

Aus dem VEB Geologische Forschung und Erkundung Halle, Betriebsteil Halle,
und aus der Technischen Universität Dresden, Sektion Forstwissenschaft,
Bereich Bodenkunde und Standortslehre, Tharandt

Substrat- und Bodenwechsel am nördlichen Lößrand des Schwarzerdegebietes der DDR

Von

Manfred Altermann und Hans-Joachim Fiedler

Mit 19 Abbildungen und 6 Tabellen

(Eingegangen am 8. Oktober 1974)

1. Einleitung

Die Ausprägung unserer Böden wurde durch die Substratausbildung entscheidend vorgezeichnet. Häufig fallen Horizontgrenzen der Böden mit sedimentär bedingten Substratdifferenzierungen zusammen. Eine genaue Substratkennzeichnung ist deshalb unerlässlich. Insbesondere ist die Erfassung und Kennzeichnung der relativ geringmächtigen periglaziären Deckschichten (z. B. Schuttdecken, Sandlößdecken, Geschiebedecksande) aber auch der stark differenzierten holozänen Decken (z. B. unterschiedlich zusammengesetzte Auenlehmdecken, Kolluvialdecken) erforderlich. Ohne deren Kenntnis ist eine richtige Bodenbeurteilung und Bodenkartierung, bodengenetische Deutung und sogar Bodennutzung nicht möglich. Auch die angewandten Zweige der Geologie, wie z. B. Hydrogeologie und Ingenieurgeologie, sind zur Lösung ihrer Fragenkomplexe an einer genauen und differenzierten Substratkennzeichnung interessiert.

Die Gesetzmäßigkeiten der Substrat- und Bodenausbildung lassen sich an der nördlichen Lößgrenze eindrucksvoll demonstrieren. Die dort durchgeführten Untersuchungen erlauben Schlussfolgerungen zur Substrat- (Decken-) und Bodengnese.

Im folgenden soll über einige Untersuchungsergebnisse von Altermann (1968) berichtet werden, die in der letzten Zeit durch weitere Bodenkartierungsarbeiten ergänzt wurden. Durch mehrere Profilschnitte und Einzelaufnahmen am nördlichen Lößrandgebiet der Bezirke Halle und Magdeburg (am Nord- und Ostrand der Magdeburger Börde sowie am Rand der Köthener Ebene) (s. Abb. 1) wurden Substrat- und Bodenwechsel verfolgt.

Die in diesen Gebieten vorkommenden saalezeitlichen Bildungen sind von weichselzeitlichen Deckschichten wie Lößdecken, Sandlößdecken, Flugsanddecken sowie Geschiebedecksand verhüllt und somit nur für den Untergrund der Böden bestimmend. Nach der Auswertung einer Vielzahl von Analysen werden für die verschiedenen Decken folgende Abgrenzungskriterien vorgeschlagen (Tab. 1, Abb. 2). Durch holozäne Umlagerungen und stärkere anthropogene Einflüsse gestörte Profile wurden von der Auswertung ausgeschlossen. Diese Deckenbezeichnungen sind geologisch-genetische Begriffe, und sie sind nicht identisch mit den Substrattypen der bodenkundlichen Ansprache im Sinne Lieberoths (1971).

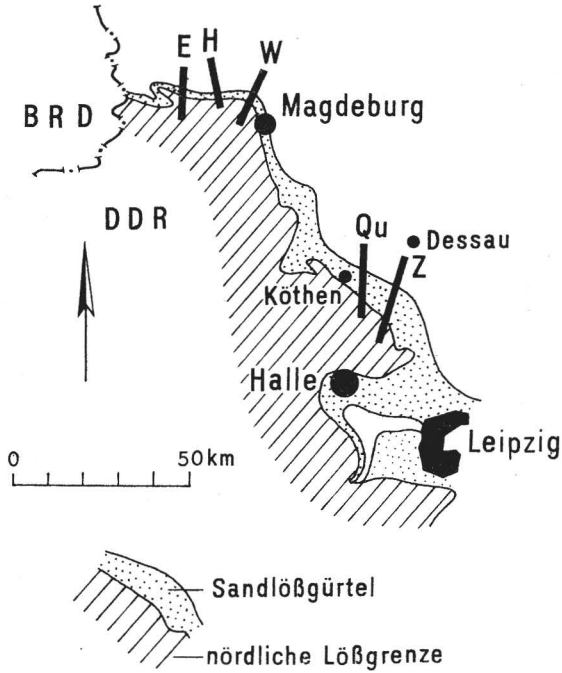


Abb. 1. Die Lage der untersuchten Profilschnitte am nördlichen Lößrandgebiet

- E Profilschnitt Erxleben
- H Profilschnitt Haldensleben
- W Profilschnitt Wolmirstedt
- Qu Profilschnitt Quellendorf
- Z Profilschnitt Zörbig

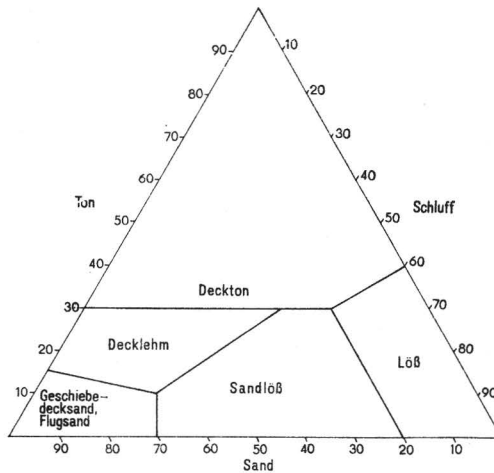


Abb. 2. Die Abgrenzung periglaziärer Deckschichten nach dem Sand/Schluff/Ton-Verhältnis des Feinbodens (< 2,0 mm Korndurchmesser)

Tabelle 1. Kennzeichnung der verschiedenen periglaziären Deckschichten

Geologisch-genetische Bezeichnung der Deckschicht	Skelettanteil (> 2 mm) Vol.-% des Gesamtbodens	Sandanteil (2—0,063 mm) Masse-% des Feinbodens	Sandmaximum in der Fraktion . . . mm	Grobschluffanteil (0,063—0,02 mm) Masse-% des Feinbodens	Grobschluffmaximum	Schluffanteil (0,063—0,002 mm) Masse-% des Feinbodens	Tonanteil (< 0,002 mm) Masse-% des Feinbodens	Mächtigkeiten der Decken in dm
Löß	< 2	< 20	—	> 30	vorhanden	> 50	< 40	stark schwankend: > 5 . . . > 50
Sandlöß								
a) eingipfelig	< 5	20—70	0,63—0,2 (MS) ¹ od. 0,2—0,063 (FS)	> 20	vorhanden ¹	> 25	< 30	meistens < 10, seltener 10 . . . > 20
b) zweigipfelig	< 5	20—70	0,63—0,2 (MS)	> 20	vorhanden	> 25	< 30	
Pleistozäner Flugsand	< 2	> 65	0,63—0,2 (MS) od. 0,2—0,063 (FS)	< 20	zum Teil vorhanden	< 30	< 15	< 10, selten > 10
Geschiebedecksand	2—5	> 65	0,63—0,2 (MS) od. 0,2—0,063 (FS)	< 20	zum Teil vorhanden	< 30	< 15	4—6
Decklehm	2—5	> 30	0,63—0,2 (MS) od. 0,2—0,063 (FS)	< 20	zum Teil vorhanden	< 40	10—30	< 10
Deckton	< 5	< 70	—	< 20	—	< 60	> 30	< 10

¹ Bei einem Maximum in den Sandfraktionen entfällt das Grobschluffmaximum und umgekehrt.

2. Der Substratwechsel im nördlichen Lößrandgebiet

Der Substratwechsel im Lößrandgebiet wird an Hand des Profilschnittes Erxleben am Nordrand der Magdeburger Börde (Mbl. Erxleben, Abb. 1) dargelegt.

Die Lößdecken der Magdeburger Börde sind im Vertikalprofil ziemlich homogen aufgebaut und durch geringe Sandgehalte gekennzeichnet (Abb. 3 u. 4, Profil 733 A, Tab. 2). Im Lößrandgebiet werden jedoch die Lößdecken inhomogen. Im oberen, etwa 50 bis 60 cm mächtigen und basalen Bereich sind sie deutlich sandiger als die Vergleichsprofile aus dem zentralen Lößgebiet (Tab. 2, Profile 272, 733 A). Dies kommt durch die errechneten Kornquotienten zum Ausdruck (Tab. 2, Profile 736 A, 721 A, 720 A). Insbesondere die Grob- und Mittelsandgehalte sind im oberen Teil der Löß-

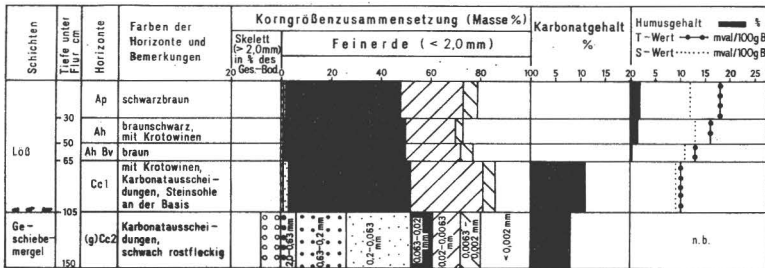


Abb. 3. Schematische Profildarstellung und Analysenergebnisse des Profils 733 A (n. b. = nicht bestimmt)

Deckschicht: Löß

Liegendes: Geschiebemergel

Lage des Profils: Mbl. Wanzleben (3934), südöstlich von Remkersleben

Bodenform: lehmunterlagerte Löß-Schwarzerde

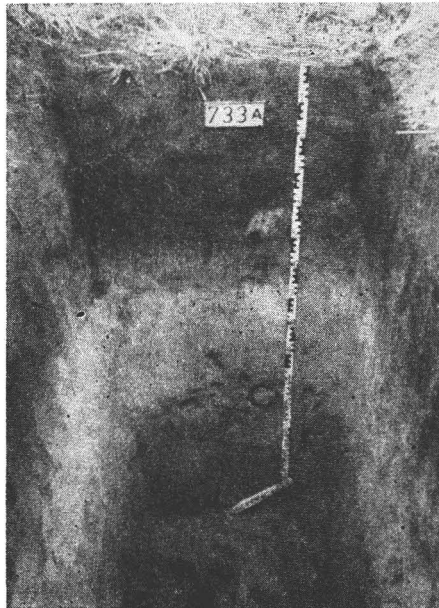


Abb. 4. Foto des Profils 733 A (s. auch Abb. 3)

decken höher, worauf auch die gegenüber den sandärmeren Horizonten engeren MS/FS- und FS/GS-Quotienten hinweisen. Der sandärmere Bereich der Lößdecken äußert sich in einer Erweiterung der GZ/MS- und S/Z-Quotienten. Zur Basis hin wird die

Tabelle 2. Beispiele für Kornquotienten und Grobschluffgehalte von Lößdecken und den Liegendsedimenten aus dem Lößgebiet und Lößrandgebiet bei Erxleben (Bez. Magdeburg)

Profil-Nr.	Entfernung der Profile in m	Substrat-aufbau	Tiefe cm	MS	FS	GZ	S	GZ
				FS	GS	MS	Z	%
				1	2	3	4	5
272		Löß	2- 10	0,2	10,0	61,9	0,1	50
			10- 25	0,9	17,0	216,3	0,04	65
			25- 45	0,7	13,5	238,5	0,04	48
			45- 70	0,04	23,0	358,0	0,04	36
			70-100	0,07	13,5	217,0	0,04	43
			100-170	0,2	9,8	52,3	0,1	47
733 A		Löß	0- 30	0,7	2,6	50,9	0,04	46
			30- 50	0,3	∞	163,0	0,02	49
			50- 65	0,2	5,0	246,5	0,02	49
			65-105	0,4	4,0	82,3	0,03	49
			Geschiebe- mergel	105-150	0,8	4,7	0,4	1,9
736 A	5000	Löß	0- 30	0,4	11,2	24,5	0,1	49
			30- 60	0,3	10,0	103,0	0,04	52
			60- 85	0,1	∞	444,0	0,03	44
			85-145	0,1	∞	538,0	0,01	54
				0,3	34,0	61,1	0,05	55
		Geschiebe- mergel	145-180	0,9	3,6	0,5	2,0	10
721 A	625	Löß	0- 30	0,6	9,4	11,3	0,2	53
			30- 60	0,6	17,0	12,8	0,2	50
			60- 90	0,1	∞	232,4	0,03	47
			90-130	0,3	∞	82,4	0,03	58
			Geschiebe- mergel	130-200	0,9	6,0	0,3	3,5
720 A	575	Löß	0- 30	0,5	∞	9,8	0,2	44
			30- 50	0,9	15,0	8,0	0,2	52
			50- 75	0,7	17,0	46,6	0,04	56
			75-130	0,2	∞	127,2	0,03	51
				0,5	26,7	13,9	0,2	53
		Geschiebe- mergel	180-220	0,5	6,5	0,6	2,6	12
719 A		siehe Tab. 3						

¹ Mittelsand (0,63-0,2 mm)/Feinsand (0,2-0,063 mm)-Verhältnis.

