

## Naturwissenschaftliche Untersuchungen zum Weichselspätglazial in der Niederlausitz bei Cottbus (Land Brandenburg)

Beiträge eines Arbeitstreffens, das unter dem Thema „Naturwissenschaftliche Untersuchungen zur Stratigraphie und Ökologie des Weichselspätglazials im Tagebau Cottbus-Nord“ vom 24.–26.10.1997 in Cottbus in der Außenstelle des Brandenburgischen Landesmuseums für Ur- und Frühgeschichte stattfand.

R. KÜHNER, A. HILLER und F.W. JUNGE: Die spätweichselzeitlichen Ablagerungen der Spree im Tagebau Cottbus-Nord und ihre zeitliche Einordnung unter besonderer Berücksichtigung von ersten <sup>14</sup> C-Daten an Hölzern . . . . .	8
D. NEUBAUER-SAURER: Holozäne Erosion und Akkumulation der alten Spree im Gebiet um Cottbus . . . . .	21
Y. GAUTIER: Feuerstellen, Dünen, Wald: Bausteine einer spätglazialen Landschaft im Tagebau Cottbus-Nord . .	29
M. SPURK, B. KROMER und P. PESCHKE: Dendrochronologische, palynologische und Radiokarbon-Untersuchungen eines Waldes aus der Jüngerer Tundrenzeit . . . . .	34
F. BITTMANN und C. PASDA: Die Entwicklung einer Düne während der letzten 12.000 Jahre – Untersuchungsergebnisse von Groß Lieskow (Stadt Cottbus) in der Niederlausitz . . . . .	39

**Zusammenfassung:** Durch die industrielle Gewinnung von Braunkohle ist im Tagebau Cottbus-Nord der Schwemmfächer aufgeschlossen, den die Spree in die Niederung des Baruther Urstromtals schüttete. Die Basis der hier vorgestellten Folge bilden während des hochglazialen Brandenburger Stadiums durch *braided river* gebildete Schmelzwasserschotter („Jüngerer Baruther Urstrom“) und Sedimente („Unterer Spreeschwemmfächer“), die nur von kurzen Erosionsperioden unterbrochen wurden. Der Beginn des Spätglazials ist durch eine Erosionsphase mit geringen Eintiefungen gekennzeichnet, die vereinzelt aber auch weitaus größere Beträge erreichten. Die Entwicklung zum mäandrierenden Flußsystem mit einzelnen Abflußrinnen führte zur Bildung des spätglazialen „Oberen Spreeschwemmfächers“. Durch <sup>14</sup>C-Daten und Pollenanalyse datiert, bildete sich in der Ältesten Dryas-Zeit und im Bölling-Interstadial ein organogener Horizont („Liegende Mudde“), dessen Lagerung durch kryogene Störungen charakterisiert ist. Nach der Bildung dieses Horizonts entstanden erste, mehrere Meter mächtige Dünen, die zum Teil bis über das Mittelalter hinaus landschaftsprägend weiterbestanden. Im oberen Abschnitt des Schwemmfächers befinden sich weitere organogene Horizonte („Hangende Mudde“), deren Bildung nach <sup>14</sup>C-Daten und der Pollenanalyse im Alleröd-Interstadial begann und die zum Teil bis in die Jüngere Dryas-Zeit hinein die Oberfläche darstellten. Hier ließen sich zahlreiche Hölzer mit Wurzeln dokumentieren, die einen durch <sup>14</sup>C-Daten an das Ende der Jüngerer Dryas-Zeit datierten und vor allem aus Kiefern bestehenden, gut mit Wasser versorgten, lockeren Baumbestand zeigen, der auf gemäßigte Temperaturen in der warmen Jahreszeit weist. Diesen Horizont bedecken fluviale Sande, die bis in die jüngste Vergangenheit akkumuliert wurden. Zahlreiche rinnenförmige Strukturen belegen örtlich begrenzte Erosionsphasen, die von der Jüngerer Dryas-Zeit bis ins jüngere Holozän hinein vorkamen.

