Ausprägung der Schicht III .....	71
Abbildung 7.6-1: Zeichnung der Profile 5312 und 5311 (Catena Bekum).....	74
Abbildung 7.6-2: Catena 3726 A (Groß Lobke) .....	75
Abbildung 7.6-3: Merkmale der Eisen-Mangan-Ausfällung .....	79
Abbildung 7.7-1: Vergleich von Schwarzerde und Schwarzerde-Parabraunerde.....	85
Abbildung 7.8-1: Kornverteilung der Löss (Hildesheimer Schwarzerde) .....	89

Abbildung 7.9-1: Landsat-TM-Aufnahme vom 1.10.1986 (s. letzte Seite im Exkursionsführer).....	91
Abbildung 7.9-2: Tiefenfunktionen der Kornverteilung und der Bodenparameter der Grauerde Adenstedt.....	92
Abbildung 7.10-1: Reflexionskurve einer Bodenoberfläche mit Übersicht über typische Absorptionsbanden und die Wellenlängenbereiche der Landsat-5-TM-Kanäle.....	97
Abbildung 7.10-2: Mittelwerte der Geländemessungen (IRIS MARK V) .....	97
Abbildung 7.10-3: Mittelwerte der Labormessungen (ASD-Fieldspectrometer, Trier) .....	98
Abbildung 7.11-Figure 1: Solid state <sup>13</sup> C NMR spectra of the investigated A horizons from (1) Haplic Alisol and (2) Dystric Gleysol before (left) and after high energy UV photo oxidation (right). .....	103
Abbildung 7.11-Figure 2: Electron micrographs of fragments of charred organic carbon.....	107
Abbildung 7.11- Figure 3: Solid state <sup>13</sup> C NMR spectra of the investigated Axp and Axx horizon .....	109
Abbildung 7.11- Figure 4 Content of charred organic carbon (charcoal) and lignin compounds detected in the Axp and Axx horizons of the Chernozemic soils 6 to 9 displayed as a color-caten. ....	109
Abbildung 7.12-1 Kennwerte der Unterkreide-Tonsteine: Korngrößenverteilung, C <sub>org</sub> -Gehalte, spezifische Kationenaustauschkapazität und Bereiche mit erhöhten Smectitgehalten.....	113
Abbildung 7.13-1: Schema der Bodenentwicklungen und -vergesellschaftungen auf Löß. ....	114

## 1.2 Tabellen

Tabelle 5-1: Klasseneinteilung und Grenzwerte der Sandgehaltsgruppen von Lössen .....	4
Tabelle 5-2: Klasseneinteilung und Grenzwerte der Schluffquotient-Gruppen von Lössen und Sandlössen. ....	5
Tabelle 7.2-1 Profilbeschreibung und Analysenwerte des Bodens im Aufschluß Salzgitter-Bad/Beinum.....	20
Tabelle 7.3-1: Generalisierte Angaben zur Schichtung der Lößtypen in den Gebieten südlich der Lößgrenze. ....	25
Tabelle 7.3-2: Profilbeschreibung und Analysenwerte des Profils Gr. Gleidingen .....	26
Tabelle 7.4-1: Generalisierte Angaben zur Schichtung der Lößtypen an der Lößgrenze. ....	29
Tabelle 7.4-2: Beschreibung der Proben des Profils Denstorf und Angabe der Analysenwerte.....	33
Tabelle 7.4-3: Parameter zur Dosisleistungsbestimmung.....	44
Tabelle 7.4-4: Ermittelte D <sub>0</sub> -Werte, D <sub>E</sub> -Werte und Modellalter .....	48
Tabelle 7.5-1: Profilbeschreibung und Analysenwerte des Profils Bodenstedt.....	66
Tabelle 7.5-2: Räumliche Änderung von Schluffquotient und Tongehalt in Schicht IIIa .....	70
Tabelle 7.6-1: Profilbeschreibung und Analysenwerte der Profile Gr. Lobke (5284 und 5283).....	76
Tabelle 7.7-1: Beschreibung der Horizonte und Proben Schwarzerde-Parabraunerde (Griserde) .....	86
Tabelle 7.8-1: Beschreibung der Horizonte und Proben (Hildesheimer Schwarzerde, Profil 5291).....	87
Tabelle 7.8-2: Beschreibung der Horizonte und Proben (Hildesheimer Schwarzerde, Profil 8002).....	88
Tabelle 7.9-1: Gegenüberstellung der 10YR-MUNSELL-Farbwerte von Pseudogley-Schwarzerden und Pseudogley-Grauerden.....	90
Tabelle 7.9-2: Ausgewählte Mittelwerte und Standardabweichungen von Pseudogley-Schwarzerden und Pseudogley-Grauerden.....	90
Tabelle 7.9-3: Beschreibung der Horizonte und Proben der Grauerde Adenstedt .....	93
Tabelle 7.9-4: Vergleich der Tiefenfunktionen ausgewählter Parameter der Grauerde Adenstedt und der Grauerde Gr. Lafferde.....	94
Tabelle 7.10-1: Gerätegrößen .....	95
Tabelle 7.11- Table-1 Chemical and physical properties of the studied soils .....	103
Tabelle 7.11- Table-2 Chemical shift assignment of peaks in the solid-state <sup>13</sup> C CPMAS NMR spectra .....	104
Tabelle 7.11-Tabel-3: Organic carbon in the investigated soils and fractions. ....	105

## 2 Teilnehmerliste

Name	Ort
1. Altermann, (Doz.) Dr. habil. Manfred	06118 Halle
2. Andruschkewitsch, Ingo	70599 Stuttgart
3. Artmann, Dipl.-Geogr. Susanne	93040 Regensburg
4. Bathke, Dipl.-Ing. agr. Manfred	37130 Gleichen
5. Bauriegel, Albrecht	14432 Klein-Machnow
6. Beckmann, Dipl. Ing. Thomas	38179 Schwülper
7. Betzer, Dr. Joachim	4780* Krefeld
8. Bibus, Prof. Dr. Erhard	72074 Tübingen
9. Bischoff, Dr. Ralf	99423 Weimar
10. Botschek, Johannes	53115 Bonn
11. Brandtner, Dipl.Geogr. Wolfgang	99423 Weimar
12. Bronger, Prof. Dr. Arnt	24098 Kiel
13. Brosche, Dr. Karl-Ulrich	12307 Berlin
14. Bussemer, Sixten	80333 München
15. Eitel, Prof. Dr. Bernhard	94032 Passau
16. Feldmann, Dr. Ludger	38678 Clausthal-Zellerfeld
17. Felix-Henningsen, Prof. Dr. Peter	35390 Gießen
18. Fischer-Zujkov, Dipl.-Geogr. Ute	16225 Eberswalde
19. Gehrt, Dr. Ernst	30655 Hannover
20. Grottenthaler, Dr. Walter	80797 München
21. Grunert, Prof. Dr. Jörg	55099 Mainz
22. Guggenberger, Dr. Georg	95447 Bayreuth
23. Günster, Norbert	53115 Bonn
24. Hagedorn, Prof. Dr. Jürgen	37073 Göttingen
25. Hahn, Kerstin	Mainz
26. Hardenbicker, Dr. Ulrike	06108 Halle
27. Heinkele, Dr. Thomas	03013 Cottbus
28. Helbig, Henrik	17489 Greifswald
29. Hilgers, Alexandra	50923 Köln
30. Hofmann, Dr. Bertold	81927 München
31. Ikinge, Dr. Alexander	40225 Düsseldorf
32. Janetzko, Dr. Peter	24220 Flintbek
33. Janotta, Dr. Andreas	50923 Köln
34. Jerz, Prof. Dr. Hermann	82031 Grünwald
35. Joisten, Regierungsrat Holger	09599 Freiberg
36. Kadereit, Annette	69117 Heidelberg
37. Kaiser, Knut	17489 Greifswald
38. Kallis, Peter	70599 Stuttgart
39. Kösel, Dr. Michael	79104 Freiburg
40. Kühn, Peter	54292 Trier
41. Lieberoth, Prof. Dr. Immo	16225 Eberswalde
42. Mahr, Dr. Andrea	93040 Regensburg
43. Meyer, Prof.Dr. Brunk	37075 Göttingen

44. Poetsch, Dr. Thomas	20146 Hamburg
45. Raab, Dipl.-Geogr. Thomas	93040 Regensburg
46. Radtke, Prof. Dr. Ulrich	50923 Köln
47. Rau, Dr. Dietrich	07745 Jena-Ammerbach
48. Rau, Edelgard	07745 Jena-Ammerbach
49. Reineke, Thomas	52056 Aachen
50. Reuter, Prof. em. Dr. Gerhard	18051 Rostock
51. Roeschmann, Prof. Dr. Günter	30851 Langenhagen
52. Rösner, Priv. Doz. Dr. Ulrike	91054 Erlangen
53. Sauer, Daniela	45219 Essen
54. Schirmer, Prof. Dr. Wolfgang	40225 Düsseldorf
55. Schlaak, Norbert	16244 Altenhof
56. Schmidt, Dr. Michael	Düsseldorf/Weihenstephan
57. Schmidt, Prof. Dr. Rolf	16225 Eberswalde
58. Schneidermeier, Dipl.-Geogr. Thomas	72070 Tübingen
59. Schön, Angela	30916 Hannover
60. Scholten, Dr. Thomas	35390 Gießen
61. Schulte, Dr. Achim	69120 Heidelberg
62. Schwartau, Wilhelm	37574 Einbeck
63. Semmel, Prof. Dr. Arno	65719 Hofheim
64. Skowronek, Prof. Dr. Armin	53115 Bonn
65. Sponagel, Dr. Herbert	30655 Hannover
66. Stephan, Dr. Siegfried	53115 Bonn
67. Stremme, Prof. Dr.	24105 Kiel
68. Strunk, Priv. Doz. Dr. Horst	93040 Regensburg
69. Szenkler, Christa	79104 Freiburg
70. Terhorst, Dr. Birgit	72074 Tübingen
71. Thiemeyer, Dr. Heinrich	60054 Frankfurt / Main
72. Urban, Prof. Dr. Brigitte	29556 Suderburg
73. Veit, Prof. Dr. Heinz	CH-Bern
74. Völkel, Priv. Doz. Dr. Jörg	93040 Regensburg
75. Weicken, Dr. Hans-Michael	66123 Saarbrücken
76. Weidenfeller, Dr. Michael	55129 Mainz
77. Weitmann, Gerhard	55070 Mainz
78. Wittmann, Dipl.-Geogr. Peter	70174 Stuttgart
79. Zöllner, Prof. Dr. Ludwig	Bonn

### 3 Programm

21.5.1998	16.00	Sitzung des Arbeitskreises Inst. f. Geogr. und Geoökologie der TU Braunschweig, Langer Kamp 19c
	18.30	Ende der Sitzung
	ca. 19.30	Postkolloquium Ratskeller Münzstr.
22.5.1998	8.00	Abfahrt Bus Langer Kamp
		1. Beuchte Eem??-Böden (Feldmann)
		2. SZ-Bad Mitte-, Jungweichselböden (Brosche, Gehrt, Klosa)
		3./4.SZ-Drütte Gr. Gleidingen Weichellösse der Lößbörde (Feldmann/Gehrt)
		5. Denstorf / Denstorf Wald Lößgrenze (Beckmann, Gehrt, Hilgers, Janotta, Klosa, Radtke)
		6. Bodenstedt - Verwitterung der Weichsellösse (Gehrt, Klosa)
	ca. 19.30	Altstadtführung Braunschweig (fakultativ)
23.5.1998	8.00	Abfahrt Bus Langer Kamp
		7. Gr. Lobke Lößgrenze/Schichtungsprofil in Schwarzerde (Gehrt)
		8. Schwarzerde-Parabraunerde (Gehrt)
		9. Hildesheimer Schwarzerde (Gehrt)
		10. Adenstedt Grauerde (Gehrt, Hahn, Jarmer, Kögel-Knabner, Ruder, Schmidt, Skjemstad)
		14.00

Für die Sitzung des Arbeitskreises stellt das Institut für Geographie und Geoökologie der Technischen Universität Braunschweig die Seminarräume zur Verfügung. Unser Dank geht an Herrn Prof. J. Richter, der die Nutzung der Räume unbürokratisch genehmigte.

## 4 Einleitung und Lage des Exkursionsgebietes

Als vor zwei Jahren die Bitte an mich herangetragen wurde, die 17. Sitzung des Arbeitskreises Paläoböden auszurichten, habe ich nicht zuletzt in dem Wissen zugesagt, daß in Ergänzung zu den von mir untersuchten Profilen im nördlichen und westlichen Harzvorland zum Teil gut untersuchte Aufschlüsse vorlagen. Zu meinem Bedauern hat sich die Aufschlußsituation sehr verschlechtert.

Aus diesem Grund habe ich mich entschlossen, die Exkursionen insgesamt auf das ausklingende Weichselglazial bzw. das frühe Holozän zu fokussieren. Die diesen Zeitraum dokumentierenden Sedimentfolgen und Böden liefern meiner Ansicht nach einen Beitrag zur in Konstanz begonnenen Diskussion zur Frage des (spät-) glazialen Beginns der Bodenbildung.

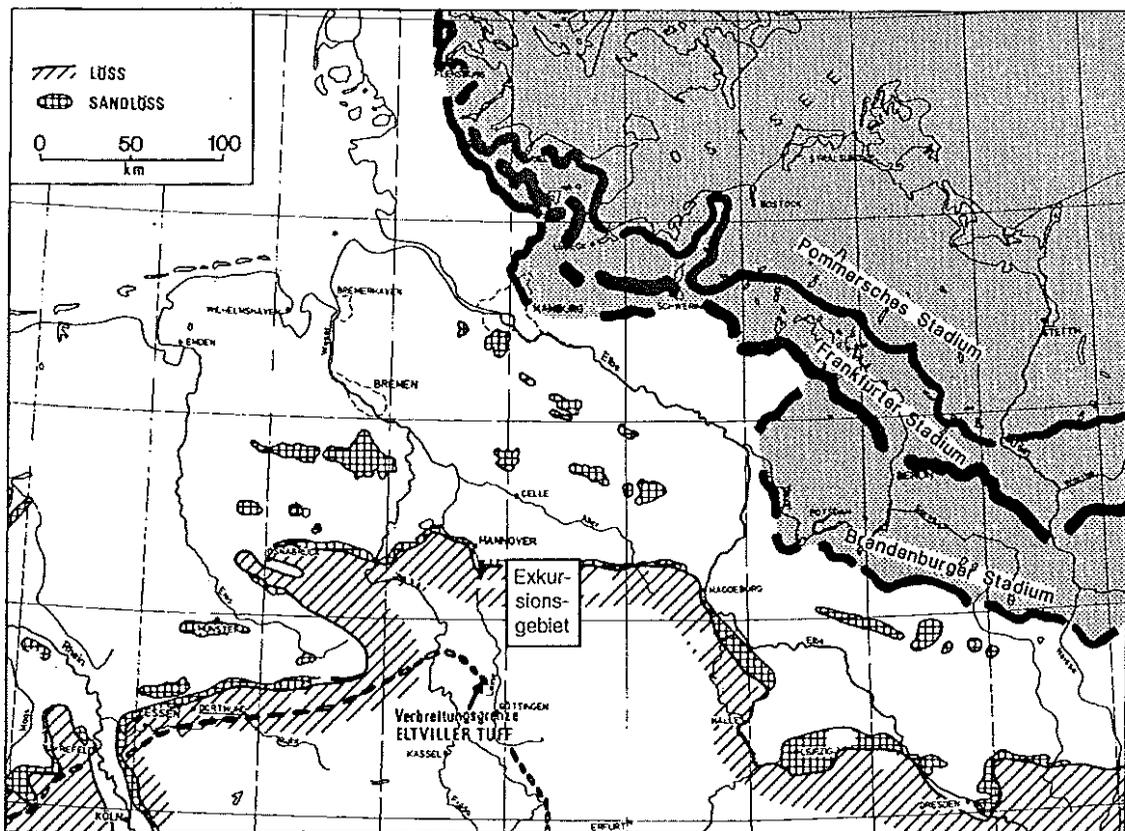


Abbildung 4-1: Lage des Exkursionsgebietes

Das Exkursionsgebiet liegt zwischen dem Harz und der nördlichen Lößgrenze bei Braunschweig. Die letzte Vereisung erreichte das Exkursionsgebiet nicht mehr. Die Mehrzahl der Exkursionspunkte liegen im Lößgebiet. Lediglich im Bereich der nördlichen Lößgrenze werden die Übergänge zu den Sandlössen gezeigt. Nach dem bisherigen Kenntnisstand ist die lößstratigraphische Marke des Eltviller Tuffs im Exkursionsgebiet nicht mehr vorhanden.

Mit der Exkursion am Freitag werden die speziellen Probleme des Harzvorlandes erläutert. Hierbei sind die Terrassen der Harzflüsse, die glaziale Überprägung und insbesondere die Zertalung der Terrassen zu nennen. Hervorzuheben ist, daß im direkten Harzvorland die Terrassenflächen heute weitgehend lößfrei sind. Mit Paläoböden gegliederte Lößböden finden sich in umgelagerten Lössen kleinerer Rinnen und Täler (Exkursionspunkt 1).

Weiter nach Norden finden sich auf den Terrassenflächen durchgehende Lößdecken unter 2 m Mächtigkeit. In den kleineren Tälern finden sich ebenfalls nur geringmächtigere Ablagerungen. Diese Situation wird exemplarisch am Exkursionspunkt 2 vorgestellt.

Insgesamt ist eine sukzessive Verkürzung der spätweichselzeitlichen Bodenfolge von Süden nach Norden festzustellen. Mächtigere, durch Böden gut gegliederte Lössen finden sich zum Teil am Rand der Höhenzüge und in den Becken des Berglandes. Entsprechende Profile liegen leider nicht im Bereich des Exkursionsgebietes, bzw. sind nicht bekannt oder aufgeschlossen.

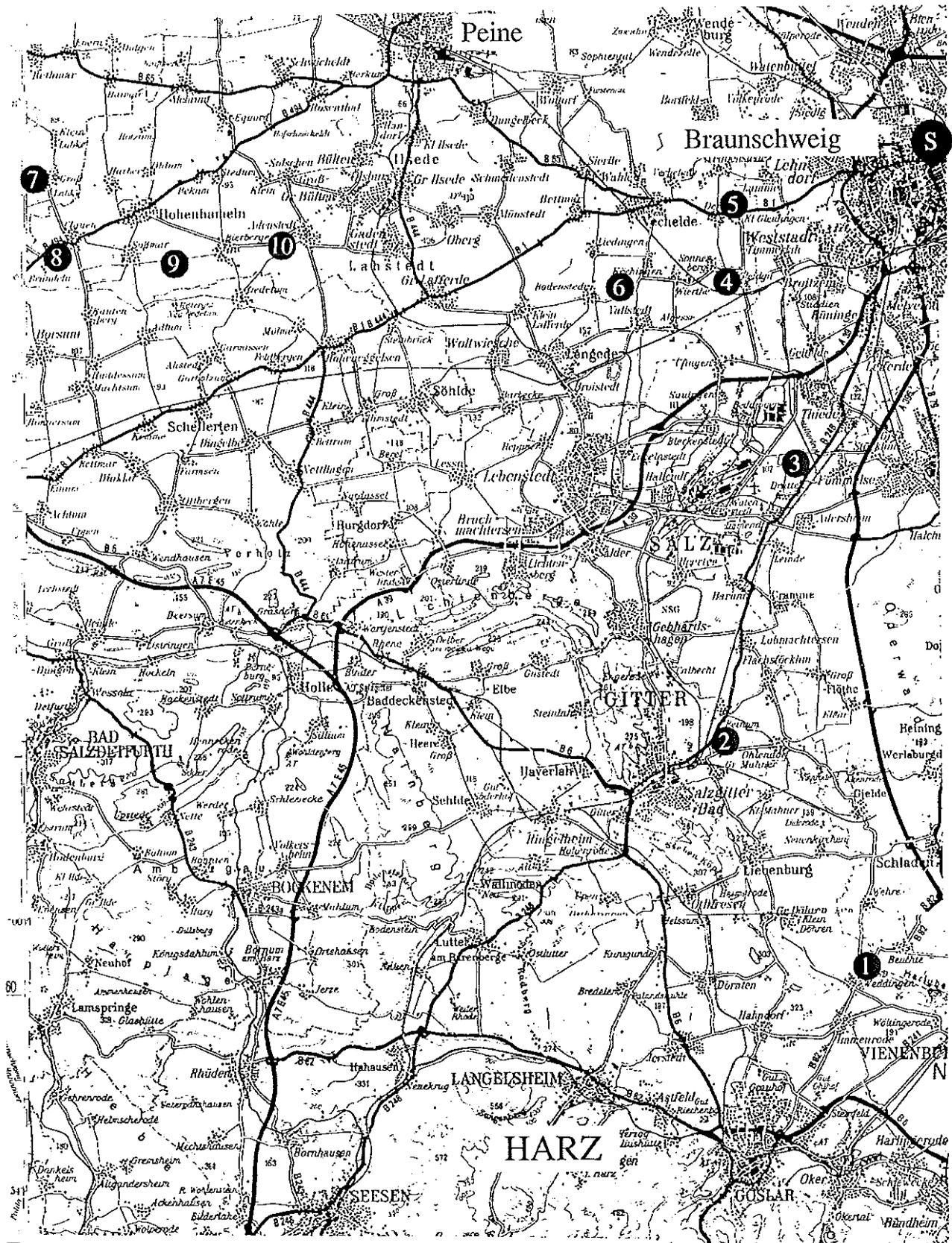
Nördlich der Berglandschwelle fehlen die bekannten spätweichselzeitlichen Böden in den 1 bis 1,5 m mächtigen Lössen. In diesen Profilen ist jedoch eine recht typische Sedimentgliederung zu erkennen. Örtlich finden sich in Eiskeilen Reste von Löß, der z.T. fossile Böden enthält (Exkursionspunkt 3 und 4).

Eine Schlüsselrolle haben die Bodenprofile an der Lößgrenze (Exkursionspunkt 5). Neben einer deutlichen Gliederung der Sedimente enthalten sie meines Erachtens nach einen sehr jungen, spätglazialen Boden. Die Sedimentfolge erlaubt Rückschlüsse auf den Verlauf der ausklingenden Lößablagerung und den Beginn der Bodenbildung. Ein wesentlicher Prozeß der frühen Bodenbildung dürfte die kryoklastische Beanspruchung sein. Beispiele hierfür sollen an Exkursionspunkt 6 und 7 vorgestellt und diskutiert werden.

Am zweiten Exkursionstag soll unter Berücksichtigung der Sedimentgliederung die Genese der Schwarzerden diskutiert werden.

Am Exkursionspunkt 7 wird die Sedimentabfolge an der Lößgrenze im Schwarzerdegebiet vorgestellt. Neben den hier zu erkennenden fossilen Böden wird die sedimentabhängige Gliederung der Schwarzerdehorizonte zu diskutieren sein.

Mit den Exkursionspunkten 7 bis 9 wird ein gänzlich anderer Aspekt der Schwarzerdegenese aufgegriffen. Am Exkursionspunkt 7 wird zunächst die Auswirkung der Lessivierung von Schwarzerden vorgestellt. An den folgenden Exkursionspunkten zeigen wir dann sukzessive heller werdende „Schwarzerden“. An diesen Profilen soll die Genese der Schwarzerde diskutiert werden.



M: ca. 1 : 200.000

Abbildung 4-2: Lage der Exkursionspunkte

## 5 Untersuchungsmethoden

### Labormethoden

Die hier mitgeteilten Analysenergebnisse wurden, soweit nicht abweichend angegeben, im bodenkundlichen Labor des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung ermittelt. Die Bestimmung der Korngrößen wurde in der Mehrzahl nach dem kombinierten Sieb-Pipett-Verfahren nach KÖHN durchgeführt. Die Probenvorbereitung erfolgte durch Humuszerstörung mit  $H_2O_2$  und Dispergierung mit Natrium-Pyrophosphat ( $Na_4P_2O_7$ ). Die Fraktionen von 2000 bis 63  $\mu m$  wurden durch Naßsiebung, die Fraktionen  $< 63 \mu m$  durch Pipettieren bestimmt. Der organische Kohlenstoff wurde durch nasses Verbrennen mit Kaliumdichromat ( $K_2Cr_2O_7$ ) und anschließender Extinktionsmessung bei 590 nm im Spektralphotometer ermittelt. Der Humusgehalt in Gewichtsprozent errechnet sich durch Multiplikation mit 1,724. Die pH-Wert-Bestimmung erfolgte elektrometrisch an 10 g Probenmaterial in 0,01 mol  $CaCl_2$ . Die Ermittlung erfolgte nach MEHLICH durch Perkolierung mit einer auf pH 8,2 gepufferten  $BaCl_2$ -Lösung. Gemessen wurde das nach Zugabe von  $MgCl_2$  rückgetauschte  $Ba^{2+}$  durch photometrische Bestimmung im Atomabsorptions-Spektralphotometer.

### Klassifikation der äolischen Sedimente

Für die systematische Bezeichnung der äolischen Sedimente im nördlichen Harzvorland wurden diese mittels des Sandgehaltes und des Quotienten aus Grob- zu Fein- und Mittelschluff gegliedert. Der Sandgehalt bietet den Vorteil, daß er nur wenig von der wahrnehmbaren Kornverteilung abstrahiert. Der Schluffquotient ist ein Maß für den Feinheitsgrad des Schluffes. Da der Schluffquotient unabhängig vom Sandgehalt und von pedogener Tonverlagerung ist, bietet er für genetische Interpretationen bessere Anhaltspunkte als etwa der Tongehalt oder der Grobschluffgehalt. Die Trenngrößen wurden mittels Clusteranalyse ermittelt. Zur Anwendung kommen die in Tabelle 4 und Tabelle 5 beschriebenen Klassen.

**Tabelle 5-1: Klasseneinteilung und Grenzwerte der Sandgehaltsgruppen von Lössen, Sandlössen und Decksand.**

Kürzel	Sandgehalt (%) (Faustzahl zur Gruppierung)	Sandgehalt (%) (tonfrei)	Bezeichnung
Lo	0- $<5$	0- $<7$	Löß
sLo	5- $<20$	5- $<22$	sandiger Löß
uLos	20- $<50$	20- $<50$	schluffiger Sandlöß
sLos	50- $<80$	50- $<80$	sandiger Sandlöß
Sp	$>80$	$>80$	Decksand

Die hier vorgenommene Untergliederung in schluffige und sandige Sandlösser bei 50 % Sandgehalt entspricht der alten Unterscheidung in Flottsande und Flottlehme (DEWERS 1932), die in der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG BODEN 1994) mit der Unterscheidung **Sandlöß** und **Lößsand** wieder aufgenommen wird.

Eine Gruppierung nach den Schluffquotienten oder entsprechende Gliederungen sind in der Literatur nicht zu finden. Die hier errechneten Klassengrenzen sind in Tabelle 6.4-2 wiedergegeben. 67 % aller Proben haben einen Schluffquotienten von 1.7 bis 3.3. Die Hauptgruppen der Lösser und sandigen Lösser finden sich in der Gruppe 2 (feinschluffig). Die Proben mit Schluffquotienten unter 1.7 haben nur bei den sandarmen und sandfreien Lössen Bedeutung. Die Sedimente mit höheren Schluffquotienten haben immer leicht erhöhte Sandgehalte. Der grobschluffreiche Löß mit geringen Sandanteilen (sLo 4) ähnelt sensorisch den "normalen" Lössen, kann aber mit Erfahrung auch im Gelände identifiziert werden. Bei Sedimenten mit hohen Schluffquotienten besteht eine positive Beziehung zwischen Sandgehalt und Schluffquotient. Dieser Sachverhalt deutet auf eine Sortierung vom feinen zum groben Sediment hin. Bei Sandgehalten größer als 50 % ist der Schluff insgesamt zu vernachlässigen.

Für die Kartierung ist daher eine Unterteilung der Sandlössе nach dem Schluff mit mehr als 50 % Sand nicht notwendig und nicht sinnvoll.

**Tabelle 5-2: Klasseneinteilung und Grenzwerte der Schluffquotient-Gruppen von Lössen und Sandlössen.**

Kürzel	Schluffquotient	Benennung
0	<1.3	extrem feinschluffig
1	1.3-<1.7	sehr feinschluffig
2	1.7-<2.3	feinschluffig
3	2.3-<3.3	mittelschluffig
4	3.3-<5	groschluffig
5	5-<15	sehr groschluffig

Bei geringen Sandgehalten (<20 %) und Schluffquotienten unter 3.3 zeigt sich eine negative Abhängigkeit zwischen Schluffquotient und Tongehalt. Bei Schluffquotienten von 1.7 bis 2.3 sind Tongehalte von im Mittel 16 - 18 %, bei Quotienten unter 1.7 von annähernd 21 % zu verzeichnen. Bei Schluffquotienten über 3.3 liegt der Tongehalt um 13 %-15 %. In diesem Bereich besteht keine Beziehung zwischen Tongehalt und Schluffquotient. Unter Berücksichtigung von Schluffquotient und Sandgehalt lassen sich somit für die Lössе und Sandlössе atypische Tongehalte (Tonverarmungen oder Tonanreicherungen) erkennen. Dies führte zur Ausweisung der Varianten mit deutlich erhöhten Tongehalten.

Bei der Klassifikation werden neben den Korngrößenverteilungen des Feinbodens auch der Grobbodenanteil und Schichtungsmerkmale berücksichtigt. Der Grobbodenanteil besteht in den untersuchten Proben, soweit vorhanden, im wesentlichen aus Kies (0.2 - 6.3 cm), seltener aus Steinen (>6.3 cm). Der Grobbodenanteil wird als Geländeschätzgröße berücksichtigt, da die analysierten Proben in bezug auf den Grobboden nicht unbedingt repräsentativ sind.

Von den ungeschichteten Sedimenten wurden im Gelände geschichtete *Sandstreifenlössе* (Loss) unterschieden. Analytisch sind diese Unterschiede mit Mischproben nicht zu erfassen, da die feinen Straten nicht getrennt beprobbar sind. Die Sandstreifenlössе gehören in der Mehrzahl zu den schluffreichen Sandlössen, einzelne Proben sind allerdings auch sandreicher (Sandlössе). Innerhalb dieser Gruppen sind die Sandstreifenlössе näherungsweise daran zu erkennen, daß die Schluffquotienten etwas höher sind, der Grobbodenanteil fehlt und nur geringe Anteile an Grobsand vorhanden sind.

## 6 Einführung ins Exkursionsgebiet

### 6.1 Klima

Von Westen nach Osten unterliegt das Klima im nördlichen Harzvorland und der Lößbörde einem Wandel von mehr maritimer zu mehr kontinentaler Prägung. Dieser dokumentiert sich im wesentlichen in abnehmenden Niederschlägen und einer Zunahme der jahreszeitlichen Temperaturschwankungen (DEUTSCHER WETTERDIENST 1964).

Die Durchschnittswerte von Temperatur (T) und Niederschlag (N) der Klimastation von Braunschweig (T=8,8 °C, N=676 mm) weisen im Vergleich zu den Werten von Hildesheim (T=8,8 °C, N=634 mm) im Westen keine deutlichen Unterschiede auf (Werte nach WALTER & LIETH 1960). Der maritim-kontinentale Klimawandel kommt erst in den deutlich niedrigeren Werten des Niederschlags und leicht höheren Temperaturen (T=9,1 °C, N=503 mm) von Magdeburg zum Ausdruck. Die klimatische Wasserbilanz im Sommerhalbjahr (KWBS Karte 3) weist die Hildesheim-Braunschweiger Lößbörde mit einem Defizit von 40 bis 60 mm als einen recht homogenen Klimaraum aus. Im Raum Sarstedt findet sich mit 60 mm ein vergleichsweise geringes Defizit.

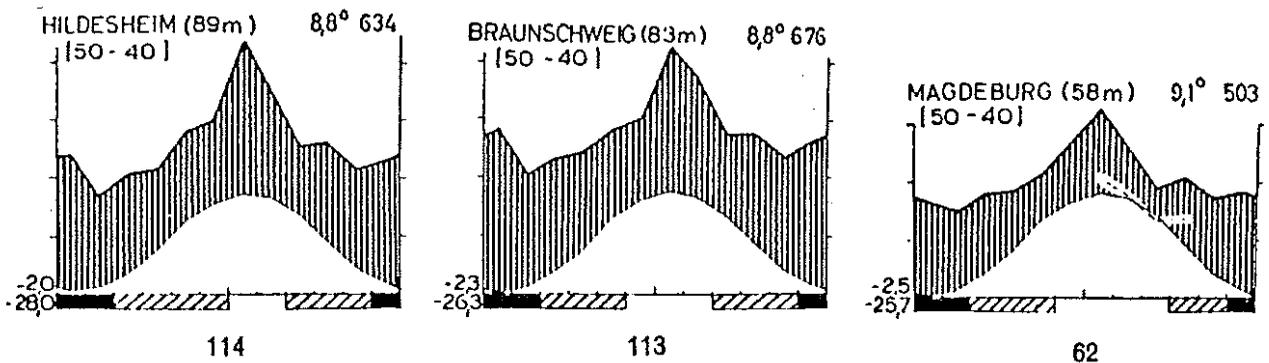


Abbildung 6.1-1: Klimadiagramme der Stationen Hildesheim, Braunschweig und Magdeburg

Östlich von Braunschweig wird die Situation durch die Erhebung des Elms mit höheren Niederschlägen (Steigregen) und niedrigeren Durchschnittstemperaturen modifiziert. Hier steigt die KWBS allmählich auf +77 mm an. Südöstlich von Wolfenbüttel/Schöppenstedt nehmen die durchschnittlichen Niederschläge sowohl im Sommer als auch im Winterhalbjahr deutlich ab. Der Übergang zu geringeren Niederschlägen ist in dem verstärkenden Lee-Effekt auf der Nordostseite des Harzes begründet. Die KWBS erreicht hier Defizite um 90 mm. Die KWBS im direkten Harzvorland liegt bei -30 bis -10 mm.

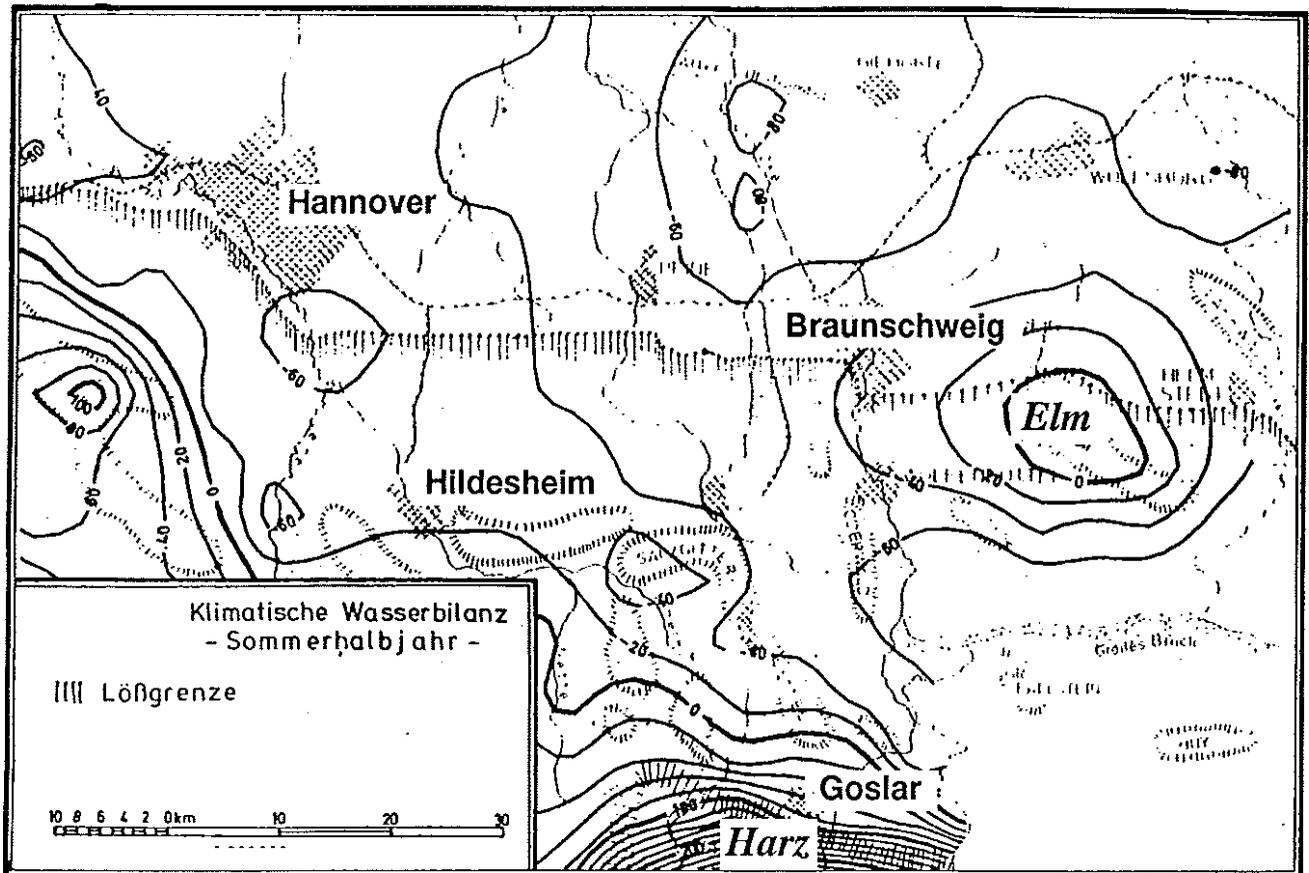


Abbildung 6.1-2: Karte der klimatischen Wasserbilanz im Sommerhalbjahr [(Niederschlag - Verdunstung (HAUDE)). Die Werte bezeichnen das Wasserdefizit bzw. den Wasserüberschuß in mm. (Werte nach ECKELMANN & RENGGER 1977)]

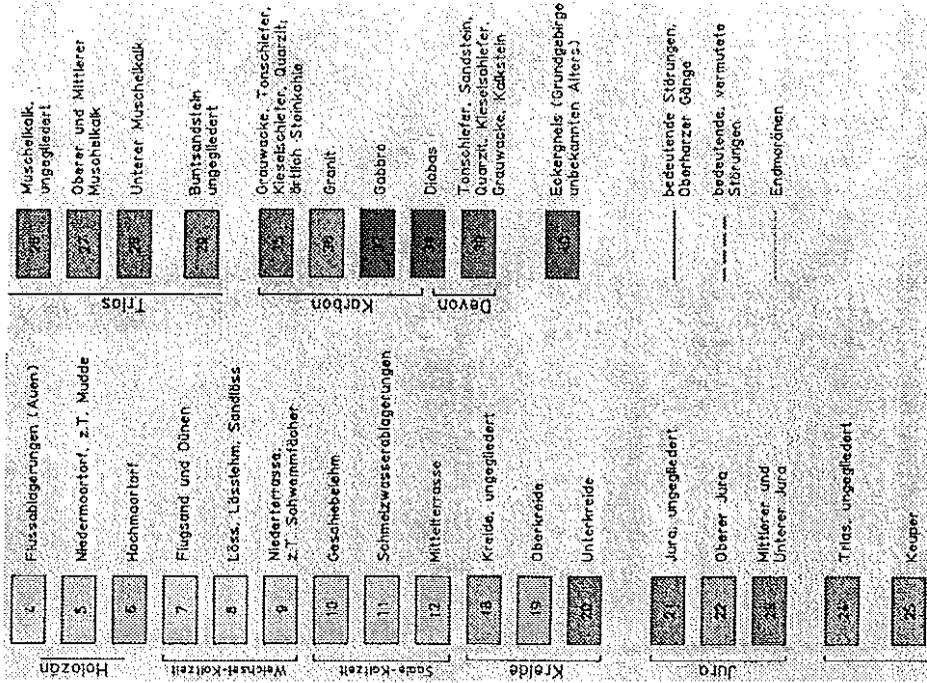
## 6.2 Geologie

Der präquartäre Bau des Exkursionsgebietes wird von den Salzstrukturen geprägt, die in der Oberkreide die Hauptphase ihres Diapirismus durchliefen (WOLDSTEDT 1925, 1934, MARTINI 1955, TRUSHEIM 1957, JARITZ 1973). Über dem Zentrum der Salzkissen und Salzdiapire wurden die mesozoischen Gesteine herausgehoben.

**Mesozoikum:** Im Exkursionsgebiet treten vom Buntsandstein bis zur Oberkreide alle Formationen des Mesozoikums auf. Während die Gesteine der Trias und des Jura nur kleinflächig im Bereich der Salzsättel an die Oberfläche treten, werden im westlichen Exkursionsgebiet große Teile von den Tonsteinen der Unterkreide eingenommen.

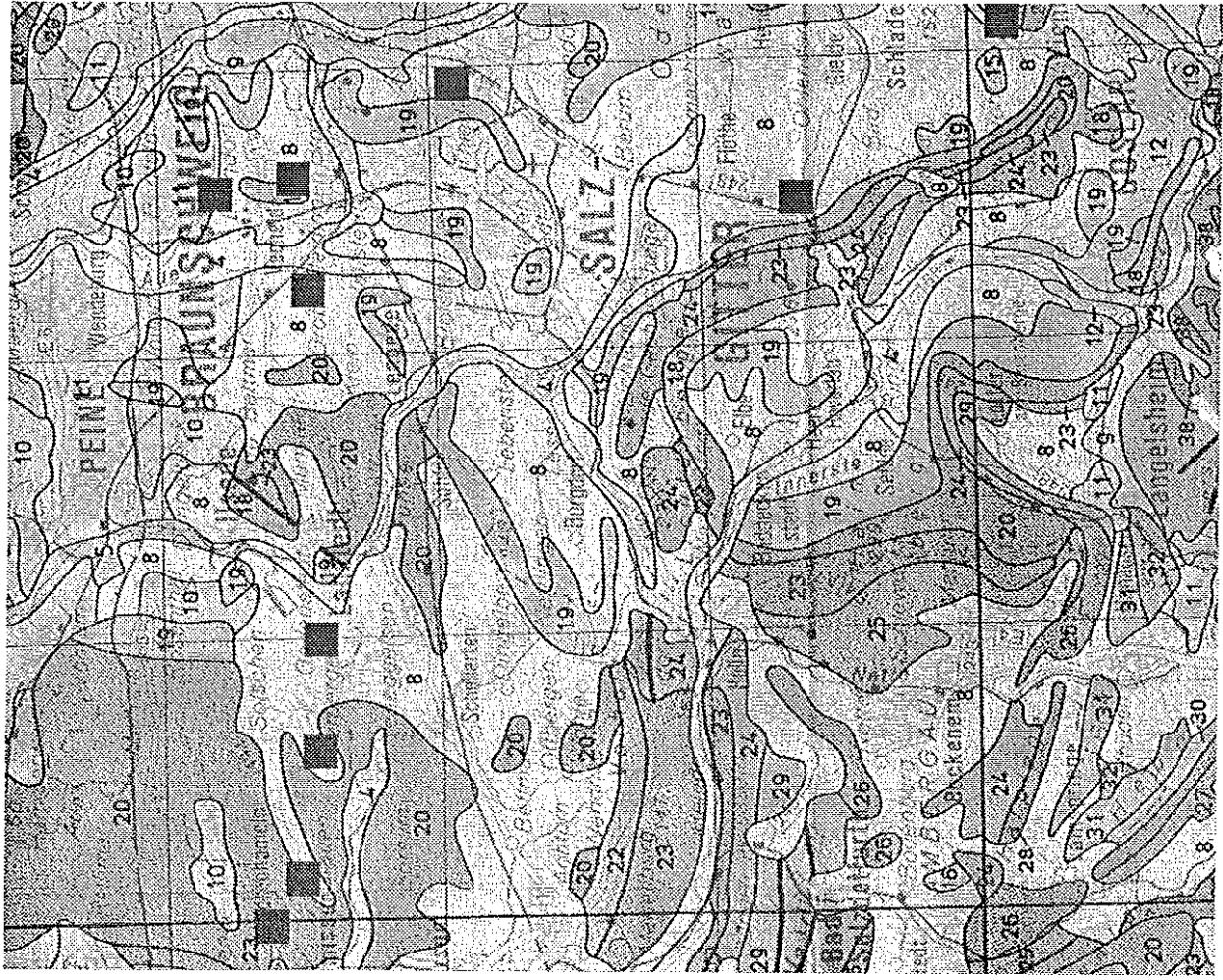
Die Gesteine der Trias finden sich im zentralen Bereich des Salzgittersattels. Der Buntsandstein nimmt dabei nur ein kleines Areal im Zentrum ein. Die Gesteine des Muschelkalks und Keuper sowie die Tonsteine des Jura treten in einem umlaufenden Streichen an die Oberfläche. Die kreidezeitlichen Gesteine nehmen große Areale des Exkursionsgebietes ein (z.B. Höhenzüge des Harly und Oderwaldes, Randliche Schicht Kämme des Salzgittersattels). Hervorzuheben sind die Tonsteine der Unterkreide, die weite Teile der Hildesheimer Börde einnehmen.

Abbildung 6.2-1: Geologische Karte des Exkursionsgebietes (n. Seite)



Auszug aus  
**Geologische Übersichtskarte von  
 Niedersachsen 1: 500.000**

■ Lage der Exkursionspunkte



Altquartäre Bildungen werden in der Regel nur in größeren Tiefen gefunden (WOLDSTEDT 1932, VINKEN 1975). Nur in wenigen Ausnahmen finden sich Bildungen aus dieser Zeit an der Oberfläche. Die mittelpleistozänen Sedimente nehmen im Exkursionsgebiet große Gebiete ein. In Rinnen erreichen die Quartärmächtigkeiten 30 - 60 m. Die Rinnenstrukturen korrespondieren nicht mit den heutigen Oberflächenformen und sind zum Teil auch deutlich von den Salzstrukturen abgesetzt. Im Bereich der Salzstöcke und in der Hildesheimer Börde nimmt die Quartärmächtigkeit auf wenige Dezimeter ab.

Die fluviaqtilen Sedimente der Harzflüsse wurden Umfangreich von BOMBIEN (1987) bearbeitet. WOLDSTEDT (1928b, 1932) beschreibt die **mittelpleistozäne, fluviatile Sedimente** bei Braunschweig als einen breiten geschlossenen Zug grauer, südlicher Schotter (reich an schwarzblauen Kieselschiefern, mit geringen Beimengungen von Grauwacken und Plänerkalken, sowie nordischen Geröllen wie Porphy- und Granitanteil). Nach Geschiebezählungen an einigen Proben aus Kiesgruben im Bereich der Exkursionspunkte 4 und 5 (Zählungen BOMBIEN in: GEHRT 1989a) ergibt sich eine Ähnlichkeit zu den Schottern der Oker mit leicht erhöhten nordischen Anteilen. Nach Zählungen von K.-D. MEYER (in JORDAN 1986) steigt im oberen Schotterkörper der nordische Anteil an, was mit einem zunehmendem glazifluviatilen Einfluß zu erklären ist. Eine Zuordnung der fluviatilen Sedimente zu den morphologischen Terrassen ist nur bedingt möglich.

Nach WOLDSTEDT (1928b) und BOMBIEN (1987) nahm die Innerste im Mittelpleistozän einen östlichen Verlauf, und lieferte Sedimente in den Raum Salzgitter-Lebenstedt und weiter nördlich. In geologischen Übersichtskarten sind diese Sedimente als drenthezeitliche Ablagerungen fluviatiler bis glazifluviatiler Genese zusammengefaßt. Im Unterschied zu den Schottern der Oker haben die Schotter der Leine einen deutlich höheren mesozoisch-karbonatischen Anteil (LOOK & ROHDE in: LEPPER 1984).

Die **glazifluviatilen Sedimente** bilden im östlichen Exkursionsgebiet den größten Teil der kaltzeitlichen Sedimente. Die Schluffgehalte liegen unter 10 %. Örtlich finden sich Schüttungen aus Fein- bis Grobkiesen. Der geringe herzyne Anteil belegt die glazifluviatile Genese. Erhöhte Tongehalte von 5-14 % sind bei glazifluviatilen Sedimenten auf pedogene Toneinlagerung zurückzuführen, die sowohl bänderförmig als auch kompakt vorkommt.

**Grundmoränen** sind im gesamten Exkursionsgebiet anzutreffen und werden von glazifluviatilen oder fluviatilen Sedimenten oder Tonstein unterlagert. Sie werden stratigraphisch in das Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit gestellt und als Drenthe-Haupt-Grundmoräne bezeichnet. Die Grundmoränen haben insbesondere von Hoheneggelsen bis Gr. Bülten und von Lengede bis Gr. Ilsede große Verbreitung. Die beobachteten Mächtigkeiten liegen zwischen wenigen Dezimetern und drei Metern, in der Mehrzahl aber unter einem Meter. In den übrigen Gebieten treten sie nur lückenhaft auf. Im Vorkommen einzelner Findlinge und den weitverbreiteten Steinsohlen in grundmoränenfreien Gebieten ist die Annahme einer ehemals geschlosseneren Verbreitung begründet. Auffallend ist das Auftreten der Grundmoräne im Zusammenhang mit ost-west-verlaufenden Erhebungen unterschiedlicher Größe, die als Endmoränen gedeutet werden (WOLDSTEDT 1928a, LÜTTIG 1954, LIEDTKE 1981). Die Verbreitung der lückenhaft vorhandenen Grundmoräne ist nur bedingt gesichert (GEHRT 1989a), da sie in kleinen Schürfen und Bohrungen nicht sicher von kryoturbaten Sedimenten oder Fließerden zu unterscheiden und somit nur schlecht kartierbar ist.

Das Exkursionsgebiet wurde sowohl im Warthe-Stadium der Saale-Kaltzeit als auch in der Weichsel-Kaltzeit nicht mehr vom Eis erreicht. Weichselzeitliche fluviatile Sedimente finden sich in den Niederterrassen der Oker (POSER 1950) und Leine (LOOK & ROHDE in: LEPPER 1984, ROHDE 1983).

### **6.3 Oberflächenformen und Wasserhaushalt**

Die heutigen Oberflächenformen wurden weitgehend schon mittelpleistozän angelegt. Eingerahmt durch die Höhenzüge ist das südlichen Exkursionsgebiet durch die Terrassenflächen der Harzflüsse geprägt. Nördlich der Berglandschwelle verzahnen sich die Terrassen mit den glazifluviatilen Ablagerungen. In diesem Bereich entstanden große Schotterebenen (s.o.).

Die drenthezeitlich Prägung kommt insbesondere in den Talrichtungen zum Ausdruck. Sie lassen sich wie folgt unterteilen und deuten:

- nach Norden orientierte Täler = Hauptentwässerungsrichtung der Harzflüsse
- Ost-West verlaufende Täler = hauptsächlich „Urstromtäler“ aus verschiedenen Vorstoßphasen
- kleinere Täler mit ausgeprägter Nordost-Südwest-Richtung = subglaziale Entwässerungsrinnen

Die Talwasserscheiden im Verlauf der Ost-West-Talungen liegen bei Braunschweig mit ca. 75 m ü. NN geringfügig über dem Niederterrassenniveau. Die Täler haben mit 0,06 % (Bruchgraben z.T. bis 0,09 %) nur geringe Längsgefälle. Der Einschnitt dieser Täler in mesozoische Festgesteine ist mit der heutigen Dynamik nicht erklärbar. Wahrscheinlicher ist, daß die Täler schon drenthezeitlich mit dem Eisvorstoß oder mit dem Abtauen bis auf das Niederterrassenniveau ausgeräumt wurden.

Begleitend zu den Tälern von Leine, Innerste und Oker tritt 1-3 m über der heutigen Aue eine liegende Fläche die untere Stufe der Niederterrasse als Verebnung in Erscheinung. Die Fläche hat häufig Grundwasseranschluß. Zum Teil finden sich auf der Niederterrasse schon äolische Ablagerungen. Die Ebenheiten oberhalb ca. 75 m ü. NN gehören schon zu dem Komplex mittelpleistozänen Schotterflächen. Sie zeigen eine hydrologisch bedeutsame Zweiteilung. In dem unteren Niveau von etwa 75 bis 80 m, seltener 85 m ü. NN, ist nach den Bodenkartierungen (BK25: Blatt 3728 Braunschweig-West, GEHRT 1988) zumindest in relativen Senken und insbesondere in nassem Jahren ein Grundwassereinfluß gegeben. Die Ebenheiten von etwa 80 bis 90 m ü. NN. sind in der Regel grundwasserfrei.

Aus der Kombination Oberflächenformen und den Klimabedingungen läßt sich die in der Einleitung angesprochene Lößverbreitung erklären. Am Harzrand sind die Terrassenflächen relativ stärker geneigt. Gleichzeitig steigen in diesem Gebiet die Niederschläge an. Die lößfreien Terrassenflächen sind wahrscheinlich durch synsedimentäre Umlagerungen zu erklären. In diesem Bereich sind die Lössse in kleineren Rinnen und Tälern angereichert. Dies sind die Positionen der Paläoböden. Dabei scheinen auch Leeseitige Anwehungen eine Rolle zu spielen. Weiter nördlich nehmen die Neigung der Terrassenflächen und die Niederschläge ab. Auf den Flächen finden sich um 1 m mächtige Lössse. Die Hänge zu den Tälern haben primär geringere Lößdecken und sind zusätzlich erodiert. In den Talverebnungen finden sich dann die mächtigeren Lössse mit fossilen Böden. Die großen fast ebenen Schotterebenen südlich Braunschweigs sind mit einer sehr gleichmäßigen Lößdecke von 1 bis 1.5 m bedeckt. Hier finden sich ältere Lössse und Böden nur in Kryoturbationstaschen und Eiskeilen.

#### 6.4 Vegetation und Nutzungsgeschichte

Die potentiell natürliche Vegetation der Börden nördlich der Berglandschwelle ist der feuchte Eichen-Hainbuchenwald (Querceto-Carpinetum stachyetosum) in der artenreichen Ausbildung (ELLENBERG 1939, ZEIDLER 1969). Unterschiedliche Bodenfeuchteverhältnisse führen zu Untereinheiten dieses Waldes.

Die Landschaft zwischen Leine und Oker wird, wie mit archäologischen Befunden belegt werden kann, seit dem Neolithikum landwirtschaftlich genutzt (JAHNKUHN 1969, RADESPIEL 1985, FANSA 1988). Konkrete Hinweise zur Landnutzungsverteilung finden sich erst mit den historischen Karten und durch im Gelände feststellbare Spuren der Landnutzung. Verbreitet finden sich tiefhumose Böden, bei deren Genese der anthropogene Einfluß zu berücksichtigen ist (LÜDERS 1970). Die typische Nutzung vom Mittelalter bis in die Neuzeit erfolgte in Gewinnfluren, die in Wölbäckern oder Ackerbeeten bearbeitet wurden (BARTUSSEK 1982). Relikte dieser Nutzungsform sind im gesamten Exkursionsgebiet unter Wald zu finden (OVERBECK-JAKOB 1956, MEI-BEYER 1965) und mit Luftbildern nachzuweisen. Auch die Kurhannoversche Landesaufnahme und die Feld- und Flurbeschreibungen der Generallandesvermessung (Ackerbeete und Graslengten, KRAATZ 1975) belegen die weite Verbreitung der Wölbäcker. Nach Untersuchungen in der Braunschweiger Flur (GEHRT 1989a) und in der Calenberger Börde (ANTHONY 1988) ist durch die Wölbäckerwirtschaft ein Einfluß bis in 70 cm Tiefe nachweisbar.

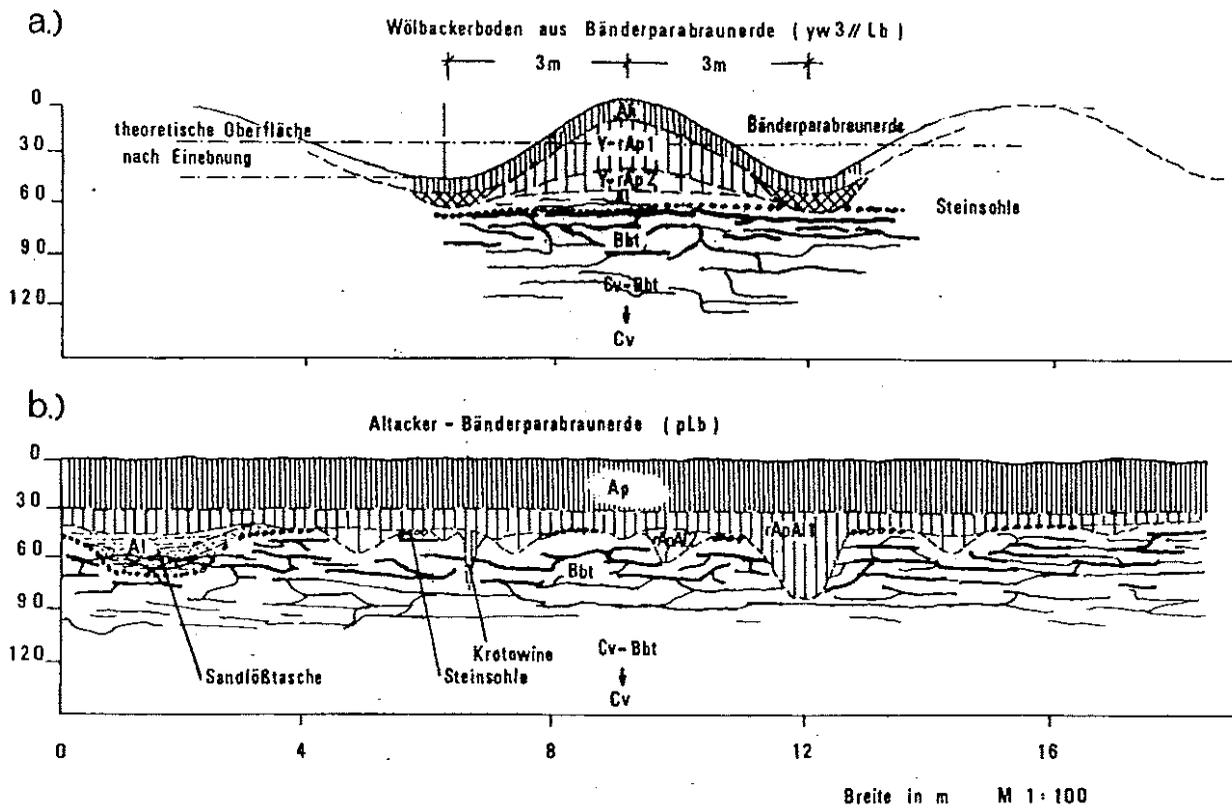


Abbildung 6.4-1: Bodenveränderungen durch Einflüsse mittelalterlicher bis neuzeitlicher Beetkulturen

## 7 Beschreibung der Exkursionspunkte

### 7.1 Exkursionspunkt 1: Ein fossiler Eemboden\* in der Kiesgrube bei Beuchte, nördliches Harzvorland (L. Feldmann)

#### 1 Übersicht

\* Anmerkung E. Gehlt: Aufgrund eines Schwabenfundes während der Exkursion muß der Boden jetzt als lössliche Parabraunerde angesprochen werden.

Beuchte liegt ca. 10 km nordnordwestlich von Goslar am Nordrand des Harlyberges. In einer großen Kiesgrube am Westrand des Ortes (TK 25 Blatt Nr. 4029 Vienenburg, R 4397700, H 5762400) (Abb. 1) werden drenthezeitliche Mittelterrassenkiese und elsterzeitliche Schmelzwassersande gewonnen. Beim Abbau ist an der Nordwest-Wand ein lößerfülltes fossiles Dellentälchen angeschnitten worden, in dem fossile Bodenhorizonte erhalten sind.

Die Schichtenfolge beginnt im unteren Teil der Grube mit Schmelzwassersanden. Sie erreichen eine Mächtigkeit von 11 bis 12 m, von denen die obersten 5 m aufgeschlossen sind. Es handelt sich um karbonatfreie Mittel- bis Feinsande, in die einzelne Grobsand- und Schlufflagen eingeschaltet sind. Sie lassen sich aufgrund ihrer Lage unterhalb der Mittelterrassenkiese eindeutig in die Elster-Eiszeit datieren (BOMBIEN 1987, FELDMANN et al. 1996).

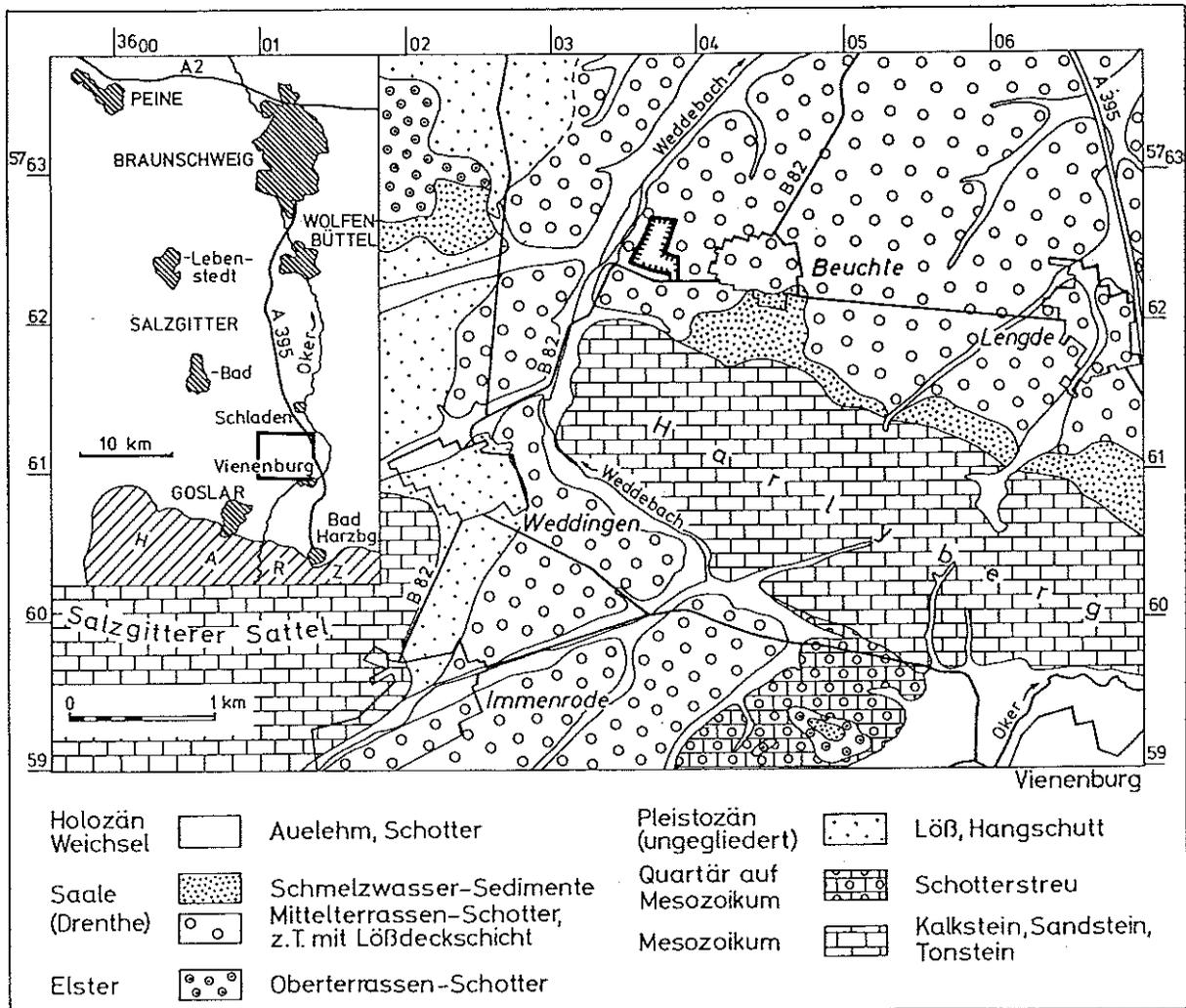


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte  
(nach: BODE & SCHROEDER 1926, SCHROEDER 1931; vereinfacht)

Die Grenze der Sande zu den darüberliegenden Kiesen weist mächtige Kryoturbationen und vereinzelt fossile Eiskeile auf. In den einzelnen Kryoturbationstaschen sind stellenweise Beckenschluffe und Fließerden erhalten.

Die Sande sind vor allem im oberen Bereich kräftig vergleyst (Eisen- und vereinzelt Manganoxid-Ausfällungen). Es kann sich dabei um eine subrezente Vergleyung durch kapillaren Wasseraufstieg oder um eine fossile Bodenbildung unter periglazialen Bedingungen am Beginn der Saalekaltzeit handeln.

Über den Sanden folgen bis zu 12 m mächtige fluviatile Kiese, die die Mittelterrasse des Drenthe-Stadiums der Saale-Kaltzeit aufbauen. Der Kies setzt sich zu 77 % aus paläozoischen Harzgesteinen, zu 21 % aus mesozoischen Lokalgesteinen (v.a. Plänerkalkstein) und zu 2 % aus nordischen Gesteinen zusammen (BOMBIEN 1987: Anh.). Die obersten 4 m sind entkalkt. Er schließt mit einer geringmächtigen Fließerde ab, in der zahlreiche Karbonatgerölle enthalten sind. Darüber folgt eine wenige dm mächtige Lößlehmschicht, die für den Abbau abgeschoben wurde. Als holozäner Boden hat sich eine Parabraunerde gebildet, deren Bt-Horizont 2-3 dm in die Fließerde reicht.

## 2 Das Profil an der Nordwest-Wand

An der Nordwest-Wand ist der Mittelterrassen-Kies bis auf wenige Meter in einem Dellentälchen ausgeräumt (Abb. 2). Das Tälchen weist einen asymmetrischen Querschnitt auf und ist mit Löß und Fließerden verfüllt, in denen sich mächtige Bodenhorizonte finden. Die Tal-füllung erreicht maximal 4 m Mächtigkeit. Sie läßt sich zweiteilen in einen oberen Fließerde- und unteren Lößbereich (Abb. 3).

Unter einem Ap-Horizont von 30 cm Mächtigkeit folgt ein Btv-Horizont, der bis zu 1,20 m mächtig ist. Er hat sich in Lößderivaten mit vereinzelt Geröllen gebildet. Das Sediment kann als Fließerde angesprochen werden. Darunter folgt ein bis zu 30 cm mächtiger Horizont, der hellgraue Lagen und Schlieren aufweist und an der Untergrenze durch eine Steinsohle begrenzt wird. Es handelt sich um einen umgelagerten ehemaligen Al-Horizont (fMA1). Darunter befindet sich ein bis 1 m mächtiger fSdBt-Horizont. Bei dem Sediment handelt es sich um Löß, der randlich mit einer Fließerde verzahnt ist. Der Bt-Horizont ist sehr kräftig ausgebildet. Er weist eine braunrote Farbe und ein deutlichen Prismengefüge auf. Gut sichtbare Toncutane weisen ihn als Bt-Horizont aus. Bis 5 cm große graue Flecken mit Rosthöfen deuten auf den Sd-Horizont hin.

Der Bt-Horizont verzahnt sich randlich mit dem unverwitterten schluffigen Kies, der als dünne Fließerdeschicht die ehemaligen Ränder des Tälchens bedeckt.

Unter dem fSdBt-Horizont folgt ein geringmächtiger Bv-Horizont, der zum Teil in einen Bbv-Horizont übergeht. Das Ausgangssubstrat ist Löß. Der anschließende Cc-Horizont beginnt an einer scharfen Entkalkungsgrenze und enthält mm-große Karbonatkonkretionen. Unter dem Cc-Horizont folgt ein Naßboden, der cm-große gebleichte Flecken mit dünnen Rosthöfen und

Abbildung 7.1-2: Gesamtansicht der Nordwest-Wand in der Kiesgrube bei Beuchte

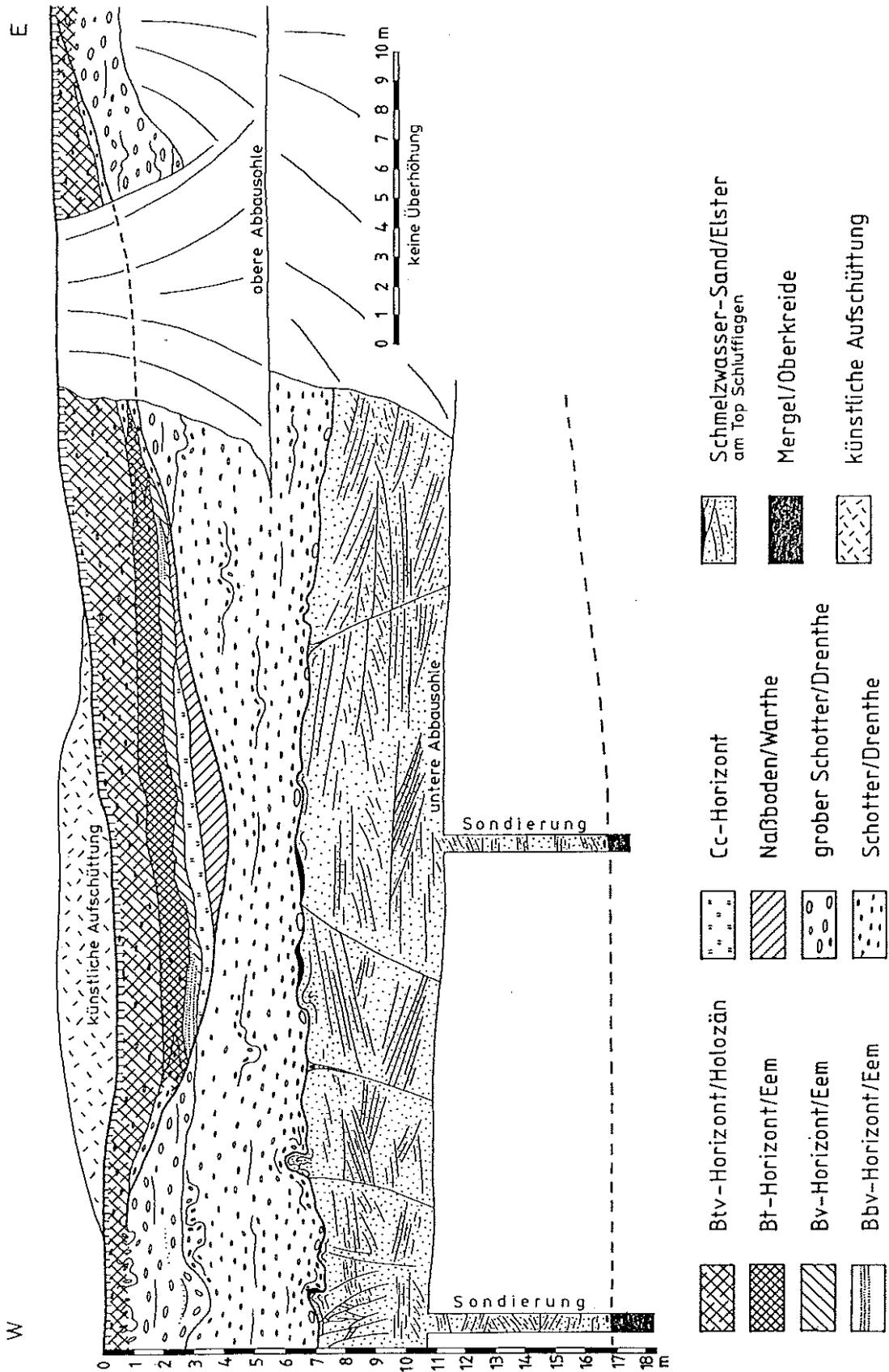
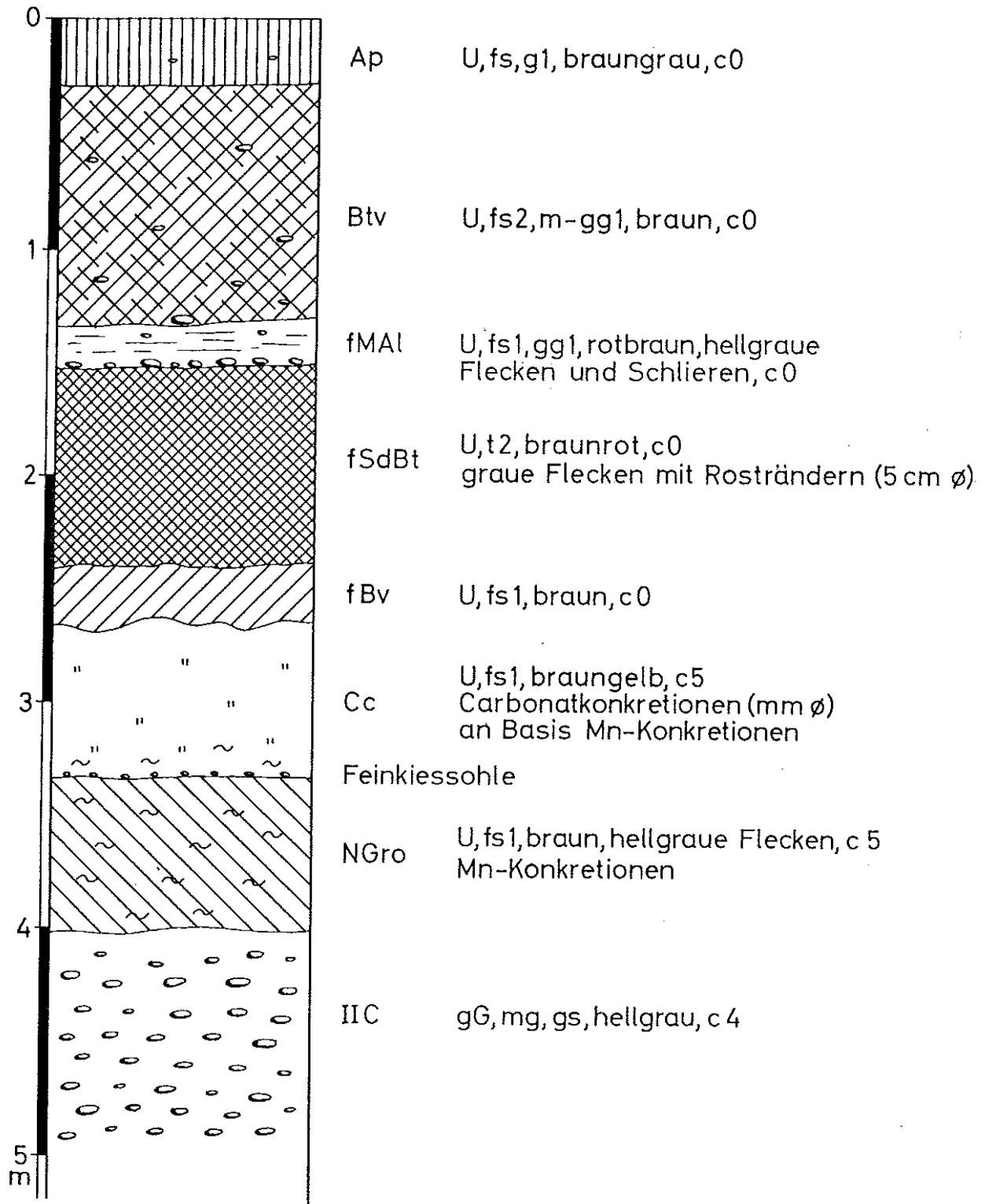


Abb. 2: Gesamtansicht der Nordwest-Wand in der Kiesgrube bei Beuchte  
(Schmelzwasser-Sande, Mittelterrassen-Kies, verfülltes Dellentälchen)

Abbildung 7.1-3: Bodenprofil mit holozänem Boden, fossilem Eem-Boden und warthezeitlichem Naßboden in der Kiesgrube Beuchte



mm-große Manganoxid-Konkretionen enthält. Dieser in Löß ausgebildete Horizont liegt unmittelbar auf Mittelterrassenkies. Er weist an seiner Obergrenze eine Feingeröll-Lage auf.