² Feinsand (0,2-0,063 mm)/Grobsand (2,0-0,63 mm)-Verhältnis.

³ Grobschluff (0,063-0,02 mm)/Mittelsand (0,63-0,2 mm)-Verhältnis.

⁴ Sand (2,0-0,063 mm)/Schluff (0,063-0,002 mm)-Verhältnis.

⁵ Grobschluffgehalt (0,063-0,02 mm) des Feinbodens (< 2,0 mm).

Lößdecke bei den genannten Profilen wieder sandiger und die errechneten FS/GS- und GZ/MS-Quotienten enger. Zum Teil wurde im unteren Bereich der über 80 bis 100 cm mächtigen Decken auch Sandstreifigkeit festgestellt. Schluff- und Feinsandbänder wechseln miteinander ab. Häufig zeigen die Bänder auch kryogene Strukturen. Im oberen Teil der Decken ging die Sandstreifigkeit offenbar durch kryogene und biogene Überprägungen verloren. Sandstreifigkeit deutet auf unterschiedliche Windstärken während der Sedimentation hin (Schönhals, 1953, Brüning, 1957 u. 1959).

Die Lößdecken im Lößrandgebiet lassen sich also in einen sandigen oberen Bereich, sandärmeren mittleren Bereich und sandigen, oft sandstreifigen unteren Bereich

gliedern (Beispielsprofil Abb. 5). Auch die ermittelten Kornquotienten des Profils 736 A, das sich gegenüber den Profilen 721 A, 720 A etwas weiter im Süden vom Lößrand entfernt befindet, veranschaulichen die gleiche Tendenz, obwohl die prozentualen Sandgehalte wesentlich niedriger liegen. Aufschlußreich ist nun ein Vergleich mit den Lößdecken im zentralen Teil des Lößgebietes (Tab. 2, Profile 272, 733 A). Auf Grund der geringen Sandgehalte ist die Auswertung der Kornquotienten problematisch, da Analysenfehler starke Schwankungen hervorrufen. Trotzdem zeigen die Kennwerte

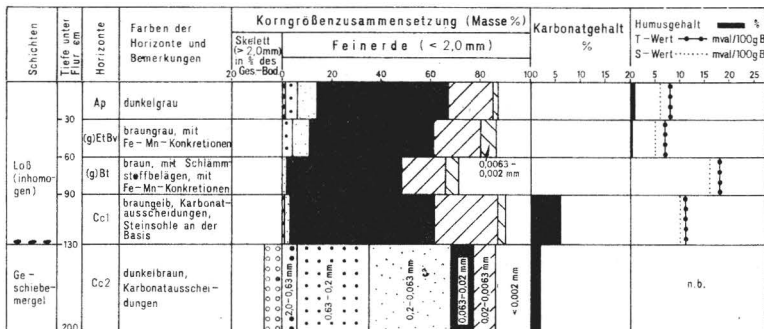


Abb. 5. Schematische Profildarstellung und Analysenergebnisse des Profils 721 A (n. b. = nicht bestimmt)

Deckschicht: Löß, inhomogen, oberer Bereich sandiger

Liegendes: Geschiebemergel

Lage des Profils: Mbl. Erxleben (3733), nordwestlich von Emden

Bodenform: lehmunterlagerte Löß-Braunfahlerde

der Profile 272 und 733 A, besonders die FS/GS-, GZ/MS- und S/Z-Quotienten, die gleichen Tendenzen wie die vorher besprochenen Standorte des Lößrandgebietes. An mehreren Profilen wurden diese nur analytisch erfassbaren Sedimentunterschiede in den Lößdecken festgestellt. Die geringfügig höheren Sandanteile an der Basis und im oberen Bereich der vergleichbaren jüngsten weichselzeitlichen Lößdecken innerhalb des Lößgürtels sind offenbar durch die Aufnahme von Sandmaterial der Liegendsedimente zu Beginn und durch erhöhten Sandtransport am Ende der Lößsedimentation zu erklären. Hierbei wurde sicher bisher die Deutung des höheren Sandgehaltes im oberen Profilbereich der Lößdecken als Folge von Bewirtschaftungsmaßnahmen überschätzt. Zum Lößrandgebiet verstärken sich diese primären Sedimentunterschiede allmählich (Profil 736 A), was auf eine intensivere Sandeinwehung während der Löß-

sedimentation schließen läßt. Offenbar liegen hier am nördlichen Lößrand gegenüber dem zentralen Lößgebiet lediglich Faziesunterschiede der gleichen Sedimentationsphase vor. Die sandreicheren Lößdecken am Lößrandgebiet sind oft mächtiger als die Lößdecken im zentralen Lößgebiet. Dies wurde insbesondere am Nord- und Ostrand der Magdeburger Börde häufig beobachtet. Hier erreichen mehr oder weniger sandige Lößdecken und Sandlößdecken z. T. 2 m und mehr. Diese Mächtigkeitszunahme der äolischen Decken am Lößrand ist durch die Sandeinwehung erklärbar.

Die an die sandigen Lößdecken anschließenden Sandlößdecken sind uneinheitlich aufgebaut und weisen an der Basis noch Lößhorizonte auf (Beispielsprofil Abb. 6). Die Kornquotienten von Beispielsprofilen veranschaulichen dies (Tab. 3). Im Profil 719 A folgt dem Sandlöß ein mit 1 cm mächtigen Sandbändern durchzogener Löß und schließlich an der Basis sandärmer Löß. Die 180 cm mächtige Sandlößdecke des Profils 717 A ist im oberen Teil sandärmer als im unteren. Die Deckschicht des Profils 724 A enthält sogar einen Flugsandhorizont mit einem deutlichen Mittelsandmaximum. Das FS/GS-Verhältnis ist im oberen Bereich der Decken immer enger als im mittleren. Zur Basis

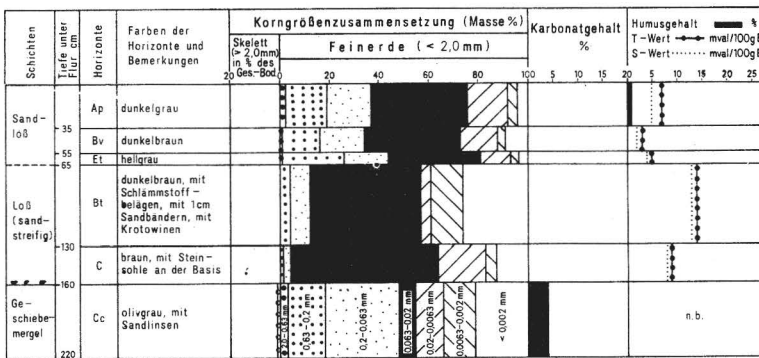


Abb. 6. Schematische Profildarstellung und Analysenergebnisse des Profils 719 A (n. b. = nicht bestimmt)

Deckschicht: inhomogen, oberer Teil Sandlöß, unterer Bereich sandstreifiger Löß
 Liegendes: Geschiebemergel
 Lage des Profils: Mbl. Erxleben, südöstlich von Altenhausen
 Bodenform: Sandlöß/Löß-Braunfahlerde

hin wird es auf Grund der Sandstreifigkeit wieder enger. Die GZ/MS- und S/Z-Quotienten zeigen besonders bei den Profilen 719 A und 724 A deutliche Differenzierungen in sandreichere und sandärmere Teile der Deckschichten. Auch die Grobschluffgehalte gliedern die Decken in einen größeren, grobschluffärmeren und in einen feineren, grobschluffreicheren Bereich.

Die mächtigeren, im Substrat differenzierten Sandlößdecken gehen bei weiterer Entfernung vom Lößrand in geringmächtige unter Zunahme des Sand- und Abnahme des Grobschluffanteiles über (Beispielsprofile Abb. 7 u. 8). Außerdem sind in den geringmächtigen Sandlössen in der gesamten Deckschicht Grobbodenanteile zu beobachten. Eine Substratdifferenzierung ist in den geringmächtigen Sandlößdecken nicht mehr festzustellen (Tab. 3, Profil 734). Die Mächtigkeit sinkt hier auf etwa 50 cm ab, und das Maximum in der Korngrößenzusammensetzung verschiebt sich vom Grobschluff- in den Sandbereich. In allen Fällen sind die Sandlößdecken grobschluffreicher als das Liegende. Die Kornquotienten (Tab. 3, Profile 718 A, 734 A) veranschaulichen deutliche Unterschiede zwischen Deckschicht und Liegendem.

Die geringmächtigen schluffarmen Sandlößdecken leiten zu den 40 bis 60 cm mächtigen Geschiebedecksanden (Beispielsprofile Abb. 9 u. 10) über, teilweise sind noch Flugsanddecken als Zwischenglieder anzutreffen. Auf Geschiebelehmen sind die

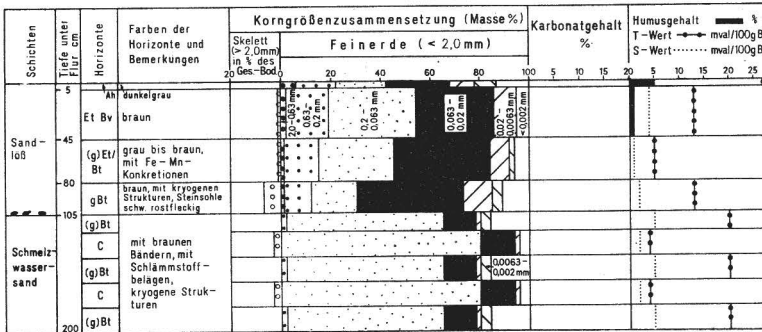


Abb. 7. Schematische Profildarstellung und Analysenergebnisse des Profils 718 A
 Deckschicht: Sandlöß, ziemlich homogen
 Liegendes: Schmelzwassersand
 Lage des Profils: Mbl. Erxleben, südöstlich von Altenhausen
 Bodenform: sandunterlagerte Sandlöß-Braunfahlerde

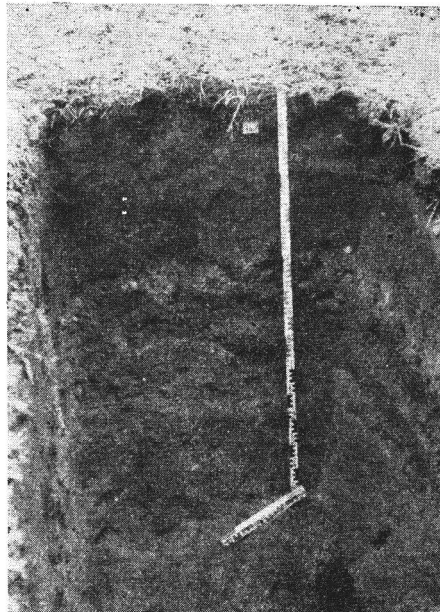


Abb. 8. Beispiel für eine geringmächtige Sandlößdecke mit Steinsohle an der Basis der Deckschicht
 Deckschicht: Sandlöß
 Liegendes: Schmelzwassersand
 Lage des Profils: Mbl. Zörbig (4338), östlich von Weißandt – Gölzau
 Bodenform: Decksandlöß – Griserde

Tabelle 3. Beispiele für Kornquotienten und Grobschluffgehalte der Sandlößdecke und des Liegenden aus dem Lößrandgebiet bei Erxleben (Bez. Magdeburg)

Profil-Nr.	Entfernung der Profile in m	Substrataufbau	Tiefe cm	MS	FS	GZ	S	GZ
				FS	GS	MS	Z	%
				1	2	3	4	5
719 A	250	Sandlöß	0— 35	1,0	9,3	2,3	0,6	39
			35— 55	0,8	25,8	2,6	0,6	39
			55— 65	1,4	21,9	1,5	0,8	37
			65—130	0,5	82,0	11,2	0,2	45
			130—160	0,3	31,0	74,5	0,05	60
		Geschiebe- mergel	160—220	0,5	10,3	0,5	1,6	7
717 A	120	Sandlöß	2— 40	0,8	7,9	3,0	0,6	40
			40— 70	0,9	15,7	3,5	0,5	46
			70— 85	1,9	9,9	2,0	0,6	43
			85—140	0,8	38,3	3,3	0,6	41
			140—180	0,9	13,6	6,8	0,3	55
		Geschiebe- mergel	180—230	0,6	5,5	0,4	4,5	12
724 A	75	Sandlöß	3— 40	0,7	5,2	4,9	0,4	48
			40— 55	0,6	37,5	3,4	0,6	44
			55— 90	2,4	76,3	0,1	11,7	5
			90—125	0,6	48,0	16,0	0,1	43
			125—150	0,3	28,0	89,7	0,05	63
		Fließerde	150—170	0,8	5,4	0,5	2,7	15
718 A	50	Sandlöß	5— 45	0,5	20,3	1,9	1,2	32
			45— 80	0,5	50,2	2,7	0,9	39
			80—105	0,6	17,9	3,9	0,5	43
		Schmelz- wassersand	105—200	0,03	211,0	7,5	3,3	13
734 A	375	Sandlöß	5— 50	0,3	22,7	1,2	2,3	19
		Schmelz- wassersand	50— 90	0,05	101,4	1,6	9,9	6
731 A		siehe Tabelle 4						

¹ bis ⁵: Erläuterungen siehe Tab. 2.