## Die spätweichselzeitlichen Ablagerungen der Spree im Tagebau Cottbus-Nord und ihre zeitliche Einordnung unter besonderer Berücksichtigung von ersten $^{14}\text{C}$ -Daten an Hölzern

*von Ralf Kühner, Senftenberg, Achim Hiller, Halle und Frank Wolfgang Junge, Leipzig*

### 1. Einleitung

Die ca. 100 km südlich von Cottbus im Oberlausitzer Bergland entspringende Spree schüttete seit ihrem Durchbruch durch den Niederlausitzer Grenzwall vor etwa 20.000 Jahren (Cepek 1965) einen ausgedehnten Schwemmfächer in die Niederung des Baruther Urstromtales. Er beginnt unmittelbar hinter ihrem Durchbruchstal durch den Höhenzug des Niederlausitzer Grenzwalls bei Spremberg und erstreckt sich nach Norden bis in den Raum Peitz, in Richtung Westen bis in die Gegend um Burg (Nowel, Atanasow u. Erd 1972). Nordöstlich von Cottbus ist der östliche Teil des Schwemmfächers durch die kilometerlangen Abbaustrossen des Tagebaues Cottbus-Nord (Betriebsdirektion Jänschwalde/Cottbus-Nord der Lausitzer Braunkohle-AG) in Superposition aufgeschlossen und wird somit einer detaillierten Betrachtung zugänglich. Aufbauend auf den Kartierungen der Spreeablagerungen von Keilhack u. Tornow (1922), der stratigraphischen Einstufung von Cepek (1965) sowie den Untersuchungen von Nowel, Atanasow u. Erd (1972) im Raum Cottbus erfolgte durch Kühner (1991, 1995) eine erste Beschreibung und Gliederung dieser im Tagebau Cottbus-Nord großräumig aufgeschlossenen fluvialen Serie.

Im Rahmen der archäologischen Sondierungen und Ausgrabungen im Vorfeld des Tagebaues durch das Referat Braunkohle des Brandenburgischen Landesmuseums für Ur- und Frühgeschichte sind im spätweichselzeitlichen und holozänen Abschnitt des Spreeschwemmfächers umfangreiche Detailuntersuchungen durchgeführt worden, die vielfältige neue Erkenntnisse über Stratigraphie, Ökologie und Besiedlungsgeschichte dieses Gebietes lieferten. Um Informationen zum zeitlichen Ablauf des Sedimentationsgeschehens zu erlangen, wurden von den Autoren umfangreiche  $^{14}\text{C}$ -Untersuchungen begonnen. Dazu erfolgte im Zeitraum 1995–97 eine Bemusterung der organogenen Schichten hinsichtlich Mächtigkeit und horizontaler Ausprägung sowie die Probenahme von geeignetem Datierungsmaterial. Die Entnahmepunkte der einzelnen Proben an den aktiven Tagebauböschungen lagen bis zu 1.800 m voneinander entfernt. Infolge des Verbiebsfortschrittes von 60 bis 120 m konnte im Verlauf von drei Bemusterungen auch die räumliche Ausbildung der spätweichselzeitlichen bis holozänen Schichtenfolge erfaßt werden. Damit liegen repräsentative Aussagen für eine Fläche von ca. 250.000 m<sup>2</sup> vor.

### 2. Charakterisierung des Probematerials für $^{14}\text{C}$ -Untersuchungen

Die  $^{14}\text{C}$ -Untersuchungen erfolgten an Hölzern aus den Sedimenten des Oberen Spreeschwemmfächers, vorwiegend aus den Bereichen der Liegenden und Hangenden Mudde (siehe unten). Im Oberen Spreeschwemmfächer sind zahlreiche Hölzer eingebettet, die sowohl in den Sanden als auch in den Mudden zu finden sind. Dabei haben wir häufig gut erhaltene Baumstämme (horizontal bzw. lateral liegende Stämme oder Baumstubben bis max. 40 cm Durchmesser!) angetroffen. Mehr oder weniger stark verwitterte Holzreste kommen seltener vor. Von besonderer Bedeutung für die zeitliche Einordnung der Sedimentfolge sind aufrechtstehende Baumstubben, die als autochthone Bildungen bevorzugt im Bereich der Hangenden Mudde auftraten. Für die innerhalb der fluvialen Sande liegenden Baumstämme und Holzreste ist eine allochthone Position zu vermuten. Diese sind wahrscheinlich bei Hochwasser- bzw. Überflutungsereignissen der Spree außerhalb ihres aktiven Flußlaufes verfrachtet und sedimentiert worden, wobei nur geringe Transportwege anzunehmen sind.