### **3 Die Datierung der Bodenhorizonte**

Der obere Btv-Horizont wird in das Holozän, der kräftige fSdBt-Horizont in das Eem datiert. Für diese Datierung spricht zunächst die Intensität der Bodenbildung: Während der untere Bt-Horizont sehr kräftig ausgebildet ist, weist der obere B-Horizont nur undeutliche Bt-Merkmale auf. Da zwischen beiden Horizonten kein markanter Schichtwechsel zu finden ist, sind die Horizonte als Reste von zwei Parabraunerden zu deuten. Dieses belegt auch der sie trennende fMAI-Horizont.

Der untere B-Horizont verzahnt sich randlich mit unverwitterten Fließerde-Sedimenten. Nach der Bodenbildung muß also noch eine Solifluktion stattgefunden haben. Diese periglaziale Überprägung hat in der Weichselkaltzeit stattgefunden, entsprechend muß der Bt-Horizont älter sein. Eine untere Zeitgrenze ergibt sich durch den Mittelterrassen-Schotter, in den das Tälchen eingeschnitten ist. Dieser wurde im Früh-Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit aufgeschüttet. Anschließend kam es zur Überfahung des Terrassenkörpers durch das nordische Eis, das bis zum Harzrand reichte. Frühestens mit dem Abschmelzen des Eises kann das Tälchen angelegt worden sein. Die Lößfüllung des Tälchens erfolgte wahrscheinlich im Warthe-Stadium der Saale-Kaltzeit, so daß der Naßboden in diese Kaltphase datiert werden kann. In der Eem-Warmzeit bildete sich eine Parabraunerde, die in der folgenden Weichsel-Kaltzeit gekappt wurde, so daß nur noch der fMAI- und der fSdBt-Horizont erhalten blieben. Diese wurden durch mächtige Fließerden in der gleichen Kaltzeit bedeckt. Darin hat sich dann im Holozän wiederum eine Parabraunerde gebildet.

Nicht ganz auszuschließen, aber weniger wahrscheinlich ist die Datierung der gesamten Talfüllung in die Weichselkaltzeit, so daß die Bodenbildungen insgesamt ins Holozän zu stellen wären. Dann wäre das Sediment, in dem sich die obere Parabraunerde-Braunerde entwickelt hat, als Kolluvium zu deuten. Dagegen spricht aber das Fehlen von organischem Material (Humus, Holzkohle) in diesem Sediment, die bereits fortgeschrittene Bodenbildung, die fehlende Schichtung sowie der trennende fMAI.

### **4 Die paläogeographische Bedeutung des Aufschlusses**

Unter der Voraussetzung, daß es sich um einen Eem-Boden handelt, zeigt die fossile Parabraunerde, daß das Tälchen bereits im Warthe-Stadium vorhanden war. Dieses Tälchen mündet ins Weddebach-Tal, dieses wiederum ins Okertal. Beide Täler müssen folglich bereits im Warthe-Stadium etwa in ihrer heutigen Form und Tiefe existiert haben (vgl. FELDMANN 1995, 1996). Hierauf deutet auch ein heute nicht mehr aufgeschlossener Eem-Boden bei Isingerode im Okertal hin, den ROHDENBURG & MEYER (1966:16) beschreiben. Dieser liegt

im Niveau der heutigen Okeraue und belegt die Existenz des heutigen Okertales zu jener Zeit. Vermutlich haben sich die Täler im Harzvorland, denen die heutigen Flüsse folgen, bereits im ausgehenden Drenthe-Stadium gebildet. Denkbar ist eine subglaziale Erstanlage (FELDMANN 1997a) oder eine linienhafte Erosion während des Toteisstadiums.

Der Aufschluß Beuchte ist zur Zeit der einzige Fundpunkt eines Eem-Bodens im unmittelbaren Harzvorland. Zudem zeigt er einen einmaligen Einblick in die geologische Entwicklung des Gebietes seit der Elster-Kaltzeit (FELDMANN 1997b: 95).

#### Literatur:

BODE, A. & SCHROEDER, H. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt Goslar.- 2. Aufl.: 113 S., 1 Kt.; Berlin.

BOMBIEN, H. (1987): Geologisch-petrographische Untersuchungen zur quartären (früh-Saalezeitlichen) Flußgeschichte im nördlichen Harzvorland.- Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **26**: 131 S., 3 Beil.; Hannover.

FELDMANN, L. (1995): Zur Flußgeschichte im nördlichen Harzvorland.- Nachr. dt. geol. Ges., **54**: 65-66; Hannover.

FELDMANN, L. (1996): Das Quartär im nördlichen Harzvorland.- Exk.-Führ. u. Veröfftl. GGW, **197**: 12-17, 1 Abb., 1 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.

FELDMANN, L. (1997a): Drenthezeitliche Eisrandlagen zwischen Harz und Allertal.- Z. geol. Wiss., **25** (1/2): 181-190, 2 Abb., 1 Tab.; Berlin.

FELDMANN, L. (1997b): Zeugnisse des eiszeitlichen Geschehens im nördlichen Harzvorland.- Veröff. Niedersächsische Akad. Geowiss, **12** (zugleich Schriftenr. dt. geol. Ges., **5** - Geotoschutzheft): 94-97, 1 Abb., 1 Tab., 5 Taf. im Anh.; Hannover.

FELDMANN, L., ELSNER, H. & LOOK, E.-R. (1996): Tertiär und Quartär im nördlichen Harzvorland (Exkursion D).- Exk.-Führ. u. Veröfftl. GGW, **197**: 181-213, 13 Abb., 2 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.

ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen.- Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **5**: 1-135; Göttingen.

SCHROEDER, H. (1931): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt Vienenburg.- 2. Aufl.: 104 S., 1 Kt.; Berlin.

## 7.2 Exkursionspunkt 2: Aufschluß Salzgitter-Bad / Beinum

### 7.2.1 Beschreibung des Aufschlusses (K.-J. Brosche, E. Gehrt)

Der Exkursionspunkt liegt östlich Salzgitter-Bad an der Straße nach Salzgitter-Beinum. In der Kiesgrube werden vorwiegend glazifluviatiler Kies und Sand abgebaut. Die Kiesgrube liegt an einem Hang, der zwischen einem verebneten Scheitelbereich und einer kleinen Talung vermittelt. Diese Situation war insbesondere an der Nordwand in den letzten Jahren gut aufgeschlossen. Die Lößmächtigkeit nimmt im Hangverlauf von oben (ca. 0,5 bis 1m) nach unten auf 2,5 m zu. Die holozäne Parabraunerde ist im oberen Hangbereich erodiert.

Etwa im mittleren Hangbereich erscheinen zwischen dem Holozänboden und den drenthezeitlichen Gesteinen flächenhaft vorhandene fossile Böden. Diese sind durch graue humose Horizonte und Naßbodenbildungen zu charakterisieren. Auf der Exkursion werden diese Böden in der Nordwestecke des Aufschlusses vorgestellt.

Die Analysendaten und die Profilbeschreibung sind exemplarisch in Abbildung ? wiedergegeben. Eine sichere stratigraphische Einordnung ist nicht vorzunehmen, da eindeutige Marken und absolute Datierungen fehlen. Nach dem bisherigen Kenntnisstand ist eine Zuordnung des humosen Bodens zum j38 nach ROHDENBURG & MEYER plausibel. Dafür sprechen der erhöhte Tongehalt, der mit dem deutlichen Absinken des Grobschluffes (geringer Schluffquotient) einhergeht.

Im untersten Bereich des Lösses findet sich eine leicht grau erscheinende Verlehmungs- oder Verbraunungszone, die durch oberhalb einsetzende, bis zu 3 cm dicke Roströhren überdeckt wird. Morphologisch korrelieren die Roströhren mit dem Hattorfer Boden, den RICKEN (1983) als Äquivalent zum Lohner Boden sieht. In diesem Aufschluß scheint aber der Roströhrenboden den braunen Horizont (= Lohner Boden ?) zu überprägen und wäre damit später entstanden.

Die zwischen dem Mittelweichsel-Boden und dem j38 nach ROHDENBURG & MEYER (1966) vermittelnden Böden j1 und j2 sind nicht erkennbar.

### 7.2.2 Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen des Profils Salzgitter-Bad (E. Gehrt & D. Klosa)

Nach Vorstellung von ROHDENBURG & MEYER (1968) zeichnen sich die stärker entwickelten Böden des Jungweichsels durch kryoklastische Verwitterung aus. Dabei wird der Grobschluff beansprucht und insbesondere die Grobtonfraktion angereichert. Mit dieser Fragestellung im Hintergrund wurde die Kornform der Grobschluffe ausgewählter Horizonte des Profils Salzgitter-Bad/ Beinum untersucht (Abbildung 7.2-3).

Zusammenfassend ist festzustellen, daß insbesondere der als fAh j38 eingestufte Horizont erkennbar mehr scharfkantige Körner aufweist als der darunterliegende fBv Horizont. Dauch der als Lohner Boden eingestufte Horizont zeigt häufiger scharfkantige Splitter. Im Vergleich zu anderen Lössen scheinen sich diese Böden durch des scharfkantige Material zu unterscheiden.

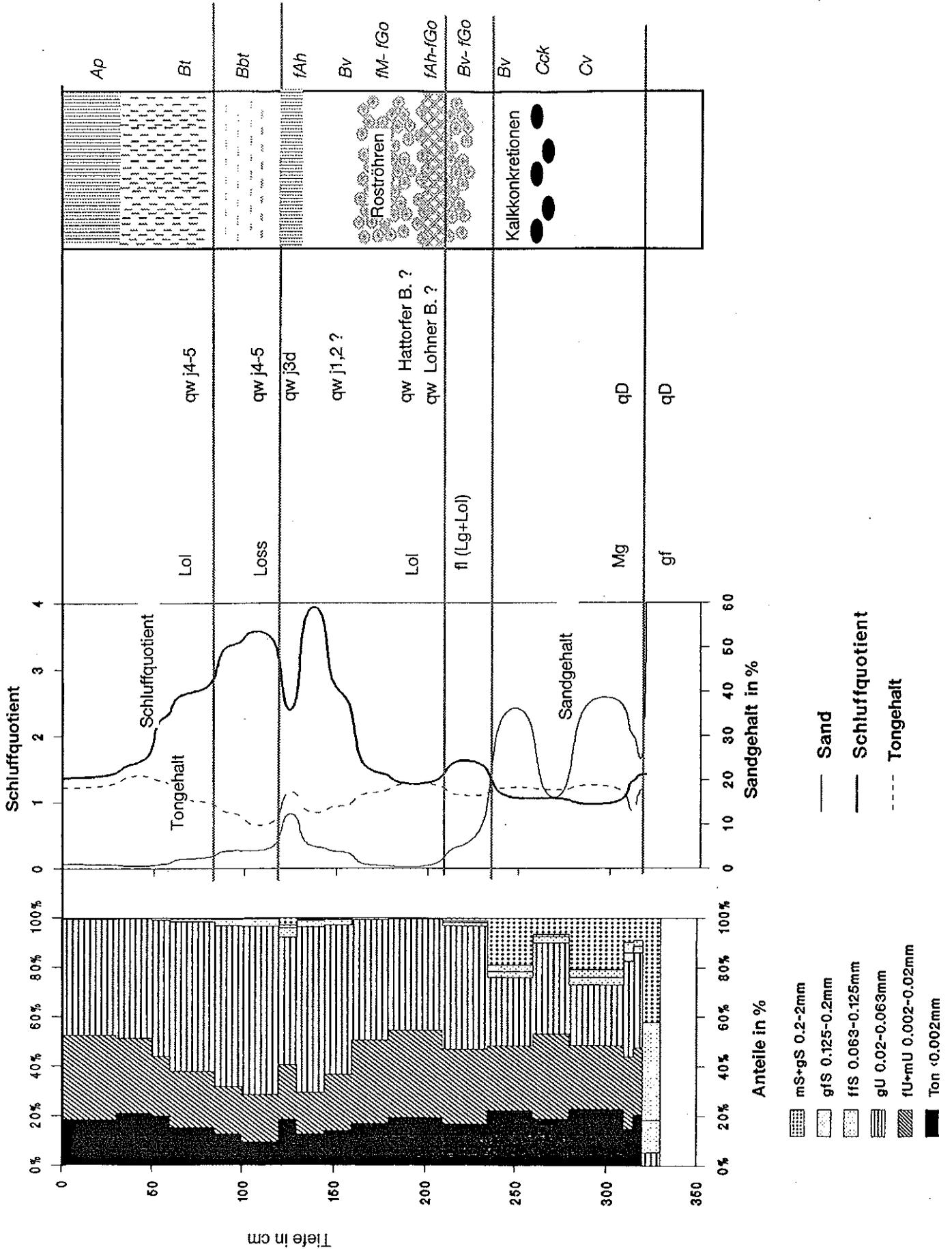


Abbildung 7.2-1: Korngrößenverteilung, Tiefenfunktionen von Sand- und Tongehalt sowie der Schluffquotient (Quotient aus Grobschluff zu Fein- und Mittelschluff und Angaben zur Sediment- und Bodengese im Aufschluß SZ-Bad / Beinum (n. Seite)

Tabelle 7.2-1 Profilbeschreibung und Analysenwerte des Bodens im Aufschluß Salzgitter-Bad/Beinum

ARNRL 10102

TK25/TK5: 3928 / 08 RECHTS/HOCH: 3596900 / 5771125 DATUM: 26.09.1995 KARTIERER: Gehrt

BOHRNR: 30 BOTYP: L23

MHGW: MNGW: VERNAS: 0

Horizontbeschreibung:

CBNR	HORIZONT	UTIEF	HNOD/SKEL/BODSON	STRAT/GEOGE	HUMUS	FARBE	EISEN	KALK	LD	FEUCHTE
79749	rAp	30	Ut3	Lol //qwj5	h2	bngr		c0	-	-
79750	Bt	50	Ut4	Lol //qwj4	h1	bn		c0	-	-
79751	Bt	60	Ut4	Lol //qwj4	h0	bn		c0	-	-
79752	Bt	85	Ut4	Lol //qwj4	h0	bn		c0	-	-
79753	Bbt	100	Ut3//bae(Ut4)	Lol //qwj4	h0	bn,bae(hbn)		c0	-	-
79754	Bbt	120	Ut3//bae(Ut4)	Lol //qwj4	h0	bn,bae(hbn)		c0	-	-
79755	fAh	130	Ut4	Lol //qwj3d	h1	grbn		c0	-	-
79756	Bv	145	Ut3	Lol //qwj2	h0	bn		c0	-	-
79757	Bv	160	Ut3	Lol //qwj1	h0	bn		c0	-	-
79758	fAh	180	Tu4	Lol //qwLB	h1	bngr	e2,fl	c0	-	-
79759	fSw-Ah	210	Tu4/g1	Lol //qwLB	h1	gr	e2,fl	c0	Ld3	f3
79760	fAh	235	Tu4/g1	Lol //qwLB	h1	gr	e2,fl	c0	Ld3	f3
79761	Bv	260	Ls3/g2	Lg //qD	h0	grbn		c3	Ld3	f3
79762	Cck	280	Ls3/g2	Mg //qD	h0	gr		c3	Ld3	f3
79763	Cc	310	Ls3/g2	Mg //qD	h0	gr		c3	Ld3	f3
79764	Cc	315	Ls3/g2	Mg //qD	h0	gr		c3	Ld3	f3
79765	Cc	320	Ls3/g2	Mg //qD	h0	gr		c3	Ld3	f3
79766	fBbt3	330	mSfS//bae(St2)	gf //qD	h0	bn,bae(hbn)		c0	Ld3	f3
	fBbt3	500	mSfS//bae(St2)	gf //qD	h0	bn,bae(hbn)		c0	Ld3	f3

Bodenchemische Eigenschaften:

HORIZONT	UTIEF	pH	HUMUS	C/N	N	CaCO3	KAKp	Hp	Cap	Mgp	Kp	Nap	OHp	Feo	Fed
rAp	30	6,8	0,8	8,4	0,06	-0,1	12,5	0,4	12,5	0,3	0,2	0,1	-0,1	0,18	0,63
Bt	50	7	0,5	6,9	0,04	-0,1	16,2	0,7	14,6	0,4	0,3	0,2	-0,1	0,18	0,87
Bt	60	7,2	0,4	6,8	0,03	-0,1	13,7	0,5	13,7	0,3	0,3	0,2	-0,1	0,18	0,81
Bt	85	7,1				-0,1	12,4	0,8	11,5	0,2	0,3	0,1	-0,1	0,14	0,78
Bbt	100	7,2				-0,1	10,3	0,9	9,9	0,1	0,2	0,1	-0,1	0,10	0,64
Bbt	120	7,1				-0,1	7,1	0,9	8,4	0,1	0,2	0,1	-0,1	0,09	0,56
fAh	130	7,1	0,2	4,3	0,03	-0,1	10,5	1,3	12,1	0,2	0,3	0,1	-0,1	0,11	0,71
Bv	145	7	0,1		-0,01	-0,1	10,1	0,8	9,8	0,1	0,3	0,2	-0,1	0,08	0,62
Bv	160	7				-0,1	11,5	0,4	10,5	0,2	0,2	0,1	-0,1	0,08	0,63
fAh	180	7	0,1	6,0	0,01	-0,1	10,5	1,4	12,7	0,4	0,3	0,1	-0,1	0,11	0,59
fSw-Ah	210	7	0,2	6,4	0,01	-0,1	14,5	1,5	13,0	0,6	0,3	0,1	-0,1	0,12	0,51
fAh	235	7	0,2	2,4	0,04	-0,1	13,9	1,1	12,3	0,6	0,3	0,1	-0,1	0,11	0,46
Bv	260	7,1	0,2	2,7	0,04	0,2	14,6	1,1	13,4	0,8	0,2	0,2	-0,1	0,06	0,85
Cck	280	7,4				9,9	14,7	-0,1	18,7	0,8	0,3	0,2	3,8	0,09	0,71
Cc	310	7				-0,1	14,9	0,5	13,6	0,8	0,2	0,1	-0,1	0,08	0,67
Cc	315	7,3				0,9	12,4	-0,1	13,4	1,0	0,3	0,1	1,1	0,06	0,76
Cc	320	7,2				-0,1	14,5	0,3	13,0	1,1	0,3	0,2	-0,1	0,07	0,8
fBbt3	330	6,9				-0,1	3,5	-0,1	3,1	0,1	0,1	0,0	0,5	0,05	0,47
fBbt3	500														

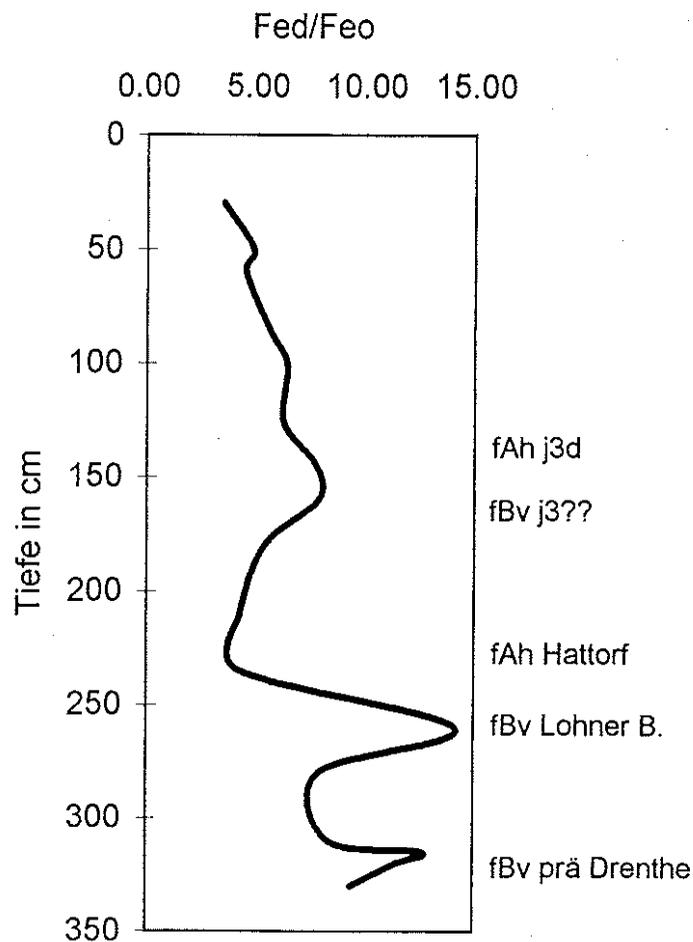
Humus, Carbonat, Stickstoff, Feo, Fed [Masse%], KAKp+EKp [mmol/ IAE/100g Boden]

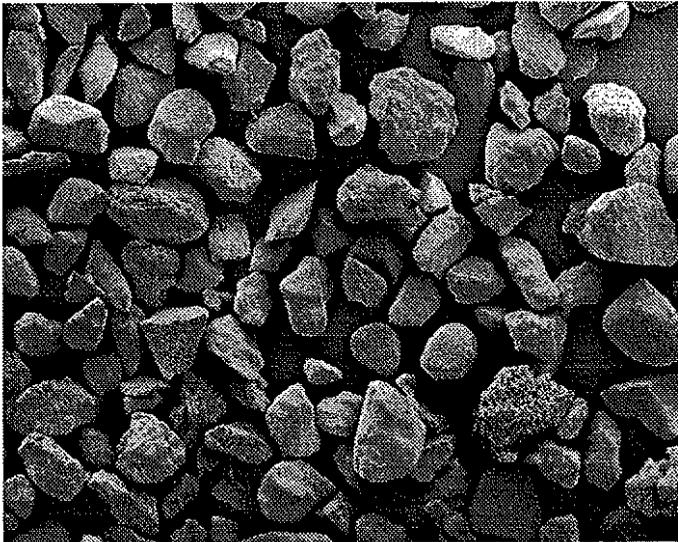
Bodenphysikalische Eigenschaften:

HORIZONT	UTIEF	T	ImU	gU	Ges. U	fIS	gfS	mS	gS	Ges. S	X+G	Bodenart	GPV
rAp	30	18,3	34,1	46,7	80,8	0,5	0,2	0,2	0,1	1,0		Ut4	
Bt	50	21,1	30,2	48,0	78,2	0,5	0,1	0,1	-0,1	0,7		Ut4	
Bt	60	19,9	24,1	54,9	79,0	0,8	0,1	0,2	-0,1	1,1		Ut4	
Bt	85	15,3	22,5	59,9	82,4	1,2	0,3	0,7	0,1	2,3		Ut3	
Bbt	100	12,7	19,0	64,2	83,2	2,5	0,5	0,9	0,2	4,1		Ut3	
Bbt	120	9,6	18,8	67,6	86,4	2,7	0,5	0,7	0,1	4,0		Ut2	
fAh	130	17,6	20,9	48,7	69,6	3,8	1,0	5,2	2,8	12,8		Lu	
Bv	145	12,6	16,5	66,0	82,5	2,8	0,3	1,2	0,6	4,9		Ut3	
Bv	160	14,1	22,5	59,6	82,1	2,1	0,4	0,9	0,4	3,8		Ut3	
fAh	180	17,1	33,5	48,6	82,1	0,6	0,1	0,1	-0,1	0,8		Ut4	
fSw-Ah	210	19,4	35,3	44,8	80,1	0,4	-0,1	0,1	-0,1	0,5		Ut4	
fAh	235	16,4	29,6	48,8	78,4	1,4	0,6	2,1	1,2	5,3		Ut3	
Bv	260	18,4	21,5	22,8	44,3	1,9	2,1	17,6	15,7	37,3	10,5	Ls2, x2	
Cck	280	17,7	32,6	34,5	67,1	2,3	1,0	5,7	6,1	15,1		Lu	
Cc	310	19,0	21,3	20,5	41,8	2,5	2,6	17,0	17,2	39,3	19,6	Ls2, x3	
Cc	315	12,7	24,7	32,7	57,4	2,9	3,6	15,3	8,2	30,0	6,5	Uls, x2	
Cc	320	18,2	23,9	33,9	57,8	2,4	2,0	11,7	8,0	24,1	3,9	Lu, x2	
fBbt3	330					5,6	17,0	57,0	18,1	97,7	2,4	, x2	
fBbt3	500												

Korngröße [Masse%], GPV [Volumen%], Bodenart berechnet nach K

Abbildung 7.2-2: Tiefenfunktion des Quotienten von Fed durch Feo im Profil Salzgitter-Bad/Beinum



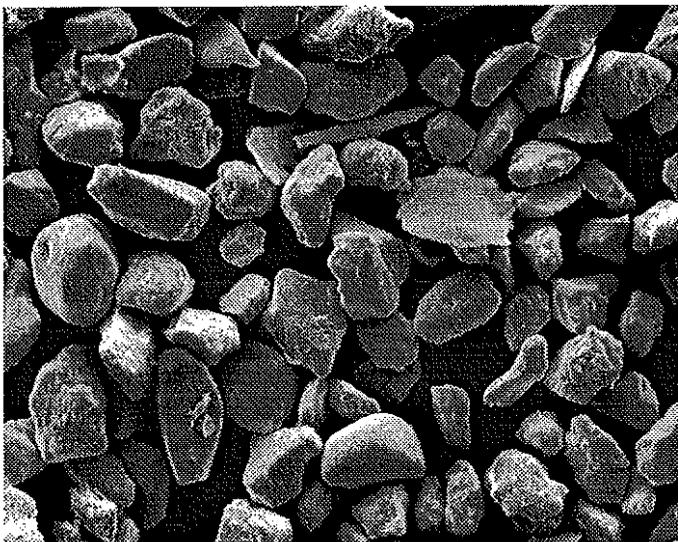


120-130 cm

fAh j3 ♂

Viele Körner mit leicht gebrochenen Kanten; nur zum Teil gerundete Kanten.

50 µm

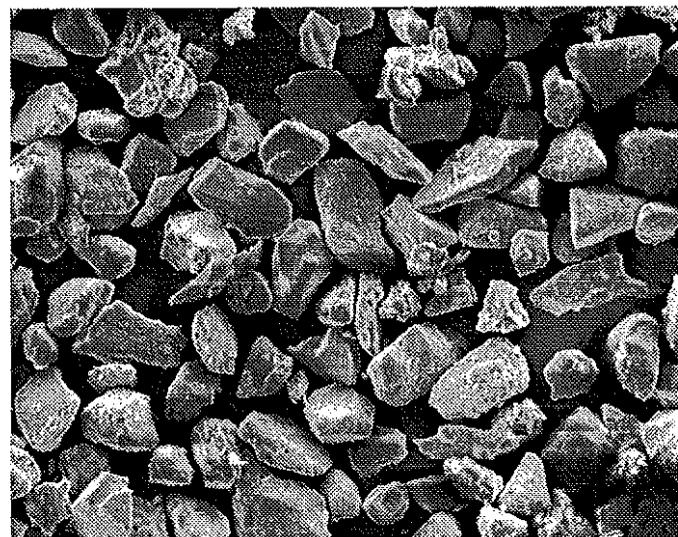


130-145 cm

fBv j3 ♂

Körner schwach bis sehr gut gerundet; daneben auch scharfkantige Splitter.

50 µm



210 -235 cm

fAh Lohner Boden

Körner kantengerundet und häufiger scharfkantige Splitter. Z.T. Reste von Tonbelägen.

50 µm

Abbildung 7.2-3: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen vom Grobschluff ausgewählter Horizonte des Profils Salzgitter-Bad / Beinum (Erläuterungen im Text)

### 7.3 Exkursionspunkte 3 und 4: Aufschluß Salzgitter-Drütte und Gr. Gleidingen

#### 7.3.1 Böden und Deckschichten in der Kiesgrube Salzgitter-Drütte (L. Feldmann)

##### 1 Übersicht

Zwischen Salzgitter-Drütte und Wolfenbüttel-Thiede werden in mehreren Kies- und Sandgruben drenthezeitliche Schmelzwassersedimente abgebaut. Zur Zeit (Frühjahr 1998) sind die Deckschichten besonders gut in der Grube rund 1,5 km nordöstlich von Drütte aufgeschlossen (TK 25 Nr. 3828 Lebenstedt Ost, R 35<sup>99750</sup>, H 57<sup>82200</sup>, vgl. Abb. 1).

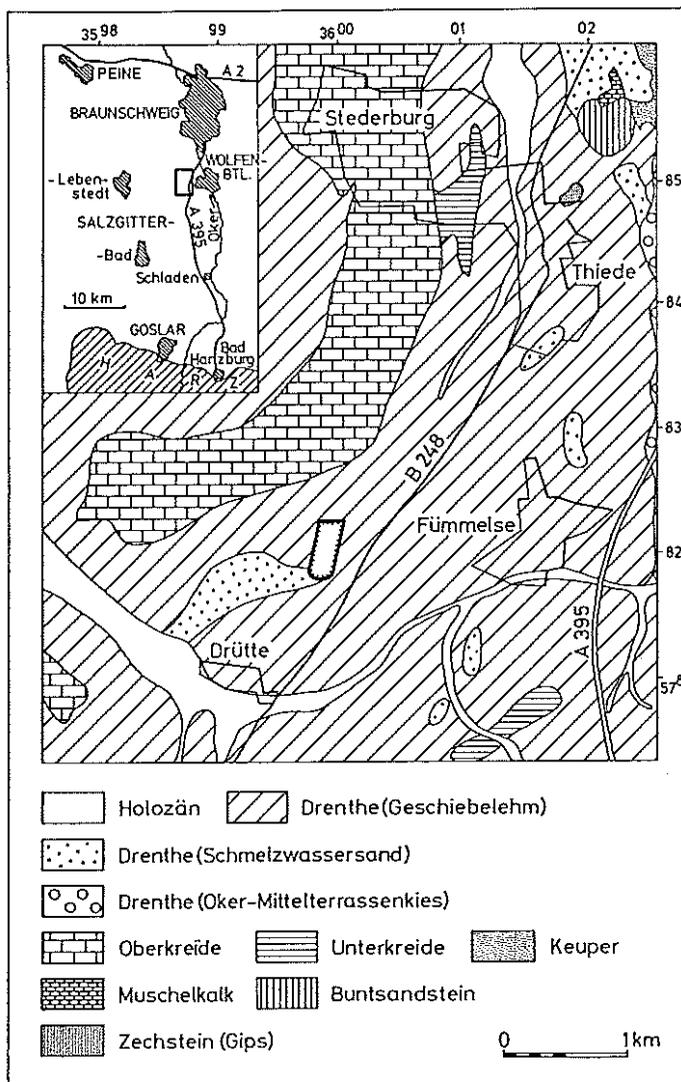


Abb. 1: Geologische Übersicht und Lage des Aufschlusses Drütte (Löß abgedeckt)

Profils bildet ein bis zu 1 m mächtiger Lößlehm (Abb. 2).

In der Grube sind über dem Grundwasser 6 bis 7 m kiesige Schmelzwassersande aufgeschlossen. Sie sind bis in eine Tiefe von 5 bis 6 m unter Geländeoberfläche entkalkt. Geröllpetrographisch setzen sich die Kiese aus einem hohen Anteil nordischer Gerölle sowie paläozoischer Harzgesteine zusammen. Der mesozoisch einheimische Anteil ist gering.

Über den Sanden folgt mit einer scharfen Grenze ein 1 bis 2 m mächtiger Geschiebelehm, der stark sandig ist. Darin hat sich ein kräftiger Gor-Horizont gebildet, so daß der Geschiebelehm eine hellgrüne Farbe aufweist.

Über dem Geschiebelehm liegen Schmelzwassersande, die zum Teil auskeilen, zum Teil kryoturpat in den Geschiebelehm eingearbeitet sind. Teilweise finden sich auch sanderfüllte Eiskeile und Tropfen.

Der folgende Sandstreifenlöß setzt mit einer deutlichen Steinsohle ein, die im gesamten Aufschluß zu verfolgen ist. Den Abschluß des

## 2 Böden

In dem obersten Lößlehm hat sich eine Parabraunerde gebildet, von der nur der Bt-Horizont und Reste des Ap-Horizontes erhalten sind. Der größte Teil des Ap-Horizontes ist vor dem Abbau abgeschoben worden. In dem Sandstreifenlöß hat sich eine Bänderparabraunerde gebildet, wobei die Bbt-Bänder insgesamt überwiegen. Die Untergrenze des Bbt-Horizontes fällt mit der Untergrenze des Löß zusammen. Darunter folgen Schmelzwassersande, in denen sich bis zu 10 cm mächtige, kräftig ausgebildete und braunrot gefärbte Bbt-Bänder finden.

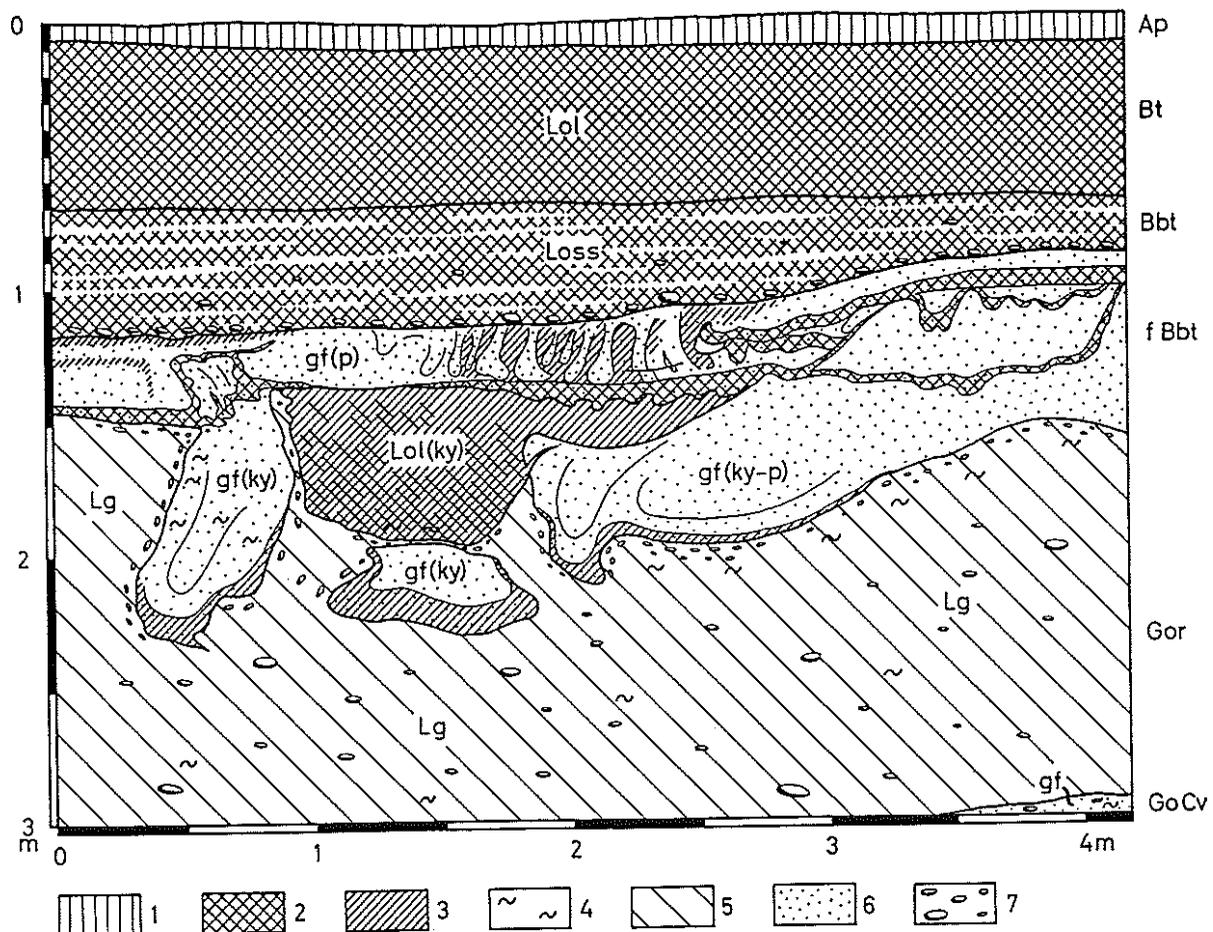


Abb. 2: Profil an der Nordwand der Kiesgrube Salzgitter-Drütte

Kryoturbat verwürgte Deckschichten über Geschiebelehm unter Löß

Zeichenerklärung: 1) Ap-Horizont, 2) Bt-Horizont, 3) Verbräunung, 4) Go-Horizont,

5) Gr-Horizont, 6) Sand, 7) Kies

Löl: Lößlehm, Loss: Sandstreifenlöß, gf: glazifluviatil, Lg: Geschiebelehm,

p: periglazial, ky: kryoturbat

Diese sind in die kryoturbate Verwürgung mit eingeschlossen oder zeichnen diese nach. Außerdem finden sich in dieser Schicht verbrauchte Bereiche, die teilweise in Form von Bändern vorliegen, teilweise aber auch einen Tropfenboden bilden.

Die Schmelzwassersande sind an mehreren Stellen kryoturbat in den liegenden Geschiebelehm eingesunken. Sie weisen an diesen Stellen regelmäßig an ihrer Basis eine Verbraunung auf. In mehreren großen Kryoturbationstaschen findet sich außerdem eingesunkener Lößlehm. Dieser weist deutliche Merkmale einer Verbraunung und Lessivierung auf, ohne jedoch eine eindeutige Horizontierung zu zeigen. Daher ist es wahrscheinlich, daß es sich um ein umgelagertes Bodensubstrat handelt.

Die Ausbildung des kräftigen Gor-Horizontes ist auf das relativ dichte Ausgangsgestein des Geschiebelehms zurückzuführen.

### 3 Deutung des Profils

Der Oberflächenboden ist in das Holozän zu datieren. Unbekannt ist das Alter der Verbraunung und Lessivierung in dem kryoturbat eingesunkenen Lößlehm sowie der Bbt-Bänder in den hangenden Sanden. Es kann sich hierbei um einen Durchgriff der holozänen Bodenbildung handeln. Es kann sich aber auch um Reste des Eem-Bodens handeln, der in der Weichsel-Kaltzeit periglazial überprägt wurde. Für diese Datierung spricht die Verwürgung der Bbt-Bänder sowie deren Auskeilen im Bereich der großen Kryoturbationstaschen. Außerdem deutet die fehlende Horizontierung in dem Lößlehm auf dieses Alter hin.

Insgesamt lassen sich mehrere periglaziale Überprägungen nachweisen. Die älteste Überprägung stellen die großen Kryoturbationstaschen dar, die mit Sand gefüllt sind. Danach kam es während einer zweiten kaltzeitlichen Überprägung zur Bildung der lößerfüllten Taschen, in die der Eem(?)-Boden einsank. Dieser Boden ist im ungestörten Bereich vollkommen abgetragen und nur noch in den Taschen überliefert. Darüber folgt eine wenige Dezimeter mächtige Fließerde, in der sich nachträglich ein Tropfenboden gebildet hat. Nach einer längeren Erosionsphase, die durch die Steinsohle dokumentiert ist, kam es dann zur Ablagerung des Sandstreifenlöß' und schließlich des abschließenden Lößsediments.

### 7.3.2 Gliederung der jungen Lößablagerungen in der Lößbörde südwestlich Braunschweigs (E. Gehrt)

Während im Aufschluß SZ-Bad/Beinum die Jungweichselböden flächenhaft verbreitet sind, finden sich in den nur 5 bis 10 km weiter nördlich gelegenen Ebenheiten Fragmente von Löß in Eiskeilfüllungen (vgl. Kapitel 7.3.1). Noch weiter nördlich lassen sich zwar stetig große Eiskeile finden. Sie sind aber nur selten mit Löß gefüllt und zeigen noch seltener Hinweise auf fossile Böden. Die Exkursionspunkte 4 und 5 repräsentieren diese Situation.

Die Gesamtmächtigkeit der oberflächennahen Lössen beträgt im Mittel 100 bis 140 cm. In leicht konvexen Reliefpositionen ist die Lößmächtigkeit eher geringer, während in leicht konkaven Bereichen mit größeren Lößmächtigkeiten bis 160 cm zu rechnen ist. In Ausnahmefällen lassen sich Lößdecken über 160 cm finden. Diese treten im direkten Anschluß an die Lößgrenze und in Beckenlagen auf.

Die Lössen zeigen oberhalb der Steinsohle eine charakteristische Schichtung. Als Arbeitstitel werden für die regelmäßig auftretenden Schichtungen die Bezeichnungen Schicht I bis V eingeführt. In der Regel lassen sich folgende Schichten erkennen:

**Tabelle 7.3-1: Generalisierte Angaben zur Schichtung der Lößtypen in den Gebieten südlich der Lößgrenze. Die in Klammern gesetzten Schichten sind nicht immer nachweisbar.**

Schicht	Lößtyp	Bezeichnung
V	Lo3	mittelschluffiger Löß
IIIb	Lo3-4	groschluffiger Löß
IIIa	Lo2-4	feinschluffiger Löß
(II)	Loss3	mittelschluffiger Sandstreifenlöß
(I)	sLos4	groschluffiger, sandiger Sandlöß
Steinsohle/ Schicht 0		

In Profil 2255 (Gr. Gleidingen) wird das vertikale Gliederungsprinzip der Lössen deutlich. Die äolischen Sedimente setzen oberhalb einer verbreitet auftretenden Steinsohle auf. **Schicht I** ist nur diskontinuierlich vorhanden und wurde wahrscheinlich weitgehend erodiert. Ein Umlagerungsäquivalent findet sich in Rinnen der periglazialen Oberfläche und in den Niederungen. **Schicht I** besteht aus schwach schluffigen, feinsandigen Mittelsanden mit Schluffquotienten von 3 bis 5 (Sandlöß). Die Sande zeichnen sich darüberhinaus durch einen hohen Feinstsandanteil von annähernd 20 % aus und sind schon dadurch von den glazifluviativen Sanden zu unterscheiden. **Schicht II** ist anhand der deutlichen Sandstreifigkeit und der kleinen Eiskeile (Kissenböden) gut zu erkennen und liegt in der Regel über der Steinsohle. Der Schluffquotient liegt um 3. Nach oben nehmen Sandgehalt und Schluffquotient ab und leiten zu **Schicht IIIa** über. Sowohl Sandgehalt als auch der Schluffquotient sind im jüngeren Abschnitt höher (**Schicht IIIb**). In Schicht IIIb sind im Gegensatz zu Schicht IIIa häufig Schichtungsmerkmale zu erkennen. **Schicht IV** tritt nur im Bereich der Lößgrenze auf. **Schicht V** liegt diskordant auf Schicht IIIb und ist durch leicht höhere Sandgehalte und Schluffquotienten zu identifizieren.

Der Kryoturbationsbereich unter der Steinsohle ist ca. 50 bis 100 cm mächtig. Die höheren Sand- und Kiesanteile (Steinsohle mit Windkantern) im oberen Abschnitt sind wohl durch eine Anreicherung infolge Ausblasung feinerer Komponenten zu erklären. Eine Untergliederung und Beimengung von äolischen Komponenten wird in den oberen 20 cm durch höhere Schluffquotienten deutlich. Der Kryoturbationsbereich wird an einigen Stellen durch große Eiskeile unterbrochen. Diese zeigen im oberen Abschnitt zum Teil eine Füllung mit Lößderivaten. Aufgrund der wenigen Beobachtungspunkte lassen sich keine sicheren Aussagen zur Verbreitung der Lößfüllungen machen.

Am Exkursionspunkt 3 (SZ-Drütte) werden solche Eiskeile mit Lößfüllungen vorgestellt. In Gr. Gleidingen (Exkursionspunkt 4) finden sich zwar noch die Eiskeile. Die lößhaltigen Füllungen sind jedoch nicht mehr vorhanden.

Tabelle 7.3-2: Profilbeschreibung und Analysenwerte des Profils Gr. Gleidingen

ARNRL: 2255

TK25/TK5: 3728 / 28 RECHTS/HOCH: 3597204.000 / 5789607.000 KARTIERER: Gehrt DATUM: 28.08.1986  
 BOHRNR: 17 BOTYP: L33 BOATYP: GEOTYP:  
 MHGW: MNGW: VERNAS:

Profilbeschreibung:

CBNR	HORIZONT	UTIEF	HNBOB/SKEL/BODSON	STRAT/GEOTE	HUMUS	FARBE	EISEN	KALK	LD	FEUCHTE
49450	Ap	30	u+3	Lo	h2	hbgr			Ld2	f3
49451	Al	53	u+3	Lo	h1	grbn			Ld3	f3
49452	Bt1	65	u+3	Lo	h1	grbn,zl(gr)	e1,f		Ld3	f3
49453	Bt2	120	u+3	Lo		rolbn			Ld3	f3
49454	Btv	150	u+3, Kalk (se2)	LoS		rolbn,zl(gr)			Ld3	f3

Bodenchemische Eigenschaften:

HORIZONT	UTIEF	HUMUS	C/N	N	pH	CaCO3	KAKp	Hp	Cap	Mgp	Kp	Nap	OHp	Feo	Fed
Ap	30	2.0			6.6		11							0.25	0.49
Al	53	0.7			6.7		10							0.25	0.52
Bt1	65	0.5			6.8	0.2	12							0.23	0.64
Bt2	120	0.2			7.0	0.2	13							0.21	0.70
Btv	150	0.1			6.7		6.5							0.13	0.47

Humus, Carbonat, Stickstoff, Feo, Fed [%], KAKp+EKp [mmol/ IAE/100g Boden]

Bodenphysikalische Eigenschaften:

HORIZONT	UTIEF	T	fmU	gU	IIS	gIS	mS	gS	X+G	UQ	GPV
Ap	30	15.1	28.1	51.8	1.3	0.9	2.1	0.7		1.8	
Al	53	16.3	27.1	53.0	1.1	0.7	1.3	0.5		2.0	
Bt1	65	19.2	26.3	51.4	1.0	1.1	0.9	0.1		2.0	
Bt2	120	19.4	29.1	48.9	1.0	0.8	0.8	-0.1		1.7	
Btv	150	10.9	8.0	24.5	6.4	13.7	33.6	2.9		3.1	

Korngröße [µm], GPV [%], UQ=gU/fmU

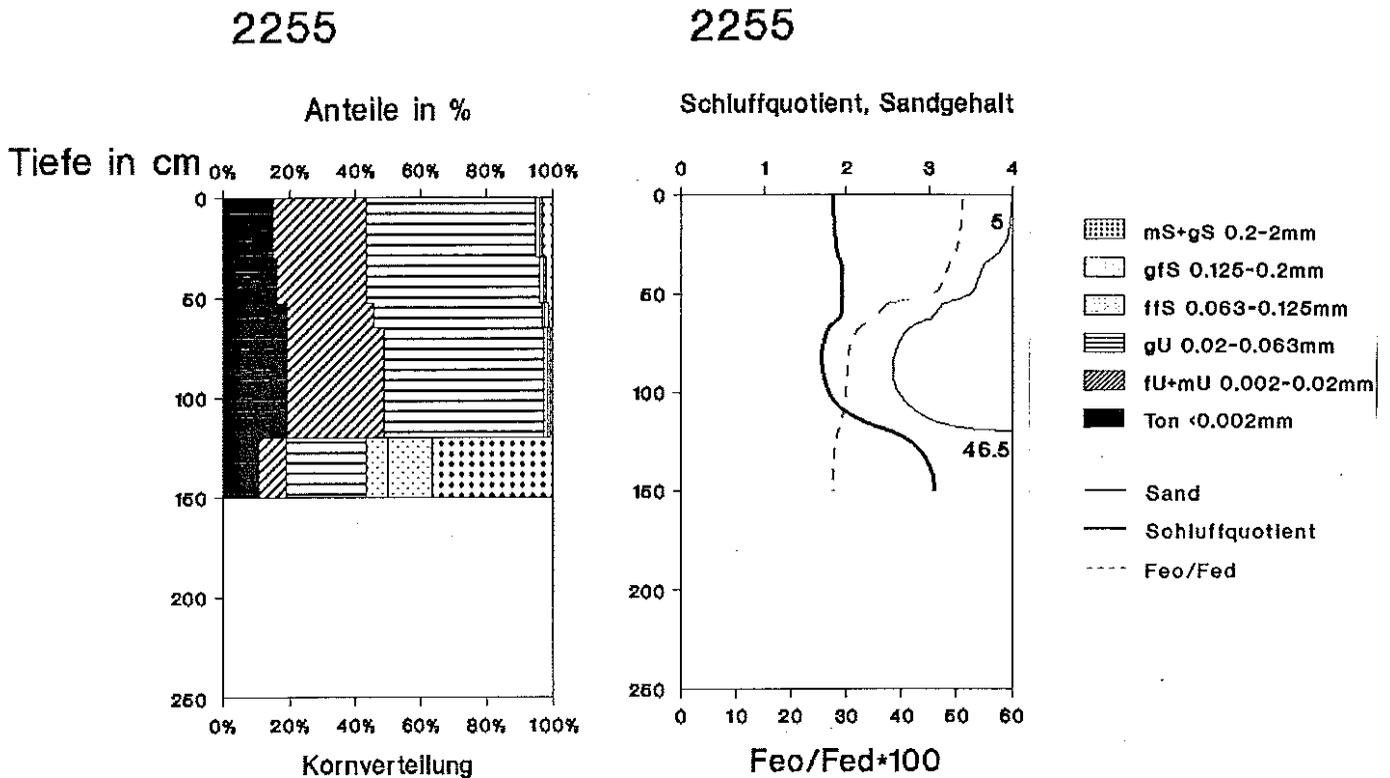


Abbildung 7.3-3: Tiefenfunktion der Kornverteilung des Schluffquotienten, Sandgehaltes und Aktivitätsgrad des Profil Gr. Gleidingen

Exemplarisch wurde eine Eiskeilfüllung in der Kiesgrube Bierbergen genauer untersucht (Abbildung 7.3-3) und wird hier vorgestellt. Im oberen Bereich der Füllung findet sich ein sandiger Sandlöß (Schicht I). Er repräsentiert die typischen Eiskeilfüllungen. Die graue Farbe und leicht erhöhte Gehalte an organischer Substanz lassen vermuten, daß hier im Sandlöß eine Bodenbildung stattfand. Aus dem räumlichen Vergleich ist zu vermuten, daß hier ein Relikt des j3δ vorliegt.

Unter der sandigen, schwach schluffigen Füllung findet sich ein Löß. Dieser hat Schluffquotienten von 1.5 bis 2.1 (fein- bis mittelschluffig) und ist dicht gelagert. Er ist durch Kryoturbation intensiv mit dem hangenden Sandlöß verzahnt. Nach oben werden diese Sande z.T. von einer Kieslage abgeschlossen, die nicht mit der Steinsohle gleichzusetzen ist. Nach den Aufschlußbeobachtungen entsteht diese Kieslage durch solifluidale Verlagerung aus den Steinsohlen.

Unter dem Löß sind die Eiskeile mit groben glazigenen Kiesen und Sanden gefüllt. Hier ist die Eiskeilstruktur an Korn- und Lagerungsunterschieden des Kiesel zu erkennen. Die deutliche rotbraune Tonanreicherung der Periglazialschicht (fossiler Bt-Horizont) fehlt in den oberen Eiskeilfüllungen. In den tieferen Abschnitten ist erkennbar, daß der Bt-Horizont mit dem Eiskeil in die liegenden Kiese hineingearbeitet wurde. Dies läßt darauf schließen, daß die Bildung und Füllung der Eiskeile nach der Bildung des fossilen Bt-Horizontes erfolgte.

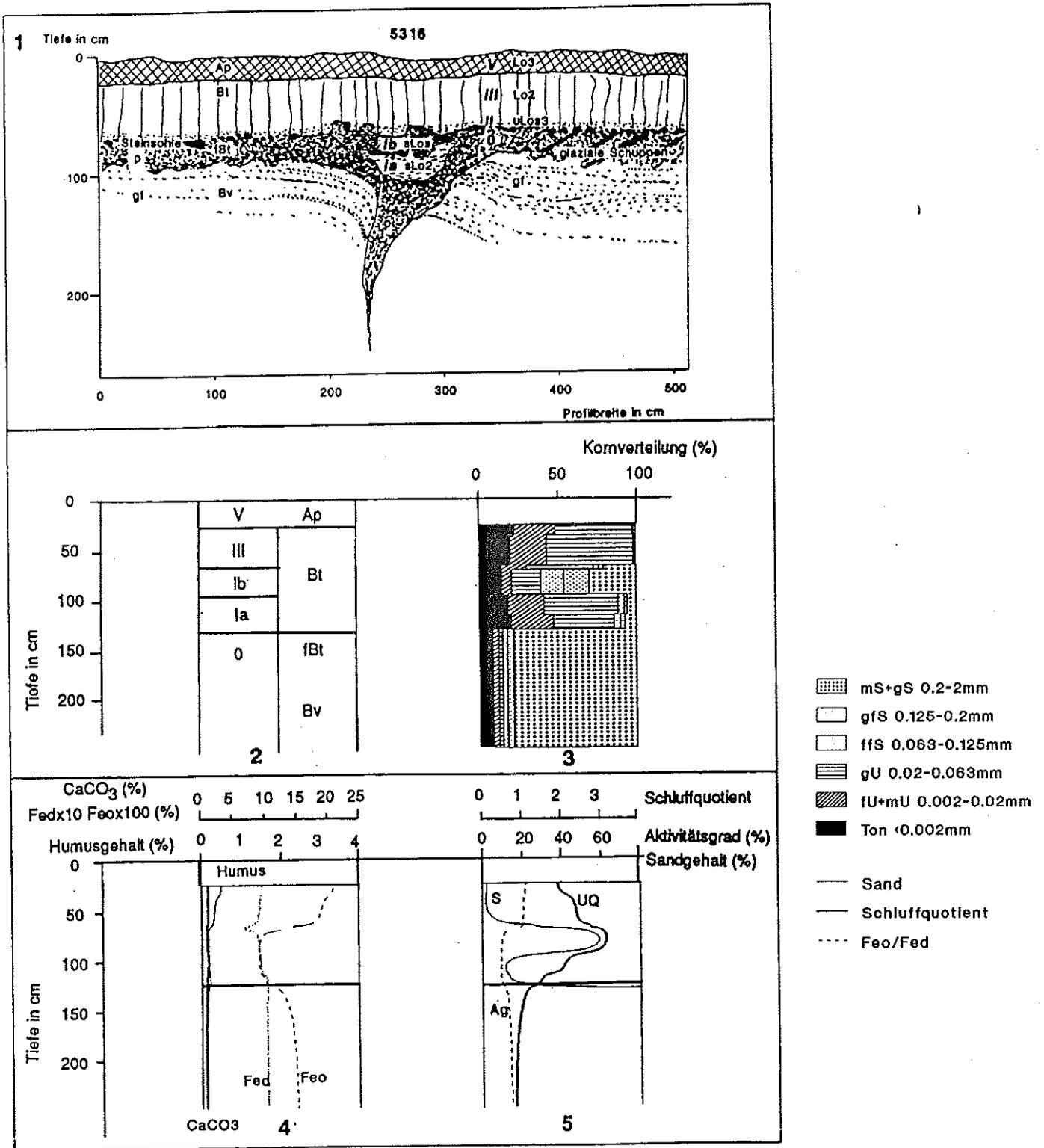


Abbildung 7.3-4: Aufschluß Kiesgrube Bierbergen

1. Detailzeichnung einer Eiskeilfüllung.
2. Bezeichnung der Schichten und Bodenhorizonte ausgewählter Profile.
3. Korngrößenzusammensetzung von Profil 5316
4. Tiefenfunktion der Humus- und Karbonatgehalte ( $\text{CaCO}_3$ ) sowie des dithionit- (Fed) und oxalatlöslichen (Feo) Eisens von Profil 5316.
5. Tiefenfunktion von Sandgehalt (S), Schluffquotient (UQ) und Aktivitätsgrad (AG) von Profil 5316.

## 7.4 Exkursionspunkt 5: Aufschluß Denstorf / Denstorfer Wald

### 7.4.1 Allgemeine Beschreibung der Situation an der Lößgrenze (E. Gehrt)

In den Bereichen der nördlichen Lößgrenze (vgl. GK25 Blatt 3728 [2025] Vechelde, WOLDSTEDT & HAUSBRAND 1932) finden sich bei vergleichsweise großen Mächtigkeiten der äolischen Sedimente (Maximalwerte von 260 bis 300 cm) deutlich gegliederte Profile, die sich erheblich von denen in der Lößbörde unterscheiden. Vereinfacht ergibt sich folgende Sedimentschichtung:

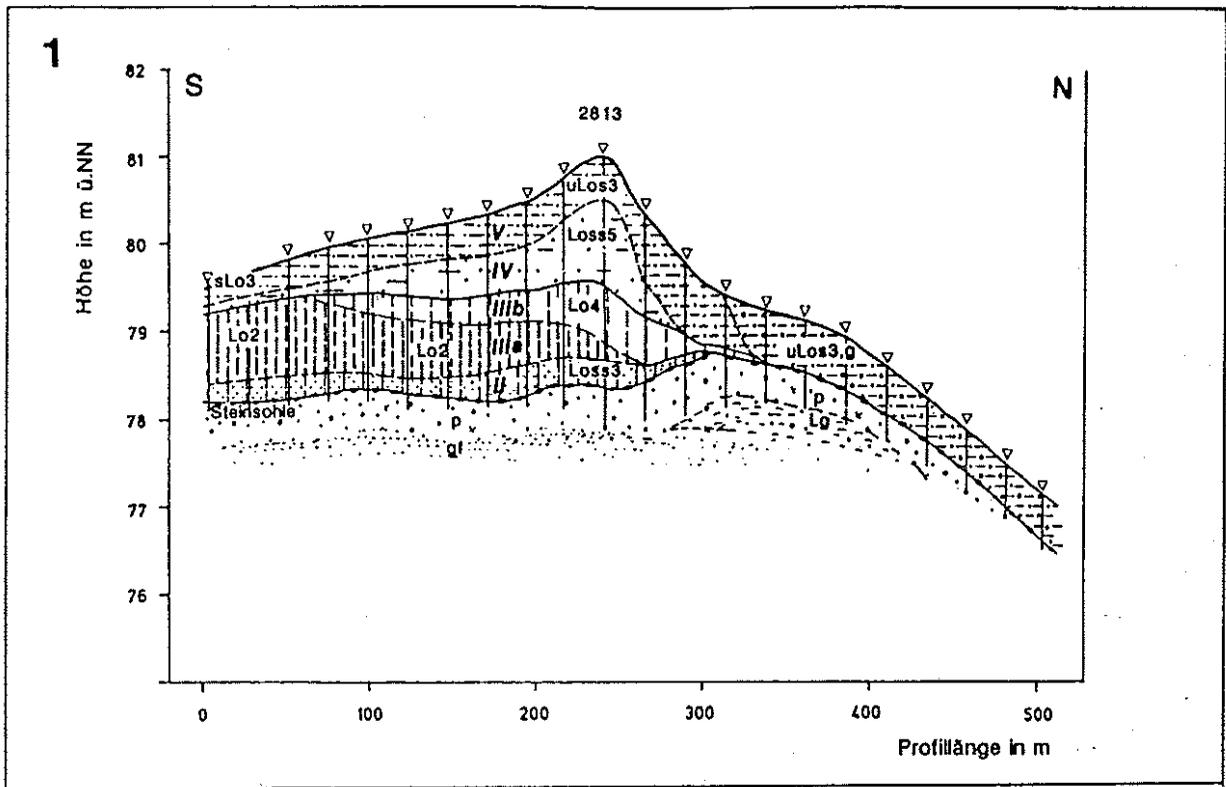
Tabelle 7.4-1: Generalisierte Angaben zur Schichtung der Lößtypen an der Lößgrenze.

Schicht	Lößtyp	Bezeichnung
V	uLos3	mittelschluffiger Sandlöß
IV	Loss4-5	grob- bis sehr grobschluffiger Sandstreifenlöß
IIIb	Lo4	grob- schluffiger Löß
IIIa	Lo2	feinschluffiger Löß
II	Loss3	mittelschluffiger Sandstreifenlöß
Steinsohle / Schicht 0		

Im Liegenden der äolischen Ablagerungen finden sich, vergleichbar den Standorten SZ-Drütte und Gr. Gleidingen, periglazial überprägte, glazifluviatile Sande, Geschiebelehme oder Tonsteine (*Schicht 0*). Die Grenze zu den äolischen Sedimenten wird in der Regel durch eine *Steinsohle* markiert, die sich in Aufschlüssen gut verfolgen läßt. Die Schluffquotienten (Grob- schluff/Fein- und Mittelschluff) deutlich über 2 lassen vermuten, daß Löß in die Periglazialschicht (*Schicht 0*) eingearbeitet worden ist. Möglicherweise handelt es sich hier um Reste der *Schicht I*, die im Bereich der Lößgrenze nicht nachgewiesen wurde.

Die erste äolische Decke in den Lößgrenzprofilen (*Schicht II*) wird von Flugsandbändern in Wechsellagerung mit mittelschluffigem Löß (= Sandstreifenlöß) gebildet. Diese Schicht ist nur diskontinuierlich vorhanden. Darüber lagert ein sandfreier Löß von 40 bis 100 cm Mächtigkeit (*Schicht III*). In diesem steigt der Schluffquotient von unter 2 (feinschluffig) im unteren Abschnitt bis 6 (grob- schluffig) im oberen Abschnitt an. Der Sandgehalt steigt gleichsinnig von ca. 1 % auf ca. 5 %. In Aufschlüssen zeigt sich, daß der Unterschied in Schluffquotient und Sandgehalt auf eine Zweigliederung (*Schicht IIIa* und *IIIb*) zurückzuführen ist. In Bohrungen ist die Gliederung von Schicht III nicht immer sicher ansprechbar. In den Catenen wurde deshalb z.T. Schicht III als ein Komplex dargestellt. Auf Schicht III folgt diskordant ein grob- bis sehr grobschluffiger Sandstreifenlöß (*Schicht IV*, Schluffquotienten über 4). Den Abschluß bildet ein 50 bis 80 cm mächtiger, mittelschluffiger Sandlöß (*Schicht V*). Insbesondere Schluffquotient und Sandgehalt sind aufgrund regelmäßig auftretender vertikaler Abfolgen gute Indikatoren für die Schichtung. Die höchsten Schluffquotienten sind an die oberen Bereiche von Schicht III und die Sandstreifenlösse der Schicht IV gebunden. Sie finden sich immer in derselben stratigraphischen Lage und erhalten damit eine Leitfunktion. Regional gesehen treten diese hohen Schluffquotienten ausschließlich im Bereich der Lößgrenze auf.

Räumlich ergibt sich folgendes Bild: Während *Schicht II* über der Steinsohle noch regelmäßig im gesamten Bereich der Lößgrenze auftritt, setzt *Schicht III* nach Norden innerhalb weniger Meter abrupt aus (= nördliche Lößgrenze). Schicht III zeigt insbesondere in den östlichen Profilen eine deutliche Zweigliederung in einen unteren feinschluffigen (*Schicht IIIa*) und einen oberen grobschluffigen Löß (*Schicht IIIb*). Die Sandstreifenlösse (*Schicht IV*) überlagern den Löß in einem etwa 100 bis 200 m breiten Band parallel zur Lößgrenze. Im östlichen Exkursionsgebiet sind die äolischen Sedimente häufig mächtiger als 2 m.



**2**

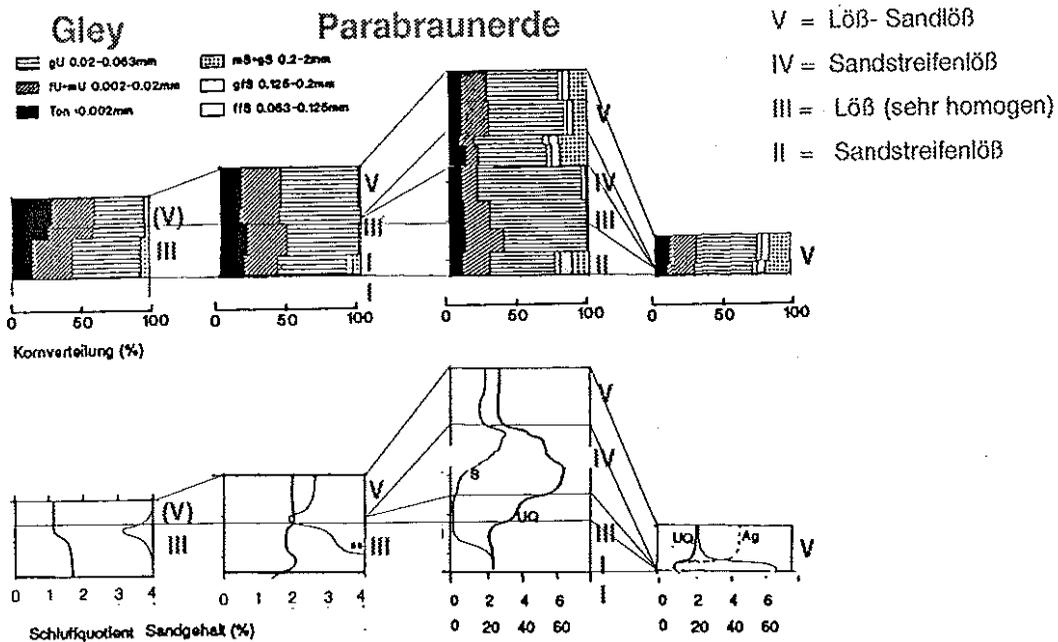


Abbildung 7.4-1: Catena Denstorf; Lößgrenze im Verbreitungsgebiet glazifluvialer Sedimente:  
 1. Schichtung und räumliche Beziehungen der äolischen Sedimente auf leicht nach Norden abfallender Ebenheit (Überhöhung 1:50).  
 2. Korngrößenzusammensetzung sowie die Sandgehalte und Schluffquotienten von Profilen einer idealisierten Catena an der nördlichen Lößgrenze.

Der Bereich zeichnet sich im östlichen Exkursionsgebiet an der Oberfläche durch einen langgezogenen Wall, im folgenden auch *Lößgrendüne*<sup>1</sup> genannt, aus. Nach Süden nimmt die Mächtigkeit von Schicht IV langsam ab und setzt schließlich aus. Die Unterscheidung zu liegenden bzw. hangenden Schichten ist dabei durch den vergleichsweise hohen Schluffquotienten gegeben. *Schicht V* (schluffiger Sandlöß) wird südlich der Lößgrenze sandärmer und geringmächtiger. Noch 200 bis 1000 m südlich der Lößgrenze ist ein leicht erhöhter Sandgehalt nachweisbar. Nördlich der Lößgrenze ist Schicht V als ungegliederter, ungeschichteter Sandlöß, der in der Regel Kiesbeimengungen hat, ausgebildet.

Nach den vorliegenden Ergebnissen sind verschiedene Ausprägungen der Lößgrenze unterscheidbar. In den Gebieten mit glazifluviatilen Sanden finden sich mit bis zu 300 cm sehr mächtige äolische Ablagerungen. Westlich Groß Bülten ändert sich der Charakter der Lößgrenze. Die Lößgrendüne kommt nur noch schwach zum Ausdruck. Der Sandstreifenlöß findet sich erst etwa 50 bis 60 m südlich des sandfreien Lösses. In Gebieten mit Unterkreidetonstein im Untergrund und Wassereinfluß treten geringmächtigere äolische Schichtfolgetypen auf (160-200 cm, in Karte 6 als westliche Variante bezeichnet). Eine reliefabhängige Lage der Lößgrenze konnte nicht festgestellt werden. Sie liegt sowohl an nord- und südexponierten Hängen, als auch in Senken und Kuppenbereichen. Die Unterschiede zwischen diesen Reliefpositionen sind gering. Dies zeigt, daß die Lage ursächlich nicht mit den lokalen Gegebenheiten, sondern mit einem überregional wirksamen Faktor verbunden ist.