Geschiebedecksande schluffreicher als auf sandigen Substraten. Die Liegendensedimente haben einen geringeren Schluffgehalt als die Geschiebedecksande. Bei Betrachtung der in Tab. 4 zusammengestellten Kornquotienten fällt auf, daß das unmittelbar liegende Substrat des Geschiebedecksandes oft zu diesem enge Korngrößenbeziehungen aufweist und erst der tiefere Untergrund eine abweichende Kornzusammensetzung hat (z. B. Tab. 4, Profile 715 A, 714 A). Für diese Beobachtung gibt es mehrere Deutungsmöglichkeiten. So kann während der Entstehung der Deckschichten die oberste Zone des Liegenden überprägt und gegenüber dem tieferen Bereich verändert sein. Andererseits

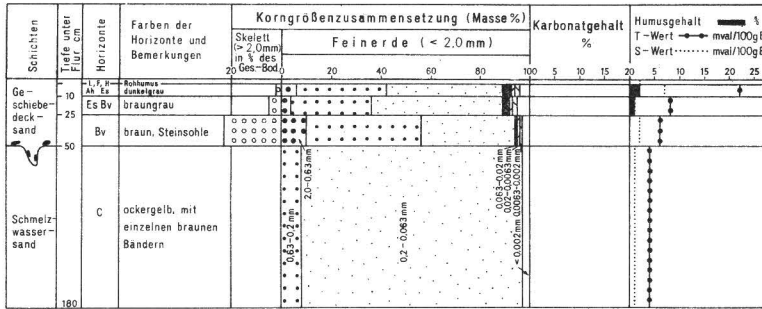


Abb. 9. Schematische Profildarstellung und Analysenergebnisse des Profils 727 A

Deckschicht: Geschiebedecksand

Liegendes: Schmelzwassersand

Lage des Profils: Mbl. Erxleben, nördlich von Bodendorf

Bodenform: Sand – Braunpodsol

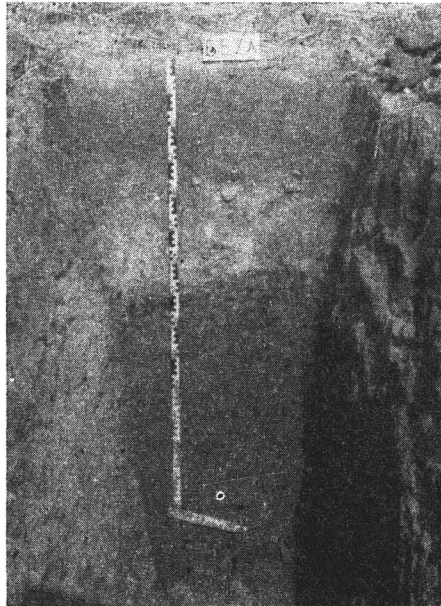


Abb. 10. Beispielsprofil mit einer Deckschicht aus Geschiebedecksand

Deckschicht: Geschiebedecksand, Übergang zum Decklehm

Liegendes: Geschiebemergel

Lage des Profils: Mbl. Quellendorf (4238), südlich von Diesdorf

Bodenform: Salmtieflern – Braunfahlerde

können die Steine aus der basalen Geschiebesohle durch frostdynamische Vorgänge angehoben sein, so daß heute eine geringere Deckenmächtigkeit vorgetäuscht wird. Diese Deutung liegt – nach den Kornquotienten beurteilt – bei den Profilen 715 A, 714 A nahe. Hier existieren zum tieferen liegenden Material deutliche sedimentäre

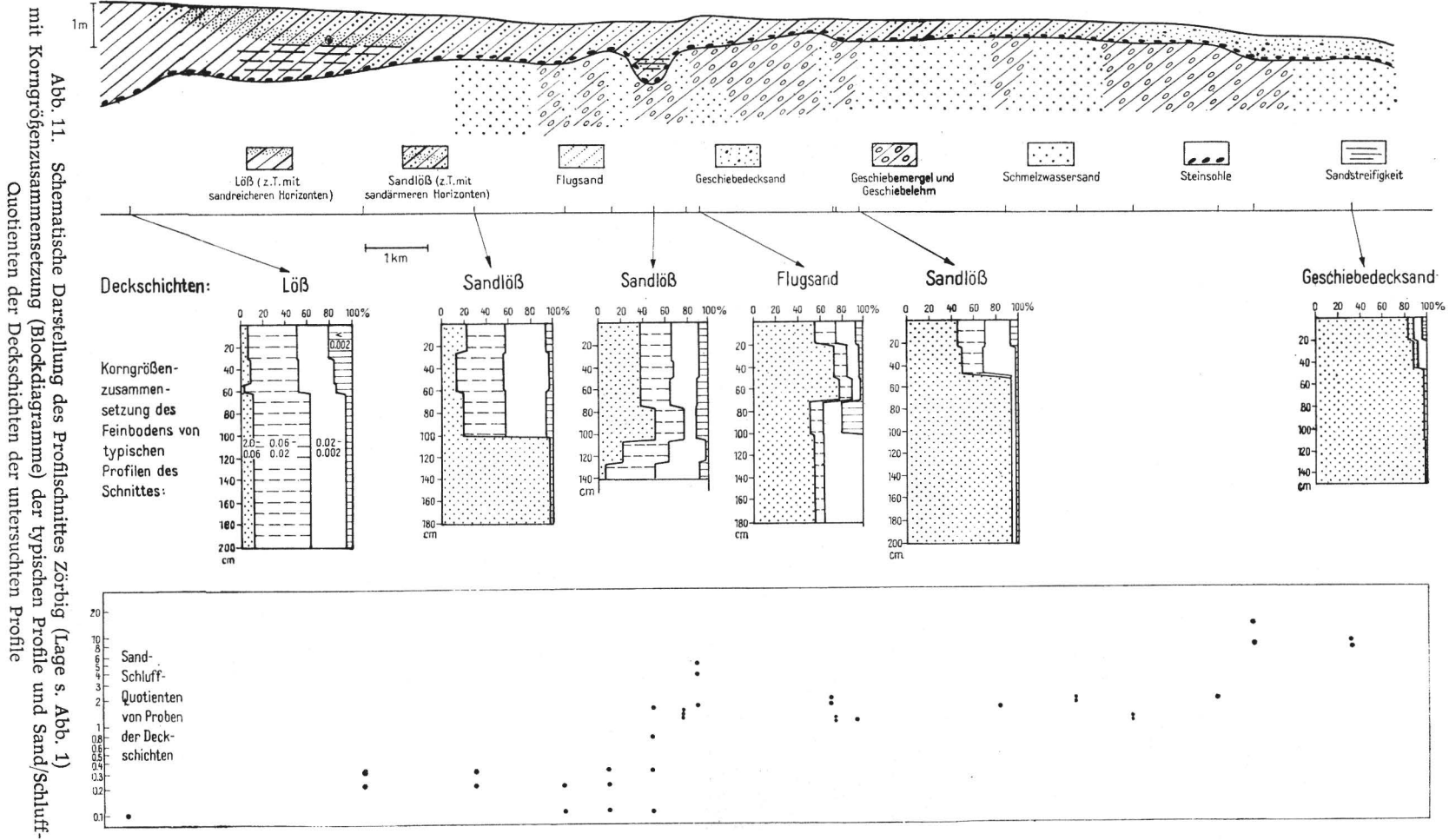
Unterschiede. Markante Substratdifferenzierungen zwischen Decke und Liegendem ergeben sich weiterhin bei den Profilen 731 A, 729 A und 727 A (s. Tab. 4). Im Geschiebedecksandbereich vorkommende mächtigere Sanddecken sind gegenüber den benachbarten Geschiebedecksanden immer skelettarm bis skelettfrei und dem Flugsand ähnlich. Die an den Sandlößgürtel angrenzenden Geschiebedecksande sind schluffreicher als die in größerer Entfernung auftretenden.

Tabelle 4. Beispiele für Kornquotienten und Grobschluffgehalte des Geschiebedecksandes und des Liegenden nördlich des Lößrandgebietes bei Erxleben (Bez. Magdeburg)

Profil-Nr.	Entfernung der Profile in m	Substrataufbau	Tiefe cm	MS	FS	GZ	S	GZ
				FS	GS	MS	Z	%
				1	2	3	4	5
731 A	400	Geschiebedecksand	0—30	0,5	11,5	0,9	2,2	17
			30—60	0,5	16,1	0,6	2,4	14
		Schmelzwassersand	60—120	1,3	2,6	0,1	1,2	3
715 A	280	Geschiebedecksand	2—35	0,8	6,9	0,6	2,2	16
			35—45	1,0	6,8	0,4	2,5	11
		Geschiebemergel	45—100	0,5	9,2	0,7	2,2	10
714 A	1800	Geschiebedecksand	2—17	0,9	5,8	0,6	2,4	16
			17—35	1,1	4,5	0,5	2,3	15
		Geschiebemergel	35—45	0,8	5,1	0,6	2,1	16
			45—130	0,8	3,2	0,9	1,0	13
729 A	1700	Geschiebedecksand	3—60	0,2	86,5	0,6	6,2	6
			Schmelzwassersand	60—200	0,01	∞	18,6	3,5
727 A		Geschiebedecksand	10—25	0,6	13,3	0,1	13,4	3
			25—50	1,2	4,0	0,02	34,6	1
		Schmelzwassersand	50—180	0,1	221,6	0,03	107,4	0

¹ bis ⁵: Erläuterungen siehe Tab. 2.

Diese hier ausführlich dargelegte Substratabfolge am Lößrandgebiet wurde prinzipiell durch weitere Untersuchungen aus dem östlichen Randgebiet der Magdeburger Börde sowie aus der Köthener Ebene bestätigt (s. Abb. 1). Die schematische Darstellung eines Profilschnittes aus dem letztgenannten Gebiet geht aus der Abb. 11 hervor.



Die zonale Abfolge der verschiedenen Decksedimente am Lößrandgebiet läßt sich folgendermaßen zusammenfassen:

- I. Lößdecke, ziemlich homogen
Lößdecke, oberer Bereich sandiger, unterer Bereich z. T. sandstreifig
- II. Sandlößdecke, unterer Bereich schluffreicher als oberer Bereich und z.T. sandstreifig
Sandlößdecke, ziemlich homogen
- III. Geschiebedecksand, schluffreiche Ausprägung
Geschiebedecksand, sandige Ausprägung

Im Verlauf der Schnitte ist in nördlicher Richtung ein fast kontinuierlicher Abfall des Grobschluffanteils und damit gleichzeitig die Zunahme des Sandgehaltes der Deckschichten festzustellen (Abb. 11). Die S/Z-Quotienten steigen mit der Entfernung vom Lößgebiet, im Geschiebedecksandbereich unterliegen sie nur geringen Schwankungen. Auch die GZ/MS-Quotienten zeigen die gleiche Tendenz: Abfall im Sandlößbereich zum Geschiebedecksand hin. Die FS/GS-Quotienten werden häufig zugunsten des Grobsandanteils enger. Mit abnehmender Mächtigkeit der Deckschichten im Schnittverlauf steigt meistens der Grobsandgehalt an. Bei unter 60 bis 100 cm mächtigen Decken ist in diesen ein unterschiedlicher Anteil von Bodenskelett nachweisbar.

Der Sandlößgürtel am Nordrand des Lößgebietes nimmt eine Mittelstellung zwischen den Lößdecken und den Geschiebedecksanden ein. Er hat eine unterschiedliche Ausdehnung: am nördlichen und nordöstlichen Börderand ist er höchstens bis 3 km breit. Am Ostrand der Magdeburger Börde wird er allmählich breiter und erreicht im Raum Köthen – Halle eine Ausdehnung von z. T. über 10 km. In diesem Sandlößgebiet kommen sowohl eingipfelige als auch zweigipfelige Sandlöße vor (Abb. 12). Die eingipfeligen haben ein Maximum der Korngrößenverteilung im Feinsand- oder Grob-

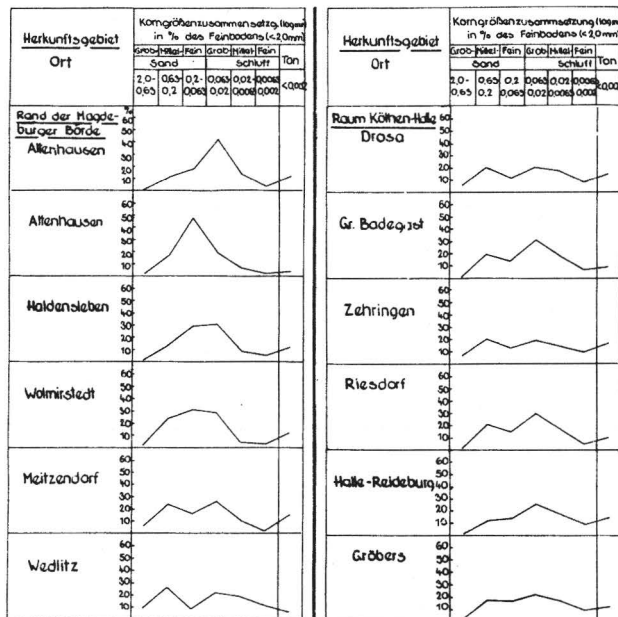


Abb. 12. Beispiele für die Korngrößenzusammensetzung (Häufigkeitskurven) typischer Sandlößproben aus dem nördlichen Lößrandgebiet

schluffbereich, die zweigipfeligen Maxima in der Mittelsand- und Feinsandfraktion. Am nördlichen Bänderand überwiegen dabei im wesentlichen eingipfelige, am östlichen Bänderand, im Raum Köthen – Halle, die zweigipfeligen Sandlöße.

