

**Prozessspuren in der Landschaft – Aspekte des fluviatilen
und litoralen Responssystems am Beispiel eines
weichseiszeitlich geprägten Landschaftsausschnittes in
Schleswig-Holstein**

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

vorgelegt von
Christian Russok

Kiel
2006

Dekan: Prof. Dr. Grote Meyer

Referent: Prof. Dr. Bork

Korreferent: Prof. Dr. Sterr

Tag der mündlichen Prüfung: 04. Mai 2006

Zum Druck genehmigt: Kiel, 04. Mai 2006

"MEIN EIGENTLICHER, EINZIGER ZWECK IST ES,
DAS ZUSAMMEN- UND INEINANDER-WEBEN ALLER
NATURKRÄFTE ZU UNTERSUCHEN".

(Alexander von Humboldt 1799)

Für meinen Vater

Danksagung

Ganz besonders danken möchte ich meinem Doktorvater Prof. Dr. Hans-Rudolf Bork. Nach verschiedenen Studien- und Forschungsaufenthalten bedurfte es im Frühling 2002 eines Email-Kontaktes mit ihm, um im "Land zwischen den Meeren" eine neue Herausforderung anzunehmen. Seine immerwährende Unterstützung, seine Geduld und vor allem ein offenes Ohr für große und kleine Probleme waren mir von unschätzbarem Wert. Für das entgegengebrachte freundschaftliche Vertrauen und die mehrjährige Förderung möchte ich mich an dieser Stelle besonders bedanken.

Herrn Prof. Dr. Horst Sterr danke ich für die freundliche Zusage des Korreferats und die fachliche Diskussion über die Sturmereignisse der Ostsee.

Herrn Prof. Dr. Friedhelm Taube und Frau Sabine Mues möchte ich für die Unterstützung der Forschungsarbeiten und Genehmigungen der vielen großen und tiefen "Löcher" am Versuchsgut Lindhof danken; kleine Umwege für Mensch und Tier wurden interessiert akzeptiert.

Darüber hinaus möchte ich mich für eine sehr gute fachliche Zusammenarbeit und Diskussion bei Prof. Dr. Piet Grootes vom Leibnitz Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung, Dr. Gerd Hoffmann-Wieck vom Leibnitz-Institut für Meereswissenschaften und Dr. Andreas Mieth vom Ökologie-Zentrum Kiel bedanken. Mit Interesse hat Herr Wolfgang Bauch vom Archäologischen Landesamt Schleswig-Holstein die Forschungsarbeiten begleitet.

Viele liebe Menschen haben zu dem Gelingen dieser Arbeit beigetragen und die dargebrachte Unterstützung der Mitarbeiter des Ökologie-Zentrums Kiel war mir immer eine wertvolle Hilfe. Großen Dank gilt dabei meinen Kollegen und Freunden Dr. Stefan Dreibrodt und Dr. Stefan Reiß für die Diskussionen, konstruktiven Impulse, Hilfen im Gelände und das oftmals lästige Korrekturlesen, Dr. Ulrike Werban für die geophysikalischen Messkampagnen bei Wind und Wetter, Sophia Dazert für aufmunternde Worte und das unermüdliche Können im Labor, Doris Kramer für die großen und kleinen graphischen Arbeiten, Marcus Schütz für die "tausend" helfenden Hände und das Muschelsuchen sowie Mathias Bahns als Baggerjongleur zwischen verborgenen Drainagen.

Auch das stete Interesse meines Freundes- und Familienkreises war für mich eine unschätzbare Unterstützung. Besonderen Dank gilt dabei Cordula Herling für die Korrekturarbeiten am Manuskript, Torben Gebhardt für die Übersetzung der Zusammenfassung, Olav Rüter für das filmische Archivieren meiner Vorträge und Martin Eiselt für die nächtelangen Visualisierungen der Landschaft.

Unermesslich großen Anteil am Gelingen dieser Arbeit hat meine kleine Familie: meiner lieben

Frau Carla danke ich für ihre wertvollen Ratschläge und geduldiges Zuhören während der nicht immer einfachen Ausarbeitung in dieser für mich sehr wichtigen Zeit und meinem kleinen Sohn Max für erholsame und lustige Schreibpausen. Ohne sein freundliches Wesen und den zarten Schalkerufen wäre es ungleich schwerer geworden.

Meinen Eltern gilt ganz besonderer Dank für ihren steten Glauben an mich. Leider konnte mein Vater die Fertigstellung nicht mehr erleben, ihm sei diese Arbeit gewidmet.

Kiel, im März 2006

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	VII
Tabellenverzeichnis	X
1. Einleitung	1
2. Aspekte der prozessmorphologischen Landschaftsforschung	3
2.1. Steuergrößen von Erosions-, Transport- und Akkumulationsprozessen	4
2.2. Geoarchive	7
2.3. Mensch-Umwelt-Interaktionen	7
3. Das Untersuchungsgebiet	10
3.1. Naturraumgliederung und Topographie	11
3.2. Landschaftsgenese	12
3.2.1. Geologie und Paläogeographie	13
3.2.1.1. Die präquartäre Entwicklung	13
3.2.1.2. Das Pleistozän	14
3.2.1.3. Das Holozän und die Paläoökologie der Ostsee	20
3.2.2. Geomorphologie	28
3.2.3. Küstenmorphogenese und Küstendynamik	30
3.2.4. Böden und Verbreitungsmuster der Sedimente	34
3.2.5. Klima	36
3.3. Überblick über die Besiedlungs- und Landnutzungsgeschichte im Untersuchungsgebiet	36
4. Die Vierdimensionale Landschaftssystemanalyse	43
4.1. Auswahl der Untersuchungsstandorte	44
4.2. Erste Feldarbeiten zur Prüfung der Standortwahl	46
4.3. Detaillierte Feld- und Aufschlussarbeit	46
4.4. Substrat- und Korrelatcharakterisierung	50
4.5. Probennahme und Probenanalyse	52
4.6. Datierungsmethoden	54
4.7. Raumbezogene Methoden der Funktionalen Geomorphologie	57
4.7.1. Bodenradar	57
4.7.2. Geodätische Messverfahren	59
4.7.3. Digitale Informationssysteme und Visualisierungstools	61

5. Ergebnisse und Interpretation der landschafts genetischen Daten	63
5.1. Untersuchungen zu holozänen Extremereignissen im litoralen System und der angrenzenden Kliffbereiche	65
5.2. Untersuchungen zu terrestrischen bodenkundlich-sedimentologischen Geoarchiven	75
5.2.1. Aufschluss Lindhof 5	75
5.2.2. Aufschluss Lindhof 8	78
5.2.3. Aufschluss Lindhof 9	80
5.3. Interpretation und räumlich-zeitliche Analyse der Ergebnisse	86
5.3.1. Aufschluss Lindhof 1	86
5.3.2. Aufschluss Lindhof 5	90
5.3.3. Aufschluss Lindhof 8	93
5.3.4. Aufschluss Lindhof 9	95
6. Synthese	97
7. Zusammenfassung	105
8. Synopsis	106
9. Literatur	107

Abbildungsverzeichnis

Fig. 2.1: Modell der morphodynamischen Prozesse (BREMER 1989)	3
Fig. 2.2: Prozess-Korrelations-System der Bodenerosion (BORK et al. 1998)	5
Fig. 2.3: Der Bodenerosionsprozess (DUTTMANN 2001)	6
Fig. 2.4: Die Mensch-Umwelt-Spirale (BORK et al. 1998)	8
Fig. 3.1: Das Untersuchungsgebiet (Grafik: C. Russok)	10
Fig. 3.2: Die Naturraumgliederung Schleswig-Holsteins (SCHMIDTKE 1995)	11
Fig. 3.3: Der Dänische Wohld und die Kieler Bucht (KLIEWE & STERR 1994, verändert)	12
Fig. 3.4: Die tektonische Großgliederung des südlichen und westlichen Ostseegebiets (HUPFER et al. 2003)	14
Fig. 3.5: Die pleistozänen Haupteisrandlagen (DUPHORN et al. 1995, verändert)	15
Fig. 3.6: Die präholozäne Entwicklung der Nord- und Ostsee (Grafik: C. Russok)	18
Fig. 3.7: RSL-Kurve und eustatische Meeresspiegelentwicklung (DUPHORN et al. 1995 und KLIEWE & STERR 1994, verändert)	23
Fig. 3.8: Sedimentkern aus dem Gotlandbecken (Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde)	25
Fig. 3.9: Entwicklungsphasen der Ostsee (SCHMIDTKE 1995)	26
Fig. 3.10: Glazifluviale Prozessdynamik bedingt kleinräumigen Substratwechsel (Foto: C. Russok)	29
Fig. 3.11: Küstenabschnitt im Bereich Lindhof (Graphik: C. Russok & D. Kramer)	31
Fig. 3.12: Küstendynamik im Untersuchungsgebiet (Fotos: C. Russok)	33
Fig. 3.13: Bodentypenkarte Versuchsgut Lindhof	35
Fig. 4.1: Die Vierdimensionale Landschaftssystemanalyse im Überblick (nach DOTTERWEICH 2004, Russok & Bork 2005)	44
Fig. 4.2: Der geomorphographisch-geomorphogenetische Arbeitsansatz als funktionales Prinzip	49
Fig. 4.3: Das Prinzip der Korrelate (LESER 2003, verändert)	51
Fig. 4.4: Das GPR-System	58
Fig. 4.5: Die CMP-Messung	59
Fig. 4.6: Das GPS-System Leica 'DGPS-System 500' (Foto: C. Russok) und die kinematische Vermessung (LEICA GEOSYSTEMS 2000, verändert)	60
Fig. 5.1: Räumliche Zusammenhänge im Untersuchungsgebiet	63
Fig. 5.2: Landschaftswandel im Untersuchungsgebiet in verschiedenen Zeitscheiben	64
Fig. 5.3: Lage der Profilschnitte im Untersuchungsgebiet (Rendering: C. Russok & M. Eiselt)	65
Fig. 5.4: Fossile Stillwasserbucht (Foto: C. Russok)	65

Fig. 5.5: Ausschnitt der Strandwallsequenz im Aufschluss Lindhof 1 mit charakteristischer dachziegelartiger Lagerung ("hummocky"-Schrägschichtung) der Sedimente (Foto: C. Russok)	66
Fig. 5.6: Detailprofilzeichnung der Strandwallsequenz im Aufschluss Lindhof 1 mit organischen Befundfragmenten (Zeichnung: C. Russok, Fotos: S. Dazert)	67
Fig. 5.7: Schematische Darstellung des aufgeschlossenen Küsten-Überflutungsmoors im heutigen Zustand (Zeichnung: C. Russok)	68
Fig. 5.8: Sedimenttransport in der Eckernförder Bucht (nach KICKSEE 1972)	69
Fig. 5.9: Wasserstandsverlauf bedeutender Sturmhochwässer am Pegel Eckernförde (DUPHORN et al. 1995)	70
Fig. 5.10: Überblick über die küstenmorphologischen Vorgänge im Untersuchungsgebiet (RUSSOK & BORK 2005)	71
Fig. 5.11: Rohrgrabensystem im Bereich der Strandwallsequenz im Aufschluss Lindhof 1 (Montage: C. Russok)	72
Fig. 5.12: Drainageplan des Untersuchungsgebietes	72
Fig. 5.13: Kolluvien im Bereich der pleistozänen Kliffküste (Montage: C. Russok)	73
Fig. 5.14: Parabraunerde im Kuppenbereich des Aufschlusses Lindhof 4 (Foto: C. Russok)	74
Fig. 5.15: Fe- und Mn-Dynamik (Foto: C. Russok)	75
Fig. 5.16: Kryoturbate Elemente (Foto: C. Russok)	75
Fig. 5.17: Neolithische Feuergrube (Foto: C. Russok)	76
Fig. 5.18: Eisenzeitliche Feuergrube (Foto: C. Russok)	76
Fig. 5.19: Pleistozäne Sedimentkomplexe (Foto C. Russok)	78
Fig. 5.20: Brandgrube (Foto C. Russok)	78
Fig. 5.21: Bbt-Bänder (Foto: C. Russok)	81
Fig. 5.22: Bbt-Bänder im Aufschluss (Foto: C. Russok)	81
Fig. 5.23: M ₁ -Sedimentkomplex (Foto: C. Russok)	82
Fig. 5.24: Brandgruben (Foto: C. Russok)	82
Fig. 5.25: GPR-Messprofile in der Übersicht (WERBAN 2005, verändert; Rendering: C. Russok)	83
Fig. 5.26: Radargramm Profil P1 mit skalierter Aufschlusszeichnung (WERBAN 2005, verändert)	84
Fig. 5.27: Radargramm Profil P2 mit CMP-Analyse (WERBAN 2005, verändert)	84
Fig. 5.28: Radargramme (a P3, b P4) der 200-MHz-Antenne (WERBAN 2005)	85
Fig. 5.29: Aufschlusszeichnung (Phasen) Aufschluss Lindhof 1 (Zeichnung: C. Russok)	89
Fig. 5.30: Aufschlusszeichnung (Phasen) und Fotomontage Aufschluss Lindhof 5 (Zeichnung und Fotos: C. Russok)	92

Fig. 5.31: Aufschlusszeichnung (Phasen) und Fotomontage Aufschluss Lindhof 8 (Zeichnung und Fotos: C. Russok)	94
Fig. 5.32: Aufschlusszeichnung (Phasen) und Fotomontage Aufschluss Lindhof 9 (Zeichnung und Fotos: C. Russok)	96
Fig. 6.1: Nutzungstypen in Deutschland (BORK et al. 1998)	98
Fig. 6.2: Betroffene Gebiet des Extremereignisses Juli 1342 (Entwurf: C. Russok, Kartengrundlage: Scilands GmbH)	100

Tabellenverzeichnis

Tab. 2.1: Ausgewählte Geoarchive	7
Tab. 3.1: Chronostratigraphische Gliederung des Quartärs in Schleswig-Holstein (PIOTROWSKI 1991, verändert)	16
Tab. 3.2: Weichselzeitliche Gletschervorstöße in Schleswig-Holstein (nach DUPHORN et al. 1995, PIOTROWSKI 1991 und STEPHAN 2003)	19
Tab. 3.3: Die Gliederung der Spätglazialzeit und des Holozän im südwestlichen Ostseegebiet (nach DUPHORN ET AL 1995, BRINKMANN 1986, EMEIS et al. 2002 und KLIEWE & STERR 1994)	21
Tab. 3.4: Rückgang der Steilufer im Bereich der Eckernförder Bucht und des Dänischen Wohld (ZIEGLER 2004)	32
Tab. 3.5: Zeitschema der paläolithischen und mesolithischen Kulturentwicklung in Schleswig-Holstein (HIRTE 2003, verändert)	37
Tab. 3.6: Übersicht neolithischer Kulturen (LÜNING 2000, verändert)	38
Tab. 3.7: Entwicklung des Ackerbaus in Schleswig-Holstein (LÜNING 2000)	39
Tab. 4.1: Quantitative Untersuchungskriterien im Bodenprofil	47 – 49
Tab. 4.2: Laboranalysen gestörter und ungestörter Bodenproben	53 – 54
Tab. 4.3: Medien zweidimensionaler und dreidimensionaler Informationen	61
Tab. 4.4: Digitale Analysewerkzeuge	62
Tab. 5.1: Sedimentcharakterisierung der Strandwallsequenz	66
Tab. 5.2: Radiokohlenstoffdatierungen an organischer Substanz (Küsten-Überflutungsmoor)	68
Tab. 5.3: Sedimentcharakterisierung im Bereich der pleistozänen Kliffküste (Aufschluss Lindhof 1)	73
Tab. 5.4: Radiokohlenstoffdatierungen an Holzkohlepartikeln (Kolluvien im Bereich der pleistozänen Kliffküste)	74
Tab. 5.5: Radiokohlenstoffdatierungen an Holzkohlepartikeln (Brandgruben Aufschluss Lindhof 5)	76
Tab. 5.6: Sedimentcharakterisierung Aufschluss Lindhof 5	77
Tab. 5.7: Radiokohlenstoffdatierungen an Holzkohlepartikeln (Sedimentkomplexe Aufschluss Lindhof 5)	77
Tab. 5.8: Radiokohlenstoffdatierungen an Holzkohlepartikeln (Brandgrube Aufschluss Lindhof 8)	79
Tab. 5.9: Sedimentcharakterisierung Aufschluss Lindhof 8	79
Tab. 5.10: Radiokohlenstoffdatierungen an Holzkohlepartikeln (Sedimentkomplexe Aufschluss Lindhof 5)	80
Tab. 5.11: Sedimentcharakterisierungen Aufschluss Lindhof 9	80

Tab. 5.12: Radiokohlenstoffdatierungen an Holzkohlepartikeln (Sedimentkomplexe Aufschluss Lindhof 9)	82
Tab. 5.13: Radiokohlenstoffdatierungen an Holzkohlepartikeln (Brandgrube Aufschluss Lindhof 9)	82

1 Einleitung

Theoretische Grundlage dieser Arbeit ist das von ROHDENBURG (1969, 1971) entwickelte und von BORK et al. (1998) weitergeführte Aktivitäts-Stabilitätskonzept. Die natürliche Vegetation schützt in quartären Warmzeiten Standorte in Mitteleuropa außerhalb der Hochgebirge meist vollständig vor Erosion. Intensive Bodenbildung kennzeichnet derartige, geomorphodynamisch stabile Phasen. Durch Zerstörung der Vegetation im Rahmen natürlicher (z.B. klimatischer) Veränderungen oder anthropogener Eingriffe (z.B. Rodung) werden Erosions-, Transport- und Akkumulationsprozesse initiiert. Geomorphodynamische Teilaktivitätsphasen können über den Grad der Erosion von Böden und korrelierte Kolluvien in Muldenlagen deduziert werden. Diese Abschnitte mit hohen geomorphodynamischen Instabilitäten sind für die historische Landschaftsforschung von besonderer Bedeutung. BORK (1982, 1988) und BORK et al. (1998) untersuchten in diesem Zusammenhang die Wirkungen von Starkregenereignissen während Phasen intensiver Landnutzung im Neolithikum, in der Bronze- und Eisenzeit, im Mittelalter und in der Neuzeit.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, einen Zusammenhang von landschaftsprägenden Strukturelementen mit dem Wirkungsgefüge dynamischer Prozessgrößen für den Landschaftsausschnitt Versuchsgut Lindhof im Dänischen Wohld aufzuzeigen. Mit Hilfe der Vierdimensionalen Landschaftssystemanalyse (BORK et al. 2001, BORK et al. 2005, BORK & LANG 2003, DOTTERWEICH 2002, DOTTERWEICH 2004, RUSSOK & BORK 2005, SCHMIDTCHEN & BORK 2003) werden gleichermaßen Natur- und Kulturarchive in einem weichselzeitlich geprägten Landschaftsausschnitt untersucht und der Einfluss fluviatiler und mariner Prozessphasen rekonstruiert.

Obschon Darstellungen zu Einzelfragen und Forschungsprojekten für den Untersuchungsraum vorliegen (vgl. GLÜCKERT 1973, GRIPP 1954, KANNENBERG 1951, MILKERT 1994, PRANGE 1987, STENZEL 1989, WALTHER 1992 und ZIOGAS 1995), fehlt bisher eine monographische Abhandlung über die Landschaftsgeschichte am Versuchsgut Lindhof und dem Dänischen Wohld. Im Vordergrund dieser Landschaftssystemanalyse stehen dabei besonders Geomorpho- und Pedogenese. Durch Detailaufnahmen aus Aufschlussprofilen und Bohrungen können wichtige Erkenntnisse zu früheren Klima-, Landnutzungs- sowie zu den Boden- und Reliefverhältnissen erarbeitet werden (vgl. BORK et al. 1998, DOTTERWEICH 2005, DREIBRODT & BORK 2005, REIß 2005, REIß et al. 2006). Dies bietet die Möglichkeit holozäne Sedimente und Böden im Zusammenhang mit der urgeschichtlichen, mittelalterlichen und neuzeitlichen Besiedlungs- und Landnutzungsgeschichte im Untersuchungsgebiet zu analysieren. Die vorliegende Arbeit versucht dahingehend die folgenden Forschungsfragen zu beantworten:

(1)

Kann mit der Methodik der Vierdimensionalen Landschaftssystemanalyse neben der holozänen

Reliefveränderung auch die pleistozäne Morphogenese rekonstruiert werden?

(2)

Enthalten Boden-Geoarchive Signale von extremen Witterungsereignissen und sind diese ableitbar?

(3)

Wie intensiv ist die litorale Geomorphodynamik der jüngsten Sturmhochwässer im Untersuchungsgebiet?

(4)

Sind jüngste Sturmereignisse und Sturmhochwässer an dem Aufbau von Strandwallsequenzen (Sturmarchive) beteiligt und lassen sich diese durch zeitgenössische Quellen belegen?

(5)

Welchen langfristigen Einfluss hat die Landnutzung auf den partikulären Stofftransport und können Aussagen über die Herkunft und die Transportmechanismen der vorgefundenen Sedimente getroffen werden?

(6)

Welche Bedeutung haben urgeschichtliche Funde für die Rekonstruktion der landnutzungsbedingten Bodenerosion?

2 Aspekte der prozessmorphologischen Landschaftsforschung

Nach AHNERT (1996) bestehen geomorphologische Systeme (Prozesssysteme, Kaskadensysteme) aus regelhaften Assoziationen zwischen Prozessen und Prozesseigenschaften untereinander. Demgegenüber unterliegen den statischen Systemen Verknüpfungen von Formeigenschaften mit Substratarten. Sie beschreiben somit funktionale Zustandssysteme mit unberücksichtigtem Zeitfaktor (z.B. Abrasion der pleistozänen Kliffküste). Prozessresponsssysteme stellen die Wirkungs- und Funktionalbeziehungen zwischen den statischen Komponenten und den Prozesskomponenten her und beschreiben die Reaktionen eines oder mehrere Prozessabläufe auf entsprechende Form- und Materialeigenschaften (Fig. 2.1). Die Komponenten der Prozessresponsysteme beschreiben dabei den Mechanismus der Selbstregulierung über Rückkopplungen und steuern in Richtung eines lokalen Gleichgewichtszustandes (z.B. Erosion und Akkumulation von Sedimenten und Kolluvien durch die fluviatile Prozessdynamik, die Akkumulation eines Tempestits durch Sturmhochwasser im Untersuchungsgebiet oder die Dynamik der Mensch-Umwelt-Spirale (Kap. 2.3) nach BORK et al. 1998).

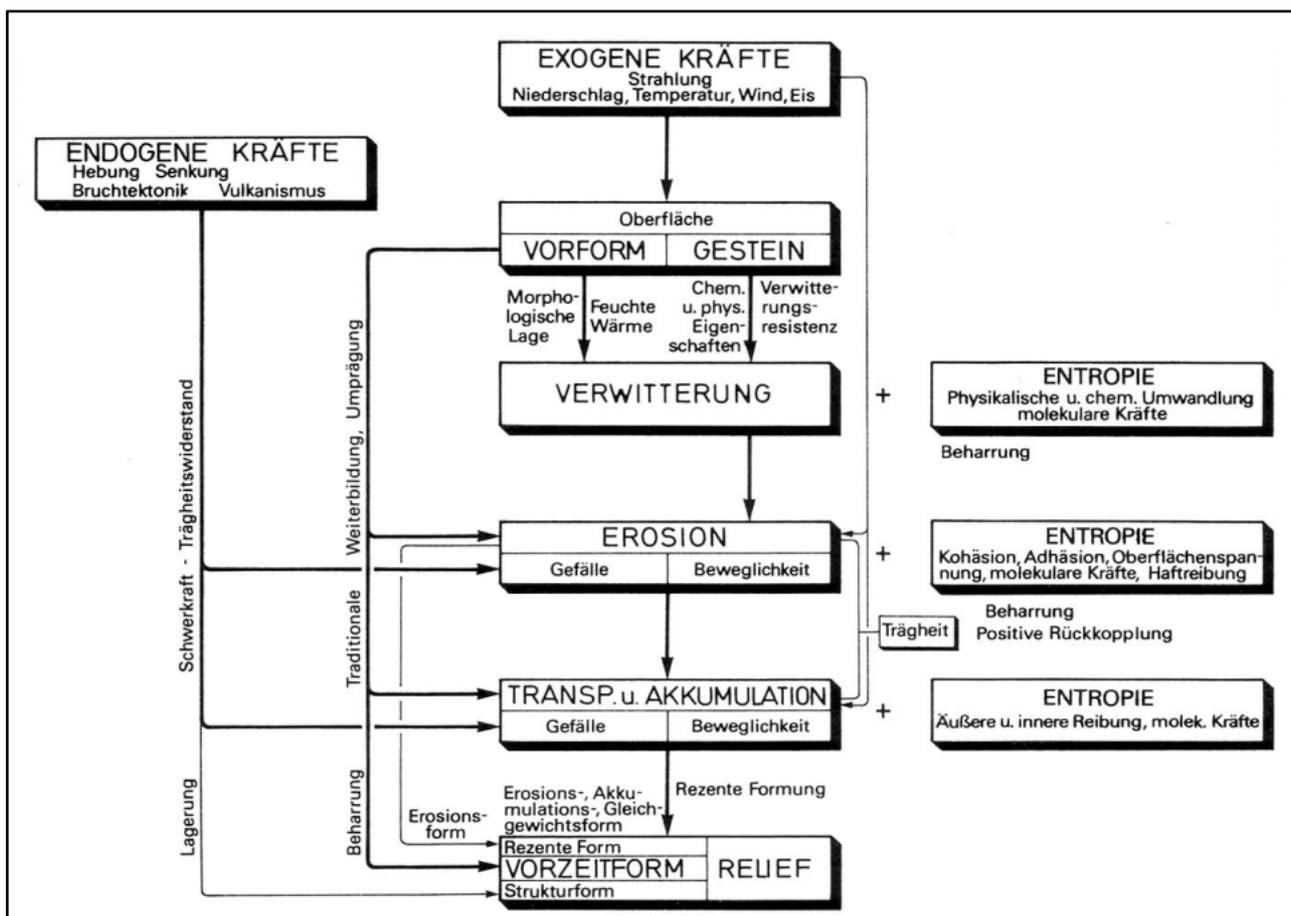


Fig. 2.1: Modell der morphodynamischen Prozesse (BREMERS 1989)

Geomorphologische Prozesse bilden in enger raum-zeitlicher Abfolge (funktionale Wirkungs- und Assoziationsbeziehungen) die Grundlagen der historischen Landschaftsforschung. Ausgehend von

dem geomorphogenetisch-geomorphochronologischen Ansatz erlaubt das Aktualitätsprinzip¹ gemäß BREMER (1989) und LESER (2003) die Vergleichbarkeit von Formen und Sedimenten; der Wirkungsgrad und die Zeitspanne der landschaftsgeschichtlichen Entwicklung kann somit abgeleitet werden. GOUDIE (1998) sieht in diesem Aktualitätsprinzip, bei kritischer Anwendung, ein hoch entwickeltes Interpretationsverfahren zur Verknüpfung paläoökologischer Rekonstruktionen mit Untersuchungen zu rezenten Prozessen.

2.1 Steuergrößen von Erosions-, Transport- und Akkumulationsprozessen

LESER et al. (1998) diskutieren die Bodenerosion und deren Auswirkung auf den Landschaftshaushalt unter der Berücksichtigung separativer Ansätze wie z.B. Wasserhaushalt, Stoffumsätze und Bodennutzungssysteme. Basierend auf verschiedenen Hypothesen und weiterführenden Untersuchungen sowie Beobachtungen versteht in diesem Zusammenhang BORK (1988, 2) „*Bodenerosion die durch Eingriffe des Menschen ermöglichten und durch erosive Niederschläge oder Wind ausgelösten Prozesse der Ablösung, des Transports und der Ablagerung von Bodenpartikeln ...*“. Infolgedessen lassen sich zur Definition der Steuerfaktoren von Abfluss-, Erosions-, Transport- und Akkumulationsprozessen die folgenden geomorphometrischen Parametergruppen nach DIKAU & SCHMIDT (1999), MORGAN (1999), MOSIMANN (2002), SCHWERTMANN et al. (1987) und SIEGRIST (2004) ableiten:

- elementare Eigenschaften der verschiedenen Formelemente wie Hangneigung, Hangexposition, Wölbung und relative Höhe;
- prozessorientierte Bezugsgrößen an Standorten und die Lage im Einzugsgebiet basierend auf den Parametern Fließ- und Hanglänge;
- für die Transportprozesse entscheidende Formelemente wie z.B. die Tiefenlinien der weichselzeitlich geprägten Geländeform oder die fossile Stillwasserbucht als Vorlandbildung der pleistozänen Kliffküste;
- komplexe Parameter zur Charakterisierung des Untersuchungsraumes differenziert nach fluvialer und litoraler Prozessdynamik;
- Substrateigenschaften.

Der (Standort-)Regelkreis der Bodenerosion (Fig. 2.2) repräsentiert ein kompliziertes Prozess-Korrelations-System wichtiger Abfluss ermöglichender, auslösender und fördernder Faktoren. Sowohl Bodenabtragsmassen, anthropogene Einflüsse als auch die bei dem Bodenerosionsprozess umgesetzten räumlichen und zeitlichen Differenziertheiten (Erosivität und Variabilität der Erosi-

¹ Das Aktualitätsprinzip definiert ein Vergleichsprinzip und beruht auf dem Grundsatz, dass Prozesse und Vorgänge der Vergangenheit sich unter den gleichen Raumbedingungen wie in der Gegenwart vollzogen haben.

onswirksamkeit von Niederschlagsereignissen sowie des Erosionswiderstandes (Erodibilität) des Bodens) werden in diesem Prozessgefüge [$Abtrag(t/ha) = f(Erosivität \cdot Erodibilität)$] wiedergegeben. Der Einfluss der Niederschlagsvariabilität wird im Georelief durch die zeitliche Ausprägung der Bodenbedeckung, Oberflächenrauigkeit und Bodenfeuchte (v.a. im Partikel- und Aggregatmaßstab) gesteuert (vgl. AUERSWALD 1993). AUERSWALD (1998), BORK et al. (1998) und LESER et al. (1998) belegen in diesem Zusammenhang den Schutz vor Verschlammung und Abtragung besonders bei Extremereignissen² durch eine ungestörte Vegetationsdecke und deren Einfluss auf die Oberflächenrauigkeit. Innerhalb eines Untersuchungsgebietes wirken nach PRASUHN & SCHAUB (1991) der unterschiedliche Erosionswiderstand der Böden, das Relief und die Art der Bodenbedeckung differenzierend. Durch den Zustand der Bodenoberfläche kann eine hohe räumliche Variabilität von Bodenerosionsprozessen für Landschaftsräume abgeleitet werden.

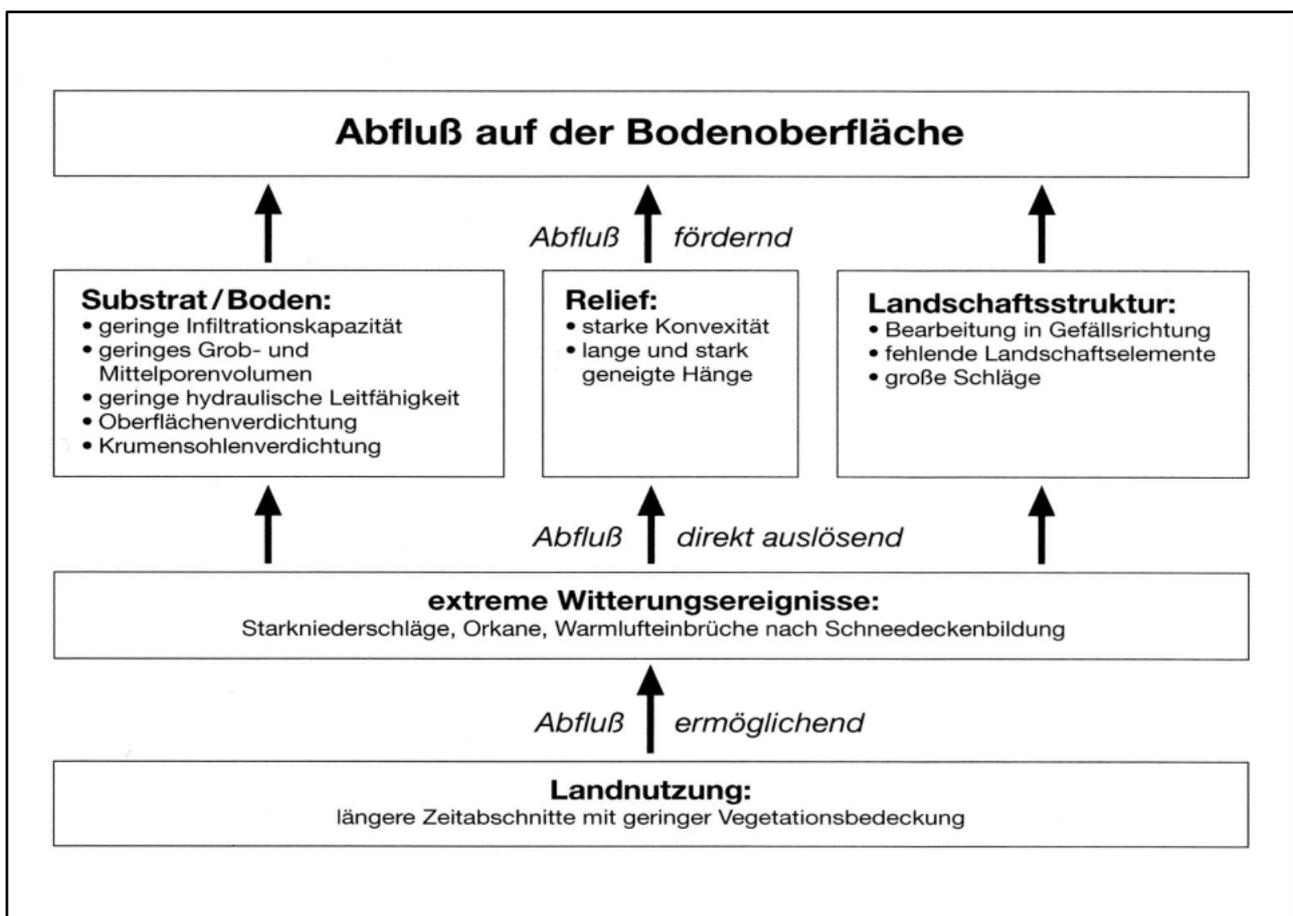


Fig. 2.2: Prozess-Korrelations-System der Bodenerosion (BORK et al. 1998)

AUERSWALD (1998), DUTTMANN (2001) und PLATE & GERLINGER (1995) beschreiben den Bodenerosionsverlauf als einen physikalisch komplexen Vorgang der auf eine Kombination miteinander vernetzter und sich gegenseitig beeinflussender Prozessketten zurückgeführt werden kann (Fig. 2.3). Die entsprechenden Einzelprozesse stehen hiernach in enger Wechselwirkung miteinander

² Hohe Erosivität bei gleichzeitiger ungünstiger Vegetationsbedeckung.

und beeinflussen sich im Verlauf des Prozesses gegenseitig. Ausgehend von unterschiedlichen Mechanismen besteht Bodenerosion aus den folgenden Teilprozessen:

- Nach AUERSWALD (1998), DUTTMANN (2001) und GERLINGER (1997) wirken sich die auf den Boden auftreffenden Regentropfen (*splash erosion*) in unterschiedlicher Weise auf die Destabilisierung, Zerfall und Ablösung von Bodenteilchen aus. Die Mechanische Schlagwirkung beim Tropfenaufprall und die Zerstörung von Bodenaggregaten durch Befeuchtungs- und Benetzungseffekte steuern die Ablösung. Hydrodynamische Faktoren, der Vorgang der Verschlämzung und die Transportkapazität des fließenden Wassers bestimmen das Ausmaß dieses Teilprozesses. Besonders die Erodierbarkeit eines Bodens wird über seinen stofflichen und strukturellen Aufbau gesteuert.
- Auch der Transport geschieht zunächst durch die Planschwirkung der Regentropfen und bewirkt einen Nettotransport Hang abwärts. Wesentlich effektiver ist der Transport mit dem Abfluss. Durch Abfluss und Turbulenz entstehen hohe Transportkapazitäten bei dem Bodenpartikel über weite Strecken verlagert werden. MORGAN (1999) und RICHTER (1998) sehen im Relief (Hangneigung und erosive Hanglänge) eine entscheidende Bedeutung für den morphogenetischen Formungsstil der Bodenerosion³.
- Die Transportkapazität des Wassers hängt im Wesentlichen von der Wassermenge und dem Gefälle ab. Dort, wo sich Gefällsverhältnisse (konkave Hangfüße) ändern oder "Sedimentfallen" in Geländeabschnitte auftreten, kommt es zur diskontinuierlichen Akkumulation der transportierten Partikel. Der Transport erfolgt gravitativ in Gefällsrichtung.

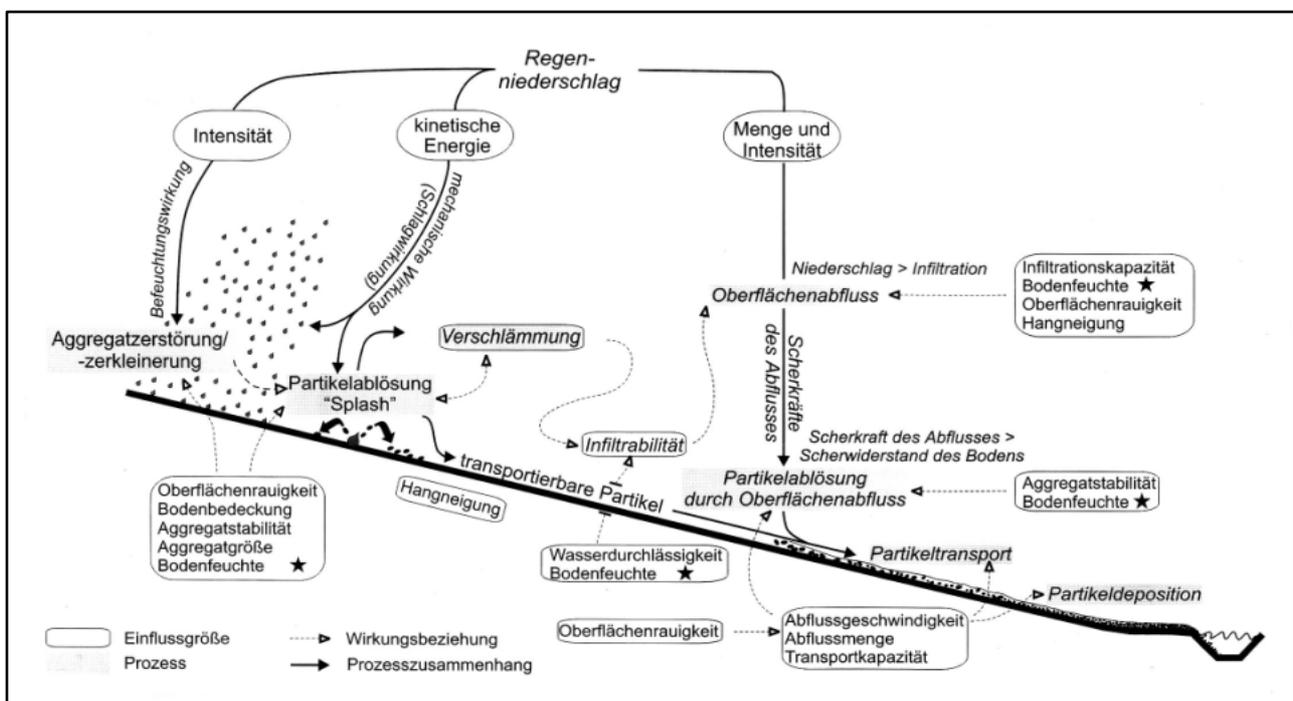


Fig. 2.3: Der Bodenerosionsprozess (DUTTMANN 2001)

³ RICHTER (1998, 86f.) untergliedert die verschiedenen Erosionsformen der Wassererosion nach Linearität, kurzlebige Formerhaltung und Dauerform in Abhängigkeit von Hangneigung und Abflussmenge.

2.2 Geoarchive

Prozessmorphologische Abläufe können im Landschaftsbild deutbare Geoarchive bilden. Sedimente fluvialer, kolluvialer, mariner, glazialer oder telmatisch-limnischer Entstehung und Bodenbildungen bieten in unterschiedlichen Zeitmaßstäben (einige Jahre bis Jahrtausende oder länger) eine Möglichkeit zur räumlichen Synthese landschaftsgenetischer Prozesse. Aufgrund der großen zeitlichen Auflösung werden geeignete Geoarchive für dieses Forschungsprojekt nach den Kriterien der Kultur- und Naturgeschichte sorgfältig evaluiert und ausgewählt (Tab. 2.1).

Tab. 2.1: Ausgewählte Geoarchive

Geoarchive der Naturgeschichte	
○	rezentes und fossiles Relief
○	rezente Böden und Sedimente
○	fossile Böden und Sedimente
○	Kolluvien
○	Sedimente der Stillwasserbucht und der pleistozänen Kliffküste
○	Makroreste des Küstenüberflutungsmoores
Geoarchive der Kulturgeschichte	
○	Brandgruben

Eine zentrale Bedeutung für diese Forschungsarbeit besitzen Kolluvien. Im Rahmen der Substrat- und Korrelatcharakterisierung (Kap. 4.4) können Kolluvien als erodierte Oberbodenhorizonte betrachtet werden. Als Sediment lagern sie sich demgemäß in Senken oder am Hangfuß intensitätsselektiv in einem raum-zeitlichen Muster auf dem Niveau der lokalen Erosionsbasis ab (vgl. BORK et al. 1998, DREIBRODT 2005, NILLER 1998, RAPP & HILL 1998 und STEIN 2001). Kolluvien geben Hinweise auf mögliche Intensitäten kleinräumiger Landschaftsveränderungen. In diesem Zusammenhang ist die bei BORK et al. (1998, 28) postulierte "Allgemeine Kolluvialregel" zu sehen. In Agrarlandschaften nehmen kolluviale Akkumulationsbereiche besonders die unteren Mittelhänge und Unterhänge ein, tiefenliniennah können diese Ablagerungsräume deutlich ausgeprägt sein.

2.3 Mensch-Umwelt-Interaktionen

Funktionale Wirkungs- und Assoziationsprozesse in Wechselwirkung mit Vegetations-, Substrat-, Boden- und Reliefmerkmalen sowie die anthropogenen Einflussgrößen stellen die Grundvoraussetzungen der aktuellen und vorzeitlichen Morphogenese dar. ROHDENBURG (1969, 1971) leitete in diesem Zusammenhang das Konzept der geoökologisch-geomorphodynamischen Aktivität und Stabilität in drei Regeln ab:

- Stabilitätsregel: Die natürliche Vegetation bietet einen ausreichenden Schutz gegen Erosionsprozesse, stabile Phasen sind durch intensive Bodenbildung charakterisiert;
- Aktivitätsregel: Natürliche Vegetationszerstörungen bewirken großflächige Erosions-, Transport- und Akkumulationsprozesse. Dabei können polygenetische (mehrere Prozesse im Rahmen der Geomorphodynamik) oder monomorphe (Prozesse führen in einer Formungsphase zur Merkmalsausprägung) beobachtet werden. Entsprechend BORK et al. (1998) werden Zustände, Funktionen, Strukturen und Prozesse von Landschaftskompartimenten verändert;
- Anthropogene Teilaktivitätsregel: Der Einfluss des Menschen bedingt die Wirkungskette gravitativer und spülaquatischer Prozesse und beendet oder unterbricht die natürliche Stabilität im Georelief.

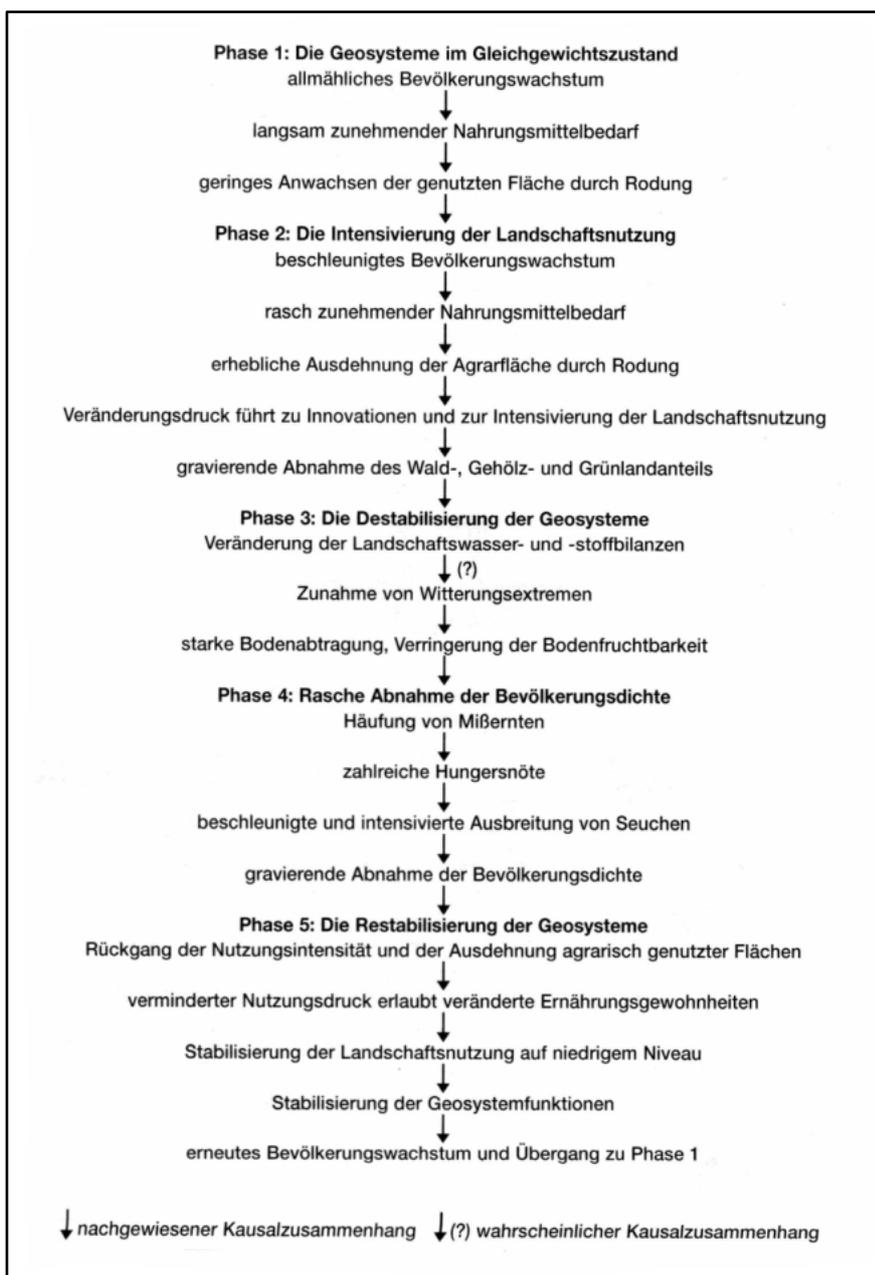


Fig. 24: Die Mensch-Umwelt-Spirale (BORK et al. 1998)

Auf der Grundlage natur- und gesellschaftswissenschaftlicher Analysen beschreiben BORK et al. (1998, 31ff.) das so genannte Bodensyndrom im Rahmen der Mensch-Umwelt-Spirale (Fig. 2.4), ein Wirkungsgeflecht direkter und indirekter anthropogener Landschafts- und Bodenveränderungen. Im Rahmen einer fünfphasigen Wirkungskette nimmt der Mensch Einfluss auf die Stabilität von Geo- und Ökosystemen. In diesem Zusammenhang diskutiert BASTIAN (1994) das Stabilitätsverhalten von weitgehend natürlichen Ökosystemen und legt unterschiedliche Prozesse zugrunde, die zu einer Beeinflussung beitragen.

Rückkopplungen zwischen dem anthropogenen Einfluss und einer Destabilisierung von Geosystemen führen zu einer Zunahme von Wetterextremen, zu einer Verschlechterung der Bodenfruchtbarkeit, zu Bodenzerstörung durch fluviale Prozessdynamik, Missernten sowie Hungersnöten. Diese manifestieren sich in einem gravierenden Rückgang der Bevölkerungszahlen. BORK (1988) und BORK et al. (1998) belegen, dass diese Entwicklung in Mitteleuropa im Mittelalter erreicht wurde. In der abschließenden Entwicklung restabilisiert sich das Geosystem und ausgehend vom neuen Landschaftszustand werden die fünf Phasen auf einem niedrigeren Niveau erneut durchlaufen mit der Folge einer kumulierten Abnahme fruchtbarer Böden über die Jahrhunderte.

3 Das Untersuchungsgebiet

Die Beschreibung des Untersuchungsgebietes unterliegt dem wesentlichen methodologischen Ansatz, die komplexen physisch-geographischen Verhältnisse und die Kultursysteme darzustellen und ein Beziehungsgefüge in der Dimension der Zeit abzuleiten. Entsprechend BASTIAN & SCHREIBER (1994) erfolgt somit die Vorstellung des Untersuchungsgebietes komponentenbezogen, d.h. getrennt nach geologischem Untergrund, Relief, Boden und Klima in vielschichtigen Abhängigkeiten und Wechselbeziehungen. Im Rahmen der landschaftsdynamischen Betrachtung bilden die Phasen der Besiedlungs- und Landnutzungsgeschichte im Untersuchungsgebiet die Grundlagen einer komplex-interdisziplinären, regionalgeographischen Inventarisierung.

Das Versuchsgut Lindhof befindet sich im Norden der Halbinsel Dänischer Wohld und ist Teil der schleswig-holsteinischen Jungmoränenlandschaft (Östliches Hügelland). Eingebettet in die Gemarkung Lindhöft, befindet sich das Gut an der Südküste der Eckernförder Bucht (vgl. RUSOK & BORK 2005). Die Anwendung der Vierdimensionalen Landschaftssystemanalyse (s. Kap. 4) führte zur Auswahl einer glazial vorgeprägten Geländeform mit hohen Reliefenergien und raum-zeitlichen Geoarchiven (v.a. Sedimenten, Böden und Tempestiten) (s. Fig. 3.1).

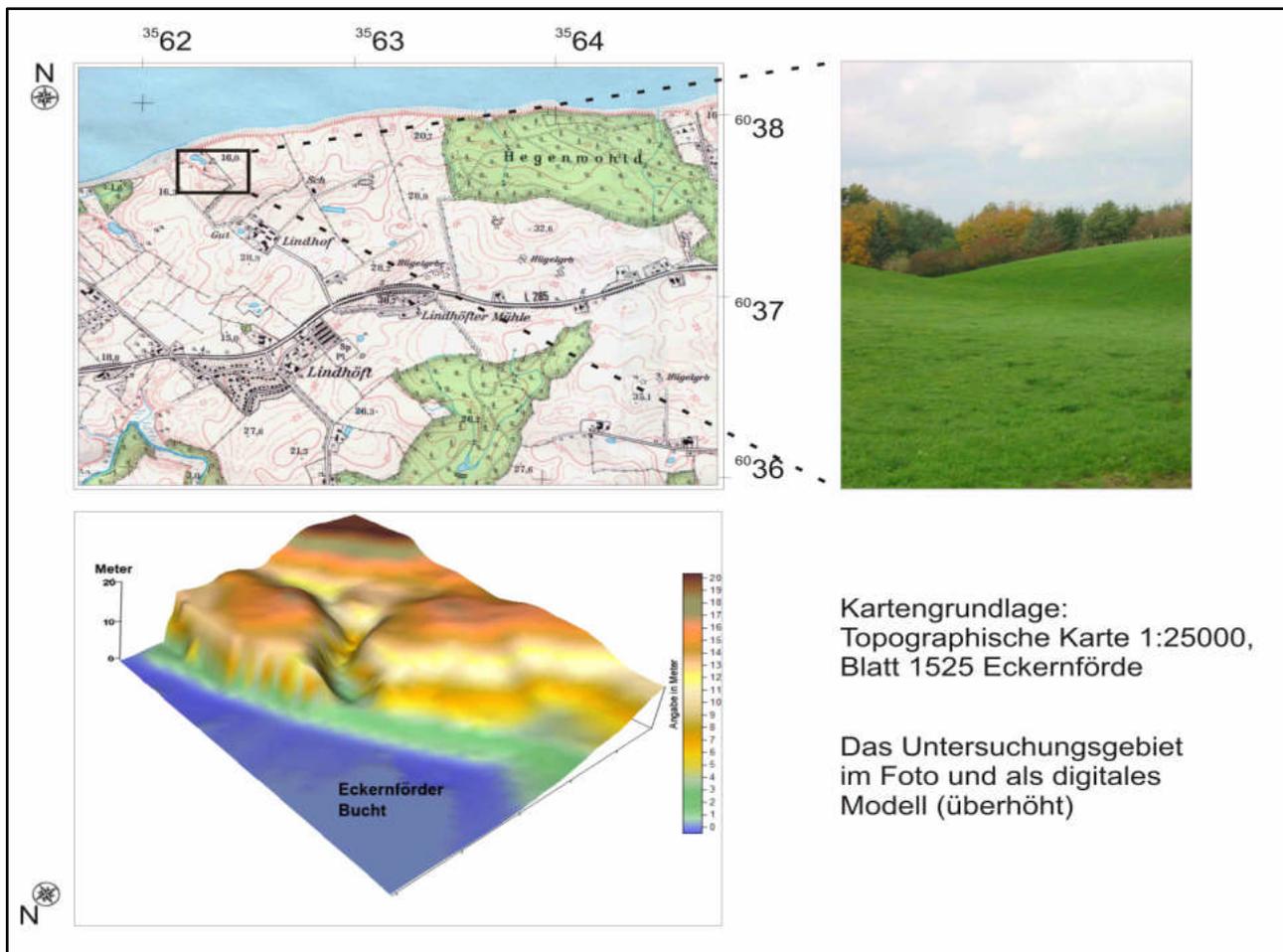


Fig. 3.1: Das Untersuchungsgebiet (Grafik: C. Russok)

3.1 Naturraumgliederung und Topographie

Im Folgenden wird der Naturraum entsprechend der Definition nach STEWIG (1982) gegliedert. Auf der Grundlage einer physischen Beschreibung Schleswig-Holsteins lassen sich die Subsysteme⁴ Watt, Marsch, Geest (Vorgeest, Hohe Geest) und (Östliches-)Hügelland unterscheiden (Fig. 3.2).