#### 7.4.2 Beschreibug der Lokalität Denstorf (E. Gehrt)

Die Lokalität *Denstorf* liegt auf einer leicht welligen, schwach nach Norden einfallenden Ebenheit. Die Catena repräsentiert die sehr mächtigen äolischen Ablagerungen und vollständigen Schichtfolgen westlich von Braunschweig bis Groß Bülten. In der Kiesgrube Denstorf war die laterale Abfolge der Sedimente vollständig abgeschlossen. Das Profil zeigt mit der Horizontfolge Ap-Al-Bbt-Bv eine Bänderparabraunerde. Das Exkursionsprofil mußte neu angelegt werden und liegt etwa 400 m weiter östlich.

##### Aufschlußbeschreibung

Beschreibung der Sedimente:

- 0:** Die Lößbasis bilden periglazial überprägte glazifluviatile Sande und Geschiebelehme mit Kryoturbationen und Eiskeilen, die nach oben mit einer Steinsohle abschließen. Die Mächtigkeit liegt etwa bei 60 cm. Die Farbe ist braun bis rötlichbraun (10 YR 5/6 - 10 YR 4/6). Die periglazial überprägten Ablagerungen bestehen entsprechend der beteiligten Gesteine (Geschiebelehm, glazifluviatile Sande und Schotter etc.) aus sehr unterschiedlichen Bodenarten (U12, Ls3, S13, St3). Die Schluffquotienten um 2 machen auch eine Beimischung von äolischen Komponenten im Bereich der Steinsohle wahrscheinlich. Möglicherweise sind hier die äolischen Sedimente der Schicht I eingearbeitet.
- II:** Schicht II ist ein Sandstreifenlöß und tritt mit einer Mächtigkeit von ca. 30 cm oberhalb der Steinsohle auf. Sie ist nur diskontinuierlich vorhanden. Die analysierte Bodenart (schwach lehmiger Schluff) faßt die geschichteten Kornfraktionen zusammen. In der Kornverteilung kommt dies in einer zweigipfligen Verteilung zum Ausdruck. Die Schichtung ist im Dünnschliff (Profil Denstorf) sowohl an dem scharfen Wechsel zwischen Schluff und Sand, als auch in der Schlufffraktion zu erkennen. Schicht II ist durch kleine Eiskeile gegliedert. Diese Form der kryogenen Beanspruchung wurde von BRÜNING (1957) als *Kissenboden* beschrieben.

---

1 Der Begriff Düne wird hier verwendet, um die Bildung als äolische Vollform zu unterstreichen.

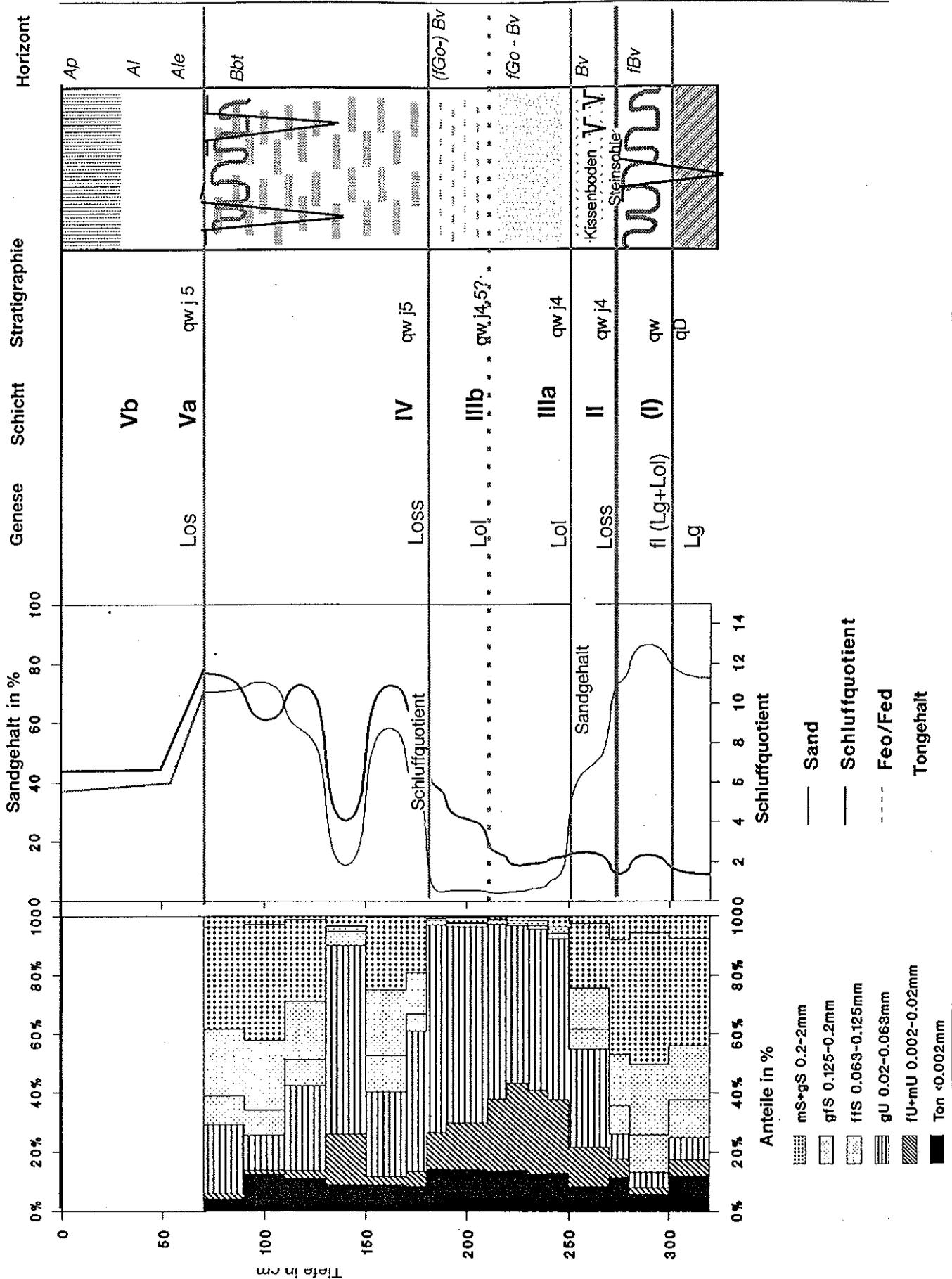


Abbildung 7.4-2: Denstorf: Tiefenfunktion der Kornverteilung, Sandgehalte und Schluffquotienten, Bezeichnung der Geogenese, Schichten und der Stratigraphie und eine schematisierte Profilzeichnung mit der Bezeichnung der Horizonte.

Tabelle 7.4-2: Beschreibung der Proben des Profils Denstorf und Angabe der Analysenwerte

TK25 3728 TK5 16 BOHRNR: 100 ARNRL: 10351  
 RECHTS: 3570600 HOCH: 5790475 DATUM: 26.05.1997  
 KARTIR: Gehrt  
 BOTYP: Bänderparabraunerde aus Sandlöß über Sandstreifenlöß über Löß

OTIEF	UTIEF	HORIZ	HNBD/SKEL/B ODSON	GEOGE	STRAT	FARBE	HUMUS	KAL K	LD	FEUCH		Dünn- schliff	TL OSL
0.0	30.0	Ap	UI2	Los	qw	bngr	h2	c0	Ld2	f3	V		
30.0	70.0	Al	UI2	Los	qw	hbng	h1	c0	Ld3	f3			
70.0	90.0	Bbt3	UI2//wl(mSfs)	Loss	qw	bn.bae(hgrge )	h0	c0	Ld3	f3	IV	1	D1
90.0	110.0	Bbt3	UI2//wl(mSfs)	Loss	qw	bn.bae(hgrge )	h0	c0	Ld3	f3		2	D1
110.0	130.0	Bbt3	UI2//wl(mSfs)	Loss	qw	bn.bae(hgrge )	h0	c0	Ld3	f3		3	D2
130.0	150.0	Bbt3	UI2//wl(mSfs)	Loss	qw	bn.bae(hgrge )	h0	c0	Ld3	f3		4	D3
150.0	170.0	Bbt3	UI2//wl(mSfs)	Loss	qw	bn.bae(hgrge )	h0	c0	Ld3	f3		5	D4
170.0	180.0	Bbt3	UI2//wl(mSfs)	Loss	qw	bn.bae(hgrge )	h0	c0	Ld3	f3		6	D5
												7	
180.0	190.0	Bv	UI3	Lol	qw	bn	h0	c0	Ld3	f3	IIIb	8	D6
190.0	210.0	Bv	UI3	Lol	qw	bn	h0	c0	Ld3	f3		9	D7
210.0	220.0	Bv	UI3	Lol	qw	bn	h0	c0	Ld3	f4	IIIa	10	D8
220.0	230.0	Bv	UI3	Lol	qw	bn	h0	c0	Ld3	f4		D9	
230.0	240.0	Bv	UI3	Lol	qw	bn	h0	c0	Ld3	f4		D10	
240.0	250.0	Bv	UI2	Loss	qw	bn	h0	c0	Ld3	f3	II		D11
250.0	270.0	Bv	UI2	Loss	qw	bn	h0	c0	Ld3	f3		D12	
270.0	280.0	fBt	SI3/g3	p	qw	bn	h0	c0	Ld3	f3			D13
280.0	300.0	fBt	SI3/g2	p	qw	bn	h0	c0	Ld3	f3			D24
300.0	320.0	fBt	SI3/g2	Lg	qD	bn	h0	c0	Ld3	f3			D15

Korngrößen in Gew.-% des humusfreien Bodens Fraktionen in µm

Schicht	Ottief / Untief		Geoge	BOART	Fraktionen in µm						%			
	Cm				<2	2-20	20-63	63-125	125-200	200-630	630-2000	GU	GS	UQ
V	0	30	Los											
	30	70	Los											
IV	70	90	Loss	Su3	4.2	2.0	23.1	9.7	22.6	34.7	3.7	25.1	70.7	11.6
	90	110	Loss	Sl4	12.6	1.3	11.8	8.4	23.6	39.4	2.8	13.1	74.2	9.1
	110	130	Loss	Sl3	11.0	2.6	28.8	9.0	19.7	27.7	1.2	31.4	57.6	11.1
	130	150	Loss	Ut2	9.0	17.0	64.0	4.7	1.9	3.3	0.1	81.0	10.0	3.8
	150	170	Loss	Sl3	9.0	2.6	28.7	12.4	22.1	24.8	0.3	31.3	59.6	11.0
IIIb	170	180	Loss	Ul2	8.4	5.1	47.5	5.9	13.9	19.1	0.1	52.6	39.0	9.3
	180	190	Lol	Ut3	14.4	12.2	70.4	1.7	0.6	0.7	0.0	82.6	3.0	5.8
IIIa	190	210	Lol	Ut3	14.1	15.9	66.4	1.1	0.4	1.5	0.6	82.3	3.6	4.2
	210	220	Lol	Ut3	13.6	24.5	59.3	1.3	0.5	0.9	0.0	83.8	2.7	2.4
	220	230	Lol	Ut3	14.0	29.3	53.4	0.9	0.8	1.5	0.0	82.7	3.2	1.8
II	230	240	Lol	Ut3	12.5	28.5	54.7	1.2	1.4	1.7	0.0	83.2	4.3	1.9
	240	250	Loss	Ut3	13.1	24.6	54.6	1.9	2.2	3.5	0.1	79.2	7.7	2.2
	250	270	Loss	Slu	8.6	13.3	32.9	6.9	13.9	21.9	2.5	46.2	45.2	2.5
	270	280	p	Sl3	11.5	6.2	8.3	9.8	17.4	38.8	8.0	14.5	74.0	1.3
	280	300	p	Sl2	5.8	2.2	5.2	12.6	24.0	44.5	5.8	7.4	86.9	2.4
	300	320	Lg	Sl3	12.0	5.5	7.4	12.9	18.2	36.3	7.7	12.9	75.1	1.3

Schicht	Ottief / Untief	Geoge	BOART	C (org) %	pH(CaCl2)	CaCO3 %	
V	0	30	Los				
	30	70	Los				
IV	70	90	Loss	Su3	0.39	6.9	0.01
	90	110	Loss	Sl4	0.19	6.7	0.01
	110	130	Loss	Sl3		6.6	0.01
	130	150	Loss	Ut2	0.1	6.6	0.01
	150	170	Loss	Sl3	0.03	6.6	0.01
IIIb	170	180	Loss	Ul2	0.07	6.4	
	180	190	Lol	Ut3		6.4	
IIIa	190	210	Lol	Ut3		6.5	0.01
	210	220	Lol	Ut3		6.5	0.01
	220	230	Lol	Ut3		6.5	0.01
II	230	240	Lol	Ut3		6.5	0.01
	240	250	Loss	Ut3		6.5	0.01
	250	270	Loss	Slu		6.5	0.01
	270	280	p	Sl3		6.4	
	280	300	p	Sl2		6.3	
	300	320	Lg	Sl3		6.1	

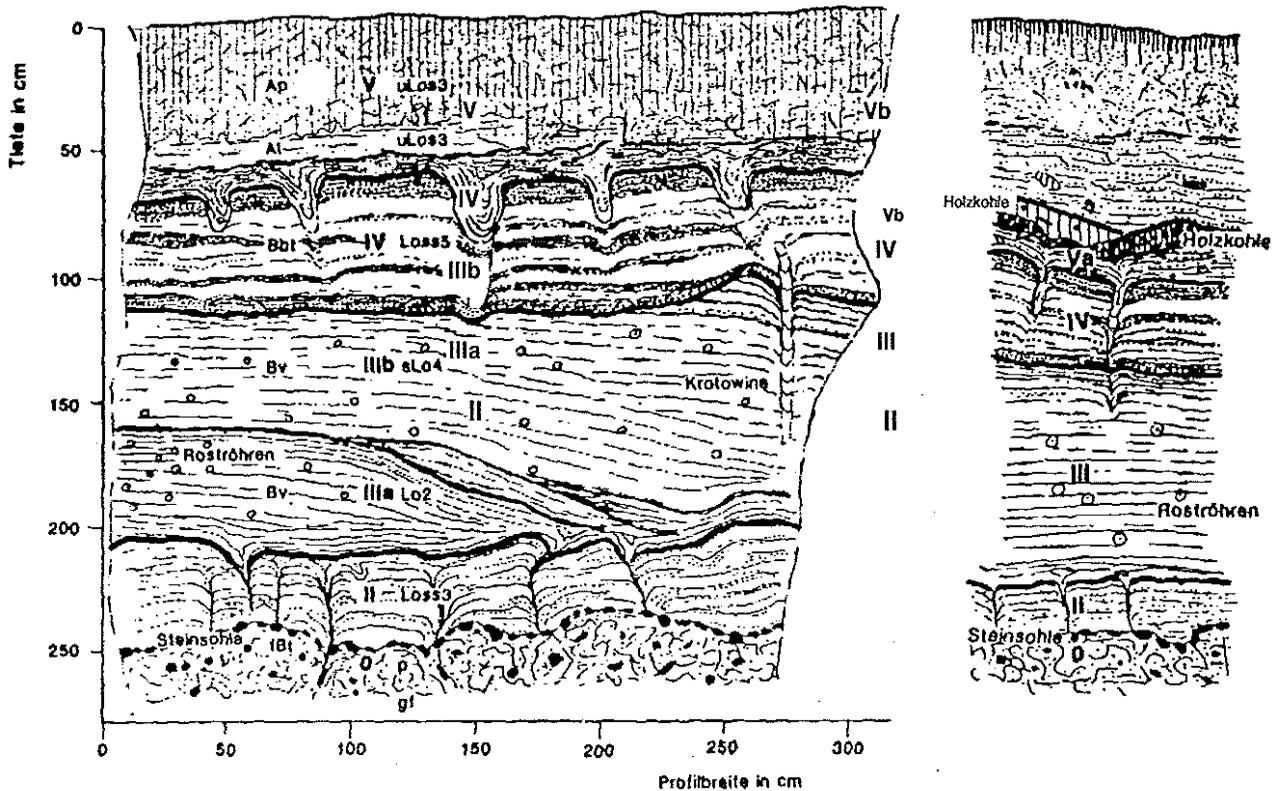


Abbildung 7.4-3: Aufschlüsse Denstorf: Detailzeichnungen der Aufschlüsse Denstorf mit Bezeichnung der Schichten, Lößtypen und Bodenhorizonte.  
1. Kiesgrube Denstorf, 2. Denstorfer Holz

**III:** Schicht III ist ein Löß mit einer Gesamtmächtigkeit von 60 bis 80 cm.

In der Kiesgrube Denstorf kann die Zweigliederung von Schicht III in einen unteren homogenen, etwas dunkleren (10 YR 5/6, Schicht IIIa) und einen oberen, helleren (10 YR 5/5), geschichteten Teil (Schicht IIIb) exemplarisch belegt werden. Nach der Korngrößenanalyse zeigt sich, daß der obere Löß gröber ist, d.h. der Grobschluffgehalt ist deutlich, der Sandgehalt in geringem Maße erhöht (s. IIIa und IIIb). In den Profilen der Catena Haskampsmühle ist die Mächtigkeit geringer und Schicht IIIb ist nur schwach ausgebildet.

**IIIa:** Schicht IIIa gehört mit einer Mächtigkeit von ca. 40 bis 50 cm nach der Kornverteilung (Ut3) und den Schluffquotienten um 2 zu den feinkörnigen Lössen. Im Aufschluß ist z.T. eine undeutliche Schichtung zu erkennen. Die Einzelstraten sind durchlaufend. Hinweise auf sekundäre Überprägungen fehlen. Für die Lokalität Denstorf ist daher eine erosive Rückverlegung der Lößgrenze definitiv auszuschließen.

**IIIb:** Wie schon angedeutet sind der Sandgehalt in Schicht IIIb leicht (4,8 gegenüber 1,7 %) und die Schluffquotienten (6,4 gegenüber 2,2 %) im Vergleich zu Schicht IIIa deutlich erhöht. Die höheren Sandanteile sind insbesondere auf Erhöhungen im Feinstsand (63-125 µm) begründet. Im Detail sind in Schicht IIIb hellfahlbraune (feinsandige Straten) und braune Farben (schluffige Straten) zu unterscheiden.

Die Mächtigkeit von Schicht IIIb nimmt von Norden nach Süden allmählich zu. In einer Zone vor dem unteren Löß sind die größten Mächtigkeiten zu verzeichnen. Über dem unteren feinen Löß nimmt die Mächtigkeit nach Süden wieder allmählich ab. Die Schichtungsmerkmale, insbesondere durchlaufende

grob schluffreiche Straten, zeigen den kontinuierlichen Sedimentationsverlauf an. Sie machen sowohl für den unteren, als auch für den oberen Löß die rein akkumulative Genese der Lößgrenze wahrscheinlich. Eine erosive Kappung ist aufgrund dieser Beobachtungen für den Bereich Denstorf auszuschließen.

Nach oben wird Schicht IIIb von einer scharfen, flachwelligen Grenzfläche abgeschlossen (160 bis 170 cm), die durch den abrupten Wechsel von den Schluffen zu den Mittelsanden der Schicht IV verursacht ist. An der Grenzfläche finden sich einzelne Feinkiese, was darauf schließen läßt, daß hier zeitweilig eine Oberfläche gewesen ist. Im Bereich dieser Oberfläche wurden einzelne Straten der Schicht IIIb durch Winderosion unterschritten. Der Sedimentwechsel wird zusätzlich durch einen Farbumschlag zu einem dunklen, rötlichen Braun hervorgehoben.

Aus dem oberen Löß (IIIb) wurden 10 Stechzylinder genommen und die Porengrößenverteilung bestimmt. Im Mittel ergeben sich für weite Grobporen ( $>50 \mu\text{m}$ ) 5,4 %, enge Grobporen (50-10 $\mu\text{m}$ ) 4,4 %, Mittelporen (10-0,2  $\mu\text{m}$ ) 21,3 %, Feinporen ( $<0,2 \mu\text{m}$ ) 11,9 % bei einem Substanzvolumen von 57 % und einer Dichte von 1,5 g/cm<sup>3</sup> (Trockenraumgewicht). Diese Porengrößenverteilung im Löß der Bv-Horizonte entsprechen der aus C- und Bv-Löß-Horizonten bekannten Verteilung (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1976).

**IV:** Schicht IV liegt parallel zur Lößgrenze auf Schicht III und ist als sehr grob schluffiger Sandstreifenlöß (5 bis 10 cm mächtige, wechsellagernde Sand- und Schluffstraten) ausgebildet. Schicht IV hat eine Gesamtmächtigkeit von etwa 90 cm und bildet eine äolische Vollform. Sie schließt nach oben mit einer Serie von überwiegend dominierenden Sandstraten und feinen schluffigen Straten (maximale Mächtigkeit 0,5-1 cm) ab. Die Sandlagen treten farblich durch braune Toneinlagerung deutlich hervor.

Die Schluffquotienten von 4 bis 10 unterscheiden Schicht IV deutlich von den anderen auftretenden Lössen und Sandlössen. In schneller Wechselfolge finden sich fast reine Sande (annähernd 80 % Sand) und Schluffe ( $<5 \%$  Sand). Die Sande haben ein deutliches Maximum im Mittelsand und hohe Anteile im Feinsand. Der Grobsand tritt in seiner Bedeutung zurück. Die schluffreichen Straten haben dagegen nur etwa 9 % Sandanteil.

Die Sandkörner in Schicht IV bestehen in der Regel überwiegend aus Quarz. In Profil 5314 finden sich daneben hohe Anteile aus gerundeten, umgelagerten Eisen-Mangan-Konkretionen in der Grobsand- und Feinkies-Fraktion. Sie sind in der Kornverteilung aufgrund der Dispergierung nicht berücksichtigt.

Die einzelnen Schichten weisen z.T. deutliche Rippelmarken, Kappungen und schrägschichtungsartige Erscheinungen auf, die äolischer Genese sein müssen, da eine fluviatile Entstehung aufgrund der Lage auf den wallartigen Erhebungen ausscheidet. Die Grenzflächen zwischen den einzelnen Schichten sind in der Mehrzahl scharf ausgeprägt, Gradierungen sind selten. Der sandstreifige Löß wird durch einen Bereich mit insgesamt dominierendem Sandanteil und feinen schluffigen Straten (maximale Mächtigkeit 0,5-1 cm) abgeschlossen. Die Bänder sind vertikal durch Krotowinen und Regenwurmgänge unterbrochen. In den Gängen findet sich Fremdmaterial aus darüber oder darunter liegenden Schichten. Das Fremdmaterial ist in der Regel locker gelagert und weist ein Wurmlosungsgefüge auf.

Schicht IV ist kryoturbat überprägt. Mit der Kryoturbation wurden die helleren, fast weißen Sedimente aus der hangenden Schicht V in die Schicht IV eingearbeitet und die Schichtung gestört. Z.T. sind die kryogenen Strukturen klar als Eiskeile zu identifizieren. Häufig erscheinen die Störungen als tropfenförmige Einstülpungen in Schicht IV und greifen z.T. bis in Schicht III. Mit dem Aussetzen von Schicht IV nach Süden greifen diese Kryoturbationen zunehmend in den Löß hinein. Nördlich der Lößgrenze fassen sie in die Periglazialschicht und sind nicht mehr von älteren Frostbildungen der Schicht 0 zu unterscheiden.

Sowohl in den Sand- als auch in den Schluffbändern lassen sich immer wieder scharf begrenzte, oft runde Nester mit locker gelagertem Fremdmaterial (im Sand schluffig, im Schluff sandig) beobachten. Hierbei handelt es sich um sekundäre Bildungen wie Regenwurmgänge.

V: Die ca. 50 bis 60 cm mächtige Schicht V zeigt eine weitgehend homogene Verteilung von Schluff und Sand. Die Korngrößen zeigen mit Maxima in Grobschluff und Mittelsand die typische Verteilung für einen Sandlöß mit zweigipfliger Kornverteilung. Der Sandgehalt (um 20 %) und der Schluffquotient (um 3) sind in dieser oberen Decke gegenüber der liegenden Schicht IV geringer. Der Tongehalt ist mit 11 % leicht erhöht. Die oberen 30 bis 40 cm sind durch die Pflugarbeit gestört. Häufig ist auch eine wesentlich tiefergreifende anthropogene Störung nachweisbar. So wurden die Profile der Catena Denstorf durch Spargelanbau verändert. Nach der Auswertung von Luftbildern sind Wölbäcker nachweisbar.

An der Grenze zu Schicht IV liegt ein nicht humoser, sehr heller Sandlöß. Diese hellen Sandlössen bilden die Füllungen der Eiskeile-, Frostspalten- oder Kryoturbationserscheinungen in Schicht IV. Häufig sind diese hellen Sandlössen nur noch in den Frostrissen zu erkennen. Da dieses Sediment in der Mächtigkeit schwankt (an der Lößgrenze bis 15 cm) und unabhängig von der Bodenentwicklung vorkommt, ist eine äolische Genese anzunehmen. In den Beschreibungen werden diese mächtigeren Ausbildungen als Schicht Va bezeichnet. In Profil Denstorf Wald verzahnt sich der helle Sandlöß durch Grabgänge (Bioturbation) partiell mit einem fAh-Horizont. Aufgrund der Bodenart (U12) ist der untere helle Bereich nicht von den hangenden Bereichen zu unterscheiden.

In den humosen Horizonten der Schicht Va sind kleine Holzkohlestückchen vorhanden. In der Mehrzahl sind sie 10 bis 100 µm groß. Sie haben häufig einen braunen Saum aus Eisen-Mangan-Ausfällungen und scheinen vermehrt in den unteren Ah-Horizonten aufzutreten. Diese organische Substanz bietet die Möglichkeit der Datierung. In einigen Profilen konnten an der Grenzfläche zwischen den beiden Horizonten Anreicherungen festgestellt werden. Im Denstorfer Wald (R:3595350, H:5792980) zwischen Schicht Va und Vb ebenfalls wurde ein <sup>14</sup>C-Alter von 3845 BP ± 70 ermittelt. Die Pollenanalyse brachte keine verwertbaren Ergebnisse<sup>2</sup>. In einer vergleichbaren Situation der Lößgrenze (Profil 5314 Haskampsmühle) wurde aus ca. 20 kg Material etwa 3 g Holzkohle größer 100 µm gewonnen. Eine Bestimmung der Baumarten war an den überwiegend kleinen Bruchstücken nicht möglich. Das <sup>14</sup>C-Alter<sup>3</sup> wird mit 2790 ± 160 BP angegeben.

### 7.4.3 Mikromorphologische Untersuchungen am Profil Denstorf (Th. Beckmann, E. Gehrt)

Aus ausgewählten Horizonten und Tiefen wurden ungestörte Proben für mikromorphologische Untersuchungen entnommen (vgl. Tabelle). Auf den Bbt-Horizont im Sandstreifenlöß und den Löß-Bv-Horizont entfielen dabei jeweils 5 Dünnschliffe. Im Sandstreifenlöß wurden sowohl die sandigen wie auch die schluffigen Bereiche und deren Übergänge beprobt. Die erste Lößprobe liegt genau auf der scharfen flachwelligen Grenzfläche zwischen dem sandstreifigen Löß und dem Löß. Drei Proben entstammen dem oberen Lößbereich, der makroskopisch Eisen-Mangan-Anreicherungen zeigt. Der zehnte Dünnschliff stammt aus dem darunterliegenden Bv-Horizont. Entsprechend der aufgezeigten Gliederung bietet sich dabei eine Zusammenfassung des Sandstreifenlösses und dem Löß und dem Sandstreifenlöß an der Basis des Profils an.

**Schicht II (Sandstreifenlöß):** Auch im Dünnschliff lassen sich häufige Wechsel zwischen den Schluff- und Sandstraten erkennen. Die Streifigkeit ist auch im Schluff zu sehen. In der Schluffmatrix ist sehr wenig Sand vorhanden. In der Matrix finden sich kurzadelige Glimmer, die z.T. ausgerichtet sind. Wie im oberen Sandstreifenlöß lagert der Schluff dicht gepackt und ist mit Nadelstichporen durchsetzt.

Die Eisen-Mangan-Ausfällungen sind insgesamt gering. Neben vereinzelt auftretenden gewachsenen Eisen-Mangan-Konkretionen in Großporen finden sich gerundete Konkretionen.

---

<sup>2</sup> Eine Überprüfung wurde freundlicherweise von Dr. H. Müller, ehemals NLFb, durchgeführt.

<sup>3</sup> Die Altersbestimmung wurde im Labor des NLFb (Dr. Geyh) vorgenommen, wofür an dieser Stelle nochmals gedankt sei.

Im Schluff finden sich nur geringe Toneinlagerungen. Dieser Ton in der Matrix ist nicht orientiert. In den Sandbändern haben sich hingegen deutlich orientierte Toneinlagerungen in Form von Belägen und Menisken gebildet.

**Schicht III (Löß):** Der Löß hat eine Gesamtmächtigkeit von 70 cm. Im Detail differenziert sich die Farbe in Flecken mit hellfahlbrauner (feinschluffige Bereiche) und hellgrünlich-braune Farben. Wie in den höheren Horizonten finden sich Regenwurmgänge mit Wurmlosungsgefüge (humusfrei) oder z.T. intensiver Toneinlagerung und offene Röhren.

Im Dünnschliff treten die Grobporen als längliche Nadelstichporen (0,1 bis 1mm) oder Röhren in Erscheinung. An den Poren orientiert finden sich makroskopisch erkennbar (Foto):

1. dunkle Ausfällungen (Mangan),
2. Eisen-Mangan-Ausfällungen mit Mangan im Zentrum und diffusen rostfarbenen Übergängen in die Lößmatrix (Roströhren) und
3. Poren ohne Ausfällungen; neben den Bereichen mit vielen Nadelstichporen mehr kompakt gelagertes Kohärentgefüge mit wenigen Poren; einzelne runde Eisen-Mangan-Konkretionen (2-3 mm).

Auch im Dünnschliff sind die Eisen-Mangan-Ausfällungen deutlich stärker ausgeprägt als in den darüberliegenden Horizonten (Foto). Die Hohlraumwandungen sind stellenweise mit Eisen-Mangan-Ausscheidungen diffus imprägniert. Auch in lockeren Bereichen des Bodens kommt es zu schwachen diffusen Ausscheidungen. Nach unten nimmt die Anzahl der Eisen-Mangan-Ausscheidungen ab. Sie sind hier diffus an den Porenwandungen und im Boden verteilt. Z.T. treten gerundete, umgelagerte Eisen-Mangan-Konkretionen in Schluffgröße auf.

Die Toneinlagerung in der Matrix ist insgesamt gering. Die Poren haben z.T. leichte Tonbeläge (7), der hohe intergranulare Hohlraumanteil wird aber nicht durch Ton ausgefüllt (8). Auch hier ist der Intergranularraum nicht mit Ton ausgefüllt (9). Die größeren Poren sind vereinzelt mit Tonbelägen versehen, die in Einzelfällen bis 0,2 mm dick werden können. Auch an Regenwurmhängen sind z.T. deutliche Toneinlagerungen festzustellen (6,8). In den Röhren ist der Ton hell und gut orientiert (9).

In den Fällen, in denen es sowohl zur Ausbildung von Tonbelägen, als auch zu Eisen-Mangan-Ausscheidungen gekommen ist, liegen die Tonbeläge über diesen (6,8). Die Tonbeläge sind somit jünger.

**Übergangsbereich Sandstreifenlöß / Löß:** Der Löß wird nach oben, deutlich getrennt, von einem Sandstreifenlöß abgelöst. Die Schärfe der flachwelligen Grenze ist in dem abrupten Wechsel von den fast reinen Mittelsanden zu überwiegenden Schluffen begründet. Mit dem Sedimentwechsel geht ein Farbumschwung von rötlichbraun nach grünlichbraun einher. Wie in dem Bänder-Bt finden sich auch hier Regenwurmhängen und Krotowinen mit sandigem Fremdmaterial. Makroskopisch lassen sich Schichtungen und horizontal orientierte Farbunterschiede erkennen. Im Dünnschliff ist zu erkennen, daß diese sich sowohl auf Schichtungen, als auch auf Unterschiede in der Toneinlagerung zurückführen lassen. Sie fehlen im oberen Bereich des Schliffes 6 weitgehend ca. 1 cm, treten dann im mittleren Abschnitt deutlich auf (1 cm) und fehlen wieder im unteren Bereich. Die Sandschichten sind sehr dünn (bis einlagig) und z.T. leicht gestört. Wie die Schluffbänder der höheren Profilabschnitte, ist die Lagerung des Schluffes kompakt. Das Material ist mit größeren Poren und Hohlräumen durchsetzt (überwiegend Nadelstichporen).

In stärkerem Maße, als in den darüberliegenden Schluffen, kommt es zu dunklen Eisen-Mangan-Ausscheidungen, die diffus im Boden oder an den Hohlraumwandungen vorliegen. Sie sind an einigen Stellen sehr kräftig ausgebildet.

**Bänder-Bt-Horizont im Sandstreifenlöß (75-165 cm):** Die Schliffe 1-5 werden durch mehrere Streifen unterschiedlicher Sandfraktionen gegliedert. Die Körner sind allseitig gut gerundet. Die feinsandreichen Streifen sind dabei dichter als die Mittelsandbereiche. Die Korngrößenänderung erfolgt sprunghaft und ist in der Regel scharf begrenzt. Allmähliche Übergänge sind eher selten. Es zeigt sich, daß auch geringe Beimengungen von Fein- und Mittelsand im Schluff auf Schichtung zurückführbar ist. Solche Feinschichtung läßt sich bis zu einlagigen Sand-

bändern verfolgen, die isoliert in der Schluffmatrix liegen (Schliff 4 u. 5). Insbesondere in den unteren Horizontbereichen ist die Schichtung auch im Schluff durch eine deutliche Sortierung nachzuweisen (Schliff 5).

Das Sediment ist in der Mehrzahl aus Quarzen aufgebaut. Daneben sind Schrifgranite, Metamorphite und viel Feldspat vertreten. In der Matrix finden sich Glimmernadeln, die z.T. eine deutliche, aber von der Schichtung unabhängige Orientierung zeigen. Insbesondere in Schliff 4 treten sehr große Glimmer auf.

Die Einzelkörner der Sandbänder sind in der Regel gerundet. Die Zurundung nimmt von den kleineren zu den größeren Fraktionen zu. Die großen Körner zeigen z.T. Verwitterungsspuren.

Die Verteilung und Lagerung der Sand- und Schluffbänder unterscheidet sich deutlich. Die Kornpackung der Sandbänder ist nicht geschlossen und besteht aus Fein- bis Mittelsand in recht homogener Verteilung (Schliff 4), z.T. ist auch noch Grobschluff beteiligt (Schliff 3). Die Schluffbänder zeigen bei nur geringen Sandbeimengungen eine dichte, inhomogene, geschlossene Kornpackung durch ein Gemisch von Fein-, Mittel- und Grobschluff sowie Ton.

Sowohl in den Sand- wie auch in den Schluffbändern lassen sich immer wieder scharf begrenzte, oft runde Nester mit locker gelagertem Fremdmaterial (im Sand schluffig (Schliff 3), im Schluff sandig (Schliff 4)) beobachten. Hierbei handelt es sich offensichtlich um sekundäre Bildungen wie Regenwurmgänge (s.o.).

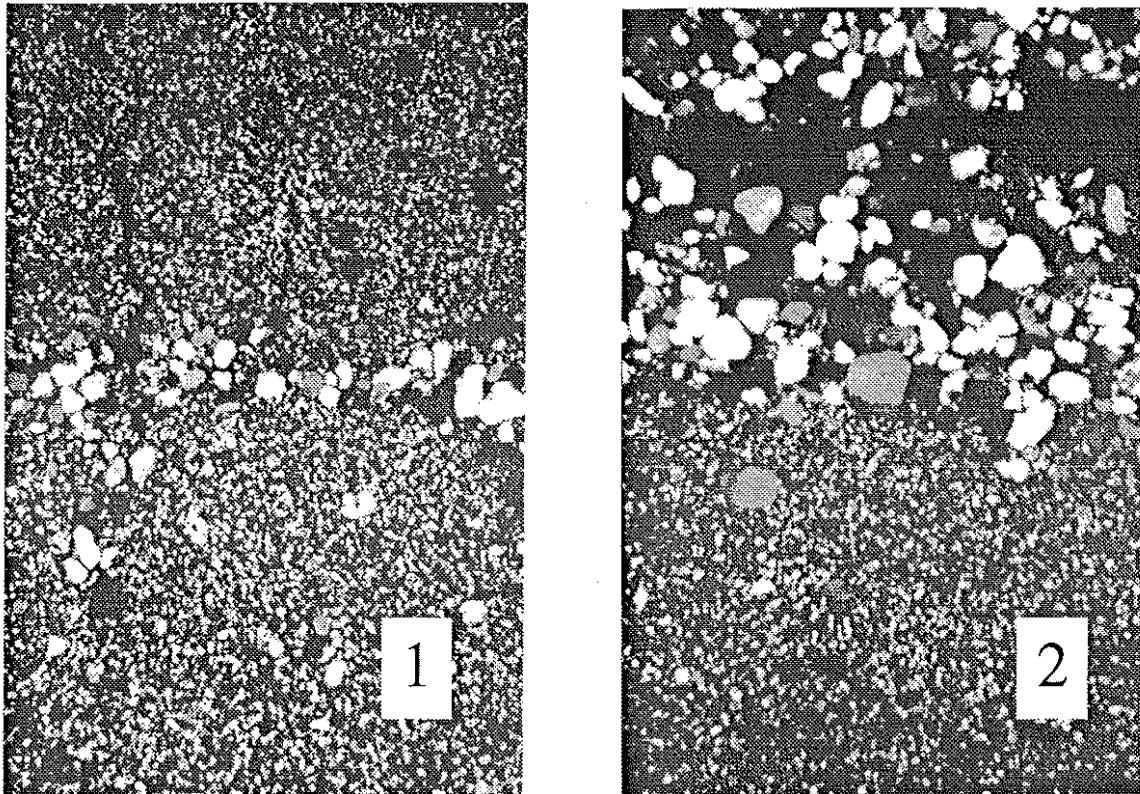
Die Porenverteilung im Sandstreifenlöß ist von der jeweiligen Sedimentzusammensetzung bestimmt. Die schluffigen Schichten sind in der Matrix insgesamt dichter gelagert. Das Porensystem besteht aus bis 0,5 mm großen Röhren (sogenannte Nadelstichporen) und einem geringen Anteil an unregelmäßig geformten Hohlräumen von 0,2 bis über 1 mm Durchmesser (Schliff 1,4). Die Sandbänder zeigen insbesondere im Mittelsand (Schliff 2) aufgrund der sperrigen Lagerung ein hohes Porenvolumen. Der Hauptanteil besteht aus den unregelmäßig geformten Intergranularporen. Nadelstichporen oder kleine Röhren sind nicht zu beobachten.

Bei den Eisen-Mangan-Ausfällungen sind mit isolierten Konkretionen und diffusen, in die Poren hineingreifenden Ausfällungen, nebeneinander zwei verschiedene Bildungen zu finden. Die isolierten Konkretionen sind gerundet. Die Korndurchmesser (bis 0,5 mm) entsprechen im allgemeinen den umgebenden Quarzen. Die Lagerung der Konkretionen läßt vermuten, daß sie nicht in situ gebildet wurden. Neben den runden Konkretionen gibt es sehr vereinzelt diffuse Fe-Mn-Ausscheidungen, die nur in wenigen Schliffen (1,5) zu finden sind. Diese Bildungen greifen in den Intergranularraum der umgebenden Matrix hinein. Sie sind örtlich an Leitbahnen (Nadelstichporen, Schichtung) orientiert (Schliff 5). Die Lage der Ausfällungen läßt vermuten, daß sie an diesen Orten gebildet wurden. Während die Konkretionen in allen Schichten zu finden sind, lassen sich die diffusen Ausscheidungen insbesondere in schluffigen Bereichen finden.

Die Körner in den Sandbändern sind allseitig fast durchgängig mit dünnen orientierten Tonbelägen überzogen (Schliff 2). Stellenweise sind die Kornzwischenräume vollständig mit orientiertem Ton gefüllt (2,3). Unorientierter Ton findet sich in verfüllten Hohlräumen und ist oft mit orientiertem Ton überzogen (1). Die Intergranularporen werden weitgehend von Ton ausgefüllt (3). Zwischen den Körnern spannen sich gut ausgebildete, nicht oder wenig orientierte Tonmenisken (2). Die Tonmenisken liegen den Tonbelägen auf und reißen am Ansatzpunkt ab.

Die Toneinlagerungen sind auch in den Schluffbändern erkennbar (4). Sie werden allerdings sehr undeutlich (4) oder sie fehlen. Dies trifft insbesondere in den tieferen Abschnitten zu (5). Dort ist der Ton auch inhomogener verteilt (5). Im Gegensatz zu den Sandbändern sind sie aber vergleichsweise gering (3,4). Qualitativ lassen sich gelbe Tonbeläge und Tonmenisken unterscheiden (4). Insbesondere in den größeren Hohlräumen (Nadelstichporen) finden sich orientierte Tonbeläge.

Die Tonbeläge haben z.T. einen hohen Gehalt an stark lichtbrechenden Schwermineralen (1). Diese Verunreinigungen sind scheinbar nicht unregelmäßig, sondern treten in einigen Schichten bevorzugt auf. So ist der untere Teil von Schliff 2 fast schwermineralfrei, im oberen Bereich sind fast alle Tonbeläge verunreinigt.



**Abbildung 7.4-4: Feinschichtung der Sandstreifenlöße im Profil Denstorf**

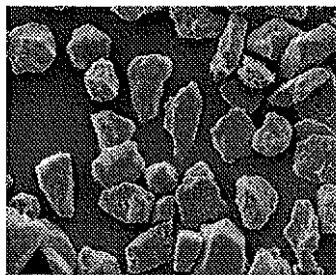
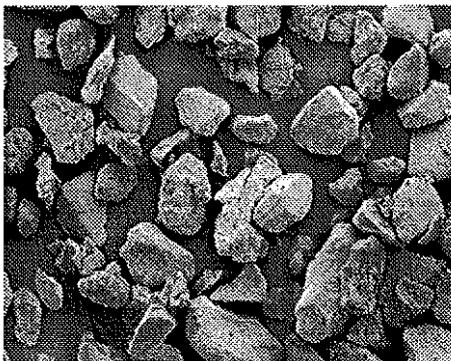
1. Profil 2813, Denstorf: Sandstreifenlöß, Schicht IV (Dünnschliffbild mit gekreuzten Nicols; Entnahmetiefe bei ca. 90 cm).. Das Bild zeigt eine horizontal verlaufende Mittelsandlage in einem Schluffband. Das Sandband ist durch den ganzen Schluff verfolgbar und wird nur örtlich durch Grabgänge gestört.
2. Profil 2813, Denstorf: Sandstreifenlöß, Schicht IV (Dünnschliffbild mit gekreuzten Nicols; Entnahmetiefe der Probe bei ca. 90 cm). Im Bild wird die scharfe Grenze zwischen Sand- und Schluffstraten deutlich. In sich sind die Sand- und Schluffstraten im Prinzip gut sortiert. In den mittelsandigen Sandstraten findet sich ein hoher Anteil an intergranularen Mittelporen. In den Schluffstraten ist der Anteil der Feinporen wesentlich höher.

#### 7.4.4 Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen am Grobschluff des Profil Denstorf (E. Gehrt, D. Klosa)

Die Unterschiede in der Kornverteilung, insbesondere im Grobschluff legen nahe, den Grobschluff in bezug auf die Kornform näher zu untersuchen. Von ausgewählten Schichten und Horizonten wurde deshalb der Grobschluff rasterelektronenmikroskopisch untersucht. Unterschiede lassen sich insbesondere in bezug auf die Zurundung und den Anteil an Splintern erkennen.

- In Schicht IV sind Körner der Sandstraten besser zugerundet. In den Schluffbändern finden sich mehr kantengerundete Splitter.
- Schicht IIIb zeigt kantengerundete, plattige Körner, die wohl als umgelagerte Splitter zu deuten sind.
- Schicht IIIa hat insgesamt besser zugerundete Körner, daneben finden sich aber auch Splitteranreicherungen (Splitter mit scharfen Kanten).
- Der Grobschluff in Schicht II ist gut zugerundet.

Zusammenfassend scheinen in Schicht IIIa die Splitter am häufigsten aufzutreten und sind nur wenig kantengerundet. Die Splitter in den jüngeren Schichten sind wohl kantengerundete Umlagerungen dieser Splitter.

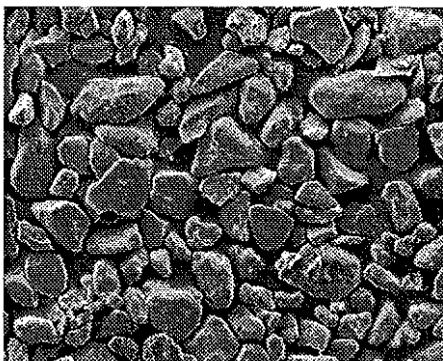
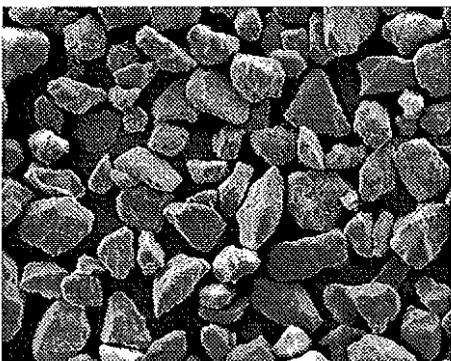


Schicht IV  
Sandstreifenlöß

50 µm

90-110 cm Bbt Sandband mit Resten der Tonbeläge. Die Körner sind kantengerundet. Z.T. finden sich durch Ton verkittete "Mittelschluff-Splitter".

110-130 Schluffband: Häufig Splitter mit plattiger Form und gebrochenen bis schwach gerundeten Kanten.



Schicht IIIb  
grobschluffreicher Löß

50 µm

180-190 cm Bv: Kanten und Spitzen der Körner gebrochen, wenig runde Körner.

190-200 cm Bv: Kanten und Spitzen der Körner gebrochen, mehr runde Körner.

Abbildung 7.4-5: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen vom Grobschluff ausgewählter Horizonte des Profils Denstorf (Erläuterungen im Text) Schicht IV und IIIb

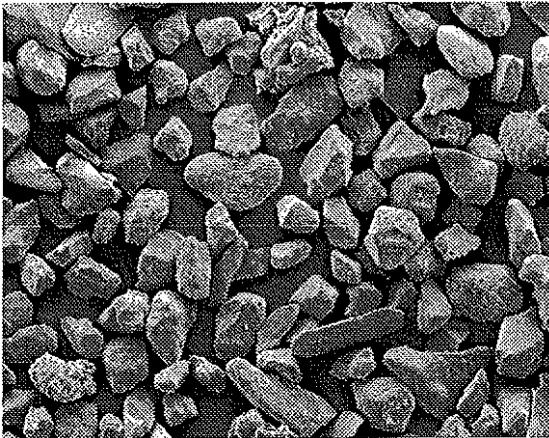


50 µm

**Schicht IIIa**

210-220 cm Bv Löss

Grobschluff-Körner im Schnitt kleiner 50 µm und gut gerundet; daneben Splitter mit gebrochenen Kanten.

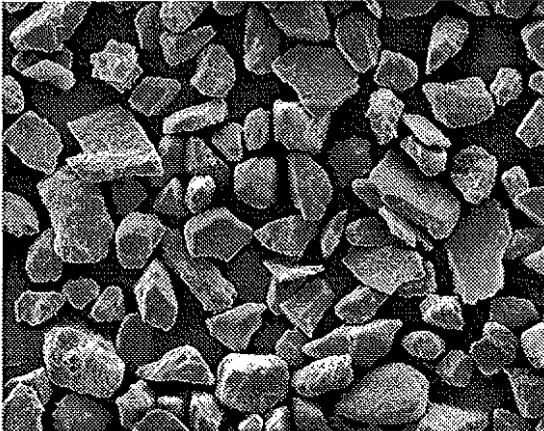


50 µm

**Schicht IIIa**

220-230 cm Bv Löss

Körner größer oder gleich 50 µm; gut gerundete Körner daneben mehr Splitter mit scharfen Kanten.

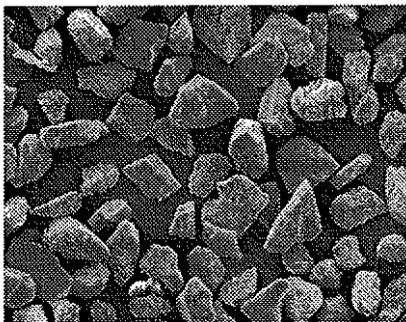


50 µm

**Schicht IIIa**

220-230 cm Bv Löss

Gleiches Präparat wie oben: Hier ein Bereich mit vielen Splittern.



50 µm

**Schicht II**

240-250 cm Bv Löss

Körner schwach bis sehr gut gerundet; daneben auch Splitter mit gebrochenen Kanten, selten scharf.

Abbildung 7.4-5: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen vom Grobschluff ausgewählter Horizonte des Profils Denstorf (Erläuterungen im Text)

#### 7.4.5 Lumineszenzdatierungen äolischer Sedimente im Bereich der nördlichen Lößgrenze (A. Hilgers, A. Janotta & U. Radtke)

Das Profil Denstorf, Niedersachsen - Erste Ergebnisse -

### 1 Einleitung

Der genaue Zeitraum, in dem die nördlichsten Lößsedimente Norddeutschlands zur Ablagerung kamen, ist bisher ungeklärt. Ein Markerhorizont, wie z.B. der Eltviller Tuff (ca. 16.200 J.v.h., JUVIGNÉ & WINTLE 1988) oder der Laacher See Tuff (ca. 12.880 J.v.h., BRAUER et al. 1997), der zur chronostratigraphischen Ansprache der Lößgrenzsedimente herangezogen werden könnte, wurde bislang im Untersuchungsraum der nördlichen, weichselzeitlichen Lößgrenze nicht nachgewiesen (vergl. MEIJS et al. 1983). Aus diesem Grund sollen Lumineszenzdatierungen einen Beitrag zur zeitliche Einstufung der Sedimentfolge im Bereich der Lößgrenze bei Denstorf leisten. Um die Ergebnisse auf eine möglichst sichere Basis zu stellen, kam ein breites Methodenspektrum zur Anwendung: optisch (OSL) und thermisch (TL) stimulierte Lumineszenzdatierungen an K-reichen Feldspäten und Quarzen der Grobkornfraktion, bzw. an der polymineralischen Feinkornfraktion. Sofern die Probenausbeute es zuließ, wurden sowohl die additive als auch die Regenerations-Technik angewendet. Die Arbeiten sind noch nicht abgeschlossen, erste Ergebnisse werden im folgenden vorgestellt.

### 2 Lumineszenzdatierungen

#### 2.1 Probennahme und Aufbereitung

##### 2.1.1 Probennahme

Um unbelichtetes Probenmaterial zu gewinnen, wurden zunächst ca. 50 cm der Profilwand abgeschürft. Mit Hilfe eines Edelstahlzylinders wurden dann die Proben gezogen, je Entnahmepunkt mit zwei Zylindern. Das Probenmaterial wurde vor Ort in lichtdichte Tüten umgefüllt und luftdicht verschlossen, um den bergfeuchten Zustand bis zur weiteren Aufbereitung im Labor zu konservieren.

Die Probennahme erfolgte Ende Mai 1997.

##### 2.1.2 Probenaufbereitung

Die weitere Aufbereitung des Probenmaterials erfolgte bei schwachem Rotlicht (Spektralbereich 610-700 nm; Philips TL-D 36W/15) im Lumineszenz-Labor des Geographischen Instituts der Universität zu Köln.

Nach der Wassergehaltsbestimmung und der Trocknung bei 50°C wurde das Probengut trocken gesiebt. Die Korngrößenfraktionen, die zur Datierung herangezogen wurden, variieren entsprechend der Materialausbeute: für D 1, 2, 6, 13, 14 und 15 zwischen 100-200 µm; für D 3, 4, 7 und 8 zwischen 63-150 µm und für D 5 zwischen 63-200 µm.

Die Bearbeitung der Proben D 9 bis D 12, die im Grobkornbereich keine ausreichende Materialmenge für eine Datierung lieferten, erfolgte im wesentlichen nach den bei JANOTTA (1991) beschriebenen Aufbereitungsschritten für Feinkornmaterial. Für die Feinkorn-Datierungen wurde eine Anreicherung der Korngrößenfraktion von ca. 4-10 µm verwendet.

Das getrocknete und gesiebte Material wurde zur Entfernung der Karbonate mit HCl (10 %ig) versetzt. Organische Bestandteile wurden, wenn vorhanden, durch Behandlung mit H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> (10 %ig) eliminiert. Um Tonpartikel zu entfernen, wurde jede Probe mit Natriumoxalat (Na<sub>2</sub>C<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, 0,01 N) versetzt. Nach jedem dieser Aufbereitungsschritte erfolgte mehrfaches Waschen der Proben mit destilliertem Wasser.

Die Mineralfraktionen der Grobkorn-Proben wurden mit Natriumpolywolframat [ $\text{Na}_6(\text{H}_2\text{W}_{12}\text{O}_{40}) \cdot \text{H}_2\text{O}$ ] separiert. Die Abtrennung der Schwerminerale von den leichteren Quarzen und Feldspäten erfolgte mit Schwereflüssigkeit der Dichte  $2,7 \text{ g/cm}^3$ , die Trennung von Quarzen und leichteren Feldspäten mit  $2,62 \text{ g/cm}^3$  und die Abtrennung der schwereren Na- und Ca- von den leichteren K-Feldspäten mit Natriumpolywolframat der Dichte  $2,58 \text{ g/cm}^3$ .

Trotz sorgfältiger Anwendung dieses Separationsverfahrens können Verunreinigungen der einzelnen Mineralfraktionen auch nach wiederholten Trennungen nicht völlig ausgeschlossen werden (Überschneidungen des spezifischen Gewichts, Quarzvarietäten), und es sollte daher korrekterweise von Anreicherungsfraktionen gesprochen werden.

Das gewonnene Probenmaterial wurde auf Aluminium-Plättchen aufgebracht, wobei die Grobkornfraktion mit Silikonspray auf den Plättchen fixiert und das Feinkorn-Material aufsedimentiert (vergl. hierzu JANOTTA 1991) wurde.

Zur Normierung der Lumineszenzkurven wurden an allen Probenplättchen der Quarzfraktion Kurzzeitmessungen ('Short-Shine'-Messungen) über  $0,3 \text{ s}$  vor dem Bleichen und Bestrahlen durchgeführt.

Für die Regenerationsmethode wurden die Proben vor der Bestrahlung ca.  $14 \text{ h}$  bei Sonnenlicht gebleicht.

Eine ausführliche Darstellung der Probenaufbereitung wird in HILGERS (1998) gegeben.

### 2.1.3 Probenbestrahlung

Mit einer  $^{60}\text{Co}$ -Quelle, die Gamma-Strahlung mit einer Leistung von  $0,842 \text{ Gy/min}$  emittiert, wurden die Proben im Institut für Nuklearmedizin der Universität Düsseldorf künstlich bestrahlt.

Zur Bestimmung der Äquivalenzdosis ( $D_E$  in Gy) wurden pro Probe sieben Dosisgruppen ( $8,9$ ;  $17,8$ ;  $35,6$ ;  $71,2$ ;  $106,8$ ;  $142,4$  und  $200,25 \text{ Gy}$ ) zu je fünf Plättchen bestrahlt. Um die Proben auf anomales Ausheilen („fading“) zu testen, wurden weitere fünf Plättchen mit einer Dosis von  $200,25 \text{ Gy}$  bestrahlt. Das natürliche Lumineszenzsignal wurde über 9 Aliquots pro Probe ermittelt.

Die Lumineszenzmessungen erfolgten erst nach einer mindestens vierwöchigen Lagerung bei Raumtemperatur.

## 2.2 Bestimmung der Dosisleistung ( $D_0$ )

Zur Bestimmung der Dosisleistung ( $\text{Gy/ka}$ ) wurden die Gehalte der im Sediment vorhandenen Elemente Thorium, Uran und Kalium, die beim Zerfall in ihre Tochterisotope ionisierende Strahlung aussenden, durch Neutronenaktivierungsanalysen (Bequerel Laboratories, Lucas Heights, Australien) bestimmt. Die einzelnen Elementkonzentrationen sind Tabelle 1 zu entnehmen.

Die Bestimmung der internen Kaliumgehalte der K-Feldspäte basiert auf 24 Messungen zu je  $60 \text{ min}$  pro Probe, die mit einem Beta-Counter (GM 25-5, Fa. Risø National Laboratories, Roskilde, Dänemark) durchgeführt wurden (Ergebnisse siehe Tab. 1).

Zur Ermittlung der Alpha-Effektivität wurden die Proben D 2, 4, 6, 8, 10, 12 und 14 mit einer  $^{241}\text{Am}$ -Quelle bestrahlt<sup>1</sup>. In die Altersberechnungen gingen k-Faktoren von  $0,03 \pm 0,01$  für die OSL-Grobkornproben,  $0,1 \pm 0,05$  für die OSL-Feinkornproben und  $0,11 \pm 0,05$  für die TL-Proben ein.

Die Abnahme der kosmischen Strahlung mit der Ablagerungstiefe wurde nach AITKEN (1985) ermittelt.

---

<sup>1</sup> Die Bestrahlungen an der Kath. Universität Louvain la Neuve in Belgien wurden freundlicherweise von Herrn Dipl.-Geogr. R. Malmberg durchgeführt.

Probe	Korngrößenbereich [µm]	U [ppm] NAA	Th [ppm] NAA	K Sediment [%] NAA	K intern [%] β-counting	Kosmische Strahlung [µGy/a]	Wassergehalt [Gew.-%]
D 1	100-200	1,33	5,08	1,32	11,66	174	11,22
D 2	100-200	0,98	5,32	1,29	11,59	158	9,49
D 3	63-150	1,66	6,85	1,58	11,75	150	13,64
D 4	63-150	1,36	5,49	1,41	12,21	143	12,62
D 5	63-200	1,83	7,17	1,69	10,68	138	17,87
D 6	100-200	0,98	5,08	1,48	10,51	135	11,41
D 7	63-150	2,32	9,13	1,86	12,12	130	16,79
D 8	63-150	2,33	9,25	1,87	12,74	127	16,93
D 9	4-10	2,46	9,80	1,86	-	125	18,54
D 10	4-10	2,31	10,10	1,94	-	124	18,96
D 11	4-10	2,27	10,00	1,99	-	122	19,02
D 12	4-10	2,10	8,89	1,86	-	120	18,32
D 13	100-200	1,82	7,04	1,57	11,20	114	12,72
D 14	100-200	0,88	4,74	1,38	11,68	110	5,98
D 15	100-200	0,89	4,99	1,34	11,68	107	8,42

Tabelle 1: Parameter der Dosisleistungsbestimmung

= 7.43

### 2.3 Ermittlung der Äquivalenzdosis ( $D_E$ )

Alle Messungen erfolgten an einem Risø-Gerät des Typs TL-DA-12 mit einem Photomultiplier EMI 9236QA.

#### 2.3.1 Meßbedingungen

Die K-reichen Feldspäte und die Feinkornproben wurden mit einer Wellenlänge von 880 nm ( $\Delta$  80 nm) durch 32 Infrarot-Leuchtdioden (TEMT 484) stimuliert. Die Detektion der IR-OSL erfolgte im blau-violetten Spektralbereich (verwendete Filterkombination: HA 3, BG 39, BG 3, GG 400, BG 3, je 3 mm; Detektionsbereich 390-450 nm, maximale Transmission bei 410 nm). Die Stimulation der Quarze erfolgte im grünen Spektralbereich durch das gefilterte Licht (Filter: GG 400) einer Halogenlampe (Osram HLX 64616, 12 V 75 W). Die Detektion erfolgte mit der Filterkombination HA 3 und U 340 mit einer maximalen Transmission bei ca. 350 nm. Alle OSL-Messungen wurden bei 50°C über 70 s durchgeführt. Die Proben für die IR-OSL-Messungen wurden routinemäßig nicht vorgeheizt, den G-OSL Messungen wurde eine Vorheizprozedur von 220°C für 300 s vorgeschaltet.

Vor der TL-Messung der Feldspäte und Feinkornproben erfolgte ein Vorheizen von 250°C über 60 s. Die Heizrate bei der Messung betrug 3°C/s bis zum Erreichen der Maximaltemperatur von 450°C. Die Detektion erfolgte, wie bei der IR-OSL-Messung, im blau-violetten Spektralbereich mit gleicher Filterkombination.

#### 2.3.2 Berechnungsgrundlagen

Die in Tabelle 2 aufgeführten Äquivalenzdosiswerte ( $D_E$  in Gy) wurden über Integrale der Aufbaukurven berechnet (IR-OSL: 3-50 s, G-OSL: 0-35 s nach 'Short-Shine'-Normierung und Abzug des Hintergrundsignals von 66-70 s, TL: 275-422°C). Für die Kalkulation der  $D_E$ -Werte und der Alter wurde die Software von R. Grün und G. Duller (Risø-dat, Version 2, 1992, „simplex“-Programm bzw. Analyse, Version 6.37, 1996) verwendet.

### 3 Zusammenfassung der Ergebnisse

Die Arbeiten sind noch nicht abgeschlossen; v.a. die Auswertung der Quarzdaten und die Tests auf anomales Ausheilen ('fading') müssen noch fort- bzw. durchgeführt werden. Dennoch lassen die bisher vorliegenden Ergebnisse schon erste Aussagen bezüglich der zeitlichen Einstufung der Sedimente an der Lößgrenze zu.

Auch wenn die in Tabelle 2 angegebenen Modellalter keine 'ideale' chronostratigraphische Abfolge ergeben, so zeigen doch alle Datenreihen, gleich welche Methode (additive oder Regenerationsmethode, optisch oder thermisch stimulierte Lumineszenz) zur Anwendung kam, einen vergleichbaren Trend. Die Daten sprechen für eine Aufwehung des Sedimentpaketes der Probe D 1 bis D 13 in relativ kurzer Zeit. Die IR-OSL-Modellalter der K-reichen Feldspatfraktion gruppieren sich beispielsweise um 10.260 J.v.h.. Erst im Liegenden der Probe D 13 weisen die beprobten Sedimente deutlich höhere Alter auf. Für die Probe D 14 wurde ein Modellalter von  $27.220 \pm 5.000$  J.v.h. ermittelt (vergl. Tab. 2).

Der Wechsel vom zweigegliederten Löß zum Sandstreifenlöß (zwischen D 7 und D 6) läßt eine zeitliche Grenze vermuten, die jedoch mit den Datierungen nicht nachgewiesen werden konnte. Weiterhin konnte die „primäre Ausbildung der Lößgrenze“ (GEHRT & HAGEDORN 1996, S. 61) zwischen grobschluffarmem Löß im Liegenden und grobschluffreichem Löß im Hangenden (zwischen D 9 und D 8) nicht als deutlicher Zeitsprung ausgewiesen werden.

Der Zeitraum der Hauptsedimentaufwehung wird vermutlich durch die Modellalter, die über die Datierung der Quarzfraktion mittels der Regenerationsmethode ermittelt wurden, am ehesten repräsentiert, denn die Alter, die sich aus der K-Feldspatdatierung der entsprechenden Proben (D 3-5 und D 7-8) ergaben, deuten auf eine Unterbestimmung hin. Sie liefern um ca. 19 % jüngere Werte im Vergleich zu den Modellaltern der Quarze. Derartige Unterbestimmungen der an der K-reichen Feldspatfraktion ermittelten Alter gegenüber denen der Quarzfraktion, unter Einsatz der Regenerationsmethode, zeigten sich auch bei umfangreichen Datierungen eines Dünenprofils in Mainz-Gonsenheim, in dem mit dem Laacher See Tuff ein Markerhorizont eingeschaltet war (ausführliche Darstellung in RADTKE & JANOTTA 1998, im Druck). Hier konnte ein Signalverlust der K-Feldspäte auch über die Tests auf anomales Ausheilen nicht erkannt werden.

Die ersten Ergebnisse der OSL-Datierungen an der Quarzfraktion (Regenerationsmethode) liefern einen Wert von ca. 11.800 J.v.h. als Sedimentationsalter. Für den Zeitraum der Sedimentaufwehung ließe sich hieraus auf die Zeit der Jüngeren Dryas schließen. Nach warvenchronologischen Untersuchungen spätglazialer und holozäner Seesedimente (z.B. Meerfelder Maar, Eifel: BRAUER et al. 1997; Hämelsee, Nord-Deutschland: MERKT & MÜLLER 1997, Angaben in Klammern gesetzt) wird die Jüngere Dryas auf 12.680 (12.700) J.v.h. bis 11.590 (11.560) J.v.h. datiert, woraus sich eine Dauer von 1.090 (1.140) Jahren ergibt. Diese Daten weisen eine gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Sauerstoffisotopenuntersuchungen grönländischer Eisbohrkerne auf (11.650 bis 12.850 J.v.h. nach TAYLOR et al. 1993).

Geht man von einer Aufwehung der Lößgrenzsedimente im Zeitraum der Jüngeren Dryas aus, so ergibt sich bei einer Mächtigkeit von ca. 2,5 m (entspricht etwa der Profilmächtigkeit im Hangenden der Probe D 14) und einer Sedimentationsdauer von ca. 1.200 Jahren eine Sedimentationsrate von ca. 2,1 mm/Jahr. Sedimentationsraten dieser Größenordnung (2 mm/J.) geben auch JUVIGNÉ & WINILE (1988) für spätglaziale Lößdecken in Mitteleuropa an. Sie ermittelten aufgrund von Thermolumineszenzdatierungen an Lößprofilen im Verbreitungsgebiet des Eltviller Tuffs ein Ende der Lößsedimentation in Westeuropa um ca. 12.400 J.v.h..

Diese berechneten Sedimentationsraten sind aber nur als theoretische Werte anzusehen. Vielmehr ist von einer Reihe von Einzelereignissen unterschiedlicher Stärke bis hin zu

Extremereignissen auszugehen, bei denen Sedimentschichten mit unterschiedlicher Körnung und Mächtigkeit abgelagert wurden, wie sie z.B. im Profil Denstorf aufgeschlossen sind.

Abschließend soll nur kurz auf die Diskussion zur Ablagerungszeit der nördlichen Lößgrenzsedimente eingegangen werden. Die bislang gewonnenen Ergebnisse sprechen nicht für eine Aufwehung der Sedimentabfolge im Bereich der Lößgrenze über die ganze Jungweichselzeit hinweg (GEHRT 1994, GEHRT & HAGEDORN 1996), sondern dafür, daß die Ablagerungen an der nördlichen Lößgrenze den letzten Abschnitt des Jungweichsels repräsentieren und damit Einblick in das äolische Geschehen im Spätglazial geben (ROHDENBURG & MEYER 1966).

Es bleibt noch anzumerken, daß sich die Modellalter der Proben D 14 mit  $27.220 \pm 5.000$  J.v.h. und D 15 mit  $210.490 \pm 29.590$  (IR-OSL Modellalter, vergl. Tab. 2), auch unter Einbeziehung der bereits angesprochenen Unterbestimmungen der K-Feldspatfraktion, den geologisch erwarteten Altern annähern. Für die Schicht, aus der Probe D 14 gezogen wurde, wird eine Ablagerung nach dem Denekamp-Interstadial vermutet (GEHRT 1994, GEHRT & HAGEDORN 1996). Das Modellalter der Probe D 15 läßt darauf schließen, daß hier drenthezeitliche Geschiebelehne beprobt wurden. Hier sollten weitere Proben zur Absicherung der Werte datiert werden.

Im weiteren Verlauf der Arbeiten soll v.a. die Datierung der Quarzfraktion im Vordergrund stehen, um die Basis der hier vorgestellten ersten Ergebnisse zu verbreitern.

## Literatur

- AITKEN, M.J. (1985): Thermoluminescence Dating. 359 S., Academic Press, London.
- ALISCH, M. (1995): Das äolische Relief der mittleren Oberen Allerniederung (Ost-Niedersachsen); spät- und postglaziale Morphogenese, Ausdehnung und Festlegung historischer Wehsande, Sandabgrabungen und Schutzaspekte. -*Kölner Geographische Arbeiten* 62, 180 S., Köln.
- BRAUER, A., ENDRES, C. & NEGENDANK, J.F.W. (1997): Lake Meerfelder Maar annually laminated record - varve chronology and Late Glacial and early Holocene environmental changes. -In: PINKWART, W. & SCHLIEPHAKE, K. [Hrsg.]: 7th International Symposium on Palaeolimnology, 28.8. -2.9.1997, Heiligenkreuztal, Riedlingen, Germany: Abstract Volume. *Würzburger Geographische Manuskripte* 41: 39-40; Würzburg.
- GEHRT, E. (1994): Die äolischen Sedimente im Bereich der nördlichen Lössgrenze zwischen Leine und Oker und deren Einflüsse auf die Bodenentwicklung. -Dissertation. Universität zu Göttingen. 217 S.
- GEHRT, E. & HAGEDORN, J. (1996): Zur Entstehung der nördlichen Lössgrenze in Mitteleuropa. -In: Böden als Zeugen der Landschaftsentwicklung. Festschrift zum 80. Geburtstag von Prof. Dr. H.E. Stremme. -Beiträge aus dem Arbeitskreis „Paläopedologie“ der Dt. Bodenkundl. Ges.; Hrsg.: Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein, Abt. Geologie/Boden. S.: 59-66; Kiel.
- HILGERS, A. (1998, in Vorbereitung): Lumineszenzdatierungen (TL, OSL) äolischer Sedimente bei Denstorf, Niedersachsen - Ein Beitrag zur Untersuchung der nördlichen letztglazialen Lößgrenze. -Diplomarbeit; Universität zu Köln.
- HILGERS, A., JANOTTA, A. GEHRT, E. & RADTKE, U. (1998): Lumineszenzdatierungen (TL, OSL) äolischer Sedimente im Bereich der nördlichen, weichselzeitlichen Lößgrenze bei Denstorf, Niedersachsen. -In: *Kölner Geographische Arbeiten* 70 (im Druck); Köln.

- JANOTTA, A. (1991): Thermolumineszenzdatierungen als chronometrischer Beitrag zur stratigraphischen Beschreibung von Lößprofilen. -*Düsseldorfer Geographische Schriften* **30**, 116 S.; Düsseldorf.
- JUVIGNÉ, E.H. & WINTLE, A.G. (1988): A New Chronostratigraphy of the Late Weichselian Loess Units in Middle Europe based on Thermoluminescence Dating. -In: *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **38**: 94-105; Hannover.
- MEIJS, E., MÜCHER, H., OUWERKERK, G., ROMEIN, A. & STOLTENBERG, H. (1983): Evidence of the Presence of the Eltville Tuff Layer in Dutch and Belgian Limbourg and the Consequences for the Loess Stratigraphy. -In: *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **33**: 59-78; Hannover.
- MERKT, J. & MÜLLER, H. (1997): Absolute chronology of the Holocene and the Lateglacial from stacked sections of varved lake sediments from north Germany. -In: PINKWART, W. & SCHLIEPHAKE, K. [Hrsg.]: 7th International Symposium on Palaeolimnology, 28.8. -2.9.1997, Heiligenkreuztal, Riedlingen, Germany: Abstract Volume. *Würzburger Geographische Manuskripte* **41**: 137-138; Würzburg.
- RADTKE, U. & JANOTTA, A. (1998): Ein Beitrag zur Beurteilung der Aussagekraft von Lumineszenzaltern für die Datierung von spätpleistozänen und holozänen Dünen anhand des Laacher Seetuffes (12.900 J.v.h.): Der Testfall „Düne Mainz-Gonsenheim“. In: *Kölner Geographische Arbeiten* **70** (im Druck); Köln.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. -*Mitteilungen der Dt. Bodenkundl. Ges.*, **5**: 1-135; Göttingen.
- TAYLOR, K.C., LAMOREY, G.W., DOYLE, G.A., ALLEY, R.B., GROOTES, P.M., MAYEWSKI, P.A., WHITE, J.W.C. & BARLOW, L.K. (1993): The 'flickering switch' of late Pleistocene climate change. -In: *Nature*, **361**: 432-436.