Die Korngrößenzusammensetzung einiger Deck- und Liegendsedimente wurde im doppeltlogarithmischen Körnungsnetz dargestellt. Vergleicht man bezüglich der Wahrscheinlichkeitsgeraden die Decken mit dem Liegenden (Beispiele Abb. 13), so sind verschiedentlich bei den Kurven der Sandlößdecken und der Geschiebedecksande z. T. erhebliche Abweichungen von der „theoretischen Normalverteilung“ festzustellen, die schraffiert dargestellt wurden. Diese sind in erster Linie durch zu hohe Grobschluff- und Fein- bis Mittelsandanteile bedingt. Diese Abweichungen der Deckschichtenkurven haben offenbar sedimentäre Ursachen und dürften auf äolische Akkumulation zurückzuführen sein. Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß sie in den Kurven der Geschiebedecksande auf Geschiebelehm selten auftreten, dagegen meistens auf Sanden.

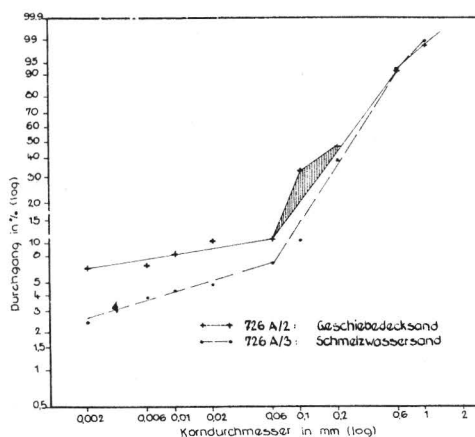
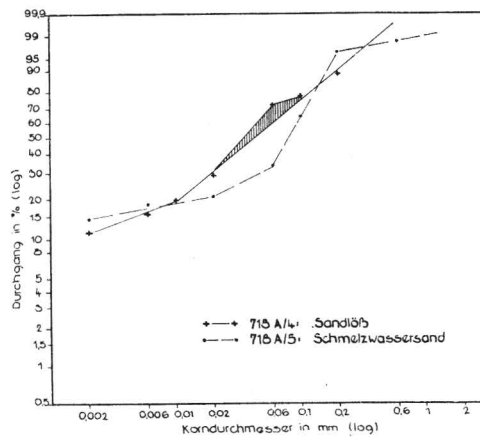
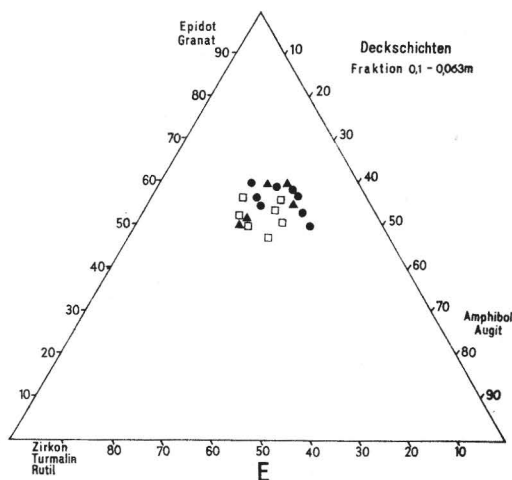


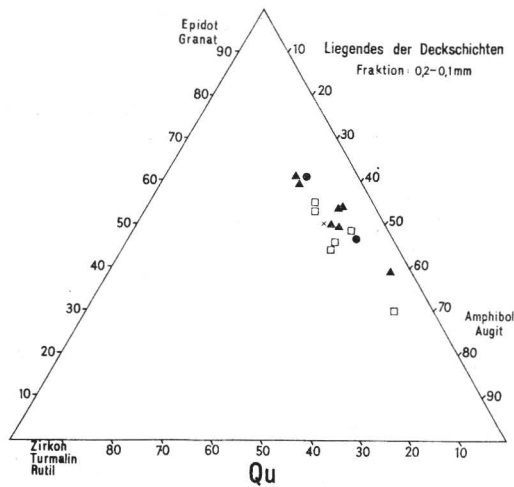
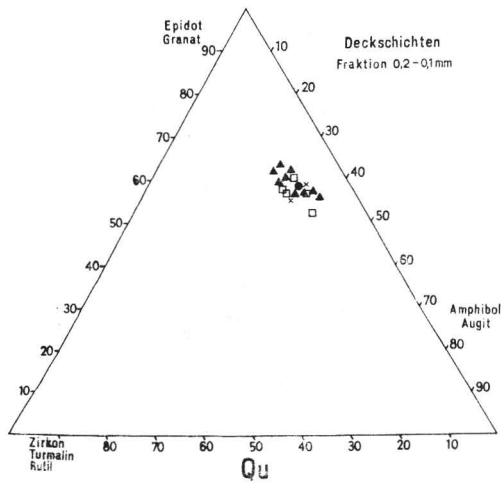
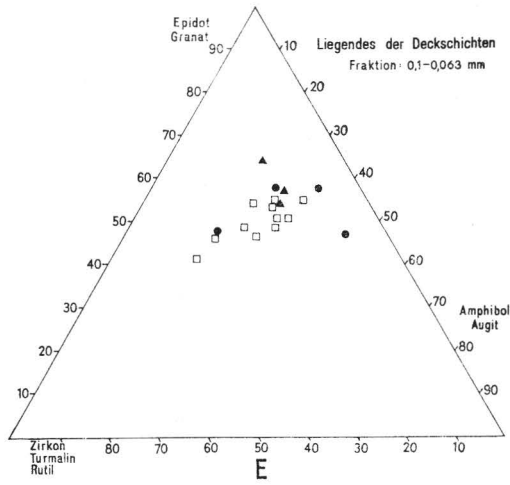
Abb. 13. Beispiele für die Darstellung der Korngrößenzusammensetzung von Deckschichten und zugehörigen Liegendsedimenten im doppelt-logarithmischen Körnungsnetz (Wahrscheinlichkeitspapier)

An der Basis werden die Lößdecken, Sandlößdecken und die Geschiebedecksande von einer z. T. windkanterführenden Steinsohle bzw. Steinanreicherung begrenzt. Es kommen sowohl perlschnurartige Sohlen als auch nur Kies- bzw. Steinhäufungen vor (s. Abb. 8). Unter der Steinsohle wurde nicht selten eine Anreicherung von Kies und Steinen beobachtet.

Um Unterschiede zwischen Deckschichten und Liegendem hinsichtlich der Mineralzusammensetzung zu erkennen, wurden von einem Teil der Proben in den Fraktionen 0,2 bis 0,1 und 0,1 bis 0,063 mm die Schwerminerale analysiert. Diese Untersuchungen gestatten nur Schlußfolgerungen bezüglich des Sandes. Die Kornprozentage der am meisten vertretenen Schwerminerale lassen zwischen Deckschicht und Liegendem und auch unter den verschiedenen Decken nur geringe Abweichungen erkennen. Deutliche Unterschiede treten nicht auf. Auffallend ist jedoch in vielen Fällen der geringere Amphibol- und Augitgehalt in der Deckschicht, was auf Verwitterungsvorgänge zurückzuführen sein dürfte (Ruchin, 1958, Weyl, 1951). Teilweise sind deren Gehalte in den Decken auch höher als im Liegenden, so daß sedimentäre Unterschiede angedeutet werden. Das gleiche trifft für den Granatgehalt zu, der in den meisten Fällen in der Deckschicht in höheren Anteilen als im Liegenden ermittelt wurde. Da nach Ruchin (1958) Granat zu den nur mäßig beständigen Mineralien gehört, dürfte man aber eine Minderung infolge Verwitterung erwarten. Der höhere Granatgehalt in den Decken spricht für die Zuführung von „frischem“ Material. Bei äolischen Umlagerungen ist ferner eine relative Anreicherung des spezifisch schwereren und weniger leicht transportierbaren Granates gegenüber den anderen Mineralien nicht ausgeschlossen.

Die Beziehungen der Deckschichten zum Liegenden im Schwermineralgehalt kommen in der Dreiecksdarstellung der Schwermineralgehalte anschaulich zum Ausdruck (z. B. Abb. 14). Die Werte der Decken und des Liegenden bewegen sich in den entsprechenden Diagrammen jeweils im gleichen Bereich, jedoch streuen die des Liegenden wesentlich mehr als die der Decken, einschließlich des Geschiebedecksandes. Das trifft besonders für die Fraktion 0,1 bis 0,063 mm zu. Die bessere Sortierung hängt sicher mit den äolischen Prozessen bei der Entstehung der Decken zusammen. Somit dürfte im wesentlichen das präweichselzeitliche Material Lieferant für den Sandanteil der Deckschichten gewesen sein.





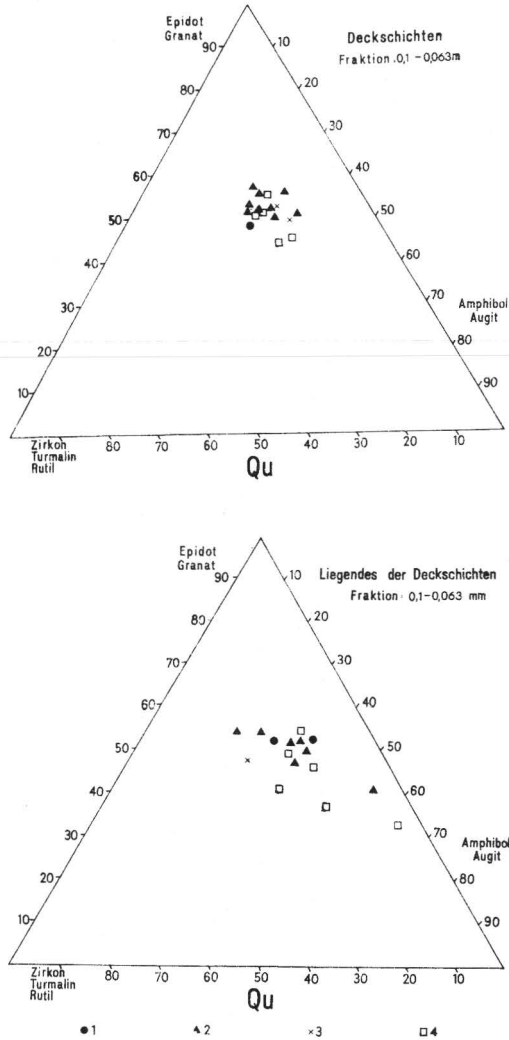


Abb. 14. Beispiele für Dreiecksdiagramme der Schwermineralverteilung der Deckschichten und der Liegendesedimente

- E Herkunft Profilschnitt Erxleben
 Qu Herkunft Profilschnitt Quellendorf
 1 Deckschicht Löß bzw. Liegendes der Lößdecke
 2 Deckschicht Sandlöß bzw. Liegendes der Sandlößdecke
 3 Deckschicht Flugsand bzw. Liegendes des Flugsandes
 4 Deckschicht Geschiebedecksand oder Decklehm bzw. Liegendes dieser Decken

3. Bemerkungen zur Genese der Deckschichten

Auf Grund dieser Geländebefunde (Lagerungsverhältnisse und zonale Anordnung der Deckschichten) und der Analysenergebnisse werden die beschriebenen Deckschichten – einschließlich des Geschiebedecksandes – im bearbeiteten Gebiet als selbständige, durch geologische Prozesse gebildete Decksedimente gedeutet.

Die Kriterien, die Löss, Sandlöss und Flugsande als Sedimente charakterisieren, treffen auch für den Geschiebedecksand zu. Er weist an der Basis eine Steinsohle (bzw. Steinanreicherung) sowie Unterschiede in der Korngrößen- und Mineralzusammensetzung gegenüber den liegenden Sedimenten auf. Die Korngrößenunterschiede kommen am besten bei präpleistozänem liegendem Material zum Ausdruck. Als Beispiel soll Profil 160 dienen. Hier liegt Geschiebedecksand über tertiären Sanden. Die in der Tab. 5 zusammengestellten Kornquotienten veranschaulichen gegenüber dem Liegenden die abweichende Korngrößenzusammensetzung und damit die Eigenständigkeit der Decke:

Tabelle 5. Kornquotienten des Profils 160 (Herkunft: Mbl. Zahna, nördlich von Mochau)

Substrataufbau	Tiefe cm u. Fl.	$\frac{MS}{FS}$	$\frac{FS}{GS}$	GZ	$\frac{S}{Z}$
				MS	
Geschiebedecksand	0–25	1,5	8,6	0,2	4,7
	25–50	0,4	20,0	0,7	3,2
tertiärer Sand	50–200	0,03	∞	1,4	19,0

Auch auf pleistozänen Sedimenten hat der Geschiebedecksand z. T. eine vom Liegenden erheblich abweichende Korngrößenzusammensetzung.