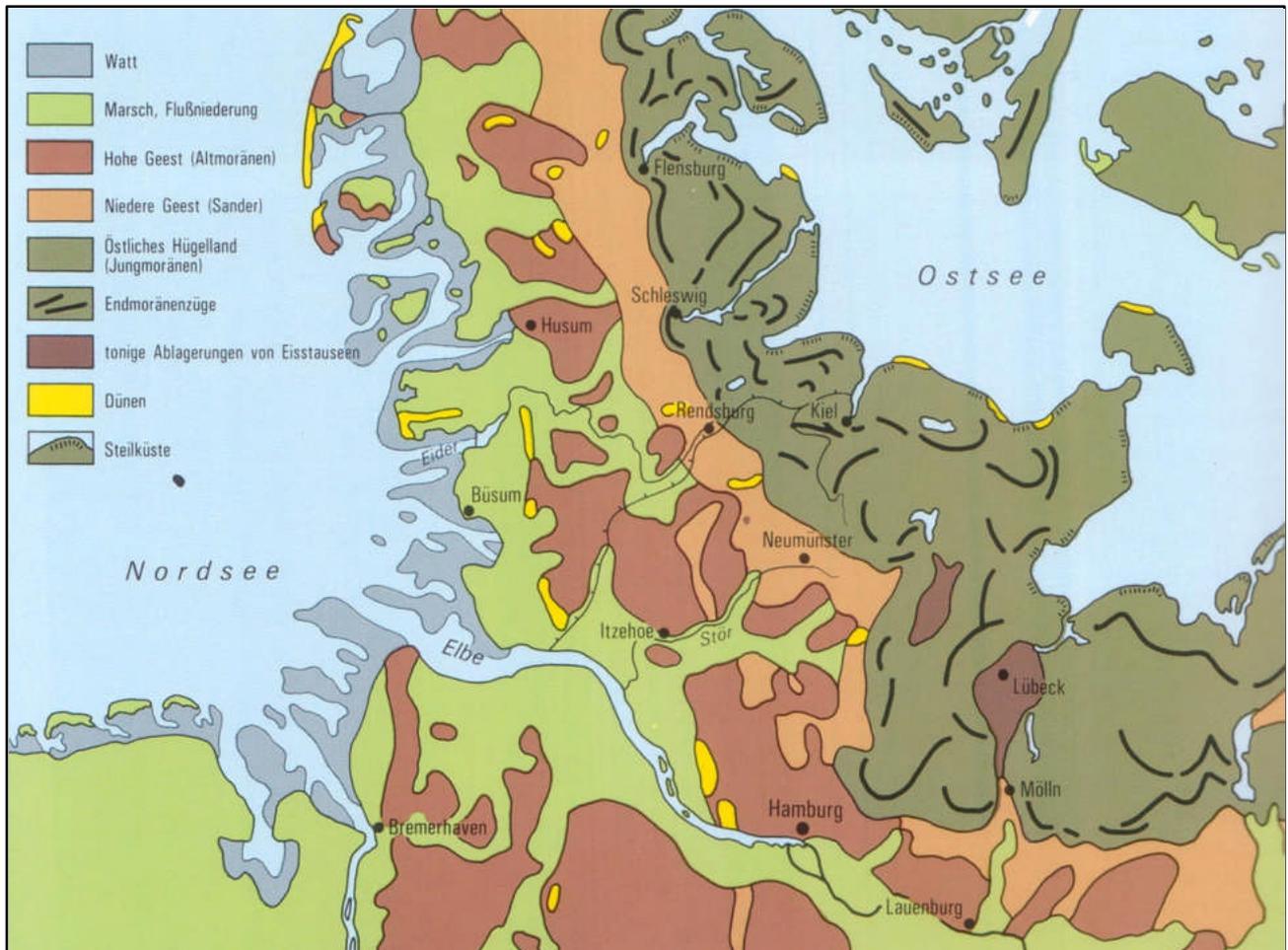


Fig. 3.2: Die Naturraumgliederung Schleswig-Holsteins (SCHMIDTKE 1995)

Die im östlichen Schleswig-Holstein gelegene Halbinsel Dänischer Wohld ist Teil des Subsystems Östliches Hügelland, einer weichselzeitlichen Jungmoränenlandschaft (s. Fig. 3.3). Die Peninsula wird im Norden von der Eckernförder Bucht, im Osten von der Kieler Förde und dem Nord-Ostsee-Kanal im Süden begrenzt. Im Westen ist die Abgrenzung entlang einer Linie Eckernförde – Westensee – Büdelsdorf weniger deutlich.

Der Dänische Wohld wird durch den unregelmäßigen Wechsel von weichselzeitlichen Stauch- und Endmoränen geprägt und ist somit weniger ausgeglichen als der vorwiegend aus Grundmoränen entwickelte Ostteil des östlichen Hügellandes (Fehmarn).

⁴ Subsysteme verstehen sich jeweils dadurch, dass ihre Systemelemente verschieden ausgeprägt sind und dass ihre Beziehungsgefüge unter der Berücksichtigung entsprechender Variationsbreite differieren.

3.2.1 Geologie und Paläogeographie

Leitlinien und Prinzipien der geologischen Entwicklung, die geomorphologische Charakterisierung und die meereskundliche Besonderheit und Entwicklung der Ostseewerden zunächst für das nördliche Mitteleuropa beschrieben. Ausgehend von der Differenzierung der präquartären Strukturelemente des Untergrundes werden dabei besonders die quartärgeologischen Reliefentwicklungen und Formungsvorgänge ergänzt durch paläogeographische bzw. paläoökologische Zusammenhänge verfolgt.

3.2.1.1 Die Präquartäre Entwicklung

Das kristalline Plattformfundament Schleswig-Holsteins ist nach WALTER (1995) in vier, durch den Verlauf mehrerer orogener Zyklen entstandenen, geotektonische Grundeinheiten gegliedert: Fenosarmatia, Baltischer Schild, Russische Tafel und Ukrainischer Schild. Der südwestliche Ostseeraum als Teil des Norddeutschen Beckens (s.u.) wird von vielen (neo)tektonischen Störungen verschiedener Richtung und Größenordnung geprägt, die zum Teil bis an die Oberfläche verfolgt werden können. Nach DUPHORN et al. (1995) und HUPFER et al. (2003) ist das bedeutendste Störungssystem die versetzte, insgesamt über 2000 km lange Tornquist-Teisseyre-Zone (TTZ) und ihre nordwestliche Verlängerung, die Sorgenfrei-Tornquist-Zone (STZ) (vgl. Fig. 3.4).

Zum tektonischen Inventar des präquartären Untergrundes Schleswig-Holsteins gehören die vier präkretazisch gebildeten Tektogene der Pompeckjschen Scholle: der jeweils lagestabile Ostholsteiner-Kieler Block und der Jade-Westholsteiner Block, sowie die mobilen mittelholsteinischen und Hamburger Schollen (vgl. JAKOBSEN 2004, PIOTROWSKI 1991 und WALTER 1995). REMPEL (1992; zitiert in: DUPHORN et al. 1995) gliedert dementsprechend den südwestlichen Ostseeraum in drei Strukturstockwerke:

1. Im Altpaläozoikum (Silur) kam es im Ostseeraum zur plattentektonischen Kollision von Gondwana und Baltica. Teile (Terrane) von der Großplatte des Gondwana-Kontinents drückten gegen den Baltischen Schild und bildeten die kaledonische Deformationsfront.
2. Während der nachfolgenden variszischen Plattenkollision bestimmte die nach Norden gerichtete Drift des Gondwana-Kontinents die tektonischen Strukturen. Nach GRIPP (1964), JAKOBSEN (2004) und WALTER (1995) bedecken mehrere Kilometer mächtige permische, mesozoische und tertiäre Sedimente als Füllung der Nordsee-Para-Geosynklinale das kaledonische und variszische Grundgebirge.
3. Im Perm bildete sich das Norddeutsche Becken als zentrales tektonisches Segment der Mitteleuropäischen Senke. Die Salinalgesteine des Perm liefern das Substrat für zahlreiche schleswig-holsteinische Salzstrukturen. Die salztektonischen Erscheinungen werden von

durchschnittlich 150 km langen und 8 km hohen Salzmauern, die von tiefliegenden und schwach ausgebeulten Salzantiklinalen flankiert werden, gebildet. Die salztektonischen Lineationen pausen sich an vielen Stellen bis an die Oberfläche Schleswig-Holsteins durch und beeinflussen den Verlauf von Gewässern und Küsten (vgl. VAN DER WATEREN 2005, 166).

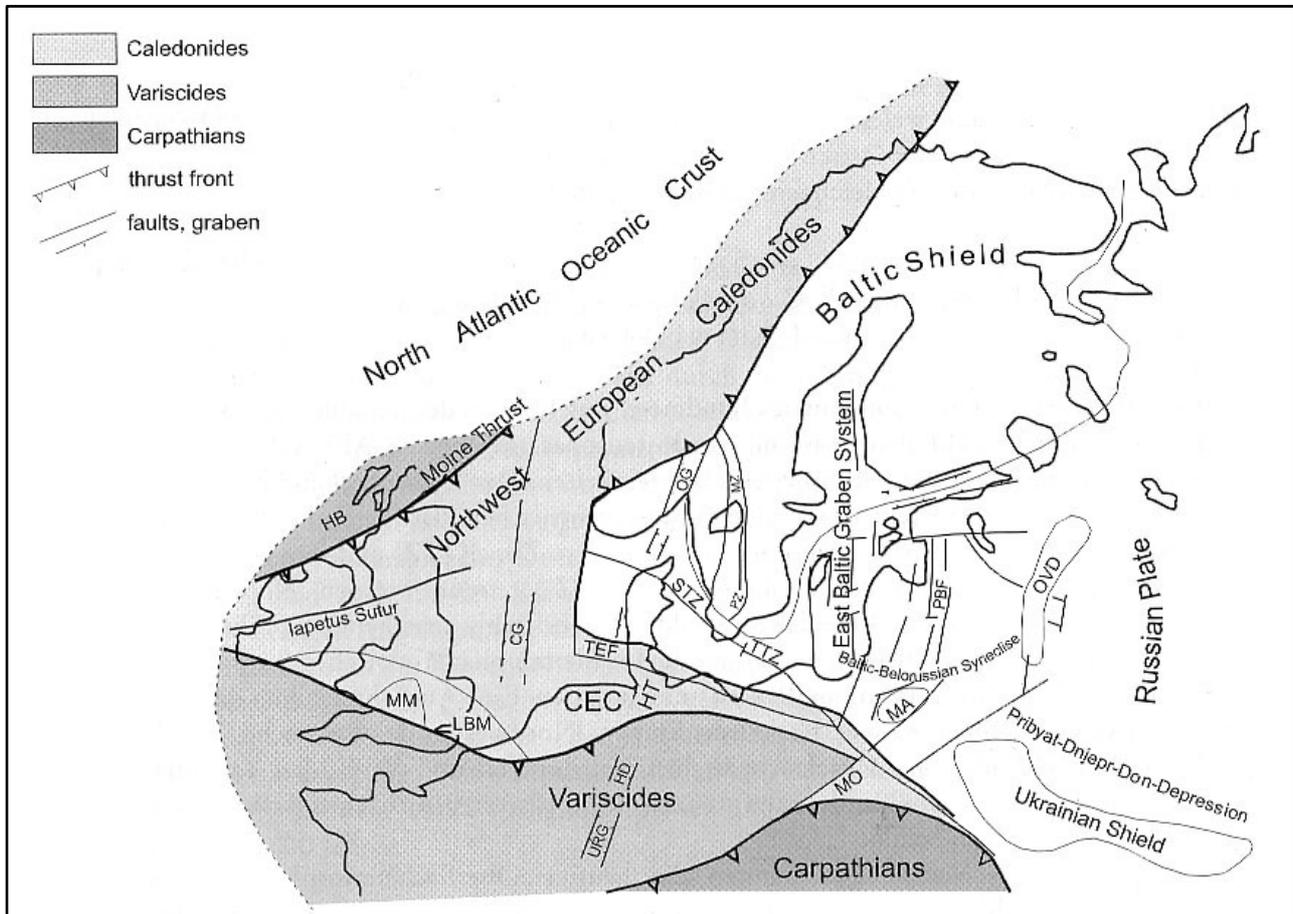


Fig. 3.4: Die tektonische Großgliederung des südlichen und westlichen Ostseegebiets (HUPFER et al. 2003)

Ausgehend von der alpidischen Plattenkollision von Afrika und Europa in der Oberkreide und im Alttertiär ist nach DUPHORN et al. (1995) von einer intensiven Fernwirkung im südlichen und westlichen Ostseeraum auszugehen. Ein Wechsel von Dehnungs- und Pressungstektonik in Form von tektonischen Inversionen bildete sich heraus. Ehemalige Senkungsgebiete werden herausgehoben, neue Senkungsgebiete treten an die Stelle der vorherigen Hebunggebiete.

3.2.1.2 Das Pleistozän

In Kapitel 3.1 wurde bereits die große Landschaftsvielfalt Schleswig-Holsteins beschrieben und auf die eiszeitliche Genese hingewiesen. Nach DUPHORN et al. (1995) wird das deutsche Ostseegebiet durchschnittlich von 50 m mächtigen Gletscherablagerungen des skandinavischen Inlandeises geprägt. Die drei Vereisungsphasen (Stadiale oder Glaziale) Elster-, Saale- und Weichsel-Glazial

sowie kürzere Erwärmungsperioden (Interstadiale oder Interglaziale) können im Quartär differenziert und klimastratigraphisch an glazialen und nicht-glazialen Sedimentlagen nachgewiesen werden⁵. Bereits in der Präglazialzeit des Quartärs – von der ersten Tundrenphase nach dem Tertiär bis zum Beginn der Elster-Eiszeit – transportierte der Baltische Hauptstrom große Mengen Quarzsande und Kiese in den norddeutschen Raum (BRINKMANN 1986, LIEDTKE & MARCINEK 1994, DUPHORN et al. 1995).

Entsprechende Annahmen einer präelsterzeitlichen Vereisungsperiode nach VINX et al. (1997) sind für den norddeutschen Raum bisher nicht eindeutig belegbar – Randlagen und Schmelzwasserbildungen bleiben somit undefiniert⁶.

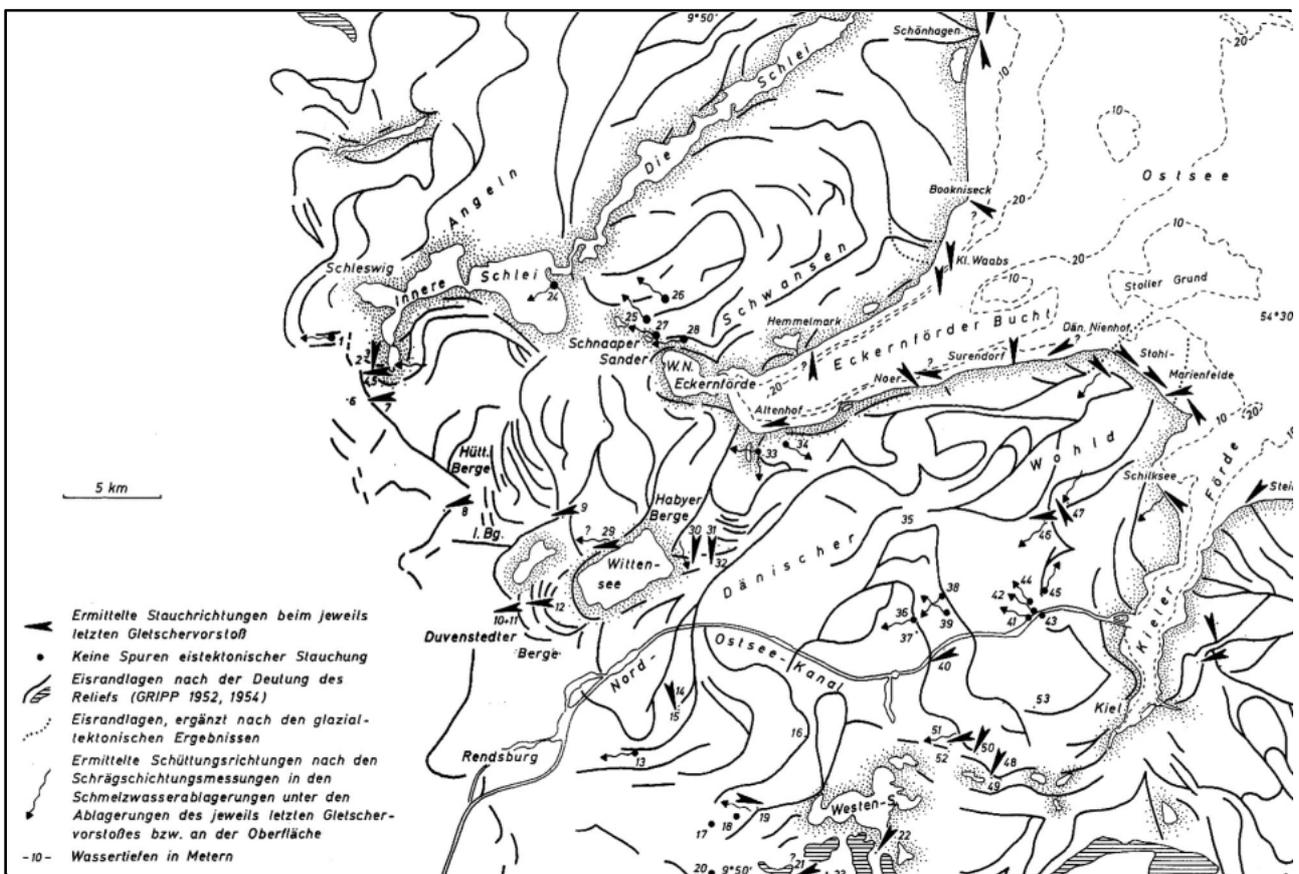


Fig. 3.5: Die pleistozänen Haupteisrandlagen (DUPHORN et al. 1995, verändert)

Nach DUPHORN et al. (1995), FRÄNZLE (2004) und VAN DER WATEREN (2005) können, ausgehend von einer traditionellen geschiebekundlichen Lithostratigraphie, die pleistozänen Haupteisrandlagen für Norddeutschland und den westlichen Ostseeraum abgegrenzt werden (Fig. 3.5 und Tab. 3.1). STEPHAN (2003) beschreibt einen zyklischen Eisfluss mit begleitenden Sedimentschüttungen aus zunächst nördlicher Richtung, später aus nordöstlicher und zuletzt aus östlicher Richtung.

⁵ Zu Definitionen, Charakterisierung und Grenzen des Quartärs siehe u.a. BRINKMANN (1986), CATT (1992), EHLERS (1994), LIEDTKE (1981), PILLANS & NAISH (2004) und THOME (1998).

⁶ Zu präelsterzeitlichen Randlagen und Moränenresten des Kettwig-Anger-Glazials vgl. THOME (1997, 73f.).

Tab. 3.1: Chronostratigraphische Gliederung des Quartärs in Schleswig-Holstein (PIOTROWSKI 1991, verändert)

Holozän		10000 a B.P.	
Spät- Glazial- zeit	Jüngere Dryas Alleröd-Interstadial Ältere Dryas Bölling-Interstadial Älteste Dryas		
		14000 a B.P.	
Hoch- Glazial- zeit	Pommersche Stadium		siehe Tab. 3.2
Weichsel- Glazial	Frankfurter Stadium Brandenburger Stadium		
		20000 a B.P.	
Früh- Glazial- zeit			
		115000 a B.P.	
Eem-Interglazial			
		127000 a B.P.	
Saale- Glazial	Jüngere Saale Mittlere Saale Ältere Saale		
		250000 a B.P.	
Holstein-Interglazial			
		270000 a B.P.	
Elster- Glazial			
		500000 a B.P.	
Präglaziale Komplexe			
		Quartär 2500000 a B.P.	
		Tertiär	

Die erste Großvereisung im Norddeutschen Raum, die Elster-Vereisung, blieb hinter den Ausdehnungsphasen der nachfolgenden Saale-Vereisungen zurück. Die entsprechenden glazialen Ablä-

gerungen (Tills) sind an vielen Stellen Schleswig-Holsteins erbohrt worden. Sie können in den Basalbereichen des Roten Kliffs und des Morsumkliffs auf Sylt obertägig untersucht werden (FRÄNZLE 2004 und SCHMIDTKE 1995).

Oberflächlich hat das Elstereis nur indirekt zur jüngeren Geomorphogenese in Schleswig-Holstein beigetragen, entsprechende Spuren sind während der folgenden Eiszeiten überprägt worden. FRÄNZLE (1988), GRIPP (1964), GRUBE (1979), LIEDTKE (1994), PIOTROWSKI (1991), SMED (1998), STEPHAN (2003) und WALTER (1995) beschreiben als die bedeutsamsten glazialtektonischen und lithostratigraphischen Strukturelemente des Elster-Glazials:

- a) Glazifluviatile Sande und Geschiebemergel bilden die Füllungen von durch Schmelzwassererosion und Tiefenexaration eingeschnittenen subglaziären Rinnensystemen;
- b) Den Abschluss der Rinnenfüllungen bildet der Leithorizont des Lauenburger Tons als spät-elsterglaziale und limnische Beckenablagerung eines Eisstausees.

Die Sedimente der Holstein-Warmzeit sind in Schleswig-Holstein ein wichtiger Leithorizont für die chronostratigraphische Gliederung des Pleistozäns. Limnische, marine und brackige Fazies, ergänzt durch eine charakteristische Foraminiferen- und Molluskenfauna, ermöglichen eine Rekonstruktion dieser Interglazialzeit und die Differenzierung in die Phasen eines Klimaoptimums und Abschnitte einer Klimadepression. In Bohrungen konnte die Maximalausdehnung des Holsteinmeeres (vgl. dazu Fig. 3.6) mit ausgeprägten Transgressions- und Regressionsmerkmalen in einer buchtenreichen, niedergelegenen Landschaft nachgewiesen werden (FRÄNZLE 1988 und WALTER 1995).

Die nachfolgenden Vereisungen des Saalekomplexes überzogen den gesamten norddeutschen Raum in drei Vorstößen (Drehnte [Ältere Saale], Altenwalde [Mittlere Saale] und Warthe [Jüngere Saale]) und hinterließen ein glazialtektonisch geformtes Relief. FRÄNZLE (2004), GRIPP (1964), LANGE et al. (1979), PIOTROWSKI (1991), STEWIG (1981) und WOLDSTEDT (1954) beschreiben differenziert die räumlich begrenzte Ost-West-Modifikation und die geomorphologischen bzw. sedimentologischen Hauptelemente dieses Glazials für Schleswig-Holstein. In diesem Zusammenhang belegt FRÄNZLE (1988, 6) die periglaziale Umgestaltung und die Modifizierung entsprechender Geschiebeassoziationen durch das spätere Weichselglazial.

Im Eem-Interglazial erfolgte von der Ostsee eine marine Ingression in die durch das Elster- und Saale-Glazial geformten Schmelzwasserrinnen. DUPHORN et al. (1995) und KOSACK & LANGE (1986) konnten eine schmale Verbindung zwischen Ost- und Nordsee im Bereich des Östlichen Hügellandes nachweisen, was entsprechend FRÄNZLE (1988) zu einer Rekonstruktion einer fossilen buchtenreichen Küstenlinie leitet. So deuten Wärme liebende Mollusken des Eem-Meeres (*Arctica islandica*) und marine Eem-Sedimente (v.a. Cyprinen-Ton, Senescens-Sand, Tapes-Sand und Turitellen-Ton) bei Rendsburg und im Bereich der Kliffküste des Dänischen Wohlds (Stohler Kliff und Eckernförder Bucht) auf diese Verbindung hin (vgl. Fig. 3.6).

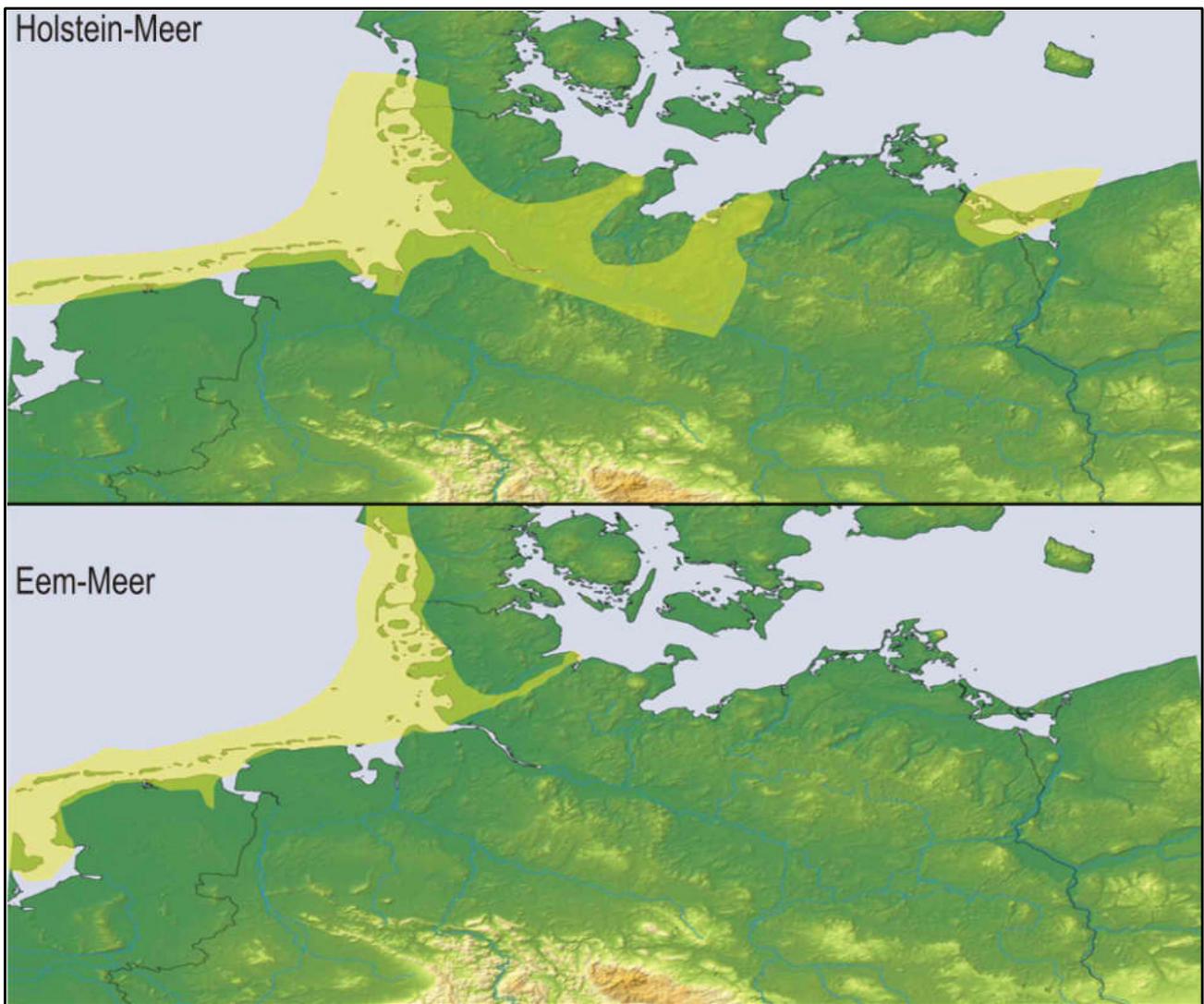


Fig. 3.6: Die präholozäne Entwicklung der Nord- und Ostsee (Grafik: C. Russok)

Die Weichseleiszeit brachte letztmalig Eis nach Norddeutschland. Schleswig-Holstein war nur in den östlichen Landesteilen (Östliches Hügelland) eisbedeckt; die Elbe wurde nicht überschritten. FRÄNZLE (1988) weist während frühweichseleiszeitlicher Wärmeschwankungen (Anaglazial) auf ausgeprägte periglaziale Prozesse (v.a. Solifluktion⁷ und Fließerdnenbildung) und Sedimentations- bzw. Erosionsvorgänge in dem saalezeitlich geprägten Relief hin. Nach FRÄNZLE (2004) und LIEDTKE & MARCINEK (1994) entwickelte sich eine subarktische, parkähnliche Nadelholz- und Zwergstrauchgesellschaft. Die Auflichtung der Vegetation, ergänzt durch häufige Frostwechsel und eine Zunahme der Humidität durch eine mögliche gesteigerte Niederschlagstätigkeit, bewirkte eine bedeutende Veränderung des Wasserhaushaltes gegenüber den vorangegangenen Glazialen. Eine geminderte Infiltrationskapazität der Böden resultierte in einer saisonal deutlich ausgeprägten Denudation und in einer korrelaten Überdeckung der eemzeitlichen Sedimente.

⁷ FRÄNZLE (1988, 2004) beschreibt für den Westen Schleswig-Holsteins ein periglaziäres Glacissystem resultierend aus den Prozessen der Denudation, Ablation und Solifluktion mit einem ausgeglichenen Altmoränenrelief und sehr geringen Hangneigungen, die zum Teil unter 5° liegen.

Tab. 3.2: Weichselzeitliche Gletschervorstöße in Schleswig-Holstein (nach DUPHORN et al. 1995, PIOTROWSKI 1991 und STEPHAN 2003)

Bezeichnung	Lithostratigraphie	Korrelation
Warleberg	qw WB	Mecklenburger Phase als jungbaltischer Vorstoß
Sehberg	qw SB	Mecklenburger Phase als jungbaltischer Vorstoß
Blumenthal	qw BT	Pommern-(Haupt)Phase
Gönnebek	qw GB	Pommern-(Früh)Phase
Brügge	qw BG	Frankfurter/Brandenburger-Phase als Weichsel-Hauptvorstoß
Ellund	qw EL	Altbaltischer Vorstoß

Im jüngeren Weichsel-Pleniglazial kam es zu einer starken globalen Abkühlung in deren Folge der gesamte Ostseeraum vereiste (altbaltischer Vorstoß). STEPHAN (1992; zitiert in: SEMMEL 1996) und STEPHAN & MENKE (1977) konnten nachweisen, dass das saale- und eemzeitliche präexistente Relief eine entscheidende Rolle für die Gliederung des Eisrandes und die Bewegung der einzelnen Eisvorstöße gespielt hat. Entsprechend Tab. 3.2 wird versucht, die lithostratigraphischen Till-Formationen (Grundmoränen) mit möglichen weichselzeitlichen Eisvorstößen zu korrelieren. Die größte Ausdehnung des Eises wurde zunächst im Brandenburger Stadium erreicht. Dessen Eisrandlage wurde vom Eis des nachfolgenden Frankfurter Stadiums überfahren. Beide Stadien können stratigraphisch zusammengefasst werden – nach DUPHORN et al. (1995) gibt es bisher keinen Hinweis auf ein trennendes Interstadial. Eine Konnektierung der Moränenkomplexe und die Parallelisierung der Höhenzüge des Östlichen Hügellandes mit den Randlagen Dänemarks, Mecklenburg-Vorpommerns und Polens können bislang nicht eindeutig erfolgen. Dementsprechend ist ein klima- und stratigraphischer Nachweis mit den Systemen der Moränengliederung nach WOLDSTEDT (1926; zitiert in: STEPHAN (2003) und 1954) und GRIPP (1964) bisher nicht zufriedenstellend geführt worden. FRÄNZLE (2004, 15), SEMMEL (1996, 39ff.) und STEPHAN (2003, 108f.) sehen hierin die paläoklimatische Situation Schleswig-Holsteins begründet, die Ausbildung eines steilen hochglazialen, zonalen Temperaturgradienten mit nach Westen entsprechend wachsenden Ablationsbeiträgen. Abnehmende Eismächtigkeit durch stagnierendes Eis in den äußeren Gletscherbereichen und Niedertauen randlicher Toteiskörper bewirkte den Aufbau neuer Randlagen z.T. aus gestaffelten Eiskernmoränen, Gletscherschutt oder Schmelzwassersedimenten (Aufschüttungsend-

moränen). Akkumulationsformen an der Grenze zu seitlichem Toteis können entsprechend STEPHAN (2003, 109) als Semi-Drumlins bzw. Semi-Kames bezeichnet werden. MARCINEK (1994) schlägt dahingehend für das schleswig-holsteinische Hügelland die Differenzierung der Inlandeiseränder nach äußeren (A), mittleren (M) und inneren (I) Moränenkomplexen vor.

WOLDSTEDT & DUPHORN (1974) beschreiben entsprechend Tab. 3.2 die Eisrandlagen der Brandenburger/Frankfurter Stadien als morphostratigraphisch bedeutendste Eisrandlage des norddeutschen Vereisungsraumes. Der weichselzeitliche Ostseegroßgletscher teilte sich im Ostteil Schleswig-Holsteins in den Holsteiner Lobus und den Eckernförder Lobus. Aufstauhungen dürften im großräumlichen Zusammenhang mit der glazialen Formung der Landschaften Angeln, Schwansen, Dänischer Wohld und Probstei gesehen werden (WALTHER 1989, 1992). Während des Pommerschen Stadiums bedeckte das Eis einen ca. 40 km breiten Küstenstreifen in Schleswig-Holstein; die Hauptendmoräne zeichnet deutlich die heutige Förden- und Buchtenküste nach. Im Folgenden bilden die Endmoränen des Pommerschen Stadiums den Kern des Nördlichen Baltischen Landrückens (DUPHORN et al. 1995). Die letzten Eisvorstöße aus dem Ostseeraum nach Schleswig-Holstein werden durch die Sehberger Staffel des Mecklenburger Stadiums charakterisiert. Der Sehberg-Vorstoss hinterließ oftmals nur eine dünne und lückenhafte, tonarme aber kalk- und sandreiche Grundmoräne. Nach DUPHORN et al. (1995, 30f) und PIOTROWSKI (1991, 52) war die Sehberg-Staffel formgebend für die Küstenräume Schleswig-Holsteins, die Ostseeküste erhielt ihren letzten und entscheidenden "glazialen Schliff". Als so genanntes "Young Baltic Ice" bewegten sich die Gletscher zu dieser Zeit entlang der glazialmorphologisch überprägten Ostseesenken nach Westen und Nordwesten zu den dänischen Inseln hin. Charakteristisch für das Mecklenburger Stadium sind besonders die große Geschwindigkeit, die geringe Eismächtigkeit, der rasche Eisabbau und eine gute Anpassung an das präexistente Relief. Mit der Warleberger Staffel folgte ab etwa 14000 a BP eine Phase intensiver glazifluvialer Erosions- und Tieftauprozesse, die bis in das Holozän hineinreichten und in dieser Ausprägung für den gesamten norddeutschen Vereisungsraum beobachtet werden konnten.

3.2.1.3 Das Holozän und die Paläoökologie der Ostsee

Die vorgestellte pleistozäne Prozessdynamik, insbesondere die weichselzeitlichen Relief- und Sedimentcharakterisierungen, schuf flächendeckend die Morphologie des südwestlichen Ostseeraumes. Im Folgenden werden die holozäne Reliefentwicklung und deren Formwandel im Östlichen Hügelland (Dänischer Wohld i. Sp.) in Abhängigkeit der Ostsee- und Küstenentwicklung aufgezeigt.

Nach BLÜTHGEN & WEISCHET (1980), DAVIS et al. (2003), LAUER (1993), MAYEWSKI et al. (2004), ROBERTS (2002), SCHMIDT et al. (2004) und SCHÖNWIESE (1994) waren innerhalb des Holozäns

(Neo-Warmzeit) die Temperaturvariationen nicht mehr so deutlich ausgeprägt wie im pleistozänen Kalt-Warm-Zyklus; sie wiesen jedoch bemerkenswerte Instabilitäten und Fluktuationen zwischen relativ kälteren und wärmeren Phasen auf⁸. Tab. 3.3 gibt dazu einen Überblick über die holozäne Gliederung im südwestlichen Ostseegebiet, repräsentiert durch klimaabhängige Proxydaten wie z. B. die Veränderungsräume der Seespiegellhöhe, Küstenentwicklung und Waldgeschichte.

Tab. 3.3: Die Gliederung der Spätglazialzeit und des Holozän im südwestlichen Ostseegebiet (nach DUPHORN ET AL 1995, BRINKMANN 1986, EMEIS et al. 2002 und KLEWE & STERR 1994)

Zeitabschnitt	Jahre vor heute	Vor- u. frühgeschichtl. Abschnitt	Südbaltische Ostseentwicklung				Salzgehalt	Seespiegellhöhe	Sediment	Hauptprozess der Küstenentwicklung	Waldentwicklung	
			Leitformen	Anstieg	Hochstand	Hauptphasen						
Subatlantikum	2500	Neuzeit	Mya- Meer	Meeresspiegelschwankungen nahe unter und um NN	3. lit. Hochstand	schwacher Anstieg/zeitweiliges Verharren	schwächer brackig	um NN	Schlick Feinsand	Weißdünen Graudünen beschleunigter Küstenausgleich	Zunehmende Forstkulturen stark veränderte Wälder	
		(Hoch)Mittelalter	postlitorine Phase (Lymnaea- Meer)			postlitorine Transgression	brackig	um NN	Feinsand	Gelbdünen	Buchen- und Buchenmischwälder	
		Slawenzeit				Regression bzw. Stillstand	schwach brackig	-0.2 m	Mudde	Küstenausgleich: Kliffe, Haken, Nehrungen	Buchen-Eichenmischwälder	
		Völkerwanderung röm. Kaiserzeit				3. litorine Transgressions-Hauptphase	brackig	-0.6 m	Feinsand		Eichenmischwälder mit beginnender Buchenausbreitung	
		Eisenzeit				spätlitorine Regression bzw. Verharrung	brackig	-0.6 m	Mudde sandiger Torf			
Subboreal	5000	Bronzezeit	Litorina- Meer		2. lit. Hochstand	2. litorine Transgressions-Hauptphase	stark brackig	-1 m	Fein- bis Mittelsand Litorina-Klei	Braundünen	Eichenmischwälder	
		Neolithikum				hochlit. Regression	brackig	-1 m	Mudde, Torf	Nehrungsbildung		
Atlantikum	6000				verlangsamter Meeresspiegelanstieg	1. lit. Hochstand	1. litorine Transgressions-Hauptphase	sehr stark brackig	-5 m	Fein- bis Mittelsand Litorina-Klei	Inselarchipele, Kliffe starke submarine Sedimentation in den Buchten	kiefernreiche Eichenmischwälder
							frühlit. Verlangsamte	Abnahme	-5 m	Mudde	Beginn verstärkter Küstendynamik Bodenbildung, Seeverlandungen, Flachsee in Becken	Hasel-Kiefernwälder
							beginnende Litorina-Transgr.	schnell zunehmend	-22 m	Schluff, Feinsand, Mudde		
Boreal	8000	Mesolithikum	(Mastogloia Meer)	sehr schneller Anstieg				<-22 m	Böden, Torf und Mudde			
Präboreal	9000		Ancylus- See	schneller Anstieg	Hochstand	Ancylus-Transgr.	ausgesüßt	-22 m	Feinsand, Schluff	Sedimentation in Ostseebuchten	Birken- bzw. Kiefern-Birkenwälder	
			Festlandzeit	Yoldia- Meer		Festlandzeit	(marin)	<-40 m	Böden, Torf	Bodenbildungen		
Dryas		Paläolithikum	Eisseen	Baltischer Eissees					Bänderton und -schluff		Tundra und Waldtundra	

⁸ Zu den Ursachen und Konsequenzen einer durchgreifenden Klimaveränderung im Holozän in Bezug auf das vielfach erwähnte und intensiv untersuchte "8K event" oder "8.2K event" siehe besonders ALLEY et al. (1997), ALLEY & AGUSTSDOTTIR (2005) und KLITGAARD-KRISTENSEN et al. (1998).

Das Weichselspätglazial und der Übergang zum Holozän sind entsprechend DUPHORN et al. (1995), LANG (1994) und SCHROEDER (1998) geprägt durch eine charakteristische Reihenfolge der Wiedereinwanderung und Ausbreitung spezifischer Baumarten, die abhängig ist von den Abschmelzprozessen der pleistozänen Gletscher. Periglaziale Prozesse wie Solifluktion und Kryotur-bation unter dem Einfluss geringmächtiger Permafrostdecken konnten sich entwickeln. Wie aus Tab. 3.3 abgeleitet werden kann, begann die nacheiszeitliche Entwicklung im Untersuchungsgebiet in der jüngsten Tundrenzeit bzw. Jüngeren Dryas mit der Ansammlung von Schmelzwasser (spätpleistozäne Wasserspiegelanstiegsphase) vor dem zurückschmelzenden Eisrand im Bereich der heutigen südlichen Ostsee (ca. 13000 a BP). Nach EMEIS et al. (2002) und KLIEWE & STERR (1994) existierte entlang der spätglazialen Eisränder eine Anzahl größerer und kleinerer Stauseen mit einer charakteristischen Sedimentation von Sanden, Seekreide und gebänderten Schluffen und Tonen. Im Bereich der Kieler Bucht konnten WINN et al. (1982, 1986; zitiert in: DUPHORN et al. 1995) und STERR (1991; zitiert in: DUPHORN et al. 1995) ein ausgedehntes Netzwerk von dryasi-schen und präborealen Süßwasserseen nachweisen, das Landschaftsbild glich eher einer weitläufigen Luchlandschaft. Entsprechend KÜSTER (2004) konnektierten die einzelnen Seebereiche durch die gesteigerte Schmelzwasserzufuhr zum Baltischen (Groß)Eisstausee.

Die Paläoökologie der Ostsee ist geprägt von dem komplexen Zusammenwirken isostatischer Vertikalbewegungen und eustatischer Meeresspiegelschwankungen. Das Abschmelzen der Inland-eismassen bewirkte im Vereisungsraum intensive Reliefausgleichsbewegungen die KÖSTER (1995) mit durchschnittlich 1 bis 3 m/100 Jahre angibt. Entsprechend FJELDSKAAR (1994; zitiert in: HUPFER et al. 2003), BELKNAP (2005), und KOLP (1986; zitiert in: DUPHORN et al. 1995) muss man für das Verständnis der postpleistozänen und frühholozänen Entwicklung im Zentrum der Vereisung von einer eiszeitlichen Landhebung und in den äußeren Gebieten des Fennoskandischen Schildes von kollabierenden Lithosphärenbereichen und Landsenkungen ("Uhrglaseffekt") ausgehen.

Aufgrund von Oszillationen durch Massenverlagerungen des Schmelzwassers kommt es zu Überlagerungen der beschriebenen isostatischen Ausgleichsbewegung mit einem intensiven eustatischen Meeresspiegelanstieg im Dezimeterbereich. Nach HARFF et al. (2001), HUPFER et al. (2003) und MASTRONUZZI (2005) gibt die Größe der Strandlinienverschiebungskurve als "Relative Meeresspiegeländerung" (RSL, relative sea level) Hinweise auf die holozäne Entwicklung des Meeresspiegels (Fig. 3.7). Dabei werden die Lage und das Alter von Paläogeländeoberflächen in Bezug auf ihre Lagedifferenz zum rezenten Meeresspiegel rekonstruiert und Komponenten wie differentielle Vertikalbewegungen der Erdkruste berücksichtigt. Änderungen des Meeresspiegels hinterlassen somit geeignete Marker, durch deren Aufnahme und Analyse näherungsweise der Verlauf von Trans- und Regressionen beschrieben werden können.

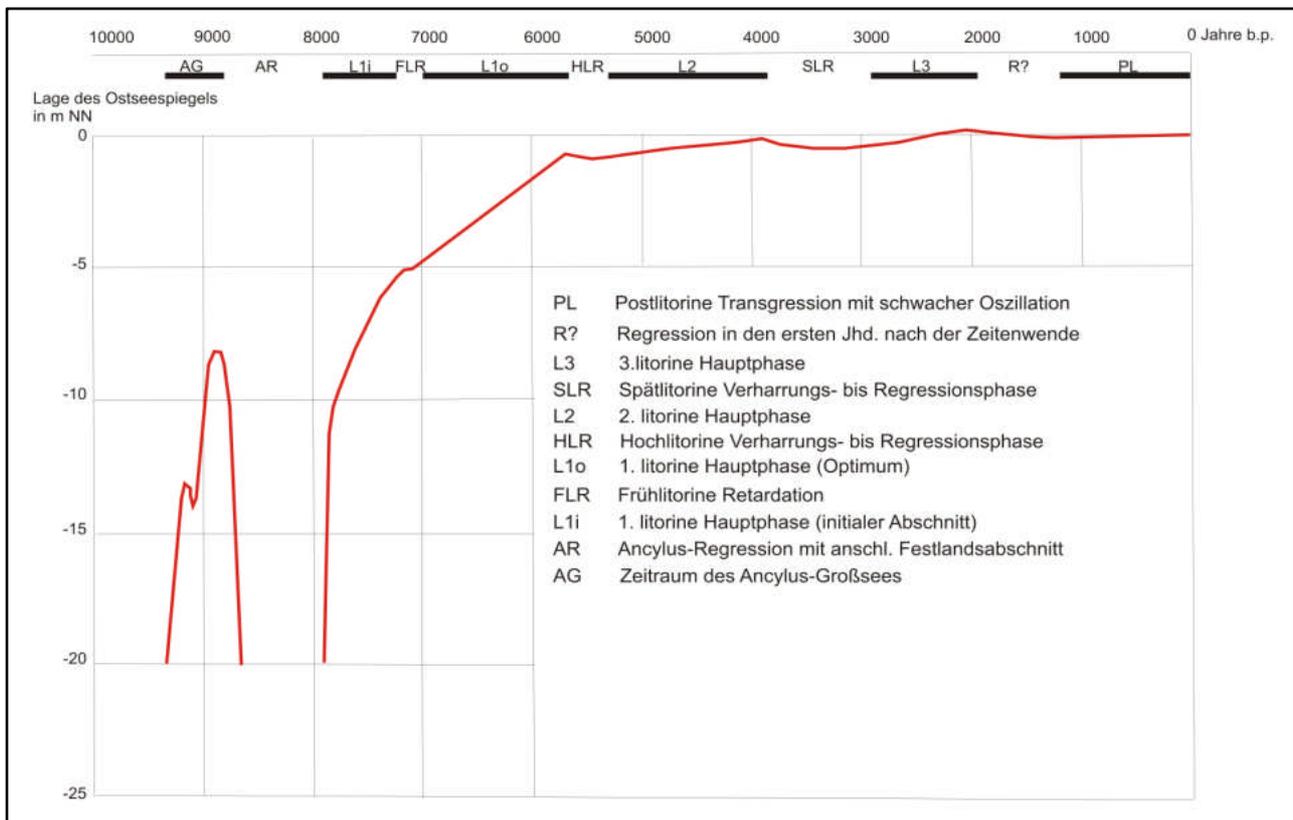


Fig. 3.7: RSL-Kurve und eustatische Meeresspiegelentwicklung (DUPHORN et al. 1995 und KLEWE & STERR 1994, verändert)

Die nachfolgende Entwicklung koinzidiert mit dem Ende der jüngeren Dryaszeit (nach DREIBRODT 2005 und REIß 2005 etw a um 11670 a BP). Im Bereich der mittelschwedischen Senke (Billinger Pforte) und des Bornholmbeckens geriet der Binnensee durch Reliefveränderungen und glazimarine bzw. glazilimnische Abschmelz- und Erosionsprozesse unter Salzwassereinfluss. Dieses Ostseestadium mit dem salzig-brackigen Yoldia-Meer fällt im Wesentlichen mit dem Präboreal zusammen und wird durch die Muschel *Portlandia (Yoldia) arctica* charakterisiert. Die Sedimente des Yoldia-Meeres sind mit dem magnetischen Mineral Greigit imprägniert. Farbwechsel und Änderung der Sedimentdichte in Folge des zweiphasigen "Billingen-Ereignisses" weisen entsprechend Fig. 3.8 auf Sauerstoffzehrung sowie die bakterielle Reduktion von Meeressulfat zu Sulfid und der Reaktion mit Eisen hin. Sie belegen somit das Vorherrschen salzreicher Wässer für etw a 800 bis 900 Jahre (BJÖRCK 1995, EMEIS et al. 2002 und HUPFER et al. 2003).

Mit der Transgression des Yoldia-Meeres setzte die endgültige Erwärmung ein; sie definiert die Phase der bevorzugten Ausbreitung des nemoralen Florenspektrums (Vorwärmzeit) aus den Refugialgebieten. Nach KLINK (1994) und SCHROEDER (1998) konnte *Corylus avellana* besonders schnell vorrücken und die bisherige Tundra, Waldtundra und Taiga mit *Pinus*-Dominanz unterwandern. Ab etw a 9000 a BP erfolgte die Ausbreitung eines nemoralen Sommerwaldes mit den dominierenden Hauptholzarten *Quercus*, *Tilia*, *Acer*, *Ulmus* und *Fraxinus*.

Durch ein Überwiegen der glazialisostatischen Heraushebung des eisentlasteten Festlandes gegenüber der anhaltenden eustatischen Wasserstandsänderung wurde die mittelschwedische Mee-

resverbindung gegen Ende des Präboreals (ca. 9300 a BP) wieder unterbunden (vgl. EMEIS et al. 2002, 213). Bis in das frühe Boreal (8700 a BP) entwickelte sich der ausgesüßte Ancyclus-Großsee (Fig. 3.9) mit der Leitform der Süßwasserschnecke *Ancyclus fluviatilis* als autonomes Ostseestadium (HUPFER et al. 2003 und KLIEWE & STERR 1994). Kipp- und Schollenbewegungen bewirkten eine weitgehende Verlagerung der Seeufer der möglichen bevorzugten Abflussrinne des Großsees weit nach Südwesten. KÖSTER (1995) und KOLP (1986; zitiert in: DUPHORN et al. 1995, 35) belegen für das Gebiet der Darßer Schwelle und der Kadetrinne eine ca. vier Kilometer breite Hauptabflussrinne sowie entsprechende Nebenrinnen im Bereich der Belte. Entsprechend der Fig. 3.8 lassen sich aus dem untersten Sedimentintervall des Ancyclusstadiums deutliche Laminationen ableiten. EMEIS et al. (2002) führen dies auf stabile Dichteschichtungen des Wasserkörpers und auf zeitweilige anoxische Bedingungen am Seeboden zurück.

Das ausgehende Boreal und das frühe Atlantikum waren für die südwestliche Ostseeküste infolge der beträchtlichen Regression des Ancyclus-Großsees von einer verbreiteten Festlandszeit geprägt. Gekennzeichnet durch die Massenausbreitung von *Corylus avellana* (Hasel) fanden bedeutsame paläogeographische Veränderungen statt. Randbereiche der Kieler Bucht fielen trocken und zahlreiche Funde belegen limnisch-telmatische Sedimente (v.a. Torfgytja- und Torfbildungen) aus dieser Festlandszeit (DUPHORN et al. 1995).

Mit dem transgredierenden Nordatlantik drang das salzreiche Litorina-Meer (Fig. 3.9) im Atlantikum (ab ca. 7900 a BP) in die tiefen Beckenstrukturen der westlichen und der südwestlichen Ostsee ein; die Schnecke *Littorina litorea* etablierte sich als Leitform. Die entsprechende RSL-Kurve in Fig. 3.7 belegt einen beschleunigten Transgressionsprozess für die initiale Phase der beginnenden Litorina-Transgression (L1i mit durchschnittlich 2,5 cm/Jahr) und die litorine Hauptphase (L1o mit durchschnittlich 0,9 cm/Jahr). Nach DUPHORN et al. (1995), EMEIS et al. (2002) und KÜSTER (2004) drang das frühe Litorina-Meer tief in die glaziär geformten Landesteile ein, besonders betroffen waren die schmalen in sich gekammerten Zungenbecken der schleswig-holsteinischen Fördenküste. Bisher konnte nicht der Nachweis geführt werden, ob bereits in dieser ersten Litorina-Transgression ein entsprechender Küstenausgleich mit Haken- und Nehrungsbildung sowie eine verstärkte Rückverlagerung der pleistozänen Kliffküste stattfand. DUPHORN et al. (1995, 42) und HUPFER et al. (2003, 20) belegen in diesem Zusammenhang eine völlig unausgeglichene, stark gegliederte und buchtenreiche Küste, die den Charakter eines Insel- und Halbinselarchipels aufwies. Zur Ausbildung charakteristischer Ausgleichsprozesse mit dem Wechsel von Kliffküsten und Stillwasserbuchten bzw. Nehrungen kam es erst während des Verlaufs der nachfolgenden zweiten und dritten litorinen Hauptphasen und der postlitorinen (Lymnaea- und Mya-Meer) Zeit im Subboreal und Subatlantikum (5000 a BP bis heute).

Entsprechend DREWS (2001) und EMEIS et al. (2002) können aus dem Sedimentkern (Fig. 3.8) Salzgehaltsänderungen und die biologischen Verhältnisse als Phasen abgeleitet werden. So bele-

gen Intervalle mit fein laminierten Sedimenten aufgrund fehlender Bioturbation und hohen Gehalten an organischem Kohlenstoff. Zeiten mit Sauerstoffmangel am Meeresboden. Starke Sauerstoffreduzierung in den Beckenstrukturen des Littorina-Meeres führte dazu, dass absinkendes organisches Material nur unvollständig abgebaut wurde und als so genannte Fluffy-Schichten mit eingelagerten Eisenoxid-, Eisenhydroxid- und Manganoxidanreicherungen erhalten blieben. In dem Sedimentkern sind homogene Sedimentintervalle mit geminderter Lamination eingelagert, die auf einen erhöhten Einstrom sauerstoffreichen Salzwassers oder auf eine begrenzte vertikale Konvektion im Rahmen von Diffusionsvorgängen hindeuten. Eine ausreichende Sauerstoffversorgung im Bodenwasser führte oftmals zu einer vollständigen Homogenisierung der Sedimente durch benthische Organismen. In diesem Zusammenhang diskutiert DREWS (2001, 178f.) eine scheinbare Homogenität der erbohrten Sedimente aufgrund einer intensiven Verblässung der Laminierung durch Reduktion von Eisen- und Manganoxiden und dem anaeroben Abbau des farbgebenden organischen Materials.