± Tabelle 7.4-4: Ermittelte  $D_0$ -Werte,  $D_E$ -Werte und Modellalter

Probe	K-reiche Feldspäte						Quarze					
			Regenerationsmethode						Regenerationsmethode		Additive Methode	
	$D_0$ [ $\mu\text{Gy/a}$ ] IR-OSL	$D_0$ [ $\mu\text{Gy/a}$ ] TL	$D_E$ [Gy] IR-OSL	$D_E$ [Gy] TL	Modell- alter [J.v.h.] IR-OSL	Modell- alter [J.v.h.] TL	$D_0$ [ $\mu\text{Gy/a}$ ] G-OSL	$D_E$ [Gy] G-OSL	Modell- alter [J.v.h.] G-OSL	$D_E$ [Gy] G-OSL <sup>1</sup>	Modell- alter [J.v.h.] G-OSL <sup>1</sup>	
D 1	2.499 ± 216	2.581 ± 216	25,07 ± 2,15	30,30 ± 5,18	10.050 ± 1.230	11.740 ± 2.230						
D 2	2.392 ± 305	2.466 ± 325	24,87 ± 2,19	29,21 ± 5,13	10.400 ± 1.610	11.850 ± 2.600						
D 3	2.811 ± 239	2.960 ± 253	26,07 ± 2,84	27,89 ± 3,74	9.280 ± 1.280	9.420 ± 1.500	2.457 ± 222	27,55 ± 7,19	11.210 ± 3.100	23,54 ± 2,07	9.580 ± 1.210	
D 4	2.496 ± 219	2.617 ± 225	24,14 ± 2,84	27,06 ± 4,34	9.670 ± 1.420	10.340 ± 1.880	2.128 ± 193	25,56 ± 5,79	12.010 ± 2.930	21,38 ± 1,80	10.050 ± 1.240	
D 5	2.977 ± 269	3.107 ± 270	25,18 ± 3,07	26,65 ± 3,30	8.460 ± 1.280	8.580 ± 1.300	2.578 ± 238	26,86 ± 4,31	10.420 ± 1.930	25,19 ± 1,91	9.770 ± 1.170	
D 6	2.476 ± 217	2.548 ± 218	23,36 ± 1,53	24,58 ± 3,72	9.440 ± 1.030	9.650 ± 1.680						
D 7	3.374 ± 282	3.577 ± 312	34,71 ± 1,37	34,08 ± 3,86	10.290 ± 950	9.530 ± 1.360	3.008 ± 273	38,90 ± 7,56	12.930 ± 2.770	31,10 ± 2,72	10.340 ± 1.300	
D 8	3.409 ± 286	3.615 ± 315	34,02 ± 2,07	34,03 ± 3,97	9.980 ± 1.030	9.410 ± 1.370	3.025 ± 275	37,67 ± 5,27	12.450 ± 2.080	29,60 ± 6,80	9.790 ± 2.420	
D 9	4.219 ± 670	4.331 ± 677		41,33 ± 3,09		9.540 ± 1.650	4.219 ± 670			33,89 ± 2,73	8.030 ± 1.430	
D 10	4.265 ± 654	4.374 ± 659	37,12 ± 1,19	41,26 ± 2,97	8.700 ± 1.360	9.430 ± 1.570	4.265 ± 654			35,11 ± 3,48	8.230 ± 1.500	
D 11	4.278 ± 649	4.386 ± 654	35,96 ± 1,55	39,73 ± 3,56	8.410 ± 1.330	9.060 ± 1.580	4.278 ± 649			34,74 ± 1,66	8.120 ± 1.290	
D 12	3.936 ± 602	4.034 ± 608	35,94 ± 1,41	42,24 ± 3,98	9.130 ± 1.440	10.470 ± 1.860	3.936 ± 602			37,63 ± 1,29	9.560 ± 1.500	
D 13	2.892 ± 244	3.005 ± 250	26,44 ± 2,77	28,35 ± 5,00	9.140 ± 1.230	9.440 ± 1.840						
D 14	2.364 ± 217	2.430 ± 215	64,35 ± 10,23	96,76 ± 12,04	27.220 ± 5.000	39.810 ± 6.080						
D 15	2.345 ± 214	2.414 ± 213	493,70 ± 52,79	510,15 ± 111,78	210.490 ± 29.590	211.320 ± 49.920						

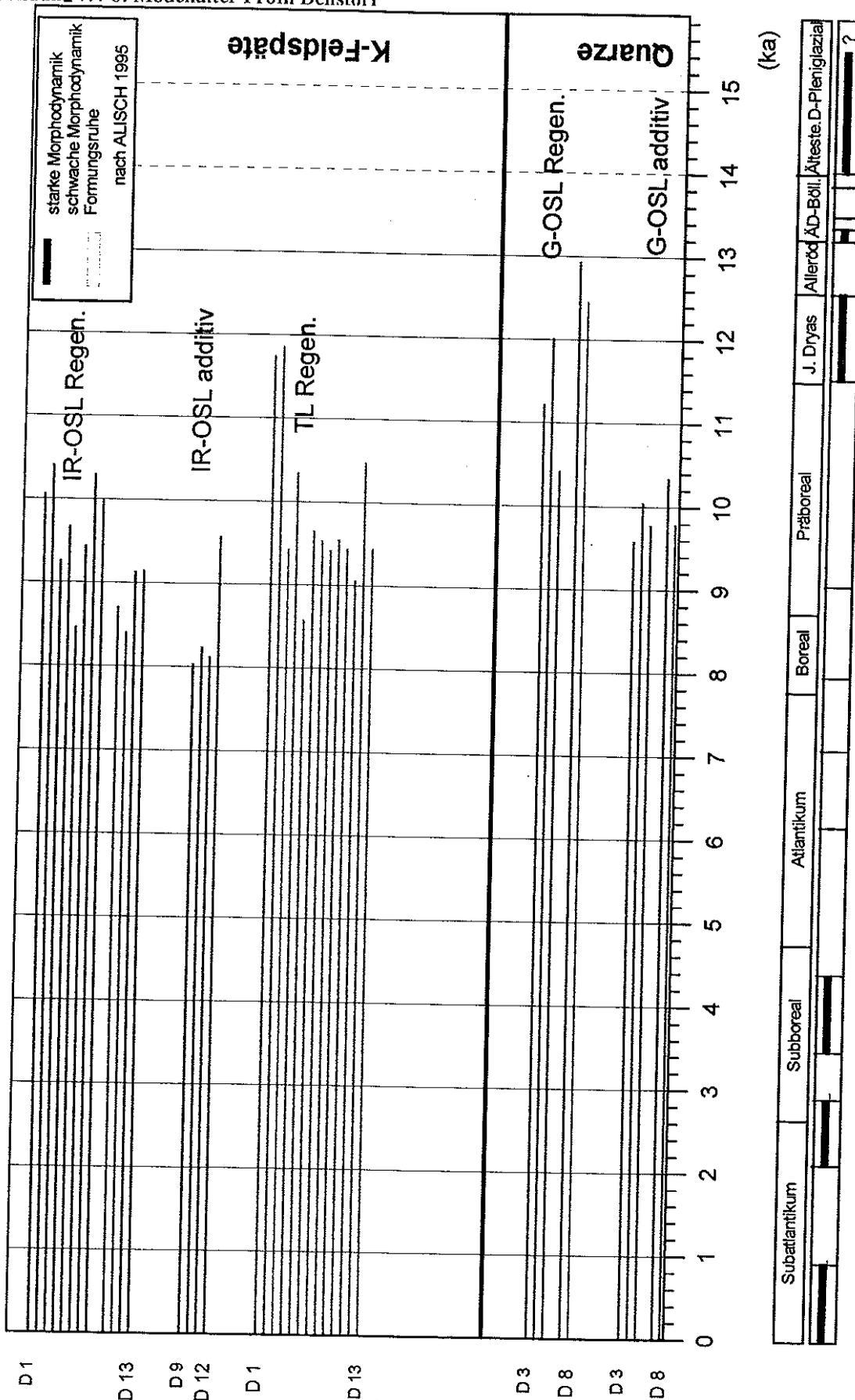
Tabelle 2: Ermittelte  $D_0$ -Werte,  $D_E$ -Werte und Modellalter

grau unterlegt → polymineralische Feinkornproben  
<sup>1</sup> für die Feinkornproben gilt: IR-OSL

# Modellalter Profil "Denstorf"

## Erste Ergebnisse der OSL- und TL-Messungen an K-Feldspäten und Quarzen

(Probenbezeichnung)



### 7.4.6 Modelle zur Erklärung der Kornverteilungen (E. Gehrt)

Die Lößprofile im Harzvorland zeigen charakteristische vertikale und horizontale Muster in der Verteilung der Sandanteile und des relativen Grobschluffanteils. Unter Berücksichtigung der Schichtung, der räumlichen Verbreitung und allgemeiner Gesetzmäßigkeiten ist die Genese der jungweichselzeitlichen äolischen Sedimente im nördlichen Harzvorland eingrenzbar. Folgende in Abbildung den Sandgehalten und Schluffquotienten zugeordneten Prozesse können zur Erklärung der verschiedenen Kornverteilungen herangezogen werden:

- Verfeinerung der Sedimente mit Entfernung vom Deflationsraum oder abnehmender Windgeschwindigkeit (Sortierung)
- relative Sand- und Grobschluffanreicherung der Sedimente durch Ausblasung
- Sandanreicherung der Lösses durch Mischung (Derivatbildung)
- Verwitterung (Die Frage der Verwitterung wird am Exkursionspunkt 6 im Zusammenhang mit der Tonbildung angesprochen)

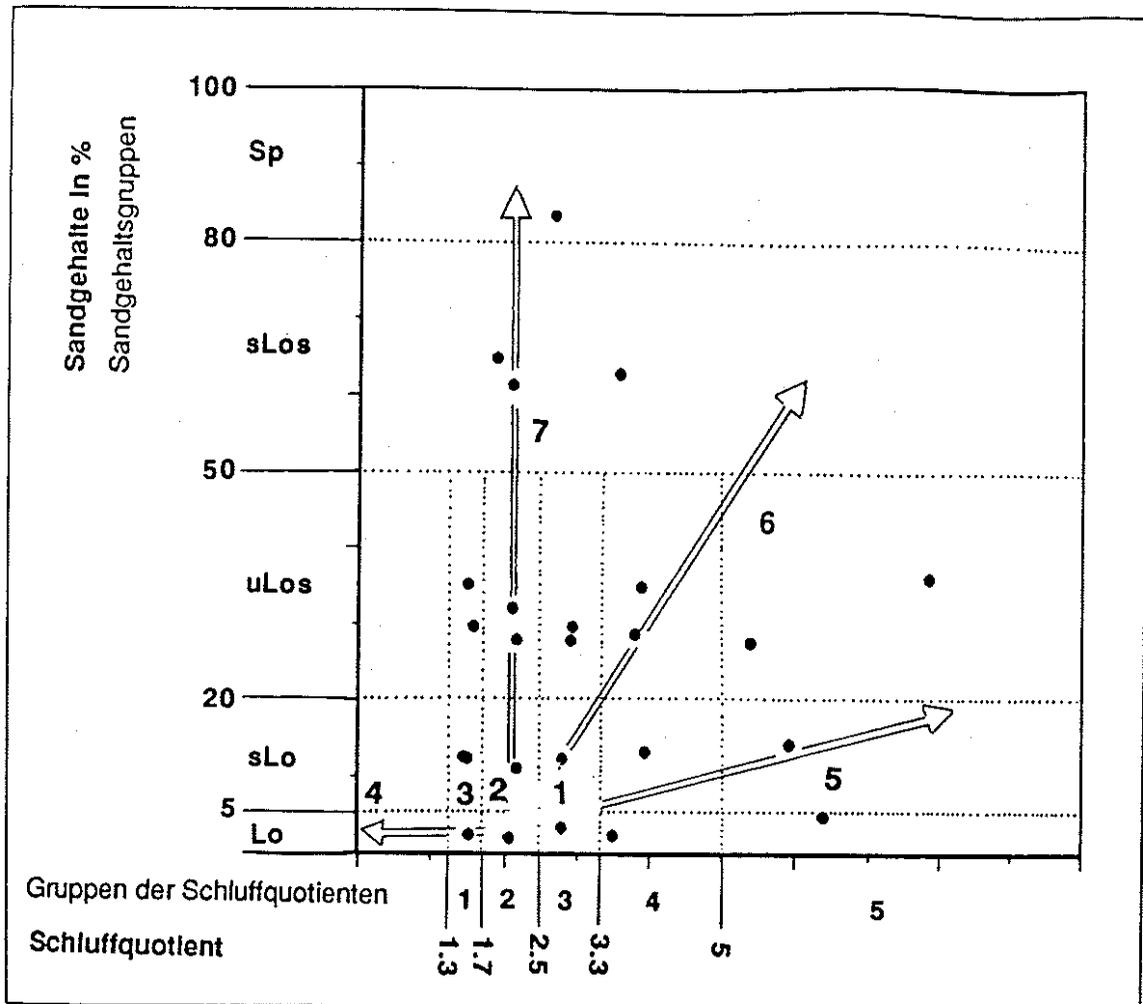


Abbildung 7.4-7: Mittlere Sandgehalte und Schluffquotienten der Gruppen von Löß und Sandlöß sowie Erklärungsansätze zur Genese der unterschiedlichen Kornverteilungen

1. Der unverwitterte, primäre Löß zeichnet sich durch geringe Sandgehalte und Schluffquotienten von 2.5 bis 3.3 aus.

2. Mit geringer Verwitterung nimmt der Grobschluffgehalt ab. Die Schluffquotienten sinken auf 1.7 bis 2.5.
3. Bei stärkerer Verwitterung (wahrscheinlich als Kombination von kryoklastischer und chemischer Verwitterung) finden sich Schluffquotienten von 1.3 bis 1.7
4. Schluffquotienten unter 1.3 machen eine Beimischung nicht lößbürtiger Sedimente wahrscheinlich. Nur in Ausnahmen finden sich äußerst stark verwitterte Lössе mit Schluffquotienten um 1.
5. Schluffquotienten über 3.3 deuten auf eine Grobschluffanreicherung durch Sortierung hin. In der Regel geht hiermit eine leichte Sandanreicherung einher.
6. Bei Schluffquotienten über 3.3 und Sandgehalten über 20 % handelt es sich wahrscheinlich um primäre Sandstreifenlössе. Sand- und Schluffstraten sind bei der Probenahme in der Regel nicht zu trennen.
7. Bei geringen Schluffquotienten und höheren Sandgehalten ist eine Mischung von glazigenen Sanden und Löß anzunehmen.

**Relative Sand- und Grobschluffanreicherung durch Ausblasung der feinen Fraktionen:** Die Lössе und Sandstreifenlössе mit großem Schluffquotienten finden sich bevorzugt in den Schichten IIIb und IV an der Lößgrenze. Die Kornverteilung zeigt, daß mit zunehmendem Schluffquotienten auch die Sandgehalte steigen. Die grobschluffreichen Lössе mit Feinstsandanreicherung lassen sich mit den spezifischen Deflationsbedingungen des Lösses erklären. Lößdeflation ist im warm-humiden Klima aufgrund der hohen Feldkapazität und Aggregatstabilität (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992) sowie der anzunehmenden Vegetationsbedeckung (BÜDEL 1951) weitgehend ausgeschlossen. Kalte Phasen bieten dagegen bei lückenhafter Vegetation und Austrocknung infolge der Sublimation des Eises (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992) die Voraussetzungen für die Winderosion des Lösses.

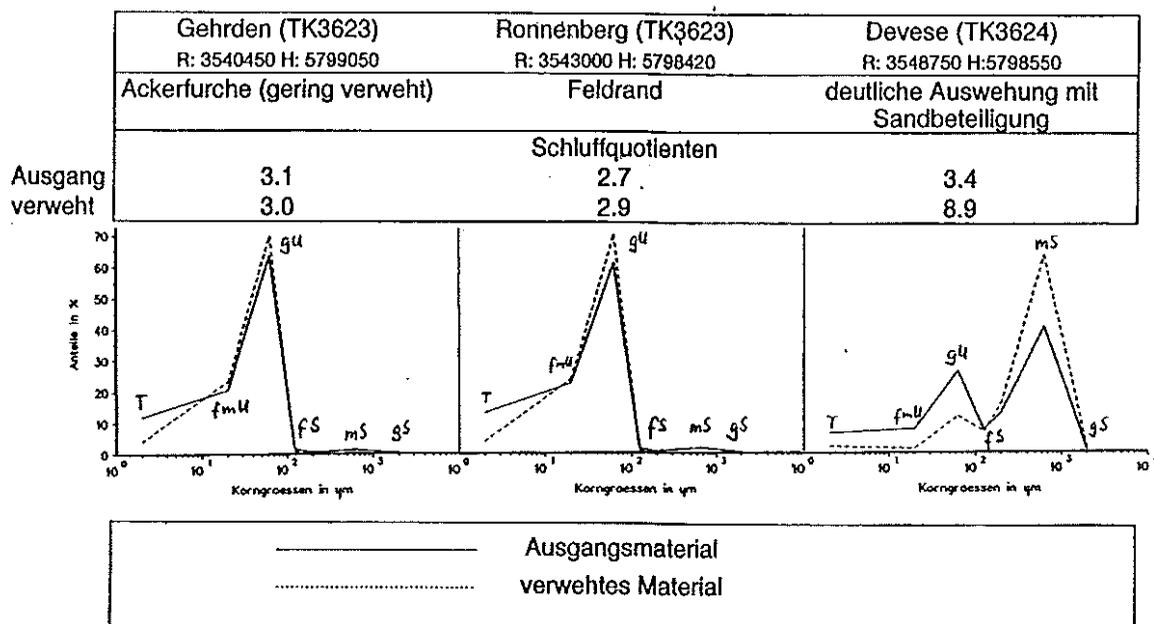


Abbildung 7.4-8: Kornverteilungen rezent verwehter Lössе im Vergleich zum Ausgangsmaterial

Rezent ist diese Deflation in schneefreien Frostperioden zu beobachten. Voraussetzung der Verwehung sind Vorsortierungen der Lössе durch Verschlammung. Die verschlammten, feingeschichteten Lössе zeigen deutliche Deflationsformen. Die Ablagerung erfolgt kleinsträumig hinter Kleinformen der Ackerkrume und in den Grasbeständen der Feldraine. Schon nach wenigen Tagen werden rezent unter solchen Bedingungen in Gunstpositionen bis zu 1 cm mächtige Lagen angeweht. Im Februar 1994 wurden exemplarisch einige Proben von unter solchen

Bedingungen verwehtem Material gewonnen. Abbildung 7.4-8 zeigt die Kornverteilungen von in rezent schneefreien Frosttagen verwehtem Löß und dem jeweiligen Ausgangsmaterial. Es zeigt sich, daß es bei dem verwehten Löß jeweils zu einer Schluffanreicherung und Tonverarmung kommt. Die Grobschluffanreicherung ist extrem, wenn gleichzeitig auch Sand verlagert wird. Dies läßt darauf schließen, daß die Lößverwehung mit Grobschluffanreicherung durch reptierende oder saltierende Sandkörner begünstigt wird. Insbesondere die Fein- und Mittelschluffe werden dabei ausgeweht und über größere Distanzen verlagert.

**Abnahme der Schluffquotienten und Sandgehalte durch Sortierung:** In den Sandlößgebieten Norddeutschlands interpretiert VIERHUFF (1967) die Veränderung des Grobschluff- und Fein-/Mittelschluff-Verhältnisses als Auswirkung des Transportweges und als Zeichen für die Sedimentationsrichtung. So nimmt im Bevenser Sandlößgebiet der Schluffquotient von etwa 6 im Nordwesten auf unter 1 im Südosten ab (VIERHUFF 1967, vgl. MÜCHER 1986). Dieser Erklärungsansatz ist im Untersuchungsgebiet nicht nachvollziehbar. Die Schluffquotienten weisen zwischen den Schichten größere Spannen auf als in der horizontalen Verteilung.

Die vertikalen Änderungen des Schluffquotienten sind wahrscheinlich durch unterschiedliche Sedimentationsbedingungen begründet. Von deutlichen, an einzelne Schichten gebundene Grobschluffanreicherungen sind die in Schicht IIIa nach oben abnehmenden Schluffquotienten zu unterscheiden. Da die "Verfeinerung" der Lössen von Schicht III auch unter den mit Schicht V und IV bedeckten Lößgrenzprofilen auftritt, ist die Erklärung durch Verwitterung unwahrscheinlich. Der nach oben allmählich abnehmende Schluffquotient läßt wohl auf kontinuierlich ruhiger werdende Sedimentationsbedingungen (abnehmende Windgeschwindigkeit) schließen.

Karte 8 zeigt die Isolinien des Sandgehaltes der obersten 30 cm für das gesamte Exkursionsgebiet<sup>4</sup>. Die in dieser Karte angedeuteten Übergänge vom Sandlöß zum Löß werden in der Literatur (z.B. SIEBERTZ 1988, MÜLLER 1959, NEUMEISTER 1971, SCHMIDT 1971, ALTERMANN & FIEDLER 1975) als Ergebnis einer Sortierung beschrieben. Für den Bereich der Lößgrenze zwischen Leine und Oker ist diese Theorie durch die scharfen Grenzen nicht aufrechtzuerhalten. Lediglich in drei Situationen sind räumliche Änderungen im Sandgehalt zu erkennen, die auf eine Sortierung in Abhängigkeit zum Transportweg deuten:

1. Sandgehaltsabnahme von der Innerste/Leine und Oker (Schicht III und V) nach Osten
2. Sandgehaltsabnahme vom Timmerlaher Wald (Schicht III und V) nach Südwesten
3. Sandgehaltsabnahme von Norden nach Süden im Sandlößgebiet

**zu 1:** In der Hildesheimer Börde fallen die weit nach Osten reichenden, vergleichsweise hohen Sandgehalte auf. Diese sind im wesentlichen auf erhöhte Feinsandgehalte zurückzuführen. Von der Leine bzw. Innerste ausgehend nehmen die Sandgehalte nach Osten ab (Karte 8). Die schwach sandigen Lössen (5 - 20 % Sand) sind bis etwa Hohenhameln (10-15 km östlich der Leine) zu finden. Östlich der Oker ist ein Sandeinfluß bis ca. 5 km in die Börde erkennbar (BK25: Blatt 3729, GEHRT & HOLZAPFEL 1986). Diese von Westen nach Osten gerichteten Gradienten sind wohl Ausdruck einer von den Flüssen ausgehend nach Osten abnehmenden Sandeinwehung. Wie bei den Catenen Ahrbergen und Sarstedt beschrieben, ist diese Sandgehaltsabnahme nach Osten auch in der Schicht III zu beobachten. Die eingipflige Kornverteilung und die Verbreitung machen eine Einwehung der Sande bei diesen schwach sandigen Lössen wahrscheinlich. Die durch erhöhte Feinsandgehalte gekennzeichneten schwach sandigen Lössen (sLo) sind damit wohl auf eine primäre Sandeinwehung zurückzuführen. Der schwach sandige Löß leitet damit zu den schluffigen Sandlössen mit eingipfliger Verteilung über.

---

<sup>4</sup> Wie an Einzelfällen nachgewiesen wurde, ist z.T. eine Sandgehaltserhöhung im Ap-Horizont auf anthropogenen Eintrag (Schlackebruchstücke in der Sandfraktion, Sandeinwehungen in der Nähe von Kiesgruben) zurückzuführen. Diese geringen Einträge sind im überregionalen Vergleich zu vernachlässigen.

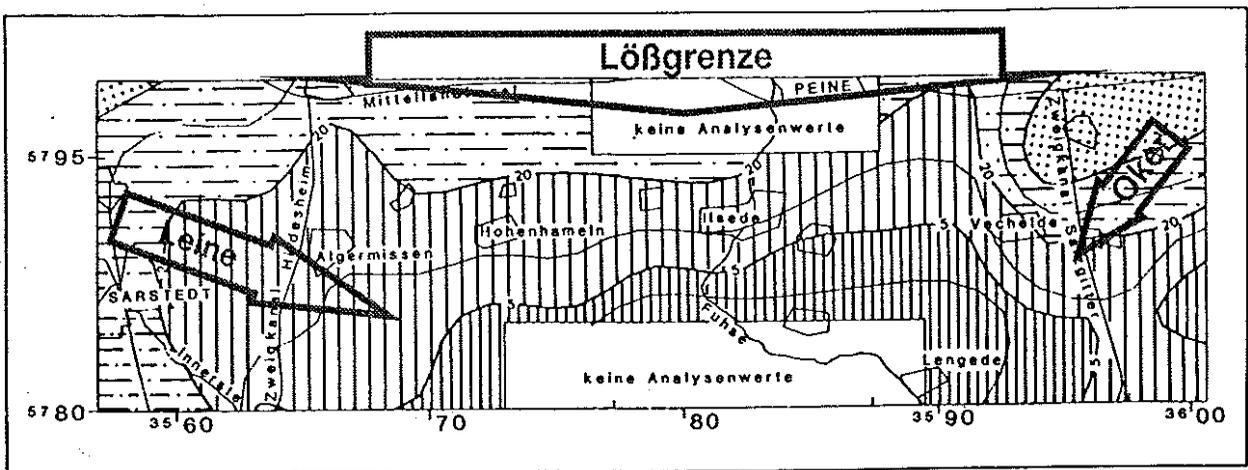


Abbildung 7.4-9: Sandgehalte der jüngsten Löß- bzw. Sandlößdecken (Schicht V) zwischen Leine / Innerste und Oker auf Grundlage von Analysenwerten der Labordatenbank des NLF

- zu 2: Die im Bereich zwischen der Oker und dem Zweigkanal Salzgitter weit nach Süden ausgreifenden erhöhten Sandgehalte (Abbildung 7.4-9) sind wohl im Zusammenhang mit den Profilen im Timmerlaher Wald zu sehen. Die dort vorhandene, von Nordost nach Südwest gerichtete Sandgehaltsabnahme (insbesondere Schicht III) paßt nicht in das Bild einer vorwiegend nach Osten orientierten Sedimentationsrichtung. Unbenommen dieser Ausnahme ist aber eine gerichtete, räumliche Differenzierung vorhanden, die sich auch bei der Geländeansprache in den Kiesgruben Groß Gleidingen noch erkennen läßt.
- zu 3: Insbesondere in den Sandlößgebieten mit Tonsteinunterlagerung kann festgestellt werden, daß die Sandgehalte mit Annäherung an die Lößgrenze abnehmen. Dabei handelt es sich aber nicht um Übergänge vom Sandlöß zum Löß, sondern im wesentlichen um Tendenzen innerhalb der sandigen oder schluffigen Sandlössen oder um Übergänge zwischen diesen Klassen.

#### 7.4.7 Bildung und zeitliche Einstufung der Sedimente an der Lößgrenze (E. Gehrt)

##### *Verlauf der Sedimentablagerung an der Lößgrenze*

**Theorien zur Lößgrenzengese:** Die Verzahnung von Löß und Sand in den Sandstreifenlössen führte in den 50er Jahren zur Vorstellung eines kontinuierlichen Überganges von den Sanden im Norden zu den sandarmen Lössen im Süden (HAASE et al. 1970, NEUMEISTER 1971, WOLDTSTEDT 1932, VINKEN 1975, ALTERMANN 1968). POSER (1948a, 1948b, 1951) sieht die Ursache in den Luftdruck- und Windverhältnissen eines relativ konstanten zentraleuropäischen Hochdruckgebietes. Zur Peripherie hin wurden die Ablagerungsbedingungen für den Löß bei steigenden Windgeschwindigkeiten ungünstiger. Die Lößgrenze markiert in diesem Sinne eine Windgeschwindigkeitsgrenze am Rand des Hochdruckgebietes. Zeitgleich wurden südlich der Grenze Löß, nördlich davon die Sandlössen und Binnendünen abgelagert (Sortierung vom Sand zum Schluff). Die Sandstreifigkeit deutet POSER (1951) als Ergebnis der veränderten Lage der "Windgeschwindigkeitsgrenze". BÜDEL (1944, 1951) erklärt die Lößgrenze mit einer Vegetationsgrenze. Der Löß kann sich innerhalb der Frostschuttundra im südlichen Anschluß an das Inlandeis nicht dauerhaft anlagern. Erst außerhalb der Frostschuttundra ist die Vegetation dicht genug, um den Löß aus den Gebieten des Gletschervorlandes festzuhalten.

Aufgrund der vorgelegten Beobachtungen zu den Sedimenten an der Lößgrenze sind Theorien zur Genese der Lößgrenze nicht aufrechtzuerhalten (GEHRT 1994, GEHRT & HAGEDORN 1996). Die Ablagerungen der Löss der Schicht IIIa setzen ca. 10 bis 30 km nördlich der Berglandschwelle abrupt aus. Es ergeben sich keine Hinweise auf eine ehemals wesentlich weiter nördlich gelegene geschlossene Verbreitungsgrenze dieser Löss oder eine Rückverlegung der Lößgrenze, wie sie z.T. vermutet wurde (ROHDENBURG & MEYER 1966, MERKT 1968, NEUMEISTER 1971). Nach den hier vorgelegten Untersuchungen ist festzustellen, daß die räumliche Abfolge *Sandlöß-Löß* an dem konventionell als nördliche Lößgrenze bezeichneten Nordrand der Lößböden nicht das Ergebnis einer Sortierung sein kann.

Da die älteren Löss und die entsprechenden Paläoböden sukzessive von Süden nach Norden ausfallen (NEUMEISTER 1971, GEHRT 1994), wird angenommen, daß sich die Lößgrenze im Verlauf der Kaltzeit nach Norden verlagerte. Aufgrund der diskontinuierlichen Verbreitung der älteren Löss ist anzunehmen, daß in einigen Phasen die Löss in den Böden wieder erodiert wurden (WALTER & BROSCHE 1982). Die jeweiligen Nordgrenzen der Lößablagerung sind nicht bekannt.

**Mit der Ablagerung des Lösses der Schicht IIIa an der Berglandschwelle bildete sich die scharfe Nordgrenze.** Deflationsgebiete des Lösses sind wahrscheinlich die vegetationsfreien Flußterrassen und die Altmoränenebiete. Während die Sandfraktionen im Deflationsgebiet verbleiben, können die Schluffe über weite Gebiete transportiert werden. Sortierungsbedingte Faziesgrenzen von Sandlöß zu Löß sind deshalb die Ausnahme. An der Berglandschwelle kommt es zur Lößablagerung. Nach der ersten Herausbildung des Gebietes mit weitgehend geschlossener Lößdecke wird das Gebiet durch die nur relativ geringe Winderosionsanfälligkeit des Lösses und durch die Vegetation fixiert. Die primäre Lößgrenze wird in einer nachfolgenden Phase wohl infolge eines Klimaeinbruches überprägt. Hierbei werden bei vorherrschenden Westwinden die Löss an der Nordgrenze unter Sandbeteiligung winderodiert. Dabei wird der geradlinige Verlauf der Lößgrenze herausgebildet. Die Feinschluffe werden ausgeblasen, während die Grobschluffe und Sande in Wechsellagerung auf den Lössen (Schicht III) als Lößgrendüne abgelagert werden. Eine wesentliche Determinante der scheinbar kontinuierlichen Übergänge vom Sandlöß zum Löß ist durch die nachfolgenden kryogenen Überprägungen und nicht durch eine Sortierung bei der Ablagerung gegeben. Hiermit wird z.T. die primäre Schichtung aufgehoben und die zeitliche Abfolge unkenntlich. In Gebieten mit Sedimentation spätglazialer Löss (Schicht V) wie z.B. am Nordrand der Magdeburger Börde, liegen diese über der Lößgrendüne. Die jüngeren, kalkhaltigen Löss setzen z.B. bei Magdeburg etwa 1 km nördlich der hochglazialen Lößgrenze mit den Sandstreifenlössen ebenfalls relativ abrupt aus und bilden somit eine eigenständige Lößgrenze.

Die Vorstellungen zur Lößgrendenese sind wahrscheinlich auch auf die Sandlößgebiete nördlich der Lößgrenze anzuwenden. Vergleichsweise ruhige Sedimentationsbedingungen sind prinzipiell auch in Gebieten nördlich der beschriebenen Lößgrenze denkbar. Nach den Beschreibungen finden sich schluffige Ablagerungen besonders im Zusammenhang mit größeren Erhebungen (ALTERMANN & FIEDLER 1978, ROESCHMANN 1963, VIERHUFF 1967, SIEBERTZ 1992). Wie die vorliegenden Untersuchungen zeigen, sind die Sandlöss der Altmoränenebiete ebenfalls stratigraphisch zu gliedern:

VIERHUFF (1967) ordnet die älteren Sandlöss (Lu) der Stufe wj1 bis wj3 nach ROHDENBURG & MEYER (1966) zu. Die jüngeren Löss stellen den Hauptanteil der Lößablagerungen und werden mit den wj4- und wj5-Lößablagerungen parallelisiert. SIEBERTZ (1992) kommt aufgrund umfangreicher Untersuchungen der äolischen Sedimente am Niederrheinischen Höhenzug zur Erkenntnis zeitlich getrennter Schichtabfolgen. Die Ablagerung der rudimentär vorhandenen, älteren Löss stellt er ins frühe Jungweichsel. Die sandigeren jüngeren Sedimente lagern mehr oder weniger konzentrisch um die älteren schluffigen Ablagerungen. RABER & SPEETZEN (1992) stellen für das Sandlößgebiet der Baumberge (Leopoldshöhe/Münsterland) fest, daß die konzentrische Abfolge von Flugsand-Sandlöß-Löß keine fazielle Abfolge durch Sortierung ist. Wie im hier behandelten Untersuchungsgebiet lagern jüngere zunehmend sandigere Sedimente um die älteren, schluffigeren, äolischen Ablagerungen. Die stratigraphische Abfolge ist in den Kontaktbereichen nachweisbar. Die Verteilung von Löß und Sandlöß hätte damit eine ähnliche Genese wie die nördliche Lößgrenze.

Wie von VIERHUFF (1967) festgestellt, nimmt die Anzahl der Schichtglieder in den Sandlößgebieten von Südwesten nach Nordosten ab. Während in den südlichen Gebieten noch die älteren Löss- und Sandlöss- zu finden sind, treten in den nördlichen Gebieten nur noch die jüngsten Sandlöss- auf. In diesem Zusammenhang kann also von einer Nordost-Verlagerung der Lößgebiete gesprochen werden. Diese ist entsprechend der vorstehenden Ausführungen wohl mit einer Nordverlagerung der Deflationsgebiete in Zusammenhang zu bringen. In den ehemaligen Deflationsgebieten können sich dann ähnlich wie in den südlicheren Gebieten Löss- oder Sandlöss- ablagern. In diese Vorstellung paßt das vergleichsweise junge Alter z.B. der Sandlöss- von Hankensbüttel (Beginn des Spätglazials oder später LANG 1974) oder der Löß im Jungmöränengebiet auf Rügen (SCHÖNHALS 1944).

In Abbildung 7.4-10 sind die Phasen der Ablagerung und Überprägung schematisiert zusammengestellt. Sie werden im folgenden in bezug auf ihre Genese diskutiert.

**Schicht I: Sandige Sandlöss- (sLos3) und kryoturbate Überprägung:** Entsprechend der vorstehenden Ausführungen in Kapitel 6.4 ist anzunehmen, daß die Ablagerung der Schicht I im Anschluß an das Paudorf-Interstadial einsetzte. Die Kornverteilung und Verbreitung erlauben einige Rückschlüsse auf die Umweltbedingungen: Die sandreichen und grobschluffigen Sedimente (sLos3-ssLos4) lassen vermuten, daß es sich vorwiegend um lokale Verwehungen handelt. Da sich Schicht I in Gebieten mit höherer Reliefenergie hauptsächlich in kleinen Rinnen und Senken findet, ist davon auszugehen, daß synsedimentär Verspülungen stattfanden.

In weiten Teilen sind diese ersten jungweichselzeitlichen Ablagerungen nur in Eiskeilen, Fließerden oder rudimentär im Bereich der Steinsohle nachzuweisen. Die Lage in den großen Eiskeilen belegt, daß diese ebenfalls erst in dieser Zeit gebildet wurden, oder zumindest bis in diese Zeit aktiv waren. Die in hängigen Lagen z.T. auf Schicht I liegende Steinlage ist als solifluidale Umlagerung nach der Ablagerung von Schicht I aufzufassen und nicht mit den Steinsohlen auf der Periglazialschicht (Schicht 0) zu parallelisieren.

Da die äolischen Sedimente der Schicht I im Bereich der tiefgelegenen Niederterrassen zusammen mit fluviatilen Kies- auftreten, ist davon auszugehen, daß die Niederterrassen zu dieser Zeit noch periodisch überschwemmt wurden. In diesen Arealen wechseln sich fluviatile und äolische Prozesse periodisch ab.

Zusammenfassend ist die Entstehung der Schicht I damit wie folgt zu interpretieren: Nach dem vergleichsweise warmen Interstadial kommt es zur Abkühlung. Mit der Degradation der Vegetationsdecke setzen lokale Verwehungen ein. In Gebieten mit höherer Reliefenergie kommt es durch Niederschläge oder Schneeschmelze zu Verspülungen und Akkumulationen in Hohlformen. Im Verlauf der weiteren Abkühlung nimmt die Aktivität periglazialer Prozesse zu. Schicht I wird stark kryogen überprägt.

**Schicht II: Sandstreifenlöß (Loss3-Loss4) mit geringer periglazialer Beanspruchung:** Schicht II liegt diskordant auf den umgelagerten bzw. kryogen veränderten Bildungen der Schicht I oder direkt auf Schicht 0. Schicht II ist durch die Sandstreifigkeit, durch höhere Schluffgehalte und geringere Schluffquotienten von Schicht I zu unterscheiden. Bei den Sandstreifenlössen der Schicht II lassen sich zwischen den Profilen im Bereich der Lößgrenze und denen der Börde keine Unterschiede feststellen. In den Gebieten nördlich der Lößgrenze tritt diese Schicht nur örtlich auf, was wohl auf kryogene Überprägungen in späteren Phasen zurückzuführen ist. In dieser Zeit ist damit wahrscheinlich noch keine der Lößgrenze entsprechende räumliche Differenzierung gegeben. Die höheren Schluffgehalte und, im Vergleich zu Schicht I, geringeren Schluffquotienten zeigen, daß neben lokalem Material eine zusätzliche Einwehung von schluffigen Komponenten einsetzt.

Die Bildung von kleinen, äolischen Vollformen (kleinräumig schwankende Mächtigkeiten von 10 bis 50 cm) läßt auf eine lückige Vegetationsdecke schließen. In windgeschützten Positionen kommt es zur Ablagerung, während in den dazwischenliegenden Bereichen der anstehende Sand ausgeweht werden kann. Damit erklärt sich auch die Sandstreifigkeit des Sediments. Die Akkumulation in Hohlformen macht neben der Verwehung auch eine synsedimentäre Verspülung wahrscheinlich. In der Summe dominieren aber die äolischen Prozesse. Dies läßt im Vergleich zu den Bedingungen bei der Ablagerung von Schicht I auf trockenere Bedingungen schließen. Schicht II findet sich auch auf den Niederterrassen (Ebenheit E1). Dies belegt, daß im Gegensatz zu Schicht I die fluviatilen

Einflüsse (Hochfluten) nicht mehr gegeben sind und ist als ein weiteres Indiz für eine zunehmende Aridität zu deuten.

Die kleinen Eiskeilnetze der "Kissenböden" (BRÜNING 1957) zeigen an, daß synsedimentär Permafrostbedingungen gegeben waren. Unter Kissenböden werden Polygonböden verstanden, die durch den seitlichen Druck von Eiskeilnetzen auf die eingeschlossenen Felder und durch das Gefrieren des Wassers in den Feldern entstehen (MEINARDUS 1930). Zur Entstehung ist damit zwar eine gewisse Bodenfeuchte erforderlich. Diese reicht allerdings nicht zur Ausbildung stärkerer Kryoturbationen. In den Gebieten mit bindigen Gesteinen im Liegenden ist Schicht II geringmächtiger ausgeprägt oder fehlt. Dies läßt darauf schließen, daß die äolischen Prozesse hier durch eine geringere edaphische Trockenheit und/oder eine dichtere Vegetation gehemmt waren.

**Schicht IIIa+b: Löß (Lo2-4):** Schicht IIIa unterscheidet sich von den liegenden Schichten insbesondere durch die geringen Sandgehalte und Schluffquotienten. Dies belegt, daß lokale Materialien in dieser Schicht nur geringe Anteile stellen. Äolische Beimengungen aus dem Nahbereich zeigen sich in der Hildesheimer Börde in nach Osten abnehmenden Sandgehalten. Sie deuten auf eine Einwehung von Material aus den Terrassen von Leine und Innerste bei vorherrschend westlichen Winden hin. Zumindest zeitweise ist jedoch aufgrund der nach Südosten gerichteten Sandgradienten (Timmerlaher Wald) auch von nordöstlichen Winden auszugehen. Hinweise auf die Bildungsbedingungen ergeben sich aus folgenden Punkten:

- In den Lössen der Schicht IIIa sinken Schluffquotient und Sandgehalt von unten nach oben ab. Diese Unterschiede sind in gut aufgeschlossenen Profilen auch im Gelände nachzuvollziehen. Die im Verlauf der Schicht IIIa abnehmenden Grobschluffgehalte deuten auf sich beruhigende Sedimentationsbedingungen. In dieser Zeit ist mit einer andauernden bzw. zunehmenden Trockenheit und Kälte zu rechnen.
- In Schicht IIIa finden sich synsedimentäre Umlagerungen, mit denen lokales Material in den Löß gelangte. Hinweise auf solche Umlagerungen finden sich insbesondere in den Arealen mit höherer Reliefenergie.
- In vernäbten Bereichen treten in Schicht IIIa Eisenausfällungen an Wurzelbahnen auf (Roströhren, Exkursionspunkt 7, Gr. Lobke). Nach Beobachtungen an verschiedenen Profilen der Lößgrenze und des Lößgebietes werden diese Roströhren nach oben von Schicht IIIb begrenzt. Mit der Deutung der Roströhren in Schicht IIIa als eine interstadiale Bodenbildung ist nach Ablagerung von Schicht IIIa mit einer leichten Erwärmung zu rechnen.

Die Lössen der **Schicht IIIb** sind im Bereich der Lößgrenze mit Schluffquotienten über 3 (Lo4) deutlich von den feinen Lössen der Schicht IIIa zu trennen. Dies ist auch im Lößgebiet zu beobachten, wenngleich die Unterschiede nicht so deutlich sind. Die Vergrößerung deutet auf lokale Verwehungen, die wohl durch einen Kälteeinbruch und die Auflösung der Vegetationsdecke determiniert sein dürften.

Zusammenfassend ist die Sedimentabfolge in den Schichten I bis IIIa als Ergebnis einer zunehmenden Aridität bei abnehmenden Temperaturen aufzufassen. Der Ablauf der Sedimentation von Schicht III wäre so zu erklären: Die Lößanwehung (Schicht IIIa) setzt nach einer kontinuierlich ruhiger werdenden Sedimentation gänzlich aus. Nach einer leichten Erwärmung (Bodenbildung) kommt es zu einem erneuten Kälteeinbruch. In dieser kalten Phase kommt es zu lokalen Verwehungen mit Grobschluffanreicherung in den wenig vegetationsbedeckten Bereichen (Schicht IIIb). Die geringen Sandbeimengungen, auch im lößgrenznahen Bereich, belegen, daß vorwiegend der sandfreie Löß in den Umlagerungsprozeß einbezogen und über die Lößgrenze hinaus nach Norden verlagert wurde.

**Abbildung 7.4-10: Entwicklungsstufen der äolischen Decken an der Lößgrenze zwischen Leine und Oker (n. Seite)**

**Prälößphase bis Schicht I:**

- Bodenbildung
- Windkantenbildung
- Kryoturbation
- sandige Sandlöss (s.Los3)
- große Eiskelle



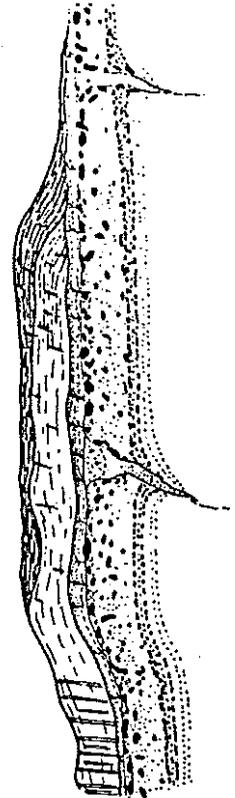
**Schicht II: Sandstreifenlöss (Löss3-Löss4)**

- kleine Eiskelle ("Kissenböden")
- Verspökungen

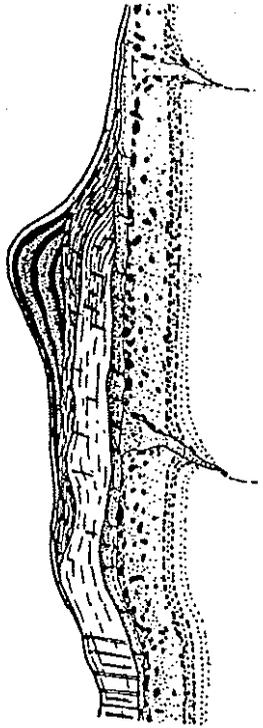


**Schicht III: Löss (L02-4)**

- a. feiner Löss, Lössgrenzenstielung
- b. grober Löss (Verwehung)

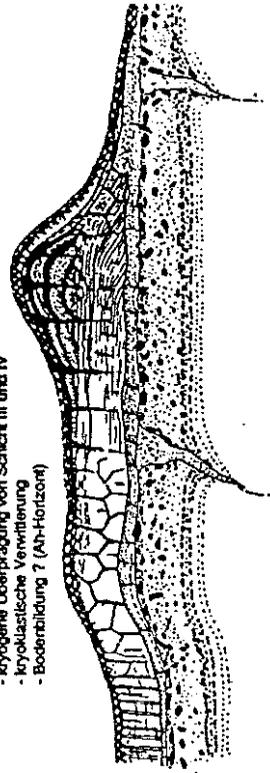


**Schicht IV: Sehr grober Sandstreifenlöss (Löss5)**  
(Lössgrenzfläche)



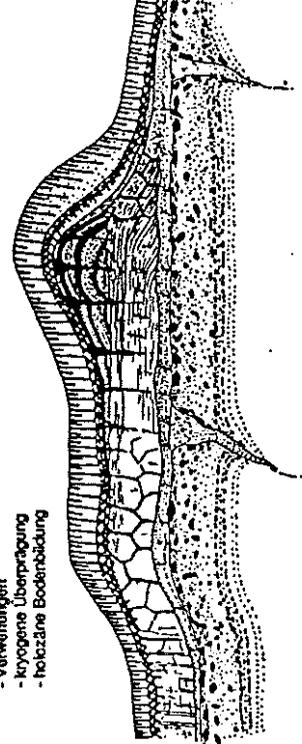
**Schicht Va: Sandlössverwehung (uLöss3)**

- kryoogene Überprägung von Schicht III und IV
- kryoklastische Verwitterung
- Bodenbildung ? (Ah-Horizont)



**Schicht Vb: Sandlöss (uLöss3) und Löss (L03)**

- Verwehungen
- kryoogene Überprägung
- helixartige Bodenbildung



**Schicht IV: Sandstreifenlöß (Loss5):** Schicht IV ist gegenüber dem Löß in Schicht IIIb durch einen markanten Anstieg im Sandgehalt abgegrenzt. Die Sand-Schluff-Wechsellagerung und die hohen Schluffquotienten erlauben eine eindeutige Identifikation. Während in Schicht IIIb (Lo4, sLo4) nur geringe Erhöhungen im Feinsandgehalt vorkommen, sind in Schicht IV (Loss5) regelmäßig hohe Anteile von Mittelsand vorhanden. Schicht IV tritt nur im Bereich der nördlichen Lößgrenze auf. In der Literatur finden sich keine Hinweise auf die zeitliche Stellung vergleichbarer Bildungen. Die Bildung des grobschluffigen Sandstreifenlösses wird wahrscheinlich durch einen deutlichen Klimaeinbruch ausgelöst. Die Entstehung kann in vergleichsweise kurzer Zeit abgeschlossen sein. Zusammenfassend stellt sich die Frage, wie der Wechsel von der sandfreien oder sandarmen (Schicht IIIb) zur "sandigen" Überwehung der Lößgrenze (Schicht IV) begründet ist. Hier sind drei Erklärungen denkbar:

- **Windrichtungswechsel:** Naheliegender wäre ein Wechsel vorwiegend nach Norden gerichteter Winde mit einer Lößverwehung (Schicht IIIb) in die Sandgebiete zu westlichen bis nördlichen Richtungen mit einer Verwehung von Schluffen und Sand (Schicht IV) auf den Löß.
- **Windgeschwindigkeitswechsel:** Höhere Windgeschwindigkeiten im Zusammenhang mit der Überprägung der Lößgrenze postulierte schon WOLDSTEDT (1958). Die anschließende Bildung der Sandstreifenlösses und der Lößgrendüne würde in diesem Sinn durch eine Zunahme der Windgeschwindigkeiten ausgelöst. Da die äolische Verlagerung von Sand durch die spezifischen Prozesse von Saltation und Reptation schon bei geringen Windgeschwindigkeiten einsetzt (LOUIS 1961, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992), ist allerdings fraglich, ob diese Erklärung greift.
- **Klimawechsel:** Eine weitere mögliche Ursache wäre ein Wechsel im Feuchteregime. Während der Bodenbildung ist zunächst von etwas feuchteren Bedingungen auszugehen. Als Folge der Bodenfeuchte werden unter Sublimationsbedingungen die Lösses lokal verweht. Die Sande kommen nur sehr schwer in die Verlagerung. Mit zunehmender Aridität werden dann die Sande verstärkt verlagert. Der Sandstreifenlöß der Schicht IV wäre in diesem Sinne Folge zunehmender Aridität. Insbesondere an der Lößgrenze könnte die Vegetation auf Löß und Sandlöß bzw. Sand zu unterschiedlichen Deflationsbedingungen geführt haben. So ist anzunehmen, daß die Vegetationsdecke auf Lößstandorten dichter war als auf den Sandlößstandorten.

**Schicht Va: Sandlößverwehung (uLos3), kryogene Überprägung und Bodenbildung:** Die Parabraunerden aus Löß weisen z.T. zwischen dem A1- und Bt-Horizont einen fahlen Bereich auf. Im Dünnschliff lassen sich hier nebeneinander rötlich-braune Bt-Aggregate von 0,5 bis 2 cm Durchmesser in einer Matrix von hellgraubraunem A1-Material erkennen. Die Grenzflächen zwischen diesen Bereichen erscheinen faserig und zerrissen. (Abbildung 7.4-11).

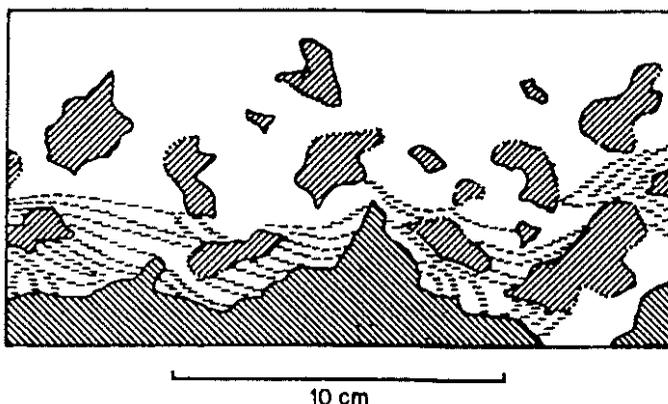


Abbildung 7.4-11: Grenzfläche zwischen A1- und Bt-Horizont in Parabraunerden aus Sandlöß (Quelle: ROESCHMANN 1968a)

Als Erklärung werden verschiedene Prozesse herangezogen:

- ROESCHAMANN (1968a) interpretiert vergleichbare Bildungen als Bereiche einer tiefergelegten Bt-Oberfläche im Zusammenhang mit einer Auflockerung durch Baumwurzeln.
- Eine Erklärung für diese Übergangszone ist die Ton-Schluff-Trennung im Zusammenhang mit der Fahlerde-Entstehung bei zunehmender Versauerung (LIEBEROTH 1964b, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992). Als diagnostisches Merkmal der Fahlerde werden schluffreiche Aggregatoberflächen im Al- und oberen Bereich des Bt-Horizontes angesehen.
- Die fahlgraue Farbe wird auch als Naßbleichung aufgefaßt (ROESCHMANN 1968a, ALTEMÜLLER 1957). Kleinere Eisen-Mangan-Konkretionen werden in diesem Zusammenhang als Merkmal schwacher Pseudovergleyung gedeutet. Nach den mikromorphologischen Beobachtungen in der Braunschweiger Lößbörde sind die Eisen-Mangan-Konkretionen dieser Horizonte allerdings nicht in situ gebildet. Es ist vielmehr festzustellen, daß die Konkretionen durch Umlagerung abgerollt sind. Sie stammen damit nicht aus diesem Horizont, sondern wurden an anderer Stelle gebildet und anschließend wie die Sandstreifenlösse verweht.

In Bereichen mit intensiver äolischer Umlagerung erreicht diese fahle Zone Mächtigkeiten von 5 bis 10 cm; so daß auch hier eine sedimentologische Erklärung naheliegt. Die charakteristischen hellen, fahlgrauen Sandlösse sind wahrscheinlich Ausdruck von geringfügigen Verwehungen an der Oberfläche, wobei die Quarzkörner poliert wurden. Sie wurden nur in exponierten Lagen akkumuliert. Im Bergland finden sich diese hellen Schichten insbesondere in Leelagen der Sandsteingebiete. Auf BK25 Blatt 4125 Einbeck (GEHRT & MÜLLER 1991) wurden entsprechende Horizonte mit 10 bis 20 cm Mächtigkeit nachgewiesen. Die helle Schicht liegt hier im Bt-Horizont. Dadurch wird die von der Bodenbildung unabhängige Genese belegt. Die Interpretation der hellen Sandlösse als Oberflächenbildung und als Schichtphänomen zeigt im Prinzip in die Richtung der Beobachtungen von ROESCHMANN (1963). Dadurch werden allerdings nachträgliche Prozesse wie die Auflockerung und Vermengung in die Bt-Oberfläche oder Eisenverlagerungen) nicht negiert. Die erste Anlage scheint jedoch gegen zu sein.

Spätestens nach der Ablagerung von Schicht Va kommt es zu intensiven periglazialen Prozessen. Die Sandstreifenlösse (Schicht IV) sind durch Eiskeilpseudomorphosen und Kryoturbationserscheinungen geprägt. In Frostspalten finden sich die hellen, quarzreichen Sedimente der Schicht Va, was die Bildung nach der Verwehung der hellen, fahlen Sandlösse belegt. Die primäre Schichtung der Sandstreifenlösse (Schicht IV) ist durch diese Bildungen in einem Abstand von 50 bis 200 cm gestört. Die Eiskeile greifen z.T. bis in den liegenden Löß. Da die Periglazialstrukturen im Sandstreifenlöß (Schicht IV) ausgebildet sind, muß die Anlage jünger sein als die Ablagerung dieser Sandstreifenlösse. Mit abnehmender Mächtigkeit der Lößgrenzdüne greifen die Periglazialprozesse direkt in den Löß (Schicht III). Sie sind dann als Frostpolygonnetz ausgebildet, das ebenfalls mit den hellen Sandlössen der Schicht Va gefüllt ist.

**Schicht Vb:** Schicht Vb unterscheidet sich aufgrund des Schluffquotienten und des Sandgehaltes i.d.R. von den liegenden Schichten IV bzw. III. Die Schicht ist mit wenigen Ausnahmen nur etwa 50 cm mächtig. Die in der Regel höheren Schluffquotienten und die homogene Verteilung deuten an, daß es sich bei dieser Schicht um eine kryogen veränderte Zone mit Beimengungen von frischem Material handelt (Auftauzone i.S.v. SEMMEL 1985). Die Lößfazies der Schicht Vb bei Magdeburg spricht dafür, daß sie eine eigenständige äolische Phase repräsentiert. Offensichtlich finden sich hier regionale Unterschiede in der Mächtigkeit und der faziellen Ausprägung.

Eine für die Bodenbildung und Bodentypologie ausgesprochen wichtige Tatsache ist die Abhängigkeit der Sedimentmächtigkeit vom Vernässungsgrad der Standorte. In höher gelegenen, weniger vernässten Arealen erreicht Schicht V mit ca. 50 cm erkennbar größere Mächtigkeiten. Diese Tendenz ist auch bei den Schichten IIIb und IV vorhanden. Wahrscheinlich sind diese Unterschiede neben den Sedimentationsraten auch von unterschiedlichen Auftautiefen des Dauerfrostbodens abhängig (SEMMEL 1985). Im Gegensatz zu Schicht IIIb bis V bedecken die Lösse der Schicht IIIa die gesamte Landschaft sehr gleichmäßig. Aus diesem Unterschied ist zu schließen, daß der Einfluß der Bodenfeuchte ab Schicht IIIb an Bedeutung gewinnt und in Schicht Vb deutlich gegeben ist.

*Interstadialzyklus der Sedimentation und Bodenbildung*

Die beschriebene Abfolge der Ablagerung von Sandstreifenlössen zu Lössen und abschließender Bodenbildung scheint sich nach den vorliegenden Beobachtungen im Jungweichsel zu wiederholen. Es ist zu fragen, ob sich damit nicht eine für die Jungweichselzeit typische Abfolge zwischen zwei Interstadialen verbindet. Die Vorstellung soll mit dem Schema in Abbildung zur Diskussion gestellt werden. Die Abfolge Sandstreifenlöß- Löß (Sandlöß)-Bodenbildung mit den verschiedenen periglazialen Merkmalen repräsentiert damit eine Kälte-Wärmeschwankung. Die Sedimente an der Lößgrenze würden folglich zwei solcher Zyklen beschreiben.

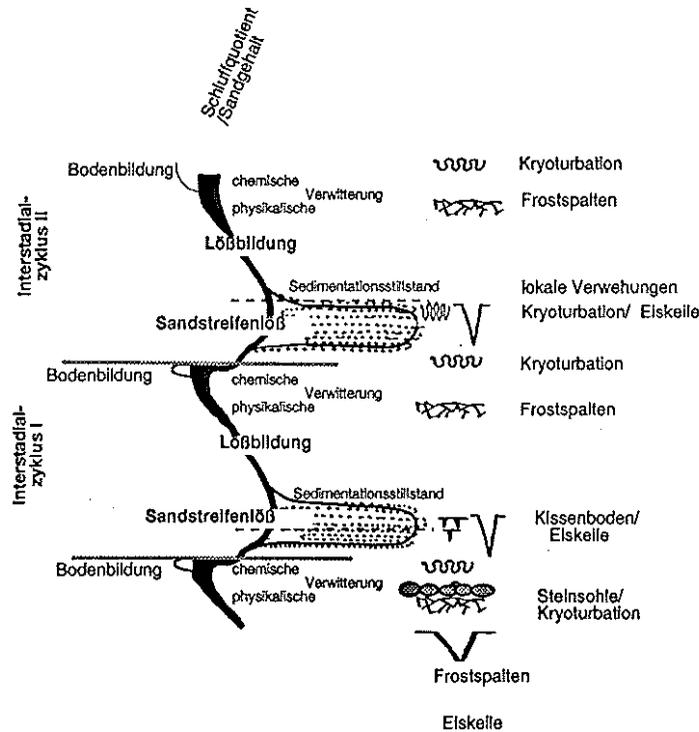


Abbildung 7.4-12: Idealisierter Verlauf der spätglazialen äolischen Sedimentation im nördlichen Harzvorland

*Zeitliche Stellung der Lößgrenze*

Die Paläoböden des Exkursionsgebietes wurden grundlegend von ROHDENBURG & MEYER (1968) beschrieben. Die Ergebnisse wurden in einem Sammelschema zusammengefaßt, das hier nochmals zur Kenntnis gegeben wird (vgl. Abbildung ). Ergänzende und erweiternde Ergebnisse wurden von BROSCHE & WALTER (1978) und von RICKEN (1983) für das westliche Harzvorland vorgelegt. Dem Schema von ROHDENBURG & MEYER (1968) wurde die Gliederung des Jungweichsels anderer Gebiete zugeordnet (JUVIGNÉ & WINTLE 1988). Hervorzuheben ist, daß die wichtige Zeitmarke des Eltviller Tuffs (vgl. ROHDENBURG & SEMMEL 1971, BIBUS & SEMMEL 1977) nach bisheriger Kenntnis östlich des Weserberglandes und des Harzes fehlt. Aufgrund der vorgestellten Ergebnisse scheint es möglich, die zeitliche Einordnung der Lößgrnzsedimente einzuengen.

- Die Ergebnisse der Luminiszenzdatierungen zeigen, daß die Ablagerungen in die letzte Phase des Spätglazials zu stellen sind.

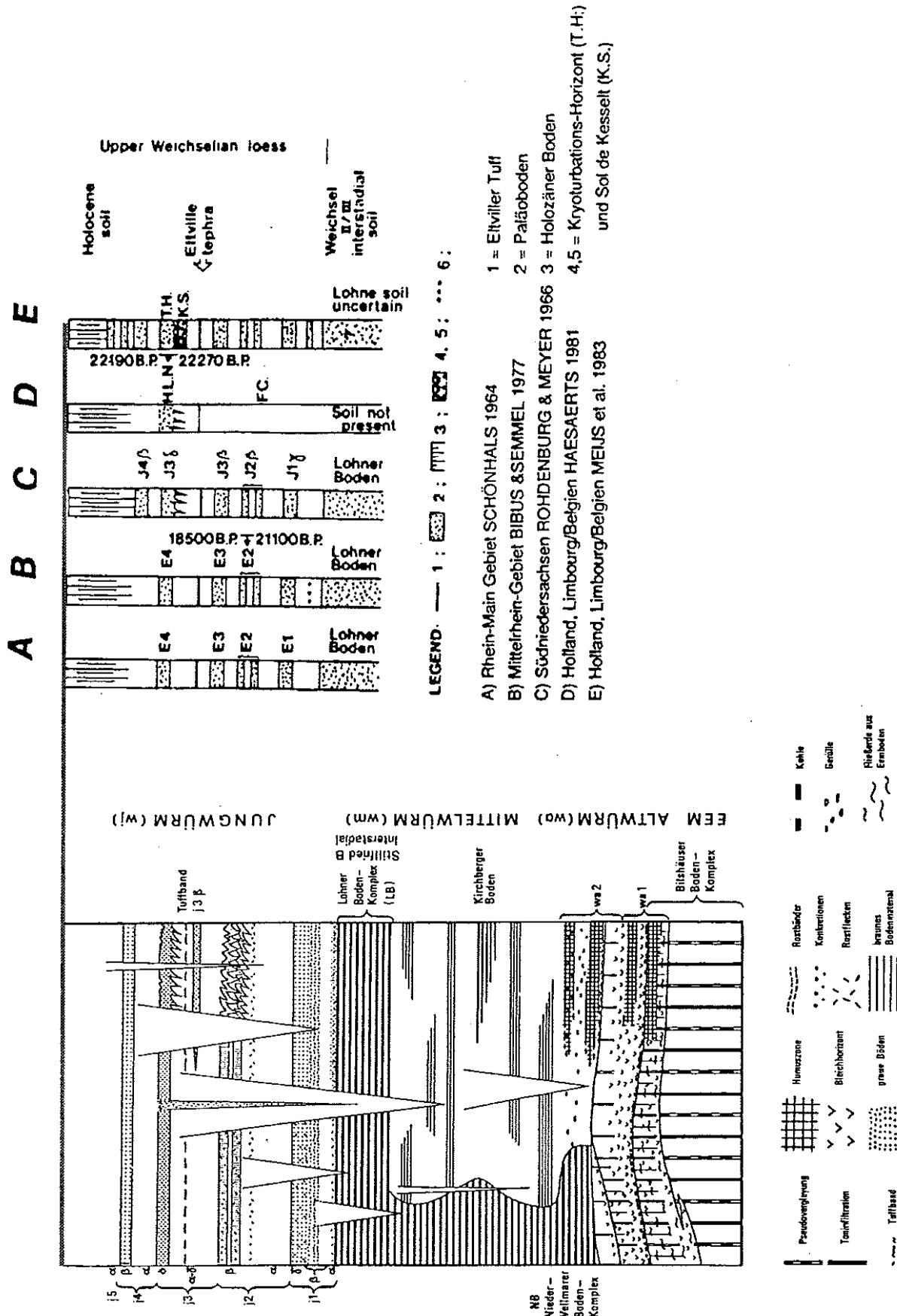


Abbildung 7.4-13: Lößstratigraphie in Südniedersachsen und deren Korrelation zu anderen Gliederungen

- An der Lößgrenze sind weder der Eltviller Tuff noch der wj3δ sicher nachweisbar.
- Entsprechend den Beobachtungen von NEUMEISTER (1971) ist auch im nördlichen Harzvorland von Süden nach Norden ein sukzessives Ausfallen der älteren Schichtglieder festzustellen. In Lößaufschlüssen an der Berglandschwelle (z.B. östlich von Salzgitter-Bad, R:3596750 H:5771100) findet sich über dem nur ca. 10 bis 20 cm mächtigen Lohner Boden direkt der wj3δ. Darüber liegen nochmals etwa 100 cm Löß mit einer typischen Parabraunerde. In diesem Aufschluß fehlen also offensichtlich die älteren Jungweichsellösse. Auch ROHDENBURG & MEYER (1966) äußern diese Auffassung, indem sie vermuten, daß die 1 bis 2 m mächtigen Löss südlich der Lößgrenze nur einen jüngeren Teil des Jungwürms repräsentieren.
- Aus dem räumlichen Zusammenhang wird klar, daß die Lößgrenzsedimente und die Löss in der Börde Sedimentationsphasen oberhalb des wj3δ zuzurechnen sind. Dies ist exemplarisch in Abbildung dargestellt. Die Höhenzüge des Berglandes sind von den periglazialen Deckschichten geprägt. In den Becken des Berglandes werden durch synsedimentäre Umlagerungen die Lößablagerungen akkumuliert. Hier finden sich vollständige Lößpaläobodenprofile. Die Fußflächen am Rande der Lößbörde sind im Gegensatz zu denen des Berglandes einseitig geöffnet. Mächtigere Lößablagerungen finden sich lediglich im Übergangsbereich zum Bergland oder in Senkungsgebieten. Lößmächtigkeiten von deutlich mehr als 2 m sind daher ein charakteristisches Merkmal der Lößbecken des Berglandes. Die Lößmächtigkeit in den Börden beträgt in weiten Gebieten nur 1-2 m. In den Ebenheiten der Lößböden wurden zeitweilig entweder keine Löss abgelagert oder in Erosionsphasen abgetragen.
- Die Lößgrenzsedimente scheinen zwei Interstadialzyklen zu repräsentieren.

Unter Berücksichtigung des bisherigen Kenntnisstandes der vorgestellten Ergebnisse entspricht die beschriebene Schichtenfolge im wesentlichen den jüngsten Lössen (j4 und j5 nach ROHDENBURG & MEYER 1966). Die fossilen Bodenbildungen in Schicht III entsprechen damit dem j4-Boden. Da die Lößablagerungen des zweiten Zyklus auf den engeren Bereich der Lößgrenze beschränkt sind, ist davon auszugehen, daß der j4-Boden zusammen mit dem holozänen Boden einen Bodenkomplex bildet.