Nach den eigenen Untersuchungen haben für die Genese des Geschiebedecksandes äolische Vorgänge die größte Bedeutung, was sich aus folgenden Tatsachen ergibt:

- a) Innerhalb des Lößgebietes treten neben Lößdecken auch Sandlöß- und Flugsanddecken auf. Somit fand gleichzeitig oder in schneller alternierender Folge während des äolischen Schlufftransportes ein äolischer Sandtransport statt.
- b) Innerhalb des Lößgebietes kommen schluffarme sandige Decken, die sowohl auf Grund der Korngrößenzusammensetzung als auch nach dem morphologischen Profilbild weitgehend den Geschiebedecksanden nördlich des Lößgürtels entsprechen, vor (Altermann, 1968).
- c) Die Sandlößdecken sowohl am Rande des Lößgebietes als auch im Bereich der inselartigen Vorkommen (s. Altermann, 1968) leiten unmittelbar zu den Geschiebedecksanden über, wobei sich nachstehende zonale Abfolgen ergeben:
 1. Löß – Sandlöß – Geschiebedecksand (z. T. Flugsand)
 2. Geschiebedecksand – Sandlöß (z. T. Löß, z. T. Flugsand) – Geschiebedecksand (Altermann, 1968, Altermann & Fiedler, 1972).
- d) Innerhalb der Geschiebedecksandzone sind die mächtigen Sanddecken dem Flugsand ähnlich, so daß die Ausprägung (Flugsand oder Geschiebedecksand) von der Mächtigkeit des akkumulierten Sandes abhängt.
- e) An der Basis der Decken, einschließlich des Geschiebedecksandes, kommen häufig Windkanter vor.

Der Vergleich der Korngrößenzusammensetzung der Deck- und Liegendensedimente erlaubt Schlußfolgerungen über die Herkunft des äolisch akkumulierten Materials. Der gröbere Anteil im Feinboden der Decken (Grobsand, Mittelsand und z. T. Feinsand) entstammt den liegenden bzw. in unmittelbarer Nähe anstehenden Sedimenten und unterlag somit nur einem kurzen Transportweg, jedoch sind Grobschluff und z. T. auch Feinsand über größere Strecken transportiert worden. In den Decken ist somit eine lokale und eine fremde Komponente enthalten. Der lokale Anteil in den Deckschichten

kann u. U. so groß sein, daß die Kornquotienten der Deck- und Liegendensedimente kaum verschoben sind. Andererseits können sich die Quotienten trotz unterschiedlicher Anteile der betreffenden Kornfraktionen in der Größenordnung nähern, wobei sich der Lokalanteil in den Decken widerspiegelt. So gleichen sich z. B. die Mittelsand/Feinsand-Quotienten in der Decke und im Liegenden etwas an, d. h., ein weites Verhältnis im Liegenden bewirkt auch ein – allerdings weniger – weites in der Decke. Häufig zeigt auch nur der Basishorizont der Deckschicht Beziehungen zum Liegenden. Das kommt beim Vergleich der Kornquotienten zum Ausdruck (Beispiel s. Tab. 5). Die Sandmaxima der Deck- und Liegendensedimente liegen meistens im gleichen Korngrößenbereich, wodurch auch auf den nur örtlichen Sandtransport hingewiesen wird. Bei mächtigen Sandlößdecken (besonders westlich des Elbtals) sind die Sandmaxima der Deck- und Liegendensedimente häufig verschoben. In diesen Fällen wird der selektive bzw. vom Liegenden unabhängige und damit weite äolische Sandtransport (z. B. aus dem Elbtal) belegt.

Die Zusammensetzung der örtlichen Komponente in den Deckschichten richtet sich nach dem Angebot der liegenden bzw. in der unmittelbaren Umgebung anstehenden Sedimente. In den geringmächtigen Decken ist der Lokalanteil höher als in mächtigen. Bei tonreichen liegenden Substraten (Profilschnitt Quellendorf) sind auch die Deckschichten tonreich, jedoch in diesen Fällen gröber als das Liegende (Abb. 15). Diese Erscheinungen sind im Untersuchungsgebiet des Profilschnittes Quellendorf sicher weniger auf kryogene Vorgänge zurückzuführen, da die schwermineralanalytischen Befunde (geringere Streuung der Werte in den Deckschichten gegenüber den liegenden Sedimenten, Abb. 14) die Bedeutung der Frostwechselforgänge für die Entstehung der

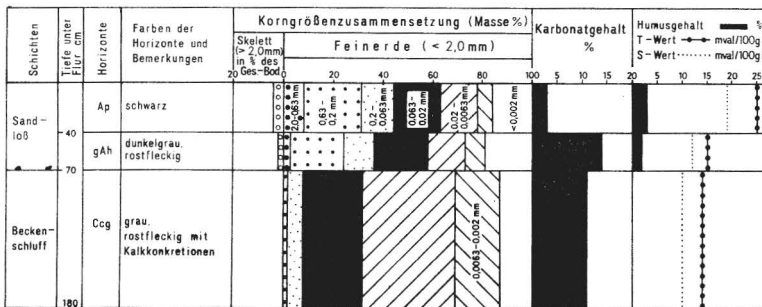


Abb. 15. Schematische Profildarstellung und Analysenergebnisse des Profils 620 A
 Deckschicht: Sandlöß
 Liegendes: Beckenschluff
 Lage des Profils: Mbl. Quellendorf, östlich von Zehringen
 Bodenform: Sandlößtieflern – Schwarzstaugley

Decken einschränken. Nach den Messungen rezenter Bodenabtrags (van Eimern, 1960) wurde auch ein äolischer Transport von Tonkrümeln beobachtet, so daß wahrscheinlich der Ton auch auf diese Weise in die Decken des genannten Gebietes gelangen konnte.

Ein äolischer Materialtransport wird auch von Vink (1949) angenommen. Er unterscheidet in den Niederlanden regionale äolische Decksande, die einen hohen Schluff- und Feinsandanteil haben und einem weiteren Transportweg unterlagen als die überwiegend aus Sand bestehenden lokalen Decksande.

Kopp (1965) brachte gegen die äolische Sedimentation des Geschiebedecksandes mehrere Einwände: Substratverwandschaft mit dem Liegenden, gleichmäßige Mächtig-

keit des Geschiebedecksandes und mangelnde Sortierung des Deckenmaterials. Die Substratverwandtschaft zwischen Decke und Liegendem ist durch den nur örtlich begrenzten äolischen Transport der anstehenden Sedimente und durch die oft nur geringe Zufuhr von Fremdbestandteilen zu erklären. Die Denudationssteinsohle war sicher in den meisten Fällen kein dichtes Steinpflaster (s. auch Hagedorn, 1964), so daß eine Verwehung möglich war. Die Aufwehung dürfte in der Art von Wellen und Rippeln vor sich gegangen sein, ähnlich den von Smith (1966) aus der Antarktis geschilderten Beobachtungen. Er beschrieb durch Wind geformte, bis 30 cm hohe Rippeln in einem Abstand von 2 m, die wie Miniaturdünen aussehen und aus 5 bis 30 mm großen Geröllen und Sand bestehen. Die Grobkörnigkeit des Materials führt er auf die großen Windstärken und die hohe Luftdichte in diesem Gebiet zurück (Smith, 1966). Mit zunehmender Deflation reicherte sich wahrscheinlich überwiegend grobes Material an der Oberfläche an, das einer weiteren Sandauswehung Widerstand entgegensetzte. Da die Windkräfte nur bis zu diesem Stadium wirksam werden konnten, sind möglicherweise größere Mächtigkeitsschwankungen beim örtlich begrenzten äolischen Transport auch nicht zu erwarten. Außerdem wechselten in diesen Gebieten auf Grund unterschiedlicher Windrichtungen und -stärken ständig Deflation und Akkumulation ab, so daß dadurch eine Nivellierung der verschieden mächtigen Sanddecken möglich war. Auch solifluidale Prozesse könnten Mächtigkeitsdifferenzen ausgeglichen haben. Somit wäre die relativ gleichmäßige Mächtigkeit des Geschiebedecksandes auf großräumig gleichartige Bildungsbedingungen zurückzuführen.

Den Sandtransport durch den Wind belegen viele Untersuchungen und Beobachtungen. Nach den Ergebnissen von Sindowski (1956) wird Sand durch Rollen, Springen oder Fliegen transportiert, wobei das Springen die häufigste Transportart ist. Die größte transportierte Sandmenge liegt bei 1 bis 1,5 cm Sprunghöhe. Sprunghöhe und Sprungweite stehen im Verhältnis 1 : 6. Daraus ergeben sich für den äolischen Sandtransport nur kurze Wege. Auch größere Teilchen können durch den Wind bewegt werden. Adam (1950) beschrieb den äolischen Transport bis pfirsichgroßer Gerölle. Marsal (1950) beobachtete den Windtransport von Kies in Wüstengebieten und führte außerdem weitere Beispiele aus der Literatur an. Nach Beobachtungen von Walther (1924, zit. bei Marsal, 1950) wurden in der Sahara handgroße Gerölle bewegt. Shackleton (1922, zit. bei Marsal, 1950) berichtete, daß 1909 in der Antarktis 23 bis 36 kg schwere Kisten während eines Schneesturmes fortbewegt wurden. Auf Grund dieser Angaben ist der Windtransport von größeren Teilen während der Entstehung der Deckschichten nicht auszuschließen.

Der erhöhte Granatgehalt in den Deckschichten (einschließlich Geschiebedecksand) ist nach den Ausführungen von Guenther (1961) charakteristisch für äolische Sedimente. Die Zunahme des Granatgehaltes spricht nach Ludwig (1960) für einen rollenden Transport. Damit wird auch durch die analytischen Befunde die Verbindung zu den von Sindowski (1956) beschriebenen Sandbewegungen hergestellt.

Nach den dargelegten Untersuchungen sind die Deckschichten Löß (jüngster Löß), Sandlöß und Geschiebedecksand äquivalente Bildungen. Sie gehen meistens allmählich ineinander über, z. T. kommen auch relativ scharfe Abgrenzungen im Horizontalprofil vor. Diese Faziesabfolgen wiederholen sich im Prinzip in den inselartigen Sandlößgebieten und in ähnlicher Weise auch zum Teil inmitten des Lößgürtels (Altermann, 1968, Altermann & Fiedler, 1972).

Auch aus anderen Lößrandgebieten wurden derartige Faziesabfolgen bzw. -ausprägungen bekannt (u. a. Vink, 1949; Keller, 1954; Müller, 1955, 1959; Grahmann, 1932; Schönhals, 1953; Hubrich, 1964; Richter, 1964; Neumeister, 1966 und 1971; Schmidt, 1971).

Für die Begrenzung der einzelnen Faziesbereiche des Sedimentationsgebietes (Lößgrenze, Breite des Sandlößgürtels) ist ein Faktorenkomplex verantwortlich. Poser (1951) deutete die Lößgrenze als eine klimatisch-morphologische Grenze und somit als eine Geschwindigkeitsgrenze des Windes. Die Anlehnung der Lößgrenze an den Verlauf größerer Flußtäler wurde von Grahnmann (1932) herausgestellt. Im Untersuchungsgebiet ist dies im Raum Magdeburg – Schönebeck der Fall, wo der Lößrand nahe an das Elbtal reicht. Südlich von Schönebeck, im Gebiet Köthen – Zörbig, liegt die Lößgrenze weiter vom Elbtal entfernt, doch kommt das Muldetal näher an das Lößgebiet heran. Die nördliche Lößgrenze läßt im Gebiet von Altenhausen – Haldensleben keine Beziehungen zu Flußtälern erkennen. Somit ist für das Untersuchungsgebiet anzunehmen, daß diese nur einen untergeordneten Einfluß auf den Verlauf der nördlichen Lößgrenze hatten. Daraus ergibt sich weiterhin, daß die Flußtäler als Grobschluffliefergebiete ebenfalls nicht die dominierende Bedeutung erlangten, wie allgemein angenommen wird (Grahnmann, 1932), sondern daß nur ein Teil des Schluffes aus ihnen stammt. Neumeister (1965) sieht in der Lößgrenze, die keine Beziehungen zur Eisrandlage erkennen läßt, eine von der Vegetation und vom Relief beeinflusste Grenze. Auch im Untersuchungsgebiet scheinen klimabedingte Vegetationsgrenzen, auf die z. T. auch die Substrate des Liegenden Einfluß hatten, für den Verlauf der Lößgrenze bedeutungsvoll gewesen zu sein. Dagegen war im Untersuchungsgebiet der Einfluß des Reliefs auf den Verlauf der nördlichen Lößgrenze kaum von Bedeutung. Als Liefergebiet des Schluffes (und z. T. des Feinsandes) kommt neben den Flußtälern vor allen Dingen die Zone der Frostschuttundra im Vorlandbereich der Gletscher in Frage (Neumeister, 1965). Im Gegensatz dazu hat nach Weidenbach (1952) die Frostschuttzone nicht wesentlich zur Lößbildung beigetragen, und die Hauptmasse des Lösses soll vielmehr den Schotterfluren und Moränengebieten entstammen. Beckenschluffe, schluffreiche Moränen und schluffig zusammengesetzter Rupelton kommen als Schlufflieferanten für die Decken gleichfalls in Frage, so daß nicht in jedem Falle ein Ferntransport von Schluff erforderlich war (z. B. Raum Quellendorf).