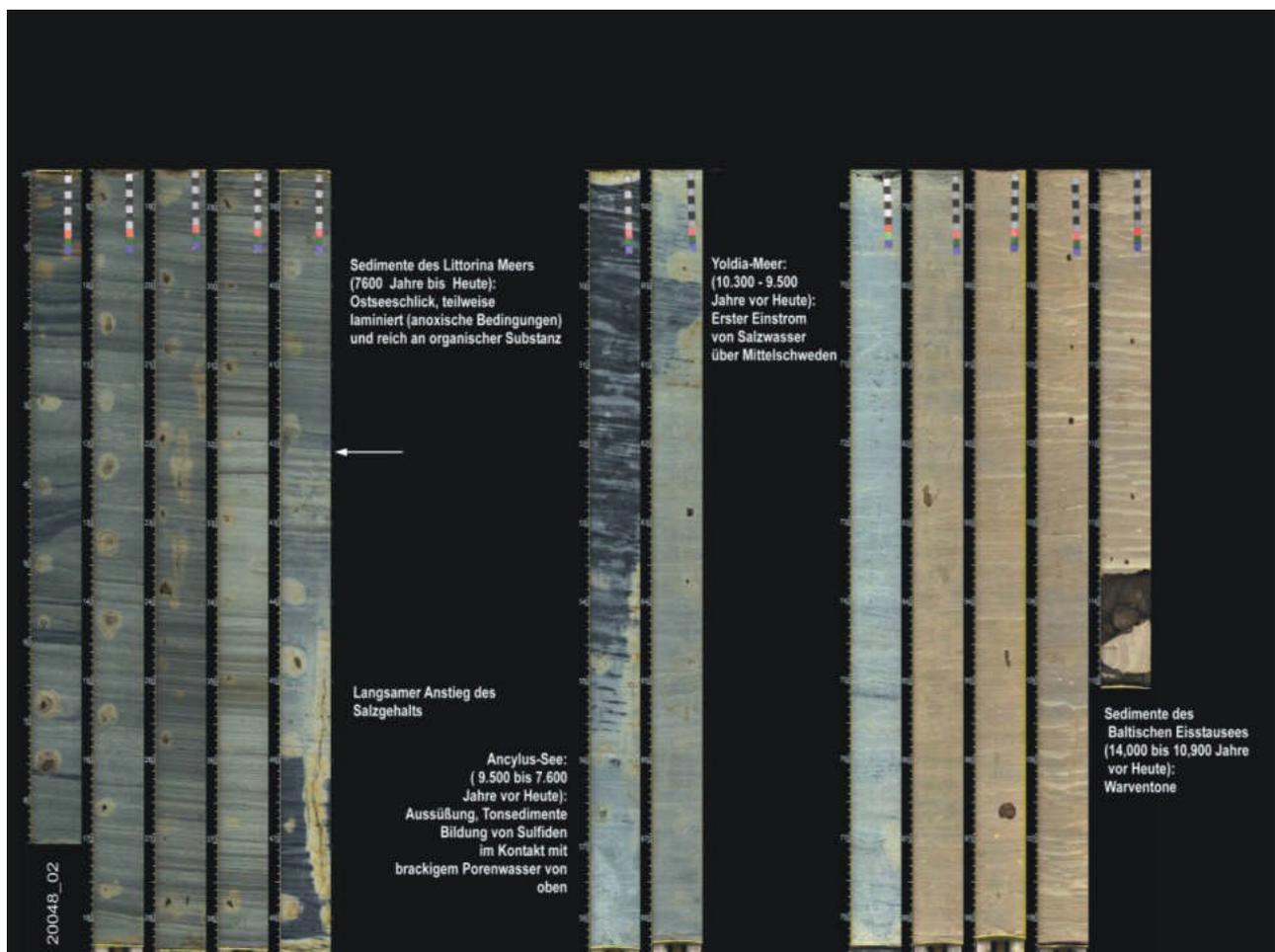


Fig. 3.8: Sedimentkern aus dem Gotlandbecken⁹ (Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde)

⁹ Die holozäne Entwicklungsgeschichte der Ostsee ist in Sedimenten dokumentiert; besonders gut erhalten haben sich die entsprechenden Strukturen in den glazial geformten Beckenbereichen. Der Bildausschnitt zeigt einen Sedimentkern aus dem Gotlandbecken der Poseidon-Expedition, der gesamte Kern weist eine Länge von 11,50 m auf, differenziert in 100 cm langen Sektionen.

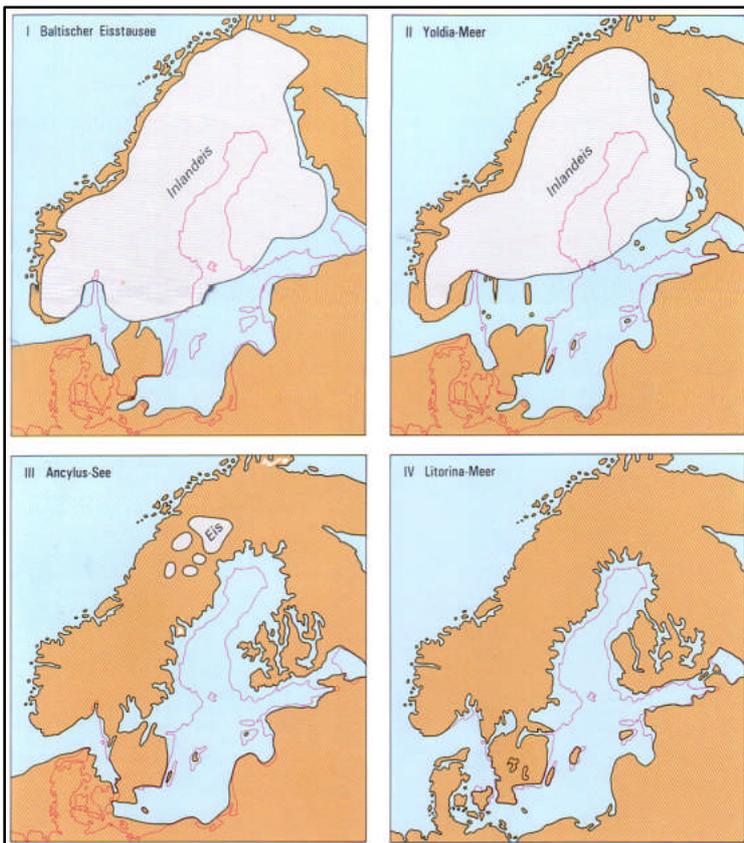


Fig. 3.9: Entwicklungsphasen der Ostsee (SCHMIDTKE 1995)

Ausgehend von den paläogeographischen Diskussionen nach BEHRE (2000), NEGENDANK (2002), POTT (2000) und SCHROEDER (1998) und entsprechend Tab. 3.3 wird während des Atlantikum das postglaziale Klimaoptimum erreicht. Ein zonaler, wärmezeitlicher Eichenmischwald (*Quercetum mixtum*) konnte sich als Subklimaxvegetation entwickeln; Moorbildungen belegen nasse Warmphasen. Unterschiedliche edaphische Bedingungen verursachten ausgeprägte Mosaik der Waldbedeckung mit Edellaubhölzern. So dominierten nach OVERBECK (1975) in den Jungmoränengebieten Norddeutschlands in dem wärmezeitlichen Sommerwald *Tilia* und *Ulmus*¹⁰. Unter der Berücksichtigung verschiedener Klimaindizes kann für das Atlantikum im mitteleuropäischen Raum eine Erhöhung der mittleren Jahrestemperaturen um 2,5 bis 4 °C belegt werden (SCHÖNWIESE 1994, 313ff.; SCHROEDER 1998, 398f. und BLÜTHGEN & WEISCHET 1980, 728).

Die späte Wärmezeit (Subboreal) war geprägt von einer deutlichen Abnahme der Temperatur und einer Zunahme der Niederschläge. Entsprechend BLÜTHGEN & WEISCHET (1980) und LAMB (1977) sind ein Vorrücken der Gletscher und Veränderungen in der Zusammensetzung der Wälder aufgrund ausgeprägter Klimaoszillationen belegt. Erstmals traten im Postglazial *Fagus sylvatica* (Rotbuche), *Carpinus betulus* (Hainbuche) und *Abies alba* (Tanne) auf; sie drängten die etablierten Baumarten *Quercus* (Eiche), *Corylus* (Hasel), *Tilia* (Linde) und *Ulmus* (Ulme) zurück. Dieses gegenläufige Verhalten der Pollenspektren führt OTT (2000, 60f.) u.a. auf sukzessionsbiologische

¹⁰ Entsprechend SCHROEDER (1998, 398) ist die „Übervertretung“ der *Quercus*-Arten als dominierende Hauptholzart irreführend und leitet zu dieser Korrektur.

Phänomene infolge von Klimaveränderungen und standortökologischen Bedingungen zurück. Neue Forschungsergebnisse unterstützen die These einer nacheiszeitlichen Buchenausbreitung durch epidemische Baumkrankheiten in Form pathogener Baum- und Waldschädlinge¹¹. Säkulare Schwankungen von *Ulmus* und *Tilia* in den Pollenspektren können somit vor Eintritt von *Fagus sylvatica* (Buche) oder der Inkulturnahme der Landschaft durch frühneolithische Kulturen deutlich gemacht werden. Nach OTT (2000) erfolgte dabei die holozäne Buchenausbreitung in der Nacheiszeit über westliche und östliche Provenienzen in den Norden und Nordwesten Europas.

Die Lymnaea- und Mya-Zeit mit den Mollusken *Lymnaea ovata* und *Mya arenaria* – die erst im 16. und 17. Jahrhundert aus nordatlantischen Gewässern immigriert ist – als Leitformen repräsentieren die zwei Jahrtausende währende postlitorine Entwicklung der Ostsee seit dem frühen Subatlantikum. Mit dem zunehmend feuchteren, ozeanisch geprägten Klima und einem geringeren Wasseraustausch über Belte und Sund, wurde die Ostsee wieder brackig.

In dieser Nachwärmzeit ("Buchenzeit") konnten sich die Buchenwaldgesellschaften vom Flachland bis zur Montanstufe in Mitteleuropa durchsetzen¹². Entsprechend ELLENBERG (1996), KLINK & MAYER (1983), KLINK (1994) und WALTER (1986) kann davon ausgegangen werden, dass lediglich auf den leichten Sandböden der Geestflächen *Quercus* (Eiche) und *Pinus* (Kiefer) in Schleswig-Holstein dominierten und auf den besseren Böden *Carpinus betulus* (Hainbuche) vorherrschte. In diesem Zusammenhang belegen BLÜTHGEN & WEISCHET (1980), EMEIS et al. (2002), GROVE (2002), NEGENDANK (2002) für das Subatlantikum ausgeprägte subseque, säkulare Klimaoszillationen, die sich mit der Variation der atmosphärischen Zirkulation im Rhythmus von einigen Jahrhunderten abwechselten¹³. Der letzte und derzeit aktuelle Zeitabschnitt des Holozän begann um 750 v. Chr. mit einer pessimalen Periode, einem Zeitabschnitt ausgesprochener Klimaungunst, in der die Durchschnittstemperaturen 1 bis 2 °C niedriger lagen als heute (JÄGER 1994 und LAUER 1993). EMEIS et al. (2002), LAUER (1993) und NEGENDANK (2004) belegen in der Folgezeit das "Optimum der Römerzeit", welches bis zum Anfang des vierten Jahrhunderts anhielt. Der westliche Ostseeraum war durch eine abnehmende Niederschlagstätigkeit und von einer weitgehenden Änderung des Hauptwindfeldes charakterisiert. Die anschließende und vergleichsweise kurze Kälteperiode vom zweiten bis zum sechsten Jahrhundert n. Chr. wird als das Pessimum der Völkerwanderungszeit bezeichnet. Die kühle und feuchte Witterung könnte Wanderungsbewegungen germanischer Stämme, den Einbruch der Hunnen und die Ausbreitung von Seuchen begünstigt haben. Die ausgedehnte Warmphase zwischen 600 und 1100 n. Chr. während des "Mittelalterlichen Op-

¹¹ Zu dem "Ulmenfall" siehe KIRLEIS (2002) und WIETHOLD (1998).

¹² Zu der Entwicklung *Fagus sylvatica* als heutige Klimaxholzart in Nord- und Mitteleuropa und ihre beherrschende Stellung unter den Schattholzbaumarten siehe v.a. ELLENBERG (1996), KLINK (1994), POTT (2000) und SCHROEDER (1998).

¹³ Zu dem Nachweis der ausgedehnten Oszillation im Subatlantikum aufgrund von ermittelten Sauerstoff-Isotopen-Verhältnissen aus grönländischen Eisbohrkernen siehe DANSGAARD (1982; zitiert in: LAUER 1993).

timums" ermöglichte die Wanderung der Normannen über Island nach Grönland ("grünes" Land). Bei zunächst geringeren Temperaturen, dann aber zunehmenden Niederschlägen, lagen die Jahresmitteltemperaturen ca. 1 °C über den heutigen Werten (LAMB 1989 und LAUER 1993, 215). Deutlich ausgeprägter wurde das anschließende Pessimum der "Kleinen Eiszeit" mit einer Kulmination zwischen 1675 und 1710 n. Chr. (vgl. EMEIS et al. 2002 und GLASER 2000). Nach BELL & WALKER (2005), LAMB (1989), LAUER (1993) und ROBERTS (2002) erfolgte während dieser Zeit die Ausbildung von Kaltphasen regional sehr unterschiedlich: die Waldgrenze ging deutlich zurück, die Packeisgrenze verschob sich auf der Nordhemisphäre nach Süden, In der Folge der deutlichen Abkühlung kam es zu ausgedehnten Vereisungsphasen der Ostsee und zur Aufgabe der bereits erwähnten Wikingersiedlungen auf Grönland. Die Gletscher rückten vor und erreichten 1850 ihren Maximalstand. Insgesamt konnte während der "Kleinen Eiszeit" von einer geänderten Zyklontätigkeit einhergehend mit einer gesteigerten Sturmflut-, respektive Sturmhochwassertätigkeit und einer Verstärkung meridionaler Strömungsfrequenzen für Europa ausgegangen werden. Der neoklimatische Temperaturanstieg seit 1840 ist bemerkenswert. Durch die Industrialisierung und den Trend eines ständig zunehmenden Treibhauseffektes setzt eine globale Erwärmung ein. So kann nach SCHÖNWIESE (1994, 327) um 1940 ein relatives Maximum beobachtet werden, dass als Höhepunkt des "Modernen Optimums" angesehen wird.

3.2.2 Geomorphologie

Die Oberflächenformen sind in Schleswig-Holstein weitgehend ein Abbild der glazifluvialen Dynamik. Weite Teile des Östlichen Hügellandes und des Dänischen Wohlds werden geprägt von einem unregelmäßigen Wechsel von Kuppen- und Hanglagen, kolluvierten und vermoorten Niederungen, Strandwällen und der Flach- und Steilküsten. Oszillierende Gletschervorstöße bewirkten oftmals nur eine kurze Phase stationärer Eisrandlagen mit einer geringen Anhäufung von Gesteinsschutt. Aus den vorstoßenden Eismassen resultierte in der Vorrückphase eine Aufschiebung und Aufpressung eigener oder bereits vorhandener glazigener Ablagerungen in Form ausgeprägter Schollen- und Schuppenstrukturen, die als Schichtstauchungen an Kliffaufschlüssen beobachtet werden können (Stauchmoräne, kuppige Grundmoräne als glaziale Aufschüttungslandschaft). Stauchkomplexe behindern den Eisfluss und lassen interlobate Zonen mit Substratanreicherungen in Form von Kames (s.u.) entstehen (LESER 2003, LOUIS & FISCHER 1979, PIOTROWSKI 1993, STEPHAN 2003 und ZIOGAS 1995).

Im Östlichen Hügelland und im Dänischen Wohld entwickelte sich ein System von zusammengesetzten Stauchungszonen; mehrere Moränengabeln und -bögen folgen aufeinander (vgl. dazu Fig. 3.5). PRANGE (1987) geht davon aus, dass nicht alleine glazialmorphologische Prozesse an dem Aufbau der Landschaft und des "unruhigen Reliefs" am Lindhof und des Dänischen Wohlds beteiligt waren. AHNERT (1996), LOUIS & FISCHER (1979), STEWIG (1982) und ZIOGAS (1995) sprechen in

diesem Zusammenhang von einer intensiven glazifluvialen Dynamik, welche in direkter Verknüpfung mit erosiv wirkenden Schmelzwässern und der Zerspülung von Sedimenten steht. Schmelzwässer können unter starkem hydrostatischen Druck stehen; besonders bei hohen Fließgeschwindigkeiten kann subglazial gemäß der fluvialen Hydraulik mit Kavitationskorrasion gerechnet werden. Ein Wechselspiel von Verwitterung und Abtragung, Transport und Ablagerung durch fließendes Wasser wird initiiert. Die glazifluviale Prozessdynamik hinterließ Schmelzwasserrinnen und Sanderflächen (Sandgänge, Sandschürzen und Bortensander¹⁴), die sich zum Teil bis in die heutige Ostsee verfolgen lassen. So liegt vor dem Ausgang der Eckernförder Bucht der Stollergrund, ein Unterwasser-Kliff, das aus einer Tiefe von etwa 20 m bis auf 6 m unter dem heutigen Meeresspiegel aufragt. Vor der Strander Bucht und Bülk fällt eine flussartig eingeschnittene Rinne steil ab, die sich zwischen Stollergrund und Dänischem Wohld zur Kieler Außenförde hinzieht. Fig. 3.10 gibt einen Überblick über die glazifluviatilen Prozesse und den kleinräumigen Substratwechsel der pleistozänen Sedimente im Untersuchungsgebiet des Lindhofs respektive des Dänischen Wohlds.



Fig. 3.10: Glazifluviale Prozessdynamik bedingt kleinräumigen Substratwechsel (Foto: C. Russok)

¹⁴ Zu den fluviatilen Eisrandsedimenten und Sandercharakteristika siehe v.a. EHLERS (1994), LOUIS & FISCHER (1979) und THOME (1998).

STEWIG (1982) beschreibt weite Teile des Östlichen Hügellandes als typische Niedertaulandschaft¹⁵ – Teile von Eisloben wurden vor dem Abschmelzen bewahrt, die dann später ein Absetzen des im und auf dem Eis vorhandenen Materials bewirkten. Die weichseleiszeitlichen Gletschervorstöße konnten nach DUPHORN et al. (1995) eine intensive Eis- und Morphodynamik in der nach Nordosten geöffneten, saaleiszeitlich vorgeprägten Eckernförder Bucht entwickeln. Wie in Kap. 3.2.1.2 beschrieben, gabelte sich der Eckernförder Eislobus während der Brandenburger/Frankfurter Stadien in zwei Gletscherzungen auf. Die Eckernförder Bucht umfasst das klassische glaziäre System hintereinander liegender Stauchendmoränen (Hüttener und Duvenstedter Berge) und Gletscherzungenbecken. In Kliffaufschlüssen kann eine für die Eckernförder Bucht und die Kieler Förde typische Dreigliederung der weichseleiszeitlichen Sedimente abgeleitet werden: Unterer Geschiebemergel (Brandenburger/Frankfurter Stadien und Pommersches Stadium), Schmelzwassersande, oberer Geschiebemergel (Mecklenburger Stadium).

Nach ZIOGAS (1995) können am Lindhof verschiedene Formen der glazialen Morphodynamik identifiziert werden. Kames als Schmelzwasserablagerungen in subaërischen Hohlformen bilden Hügel, Terrassen oder Platten. Charakteristisch ist die durch die Schmelzwasserdynamik hervorgerufene, geschichtete Sedimentation von Sanden, Kiesen und Schotter. Unter dem Eis entstehen Drumlins, lang gestreckte Schildrücken aus aufgedrückt und zusammen geschobenem Grundmoränenmaterial wiederholter Gletschervorstöße. Die Längsform dieser zum Teil hohen Schildrücken beschreibt die bevorzugte Eisstoßrichtung, wobei das gegen die Fließrichtung des Eises gekehrte Ende steiler ist als der leeseitige Bereich. Die Entstehung der Drumlins ist einerseits auf das Auffalten glazigener Sedimente sowie andererseits auf das Absetzen von Gletscherschutt zurückzuführen. Sie ist offenbar auf Bereiche beschränkt in denen die Fließgeschwindigkeit der Gletscherloben die Genese begünstigte und genügend Lockermaterial für die Formung vorhanden war (AHNERT 1996 und MÜLLER 1974; zitiert in: ZIOGAS 1995). Zwischen den Drumlins sind zum Teil geräumige Talfurchen entwickelt, die entsprechend LOUIS & FISCHER (1979, 455) über niedrige, oft unmerkliche oberirdische Wasserscheiden in Beziehung stehen und ein förmliches Talgeflecht bilden. Einige im Untersuchungsgebiet kartierte Geländeformen zeigen polygenetische Drumlin- bzw. Kamesformen; sie verlaufen küstenparallel zur Eckernförder Bucht mit zum Teil streng gleichsinnigem Gefälle.

3.2.3 Küstenmorphogenese und Küstendynamik

DUPHORN et al. (1995) und LAMPE (1996) belegen für die gegenwärtige Gestalt der Küsten im Dänischen Wohld wirksame Faktoren wie z.B. die Kräfte der Küsten- und Sedimentdynamik und die

¹⁵ Nach LOUIS & FISCHER (1979) sind die charakteristischen Merkmale der Niedertaulandschaften die geschlossenen Formen: Kessel, Sölle und Toteislöcher.

Exposition des wirksamen Seeraums (fetch) ergänzt durch die glaziäre Vorformung nach Verlaufsrichtung der Vereisung und der Intensität. Die Vereisungsphasen des Weichsel-Pleniglazials haben durch eng neben- und aneinander gelagerte Endmoränenstadien, Gletscherzungenbecken und Tunneltäler die schleswig-holsteinische Fördenküste entstehen lassen (vgl. Fig. 3.3). Durch die Verknüpfung von glazialer und glazifluvialer Erosionswirkung in der wenig erosionsresistenten Grund- und Endmoränenlandschaft konnten einzelne Bereiche dieser Zungenbecken übertieft werden, somit war das Ausgangsrelief für die Förden geschaffen. Die in Kap. 3.2.1.3 beschriebene Litorinatrangression belegt die endgültige Überflutung und Umwandlung dieser markanten Tiefenzonen und beschreibt im Ergebnis eine Ingressionsküste im klassischen Sinn (KELLETAT 1989 und KLIWE & STERR 1994). Nach HUPFER et al. (2003, 223) drang das Meer tief in diese reliefierte Moränenlandschaft ein und schuf im Küstenbereich eine Insel-Halbinsel-Archipel-Landschaft.

Seit der Litorinatrangression ist das Meer bestrebt, durch hydrodynamische Küstenprozesse wie Abrasion mit Steilküstenentwicklung (s. Tab. 3.4) und Abschnürung von Küstenbereichen einen Küstenausgleich im Küstenlängs- und -querprofil zu schaffen (GIERLOFF-EMDEN 1980, HUPFER et al. 2003, KANNENBERG 1951 und KLIWE & STERR 1994) (vgl. Fig. 3.11). Diese Entwicklung ist sowohl an den exponierten Außenküsten des Dänischen Wohld und der Kieler Bucht als auch in der Fördeninnenküste der Eckernförder Bucht zu beobachten.

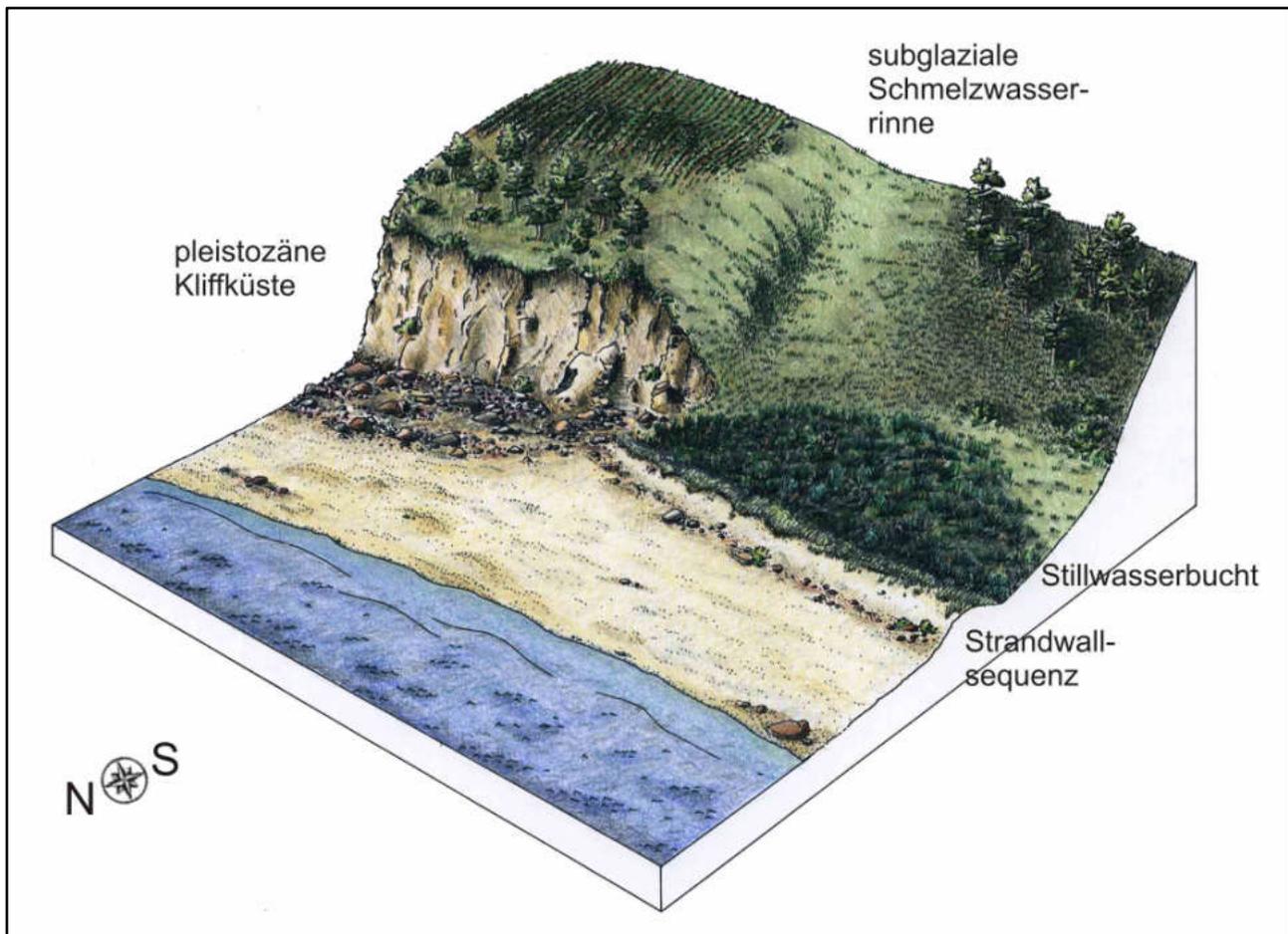
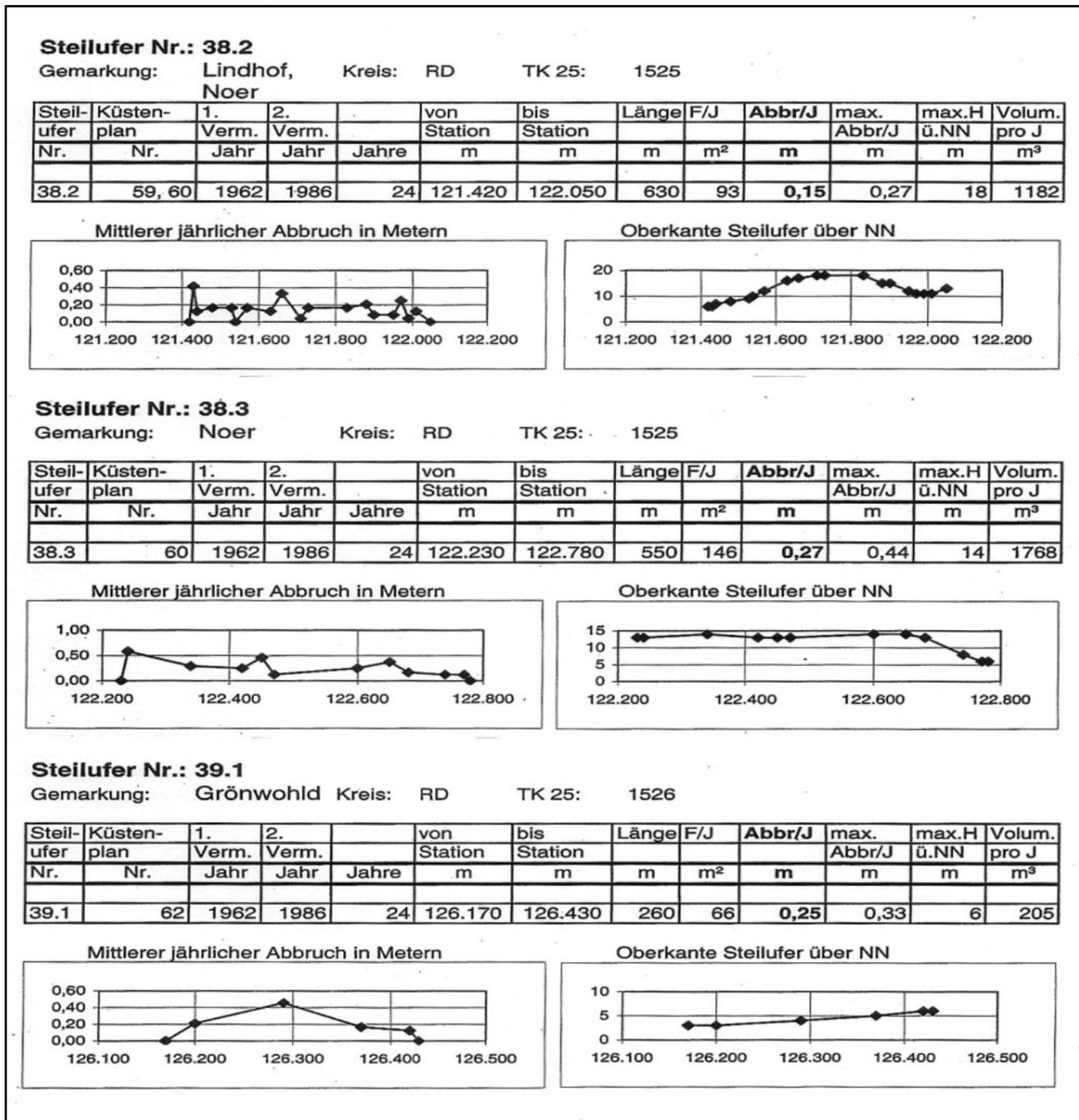


Fig. 3.11: Küstenabschnitt im Bereich Lindhof (Graphik: C. Russok & D. Kramer)

Initiiert werden die küstenmorphologischen Prozesse besonders durch östliche und nordöstliche Starkwinde mit ihrer seegangsverstärkenden Brandungswirkung und Wasserstandsschwankungen in Form so genannter Sturmhochwässer¹⁶ in den Hauptenergie dissipationszonen.

Tab. 3.4: Rückgang der Steilufer im Bereich der Eckernförder Bucht und des Dänischen Wohld (ZIEGLER 2004)



Nachweislich sind durch diese Wetterlagen eine Intensivierung sedimentdynamischer Prozessgrößen sowie die landwärtige Verschiebung der Seegangenergie mit negativer Sedimentbilanz belegbar (HUPFER et al. 2003). Das an den Außenküsten und Steiluferebereichen abradierte Lockermaterial wird in der Regel durch Quertransport erst seewärts verlagert, bevor es in einen küstenparallelen Transport einbezogen und fördeewärts verlagert wird. Stillwasserbuchten, Randbuchten und energieärmere Küstenabschnitte (Höftländer als überprägte Strandwallfächer bei Aschau, Kronsport und Noer) sind in der Eckernförder Bucht bevorzugt Bereiche (Aufschüttungszonen) dieser litoralen Akkumulation mit positiver Sedimentbilanz, z.T. Staubecken mit geringmächtiger holozäner Torfdecke über kalkführenden glazilimnischen Feinsanden und Schluffen und Haken- bzw. Nehrungsbildung (s. Fig. 3.11) (vgl. DUPHORN et al. 1995 und STERR 1993).

In Abhängigkeit von einer verstärkten Brandungswirkung in kurzen Perioden entwickeln sich im Untersuchungsgebiet einfache Akkumulationsformen oberhalb der Wasserlinie in Form von Strandwallsequenzen. FÜCHTBAUER (1988) und KELLETAT (1989, 130f.) zufolge entstehen als frontale Akkumulationskörper lang gestreckte küstenparallele Sedimentanhäufungen im Meterbereich mit zum Teil nur flachen Böschungswinkeln und ersten Besiedlungen mit Pioniervegetation und Staudenfluren in den ruhenden Abschnitten (Fig. 3.12).



küstenparallele Sedimentation und rezente Strandwallbildung



Pioniervegetation und Staudenfluren im Bereich einer Strandwallsequenz

Fig. 3.12: Küstendynamik im Untersuchungsgebiet (Fotos: C. Russok)

3.2.4 Böden und Verbreitungsmuster der Sedimente

HASSENPFUG (1971), LAMP (1985) und ZIOGAS (1995) beschreiben umfassend die regionalen Verbreitungsmuster der Böden und Sedimente, deren Vergesellschaftung in der Landschaft sowie die ökologischen Eigenschaften und Empfindlichkeiten (Erosionsrisiken) für das Versuchsgut Lindhof (Fig. 3.13). Die regionaltypischen Leitbodenformen im Untersuchungsgebiet lassen sich entsprechend DUPHORN et al. (1995) im Hinblick auf die bodengenetische Verknüpfung der Ausgangssubstrate, charakteristischen Bodenformen und die Hauptprozesse der Bodenbildung abbilden. Demgemäß dominieren auf Geschiebemergeln (z.T. Geschiebesande über Schmelzwasser-sande bzw. über Geschiebemergel und Geschiebemergel über Schmelzwasserablagerungen) im Bereich von Kuppen Braunerden, Parabraunerden bzw. Parabraunerden-Braunerden. In den Senken, Unterhangbereichen, Mittelhangbereichen und Hangmulden sind typische Kolluvisole aus lehmigen und sandigen Kolluvien mit Parabraunerden und Braunerden vergesellschaftet. Ihre Variation wird auf die Umlagerung und Akkumulation von Sediment, organischem Material und die unterschiedliche Bearbeitung bzw. Pflugtiefe zurückgeführt. In Bereichen mit erhöhter Grundwasser- und Stauvernässung sind Parabraunerde-Pseudogleye, Braunerde-Pseudogleye sowie Pseudogley-Gleye und Gley-Pseudogleye (Gleye, Nassgleye und Moorgleye) mit den beschriebenen Landböden vergesellschaftet (vgl. RUSSOK & BORK 2005 und ZIOGAS 1995).

Besonders in den fossilen Stillwasserbuchten und Lagunenbereichen haben sich Niedermoore in Form von typischen Küsten-Überflutungsmooren¹⁷ (Transgressionsmoore) auf Meeressandebene gebildet (vgl. DIERßEN & DIERßEN 2001, DUPHORN et al. 1995, LONG et al. 2006 und SUCCOW & JOOSTEN 2001). Die Moorbildung steht in Verbindung mit der holozänen Dynamik der Ostsee und Küstenausgleichsprozessen. Typisch für Küsten-Überflutungsmoore sind periodische Überflutungen und damit ein ausgeprägter Salzwassereinfluss sowie die geringe Mächtigkeit der Torfe. Im Profil wechseln organogene mit silikatischen Ablagerungen (sandige Muddenablagerungen, Feinsand- und Schluffablagerungen) und Moorwachstums-Stillstandsphasen mit organogener Akkumulation. Die Überflutungen bewirken eine Dynamik aus Akkumulation der Sedimentfracht, Abrasion und starken Umlagerungen. Im Untersuchungsgebiet haben sich die Küsten-Überflutungsmoore als Vorlandbildung vor der pleistozänen Kliffküste gebildet: Verlandungsphasen sind hier charakterisiert durch Strandwallbildung und Seesandablagerungen im Bereich der Uferlinie.

Grabungen in Strandnähe und im direkten Bildungsraum von Strandwallsequenzen belegen das Vorherrschen von Strandrohgleyen, Regosolen und Lockersyrosemen entsprechend AG BODEN (2005).

¹⁷ Nach SUCCOW & JOOSTEN (2001, 347) begann die Entwicklung der Küsten-Überflutungsmoore frühestens im älteren Subatlantikum, meist ab dem jüngeren Subatlantikum (vgl. Kap. 3.2.1.3).

3.2.5 Klima

Das Klima im Dänischen Wohld wird durch die Lage am Rand des Östlichen Hügellands bestimmt. Es ist durch einen Misch- oder Übergangscharakter gekennzeichnet, wodurch ein ganzjährig wechselhafter Witterungscharakter bedingt ist (vgl. KAUFELD et al. 1997, 147 und KLIEWE 1951; zitiert in: DUPHORN et al. 1995, 60). In einer west-östlichen Strömung bestimmt das nordatlantische Seeklima den Untersuchungsraum, ergänzt durch den Einfluss des Wasserkörpers der Ostsee mit einer temperaturdämpfenden und feuchtigkeitsspendenden Wirkung. Dementsprechend lagen im vieljährigen Mittel (1980 bis 2002) der Jahresniederschlag am Lindhof bei 785 mm und die Jahrestemperatur bei 8,7° C.

Extreme Wetterlagen mit auflandigen Winden haben in der Region wiederholt zu schadensreichen Sturmhochwässern geführt (z.B. in den Jahren 1872 und 1954). HUPFER et al. (2003) beschreiben den Zusammenhang dieser meteorologisch-ozeanographischen Verhältnisse mit der Zugbahn von Zyklonen der atmosphärischen Westwinddrift. Nach KAUFELD et al. (1997) besteht an der Steilküste des Untersuchungsraumes eine verstärkte Sturmgefährdung durch ein intensives Druckgefälle im Land-See-Übergangsbereich. Daher kommt es hier zu Überlagerungseffekten der auflandigen See mit einem außergewöhnlich starken Seegang. Gemäß HUPFER et al. (2003, 122) und BLÜTHGEN & WEISCHET (1980, 484ff.) müssen für die Charakterisierung extremer Wetterlagen und Wasserstände im Untersuchungsraum nachfolgende Ursachen berücksichtigt werden:

- die Luftdruck- und Windverteilung an der Meeresoberfläche im Bereich der Ost- und Nordsee,
- die Richtung und Geschwindigkeit der Verlagerung atmosphärischer Fronten und Hoch- bzw. Tiefdruckgebiete, insbesondere der Zugbahnen, Zirkulationstendenzen und Verteilungsbilder von Sturmtiefs unter Berücksichtigung charakteristischer Großwetterlagen (z.B. Zentraltief-gesteuerte Wetterlagen die vielfach Vb-Zugbahnen enthalten),
- die Beckenstruktur der Ostsee, v.a. Bathymetrie und Topographie des Meeresbodens ergänzt durch den Küstenverlauf der schleswigschen Fördenküste,
- der Füllungsgrad der Ostsee,
- hydrodynamische Schw ingungen und lokale Strömungsverhältnisse (z.B. Neerströme in Buchten- und Lagunenbereiche).

3.3 **Überblick über die Besiedlungs- und Landnutzungsgeschichte im Untersuchungsgebiet**

Die wesentliche Daseinsvoraussetzung und kulturelle Resonanz auf die Lebensbedingungen im Untersuchungsraum sieht HIRTE (2003, 11ff.) in der Assimilationsbereitschaft jungpaläolithischer Wildbeuter-Kulturen und in den Veränderungen in Flora und Fauna. Während des Bölling-

Interstadials ist der erste gesicherte Nachweis über die Grundlagen einer Ausbreitung nomadischer Wirtschaftswesen zu führen (Tab. 3.5). Temporäre Jagdlager dienten den *Hamburger* und *Ahrensburger Kulturen* sowie der *Federmesser-* und *Bromme-Lyngby-Gruppe* ab ca. 11000 v. Chr. der Entwicklung angepasster Ernährungsstrategien und Lebensweisen. So konnten Rastplätze als sporadische Aufenthalte im Bereich von Rinnen und Kuppen im Einzugsgebiet der Luchlandschaften nachgewiesen werden (vgl. BOKELMANN 1979 und KÜSTER 2004).

Tab. 3.5: Zeitschema der paläolithischen und mesolithischen Kulturentwicklung in Schleswig-Holstein (HIRTE 2003 verändert)

Postglazial	Mesolithikum	9300	Boreal	Duvensee 1+2
		9700	Spätes Präboreal	
			Präboreale Rammelbeek-Phase	?
		10100	Präboreale Friesland-Phase	
		10200	Jüngere Dryaszeit	Ahrensburger Renjäger
Spätglazial	Spätpaläolithikum	11000	Alleröd-Interstadial	Federmesser/Lyngby
		11800	Ältere Dryaszeit	keine Funde in Schleswig-Holstein
		12000	Bölling-Interstadial	Hamburger Renjäger
	Jungpaläolithikum	13000	Älteste Dryaszeit	
		13200	Lockarp-Interstadial	keine Funde in Schleswig-Holstein
		13500		

Im Mesolithikum bestimmen die revierbezogenen Standortbindungen die Daseinsökonomie im Untersuchungsgebiet. Zur optimalen Ausnutzung der verfügbaren Nahrungsquellen suchen die Jagdgruppen die Nahtstellen zwischen den unterschiedlichen Biotopen. HIRTE (2003) diskutiert in diesem Zusammenhang die bevorzugte topographische Lage von Siedlungsplätzen an den geschützten Küsten der Ostsee (s. dazu Fundstellenkartierung der Siedlungs- und Brandgruben, Kap. 5). Das Atlantikum leitet in der Folge eine durchgreifende kulturelle und klimatische Entwicklung im südwestlichen Ostseegebiet in der Jungsteinzeit ein. Die verbreitete *Ertebølle-Ellebek-Kultur* entwickelte Phasen der Umstrukturierung und Grundzüge einer bereits neolithisch wirtschaftenden Kultur.

Dauerhafte Ansiedlung und produzierende Wirtschaft in Form von Ackerbau und Viehzucht liegen in den Ursprüngen des altw eltlichen Neolithikums¹⁸. Für den Raum des südwestlichen Ostseegebietes können KALIS & MEURERS-BALKE (1998) und LÜNING (2000) Getreideanbau und eine anthropozoogene Nutzung der Wälder ab etwa 4300 v. Chr. nachweisen, dies entspricht der Fundstellenkartierung im Untersuchungsgebiet. In diesem Zusammenhang diskutieren HIRTE (2003) und WIETHOLD (1998) für den Dänischen Wohld und angrenzende Landschaften (Schwansen und Angeln) eine sukzessive, mosaikartige Durchdringung des Raumes mit neolithisch-agrarischen Wirtschaftsformen und zahlreichen Übergangs- und Mischformen der Kulturstufen (Tab. 3.6). Wichtige Impulse für die Neolithisierung können von den frühesten ackerbauenden Kulturen der *Bandkeramik* und *Stichbandkeramik* abgeleitet werden.

Tab. 3.6: Übersicht neolithischer Kulturen (LÜNING 2000, verändert)

Jahre vor Chr. (14C, cal. B.C.)		Süddeutschland	Mitteldeutschland	Norddeutschland	Geobotanik
2000	Bronzezeit	Frühe Bronzezeit	Frühe Bronzezeit	Nord. Spätneolithikum Dolchzeit und Stacheldrahtkeramik Glockenbecher	2000
2200					
2500	Endneolithikum	Glockenbecher Schnurkeramik Goldberg III	Glockenbecher Schnurkeramik Kugellamphoren	Nord. Mitteleolithikum Einzelgrabkultur	2500
2800					
3000	Spätneolithikum	Horgen-Cham-Wartberg	Bernburg Walternienburg	Nord. Mitteleolithikum Jüngere Trichterbecherkultur	3000
3500					
3500			Salzmünde	Nord. Frühneolithikum Fuchsberg Satrup	3500
4000	Jungneolithikum	Michelsberg (VI, V, IV, III, II, I) Aichböhl Schwieberdingen Wallerfing Münchshöfen	Baalberge Gatersleben Jordansmühl	Nord. Frühneolithikum Ältere Trichterbecherkultur Siggeneben Rosenhof	4000
4400					
4500	Mittelnolithikum	Bischheim Rössen Großgartach Hinkelstein	Stichbandkeramik Rössen	Nord. Frühneolithikum Eilerbek (keramisch)	4500
5000					
5000	Alt-(Früh-)neolithikum	Linienbandkeramik La Hoguette	Jüngere Linienbandkeramik Flomborn Älteste	Nord. Frühneolithikum Ertebølle-Kultur (akeramisch?)	5000
5500					5500

Nach KALIS & MEURERS-BALKE (1998) lässt sich eine Etablierung regelhafter Wirtschaftswäsen mit der *Trichterbecherkultur* (*Rosenhof-Gruppe*) im westlichen Ostseegebiet verfolgen. Entsprechend

¹⁸ Zu der Entstehung des Neolithikums im Vorderen Orient und seine Ausbreitung nach Mitteleuropa siehe LÜNING (2000) und MITHEN (2003).

Tab. 3.7 griff der wirtschaftende Mensch planvoll in die natürlichen Vegetationsverhältnisse ein, (Brand)-Rodungen, ortsfeste Siedlungen und Ackerbau leiteten zu einer selektiven Nutzung der Landschaft im Untersuchungsgebiet (Akkulturationsphase, 4300 bis 3400 v. Chr.). Die Bewirtschaftung der Böden erfolgte mit dem Hakenpflug. Mit dem Auftreten der *Einzelgrab- und Glockenbecherkultur* kann von einer Konsolidierungsphase (3400 bis 3250 v. Chr.) des neolithischen Ackerbaus ausgegangen werden.

Tab. 3.7: Entwicklung des Ackerbaus in Schleswig-Holstein (LÜNING 2000)

Alter v. Chr.	Neolithisierungsphasen	Kultur	Pflanzliche Nahrung	Tierische Nahrung
4950	Adaptationsphase	<i>Ertebølle- Ellerbek Kultur</i> Ohne Keramik	Sammelwirtschaft	Jagd
4750		<i>Ertebølle- Ellerbek Kultur</i> Mit Keramik	Getreideanbau (?)	Jagd Wildtier- Haustier Über- gangsfeld
4300	Akkulturationsphase	<i>Trichterbecherkul- tur</i> Frühneolithikum (FN) Rosenhof-Stufe (FN Ia)	?	4,8% Haustiere
4000		Siggeneben- Stufe (FN Ib)	Getreideanbau	(56,3%[?]) Haustiere: Rind, Schwein, Schaf/ Ziege
3600		Satrup-Stufe (FN Ic)	Getreideanbau	ca. 23% Haus- tiere: Rind, Schwein, Hund, Pferd, Schaf/- Ziege
3400	Konsolidierungsphase	Fuchsberg-Stufe (FN II)	Getreideanbau	85,1% Haustie- re: Rind, Schwein, Ziege
3300		Mittelneolithikum (MN) Troldebjerg- Stufe (MN Ia)	Getreideanbau	Haustiere: Rind, Schwein, Schaf, Pferd (?)
3250		Klintebakken- Stufe (MN Ib)	Getreideanbau	Haustiere

Während der frühen Metallzeit (Bronzezeit, 2150 bis 800 v. Chr.) führte der Ausbau der landwirtschaftlichen Nutzflächen, verbunden mit wiederholter Rodungstätigkeit, zu weiteren Auflichtungen in der Landschaft. Entsprechend den Untersuchungen nach WIETHOLD (1998, 234) und den Befundkartierungen im Untersuchungsgebiet kann der Nachweis dieser Nutzungs- und Siedlungstätigkeit für den Dänischen Wohld bzw. angrenzender Landschaftsräume bisher nicht geführt werden.

Mit dem Beginn der älteren vorrömischen Eisenzeit (800 bis 450 v. Chr.) im Subatlantikum konnte

durch das relativ feuchte und kühle Klima in Schleswig-Holstein zunächst lokal von einer rückläufigen Siedlungsaktivität ausgegangen werden. Ausgehend vom technologischen Fortschritt der Eisenverhüttung während der jüngeren vorrömischen Eisenzeit (450 v. Chr. bis Zeitenwende) und der römischen Kaiserzeit (Zeitenwende bis 400 n. Chr.) wandelte sich das Siedlungsbild an der Eckernförder Bucht und in den angrenzenden Landschaftsräumen. WILLROTH (1992) beschreibt für die Eisenzeit zahlreiche Siedlungsfundplätze und belegt eine großflächige Besiedlung mit extensivem Holzverbrauch und landwirtschaftlicher Tätigkeit auf den entstandenen Rodungsflächen. In diesem Zusammenhang geht HIRTE (2003) jedoch von einer schnellen Erschöpfung der Böden durch den Ackerbau aus, ein temporäres Verlegen der landwirtschaftlichen Flächen im Rahmen des Brandrodungsfeldbaus war notwendig. Im Rahmen dieser Forschungsarbeit kann der Nachweis aus der Fundstellenkartierung zu den eisenzeitlichen Siedlungsaktivitäten im Untersuchungsgebiet des Dänischen Wohlds geführt werden und deckt sich dahingehend mit den Untersuchungen bei WIETHOLD (1998).

STRUVE et al. (1979), WIETHOLD (1998) und WILLROTH (1992) diskutieren für den Raum der Eckernförder Bucht einen Rückgang der Siedlungsaktivität während der Völkerwanderungszeit ("völkerwanderungszeitliche Siedlungslücke"). Archäologische Fundstellenkartierungen korrelieren mit palynologischen Untersuchungen und belegen einen Siedlungszeigerrückgang (v.a. Abbrechen der geschlossenen *Cerealia*- und *Secale*-Kurven) in den Pollendiagrammen. Für das Untersuchungsgebiet muss von einer großflächigen geomorphodynamischen Stabilität, Wiederbewaldung¹⁹ und Weiterentwicklung der Böden unter Wald ausgegangen werden.

Seit dem Frühmittelalter setzt die Wiederbesiedlung und Rekolonisation im weiteren Umfeld des Untersuchungsraumes ein. Der Siedlungsraum verschiedener ethnischer Gruppen wird seit dem 9. Jahrhundert durch Grenzen, Wälle und Siedlungsscheiden gekennzeichnet. Diese manifestieren einen klaren Begriff territorialer Herrschaften (HIRTE 2003, 41). WIETHOLD (1998) belegt aus pollenanalytischen Untersuchungen für Schwansen eine Öffnung der Landschaft im 10. bis 12. Jahrhundert. Mit dem spätmittelalterlichen Landesausbau und dem verstärkten Zustrom von Neusiedlern drang auch das staatlich geregelte Gemeinwesen (Frieden, friedliche Koexistenz, Stabilität und feste wirtschaftliche Strukturen) in die Siedlungsräume ein (vgl. HAMMEL-KIESOW & PELC 2003 und KÜSTER 2004). Ausgehend von den hochmittelalterlichen Siedlungskammern und den Kirchendörfern (Krusendorf, Dänischer Wohld) wird der Untersuchungsraum durch Ausbau- und Rodungssiedlungen erschlossen. Nach WIETHOLD (1998) kann in diesem Zusammenhang von der Entstehung der spätmittelalterlichen Kulturlandschaft (dörfliche Feldgemeinschaften und Ackerhufenkomplexe mit geregelter Feld-Gras-Wirtschaft) ausgegangen werden, in der nur noch wenige

¹⁹ OVERBECK (1975) zeigt in Pollendiagrammen einen Rückgang der Siedlungszeiger verbunden mit einer Expansion von *Fagus sylvatica* und anderer Mischwaldarten und diskutiert in diesem Zusammenhang die Synchronität der siedlungsarmen Phase in Schleswig-Holstein.

ausgedehnte Waldareale vorhanden waren. Von den Rodungsmaßnahmen im Rahmen dieses Landesausbaus waren vor allem die Buchenwälder betroffen, die seit der Völkerwanderungszeit die vorherrschende Vegetationsform darstellten. Im Rahmen von Neuordnungen beginnt ab dem 14. und 15. Jahrhundert die Grundherrschaft der holsteinischen Adelsfamilien in weiten Teilen Schwansens, Angelns und des Dänischen Wohlds. Dementsprechend ist die Geschichte des Lindhofs geprägt von zahlreichen Besitzwchseln zwischen schleswig-holsteinischen Adelsgeschlechtern. So gehörte der Lindhof als Teil des Gutes Noer den Familien v. Ahlefeldt, v. Rantzau, v. Rumohr, v. Brockdorff, v. Moltke und v. Qualen. 1832 wurde der Besitz von Herzogin Louise von Schleswig-Holstein-Sonderburg-Augustenburg für ihren Sohn, den späteren Prinzen von Noer, käuflich erworben. Produzierende Großbetriebe (Meierhöfe und Holländereien, s.u.) leiten den Wandel der mittelalterlichen Kulturlandschaft zur frühneuzeitlichen Gutslandschaft ein. Prägend für das gutswirtschaftliche System waren das Koppelmachen (Einhegung mit Zäunen, Wällen und später mit Knicks), die Aufhebung der Feldgemeinschaft und Nutzungswiese der Schlagwirtschaft seit dem 16. Jahrhundert (LANGE 2003). Die demographischen und ökonomischen Entwicklungen des 16. bis frühen 19. Jahrhundert leiten eine Phase der Intensivierung der Landwirtschaft im Zeichen des Landesausbaus, Ressourcensteigerung und Agrarreformen ein. Nach OLDEKOP (1906; zitiert in: STEINHAUSER & LANGBEHN 1971) erfolgt z.B. 1851 die Anlage des Lindhofs als Meierhof. Letzterer ist ein vom Pachtherrn verliehenes Pachtgut und geht auf die Zeit grundherrschaftlicher Strukturen zurück. Der Meier (Erbpächter) war demnach ein grundherrlicher Amtsträger, der die abhängigen Bauernstellen beaufsichtigte und gegebenenfalls deren Abgaben einzog. Der "Meierbrief" regelte die Art, den Umfang und den Bestand der zur Bewirtschaftung und Verwaltung überlassenen Wirtschaftseinheit. Entsprechend LORENZEN-SCHMIDT (2003, 372) konnten die herkömmlichen Anbausysteme durch differenzierte Fruchtfolgen, wie z.B. Brache-Raps-Weizen-Gerste-Hafer-Hafer mit Klee-Klee und Graswirtschaften zur Heugewinnung abgelöst werden. In Bauernwirtschaften wurden darüber hinaus Erbsen und Bohnen als Zwischenfrüchte gesät. Viele bäuerliche Betriebe wurden den Dörfern im Dänischen Wohld angeschlossen. Für den Untersuchungsraum kann davon ausgegangen werden, dass in der Neuzeit die noch vorhandenen Wälder (z.B. Hegenwohld) nicht weiter dezimiert und durch lokale Aufforstungen ergänzt wurden (vgl. dazu Fig. 5.2).

Die jüngste Geschichte des Untersuchungsraumes und damit des Lindhofs ist durch Verkleinerungen und Umstrukturierungen des Besitzes Noer gekennzeichnet. 1939 kaufte die schleswig-holsteinische Landgesellschaft den Lindhof von den Erben der Grafen von Noer. Von dieser Siedlungsgesellschaft erwarb der damalige NS-Gauleiter von Schleswig-Holstein, H. Lohse, 1940 das Gut, baute neue Gebäude und erweiterte sukzessive den Hof zum heutigen Erscheinungsbild (vgl. Fig. 3.3). Seit 1996 stehen Wohnhaus und Speichergebäude unter Denkmalschutz (STEINHAUSER & LANGBEHN 1971). Nach dem Zweiten Weltkrieg fiel der Lindhof an das Land Schleswig-Holstein; er diente vorübergehend als Altersheim. Ab dem Jahr 1948 stellte das Kultusministerium des Landes den Lindhof der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel zur Verfügung. Zunächst waren die

Institute für Landmaschinenkunde (1948 bis 1953) und Landwirtschaftliche Betriebs- und Arbeitslehre (1953 bis 1997) für die agrarwissenschaftliche Forschung auf dem Hof verantwortlich. Ab 1997 wurde das gesamte Gut dem Institut für Pflanzenbau und Pflanzenzüchtung zugeordnet. Seitdem dient er der Christian-Albrechts-Universität als Versuchsbetrieb für ökologischen Landbau und extensive Landnutzungssysteme. Produktionstechnische und wissenschaftliche Fragestellungen aus den Bereichen der pflanzlichen und tierischen Erzeugung unter Berücksichtigung der Bodenfruchtbarkeit, Ertragsfähigkeit und Artenvielfalt sowie des Stickstoffhaushalts im Vergleich von ökologisch und konventionell bewirtschafteten Flächen bilden den Rahmen der Forschung. Als Voraussetzung für die Zusammenarbeit mit dem "Naturland-Anbauverband" und dem Versuchs- und Beratungsring "Naturgemäßer Landbau" erfolgte bis 2001 eine komplette Umstellung der Anbau- und Versuchsflächen auf ökologische Bewirtschaftung.