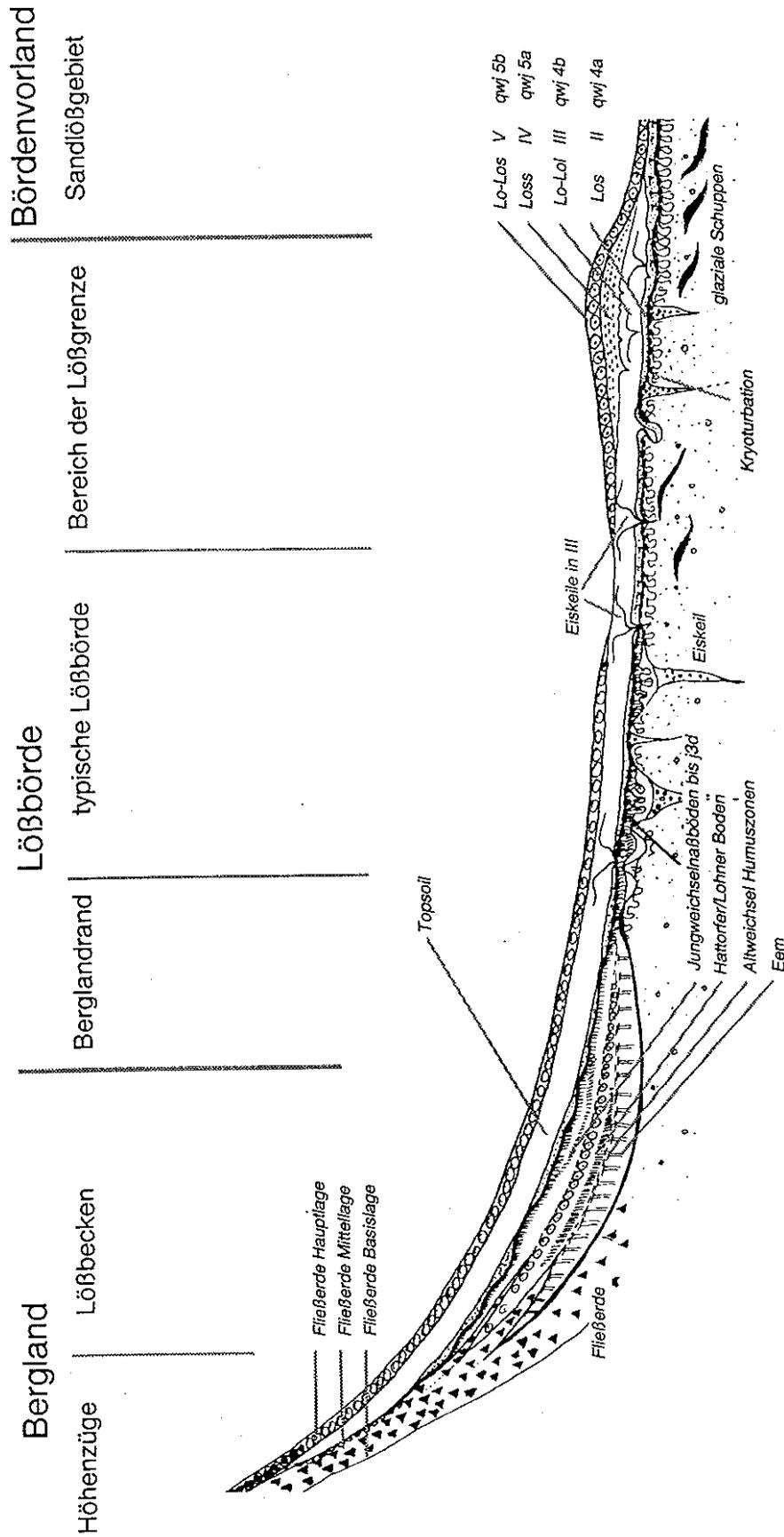


Abbildung 7.4-14: Idealierte Schichtung und Verteilung der Lössen in den Börden

Gliederung der äolischen Sedimente

Korrelationen

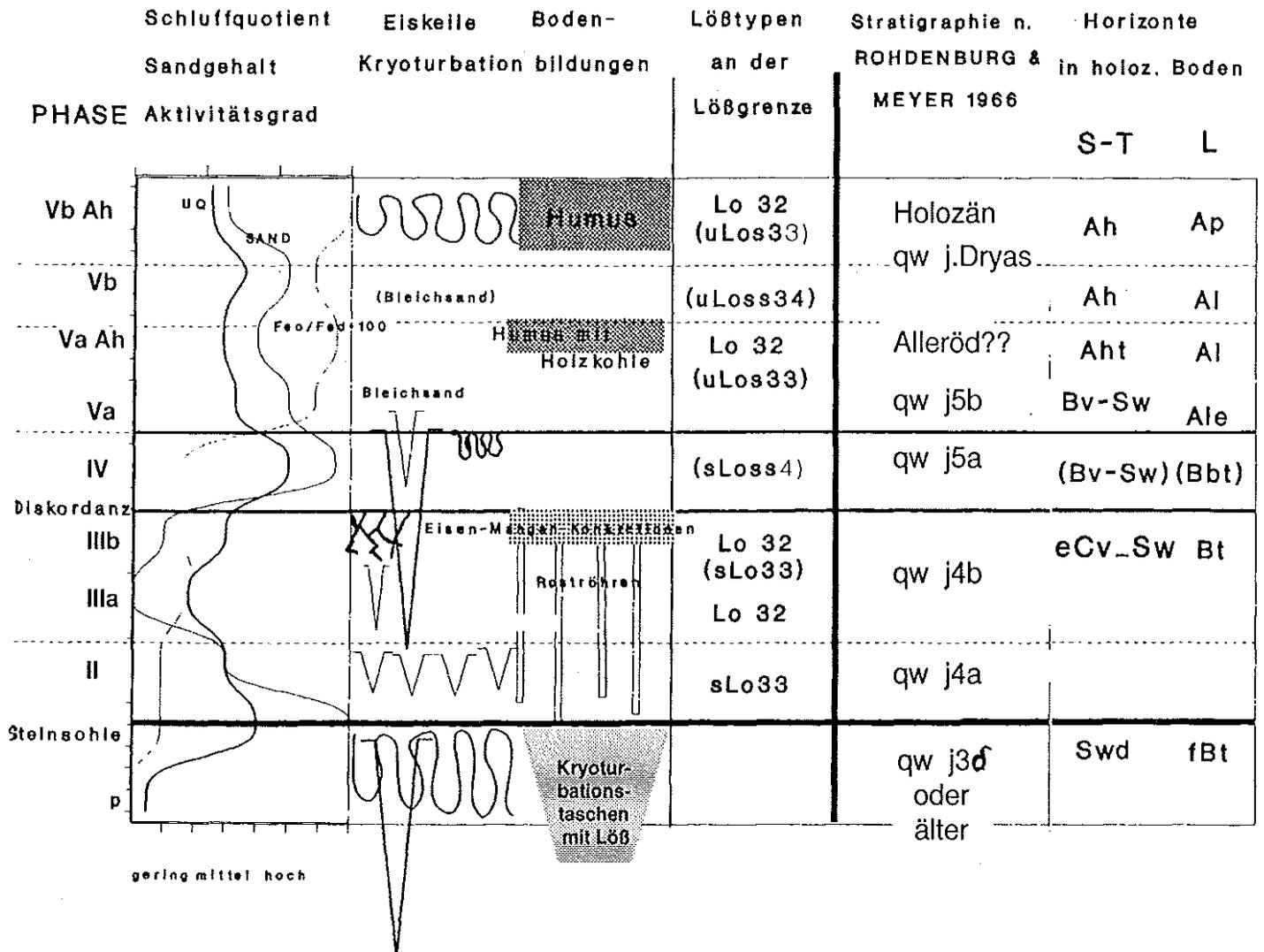


Abbildung 7.4-15: Sammelschema Lößgrenzprofile: Körnungs- und Profilverkmale, deren zeitliche Einordnung und holozäne Bodenhorizonte

### 7.5 Exkursionspunkt 6: Bodenstedt

In Ergänzung zu den typischen Lößprofilen der Hildesheim-Braunschweiger Börde und den Profilen der Lößgrenze zeigt das Profil Bodenstedt (Exkursionspunkt 6) eine im oberen Abschnitt verkürzte Variante. Diese Böden finden sich regelmäßig in stärker vernähten Bereichen. Große Verbreitung haben sie in den abflußarmen Verebnungen in 75 bis 80 m ü. NN, in denen regelmäßig ein Grundwasseranschluß vorhanden ist. Das Profil Bodenstedt repräsentiert die Böden der über 1000 ha großen Ebene des Pisserbaches. Das Exkursionsprofil wurde im Wald aufgeschlossen. Die Analysendaten stammen von der benachbarten landwirtschaftlichen Fläche, die z.Z. bestellt ist.

Charakteristisch ist, daß diese Profile etwas tiefer liegen (0,5 bis 1 m Höhenunterschied reichen aus) und die oberste Schicht V nicht oder kaum vorhanden ist. Das Profil vermittelt zu den Profilen mit Niedermoordecken über dem Löß. Bei diesen fehlt dann die Schicht V gänzlich.

Sowohl im Gelände wie auch in den Analysendaten fallen zunächst die ausgesprochen hohen Tongehalte in den oberen Dezimetern des Boden auf. Nach Untersuchungen an verschiedenen Profilen und mit verschiedenen Dispergierungen an gleichen Proben liegen diese zwischen 28 und 35 %. Bei Dispergierung mit Natrium-Pyrophosphat erreicht das Profil Bodenstedt maximale Werte von 34,2 %. Bei Dispergierung mit Ammoniak und Ultraschall sind die Werte im allgemeinen etwas geringer.

Neben den Beobachtungen im Gelände lassen sich weitere Indizien für das Fehlen der jüngsten Sedimentdecke anführen. Von der Lößbasis ausgehend zeigt sich zunächst das bekannte Bild. In der Schicht III fällt der Schluffquotient kontinuierlich ab. Der Anstieg, der den Schichtwechsel zur Schicht V charakterisiert, erfolgt erst bei etwa 30 cm. In anderen Profilen ist er überhaupt nicht zu erkennen.

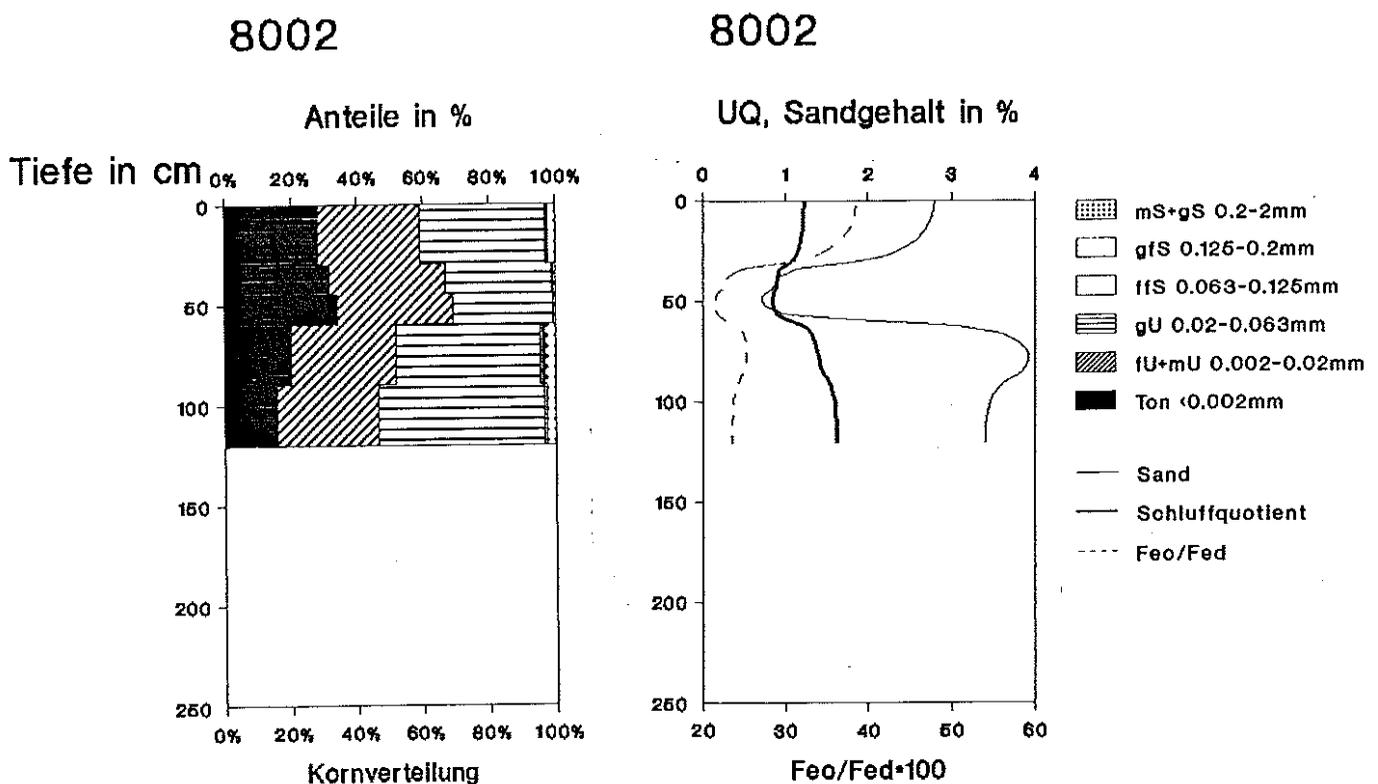


Abbildung 7.5-1: Tiefenfunktionen von Kornverteilung, Schluffquotient, Sandgehalt und Aktivitätsgrad des Profils Bodenstedt

Tabelle 7.5-1: Profilbeschreibung und Analysenwerte des Profils Bodenstedt

ARNRL 8002

TK25/TK5: 3728 / 26 RECHTS/HOCH: 3592000 / 5789296 DATUM: 08.07.1991 KARTIERER: Gehrt

BOHRNR: 60 BOTYP: T-G51

MHGW: MNGW: VERNAS:

Horizontbeschreibung:

CBNR	HORIZONT	UTIEF	HNBD/SKEL/BODSON	STRAT/GEOTE	HUMUS	FARBE	EISEN	KALK	LD	FEUCHTE
58769	Ap	30	Tu4	Lo //qw	h2	dbngr			Ld2	f2
58770	Ah-Go	45	Tu4	Lo //qw	h1	dbngr	e1,fl,k1		Ld3	f2
58771	Go	60	U13	Lo //qw		gr,ds(oc)	e2,fl	c3.3	Ld3	f3
58772	Go	90	U13	Lo //qw		ocligr	e3,fl	c3.3	Ld3	f3
58773	Go	110	U13	Lo //qw		ocligr	e3,fl	c3.3	Ld3	f3

Bodenchemische Eigenschaften:

HORIZONT	UTIEF	pH	HUMUS	C/N	N	CaCO3	KAKp	Hp	Cap	Mgp	Kp	Nap	OHp	Feo	Fed
Ap	30	7	3,2			0,6	24,0	2,2	23,8	1,1	0,4	0,0	-0,1	0,27	0,7
Ah-Go	45	7,1	1,9			0,2	28,2	1,6	25,5	1,8	0,2	0,0	-0,1	0,20	0,88
Go	60	7,2	1,5			0,2	27,6	1,6	23,6	2,7	0,3	0,1	-0,1	0,22	1,03
Go	90	7,6	0,4			14,0	14,8	-0,1	16,9	1,9	0,2	0,1	3,2	0,14	0,55
Go	110	7,7	0,2			13,6	11,8	-0,1	14,3	1,6	0,2	0,1	3,3	0,08	0,34

Humus, Carbonat, Stickstoff, Feo, Fed [Masse%], KAKp+EKp [mmol/ IAE/100g Boden]

Bodenphysikalische Eigenschaften:

HORIZONT	UTIEF	T	fmU	gU	Ges. U	fIS	gIS	mS	gS	Ges. S	X+G	Bodenart	GPV
Ap	30	28,2	30,9	38,1	69,0	0,4	0,2	0,7	1,5	2,8	0,3	Tu4, x1	
Ah-Go	45	31,6	35,4	32,1	67,5	0,2	0,1	0,2	0,4	0,9	0,4	Tu4, x1	
Go	60	34,2	35,2	29,9	65,1	0,2	-0,1	0,1	0,4	0,7		Tu4	
Go	90	20,3	31,4	43,9	75,3	0,8	0,2	0,9	2,5	4,4	5,8	U14, x2	
Go	110	15,9	30,7	50,0	80,7	0,8	0,2	0,6	1,8	3,4	3,7	U13, x2	

Korngröße [Masse%], GPV [Volumen%], Bodenart berechnet nach K

In Ergänzung zu den Korngrößenvergleichen wurden an einer vergleichbaren Profilreihe in der Hildesheimer Börde Röntgen-Fluoreszenz-Analysen (RFA) durchgeführt, um die stratigraphische Gliederung abzusichern und eine potentielle räumliche Änderung des Lösses zu erfassen. Zu diesem Zweck wurden die Quotienten der vergleichsweise stabilen Elemente Zirkon und Titan als Vergleichsgröße ermittelt.

Die Profile Wehmholz (2398), Harsum-West (2399) und Harsum-Ost (2397) wurden in Rahmen von Schwermetalluntersuchungen (HINDEL & FLEIGE 1991) analysiert. Zudem wurde an allen Proben das Gesamtelementspektrum der Schlufffraktion bestimmt. Es zeigen sich deutliche Unterschiede in bezug auf die Schichtenfolgen.

Bei Profil 2399 handelt es sich um eine typische Parabraunerde der Gebiete südlich der Lößgrenze. In Schicht III nimmt das Zirkon-Titan-Verhältnis analog zum Sandgehalt und Schluffquotienten zunächst ab. Die Grenze von Schicht IIIa zu Schicht IIIb kommt in einer deutlichen Umkehr dieser Tendenz zum Ausdruck. Insbesondere im Zirkon-Titan-Verhältnis des Schluffes zeigt sich die Schichtgrenze zu Schicht V in einem deutlichen Peak. Profil 2397 (Harsum-Ost) ist eine Schwarzerde im feuchten Bereich. In diesem Profil ist, wie schon am Schluffquotienten gezeigt, Schicht V nur rudimentär ausgebildet. Im Titan-Zirkon-Verhältnis der Gesamtprobe zeigt sich dies in einer nach oben abnehmenden Tendenz. Im Zirkon-Titan-Verhältnis der Schlufffraktion zeigt sich, daß auch in diesem Profil im oberen Bereich mit Unstetigkeiten zu rechnen ist. Hier dürften die geringmächtigen Ablagerungen von Schicht V eine Rolle spielen. Bei Profil 2398 Wehmholz handelt es sich um eine Schwarzerde aus dem westlichen Grenzbereich zur Leine. Der Wechsel zu Schicht V zeichnet sich auch hier durch eine Unstetigkeit in der Tiefenfunktion ab. Die Werte der Schlufffraktion zeigen aber einen von unten nach oben gerichteten Anstieg. Diese Abweichung von den anderen Profilen ist wahrscheinlich im Zusammenhang mit der Randlage zur Leine zu sehen. Auch die erhöhten Werte in Schicht IIIa und b sind wohl auf einen lokalen Einfluß zurückzuführen.

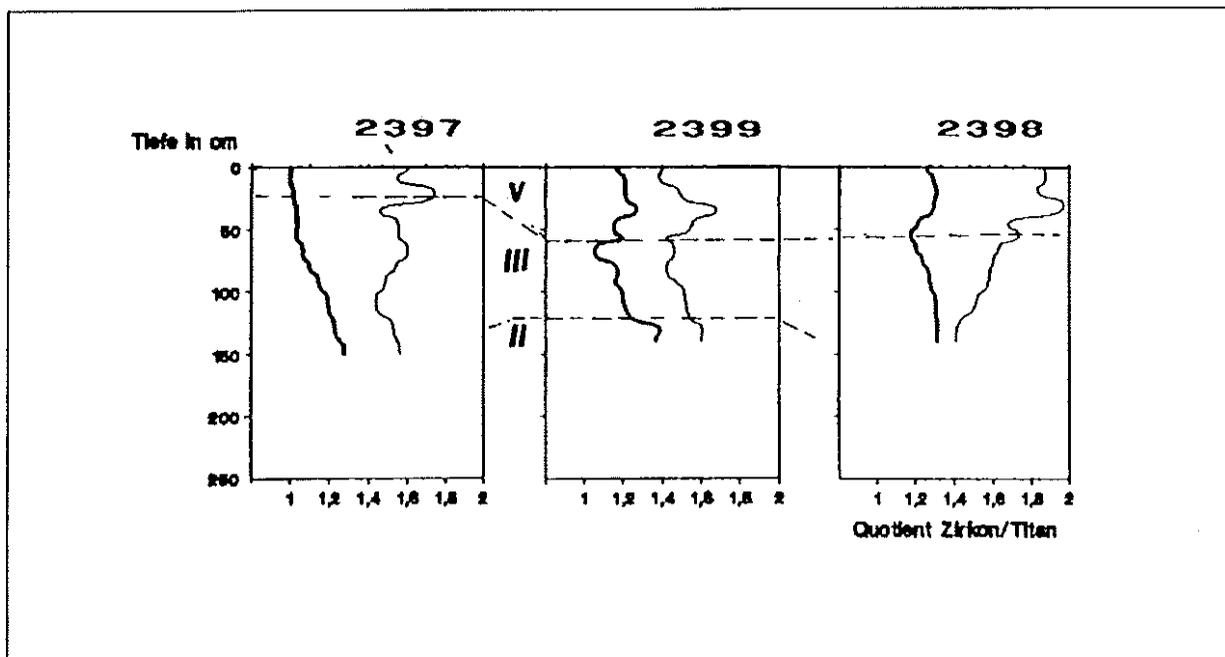


Abbildung 7.5-2: Tiefenfunktionen der Zirkon-Titan-Quotienten für die Gesamtproben (dicke Linie) und die Schlufffraktionen (dünne Linie) der Profile 2397 (Harsum-West), 2399 (Harsum-Süd) und 2398 (Wehmholz)

### unverwitterter Löß

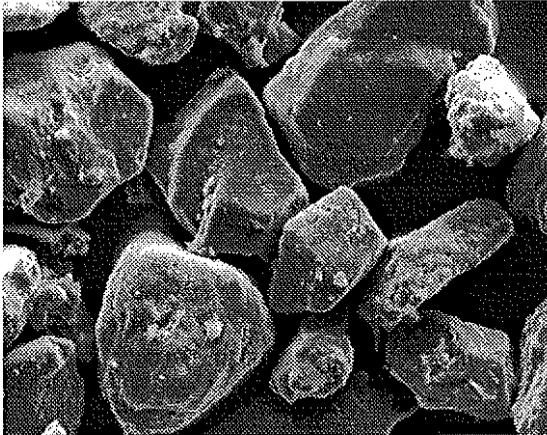
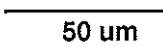


Abb. Ia 

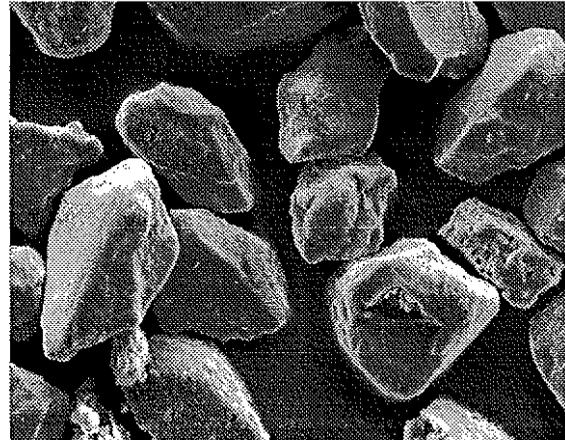
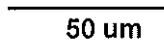


Abb. Ib 

### chemisch verwitterter Löß

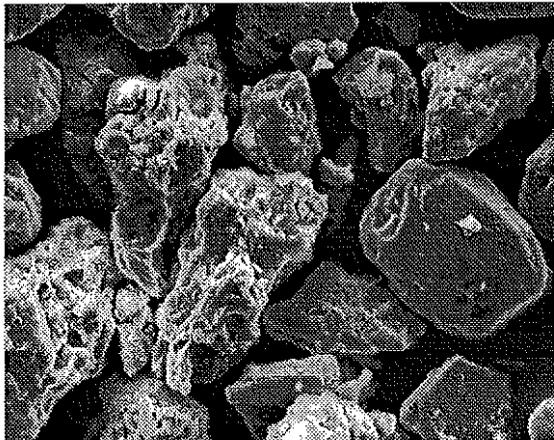
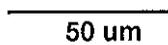


Abb. II 

### physikalisch verwitterter Löß

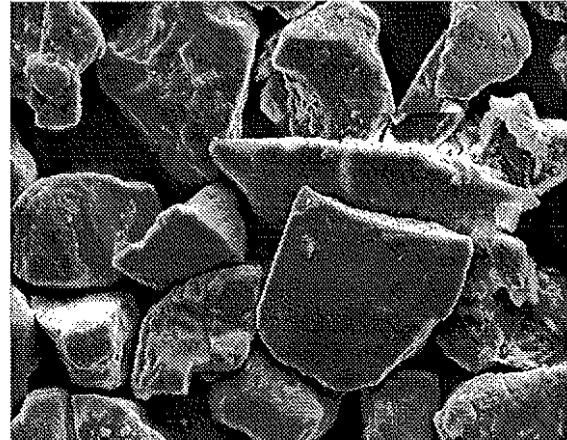
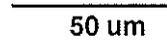


Abb. IIIa 

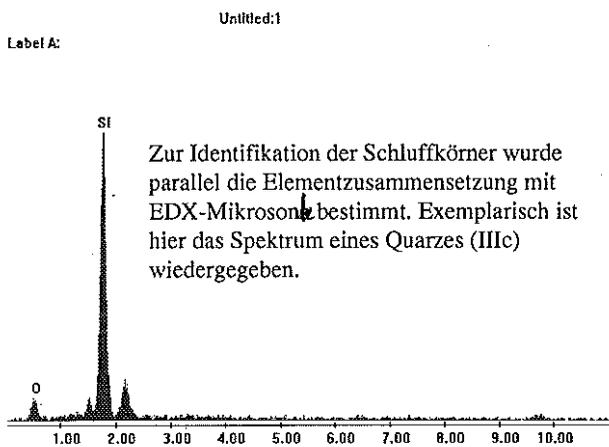


Abb. IIIb

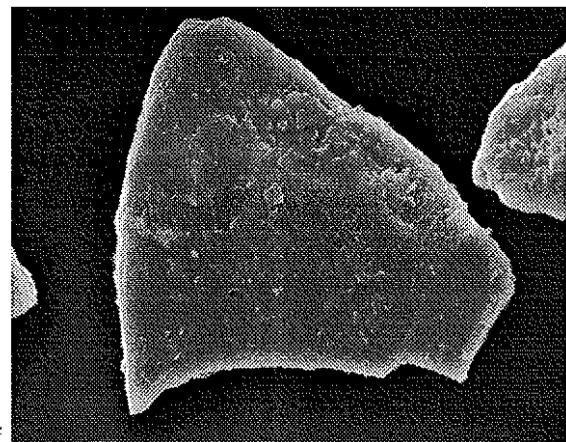


Abb. IIIc 

Abbildung 7.5-3: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen vom Grobschluff verschiedener Lösses der Schicht III. (Erläuterungen im Text)

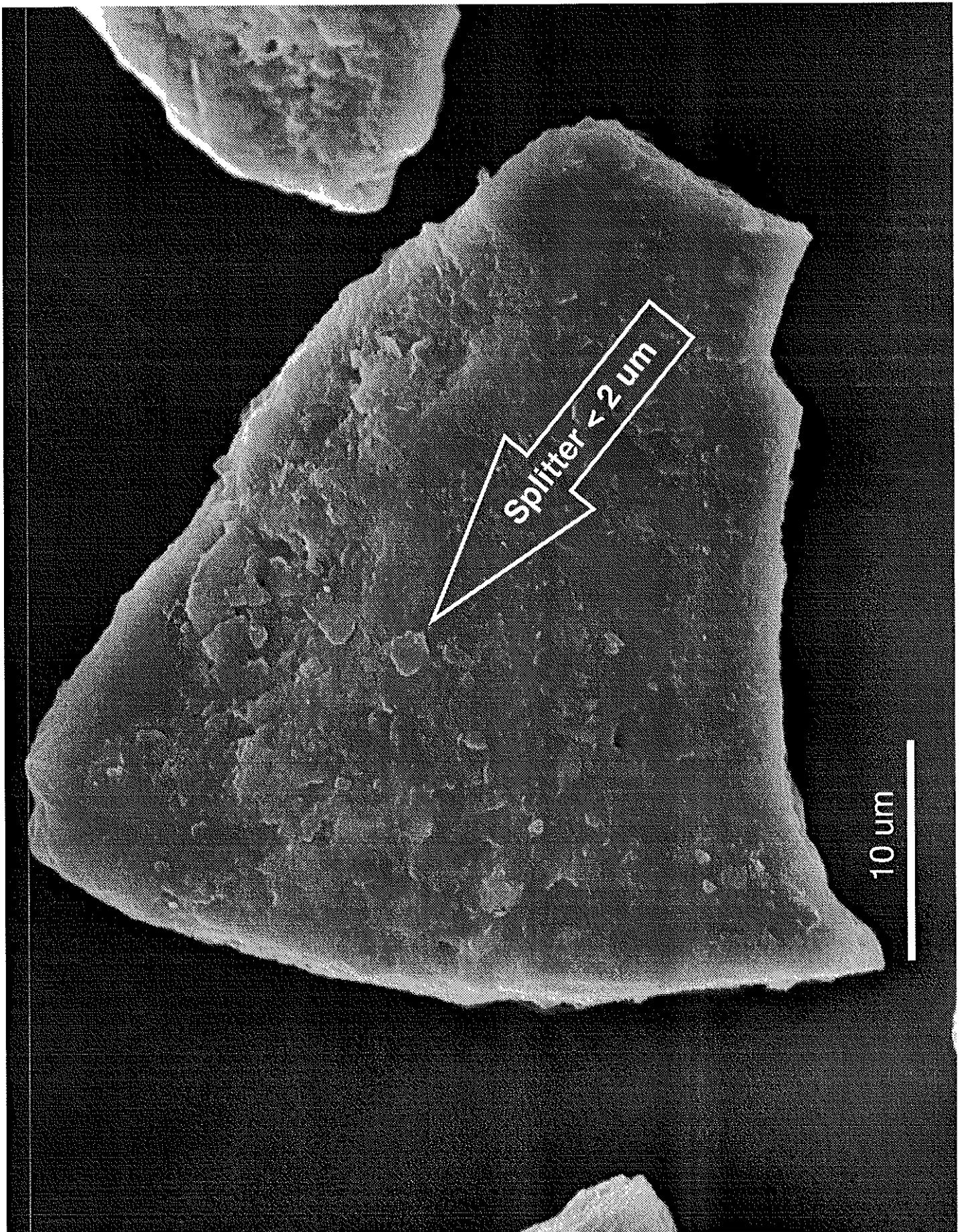


Abb 7.5.-3  $\bar{u}_c$  vergrößert

68a

### 7.5.1 Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen verschiedener Verwitterungszustände am Grobschluff (E. Gehrt, D. Klosa)

In Ergänzung zu den Korngrößenanalysen wurden von den Grobschluffen verschiedener Lössen der Schicht III rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen gemacht. In Abbildung sind drei erkennbare Varianten gegenübergestellt. Die Abbildung Ia und b zeigen den Grobschluff aus Schicht III in kalkhaltigem Sediment aus einer Tiefe um 80 cm. Die Körner zeigen gerade Bruchflächen und gut gerundete Kanten. Die Tongehalte dieser Proben liegen bei 12 %. Die Abbildung II stammt aus einem entkalkten Bht-Horizont (Tiefe ca. 60 bis 70 cm). Deutlich erkennbar sind die Lösungskaven in einigen Körnern. Diese sind insbesondere an Feldspäten zu finden.

Die dritte Variante (IIIa und c) zeigt den Grobschluff der tonreichen Lössen des Profils Bodenstedt. Die Probe war kalkhaltig. Im Unterschied zu den unverwitterten Lössen (Ia und b) sind hier die Kanten der Körner scharf gebrochen. Dies deutet auf eine physikalische Beanspruchung hin, bei der das ganze Korn gebrochen wird. Dies führt wie die Kornverteilung zeigt, nur bedingt zu einer Abnahme der Grobschluffe. An den Bruchflächen finden sich kleine Splitter in Grobtongröße. Hier ist vorstellbar, daß diese bei weiterer physikalischer oder chemischer Beanspruchung ablösen und die Grobtongehalte erhöhen. Dieser Effekt ist auch bei verschiedenen Dispergierungen denkbar.

### 7.5.2 Verwitterung der Lössen in Abhängigkeit spätweichselzeitlicher äolischer Überdeckung und Entstehung der Parabraunerden (E. Gehrt)

Schicht IIIa verhält sich in bezug auf den Tongehalt sehr heterogen. Nach den Analysen treten Tongehalte zwischen 8 und 31 % auf. Folgende Beziehungen beeinflussen den Tongehalt:

- Die Tongehalte steigen mit abnehmendem Grobschluffgehalt bzw. Schluffquotienten.
- In fast allen Profilen nimmt in Schicht IIIa der Grobschluffgehalt von unten nach oben ab.
- Je näher Schicht IIIa an der Oberfläche liegt, desto geringer ist der Grobschluffgehalt und umso höher ist der Tongehalt.
- Mit abnehmender Tiefenlage der Schicht III steigt der Tongehalt.

Im Vergleich der Schicht IIIa aus dem Bereich der nördlichen Lößgrenze bis in die Lößbörde ergibt sich eine Möglichkeit, das Ausmaß der pedogenen Veränderung zu erfassen. Aufgrund verschiedener Stabilitätsparameter (z.B. Kornquotienten, Titan-Zirkonverhältnisse) ist davon auszugehen, daß Löß der Schicht IIIa primär homogen war. Durch den Vergleich unterschiedlicher Positionen im Profil lassen sich die Auswirkungen von chemischer und physikalischer Verwitterung abschätzen (Tabelle 7.5-2). Im Bereich der Lößgrenze liegen die Lössen der Schicht IIIa unter einer ca. 1-2 m mächtigen Decke aus Sandstreifenlöß und Sandlöß. Ohne Entkalkung und Verbraunung liegen die Tongehalte bei ca. 10-13 %. Die mit der Verbraunung einhergehende Tonneubildung bewirkt einen Tongehaltsanstieg von ca. 3 %. Bei einer Mächtigkeit der jüngeren Sedimente von ca. 50-60 cm (südlich der Lößgrenze) liegt der Tongehalt im kalkhaltigen Löß der Schicht III um etwa 2-3 % höher. Der Grobschluffgehalt sinkt um etwa diesen Wert. In diesen Böden, die als Schwarz- oder Grauerden einzustufen sind, liegt damit bereits eine Tongehaltsdifferenz von ca. 4 % vor. In der entkalkten Variante ist neben der Verbraunung auch eine Toneinlagerung nachweisbar (z.B. in Dünnschliffen). Der Löß der Schicht III ist als Bt-Horizont entwickelt. Die Tongehalte liegen bei 20-22 %. Die Tongehaltsdifferenz zwischen Al- und Bt-Horizont von 8 % sind folglich neben der primären Schichtung und der chemischen und physikalischen Verwitterung auch auf die Tonverlagerung zurückzuführen.

Tabelle 7.5-2: Räumliche Änderung von Schluffquotient und Tongehalt in Schicht IIIa von den Lößgrenzprofilen zu den Lößprofilen der Börde

Tiefenlage (cm)	Lößgrenze		Lößbörde		Senken der Lößbörde
	ca. 100-150		ca. 45-70		
Schluffquotient	1.8-3		1.7-1.8		1.1-1.7
Kalkgehalt	kalkhaltig	entkalkt	kalkhaltig	entkalkt	
Horizonte	Sw, Go	Bv	Sw, Go	Bt	Ap/Ah
Tongehalt (%)	10-13	13-16	13-16	20-22	25-31

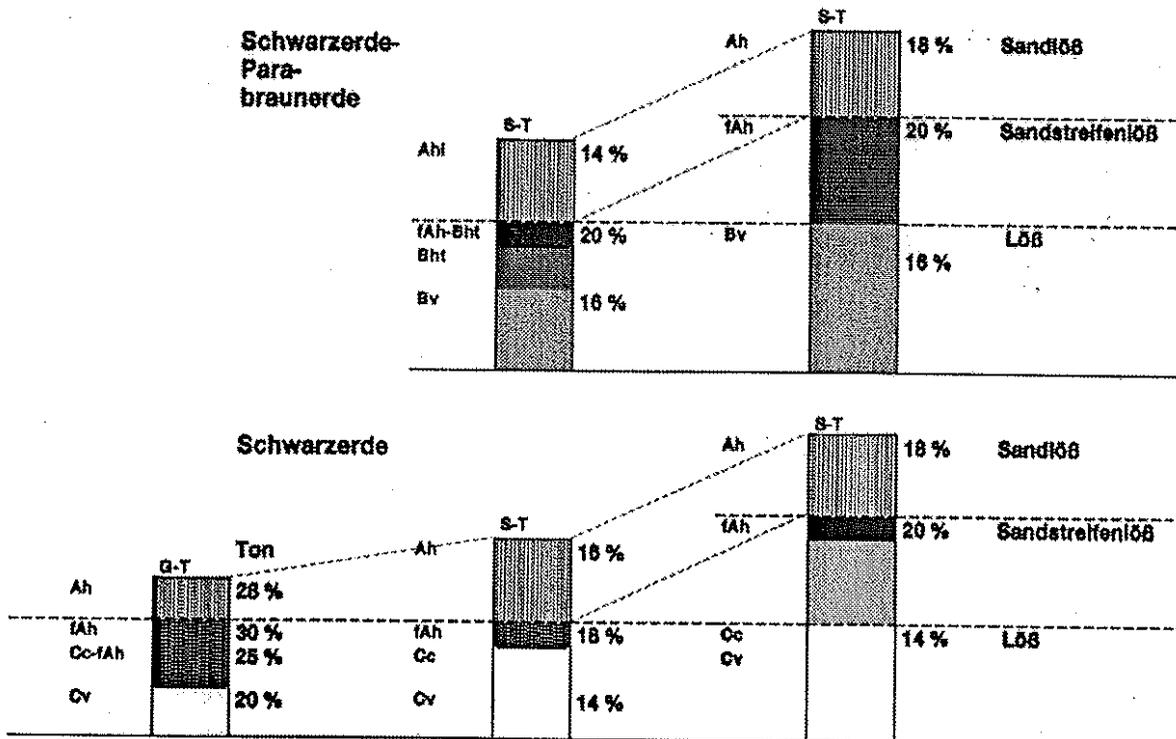


Abbildung 7.5-4: Primäre Tongehalte der Lössen und Veränderung durch pedogene Prozesse in der Catena Lößgrenze Lößbörde

In den feuchten Senken der Lößbörde sind die jüngsten Decken z.T. nur äußerst geringmächtig ausgebildet oder fehlen gänzlich. Auch ohne oder mit nur geringer Entkalkung können die Tongehalte hier bis auf 35 % ansteigen. Diese hohen Tongehalte gehen mit einer deutlichen Grobchluffabnahme und einer Grobtonanreicherung einher (GEHRT 1994). Dies deutet auf eine physikalische Verwitterung (Kryoklastik) vor Ablagerung der jüngsten Lößdecke (BASBUG 1971, SCHEFFER & MEYER 1965, ROHDENBURG & MEYER 1966). Es ist deshalb von einer starken physikalischen und ggf. einer anschließenden chemischen Verwitterung auszugehen.

Zur *kryoklastischen Verwitterung* liegen im Zusammenhang mit der Frage der Lößentstehung zahlreiche Untersuchungen vor (Zusammenfassung bei MÜCHER 1986). ARNAUD & WHITESIDE (1963) weisen die kryoklastische Verwitterung in der Sandfraktion an im Dünnchluff sichtbaren Spaltrissen der Mineralkörner nach. Danach wird hauptsächlich Material in der Fraktion von 20-60 µm erzeugt. Die Frage der Veränderungen der Schluff- und Tonfraktion wird dort nicht diskutiert. SCHEFFER & MEYER (1965) beschreiben bei Lößprofilen einen von unten (71 %) nach oben (52 %) kontinuierlich abnehmenden Grobchluffgehalt. Aufgrund von mineralogischen Untersuchungen deuten sie diese Abnahme als kryoklastische Verwitterung des Lösses. Danach ist an

allen im Grobschluff enthaltenen Mineralarten ein mechanischer Zerfall feststellbar. Quarz und Feldspat reichern zum größeren Teil die Feinschlufffraktion an. Im Gefrierversuch wurde die kryoklastische Verwitterung von BASBUG (1971) nachvollzogen. Die Ergebnisse bestätigen die Feststellungen von SCHEFFER & MEYER (1965). Glimmer und weiter verwitterter Quarz und Feldspat führen bei der kryoklastischen Verwitterung zu einer Anreicherung der Fraktion von 2 bis 0,6  $\mu\text{m}$  (Grobton). ROHDENBURG & MEYER (1966) empfehlen daher als vereinfachte Nachweismethode für die kryoklastische Verwitterung eine Analyse der Tonfraktionen (< 2  $\mu\text{m}$ ). REUTER (1978) findet in der Magdeburger Börde ähnliche Kornverteilungen der größeren Schluffe. Er untersuchte die Löss auf Grundlage der Beziehung von Grobschluff incl. grobem Mittelschluff (60-10  $\mu\text{m}$ ) zu Ton (< 2  $\mu\text{m}$ ). Unter Bezug auf ROHDENBURG & MEYER (1966) führt REUTER Tongehalte über 25 % auf kryoklastische Verwitterung des Schluffs (im Sandlöß auch des Sandes) zurück. Die Bereiche mit erhöhten Tongehalten bezeichnet er als Kryoklastzone. Diese monokausale Erklärung muß nach den obigen Ausführungen angezweifelt werden. Generell ist es darüberhinaus bedenklich, die genetische Einstufung allein aufgrund der Tongehalte durchzuführen.

Da die hohen Tongehalte und geringen Schluffquotienten im Exkursionsgebiet auch in kalkhaltigen Profilen auftreten, sind wahrscheinlich kaltzeitliche, periglaziale Prozesse vor Ablagerung der Schicht V bei der Entstehung anzunehmen. Dies legt eine Erklärung über kryoklastische Verwitterung nahe. An zwei Proben aus Profil 2261 (Bodenstedt) wurde die weitergehende Fraktionierung des Schluffs und Tons durchgeführt. Der kalkhaltige Go2-Horizont hat mit etwa 60 % Grobschluff, 22 % Mittelschluff und 7 % Feinschluff die normale Verteilung. Der Grobtongehalt (4 %) ist gegenüber dem Feintonanteil (10 %) deutlich geringer. Im Ap-Horizont sind die Grobschluffgehalte relativ herabgesetzt. Der Mittel- und Feinschluffgehalt liegt um 3 bzw. 5 % höher. Deutliche Anreicherungen lassen sich im Grobton nachweisen. Im Feinton sind keine Veränderungen feststellbar. Die Ergebnisse entsprechen damit den Beobachtungen von ROHDENBURG & MEYER (1966) zum Nachweis kryoklastischer Verwitterung.

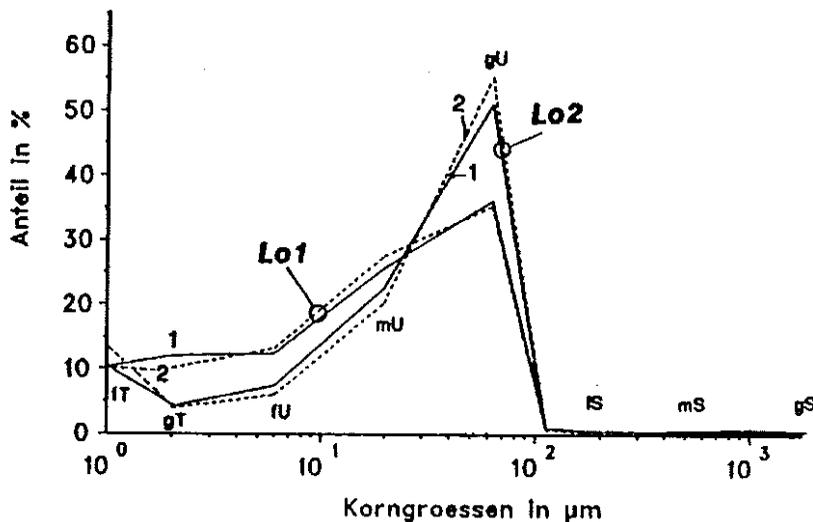


Abbildung 7.5-5: Korngrößenverteilung der tonreichen und normalen Ausprägung der Schicht III im Profil 2260 (Bodenstedt); Ton und Sandfraktion jeweils zweigeteilt.  
Lo1 = Entnahmetiefe ca. 30-40 cm; Lo2 = Entnahmetiefe ca. 60-70 cm  
Dispergierung: 1= Ammoniak und Ultraschall, 2 = Natrium-Pyrophosphat

Durch die *chemische Verwitterung*, insbesondere der Glimmerminerale in der Schlufffraktion, wird die Tonfraktion angereichert (MEYER et al. 1962, FÖLSTER et al. 1963; MEYER & KALK 1964, ROHDENBURG & MEYER 1966, BRONGER et al. 1974, BRONGER & KALK 1976, BRONGER et al. 1976). Voraussetzung der Lösungsverwitterung ist die Entkalkung des Lösses. Die Lösungsverwitterung von Muskovit und Chloriden verläuft stufenweise, so daß intermediär auch die Fein- und Mittelschluffgehalte erhöht werden. Quarze und Feldspate sind demgegenüber relativ verwitterungsresistent. Für A-Horizonte werden Verwitterungsraten des Glimmers von 75 %, für B-Horizonte von 50 % angegeben (ROHDENBURG & MEYER 1966). Bei einem primären Grobschluffgehalt (sandfrei) von 70 % rechnen ROHDENBURG & MEYER (1966) mit einem Grobschluffabbau durch Lösung von maximal 10 %. BRONGER et al. (1976) und BRONGER & KALK (1976) messen der kryoklastischen Verwitterung im Vergleich zur Lösungsverwitterung nur eine begrenzte Bedeutung bei.

Hinweise auf die Lösungsverwitterung ergeben sich im Vergleich der Lößgrenzprofile. So haben die entkalkten Lösser der Schicht III ohne kryogene Beanspruchung um ca. 5 bis 6 % geringere Grobschluffgehalte und entsprechend höhere Tongehalte als die entsprechenden kalkhaltigen Sedimente. Dies wäre mit einer Lösungsverwitterung erklärbar. Bei Entkalkungstiefen um 80 cm treten in Schicht III unter dem Ah-Horizont erste Verbraunungsmerkmale auf. Im Dünnschliff zeigt sich dies an einer Braunfärbung der Tonmatrix (Bv-Horizont unter dem Ah der Schwarzerden). Orientierte Tonbeläge sind hier jedoch nur in Ausnahmen zu finden. Die Tongehalte sind in diesen initialen Stadien der Verbraunung gegenüber den entsprechenden, kalkhaltigen Horizonten nicht oder kaum verändert (vgl. Profil 5294, 45-60 cm, Sw-Bhtv).

Möglicherweise handelt es sich bei der Gesamtverwitterung um einen komplexen Prozeß, bei dem die Verwitterung dort besonders intensiv ist, wo kryoklastisch angegriffene Minerale stark durch die Lösungsverwitterung betroffen werden. Ein Hinweis darauf ergibt der Vergleich der Ton- und Grobschluffgehalte nach Dispergierung mit Ammoniak bzw. mit Natriumpyrophosphat. Mit dem chemisch aggressiveren Natriumpyrophosphat wird bei den Lössen der Schicht IIIa aus oberflächennaher Lage mehr Ton freigesetzt, als bei der Behandlung mit Ammoniak und Ultraschall. Die Lösser aus tieferer Lage zeigen dagegen keine Unterschiede in bezug auf die Dispergierung.

Die Verwitterungsintensität hat sicherlich auch eine zeitliche Dimension. An der Lößgrenze lag der Löß III nur kurz bis zur Ablagerung der Sandstreifenlösser an der Oberfläche und war nur kurz der Verwitterung ausgesetzt. In den Senken ohne jüngere Ablagerungen bildet der Löß III bis heute anhaltend die Oberfläche und konnte damit über den gesamten Zeitraum durch die Verwitterung angegriffen werden.

### *Entstehung und Gliederung der Parabraunerden*

Bei Fehlen der Erhaltungsbedingungen der frühholozänen Böden setzte nach allgemeiner Auffassung eine Entkalkung und Lessivierung ein (SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL 1992). Das Endglied dieser Pedogenese ist die Parabraunerde. Wie in den Ausführungen zum Löß beschrieben, ist im allgemeinen davon auszugehen, daß auch die geringmächtigen Lösser in der Börde eine Schichtung aufweisen. Diese Schichtung bedingt, daß schon in den primären Lössen Tongehaltsunterschiede vorhanden sind. Diese Erkenntnis führte früh zu Diskussionen um die Bedeutung und das Ausmaß der pedogenen Tonverlagerung in Parabraunerden.

- BRUNNACKER (1959) diskutierte die Möglichkeit, daß die Parabraunerde sich schon in jungwürmzeitlichen Interglazialen bildete. PLASS (1966, 1980) und BARGON et al. (1971) vertraten die Auffassung, daß das Profilbild der Parabraunerden Ergebnis periglazialer Profildifferenzierung im Zusammenhang mit der Deckschichtenbildung (SCHILLING & WIEFEL 1962, SEMMEL 1964, vgl. Diskussion bei SABEL 1982) sein könnten (Phäno-Parabraunerde). Der Bt-Horizont wäre in diesem Sinn ein älterer, periglazial überprägter Löß. In der jüngeren Tundrenzeit wurde er durch jüngere, periglaziale, tonärmere Decken überlagert, die den Al-Horizont bilden. Der Al-Horizont wäre damit ein Äquivalent des Deckschluffes im Sinne von SEMMEL (1964). Eine spätglaziale Prägung der Parabraunerde-Horizonte ziehen auch ROESCHMANN (1963) nach Untersuchungen in den Sandlößgebieten südlich von Bremen und WICHTMANN (1965) nach Aufnahmen in

der Soester Börde in Betracht. SEMMEL (1985) beschreibt aus rezenten Periglazialgebieten Profildifferenzierungen als Ergebnis der Auftauzone (active layer), in die Fremdmaterial eingearbeitet werden konnte. Mit einer solchen Form der periglazialen Profildifferenzierung erklärt REUTER (1978) die Horizontierung der Böden der Magdeburger Börde.

- MEYER et al. (1962) und ROHDENBURG & MEYER (1968) unterstreichen dagegen die Bedeutung der holozänen Tonverlagerung für die Profildifferenzierung insbesondere bei basenreichen Parabraunerden aus Löß. Ein klarer Hinweis auf die junge Tonverlagerung ist die Bt- oder Bänder-Bt-Horizontbildung (Bbt) in holozänen Sedimenten (ROHDENBURG & MEYER 1968, BORK 1988). BAILLY (1973) führt als Ursache für die hohen Tongehaltsdifferenzen im Übergang von den Parabraunerden zu den hydromorphen Böden das Phänomen der "sitzengebliebenen" Bt-Horizonte an. Während die Grenze vom Al- zum Bt-Horizont bei Parabraunerden etwa bei 50 bis 60 cm zu finden ist, steigt sie mit höherem Grundwasserstand und ansteigendem „Kalkspiegel“ an. Der Bt-Horizont wird zunehmend hydromorpher und ist schließlich nicht mehr erkennbar. BAILLY (1973) erklärt die hochliegenden Bt-Horizonte mit dem Anstieg des Grundwasser- und Kalkspiegels, der die Tonverlagerung hemmt. Diese Vorstellung ist durchaus plausibel. Auch bei Parabraunerden aus Löß über Kalkstein bzw. kalksteinbürtigen Fließerden sind vergleichbare Tendenzen festzustellen. Der Tongehalt der Bt-Horizonte steigt mit abnehmender Tiefenlage der kalkhaltigen Cv-Horizonte an.

Die vorstehenden Beschreibungen gelten wohl auch in anderen Börden. So erklärt REUTER (1978) einen großen Teil der Bt-Horizonte der Magdeburger Börde und des östlichen Harzvorlandes (tonreicher und grobschluffärmerer Löß) mit einer kryoklastischen Beanspruchung. Die Horizontierung führt er im wesentlichen auf eine oberflächenparallele Kryoklastzone zurück. Sedimentäre Einflüsse sieht REUTER nicht im Vordergrund.

Die genannten Vorstellungen der Parabraunerdegenese als Ergebnis periglazialer Schichtung oder Horizontdifferenzierung durch Tonverlagerung schließen sich nicht gegenseitig aus. Es erscheint ebenfalls plausibel, daß sowohl die Lößablagerung, die periglaziale Überprägung und die Bodenbildung durch den Grundwassereinfluß modifiziert wurden. Böden sind in ihrer Entstehung und in ihren Eigenschaften eben nur durch die Gesamtheit dieser Faktoren zu erklären.

Bei der Diskussion werden heute die im folgenden zusammengefaßten Aspekte akzeptiert:

- Die Tonverlagerung ist in den betroffenen Profilen immer makroskopisch oder mikromorphologisch nachzuweisen. Dies ist im humiden Mitteleuropa bei im Boden im allgemeinen abwärtsgerichteter Wasserbewegung auch plausibel.
- Die Böden Mitteleuropas erhielten verbreitet eine periglaziale Schichtung mit i.d.R. tonärmeren über tonreicheren lößhaltigen Decken. Die tonreichen Horizonte sind damit nicht ausschließlich holozäne, sondern primär spätglaziale Bildungen. Dies bedeutet jedoch nicht, daß die Tonverlagerung schon im Pleistozän erfolgte. Diese dürfte vielmehr im Holozän die gegen angelegten Tongehaltsunterschiede verstärkt haben.

Die Ursache der kontroversen Diskussionen ist damit wohl darin begründet, daß der eine oder andere Aspekt hervorgehoben werden soll. Auch vielfache Wiederholungen einseitiger Deutungen (z.B. der Bt-Horizonte in Deckschichten als Mittellagen SEMMEL, 1997) sind in diesem Zusammenhang wenig hilfreich. Es ist vielmehr die Frage zu stellen, ob nicht eben die Kombination der Prozesse (spätglaziale Sedimentation und Verwitterung, holozäne Verwitterung und Verbraunung, Tonmigration, Toninfiltration) das typische Erscheinungsbild der Parabraunerde (vgl. MÜCKENHAUSEN 1977) prägen und genetisch bedingen. Dies hätte zur Konsequenz, daß die Parabraunerde in ihrer typischen Ausbildung (MÜCKENHAUSEN 1977) nicht allein über die Tonverlagerung, sondern durch den gesamten Merkmals- und Prozeßkomplex definiert werden müßte. Kartiertechnisch hätte dies den Vorteil, daß die Abgrenzung der typischen Parabraunerden zu anderen Böden klarer und eindeutiger zu handhaben wäre.

### 7.6 Exkursionspunkt 7: Gr. Lobke, Lößgrenze (E. Gehrt)

Am Exkursionspunkt 7 werden nochmals die Lößgrenzsedimente aufgeschlossen. Im Unterschied zum Punkt 5 liegen hier Stauwasserbedingungen vor, die zu hydromorphen Bodenmerkmalen führen und gleichzeitig die Erhaltungbedingungen für die Schwarzerde bieten. In Tabelle 7.6-1 und Abbildung 7.6-2 wird die Situation beschrieben. Der Lokalität Gr. Lobke entsprechende Profile wurden an der Lokalität Bekum aufgenommen. Die Beschreibungen werden hier zunächst wiedergegeben.

#### 7.6.1 Lokalität Bekum

Die Lokalität Bekum wurde 1990 mit drei Profilgruben und Bohrungen erkundet. Sie ist typisch für die Lößgrenze im Verbreitungsgebiet der Unterkreidetone und Geschiebelehme. Die Profile liegen an einem flach nach Norden einfallenden Hang und befinden sich unter ackerbaulicher Nutzung. Die Böden der Catena sind Schwarzerden mit Stau- bzw. Grundwassereinfluß.

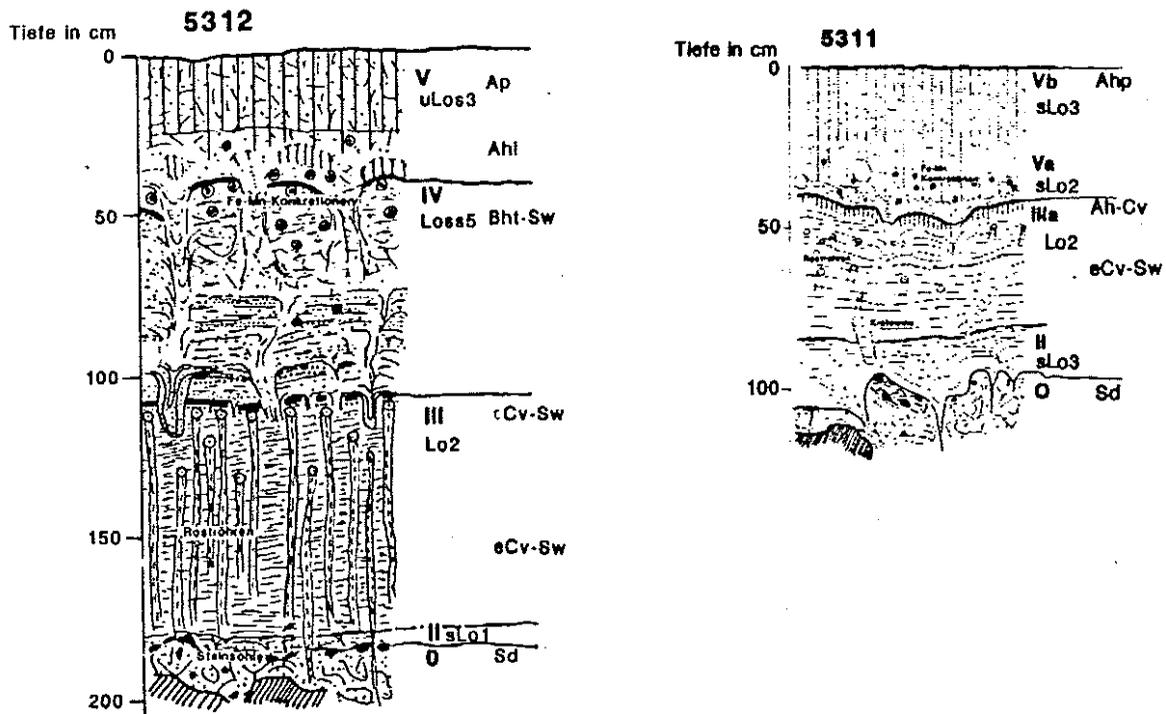


Abbildung 7.6-1: Zeichnung der Profile 5312 und 5311 (Catena Bekum) mit Bezeichnung der Schichten, Lößtypen, Bodenarten und Horizonte (schematisiert).

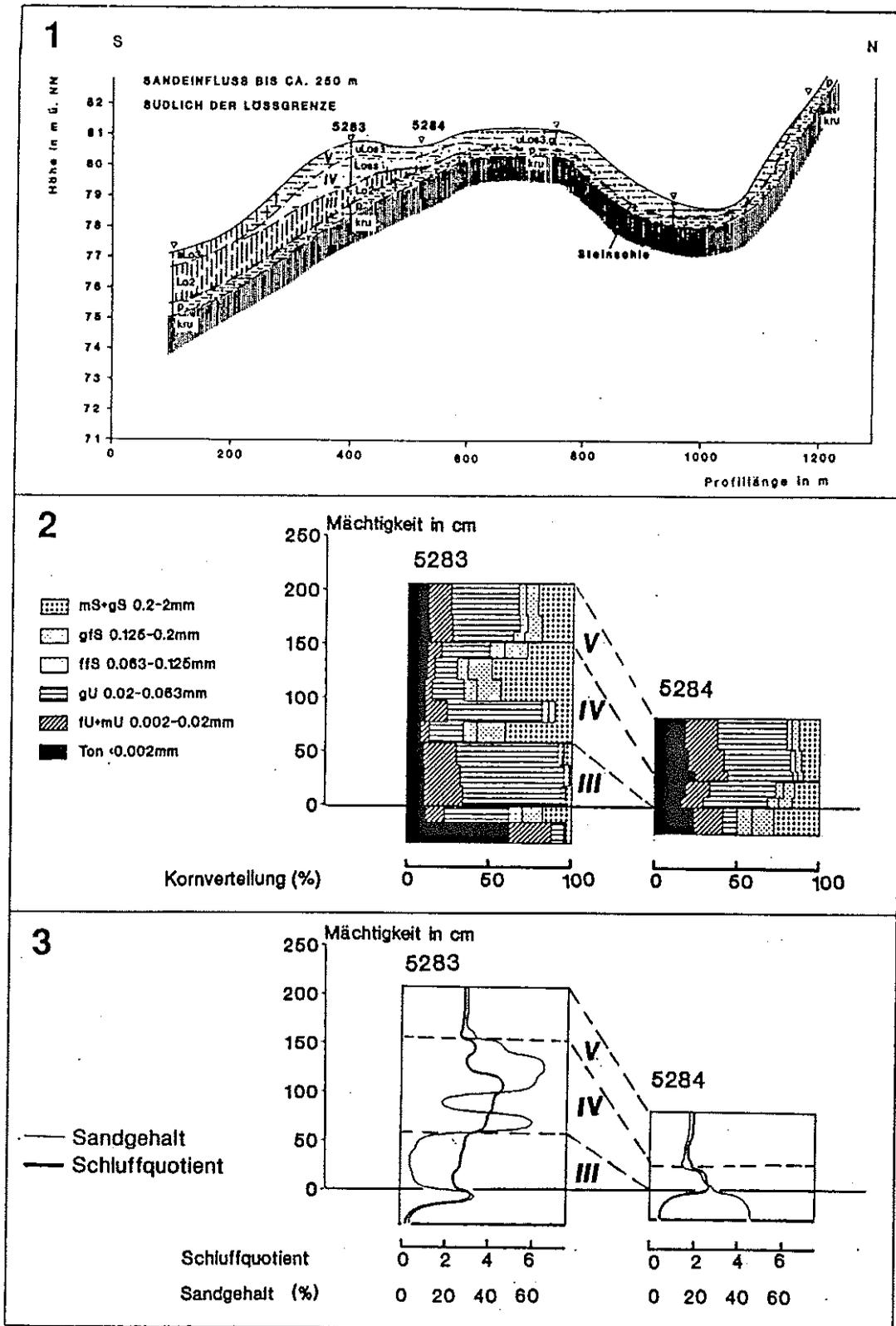


Abbildung 7.6-2: Catena 3726 A (Groß Lobke)

1. Schichtung und räumliche Beziehungen der äolischen Sedimente in Südhanglage. Überhöhung 1:50.
2. Korngrößenzusammensetzung ausgewählter Profile.
3. Tiefenfunktion von Sandgehalt und Schluffquotient ausgewählter Profile

Tabelle 7.6-1: Profilbeschreibung und Analysenwerte der Profile Gr. Lobke (5284 und 5283).

ARNRL 5284

TK25/TK5: 3726 / 01 RECHTS/HOCH: 3568742 / 5794190 DATUM: 24.09.1990 KARTIERER: Gehrt

BOHRNR: 2 BOTYP: S-T35

MHGW: MNGW: VERNAS:

Horizontbeschreibung:

CBNR	HORIZONT	UTIEF	HNBD/SKEL/BODSON	STRAT/GEOGE	HUMUS	FARBE	EISEN	KALK	LD	FEUCHTE
57273	Ap	30	U14	Lol //qw	h3	dgr				
57274	Alh	50	U14	Lol //qw	h3	dgr				
57275	Bht-Ah	60	Tu4	Lol //qw	h3	sw	e1,fl			
57276	Ah-Bht	75	U14/(U1?)	Lol //qw	h2	smbn,ds(sw)	e2,fl			
57277	Sw-Bht	85	U13//ap(T)	p //qw	h1	smbngr,tap(s)	e2,fl			
	Bht-Sw	90	Sl4/g4	p //qw		smbngr,tap(s)	e3,fl,em1,k			
57278	Sd	110	Ls4/g1	//		mrbn,fl,(sw)	e3,fl,em2,k			

Bodenchemische Eigenschaften:

HORIZONT	UTIEF	pH	HUMUS	C/N	N	CaCO3	KAKp	Hp	Cap	Mgp	Kp	Nap	OHp	Feo	Fed
Ap	30	6,8	1,8			0,2	16,3	1,5	14,0	0,7	0,6	0,1	-0,1		
Alh	50	6,9	1,1			-0,1	16,6	1,5	14,7	0,8	0,3	0,1	-0,1		
Bht-Ah	60	7	1,0			-0,1	19,1	1,3	16,9	1,0	0,3	0,1	-0,1		
Ah-Bht	75	7,2	0,4			-0,1	12,6	1,0	11,2	1,0	0,2	0,1	-0,1		
Sw-Bht	85	7,3	0,3			-0,1	11,2	0,3	9,7	1,0	0,2	0,1	-0,1		
Bht-Sw	90														
Sd	110	7,2				-0,1	14,6	0,5	12,4	1,6	0,2	0,1	-0,1		

Humus, Carbonat, Stickstoff, Feo, Fed [Masse%], KAKp+EKp [mmol/ IAE/100g Boden]

Bodenphysikalische Eigenschaften:

HORIZONT	UTIEF	T	fmU	gU	Ges. U	ffS	gfS	mS	gS	Ges. S	X+G	Bodenart	GPV
Ap	30	19,3	19,4	41,8	61,2	2,9	4,4	11,0	1,2	19,5	-0,1	Lu	
Alh	50	21,3	21,4	40,1	61,5	2,7	3,9	9,8	0,9	17,3		Lu	
Bht-Ah	60	25,5	19,2	39,5	58,7	2,6	3,6	9,0	0,5	15,7		Lt2	
Ah-Bht	75	19,7	14,3	39,9	54,2	4,6	6,5	14,2	0,7	26,0	0,1	Lu, x1	
Sw-Bht	85	17,0	13,3	38,5	51,8	6,6	8,1	14,7	1,8	31,2	4,7	Lu, x2	
Bht-Sw	90												
Sd	110	24,7	17,4	8,7	26,1	8,6	13,1	23,5	3,9	49,1	0,7	Ls4, x1	

Korngröße [Masse%], GPV [Volumen%], Bodenart berechnet nach K

Exkursionsführer zur 17. Sitzung des AK Paläoböden 1998 in Braunschweig

ARNRL 5283

TK25/TK5: 3726 / 01 RECHTS/HOCH: 3568742 / 5794085 DATUM: 24.09.1990 KARTIERER: Gehrt

BOHRNR: 1 BOTYP: S-L32

MHGW: MNGW: VERNAS:

Horizontbeschreibung:

CBNR	HORIZONT	UTIEF	HNBD/SKEL/BODSON	STRAT/GEOL	HUMUS	FARBE	EISEN	KALK	LD	FEUCHTE
57260	Ap	30	U13	Los //qw	h2	dbngr			Ld2	13
57261	Ahl	45	U13	Los //qw	h2	dbngr			Ld2	13
57262	Sw-Ahl	55	mS1s3//zt(Su2)	a //qw	h1	smbn	e1,fl,em2,k		Ld3	12
57263	Sw-Bht	70	mS1s2	a //qw	h1	drfbn	e1,fl		Ld3	13
57264	Sw-Bht	90	mS1s2	a //qw	h1	smdgr,zt(sw)	e2,fl		Ld2	13
57265	Sw-Bht	110	mS1s2//lag(U13)	Loss //qw	h1	smge,zt(sw)	e2,fl		Ld3	13
57266	Sw-Bht	130	U2//lag: 2cm(mS12)	Loss //qw	h1	gr,mr(oc),zt(s)	e3,fl		Ld3	13
57267	Sw	150	mS1//lag: 5cm(U12)	Loss //qw		gr,mr(doc)	e3,fl		Ld3	13
57268	Sw	170	U2//lag: 1cm(S13)	Lo //qw		geligr	e3,fl	c3.3,ck:2	Ld2	15
57269	Sw	190	U2	Lo //qw		geligr	e2,fl	c3.3	Ld2	15
57270	Sw	210	U12	Lo //qw		geligr	e2,fl	c3.3	Ld2	15
57271	Sw	225	S14/z1/g1,gr1	p //qw		geligr	e2,fl	c3.3	Ld2	15
57272	Sd	245	Tu3			gr			Ld4	15
	Sd	265	Tu2			dgr			Ld4	13
	Sd	300	Tu2			ddgr			Ld4	13

Bodenchemische Eigenschaften:

HORIZONT	UTIEF	pH	HUMUS	C/N	N	CaCO3	KAKp	Hp	Cap	Mgp	Kp	Nap	OHp	Feo	Fed
Ap	30	6,9	1,6			-0,1	12,0	1,3	10,5	0,3	0,7	0,0	-0,1		
Ahl	45	6,8	1,1			-0,1	11,7	1,0	10,1	0,3	0,5	0,1	-0,1		
Sw-Ahl	55	6,9	0,7			-0,1	11,2	1,0	9,7	0,3	0,3	0,1	-0,1		
Sw-Bht	70	7	0,4			-0,1	9,4	0,8	8,1	0,3	0,2	0,1	-0,1		
Sw-Bht	90	7	0,3			-0,1	8,1	0,5	7,2	0,3	0,2	0,0	-0,1		
Sw-Bht	110	7,2				0,2	6,9	-0,1	6,8	0,4	0,2	0,0	-0,1		
Sw-Bht	130	7,3				0,2	8,3	-0,1	7,3	0,6	0,2	0,1	-0,1		
Sw	150	7,4				0,7	6,0	-0,1	5,9	0,7	0,2	0,0	1,0		
Sw	170	7,7				12,5	9,0	-0,1	12,1	1,2	0,2	0,1	3,3		
Sw	190	7,7				10,9	8,6	-0,1	12,3	1,2	0,3	0,1	3,5		
Sw	210	7,7				11,4	10,1	-0,1	12,8	1,2	0,3	0,1	3,5		
Sw	225	7,7				6,5	7,6	-0,1	9,3	1,2	0,3	0,2	2,0		
Sd	245	7,3				0,5	29,8	-0,1	22,8	5,7	1,0	0,7	-0,1		
Sd	265														
Sd	300														

Humus, Carbonat, Stickstoff, Feo, Fed [Masse%], KAKp+EKp [mmol/ IAE/100g Boden]

Bodenphysikalische Eigenschaften:

HORIZONT	UTIEF	T	fmU	gU	Ges. U	fIS	gIS	mS	gS	Ges. S	X+G	Bodenart	GPV
Ap	30	13,2	13,4	41,1	54,5	4,2	7,5	19,2	1,4	32,3	-0,1	U1s	
Ahl	45	13,5	13,8	41,3	55,1	4,6	8,3	17,6	1,0	31,5		U1s	
Sw-Ahl	55	15,0	12,8	36,8	49,6	6,4	10,6	17,5	0,8	35,3		LS2	
Sw-Bht	70	13,1	8,1	29,2	37,3	8,8	14,0	24,8	2,0	49,6		S14	
Sw-Bht	90	12,7	4,3	13,5	17,8	6,5	14,7	46,8	1,4	69,4		S14	
Sw-Bht	110	11,6	3,9	19,4	23,3	7,7	14,5	42,2	0,7	65,1		S13	
Sw-Bht	130	11,8	12,8	57,3	70,1	4,1	3,7	10,1	0,2	18,1		U12	
Sw	150	9,0	4,9	20,5	25,4	8,6	16,9	39,3	0,9	65,7		S13	
Sw	170	10,8	19,8	61,5	81,3	2,3	1,0	2,7	1,9	7,9	4,5	U12, x2	
Sw	190	11,7	21,3	62,5	83,8	3,0	0,6	0,8	0,1	4,5		U12	
Sw	210	11,2	23,3	59,4	82,7	1,7	1,0	3,1	0,3	6,1		U12	
Sw	225	12,4	11,2	39,0	50,2	8,3	12,0	14,9	2,3	37,5	6,2	U1s, x2	
Sd	245	62,9	25,4	7,1	32,5	0,7	1,0	2,5	0,4	4,6	0,3	Tu2, x1	
Sd	265												
Sd	300												

Korngröße [Masse%], GPV [Volumen%], Bodenart berechnet nach K

Insgesamt sind an der Lokalität Bekum fünf sicher unterscheidbare Schichten zu finden. Schicht II (Sandstreifenlöss oberhalb der Steinsohle) ist nicht durchgehend vorhanden. Schicht IIIb (grobschluffiger Löß) ist nur geringmächtig ausgeprägt. Die Mehrphasigkeit des Sedimentaufbaus ist anhand der Profile 5311 und 5287 durch eine deutliche Diskordanz belegbar. Die Grenze Schicht III/Schicht IV ist durch kryogene Verformungen überprägt. Der Sandstreifenlöß (Schicht IV) greift tropfenförmig in den Löß (Schicht III) hinein (s.u.).