Nach den eigenen Untersuchungen hängt die Breite des Sandlößstreifens an der nördlichen Lößgrenze von der Beschaffenheit der Liegendensedimente (z. B. fällt die Sandlößgrenze mit der Verbreitung von Geschiebemergel zusammen), z. T. vom Relief und sicher auch von der Lage zum Liefergebiet des Grobschluffes ab. Mit der Verbreiterung des Vorlandes der Lößgrenze bis zum Flußtal wird im Untersuchungsgebiet auch der Sandlößstreifen breiter. Stammt wohl ein Teil des Schluffes aus den Tälern, so lieferten die Sandkomponenten der Sandlöße (insbesondere Mittelsand) die jeweils anstehenden liegenden Substrate. Nur in den Gebieten, wo das Sandlößgebiet unmittelbar an den Talrand angrenzt (Raum Magdeburg), wurde auch Sand aus dem Talbereich akkumuliert.

Für die Lößakkumulation werden im allgemeinen westliche Windrichtungen angenommen. Nach dem Verlauf und der Breite des Sandlößstreifens am nördlichen Lößrand des Untersuchungsgebietes sind nur westliche Windrichtungen hier unwahrscheinlich. Unterstellt man westliche Winde zur Zeit der Löß- und Sandlößakkumulation im nördlichen Lößrandgebiet, müßte Sand am weitesten transportiert worden sein, denn der Sandanteil der Bänder in den Lössen des Randgebietes könnte nicht aus dem westlichen, ebenfalls mit Löß bedeckten Vorland stammen. Vielmehr sind Winde aus nördlichen Richtungen, am Elbtalrand auch aus östlichen bzw. nordöstlichen, mindestens in einzelnen Phasen des Sedimentationszeitraumes, anzunehmen. Auch Brüning (1959) nahm für die Akkumulation der Deckschichten im Talrandgebiet bei Magdeburg östliche Winde an. Aus Nordsachsen liegt von Pietzsch (1962) der Hinweis auf die äolische Ablagerung der Deckschichten Löß, Sandlöß und Treibsand durch Winde aus nordöst-

lichen Richtungen vor. Neumeister (1966) spricht sich für eine nördliche Windkomponente bei der Akkumulation der Treibsande nördlich von Leipzig aus.

Die jüngsten weichselzeitlichen Löss sowie die äquivalenten Sandlöss und Geschiebedecksande haben im untersuchten Lößrandgebiet ein hochglaziales bis spätglaziales Alter, wobei die Ablagerung der Sande bereits während der Lößsedimentation einsetzte (Sandstreifigkeit), möglicherweise aber etwas länger anhielt. Die Sedimentation der sandigen Decken war im wesentlichen bereits zu Beginn des Alleröds abgeschlossen (Altermann, 1968).

Die Steinsohle an der Basis der Deckschichten wird als Abtragungsrückstand gedeutet, wobei die Prozesse Solifluktion, Abspülung und Deflation wirksam waren. Im Zuge dieser Abtragsphase reicherten sich an der Oberfläche Blöcke, Steine, Kiese und auch grober Sand an. Nach Nitz (1964) vollzog sich die Bildung der Steinsohlen durch die gleichzeitig ablaufenden Prozesse der Solifluktion und Korrasion während des Hochglazials und z. T. auch noch später.

Synsedimentär und postsedimentär unterlagen die Decken einer mehr oder weniger intensiven kryogenen Überprägung, wodurch es u. U. auch zum Materialaustausch mit den Liegendensedimenten kam. Ferner hatten Solifluktion, insbesondere die Mikrosolifluktion und Lageveränderungen der Steine (Auffrieren von Steinen), für die Ausprägung der Deckschichten eine entscheidende Bedeutung. Wiederholte, örtlich begrenzte äolische Umlagerungen der Decksedimente sind außerdem anzunehmen. Die über 80 bis 100 cm mächtigen Decken wurden durch die kryogenen Prozesse morphologisch kaum sichtbar überprägt, während die geringmächtigen durch Einbeziehung der Steinanreicherungszone und des Liegenden in den Wirkungsbereich der Frostwechselfvorgänge in ihrer ursprünglichen Zusammensetzung, besonders hinsichtlich des Skelettanteils, verändert wurden. Somit hatte die primäre Mächtigkeit der akkumulierten Decken für deren Ausprägung eine entscheidende Bedeutung. Holozäne Umlagerungen (Erosion und Akkumulation, örtliche äolische Verlagerungen) und biogene Prozesse verändern bis in die Gegenwart die Deckschichten.

4. Der Bodenwechsel im nördlichen Lößrandgebiet

In den vorangegangenen Ausführungen wurden die Gesetzmäßigkeiten des Substrataufbaues im Untersuchungsgebiet dargestellt. Abgesehen von den mächtigen Lößdecken im zentralen Teil der Lößlandschaft ist das Ausgangsmaterial im Wirkungsbereich der bodenbildenden Prozesse nicht einheitlich, wobei entweder geringmächtige Decken anderen Schichten auflagern oder die Decken selbst eine inhomogene Korngrößenzusammensetzung haben.

Im Schwarzerdegebiet der Bezirke Halle und Magdeburg sind Löß-Schwarzerden, Lößtieflehm-Schwarzerden, Decklöß-Schwarzerden, Löß über Gestein-Schwarzerden, sandunterlagerte Löß-Schwarzerden, lehmunterlagerte Löß-Schwarzerden und schuttunterlagerte Löß-Schwarzerden die dominierenden Bodenformen.

Es handelt sich dabei meistens um degradierte Schwarzerden mit Ap-Ah-Bv-Cc-Horizontfolge (s. Abb. 3 u. 4). Die Mächtigkeit der humosen Horizonte ist vom Mikrorelief abhängig und schwankt zwischen 40 und 80 cm. Außerdem kommen stärker erodierte Schwarzerden und Rendzinen sowie kolluvial überprägte Schwarzerden vor. Der Bv-Horizont ist meistens nur bis 20 cm mächtig (degradierte Schwarzerden), bzw. er fehlt (typische Schwarzerden).

Die Humusgehalte schwanken um 2 bis 3 %, meistens liegen die Gehalte der Ah-Horizonte etwas über denen der Ap-Horizonte.

Im Lößrandgebiet kommen auf den inhomogenen Lößdecken Braunschwarzerden vor (Beispielsprofil Abb. 16). Diese Böden sind heller gefärbt als die Schwarzerden aus dem Zentrum der Lößlandschaften, und die Humusgehalte sind niedriger. Die Ap-Horizonte erreichen im Durchschnitt 2 ‰, die darunter liegenden Ah-Horizonte 1,2 ‰

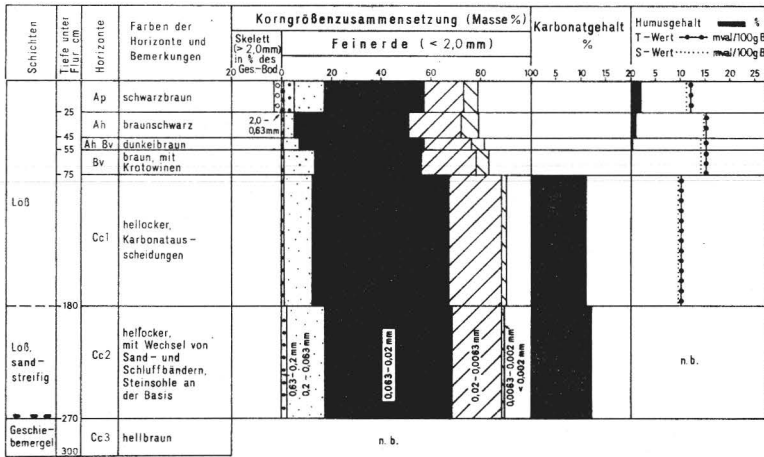


Abb. 16. Schematische Profildarstellung und Analysenergebnisse des Profils 746 A (n. b. = nicht bestimmt)

- Deckschicht: Löß, Basis sandstreifig
- Liegendes: Geschiebemergel
- Lage des Profils: Mbl. Wolmirstedt (3735), südwestlich von Meitzendorf
- Bodenform: Löß – Braunschwarzerde

Humus. Die T-Werte des Solums schwanken im Durchschnitt zwischen 13 und 18 mval/100 g Boden, die V-Werte zwischen 74 und 87 ‰. Teilweise sind die Braunschwarzerden auch auf Lößdecken, die im oberen Bereich Sandlößhorizonte aufweisen, verbreitet (z. B. Profilschnitte Wolmirstedt und Quellendorf, Abb. 17). Die Ansprache des Substrattyps ist bei solchen stark differenzierten Decken schwierig. Sind in einer Decke sowohl Löß- als auch Sandlößhorizonte enthalten, so sollte sich die Benennung des Substrattyps (Löß oder Sandlöß) nach dem dominierenden Anteil richten.

An die Braunschwarzerden schließt sich ein nur schmaler Streifen von Griserden an (Abb. 18). Diese sind tiefer entkalkt als Schwarzerden. Meistens fällt der Entkalkungsbereich mit dem sandreicheren Lößdeckenbereich zusammen, und die Obergrenze des sandarmen Lösses im unteren Deckenteil ist gleichzeitig die Entkalkungsgrenze. Die Humusgehalte der Griserden sind niedriger als bei Braunschwarzerden: die Ap-Horizonte erreichen im Durchschnitt 1,9 ‰, die darunter liegenden humushaltigen Horizonte 1,0 ‰, wobei häufig Werte um 0,5 ‰ vorkommen. Trotz der relativ geringen Humusgehalte sind die Griserden noch sehr dunkel gefärbt, jedoch heller als Braunschwarzerden. Auch die Sorptionskapazität des Solums (11 bis 16 mval/100 g Boden) und die V-Werte (68 bis 80 ‰) erreichen nicht die Parameter der Braunschwarzerden des Lößrandgebietes. Die Griserden haben dunkelbraune Schlämstoffbeläge, die sich makro- und mikromorphologisch nachweisen lassen. Griserden kommen sowohl auf Lößdecken als auch auf Sandlößdecken vor (s. Abb. 17). Im Liegenden der Decken treten häufig auch Tonanreicherungsänder auf.

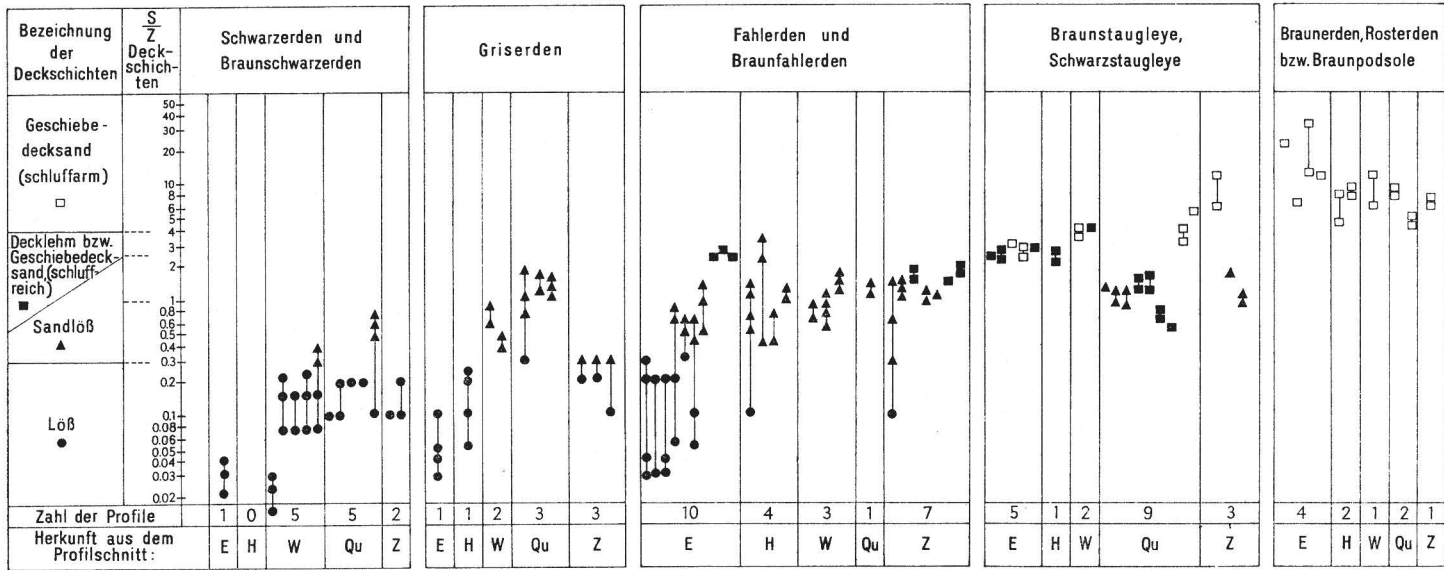


Abb. 17. Die Abhängigkeit der Bodenausbildung von der Substratzusammensetzung der Deckschichten: Zusammenstellung der Sand/Schluff-Quotienten der Decken für die Boden-
gruppen am nördlichen Lößrandgebiet