4 Die Vierdimensionale Landschaftssystemanalyse

Einzelne Methoden und Arbeitsweisen zur Landschaftssystemanalyse werden differenziert und wertend in der Gesamtdarstellung von u.a. CHORLEY (1966) und GOUDIE (1998) beschrieben. BREMER (1989) stellt in diesem Zusammenhang ein komplexes geomorphologisches Prozessgefüge vor und beschreibt darin mehrphasige Prozessabläufe aus Sedimentations- und Erosionsphasen. Nach BORK et al. (1998) und TINAPP (2002) ist die Grundlage für eine Prozess- und Formenanalyse die feldbodenkundliche und geomorphologische Aufnahme; sie stellt somit eine Erfassung von Proxydaten²⁰ dar.

Im Folgenden wird die raumbezogene, historische Landschaftssystemanalyse anhand so genannter komponentenbezogener Arbeitsweisen (determinierte Kausalzusammenhänge) dargestellt (vgl. BARSCH et al. 2000). Naturwissenschaftlich und gesellschaftswissenschaftlich orientierte Verfahren bilden das landschaftssystemdifferenzierte Grundgerüst dieser Untersuchung. Funktionale Zusammenhänge in der Landschaft erschließen sich aus gezielten Anwendungen hier vorgestellter quantitativer und qualitativer Arbeitsmethoden – direkt oder indirekt wird versucht, das Ausmaß ablaufender Prozesse in Zeit und Raum zu bestimmen. Zur Erklärung der Formen und Prozesse geht BREMER (1989) daher von folgenden Wegen der Untersuchung aus:

- a) der unmittelbar zu beobachtende Prozess wird für eine längere Zeit extrapoliert;
- b) die aus der Geländebegehung beobachteten Formenkomplexe werden analysiert und es wird daraus auf die differenzierenden Vorgänge geschlossen, welche die Form erzeugten.

Die geomorphologische Feldforschung weist eine enge methodische Beziehung (Beobachtung, Messung und Analyse) zu den konkreten geomorphologischen Objekten in der untersuchten Landschaft auf. Die angewandte Zweigliederung einer geomorphologisch-sedimentologischen Methodik entspricht somit den methodischen Grundvorstellungen der Geowissenschaften.

Für die Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte und der räumlichen Synthese der Ergebnisse wurde von der "European Society of Soil Conservation" in der "Taskforce Long-term effects of land use on soil erosion in a historical perspective" die Vierdimensionale Landschaftssystemanalyse entwickelt (vgl. u.a. BORK et al. 2001, BORK et al. 2005, BORK & LANG 2003, DOTTERWEICH 2002, RUSSOK & BORK 2005, SCHMIDTCHEN & BORK 2003). Nach DOTTERWEICH (2002) wird dabei eine möglichst exakte räumliche sowie zeitliche Einordnung von Proxyindikatoren (Witterungs-, Klima-, Landnutzungs- und Vegetationsgeschichte) aus entsprechenden Geoarchiven mit einer Verknüpfung von historischen Quellen und archäologischen Befunden vorgegeben. Die Vierdimensionale Landschaftssystemanalyse (vgl. Fig. 4.1) als interdisziplinäres Instrument zur Klassifikation wech-

²⁰ Zur Erfassung und Bewertung von Proxydaten s. COOK et al. (2004) und MANN & JONES (2003).

selnder Standortpräferenzen und Mensch-Umwelt-Beziehungen kann Hilfestellung zur Rekonstruktion historischer Landschaftszustände geben.

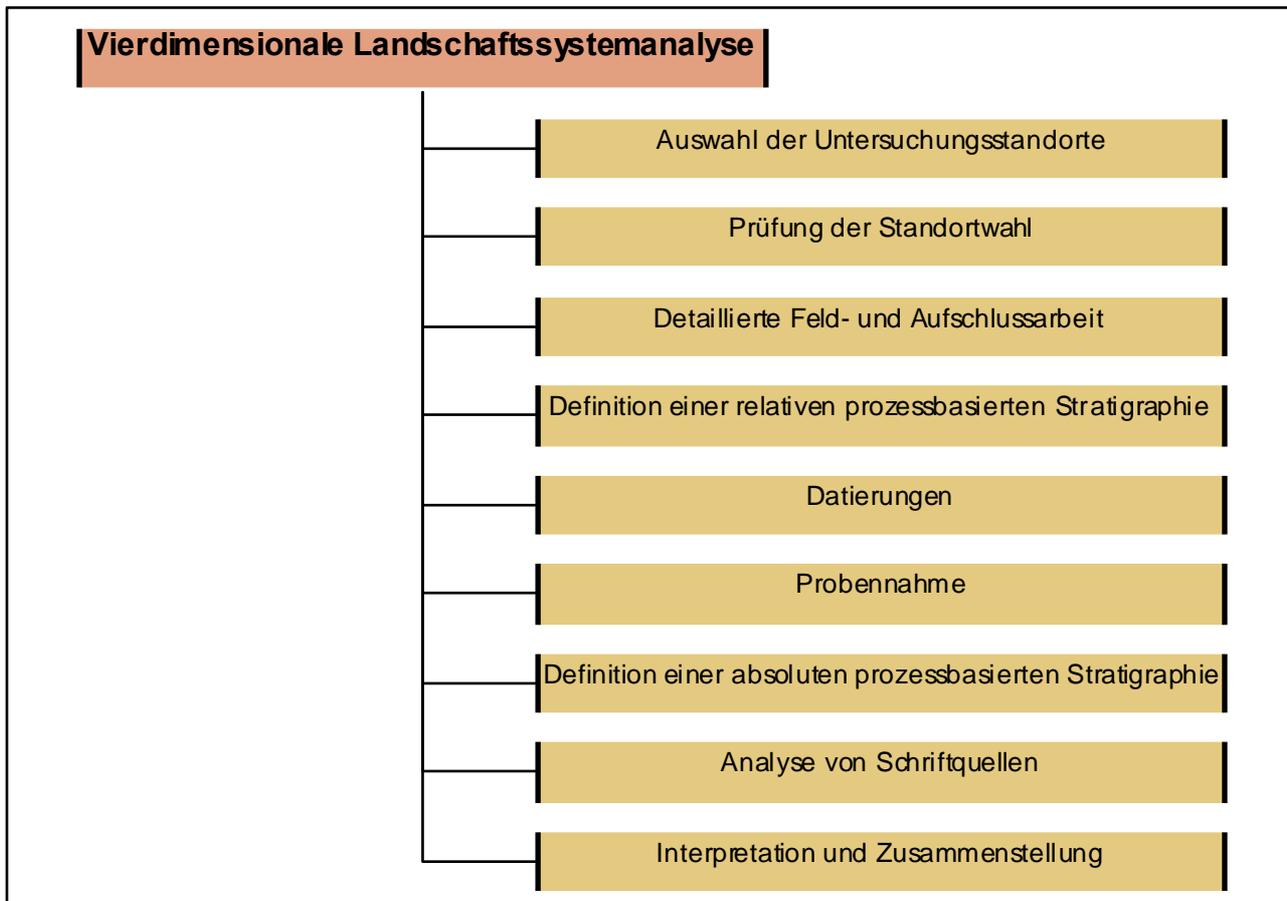


Fig. 4.1: Die Vierdimensionale Landschaftssystemanalyse im Überblick (nach Dotterweich 2004, Russok & Bork 2005)

Entsprechend den Ausführungen von SCHUMM (1977) können in der Vierdimensionalen Landschaftssystemanalyse Feld- und Laboruntersuchungen auf die Mechanismen langfristiger Reliefveränderungen bezogen werden. Abweichend von dem im Wesentlichen klassifizierenden Forschungsansatz (induktiver Erklärungsweg) beruht dieses interdisziplinäre Instrument auf einem eher deduktiven Wissenschaftsprinzip der Geomorphologie, der detaillierten Betrachtung so genannter Prozess-(Korrelations) Reaktionssysteme. Die Vierdimensionale Landschaftssystemanalyse setzt sich aus verschiedenen Arbeitsschritten zusammen, deren Kombination vom Objekt und der Problem- bzw. Fragestellung dieser Forschungsarbeit abhängt (s. Fig. 4.1). Gemäß GOUDIE (1998) wird von einer Extrapolation heutiger Wechselbeziehungen zwischen Prozess und Form auf vergangene Zeitabschnitte ausgegangen.

4.1 Auswahl der Untersuchungsstandorte

Die Auswahl der Untersuchungsstandorte bei der Durchführung der Vierdimensionalen Landschaftssystemanalyse erfolgt nach den Repräsentanzkriterien einer ersten geomorphologischen

und geomorphographischen Übersichtsbegehung bzw. Kartierung:

- Ableiten von prozessmorphologischen Wirkungszusammenhängen aus repräsentativen Prozess-Reaktions-Systemen zur Quantifizierung von Reliefeigenschaften;
- Darstellung von geomorphographischen Heterogenitäten aus der räumlichen Variabilität von Prozessen und Formen.

Nach BARSCH (2000) und REYNOLDS (1974) ist die Auswahl des Untersuchungsstandortes vom Maßstab²¹ und dem Verallgemeinerungsgrad abhängig und kontrolliert gleichermaßen die Detailentscheidung bezüglich möglicher Messungen und der durchgeführten Landschaftssystem-Untersuchung. MANNSFELD (1983) schlägt vor, bei der Auswahl von Untersuchungsstandorten verschiedene geomorphographische Merkmale zu berücksichtigen: Flächendimensionierung, Zerschneidungsgrad, Böschungsneigung und Kleinformdichte. Nach LESER (2003) eignen sich für die Vierdimensionale Landschaftssystemanalyse Einzugsgebiete von einigen Hektar bis wenigen Quadratkilometern^{22,23}. In kleinen oberirdischen Einzugsgebieten können datierbare Materialien wie z. B. Holzkohle, Keramik und organische Großreste im Boden zum Teil ohne Umlagerung abgelagert worden sein. Mischsignale, die sich chronolithostratigraphisch schwer zuordnen lassen, sind dagegen in großen Einzugsgebieten zu erwarten (vgl. LANG & HÖHNSCHIEDT 1999). In eindeutig definier- und abgrenzbaren Kerben- und Senkensystemen mit Archivfunktion ist es möglich, eine ausführliche Erosions-Akkumulations-Bilanz abzuleiten. Um zu aussagekräftigen Ergebnissen der holozänen Landschafts- und Bodengenese zu gelangen, sollte an den ausgewählten Standorten eine Verzahnung von Sedimenten und geomorphologischen Formeinheiten²⁴ (Funktionsbeziehungen) unter Berücksichtigung des Catena-Prinzips nach GERRARD (1992) erarbeitet beziehungsweise rekonstruiert werden. Landschaften und Reliefgruppen können nach unterschiedlichen Gesichtspunkten abgegrenzt werden. Für diese Arbeit erfolgt als Bezugsraum die Abgrenzung nach dem Verlauf von (Kamm)Wasserscheiden, d.h. Stoffbilanz und Ausstattung stehen in einer gegenseitigen Beziehung.

Als Unterstützung für die Auswahl geeigneter Untersuchungsgebiete müssen Informationen aus verfügbaren Quellen entnommen werden. Eine nützliche Arbeitsgrundlage bilden besonders Karten, Luft- und Satellitenbilder, Geographische Informationssysteme sowie Daten- und Publikations-sammlungen (vgl. BIELER 1994, BILLWITZ 2000a, BILLWITZ 2000b, RAPP & HILL 1988, TUCKER

²¹ Zur Dimensionsspezifität und Maßstabsrelation landschaftsbezogener Komponenten vgl. BARSCH et al. (2000), LESER (1991), MANNSFELD (1994a), STEINHARDT (1999).

²² Nach LESER (1991) werden abgeschlossene Kleineinzugsgebiete als geoökologische Elementarlandschaften bezeichnet.

²³ Zur Erfassung der geomorphologischen Grundgesamtheit vgl. GOUDIE (1998, 41ff.).

²⁴ Nach LESER (1991) und LESER (2003) haben sich geomorphologische Daten in den Komplex der geographischen Realität – unter der Berücksichtigung aller Geoökofaktoren die im Zusammenhang mit dem Georelief stehen – einzuordnen.

1985). Einer der wichtigsten Datenträger sind topographische Karten (themen- und landschaftsbezogen), die in adäquaten Maßstäben flächendeckend seit 1884 für den Dänischen Wohld zur Verfügung stehen. Oberflächen- und Strukturformen werden in ihnen maßstabsadäquat genau und vollständig wiedergegeben.

4.2 Erste Feldarbeiten zur Prüfung der Standortwahl

Eine Überprüfung der getroffenen Standortwahl erfolgt mit Hilfe der Pürckhauer-Schlagsonde (vgl. AG BODEN 2005) und kleinen Bodenschürfen. Der Zustand möglicher Geoarchive und die Lagerung entsprechender Sedimente kann aus diesen Sondierungen abgeleitet werden; sie spiegelt das Verteilungsmuster der geomorphogenetischen Materialtypen wider. Um den für die jeweilige Zielsetzung repräsentativsten Standort für die Anlage von Aufschlüssen zu finden, ist es unerlässlich zahlreiche Bohrungen in dem zu betrachtenden Untersuchungsgebiet abzuteufen.

4.3 Detaillierte Feld- und Aufschlussarbeit

Die detaillierte Feld- und Aufschlussarbeit umfasst eine stratigraphische und genetische Methode zur Aufnahme und Rekonstruktion u.a. pleistozäner und holozäner Landschaftsentwicklungen unter der Berücksichtigung morphodynamischer Aktivitäts- und Stabilitätsphasen. Bei der ersten sach- und themengerechten Auswahl des Untersuchungsstandortes kann der Übergang von einer eher schichthaften-vertikalen Auflösung aus Bohrprofilen hin zu einer komplex-horizontalen Landschaftssystemanalyse erfolgen. Die Aufschlussarbeit ist daher als Minimierung des Punkt-Fläche-Problems zu deuten, von zahlreichen Aufnahmepunkten wird auf die Fläche bzw. die Gesamtform geschlossen (vgl. SZIBALSKI 2000). In Anlehnung an BORK (1988, 7f.), LESER (2003) und NILLER (1998) können im Folgenden die Anforderungen dieser horizontalorientierten, geomorphologischen, bodenkundlichen und sedimentologischen Gelände- und Bodenprofilanalyse erläutert werden:

- Aufnahme heutiger Restmächtigkeiten holozäner Bodenbildungen;
- Erfassen von Kolluvien- und Substratmächtigkeiten und Ableiten von bilanzierten Abtragswerten als Grundlage für eine landschaftsgenetische Rekonstruktion;
- Ableiten von Chronologien aus aussagekräftigen Boden-Sediment-Folgen;
- Kartierung sichtbarer Prozessspuren:
 - a) aktuelle Geomorphodynamik wie z.B. Rutschungen und Formen der Bodenerosion,
 - b) vorzeitliche glaziale und periglaziale Prozessabfolgen.

Im Vordergrund einer Bodenprofilanalyse steht die Ansprache von autochthonen Bodenresten und allochthonen, kolluvialen sowie alluvialen Profilabschnitten. Nach den Ausführungen von ROWELL

(1997), SCHLICHTING et al. (1995) und TINAPP (2002) erfordert die Aufnahme eine genaue Arbeits- und Dokumentationsreihenfolge und nach AG BODEN (2005) einen vergleichbaren methodischen Standard. Die Anlage von Bodenaufschlüssen erfolgt senkrecht zur Tiefenlinie und umfasst auch wesentliche Teile der angrenzenden konkaven Hangbereiche. Die Grubengröße ist individuell einzurichten, sollte jedoch dem Themenschwerpunkt angepasst und möglichst so angelegt sein, dass alle Sedimente erfasst werden. Unterstützt wird die Arbeit eventuell durch Bohrungen von der Grubensohle aus. Um eine vollständige Sequenz der Landschaftsanalyse in dem ausgewählten Untersuchungsgebiet ableiten zu können, ist es sinnvoll, verschiedene Profilschnitte in dem oberirdischen Einzugsgebiet anzulegen.

Nach Abschluss der durchgeführten Baggerarbeiten werden die Profilwände von eventuellen Artefakten von oben nach unten gesäubert und geglättet, um Merkmale und das Streichen und Fallen von Schichten freizulegen. Die absolute und relative Einmessung erfolgt unter der Verwendung einer "Nulllinie", einer an der Profilwand angebrachten Referenzlinie, und mit Geometerstäben (Zollstöcken). Alle lithostratigraphischen Einheiten (Bodenhorizonte und Schichten), Steineinregelungen, archäologischen Fundstücke, Holzkohlen als anthropogene Eingriffsmarker werden markiert. Eine quantitative Differenzierung der Untersuchungskriterien im Bodenprofil erfolgt nach horizontbezogenen Daten und pedogenen Merkmalen und Faktoren gemäß Tabelle 4.1.

Tab. 4.1: *Quantitative Untersuchungskriterien im Bodenprofil*

Untersuchung im Bodenprofil	Beschreibung	Literatur
Farbansprache nach Munsell-Farbtafel	<ul style="list-style-type: none"> ○ allgemein vergleichbare Farbansprache nur bei Verwendung von Farbtafeln möglich (Munsell Soil Color Charts); ○ Beschreibung der Farbe erfolgt an Bruchflächen des Bodenmaterials bei Feldkapazität nach Farbart, Farbwert und Farbtiefe; ○ Ansprechen jeder (Misch)Farbe in den Horizonten/Schichten, Erfassen von Aggregation, Fleckung und Marmorierung; 	AG BODEN 2005, SCHLICHTING et al. 1995, US DEPARTEMENT OF AGRICULTURE 2000
Substratansprache	<ul style="list-style-type: none"> ○ die aus dem geologischen Ausgangsmaterial entstandene feste Bodensubstanz, nach relevanten Merkmalen gekennzeichnet; ○ Ansprache der Feinbodenfraktion (< 2 mm) nach den Merk- 	AG BODEN 1994, AG BODEN 2005, ROWELL 1997

	<p>malen der Substratzusammensetzung (Bodenart) durch regelhafte Kombination;</p> <ul style="list-style-type: none"> ○ die Bestimmung des mineralischen Feinbodens erfolgt durch die Fingerprobe; Körnigkeit, Bindigkeit und Fombarkeit des Materials können am feldrischen Material subjektiv definiert werden; ○ für die Definition der einzelnen Bodenarten sind die Fraktionen Sand, Schluff und Ton maßgebend; ○ die Anteile des Grobbodens (> 2 mm) erfolgt nach der Abschätzung der Flächenanteile und durch Anteilsklassen bezogen auf den Gesamtboden 	
Carbonatgehalt der Feinbodenfraktion	<ul style="list-style-type: none"> ○ die qualitative Bestimmung des Carbonatgehalts erfolgt über den Schnelltest mit 10 %-iger Salzsäure; ○ dabei wird der Gehalt nach optisch und akustisch erkennbaren Reaktionen der CO₂-Reaktion abgeschätzt; 	AG BODEN 1994, AG BODEN 2005, ROWELL 1997, SCHLICHTING et al. 1995
Effektive Lagerungsdichte von Mineralböden	<ul style="list-style-type: none"> ○ eine erste grobe Abschätzung der effektiven Lagerungsdichte im Gelände kann über die Ausbildung Makrogrob- und Makrofeingefüges getroffen werden; ○ die Abschätzung erfolgt über den Eindringwiderstand in die Profilwand; 	AG BODEN 1994, AG BODEN 2005, SCHLICHTING et al. 1995
Gesteinskennzeichnung	<ul style="list-style-type: none"> ○ die Bestimmung dient der eindeutigen Zuordnung der Substratartenkennzeichnung; ○ gebietsabhängige Charakterisierung des Gesamtmaterials und der Komponentenherkunft quartärer Lockergesteine nach allgemeinen Sedimentmerkma- 	AG BODEN 2005

	len;	
Sonstige pedogene Merkmale	<ul style="list-style-type: none"> ○ ergeben sich aus der Aufschluss- bzw. Aufnahmesituation und dem Bedarf der Methodenanwendung; ○ Humusgehalt, Hydromorphie-merkmale, Bodenfeuchte, Bodengefüge, Durchwurzelung; 	AG BODEN 1994, AG BODEN 2005

Die Profilarbeit erfolgt durch die maßstabsgerechte Übertragung aller Profilabschnitte auf vorbereitetes Millimeterpapier. Die Tiefenlagen und Mächtigkeiten von Horizont- und Schichtgrenzen und deren Eigenschaften werden notiert und eingezeichnet und erste genetische Deutungen der beobachteten Merkmalausprägungen in der angefertigten Profilskizze können getroffen werden²⁵. Unterstützt wird die Arbeit der Profilsprache durch das Anfertigen von Fotografien und Detailzeichnungen einzelner Profilbereiche. Für die Aufschlussarbeit ist das genaue Beobachten unerlässlich. In Fig. 4.2 wird zusammenfassend ein geomorphographisch-geomorphogenetischer Ansatz zur Aufnahme des oberflächennahen Untergrundes vorgestellt

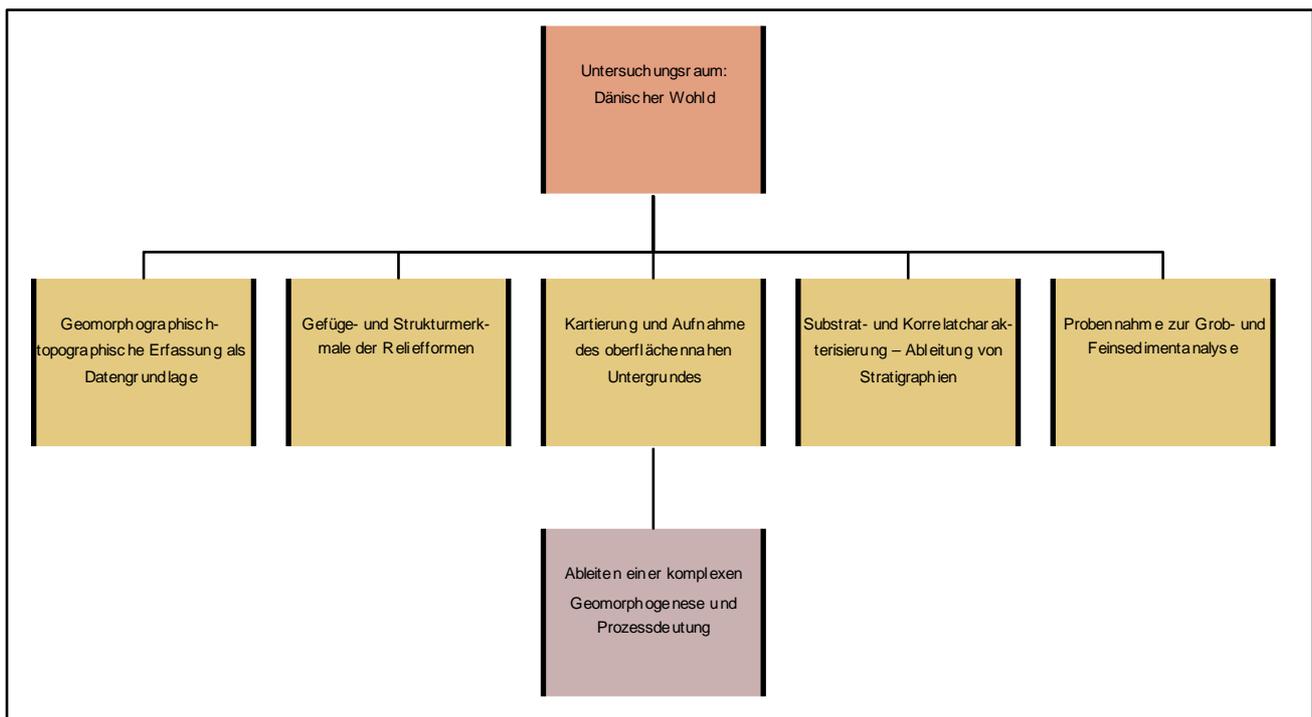


Fig. 4.2: Der geomorphographisch-geomorphogenetische Arbeitsansatz als funktionales Prinzip

Eine wesentliche Grundlage der Aufschlussarbeit spiegelt sich in der geomorphogenetischen Auswertungs- und Bewertungsarbeit der geomorphographischen Merkmale in verschiedenen Dimen-

²⁵ Beobachtungen und Notizen können in vorbereitete Formulare eingetragen werden. Die zu verwendenden Kurzzeichen können gemäß AG BODEN (2005) entnommen werden.

sionen wider. Durch die Funktionsbeziehung "Relief – Boden"²⁶ ist die Möglichkeit gegeben, eine Raumstrukturierung der sicht- und beschreibbaren Reliefeinheiten (Formelemente und Formtypen) über die Kartierung und Vermessung der Landschaft zu erhalten (DIKAU 1988, LESER 2003, LESER & KLINK 1988 und MANNSFELD 1994b). Eine inhaltliche Kennzeichnung dieser Einheiten unterschiedlicher Komplexitätsgrade kann maßgeblich durch den Einsatz von DGPS (Differential Global Positioning System) erfolgen (siehe dazu Kap. 4.7.2). Nach MANNSFELD (1994b) stellt die Ausweisung bzw. Kartierung morphographischer Gebietseinheiten eine Grundlage für Landschaftsprozesse, wie z.B. Sedimentations- und Akkumulationsdynamiken, dar und gewährleistet ein Verteilungsbild von Hang-, Hohl- und Vollformtypen als Vergesellschaftung von strukturellen Formelementen.

4.4 Substrat- und Korrelatcharakterisierung

Böden und Sedimente bilden die wichtigsten Indikatoren für eine prozessgeomorphologische und landschaftssystemorientierte Untersuchung. Bei der Analyse und Ansprache von Böden und Sedimenten können nur selten geomorphologische Prozesse direkt beobachtet werden. Als Beispiel sei hier die dachziegelartige Lagerung klastischer Sturmsedimente im Strandbereich der Eckernförder Bucht erwähnt. Viele Sedimente sind über längere Zeiträume abgelagert und eventuell auch umgelagert worden, so dass sie eine Summation vieler Einzelprozesse darstellen (BREMER 1989). Über die Substrat- und Korrelatcharakterisierung ist die Möglichkeit gegeben, räumliche Sequenzen als Grundlage der Interpretation einer komplexen Landschaftsgeschichte durchzuführen und eine relative prozessbasierte Stratigraphie abzuleiten. Dabei stehen besonders mehrphasige Ereignisse im Vordergrund, charakterisiert durch Stoffumlagerungen und hangabwärtsgerichteten Materialtransport²⁷ (z.B. differenzierte Akkumulationsformen oder Sturmhochwasserereignisse der Ostsee). Ein frühes Beispiel dieser Methode der Substrat- und Korrelatbeziehung stellt z.B. PLEWE (1938; zitiert in: BREMER 1989, 43) vor.

Unter der Berücksichtigung des in Fig. 4.2 dargestellten geomorphologisch-geomorphogenetischen Arbeitsansatzes lässt sich das "Prinzip der Korrelate" (vgl. Fig. 4.3) aus der Aufnahme von Material und Materialprofilen ableiten. LESER (2003) und STEIN (2001) beschreiben damit die Abhängigkeit geomorphogenetischer/geochronologischer Materialtypen (Chronosequenzen) und den Zusammenhang von Form und Sediment im stratigraphischen Kon-

²⁶ Diese Funktionsbeziehung weist neben der stofflichen und prozessualen Komponente auch eine beschreibbare strukturelle Ausprägung auf.

²⁷ Unter Material, Materialprofilen und geomorphogenetischen Materialtypen (prozesstypisches Material) wird nach LESER (2003) ein geomorphologischer Basiszusammenhang verstanden. Die morphologische Struktur, das Material (= oberflächennaher Untergrund) und das Klima ist für die Prozessgeomorphologie von zentraler Bedeutung. Die Formenbildung ist somit eine Prozess- und Materialbetrachtung.

text. Basierend auf Erosions- und Akkumulationsprozessen stellen Korrelate daher die materiell fassbaren Zeugnisse und Entsprechungen der ablaufenden oder abgelaufenen Geomorphogenese dar (so korrespondieren Erosionsformen mit Akkumulationsformen).

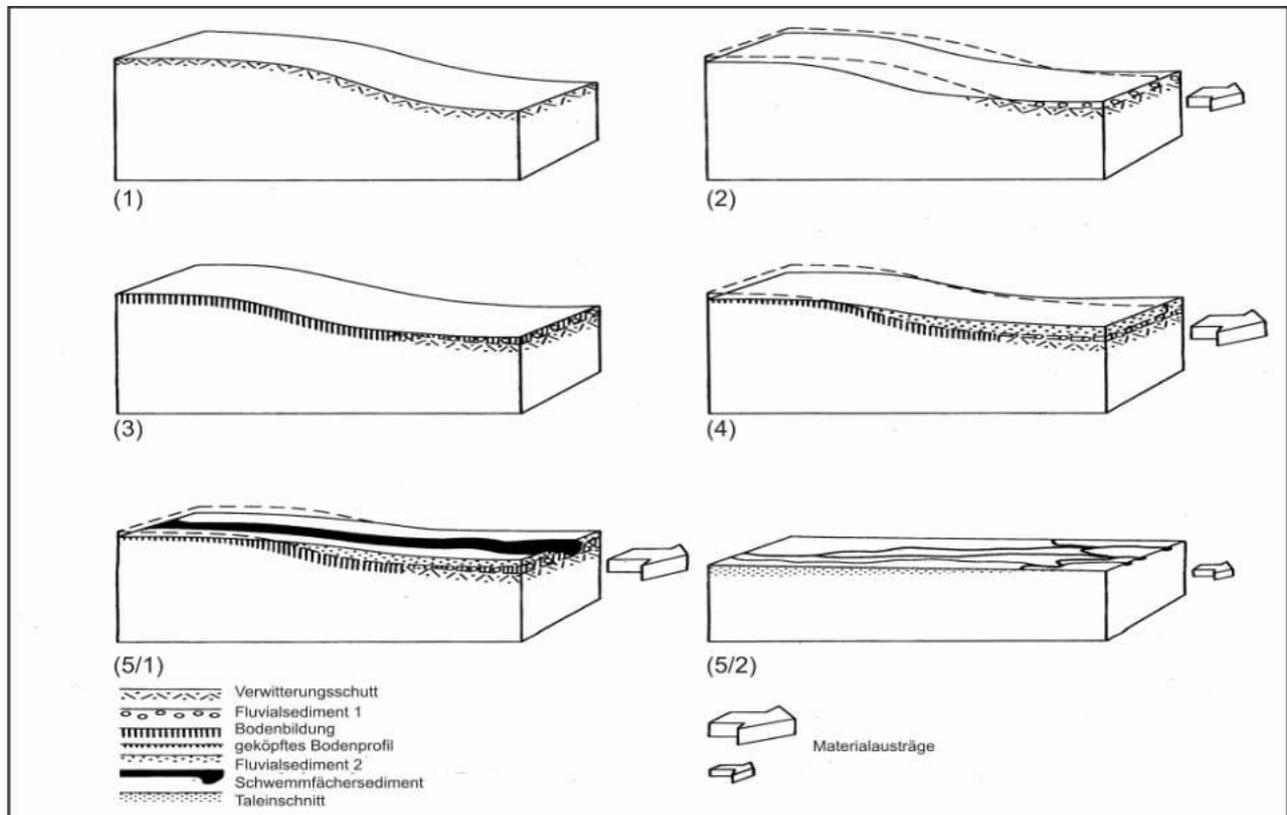


Fig. 4.3: Das Prinzip der Korrelate (LESER 2003, verändert)

Die petrographische Zusammensetzung korrelater Sedimente, die Formausbildung und die Landschaftsentwicklung gründen nach BREMER (1989) auf folgende methodische Vorgehensweise bzw. Problemstellung:

- Einzelbeobachtungen sind nur von geringem Wert. Eine mehrfach in ähnlicher Reliefposition zu beobachtende Abfolge korrelater Sedimente und Ablagerungen erlaubt eine (nahezu) vollständig herzuleitende Relief- und Landschaftssystemanalyse in vergleichbaren Landschaftsausschnitten. Über verschiedene Aufschlussituationen können Schlüsse über die Ausdehnung des Sedimentationsraumes getroffen werden.
- Aus einem abgrenzbaren Sedimentationsraum kann die Menge des sedimentierten Materials bilanziert werden. Diese Vorgehensweise beschreibt eine rein quantitative Methode: das Ausmaß der Abtragung lässt sich abschätzen, die Intensität der Formung kann jedoch alleine aufgrund der Sedimentation nicht oder nur unvollständig rekonstruiert werden. Der Sedimentationsraum im untersuchten Landschaftsausschnitt Dänischer Wohld ist durch die Eckernförder Bucht resp. die Ostsee begrenzt, hier kann Feinmaterial weit fortgeführt werden sein.
- Der Ablagerungsraum hat einen entscheidenden Einfluss auf die Art der Sedimentation.

Am Dänischen Wohld kann zwischen terrestrischen und litoralen/marinen Ablagerungsräumen differenziert werden. Für die Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte wäre zu überprüfen, ob eine Überlagerung, bzw. Verzahnung dieser Sedimentspektren stattgefunden hat.

Aus dieser Problemstellung heraus ist es bedeutsam, eine erste Charakterisierung der erkennbaren korrelierten Sedimente im Aufschlussprofil durchzuführen. GOUDIE (1998) und MILLER (1998) legen hierzu den Zusammenhang zwischen Bodenfarbe und Texturmerkmalen²⁸ (siehe Kap. 4.3) zur Differenzierung verschiedener Sedimentspektren dar. Die kontinuierliche Erfassung entsprechender Sedimentwechselfolgen in lateraler wie auch in vertikaler Richtung kann u.a. mit den bei FÜCHTBAUER (1988) und RAPP & HILL (1998) vorgestellten sedimentologischen "Oben-unten-Kriterien"²⁹ erfolgen. THOME (1997) verweist in diesem Zusammenhang auf das in der Geologie häufig angewendete Verfahren einer relativen Altersbestimmung (siehe dazu Kap. 4.6).

Das zeitliche Einschachteln von Sedimenten im Raum umschreibt VOSSMERBÄUMER (1991) als das so genannte "Law of crosscutting relationship", der Grundlage der Stratigraphie. Es gilt somit das Prinzip der Zeit als wesentlicher Bestandteil der Vierdimensionalen Landschaftssystemanalyse. Die aus der Abfolge der korrelierten Sedimente erschlossene logische raumzeitliche Entwicklung erfolgt unter der Berücksichtigung einer empirisch gewonnenen, regional gültigen Zeittafel.

4.5 Probennahme und Probenanalyse

Laboranalysen ermöglichen eine zielgerechtere Beurteilung, Einordnung und Absicherung einer landschaftssystemorientierten (Gelände)-Aufnahmesituation (AG BODEN 2005). Für die Probenahme muss der räumliche und zeitliche Zusammenhang im Untersuchungsgebiet nach Repräsentanz- und Verteilungskriterien berücksichtigt werden. GEEVES et al. (2000), KNOTHE (2000a) und SCHLICHTING et al. (1995) beschreiben die zielgerichtete Durchführung der Beprobung nach den stabilen und gefügeabhängigen Merkmalen. In Ergänzung dazu stehen nach JANKE (2000) und SUCCOW & JOOSTEN (2001) biologische und biostratigraphische Methoden zur Ansprache der Milieu- und Entwicklungsgeschichte entsprechend der aufgeschlossenen Sedimentkörper und Moorsubstrattypen in Küstennähe zur Verfügung.

Nach AG BODEN (2005), HARTGE & HORN (1992), RAPP & HILL (1998) und SCHLICHTING et al. (1995) werden für diese Landschaftssystemanalyse die Proben nach der folgenden Arbeitsweise entnommen und gemäß Tab. 4.2 untersucht:

²⁸ Zur Variabilität charakteristischer Merkmale von Sedimenten unter der Berücksichtigung der Sedimentationsbedingungen siehe DASGUPTA (2003), READING (1996) und TUCKER (1985, 27f.).

²⁹ Stratigraphisches Grundgesetz nach Nicolaus Steno (1669).

- gestörte Proben (Gewichtsproben oder Beutelproben) als repräsentative Mischprobe aus verschiedenen Tiefenbereichen im Bodenprofil (horizontbezogen und nicht tiefenrepräsentativ) zur Untersuchung von Textur, pH-Wert und organische Substanz;
- ungestörte Proben (Volumenproben oder Stechzylinderproben 100 cm³) zur möglichen ergänzenden laboranalytischen Bestimmung der Lagerungsdichte aus allen Bereichen der korrelierten Sedimentfolgen (fragestellungsorientiert);
- Entnahme von Material mit hohem Gehalt an organischer Substanz

Tab. 4.2: Laboranalysen gestörter und ungestörter Bodenproben

Labormethode	Beschreibung	Literatur
Korngrößenanalyse	<ul style="list-style-type: none"> ○ Probenvorbereitung durch Standardisierung auf die Korngröße 2 mm (lufttrockener Feinboden), Zerstörung der organischen Substanz (s.u.) und Dispergierung ○ kombinierte Sieb- und Sedimentationsanalyse nach Andreasen und Köhn: <ul style="list-style-type: none"> a) Nasssiebung der Fraktionen 0,063 mm – 2,0 mm b) Pipettanalyse der Fraktionen < 0,063 mm ○ Darstellung der Korngrößenklassen Sand, Schluff und Ton sowie des Grobbodenanteils in z.B. Diagrammform bzw. Summenkurve 	HARTGE & HORN (1992), KNOTHE (2000), ROWELL (1997), SCHLICHTING et al. (1995)
organische Bodensubstanz	<ul style="list-style-type: none"> ○ näherungsweise Bestimmung über die H₂O₂-Anwendung 	
Molluskenanalyse (Malakoanalyse)	<ul style="list-style-type: none"> ○ Ansprache der Fundstücke ○ Hinweise auf das Bildungsmilieu fossiler und rezenter Sedimente ○ Aussagemöglichkeit zum Lebensraum der vorgefunden Artenvergesellschaftung 	JAECKEL (1992), JANKE (2000)
Großrestanalyse	<ul style="list-style-type: none"> ○ Entnahme von Torfproben mit der Pürckhauer-Schlagsonde 	SUCCOW & JOOSTEN (2001)

	<ul style="list-style-type: none"> ○ Aufnahme und Gliederung der entsprechenden Moorstandorte ○ Vorbereitung für die Radiokohlenstoff-Bestimmung 	
Ergänzende Untersuchungen	<ul style="list-style-type: none"> ○ Bestimmung der organischen Bodensubstanz mittels Heraeus Elementaranalyse ○ Konzentration gelöster Wasserstoffionen (-log [H⁺]) durch die elektrometrische Bestimmung mittels Glassonde in 0,01 M CaCl₂-Lösung ○ Lagerungsdichte 	HAIDER (1996), ROWELL (1997), SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1998), SCHLICHTING et al. (1995), SPOSITO, (1998), ULRICH & SUMNER (1991)

4.6 Datierungsmethoden

Nach WATCHMAN & TWIDALE (2002) werden verschiedene Datierungsmethoden unterschieden, die sich wie folgt untergliedern:

a) Relative Datierungsmethoden

Die relative Altersbestimmung vergleicht das Alter verschiedener Sedimente miteinander, ohne das tatsächliche Alter zu messen. Dabei gilt als Leitprinzip, dass ältere Schichten tiefer abgelagert sind als jüngere, und somit ältere Schichten unter jüngeren zu finden sind. Erst durch das Einsetzen der relativen Datierungsmethoden mit absoluten Methoden wie z.B. der Uran-Blei-Datierung können auch absolute Alter ermittelt werden.

b) Absolute Datierungsmethoden (radiometrische Methoden)

Bei den radiometrischen Methoden mit natürlich vorkommenden kosmogenen Radionukliden wird gemessen, wie hoch der Anteil natürlich vorkommender radioaktiver Elemente und eventuell ihrer Zerfallsprodukte ist. Da die Halbwertszeit der radioaktiven Elemente bekannt ist, kann daraus das Alter berechnet werden.

Für die historische Landschaftsforschung im Dänischen Wohld konzentriert sich die radiometrische Altersbestimmung auf die so genannte Radiokohlenstoffmethode. Organische Materialien wie z.B. Holzkohle, nicht verkohltes Holz und Torfe können mit dieser Methode datiert werden. Nach BRADLEY (1999) und GEYH (2001) basiert die Radiokohlenstoffmethode auf der Reaktion und Wechselwirkung von Kohlenstoffisotopen im globalen Kohlenstoffkreislauf. Als Grundbaustein aller Organismen wird das radioaktive und kosmogene Radiokohlenstoffisotop (¹⁴C) in einem kontinuierlichen Prozess in der Atmosphäre ständig neu gebildet und von Organismen aufgenommen bzw. bei der Fotosynthese von Pflanzen absorbiert.

BRADLEY (1999), GOUDIE (1998) und WAGNER (1995) beschreiben das Endergebnis dieses Prozesses als ein dynamisches Gleichgewicht zwischen den drei Kohlenstoffisotopen ^{12}C , ^{13}C und ^{14}C , welches durch Produktion und Zerfall aufrechterhalten wird. Kommt es zu einer Störung dieses Gleichgewichts bzw. wird Kohlenstoff aus dem Kohlenstoffkreislauf herausgenommen und fossil, dann ändert sich auch das Verhältnis der relevanten Kohlenstoffisotope. Der ^{14}C -Vorrat kann nicht mehr ergänzt werden, es beginnt ein fortschreitender, irreversibler und exponentieller Prozess des Radiokohlenstoffzerfalls. BRADLEY (1999), GOUDIE (1998), RAPP & HILL (1998), ROBERTS (2002) und WAGNER (1995) geben die dann vergangene Halbwertszeit mit ca. 5.730 Jahren an, welche somit Datierungen von vielfältigen organogenen Resten in einem Altersbereich von 50.000 a bis ca. 300 a vor heute ermöglicht.

Nach einer chemischen Aufbereitung³⁰ der zu datierenden Probe kann der ^{14}C -Nachweis nach folgenden physikalischen Verfahren erfolgen:

- a) Zählrohrmethode nach Libby: Diese Methode führt den direkten Nachweis des radiaktiven Zerfalls in einem Zählrohr durch die Verbrennung von Kohlendioxid. Diese Methode kann nur mit entsprechend geringer Präzision durchgeführt werden.
- b) Beschleuniger-Massenspektrometrie (AMS, **A**ccelerator **M**ass **S**pectrometry)³¹: Bei der AMS-Methode werden die Techniken der Massenspektrometrie (Analyseverfahren zur Bestimmung von chemischen Elementen, Molekülmassen und Massenfragmenten) und kernphysikalische Untersuchungsmethoden (Beschleunigung hochenergetischer Strahlen aus Kohlenstoffionen) kombiniert. Isotopenfraktionierung und somit eine direkte Messung von ^{14}C -Atomen ermöglicht die Bestimmung von geringen Isotopenverhältnissen. Infolgedessen wird für die Altersbestimmung eine weitaus geringere Probenmenge benötigt als bei der herkömmlichen Zählrohrmethode nach Libby. Bei Proben, die aus unterschiedlich alten Kohlenstoffkomponenten zusammengesetzt sind, besteht mit der AMS-Methode die Möglichkeit eine selektive Datierung geeigneter Komponenten durchzuführen (vgl. NADEAU et al. 1997, PURSER et al. 1988 und SCHLEICHER et al. 1998).

Aufgrund eines stark variablen $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnisses in der Atmosphäre³² sind die durch die Methode der Radiokohlenstoffdatierung erhaltenen Alter keine absoluten Zeitangaben. Nach STUIVER

³⁰ Die Reinigung der Probe erfolgt mit Salzsäure, Natronlauge und anschließender Behandlung mit Kupferoxid und Silber. Durch Erhitzen verbrennen die organischen Bestandteile, Kohlendioxid, Stickstoffoxid, Schwefeldioxid und Halogenverbindungen bleiben jedoch zurück. Das entstandene CO_2 wird zum Befüllen des Zählrohrs (Verfahren nach Libby) oder zu reinem Kohlenstoff reduziert (AMS-Methode).

³¹ Die im Folgenden vorgestellte Methodik zur Radiokohlenstoffdatierung verweist ausschließlich auf das AMS-Verfahren, durchgeführt durch das Leibnitz-Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Christian-Albrechts-Universität Kiel.

³² Zu "de-Vries-Effekt" (Verminderung der ^{14}C -Produktionsrate) und "Suess-Effekt" (Verdünnung des ^{14}C -Verhältnisses) siehe WAGNER (1995).

et al. (1998) werden erst durch spezielle Kalibrierungsverfahren mit der größtmöglichen Genauigkeit Kalenderjahre erhalten und mögliche Reservoireffekte, wie z.B. unterschiedliche Isotopenzusammensetzungen, ausgeglichen. Mit Hilfe dieser Verfahren lassen sich konventionelle ^{14}C -Alter in kalibrierte ^{14}C -Alter konvertieren, die dann als Altersbereiche angegeben werden³³.

Die Genauigkeit der durchgeführten Radiokohlenstoffdatierungen spiegelt sich in der Angabe der Standardabweichung wider. Besonders bei der radiometrischen ^{14}C -Altersbestimmung nach der AMS-Technik ist das Datierungsergebnis mit einer Wahrscheinlichkeit von 95,4 % aller Wiederholungsmessungen im Mutungsintervall 2-Sigma bestätigt (vgl. GEYH 2001).

Jede Substanz, die einmal Teil eines Organismus war, enthält aus dessen Lebensumwelt Anteile von Kohlenstoff und ist somit theoretisch für die Altersbestimmung nach der AMS-Radiokohlenstoffmethode geeignet und für die historische Landschaftssystemanalyse von stratigraphischer Relevanz:

- Holz und Holzkohle:

Nach GEYH (2001), GOUDIE (1998) und WAGNER (1995) liefern besonders Holz und Holzkohle zuverlässige ^{14}C -Datierungen. Aus vollständig erhaltenen Baumstämmen ist Holz aus dem Randbereich zu entnehmen (Fälldatum bzw. Nullalter), innere Ringsequenzen weisen dagegen ein höheres Alter auf (Pflanzdatum bzw. Wachstumsalter)³⁴. Häufig finden sich in holozänen Sedimenten Holzkohlepartikel³⁵, eine indirekte Altersbestimmung der Ablagerungen kann somit möglich sein. Kann aufgrund der geringen mechanischen Stabilität von Holzkohlepartikeln eine Umlagerung im Bodenprofil ausgeschlossen werden, muss das umgebene Sediment annähernd oder gleich alt sein wie die zu bestimmende Probe. Für den Ablagerungszeitpunkt dieses Sediments wäre das bestimmte ^{14}C -Alter eine obere Altersgrenze (*terminus post quem*). Für in situ-Holzkohlepartikel aus Brandgrubenfüllungen kann ein Minimalalter hinreichend absolutchronologisch erklärt werden.

- Torf aus Küstenüberflutungsmooren:

Für die Probennahme von Torf aus Küstenüberflutungsmooren wird entsprechend GEYH (2001) und GOUDIE (1998) verfahren. Die Genese und der Aufbau dieses Moortyps weist eine extrem schwankende Akkumulationsrate und Torfwachstum mit starker Kontamination durch Durchwurzelung und rezenten Huminsäuren auf. Ein schichtweiser Abtrag der einzelnen Torfschichten repräsentiert eine hohe stratigraphische Zuordnung. Eine Alterserhö-

³³ Für die Altersangabe wurde folgende Übereinkunft getroffen:

- Für das konventionelle ^{14}C -Alter gilt das Bezugsjahr 1950 n. Chr. (Symbol BP = before present).
- Zur Unterscheidung für kalibrierte ^{14}C -Alter gelten die Altersbereiche cal AD (Anno Domini), cal BC (before Christ) bzw. cal BP (before present).

³⁴ Zu dieser als Altholzproblem bezeichneten Aussage siehe REIS (2005) und WAGNER (1995).

³⁵ In diesem Zusammenhang weist SCHATZ (2000) auf das Abbrennen der Vegetation infolge natürlicher Entzündung und auf das Entstehen von Holzkohle durch anthropogene Tätigkeit hin.

hung ist durch umgelagertes organisches Sedimentmaterial und durch vom so genannten "Hartwassereffekt"³⁶ beeinflusste Kalkbestandteile zu erwarten. Diese Fehlerquelle kann jedoch, z.B. durch eine selektive Unterbeprobung, weitestgehend ausgeglichen werden (WAGNER 1995).

4.7 Raumbezogene Methoden der Funktionalen Geomorphologie

Jede prozessgeomorphologische Untersuchung schließt die geomorphographische und geomorphometrische Analyse ein. Mit Hilfe von raumbezogenen, qualitativen und quantitativen Methoden findet eine repräsentative Datenextraktion durch Bodenradarverfahren, geodätische Messverfahren und digitale Informationssysteme statt. Nach LESER (2003) lassen sich z.B. einige geomorphometrische Merkmale der Landschaft in mathematische Beziehungen fassen, Abtragsraten und Materialbilanzen können daraus abgeleitet werden.

4.7.1 Bodenradar

Das Bodenradar (**Ground Penetrating Radar, GPR**) ist ein elektromagnetisches, nicht-invasives Impulsverfahren zur Prospektion dielektrischer Eigenschaften oberflächennaher Sedimente. Feuchtigkeitsvariationen beeinflussen die Übertragung, Ausbreitung, Reflektion und Empfang diskreter Impulse einer hochfrequenten Strahlung in definierten Frequenzbändern (MHz). Dadurch ist es möglich, elektrische Diskontinuitäten wie z.B. Schichtgrenzen oder Einlagerungen abzugrenzen. Betrachtet werden dabei die Laufzeit und die Amplitude der elektromagnetischen Wellen (DANIELS 2004 und NEAL 2004). Über die Einsatzmöglichkeiten der Bodenradar methodik in der Bodenkunde, Landschaftsökologie, Sedimentologie und Archäologie geben ERKUL et al. (2005), LECKEBUSCH (2001), NEAL (2004), RUSSOK et al. (2006), SAUER & FELIX-HENNINGSSEN (2004), WERBAN (2005) und WERBAN et al. (2005) einen Einblick.

Die Durchführung der Messungen im Untersuchungsgebiet des Lindhofs erfolgte mit dem GPR-System 'GSSI SIR 20' (*Geophysical Survey Systems, Inc., North Salem, New Hampshire, USA*) in der Kombination mit 200 MHz- und 400 MHz-Antennen (Fig. 4.4a).

Die auf der Bodenoberfläche platzierte Antenne (Common-Offset-Reflektionsmethode) mit definiertem Frequenzbereich erzeugt eine elektromagnetische Welle, die an Schichtgrenzen reflektiert

³⁶ Besonders über kalkhaltigen Meeresböden spielt der "Hartwassereffekt" eine entscheidende Rolle bei der Radikarbondatierung. Anorganischer Kohlenstoff kann aus dem Bodensediment gelöst werden. In der Folge lassen sich stark verfälschte Altersmessungen beobachten. Der Hartwassereffekt tritt besonders in der litoralen Zone auf.

wird. Dabei werden die Stärke des zurückkommenden Signals sowie die verstrichene Zeit seit dem Aussenden erfasst. Durch das Auftragen der Amplitude gegen die Laufzeit lässt sich ein vertikales Profil (Spur) des oberflächennahen Untergrundes abbilden, entsprechend ist die Zeit ein Maß für die Tiefe möglicher Schichtgrenzen. Durch die Messungen einzelner Spuren entsteht ein kontinuierliches Abbild des Untergrundes in Radargrammen (LECKEBUSCH 2001 und NEAL 2004). Fig. 4.4b zeigt beispielhaft die Bezugsdaten und das resultierende Reflektionsprofil der GPR-Prospektion aus einer Versuchsmessung am Versuchsgut Lindhof.

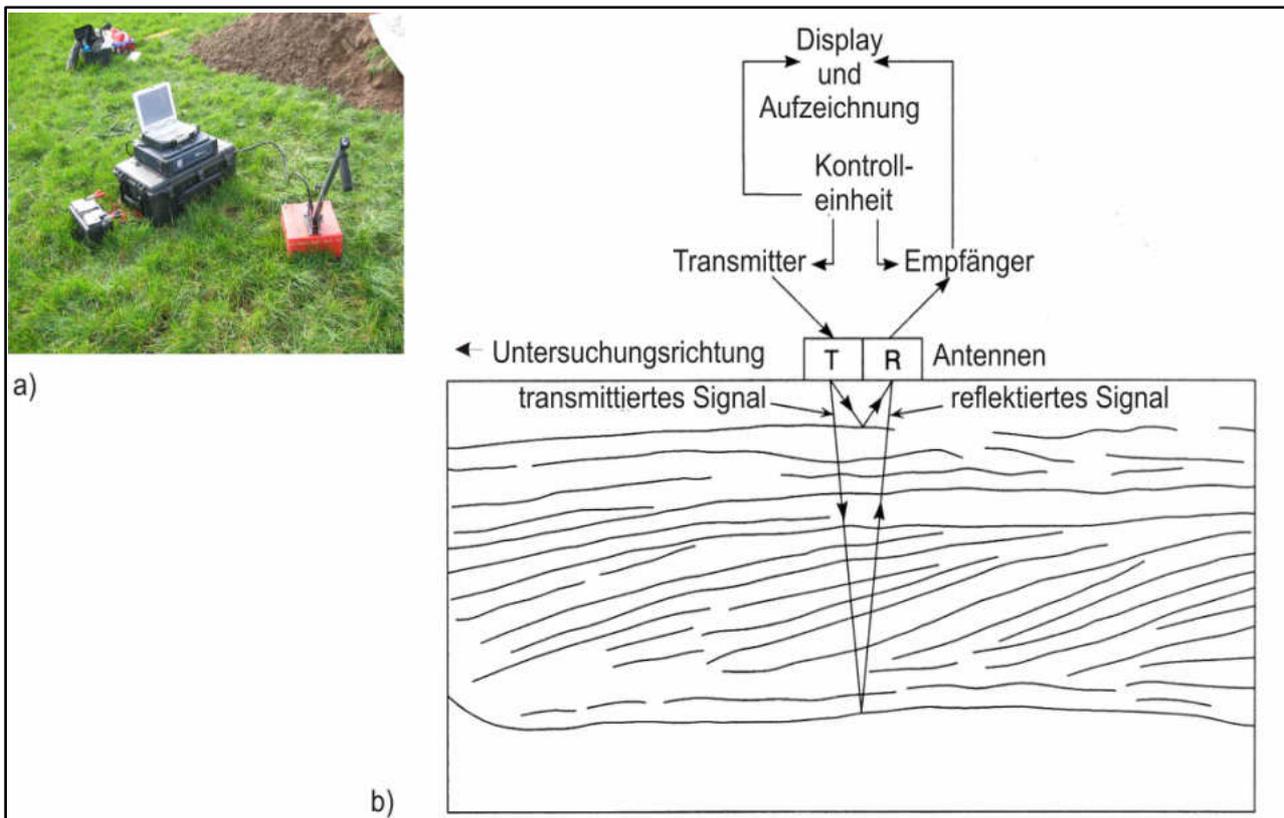


Fig. 4.4: Das GPR-System

a) 'GSSI SIR 20' mit 200 MHz-Antenne (Foto: Chr. Russok)

b) GPR Datenakquisition mit beispielhaftem Radarprofil (NEAL 2004, verändert)

LECKEBUSCH (2001) beschreibt die relative Dielektrizitätskonstante als den wichtigsten Parameter bei der Bodenradarmessung, sie bestimmt wie schnell sich ein Signal ausbreitet und wie viel des Impulses an möglichen Schichtgrenzen reflektiert wird. Entsprechend REYNOLDS (1997) lässt sich demzufolge durch den Reflexionskoeffizienten abschätzen, ob die detektierten Schichtgrenzen mess- und darstellbar sind.³⁷

Zur Vervollständigung einer Bodenradarprospektion kann die Akquisition durch eine Multi-Offset-Reflektionsmethode ergänzt werden. Die so genannte CMP-Messung (**common midpoint**) erlaubt

³⁷ Zu den theoretischen Grundlagen und den mathematisch-physikalischen Beziehungen der Abstrahlcharakteristik siehe DANIELS (2004), HUISMAN et al. (2003) und NEAL (2004).

aufgrund einer definierten Geometrie, die Geschwindigkeiten der Impulse in den einzelnen Schichten darzustellen und die Entfernung einer Reflexion aus der Ausbreitungsgeschwindigkeit der Radarwelle zu berechnen (siehe Fig. 4.5). Dabei werden die Radarwellen jeweils von einer Dipol-Antenne ausgesendet und von einer zweiten empfangen. Von einem gemeinsamen Mittelpunkt werden die Antennen auseinander bewegt, zwischen Sender und Empfänger besteht somit ein bestimmter konstanter Abstand (vgl. HUISMAN et al. 2003 und LECKEBUSCH 2001). Die ermittelten Schichtgeschwindigkeiten dienen als Grundlage für die Erstellung von 2D-Tiefenprofilen, die zur Migration von Radargrammen benötigt werden.