- 0:** Im Liegenden der äolischen Decken sind auch über Tonstein immer Kryoturbationsstrukturen erkennbar. Sie erreichen mit ca. 10 bis 30 cm aber nicht die Mächtigkeit, wie im Bereich der glazifluviatilen Sande. Die hohen Tongehalte (ca. 50-60 %) und die kleinen Schluffquotienten in der Kryoturbationsschicht sind durch die eingearbeiteten Unterkreidetone zu erklären. Die stärker sandigen Bereiche (Bodenartengruppe lehmiger Sand) sind Relikte glazigener Sedimente. Die Schluffquotienten zwischen 2 und 3 machen wahrscheinlich, daß in diesen Sedimenten äolische Komponenten (möglicherweise aus der nur örtlich vorkommenden Schicht I) eingearbeitet sind. Exemplarisch sei auf das Profil 5285 verwiesen, in dem im Bereich der Steinsohle ein deutlich erhöhter Schluffquotient auftritt. Dieses Phänomen wird auch in den Profilen 5283 und 5284 deutlich. In Profil 5284 ist der Übergang von der "äolisch beeinflussten" Steinsohle zum darunterliegenden Geschiebelehmderivat an dem abfallenden Schluffquotienten erkennbar. Auf der Steinsohle finden sich in diesem Profil Fragmente von Schicht II.
- II:** Die Schicht II ist in den aufgeschlossenen Profilen nur in Ansätzen vorhanden. Die Profile zeigen, daß Schicht II schon primär nur diskontinuierlich vorhanden war. Die erkennbaren Sedimente dieses Schichtgliedes deuten an, daß es sich um ein vergleichsweise grobschluffreiches Material handelt. Die Sandgehalte liegen bei 20 bis 30 %. In Profil 5312 sind an der Lößbasis wenige horizontale Sandstraten eingeschaltet. Die Mächtigkeit dieser Bereiche ist kleiner als 10 cm. Eine Schichtgrenze wie an der Lokalität Denstorf ist nicht erkennbar.
- III:** Über der Steinsohle findet sich in der Regel mit scharfem Übergang der etwa 40 bis 60 cm mächtige Löß der Schicht III. Basal ist er etwas sandreicher, ohne daß sich der Grobschluffanteil erhöht. Schicht III ist in der Regel kalkhaltig. Die dominante Bodenart ist der tonige Schluff (Ut3). Im Verlauf der Catena nimmt der Sandgehalt von Norden nach Süden ab. In Schicht III ist eine Untergliederung anhand des Sandgehaltes erkennbar, der von unten nach oben zunächst abnimmt und dann wieder ansteigt. Im oberen Bereich von Schicht III ist ein Anstieg des Schluffquotienten zu verzeichnen. Diese Phänomene zeigen eine Parallelität zu der Zweigliederung (Schicht IIIa, b) an der Lokalität Denstorf.
- Im unteren Abschnitt des Lösses lassen sich im Dünnschliff Bereiche mit horizontalen, flachwelligen Schichtungsstrukturen nachweisen. Eng benachbart finden sich gröbere Bestandteile (Quarzkörner, umgelagerte Eisen-Mangan-Konkretionen) unregelmäßig in einer homogenen Matrix von Schluff. Diese Verteilungsform macht wahrscheinlich, daß Schicht III partiell kryogen beansprucht wurde. Die Zunahme des Sandanteils im oberen Teil ist auch im Dünnschliff zu erkennen. Auch hier finden sich sowohl geschichtete, als auch unregelmäßige Verteilungsformen.
- In den vernähten Profilen treten, wie in Bekum exemplarisch belegt wird, in Schicht IIIa vertikale Eisen-Mangan-Ausfällungen an Wurzelbahnen auf. Sie setzen an der Schichtobergrenze abrupt aus. Diese als Roströhren bezeichneten Konkretionen werden in Kapitel 5.4 ausführlich beschrieben.
- Schicht III schließt nach oben mit einer scharfen Diskordanz ab, die durch einen Sedimentwechsel in Straten aus Mittelsanden und einer horizontalen Eisen-Mangan-Ausfällung besonders deutlich wird. Die Grenzfläche ist durch gut erkennbare, kryogene Verformungen unterbrochen, die tief in den Löß hineingreifen. Bei diesen Erscheinungen handelt es sich weniger um Eiskeile, als vielmehr um tropfenförmige Einsenkungen. Durch diese werden die hangenden Sandstraten in den Löß eingeschleppt.
- IV:** Der Sandstreifenlöß lagert mit ca. 50-70 cm Mächtigkeit auf Schicht III. Wie beschrieben, erreicht sie die maximale Mächtigkeit etwa 50 m südlich der Nordgrenze von Schicht III und nimmt sowohl nach Süden als auch nach Norden an Mächtigkeit ab. Der untere Abschnitt ist durch eine Schichtung gekennzeichnet. In der oberen Hälfte sind auch - wie aus der Kornverteilung deutlich wird - die Sandanteile hö-

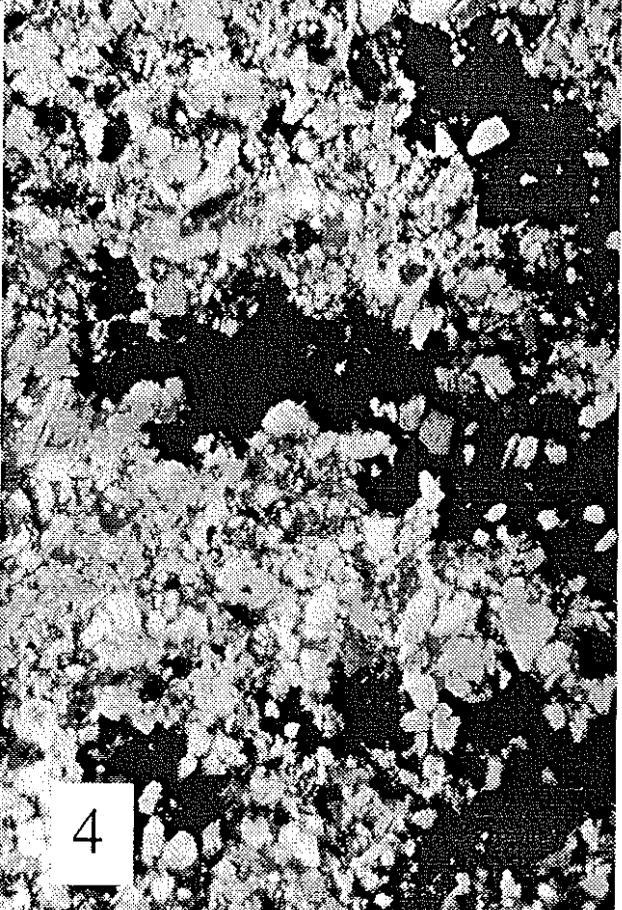
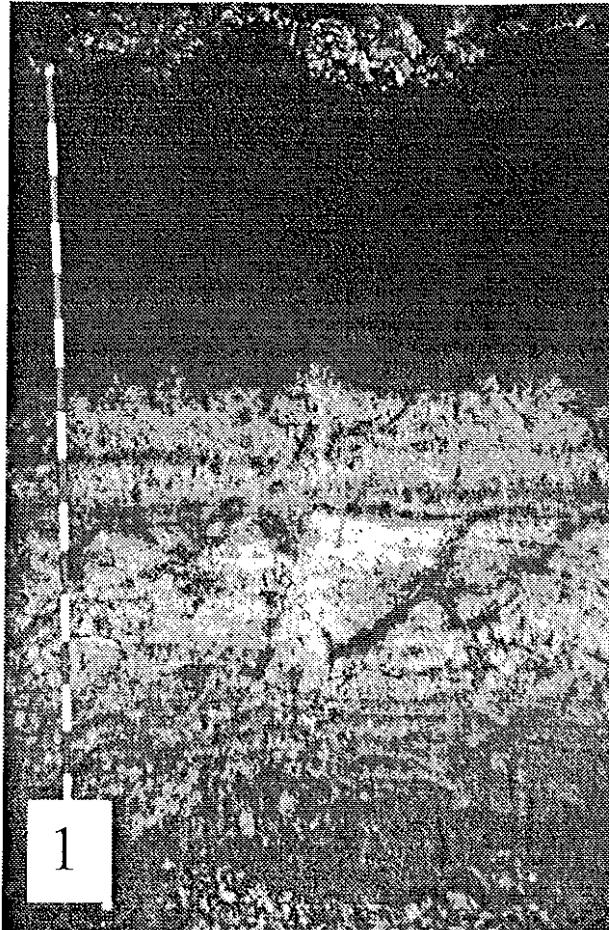
her und die Schichtung ist wesentlich undeutlicher bzw. in Teilbereichen durch Kryoturbation aufgehoben. Die Bodenarten in derart heterogenen Sedimenten sind analytisch nur schwer zu fassen, da sich die einzelnen Bereiche nur schwer isolieren lassen. Nach den beprobten Extremen ergeben sich Sandgehalte zwischen 60 und 18 %. In den feinen Schluffbändern liegt der Sandanteil nach den Dünnschliffbeobachtungen noch niedriger. Der Schluffquotient ist, unabhängig von den Sandgehalten der Sandstreifenlösse, mit 4-5 immer signifikant hoch.

Aus den Beobachtungen in den Profilgruben wird klar, daß die Kryoturbationsphase nach Ablagerung des Sandstreifenlösses zu datieren ist. Südlich und nördlich von Schicht IV beeinflusste die Kryoturbation Schicht III direkt, ist hier aber aufgrund der homogenen Sedimentausprägung nur durch Rückschlüsse belegbar. Die kryogene Überformung des Sandstreifenlösses wird im Dünnschliff durch ein unregelmäßiges Nebeneinander von sandigen und schluffigen Bereichen deutlich. Die regelmäßige Schichtungsstruktur ist nicht mehr erkennbar. Die Grenzfläche zwischen diesen Bereichen ist z.T. ausgesprochen scharf.

Schicht IV schließt örtlich mit einem dunklen, humosen Horizont ab. Im Unterschied zum Befund Hasenkampsmühle ist dieser wesentlich. Da der Horizont von den z.T. bis 70 cm mächtigen, wesentlich helleren Sedimenten der Schicht V bedeckt ist, wird er als fossiler Ah-Horizont aufgefaßt.

#### Abbildung 7.6-3: Merkmale der Eisen-Mangan-Ausfällung (n.Seite)

1. Profil 5284 Gr. Lobke (Profilaufnahme).  
Im Sandstreifenlöß (IV) liegen horizontale Eisen-Mangan-Ausfällungen vor. Im unteren Bereich dominieren braune Eisen-, oben die schwarzen Manganfarben. Der Löß III ist durch Periglazialstrukturen geprägt. Das Bild zeigt unten schwach erkennbar eine Eisen-Mangan-Ausfällung an Wurzelröhren (Roströhren). Diese Roströhren setzen im oberen Bereich von Schicht III an und greifen z.T. durch Schicht II bis in die Sedimente der periglazialen Kryoturbationszone an der Lößbasis.
2. Profil 5394 Gadenstedt: Löß Schicht IIIb (Dünnschliffaufnahme).  
Probe aus ca. 55 cm Tiefe.  
Zu erkennen sind isolierte, umgelagerte Eisen-Mangan-Konkretionen in der Lößmatrix. Die Konkretionen sind rund und innen nicht gefüllt. Es handelt sich möglicherweise um umgelagerte Bruchstücke von Roströhren. Kennzeichnend ist die scharfe Grenzfläche zwischen Löß und Konkretion.
3. Profil 5312 Bekum: Löß Schicht IIIa (Aufnahme im Binokular). Probe aus ca. 140 cm Tiefe.  
In der Ausschnittsvergrößerung wird die Struktur der Roströhren erkennbar. Der offene Innenbereich ist sekundär mit Schluff verfüllt. Der äußere Saum wird durch braune Eisenfarben dominiert. Der Kern der Röhre ist durch die schwarzen Mangan-Ausfällungen geprägt. Die dentritische Verzahnung der Röhre mit dem Löß weist sie als in situ-Bildung aus.
4. Profil 5312 Bekum: Löß Schicht IIIa (Dünnschliffaufnahme mit gekreuzten Nicols).  
Probe aus ca. 140 cm Tiefe.  
Neben den verfestigten Roströhren finden sich nicht verfestigte, dentritische Eisen-Mangan-Ausfällungen in der Lößmatrix. Das Bild zeigt bei starker Vergrößerung die dentritische Verzahnung der Eisen-Mangan-Ausfällung mit der Lößmatrix.



V: Schicht V ist im Aufschluß durch ihre hellere Farbe erkennbar. Die Mächtigkeit des Sandlösses schwankt in der Catena Bekum zwischen 40 und 70 cm. Die Bodenart verändert sich im Verlauf der Catena. Die höchsten Sandgehalte treten im Bereich der Sandstreifenlössse auf. Von diesen ist Schicht V durch geringere Sandgehalte (um 30 %) und Schluffquotienten (2-3) zu unterscheiden. Südlich des Sandstreifenlösses (Lößgrendüne) wird Schicht V sandärmer. In den Bereichen zwischen der Düne und der Nordgrenze des Lösses erreicht der Schichtkomplex seine größte Mächtigkeit (um 60 cm) und wird wieder sandärmer. Nördlich der Lößgrenze steigt der Sandgehalt dann wieder an.

Nördlich von Schicht III liegt Schicht V direkt auf der Steinsohle. Da auch grobklastische Bestandteile im Sandlöß vorhanden sind, ist anzunehmen, daß dieser kryoturbar überprägt wurde. Aus den Profilgruben lassen sich Hinweise auf Kryo- und Bioturbation finden. Zudem liegt die Schicht V überwiegend in einem Bereich, der auch durch die anthropogene Bearbeitung erreicht werden kann. Aus diesem Grund lassen sich an der Lokalität Bekum keine sicheren Beweise für eine weitere Untergliederung der Schicht V finden. In den untersuchten Profilen zeigt sich jedoch, daß der Pflughorizont (Ap) fast immer in bezug auf Sandgehalt und Schluffquotient von dem liegenden Material zu unterscheiden ist, so daß auch hier (vergleichbar Denstorf und Haskampsmühle) ein Fazieswechsel denkbar ist.

Die Profile sind sowohl in bezug auf die sichtbaren Merkmale, als auch aufgrund der Analysenwerte deutlich nach den Eisen- bzw. Mangan-Kennzeichen zu gliedern. Die Eisenausfällungen korrelieren z.T. deutlich mit Schichtgrenzen, so daß eine Beziehung zwischen der Schichtung und der Eisen-Mangan-Verteilung naheliegt. Die "Eisen-Mangan-Ausfällungen an Wurzelröhren" in Schicht III (Roströhren) sollen besonders herausgestellt werden. Die besonders in Schicht IIIa auftretende Anreicherung von Eisen-Mangan an senkrechten Wurzelbahnen zeigt einen charakteristischen Aufbau mit einem inneren schwarzen Kern und einem rostbraunen äußeren Saum. In der Mitte ist oftmals eine Röhre von 0,5 bis 1 mm Durchmesser vorhanden, die z.T. mit hellem Schluff verfüllt ist. Neben den harten Roströhren finden sich auch weiche, im wesentlichen aus Eisen bestehende Röhren. Örtlich finden sich dendritische Mangan-Ausfällungen, ohne daß eine zentrale Röhre vorhanden ist. Die dendritische Verzahnung mit dem Löß belegt die in situ-Bildung der Roströhren. Mit abnehmender Vernässung werden die Roströhren kleiner. Die Roströhren setzen im oberen Bereich von Schicht IIIa an und lassen sich nach unten bis in Schicht II verfolgen. Die Summe der Beobachtungen macht wahrscheinlich, daß in Schicht IIIa Merkmale einer reliktschen Bodenbildung vorliegen.

In den edaphisch trockenen Bereichen sind in situ-Eisenausfällungen in Schicht IV und V nur in geringem Umfang festzustellen. Nur im Dünn Schluff sind vereinzelt mit der Matrix verzahnte Ausfällungen zu beobachten. Dagegen lassen sich verbreitet zugerundete und isoliert in der Matrix liegende Konkretionen finden. Die Lagerung der Konkretionen läßt vermuten, daß sie nicht in situ gebildet wurden. Z.T. ist durch die spezifische Form nachweisbar, daß die Konkretionen ursprünglich aus Roströhren gebildet wurden.

### 7.6.2 Vertikale Gliederung der Schwarzerden

In den Schwarz- und Grauerden der Hildesheimer Börde ist eine Zweiteilung in einen oberen helleren und einen unteren dunkleren A-Horizont festzustellen. Exemplarisch wird diese Zweigliederung am zweiten Profil in Gr. Lobke vorgeführt (s.o).

Im Profil 5311 (Catena Bekum) ist der Horizont unter dem Ap mit dem Munsell-Farbwert 10 YR 4/3 im feldfeuchten Zustand 1-2 Graustufen heller als der darunter folgende Horizont (10 YR 2/3). Die Humusgehalte (jeweils 1,1 %) korrelieren hier nicht mit diesem Farbunterschied. In anderen Profilen ist diese Trennung auch im Humusgehalt zu erkennen. Das Niveau der Humusgehalte des unteren Horizontes liegt etwa ein Drittel unter dem der Oberflächenhorizonte. In der Mehrzahl zeigen die Profile damit eine Zweiteilung der Humushorizonte. Der zweite humose Horizont zeigt in bezug auf die Vernässung die gleiche Abhängigkeit wie die oberflächennahen Ap- und Ah-Horizonte. Die Nutzung wirkt sich im zweiten Horizont nicht aus.

Im Vergleich zu den Lößschichten ist festzustellen, daß der untere, dunklere Teil des Ah-Horizontes in einer älteren Schicht angesiedelt ist, als der obere. Dies ist insbesondere auch bei den Schwarzerden an der Lößgrenze nachweisbar, wo durch Korngrößenunterschiede der Schichtwechsel zu erkennen ist. In einigen Profilen ist der zweite Humushorizont durch einen helleren Bereich deutlich von dem ersten getrennt.

1995 wurde quer durch die Hildesheimer Börde ein Gasleitungsgraben angelegt. Es war mehrfach zu beobachten, daß der untere Teil der Ah-Horizonte in Kryoturbationsprozesse eingebunden war. Vergleichbare Beobachtungen teilt ROESCHMANN (1968b) mit.

Mit diesen Beobachtungen liegt die Schlußfolgerung nahe, daß der untere Teil der humosen Horizonte eine ehemalige Oberflächenbildung sein könnte, die durch jüngere Sedimente bedeckt wurde. Damit wird die Frage aufgeworfen, ob nicht die Schwarzerden möglicherweise zeitlich getrennte humose Bildungen integrieren.

### *Datierung der Humushorizonte*

Es stellt sich die Frage, ob die oberen humosen Horizonte (bis 50 cm) nicht schon spätglazialer Entstehung sind. Um die Altersfrage zu klären, wurde schon von verschiedenen Seiten versucht, Datierungsmöglichkeiten zu finden. Aus dem Bereich des Exkursionsgebietes liegen einige Datierungen vor, die immer holozäne Alter ergaben:

- Auf GK3826 Blatt Dingelbe (VINKEN 1971) ergab die  $^{14}\text{C}$ -Datierung an einem kolluvial bedeckten Schwarzerde-Ah-Horizont ein Alter von 7260  $\pm$  120 BP.
- ROESCHMANN (1963, 1968b) bezeichnet den unteren Teil der Schwarzerden in den Kartieraufzeichnungen als fossilen Ah-Horizont (fAh). Genauere Beschreibungen liegen von der Tongrube Gretenberg (R:3566720 H:5796640) vor. Der untere Teil des Ah-Horizontes ist hier kryogen in den Juraton eingearbeitet (ROESCHMANN 1968b). Die Probe war ebenfalls weitgehend pollenfrei und somit auf diesem Weg nicht zu datieren. Eine  $^{14}\text{C}$ -Datierung am Humus ergab ein absolutes Alter von 6050  $\pm$  70 BP.
- Die Datierungen an dem Holzkohlematerial der Lößgrenze ergab  $^{14}\text{C}$ -Alter von 3845  $\pm$  70 BP (Denstorf) und 2790  $\pm$  160 BP (Haskampsmühle).

Bei den in von 50 bis 60 cm ermittelten  $^{14}\text{C}$ -Alter besteht das grundsätzliche Problem der Kontamination der untersuchten Proben durch jüngeres, organisches Material (vgl. GEYH 1970, LÜDERS et al. 1970, GEYH et al. 1971) oder durch anthropogene Beeinflussung. Andererseits ist eine kryogene Veränderung des unteren Ah-Horizontes im Holozän nicht möglich. Es ist somit trotz der Datierungen nicht auszuschließen, daß die Bildung schwarzer Humushorizonte schon spätweichselzeitlich einsetzte (ROESCHMANN 1968).

Im folgenden wird auszugsweise eine Arbeit von Scharpenseel et al. (1986) in Erinnerung gerufen:

#### **Untersuchungen zur Kohlenstoffdynamik und Bioturbation von Mollisolen**

(Auszugsweise Kopie einer Arbeit von SCHARPENSEEL et al. 1986)

In der Arbeit wird einleitend die Tradierung und Persistenz der genetischen Vorstellung zur Entstehung der Schwarzerde aufgezeigt. Anhand von  $^{14}\text{C}$ -Datierungen werden grundsätzliche Zweifel an den bestehenden Modellen unterstrichen.

- Weltweit und gut an niedersächsischen Schwarzerden untersucht, gilt, daß das  $^{14}\text{C}$ -Alter von Schwarzerden im Profil nach unten zunimmt. Dies steht der allgemeinen Lehrmeinung der Bioturbation entgegen.
- Nach Fraktionierung des Tons von Bodenproben aus 60 bis 80 cm Tiefe ist festzustellen, daß die höchsten  $^{14}\text{C}$ -Alter im Mittel- bis Grobton gefunden werden. Die vergleichsweise jungen Alter des Feintons deutet SCHARPENSEEL (1986) mit der entsprechend jungen Bildung dieser Tonfraktion.

## Untersuchungen zur Kohlenstoffdynamik und Bioturbation von Mollisolen

H.W. Scharpenseel, K. Tsutsuki\*, P. Becker-Heidmann und J. Freytag

Ordinariat für Bodenkunde der Universität Hamburg, Allendeplatz 2 D-2000 Hamburg 13

\* Laboratory of Soil Science, Faculty of Agriculture, Nagoya University Chikusa, Nagoya, 464 Japan

Eingegangen: 22. November 1985

Angenommen: 28. Januar 1986

Quelle: PuZ 1986, 150

### Zusammenfassung - Summary

Alterskurven gegen Bodentiefe zeigen je nach langsamer Entstehung über Pararendzinastadium oder schnellerem Tiefenwachstum des Epipedons unter eher anmoorigen Bedingungen flacher gestreckte oder steilere Gestalt mit eindeutiger Alterszunahme in die Tiefe. Dies und 291 <sup>14</sup>C-Daten mit Regressionen unterschiedlicher Steigungskoeffizienten X von Mollisolen zeigen, daß Bioturbation nicht einer gleichmäßigen Durchmischung der C-Atome unterschiedlichen Alters entspricht. Höchste X-Werte kennzeichnen steilste Alterszunahme in die Tiefe und schwächste Bioturbation. Alter/Profilmaximalalter gegen Tiefe aufgetragen ergibt eine Abbaubeziehung. Die steilen Regressionsgeraden stehen für älteste C-Spezies und stärksten Abbau des jungen Materials, die flachen für langsamen Abbau. Vergleichende <sup>14</sup>C-Alter von Kornfraktionen der Feuchtschernoseme „Asel“ und „Söllingen“ ergeben Altersmaxima im Mittel- und Feintonbereich. Körper-C schichtweise gesammelter Regenwürmer ist aus allen Tiefen rezent (> 100 % NBS). Messungen zum Abbau in verschiedenen Bodentiefen zweier Feuchtschernoseme zeigen beim neutralen Ackerboden wie auch beim sauren Waldboden abnehmende CO<sub>2</sub>-Freisetzung aus Material wachsender Tiefe.

### Einleitung

Die Klassiker der Bodenkunde wie *Dokuchaev* (1883) und *Hilgard* (1893) versuchten die Humusentstehung wie seinen Transport und seine Verteilung in Tschernosemen weitgehend durch bioklimatische Vorgaben zu erklären, was auch bei *Kononova* (1969) mit ihren Humus Typ I-III-Regionen, welche sich durch bestimmte Huminsäure/Fulvosäure-Verhältnisse unterscheiden, noch weitgehend durchdringt.

Demgegenüber heben die Autoren der deutschsprachigen bodenkundlichen Textbücher zur Erklärung des tiefhumosen Epipedons der Mollisole einhellig besonders auf die biodynamischen, durch das Edaphon gesteuerten Mischungsprozesse ab (*Mückenhausen*, 1966 (S. 91), 1974 (S. 393); *Schroeder*, 1984 (S. 95), 1984 (S. 84); *Kuntze et al.*, 1983 (S. 290); *Scheffer-Schachtschabel*, 1984 (S. 78, 343). *Scheffer/Schachtschabel* und Mitarbeiter (1984, S. 343) verweisen einerseits - dem üblichen Modell folgend - auf die völlige Vermischung von Streu und oberem Mineralboden und erwähnen die Schätzung von *Borst* (1968), dergemäß z.B. kalifornische Regosole alle 360 Jahre bis zu 75 cm Tiefe völlig durch die Tätigkeit von Bodenhörnchen homogenisiert werden. Ferner heben sie die besondere Transportleistung der Regenwürmer von meist koprogenen Produkten zur Oberfläche hervor, welche bis zur „Beerdigung“ der ursprünglichen Oberfläche führt, was bereits von *Darwin* beobachtet und durch *Stöckli* (1950) als jährlicher Auftrag in Größenordnung von 10 bis 80 t/ha quantifiziert wird.

Dem Bioturbationsmodell völliger tiefgründiger Vermischung der organischen Substanz in Mollisolen bis hin zur weitgehenden Homogenisierung stehen andererseits Ergebnisse aufgrund von schichtweiser Radiokohlenstoffdatierung von Tschernosemen und basenreichen Braunerden entgegen, welche ähnlich wie bei nur unter schwacher Peloturbation stehenden Vertisolen (*Scharpenseel et al.*, 1986) eine deutliche Alters-Tiefen-Funktion erkennen lassen, also eher für den oberflächlichen Auftrag koprogener Produkte als für eine in voller Tiefe des mollischen Epipedons stattfindende intensive Homogenisierung sprechen. Verschiedene Autoren bestätigten den Alters-Tiefen-Gradienten (*Östlund und Engstrand*, 1963; *Paul, et al.*, 1964; *Kohl und Quitta*, 1966; *Scharpenseel et al.*, 1968; *Scharpenseel*, 1971, 1972; *Scharpenseel und Schiffmann*, 1977 a, b).

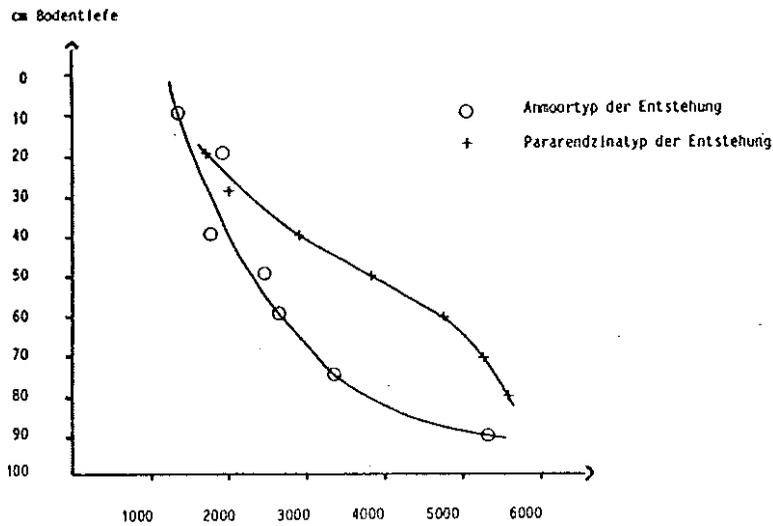


Abbildung 2: C-14 Profilalterskurven von Mollisolen mit typischer Gestalt für die Art der Entstehung (Tschernoseme aus Söllingen, s. Scharpenseel et al. 1968)

Figure 2: C-14 age curves of Mollisol profiles with typic shape for mood of soil formation (chernozems from Söllingen, ref. Scharpenseel et al., 1968)

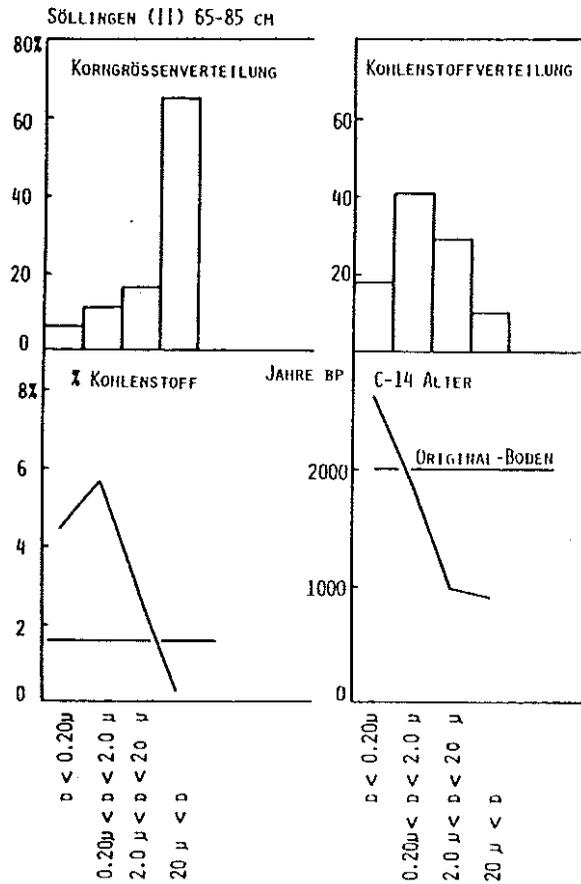


Abbildung 9: Körnung, Kohlenstoffgehalte und C-14 Alter in den verschiedenen Kornfraktionen, „Asel“, 60-80 cm

Figure 9: Texture, carbon contents and C-14-age in different textural fractions „Asel“, 60-80 cm

7.7 Exkursionspunkt 8: Schwarzerde-Parabraunerde (E. Gehrt)

Das Profil der Schwarzerde-Parabraunerde aus Löß über glazifluviatilen Sanden wurde für die Exkursion aufgeschlossen. Es liegen daher noch keine Analysendaten vor. Als Referenzwerte werden hier die Daten einer weiter westlich aufgenommenen Scharzerde-Parabraunerde wiedergegeben. An dem Profil wird die pedogene Tonverlagerung durch die Zeichnung der schwarzen-Tonhumuskomplexe und die „Vergrisierung“ (Griserde n. B. MEYER) deutlich. Das Profil ist im Rahmen der Exkursion besonders für den Vergleich zu den Grauerden (Exkursionspunkt 10) wichtig.

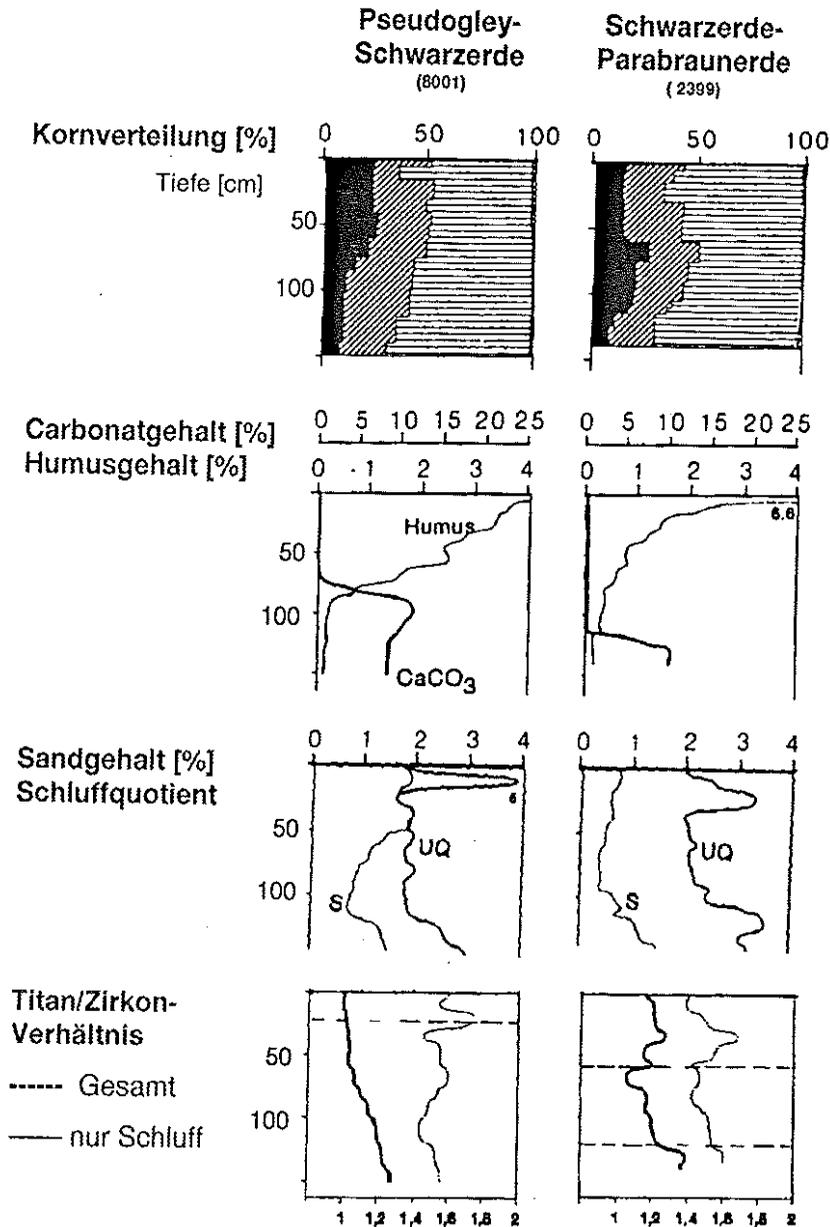


Abbildung 7.7-1: Vergleich von Schwarzerde und Schwarzerde-Parabraunerde.

Tabelle 7.7-1: Beschreibung der Horizonte und Proben Schwarzerde-Parabraunerde (Griserde)

Bodenchemische Eigenschaften:

HORIZONT		cm													
UTIEF	pH	HUMUS	C/N	N	CaCO3	KAKp	Hp	Cap	Mgp	Kp	Nap	OHp	Feo	Fed	
Ah	5	3,9	6,6			22,7	19,8	3,3	0,5	0,4	0,0	-0,1			
Ah	10	3,7	3,4			15,3	15,0	0,8	0,1	0,2	0,0	-0,1			
Ahl	15	3,7	2,3			12,3	12,3	0,4	0,1	0,1	0,0	-0,1			
Ahl	20	3,8	1,8			11,5	12,0	0,3	0,1	0,1	0,0	-0,1			
Ahl	25	3,7	1,9			11,5	12,0	0,3	0,0	0,1	0,0	-0,1			
Ahl	30	3,7	1,4			11,0	11,3	0,3	0,1	0,1	0,0	-0,1			
Ahl	35	3,8	1,2			10,8	10,5	0,4	0,1	0,1	0,0	-0,1			
Ahl	40	3,8	1,2			10,9	11,3	0,5	0,1	0,1	0,0	-0,1			
Ahl	45	3,8	1,0			10,7	10,8	0,6	0,1	0,1	0,0	-0,1			
Ahl	50	3,8	0,9			10,3	10,0	0,6	0,1	0,1	0,0	-0,1			
Ahl-Bht	55	3,8	0,8			9,9	9,3	0,7	0,1	0,1	0,0	-0,1			
Bht	60	3,9	0,8			10,4	9,5	1,3	0,2	0,1	0,0	-0,1			
Bht	65	3,9	0,6			12,6	9,0	2,9	0,5	0,2	0,1	-0,1			
Bht	70	4	0,6			17,9	10,5	6,4	1,2	0,3	0,1	-0,1			
Bht	75	4,2	0,6			17,9	9,0	7,9	1,7	0,3	0,1	-0,1			
Bht	80	4,4	0,5			15,1	5,8	8,2	2,0	0,3	0,2	-0,1			
Bht	85	4,7	0,4			13,7	4,8	8,0	2,0	0,3	0,2	-0,1			
Bht	90	5	0,3			12,9	4,0	7,9	2,1	0,3	0,2	-0,1			
Bt	95	5,2	0,4			12,8	4,0	8,1	2,1	0,3	0,3	-0,1			
Bt	100	5,5	0,3			12,4	3,3	8,5	2,2	0,3	0,3	-0,1			
Bt	105	5,6	0,3			12,5	2,8	8,9	2,2	0,3	0,4	-0,1			
Bt	110	6,1	0,3			12,0	2,3	9,2	2,2	0,3	0,4	-0,1			
Bv	115	6,5	0,3			10,8	1,8	8,6	1,9	0,2	0,4	-0,1			
Bv	120	7,4	0,2		0,3	8,9	-0,1	9,2	1,6	0,2	0,4	0,5			
Bv	125	7,6	0,1		4,7	8,4	-0,1	11,0	1,3	0,2	0,4	2,3			
Bv	130	7,7	0,2		7,5	8,6	-0,1	11,6	1,2	0,2	0,4	3,0			
Cv	135	7,8	0,1		10,2	7,5	-0,1	11,8	1,1	0,2	0,3	3,8			
Cv	140	7,7	0,1		10,0	7,5	-0,1	11,5	1,1	0,2	0,3	3,3			

Humus, Carbonat, Stickstoff, Feo, Fed [Masse%], KAKp+EKp [mmol/ IAE/100g Boden]

Bodenphysikalische Eigenschaften:

HORIZONT		cm												
UTIEF	T	fmU	gU	Ges. U	fIS	g/S	mS	gS	Ges. S	X+G	Bodenart	GPV		
Ah	5	14,6	28,1	55,5	83,6	0,9	0,3	0,5	0,1	1,8	U13			
Ah	10													
Ahl	15	13,8	23,9	60,5	84,4	0,9	0,3	0,5	0,1	1,8	U13			
Ahl	20													
Ahl	25													
Ahl	30	13,6	19,5	65,5	85,0	0,7	0,2	0,5	-0,1	1,3	U13			
Ahl	35													
Ahl	40	14,3	28,3	55,8	84,1	0,8	0,3	0,5	-0,1	1,5	U13			
Ahl	45													
Ahl	50													
Ahl-Bht	55	13,8	27,8	57,2	85,0	0,6	0,2	0,4	-0,1	1,1	U13			
Bht	60	15,3	25,9	57,6	83,5	0,6	0,2	0,4	-0,1	1,1	U13			
Bht	65													
Bht	70													
Bht	75	26,8	23,6	48,7	72,3	0,5	0,2	0,3	-0,1	0,9	Tu4			
Bht	80													
Bht	85													
Bht	90	20,5	24,9	53,6	78,5	0,5	0,1	0,4	-0,1	0,9	Ut4			
Bt	95	20,6	22,6	55,9	78,5	0,5	0,2	0,2	-0,1	0,8	Ut4			
Bt	100													
Bt	105	19,8	23,2	55,3	78,5	0,9	0,4	0,4	-0,1	1,6	Ut4			
Bt	110	18,8	19,2	59,9	79,1	1,2	0,4	0,5	-0,1	2,0	Ut4			
Bv	115	17,2	18,2	62,9	81,1	1,1	0,2	0,4	-0,1	1,6	Ut4			
Bv	120													
Bv	125	11,0	19,1	67,2	86,3	1,6	0,6	0,5	-0,1	2,6	Ut2			
Bv	130													
Cv	135	8,3	22,0	66,8	88,8	1,3	0,6	0,9	0,1	2,9	Ut2			
Cv	140	8,8	20,8	66,6	87,4	1,7	0,7	1,3	0,1	3,8	Ut2			

Korngröße [Masse%], GPV [Volumen%], Bodenart berechnet nach K

### 7.8 Exkursionspunkt 9: Hildesheimer Schwarzerde (E. Gehrt)

Im Rahmen der Exkursion sollen am Punkt 9 insbesondere im Unterschied zu den Schwarzerde-Parabraunerden und den Grauerden die typischen Vertreter der Hildesheimer Schwarzerde vorgestellt werden. Sie zeigen insbesondere in bezug auf die Schwarzfärbung Unterschiede.

Tabelle 7.8-1: Beschreibung der Horizonte und Proben (Hildesheimer Schwarzerde, Profil 5291)

ARNRL 5291

TK25/TK5: 3726 / 16 RECHTS/HOCH: 3574975 / 5790250 DATUM: 25.09.1990 KARTIERER: Gehrt

BOHRNR: 1 BOTYP: L-T33

MHGW: MNGW: VERNAS:

Horizontbeschreibung:

CBNR	HORIZONT	UTIEF	HNBOB/SKEL/BODSON	STRAT/GEOGE	HUMUS	FARBE	EISEN	KALK	LD	FEUCHTE
57325	Ap	30	U13	Lol //qw	h3	dbngr			Ld2	f3
57326	Aht	45	U14	Lol //qw	h3	dbngr			Ld3	f3
57327	Bhtv	60	Ut4	Lol //qw	h3	bn,tap(sw)			Ld3	f3
57328	Bhtv	70	U13/tap(T)	Lol //qw		gbfibr,tap(sw)	e1,fl		Ld3	f3
57329	.Cv	80	U13	Lo //qw		gbgr	e1,fl	c3.3	Ld3	f3
57330	Cv	100	U13	Lo //qw		gbgr	e1,fl	c3.3	Ld3	f3
57331	eCv	130	mSfs//zt(S12)	//		gbgr		c2,zt(c3.3)	Ld3	f3
	eCv	180	mSgs//zt(S12)	//		gbgr		c3.3	Ld3	f3

Bodenchemische Eigenschaften:

HORIZONT	UTIEF	pH	HUMUS	C/N	N	CaCO3	KAKp	Hp	Cap	Mgp	Kp	Nap	OHp	Feo	Fed
Ap	30	7,2	2,4	9,2	0,15	-0,1	16,4	-0,1	16,5	1,0	0,7	0,2	0,3	0,18	0,44
Aht	45	7,2	2,3	9,4	0,14	-0,1	17,6	0,3	16,5	1,0	0,4	0,4	-0,1	0,17	0,50
Bhtv	60	7,4	0,6			0,5	14,0	-0,1	14,4	1,1	0,2	0,1	0,8	0,08	0,78
Bhtv	70	7,4	0,5			4,0	12,5	-0,1	14,4	1,1	0,2	0,1	2,3	0,07	0,74
.Cv	80	7,5				11,8	9,9	-0,1	13,8	1,0	0,2	0,1	4,3	0,04	0,62
Cv	100	7,6				11,0	10,4	-0,1	14,2	1,2	0,2	0,1	4,3	0,03	0,56
eCv	130	7,6				9,2	8,4	-0,1	11,6	1,0	0,2	0,1	4,0	0,03	0,52
eCv	180														

Humus, Carbonat, Stickstoff, Feo, Fed [Masse%], KAKp+EKp [mmol/ IAE/100g Boden]

Bodenphysikalische Eigenschaften:

HORIZONT	UTIEF	T	fmU	gU	Ges. U	fIS	gfS	mS	gS	Ges. S	X+G	Bodenart	GPV
Ap	30	16,8	26,5	53,7	80,2	0,8	0,4	1,1	0,7	3,0	0,2	U13, x1	
Aht	45	17,6	25,7	53,6	79,3	0,8	0,4	1,1	0,8	3,1	-0,1	U14	
Bhtv	60	16,8	29,1	53,6	82,7					0,5		U13	
Bhtv	70	14,7	31,0	53,2	84,2	0,3	0,1	0,2	0,5	1,1		U13	
.Cv	80	11,2	32,2	54,9	87,1	0,3	0,1	0,2	1,1	1,7	0,5	U12, x1	
Cv	100	11,6	26,5	59,2	85,7	0,8	0,1	0,4	1,4	2,7	1,4	U12, x1	
eCv	130	8,2	17,4	64,7	82,1	2,2	1,9	4,5	1,1	9,7	0,8	U12, x1	
eCv	180												

Korngröße [Masse%], GPV [Volumen%], Bodenart berechnet nach K

Tabelle 7.8-2: Beschreibung der Horizonte und Proben (Hildesheimer Schwarzerde, Profil 8001)

ARNRL 8001

TK25/TK5: 3725 / 22 RECHTS/HOCH: 3566500 / 5788250 DATUM: 08.07.1991 KARTIERER: Gehrt

BOHRNR: 1 BOTYP: S-T33

MHGW: MNGW: VERNAS:

Horizontbeschreibung:

CBNR	HORIZONT	UTIEF	HNBD/SKEL/BODSON	STRAT/GEOGE	HUMUS	FARBE	EISEN	KALK	LD	FEUCHTE
58709	Ap	30	Ut4	Lol //qw	h3	sw			Ld2	f3
58710	Ah	45	Ut4	Lol //qw	h3	sw			Ld2	f3
58711	Ah	60	Ut4	Lol //qw	h3	sw			Ld4	f3
58712	Ah-Cv-	80	Ut3	Lo //qw	h1	grgb	e1,fl	c3.3	Ld3	f3
58713	Cv-Sw	100	Ut3	Lo //qw		grgb	e1,fl	c3.3	Ld3	f3
58714	Cv-Sw	120	Ut3	Lo //qw		gbgr	e1,fl	c3.3	Ld3	f3
	IICv-Sw	160	SI3/z1/g1,gr1	p //qw		gbigr	e1,fl	c3.3	Ld3	f3

Bodenchemische Eigenschaften:

HORIZONT	UTIEF	pH	HUMUS	C/N	N	CaCO3	KAKp	Hp	Cap	Mgp	Kp	Nap	OHp	Feo	Fed
Ap	30	7,4	3,7			0,2	25,4	0,3	23,9	1,3	1,0	0,0	-0,1	0,2	0,43
Ah	45	7,5	3,3			0,1	25,3	0,7	23,7	1,5	0,5	0,1	-0,1	0,21	0,47
Ah	60	7,6	2,1			-0,1	22,3	0,9	21,3	1,4	0,2	0,2	-0,1	0,19	0,63
Ah-Cv-	80	7,7	0,7			0,5	13,0	-0,1	14,4	1,2	0,2	0,3	0,8	0,07	0,71
Cv-Sw	100	7,8	0,6			3,8	11,8	-0,1	12,3	1,3	0,2	0,4	2,0	0,07	0,69
Cv-Sw	120	7,8	0,3			2,9	10,8	-0,1	11,1	1,3	0,1	0,4	2,2	0,07	0,68
IICv-Sw	160														

Humus, Carbonat, Stickstoff, Feo, Fed [Masse%], KAKp+EKp [mmol/ IAE/100g Boden]

Bodenphysikalische Eigenschaften:

HORIZONT	UTIEF	T	fmU	gU	Ges. U	fIS	gtS	mS	gS	Ges. S	X+G	Bodenart	GPV
Ap	30	21,7	24,3	50,9	75,2	1,2	0,4	0,9	0,6	3,1	0,7	Ut4, x1	
Ah	45	21,9	26,2	49,8	76,0	1,0	0,3	0,6	0,3	2,2	0,1	Ut4, x1	
Ah	60	23,9	25,1	49,5	74,6	0,8	0,2	0,4	0,2	1,6		Ut4	
Ah-Cv-	80	18,9	26,9	53,4	80,3	0,5	0,1	0,2	-0,1	0,8	0,2	Ut4, x1	
Cv-Sw	100	14,8	27,0	57,2	84,2	0,6	0,1	0,2	0,1	1,0	1,6	Ut3, x1	
Cv-Sw	120	12,0	24,3	61,9	86,2	1,0	0,2	0,4	0,2	1,8	0,5	Ut3, x1	
IICv-Sw	160												

Korngröße [Masse%], GPV [Volumen%], Bodenart berechnet nach K

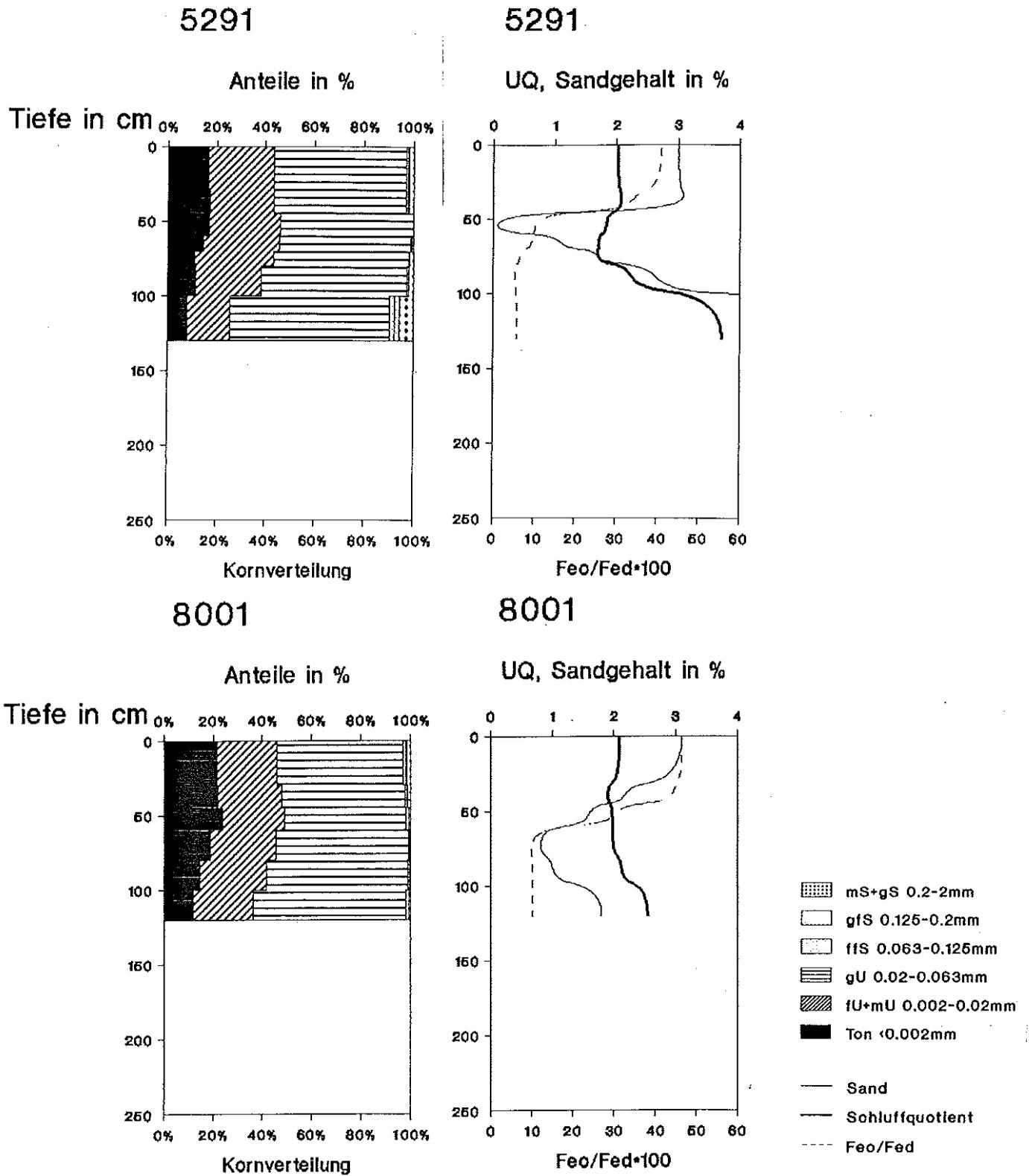


Abbildung 7.8-1: Kornverteilung der Löss (Hildesheimer Schwarzerde) Profil 5291 Soßmar und 8001 Harsum

### 7.9 Exkursionspunkt 10: Grauerde (E. Gehrt)

Östlich der Hildesheimer Börde findet sich weit verbreitet eine hellgraue Variante der Schwarzerde. Bis auf die Farbe deckt sich das Erscheinungsbild (Entwicklungstiefe, Krotowinen, Horizontübergänge) mit dem der typischen Hildesheimer Schwarzerde. Da die hellgraue Variante in der Kartieranleitung (ARBEITSGRUPPE BODENKUNDE 1995) und der Systematik der Böden (MÜCKENHAUSEN 1985) nicht beschrieben ist, wurde zur Unterscheidung und Ergänzung dieser echten Variante die Typbezeichnung Grauerde (Tg) eingeführt (GEHRT 1994, GEHRT et al. 1995). Nach der FAO-Nomenklatur wären diese Böden mit einem Grauwert über 2 evtl. als Greyzem einzustufen.

Die Grauerden sind im Mittel 2 bis 3 Graustufen heller als die typische "Hildesheimer" Schwarzerde. Die Ah-Horizonte der Schwarzerden und Grauerden in 40 bis 60 cm Tiefe sind trotz geringerer Humusgehalte sowohl im feuchten als auch im trockenen Zustand dunkler (kleinere Value) als die Ap-Horizonte. Die Unterschiede im Farbwert (Chroma) kommen im trockenen Zustand deutlicher zum Ausdruck als im feuchten.

Bei den lessivierten Böden sind die Ap-Horizonte dunkler als die Ahl-Horizonte. Die lessivierten Ahl-Horizonte zeichnen sich neben einem geringeren Grauwert (Value) durch einen intensiveren Farbwert (Chroma) aus. Dies ist durch die Eisenfreisetzung erklärbar. Die lessivierten Schwarzerden sind an der Farbe der Ap/Ah-Horizonte nicht signifikant von den Grauerden und den lessivierten Grauerden zu unterscheiden. Die Farbe der humosen Horizonte ist damit letztlich kein Mittel, die Lessivierungsstadien zu beschreiben.

**Tabelle 7.9-1: Gegenüberstellung der 10YR-MUNSELL-Farbwerte von Pseudogley-Schwarzerden und Pseudogley-Grauerden.**

		Schwarz- erde	Griserde	Grauerde	Parabraun- erde
<b>Ap-Horizonte</b>	feucht	2/2	3/2	4/3	5/2
(0 bis 30 cm)	trocken	4/2	4/4	5/3	5/4
<b>Axh-Horizonte</b>	feucht	1.7/1	4/2	3/2	4/4
(30 bis 50 cm)	trocken	3/1	4/6	5/3	5/6

**Tabelle 7.9-2: Ausgewählte Mittelwerte und Standardabweichungen von Pseudogley-Schwarzerden und Pseudogley-Grauerden. Auf die Angabe von Mittelwerten der Tongehalte wurde aufgrund der großen Schwankungsbreite verzichtet.**

	Horizont	Schwarzerde		Grauerde	
		Mittelwert	x	Mittelwert	x
<b>Tongehalte</b>	Ahp	17-29		17-30	
	Axh	17-27		19-27	
<b>Humusgehalte</b>	Ahp	3.3	0.8	2.7	0.7
	Axh	2.5	0.7	0.7	0.4
<b>Kalkgehalte</b>	Ahp	0.4	0.3	0.5	0.3
	Axh	3.3	5.1	1.0	1.7
	Cv	8.2	4.9	6.4	5.1

Im Vergleich der Dünnschliffe von Ah-Horizonten gering entkalkter Grauerden und Schwarzerden sind die Ursachen der Farbunterschiede eingrenzbar. In den dunkleren Ah-Horizonten beider Varianten sind die Quarzkörner partiell mit schwarzen Ton-Humus-Cutanen überzogen. Die Verteilung ist unabhängig vom Porensystem. In den Schwarzerden ist der Anteil der schwarzen Ton-Humus-Komplexe wesentlich größer. Die Tonmatrix ist mit schwarzen Einschlüssen durchsetzt. Beides läßt auf eine intensivere Humuskomplexbildung als bei den Grauerden schließen. In den Grauerden sind nur vereinzelt schwarze Ton-Humus-Komplexe erkennbar, die einerseits allseitig in den Intergranularraum hineingreifen, andererseits isoliert zwischen den Quarzkörnern liegen. Orientierte Toncutane treten bei den Grauerden nicht auf. Im Dünnschliff sind die Stadien der Kalklösung und -umlagerung sowie der Tonfreisetzung und -umlagerung von den amorphen zu den orientierten Tonbelägen zu unterscheiden. Bei den kalkhaltigen Grauerden und Schwarzerden ist der Anteil der orientierten Tonbeläge gering. Sowohl bei den Grauerden, als auch bei den Schwarzerden ist mit zunehmender Kalkfreisetzung, Verbraunung und Lessivierung eine Zunahme doppeltbrechender, orientierter Tonbeläge zu erkennen. Während im Gebiet der typischen Schwarzerden lessivierte Böden schwarze Toneinlagerungen (Griserde) zeigen, finden sich im Gebiet der Grauerden hellgraue oder braune Toncutane.

Nach den Kennwerten (Tabelle 4) sind zwischen Schwarz- und Grauerden nur geringe Unterschiede festzustellen. Die Humusgehalte der Schwarzerden liegen im Mittel über denen der Grauerden. Eine Trennung anhand der Humusgehalte ist aber aufgrund der vergleichsweise großen Schwankung nicht möglich.

Nach den vorliegenden Beobachtungen ist also davon auszugehen, daß im Frühholozän nicht überall eine Schwarzerde entwickelt war. Es sind mindestens drei Entwicklungsreihen zu unterscheiden. Sie begründen sich darin, daß primär Schwarzerden, Grauerden oder Pararendzinen entwickelt waren.

Die Verbreitung der Varianten stellt sich nach dem derzeitigen Kenntnisstand folgendermaßen dar: Die normalen Schwarzerden treten vor allem in der Magdeburger Börde, dem Thüringer Becken und der Hildesheimer Börde auf. Diese Varianten bilden sich sehr gut in Landsat-Satellitenbildern (Kanal R71, TM4 und TM2) ab, sofern die Vegetation fehlt (GEHRT 1994). Insofern sind die Verbreitungsgebiete gut zu erfassen. Im Gebiet der Hildesheim-Braunschweiger Lößbörde nehmen diese jeweils Gebiete von 100-200 km<sup>2</sup> ein. Im Gebiet der Calenberger Börde sind 1 bis 5 km<sup>2</sup> große Schwarzerdeareale in Gebiete ohne Schwarzerdevorstufe eingebettet. In der Soester Börde sind die Schwarzerden weitgehend lessiviert. Die Reliktschwarzerdegebiete beschränken sich auf wenige, kleine Areale.

Die Areale mit Grauerdevorstufe sind sicher für den Raum südlich Peine in kleinen Gebieten bei Salzgitter und im Ostbraunschweigischen Hügelland nachgewiesen. In der Magdeburger Börde finden sich bei überwiegender Schwarzerdeverbreitung ebenfalls kleinräumig Areale mit Grauerde- oder Pararendzinavorstufe. In der Calenberger Lößbörde konnten bisher keine Grauerden nachgewiesen werden. Hier wie in den westlichen Börden wird daher von Pararendzinen als frühholozänen Böden ausgegangen.

**Abbildung 7.9-1: Landsat-TM-Aufnahme vom 1.10.1986 (s. letzte Seite im Exkursionsführer)**

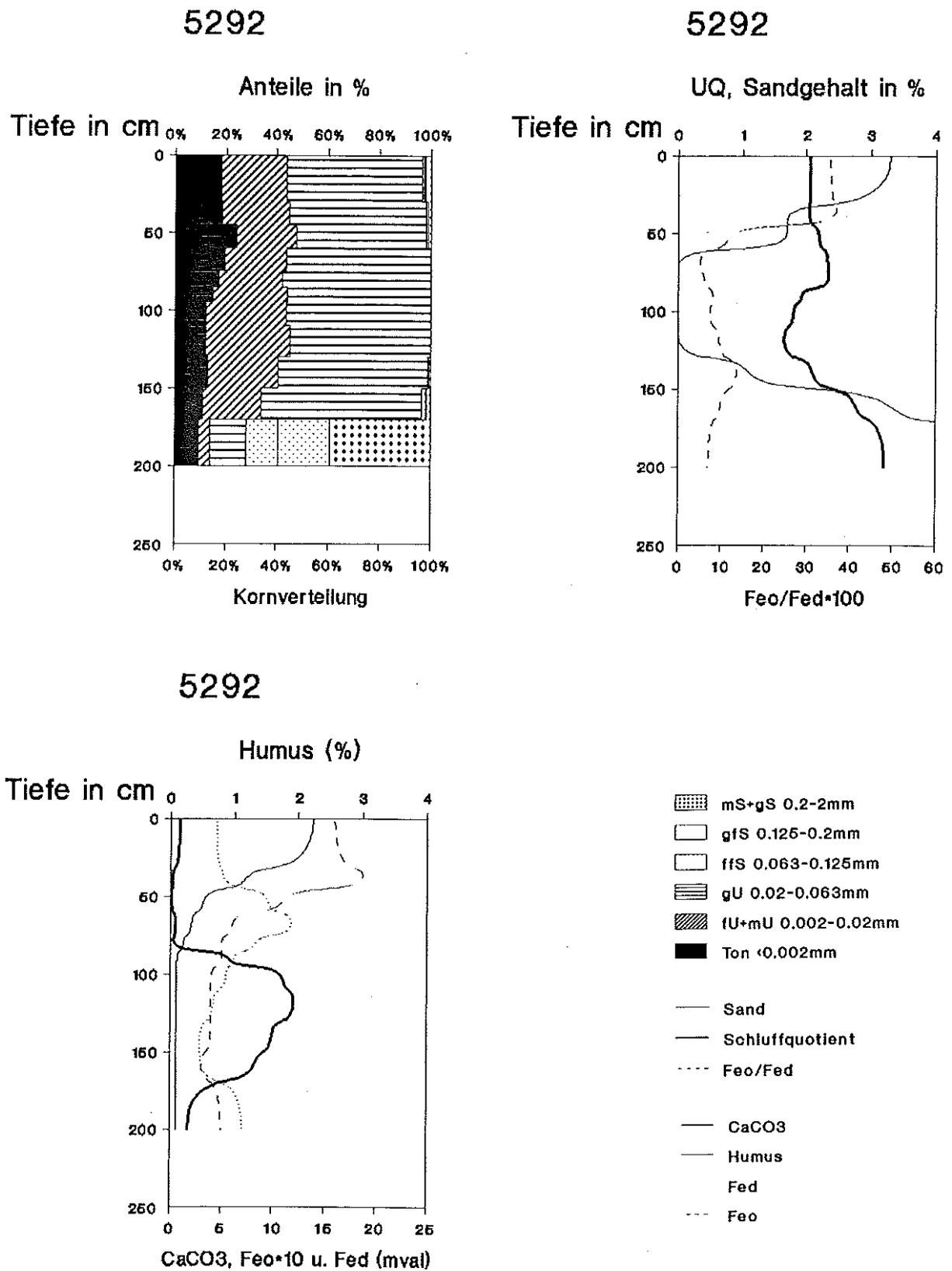


Abbildung 7.9-2: Tiefenfunktionen der Kornverteilung und der Bodenparameter der Grauerde Adenstedt

Tabelle 7.9-3: Beschreibung der Horizonte und Proben der Grauerde Adenstedt 5242

ARNRL 5292

TK25/TK5: 3726 / 18 RECHTS/HOCH: 3578450 / 5790950 DATUM: 25.09.1990 KARTIERER: Gehrt

BOHRNR: 1 BOTYP: S-T33

MHGW: MNGW: VERNAS:

Horizontbeschreibung:

CBNR	HORIZONT	UTIEF	HNBD/SKEL/BODSON	STRAT/GEOGE	HUMUS	FARBE	EISEN	KALK	LD	FEUCHTE
57332	Ap	30	Ut4	Lol //qw	h3	dbngr			Ld2	f3
57333	Aht?	45	Ut4	Lol //qw		dbngr			Ld3	f3
57334	Bhtv-S	60	Tu4	Lol //qw		bn,ds(sw)	e3,fl		Ld3	f3
57335	Sw	75	Tu4//unz(Ut3)	Lol //qw		rftn,mr(oc)	e2,fl		Ld3	f3
57336	Sw	85	Ut3	Lo //qw		gr,mr(oc)	e3,fl	unz(ct)	Ld3	f3
57337	.Cv-Sw	95	Ut3	Lo //qw		gr,mr(oc)	e2,fl	c3,ck1	Ld3	f3
57338	eCv-Sw	110	Ut3	Lo //qw		gr,mr(oc)	e3,fl	c3.3	Ld3	f3
57339	eCv-Sw	130	Ut3	Lo //qw		gr,mr(oc)	e3,fl	c3.3	Ld3	f3
57340	eCv-Sw	150	Ut3	Lo //qw		grmr(oc)	e2,fl	c3.3	Ld3	f3
57341	eCv-Sw	170	Ut3	Lo //qw		grmr(oc)	e2,fl	c3.3	Ld3	f3
57342	Sw	200	Sl2//zt(mSfs)	//		rftn	e2,fl	c0	Ld3	f3
	Sd	210	Tu3//unz(Tu2)	//		hgr		c3.1	Ld4	f3

Bodenchemische Eigenschaften:

HORIZONT	UTIEF	pH	HUMUS	C/N	N	CaCO3	KAKp	Hp	Cap	Mgp	Kp	Nap	OHp	Feo	Fed
Ap	30	7,5	2,2	8,6	0,15	0,9	17,3	-0,1	17,5	1,0	0,3	0,1	1,3	0,16	0,45
Aht?	45	7,4	1,2	8,8	0,08	0,2	16,0	-0,1	15,3	0,9	0,2	0,1	-0,1	0,19	0,51
Bhtv-S	60	7,5	0,5			0,1	17,3	0,3	16,5	1,6	0,3	0,1	-0,1	0,11	0,95
Sw	75	7,5	0,3			0,5	14,2	-0,1	13,2	1,4	0,3	0,1	0,3	0,06	1,19
Sw	85	7,5				0,3	12,6	-0,1	12,2	1,4	0,3	0,0	0,5	0,05	0,83
.Cv-Sw	95	7,6				5,7	11,5	-0,1	13,1	1,3	0,2	0,1	3,3	0,05	0,62
eCv-Sw	110	7,6				11,0	10,5	-0,1	13,6	1,3	0,2	0,1	3,8	0,04	0,54
eCv-Sw	130	7,7				12,1	11,6	-0,1	15,4	1,4	0,3	0,1	4,0	0,04	0,42
eCv-Sw	150	7,6				9,9	11,3	-0,1	14,3	1,4	0,3	0,2	3,8	0,04	0,29
eCv-Sw	170	7,5				8,3	10,2	-0,1	12,7	1,4	0,3	0,2	3,5	0,03	0,30
Sw	200	7,4				1,7	6,0	-0,1	6,6	0,9	0,2	0,1	1,5	0,05	0,71
Sd	210														

Humus, Carbonat, Stickstoff, Feo, Fed [Masse%], KAKp+EKp [mmol/ IAE/100g Boden]

Bodenphysikalische Eigenschaften:

HORIZONT	UTIEF	T	fmU	gU	Ges. U	fS	gtS	mS	gS	Ges. S	X+G	Bodenart	GPV
Ap	30	18,0	25,7	53,0	78,7	0,8	0,4	1,0	1,1	3,3	0,2	Ut4, x1	
Aht?	45	18,7	26,2	53,4	79,6	0,6	0,1	0,3	0,7	1,7		Ut4	
Bhtv-S	60	24,5	23,1	50,7	73,8	0,6	0,1	0,3	0,7	1,7		Ut4	
Sw	75	19,5	23,9	55,7	79,6					0,9		Ut4	
Sw	85	17,2	24,6	57,5	82,1					0,7		Ut4	
.Cv-Sw	95	14,9	28,9	55,5	84,4					0,7		Ut3	
eCv-Sw	110	12,4	31,1	55,9	87,0					0,6		Ut3	
eCv-Sw	130	12,1	32,9	54,3	87,2					0,7	0,2	Ut3, x1	
eCv-Sw	150	13,0	27,7	58,2	85,9	0,5	0,1	0,2	0,3	1,1		Ut3	
eCv-Sw	170	11,2	22,8	62,6	85,4	1,5	0,7	1,0	0,2	3,4		Ut2	
Sw	200	9,6	4,4	14,1	18,5	12,6	20,0	35,3	4,0	71,9	1,1	Sl3, x1	
Sd	210												

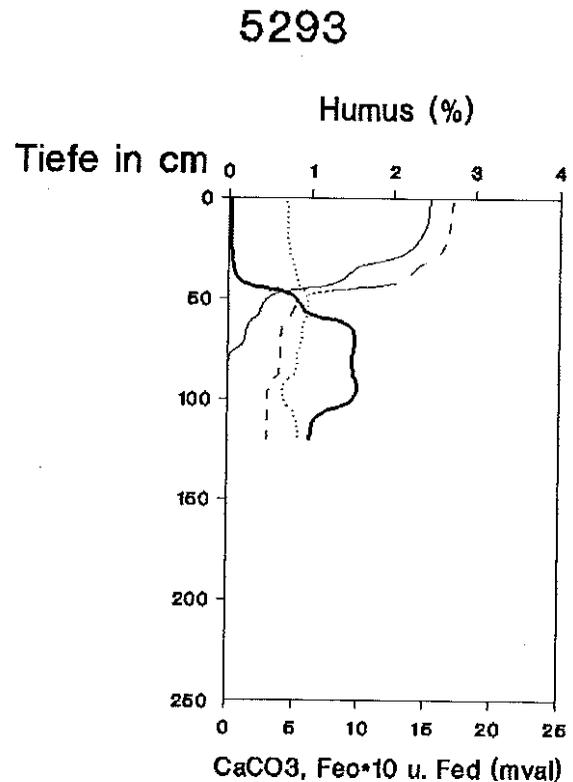
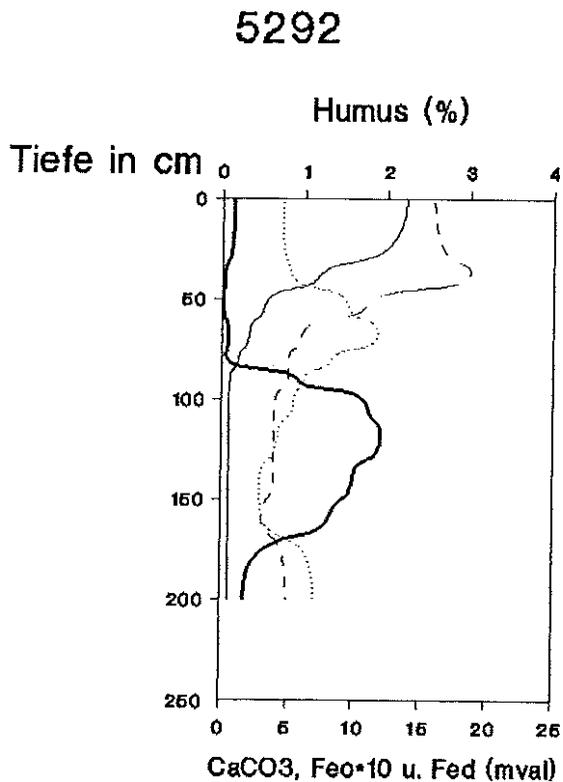
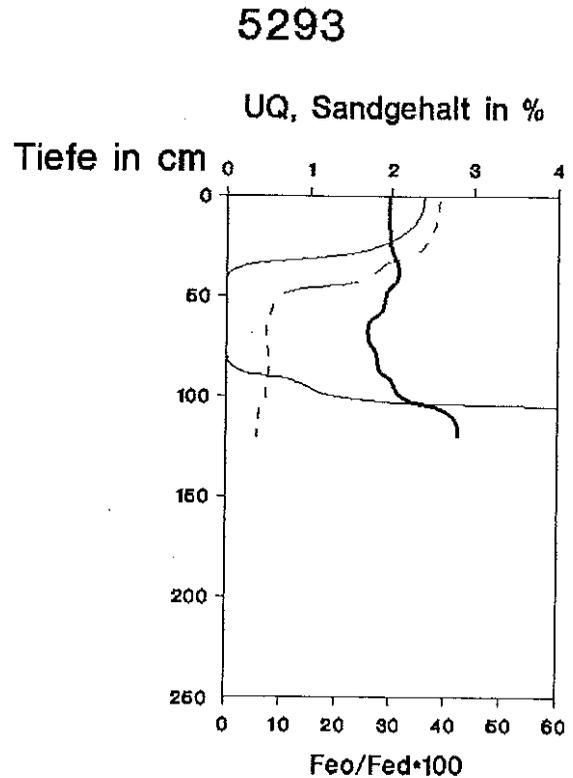
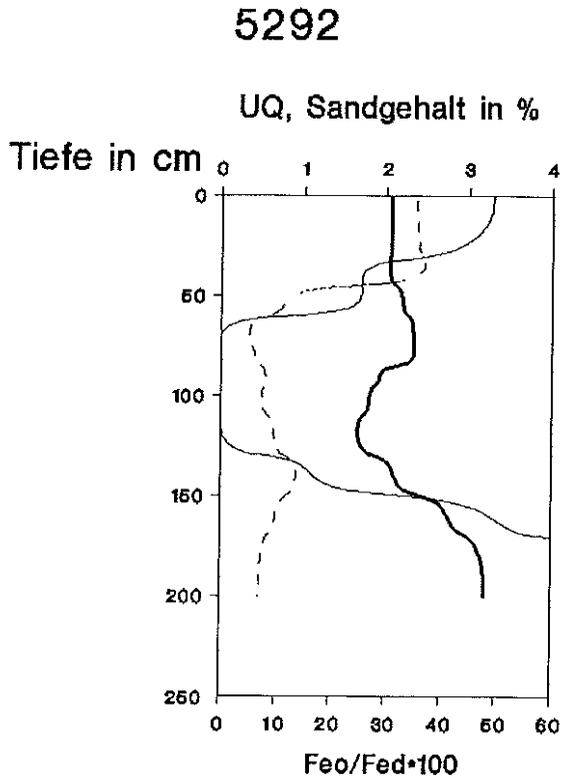


Tabelle 7.9-4: Vergleich der Tiefenfunktionen ausgewählter Parameter der Grauerde Adenstedt und der Grauerde Gr. Lafferde. Es ist an den Körnungparametern zu erkennen, daß in beiden Profilen die typische Schichtabfolge vorliegt. Im Profil Adenstedt sind die Einzelschichten mächtiger. Die Entkalkung in Adenstedt ist etwas tiefer. Folglich sind die Eisenwerte (Feo, Fed) etwas höher. Die Humuswerte sind vergleichbar. (Legende s. oben)

## 7.10 Spektroradiometrische Untersuchungen an Bodenoberflächen im Ostbraunschweigischen Hügelland (K. Hahn, J. Ruder mit einem Beitrag von Th. Jarmer)

### 7.10.1 Einleitung

Auf Landsat-5-TM-Farbkompositen der Lößböden lassen sich bei den Lößböden der Börde zwei Erscheinungsformen der Oberflächenreflexion abgrenzen. Um das Reflexionsmerkmal festzustellen und Ursachen zu ermitteln, wurden im Sommer 1996 Spektroradiometermessungen im Gelände durchgeführt. Diese Messungen liefern im Gegensatz zu den Landsat-5-TM-Daten kontinuierliche Werte über einen bestimmten Wellenlängenbereich (0,4 - 2,5  $\mu\text{m}$ ). Sehr häufig wird die Methode zur Untersuchung von Mineralen und Gesteinen eingesetzt. In den letzten Jahren ist auch das spektrale Verhalten von Böden interessant geworden, z. B. um die Einflüsse des Untergrunds bei vegetationskundlichen Messungen einschätzen zu können.