Die Sand/Schluff-Quotienten der Deckschichtenproben eines Profils
sind jeweils übereinander aufgezeichnet

Herkunft der Profile: E Profilschnitt Erxleben Qu Profilschnitt Quellendorf
 H Profilschnitt Haldensleben Z Profilschnitt Zörbig
 W Profilschnitt Wolmirstedt

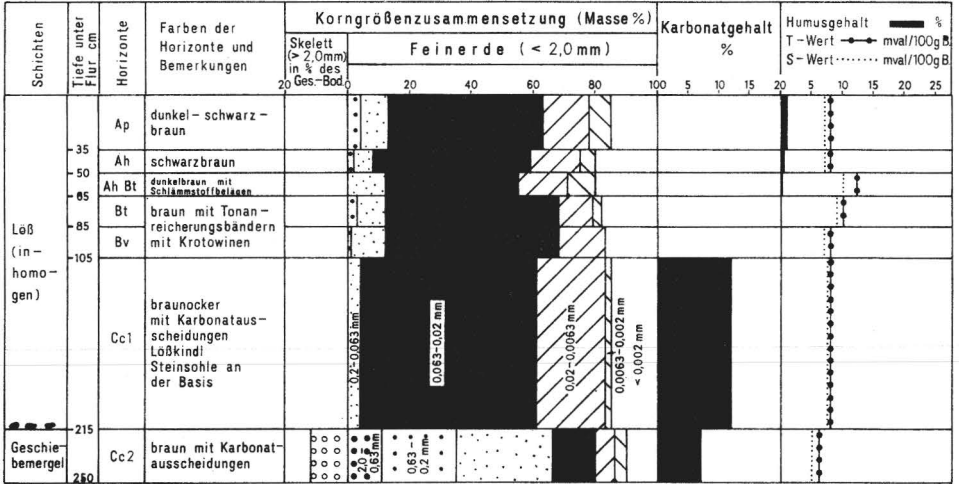


Abb. 18. Schematische Profildarstellung und Analysenergebnisse des Profils 739 A
 Deckschicht: Löß
 Liegendes: Geschiebemergel
 Lage des Profils: Mbl. Haldensleben (3734), westlich von Hundisburg
 Bodenform: Löß - Griserde

Die Fahlerden (Lessivés) kommen im wesentlichen im Sandlößgürtel vor. Lediglich im Profilschnitt Erxleben wurden auch auf Lößdecken Fahlerden kartiert (Abb. 5, 6, 7). Sie sind im Gebiet des Profilschnittes Erxleben auf den in der Kornzusammensetzung stark differenzierten Lößdecken entwickelt. Der sandige, primär kalkärmere Oberteil der Lößdecke begünstigte Entkalkung und Tondurchschlammung. Die Tonverarmungszone ist bei diesen Profilen auf den sandigen Bereich der Lößdecke beschränkt. Der Tonanreicherungshorizont beginnt beim sandärmeren Löß. Somit stimmen im wesentlichen die Horizontgrenzen mit den Substratgrenzen überein. Die Fahlerden sind hier also sedimentär tondifferenzierte und durch Tondurchschlammung überprägte Böden. Sie sind auf Sandlößdecken tiefer entkalkt als auf Lößdecken. Die Entkalkungstiefe der Fahlerden nimmt mit größerer Entfernung vom Lößrand mit der Erhöhung des Sandgehaltes in den Decken zu. Die Fahlerden sind im oberen Bereich deutlich verbraunt. Bei den geringmächtigen Sandlößdecken ist das liegende Substrat in die Bodenbildung mit einbezogen. In Sanden sind häufig braune Tonanreicherungsbänder zu finden, die in diesen Fällen nicht vor der Durchschlammung der Decken gebildet wurden, da sie im Liegenden der unmittelbar benachbarten mächtigeren Decken fehlen. Diese Tonanreicherungsbänder lassen im Dünnschliffbild stark doppelbrechende Plasmabrücken und -häutchen erkennen. Auf den schluffärmeren Sandlössen sind z. T. auch durchschlammte Braunerden zu finden.

Zur Erfassung der starken Schwankungen in der Substratausbildung der Sandlößdecken müssen für die Bodenformenansprache folgende Substrattypen ausgeschieden werden (siehe Tab. 6). Die Substrattypen im Sinne von Lieberoth (1971) werden weitgehend nach Körnungsarten und nur in Ausnahmefällen nach geologisch-genetischen Bezeichnungen benannt. Mit diesen Substratangaben erreicht man eine ausreichende Kennzeichnung der Sandlößböden. Der Substrattyp „Sandlöß“ wird nur für die schluffreichen Sandlössen mit den Körnungsarten Sandlehm, Lehm und lehmiger Schluff angewandt und muß so definiert sein, daß er den uneinheitlichen Deckenaufbau (stärker sandige Schluffhorizonte und lößähnliche Horizonte) mit beinhaltet. Da bei Fahlerden aus Decksandlössen immer braune Tonanreicherungsbänder vorhanden sind, könnte die zusätzliche Kennzeichnung des Bändersandes (Deck-

Tabelle 6. Substrattypen für Sandlößgebiete

Substrattyp	Symbol	Mächtigkeit der Sandlößdecke in dm
Sandlöß	sö	> 15
Sandlößtieflehm	sö/l	3/4-8/9
Sandlößtiefsalm	sö/m	3/4-8/9
Sandlößtiefton	sö/t	3/4-8/9
Tonunterlagerter Sandlöß	sö//t	8/9-15
Decksandlöß (über Bändersand)	sö/bs	3/4-8/9
Bändersandunterlagerter Sandlöß	sö//bs	8/9-15
Lehmunterlagerter Sandlöß	sö//l	8/9-15
Decksalmbändersand	m/bs	3/4-8/9
Bändersandunterlagerter Salm	m//bs	8/9-15

sandlöß über Bändersand) entfallen. Bändersand ist (im Liegenden) dann ein Kriterium des Decksandlösses. Die schluffärmeren Sandlössе sollten dagegen weiterhin als Salme (Lehmsand, lehmiger Sand) angesprochen werden. Bei diesen entfällt außerdem meistens die deutliche vertikale Deckendifferenzierung.

Fahlerden sind auch auf schluffreichen Geschiebedecksanden bzw. Decklehm am Rande des Sandlößgürtels verbreitet (s. Abb. 10). Halbstaugleye (Braun-, Fahl- und Schwarzstaugleye) kommen auf Sandlößdecken mit dichtem liegenden Material vor (z. B. Geschiebemergel; Beckenschluff, Rupelton; Profilschnitt Quellendorf) (s. Abb. 15). Sie sind auch auf Geschiebedecksanden und Decklehm über Geschiebemergel verbreitet (Abb. 19). Die Decken sind in diesen Fällen meistens schluffreicher Geschiebedecksand, der auf Grund des geringen Grobschluffgehaltes (unter 20 %) nicht mehr zum Sandlöß gestellt wird. Die Verbraunung der Braunstaugleye und die Humusakkumulation der Schwarzstaugleye beschränkt sich im wesentlichen auf den Deckenbereich (vgl. Altermann, 1970). Auch der Verbraunungshorizont der Braunerden und Rosterden (bzw. Braunpodsole) endet meistens an der Basis des Geschiebedecksandes. Tonanreicherungsbänder sind häufig im Liegenden des schluffreichen Geschiebedecksandes (etwa 10 bis 20 % Grobschluff) vorhanden. Die Zweischichtigkeit der Böden drückt sich auch in den bodenchemischen Parametern aus. So sind z. B. die T-Werte in den Decken höher als im Liegenden.

Es konnte gezeigt werden, daß die Grenzen der Bodenhorizonte oft mit den Substratgrenzen zusammenfallen. Das trifft zu für die Mächtigkeit der Humusakkumulation

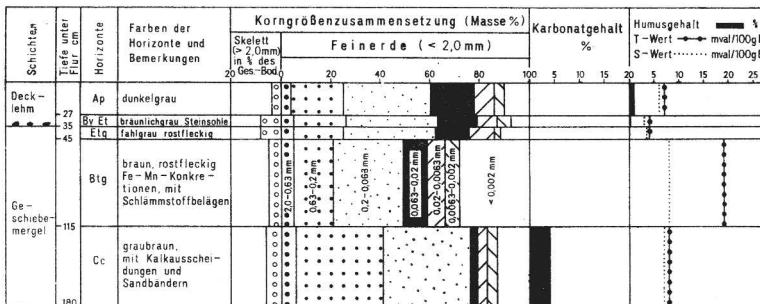


Abb. 19. Schematische Profildarstellung und Analysenergebnisse des Profils 743 A
 Deckschicht: Decklehm Liegendes: Geschiebemergel
 Lage des Profils: Mbl. Haldensleben (3734), südlich von Haldensleben
 Bodenform: Sandlehm - Fahlstaugley

(bei geringmächtigen Decken beschränkt sich diese auf den Deckenbereich, z. B. Schwarzaugleye), für die Grenze des Eluvial- und Illuvialbereiches der Fahlerden und für die Tiefe der Verbraunung bei Braun- und Rosterden. Diese primären Substratunterschiede müssen unbedingt bei der Interpretation bodenkundlicher Analysen berücksichtigt werden, da bodengenetische Prozesse die vom Substrat ererbten Eigenschaften nicht vollständig überprägen.

Die Bodenabfolge in Abhängigkeit von der Substratausbildung ist für das untersuchte Lößrandgebiet zusammenfassend in Abb. 17 zusammengestellt. Daraus ist ersichtlich, daß die Schwarzerden im wesentlichen auf die Lößdecken beschränkt sind. Nur selten sind sie auf Sandlössen entwickelt. Griserden sind überwiegend auf den Sandlößdecken zu finden, Fahlerden fast ausschließlich auf Sandlöß. Lediglich im Gebiet von Erleben greifen die Fahlerden in das Lößgebiet über. Allerdings sind hier auch nur die stärker substratdifferenzierten Lößdecken (mit einem stark sandigen Ober- teil) von der Tondurchschlammung erfaßt.

Die Schwarzerdegrenze ist relativ scharf, und sie fällt im wesentlichen mit der Lößgrenze zusammen. Sandige Lößdecken und Sandlößdecken begünstigten offenbar die Entkalkung und Tondurchschlammung. Sie sind gegenüber Lößdecken kalkärmer, durchlässiger, stärker durchlüftet und durch weniger günstige bodenchemische Eigenschaften gekennzeichnet. Auf Grund dieser Substratunterschiede war in den genannten Decken die zur Herausbildung der Schwarzerden erforderliche Bikarbonatmetabolik (siehe u. a. Rau, 1965) ungenügend ausgeprägt, und die Voraussetzungen für die Akkumulation der stabilen Kalkumate waren nicht gegeben, so daß in Verbindung mit einer anderen Vegetation mehr oder weniger tondurchschlammte Böden entstanden. Substratunterschiede (Zusammensetzung der Decken unter Einbeziehung des Liegenden bei geringmächtigen Decken) und davon abgeleitete Vegetationsgrenzen spiegeln sich also in den heutigen Bodengrenzen wider. Die klimatischen Differenzierungen (z. B. Zunahme der Humidität) sind innerhalb der jeweiligen untersuchten Profilschnitte so gering, daß sie nicht die entscheidende Ursache für die engräumige Bodenabfolge gewesen sein können.

Die Deckschichten der Halbstaugleye sind – abgesehen von den Schwarzaugleyen innerhalb der Profilschnitte Quellendorf und Zörbig – im Vergleich zu den Sandlössen durch einen höheren Sand/Schluff-Quotienten gekennzeichnet. Noch höher liegen diese dann bei den Braunerden und Rosterden. So ergibt sich zusammen mit der beschriebenen Bodenabfolge am Lößrandgebiet in Richtung vom Löß zum Geschiebedecksand ein fast kontinuierlicher Anstieg der Sand/Schluff-Quotienten der Deckensubstrate (s. Abb. 17). Für die verschiedenen Böden sind bestimmte Schwankungsbereiche der Sand/Schluff-Quotienten der Decken kennzeichnend.

Die Verbraunung tritt sowohl bei den Fahlerden im oberen Bereich der Decken, bei den Braunstaugleyen und bei den aus Geschiebedecksanden entstandenen Braun- und Rosterden auf. Jedoch wurden zwischen den verbraunten Zonen dieser verschiedenen Böden Unterschiede im Eisengehalt festgestellt. Die braunen Horizonte im Eluvialbereich auf schluffreichen Sandlössen lassen z. T. eine schwache Erhöhung der Gesamteisenoxide, z. T. auch eine gewisse Anreicherung der dithionitlöslichen Eisenoxide und in den meisten Fällen ein Maximum der oxalatlöslichen Eisenoxide erkennen. Das oxalatlösliche Eisen entspricht dem röntgenamorphen Eisen in den Böden. Mit zunehmender Alterung geht dieses in Goethit über. Eine Erhöhung der oxalatlöslichen Eisengehalte läßt auf eine Eisenfreisetzung durch Verwitterung schließen (Schwertmann, 1959). Nach den eigenen Untersuchungen ist die Anreicherung des oxalatlöslichen Eisens nicht vom Tongehalt abhängig, denn die auf den Tongehalt bezogenen Werte zeigen auch meistens im braunen Horizont ein Maximum. Die gleiche Anreicherung tritt auch auf, wenn man die oxalatlöslichen Oxide zum Gesamtgehalt der Eisen-

oxide in Beziehung setzt. In den meisten Fällen ist das Eisenverhältnis (nach Reuter, 1964) in den Verbraunungshorizonten der schluffreichen Decken erhöht. Da sich die amorphen Oxide mit zunehmendem Alter umwandeln, darf man aus der Erhöhung der Gehalte den Schluß ziehen, daß die Eisenfreisetzung, also die Verbraunung, heute noch stattfindet. Auf den sandigen, verbraunten Decken (schluffarmer Sandlöß und Geschiebedecksand) konnte die Erhöhung des Eisenverhältnisses nicht ermittelt werden.