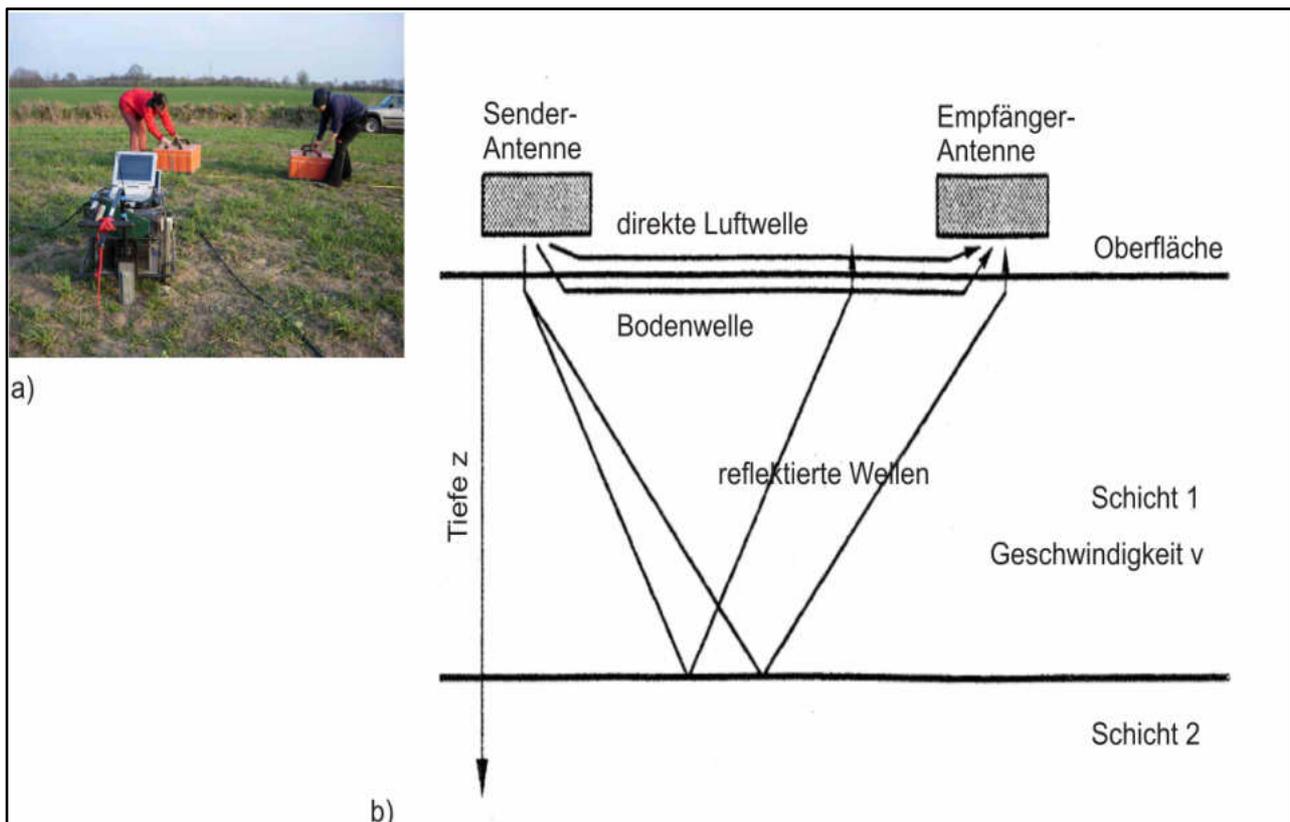


Fig. 4.5: Die CMP-Messung

a) Messung im Gelände (Foto: E. Erkul)

b) Schematische Darstellung der CMP-Messung (LECKEBUSCH 2001, verändert)

4.7.2 Geodätische Messverfahren

Mit Hilfe von hochpräzisen geodätischen Messtechniken ist es möglich, auch kleinste Signale der Topographie lagerichtig zu erfassen und einen absoluten Raumbezug herzustellen. Dabei wird die Methode der differentiell korrigierten Positionierung (DGPS) zur Erfassung von Reliefcharakterisierungen eingesetzt. Bei den Messungen mit dem 'DGPS-System 500' (Fa. Leica Geosystems, München) (Fig. 4.6) werden zwei Stationen aufgebaut: eine ortsfeste Referenzstation mit bekannten, autonomen Koordinaten und ein von Punkt zu Punkt zu bewegender Roverempfänger mit eigener GPS-Antenne zur Vermeidung von Mehrdeutigkeiten.

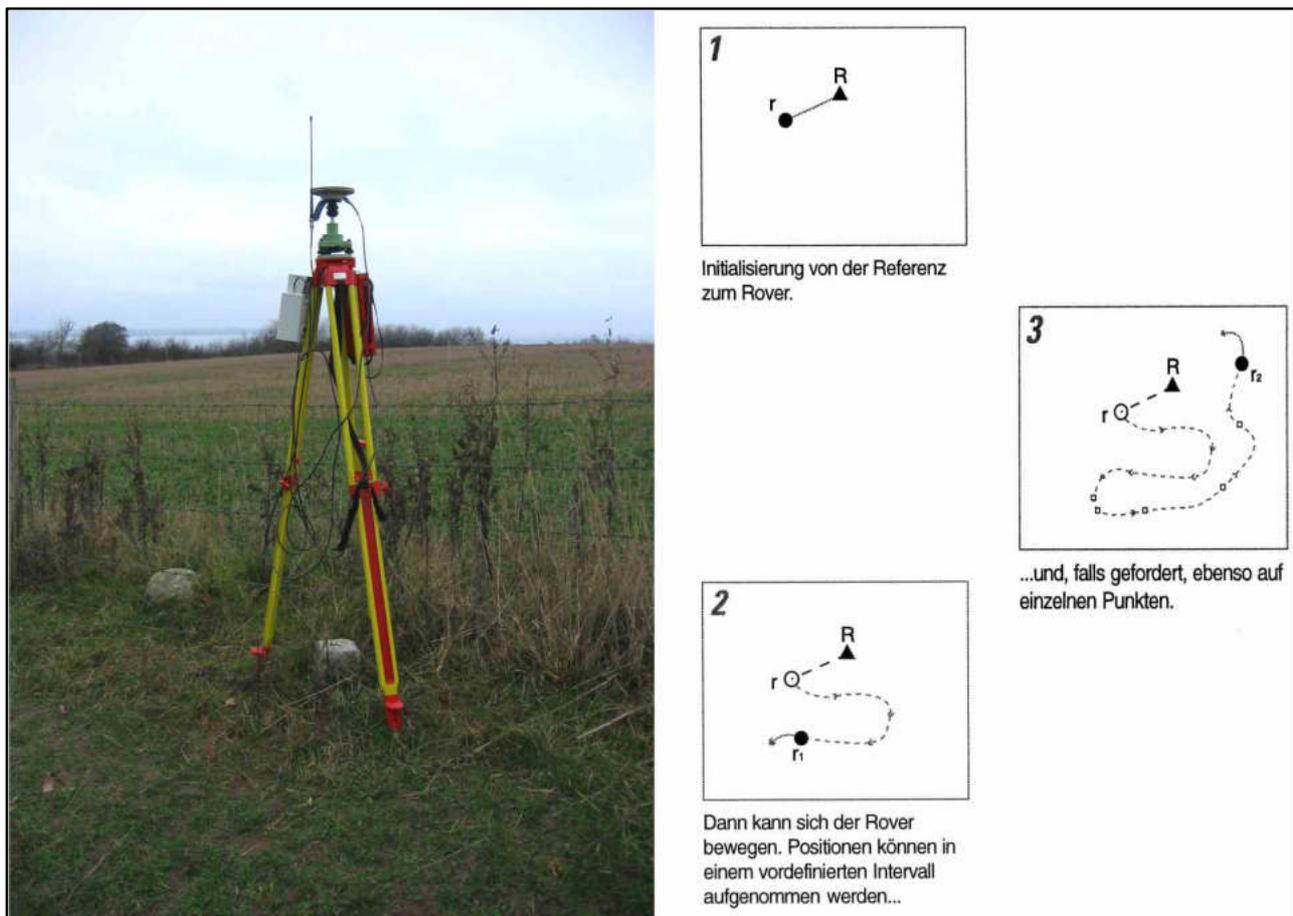


Fig. 4.6: Das GPS-System Leica 'DGPS-System 500' (Foto: C. Russok) und die kinematische Vermessung (LEICA GEOSYSTEMS 2000, verändert)

Nach der Initialisierung des Systems stehen die Stationen während der GPS-Beobachtungen in Funkkontakt, eine Verarbeitung und erste Auswerteschritte der gemessenen Rohdaten der Satelliten können somit auf der Roverstation verwaltet werden. Die Vermessung und Berechnung geschieht in der "Real-Time-Kinematic", einer kinematischen "on-the-fly" Vermessung in Echtzeit (Fig. 4.6b). Dadurch ist es möglich die aktuellen Punktdaten und Koordinaten des Roverempfängers innerhalb weniger Sekunden auf cm-Genauigkeit darzustellen.

Die gemessenen GPS-Daten beziehen sich auf ein lokales Koordinatensystem bzw. lokales Ellipsoid³⁸ das in der Abbildung eines Landes gebraucht wird und eine hohe Anpassung an die jeweilige lokale Topographie aufweist. Die erfassten Koordinaten werden in eine Ebene projiziert und daraus so genannte Gitterkoordinaten zur Verfügung gestellt. Unter der Verwendung von DGPS beziehen sich die berechneten Lagedaten in Deutschland auf das WGS84-Ellipsoid (**World Geodetic System 1984**). Wird die Vermessung in einem Landeskoordinatensystem oder lokalem System gefordert, so muss ein Transformationssatz vom WGS84-Ellipsoid in das Zielkoordinatensystem für das jeweilige Messgebiet bestimmt werden (KUMM 2000, LEICA GEOSYSTEMS 2000 und MANNFELD 2003).

³⁸ Zur mathematischen Definition und Approximation der Erdoberfläche siehe HAKE et al. (2002).

Die Auswertung und Verwaltung der erhobenen Punktdaten sowie die Vorbereitung zur digitalen Aufbereitung (siehe Kap. 4.7.3) und das Durchführen von Transformationsalgorithmen erfolgen mit der kinematischen GPS-Software für das post-Processing 'Ski-Pro' (Fa. Leica Geosystems, München).

4.7.3 Digitale Informationssysteme und Visualisierungstools

Entsprechend LIEBIG (2001) und SCHWARZ- VON RAUMER (1999) können raumbezogene, geographische Daten auf die Geometrie von Objekten durch die Beschreibung von Attributen (Sachdaten) dargestellt werden. Die zu beschreibenden räumlichen Objekte beziehen sich bei dieser Betrachtung immer auf die Erdoberfläche, d.h. sie werden in einem Koordinatensystem abgebildet. Durch die spezifische räumliche Komponente der raumbezogenen Daten ergeben sich eine Vielzahl von Darstellungs- und Auswertungsmöglichkeiten für digitale Informationssysteme und Visualisierungstools. Diese Sachdatenverarbeitung beschreibt dabei ein mehrdimensionales Gliederungskonzept aus der Verbindung von Objekten und ihre Beziehung zu anderen Objekten der realen Welt (Mensch-Modell-Interaktion).

Die digitale Sachdatenverarbeitung aus der geomorphographischen bzw. geomorphometrischen Analyse kann entsprechend einer disziplinären und interdisziplinären Abgrenzung in das Konzept der so genannten Primärintegration gestellt werden: die Einigung auf einen gemeinsamen Raum- und Zeitbezug verbunden mit der räumlichen und zeitlichen Auflösung unter der Berücksichtigung geomorphologischer Aufnahme- und Darstellungskonzepten (vgl. DABBERT et al. 1999, DIKAU 1992, LESER 2003, KERTESZ & MARKUS 1992 und KRATZ & SUHLING 1997).

Die Beschreibung räumlicher Objekte beruht auf der Definition von Dimensionalität. Nach MACH (2000) werden ausgehend von mehrschichtigen Informationsträgern die 2D-Visualisierung und 3D-Visualisierungen unterschieden. Tabelle 4.3 gibt einen Überblick über die Medien zwei- und dreidimensionaler Informationen.

Tab. 4.3: Medien zwei und dreidimensionaler Informationen

Medien zweidimensionaler Information	Medien dreidimensionaler Information
<ul style="list-style-type: none">○ Vektor- und Layoutprogramme○ pixelverarbeitende Programme	<ul style="list-style-type: none">○ 3D-Programme○ Virtual Reality

Das Spektrum digitaler Informationssysteme und Visualisierungstools ist überaus vielseitig und für unterschiedliche Anwenderdisziplinen ausreichend dokumentiert. Die Grundzüge für Geographi-

sche Informationssysteme (GIS)³⁹ kann als weitgehend bekannt vorausgesetzt werden, so dass in der folgenden Tabelle 4.4 eine Übersicht über die in diesem Forschungsprojekt eingesetzten funktional-deskriptiven Analysewerkzeuge gegeben werden kann.

Tab. 4.4: *Digitale Analysewerkzeuge*

Einsatzbereich	Werkzeug
Geographisches Informationssystem (GIS)	ArcView GIS™ Version 3.2a (Fa. Esri™)
Polygonale Modellierung und Vektorisierung	Corel Draw® Version 12 (Fa. Corel Corporation®)
Patch-Modellierung und blockstrukturierte Geländemodelle	Surfer® Version 8 (Fa. GoldenSoftware®)
NURBS (Non Uniform Rational B-Spline)-Modellierung zur detailgetreuen und auflösungsunabhängigen Darstellung	AutoCAD® Version 2005 (Fa. Autodesk®) und 3D Studio Max Version® Version 6 (Fa. Autodesk®)

³⁹ Zu Geographische Informationssysteme siehe u.a. COORS & ZIPF (2005), LONGLEY (1999) und SAURER & BEHR (1997).

5 Ergebnisse und Interpretation der landschaftsgenetischen Daten

Die Untersuchungen zu den fluviatilen und litoralen Responssystemen im Untersuchungsgebiet Lindhof wurden im Rahmen der möglichen räumlichen (Fig. 5.1) und zeitlichen (Fig. 5.2) Funktionalbeziehung an prozessgeomorphologisch vergleichbaren Landschaftsausschnitten durchgeführt. Entsprechend BREMER (1989, 29f. und 57ff.) erfolgt die Abschätzung der Wertigkeit von landschaftsgenetischen Daten aus dem räumlichen Vergleich regelhafter Zusammenhänge am Beispiel von Aufschlussprofilen (Fig. 5.3). Im Folgenden erfolgt eine gleichzeitige Darstellung, Diskussion und Interpretation dieser Raumbeziehungen.



Fig. 5.1: Räumliche Zusammenhänge im Untersuchungsgebiet – Luftbild (04.04.2002), Maßstab ca. 1:16000. Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein

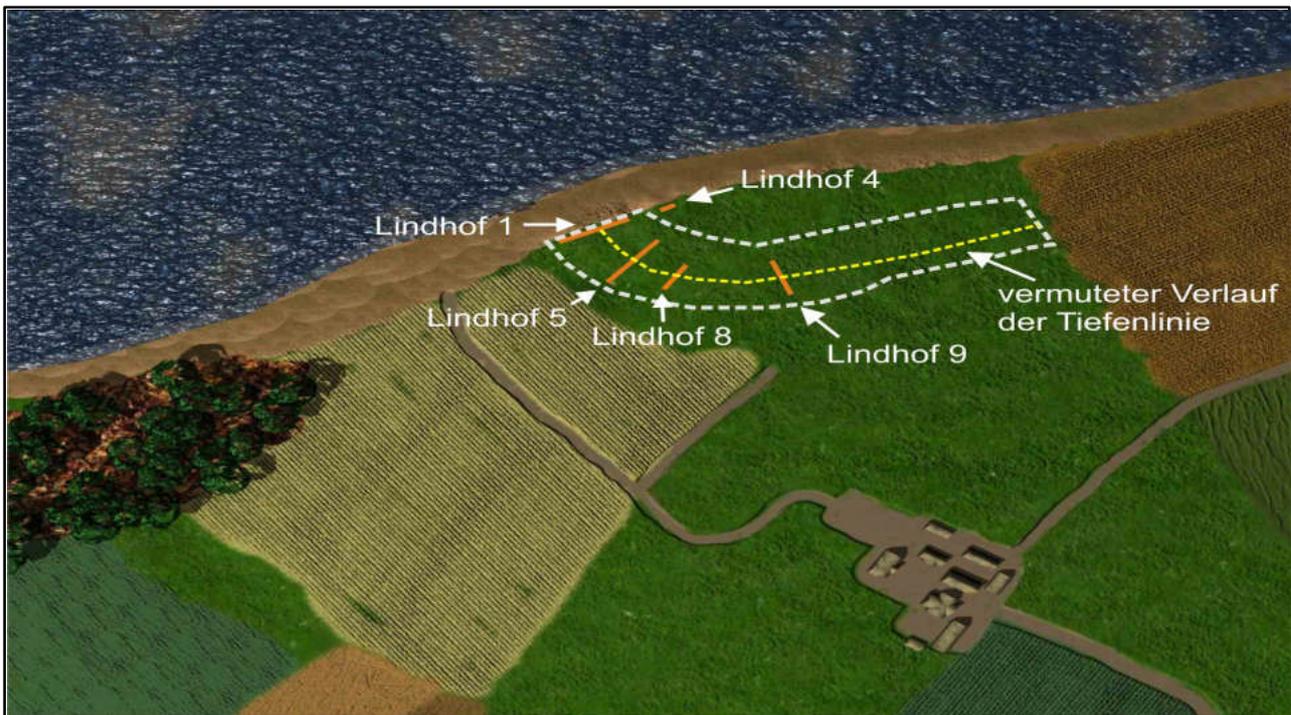


Fig. 5.3: Lage der Profilschnitte im Untersuchungsgebiet (Rendering: C. Russok & M. Eiselt)

5.1 Untersuchungen zu holozänen Extremereignissen im litoralen System und der angrenzenden Kliffbereiche

Im Bereich der spätpleistozänen Kliffküste, in unmittelbarer Strandnähe, wurden Grabungen (Aufschluss Lindhof 1) im Akkumulationsraum einer vermutlich fossilen Stillwasserbucht und in den angrenzenden Hangbereichen (Aufschluss Lindhof 4) angelegt (Fig. 5.4).



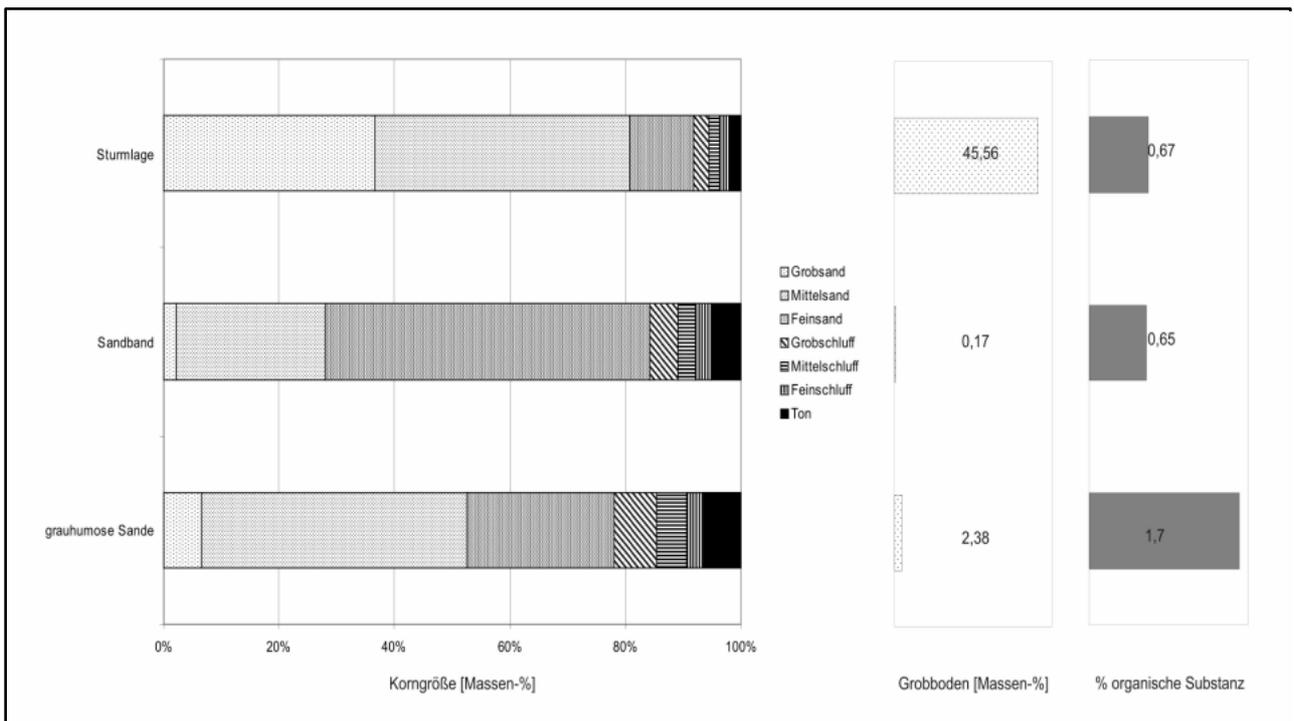
Fig. 5.4: Fossile Stillwasserbucht (Foto: C. Russok)



Fig. 5.5: Ausschnitt der Strandwallsequenz im Aufschluss Lindhof 1 mit charakteristischer dachziegelartiger Lagerung ("hummocky"-Schrägschichtung) der Sedimente (Foto: C. Russok)

Das Aufschlussprofil (Fig. 5.5 und Tab. 5.1) Lindhof 1 wird dominiert durch einen durchschnittlich 50 cm mächtigen Schotterkörper mit charakteristischer Korngrößensortierung (nach TUCKER 1985 schlecht sortiert mit einer Streuung der Korngrößenverteilung von σ 1,0 – 2,0). Überlagert wird dieser Sedimentkomplex von einem durchschnittlich 15 bis 20 cm mächtigen M₅rApAh-Horizont (Fig. 5.6 und vgl. Kap. 5.3.1, Fig. 5.29). Flächenextensivierung und die Nutzung als Dauergrünland begünstigen die Bildung des kartierten Humushorizonts.

Tab. 5.1: Sedimentcharakterisierung der Strandwallsequenz



Im Profil wechseln Bereiche chaotischer Lagerung mit Abschnitten einer auffälligen charakteristischen dachziegelartigen Schrägschichtung (Imbrikation, "hummocky cross-stratification") der Sedimente, die eine Strandwallsequenz (Tempestit, Sturmhochwasserlage, "gravel-boulder-storm-ridge") belegen (vgl. CATT 1992, FÜCHTBAUER 1988, 801 und 908ff. und OTVOS 2005.). Das Schichtungsbild deutet auf das entsprechende Strömungsregime im Vorstrandbereich und der ausgewiesenen Stillwasserbucht hin. Die Kornsortierung und die Kornorientierung als Interngefüge (innere Erosionskontakte) weisen im Aufschlussprofil in die Richtung des ablaufenden Wassers im Ablagerungszeitraum. Unter dem Sedimentkörper der Strandwallsequenz wurden feinlagige Sedimentstrukturen, Feinsand- und Kieslagen identifiziert und demnach als Relikt einer prämarinen Akkumulationslage rekonstruiert. Der Übergang von der Feinsandlage zu grauhumosen Sanden deutet auf eine Verlandung eines ausgewiesenen Küsten-Überflutungsmoores mit kolluvialen Mineralbodendecken und einen wenige cm-mächtigen, initialen Oberbodenhorizont (Ai) hin. Entsprechend AG BODEN (2005) und FINKL (2005) kann für diese Sequenz ein typischer Strandrohboden mit Materialumlagerung und profilmorphologischen Prozessen im Grundwasserschwankungsbereich ausgewiesen werden⁴⁰.

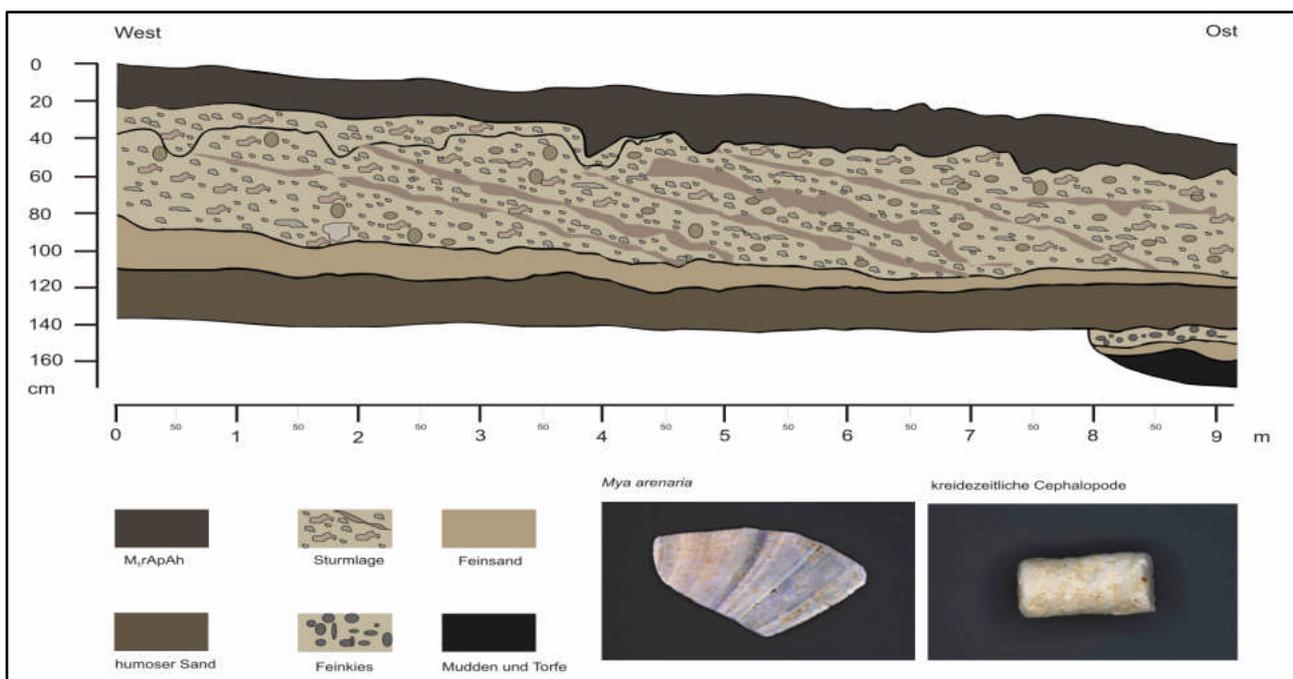


Fig. 5.6: Detailprofilzeichnung der Strandwallsequenz im Aufschluss Lindhof 1 mit organischen Befundfragmenten (Zeichnung: C. Russok, Fotos: S. Dazert)

Durch Sondierung (Pürckhauer-Schlagsonde) konnten unter der aufgeschlossenen Sequenz organische bis organomineralische Ablagerungen geringer Mächtigkeit erbohrt werden. Zwei von Feinsanden getrennte Torflagen mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 10 bis 12 cm können als

⁴⁰ Anm.: die Bezeichnung der Schichten der Strandwallsequenz erfolgt unter der Berücksichtigung der feldbodenkundlichen Kartierung. Die Ansprache als kolluviale Sedimente erfolgt erst gemäß Fig. 5.13 sowie Tab. 5.3 und in der Gesamtstratigraphie, Kap. 5.3.1.

diagnostische Sedimente eines fossilen Küsten-Überflutungsmoores auf Meeressandebene (vgl. Kap. 3.2.4 und Fig. 5.7) angesprochen werden. Lage und Höhe des Moores lassen auf ein Ende der Vertorfung (2. Torflage) im jüngeren Subatlantikum mit dem Mittelhochwasser (0,0 m NN) schließen. Die Torfkomplexe wurden mit der AMS-Radiokohlenstoffmethode datiert; Tab. 5.2 gibt die Radiokohlenstoffalter der Torfkomplexe an. Wie in Kap. 3.2.1.3 erläutert, ist die Entwicklung dieses Transgressionsmoores auf die Gesamtdynamik küstenbildender Prozesse zurückzuführen und steht somit mit der holozänen Entwicklung der Ostsee seit der Litorinatransgression in direktem Zusammenhang.

Tab. 5.2: Radiokohlenstoffdatierungen an organischer Substanz (Küsten-Überflutungsmoor)

Probenbezeichnung	Labornummer	Tiefe	Radiokohlenstoffalter	Kalibrierte Alter*
1. Torflage	KIA21538	250 cm u. GOF	4405 ± 30 BP	3261 – 2916 cal BC
2. Torflage	KIA18459	150 cm u. GOF	2470 ± 30 BP	762 – 412 cal BC

*Mutungsintervall: Two Sigma Range (95,4% aller Wiederholungsmessungen)

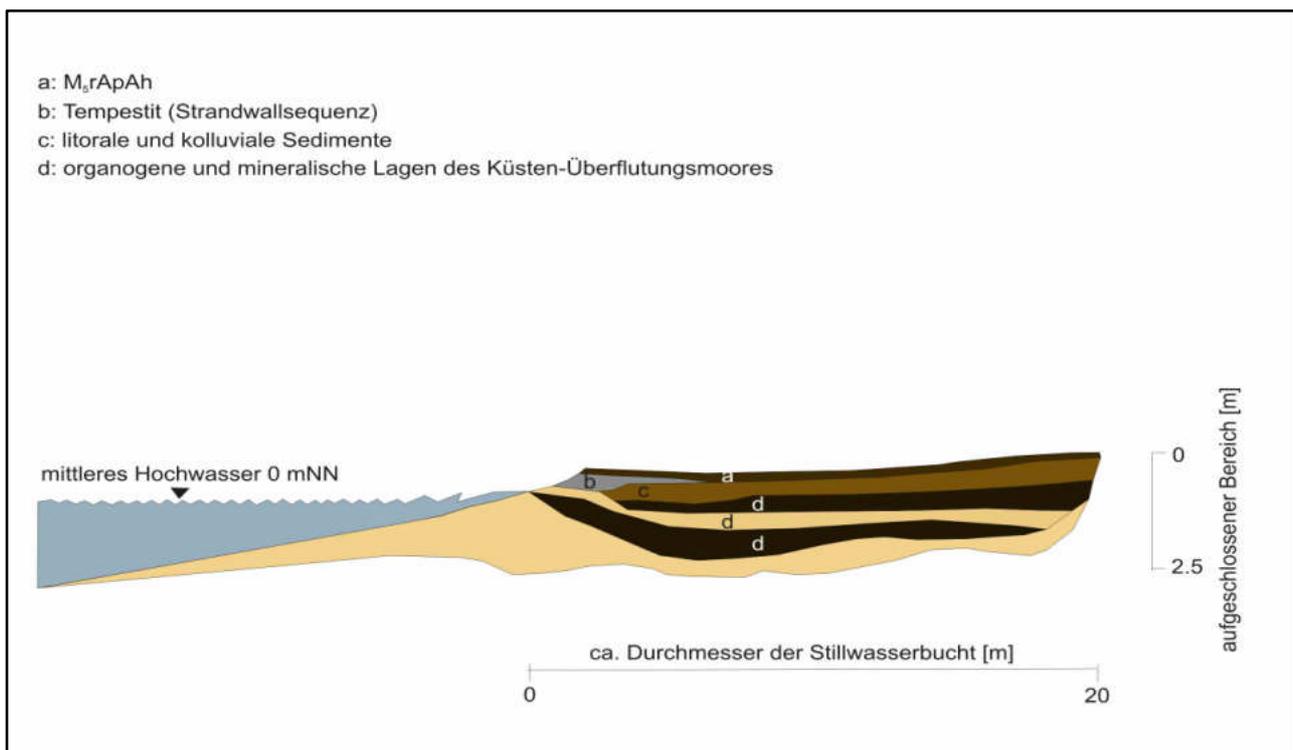


Fig. 5.7: Schematische Darstellung des aufgeschlossenen Küsten-Überflutungsmoores im heutigen Zustand (Zeichnung: C. Russok)

Reste der Sandklaffmuschel (*Mya arenaria*) und Mikrofossilien (kreidezeitliche *Cephalopoden*) konnten im grobklastischen Sedimentkörper der Strandwallsequenz isoliert werden (Fig. 5.6)⁴¹. Lage über NN, Oberflächennähe, die schwache postsedimentäre Bodenbildung und Verwitterung

⁴¹ Zur Bedeutung und zum Informationsgehalt von Muschelfragmenten im litoralen System s. ZUSCHIN et al. (2003).

sowie die Alter liegender Sedimente lassen auf ein Hochwasserereignis in jüngster Zeit schließen. Aus der Grabung können mehrphasige Ereignisse abgeleitet werden.

Die Strandwallsequenz ist im Gesamtbild der Küstenmorphologie und Meeresgeologie der Eckernförder Bucht zu sehen. Die Abrasion hat den pleistozänen Kern unterhöhlt, Brandungshöhlen und Brandungshohlkehlen geschaffen. Durch Oberflächenabfluss und Sickerwasserströme an der Basis wasserstauer Schichten (hier tonigen Mergellagen) kommt es zu einer Materialverlagerung an den Fuß des Kliffs und zu einem Transport in die Ostsee. DUPHORN et al. (1995) und KANNENBERG (1951) beschreiben diese Prozesse im Rahmen eines bedeutenden Küstenzerfalls – eine Kliffrückverlegung von mehreren Zentimetern pro Jahr ist zu beobachten. Das freigesetzte Material wird durch Quertransport zunächst seewärts verlagert, bevor es dann durch einen küstenparallelen Transport am Aufbau von Strandwällen in den angrenzenden Niederungen beteiligt ist (Fig. 5.8). Ein Strandwall entsteht durch die Ablagerung (Ansandung) von Sedimentmaterial, das nicht mehr von rückfließenden Wellen erfasst wird und somit sedimentiert. Nach SCHWARZER et al. (1997), TRENHAILE (2005) und TUCKER (1985) erfolgt eine Verlagerung von Sediment bei Sturmereignissen gestaffelt nach dem Kornspektrum, wobei gröberes Material um geringere Strecken transportiert wird als feineres Sediment der Feinsand- und Mittelsandfraktion. Ein Sedimentkörper bildet sich über mehrere Stunden und benötigt zur Entstehung stetige Transversalwellen in Form des "longshore-drifting", die annähernd an derselben Stelle auslaufen, um die Fracht zu akkumulieren. Daher bilden sich ausgeprägte Strandwälle nur an Küsten mit geringem Tidenhub (vgl. GIERLOFF-EMDEN 1980).

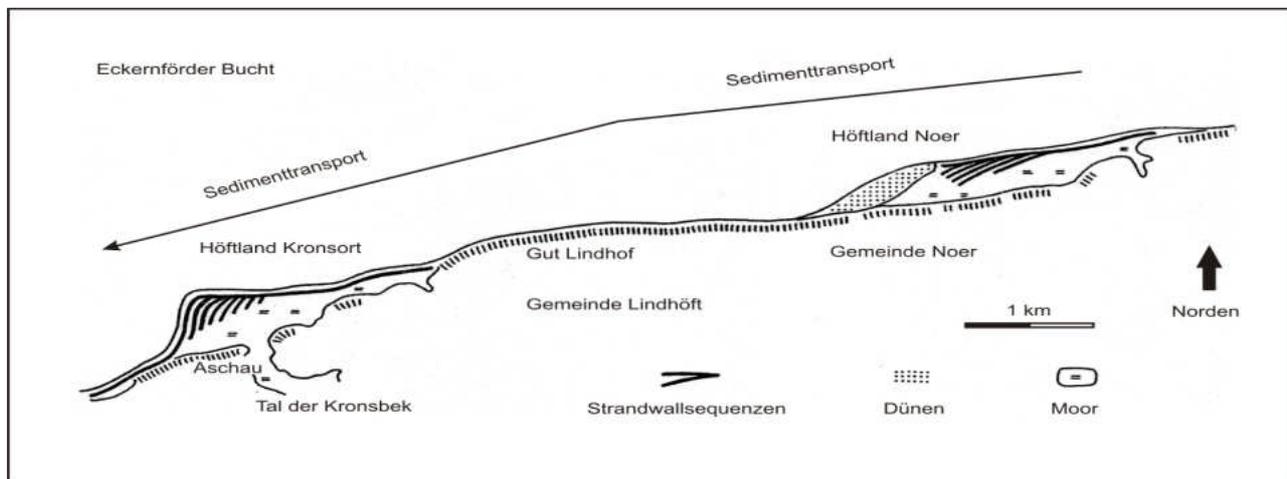


Fig. 5.8: Sedimenttransport in der Eckernförder Bucht (KICKSEE 1972, verändert)

Nach HUPFER et al. (2003), MILKERT (1994) und WEVER et al. (1996) leisten Sturmhochwässer den Hauptbeitrag für die Abrasion und Sedimentation in der westlichen Ostsee. Durch topographische Besonderheiten kann die Intensität der Strömung und der Sturmwirkung beeinflusst werden. Besonders in dem Bereich der glazial geprägten Rinnen und Förden der schleswigschen Küste wird die Strömungsgeschwindigkeit kanalisiert, es können beträchtliche Stromgeschwindigkeiten auftreten.

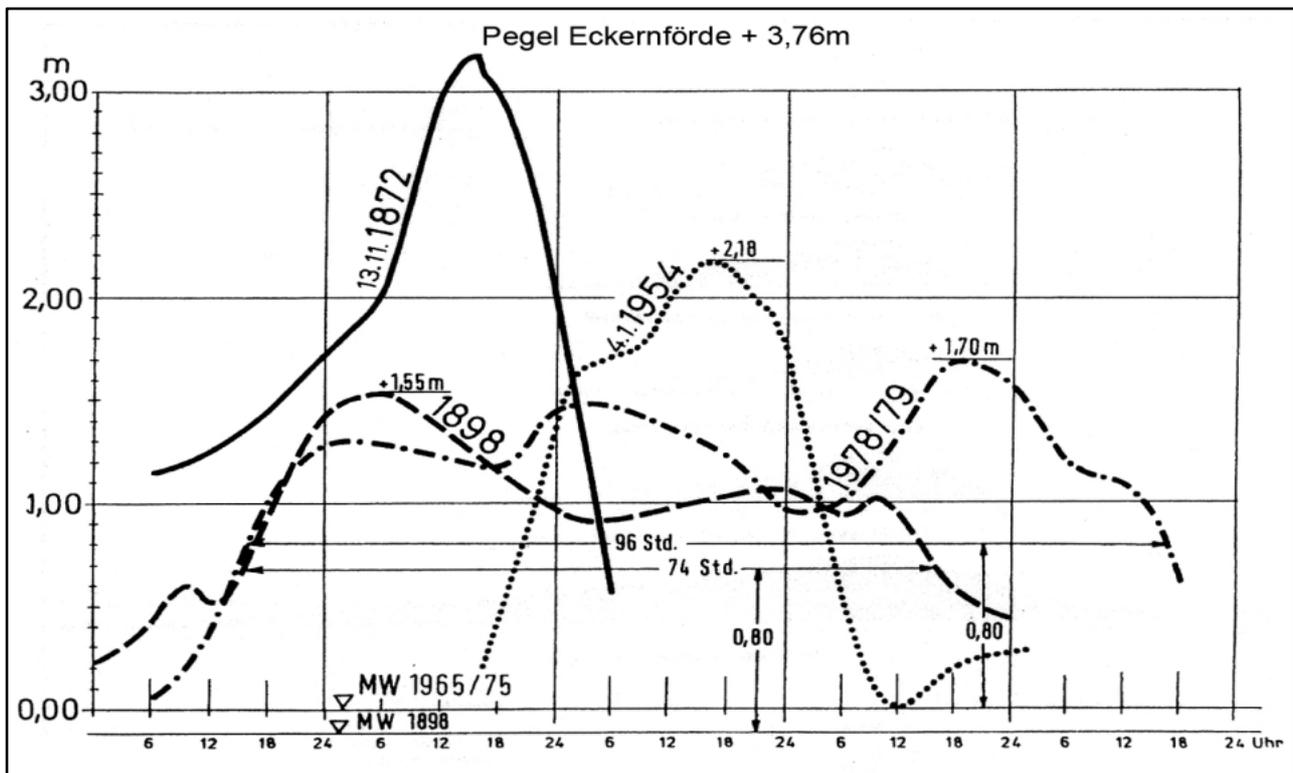


Fig. 5.9: Wasserstandsverlauf bedeutender Sturmhochwässer am Pegel Eckernförde (DUPHORN et al. 1995)

Sturmbedingte Wasserstandsschwankungen (Fig. 5.9) können nach DUPHORN et al. (1995) und KOHLMETZ (1967) in der Ostsee außergewöhnliche Werte erreichen, rasch wandernde Wind- und Sturmfelder erzeugen zum Teil erhebliche Niveauunterschiede mit für die Ostsee charakteristischen Eigenschwingungen und Perioden von stehenden Wellen, so genannte Seiches. Die wesentlichen Strömungen und küstendynamische bzw. sedimentologische Prozesse, sind in der Ostsee an die Wirkung des Windes (Windgeschwindigkeit und -richtung, Windwirkungslänge, Windwirkungsdauer) gekoppelt. So entspricht z.B. das Ostseehochwasser 1872 in seiner Entstehung und Verlauf einer Wetterlage die durch die Zugbahn wasserstandsrelevanter Tiefdruckgebiete erklärt werden kann und geologisch und küstenmorphologisch von großer Bedeutung ist (Fig. 5.10). Im Rahmen zentral-tiefgesteuerter Großwetterlage ziehen Zyklonen aus Südosteuropa über Ungarn nordwärts nach Südpolen. Durch blockierende Hochs über Nordeuropa verstärkt sich dieses nordsüdliche Luftdruckgefälle besonders über der westlichen und südlichen Ostsee. Ein Nordoststurm war die Folge, flankiert durch kleinere sekundäre Zirkulationszellen die einen zusätzlichen Druckabfall auslösten und dabei eine Übertragung großer Mengen kinetischer Energie von der Luft in das Wasser ermöglichten (vgl. GRAM-JENSEN 1985, HUPFER et al. 2003, KLUG 1986, KOHLMETZ 1967 und RUSSOK & BORK 2006). Über See herrschten über längere Zeit Windstärken von 9 bis 12, die kennzeichnenden Wellenhöhen lagen dabei bei etwa 5,5 bis 7 Metern. Nach KIECKSEE (1972) entspricht dies einer morphodynamischen Kraft von mehr als 25 t/m^2 auf die Küste. Untersuchungen zu Sturmereignissen und Sedimentfolgen belegen eine Verknüpfung bzw. ein Zusammenwirken von wind erzeugten Strömungen und einer ausgeprägten Wellentätigkeit. Entscheidend-

de Faktoren sind dabei das Sturmereignis und die Materialverfügbarkeit selbst, gekoppelt mit der Windrichtung, Windgeschwindigkeit, Ereignisdauer, Relief des Meeresgrundes sowie Wassertiefe (vgl. KHANDRICHE et al. 1986 und WEVER et al. 1996).

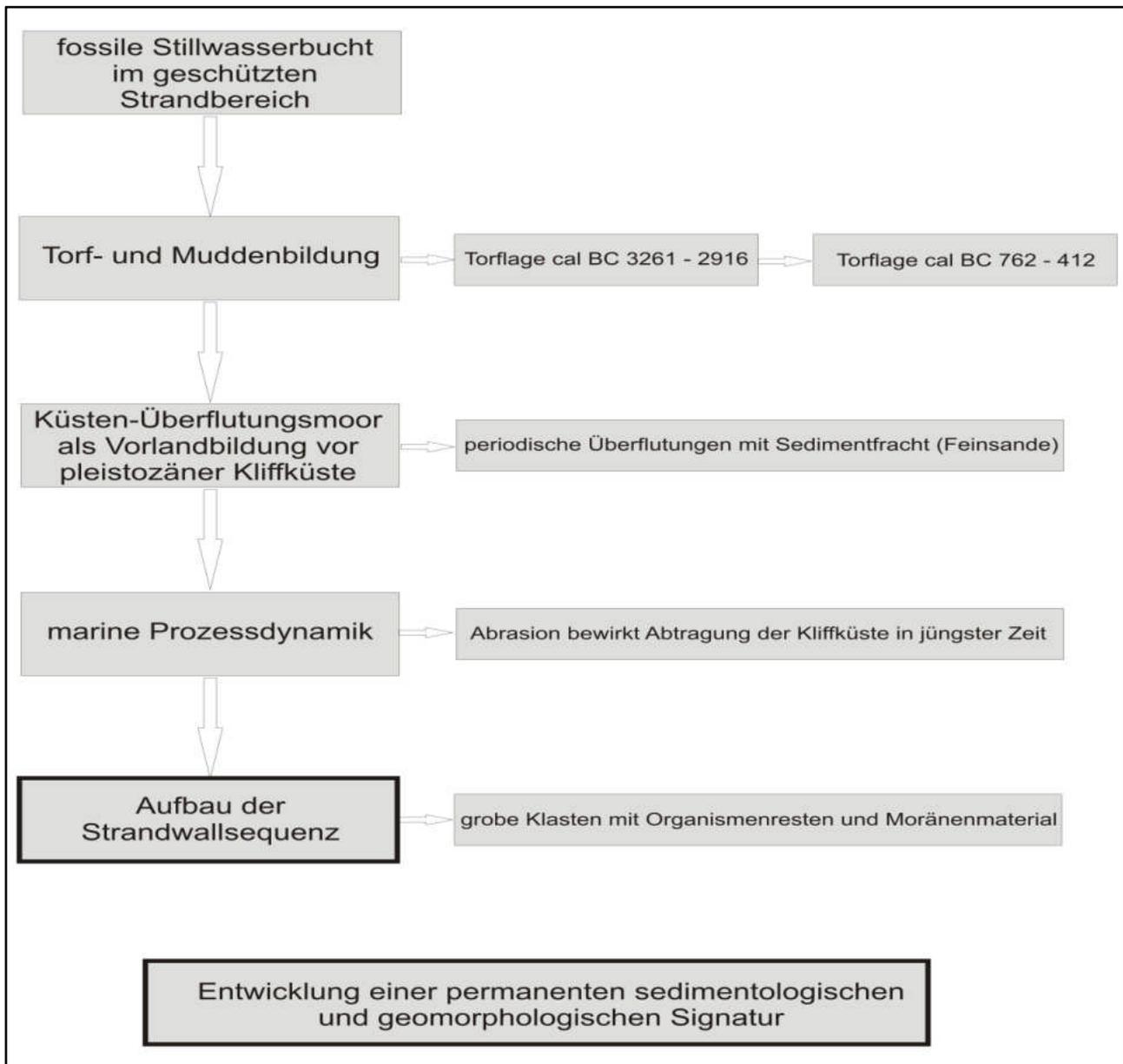


Fig. 5.10: Überblick über die küstenmorphologischen Vorgänge im Untersuchungsgebiet (Russok & Bork 2005)

An die Strandwallsequenz schließt sich ein "chaotisch" verfülltes Rohrgrabensystem an (Fig. 5.11 und vgl. Gesamtstratigraphie 5.3.1), ein Bereich der durch sandige Texturen (Fein- und Mittelsande gemäß AG BODEN 1994) dominiert wird. Mehrere ineinander verschachtelte Gräben mit nicht mehr wasserführenden Tonrohren konnten aufgeschlossen werden, eine räumliche Korrelation mit dem Drainageplan des Untersuchungsgebietes besteht jedoch nicht. Ein heute wasserführendes Kunststoffrohr ist im Rahmen der Anlage eines Feuchtbiotops in den 1970er Jahren im Bereich der fossilen Stillwasserbucht in Betrieb und ersetzt das antiquierte und empfindliche Drainagesystem der 1950er Jahre (vgl. Farbsignaturen des Drainageplans Fig. 5.12).



Fig. 5.11: Rohrgrabensystem im Bereich der Strandwallsequenz im Aufschluss Lindhof 1 (Montage: C. Russok)

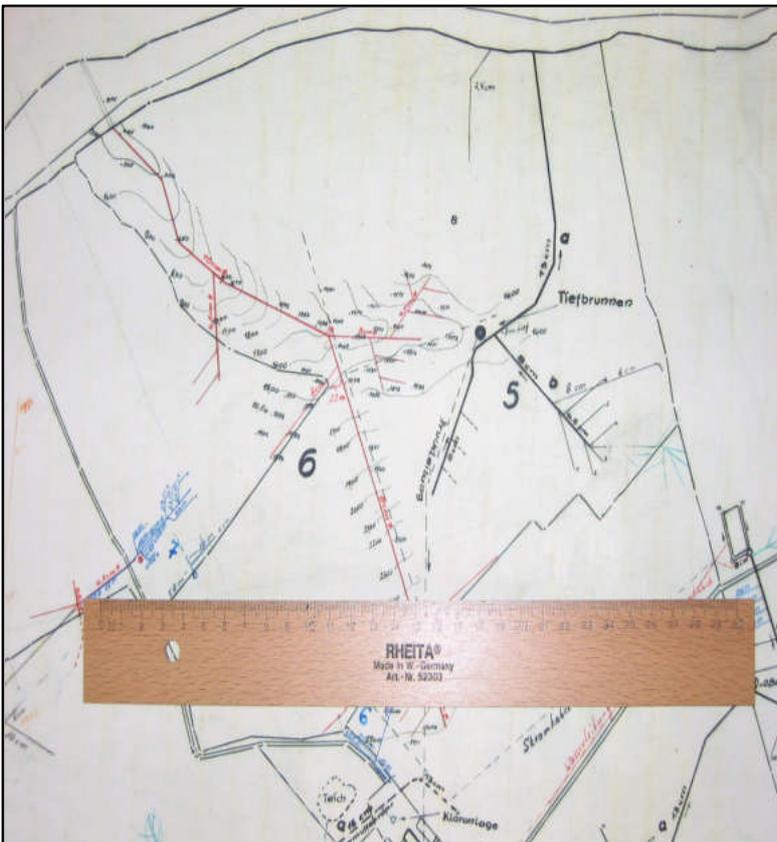


Fig. 5.12: Drainageplan des Untersuchungsgebietes (rot Drainagesystem 1950, blau Drainagesystem 1958)

Mit der Anlage des Rohrgrabensystems und des Feuchtbiotops zur Wasserregulierung⁴² der landwirtschaftlichen Nutzflächen erfolgte eine weitgehende Zerstörung der Schichtung im Bereich der fossilen Stillwasserbucht. Eine landwärtige Rekonstruktion dieses Küstenbereiches ist daher nahezu ausgeschlossen, eine Konnektierung der ausgewiesenen Horizonte und Schichten mit den Se-

⁴² Mündliche Mitteilung Frau S. Mues (08/2002).

dimenten der pleistozänen Kliffküste kann nicht eindeutig abgeleitet werden.

Am östlichen Rand der Stillwasserbucht wurde eine Reliefsequenz bis in den Mittelhang-/Kuppenbereich angelegt. In diesem Profilabschnitt konnte die Bodenentwicklung von der litoralen Akkumulationsfläche bis in den Kuppenbereich verfolgt werden (Fig. 5.13 und Fig. 5.14 und vgl. Gesamtstratigraphie Kap. 5.3.1). Im Unterhangbereich können deutlich voneinander unterscheidbare Kolluvien über weichselzeitlichem Geschiebemergel angesprochen werden. Als Bodenart lässt sich für diesen Bereich überwiegend ein schwach bis stark schluffiger Sand kartieren (vgl. Tab. 5.3).