Zur Identifikation der Objekte, z. B. von Mineralen, dienen charakteristische Absorptionen im Reflexionsspektrum. Diese sind auf Elektronenübergänge und auf Molekülschwingungen zurückzuführen: Spektren von Böden sind eine Mischsignatur, da viele verschiedene Substanzen zu Absorptionen führen, die sich überlagern und das Signal maskieren.

### 7.10.2 Gerätebeschreibung

Für die Geländemessungen stand das Spektroradiometer IRIS (Infrared Intelligent Spectroradiometer) MARK V der Firma GER (GER Corp.: Geophysical & Environmental Research Corporation, New York) zur Verfügung. Das Gerät kann sowohl im Gelände, als auch im Labor (mit entsprechender Lampe) eingesetzt werden. Der Meßbereich reicht von 0,30 - 3,00  $\mu\text{m}$  (vgl. Tab. 1). Das Spektroradiometer ist mit zwei verschiedenen Detektoren ausgerüstet, einem Siliciumdetektor für den Wellenlängenbereich von 0,30 - 1,08  $\mu\text{m}$  und einem Bleisulfiddetektor für den Bereich von 1,07 - 3,00  $\mu\text{m}$ . Die Reflexion von Referenz und Meßobjekt wird gleichzeitig aufgenommen (Zweistrahlgerät) und über die Eingangsoptik (Öffnungswinkel: 6°) in den Meßkopf geleitet (vgl. GER Gerätebeschreibung). Auf Gittern (Ebert-Monochromator) wird die Strahlung, getrennt für Referenz und Meßobjekt, in einzelne Wellenlängenbereiche zerlegt und trifft dann auf die Detektoren. Der Vorteil für Geländemessungen liegt in der gleichzeitigen Strahlungsaufnahme von Referenz und Untersuchungsfläche, so daß unterschiedliche atmosphärische Einflüsse auszuschließen sind. Als Referenz dient eine BaSO<sub>4</sub>-beschichtete Platte, die einem Lambert-Beer-Reflektor gleichkommt. Alternativ können mit Zinkweiß oder Magnesiumoxid bespritzte Metall- oder Kunststoffoberflächen als Referenz verwendet werden.

**Tabelle 7.10-1: Gerätegrößen ((vgl. GER-Gerätebeschreibung (o. J.), Kühn, Hörig 1995, S. 74))**

Meßbereich	Spektrale Bandbreiten	Meßzeit pro Spektrum	Meßfläche
0,30 - 3,00 $\mu\text{m}$	2 nm (0,30 - 1,05 $\mu\text{m}$ )	95 - 115 s	5-12 cm
	4 nm (1,00 - 1,80 $\mu\text{m}$ )		bei 1 m Meßabstand
	6 nm (1,75 - 3,00 $\mu\text{m}$ )		

Zusätzlich zu den Geländemessungen bestand die Möglichkeit, das an den Meßstandorten gesammelte Probenmaterial mit einem Spektrometer der Universität Trier zu vermessen. Die Messungen wurden mit einem ASD-Fieldspectrometer von Dipl.-Geogr. Th. Jarmer (Fachbereich Geographie, Abteilung Fernerkundung) durchgeführt.

### 7.10.3 Durchführung der Geländemessungen

Zuerst erfolgt an jedem Standort eine Kalibrierungsmessung, in der Referenz gegen Referenz gemessen wird. Die relative Reflexion sollte bei 100 % liegen. Anschließend werden mindestens drei Messungen, verteilt über die Standortfläche, durchgeführt. Für statistische Auswertungen wären mehr Messungen am Standort sowie eine ent-

sprechende Verteilung über die Untersuchungsflächen ratsam. Von jedem Standort wird Probenmaterial der Bodenoberfläche (die oberen 2 cm) gesammelt für eventuelle Nachmessungen oder Labormessungen. Die Messungen wurden am 23.07.96 durchgeführt bei guten Wetterbedingungen, erst gegen Nachmittag trübte sich die Atmosphäre. Weitere Messungen erfolgten am 08.08.96. Unter anderem aufgrund schlechterer Wetterverhältnisse bot sich die Gelegenheit für Messungen nur an einigen Standorten.

Zur Darstellung der Ergebnisse wird die relative Reflexion (Reflektanz) gewählt, so daß Systemparameter (z. B. Absorptionsverlust im Strahlengang des Meßkopfes) nicht zum Tragen kommen. Dabei wird das Verhältnis von reflektierter Strahlung des Untersuchungsobjektes zu reflektierter Strahlung der Referenz gebildet. Im Vergleich zum Reflexionsgrad ist beim relativen Reflexionsgrad die einfallende Strahlung durch die der Referenz, die sich im Idealfall wie ein Lambert-Beer-Reflektor verhält, ersetzt:

$$(1) \quad \text{relativer Reflexionsgrad } p_R = \Phi / \Phi_{r,R}$$
$$\text{Relativer Strahlungsfluß}^* / (\text{reflektierter Strahlungsfluß} * \text{Referenz}) * 100 \text{ (in \%)}$$

(verändert nach KRONBERG 1985, S. 10)

#### 7.10.4 Meßaufbau

Für die Geländemessungen wird der Meßkopf auf einem portablen Dreibeinstativ (Vermessungsstativ) und auf 1 m Höhe über der Bodenoberfläche eingerichtet. Als Steuergerät ist ein Laptop angeschlossen.

Die Meßstandorte wurden anhand des Landsat-5-TM-Farbkomposits so ausgewählt, daß die Untersuchungsflächen "helle" und "dunkle" Böden erfassen. Die Standorte liegen in Freiflächen (unbestellte Bereiche), meistens innerhalb von Rüben- oder Getreidefeldern. In situ-Messungen sind vorzuziehen, da sie den Meßbedingungen des Satelliten näher kommen. Eine synchrone Datengewinnung parallel zum Satellitenüberflug wäre der Idealfall.

**Durchführung der Labormessungen:** Das ASD-Fieldspectrometer im Laboraufbau mißt von 0,35 - 2,50  $\mu\text{m}$  in 1 nm-Schritten. Um das Untergrundrauschen zu verringern, wurde eine Integrationszeit von 10 sec. gewählt. Jede 10tel sec. erfolgte eine Einzelmessung, so daß sich am Ende ein gemitteltes Spektrum aus 100 Einzelspektren ergibt. Als Lichtquelle dient eine Laborlampe (Lowel Pro-Light P1-10), die in einem Winkel von 30° in 30 cm Höhe über der Probe befestigt ist. Der Meßfühler steht im Zenith über der Probe in 30 cm Meßhöhe. Zur Minimierung der Umgebungsstrahlung wurde das Probenmaterial auf schwarzer Pappe vermessen. Es erfolgte keine Aufbereitung des Probenmaterials.

#### 7.10.5 Meßergebnisse: Beschreibung des Reflexionsverhaltens

Der ausgenutzte Meßbereich liegt zwischen 0,4  $\mu\text{m}$  und 2,5  $\mu\text{m}$ . Für die Energie in diesem Bereich ist die Atmosphäre weitgehend durchlässig. Ferner liegt hier das Maximum der von der Sonne emittierten Energie. Abbildung 7.10-1 zeigt die Spektralkurve einer Bodenoberfläche mit typischen Absorptionsbanden und den Aufnahmebereichen der Kanäle des Landsat-5-TM. Das Spektralverhalten der Böden zeigt keine starken Absorptionsbanden. Es ist durch geringe Schwankungen über den gesamten Meßbereich gekennzeichnet. Die hohen Kurvenausschläge der Geländemessungen bei 1,4  $\mu\text{m}$  und 1,8 - 2,0  $\mu\text{m}$  sind die sogenannten Wasserabsorptionsbanden der Atmosphäre und fallen somit bei Geländemessungen für Aussagen über das spektrale Verhalten aus.

Insgesamt ist die Tendenz der Reflexionsverläufe der Bodenoberflächen steigend. Die Reflexion im sichtbaren Bereich liegt bei 10 - 30 %. Die Kurve steigt bis auf 40 - 60 % im IR-Bereich an. Alle Kurven zeigen einen steilen Abfall zwischen 0,45  $\mu\text{m}$  zu 0,40  $\mu\text{m}$ . Der flache Kurvenverlauf (Steigung = 0) bei 0,45 - ca. 0,50  $\mu\text{m}$  ist als kleine Absorption anzusehen. Der folgende steile Anstieg der Reflexion bis ca. 0,6  $\mu\text{m}$  ist bei den Standorten unterschiedlich ausgeprägt. Die Reflexionskurven lassen sich in zwei Gruppen einteilen. Als helle Bodenareale (z. B. Standorte 1, 2, 4) werden im folgenden die Böden bezeichnet, deren Reflexion über den gesamten Meßbereich größer ist. Rein visuell lassen sie sich also auch von den dunklen Böden (z. B. Standorte 3, 6) unterscheiden. Die Reflexionskurven der hellen Böden weisen im Wellenlängenbereich von 0,4 - 0,6  $\mu\text{m}$  einen steileren

Anstieg auf. Dieser Bereich des Spektrums ist kennzeichnend für Eisen und organische Substanz. Das Reflexionsverhalten der Untersuchungsgruppen unterscheidet sich offenbar im Verhältnis von Eisengehalt zu zur Ausbildung der organischen Substanz. Je dunkler der organische Materialanteil, desto niedriger liegt die Reflexion, die Steigung nimmt ab. Die hellen Böden haben weniger reflektierende organische Substanz im Verhältnis zum Eisengehalt.

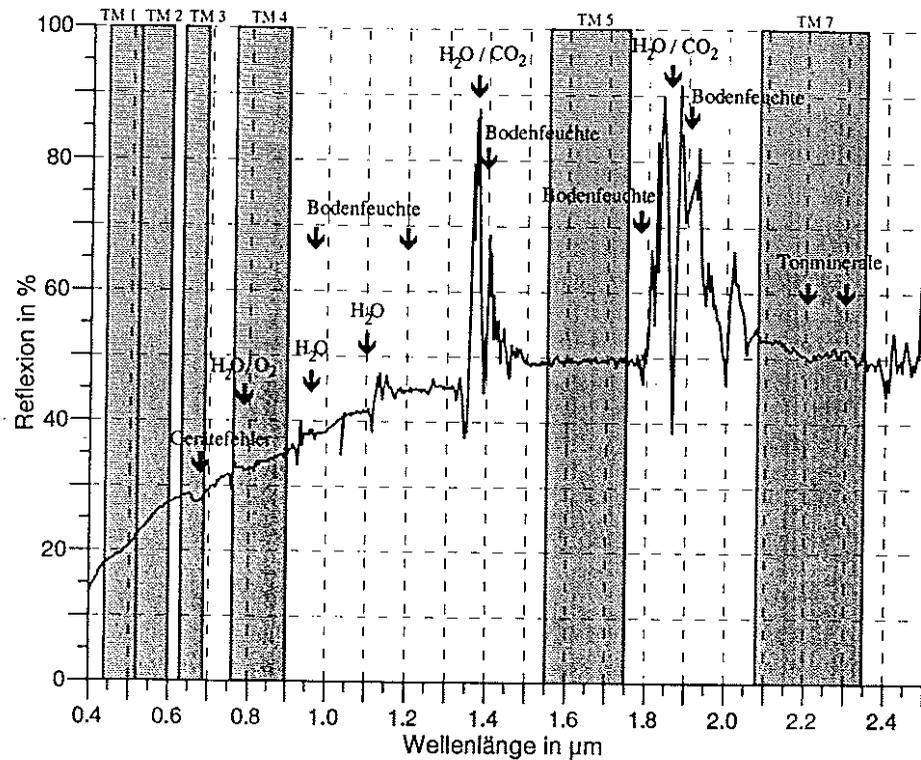


Abbildung 7.10-1: Reflexionskurve einer Bodenoberfläche mit Übersicht über typische Absorptionsbanden und die Wellenlängenbereiche der Landsat-5-TM-Kanäle

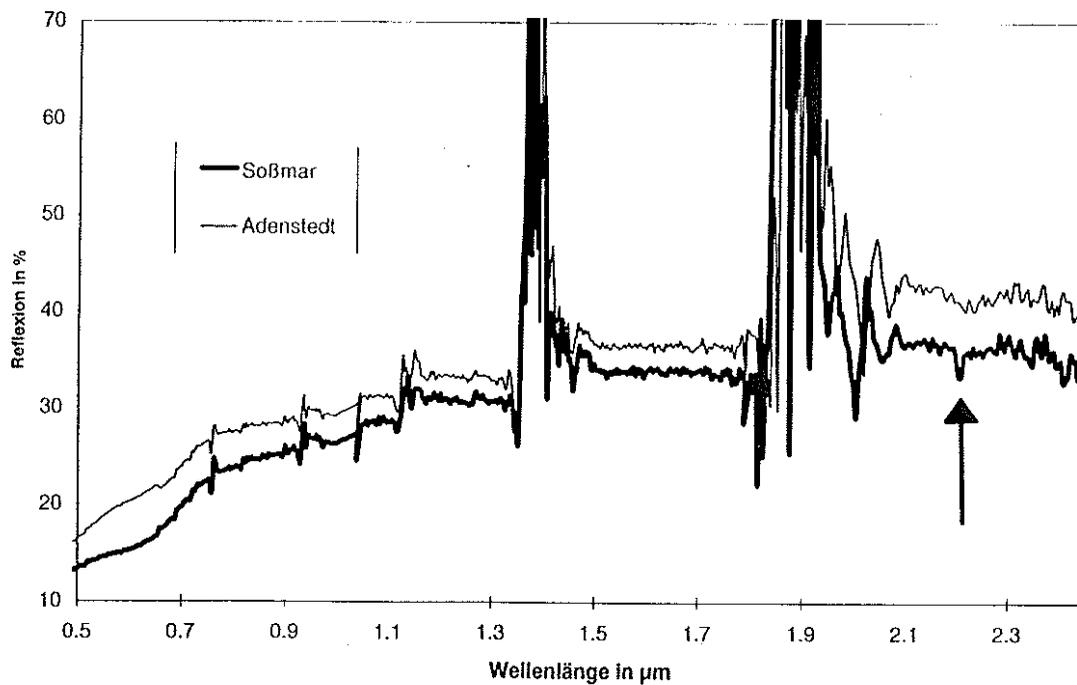


Abbildung 7.10-2: Mittelwerte der Geländemessungen (IRIS MARK V) an Beispielen ausgewählter Standorte: Soßmar = Schwarzerde, Adenstedt = Grauerde

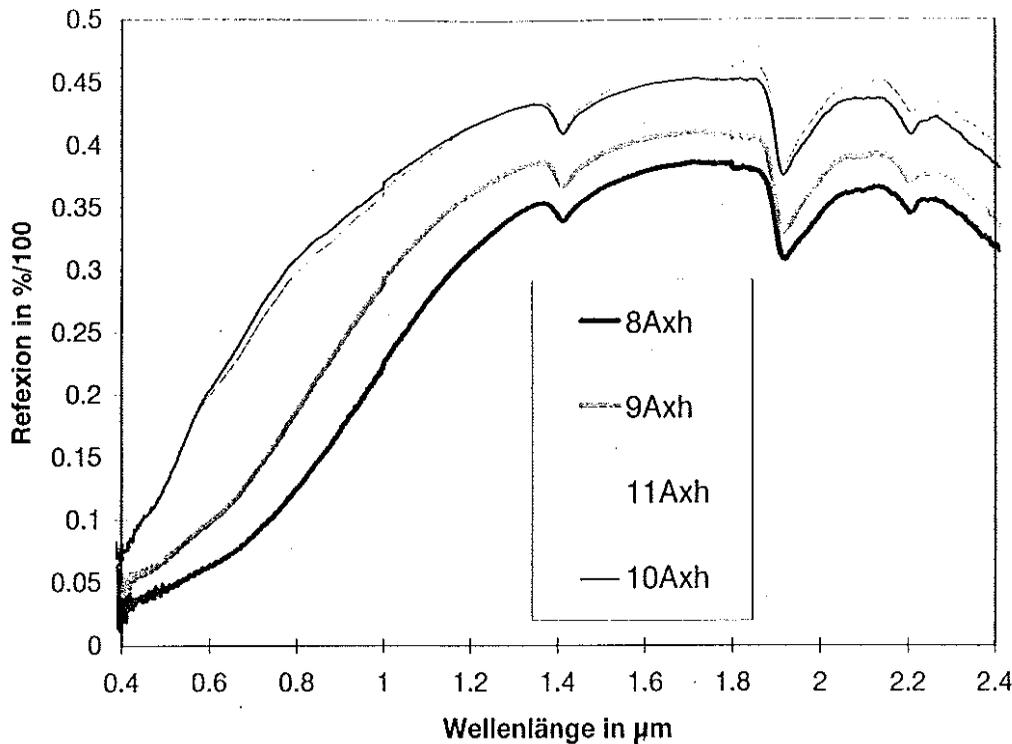


Abbildung 7.10-3: Mittelwerte der Labormessungen (ASD-Fieldspectrometer, Trier) an Beispielen ausgewählter Standorte ( Schwarzerden: 8 = Harsum, 9 = Soßmar; Grauerden: 11 = Adenstedt, 12 = Gr. Lafferde)

Die Absorptionsbande (der "Sprung") der Geländemessungen bei  $0,66 \mu\text{m}$  ist auf einen Gerätefehler (Gitterwechsel) zurückzuführen. Die schwachen Absorptionsbanden bei  $0,75 \mu\text{m}$ ,  $0,90 \mu\text{m}$ ,  $1,05 \mu\text{m}$  und  $1,10 \mu\text{m}$  basieren auf Wasser in der Atmosphäre bzw. im Boden. Von  $1,20 \mu\text{m}$  bis  $1,35 \mu\text{m}$  ist der Reflexionsgrad konstant bei ca. 40 - 50 %. Im Wellenlängenbereich  $1,5 - 1,8 \mu\text{m}$  verlaufen die Kurven wieder fast horizontal mit einem leicht höheren Reflexionsgrad von ca. 50 - 55 %.

Weitere Unterschiede zwischen den Böden an unterschiedlichen Standorten erscheinen ab  $2,1 \mu\text{m}$  bei den Geländemessungen. Die Reflexionskurven der dunklen Böden (z. B. Standorte 3, 6) weisen bei  $2,2 \mu\text{m}$  eine deutliche Absorption auf. Der Abfall der Reflexion verläuft steil und der Anstieg führt zurück auf das Ausgangsniveau. Die hellen Bodenoberflächen (z. B. Standorte 1, 2, 4) deuten diese Absorption nur an, die Kurve insgesamt fällt ab, leicht unterbrochen bei  $2,2 \mu\text{m}$  durch geringe Änderung der Steigung. Absorptionsmerkmale in diesem Wellenlängenbereich gehen auf Molekülschwingungen zurück und ermöglichen daher keine sehr ausgeprägten Absorptionsbänder, im Gegensatz zu auf Elektronenübergänge beruhenden Absorptionen bei kürzeren Wellenlängen. Der nahe infrarote Bereich wird von Molekülschwingungen der Silicate (vgl. Hunt et al. 1973, S. 86) dominiert. Diese sind vor allem auf die Anwesenheit aufbauender OH-Ionen zurückzuführen sowie auf absorbierte Wassermoleküle. Amphibole, Glimmer und Tonminerale zeigen hier Absorptionsmerkmale.

- **Dioktaedrische Minerale** (jedes 3. Oktaederzentrum ist nicht mit einem Zentralkation belegt, z. B. Illit, Montmorillonit, Kaolinit), bei denen die OH-Ionen Aluminium umgeben, absorbieren bei  $2,2 \mu\text{m}$ .
- **Trioktaedrische Minerale** (jedes Oktaederzentrum ist belegt, z. B. Biotit, Vermiculit) hingegen, deren OH-Ionen vorwiegend Magnesium als Zentralkation umgeben, absorbieren bei  $2,3 \mu\text{m}$ .

Ist zusätzlich zum dominierenden Kation ein Anteil des anderen Kations eingebaut, taucht eine weitere Absorptionsbande bei der entsprechenden Wellenlänge auf. Die Al-OH Biegebewegungen unterscheiden sich im Energieniveau von den Mg-OH Biegebewegungen (vgl. Hunt et al. 1973, S. 98; Palacios-Orueta, Ustin 1996, S. 116).

Die deutliche Absorption bei 2,2 µm der Messungen der dunklen Böden (Standorte 3, 6) deutet somit auf dioktaedrische Minerale im oberen Boden, in der Bodenoberfläche, hin. Im Gegensatz dazu weisen die Messungen der hellen Bodenoberflächen (Standorte 1, 2, 4) keine starke Absorption auf, auch nicht bei 2,3 µm, so daß hier offenbar kaum Tonminerale im oberen Boden vorkommen.

Verallgemeinert auf die Untersuchungsflächen insgesamt heißt dies, daß die "helleren" Böden an der Bodenoberfläche einen geringeren Anteil an dioktaedrischen Tonmineralen aufweisen.

Die Absorptionen der Tonminerale finden sich in den Labormessungen in der Deutlichkeit nicht wieder. Worauf dies zurückzuführen ist, z. B. auf den Feuchtegehalt der Proben, wäre mit weiteren Messungen zu klären. Alle Labormesskurven zeigen eine kleine Absorption bei 2,2 µm. Bei den dunklen Standorten ist diese etwas tiefer ausgeprägt. Auffällig ist außerdem, daß die Labormesskurven insgesamt einen niedrigeren Reflexionsanteil zeigen. Die Gründe dafür können in verschiedenen Meßbedingungen liegen.

### 7.10.6 Literatur

- Coleman, T. L., Agbu, P. A., Montgomery, O. L., Gao, T., Prasad, S. (1991): Spectral band selection for quantifying selected properties in highly weathered soils. In: *Soil Science*, Vol. 151, No. 5, S. 355 - 361.
- Coleman, T. L., Agbu, P. A., Montgomery, O. L. (1993): Spectral differentiation of surface soils and soil properties: is it possible from space platforms? In: *Soil Science*, Vol. 155, No. 4, S. 283 - 293.
- De Jong, S. M. (1994): *Applications of Remote Sensing for Land Degradation Studies in a Mediterranean Environment*. Netherlands Geographical Studies. Utrecht.
- GER (Geophysical & Environmental Research Corp.) (o. J.): *Mark V Spectroradiometer User Manual, Version 1.3*. New York.
- Gehrt, E., Meyer, B., Beckmann, T., Schwonke, F. (1995): Schwarzerden, Grauerden und Pararendzinen - Die frühholozäne Bodengesellschaft der Börden. In: *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 76, S. 1037 - 1040. Göttingen.
- Hunt, G. R., Salisbury, J. W., Lenhoff, C. (1973): Visible and near-infrared spectra of rocks and minerals: VI. Additional silicates. In: *Modern Geology*, Vol. 4, S. 85 - 106.
- Kronberg, P. (1985): *Fernerkundung der Erde: Grundlagen und Methoden des remote sensing in der Geologie*. Stuttgart.
- Kühn, F., Hörig, B. (Hrsg.) (1995): *Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten*. Berlin
- Palacios-Orueta, A., Ustin S. L. (1996): Multivariate Statistical Classification of Soil Spectra. In: *Remote Sensing of Environment*, Vol. 57, No. 2; S. 108 - 118. New York.
- Ruder, J., Lavreau, J. (1990): High resolution spectrometry on rocks and soils from NW Burundi, supplemented with mineralogical and pedological data, for remote sensing applications. In: *Musee Royal De L'Afrique Centrale - Annales - Serie IN-8° - Sciences Geologiques - n° 98*. Tervures.
- Rothfuß, H. (1994): Verarbeitung und Einsatz abbildender Spektrometerdaten (GER) mit unterstützenden Bodenmessungen zur Erkundung einer landwirtschaftlich genutzten Altlastfläche. In: *Fortschr. - Ber. VDI Reihe 15, Nr. 132*. Düsseldorf.
- Scheffer, F., Schachtschabel, P. (1992): *Lehrbuch der Bodenkunde*. 13. Auflage, Stuttgart.

## **7.11 Pedogenesis of Chernozems - the role of vegetation fires (M. Schmidt, J. O. Skjemstad, E. Gehrt, I. Kögel-Knabner)**

### **7.11.1 Summary**

The presence of charcoal from vegetation fires was investigated in Axp and Axh horizons originating from a catena of Chernozemic soils south of Hannover using a suite of complementary methods (high energy ultraviolet photo-oxidation, scanning electron microscopy, solid state  $^{13}\text{C}$  nuclear magnetic resonance, lignin analysis by CuO oxidation). Charcoal could not be detected in the A horizons of two reference soils (Alisol, Gleysol), but contributed up to 45 % of the bulk soil organic carbon and up to about 8 g/kg of the bulk soil in the color-catena of Chernozemic soils. This 10 km color-catena of four Chernozemic soils, which were very similar in chemical and physical properties, showed a strong relationship between color and the content of charred organic carbon.

This suggests that the presence of charred organic carbon mainly affects soil color in the studied catena. Finely divided charred organic carbon seems to be a major constituent of many Chernozemic soils in Germany. These results suggest that besides climate, vegetation and bioturbation, fire history also plays an important role in the pedogenesis of Chernozemic soils.

### **7.11.2 Introduction**

Vegetation fires produce considerable amounts of highly refractory organic matter consisting of charcoal or partially charred plant material on the surface and incorporated into soils (Seiler & Crutzen, 1980). In this paper, these forms of thermally altered organic carbon will be called charcoal. The presence of charcoal can have a major impact on soil organic matter composition, turnover and formation. Charcoal may increase the amount of aromatic C and contribute a relatively inert type of carbon to the SOM pool (Skjemstad et al., 1996). From charred organic carbon highly aromatic humic acids can be extracted (Haumaier & Zech, 1995; Skjemstad et al., 1996).

Light microscopy revealed blackish, coal-like particles or flakes often with a cellular structure and diameters between 2 and 10  $\mu\text{m}$  in numerous typical Chernozems from the Central Russian highland forest steppe on loess-loam (Kubienna, 1938; Pawluk, 1985; Yarilova, 1972) and other soil types with dark A horizons (Altemüller, 1992). Indirect evidence for the presence of charcoal in soils can be assumed in soils which produce highly aromatic humic acids such as volcanic ash soils (Hatcher et al., 1989), Chernozems (Kononova, 1966; Schnitzer, 1992), from a semiarid Vertisol in Mali (Gehring et al., 1997), an Argentinian Hapludoll (Zech et al., 1997) and Japanese volcanic ash soils (Golchin et al., 1997). In a systematic study of northern Eurasian soils, humic acid contents increased in the order gray forest soils < dark gray forest soils < Chernozems (Kononova, 1966). Particles of charcoal were identified by light microscopy and proton-spin relaxation editing in  $^{13}\text{C}$  NMR spectroscopy (Golchin et al., 1997). Using a combination of high energy ultraviolet photo-oxidation, scanning electron microscopy and solid state  $^{13}\text{C}$  NMR spectroscopy, it was possible to identify and determine the charcoal content of Australian soils (Skjemstad et al., 1996). Australian grassland soils which were under aboriginal fire management presumably for thousands of years, are characterized by black A horizons with up to 30 % of the soil carbon present as charcoal, whereas adjacent forested soils which were not subjected to regular burning, display a gray color and small contributions of charcoal (Skjemstad et al., 1997).

To determine whether the black colour of some German soils could also be attributed to charcoal, a color-catena of Chernozemic soils was sampled. All of these soils displayed dark grey to black A horizons, high base saturation, bioturbation and were classified as Chernozem or Greyzem (FAO, 1994). For simplicity, the more general term Chernozemic soils will be used for these soils in this paper. As references, two non-Chernozemic light colored soils (Alisol, Gleysol) were sampled.

To address the apparent coincidence between black soil color and the presence of charcoal, the chemical structure of the soil organic matter was studied in a color-catena. The soils studied in the color-catena are part of the loess belt between Hildesheim and Braunschweig, Germany, where Chernozemic soils are typical. Recently, south of Peine a patchwork-like distribution of black and gray soils was reported (Gehrt, 1998). Except for a variation in color, all investigated soil properties are almost identical i. e. morphology (depth of profile, horizons, bioturbation, position in the landscape, water table, crop rotation) and physical and chemical properties (texture, bulk mineralogy, C and N content, pH). In previous studies, the relationship between organic carbon content and soil color, expressed as Munsell values, were found to be very predictable for Ap horizons ( $r^2 > 0.9$ ) within soil landscapes, provided soil texture did not vary widely (Schulze et al., 1993). However, the patchwork (diameter 5 to 15 km) of black and gray Chernozemic soils (Chernozems or Greyzems) is visible in satellite images and in the field. The factors responsible for this apparent color pattern remain undefined, but could be related to the structure of the SOM.

In this work, we address two essentially separate questions: (i) a potential contribution of charred organic carbon (charcoal) to Chernozemic soils from Germany, and (ii) a possible relationship between soil color and the chemical structure of soil organic matter. To answer these questions the contribution of charcoal to the chemical composition of these soils was investigated using a suite of complementary methods, i.e., elemental analysis, CuO oxidation of lignin compounds, high energy ultraviolet photo-oxidation, solid state  $^{13}\text{C}$  NMR spectroscopy and scanning electron microscopy. The studied soils originate from sites under agricultural practice and forest management in Germany and the Netherlands.

### **7.11.3 Material and Methods**

#### *Soils*

Soil samples were obtained from several sites in Germany and the Netherlands. Soil description, sampling and classification was performed according to established procedures, and horizons were designated according to the German Soil Survey Description (AG-Boden, 1994; FAO, 1994). A detailed description of the investigated soils is given in Table 1.

As references two non-Chernozemic soils were sampled. The Haplic Alisol (soil 1) is located in the eastern hills in Siggen, Schleswig-Holstein under a beech/oak (*Melico-Fagetum*) vegetation. The mean age of the stand is 90 to 100 years and the existence of forest on this site is documented since the 13th century (Schimming et al., 1993). A Dystric Gleysol (soil 2) was sampled from a field which has been under agriculture for 100 years (Wageningen, The Netherlands). Both mineral fertilizers and cow manure have been applied with a typical crop rotation of maize, wheat and potato.

Sites 3 to 6 represent a color-catena changing from black to gray color (Chernozems and Greyzems) which developed on loess in the region of Hildesheim-Braunschweig, northern Germany (Gehrt, 1998). Except for the variation in color, soil properties are very similar. Gehrt (1998) has suggested that differences in color might be related to variation in clay mineralogy due to different parent loess material and underlying Cretaceous sediments. According to Bailly (1972), variations in soil color due to differences in paleo-vegetation can be excluded.

#### *Sample pretreatment*

Roots and visible plant remains were mechanically removed from the samples where possible. The samples were frozen and freeze dried. Soil aggregates were crushed and the fraction  $> 2$  mm was removed by dry sieving. The pH ( $\text{CaCl}_2$ ) was measured with a glass electrode in the supernatant of a 2.5/1 suspension (weight/weight).

### *Elemental analysis*

For elemental analysis, a subsample was milled in a ball mill for 10 minutes. Carbon and nitrogen contents were determined by dry combustion in duplicate with an Elementar Vario EL. The minimum detection levels were  $0.1 \pm 0.3$  g/kg for C and N. For the various fractions investigated during the photo-oxidation procedure, carbon was determined by a modified chromic acid digestion procedure (Heanes, 1984).

### *Photo-oxidation and $^{13}\text{C}$ CP MAS NMR spectroscopy*

The content of charcoal in soils can be determined by the technique of high energy ultra violet photo-oxidation in combination with  $^{13}\text{C}$  nuclear magnetic resonance (NMR) spectroscopy. Previous studies showed that a number of materials found in soils, including wood, lignin, and humic acids, could all be destroyed by the high energy photo-oxidation process, provided they were exposed to ultraviolet radiation in the presence of excess oxygen (Skjemstad et al., 1993). In subsequent studies (Skjemstad et al., 1996) it was found that this method could be applied to differentiate between natural soil organic matter and charred organic carbon. A detailed description of the method applied here is provided by Schmidt et al. (1998).

### *Scanning electron microscopy*

Scanning electron microscopy (SEM) was carried out on a Cambridge Stereoscan S250 on samples coated with 20-30 nm of carbon. Elemental characterization was performed using a Link AN1000 EDX analyser.

### *CuO oxidation*

Alkaline CuO/NaOH oxidation was carried out in accordance with the method of Kögel-Knabner (1995). The total yields were determined for vanillyl (vanillin + vanillic acid), syringyl (syringaldehyde + syringic acid) and cinnamyl units (p-coumaric acid + ferulic acid), respectively. Amounts are given in gram per kg of organic carbon (g VSC /kg C). Relative standard deviation for the detection of phenolic products is 9 %. (n=10). The p-hydroxyl compounds are not included in the sum of phenolic oxidation products because they can also be derived from non-lignin structures. The ratios of acid-to-aldehyde of vanillyl (ac/al)V and syringyl (ac/al)S and of syringyl-to-vanillyl (S/V) are calculated as mass ratios.

### *Color*

Soil color was determined with dry samples by Munsell color charts. For standardization and better resolution, the degree of darkness was measured with an ASD field spectrometer under sunlight, and are reported as Y-CIE values, which can be converted to Munsell values and correspond closely to human observations (Schulze et al., 1993).

## **7.11.4 Results and Discussion**

To address the potential contribution of charcoal to the organic matter in soils from Germany, data from several horizons, originating from nine soils will be discussed. Firstly, the A horizons of two non-Chernozemic light colored soils (soil 1 and 2) will be compared. Secondly, a color-catena of four Chernozemic soils (soil 3 to 6) with a gradual change from black to a gray color will be investigated.

### *Non-Chernozemic soils*

The Ah horizon of the Haplic Alisol (soil 1) comprises 15.1 g organic C/kg of dry soil (Table 3). A major proportion of the bulk soil C (57 %) is  $<53 \mu\text{m}$  in particle size and was subsequently investigated by  $^{13}\text{C}$  CPMAS NMR spectroscopy (Figure 1). The spectrum of the  $<53 \mu\text{m}$  fraction is dominated by peaks in the alkyl C region (-10 to 45 ppm) with major peaks representing methylene carbon (33 and 30 ppm). Signals in the O-alkyl C regi-

on (45 to 110 ppm) indicate the presence of polysaccharide and alcoholic structures. Signals near 56 ppm can be attributed to methoxyl groups and to C $\alpha$ . The shoulder at 65 ppm is due to C-6 carbon in polysaccharides. Signals at near 74 ppm correspond with ring carbon C-5, C-3 and C-2, whereas resonances at 104 ppm are due to anomeric C-1 carbon. Some resonances in the aryl C region (145 to 110 ppm) are attributable to protonated and alkyl substituted aryl carbon (116 and 131 ppm). These signals for aryl C in combination with O-aryl C structures (165 to 145 ppm) are typical for the presence of lignin units, whereas charcoal would be characterized by signals in the aryl C region centered around 130 ppm with few additional peaks in the O-aryl C region. The carbonyl C region (190 to 165 ppm) is dominated by a set of resonances at 173 ppm most likely due to amide carbon. The aldehyde/ketone C region (220 to 190 ppm) reveals only low signal intensities and here can be considered to be of minor importance (Preston & Ripmeester, 1983; Preston & Schnitzer, 1984).

**Tabelle 7.11-Table 1 Chemical and physical properties of the studied soils**

Classification <sup>a</sup>	Horizon <sup>b</sup>	Depth cm	Inorg. C	Org. C	Total C/N	pH CaCl <sub>2</sub>	Texture			color Y-CIE	
							sand	silt	clay		
1 Haplic Alisol	Ah	0-14	<0.1	15.1	1.6	9	3.7	46.9	37.4	15.7	-
2 Dystric Gleysol	Ah	0-20	<0.1	17.5	1.2	15	5.4	82.4	15.7	3.3	-
<i>Color-catena</i>											
3 Haplic Chernozem	Axp	0-20	<0.1	23.6	2.1	11	7.4	3.1	75.2	21.7	6.1
	Axh	20-60	<0.1	17.8	1.3	14	7.6	1.6	74.6	23.9	5.5
4 Haplic Chernozem	Axp	0-20	<0.1	18.3	1.5	12	7.2	3.0	80.2	16.8	7.9
	Axh	20-45	<0.1	11.9	1.4	9	7.2	3.1	79.3	17.6	8.6
5 Haplic Greyzem	Axp	0-20	9.0	5.0	0.5	10	7.5	3.3	78.7	18.0	16.0
	Axh	20-45	2.0	12.8	1.2	11	7.4	1.6	79.6	18.7	17.1
6 Haplic Greyzem	Axp	0-20	<0.1	13.5	1.4	10	7.0	2.4	79.6	18.0	14.0
	Axh	20-45	<0.1	13.3	1.1	12	7.3	0.9	77.0	22.1	17.0

<sup>a</sup> according to (FAO, 1994)

<sup>b</sup> according to (AG-Boden, 1994)

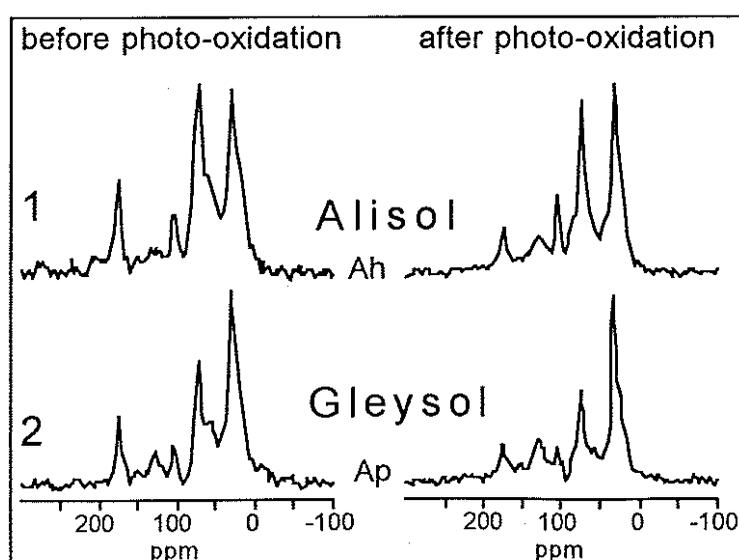


Abbildung 7.11-Figure 1: Solid state <sup>13</sup>C NMR spectra of the investigated A horizons from (1) Haplic Alisol and (2) Dystric Gleysol before (left) and after high energy UV photo oxidation (right).

Tabelle 7.11-Table -2 Chemical shift assignment of peaks in the solid-state  $^{13}\text{C}$  CPMAS NMR spectra (referenced to tetramethylsilane = 0 ppm) ((Lüdemann & Nimz, 1973); (Wilson, 1987)).

Chemical shift range (ppm)	Assignment
220 to 190	Aldehyde/ketone
190 to 160	Carbonyl carbons
160 to 140	Aromatic COR or CNR carbons
140 to 120	Aromatic C-H carbons, guaiacyl C-2, C-6 in lignin, olefinic carbons
120 to 100	Anomeric carbon of carbohydrates, C-2, C-6 of syringyl units in lignin
100 to 60	Carbohydrate derived structures (C-2 to C-5) in hexoses, C- $\alpha$ of some amino acids, higher alcohols
60 to 45	Methoxyl groups and C-6 of carbohydrates and sugars, C- $\alpha$ of most amino acids
45 to -10	2°, 3° and 4° carbons in alkyl structures, methyl carbons

Previous studies showed that all labile organic matter is removed by photo-oxidation for 2 hours and only physically or chemically protected matter remains (Skjemstad *et al.*, 1996). In fact, most of the organic carbon is removed by this treatment, leaving about 10 % of the bulk soil C (Table 3). Comparing the resulting spectrum to the spectrum obtained before photo-oxidation, only minor alterations are apparent in shape and integrated areas. Although peak heights in the alkyl C and O-alkyl C regions change, the integrated areas vary only within the error range. Intensities decrease in the aryl C and keton C region (-2 %) while intensities for O-aryl and carboxyl C slightly increase accordingly (+1 %). These alterations probably can be explained by a higher line broadening due to the lower C content of the sample after photo-oxidation. As a result, the organic carbon resistant to photo-oxidation presumably is protected physically inside organo-mineral complexes, revealing a bulk chemical structure similar to the carbon fraction prior to the treatment. Similar observations are reported for other soils (Skjemstad *et al.*, 1996). Aromatic carbon is present mainly in lignin-derived phenols, as clearly demonstrated by typical signals at 130 ppm in combination with peaks in the O-aryl C region. As a result, the presence of charcoal can not be determined by this technique in the Ah horizon of the Haplic Alisol.

The Ap horizon obtained from the Dystric Gleysol (soil 2) comprises 17.5 g C/kg dry soil with 50 % of the bulk soil C in the fraction <53  $\mu\text{m}$ . The spectrum of this fraction mainly reveals signals in the chemical shift regions as discussed previously. The main differences can be found in the aryl C region with a more distinct peak around 130 ppm with shoulders at 120 and 140 ppm indicating the presence of lignin. Contributions from aryl C are slightly higher (8 % of the total signal intensity) compared to the Alisol (7 %) suggesting higher contributions of lignin to the organic matter content.

The lignin signature, as determined by CuO oxidation, reveals information on the structure of aromatic carbon and reflects the vegetation from which the soil organic matter was derived (Ertel & Hedges, 1984). Lignin from gymnosperm wood produces mainly vanilyl type (V) oxidation products, whereas lignin from angiosperm wood produces syringyl units (S) in addition to vanilyl units. High yields of cinnamyl units (C) are characteristic of non-woody tissues of both type of plants (Ertel & Hedges, 1984). The proportion of lignin derived phenols (g VSC/kg C) and the ratio acid/aldehyde (ac/ad) for syringyl (S) and vanilyl (V) phenols differs between plant species (Sarkanen & Ludwig, 1971). High ratios (ac/ad)V and (ac/ad)S are indicative of a higher degree of decomposition of lignin phenols. As detected by CuO oxidation, proportions of lignin-derived phenols are higher in the Ap horizon of the Gleysol (11.7 g VCS/kg C) compared to the Alisol (8.5 g VCS/kg C, Table 3) which confirms conclusions from NMR spectroscopy. Similar to the Ah horizon of the Alisol, 10 % of the bulk soil C resists photo-oxidation. Again, signal intensities in the  $^{13}\text{C}$  CPMAS spectrum of this fraction show only minor alterations, except for an increase in the aryl C region (15 %) compared to the untreated sample (8 %). The Gleysol these signals can be assigned to lignin phenols, as indicated by typical shoulders at 153 ppm.

Summarizing, in the A horizons of the non-Chernozemic soils (Alisol, Gleysol) the presence of charcoal could not be detected by the procedure of photo-oxidation followed by  $^{13}\text{C}$  CPMAS NMR spectroscopy.

### *Color-catena (soil 3 to 6)*

The apparent coincidence of dark soil color with the presence of charcoal raises questions of a potential relationship between these two parameters. Soil color and organic matter content are more closely related for soils occurring together in soil landscapes having similar texture and parent material than for soils over a wide geographic region or widely varying in texture (Schulze et al., 1993). Therefore, a potential relationship between these parameters was studied in a 10 km color-catena of four Chernozemic soils. The studied soils developed from almost identical parent material (loess), display similar chemical and physical properties and are all under agricultural management with similar crop rotations.

The striking difference is a gradual change from a black to a gray color. For a more accurate quantification of the small differences in soil color, the Munsell value of each soil was determined by measuring the reflectance in the laboratory with a diffuse reflectance spectrometer and expressed as Y-CIE value (Table 1). The C contents for the plowed horizons (Axp) vary between 5.0 and 23.6 g C/kg soil compared to the subsoil horizons which are less variable (Axx: 11.9 to 17.8 g/kg), and show variations typically found in this region (Gehrt, 1998). The C/N ratios are uniformly low (9 to 14) in all horizons. Also, the texture is very similar in all investigated soils and horizons with low sand contents ( $\leq 3.3$  g/100 g) and typically high silt contents (77.0 to 80.2 g/100 g). Clay contents (16.8 to 23.9 g/100 g) are often slightly higher in the underlying Axx horizons compared to the Axp horizons. There is some minor variation in the pH value (7.0 to 7.6).

For the investigated catena (Table 3), the sum of lignin derived phenols is typically highest in the Axp horizons (6.6 to 17.8 g VSC/kg C) while corresponding Axx horizons are lower (1.7 to 10.4 g VSC/kg C). This indicates the higher input of plant material from agricultural crops in the plowed horizon compared to the Axx horizons. As demonstrated by the acid/aldehyde ratios, the degree of lignin decomposition varies only slightly in the investigated horizons ((ac/ad)V: 0.18 to 0.45). As a result, the lignin signature suggests that the sources of organic matter are currently similar in the soils of the color-catena.

Taking into account the similar pedogenetic factors and soil properties, including the similar C content, one could expect a similar soil color (Schulze et al., 1993). However, in progressing from soil 3 to soil 6, the color changes gradually from black to gray. The visual assessment is confirmed by the spectrometrically determined Y-CIE values, which are an equivalent to the Munsell values (Table 1). Low Y-CIE values correspond with dark colors, while higher values correspond with lighter colors (Schulze et al., 1993).

In the color-catena, the  $<53 \mu\text{m}$  fraction comprises a major proportion of the bulk soil carbon (56 to 83 % of the bulk soil C). The  $^{13}\text{C}$  CPMAS NMR spectra obtained from these fractions (Figure 3, left side) are rather uniform, except for the aromatic C regions. Signals from aryl C (Table 3) are highest in the Axx horizon of soil number 3 (37 % of the total signal intensity) and lowest in the Axp horizon of soil 6 (12 %). After photo-oxidation, only small proportions of carbon are left, consistently decreasing from soil 3 to 6 both for Axp (21 to 10 %) and Axx horizons (45 to 10 %). As revealed by the corrected aryl C value (arylcorr, Table 3) in the Axx horizon of soil 3, almost all (95 %) organic carbon is present in unsubstituted aromatic structures.

To further investigate the nature of this material, its morphology was observed by scanning electron microscopy (SEM). Micrographs obtained from other Chernozemic soils are given in Figure 2. Many of the larger particles show a morphology characteristic of the xylem structure found in woody material. These and many of the fine particles were probed with an EDX system and showed the absence of elements with an atomic weight higher than sodium, with the exception of sulfur. Very few particles could be identified as mineral particles. This suggests that many of the particles are organic in nature and probably are charcoal. Also for the color-catena, scanning electron microscopy confirms a high abundance of what appears to be charcoal in this fraction, which is also

true for the A<sub>xh</sub> horizon from soil 4 (Figures not shown). The highest proportion of charcoal in the color-catena can be detected in this A<sub>xh</sub> horizon from soil 3. Here, charcoal contributes 45 % of the soil organic carbon, which is equivalent to 7.6 g charcoal/kg soil.

**Tabelle 7.11-Table 3: Organic carbon in the investigated soils and fractions. C content, C-species as determined by <sup>13</sup>C CPMAS NMR spectroscopy, calculated content of charred organic carbon (charcoal) and lignin parameters are compared in the bulk soil and in the <53 µm fraction before and after high energy photo-oxidation (UV).**

#	Horizon <sup>a</sup>	Sample	Organic carbon		C species						Charcoal		Lignin parameters				
			bulk soil	fraction of bulk soil (µm)	g/kg	%	ketone	carboxyl	O aryl	aryl	O alkyl	alkyl	aryl <sub>corr</sub> <sup>b</sup>	g/kg soil	% C	Yield	Ratio acid-to-aldehyde vanillin
							(% of total signal intensity)										
1	Ah	bulk soil	15.1	100	3	12	2	7	43	34	-	-	n.d.	8.5	0.78		
		<53	8.6	57	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
		<53 UV	1.6	11	1	13	3	5	42	35	n.d.	n.d.	-	-	-		
2	Ap	bulk soil	17.5	100	1	9	2	8	33	47	-	-	n.d.	11.7	0.18		
		<53	8.7	50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
		<53 UV	1.8	10	2	7	5	15	29	43	n.d.	n.d.	-	-	-		
							<i>Color-catena</i>										
3	Axp	bulk soil	23.6	100	1	14	5	21	32	26	-	-	19	6.6	0.20		
		<53	16.7	71	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
		<53 UV	4.9	21	1	13	7	53	16	11	84	4.1	-	-	-		
	A <sub>xh</sub>	bulk soil	17.8	100	0	17	6	37	22	18	-	-	45	1.7	0.19		
		<53	14.6	82	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
		<53 UV	8.0	45	1	13	9	65	6	7	95	7.6	-	-	-		
4	Axp	bulk soil	18.3	100	2	12	4	18	37	28	-	-	14	11.2	0.21		
		<53	12.1	66	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
		<53 UV	4.2	23	3	13	8	46	13	17	77	3.2	-	-	-		
	A <sub>xh</sub>	bulk soil	11.9	100	1	14	3	19	36	28	-	-	23	2.5	0.25		
		<53	8.3	70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
		<53 UV	3.9	33	2	14	8	51	12	12	82	3.2	-	-	-		
5	Axp	bulk soil	5.0	100	3	13	4	14	42	24	-	-	5	17.8	0.37		
		<53	2.8	56	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
		<53 UV	0.7	14	4	10	7	27	33	19	52	0.4	-	-	-		
	A <sub>xh</sub>	bulk soil	12.8	100	5	14	5	15	41	21	-	-	3	10.4	0.45		
		<53	8.9	70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
		<53 UV	1.3	10	6	12	7	22	34	20	44	0.6	-	-	-		
6	Axp	bulk soil	13.5	100	2	14	4	12	40	28	-	-	2	14.9	0.35		
		<53	11.2	83	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
		<53 UV	0.8	6	1	10	8	24	33	23	48	0.4	-	-	-		
	A <sub>xh</sub>	bulk soil	13.3	100	3	14	4	13	40	27	-	-	3	7.3	0.18		
		<53	8.7	65	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
		<53 UV	1.3	10	4	9	8	26	33	20	50	0.7	-	-	-		

- not determined n.d. not detectable

<sup>a</sup> according to (AG-Boden, 1994)

<sup>b</sup> aryl<sub>corr</sub> = aryl content corrected for Bloch decay, for details see Schmidt *et al.* (1998)

To visualize a potential interdependence between charcoal content (Table 3), lignin compounds (Table 3) and soil color (Table 1), data is displayed as a color-catena from black to gray colored soils in Figure 4. To exclude variations resulting from different C contents, the contents of charcoal and lignin compounds are normalized to

organic carbon content. Progressing from black to gray colored soils (from soil 3 to 6) two patterns for soil color are evident. First, the soil color generally becomes lighter, i.e. the reflection expressed as Y-CIE value increases, except for the almost identical soils 5 and 6. Second, the Axp horizons are darker compared to the corresponding Axh horizons. Parallel to these trends, contributions of charcoal to the bulk soil C decrease consistently in the Axp horizons (19 to 2 %) and in the Axh horizons (45 to 3 %), while proportions of lignin compounds increase, again with soils 5 and 6 being almost identical.

As a trend, progressing from dark to light colored soils in the color-catena (i) organic matter becomes less resistant to photo-oxidation, (ii) contributions of charcoal to the bulk soil C decrease, whereas (iii) contributions of lignin to the bulk soil C increase. Following the Axp, and the Axh horizons in the color-catena, it is tempting to conclude that soil color directly depends on the contribution of charcoal to soil organic matter, but within the same soil profile this conclusion does not seem to hold. For all investigated soils, the Axp horizons are darker compared to the corresponding Axh horizons, except for soil 3 (Table 1), whereas contributions from charcoal are always highest in the subsoils (Table 3). The lighter color of the subsoils may be related to the lower C content compared to the surface horizons. However, for soil 5 this explanation does not hold, because C contents are similar in Axp and Axh horizons. This observation exemplifies that besides charcoal also other organic and inorganic pigments must also contribute to soil color. Contributions from charcoal are always highest in the subsoils compared to the surface horizons, both normalized to organic C content and normalized to bulk soil mass. The same is true for the clay content (Table 2). The apparent differences between Axp and Axh horizons may be explained by primary differences during sedimentation of the loess layers or by a subsequent eluviation within the profile induced by cultivation.

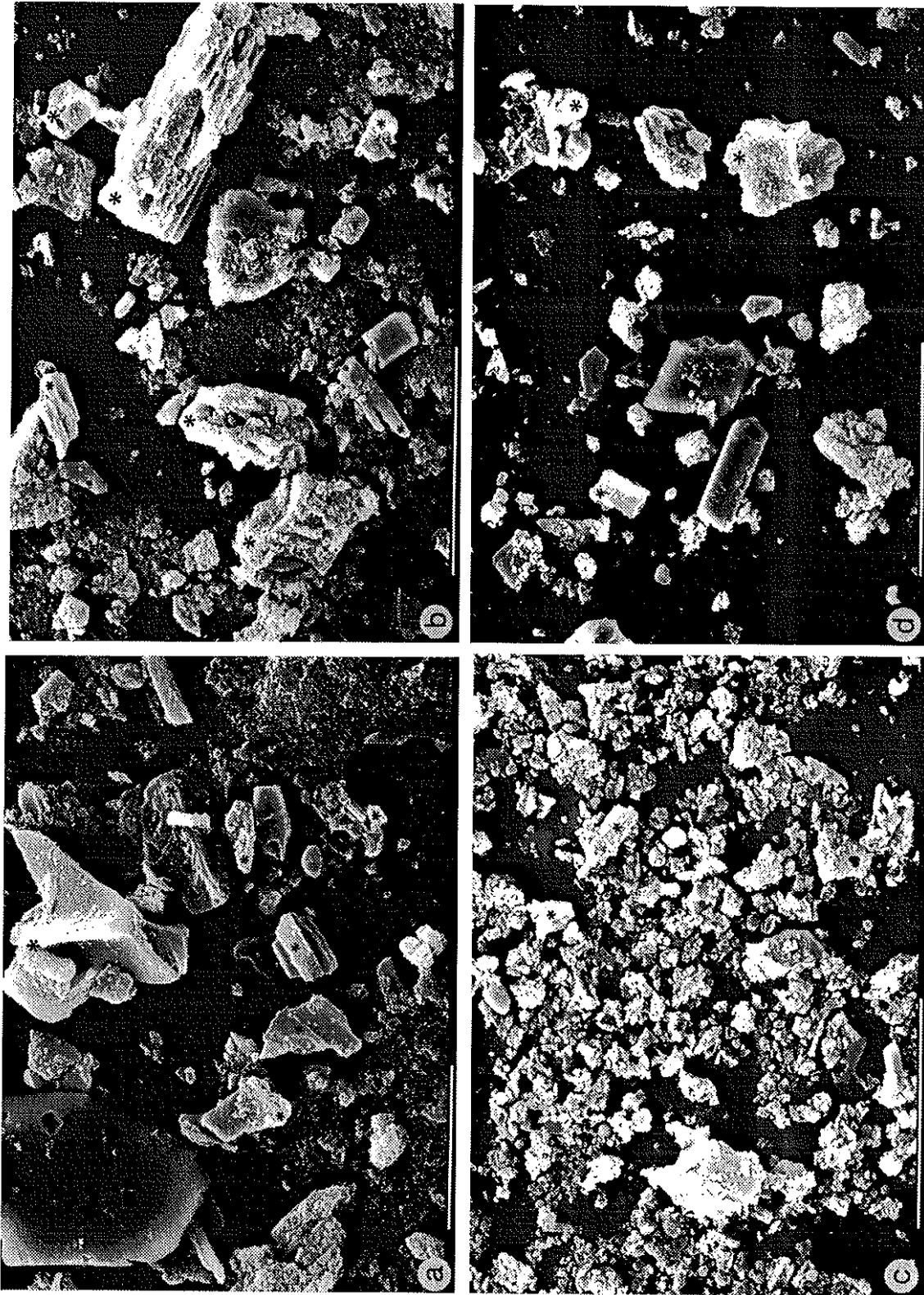


Abbildung 7.11-Figure 2: Electron micrographs of fragments of charred organic carbon (marked with an asterisk\*) from the <math>< 53\text{ mm}</math> fractions after high-energy ultraviolet photo-oxidation (Schmidt et al., 1998). Samples originate from (a) the Axh horizon and (b) the AxhBv horizon of a Humic Cambisol, (c) the Axh horizon and (d) the Axh horizon of a Haplic Phaeozem from Halle/S.. The white bar represents 40 mm, except for figure (a), where it represents 10 mm.

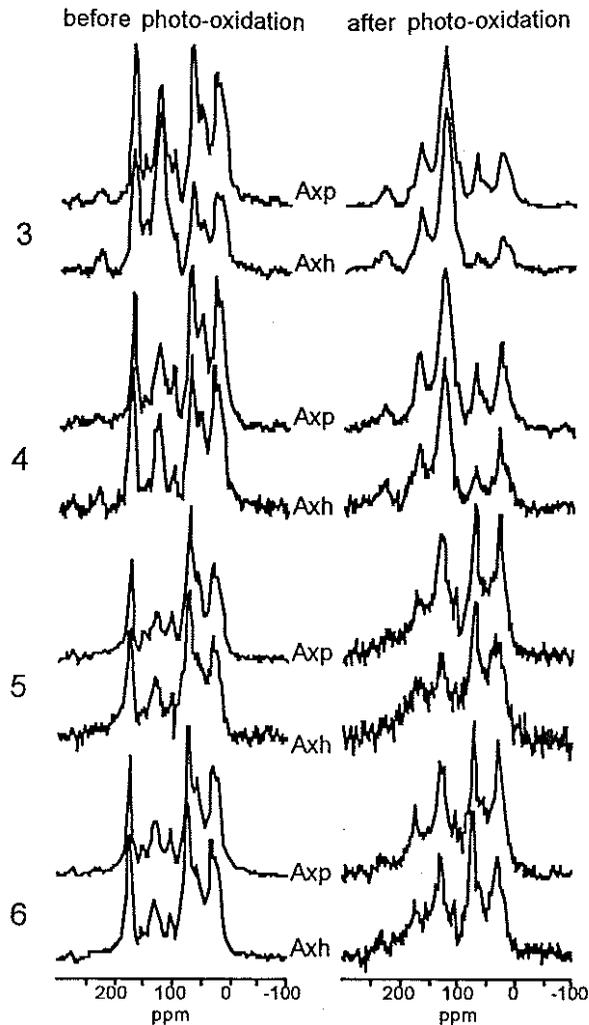


Abbildung 7.11- Figure 3: Solid state  $^{13}\text{C}$  NMR spectra of the investigated Axp and Axh horizon from the color-catena before (left) and after high energy UV photo oxidation (right)

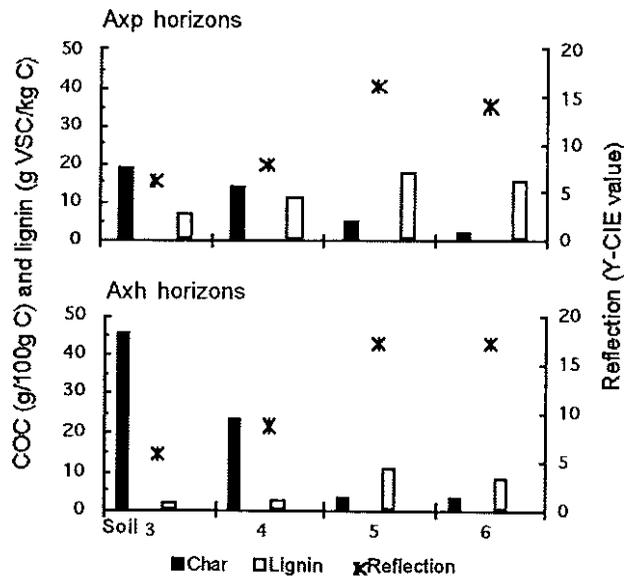


Abbildung 7.11- Figure 4 Content of charred organic carbon (charcoal) and lignin compounds detected in the Axp and Axh horizons of the Chernozemic soils 6 to 9 displayed as a color-catena. Data for the charcoal and lignin is displayed on the left axis, please note different units for these parameters. Reflection is given as Y-CIE value which is an equivalent to the Munsell value.

### 7.11.5 Conclusions

The photo-oxidation method allowed the identification of charcoal in German Chernozemic soils. Charcoal was not present in the A horizons of a Haplic Alisol and a Dystric Gleysol. For the first time, the presence of charcoal has been demonstrated in Chernozemic soils from Fehmarn, Halle/S., southern Bavaria (Schmidt et al., 1998) and in a color-catena from Hannover. Charcoal contributes up to 45 % to the bulk soil organic carbon, which is equivalent to about 8 g/kg of the bulk soil. The color-catena of Chernozemic soils, very similar in chemical and physical properties, showed a strong relationship between color and the content of charcoal, suggesting that at least in the studied catena, the presence of charcoal dominates soil color.

The presence of charcoal in Chernozemic soils poses some questions on its possible influence on soil properties. Charcoal may affect the physical soil properties (water holding capacity, structural stability), chemical properties (pH, C content, cation exchange capacity, sorption) and biological properties (stability against biological degradation). For example, standard determinations of the C content include the highly recalcitrant charcoal, consequently overestimating the content of native soil organic matter.

The observed presence of charcoal also raises questions about the pedogenesis of Chernozems. It is generally accepted that the pedogenesis of Chernozems depends on continental climate with low precipitation and humidity, affecting water infiltration, soil flora and fauna. The characteristic deep black A horizons are considered to develop due the accumulation of organic matter and bioturbation. The Chernozem belt developed from Siberia to Eastern Europe, with isolated occurrences in Germany. There, Chernozems are regarded as relic soils which developed about 8000 ago under a continental climate and were preserved under favorable conditions, i. e., low precipitation or high ground water table. Without these preserving conditions, Chernozems are expected to be degraded by gradual decalcification and accumulation of black clay-humus complexes in deeper horizons, resulting in Phaeozems or Luvisols (Mückenhausen, 1977; 1985). However, the German Chernozemic soils studied display many properties typical for Chernozems although present annual precipitation varies widely between 480 and 1400 mm (Schmidt et al., 1998).

In the Chernozemic soils studied here, charcoal can be a major contributor to the organic carbon, but the origin of this fire induced form of organic carbon remains unclear. It could originate from natural vegetation fires as well as from human activity. Due to its recalcitrant nature, charcoal can be preserved in the pedosphere for long periods of time. Consequently, the charcoal could originate from natural vegetation fires in the postglacial vegetation, i. e., tundra, taiga and later mixed deciduous forests. Today, the circumpolar taiga may be an important zone for the production of charred organic carbon from fire (Wein, 1993). The charcoal could also originate from post-mesolithic human use of fire for the clearing of forests and subsequent agricultural management practices. We sampled the color-catena in an area with a random pattern of patches with black and grey Chernozemic soils on a regional scale of some kilometers. This small-scale pattern could be related to local human activity rather than to large natural vegetation fires. However, information on the fire and vegetation history of the studied sites is too limited to draw many conclusions. The time of charcoal formation could be determined by <sup>14</sup>C analysis and provide further information on the history of the investigated soils.

If fire is involved in the formation of the charred proportion of soil organic matter in the investigated Chernozemic soils, it may also be involved in the pedogenesis of other Chernozemic soils. This could explain the reported presence of black flakes in numerous typical Chernozems from central Russia (Kubiena, 1938; Pawluk, 1985; Yarilova, 1972), the high aromaticity of humic acids extracted from other Chernozemic soils (Kononova, 1966; Schnitzer, 1992; Zech et al., 1997) as well as the reported relationship between humic acid content and soil color for Chernozemic soils from northern Eurasia (Kononova, 1966). The results presented here suggest that besides climate, vegetation and bioturbation, fire history also plays an important role in the pedogenesis of Chernozemic soils.

### 7.11.6 Acknowledgments

The work was financially supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (Ko 1035/6-1 and 2). A travel grant was provided by the Massenberg foundation of the University of Bochum. The authors wish to thank C. Schimming and L. Beyer (University of Kiel) for help during the selection of soil 1. Thanks are also due to L. Maratos and J. Taylor (CSIRO, Land and Water) for soil fractionations and NMR spectroscopy. Experimental assistance for lignin analysis was provided by M. Kempkens and P. Gärtner (University of Bochum). Reflectance measurements were performed by T. Jarmer (University of Trier). H.-J. Altemüller (Braunschweig) provided helpful comments and literature on charred particles in Chernozems.

### 7.11.7 References

- AG-Boden 1994. *Bodenkundliche Kartieranleitung*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Altemüller, H.-J. 1992. Visuelle Erscheinungs- und Zustandsformen der organischen Bodensubstanz. In: *Bodennutzung und Bodenfruchtbarkeit. Humushaushalt, 4*, pp. 30-44. Parey, Hamburg, Berlin.
- Bailly, F. 1972. Zum Problem der Schwarzerde-Bildung in Norddeutschland. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, **15**, 3-11.
- Ertel, J.R. & Hedges, J.I. 1984. The lignin component of humic substances: Distribution among soil and sedimentary humic, fulvic, and base-insoluble fractions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**, 2065-2074.
- FAO 1994. *FAO-Unesco. Soil map of the world, revised legend.*, Rome, Italy.
- Gehring, A.U., Guggenberger, G., Zech, W. & Luster, J. 1997. Combined magnetic, spectroscopic and analytical-chemical approach to infer genetic information for a Vertisol. *Soil Science Society of America Journal*, **61**, 78-85.
- Gehrt, E. 1998. Die äolischen Sedimente im Bereich der nördlichen Lößgrenze zwischen Leine und Oker und deren Einflüsse auf die Bodenentwicklung. *Geologisches Jahrbuch F 34*.
- Golchin, A., Clarke, P., Baldock, J.A., Higashi, T., Skjemstad, J.O. & Oades, J.M. 1997. The effects of vegetation and burning on the chemical composition on soil organic matter in a volcanic ash soil as shown by <sup>13</sup>C NMR spectroscopy. I. Whole soil and humic acid fraction. *Geoderma*, **76**, 155-174.
- Hatcher, P.G., Schnitzer, M., Vassallo, A.M. & Wilson, M.A. 1989. The chemical structure of highly aromatic humic acids in three volcanic ash soils as determined by dipolar dephasing NMR studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**, 125-130.
- Haumaier, L. & Zech, W. 1995. Black carbon-possible source of highly aromatic components of soil humic acids. *Organic Geochemistry*, **23**, 191-196.
- Heanes, D.L. 1984. Determination of total organic-C in soils by an improved chromic acid digestion and spectroscopic procedure. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, **15**, 1191-1213.
- Kögel-Knabner, I. 1995. Composition of soil organic matter. In: *Methods in applied soil microbiology and biochemistry* (eds K. Alef & P. Nannipieri). Academic Press, London.
- Kononova, M.M. 1966. *Soil organic matter*. Pergamon Press, Oxford.
- Kubierna, W.L. 1938. *Micropedology*. Collegiate Press, Ames, Iowa.
- Lüdemann, H.-D. & Nimz, H. 1973. <sup>13</sup>C-Kernresonanzspektren von Ligninen, 2. *Die Makromolekulare Chemie*, **175**, 2409-2422.
- Mückenhausen, E. 1977. *Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland.*, Frankfurt.
- Mückenhausen, E. 1985. Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, **44**, 1-90.
- Pawluk, S. 1985. Soil micromorphology and soil fauna: Problems and importance. *Quaestiones Entomologicae*, **21**, 473-496.
- Preston, C.M. & Ripmeester, J.A. 1983. Carbon-13 labelling for NMR studies of soils: CPMAS NMR observation of carbon-13 acetate transformation in a mineral soil. *Canadian Journal of Soil Science*, **63**, 495-500.
- Preston, C.M. & Schnitzer, M. 1984. Effects of chemical modifications and extractants on the <sup>13</sup>C NMR spectra of humic materials. *Soil Science Society of America Journal*, **48**, 305-311.
- Sarkanen, K.V. & Ludwig, C.H. 1971. *Lignins*. Wiley, New York.
- Schimming, C.-G., Blume, H.-P., Beyer, L., Dultz, S. & Walch, D. 1993. Exkursion A, Landschaften und Böden Ostholsteins. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, **70**, 47-87.

- Schmidt, M.W.I., Skjemstad, J.O., Gehrt, E. & Kögel-Knabner, I. 1998. Charred organic carbon in Chernozemic soils from Germany. *European Journal of Soil Science*, submitted.
- Schnitzer, M. 1992. Bedeutung der organischen Bodensubstanz für die Bodenbildung, Transportprozesse in Böden und die Bodenstruktur. In: *Bodennutzung und Bodenfruchtbarkeit. Humushaushalt, 4, Berichte über Landwirtschaft*, pp. 63-81. Parey, Hamburg, Berlin.
- Schulze, D.G., Nagel, J.L., Van Scoyoc, G.E., Henderson, T.L., Baumgardner, M.F. & Stott, D.E. 1993. Significance of organic matter in determining soil colors. In: *Soil Color, SSSA Special Publications Number 31*, pp. 71-90. Soil Science Society of America, Madison WI.
- Seiler, W. & Crutzen, P.J. 1980. Estimates of gross and net fluxes of carbon between the biosphere and the atmosphere from biomass burning. *Climatic Change*, 2, 207-247.
- Skjemstad, J.O., Clark, P., Golchin, A. & Oades, J.M. 1997. Characterization of soil organic matter by solid state  $^{13}\text{C}$  NMR spectroscopy. In: *Driven by nature: plant litter quality and decomposition* (eds C. Cadish & K. Giller), pp. 253-271. Cab International.
- Skjemstad, J.O., Clark, P., Head, L.J. & MacClure, S.G. 1993. High energy ultraviolet photo-oxidation: a novel technique for studying physically protected organic matter in clay- and sand-sized aggregates. *Journal of Soil Science*, 44, 485-499.
- Skjemstad, J.O., Clarke, P., Taylor, J.A., Oades, J.M. & McClure, S.G. 1996. The chemistry and nature of protected carbon in soil. *Australian Journal of Soil Research*, 34, 251-271.
- Wein, R.W. 1993. Historical biogeography of fire: circumpolar taiga. In: *Fire in the environment: the ecological, atmospheric, and climatic importance of vegetation fires* (eds P. J. Crutzen & J. G. Goldammer), pp. 267-276. Wiley.
- Wilson, M.A. 1987. Solid State N.M.R. In: *NMR techniques and applications in geochemistry and soil chemistry*. Pergamon Press, Oxford.
- Yarilova, E.A. 1972. Comparative characteristic of fabric components in some chernozems of the U.S.S.R. In: *Third International Working-Meeting on Soil Micromorphology, 1969*, pp. 357-369. Warszawa, Wrocław.
- Zech, W., Guggenberger, G., Zalba, P. & Peinemann, N. 1997. Soil organic matter transformation in Argentinian Hapludolls. *Abbildung 7.11-513CMNRZeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, 160, 563-571.