Diese Unterschiede hinsichtlich der Verbraunung sind substratbedingt. In den schluffarmen Deckschichten scheint unter den gegenwärtigen klimatischen Bedingungen das Verwitterungsmaximum bereits überschritten zu sein. Die braunen Horizonte der schluffarmen Sandlößdecken und der Geschiebedecksande sind somit reliktsch. Dagegen geht in den schluffreichen Sandlößdecken die Verwitterung und Eisenfreisetzung noch vor sich.

5. Zusammenfassung

Die Faziesabfolge Löß – Sandlöß – Geschiebedecksand wurde in mehreren Profilschnitten am nördlichen Lößrand untersucht. Die Lößdecken aus dem Kern des Lößgebietes haben – vertikal gesehen – meistens im oberen Deckenbereich und z. T. auch an der Basis einen geringfügig höheren Sandgehalt als im mittleren Teil. Zum nördlichen Lößrandgebiet hin verstärken sich diese Sedimentunterschiede allmählich, und die mächtigen Decken lassen sich in einen sandreicheren, grobschluffärmeren oberen und sandärmeren, grobschluffreichen unteren Teil gliedern. In den über 80 bis 100 cm mächtigen Löß- und Sandlößdecken im Lößrandgebiet wurde im unteren Deckenbereich Sandstreifigkeit beobachtet. Die geringmächtigen Sandlößdecken leiten zu den Geschiebedecksanden über. Teilweise sind noch Flugsanddecken als Zwischenglieder anzutreffen. Steinsohlen sind an der Basis der Deckschichten fast immer vorhanden. Häufig enthalten sie Windkanter. Innerhalb der Abfolge Löß – Sandlöß – Geschiebedecksand nimmt der Schluffanteil in Richtung Geschiebedecksand ab und der Sandanteil zu (Anstieg der Sand/Schluff-Quotienten).

Mit Hilfe von Korngrößenanalysen wurden die verschiedenen Deckschichten gekennzeichnet, und es ergaben sich meistens deutliche Unterschiede zu den liegenden Substraten. Abhängigkeiten zwischen Decke und Liegendem (besonders im Gebiet der geringmächtigen Sandlöße und Geschiebedecksande) wurden nicht nur in den Sandfraktionen (Angleichung der Kornquotienten), sondern z. T. auch im Schluff- und Tonanteil (Profilschnitt Quellendorf) festgestellt.

Die Deckschichten Löß, Sandlöß und Geschiebedecksand unterscheiden sich untereinander und vom Liegenden in der Schwermineralführung nicht. Der Granatanteil ist meistens in den Decken etwas erhöht. Jedoch streuen die Schwermineralgehalte in den liegenden Sedimenten mehr als in den Decken. Diese Beobachtung wird auf Windsortierung zurückgeführt.

Im Untersuchungsgebiet werden neben Löß und Sandlöß auch die Geschiebedecksande als Sedimente gedeutet, die im wesentlichen durch äolische Vorgänge abgelagert wurden. Die Decken setzen sich aus einer lokalen Komponente (Grobsand, Mittelsand, z. T. Feinsand) und einer Fremdkomponente (Grobschluff, z. T. Feinsand) zusammen. Der Fremdanteil nimmt mit dem Abfall der Mächtigkeit der Decken ab. Syn- und postsedimentär unterlagen die Decken einer mehr oder weniger intensiven kryogenen Überprägung.

Auf die Ausprägung der Deckschichten, die Lößgrenze, die Breite des Sandlößgürtels und die Grenze Sandlöß – Geschiebedecksand hatten neben den jeweils herrschenden klimatischen Verhältnissen die liegenden Sedimente, das Relief und sicher auch die Vegetation während der Sedimentation der Decken einen entscheidenden Einfluß. Als Schluffliefergebiete kamen die Bereiche der Frostschuttundra und die Fluß-

täler in Frage. Sand lieferten überwiegend die anstehenden Sedimente. Nördliche, nordöstliche, z. T. östliche Winde (z. B. am Elbtal) dürften während der Sedimentation der Decken das Material transportiert haben.

In Abhängigkeit vom Substrat der Deckschichten wurde am nördlichen Lößrand die Bodenabfolge Schwarzerde – Braunschwarzerde – Griserde – Fahlerde – Halbstaugley (bei dichtem Untergrund) – Braunerde, Rosterde festgestellt. Die Schwarz-erdegrenze ist im wesentlichen durch das Deckensubstrat vorgezeichnet. Die Grenzen der Bodenhorizonte (z. B. Humusakkumulation bei geringmächtigen Decken, Begrenzung des Eluvialbereiches bei Fahlerden, Verbraunung) fallen meistens mit den primären Substratdifferenzierungen im Vertikalprofil zusammen. Mit der Zunahme des Sandgehaltes in den Decken nehmen die Verbraunungsmerkmale zu und die Tondurchschlammungsmerkmale ab. Bei den geringmächtigen Deckschichten ist auch das Liegende in die Bodenbildung einbezogen (Tonanreicherungsbänder, Geschiebemergel als Staukörper). Für die verschiedenen Böden sind bestimmte Schwankungsbereiche der Sand/Schluff-Quotienten der Decken kennzeichnend.

S c h r i f t t u m (Auswahl)

- Adam, K. D.: Über Windtransport von Kies in Wüstengebieten. I. Beobachtungen in Nordostafrika. N. Jb. Geol. Paläontol., Mhe. (1950) 289–294.
- Altermann, M.: Untersuchungen an weichselzeitlichen äolischen Deckschichten im Gebiet Sachsen-Anhalt. Diss. Dresden 1968.
- Altermann, M.: Zur Kennzeichnung der Schwarzstaugleye der Köthener Ebene. Bodenkundl. Ges. der DDR: Mineralische Grundwasser- und Staunässeböden, ihre Kennzeichnung, Gliederung und Melioration. Vorträge und Exkursionsmaterial einer wiss. Tagung der Komm. I, V und VI vom 21.–23. 5. 1970 in Rostock. Berlin 1970, 65–75.
- Altermann, M., und H. J. Fiedler: Einige Ergebnisse von Untersuchungen an weichselzeitlichen äolischen Deckschichten in einem Teil des Altmoränengebietes der DDR, Sachsen-Anhalt. ZPRÁVY, Geografického ústavu ČSAV (Brno) Ročník IX, Číslo 4 (1972) 1–25.
- Brüning, H.: Eiszeitliche „Klein-Frostbodenformen“ im Talrandlöß von Magdeburg. Hall. Jb. Mitteldt. Erdgesch. Bd. II (1957) 247–257.
- Brüning, H.: Periglazial-Erscheinungen und Landschaftsgenese im Bereich des mittleren Elbtales bei Magdeburg. Göttinger Geogr. Abh. 23 (1959) 77–80.
- Eimern, J. van: Die Bodenabtragung durch den Wind. Bayr. landw. Jb. 37 (1960) 488–508.
- Grahmann, R.: Der Löß in Europa. Mitt. Ges. Erdk. Leipzig 51 (1932) 5–24.
- Guenther, E. W.: Sedimentpetrographische Untersuchung von Lössen, Teil I: Methodische Grundlagen mit Erläuterung an Profilen. Fundamenta, Reihe B, 1; Köln – Graz; Böhlau-Verlag 1961.
- Hagedorn, J.: Geomorphologie des Uelzener Beckens. Göttinger Geogr. Abhandlungen H. 31 (1964).
- Hubrich, H.: Die Bedeutung äolischer Decken für die ökologische Differenzierung von Sandstandorten in Nordwestsachsen. Petermanns Geogr. Mitt. 1/2. Quartalsheft (1964) 31–44.
- Keller, G.: Faziesverhältnisse im Randgebiet der nordwestfälischen Lößverbreitung. N. Jb. Geol. Pal., Mhe. (1954) 533–543.
- Kopp, D.: Die periglaziäre Deckzone (Geschiebedecksand) im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung. Ber. Geol. Ges. DDR 10 (1965) 739–771.
- Lieberoth, I., u. a.: Hauptbodenformenliste. Eberswalde 1971.
- Ludwig, A.: Primäre und sekundäre Einflüsse auf den Mineralbestand rezenter Ostseesande und von Gesteinen der Wealdenfazies Norddeutschlands. Z. Dt. Geol. Ges. 112 (1960) 358–367.
- Marsal, D.: Über Windtransport von Kies in Wüstengebieten. II. Theoretische Überlegungen und experimentelle Untersuchungen. N. Jb. Geol. Pal., Mhe. (1950) 295–304.

- Müller, E. H.: Über die Herkunft des Lösses im Rheinland und im südlichen Westfalen. Geol. Jb. **69** (1955) 401–406.
- Müller, E. H.: Art und Herkunft des Lösses und Bodenbildungen in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete. In: Pliozän und Pleistozän am Mittel- und Niederrhein. Fortschr. Geol. Rheinland und Westfalen **4** (1959) 255–265.
- Neumeister, H.: Probleme der nördlichen Lößgrenze. Leipziger Geogr. Beiträge (1965) 137 bis 143.
- Neumeister, H.: Die Bedeutung der äolischen Sedimente und anderer Periglazialerscheinungen für die Bodenentwicklung in der Umgebung von Leipzig. Diss. Leipzig 1966.
- Neumeister, H.: Jungpleistozäne Decksedimente und Bodenentwicklung in der Umgebung von Leipzig. ZPRÁVY, Geografického ústavu ČSAV (Brno) Ročník VIII, Číslo 6 (1971) 23–72.
- Nitz, B.: Zur Frage des Vorkommens windgeschliffener Geschiebe zwischen Fläming und Pommerscher Eisrandlage. Diss. Math. Nat. Fak. d. HU Berlin 1964
- Pietzsch, K.: Geologie von Sachsen. Berlin: VEB Dt. Verlag d. Wiss. 1962.
- Poser, H.: Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. Eiszeitalter und Gegenwart **1** (1951) 27–55.
- Rau, D.: Untersuchungen zur Morphologie und Genese der Lößböden im Thüringer Becken. Abh. Zentr. Geol. Inst., Berlin, H. 4 (1965).
- Reuter, G.: Vergleichende Untersuchungen an lessivierten Böden in verschiedenen Klimagebieten. Vortrag V. Komm., 8. Int. Bodenkunde-Kongress, Bukarest 1964.
- Richter, H.: Der Boden des Leipziger Landes. Wiss. Veröff. Dt. Inst. Länderkunde **21 22** (1964) 19–64.
- Ruchin, L. B.: Grundzüge der Lithologie. Lehre von den Sedimentgesteinen. Dt. Ausgabe von Schüller, A. Berlin: Akademie-Verlag 1958.
- Schmidt, R.: Die Weichseleiszeit im Übergangsbereich zwischen Löß und Treibsand in Nord-sachsen (Großenhainer Gebiet). ZPRÁVY Geografického ústav ČSAV (Brno) Ročník VIII, Číslo 6 (1971) 1–23.
- Schönhals, E.: Gesetzmäßigkeiten im Feinaufbau von Talrandlössen mit Bemerkungen über die Entstehung des Lösses. Eiszeitalter und Gegenwart **3** (1953) 19–36.
- Schwertmann, U.: Mineralogische und chemische Untersuchungen an Eisenoxyden in Böden und Sedimenten. Neues Jb. Mineralogie, Abh., **93** (1959) 67–86.
- Sindowski, K.-H.: Korngrößen- und Kornformen-Auslese beim Sandtransport durch Wind (nach Messungen auf Norderney). Geol. Jb. **71** (1956) 517–526.
- Smith, H. T. U.: Windgeformte Geröllwellen in der Antarktis. Umschau Wiss. Techn. **66** (1966) 334.
- Vink, A. P. A.: Bijdrage tot de kennis van loess en dekzanden in het bijzonder van de zuidoostelijke veluwe. Wageningen: Verlag H. Veenman & Zonen 1949.
- Weidenbach, F.: Gedanken zur Lößgrenze. Eiszeitalter und Gegenwart **2** (1952) 25–36.
- Weyl, R.: Schwermineralverwitterung in schleswig-holsteinischen Böden. Schr. Naturwiss. Vers. Schleswig-Holstein **25** (1951) 157–165.

Dr. M. Altermann
DDR - 402 H a l l e (Saale)
Kefersteinstraße 3
Prof. Dr. habil. H. J. Fiedler
DDR - 8223 T h a r a n d t
Pienner Straße 8