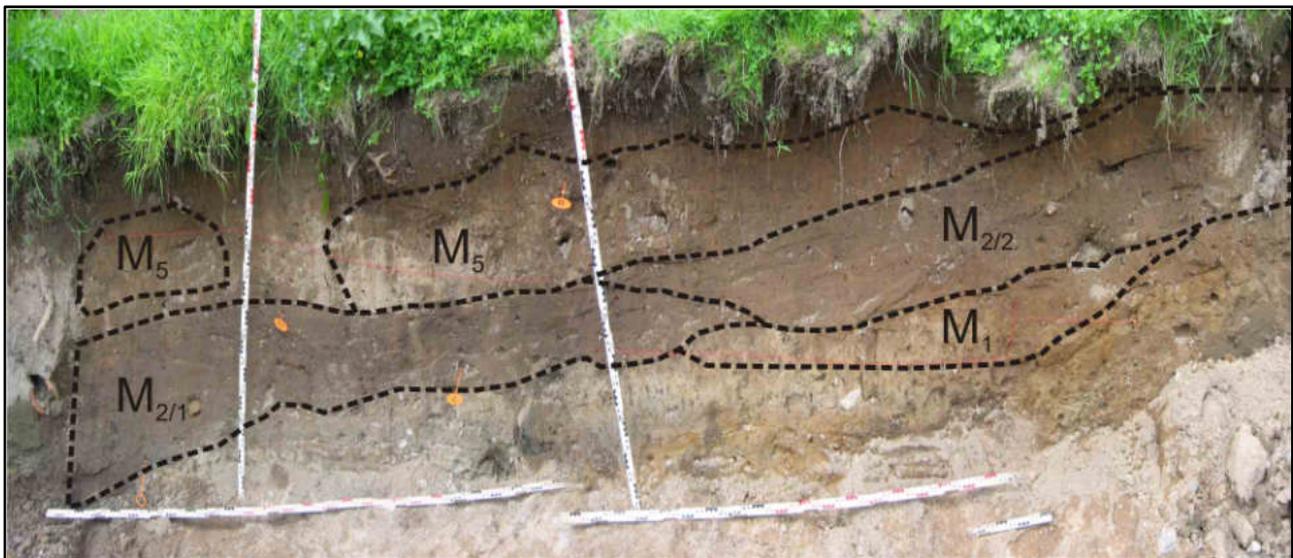
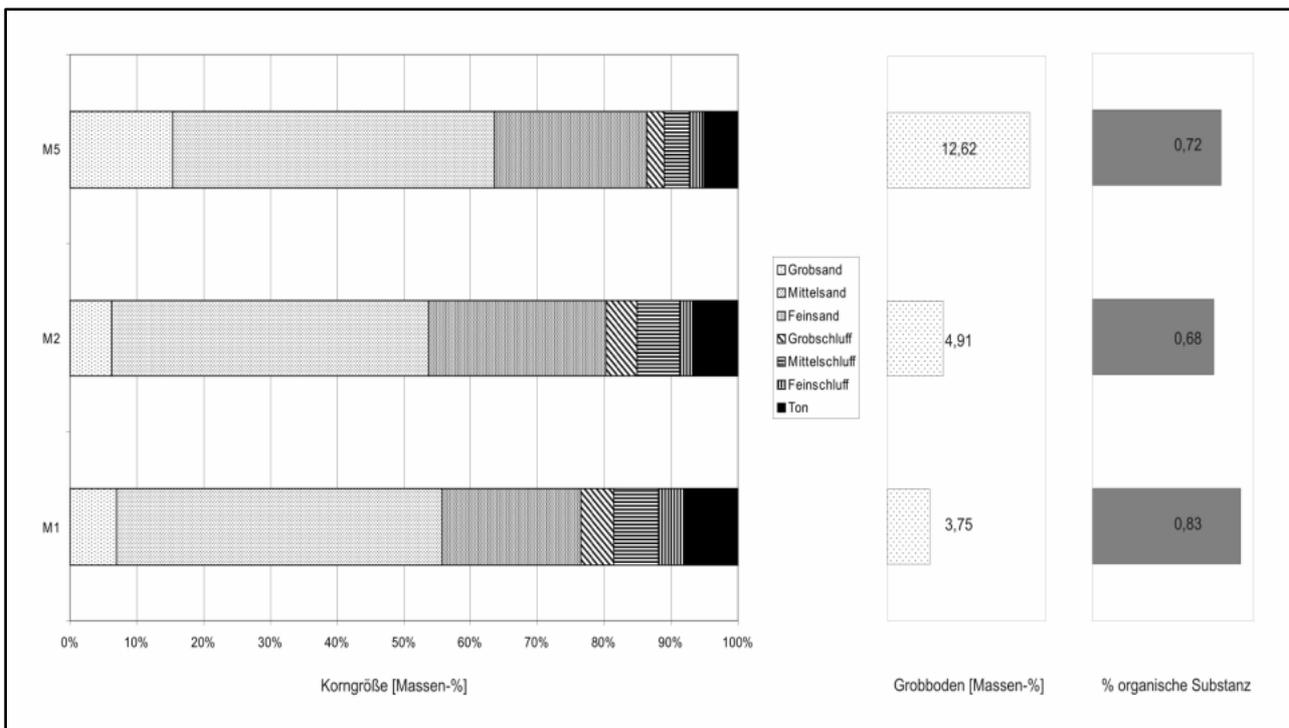


Fig. 5.13: Kolluvien im Bereich der pleistozänen Kliffküste (Montage: C. Russok)

Tab. 5.3: Sedimentcharakterisierung im Bereich der pleistozänen Kliffküste (Aufschluss Lindhof 1)



An den unterscheidbaren Kolluvien erfolgten Radiokohlenstoffdatierungen an Holzkohlepartikeln gemäß Tab. 5.4.

Tab. 5.4: Radiokohlenstoffdatierungen an Holzkohlepartikeln (Kolluvien im Bereich der pleistozänen Kliffküste)

Probenbezeichnung	Labornummer	Tiefe	Radiokohlenstoffalter	Kalibrierte Alter*
Holzkohle 2	KIA19168	100 cm u. GOF	1105 ± 30 BP	888 – 1000 cal AD
Holzkohle 1	KIA18460	80 cm u. GOF	210 ± 20 BP	1682 – 1931 cal AD

*Mutungsintervall: Two Sigma Range (95,4% aller Wiederholungsmessungen)

Verfolgt man die Reliefsequenz weiter, ist im Hangmittel- und Kuppenbereich eine schwach erodierte Parabraunerde (Horizontfolge hier: Ah-Al-Bt-Cv) bei einer durchschnittlichen Entkalkungstiefe von 1.20 bis 1.30 m ausgebildet (Aufschluss Lindhof 4). ZIOGAS (1995) weist in diesem Zusammenhang auf die Genese einer typischen Parabraunerde aus weichselzeitlichem sandigen bzw. lehmigen Geschiebemergel ohne Grundwasserbeeinflussung. Die Bodenart ändert sich dementsprechend von tonig-schluffigen Komponenten im Mittelhangbereich zu schluffig-sandigen Texturen in den oberen Hangbereichen



Fig. 5.14: Parabraunerde im Kuppenbereich des Aufschlusses Lindhof 4 (Foto: C. Russok)

5.2 Untersuchungen zu terrestrischen bodenkundlich-sedimentologischen Geoarchiven

An drei Profilschnitten (Li5, Li8 und Li9) wurde die zeitliche Einordnung und flächenmäßige Verteilung spätglazialer und holozäner Sedimente in der weichseiszeitlichen Geländeform analysiert (vgl. dazu Fig. 3.1 und Fig. 5.3). Entsprechend der Hauptentwässerungsrichtung wurden die Aufschlüsse senkrecht zur Tiefenlinie angelegt. Bodenbildung, Sedimente und archäologische Funde konnten differenziert nach AG BODEN (1994) untersucht und entsprechend der Radiokohlenstoffmethode chronologisch zugeordnet werden. Neben einer ausgedehnten glazifluvialen Schmelzwasserdynamik konnten so schwach humose, sandige Kolluvien der Eisenzeit, des Mittelalters und der jüngeren Neuzeit dokumentiert werden.

5.2.1 Aufschluss Lindhof 5

In den Aufschlüssen stehen an der Profillbasis Geschiebemergel bzw. -sande und pleistozäne

Schotter an. Die als Residuum aus dem abschmelzenden Eis gebildeten Sedimente enthalten zum Teil blockgroße Geschiebe verschiedener Herkunftsgebiete die nach SMED & EHLERS (2002) der so genannten Nordosteis moränenfolge zuzuordnen sind. Entsprechend RUSOK & BORK (2005) ist eine z.T. deutlich ausgeprägte und differenzierbare Eisen- und Mangandynamik in den betrachteten pleistozänen Substraten charakteristisch (Fig. 5.15). Der jahreszeitliche Wechsel von Gefrieren und Auftauen rief im Auftaubereich der Substrate Verformungen und Verwürgungen hervor, dokumentiert durch kryoturbate Strukturelemente (Fig. 5.16).



Fig. 5.15: Fe- und Mn-Dynamik (Foto: C. Russok)



Fig. 5.16: Kryoturbate Elemente (Foto: C. Russok)

Holzkohlepartikel aus Brand- bzw. Siedlungsgruben konnten im Aufschluss Lindhof 5 mittels Radiokohlenstoffdatierungen chronologisch zugeordnet werden (Tab. 5.5). Zwei unterscheidbare Grubentypen lassen sich ausweisen. Im westlichen Bereich des Aufschlusses (Fig. 5.17) können hell- bis mittelgraue, von feinverteilten Holzkohlepartikeln (HK 4) durchsetzte Bereiche einer neolithischen Brandgrube von den meist hellbraunen, pleistozänen Sedimenten abgegrenzt werden (Grubentyp 1). Durch Radiokohlenstoffdatierungen kann dementsprechend eine enge chronologische Verzahnung Urgeschichtlicher, kolluvialer Sedimente (M_1) mit der angeschnittenen Siedlungs- bzw. Brandgrube bzw. dem Paläorelief abgeleitet werden. Im Kontrast dazu steht der zweite, im östlichen Bereich des Aufschlusses sichtbare Brandgrubentyp (Grubentyp 2), der nach AMS- ^{14}C -Messungen in die Eisenzeit datiert. Die Füllungen weisen einen Steinreichtum und große Mengen datierbarer Holzkohle auf (Feuer 1 und HK 2). Die Steine wurden zum Teil unter Hitzeeinwirkung zerstört; die umliegenden Sedimente sind im Kontaktbereich verbacken und verfärbt (Fig. 5.18).

Tab. 5.5: Radiokohlenstoffdatierungen an Holzkohlepartikeln (Brandgruben Aufschluss Lindhof 5)

Probenbezeichnung	Labnummer	Tiefe	Radiokohlenstoffalter	Kalibrierte Alter*
-------------------	-----------	-------	-----------------------	--------------------

HK 4	KIA23493	180 cm u. GOF	4555 ± 25 BP	3369 – 3102 cal BC
Feuer 1	KIA21537	70 cm u. GOF	2360 ± 90/80 BP	763 – 205 cal BC
HK 2	KIA23492	30 cm u. GOF	2435 ± 20 BP	759 – 406 cal BC

*Mutungsintervall: Two Sigma Range (95,4% aller Wiederholungsmessungen)



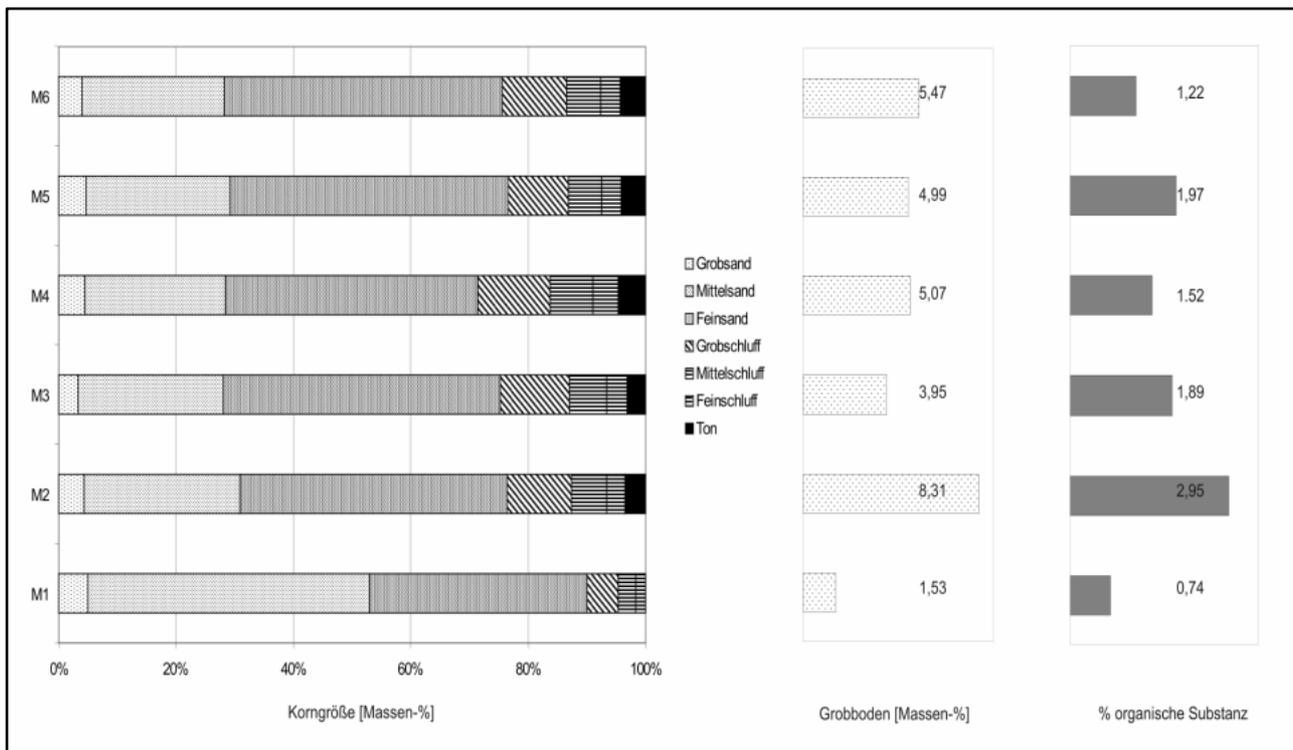
Fig. 5.17: Neolithische Feuergrube (Foto: C. Russok)



Fig. 5.18: Eisenzeitliche Feuergrube (Foto: C. Russok)

Tab. 5.6 und Tab. 5.7 belegen in dem Aufschluss mittelalterliche, sanddominierte Sedimentkomplexe von durchschnittlich 100 cm Mächtigkeit (M_2 bis M_4). Ob diese Kolluvien wenige mächtige oder zahlreiche geringmächtige Starkregensedimente enthalten, kann aufgrund späterer anthropogener bzw. biogener Homogenisierung im Feldbefund nicht mehr eindeutig nachgewiesen werden. Kolluviale Kieslagen zeigen an der pleistozänen Basis erhöhte Umlagerungsvorgänge in der Tiefenlinie der Geländeform. An dem steileren westexponierten Hangfußbereich war die mittelalterliche Kolluvienakkumulation bedeutend geringer, eine diskordante und räumlich differenzierte Lagerung der Sedimente ist unter der Berücksichtigung einer präkolluvialen Erosionsphase abzuleiten. In diesem Bereich dominieren die bereits beschriebenen pleistozänen Sedimente mit z.T. krypturbater und solifluidaler Durchmischung. Die mittelalterlichen Kolluvien sind in der Tiefenlinie der Delle hydromorphiert; eine intensive Redoximorphose ist hier die Ursache. Im Rahmen der durchgeführten feldbodenkundlichen Prospektion wurden diese Bereiche entsprechend SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1998) als bevorzugte Fließwege mit hoher Leitfähigkeit identifiziert. In den älteren Sedimentkörpern fand eine hauptsächlich prämittelalterliche, intensive pedogene Überprägung statt, die durch Verbraunungs- und Lessivierungsmerkmale belegt ist.

Tab. 5.6: Sedimentcharakterisierung Aufschluss Lindhof 5



Tab. 5.7: Radiokohlenstoffdatierungen an Holzkohlepartikeln (Sedimentkomplexe Aufschluss Lindhof 5)

Probenbezeichnung	Labornummer	Tiefe	Radiokohlenstoffalter	Kalibrierte Alter*
HK 1	KIA21536	110 cm u. GOF	910 ± 30 BP	1032 – 1208 cal AD
HK 6	KIA21953	185 cm u. GOF	925 ± 25 BP	1028 – 1180 cal AD

*Mutungsintervall: Two Sigma Range (95,4% aller Wiederholungsmessungen)

In Aufschluss Lindhof 5 wurde das in Kap. 5.1 beschriebene Drainagesystem erschlossen und entsprechend dem Drainageplan (Fig. 5.12) chronologisch zugeordnet. Mehrere oberflächennahe feingeschichtete Sandbänder (nach AG BODEN (1994) Feinsand, fS) im Aufschluss Lindhof 5 sind das Ergebnis von Starkniederschlägen in jüngster Zeit (M_5 und M_6). Sie überlagern die verfüllten Drainagegräben, die im Jahr 1950 angelegt worden waren. Im Dauergrünland blieb die ausgebildete Schichtung z.T. vollständig erhalten. Die kartierten Materialwchsel und die rekonstruierten Phasen im Profil belegen im Gesamtbild unterschiedliche Sedimenteinzugsgebiete.

5.2.2 Aufschluss Lindhof 8

An der Basis des Aufschlusses stehen lehmig-sandige Sedimente an, die stellenweise durch Sandlinsen differenziert werden. Stratigraphisch entsprechen diese Sedimentfolgen den ausgewiesenen glazifluvialen Spülsedimenten der spätpleistozänen Niedertaulandschaft nach STEWIG (1982). Entsprechend der feldbodenkundlichen Prospektion (makroskopisch erkennbare Toncutane und hohlraumorientierte Tonbrücken) kann in den pleistozänen Sedimenten ein Tonanreiche-

runghorizont (Brandletten), hervorgerufen durch Lessivierung, nachgewiesen werden (vgl. Fig. 5.19). Die Ausprägung des kartierten Bt-Horizonts ist stark von dem vorherrschenden, kleinräumigen Substratwechsel und den Wasserleitfähigkeiten in der Tiefenlinie der untersuchten wechsellagernden Geländeform abhängig.



Fig. 5.19: Pleistozäne Sedimentkomplexe (Foto C. Russok)

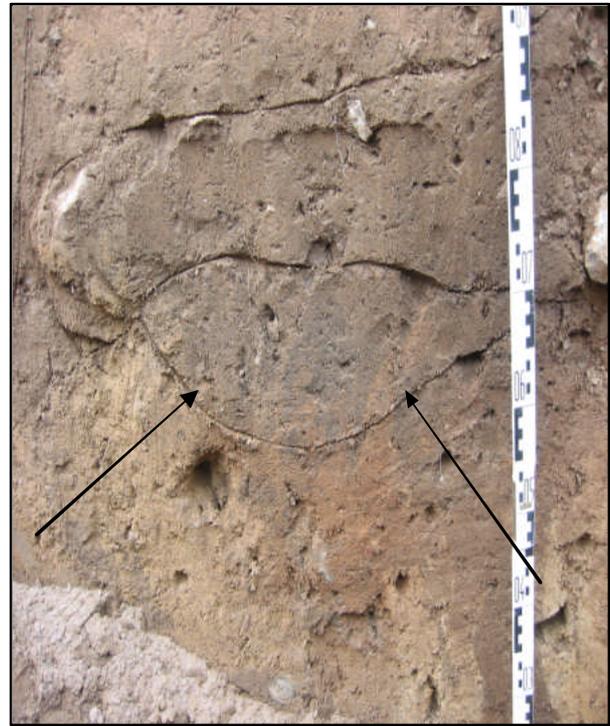


Fig. 5.20: Brandgrube (Foto C. Russok)

Auf den angrenzenden Hängen bildeten sich aufgrund einer tiefgreifenden Entkalkung mächtige Illuvialhorizonte. In der Tiefenlinie (Drainage, vgl. Aufschluss Lindhof 5) sind die Substrate durchgängig hydromorph beeinflusst und zeigen eine deutliche Redoximorphose. Auffällig im Aufschluss Lindhof 8 ist der Bereich eines dunkel gefärbten Kolluviums (M_1) mit hohem Gehalt an Holzkohlepartikeln (Tab. 5.10). Das durchschnittlich 20 bis 30 cm mächtige Sediment ist homogen und pedogenetisch nicht weiter differenziert. Der Nachweis für die Anlage einer Brandgrube im untersuchten Aufschluss kann u.a. durch die scharfe Abgrenzung zu umgebenden Sedimenten geführt werden (Fig. 5.20). Tab. 5.8 zeigt das entsprechende Radiokohlenstoffalter der isolierten in situ-Holzkohlepartikel. Aus der Fundstellenkartierung lässt sich anhand des Verteilungsmusters der Partikel und die Lage der Grube der aus dem Aufschluss Lindhof 5 dokumentierte Grubentyp 1 ableiten.

Tab. 5.8: Radiokohlenstoffdatierungen an Holzkohlepartikeln (Brandgrube Aufschluss Lindhof 8)

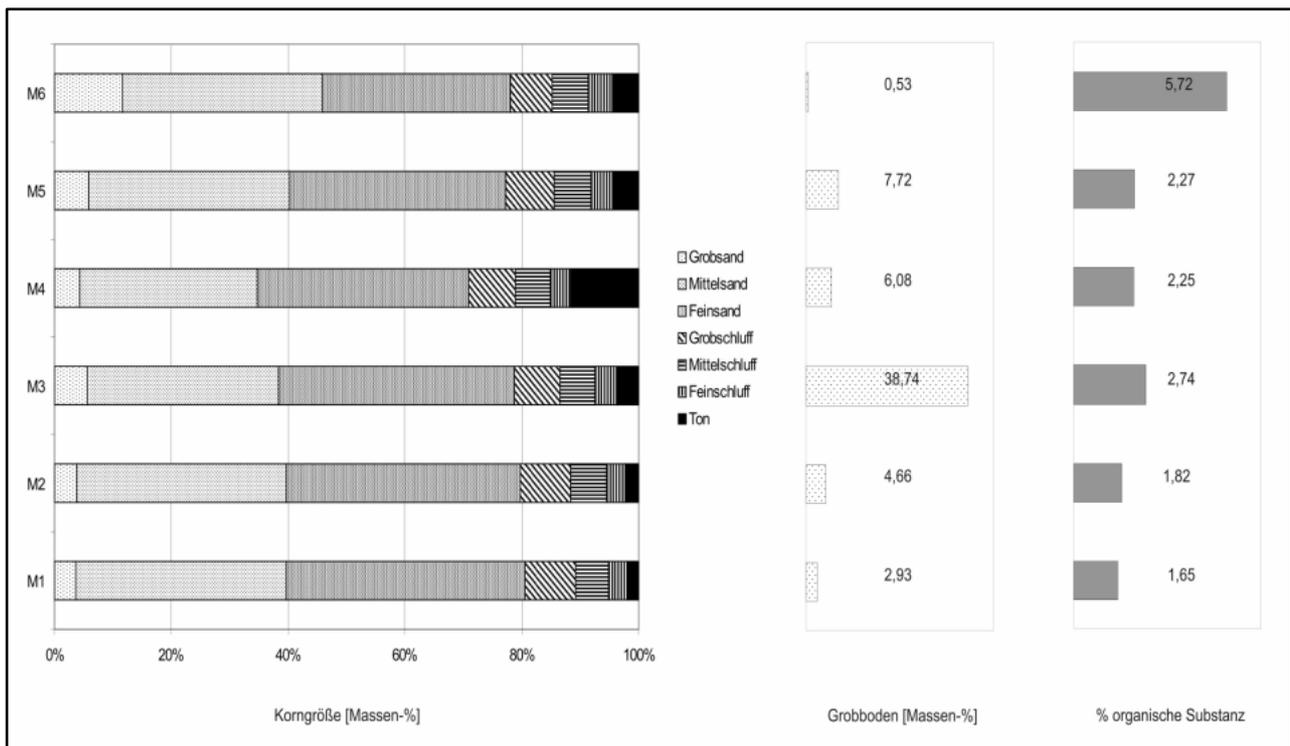
Probenbezeichnung	Labornummer	Tiefe	Radiokohlenstoffalter	Kalibrierte Alter*
HK 9	KIA24211	85 cm u. GOF	4680 ± 60 BP	3636 – 3354 cal BC

*Mutungsintervall: Two Sigma Range (95,4% aller Wiederholungsmessungen)

Überdeckt wird die Brandgrube durch den homogenen Kolluviumkomplex M_2 . Die Kieslage (M_3)

kann als Beleg für einen Bereich erhöhter Erosions- und Akkumulationsvorgänge gesehen werden (vgl. Tab. 5.9) und datiert gemäß Radiokohlenstoffbestimmung in die hochmittelalterliche Landnutzungsphase (vgl. Tab. 5.10). Eine mögliche Konnektierung mit Sedimentlagen im Aufschluss Lindhof 5 ist nach den Feldbefunden gegeben. In den überlagernden homogenen Kolluvien M_4 und M_5 können z.T. deutliche postsedimentäre Bodenbildungsprozesse (Lessivierung) feldbodenkundlich kartiert werden. Im Rahmen der neuzeitlichen Prozessdynamik (nach 1950) akkumulierten sandige Sedimente (M_6 und M_7 mit eingelagertem fAp) im oberirdischen Einzugsgebiet der weichselzeitlichen Geländeform.

Tab. 5.9: Sedimentcharakterisierung Aufschluss Lindhof 8



Tab. 5.10: Radiokohlenstoffdatierungen an Holzkohlepartikeln (Sedimentkomplexe Aufschluss Lindhof 8)

Probenbezeichnung	Labornummer	Tiefe	Radiokohlenstoffalter	Kalibrierte Alter*
HK 10	KIA24212	90 cm u. GOF	3990 ± 122 BP	2877 – 2199 cal BC
HK 6	KIA24210	100 cm u. GOF	620 ± 20 BP	1300 – 1398 cal AD

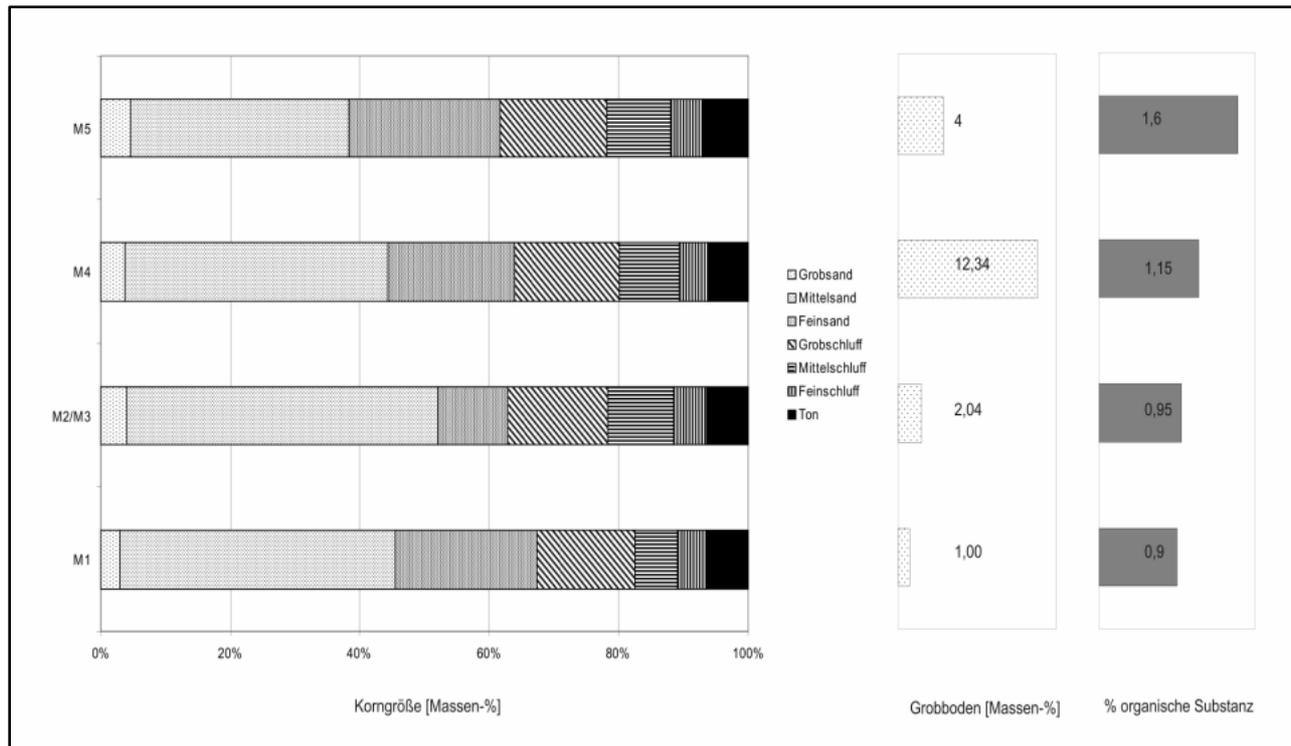
*Mutungsintervall: Two Sigma Range (95,4% aller Wiederholungsmessungen)

5.2.3 Aufschluss Lindhof 9

Der Aufschluss Lindhof 9 wurde im Hangfußbereich einer stromlinienförmig gestreckten Lockersedimentscholle (Drumlin, vgl. dazu Kap. 3.2.2) auf einer landwirtschaftlichen Produktionsfläche angelegt. Glazifluviale Prozesse aufgrund intensiver Schmelzwasserdynamik begünstigten die Akkumulation von überwiegend sandig-schluffigen Substraten im oberirdischen Einzugsgebiet in die-

sem Teil der weichselzeitlich angelegten Geländeform (vgl. Tab. 5.11).

Tab. 5.11: Sedimentcharakterisierungen Aufschluss Lindhof 9



An der Basis des Aufschlusses stehen homogene sandige Substrate an, die makroskopisch nicht weiter differenzierbar sind. Ausgehend von postglazialen, pedogenetischen Prozesskomplexen sind wenige cm-mächtige Tonanreicherungsbänder⁴³ (Bbt, im Wechsel mit Cv-Material) im Aufschlussprofil auffällig^{44,45} (Fig. 5.21 und Fig. 5.22). Auf Luftkissen unter Befeuchtungsfronten im Boden staut sich das Wasser, mitgeführte Tonpartikel sedimentieren. An Stellen, an denen es zum Durchbruch der Wasserfront kommt, brechen auch die Bänder ohne erkennbare Bindung an Schichtgrenzen ab. Eine erneute Mobilisation des Tones erfolgt nicht, da sich die Tonteilchen einregeln und es zu einer sekundären Veränderung des Porenraumes kommt (KUNTZE et al. 1994 und SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998).

⁴³ Zur Genese von Tonanreicherungsbändern in periglazialen Sedimenten vgl. SCHMIDTCHEN et al. (2003a) und SCHMIDTCHEN et al. (2003b).

⁴⁴ Entsprechend AG BODEN (2005) als Lamellic Luvisol bezeichnet.

⁴⁵ DREIBRODT (2005, 108) geht in diesem Zusammenhang von einer Illuviation aus kolluvialen Oberböden oder aus linsenartig aufgedrückt Tillschichten aus.



Fig. 5.21: Bbi-Bänder (Foto: C. Rüssok)



Fig. 5.22: Bbi-Bänder im Aufschluss (Foto: C. Rüssok)

Über den glazifluvialen Sanden liegen fünf kolluviale Sedimentkomplexe mit einer durchschnittlichen Gesamtmächtigkeit von 120 bis 150 cm. In den basalen Bereichen des Aufschlusses liegt das dunkel gefärbte, pedogenetisch nicht weiter zu differenzierende M_1 -Kolluvium (Fig. 5.23). In diesen stratigraphisch ältesten Sedimenten konnten neolithische Holzkohlepartikel isoliert und, entsprechend Tab. 5.12, mittels Radiokohlenstoffmethode chronologisch eingeordnet werden.

Der gesamte Aufschluss wird dominiert von mittelalterlichen Sedimentkomplexen mit nur geringer pedogenetischer Differenzierung (M_2 bis M_4). Ausgehend von den feldbodenkundlichen Befunden in den Aufschlüssen Lindhof 5 und 8 können in dieser Grabung Bereiche erhöhter Erosions- und Akkumulationsvorgänge kartiert werden. Im Sedimentkomplex M_4 sind Kiese zum Teil mit einem Durchmesser von ca. 10 cm eingebettet. Abgeschlossen wird diese Aufschlussequenz durch einen Sedimentkomplex (M_5) der Neuzeit (KIA25783, Tab. 5.12), in dem sich unter rezentem Ackerbau ein vollständig homogener M_5 -Ap-Horizont bilden konnte.

Tab. 5.12: Radiokohlenstoffdatierungen an Holzkohlepartikeln (Sedimentkomplexe Aufschluss Lindhof 9)

Probenbezeichnung	Labornummer	Tiefe	Radiokohlenstoffalter	Kalibrierte Alter*
HK 1	KIA25783	55 cm u. GOF	180 ± 25 BP	1657 – 1955 cal AD
HK 12	KIA25785	120 cm u. GOF	4490 ± 35 BP	3346 – 3036 cal BC

*Mutungsintervall: Two Sigma Range (95,4% aller Wiederholungsmessungen)

Zwei chronologisch und morphologisch unterscheidbare Brandgruben der Römischen Eisenzeit (Tab. 5.13) und des Mittelalters wurden angeschnitten. Beide Gruben weisen eine deutliche Schwarzfärbung aufgrund eines hohen Gehalts an Holzkohlepartikeln auf; sie sind zum Teil inten-

siv pedogenetisch überprägt (Fig. 5.24).

Tab. 5.13: Radiokohlenstoffdatierungen an Holzkohlepartikeln (Brandgrube Aufschluss Lindhof 9)

Probenbezeichnung	Labornummer	Tiefe	Radiokohlenstoffalter	Kalibrierte Alter*
HK 11	KIA25784	165 cm u. GOF	1745 ± 25 BP	239 – 381 cal AD

*Mutungsintervall: Two Sigma Range (95,4% aller Wiederholungsmessungen)



Fig. 5.23: M_1 -Sedimentkomplex (Foto: C. Russok)



Fig. 5.24: Brandgruben (Foto: C. Russok)

Ergebnisse der geophysikalischen Prospektion

Die GPR-Messungen erfolgten entsprechend Kap. 4.7.1 mit einer Mehrkanalapparatur unter der Verwendung eines nicht-invasiven Impulsverfahrens am Beispiel des Aufschlusses Lindhof 9. Die Radarprofile P2, P3 und P4 (vgl. Fig. 5.25) wurden jeweils mit einer 200-MHz- und einer 400-MHz-Antenne aufgezeichnet⁴⁶. Im Abstand von 1,5 m zum Aufschluss erfolgte für das Profil P1 eine Aufnahme mit der 400-MHz-Antenne. Zur Ermittlung der Geschwindigkeits-Tiefen-Verteilung wurden entlang von P1 zwei CMP-Messungen mit den 400-MHz-Antennen ($d=0\text{m}$ und $d=7\text{m}$) durchgeführt. Da die Messungen kaum von einander abweichen, konnte dementsprechend der Mittelwert gebildet werden (vgl. RUSOK et al. 2006).

⁴⁶ Bandpassgefiltert, mit automatischer Verstärkung (AGC-Skaliert) versehen und migriert (2D-Kirchhoff-Migration)

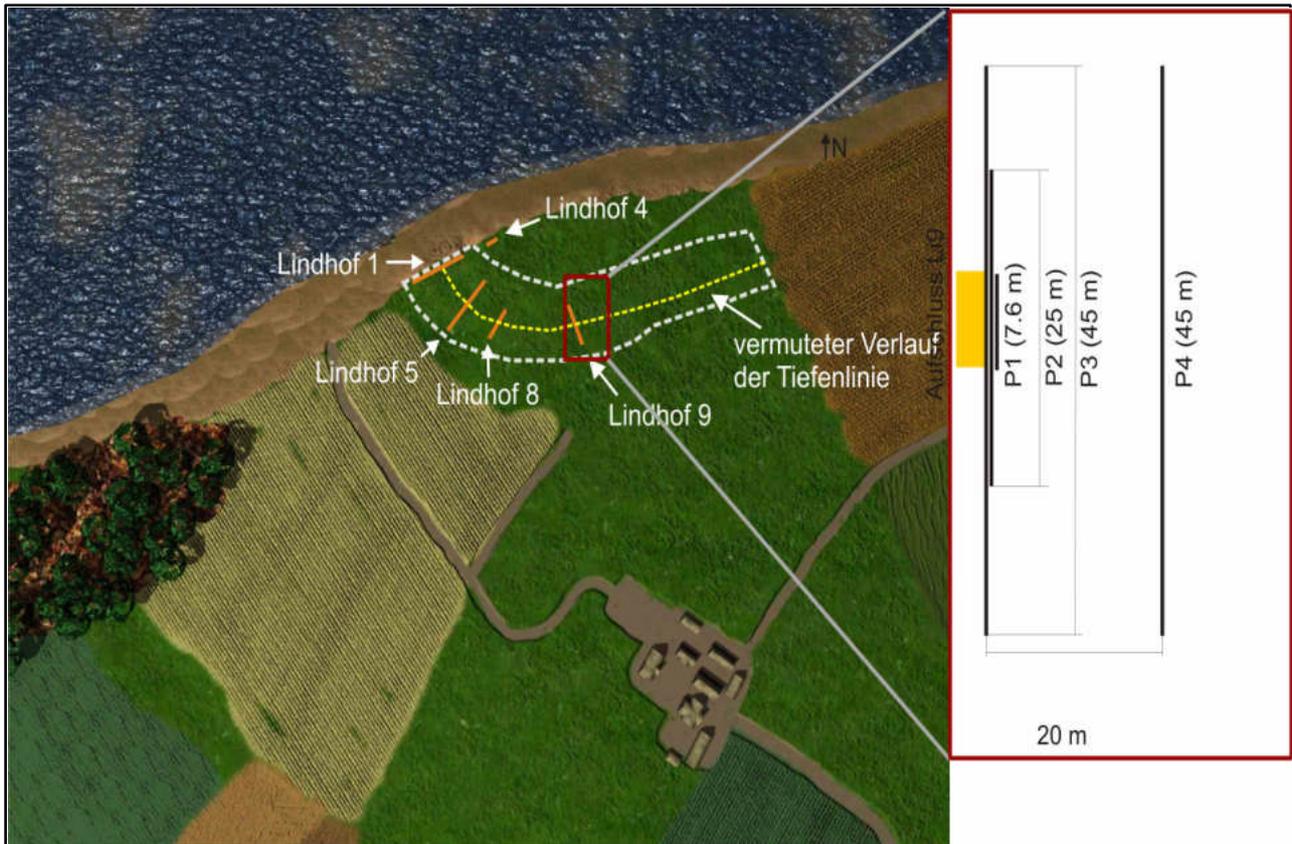


Fig. 5.25. GPR-Messprofile in der Übersicht (WERBAN 2005, verändert, Kendering, C. Russok)

Die im Aufschluss durch die pedologisch-sedimentologische Feldanalyse aufgenommene Stratigraphie der Kolluvien kann in den Radargrammen wieder gefunden und in die zweidimensionale Fläche transformiert werden (Fig. 5.26). Trotz eines ausreichenden Dielektrizitätskontrastes sind nach RUSOK et al. (2006), WERBAN (2005) und WERBAN et al. (2005) die im Aufschluss Lindhof 9 ausgewiesenen verfüllten Brandgruben (Fig. 5.24) in den Radargrammen nicht zu reproduzieren. Sie belegen somit eine lokal begrenzte Form. Um die kartierten Kolluvien über den Aufschluss hinaus verfolgen zu können, wurde das Profil P2 mit der 400-MHz-Antenne entsprechend Fig. 5.25 und Fig. 5.27 angelegt und gemessen. Die in P1 kartierten Schichten können zugeordnet und reproduziert werden, ihre laterale Ausdehnung ist eindeutig nachvollziehbar. Über die Kartierung der oberflächennahen Schichten hinaus, sind im Radargramm deutlich abtauchende Einsätze zu erkennen.

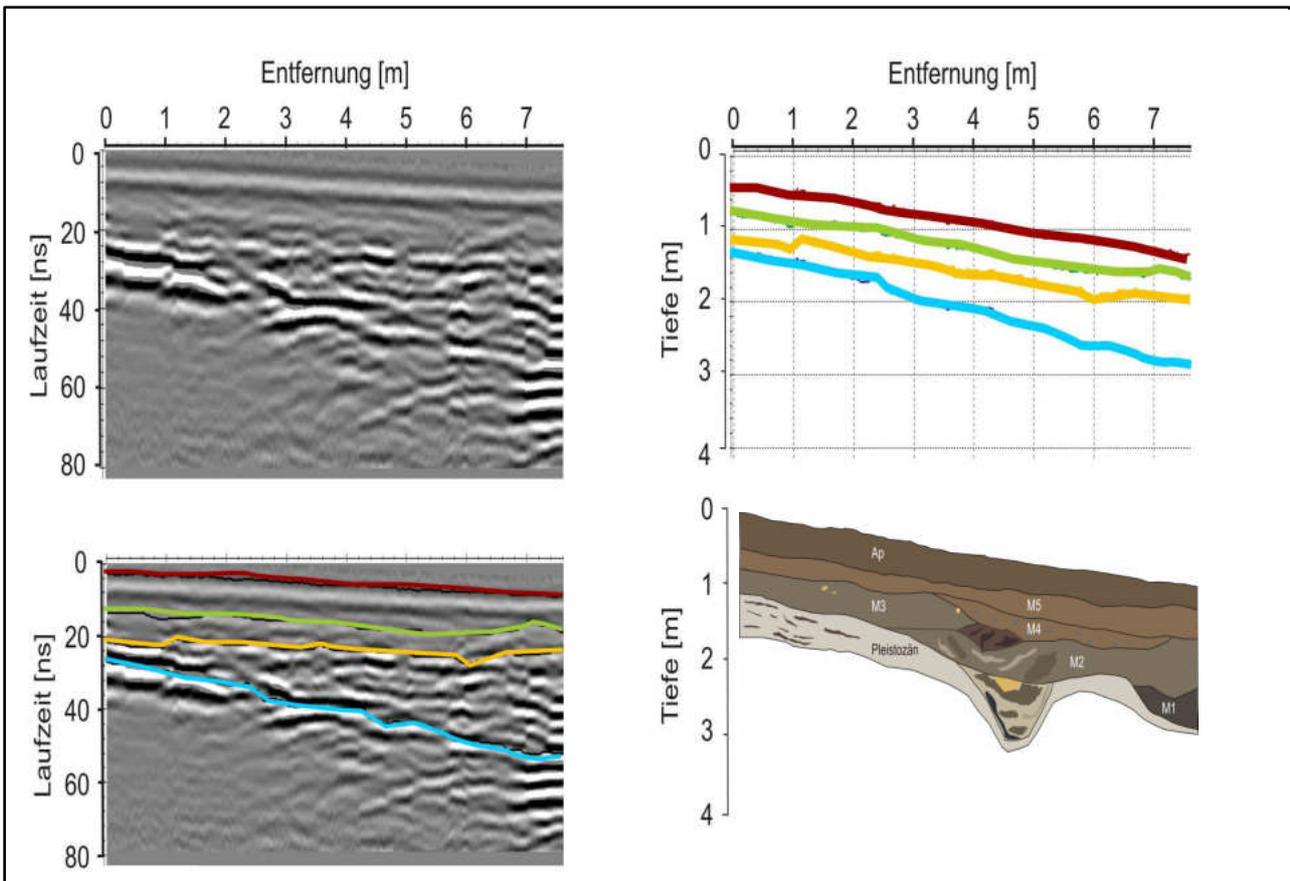


Fig. 5.26: Radargramm Profil P1 mit skaliertem Aufschlusszeichnung (WERBAN 2005, verändert)

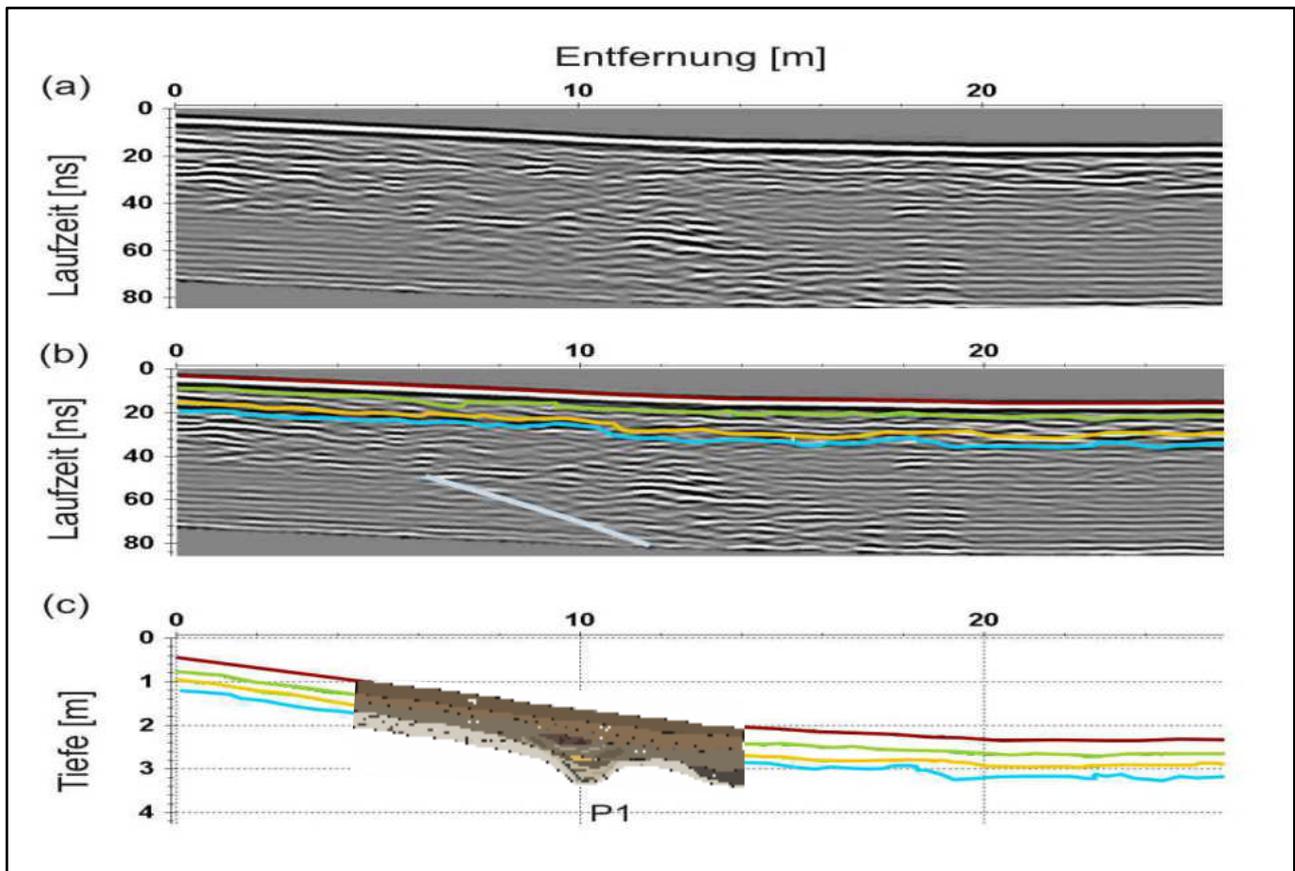


Fig. 5.27: Radargramm Profil P2 (WERBAN 2005, verändert)

Um die abtauchenden Elemente aus Fig. 5.27 in größere Laufzeittiefen verfolgen zu können, wurde das ausgewiesene Messfeld mit der 200-MHz-Antenne vermessen. Es zeigt sich eine ausgeprägte Rinnenstruktur, deren Tiefenlinie deutlich erkennbar ist und über die Messprofile P3 sowie P4 reproduziert werden kann.

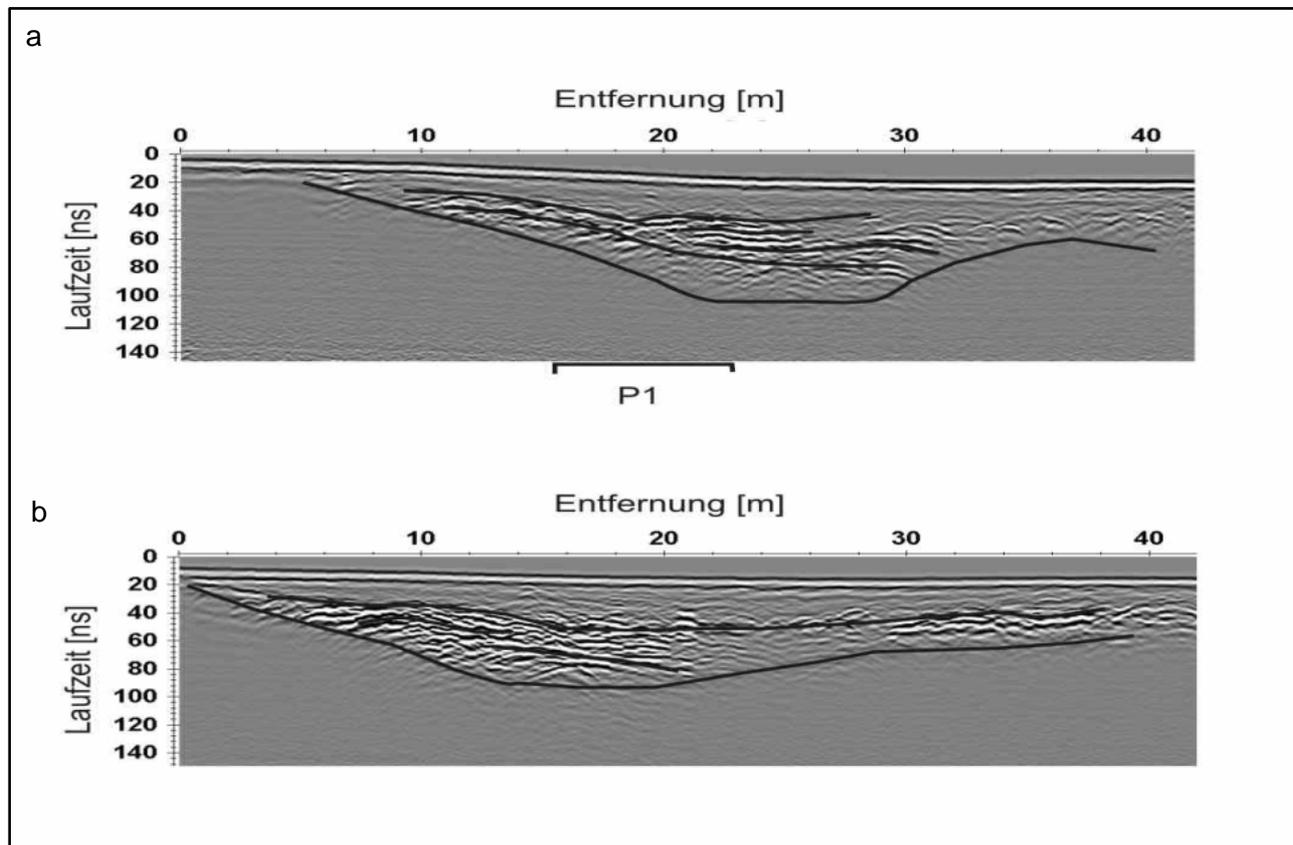


Fig. 5.28: Radargramme (a P3, b P4) der 200-MHz-Antenne (WERBAN 2005):

Die Messungen mit der 200-MHz-Antenne und die kartierte Rinnenstruktur belegen somit die von PRANGE (1987), STEPHAN (2003) und STEWIG (1982) postulierte Niedertaulandschaft. Funktionalbeziehungen zwischen lokaler Eintiefung und postglazialer Verfüllung steuern für diesen Bereich ein komplexes System von Form- und Prozesskomponenten.

Mit Hilfe der GPR-Prospektion wird die höchste Reflexionsamplitude zwischen dem pleistozänen Substrat und den hangenden oberflächennahen Kolluvien aufgezeigt. Veränderungen im Bodenwassergehalt belegen einen hohen Geschwindigkeitskontrast und stützen den Verlauf der kartierten Pleistozän-Holozän-Grenze im Aufschluss Lindhof 9. In diesem Zusammenhang diskutiert WERBAN (2005, 99) die Eignung dieser Grenze als natürlichen Marker für flächenhafte multitemporale Bodenwassergehalte.

Die oberflächennahen Substrate zeigen entsprechend RUSOK et al. (2006) und WERBAN (2005) nur geringfügige Veränderungen des Bodenwassergehaltes. Die Qualität der Radarreflektoren weist folgerichtig keine kleinräumigen Variationen der Schichtmächtigkeiten in den Radargrammen auf.

5.3 Interpretation und räumlich-zeitliche Analyse der Ergebnisse

Gegenstand des folgenden Kapitels sind die im Rahmen der Vierdimensionalen Landschaftssystemanalyse (vgl. Fig. 4.1) in Kap. 5.1 und 5.2 vorgestellten ersten Interpretationen und der Feld- und Aufschlussarbeiten. Im Ergebnis leitet dieser Zusammenschritt somit von den relativen zu den absoluten prozessbasierten Stratigraphien in einer Phasendarstellung. Im Vordergrund stehen dabei die beeinflussenden Faktoren und Prozesse sowie die hohe raum-zeitliche Variabilität der geomorphodynamischen Aktivität. U.a. diskutieren BORK et al. (1998) und NILLER (1998) in diesem Zusammenhang die Differenzierung und Abhängigkeiten eines ursächlichen, anthropogenen Einflusses in den Landschaftshaushalt und dessen langfristige, individuelle Entwicklung. Die Aufnahmen der untersuchten Geoarchive belegen Umlagerungsprozesse und bestätigen das von BORK et al. (1998) und ROHDENBURG (1969, 1971) postulierte Aktivitäts- und Stabilitätskonzept (s. Kap. 2).

5.3.1 Aufschluss Lindhof 1

Im Folgenden werden Entwicklungsphasen entsprechend Kap 5.1 und Fig. 5.29 am Aufschluss Lindhof 1 aufgezeigt. Aus der Merkmalskombination der feldbodenkundlichen Beobachtungen und Befunde sowie aus der Mehrphasigkeit der Morpho- und Pedogenese folgt die Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte.

Phase 1 (a)

Während des frühen Neolithikums (KIA 21538: 3261 – 2916 cal BC) Torfwachstum im Rahmen der Genese von Transgressionsmooren (Kap. 3.2.4 und 5.1).

Phase 2 (b)

Ablagerung von marinem Sand (ICv) in der Zeit vom Neolithikum bis zur frühen Eisenzeit durch die litorale Prozessdynamik. Die silikatische Akkumulation bildet die trennende Schicht einzelner Torflagen im Küsten-Überflutungsmoor.

Phase 3 (c)

In der Vorrömischen Eisenzeit (KIA 18459: 762 – 412 cal BC) und wahrscheinlich bis in das frühe Mittelalter hinein erfolgt aufgrund der periodischen litoralen Prozessdynamik eine spezifische Torfakkumulation.

Phase 3a (d)

Über den basalen Torf- und Sandakkumulationen kommt es nach SUCCOW & JOOSTEN (2001) zur Ausbildung von insbesondere sandigen und torfigen Muddenablagerungen (entsprechend AG BODEN (2005) und HINTERMAIER-ERHARD & ZECH (1997) als Sand- und Torfmudden charakterisiert) sowie Feinsand- und Schluffablagerungen.

Phase 4 (e)

Bis zum frühen Mittelalter entwickelt sich im Geschiebelehm der angrenzenden pleistozänen Kliffküste eine Parabraunerde. Die Prozesse der Entkalkung, Verbraunung und Tonverlagerung führten in den glazialen Ausgangssubstraten ohne anthropogene Störungen zur Ausbildung des Luvisols (vgl. BORK et al. 1998, 150ff.). Im Aufschlussprofil Lindhof 1 konnte der Bt-Horizont als diagnostischer Horizont kartiert werden.

Phase 5 (f)

Intensive, gezielte Rodungen lockern den dichten Waldbestand auf; eine intensive agrarische Nutzung der Landschaft ermöglicht die Abtragung des Ah- und des Al-Horizontes sowie lokal des oberen Bt-Horizontes der holozänen Parabraunerde.

Phase 6 (g)

Ein Kolluvium (M_1), das vorwiegend aus umlagertem Al-Horizontmaterial besteht, wird im frühen Mittelalter auf vegetationsfreien Flächen akkumuliert.

Phase 7 (h)

Im Rahmen einer ausgedehnten fluviatilen und marinen Prozessdynamik kommt es im Mittelalter (belegt durch die Probe KIA 19168: 888 – 1000 cal AD) und in der frühen Neuzeit (KIA 18460: 1682 – 1931 cal AD) zur Ablagerung verschiedener Kolluvien ($M_{2/1}$ und $M_{2/2}$) und mariner Sedimente. Durch Grabtätigkeiten erfolgt die Anlage der Grube Gr_1 .