### 7.12 Tonmineralogie der Lösses und mögliche Quellen für Unterschiede (E. Gehrt)

Die Ausführungen von HAHN et al. (s.o.) legen nahe, die Tonmineralogie der Lösses genauer zu untersuchen. Die Ergebnisse der Tonmineralanalysen liegen leider z.Z. noch nicht vor.

Nach älteren Untersuchungen scheinen die Lösses im nördlichen Harzvorland in bezug auf die Tonmineralzusammensetzung Unterschiede aufzuweisen. Die von SCHROEDER (1954) in der Calenberger Börde untersuchten Parabraunerden weisen als Hauptbestandteil Illit auf. Die Lösses im Schwarzerdegebiet der Hildesheimer Börde weisen dagegen relativ hohe Gehalte an quellfähigen Tonmineralen auf (Montmorillonit oder mixed layer (MATTIAT 1961 (unveröff.); GEBHARDT 1969, 1971). NIEDERBUDE (1976) stellt nach überregionalem Vergleich von Jungwürmlössen fest, daß das Profil Asel bei Hildesheim aufgrund seines Smectitgehaltes eine Sonderstellung einnimmt. TIPPKÖTTER (1979) gibt für die untersuchten Standorte Algermissen, Gleidingen und Harsum-West Illit als Hauptbestandteil aller Tonfraktionen an. Im Schwarzerde-Profil von Gleidingen finden sich mit 5-15 % deutliche Gehalte an Smectit im Mittelton. Die unterschiedlichen Gehalte an Vermiculiten belegen, daß zwischen den Einzelprofilen Unterschiede in der Tonmineralverteilung bestehen. Die Grobton-Vermikulite kontrahieren nach TIPPKÖTTER (1979) stärker als die des Fein- und Mitteltones. In der Feintonfraktion stellt er deutliche Anteile an Vermikulit mit nach oben abnehmender Tendenz fest.

Die Ursache für diese regionalen Unterschiede werden mit der Herkunft der Lösses begründet. GEBHARDT & LÜDERS (1970) geben die Oberkreide als einen potentiellen Lieferanten für expanditische Tonminerale an. In der Hildesheimer Börde sind die Unterkreidetone des Unterallb wahrscheinlich die Quelle für die aufweitbaren

Tonminerale. Diese Schichten zeichnen sich dann ebenfalls erwartungsgemäß durch hohe Kationenaustauschkapazitäten aus.

Die Tonsteine von Apt und Alb sind in großen Bereichen des westlichen Exkursionsgebietes vertreten und werden hier ausführlicher beschrieben. Im Rahmen von Untersuchungen zur Standortfindung für Sonderabfälle wurden diese Formationen im bodenkundlichen Standard analysiert (GÖTTNER & KOMODROMOS 1988). Die Analysendaten bieten eine gute Grundlage zur Beurteilung der Gesteine ohne rezente pedogene Überprägung. Der Tongehalt liegt im Mittel bei ca. 55 % (s=8.1). Der Schluff besteht zu etwa 39 % aus der Fraktion von 2 bis 20 µm (s=7.5). Der Grobschluffgehalt (20 - 63 µm) beträgt nur 5 % (s=2.8). Der Karbonatgehalt liegt mit großer Streuung im Mittel bei 9 % (s=7.1). Das Gestein hat mit 2.3 % (s=0.8) einen vergleichsweise hohen Gehalt an organischer Substanz. Im Tiefenprofil zeichnen sich in der Kornverteilung, den Kohlenstoffgehalten und der Kationenaustauschkapazität unterschiedliche Niveaus ab. Bemerkenswert ist die hohe Austauschkapazität (ca. 80 bis 90 meq/100 g Ton) im Unteralb (im wesentlichen Foraminiferenzone 2 und 4). Die tonmineralogische Analyse (GÖTTNER & KOMODROMOS 1988) ergab in diesen Abschnitten als Hauptkomponente Smectit, während in den anderen Profilausschnitten Kaolinit bzw. Muskowit-Illit als Hauptkomponenten auftreten. Die dominanten Smectit-Gehalte finden sich auch in anderen Probenreihen des gleichen Untersuchungsprogrammes des Unteralt wieder (z.B. Bohrung Ahlum nordwestlich der Asse). Die Abweichungen in der Austauschkapazität sind damit auf den höheren Anteil an expanditischen Tonmineralen zurückzuführen. Diese Areale des Unteralt sind in der geologischen Karte (Karte 5) mit gesonderter Signatur hervorgehoben.

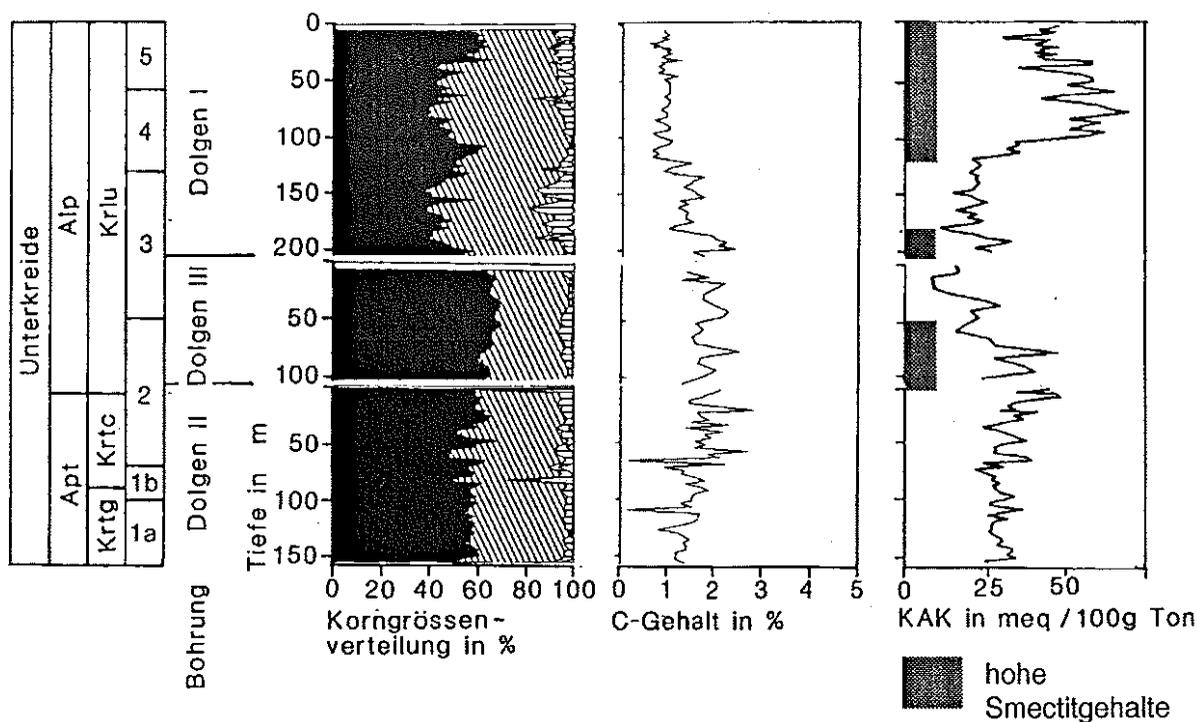


Abbildung 7.12-1: Kennwerte der Unterkreide-Tonsteine: Korngrößenverteilung,  $C_{org}$ -Gehalte, spezifische Kationenaustauschkapazität und Bereiche mit erhöhten Smectitgehalten in der Unterkreide (Apt-Alb). Analyseergebnisse von drei Tiefbohrungen bei Dolgen (I-III), Blatt 3626 Hämelerwald. Analytik NLF Hannover, Werte dokumentiert bei GÖTTNER & KOMODROMOS 1988.

### 7.13 Entstehung und Systematik der Schwarzerden und Grauerden (E. Gehrt)

Die Schwarzerde stellt nach allgemeiner Auffassung einen Reliktboden dar, der im Boreal unter - im Vergleich zu heute - wärmeren und trockeneren Bedingungen und durch intensive Bioturbation entstand (MÜCKENHAUSEN 1977, 1985). In Gebieten mit ausgeglichener oder negativer klimatischer Wasserbilanz bzw. bei Stau- oder Grundnässe wurden die Schwarzerden nur geringfügig verändert oder blieben in einem labilen Gleichgewichtszustand erhalten. In den klimatisch trockenen Gebieten kommt es bei aufsteigender Wasserbewegung zu sekundärer Kalkausfällung mit Pseudomycelbildung. Abweichend vom sonst üblichen Vorgehen werden nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG BODENKUNDE 1994) die anhaltend kalkhaltigen Schwarzerden von den schon entkalkten Schwarzerden auf Typniveau getrennt. Erst weitergehende Umformungen werden dann als Subtypen untergliedert (Braunerde- oder Parabraunerde -Schwarzerde).

Die Lehrbuchmeinung steht wie schon von SCHARPENSEEL (1986) festgestellt zu den vorliegenden Erkenntnissen im Widerspruch. Hier sind folgende Punkte herauszustellen:

1. Die Schwarzerden sind schwarz, da sie Hozkohle oder holzkohleähnliche organische Substanz involviert haben. Diese ist wahrscheinlich fest in den Ton eingebunden.
2. Die allgemeine Vorstellung der Schwarzerdegenese durch Bioturbation wird durch die <sup>14</sup>C-Datierungen und die nachweisbare periglaziale Gliederung in den A<sub>h</sub>-Horizonten widerlegt. Die ältesten <sup>14</sup>C-Daten liefert die Fein- und Mitteltonfraktion.
3. Neben den Schwarzerden gibt es helle Varianten mit sonst gleicher Morphologie und vergleichbaren Kennwerten aber ohne „Holzkohle“ die als Grauerde bezeichnet wurde.
4. In weiten Gebieten gibt es keine Hinweise auf eine frühere Schwarzerdeentwicklung. Es ist davon auszugehen, daß dort entweder Grauerden oder Pararendzinen/Gleye entwickelt waren. Die Weiterentwicklung erfolgte entsprechend der in Abbildung 7.13-1 angegebenen Bodenentwicklungen.

		abnehmnde Vernässung	
		tief	hoch
VARIANTEN	1. SCHWARZERDEN	SS(GG)-TTn	Tn-LL
DER PRIMÄREN	2. GRAUERDEN	SS(GG)-TTg	Tg-LL
BODENTYPEN	3. PARARENDZINEN, GLEY, PSEUDOGLEY	RZ,GG,SS	LLn

Abbildung 7.13-1: Schema der Bodenentwicklungen und -vergesellschaftungen auf Löß.

Die großgeschriebenen Bodentypen bezeichnen die heutigen Böden.

1. Pseudogley (bzw. Gley)-Schwarzerde (SS(GG)-TTn) bis Schwarzerde-Parabraunerde (TTn-LL) mit Schwarzerdevorstufe (TTn)
  2. Pseudogley (bzw. Gley)-Grauerde (SS(GG)-TTg) bis Grauerde-Parabraunerde (TTg-LL) mit Grauerdevorstufe (TTg)
  3. Pararendzinavorstufe (RZ) oder Pseudogley (bzw. Gley) (SS(GG)) bis (Norm-)Parabraunerde (LLn)
4. Die Verbreitung der verschiedenen Varianten ist im Satellitenbild gut zu erkennen. Der Vergleich der Bodenverbreitung zum Relief zeigt, daß dieser Faktoren nicht die Ursache der Unterschiede sein kann. Sowohl typische Schwarzerden als auch die Grauerden treten in trockeneren und in stärker vernässten Bereichen auf. Damit scheidet auch die Vernässung als erklärender Faktor für die Farbunterschiede aus. Die Verbreitung der Varianten ist unabhängig vom Klimaraum oder klimaabhängigen Faktoren wie etwa die Paläovegetationsverbreitung (BAILLY 1972).

5. Die Untersuchungen von SCHMIDT et al. (s.o.) belegen, daß offenbar Feuer oder ähnlich wirkende Prozesse maßgeblich bei der Bildung der organischen Substanz des A<sub>xh</sub>-Horizontes beteiligt waren. Die Verbreitungsgrenzen der Schwarzerden sind nun wiederum nur schwerlich mit einem Brand zu erklären, da sowohl von natürlichen wie von anthropogenen Bränden andere Verbreitungsmuster zu erwarten wären.
6. Neben der geringeren Reflexion der Schwarzerden im sichtbaren Bereich scheinen nach den Feldmessungen die Schwarzerden höhere Anteile an diokaedrischen Tonmineralen zu haben. Die Verbreitung der Schwarzerden korreliert mit der Verbreitung der Unterkreide-Tonsteine. Diese haben zum Teil hohe Gehalte an stark quellfähigen Tonmineralen. Nach älteren Untersuchungen weisen auch die Lössse z.T. höhere Gehalte an stärker quellfähigen Tonmineralen auf.

#### *Hypothesen zur Entstehung der Schwarzerden*

Es ist wahrscheinlich, daß die Varianten der Schwarzerden während der primären Bodenbildung angelegt wurden. Die Frage nach den Ursachen konzentriert sich damit auf die Entstehung der „Holzkohle“ und der schwarzen Ton-Humus-Komplexe. Mit der Vorstellung, daß die Bildung von Ton-Humus-Komplexen mit zunehmendem Anteil von quellfähigen Tonmineralen steigt, ist die Vermutung naheliegend, daß die Bildung der Schwarz- und Grauerden durch unterschiedliche Tonmineralausstattung gesteuert wird. Nach Ansicht von GEBHARD (1971) wird die organische Substanz wahrscheinlich in den Zwischenschicht-Räumen der montmorillonitischen Minerale verankert und dadurch äußerst fest an die mineralische Substanz gebunden. Die Bindung im Ton fixiert die „Holzkohle“. Ohne oder mit nur geringer Bindung wird die Holzkohle im Laufe der Zeit abgebaut. Räumlich gesehen gibt es damit Gebiete mit Holzkohlebildung durch Feuer, die sekundär differenziert werden und Gebiete ohne Holzkohlebildung.

Die Gliederung der A<sub>xh</sub>-Horizonte in Analogie zu den Schichten und die Ergebnisse der <sup>14</sup>C -Datierungen legt für die Schwarzerden die Schlußfolgerung nahe, daß der untere Teil eine ältere Oberflächenbildung sein könnte. Nach erneuter Sedimentation des oberen Bereichs bildete sich der obere Ah-Horizont. Die nur geringmächtigen Decken führen dazu, daß die interstadialen Böden mit den holozänen Böden zusammenwachsen. Diese Schwarzerden integrieren damit möglicherweise zeitlich getrennte humose Bildungen. Mit dieser Annahme ist der untere Horizont auf jeden Fall ins Spätglazial zu stellen. Die Holzkohlebildung wäre dann schon Alleröd-zeitlich denkbar.

Eine Bildung spätglazialer Böden (z.B. Alleröd) ist durch von Laacher-See-Tuff bedeckte Ah-Horizonte (ALTERMANN & MANIA 1968) und durch den in den Flugsandgebieten verbreitet auftretenden Usselo-Boden (HIJSZELER 1947) belegt. Vergleichbare Bildungen wurden auch am Nordrand der Magdeburger Börde beobachtet (ALTERMANN 1994). ROHDENBURG & MEYER (1968) schließen eine spätglaziale Schwarzerde-Genese unter anderem deshalb aus, da die bekannten Allerödböden i.d.R. schwach ausgebildet sind. Bei dieser Argumentation wird aber nicht berücksichtigt, daß A-Horizonte mit unterschiedlicher Schwarzfärbung vorkommen. Es ist daher die Möglichkeit zu berücksichtigen, daß schon im Spätglazial neben Gebieten mit grauen örtlich auch schwarze Ah-Horizonte entstanden. Der Analogieschluß, daß die spätglazialen interstadialen Böden nur grau sind, ist damit zu überdenken. Für die rheinhessischen Schwarzerden entwickelten auch LESER & MAQSUD (1975) die Vorstellung der mehrphasigen Entstehung von Schwarzerden, der von ZAKOSEK (1995) energisch widersprochen wurde. Gegen diese Thesen sprechen die vorliegenden <sup>14</sup>C-Datierungen von Bodenmaterial, die alle holozäne Alter ergeben (3000 bis 7260: SCHARPENSEEL et al. 1968a, 1968b, VINKEN 1971, ROESCHMANN 1963, 1968b). Bei den in von 50 bis 60 cm ermittelten <sup>14</sup>C-Altern besteht aber das grundsätzliche Problem der Kontamination der untersuchten Proben durch jüngerer, organisches Material. ROHDENBURG & MEYER (1968) schließen eine spätglaziale Schwarzerde-Genese aus, da diese bekannten Allerödböden i.d.R. schwach ausgebildet sind.

## 8 Literaturverzeichnis

### Gesammeltes Literaturverzeichnis zu den Beiträgen v. E. Gehrt

- Altemüller, H. -J. (1957): Bodentypen aus Löß im Raume Braunschweig und ihre Veränderungen unter dem Einfluß des Ackerbaus. - Diss. Univ. Bonn, Landwirt. Fakultät; Bonn
- Altemüller, H. -J. (1974): Mikroskopie der Böden mithilfe von Dünnschliffen. - in: H. Freud (Hrsg.): Handbuch der Mikroskopie in der Technik **4/2**: 309-367; Frankfurt/Main
- Altermann, M. (1968): Quartärgeologische und bodenkundliche Untersuchungen an weichselzeitlichen Deckschichten im Gebiet Sachsen-Anhalt. - Diss. TU Dresden, Forstwirtschaftliche Fakultät; Dresden
- Altermann, M. (1992): Böden und Deckschichten Sachsen-Anhalts (Raum Altmark, Börde). - Kurzbeschreibung d. Bodenprofile z. Exkursion im September 1992, Martin-Luther-Univ. Halle-Wittenberg: 1-16, 1 Abb.; Halle
- Altermann, M. & H. -J. Fiedler (1972): Einige Ergebnisse von Untersuchungen an weichselzeitlichen äolischen Deckschichten in einem Teil des Altmoränengebietes der DDR (Sachsen-Anhalt). - Zpravy Geografickeho ustavu CSAV, Rocnik IX, Cislo **4**: 1-25, 15 Abb., 1 Tab.; Brno
- Altermann, M. & H. -J. Fiedler (1975): Substrat und Bodenwechsel am nördlichen Lößrand des Schwarzerdegebietes der DDR. - Hercynia N.F. **12/2**: 130-159, 19 Abb., 6 Tab.; Leipzig
- Altermann, M. & H. -J. Fiedler (1978): Die Kennzeichnung von Böden in Sandlößgebieten außerhalb des Lößgürtels der DDR unter besonderer Berücksichtigung des Substrataufbaues. - In: Beiträge zur Geographie - Arbeiten zur Bodengeographie **29/1**: 157-200; Berlin
- Altermann, M., G. Haase, I. Lieberoth & R. Ruske (1978): Lithologie, Genese und Verbreitung der Löß- und Schuttsedimente im Vorland der skandinavischen Vereisungen. - Schriftenr. geol. Wiss. **2**: 231-255, 13 Abb.; Berlin
- Altermann, M. & D. Mania (1968): Zur Datierung von Böden im Mitteldeutschen Trockengebiet mit Hilfe quartärgeologischer und urgeschichtlicher Befunde. - Albrecht-Thaer-Archiv **12/7**: 539-557, 7 Abb., 3 Tab.; Berlin
- Anthony, F. (1988): Kartierung und Analyse der Böden in der Landschaft mit Plaggenesch-Wölbacker-Vorgeschichte im Bereich der nördlichen Lößgrenze westlich von Hannover. - Dipl. Arb. Univ. Göttingen, Fachbereich Agrarwissenschaften, Inst. f. Bodenkunde (unveröff.)
- Arbeitsgruppe Bodenkunde (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung, Hannover
- Arnaud, R. & E. Whiteside (1963): Physikal Breakdown in Relation to soil Development. - Journ. Soil Sci. **14**: 267-281, 2 Abb., 3 Photos, 4 Tab.
- Bailly, F. (1969): Ein Vergleich der Häufigkeitsverteilungen von Wasserleitfähigkeitswerten waagrecht und senkrecht entnommener Stechzylinderproben aus Lößböden unter Acker und Wald. - Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkunde **122/3**: 279-292, 6 Abb.; Weinheim
- Bailly, F. (1972): Zum Problem der Schwarzerde-Bildung in Norddeutschland. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **15**: 3-11, 4 Abb.; Göttingen
- Bailly, F. (1973): Zur Vergesellschaftung der Böden aus Löß in der nördlichen Calenberger Börde. - Geol. Jb. **F1**; Hannover
- Bailly, F. & K.H. Hartke (1966): Porenvolumen und Porengrößenverteilung in Löß-Parabraunerden im südlichen Niedersachsen. - Z. Pflanzenemähr. u. Bodenkunde **115/1**: 17-28, 2 Abb., 2 Tab.; Weinheim
- Bailly, F., M. Renger, U. Lampe & M. Wilkens (1987): Bodenphysikalische Untersuchungen an Haftnässe-Pseudogleyen aus Löß im Raum Osnabrück. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **55/II**: 693-698; Göttingen
- Bargon, E., W. Fickel, W. Plass, H. Reichmann, A. Semmel & H. Zakosek (1971): Zur Genese und Nomenklatur braunerde- und parabraunerdeähnlicher Böden in Hessen. - Notizbl. hess. Landesamt f. Bodenforschung **99**: 361-372; Wiesbaden
- Bartussek, I. (1982): Die gewölbten Ackerbeete in der historischen Landwirtschaft. - Dipl. Arb. Univ. Göttingen, Fachbereich Agrarwissenschaften, Inst. f. Bodenkunde (unveröff.)
- Basbug, E. (1971): Modellversuche zur detritischen Tonbildung in Lockersedimenten durch Frosteinwirkung. Diss. Univ. Göttingen, Fachbereich Agrarwissenschaften, Inst. f. Bodenkunde: 1-53, 9 Abb., 4 Tab.; Göttingen
- Beese, F. (1968): Chemische Untersuchungen zur Eisenverteilung in den Hildesheimer Schwarzerden als mögliche Ursache der Oberbodenaufhellung. - Dipl. Arb. Univ. Göttingen, Fachbereich Agrarwissenschaften, Inst. f. Bodenkunde (unveröff.)
- Beese, F. & B. Meyer (1973): Der Wasserhaushalt von Feucht-Schwarzerde- und Griserde-Landschaften im Niedersächsischen Lößvorland der Mitteldeutschen Schwelle. IV: Wasserhaushalt der Bodentypen und Vegetations-Standarte in Beziehung zur Bodengnese. - Göttinger Bodenkundl. Ber. **22**: 137-195, 7 Abb., 2 Tab.; Göttingen

- Becker, E. (1967): Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente im nördlichen Oberrheintalgraben. - Eiszeitalter u. Gegenwart **18**: 5-50; Öhringen/Würt.
- Bibus, E. & A. Semmel (1977): Stratigraphische Leithorizonte im Würmlöß des Mittelrheingebietes. - Geol. Jb. Hessen **105**: 141-147, 4 Abb.; Wiesbaden
- Bombien, H. (1987): Geologisch-petrographische Untersuchungen zur quartären (früh-Saalezeitlichen) Flußgeschichte im nördlichen Harzvorland. - Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Universität Hannover **26**; Hannover
- Bork, H. -R. (1988): Bodenerosion und Umwelt - Verlauf, Ursachen und Folgen der mittelalterlichen und neuzeitlichen Bodenerosion - Bodenerosionsprozesse - Modelle und Simulationen. - Landschaftsgenese und Landschaftsökologie **13**; Braunschweig
- Bork, H. -R. & H. Rohdenburg (1979): Beispiele für jungholozäne Bodenerosion und Bodenbildung im Untereichsfeld und Randgebieten. - Landschaftsgenese und Landschaftsökologie **3**: 115-132; Cremlingen
- Brand, Fr. -C. (1961): Die Ergebnisse von Bodenstrukturuntersuchungen einiger aus der Rib-Grundmoräne und aus Löß entwickelter Bodentypen. - Z. f. Acker- u. Pflanzenbau **112/4**: 341-376, 25 Abb.; Berlin, Hamburg
- Braunschweig, L.C. v. (1968): Mikrophologische Untersuchungen zum Prozeß der Aufhellung von Schwarzerde-A-Horizonten. - Dipl. Arb. Univ. Göttingen, Fachbereich Agrarwissenschaften, Inst. f. Bodenkunde (unveröff.)
- Bronger, A. (1976): Zur quartären Klima- und Landschaftsentwicklung des Karpatenbeckens auf (paläo-)pedologischer und bodengeographischer Grundlage. - Kieler Geogr. Schr. **45**; Kiel
- Bronger, A. & E. Kalk (1976): Zur Feldspatverwitterung und ihrer Bedeutung für die Tonmineralneubildung. - Z. Pflanzenähr. u. Bodenkunde **1**: 37-55; Weinheim
- Bronger, A., E. Kalk & D. Schroeder (1974): Zur Silikatverwitterung sowie Entstehung und Umwandlung von Tonmineralen in Lößböden. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **18**: 394-401; Göttingen
- Bronger, A., E. Kalk & D. Schroeder (1976): Über Glimmer- und Feldspatverwitterung sowie Entstehung und Umwandlung von Tonmineralen in rezenten und fossilen Lößböden. - Geoderma **16**: 21-54
- Brosche, K.U. & Walther (1978): Die jungpleistozänen Löß-Deckschichten der Braunkohletagebaue der Braunschweigischen Kohlebergwerke (BKB) zwischen Helmstedt und Schöningen. - Eiszeitalter und Gegenwart **28**: 51-67; Öhringen/Würt.
- Brunnacker, K. (1959): Bemerkungen zur Parabraunerde (Ergebnisse der Bodenkartierung in Bayern). Geol. Jb. **76**: 561-576, 8 Abb.; Hannover
- Brunnacker, K. (1967): Grundzüge einer Löß- und Bodenstratigraphie am Niederrhein. - Eiszeitalter und Gegenwart **18**: 142-151; Öhringen/Würt.
- Brunnacker, K. (1978): Gliederung und Stratigraphie der Quartärterrassen am Niederrhein. - Kölner Geogr. Arb. **36**: 37-58; Köln
- Brunnacker, K., B. Urban & W.A. Schnitzer (1977): Der jungpleistozäne Löß am Mittel- und Niederrhein anhand neuer Untersuchungsmethoden. - N. Jahrbuch f. Geologie und Paläontologie. Abhandlungen **155**: 253-273, 5 Abb., 2 Tab.; München
- Brüning, H. (1957): Eiszeitliche "Klein-Frostbodenformen" im Talrandlöß von Magdeburg. - Hall. Jb. Mitteldt. Erdgeschichte **II**: 247-257, 3 Abb., 14 Photos; Halle
- Brüning, H. (1959): Periglazial-Erscheinungen und Landschaftsgenese im Bereich des mittleren Elbetales bei Magdeburg. - Göttinger Geogr. Abh. **23**: 77-80; Göttingen.
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Geologische Landesämter (Hrsg.) (1982): Inventur der Paläoböden der Bundesrepublik Deutschland. - Geol. Jb. Reihe F**14**; Hannover
- Büdel, J. (1944): Die morphologische Wirkung des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. - Geol. Rundschau **34**: 482-519; Stuttgart
- Büdel, J. (1951): Die Klimazonen des Eiszeitalters. - Eiszeitalter u. Gegenwart **1**: 16-26; Öhringen/Würt.
- Deutscher Wetterdienst (1964): Klimaatlas von Niedersachsen. - Offenbach/Main
- Dücker, A. & G. C.v. Maarleveld (1958): Hoch- und spätglaziale Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden. - Geol. Jb. **73**: 215-234, 8 Abb., 5 Tab.; Hannover
- Eckelmann, W., & M. Renger (1981): Erfassung und Darstellung der Trockenheitsgefährdung landwirtschaftlich genutzter Standorte am Beispiel der Bodenkundlichen Standortkarte i. M. 1:200000. - Z. f. Kulturtechnik und Flurbereinigung **22**: 224-231; Berlin, Hamburg
- Edelmann, C.H. & G.C. Maarlefeld (1958): Pleistozängeologische Ergebnisse der Bodenkartierung in den Niederlanden. - Geol. Jb. **73**; Hannover

- Ellenberg, H. (1939): Über Zusammensetzung, Standort und Stoffproduktion bodenfeuchter Eichen- und Buchen-Mischwaldgesellschaften Nordwestdeutschlands. Jahresb. d.naturhist. Ges. Hannover, Beih. **4**; Hannover
- FAO-Unesco (1974): Map of the World, Vol. 1, Legend, Paris
- Fansa, M. (1988): Vor 7000 Jahren - Die ersten Ackerbauern im Leinetal. - Wegweiser zur Vor- und Frühgeschichte Niedersachsens **15**; Hildesheim
- Fiedler, H.J. & M. Altermann (1964): Verbreitung, Entstehung und Eigenschaften von Sandlöß (Flotssand) im norddeutschen Flachland und angrenzenden Gebieten. - Geologie **13**: 1199-1226; Berlin
- Fleige, H. (1967): Die Genese der Hildesheimer Schwarzerde unter besonderer Berücksichtigung der Pedohydrologie. - Dipl. Arb. Univ. Göttingen, Fachbereich Agrarwissenschaften, Inst. f. Bodenkunde (unveröff.)
- Fleige, H. & B. Meyer (1975): Die Stickstoff-Bindungsformen (N-Fraktionen) einer Schwarzerde-Griserde-Bodensequenz unter Wald und Acker im Löß-Gebiet Hannover-Hildesheim. - Göttinger Bodenkundl. Ber. **34**: 233-264, 2 Abb., 5 Tab.; Göttingen
- Fleige, H. & B. Meyer (1975): Mineralisch fixiertes Ammonium in Jungpleistozänen Sedimenten Norddeutschlands und ihren fossilen Holozänen Böden: Ein Indikator für litho- oder pedogenetische Prozesse und Herkunft? - Göttinger Bodenkundl. Ber. **34**: 315-328, 1 Abb.; Göttingen
- Fölster, Meyer & Kalk (1963): Parabraunerden aus primär karbonathaltigem Würm- Löß in Niedersachsen- II. Profilbilanz der zweiten Folge bodengenetischer Teilprozesse: Tonbildung, Tonverlagerung, Gefügeverdichtung, Tonumwandlung. - Z. f. Pflanzenern. u. Bodenkunde **100**: 1-12; Weinheim
- Gäth, S. (1987): Böden aus Löß in ihrer hydrologisch differenzierten Gesellschaft in Börde- und Hügellandschaften Südniedersachsens. - Diss. Univ. Göttingen, Fachbereich Agrarwissenschaften, Inst. f. Bodenkunde: 1-247, 49 Abb., 64 Tab.; Göttingen
- Gebhardt, H. (1965): Antagonismus von Tonverlagerung und Fe-Al-metabolik in der Sequenz Parabraunerde-Pseudogley aus Löß. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **4**: 91-100; Göttingen
- Gebhardt, H. (1969): Exkursionsführer der 2. Jahrestagung der DBG 1969 in Hannover. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **2**: 103-111; Göttingen
- Gebhardt, H. (1971): Zur Tonmineralzusammensetzung und Ton-Humus-Bildung in der Sequenz Schwarzerde-Parabraunerde (Griserde) der Hildesheimer Börde. - Göttinger Bodenkundl. Ber. **19**: 183-190; Göttingen
- Gebhardt, H., P. Hugenroth & B. Meyer (1970): Pechochemische Verwitterung, Mineral-Umwandlung und Mineral-Neubildung in Pyroklastika und in den Tuff-Mischsedimenten der Laacher Eruptionsphase. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **10**: 354-360, 1 Abb.; Göttingen
- Gebhardt, H. & R. Lüders (1970): Mineralogische Untersuchung einer regradierten Parabraunerde - ein Beitrag zur Genese lößähnlicher Ausgangsgesteine am Kleinen Fallstein (nördliches Harzvorland). - Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkunde **126**: 154-167; Weinheim
- Gebhardt, H., B. Meyer & F. Scheffer (1966): Zwischenschichtbelegung und Expansionsverhalten von Dreischicht-Tonmineralen im CaCO<sub>3</sub>-gepufferten Hydrogencarbonatmilieu kalkreicher Lockersedimentböden (Beispiel Löß). - Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkunde **114/2**: 90-100; Weinheim
- Gehrt, E. (1989a): Klassifikation der Böden und Möglichkeiten ihrer Regionalisierung unter Berücksichtigung der Ausgangsgesteine und des Reliefs am Beispiel der Landschaft südlich der Lößgrenze bei Braunschweig. Dipl. Arb., Univ. Göttingen, Fachbereich Geowissenschaften, Geogr. Inst., unveröff.
- Gehrt, E. (1989b): Verbreitung und Stratigraphie der äolischen Sedimente im Bereich der Lößgrenze westlich Braunschweigs. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **59/II**: 887-890, 1 Abb.; Göttingen
- Gehrt, E. (1992): Verbreitung und Stratigraphie der äolischen Sedimente zwischen Leine und Oker. - DEUQUA '92, 12.9. - 21.9.1992 in Kiel, Tagungsprogramm und Kurzfassungen: 41
- Gehrt, E. (1994): Die äolischen Sedimente im Bereich der nördlichen Lößgrenze zwischen Leine und Oker und deren Einflüsse auf die Bodenentwicklung. Dissertation Geowissenschaftlicher Fachbereich der Univ. Göttingen
- Gehrt, E., B. Meyer, Th. Beckmann & F. Schwonke (1995): Schwarzerden, Grauerden Pararendzinen. - Die frühholozäne Bodengesellschaft der Börden. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesell.
- Gehrt, E. & J. Hagedorn (1996): Zur Entstehung der nördlichen Lößgrenze in Mitteleuropa. Festschrift für H. Stremme. Reihe des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein (im Druck)
- Geyh, M.A. (1970): Möglichkeiten und Grenzen der Radiokohlenstoff-Altersbestimmung von Böden - Methodische Probleme. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **10**: 239-241; Göttingen
- Geyh, M.A., J. -H. Benzler & G. Roeschmann (1971): Problems of dating pleistocene and holocene soils by radiometric methods. - Paleopedology - Origin, Nature and Dating of Paleosols: 63-75, 3 Abb., 1 Tab.; Jerusalem, Israel

- Göbeler, W. (1966): Die Entwicklung der äolischen Decken und der Böden im Bereich der nördlichen Lößgrenze bei Pegau. - Wiss. Z. Karl-Marx-Univ. Leipzig **15**: 713-720, 3 Abb., 6 Tab.; Leipzig
- Göttner, J.J. & A. Komodromos (1988): Geowissenschaftliche Vorsorgeuntersuchungen zur Standortfindung für die Ablagerung von Sonderabfällen - Abschlußbericht, Band 3 - Bodenphysikalische und bodenchemische Kenndaten. Archiv NLFb Nummer 92117
- Goetz, D. (1970): Bänder-Parabraunerden aus jungpleistozänen Sanden im Raum Berlin. - Diss. TU Berlin; Berlin
- Günther, E. W. (1961): Sedimentpetrographische Untersuchung von Lössen, Teil I: Methodische Grundlagen mit Erläuterung an Profilen. - Fundamenta, Reihe **B1**, Köln; Graz
- Gunreben, M. (1992): Schwarzerde-Relikte in Deutschland - Ein regionaler Vergleich von Böden ausgewählter Klimagebiete und Lößprovinzen. - Diss. Univ. Marburg; Marburg
- Grahmann (1932): Der Löß in Europa. - Mitt. Ges. Erdk. **51**: 5-24; Leipzig
- Gullentops, F. (1954): Contributions à la chronologie du pleistocène et des formes du relief en Belgique. - Mémoires Institut Geologique de Louvain **18**: 125-252
- Gullentops, F. (1992): Kesselt: Junge Löss und Sande der Weichselvereisung. Interstadialer Kesselt-Boden (locus typicus), Naßböden, Kryoturbationen und Eiskeile. In: Stremme, H.E. (1992): Bodenstratigraphie im Gebiet von Maas und Niederhein. - Programm und Exkursionsführer **11**: 16-28; Kiel
- Haase, G. (1959): Lößgliederung und Bodenbildung auf Löß in der Oberlausitz. - Sitzungsberichte des Naturwiss. Arbeitskreises Oberlausitz **1/59**
- Haase, G. (1963): Stand und Probleme der Lößforschung in Europa. - Geogr. Ber. **27**: 97-111, 1 Abb.; Berlin
- Haase, G. (1964): Die Lößbrandstufe in Nordsachsen. Periglazial-Löß-Paläolithikum. - Exkursionsmaterial: 77-81, 1 Abb.; Leipzig
- Haase, G. (1978): Leitlinien der Bodengeographischen Gliederung Sachsens. - Beiträge zur Geographie - Arbeiten zur Bodengeographie **29/1**: 6-81; Berlin
- Haase, G. & K. Billwitz (1964): Das sächsische Lößhügelland zwischen Mulde und Elbe und seine nördlichen Randgebiete. - Exkursionsführer der VII. Hauptversammlung der Geogr. Gesellschaft der DDR; Leipzig
- Haase, G. & R. Ruske (1968): Der weichselglaziale Löß im Gebiet der DDR. Mit Beiträgen von I. Lieberoth, D. Rau, K. P. Unger und M. Wünsche. - In: Die Weichseleiszeit im Gebiet der DDR: 333-368; Berlin
- Haase, G. & R. Ruske (1965b): The loess in Thuringia and Saxony. - In: Loess and related eolian deposits of the world, Vol. 12 of the Proceedings of the VII Congress of the International Association for Quaternary Research; Lincoln/Nebraska/USA
- Haase, G. & H. Richter (1968): Periglazial-Löß-Paläolithikum - Exkursionsmaterial für die internationale Exkursion in der DDR vom 7. - 11. Juni 1968. - Quartärkomitee der DDR (Hrsg.), Leipzig
- Haase, G., I. Lieberoth & R. Ruske (1970): Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet. - In: Periglazial-Löß-Paläolithikum im Jungpleistozän der DDR 99-202; Gotha/Leipzig
- Haesaerts, P., E. Juvingé, O. Mucher, & W. Roebroeks (1981): Compte rendu de l'excursion du 13 juin 1981, en Hesbaye et au Limbourg néerlandais, consacrée à la chronostratigraphie des loess du Pléistocène supérieur. - Ann. Soc. Géol. Belg. **104**: 223-240; Liège
- Hammen, T. v.d., G.C. Maarleveld, J.C. Vogel & W.H. Zagwijn (1967): Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last Glacial in the Netherlands. - Geol. en Mijnb. **46**: 79-95; s'Gravenhage
- Hartge, K. -H. & F. Bailly (1967): Beziehungen zwischen Staunäusmerkmalen, Wasserleitfähigkeit und Porenkontinuität in Löß-Parabraunerden im südlichen Niedersachsen. - Z. Pflanzenem. u. Bodenkunde **116/1**: 10-25; Weinheim
- Hindell, R. & Fleige, H. (1991): Schwermetalle in Böden der Bundesrepublik Deutschland - geogene und anthropogene Anteile. - Texte **10/91**, Umweltbundesamt; Berlin
- Hijzeler, G.C. (1947): De ondiepkundige opgravingen in twente in de laatste jaren. - Ondiepkundige Bodemonzoek in nedeland: 327-349
- Hohnvehlmann, J. (1963): Vergesellschaftung, Entstehung und Eigenschaften der Böden im Soester Hellweggebiet. Diss. Univ. Bonn, Landwirt. Fakultät; Bonn
- Hoffmann, R. (1976): Genese und Ökologie polygenetischer Parabraunerden mit Periglazialerscheinungen im Berliner Raum. - Diss. TU Berlin; Berlin
- Hoffmann, R. & H. -P. Blume (1977): Holozäne Tonverlagerung als profilprägender Prozeß lehmiger Landböden norddeutscher Jungmoränenlandschaften. Catena Vol. **4**: 359-368; Gießen
- Hohenstein, V. (1920): Die Löß- und Schwarzerdeböden Rhein Hessens. - Jahresberichte u. Mitteilungen der Oberrhein. Geol. Vereinigung, **NF9**; Karlsruhe

- Hoyningen-Huene, P. -F. v. (1930): Die Bodentypen Nord- und Mitteldeutschlands. - Jb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, S. 525-564; Berlin
- Hoyningen-Huene, P. -F. v. (1939): Die Niedersächsischen Böden - Erläuterungen zum Bodenkundlichen Atlas von Niedersachsen. - Wirtschaftswissenschaftliche Ges. zum Studium Niedersachsens (Hrsg.); Oldenburg
- Jankuhn, H. (Hrsg.) (1969): Deutsche Agrargeschichte I. Vor- und Frühgeschichte vom Neolithikum bis zur Völkerwanderungszeit; Stuttgart
- Jaritz, W. (1973): Zur Entstehung der Salzstrukturen Norddeutschlands. - Geol. Jb. A10; Hannover
- Jordan, E. (1976): Landschaftshaushaltsuntersuchungen im Bereich der nördlichen Lößgrenze bei Hannover. - Jb. d. Geogr. Gesellschaft Hannover, Sonderh. 9: 1-231, 19 Abb., 5 Tab., 2 Photos, 7 Bodenprofile; Hannover
- Jordan, H. (1986): Das Quartär im Harzvorland. - Deutsche Quartärvereinigung, 23. wiss. Tagung in Celle Sept. 1986, Führer zur Exkursion D; Hannover
- Juvigné, E.H. & A.G. Wintle (1988): A New Chronostratigraphy of the Late Weichselian Loess Units in Middle Europe based on Thermoluminescence Dating. - Eiszeitalter u. Gegenwart 38: 94-105; Öhringen/Würt.
- Kopp, E. (1965): Über Vorkommen "degraderter Steppenböden" in den Lößgebieten des Niederrheins und Westfalens und ihre Bedeutung für die Paläobodenkunde und Bodengenese. - Eiszeitalter u. Gegenwart 16: 97-112, 1 Abb.; Öhringen/Würt.
- Kraatz, H. (1975): Die Generallandesvermessung des Landes Braunschweig von 1746-1784. - Forschungen zur niedersächsischen Landeskunde 104; Göttingen
- Kubiena, W. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas; Stuttgart
- Leser, H. & N. Maqsd (1975): Spätglaziale bis frühholozäne Steppenbodenbildung und Klimaentwicklung im südlichen Rheinhesischen Tafel- und Hügelland. - Eiszeitalter u. Gegenwart 26: 118-130, 4 Abb., 1 Tab.; Öhringen/Würt.
- Leßmann, U. (1983): Pollenanalysen an Böden im nördlichen Oberrheintal unter besonderer Berücksichtigung der Steppenböden. - Diss. Univ. Bonn, Landwirt. Fakultät; Bonn
- Leßmann-Schoch U., T. Schöbel & S. Stephan (1987): Zur systematischen Stellung und Bodenentwicklung des Tschernosems des Oberrheintales und der Smonica in Rheinhesen. - Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkunde 151: 9-14; Weinheim
- Lieberoth, I. (1962a): Über den Einfluß der Ackerkultur auf die Bodenentwicklung im sächsischen Lößgebiet. - Albrecht-Thaer-Archiv 6: 3-30; Berlin
- Lieberoth, I. (1962b): Ein Beitrag zum Klima und zur Chronologie des Jungpleistozäns. - Forschung und Fortschritt; Berlin
- Lieberoth, I. (1962c): Die jungpleistozänen Löss Sachsens im Vergleich zu denen anderer Gebiete - Ein Beitrag zur Würmchronologie. - Peterm. Geogr. Mitt. 3: 188-198, 5 Abb., 2 Karten, 1 Diagramm; Berlin
- Lieberoth, I. (1962d): Die Mittel- und Jungpleistozänen Löss Nordsachsens. - Herbsttagung 1962 der Geol. Ges. der DDR, Exkursionsführer; Berlin
- Lieberoth, I. (1963): Lösssedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. - Geologie 12: 149-187; Berlin
- Lieberoth, I. (1964a): Einige Bemerkungen zu paläopedologischen Problemen bei der Gliederung der Löss. - Ber. d. Geol. Ges. der DDR 9, H4/5; Berlin
- Lieberoth, I. (1964b): Zur Unterscheidung von Parabraunerden und Fahlerden aus Weichsellöß in Sachsen. - Albrecht-Thaer-Archiv 8/6: 487-508, 5 Abb., 5 Tab.; Berlin
- Lieberoth, I. (1964c): Die Stratigraphie der sächsischen Löss. Ein Beitrag zur Würmchronologie. - Report Vth International Congr. Quaternary, Warsaw 1961, IV; Lodz
- Lieberoth, I. (1982): Bodenkunde. - Berlin
- Löhr, H. & K. Brunnacker (1974): Metternicher und Eltviller Tuff-Horizont im Würmlöß am Mittel- und Niederrhein. Notizbl. hess. L. Amt Bodenforsch. 102: 168-190; Wiesbaden
- Lüders, R. (1968): Entstehung und Eigenschaften von Böden in Hanglagen - ein Beispiel aus der Kreide-Löß-Landschaft des nördlichen Harzvorlandes. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 8: 273-276; Göttingen
- Lüders, R. (1970): Verbreitung und Eigenschaften von Böden aus Kreideton und aus Löß am Stirnhang des Kleinen Fallsteins (nördliches Harzvorland). - Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkunde 127/1: 19-30; Weinheim
- Lüders, R. (1983): Zur Entstehung tiefhumoser Böden in der Calenberger Börde. - Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkunde 146/1: 13-22; Weinheim
- Lüders, R., J. -H. Benzler, G. Roeschmann & H. Schneekloth (1970): Möglichkeiten und Grenzen der Radiokarbon-Altersbestimmung von Böden - II. Probleme der bodengenetischen Auswertung. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 10: 242-245; Göttingen

- Lüttig, G. (1954): Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. - Geol. Jb. **70**; Hannover
- Markgraf, G. (1963): Untersuchungen an einigen Bodenprofilen im Lößgebiet der Magdeburger Börde. - Diss. Humboldt Univ. Berlin; Berlin
- Markgraf, G. (1963): Über Profilaufbau und Humuszusammensetzung der Schwarzerde in der Magdeburger Börde. - Albrecht-Thaer-Archiv **8**, **H1/2**: 89-105, 4 Abb., 7 Tab.; Berlin
- Martini, H.J. (1955): Salzsättel und Deckgebirge. - Z. d. Dtsch. geol. Gesellsch. **105/4**: 823-835; Hannover
- Meibeyer, W. (1965): Das Gebiet der Forschungsanstalt für Landwirtschaft im 18. Jahrhundert und im Mittelalter. - Landbauforschung Völkenrode **15/2**: 153-158; Braunschweig
- Meijs, E., H. Mücher, G. Ouwerkerk, A. Romein & H. Stoltenberg (1983): Evidence of the Presence of the Eltville Tuff Layer in Dutch and Belgian Limbourg and the Consequences for The Loess Stratigraphy. *Eiszeitalter und Gegenwart* **33**: 59-78, 11 Abb.; Öhringen/Würt.
- Merkt, J. (1968): Bemerkungen zu einer Karte der Lößverbreitung in Südniedersachsen. - Geol. Jb. **86**: 107-112; Hannover
- Mertens, H. (1991): Über Lößlehm und sogenannte Verwitterungslehme am Hellweg, auf dem Haarstrang und der Paderborner Hochfläche. - Spieker, Landeskundl. Beiträge u. Berichte **35**: 55-63, 1 Abb.; Münster
- Hinze, C., H. Jerz, B. Menke & H. Staude (1989): Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1:25 000 (GK25). - Geol. Jb. **A112**; Hannover
- Meyer, B., E. Kalk & Fölster (1962): Parabraunerden aus primär karbonathaltigem Würm-Löß in Niedersachsen - I. Profilbilanz der ersten Folge bodengenetischer Teilprozesse: Entkalkung, Verbraunung, Mineralverwitterung. - Z. f. Pflanzenernähr. u. Bodenkunde **99**: 37-55; Weinheim
- Meyer, B. & E. Kalk (1964): Verwitterungs-Mikromorphologie der Mineralspezies in mitteleuropäischen Holozän-Böden aus pleistozänen und holozänen Lockersedimenten. In: A. Jongerius (Ed.): Soil Micromorphology, 325-331; Amsterdam
- Meyer, B. & G. Roeschmann (1971): Die Lößböden am Nordrand der Mitteldeutschen Schwelle. Das Schwarzerdegebiet um Hildesheim. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **13**: 287-310, 4 Exkursionsprofile; Göttingen
- Meyer, B. & B. Ulrich (Hrsg.) (1973): Bodenwasser-Haushalt der Löß-Schwarzerde/Griserde-Landschaft bei Hildesheim. - Göttinger Bodenkundl. Ber. **22**; Göttingen
- Meyer H. -H. (1989): Paläowind-Indikatoren - Möglichkeiten, Grenzen und Probleme ihrer Anwendung, aufgezeigt am Beispiel des Hochglazials in Europa. - Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover **28**: 1-62; Hannover
- Meyer, H. -H. & Ch. Kottmeier (1989): Die atmosphärische Zirkulation in Europa im Hochglazial der Weichsel-Eiszeit - abgeleitet von Paläowind-Indikatoren und Modellsimulationen. - *Eiszeitalter und Gegenwart* **39**: 10-18; Öhringen/Würt.
- Mücher, H.J. (1986): Aspects of Loess and loess-derived Slope Deposits: an Experimental and Micromorphological Approach: 1-267; Amsterdam
- Mückenhausen, E. (1977): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. Frankfurt
- Mückenhausen, E. (1985): Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **44**: 1-90; Göttingen
- Müller, E. H. (1959): Art und Herkunft des Lösses und Bodenbildungen in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete. - Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. **4**: 255-265, 1 Abb.; Krefeld
- Müller, W., R. Lüders, & J. Benzler (1984): Ein anwendungsorientiertes Klassifikationssystem für Bodentypen auf der Grundlage der Quantifizierung von Bodenmerkmalen und Bodeneigenschaften. - Geol. Jb. **75**: 663-714; Hannover
- Neumann, R. (1959): Zum Einfluß des Kalkgehaltes auf die Korngrößenanalysen mitteldeutscher Lösses. - Zeitschrift f. angewandte Geologie **11**: 544-547, 5 Abb.; Dresden
- Neumeister, H. (1965): Probleme der nördlichen Lößgrenze. - Leipziger Geogr. Beiträge, Festschrift für Prof. Lehmeier: 137-143; Leipzig
- Neumeister, H. (1971): Jungpleistozäne Decksedimente und Bodenentwicklung in der Umgebung von Leipzig. - Zpravy Geografickeho ustava CSAV **VIII**: 23-72, 28 Abb., 7 Tab.; Brno
- Niederbudde, E.A. (1956): Zur Kenntnis der Hildesheimer Schwarzerden. - Dipl. Arb. Univ. Göttingen, Fachbereich Agrarwissenschaften, Inst. f. Bodenkunde (unveröff.)
- Niederbudde, E.A. (1958): Über den Einfluß des Eisens und seiner Oxydverbindungen auf die Bildung und Stabilisierung von Huminsäuren. - Diss. Univ. Göttingen, Fachbereich Agrarwissenschaften, Inst. f. Bodenkunde; Göttingen

- Niederbudde, E.A. (1963): Beziehungen zwischen Kaliumfixierung und Bodenentwicklung am Beispiel von Lössen. - Mitteiln. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **1**: 309-318, 3 Tab.; Göttingen
- Niederbudde, E.A. (1965): Röntgenographische Untersuchungen zur Deutung von K-Fixierungsunterschieden in Lößböden mit Tonverlagerung. - Mitteiln. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **4**: 253-261; Göttingen
- Niederbudde, E.A. (1976): Die regionale Unterscheidung von Lössen des Jungwürms durch Körnung und Tonmineraleigenschaften unter Anwendung multivariater Methoden. - Eiszeitalter u. Gegenwart **27**: 121-133; Öhringen/Würt.
- Overbecks-Jakobs, W. (1956): Die Entwicklung der Kulturlandschaft nördlich und südlich der Lößgrenze im Raum Braunschweig. - Jb. d. Geogr. Gesellsch. z. Hannover für 1956 u. 1957; Hannover
- Plass, W. (1966): Braunerden und Parabraunerden in Nordhessen. - Z. Pflanzenemähr. u. Bodenkunde **114/1**: 12-27; Weinheim
- Plass, W. (1980): Neuere quartärgeologische Erkenntnisse und ihre Auswirkungen auf das Ökosystem Wald. - Vorträge der Arbeitsgem. Forstliche Standorts- und Vegetationskunde **8. Folge**: 21-63; Recklinghausen
- Poser, H. (1947): Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Wüsteneiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. - Die Naturwiss. **34**: 10-18, 1 Abb.; Berlin
- Poser, H. (1948a): Äolische Ablagerungen und Klima des Spätglazials in Mittel- und Westeuropa. - Die Naturwiss. **35**: 269-276 u. 307-312, 5 Abb.; Berlin
- Poser, H. (1948b): Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel und Westeuropa während der Würmeiszeit. - Erdkunde **2**: 53-68; Bonn
- Poser, H. (1950): Die Niederterrassen im Okertal als Klimazeugen. - Abh. Braunschweiger Wiss. Gesellsch. **2**: 109-122; Braunschweig
- Poser, H. (1951): Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. - Eiszeitalter u. Gegenwart **1**: 27-55, 5 Abb.; Öhringen/Würt.
- Preuss, H. & R. Vinken & H. -H. Voss (1991): Symbolschlüssel Geologie - Symbole für die Dokumentation und automatische Datenverarbeitung geologischer Feld- und Aufschlußdaten. - 3. Aufl., NLFb; Hannover
- Pyritz, E. (1972): Binnendünen und Flugsandebenen im Niedersächsischen Tiefland. - Göttinger Geogr. Abh. **61**: 1-153; Göttingen
- Radespiel, E. (1985): Studien zum Neolithikum in der Hildesheimer Börde. Diss. Univ. Göttingen, Phil. Fakultät; Göttingen
- Raber, C. & E. Speetzen (1992): Flugsand, Sandlöß und Löß im zentralen Münsterland (Westfälische Bucht, NW-Deutschland). - Natur u. Landschaftskde. **1**; Möhnesee-Körbecke
- Rau, D. (1962): Rezente und fossile Lößböden im Thüringer Becken und in dessen Randgebieten. - In: Das Pleistozän im sächsisch-thüringischen Raum, Herbsttagung d. Geol. Gesell. d. DDR; Berlin
- Rau, D. (1965): Untersuchungen zur Morphologie und Genese der Lößböden im Thüringischen Becken. - Abh. d. Zentr. Geol. Inst. **4**: 1-71, 12 Abb., 14 Tab.; Berlin
- Rau, D. (1968): Untersuchungen an rezenten und fossilen Lößböden in Thüringen. - Geologie **18/6**: 691-699, 2 Abb., 1 Tab.; Berlin
- Rau, D. & K. Heide (1966): Über Tonmineraluntersuchungen an thüringischen Löß-Bodentypen. - Mitt. aus d. VEB Geologische Erkundung u. d. Institut f. Mineralogie d. Univ. Jena; Jena
- Renger, M. (1964): Die Bestimmung und Berechnung der Austauschkapazität des Bodens und seiner organischen und anorganischen Anteile. - Diss. Univ. Hannover; Hannover
- Reuter, B. (1978): Die Bedeutung spätweichselzeitlicher geomorphologischer Prozesse für die Boden- und Landschaftsdifferenzierung im Lößhügelland. - Beiträge zur Geographie - Arbeiten zur Bodengeographie **29/1**: 231-272; Berlin
- Richter, H. (1964): Der Boden des Leipziger Landes. - Wiss. veröff. Dtsch. Inst. Länderkunde **21/22**: 19-64
- Ricken, W. (1983): Mittel- und Jungpleistozäne Lößdecken im südwestlichen Harzvorland. - Catena Supplement **3**: 95-138; Braunschweig
- Rochus, W. (1970): Untersuchungen über organische Substanz und Mineralkörper in einer Abfolge von degradierten Schwarzerden aus dem Hildesheimer Raum. - Mitteiln. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **10**: 178-181; Göttingen
- Roeschmann, G. (1962): Exkursionsführer Ahrbergen (unveröff.): 1-18, 9 Abb.
- Roeschmann, G. (1963): Zur Entstehungsgeschichte von Parabraunerden und Pseudogleyen aus Sandlöß südlich von Bremen. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **117**: 286-302; Stuttgart
- Roeschmann, G. (1968a): Besonderheiten der Ton- und Eisenverlagerung in Parabraunerden aus Sandlöß südwestlich von Bremen. - Mitteiln. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **8**: 277-282, 1 Abb.; Göttingen
- Roeschmann, G. (1968b): Pseudogley-Tschemoseme und deren Übergangsbildungen zu Parabraunerden im Lößgebiet der Hildesheimer Börde. - Geol. Jb. **85**: 841-860, 1 Abb.; Hannover

- Roeschmann, G. & Böke (1961): Die Schwarzerde-Verbreitung im Lößgebiet südlich von Hannover und Braunschweig und die Bodenprofile auf Löß im Grenzgebiet der Hildesheimer Schwarzerde. Archiv NLFb Nummer VII.61, III-8,9
- Roeschmann G., H. Gebhardt & B. Meyer (1969): Exkursionsführer zur Jahrestagung 1969 in Hannover (Exkursion C). - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **2**: 103-111; Göttingen
- Rohdenburg, H. (1966): Eiskeilhorizonte in südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **5**: 137-170, 20 Abb.; Göttingen
- Rohdenburg, H. & B. Meyer (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **5**: 1-135, 25 Abb., 12 Tab.; Göttingen
- Rohdenburg, H. & B. Meyer (1968): Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän?- Göttinger Bodenkundl. Ber. **6**: 127-212, 12 Abb.; Göttingen
- Rohdenburg, H. & A. Semmel (1971): Bemerkungen zur Stratigraphie des Würmlösses im westlichen Mitteleuropa. - Notizbl. hess. L.- Amt Bodenforsch. **99**: 246-252, 2 Abb.; Wiesbaden
- Sabel, K.J. (1982): Ursachen und Auswirkungen bodengeographischer Grenzen in der Wetterau. - Frankfurter geowiss. Arb. **3**: 1-116, 19 Abb., 8 Tab.; Frankfurt
- Sabel, K.J. (1983): Schwermineraluntersuchungen an verschiedenen Böden des Rhein-Main-Gebietes. - Geol. Jb. Hessen **111**: 303-313, 1 Abb., 5 Tab.; Wiesbaden
- Scharpenseel, H.W., M.A. Tamers & F. Pietig (1968): Altersbestimmung von Böden durch die Radiokohlenstoffdatierungsmethode. I. Methode und vorhandene <sup>14</sup>C-Daten. - Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkunde **119**: 34-44, 5 Tab.; Weinheim
- Scharpenseel, H.W., M.A. Tamers & F. Pietig (1968): Altersbestimmung von Böden durch die Radiokohlenstoffdatierungsmethode. II. Eigene Datierungen. - Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkunde **119**: 44-55; Weinheim
- Scharpenseel, H.W., Tsutsuki, K., Becker-Heidmann & Feytag, J.: (1986): Untersuchungen zur Kohlenstoffdynamik und Bioturbation von Mollisolen. - Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkunde **150**; Weinheim  
(Auszugweise Kopie einer Arbeit von SCHARPENSEEL et al. 1986)
- Scheffer, F. (1965): Zur Themastellung "Böden mit Tonverlagerung". - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **4**: 1-8; Göttingen
- Scheffer, F., H. Fölster & B. Meyer (1959/60): Zur Entstehung von Schwarzerden und schwarzerdeartigen Böden - I. Mitteilung: Der indische Regur als Beispiel für tropische Schwarzerdebildung. - Chemie der Erde **20**: 303-331, 7 Abb., 2 Tafeln; Jena
- Scheffer, F. & B. Meyer (1963): Berührungspunkte der archäologischen und bodenkundlichen Forschung. - Neue Ausgrabungen und Forschungen in Niedersachsen **1**: 1-18, 3 Abb., 1 Tab.
- Scheffer, F. & B. Meyer (1965): Ergebnisse pedologischer Untersuchungen an der Grabungsfläche: Pedogenetische und stratigraphische Phasengliederung und weitere Beiträge zur Herkunft dunkler Grubenfüllungen in Lößgebieten. - In: Urgeschichtliche Siedungsreste in Rosdorf, Kreis Göttingen, Neue Ausgrabungen und Forschungen in Niedersachsen **2**: 72-88, 1 Abb., 3 Tab.
- Scheffer, F. & Schachtschabel (1992): Lehrbuch der Bodenkunde; Stuttgart
- Schilling & Wiefel (1962): Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes. Geologie **11**: 428-460, 5 Abb., 2 Tab.; Berlin
- Schmidt, R. (1971): Die Weichselzeit im Übergangsbereich zwischen Löß und Treibsand in Nordsachsen (Grossenhainer Gebiet). - Zpravy Geografickeho ustavu CSAV **VIII**: 1-22; Brno
- Schönhals, E. (1944): Jungglazialer Löß auf Rügen. - Berichte des Reichsamtes für Bodenforschung **1/4**: 45-49; Berlin
- Schönhals, E. (1950): Rib- und würmzeitliche Frostbodenstrukturen aus der Magdeburger Börde. - Geol. Jb. **65**: 598-601, 11 Abb., 1 Tab.; Hannover
- Schönhals, E. (1952): Gesetzmäßige Beziehungen zwischen Körnung und Kalkgehalt des Lösses und die Erkennung von Verwitterungszonen mit Hilfe typischer Streubereiche. - Geol. Jb. **66**: 291-304, 7 Abb. 3 Tab.; Hannover
- Schönhals, E. (1953): Gesetzmäßigkeiten im Feinaufbau von Talrandlössen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lösses. - Eiszeitalter u. Gegenwart **3**: 19-36, 13 Abb.; Öhringen/Würt.
- Schönhals, E. (1959): Ein äolisches Sediment der jüngeren Dryas-Zeit auf dem Laacher-See-Tuff. - Fortschr. Geol. Rheinld u. Westf. **4**: 337-340, 3 Abb.; Krefeld
- Schönhals, E., H. Rohdenburg & A. Semmel (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. - Eiszeitalter und Gegenwart **15**: 199-206; Öhringen/Würt.

- Schonlau, H.J. (1966): Schwarzerden und daraus herzuleitende Bodenformen im Hildesheimer Raum - Sammlung der Formen (Morphosequenzen). - Dipl. Arb. Univ. Göttingen, Fachbereich Agrarwissenschaften, Inst. f. Bodenkunde (unveröff.)
- Schrader, L. (1983): Schwarzerdevorkommen in Hessen. - Geol. Jb. Hessen **111**: 315-323, 1 Abb.; Wiesbaden
- Schroeder, D. (1954): Untersuchungen über Verwitterung und Bodenbildung in Lößprofilen. - Habilitationsschrift; Hannover
- Sellke, M. (1935): Die Böden Südniedersachsens. - Wirtschaftswiss. Gesellsch. z. Stud. Nieders. e.V. **12**; Oldenburg
- Selle, W. (1954): Das Vechelder Interstadial. - Eiszeitalter u. Gegenwart **4/5**: 176-180; Öhringen/Würt.
- Semmel, A. (1964): Junge Schuttdecken im hessischen Mittelgebirge. - Notizbl. Hess. L. -Amt f. Bodenforsch. **92**: 275-285; Wiesbaden
- Semmel, A. (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. - Notizbl. Hess. L. -Amt f. Bodenforsch. **95**: 104-108; Wiesbaden
- Semmel, A. (1969): Verwitterungs- und Abtragungserscheinungen in rezenten periglazialgebieten (Lappland und Spitzbergen). - Würzb. geogr. Arb. **26**; Würzburg
- Semmel, A. (1985): Periglazialmorphologie. - Erträge der Forschung **231**; Darmstadt
- Semmel, A. (1990): Periglaziale Formen und Sedimente. In: Liedtke, H.: Eiszeitforschung: 251-260; Darmstadt
- Semmel, A. & W. Plass (1965): Spätkaltzeitliche Umlagerungen in Parabraunerde-Profilen. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **4**: 33-40, 1 Abb.; Göttingen
- Siebertz, H. (1982): Die Bedeutung des Feinheitsgrades als geomorphologische Auswertungsmethode. - Eiszeitalter u. Gegenwart **32**: 81-91, 4 Abb. 5 Tab.; Öhringen/Würt.
- Siebertz, H. (1983): Neue sedimentologische Untersuchungsergebnisse von weichselzeitlichen, äolischen Decksedimenten auf dem Niederrheinischen Höhenzug. - Beiträge zum Quartär der nördlichen Rheinlande **51**; Bonn
- Siebertz, H. (1988): Die Beziehung der äolischen Decksedimente in Nordwestdeutschland zur nördlichen Lößgrenze. - Eiszeitalter u. Gegenwart **38**: 106-114, 8 Abb.; Öhringen/Würt.
- Siebertz, H. (1990): Die Abgrenzung von äolischen Decksedimenten auf dem Niederrheinischen Höhenzug mit Hilfe von Komgruppenkombinationen. - Decheniana **143**: 476-485, 5 Abb., 5 Tab.; Bonn
- Siebertz, H. (1992): Neue Befunde zu den sedimentologisch-stratigraphischen Lagerungsverhältnissen und zur Alterszuordnung der äolischen Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug. - Eiszeitalter u. Gegenwart **42**: 72-79, 3 Abb., 2 Tab.; Öhringen/Würt.
- Skupin, K. (1991): Der Löß des Hellwegs - Beobachtungen zur Altersstellung. - In: Spieker Landeskundl. Beiträge und Berichte **35**: 55-63, 4 Tab.; Münster
- Strautz, W. (1962): Einfluß des Wasserhaushaltes auf die Bodentypenentwicklung im Löß. - Diss. Univ. Hannover; Hannover
- Strautz, W. (1963): Porengrößen-Verteilung in einer Feuchtschwarzerde-Parabraunerde-Reihe aus Löß. - Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **1**: 121-127; Göttingen
- Strautz, W. (1965): Böden. - In: Die Landkreise in Nieders. 22. Der Landkreis Braunschweig: 38-46
- Strebel, O. (1966): Beziehungen zwischen Bodengenese, Nutzungsart und Eigenschaften des Porensystems von Lößböden des Raumes Sarstedt. - Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkunde **112/1**: 30-39, 2 Abb. 5 Tab.; Weinheim
- Stremme, H. (1926): Über einige Systeme der natürlichen Bodeneinteilung nebst dem Vorschlage einer für Feldpedologen verwendbaren Klassifikation. - Actes de la IVieme conference Intern. de pedology; Rome
- Thater, M. & K. Stahr (1991): Zur Genese von Schwarzerden auf der Sontheimer Hochterrasse in der Donauniederung bei Ulm. - Z. Pflanzenernähr. u. Bodenkunde **154**: 293-299; Weinheim
- Tippkötter, R. (1979): Nachweis und Verbreitung von Schwarzerde-Kolluvien im westl. Teil der Braunschweig-Hildesheimer Börde. - Diss. Univ. Hannover: 1-55, 27 Abb., 5 Karten, 14 Tab.; Hannover
- Trusheim, F. (1957): Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. - Z. Dtsch. Geol. Gesellsch. **109**: 111-151; Hannover
- Urban, B., H. Elsner, A. Hölzer, D. Mania & B. Albrecht (1992): Eine eem- und frühweichselzeitliche Abfolge im Tagebau Schöningen, Landkreis Helmstedt. - Eiszeitalter u. Gegenwart **41**: 85-99, 7 Abb., 2 Tab.; Öhringen/Würt.
- Vierhuff, H. (1967): Untersuchungen zu Stratigraphie und Genese der Sandlößvorkommen in Niedersachsen. - Mitteilgn. Geol. Inst. TH Hann. **5**: 1-95, 35 Abb.; Hannover
- Vinken, R. (1969): Zur Ablagerung und Genese von periglaziären Sedimenten. - Beobachtungen im Gebiet östlich von Hildesheim. Zur Geologie, Geokartographie und Sedimentologie der periglaziären Sedimente in Niedersachsen. - Geol. Jb. **87**: 529-540, 4 Abb., 1 Tab.; Hannover

- Vinken, R. (1975): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000. Erläuterungen Blatt 3826 Hohenhameln; Hannover
- Vinken, R. (1971): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000. Erläuterungen Blatt 3826 Dingelbe; Hannover
- Walter, H., & H. Lieth (1960): Klimadiagramm Weltatlas; Jena
- Walther, M. & K. U. Brosche (1982): Zur Bedeutung der Lößstratigraphie für die Rekonstruktion des jungpleistozänen Klimas im nördlichen Mitteleuropa am Beispiel norddeutscher Lößprofile. - Ber. naturhist. Ges. Hannover **125**: 97-159; Hannover
- Weidenbach, F. (1952): Gedanken zur Lößgrenze. Eiszeitalter und Gegenwart 2: 25-36; Öhringen/Würt.
- Weisse, R. (1987): Die glaziale Entstehung von Kleinsenken. - Peterm. Geogr. Mitt. **2**: 103-111; Berlin
- Wichtmann, H. (1965): Zur Entwicklung der Parabraunerden in der Soester Börde. - Mitteiln. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **4**: 4-16, 2 Abb.; Göttingen
- Willenbockel, I. (1992): Räumliche Variabilität der Struktur von Lößböden der Calenberger Börde. - Diss. Univ. Hannover; Hannover
- Wübeking (1939): Der Feldgemüsebau der Kreise Braunschweig und Wolfenbüttel. - Wirtschaftswiss. Gesellsch. z. Stud. Nds. e.V. **48**
- Woldstedt, P. (1928b): Über eine Innerste-Terrasse zwischen Derneburg und Broistedt. - Jber. niedersächs. geol. Ver. **21**: 1-9; Hannover
- Woldstedt, P. (1932): Geologische Karte von Preussen. Erläuterungen zu Blatt 3728 [2025] Vechelde; Berlin
- Woldstedt, P. (1934): Über den Charakter schmaler Störungszonen und breiter Sättel im Gebiet zwischen Harz und Hannover. - Jahrb. Geol. Landesanstalt Berlin **55**; Berlin
- Woldstedt, P. (1958): Das Eiszeitalter. Stuttgart
- Woldstedt, P. & K. Duphorn (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart
- Wortmann, H. (1942): Bemerkungen über eine Karte der Lößverbreitung in Niedersachsen. - Archiv Landes- und Volkskunde von Niedersachsen **12**: 192-202; Oldenburg
- Wunschitz, A. (1926): Die Lößgrenze in Mitteldeutschland. Jb.d. Halleschen Verbandes **5**; Halle
- Zakosek, H. (1962): Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im Oberrheintal. - Abh. Hess. Landesamt f. Bodenforschung **37**: 1-46, 1 Abb., 19 Tab; Wiesbaden
- Zakosek, H. (1991): Zur Genese und Gliederung des Rheintal-Tschernosems im nördlichen Oberrheingraben. - Mainzer geowiss. Mitt. **20**: 159-176, 6 Tab.; Mainz
- Zakosek, H., R. Kahrer & U. Leßmann-Schoch (1991): Möglichkeiten und Grenzen der Pollenanalyse in Böden - Mit einer Stellungnahme zu den "borealen Steppenböden" Rheinhessens. - Mainzer geowiss. Mitt. **20**: 143-158, 9 Abb.; Mainz
- Zeidler, H. (1969): Die Vegetation in der Umgebung von Hannover. - Mitteiln. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. **9**: 21-27; Göttingen
- Zezschwitz, E.v. (1964): Grundwasser und Bodenbildung in der Soester Niederbörde. - Geol. Jb. **82**: 143-176; Hannover
- Ziechmann, W. & U. Müller-Wegener (1990): Bodenchemie. Mannheim, Wien, Zürich



**Landsat TM Aufnahme vom 1.10.1986:** Kanäle TM2 (blau), TM4 (grün), R/71 (rot)

rot	=	typische Hildesheimer Schwarzerde	grün	=	Zuckerrüben
blauviolett	=	Grauerde	dunkelgrün	=	Wald
blau	=	Parabraunerde	dunkelgrau	=	Siedlungen