Phase 7a (i)

Ein Sturmhochwasser lagert ein Sandband (IICv) ab.

Phase 7b (j)

Ein weiteres Sturmhochwasser lagert Brandungsgerölle (IIICv) ab.

Phase 8 (k)

Starke linienhafte Bodenerosion führt zum Einreißen einer Rinne. Im Rahmen einer intensiven fluviatilen Prozessdynamik wird die Rinne mit sandigen kolluvialen Sedimenten (M_3) verfüllt.

Phase 9 (l)

Ausgelöst durch die wiederholte fluviatile Prozessdynamik akkumuliert in der jüngeren Neuzeit ein feinsandiges Kolluvium (M_4) in der fossilen Stillwasserbucht.

Phase 10 (m)

Intensive Grabtätigkeit und Anlage mehrerer Gruben belegt in diesem Bereich eine intensive Nutzung.

Phase 11 (n)

Anlage eines komplexen Drainagesystems (mit älteren Tonrohren) im Rahmen der intensiven

Landbewirtschaftung im Untersuchungsgebiet des Lindhofs. Für diesen Bereich des Aufschlusses muss von einer vollständigen anthropogenen Störung der Stratigraphie ausgegangen werden.

Phase 12 (o)

In der jüngeren Neuzeit (möglicherweise im November 1872) Ablagerung eines Tempestits und Aufbau der Strandwallsequenz mit geomorphologischer Signatur für den Küstenraum der Eckernförder Bucht/Kieler Bucht (vgl. zusammenfassend Kap. 3.2.3 und 5.1). DGPS-Vermessungen belegen die absolute Lage der Sequenz zum heutigen Mittelhochwasser (0 m NN) gemäß der schematischen Darstellung Fig. 5.7.

Phase 13 (p)

In der jüngeren Neuzeit ermöglicht die ackerbauliche Nutzung im Einzugsgebiet des Untersuchungsgebietes in den östlichen Hangbereichen Bodenerosion und die Akkumulation eines Kolluviums (M_5) in der fossilen Stillwasserbucht.

Phase 14 (q)

Anlage eines Drainagesystems um 1950 und Erweiterung/Ausbau 1970 zum Feuchtbiotop zur effektiveren Wasserregulierung der landwirtschaftlichen Flächen.

Phase 15 (r)

In der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts kommt es durch Landbewirtschaftung und Pflugtätigkeit zur Ausbildung eines Ap-Horizonts (M_5Ap). Rezent wird die Bildung eines Ah-Horizonts unter Dauergrünland begünstigt (M_5rApAh).

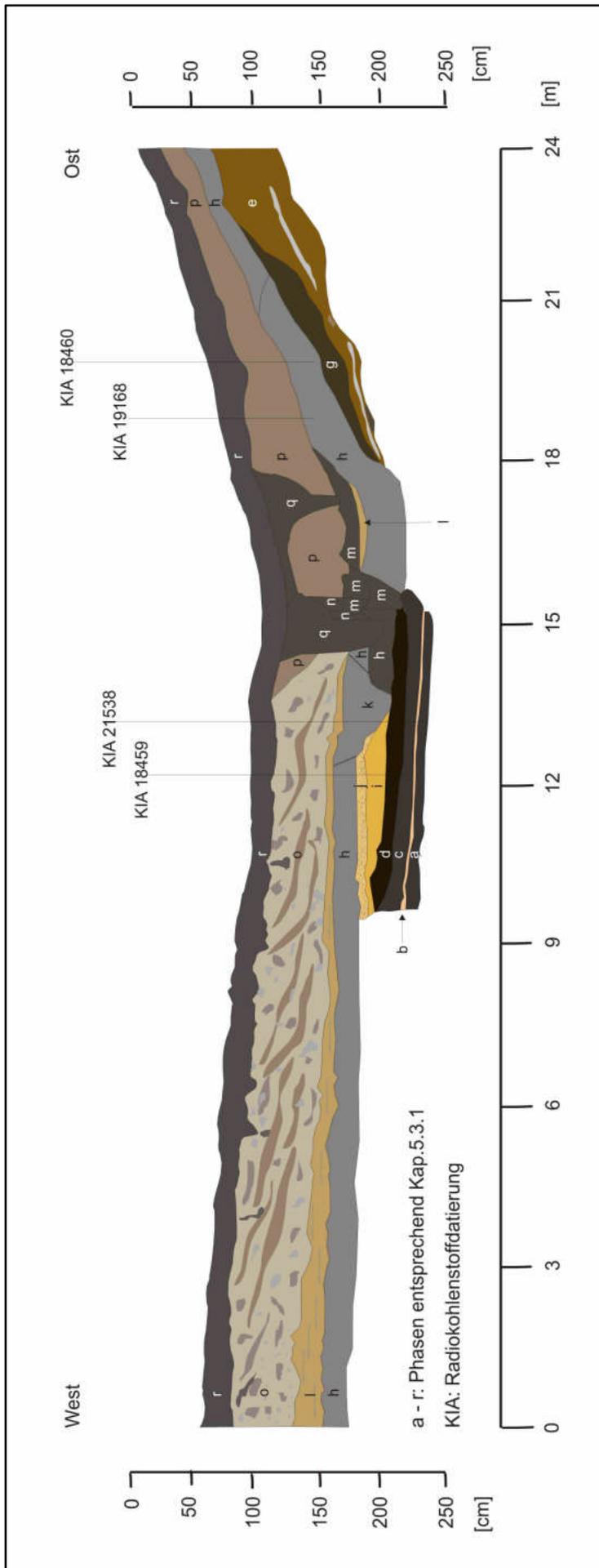


Fig. 5.29: Aufschlusszeichnung (Phasen) Aufschluss Lindhof 1 (Zeichnung: C. Russok)

5.3.2 Aufschluss Lindhof 5

Grundlage für die mehrphasige Entwicklung im betrachteten Landschaftsausschnitt sind u.a. die feldbodenkundlichen Untersuchungen und Beschreibungen zum Aufschluss Lindhof 5 aus Kap. 5.2.1 und Fig. 5.30.

Phase 1 (a)

Schmelzwässer leisten im Jungpleistozän geomorphologische Arbeit gemäß den Gesetzen der fluvialen Hydraulik. Räumlich wechselnder Eisdruck bedingt eine Lageveränderung der Fließbahnen der auftretenden Schmelzwässer. Wiederholte Phasen hohen Schmelzwasserabflusses führen zu einem Wechsel von Erosion und Akkumulation. Eine eher undeutliche Materialsortierung bei der Aufschotterung deutet auf Diskontinuitäten während des Sedimentationsverlaufs hin.

Phase 2 (b)

Feinverteilte Holzkohlepartikel (KIA 23493: 3369 – 3102 cal BC) belegen für das Neolithikum die Anlage einer Brandgrube vom Grubentyp 1.

Phase 3 (c)

Während der Eisenzeit erfolgte eine erste intensivere Phase der Landwirtschaft im erosionswirksamen Einzugsgebiet und die Akkumulation eines Kolluviums (M_1). BORK et al. (1998, 115 und 217ff.) diskutieren in diesem Zusammenhang jedoch eine weitgehend geminderte Erosionswirksamkeit unter naturnahem Wald bzw. Grünland. Ein intensiver Ackerbau und starke Beweidung sowie die Waldnutzung hätte über einen längeren Zeitraum nennenswerte Erosionsbeträge ergeben.

Phase 4 (d)

Anlage von Brand- und Siedlungsgruben vom Grubentyp 2 in der Vorrömischen Eisenzeit (KIA 21537: 763 – 205 cal BC und KIA 23492: 759 – 406 cal BC).

Phase 5 (e)

Aufgrund der starken Ausdehnung der Landwirtschaft und des Nutzungsdruckes in der Landschaft kommt es im Hochmittelalter (KIA 21953: 1028 – 1180 cal AD) zu intensiven Bodenerosionsprozessen. Die Akkumulation eines Schotterbandes (M_2) belegt diese Phase der Geomorphogenese.

Phase 6 (f)

In der übernutzten Landschaft kommt es infolge flächenhafter Bodenerosionsprozessen zur Ablagerung der durchschnittlich 80 cm mächtigen, mehrphasigen Kolluvien M_3 und M_4 (KIA 21536: 1032 – 1208 cal AD). In diesem Zusammenhang diskutiert BORK (1988) die hochmittelalterliche Maximalausdehnung der Ackerflächen und die Intensivierung geomorphodynamischer Aktivitäts-

phasen (s. Kap. 6).

Phase 7 (g)

Anlage eines Drainagesystems um 1950 zur effektiven Wasserregulierung der landwirtschaftlichen Nutzflächen im Untersuchungsgebiet.

Phase 8 (h)

Im Rahmen einer intensiven Landwirtschaft und der dadurch ausgelösten Erosionsprozesse erfolgt im Einzugsgebiet des Schlags die Akkumulation von zwei feingeschichteten Sandbändern (M_5 und M_6) durch Starkniederschläge nach 1950.

Phase 9 (i)

Umfangreiche Grabungen nach 1950 im direkten Bereich des Drainagesystems.

Phase 10 (j)

Durch Flächenextensivierung kann sich rezent unter Dauergrünland ein Ah-Horizont (M_6Ah) ausbilden.

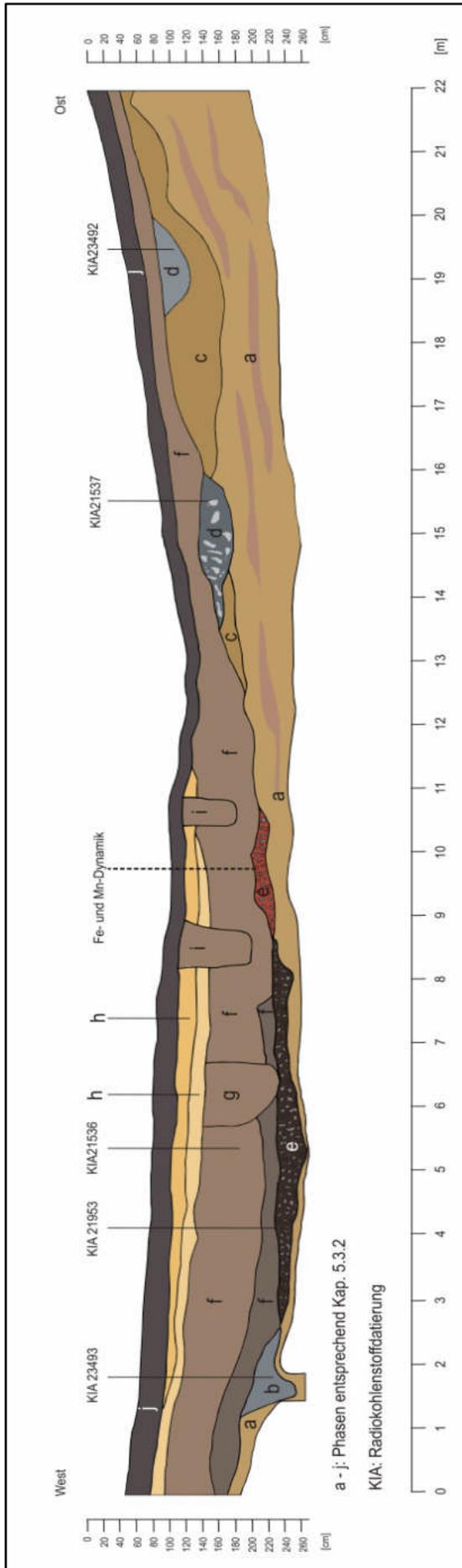


Fig. 5.30: Aufschlusszeichnung (Phasen) und Fotomontage Aufschluss Lindhof 5 (Zeichnung und Fotos: C. Russok)

5.3.3 Aufschluss Lindhof 8

Aus der hohen raum-zeitlichen Variabilität der Geomorphogenese kann die komplexe Stratigraphie des weichseleiszeitlich geprägten Landschaftsausschnittes weiter abgeleitet werden. In Kap. 5.2.2 wurden in diesem Zusammenhang die feldenbodenkundlichen Befunde des Aufschlusses Lindhof 8 dargestellt, sie bilden die Grundlage für die Rekonstruktion der holozänen geomorphodynamischen Aktivität im Untersuchungsgebiet (Fig. 5.31).

Phase 1 (a)

Durch Schmelzwasserprozesse werden im Jungpleistozän glazifluviale Sedimente im Untersuchungsgebiet abgelagert. Die lehmigen Substrate weisen z.T. eine deutliche Überprägung durch die holozäne Pedogenese auf, besonders die Prozesse der Vergleyung und Lessivierung dominieren im Aufschlussprofil.

Phase 2(b)

Ablagerung eines sandigen Kolluviums (M_1) im Neolithikum (KIA 24212: 3636 – 3354 cal BC). Ausgehend von Erosionsprozessen aufgrund geomorphodynamischer Aktivität in den angrenzenden Hangbereichen, resultiert die Umlagerung eines mächtigen Humushorizonts. Eine Urwechselwirtschaft mit flacher Primärbodenbearbeitung ermöglicht Veränderungen in der neolithischen Kulturlandschaft (vgl. BORK et al. 1998).

Phase 3 (c)

Feinverteilte Holzkohlepartikel (KIA 24211: 2877 – 2199 cal BC) belegen für das Neolithikum die Anlage einer Brandgrube.

Phase 4 (d)

Durch geomorphodynamische Aktivitäten und fluviatile Prozesse kommt es im Mittelalter in einer intensiv genutzten Landschaft zur Ablagerung des Kolluviums M_2 .

Phase 5 (e)

Während der hochmittelalterlichen Landnutzungsphase und dem wachsenden Nutzungsdruck kommt es unter lokal wirksamen Erosionsprozessen im Einzugsgebiet des Untersuchungsraumes zur Akkumulation eines Kiesbandes (M_3). Die Radiokohlenstoffdatierung (KIA 24210: 1300 – 1398 cal AD) belegt die hohe räumliche Wirksamkeit der linien- und flächenhaften Morphodynamik in der mittelalterlichen Kulturlandschaft.

Phase 6 (f)

Im späten Mittelalter oder in der Neuzeit vor 1950 kommt es im Untersuchungsgebiet zur Akkumulation der Kolluvien M_4 und M_5 durch starke witterungsbedingte Prozessdynamiken in einer landwirtschaftlich übernutzten Landschaft.

Phase 7 (g)

Anlage eines Drainagesystems um 1950 zur effektiven Wasserregulierung der landwirtschaftlichen Nutzflächen im Untersuchungsgebiet.

Phase 8 (h)

Unter Dauergrünland und extensiver Weidewirtschaft kann sich ein Humushorizont entwickeln.

Phase 9 (i)

Von den landwirtschaftlich intensiv genutzten Produktionsflächen im unmittelbaren Einzugsgebiet des Schleges erfolgt lateral der Transport von sandigem Substrat und die Akkumulation des Kolluviums M_6 nach 1950 und Ausbildung eines M_6Ah -Horizontes.

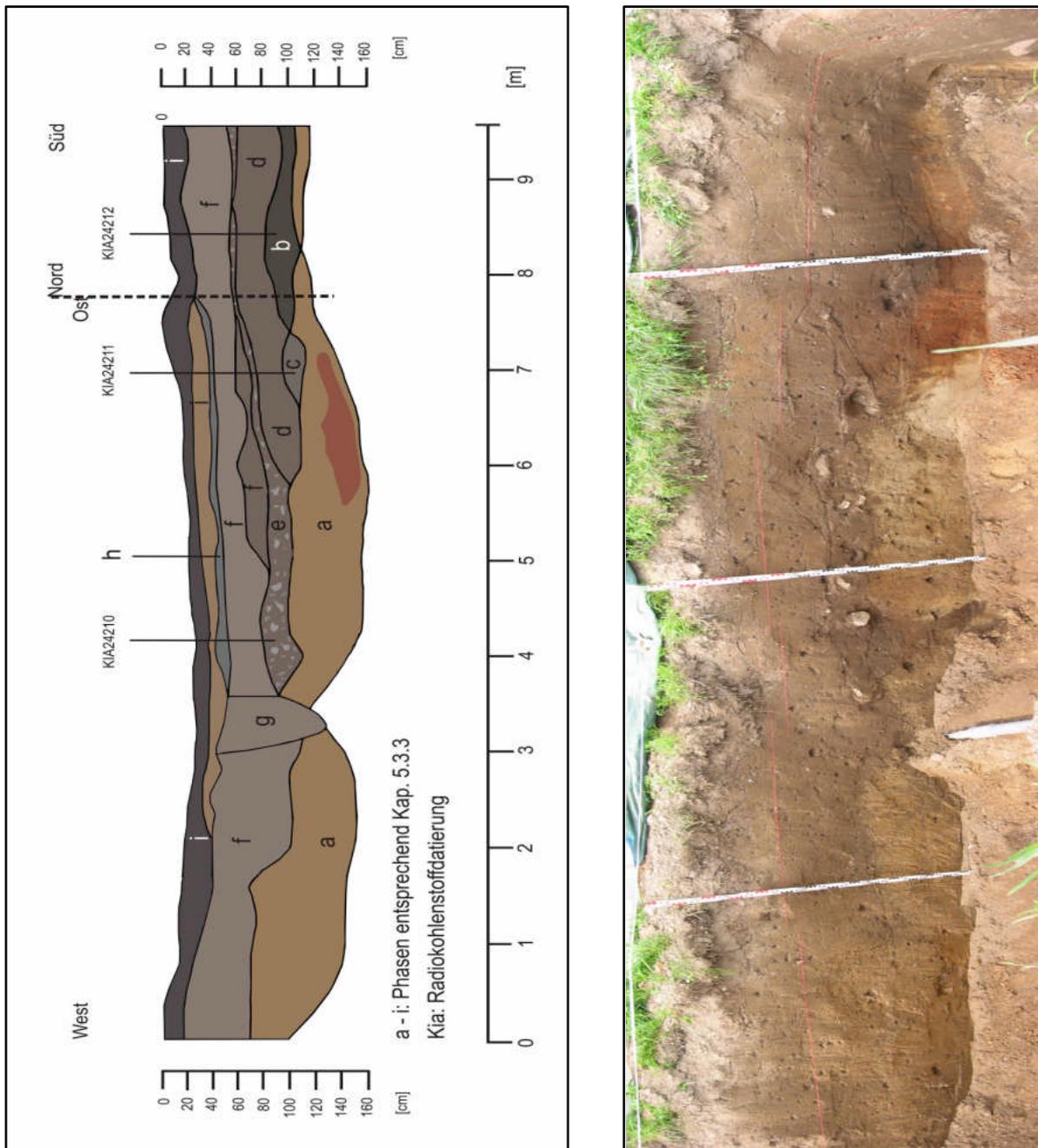


Fig. 5.31: Aufschlusszeichnung (Phasen) und Fotomontage Aufschluss Lindhof 8 (Zeichnung und Fotos: C. Russok)

5.3.4 Aufschluss Lindhof 9

Für die Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte im Untersuchungsgebiet stehen besonders mehrphasige Ereignisse im Vordergrund die durch Stoffumlagerungen charakterisiert sind und auf einen hangabwärtsgerichteten Materialtransport im Aufschluss Lindhof 9 hindeuten. Grundlage für eine Interpretation der komplexen Geomorphogenese (Fig. 5.32) und die Herleitung räumlicher Sequenzen ist die in Kap. 5.2.3 vorgestellte Substrat- und Korrelatcharakterisierung für diesen Profilaufschluss.

Phase 1 (a)

Subglaziale Schmelzwasserflüsse akkumulieren während des Weichsel-Glazials Schmelzwasser-sande mit sehr geringen Schluff- und Tonkomponenten ab. Postglazial bilden sich in den lockeren Substraten an Sickerwasser- und Austrocknungsfronten entsprechend Tonanreicherungsbandchen heraus.

Phase 2 (b)

Analog der Phase 2 in Kap. 5.3.3 erfolgt im Neolithikum (KIA 25785: 3346 – 3036 cal BC) die Ablagerung eines sandigen Kolluviums (M_1) aus umgelagerten Humusmaterial.

Phase 3 (c)

Während der Römischen Eisenzeit erfolgt die Anlage einer Brandgrube. Die Datierung der isolierten Holzkohlepartikel in der pedogenetisch überprägten anthropogenen Form ergab ein Alter von 239 -381 cal AD (KIA 25748).

Phase 4 (d)

Nach lokal wirksamen Erosionsprozessen in Oberhangbereichen des Einzugsgebietes im Untersuchungsraum, kommt es im Mittelalter in der landwirtschaftlich intensiv genutzten Landschaft zur Akkumulation des Kolluviums (M_2).

Phase 5 (e)

Im Mittelalter erfolgt die Anlage einer flachen Grube.

Phase 6 (f)

Im Rahmen intensiver Erosionsprozesse erfolgt analog zur Phase 4 während des Mittelalters die Akkumulation eines weiteren, pedogenetisch nicht weiter zu differenzierenden sandigen Kolluviums (M_3).

Phase 7 (g)

Lokal wirksame Erosions- und Akkumulationsprozesse lagern ein kieshaltiges Kolluvium M_4 im Einzugsgebiet des Untersuchungsraumes ab. Analog zu den Befunden im Aufschluss Lindhof 8 (Kap. 5.3.3) kann von einem Sedimentationszeitraum im 14. Jahrhundert ausgegangen werden.

Eine genaue zeitliche Einordnung ist aufgrund fehlender Befunde jedoch nicht möglich.

Phase 8 (h)

Im Rahmen einer intensiven Agrarwirtschaft kommt es in der Neuzeit im Untersuchungsgebiet zu flächenhaften Bodenumlagerungen und zur Ablagerung des sandigen Kolluviums M₅ (KIA 25783: 1657 – 1955 cal AD). BORK et al. (1998, 271) diskutieren in diesem Zusammenhang die Abtragung der Oberböden im 19. und 20. Jahrhundert in den Ober- und Mittelhangbereichen.

Phase 9 (i)

Unter rezemtem Ackerbau wird die Bildung eines M₅Ap begünstigt.

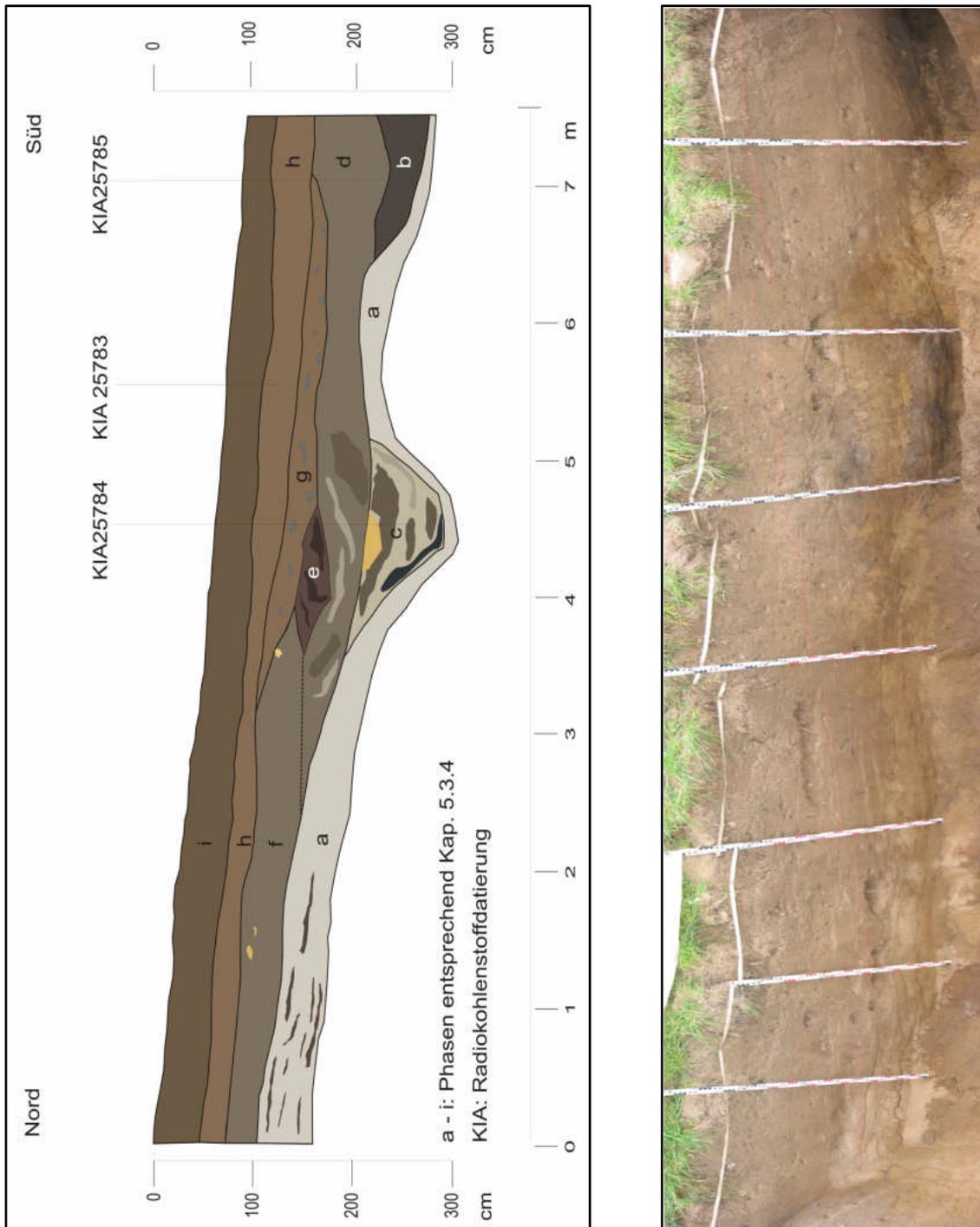


Fig. 5.32: Aufschlusszeichnung (Phasen) und Fotomontage Aufschluss Lindhof 9 (Zeichnung und Fotos: C. Russok)

6 Synthese

Zur Klärung der Landschaftsgenese werden im Folgenden unter der Berücksichtigung einer hohen zeitlichen Auflösung der Stratigraphien und der räumlichen Sequenzen Gemeinsamkeiten in den untersuchten Geoarchiven herausgestellt.

Präholozän

Einen Beitrag zur Diskussion der jungpleistozänen Reliefgenese können besonders die in Kap. 5.2.3 dargestellten Ergebnisse der geophysikalischen Prospektion liefern. Georadarvermessungen sind nicht immer eindeutig, erweisen sich jedoch in der Verbindung mit den beschriebenen Aufschlussprofilen als sehr zuverlässig in der Interpretation der weichselzeitlichen Prozessdynamik. Bisher ließen sich vorzeitliche Formenwicklungen in der Landschaft nur mit Unschärfen erfassen, das alte Relief wurde z.T. zerstört, teilweise jedoch weitgehend überprägt. In diesem Zusammenhang diskutiert BÜDEL (1969, 1971) besonders den logisch-historischen Indizienbeweis durch den Vergleich mit dem heutigen Relief. BREMER (1989) sieht hierin die Gefahr einer Vernachlässigung älterer Reliefelemente und deren Prozessmorphologien. Innerhalb des weichselzeitlichen Paläoreliefs können in den gut sortierten, glazifluviatilen Sanden mit dem nicht-invasiven Impulsverfahren lang gestreckte Formenkomplexe, wie z.B. die Rinnenstrukturen der subglazialen Niedertaulandschaft in dem Radargramm der 200-MHz-Antenne abgebildet werden. Diese Formengemeinschaften bestehen entsprechend LESER (2003) und LOUIS & FISCHER (1979) in der Regel aus einer fast geradlinigen Durchgangstalung mit begleitenden Saumhöhen des kuppigen Glazialreliefs und kammesartiger Sedimentation. Erosiv und akkumulativ wirkende Schmelzwässer veränderten im Verlauf von Tauprozessen und holozäner Reliefgenese die dokumentierte Rinnenstruktur und hinterließen im Untersuchungsraum des Lindhofs einen morphologisch und sedimentologisch gegliederten Formenschatz (vgl. GABRIEL et al. 2003 und WIEDERHOLD et al. 2003).

Phasen der holozänen Kolluviation und Morphogenese

Den natürlichen, nacheiszeitlichen Veränderungen in der Landschaft stellt LÜNING (2000, 29) die anthropogen erzeugten und ermöglichten Prozesse gegenüber. Im Untersuchungsgebiet wurden in den Aufschlüssen geringmächtige kolluviale Sedimente des Neolithikums und der Eisenzeit feldbodenkundlich aufgenommen. Entsprechend den Ausführungen in BORK et al. (1998), BORK et al. (2001), KALIS et al. (2003), SEMMEL (1995) und THIEMEYER (1989) kann in diesem Zusammenhang von lokalen Rodungsinseln und der damit verbundenen Landwirtschaft als Ursache der Feststoffumlagerungen ausgegangen werden. Durch Oberflächenabfluss wurden die erodierten Bodenpartikel Hangwärts verlagert und vorwiegend am Hangfuß akkumuliert. In den Nutzungsphasen vom Neolithikum bis zur Eisenzeit wurden die ackerbaulich genutzten Flächen im Untersuchungsgebiet durchschnittlich nur um wenige Zentimeter durch gelegentlichen schwachen Abfluss und eine insgesamt geringfügige Prozessdynamik tiefer gelegt.

Nach BORK (1983, 1988), BORK et al. (1998), NILLER (1998) und SCHATZ (2000) war für die Geoar-
chive im oberirdischen Einzugsgebiet des Untersuchungsraumes eine hohe raum-zeitliche Diffe-
renzierung der mittelalterlichen und neuzeitlichen Kolluviation und Morphogenese zu erwarten. Die
altholozäne geomorphodynamische Stabilitätsphase wurde im Untersuchungsgebiet von einer ur-
geschichtlichen sowie früh- und hochmittelalterlichen Teilaktivitätsphase abgelöst. BELL & WALKER
(2005), BORK (1988), BORK et al. (1998), BORK et al. (2001), JÄGER (1994) und SICK (1983) disku-
tieren in diesem Zusammenhang die Folgewirkungen der flächenintensiven früh- und hochmittelal-
terlichen Landnutzungsphasen (Fig. 6.1).

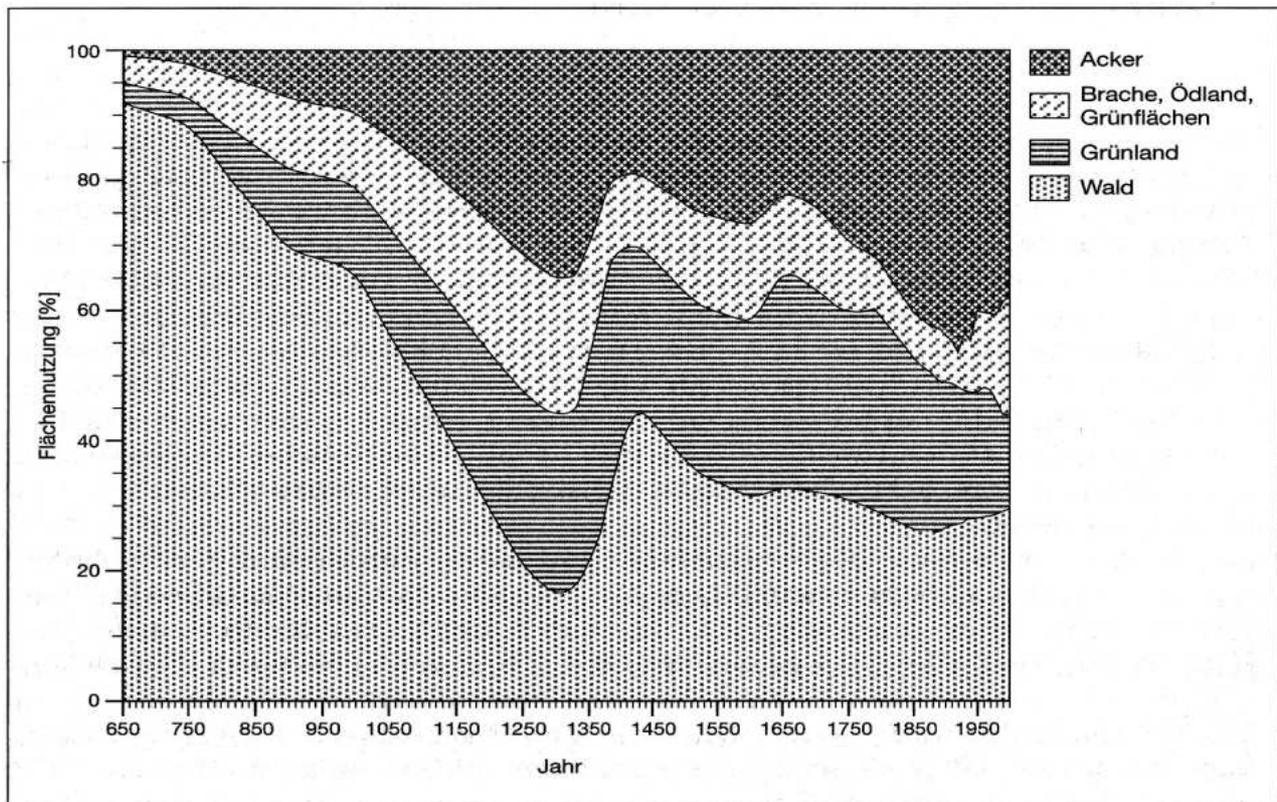


Fig. 6.1: Nutzungstypen in Deutschland (BORK et al. 1998)

Dementsprechende Rodungs- und Kultivierungsperioden zur Gewinnung von Acker- und Grünland wurden mit größter Raumwirksamkeit ausgeweitet. Die gesteigerten Nutzungs- und Flächenansprüche im Rahmen dieser Arealexpansion bedingten somit eine allmähliche Entblößung der Bodenoberfläche; erosiv wirksame Niederschläge wirkten geomorphodynamisch und sedimentologisch nachhaltig auf den Landschaftsraum ein (vgl. ANDRÉASSIAN 2004). In den Aufschlüssen ist diese Formungssequenz ausgedehnter mittelalterlicher Bodenerosionsprozesse durch die Mächtigkeiten der chronologisch charakterisierten Sedimente dokumentiert (s. besonders Aufschluss Lindhof 5, Kap. 5.2.1 und Kap. 5.3.2). Im Untersuchungsgebiet konnten auf den zeitweise großflächig entblößten, ackerbaulich genutzten Ober- und Mittelhängen durch die Prozesse der flächen- und linienhaften Bodenerosion Substrate in einer hohen raum-zeitlichen Differenzierung auf die konkaven Unterhänge verlagert werden. Die feldbodenkundlichen und prozessmorphologischen Befunde zu den mittelalterlichen Sedimenten stehen somit in direktem Zusammenhang mit den

Ausführungen in BORK (1988) und BORK et al. (1998) und belegen mehrphasige Ereignisse (events) als aktive Reliefumgestaltung im Untersuchungsgebiet.

Lokal konnten darüber hinaus in den angelegten Aufschlussprofilen feingeschichtete Sandlagen angesprochen und mit Bodenerosionsereignissen nach 1950 korreliert werden (s. dazu Aufschluss Lindhof 5, Kap. 5.2.1 und Kap. 5.3.2 bzw. Aufschluss 8, Kap. 5.2.2 und Kap. 5.3.3). Im Rahmen einer Bohrstockprospektion kann in diesem Zusammenhang als räumliche Quelle der quasinatürlichen Erosionsmassen auf die angrenzenden intensiv genutzten landwirtschaftlichen Produktionsflächen verwiesen werden. Erosionsbedingte Sedimentumlagerungen und Morphogenese im Untersuchungsgebiet sind jedoch nach Deutung dieser Ergebnisse für die Neuzeit relativ gering und bleiben auf wenige exponierte Hänge und Geländeformen begrenzt.

Extremereignisse

BORK (1983, 1988), BORK et al. (1998), GLASER (2000), LAMB (1982) und TINAPP (2002) belegen für das 14. Jahrhundert eine klimatisch außerordentlich instabile Phase, gekennzeichnet durch wechselnd kalt-feuchte und meridianbeeinflusste Witterungsbedingungen. In der ersten Hälfte des 14. Jahrhunderts konnten in ganz Mitteleuropa infolgedessen außergewöhnliche Temperaturschwankungen und extreme Niederschläge beobachtet werden (FLOHN 1967). In diesem Zusammenhang bezeichnet PFISTER (1985) das Ereignis im Juli des Jahres 1342 und die folgenden nasskalten Sommer der Folgejahre zu Recht als die vielleicht härteste ökologische Belastungsprobe des letzten Jahrtausends.

Entsprechend BLÜTHGEN & WEISCHET (1980) und ROTH (1996) ist die Erklärung und die Wirkungskette der Sommerhochwässer in der meteorologischen Situation entsprechender Vb-Zugbahnen⁴⁷ zu suchen, die betroffenen Gebiete wurden quasistationär über einen längeren Zeitraum beregnet. Die Luftmassen weichen von der üblichen West-Ost-Richtung nach Süden ab, erwärmen sich über dem Mittelmeer und laden sich stark mit Feuchtigkeit auf. Bei der Überquerung der Alpen von Süd nach Nord kommt es zu einem Austausch mit kälteren Luftmassen vom nahen Atlantik. Starke Abkühlung und extreme Regenfälle in kürzester Zeit sind die Folgen dieses Austauschprozesses. Typisch für diese Wetterlage ist eine Rinne tiefen Drucks über Mitteleuropa, die von Hochdruckgebieten über Irland, Südengland und Russland flankiert wird. Kühle Luft aus Nordwesten und die Heranführung von relativ feuchter Mittelmeerluft in der Höhe resultiert in Aufgleitvorgängen und relativ hoher Verdunstung in den betrachteten Gebieten. Unterhalb einer Absinkinversion in dem Hochdruckgebiet können durch ageostrophische Komponenten und Anfeuchtung der Luft Luftmassen von den unteren Höhen des Hochdruckgebietes in den Bereich der Tiefdruckrinne einfließen. Passives Aufgleiten der feuchten Warmluft über die kälteren Luftmassen mit eingelagerten Ostgewittern lassen starke, lang anhaltende und intensive Niederschläge als einen selbstverstärkenden

⁴⁷ Nach der Klassifikation des niederländischen Meteorologen W.J. van Bebber: er teilt gegen Ende des 19. Jhd. Tiefdruckgebiete die vom Atlantik Richtung Europa ziehen in verschiedene Klassen ein.

Prozess entstehen. Untersuchungen haben gezeigt, dass neben der eigentlichen Wetterlage im Bereich des Extremereignisses auch die Quelle der Warmluft als Ursache für die Starkregen von großer Bedeutung ist.

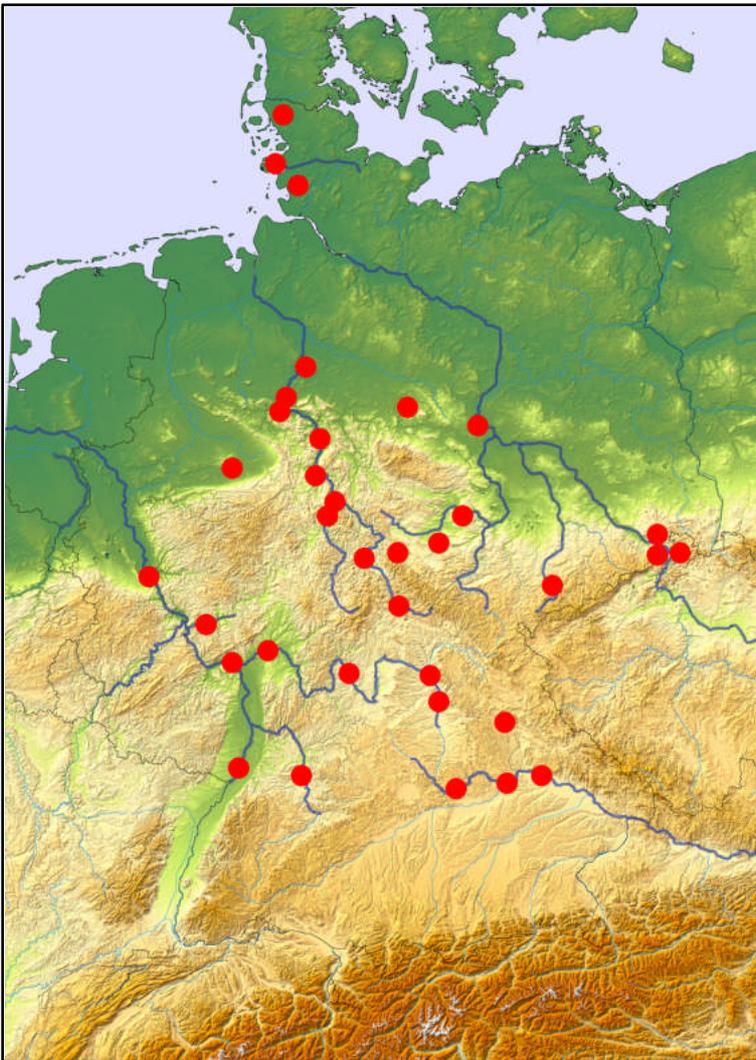


Fig. 6.2: Betroffene Gebiet des Extremereignisses Juli 1342 (Entwurf: C. Russok, Kartengrundlage: Scilands GmbH)

Archäologische und physikalische Datierungsmethoden sowie Schriftquellen erlauben eine exakte kalendarische Bestimmung dieser extremen Witterungsereignisse (vgl. BORK et al. 1998 und BORK et al. 2006). In Anlehnung an die Auswertungen von ALEXANDRE (1987), PFISTER (1985) und WEIKINN (1958) erwähnen viele Schriftquellen und Archivalien das Extremereignis im Juli des Jahres 1342 (vgl. Fig. 6.2). GLASER (2003, 56) diskutiert im Rahmen morphodynamischer, bodenkundlicher und sedimentologischer Befunde eine breite methodische Vielfalt zur Untersuchung des Extremereignisses, insbesondere die Integration naturwissenschaftlicher Befunde mit sozialwissenschaftlich-historischen Ansätzen. Der Landnutzungswandel von der völkerwanderungszeitlichen Wald- zur ausgeräumten hochmittelalterlichen Agrarlandschaft bildet als Teil der Mensch-Umwelt-Spirale die notwendige Voraussetzung für die witterungsbedingten Landschaftsveränderungen in der ersten Hälfte des 14. Jahrhunderts. Katastrophale Starkregen verursachten in nur wenigen Einzelereignissen massive Bodenerosionsprozesse, die entsprechend BORK et al. (1998) in Art und Intensität im gesamten Holozän einmalig sind.

In den untersuchten Aufschlussprofilen im Untersuchungsgebiet des Lindhofs konnte die Wirksamkeit dieser linien- und flächenhaften Bodenerosionsprozesse durch Radiokohlenstoffdatierungen belegt werden. Die untersuchten Sedimentfolgen M_2 (Aufschluss Lindhof 5), M_3 (Aufschluss Lindhof 8) und M_4 (Aufschluss Lindhof 9) können ausnahmslos in das Spätmittelalter eingeordnet werden und akkumulierten sehr wahrscheinlich in der ersten Hälfte des 14. Jahrhunderts. Die Erosionsmassen des verlagerten kies- und schotterhaltigen Bodenmaterials wurden infolge ereignisgebundener Transportwege als Kolluvium geschichtet und vermutlich während eines kurzen Zeitraums in wohl nur wenigen Stunden sedimentiert. SCHATZ (2000, 115) verweist in diesem Zusammenhang auf den außergewöhnlich starken Oberflächenabfluss und die Transportkapazität des erwähnten Extremereignisses.

Eine Rekonstruktion der Reliefentwicklungsdynamik in einer hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung für spätmittelalterliche Extremereignisse im Untersuchungsgebiet kann somit abgeleitet werden:

- (1) erhebliche flächenhafte Bodenerosion durch oftmals vollständigen Abtrag des humusreichen Oberbodens mit erheblichen Folgen für die Agrarstruktur und die Gesellschaft;
- (2) Kerbenreißen (Gully-Bildung) mit einer resultierenden engständigen Zerschluchtung der Ackerfluren.

Bodenbildung

Landnutzungsphasen während des Neolithikums lösten Bodenerosionsprozesse aus und ermöglichten die Akkumulation eines schwarzen Kolluviums im Dellentiefsten (vgl. Aufschluss Lindhof 8, Kap. 5.2.2 und Aufschluss 9, Kap. 5.2.3). Entsprechend den Untersuchungen von DREIBRODT (2005, 137) ist die Bodengenese im frühen Holozän nicht über dieses Stadium der humosen Böden auf kalkhaltigen Substraten gelangt (Pararendzinen und Tschernoseme)⁴⁸. Durch die Siedlungsdynamik (s.u.) im Untersuchungsgebiet werden nach FISCHER-ZUJKOV (2000) Progradationsphasen (Rodung – Ackerbau – Änderung des Landschaftswasserhaushaltes) initiiert. Sie beeinflussen entscheidend die Carbonatdynamik im Hinblick eines dynamischen Gleichgewichts aus entkalkungshemmenden und entkalkungsfördernden Prozessen. FISCHER-ZUJKOV (1998; zitiert in: SCHATZ 2000, 94) geht in diesem Zusammenhang davon aus, dass diese reliktschen Böden noch während der neolithischen und bronzezeitlichen Siedlungs- und Landnutzungsphase großflächig verbreitet waren.

⁴⁸ Vergleiche hierzu weiterführende Untersuchungen im Rahmen einer Verbreitung von schwarzerdeartigen Böden und Substraten in Jungmoränengebieten Norddeutschlands außerhalb der mitteldeutschen Schwarzerdegebiete: Fehmaraner Schwarzerden (SCHIMMING & BLUME 1993) und Schwarzerden auf der Insel Poel (ALBRECHT & KÜHN 2003). Zur Diskussion der Bodenentwicklungsstadien von Böden aus jungquartären Sedimenten und zur Schwarzerdegenese im Spätglazial bzw. Holozän siehe besonders BORK (1982) und ROHDENBURG & MEYER (1968).

Pedogenetische Prozesse im Sinn einer intensiven Lessivierung sind besonders in den Kuppenbereichen des Untersuchungsgebietes (vgl. Aufschluss Lindhof 4, Kap. 5.1) zu erwarten. BORK (1988), BORK et al. (1998) und SEMMEL (2000) gehen in diesem Zusammenhang davon aus, dass unter Waldvegetation eine hohe morphodynamische Stabilität gegeben ist und eine intensive Pedogenese ablaufen kann.

An konkaven Unterhängen kann eine fortgeschrittene Lessivierung in verlagerten und akkumulierten Sedimenten beobachtet werden (vgl. besonders Aufschluss Lindhof 5, M₄, Kap. 5.2.1 und Aufschluss Lindhof 8, M₄ und M₅, Kap. 5.2.2). BORK & ROHDENBURG (1979), BORK (1983), BORK (1988), BORK et al. (1998) und SCHATZ (2000) belegen in diesem Zusammenhang Profildifferenzierung, Merkmalsausprägung und Bildung einer Parabraunerde in kolluvial verlagerten Sedimenten innerhalb weniger Jahrhunderte. SEMMEL (2000, 135) führt derartige Parabraunerdenentwicklungen auf einen intensiven Basenentzug infolge historischer Ackernutzung zurück. Besonders in sandigen Substraten kann diese Entwicklung in der Bildung schwach ausgeprägter Bänderparabraunerden beobachtet werden (vgl. Aufschluss Lindhof 9, Kap. 5.2.3).

In einer zusammenfassenden Diskussion wird abschließend in dieser Synthese, auf die in Kap. 1 aufgestellten Forschungsfragen eingegangen:

(1)

Durch die komponentenbezogene Arbeitsweise der Vierdimensionalen Landschaftssystemanalyse können Kausalzusammenhänge der pleistozänen Morphogenese und holozäne Reliefveränderungen deutlich gemacht werden. Die funktionalen Zusammenhänge von Prozess-(Korrelations) Reaktionssysteme im Untersuchungsgebiet des Lindhofs, erschließen sich aus der gezielten Anwendung der quantitativen und qualitativen Arbeitsmethoden. Nach RUSOK et al. (2006), WERBAN (2005) und WERBAN et al. (2005) zeigen insbesondere die Untersuchungen der geophysikalischen Messmethodik eine hohe raum-zeitliche Variabilität der untersuchten Geländeform, ergänzt durch eine intensive postglaziale, geomorphodynamische Aktivität. Phasen erhöhter holozäner Erosions-tätigkeit sind durch Radiokohlenstoffdatierungen eindeutig belegbar.

(2)

Die integrierten Untersuchungen an den Boden-Geoarchiven belegen eindeutig im Untersuchungsgebiet auftretende singuläre Starkregenereignisse und stehen in engem Zusammenhang mit zeitgenössischen Schriftquellen und Archivalien (vgl. ALEXANDRE 1987, BORK et al. 2006, KUSS 1825 und WEIKINN 1958). Diese extremen Witterungsereignisse sind für den partikulären Stofftransport und die holozäne Morphogenese im Untersuchungsgebiet von außerordentlicher Bedeutung.

(3)

Sturmbedingte Hochwässer können an den Küstenabschnitten im Untersuchungsgebiet zu be-

trächtlichen Wasserstandsschwankungen führen. Untersuchungen von HUPFER et al. 2003 und MILKERT (1994) zeigen in diesem Zusammenhang besonders durch östlich und nordöstliche Starkwinde eine Intensivierung sediment- und küstendynamischer Prozessgrößen. Für den Dänischen Wohld können mittlere jährliche Abbruchraten von 0.5 bis 0.6 Metern belegt werden (ZIEGLER 2004). Gravitative Rutschungen, Abgleit- und Ausfließprozesse tragen zum Küstenrückgang und –zerfall im Untersuchungsgebiet bei.

(4)

Sturmbedingte Sedimentumlagerungen sind für das Untersuchungsgebiet besonders in dem Bereich der fossilen Stillwasserbucht in der Form einer ausgeprägten Strandwallsequenz zu belegen. Sedimentlagerung, Internstruktur und Organismengehalt (*Mya arenaria*) können auf den Einfluss jüngster Sturmhochwässer und der damit verbundenen litoralen Prozessdynamik zurückgeführt werden. Für den Küstenabschnitt im Untersuchungsgebiet bildet diese Strandwallsequenz eine Sturmflutlage mit hoher Erhaltungsfähigkeit und geomorphologischer Signatur aus.

Zahlreiche Nennungen und zeitgenössische Quellen belegen jüngste Sturmereignisse für den Untersuchungsraum und die Eckernförder Bucht. Besonders die Folgen des Sturmhochwassers vom 13. November 1872 sind in diesem Zusammenhang gut dokumentiert:

„Seit 4 Uhr morgens stieg das Wasser unablässig. Als es um 8 Uhr plötzlich zurückging, war das nur eine vorübergehende Erscheinung, weil der Damm der zwischen dem Hafen und dem Windenbyer Noor verlief, gebrochen war. Er bildete den Verkehrsweg von Eckernförde nach Norden. Das vor der Stadt aufgestaute Wasser strömte nun mit aller Kraft ins Noor, zerstörte dabei den Damm restlos und riß Boote und Netze mit sich. Auch ein Stück der Kaimauer versackte. Als der Ausgleich geschaffen war, stieg das Wasser von neuem und beschädigte nun auch die von Kiel her verlaufende niedrige Straße mehrfach. Dadurch wurde jede Verbindung mit Eckernförde unterbrochen. In der überfluteten Stadt kämpften Boote mit den Wellen. Jeder versuchte, sich in Sicherheit zu bringen. Bis 16 Uhr dauerte das Toben der entfesselten Elemente. Das Wasser erreichte eine Höhe von 12 Fuß über dem Normalwasserstand (NN +3,76 m). Dann erst begann es zu fallen. [...] Die Gaszufuhr von Kiel war unterbrochen. In den Straßen waren Berge von Sand, Schlick und Seetang, vermischt mit allen möglichen Trümmern, aufgeschichtet“ (Kiecksee, 1972, 40f).

„Die Schiffbrücke lag voll von Balken und Brettern...Auf dem Holzlager war Alles durcheinander geworfen ein Schuppen völlig verschwunden...Fast alle Häuser hatten gelitten, viele sehr stark, eine bedeutende Zahl war völlig zerstört...“ (Eckernförder Zeitung 16. und 20. November 1872).

(5)

Die Auswertungen aller Boden-Geoarchive belegen einen Einfluss landwirtschaftlich tätiger Menschen seit dem Neolithikum im Untersuchungsgebiet auf partikuläre Stoffsysteme. Anthropogene Eingriffe in den Landschaftshaushalt führen zu räumlich und zeitlich stark differenzierenden geo-

ökologisch-geomorphodynamischen Aktivitätsphasen (vgl. BORK et al. 1998 und ROHDENBURG 1969, 1971). Im Rahmen von Substrat- und Korrelatcharakterisierungen stellen besonders Kolluvien die fassbaren Materialgrößen der anthropogenen Teilaktivitätsregel dar. Bedingt durch spülaquatische und gravitative Prozessgrößen kann die untersuchte Geländeform langfristig als Leitlinie für partikuläre Stofftransporte herausgestellt werden.

(6)

Brandgruben belegen eine frühe sukzessive, mosaikartige Durchdringung des Raumes mit neolithisch-agrarischen und eisenzeitlichen Wirtschaftsformen und Aufsiedelungen. Der Nachweis eines frühzeitigen anthropogenen Einflusses im Rahmen prozessmorphologischer Wirkungsgrößen kann für das Untersuchungsgebiet Lindhof im Dänischen Wohld geführt werden.

7 Zusammenfassung

An ausgewählten Boden-Geoarchiven wurden auf dem Versuchsgut Lindhof im Dänischen Wohld (Östliches Hügelland, Schleswig-Holstein) Untersuchungen zur klima- und landnutzungsbedingten Bodenerosion und zur Küstenmorphologie unter der Berücksichtigung von Sturmhochwässern durchgeführt. Die Untersuchungen im Rahmen der Vierdimensionalen Landschaftssystemanalyse belegen in einer eiszeitlich geprägten Geländeform eine hohe raum-zeitliche Variabilität glazial-fluviatiler Prozessgrößen, ergänzt durch eine intensive holozäne, geomorphodynamische Aktivität. Eine Stratigraphie des weichseiszeitlich geprägten Landschaftsausschnittes kann abgeleitet werden. Die untersuchte Geländeform stellt langfristig eine bevorzugte Leitlinie für den Sedimenttransport dar, Abtragungsvorgänge als auch Akkumulationen treten hervor. Eindeutig belegt sind durch Radiokohlenstoffdatierungen eine ausgeprägte linienhafte Bodenerosion und die (prä)historische Kulturlandschaftsgeschichte des Untersuchungsgebietes seit dem Neolithikum.

Über die Substrat- und Korrelatcharakterisierung ist die Möglichkeit gegeben, räumliche Sequenzen als Grundlage der Interpretation einer komplexen Landschaftsgeschichte durchzuführen. Dabei stehen besonders mehrphasige Ereignisse im Vordergrund, charakterisiert durch Stoffumlagerungen und hangabwärtsgerichteten Materialtransport. Aus den untersuchten terrestrischen Boden-Geoarchiven ist der Nachweis extremer Starkniederschläge zu führen und koinzidiert mit den Ereignissen im Juli 1342.

Glazialisostatische Vertikalbewegungen und eustatische Meeresspiegelschwankungen, Hochwasserereignisse der Ostsee und der fluviale Sedimenttransport stimulierten im Verlauf des Holozäns den Auf- und Umbau der Küstenlinie an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. Die Küstenlinie der Eckernförder Bucht mit der fossilen Stillwasserbucht und dem aufgeschlossenen Küstenüberflutungsmoorspiegelt einen dynamischen Lebensraum wider, in dem der Übergang von marinen zu terrestrischen Sedimentationsstrukturen sichtbar ist. Für diesen Bereich lassen sich somit Zonen ausweisen, die besonders und nachhaltig durch Sturmhochwässern gefährdet sind. Aus der vorgefundenen Strandwallmorphologie (Sturmarchiv) können mehrere gestaffelt aufeinander folgende Erosions- bzw. Akkumulationsphasen (Auffüllsedimente) rekonstruiert und eine sedimentologisch und geomorphologisch bleibende Signatur in der Küstenlandschaft der westlichen Ostsee dargestellt werden.

8 Synopsis

Studies concerning the climate and land use induced soil erosion and coastal geomorphology (under the consideration of storm flood waters) were conducted at selected soil-geoarchives on the research estate Lindhof (Schleswig-Holstein, Germany). The studies are in line with the four-dimensional landscape system analysis and prove a high space-time variability of glaciofluvial process factors. Supplemented by an intensive Holocene geomorphological activity a glacial shaped orography is examined. A stratigraphy of the Weichselian ice age affected landscape (Dänischer Wohld) can be differentiated. The examined landform represents the preferential transport path for sediments over a very long time interval; erosion and accumulation processes occurred there. The distinctive line-like soil erosion and the (pre)historical cultivated landscape history of the research area since the Neolithic period are definitely proved by radiocarbon dating.

The possibility to undertake spatial sequences as a basis for the interpretation of a complex landscape history is given by characterisation of the sediments. Substance relocations and downslope directed material transport caused by multiphase incidents are reconstructed. The evidence for extreme heavy precipitation is to be taken from the investigated terrestrial soil-geoarchives and coincides with the events in July 1342.

Isostasy, the rising sea level, the flood events of the Baltic Sea, and fluvial sediment transports stimulated the formation and changes of the coast of Schleswig-Holstein during the Holocene. The coast line of the investigation area consists of a still-water bay and a coastal flood-bog. They are dynamic habitats, in which the transition from marine to terrestrial sediment structures is visible. Zones which are particularly and sustainably threatened by storm flood waters can be determined for that area. It is possible to reconstruct several graduated sequential erosion and/or accumulation phases (filling sediments) from the found barrier beach morphology. This barrier beach sequence represents a remaining and an enduring sedimentological and geomorphological signature (storm archive) in the coastal landscape of the western Baltic Sea.

9 Literatur

- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. Hrsg. von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und den Geologischen Landesämtern der Bundesrepublik Deutschland. 4. Auflage, Hannover
- AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. Hrsg. von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und den Geologischen Landesämtern der Bundesrepublik Deutschland. 5. Aufl., Hannover
- AHNERT, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. Stuttgart
- ALBRECHT, C. & KÜHN, P. (2003): Verbreitung und Eigenschaften schwarzerdeartiger Böden auf der Insel Poel (Nordwest-Mecklenburg). In: K BILLWITZ (Hrsg.): Bodenkundliche und landschaftsgenetische Studien in Mecklenburg-Vorpommern. Greifswalder Geographische Arbeiten, Bd. 29, 215 – 247
- ALLEY, R.B.; MEYEWski, P.A.; SOWERS, T.; STUIVER, M.; TAYLOR, K.C. & CLARK, P.U. (1997): Holocene climate instability: a prominent, widespread event 8200 years ago. *Geology* 25, 483 – 486
- ALEXANDRE, P. (1987): Le climat de Europe au Moyen Age. Contribution a l'histoire des variations climatiques de 1000 a 1425, d'après les sources narratives de l'Europe occidentale. Paris
- ALLEY, R.B. & AUGUSTSDOTTIR, A.M. (2005): The 8K event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1123 – 1149
- ANDRÉASSIAN, V. (2004): Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. *Journal of Hydrology*, 291, 1 – 27
- AUERSWALD, K. (1993): Bodeneigenschaften und Bodenerosion. Relief, Boden, Paläoökoklima, Bd. 8, Berlin, Stuttgart
- AUERSWALD, K. (1998): Bodenerosion durch Wasser. In: RICHTER, G. (Hrsg.): Bodenerosion – Analyse und Bilanz eines Umweltproblem, Darmstadt, 33 – 42
- BARsch, H. (2000): Anforderungsprofil. In: BARsch, H.; BILLWITZ, K. & BORK, H.-R. (Hrsg.): Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie. Gotha, Stuttgart, 17 – 24
- Barsch, H.; Billwitz, K. & Bork, H.-R. (2000): Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie. Gotha, Stuttgart
- BASTIAN, O. (1994): Belastung, Belastbarkeit, ökologische Stabilität. In: BASTIAN, O & SCHREIBER, K.-F. (Hrsg.): Analyse und ökologische Bewertung der Landschaft. Jena, Stuttgart, 41 – 45
- BASTIAN, O. & SCHREIBER, K.-F. (1994): Analyse und ökologische Bewertung der Landschaft. Jena, Stuttgart
- BEHRE, K.-E. (2000): Der Mensch öffnet die Wälder – zur Entstehung der Heiden und anderer Offenlandschaften. In: BAYRISCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN (Hrsg.): Entwicklung der Umwelt seit der letzten Eiszeit. Rundgespräche der Kommission für Ökologie, Bd. 18, 103 – 116

- BELKNAP, D.F. (2005): Glaciated coasts. In: SCHWARTZ, M.L. (ed.): Encyclopedia of Coastal Science. Dordrecht, 481 – 484
- BELL, M. & WALKER, M.J.C. (2005): Late quaternary environmental change. 2nd ed., Harlow
- BIELER, J. (1994): Übersicht über wichtige Datenquellen. In: BASTIAN, O & SCHREIBER, K.-F. (Hrsg.): Analyse und ökologische Bewertung der Landschaft. Jena, Stuttgart, 416 – 443
- BILLWITZ, K. (2000a): Schriftliche Quellen und Datendokumentationen. In: BARSCH, H.; BILLWITZ, K. & BORK, H.-R. (Hrsg.): Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie. Gotha, Stuttgart, 93 – 94
- BILLWITZ, K. (2000b): Karten, Pläne, digitale Unterlagen. In: BARSCH, H.; BILLWITZ, K. & BORK, H.-R. (Hrsg.): Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie. Gotha, Stuttgart, 94 – 102
- BJÖRCK, S. (1995): A review of the history of the Baltic Sea, 13,0 – 8,0 ka BP. Quarternary International, 27, 19 – 40
- BLÜTHGEN, J. & WEISCHET, W. (1980): Allgemeine Klimageographie. 3. Aufl., Berlin, New York
- BOKELMANN, K. (1979): Rentierjäger am Gletscherrand in Schleswig-Holstein? Ein Diskussionsbeitrag zur Erforschung der Hamburger Kultur. Offa, 36, 12 – 22
- BONSEN, U. (1967): Geographie. In: JÖNS, K. (Hrsg.): Heimatbuch des Kreises Eckernförde. 3. Aufl., Eckernförde, 15 – 23
- BORK, H.-R. (1982): Die holozäne Relief- und Bodenentwicklung im Untereichsfeld und im südwestlichen Harzvorland. Dissertation der Technischen Universität Carolo-Wilhelmina Braunschweig
- BORK, H.-R. (1988): Bodenerosion und Umwelt. Landschaftsgenese und Landschaftsökologie, H. 13, Braunschweig
- BORK, H.-R. & ROHDENBURG, H. (1979): Beispiele für jungholozäne Bodenerosion und Bodenbildung im Untereichsfeld und Randgebieten. Landschaftsgenese und Landschaftsökologie, 3, 115 – 134
- BORK, H.-R. & RICKEN, W. (1983): Bodenerosion, holozäne und pleistozäne Bodenentwicklung. Catena Supplement 3
- BORK, H.-R.; H. BORK; C. DALCHOW; B. FAUST; H.-P. PIORR & T. SCHATZ (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. Gotha, Stuttgart
- BORK, H.-R.; SCHMIDTCHEN, G. & DOTTERWEICH, M., (2001): Die Wechselwirkungen zwischen Landnutzung und Bodenzerstörung in Mitteleuropa. In: SCHAUER, P. (Hrsg.), Paläoökosystemforschung und Geschichte, Beiträge zur Siedlungsarchäologie und zum Landschaftswandel. Regensburger Beiträge zur prähistorischen Archäologie, Regensburg, 43 – 56
- BORK, H.-R. & LANG, A. (2003): Quantification of past soil erosion and land use / or cover changes in Germany. In: LANG, A., HENNRICH, K. & DIKAU, R. (eds.): Long term hillslopes and fluvial system modelling. Concepts and case studies from Rhine river catchment. Lecture notes in earth sciences, Vol. 101, 232 – 239

- BORK, H.-R.; DAHLKE, C.; DREIBRODT, S.; MIETH, A. & RUSSOK, C. (2005): Wasser in der Fläche im gesellschaftlichen Kontext. Schriftenband zum Internationalen Symposium "Wasserwirtschaft in der Fläche", München 2005
- BORK, H.-R.; RUSSOK, CHR.; DREIBRODT, S.; DOTTERWEICH, M.; KRABATH, S.; STEPHAN, H.-S. & BORK, H. (2006): Der Tausendjährige Niederschlag verändert Deutschland im Sommer 1342. In: BORK, H.-R. (Hrsg.): Spuren in der Landschaft der Erde, Darmstadt. (Im Druck)
- BRADLEY, R.S. (1999): Paleoclimatology. 2nd ed., San Diego, London New York, Tokio
- BREMER, H. (1989): Allgemeine Geomorphologie: Methodik – Grundvorstellungen – Ausblick auf den Landschaftshaushalt. Berlin, Stuttgart
- BRINKMANN, R. (1986): Abriß der Geologie. Bd.2: Historische Geologie. 12./13. Auflage, Stuttgart
- BÜDEL, J. (1969): Das System der klima-genetischen Geomorphologie. Erdkunde, 23, 165 – 183.
- BÜDEL, J. (1971): Das natürliche System der Geomorphologie. Würzburger Geographische Arbeiten, Bd. 34
- CATT, J.A. (1992): Angewandte Quartärgeologie. Stuttgart
- CHORLEY, R.J. (1966): The application of statistical methods to geomorphology. In: DURY, G.H. (ed.): Essays in geomorphology. London, 275-388
- COOK, E.R.; ESPER, J. & D'ARRIGO, R.D. (2004): Extra-tropical northern hemisphere land temperature variability over the past 1000 years. Quaternary Science Reviews, 23, 2063 – 2074
- COORS, V. & ZIPF, A. (2005): 3D-Geoinformationssysteme: Grundlagen und Anwendungen. Heidelberg
- DABBERT, S.; HERRMANN, S.; KAULE, G. & SOMMER, M. (1999): Landschaftsmodellierung für die Umweltplanung. Berlin, Heidelberg, u.a.
- DANIELS, D.J. (2004): Ground Penetrating Radar. 2nd ed., London
- DASGUPTA, P. (2003): Sediment gravity flow – the conceptual problems. Earth Science Reviews, 62, 265 – 281
- DAVIS, B.A.S.; BREWER, S.; STEVENSON, A.C. & GUIOT, J. (2003): The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. Quaternary Science Reviews, 22, 1701 – 1716
- DIERßEN, K. & DIERßEN, B. (2001): Moore. Stuttgart
- DIKAU, R. (1988): Entwurf einer geomorphographisch-analytischen Systematik von Reliefeinheiten. Heidelberger Geographische Bausteine, H. 5
- DIKAU, R. (1992): Aspects of constructing a digital geomorphological base map. In: BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN (ed.): From digital map series in geosciences to geo-information systems, Geologisches Jahrbuch Reihe A, H. 122, 357 – 370

- DIKAU, R. & SCHMIDT, J. (1999): Georeliefklassifikation. In: SCHNEIDER-SLIWA, R.; SCHAUB, D. & GEROLD, G. (Hrsg.): *Angewandte Landschaftsökologie. Grundlagen und Methoden*, Berlin, u.a., 217 – 244
- DOTTERWEICH, M. (2002): *Holozäne Ökosystementwicklung in Franken*. Dissertation der Christian-Albrechts-Universität Kiel
- DOTTERWEICH, M. (2004): *Vierdimensionale Landschaftsanalyse als Hilfsmittel zur Rekonstruktion früherer Umweltbedingungen in Franken*. In: BECKER, H. & ERICSSON (Hrsg.), *Bamberger Geographische Schriften, Sonderfolge, Bd. 7*, Bamberg, 47 – 79
- DOTTERWEICH, M. (2005): High resolution reconstruction of a 1300 year old gully system in Northern Bavaria, Germany: Modelling long term man induced landscape evolution. *The Holocene* Vol. 15(7), 994 – 1005
- DREIBRODT, S. (2005): *Integrative Analyse von Kolluvien und Seesedimenten zur Rekonstruktion der Bodenerosionsgeschichte im Einzugsgebiet des Belauer Sees (Schleswig-Holstein)*. Dissertation der Christian-Albrechts Universität Kiel
- DREIBRODT, S. & BORK, H.-R. (2005): Historical soil erosion and landscape development at Lake Belau (North Germany) – a comparison of colluvial deposits and lake sediments. In *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Vol. 139*, 1011-128, Berlin
- DREWS, M. (2001): *Untersuchungen zum Schwefelkreislauf in Sedimenten am Makran-Akkretionskeil im Arabischen Meer und in Becken der Ostsee*. Dissertation der Christian-Albrechts-Universität Kiel
- DUPHORN, K.; KLIEWE, H.; NIEDERMEYER, R.-O.; JANKE, W. & WERNER, F. (1995): *Die deutsche Ostseeküste*. (= GEYER, O.F. & LEINFELDER, R. (Hrsg.): *Sammlung geologischer Führer, Bd. 88*, Stuttgart)
- DUTTMANN, R. (2001): Bodenfeuchte als Steuergröße der Bodenerosion. *Geographische Rundschau*, 53, H. 5, 24 – 32
- EHLERS, J. (1994): *Allgemeine und historische Quartärgeologie*. Stuttgart
- ELLENBERG, H. (1996): *Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer, dynamischer und historischer Sicht*. 5. Aufl., Stuttgart
- EMEIS, K.-C.; ENDLER, R.; STRUCK, U. & KOHLY, A. (2002): The post-glacial evolution of the Baltic Sea. In: WERFER, G.; BERGER, W.; BEHRE, K.-E. & JANSEN, E. (eds.): *Climate development and history of the north Atlantic realm*, Berlin, Heidelberg, 205 – 221
- ERKUL, E.; KLEIN, C.; RABELL, W. & STÜMPEL, H. (2005): Multi-sensor geophysical prospecting of the archaeological site of Metaponte (Gulf of Tarent, Italy), 6th International Conference on Archaeological Prospection, Proceedings, Extended Abstracts, S: 53 - 57
- FINKL, C.W. (2005): Coastal soils. In: SCHWARTZ, M.L. (ed.): *Encyclopedia of coastal science*, Dordrecht, 278 – 302
- FISCHER-ZUJKOV (2000): *Die Schwarzerden Nordostdeutschlands – ihre Stellung und Entwicklung im holozänen Landschaftswandel*. Dissertation der Humboldt Universität Berlin

- FLOHN, H. (1967): Klimaschwankungen in historischer Zeit. In: RUDLOFF, H.V. (Hrsg.): Die Schwankungen und Pendlungen des Klimas seit Beginn der regelmäßigen Instrumenten-Beobachtung, Braunschweig, 81 – 90
- FRÄNZLE, O. (1988): Glaziäre, periglaziäre und marine Reliefentwicklung im nördlichen Schleswig-Holstein. Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig-Holstein, Bd.58, 1 - 30
- FRÄNZLE, O. (2004): Reliefentwicklung und Bodenbildung in Schleswig-Holstein. In: WINKLER, G.; DAHLKE, C. & BORK, H.-R. (Hrsg.): Streifzug durch 6000 Jahre Landnutzungs- und Landschaftswandel in Schleswig-Holstein, EcoSys, Suppl. Bd. 41, 11 – 35, Kiel
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Transportvorgänge und Sedimentstrukturen. In: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine, Stuttgart, 779 – 863
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimentäre Ablagerungsräume. In: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine, Stuttgart, 865 – 960
- GABRIEL, G.; KIRSCH, R.; SIEMON, B. & WIEDERHOLD, H. (2003): Geophysical investigation of buried Pleistocene subglacial valleys in Northern Germany. Journal of Applied Geophysics, 53, 159 – 180
- GEEVES, G.W.; CRAZE, B. & HAMILTON, G.J. (2000): Soil physical properties. In: CHARMAN, P.E.V. & MURPHY, B.W. (eds.): Soils: their properties and management. 2nd ed., Oxford, 166 – 189
- GERLINGER, K. (1997): Erosionsprozesse auf Lößböden: Experimente und Modellierung. Mitteilungen des Institutes für Wasserbau und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe, H. 194, Karlsruhe
- GERRARD, J. (1992): Soil geomorphology: An integration of pedology and geomorphology. London, u.a.
- GEYH, M.A. (2001): Erwartung und Enttäuschung bei der Deutung von ¹⁴C-Daten. In: Regensburger Beiträge zur prähistorischen Archäologie, Bd. 7, 59 – 75
- GIERLOFF-EMDEN, H.G. (1980): Geographie des Meeres: Ozeane und Küsten. Bd. 2, Berlin, New York
- GLASER, R. (2000): Klimageschichte Mitteleuropas. Darmstadt
- GLASER, R.; BECK, C. & STANGL, H. (2003): Zur Temperatur- und Hochwasserentwicklung der letzten 1000 Jahre in Deutschland. In: DEUTSCHER WETTERDIENST (Hrsg.): Klimastatusbericht 2003, Offenbach, 55 – 68
- GLÜCKERT, G. (1973): Glazialmorphogenese der weichselzeitlichen Moränen des Eckernförder Zungenbeckens (Schleswig-Holstein). Meyniana, 23, 19 – 48
- GOUDIE, A. (1998): Geomorphologie: ein Methodenhandbuch für Studium und Praxis. Berlin, Heidelberg, New York, u.a.
- GRAM-JENSEN, I. (1985): Sea floods. Danish Meteorological Institute, Climatological Papers, No. 13, København
- GRIPP, K. (1954): Die Entstehung der Landschaft Ost-Schleswigs vom Dänischen Wohld bis Alsen, Meyniana, 2, 81 – 123

- GRIPP, K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. Neumünster
- GROVE, J.M. (2002): Climatic change in northern Europe over the last two thousand years and its possible influence on human activity. In: WERFER, G.; BERGER, W.; BEHRE, K.-E. & JANSEN, E. (eds.): Climate development and history of the north Atlantic realm, Berlin, Heidelberg, 313 – 326
- GRUBE, F. (1979): Übertiefe Täler im Hamburger Raum. Eiszeitalter und Gegenwart, 29, 157 - 172
- HAHN, H.-U. (1992): Die morphologische Wirksamkeit historischer Niederschläge. Würzburger Geographische Arbeiten, Bd. 82, Würzburg
- HAIDER, K. (1996): Biochemie des Bodens. Stuttgart
- HAKE, G.; GRÜNREICH, D. & MENG, L. (2002): Kartographie. 8. Aufl., Berlin
- HAMMEL-KIESOW, R. & PELC, O. (2003): Landesausbau, Territoriale Herrschaft, Produktion und Handel im Hohen und Späten Mittelalter (12 – 16 Jh.). In: LANGE, U. (Hrsg.): Geschichte Schleswig-Holsteins, 2. Aufl., 59 – 134, Neumünster
- HARFF, J.; MEYER, M.; CUBASCH, U.; DIETRICH, H.; LAMPE, R.; LEMKE, W.; LÜBKE, H. & TAUBER, F. (2001): Modellierung der Küstenentwicklung in der südwestlichen Ostsee. Zwischenbericht des DFG-Projekt Projekt Ha1834/5-1. Leibnitz-Institut für Ostseeforschung, Warnemünde.
- HARTGE, K. & HORN, R. (1992): Die physikalische Untersuchung von Böden. 3. Aufl., Stuttgart
- HASSENPLUG, W. (1971): Studien zur rezenten Hangüberformung in der Knicklandschaft Schleswig-Holstein. Forschungen zur Deutschen Landeskunde, 198, 1 – 161
- HINTERMAIER-ERHARD, G. & ZECH, W. (1997): Wörterbuch der Bodenkunde. Systematik, Genese, Eigenschaften, Ökologie und Verbreitung von Böden. Stuttgart
- HIRTE, C. (2003): Erste Konturen: Vor- und Frühgeschichte in Schleswig-Holstein. In: LANGE, U. (Hrsg.): Geschichte Schleswig-Holsteins, 2. Aufl., 11 – 57, Neumünster
- HUISMAN, J.A.; HUBBARD, S.S.; REDMAN, J.D. & ANNAN, A.P. (2003): Measuring soil water content with Ground Penetrating Radar: a review. Vadose Zone Journal, 2, 476 – 491
- HUPFER, P.; HARFF, J.; STERR, H. & STIGGE, H.-J. (2003): Die Wasserstände an der Ostsee. Entwicklung – Sturmfluten – Klimawandel. (= KURATORIUM FÜR FORSCHUNG IM KÜSTENINGENIEURWESEN (Hrsg.): Die Küste, H. 66, Heide)
- JAECKEL, S.H. (1992): Mollusken. In: STRESEMANN, E. (Hrsg.): Exkursionsfauna von Deutschland, Bd. 1: Wirbellose, Berlin
- JÄGER, H. (1994): Einführung in die Umweltgeschichte. Darmstadt
- JAKOBSEN, O. (2004): Die Grube-Wesseker Niederung (Oldenburger Graben, Ostholstein): Quartärgeologische und geoarchäologische Untersuchungen zur Landschaftsgeschichte vor dem Hintergrund des anhaltenden postglazialen Meeresspiegelanstiegs. Dissertation der Christian-Albrechts-Universität Kiel
- JANKE, W. (2000): Biostratigraphie. In: BARSCH, H.; BILLWITZ, K. & BORK, H.-R. (Hrsg.): Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie. Gotha, Stuttgart, 367 – 395

- KALIS, A.J. & MEURERS-BALKE, J. (1998): Die "Landnam"-Modelle von Inversen und Troels-Smith zur Neolithisierung des westlichen Ostseegebiets – ein Versuch ihrer Aktualisierung. *Prähistorische Zeitschrift*, 73, 1 – 24
- KALIS, A.J.; MERKT, J. & WUNDERLICH, J. (2003): Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe – human impact and natural causes. *Quaternary Science Reviews*, 22, 33 – 79
- KANNENBERG, E.-G. (1951): Die Steilufer der Schleswig-Holsteinischen Ostküste. *Schriften des Geographischen Instituts der Universität Kiel*, Bd. 14, H.1, Kiel
- KAUFELD, L.; BAUER, M. & DITTMER, K. (1997): *Wetter der Nord- und Ostsee*. Bielefeld
- KELLETAT, D. (1989): *Physische Geographie der Küsten und Meere*. Stuttgart
- KERTESZ, A. & MARKUS, B. (1992): GIS applications in geomorphology and geomorphological mapping. In: BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN (ed.): *From digital map series in geosciences to geo-information systems*, *Geologisches Jahrbuch Reihe A*, H. 122, 381 – 387
- KHANDRICHE, A.; WERNER, F. & ERLLENKEUSER, H. (1986): Auswirkungen der Oststürme vom Winter 1978/1979 auf die Sedimentation im Schlickbereich der Eckernförder Bucht (Westliche Ostsee). *Meyniana*, 38, 125 – 146
- KICKSEE, H. (1972): *Die Ostseesturmflut 1872*. Heide
- KIRLEIS, W. (2002): *Vegetationsgeschichtliche und archäobotanische Untersuchungen zur Landwirtschaft und Umwelt im Bereich der prähistorischen Siedlungen bei Rullstorf, Ldkr. Lüneburg*. Dissertation der Georg-August-Universität Göttingen
- KLIEWE, H. & STERR, H. (1994): Die deutsche Ostseeküste. In: LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. (Hrsg.): *Physische Geographie Deutschlands*. Gotha, 238 – 262
- KLINK, H.-J. & MAYER, E. (1983): *Vegetationsgeographie*. Braunschweig
- KLINK, H.-J. (1994): *Vegetation*. In: LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. (Hrsg.): *Physische Geographie Deutschlands*. Gotha, 157 – 196
- KLITGAARD-KRISTENSEN, D.; SEJRUP, H.P.; HAFLIDASON, H.; JOHNSON, S. & SPURK, M. (1998): A regional 8200 cal yr BP cooling event in north west Europe, induced by final stages of the Laurentide icesheet deglaciation? *Journal of Quaternary Science*, 13, 165 – 169
- KLUG, H. (1986): *Flutwellen und Risiken der Küste*. Stuttgart
- KNOTHE, D. (2000a): Vorüberlegungen zu physikalischen und chemischen Analysen. In: BARSCH, H.; BILLWITZ, K. & BORK, H.-R. (Hrsg.): *Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie*. Gotha, Stuttgart, 293 – 295
- KNOTHE, D. (2000b): *Physikalische Untersuchungen*. In: BARSCH, H.; BILLWITZ, K. & BORK, H.-R. (Hrsg.): *Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie*. Gotha, Stuttgart, 295 – 322
- KOHLMETZ, E. (1967): Zur Entstehung, Verteilung und Auswirkung von Sturmfluten an der deutschen Ostseeküste. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, H. 2, 89 - 96

- KÖSTER, R. (1995): Entstehung der Ostsee. In: RHEINHEIMER, G. (Hrsg.): Meereskunde der Ostsee. 2. Aufl., Berlin, Heidelberg, u.a., 12 – 17
- KOSACK, B. & LANGE, W. (1986): Das Eem-Vorkommen von Offenbüttel-Schnittlohe und die Ausbreitung des Eem-Meeres zwischen Nord- und Ostsee. Geologisches Jahrbuch Reihe A, H. 86, 3 – 17
- KRATZ, R. & SUHLING, F. (1997): GIS im Naturschutz. Magdeburg
- KÜSTER, H. (2004): Die Ostsee. 2. Aufl., München
- KUMM, W. (2000): GPS, Global Positioning System. Bielefeld
- KUNTZE, H.; ROESCHMANN, G. & SCHWERDTFEGER, G. (1994): Bodenkunde. 5. Aufl., Stuttgart
- KUSS, C. (1825): Jahrbuch denkwürdiger Naturereignisse in den Herzogthümern Schleswig und Holstein vom eilften bis zum neunzehnten Jahrhundert. Altona
- LAMB, H.H. (1977): Climate: Present, past and future. Volume 2: Climatic history and the future. London
- LAMB, H.H. (1982): Climate, history and the modern world. Methuen, London, New York
- LAMB, H.H. (1989): Klima und Kulturgeschichte. Der Einfluß des Wetters auf den Gang der Geschichte. Reinbeck
- LAMP, J. (1985): Erosionsgefährdung schleswig-holsteinischer Böden. Schriftenreihe der Agrarwissenschaftlichen Fakultät, 67, 37 – 43.
- LAMPE, R. (1996): Küstentypen. In: RHEINHEIMER, G. (Hrsg.): Meereskunde der Ostsee. 2. Aufl., Berlin, Heidelberg, u.a., 17 – 25
- LANG, A. & HÖHNSCHIEDT, S. (1999): Age and source of colluvial sediments at Vaihingen-Enz, Germany. Catena 38, 89 – 107
- LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas. Methoden und Ergebnisse. Jena
- LANGE, W.; MENKE, B. & PICARD, K.-E. (1979): Die Deutung glazigener Sedimente in Schleswig-Holstein. Verhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins Hamburg, 23, 51 – 68
- LANGE, U. (2003): Stände, Landesherr und große Politik – Vom Konsens des 16. zu den Konflikten des 17. Jahrhunderts. In: LANGE, U. (Hrsg.): Geschichte Schleswig-Holsteins, 2. Aufl., 153 – 266, Neumünster
- LAUER, W. (1993): Klimatologie
- LECKEBUSCH, J. (2001): Die Anwendung des Bodenradars (GPR) in der archäologischen Prospektion. Internationale Archäologie: Naturwissenschaft und Technologie, Bd. 3, Rahden/Westf.
- LEICA GEOSYSTEMS (2000): Einführung in die GPS-Vermessung (Global Positioning System). München
- LESER, H. (1991): Landschaftsökologie. 3. Aufl. Stuttgart
- LESER, H. (2003): Geomorphologie. 8. Aufl. Braunschweig

- LESER, H. & KLINK, H.-J. (1988): Handbuch und Kartieranleitung Geoökologische Karte 1:25000. Forschungen zur Deutschen Landeskunde, Bd. 228, Trier
- LESER, H.; PRASUHN, V. & SCHAUB, D. (1998): Bodenerosion und Landschaftshaushalt. In: RICHTER, G. (Hrsg.): Bodenerosion – Analyse und Bilanz eines Umweltproblem, Darmstadt, 97 – 109
- LIEBIG, W. (2001): Desktop-GIS mit ArcView GIS. 3. Aufl., Heidelberg
- LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. Forschungen zur Deutschen Landeskunde, Bd. 204, 2. Aufl., Trier
- LIEDTKE, H. (1994): Die Gliederung des Eiszeitalters in Norddeutschland und das Holozän. In: LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. (Hrsg.): Physische Geographie Deutschlands. Gotha, 264 –273
- LOUIS, H. & FISCHER, K. (1979): Allgemeine Geomorphologie. 4. Aufl., Berlin, New York
- LONG, A.J.; WALLER, M.P. & STUPPLES, P. (2006): Driving mechanisms of coastal change: Peat compaction and the destruction of late Holocene coastal wetlands. *Marine Geology*, 225, 63 – 84
- LONGLEY, P.A. (1999): Geographical information systems. New York
- LORENZEN-SCHMIDT, K.-J. (2003): Zwischen Krise und Boom – Wirtschaftliche Entwicklung 1830 – 1864. In: LANGE, U. (Hrsg.): Geschichte Schleswig-Holsteins, 2. Aufl., 368 – 385, Neumünster
- LÜNING, J. (2000): Steinzeitliche Bauern in Deutschland – Die Landwirtschaft im Neolithikum. Universitätsforschungen zur prähistorischen Archäologie, Bd. 58, Bonn
- MACH, R. (2000): 3D-Visualisierung. Bonn
- MANSFELD, W. (2003): Satellitenortung und Navigation. Grundlagen, Methoden und Anwendungen. 2. Aufl., Heidelberg
- MANN, M.E. & JONES, P.D. (2003): Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophysical Research Letters*, 30, 1820
- MANNSFELD, K. (1983): Landschaftsanalyse und Ableitung von Naturraumpotentialen. Abhandlungen der Sächsischen Akademie der Wissenschaften, Bd. 55, H. 3, Berlin
- MANNSFELD, K. (1994a): Das Dimensionsproblem. In: BASTIAN, O & SCHREIBER, K.-F. (Hrsg.): Analyse und ökologische Bewertung der Landschaft. Jena, Stuttgart, 45 – 49
- MANNSFELD, K. (1994b): Relief (Oberflächengestalt). In: BASTIAN, O & SCHREIBER, K.-F. (Hrsg.): Analyse und ökologische Bewertung der Landschaft. Jena, Stuttgart, 63 – 73
- MARCINEK, J. (1994): Die Jungmoränengebiete Norddeutschlands. In: LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. (Hrsg.): Physische Geographie Deutschlands. Gotha, 285 – 304
- MASTRONUZZI, G.; SANSONO, P.; MURRAY-WALLACE, C.V & SHENNAN, I. (2005): Quaternary coastal morphology and sea-level changes – an introduction. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1963 – 1968

- MAYEWSKI, P.A.; ROHLING, E.E.; STAGER, J.C., KARLEN, W.; MAASCH, K.A.; MEEKER, L.D.; MEYERSON, E.A.; GASSE, F.; VAN KREVELD, S.; HOLMGREN, K.; LEE-THORP, J.; ROSQVIST, G.; RACK, F.; STAUBWASSER, M.; SCHNEIDER, R.R. & STEIG,, E.J. (2004): Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 243 – 255
- MILKERT, D. (1994): Auswirkungen von Stürmen auf die Schlicksedimente der westlichen Ostsee. *Berichte – Reports, Geologisch-Paläontologisches Institut, Nr. 66, Kiel*
- MITHEN, S. (2003): *After the ice. A global human history 20000 – 5000 BC.* London
- MORGAN, R.P.C. (1999): *Bodenerosion und Bodenerhaltung.* Stuttgart
- MOSIMANN, T. (2002): Modellierung des Landschaftshaushaltes. *Geographische Rundschau*, 54, H. 5, 45 – 50
- NADEAU, M.J.; SCHLEICHER, M.; GROOTES, P.M.; ERLKENKEUSER, H.; GOTTDANG, A.; MOUS, D.J.W.; SARNTHEIN, J.M. & WILLKOMM, H. (1997): The Leibnitz-Labor AMS facility at the Christian-Albrechts-University, Kiel, Germany. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, B.123, 22 – 30
- NEAL, A. (2004): Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth Science Reviews*, 66, 261 – 330
- NEGENDANK, J.F.W. (2002): Holocene climatic history of northern Europe – the evidence from lake deposits. In: WERFER, G.; BERGER, W.; BEHRE, K.-E. & JANSEN, E. (eds.): *Climate development and history of the north Atlantic realm*, Berlin, Heidelberg, 175 – 190
- NEGENDANK, J.F.W. (2004): The Holocene: Considerations with regard its climate and climate archives. In: FISCHER, H.; KUMKE, T.; LOHMANN, G.; FLÖSER, G.; MILLER, H.; VON STORCH, H.; NEGENDANK, J. F. W. (eds.): *The Climate in Historical Times: Towards a Synthesis of Holocene Proxy Data and Climate Models*, Berlin, 1-12
- NILLER, .H.-P. (1998): *Prähistorische Landschaften im Lößgebiet bei Regensburg – Kolluvien, Auenlehme und Böden als Archive der Paläoumwelt.* Regensburger Geographische Schriften, H. 31, Regensburg
- OTVOS, E.G. (2005): Beach Ridges. In: SCHWARTZ, M.L. (ed.): *Encyclopedia of coastal science*, Dordrecht, 172 – 177
- OVERBECK, F. (1975): *Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte.* Neumünster
- PFISTER, C. (1985): *Bevölkerung, Klima und Agrarmodernisierung 1525 – 1860. Das Klima der Schweiz 1525 – 1860 und seine Bedeutung in der Geschichte der von Bevölkerung und Landwirtschaft.* Bern, Stuttgart
- PILLANS, B. & NAISH, T. (2004): Defining the Quaternary. *Quaternary Science Reviews*, 23, 2271 – 2282
- PIOTROWSKI, J.A. (1991): *Quartär- und hydrogeologische Untersuchungen im Bereich der Bornhöveder Seenkette, Schleswig-Holstein.* *Berichte – Reports, Geologisch-Paläontologisches Institut, Nr. 43, Kiel*

- PLOTROWSKI, J.A. (1993): Salt diapirs, pore-water traps and permafrost as key controls for glaciotectonism in the Kiel area, northwest Germany. In: ABER, J.S. (ed.): Glaciotectonics and mapping glacial deposits, Winnipeg, 86 – 98
- PLATE, E. & GERLINGER, K. (1995): Erosion von Landflächen. Geographische Rundschau, 47, H. 12, 692 – 699
- POTT, R. (2000): Die Entwicklung der europäischen Buchenwälder in der Nacheiszeit. In: BAYRISCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN (Hrsg.): Entwicklung der Umwelt seit der letzten Eiszeit. Rundgespräche der Kommission für Ökologie, Bd. 18, 49 – 75
- PRANGE, W. (1987): Gefügekundliche Untersuchungen der weichseleiszeitlichen Ablagerungen an den Steilufeln des Dänischen Wohlds, Schleswig-Holstein. Meyniana, 39, 85 – 110
- PRASUHN, V. & SCHAUB, D. (1991): The different erosion dynamics of loess and clay soils and the consequences for soil erosion control. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd. 83, 127 – 134.
- PURSER, K.H.; SMICK, T.H.; LITHERLAND, A.E.; BEUKENS, R.P.; KIESER, W.E. & KILIUS, L.R. (1988): A third generation ¹⁴C accelerator mass spectrometer. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, B. 35, 184 – 291
- RAPP, G.R. & HILL, C.L. (1998): Geoarchaeology: The earth-science approach to archaeology interpretation. New Haven, London
- READING, H.G. (1996): Sedimentary environments and facies. Oxford
- REIß, S. (2005): Langfristige Wirkungen der Landnutzung auf den Stoffhaushalt in der Dithmarscher Geest seit dem Neolithikum. EcoSys, Suppl. Bd. 44, Kiel
- REIß, S.; KELM, R. & BORK, H.-R. (2006): Economics and environmental changes during the Funnel Beaker Culture - investigations in the valley of the Gieselau near Albersdorf, Schleswig-Holstein (Germany). In: Environmental Archaeology. The Journal of Human Palaeoecology. (Im Druck).
- REYNOLDS, J.M. (1997): An introduction to applied and environmental geophysics. Chichester
- REYNOLDS, S.G. (1974): A note on the relationship between size of area and soil moisture variability. Journal of Hydrology 22, 71 – 76
- RICHTER, G. (1998): Bodenerosion und Kulturlandschaft. In: RICHTER, G. (Hrsg.): Bodenerosion – Analyse und Bilanz eines Umweltproblem, Darmstadt, 83 – 94
- ROBERTS, N. (2002): The Holocene – an environmental history. 2nd ed., Oxford
- ROHDENBURG, H. (1969): Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen an Beispielen aus Westafrika, besonders aus dem Schichtstufenland Südost-Nigerias. Giessener Geographischen Schriften, H. 20, 57 – 152. Gießen.
- ROHDENBURG, H. (1971): Einführung in die Klimagenetische Geomorphologie. Gießen.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1968): Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? Göttinger Bodenkundliche Berichte, 6, 127 – 212

- ROTH, R. (1996): Einige Bemerkungen zur Entstehung von Sommerhochwasser aus meteorologischer Sicht. Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung, 37, 241 – 245
- ROWELL, D.L. (1997): Bodenkunde: Untersuchungsmethoden und ihre Anwendung. Berlin, Heidelberg, u.a.
- RUSSOK, CHR. & BORK, H.-R. (2005): Fluvial and littoral process dynamics in a glacial landscape section (Schleswig-Holstein, Germany). In: ZGLOBICKI, W. & REJMAN, J. (eds.): Human impact on sensitive geosystems. Marie Curie-Sklodowska University Press, 105 – 119
- RUSSOK, CHR. & BORK, H.-R. (2006): Das Sturmhochwasser der Ostsee im Jahr 1872 in der Eckernförder Bucht. In: BORK, H.-R. (Hrsg.): Landschaft und Mensch, Darmstadt. (Im Druck)
- RUSSOK, CHR.; WERBAN, U. & BORK, H.-R. (2006): Characterisation of stratigraphy and process morphology by ground penetrating radar (GPR) under consideration of Pleistocene and Holocene soil substrates in Schleswig-Holstein (Germany). In press
- SAUER, D. & FELIX-HENNINGSEN, P. (2004): Application of ground-penetrating radar to determine the thickness of Pleistocene periglacial slope deposits. Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 167, 752 – 760
- SAURER, H. & BEHR, F.-J. (1997): Geographische Informationssysteme: Eine Einführung. Darmstadt
- SCHATZ, T. (2000): Untersuchungen zur holozänen Landschaftsentwicklung Nordostdeutschlands. ZALF-Bericht Nr. 41, Müncheberg
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1998): Lehrbuch der Bodenkunde. 14. Aufl., Stuttgart
- SCHIMMING, C.G. & BLUME H.P. (1993): Exkursion A – Landschaften und Böden Ostholsteins. Mitteilungen Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, Exkursionsführer Jahrestagung 1993, 70, 47 – 78
- SCHLEICHER, M.; GROOTES, P.M., NADEAU, M.-J. & SCHOON, A. (1998): ¹⁴C backgrounds and their components at the Leibnitz AMS facility. In: LONG, A & JULL, A.J.T (eds.): Proceeding of the 16th International ¹⁴C Conference. Radiocarbon, 40(1), 85 – 93
- SCHLICHTING, E.; BLUME, H.-P. & STAHR, K. (1995): Bodenkundliches Praktikum. 2. Aufl., Berlin, Wien, u.a.
- SCHMIDT, G.A.; SHINDELL, D.T.; MILLER, R.L.; MANN, M.E. & RIND, D. (2004): General circulation modelling of Holocene climate variability. Quaternary Science Reviews, 23, 2167 – 2181
- SCHMIDTCHEN, G. & BORK, H.-R. (2003): Changing human impact during the period of agriculture in Central Europe; The case study Biesdorfer Kehlen, Brandenburg, Germany. In: LANG, A., HENNRICH, K. & DIKAU, R. (eds.): Long term hillslopes and fluvial system modelling. Concepts and case studies from Rhine river catchment. Lecture notes in earth sciences, Vol. 101, 195 – 224
- SCHMIDTCHEN, G.; BLAGOJE, G. & BORK, H.-R. (2003a): Besiedlung, Bodenerosion und Wasserhaushalt – Die Entwicklung einer Insel im Oderbruch bei Rathsdorf in Ostbrandenburg. In: BORK, H.-R.; SCHMIDTCHEN, G. & DOTTERWEICH (Hrsg.): Bodenbildung, Bodenerosion und Reliefentwicklung im Mittel- und Jungholozän Deutschlands. Forschungen zur Deutschen Landeskunde, Bd. 253, 195– 212, Flensburg

- SCHMIDTCHEN, G.; LIESE, C. & BORK, H.-R. (2003b): Boden- und Reliefentwicklung am Woseriner See in Mecklenburg-Vorpommern. In: BORK, H.-R.; SCHMIDTCHEN, G. & DOTTERWEICH (Hrsg.): Bodenbildung, Bodenerosion und Reliefentwicklung im Mittel- und Jungholozän Deutschlands. Forschungen zur Deutschen Landeskunde, Bd. 253, 213 – 228, Flensburg
- SCHMIDTKE, K.D. (1995): Die Entstehung von Schleswig-Holstein. 3. Aufl., Neumünster
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1994): Klimatologie. Stuttgart
- SCHROEDER, F.-G. (1998): Lehrbuch der Pflanzengeographie. Wiesbaden
- SCHUMM, S.A. (1977): The fluvial system. London
- SCHWARZ- VON RAUMER, H.-G. (1999): Integration ökonomischer und ökologischer Module in einem GIS-gestützten Landschaftsmodell. In: DABBERT, S.; HERRMANN, S.; KAULE, G. & SOMMER, M. (Hrsg.): Landschaftsmodellierung für die Umweltplanung. Berlin, Heidelberg, u.a., 126 – 131
- SCHWARZER, K.; GRETT, D. & DETTE, H.-H. (1997): Vorstranddynamik einer tidenfreien Küste. Abschlussbericht zum KFKI-Projekt (Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen) Nr. 34, Kiel
- SCHWERTMANN, U.; VOGL, W. & KAINZ, M. (1987): Bodenerosion durch Wasser – Vorhersage des Abtrags und Bewertung von Gegenmaßnahmen. Stuttgart
- SEMMELE, A. (1995): Bodenkundliche Hinweise auf Ackernutzung und intensive Bodenerosion um 8000 B.P. im Rhein-Main-Gebiet. Archäologisches Korrespondenzblatt, 25, 157 – 163
- SEMMELE, A. (1996): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. 5. Aufl. (= KOHLHEPP, G.; LEIDELMAIR, A. & SCHOLZ, F. (Hrsg.): Erdkundliches Wissen, H. 30, Stuttgart)
- SEMMELE, A. (2000): Holozäne Umweltentwicklung im Spiegel der Böden. In: BAYRISCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN (Hrsg.): Entwicklung der Umwelt seit der letzten Eiszeit. Rundgespräche der Kommission für Ökologie, Bd. 18, 129– 136
- SICK, W.-D. (1983): Agrargeographie. Darmstadt
- SIEGRIST, S. (2004): Aktuelle Erodierbarkeit von Böden in verschiedenen Landschaftstypen der Schweiz – Methoden und Modelle. Dissertation der Universität Basel
- SMED, P. (1998): Die Entstehung der dänischen und norddeutschen Rinnentäler (Tunneltäler) – Glaziologische Gesichtspunkte. Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 48, 1 – 18
- SMED, P. (2002): Steine aus dem Norden. 2. Aufl., Berlin, Stuttgart
- SPOSITO, G. (1998): Bodenchemie. Stuttgart
- STENZEL, B. (1989): Böden des Versuchsgutes Lindhof an der Eckernförder Bucht und deren ökologische Bewertung. Diplomarbeit des Instituts für Pflanzenernährung und Bodenkunde, Universität Kiel
- STERR, H. (1993): Der Einfluß von Klimavarianz auf die rezente Morphodynamik der deutschen Ostseeküste. In: SCHNELLNHUBER, H.-J. & STERR, H. (Hrsg.): Klimaänderung und Küste, Berlin, Heidelberg, New York u.a., 153 – 173

- STEIN, J.K. (2001): Archaeological sediments in cultural environments. In: STEIN, J.K. & FARRAND, W.R. (eds.): Sediments in archaeological context. Salt Lake City, 1 – 28
- STEINHARDT, U. (1999): Die Theorie der geographischen Dimension in der Angewandten Landschaftsökologie. In: SCHNEIDER-SLIWA, R.; SCHAUB, D. & GEROLD, G. (Hrsg.): Angewandte Landschaftsökologie. Grundlagen und Methoden. Berlin, Heidelberg u.a., 47 – 64
- STEINHAUSER, H. & LANGBEHN, C. (1971): Das Institut für landwirtschaftliche Betriebs- und Arbeitslehre mit dem Versuchsgut Lindhof. Christiana Albertina, H. 11, 71 – 76, Neumünster
- STEPHAN, H.-J. (2003): Zur Entstehung der nacheiszeitlichen Landschaft Schleswig-Holsteins. Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig-Holstein, Bd. 68, 101 – 118
- STEPHAN, H.-J. & MENKE, B. (1977): Untersuchungen über den Verlauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd. 27, 12 – 28
- STEWIG, R. (1982): Landeskunde von Schleswig-Holstein. 2. Aufl., Berlin, Stuttgart
- STRUVE, K.W.; HINGST, H. & JANKUHN, H. (1979): Von der Bronzezeit bis zur Völkerwanderungszeit. Neumünster
- STUIVER, M.; REIMER, P.J.; BARD, E.; BECK, J.W.; BURR, G.S.; HUGHEN, K.A.; KROMER, B.; MCCORMAC, G.; VAN DER PLICHT, J. & SPURK, M. (1998): INTERCALL98 radiocarbon age calibration, 24,000 – 0 cal BP. Radiocarbon, 40, 1041 – 1983
- SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (2001): Landschaftsökologische Moorkunde. 2. Aufl., Stuttgart
- SZIBALSKI, M. (2000): Großmaßstäbige Regionalisierung labiler Bodenkennwerte in standörtlich hochdiversen Kulturlandschaften. Dissertation der Justus-Liebig- Universität Gießen
- TINAPP, C. (2002): Geoarchäologische Untersuchungen zur holozänen Landschaftsentwicklung der südlichen Leipziger Tieflandsbucht. Trierer Geographische Studien, 26, Trier
- THIEMEYER, H. (1989): Holozäne Dellenentwicklung durch Bodenerosion – Beispiele aus Lößgebieten. Bayreuther Geowissenschaftliche Arbeiten, 14, 95 – 102
- THOME, K.N. (1997): Einführung in das Quartär. Berlin, Heidelberg u.a.
- TRENHAILE, A.S. (2005): Beach sediment characteristics. In: SCHWARTZ, M.L. (ed.): Encyclopedia of coastal science, Dordrecht, 177 – 179
- TUCKER, M.E. (1985): Einführung in Sedimentpetrologie. Stuttgart
- ULRICH, B. & SUMNER (1991): Soil acidity. Berlin, Heidelberg, New York
- U.S DEPARTMENT OF AGRICULTURE (2000): Munsell Soil Color Charts. New Windsor.
- VAN DER WATEREN, F.M. (2005): Ice-marginal terrestrial landsystems: southern Scandinavian ice sheet margin. In: EVANS, D.J.A. (ed.): Glacial landsystems. London, New York, 166 – 203
- VINX, R.; GRUBE, A. & GRUBE, F. (1997): Vergleichende Lithologie, Geschiebeführung und Geochemie eines Prä-Elster 1-Tills von Lieth bei Elmshorn. In: Leipziger Geowissenschaften, Bd. 5, 83 - 103

- VOSSMERBÄUMER, H. (1991): Geologische Karten. 2. Aufl., Stuttgart
- WAGNER, G.A. (1995): Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten: physikalische und chemische Uhren in Quartärgeologie und Archäologie. Stuttgart
- WALTER, R. (1995): Geologie von Mitteleuropa. 6. Aufl., Stuttgart
- WATCHMAN, A.L. & TWIDALE, C.R. (2002): Relative and absolute dating of land surfaces. *Earth Science Reviews*, 58, 1 – 49
- WALTER, H. (1986): Allgemeine Geobotanik. 3. Aufl., Stuttgart
- WALTHER, M. (1989): Jungpleistozäne und frühholozäne geomorphologische und vegetationsgeschichtliche Entwicklung Schwansens (Schleswig-Holstein). Berlin
- WALTHER, M. (1992): Untersuchungsergebnisse zur Entwicklung des Goos-See-Beckens und der Kronsbek-Mündung südlich bis östlich Eckernförde (Schleswig-Holstein). *Praxis Landeskunde*, 1/1992, 157 – 171
- WEIKINN, C. (1958): Quellentexte zur Witterungsgeschichte Mitteleuropas von der Zeitwende bis zum Jahr 1850. Bd. I: Hydrographie, 1: Zeitwende bis 1500. Berlin
- WERBAN, U. (2005): Geophysikalische Erfassung von Feuchte- und Substratheterogenitäten im Boden auf unterschiedlichen Skalen. Dissertation der Christian-Albrechts Universität Kiel
- WERBAN, U.; RUSOK, CHR. & RABEL, W. (2005): Usage of GPR for reconstruction of landscape history. In press
- WEVER, T.F.; MILKERT, D.; FIEDLER, H.M.; ABEGG, F. & STENDER, I.H. (1996): Die Eckernförder Bucht – Eine Übersicht. Forschungsbericht FB 1996-4 der Forschungsanstalt der Bundeswehr für Wasserschall und Geophysik (FWG), Kiel
- WIEDERHOLD, H.; AGSTER, G.; GABRIEL, G.; KIRSCH, R.; SCHENCK, P.-F.; SCHEER, W. & VOSS, W. (2002): Geophysikalische Erkundung eiszeitlicher Rinnen im südlichen Schleswig-Holstein. *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, 48(1), 13 – 26
- WIETHOLD, J. (1998): Studien zur jüngeren postglazialen Vegetations- und Siedlungsgeschichte im östlichen Schleswig-Holstein. *Universitätsforschungen zur prähistorischen Archäologie*, Bd. 45, Bonn.
- WILLROTH, K.-H. (1992): Untersuchungen zur Besiedlungsgeschichte des Landes Angeln und Schwansen von der älteren Bronzezeit bis zum Frühmittelalter. Neumünster
- WOLDSTEDT, P. (1926): Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*. 77, 172 – 184
- WOLDSTEDT, P. (1954): Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. *Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd. 4/5, 34 – 48
- WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. 3. Aufl., Stuttgart
- ZIEGLER, B. (2004): Rückgang der Steilufer an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. Unveröffentlichter Bericht des Landesamts für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein – Abteilung Gewässer.

ZIOGAS, G. (1995): Geologie und Böden der Versuchsbetriebe Lindhof und Hohenschulen der Christian-Albrechts Universität zu Kiel. Quartärgeologische und bodenkundliche Kartierung, Genese, Vergesellschaftung, Ökologie, Funktionen. Dissertation der Christian-Albrechts Universität Kiel

ZUSCHIN, M.; STACHOWITSCH, M. & STANTON, R.J. (2003): Patterns and processes of shell fragmentation in modern and ancient marine environments. *Earth Science Reviews*, 63, 33 – 82

Erklärung zur Dissertation

Hiermit erkläre ich, dass ich die Dissertation mit dem Titel "**Prozessspuren in der Landschaft – Aspekte des fluviatilen und litoralen Responssystems am Beispiel eines weichseleiszeitlich geprägten Landschaftsausschnittes in Schleswig-Holstein**" selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt und die aus fremden Quellen direkt oder indirekt übernommenen Gedanken als solche kenntlich gemacht habe.

Die Dissertation habe ich bisher keinem anderen Prüfungsamt in gleicher oder vergleichbarer Form vorgelegt. Sie wurde bisher auch nicht veröffentlicht.

Kiel, 04. Mai 2006

A handwritten signature in black ink, reading "Christian Russok". The signature is written in a cursive style with a large, stylized 'K' at the end.

(Christian Russok)

Lebenslauf

Persönliche Daten

geboren am 23. November 1965 in Bottrop
deutsche Staatsangehörigkeit
verheiratet, ein Kind

Schulbildung

1973 – 1987 Grundschule, Realschule und Gesamtschule
Abschluss: Allgemeine Hochschulreife

Hochschulausbildung

1987 – 1998 Studium der Angewandten Physischen Geographie, Chemie und Ozeanographie in Bochum, Kiel, Münster und Trier
Diplomarbeit: "Der Einsatz verschiedener Methoden zur Effektivitätskontrolle der N₂-Fixierung bei *Phaseolus vulgaris* und *Vigna radiata* unter Berücksichtigung der Bodenfruchtbarkeit und Ernährungssicherung in den Trockengebieten SE-Kenya"
Abschluss: Diplom-Geograph, Studienrichtung Angewandte Physische Geographie

Wissenschaftliche Tätigkeiten

1996 Tätigkeit als studentische Hilfskraft in der Abteilung Bodenkunde der Universität Trier
1998 – 2000 wissenschaftlicher Mitarbeiter in der Abteilung für Kultur- und Regionalgeographie der Universität Trier: Forschungsprojekt "Ökophysiologie angepasster Kultur- und Weidepflanzen sowie Maßnahmen zur nachhaltigen Verbesserung der Bodenfruchtbarkeit im Agrosahel SE-Kenya"
1998 – 2000 Lehrbeauftragter an der Universität Trier
2000 – 2002 wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Agrarkulturchemie der Universität Bonn: Forschungsprojekt "Modellentwicklung zur regionalen Vorhersage der N₂O-Emissionen aus bodenchemischen und bodenphysikalischen Parametern unter spezieller Berücksichtigung des oberflächennahen N₂O-Gehalts der Böden"
seit März 2002 wissenschaftlicher Mitarbeiter und Promotion am Ökologie-Zentrum Kiel zum Forschungsprojekt "Untersuchungen zur klima- und landnutzungsbedingten Bodenerosion am Versuchsgut Lindhof"
März 2006 bis
Mai 2006 wissenschaftlicher Mitarbeiter im Archäologischen Landesamt Schleswig-Holstein