Bei den Stämmen handelt es sich neben einigen Birken vorwiegend um Kiefern (Tab. 1), die zwei interessante Merkmale aufweisen, wie auch Spurk u. Kromer (1997) feststellten: (1) z.T. relativ breite Jahrringe; (2) ein flaches, tellerförmiges Wurzelgeflecht bei *in situ* Baumstubben. Beides deutet darauf hin, daß günstige Wachstumsverhältnisse und ein ausreichender Wasserhaushalt vorhanden waren. Insgesamt liegen derzeit  $^{14}\text{C}$ -Alterswerte von 24 Holzproben vor, die mit einigen näheren Angaben und den botanischen Bestimmungen in Tab. 1 zusammengefaßt sind.

Tab. 1. Übersicht der vorliegenden  $^{14}\text{C}$ -Alterswerte aus dem Tagebau Cottbus-Nord.

Probe	Material (Ø in cm)	Baumart	Lab-no.	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	$^{14}\text{C}$ -Alter (Tr $\pm 1\sigma$ )	Bemerkungen
Cott-1A	H; Einzelstücke	<i>Betula</i>	LZ-1218	-29,2	11.660 $\pm$ 85	ca. 1,8 m dicke Muddebank, durch Sande getrennt(?), Proben aus unterer Lage, 60 cm mächtig:  0–5 cm
Cott-1E	H; Einzelstücke	<i>Pinus</i>	LZ-1219	-27,3	11.570 $\pm$ 85	
Cott-1F	H; Einzelstücke	Laubholz	LZ-1220	-28,65	11.620 $\pm$ 85	
Cott-2A	H; Ø 30; inn. Ringe	<i>Pinus</i>	LZ-1257	-26,0	10.270 $\pm$ 80	1,2 m unter Mudde; 99 Jahrringe  "  "  "
Cott-2A †	"	"	LZ-1268	-25,85	10.240 $\pm$ 85	
Cott-2B	H; Ø 30; äuß. Ringe	<i>Pinus</i>	LZ-1258	-28,95	9.880 $\pm$ 80	
Cott-2B †	"	"	LZ-1314	-24,45	9.855 $\pm$ 85	
Cott-3	H; Reste	<i>Pinus</i>	LZ-1259	-26,4	10.220 $\pm$ 80	ca. 3,6 m unter Mudde
Cott-4	H; Einzelstücke	<i>Pinus</i>	LZ-1365	-26,05	11.600 $\pm$ 100	in Mudde
Cott-5	H; Ø 30; inn. Ringe	<i>Pinus</i>	LZ-1260	-26,35	10.980 $\pm$ 80	auf Mudde
Cott-6	H; Aststück ?	<i>Pinus</i>	LZ-1364	-25,7	11.710 $\pm$ 80	40 cm unter Mudde (Cott-4)
Cott-7	H; Aststück ?	<i>Salix</i> ?	LZ-1261	-28,0	11.650 $\pm$ 85	25 cm unter Mudde (1 m über Cott-6)
Cott-8	H; Ø 40; inn. Ringe	<i>Pinus</i>	LZ-1262	-26,1	11.540 $\pm$ 85	Stubben; über Mudde, in Sanden
Cott-15	H; Ø 10	<i>Betula</i>	LZ-1369	-28,6	12.080 $\pm$ 80	Stubben; dünne Muddelagen, durch Sand getrennt;  " (unter Cott-15) Unterkannte > 1m mächtige Mudde, (weit über Cott-15)
Cott-16	Holzreste	<i>Betula</i> ?	LZ-1368	-28,8	12.310 $\pm$ 80	
Cott-17	kleine Äste	<i>Salix</i> ?	LZ-1412	-30,1	11.630 $\pm$ 80	
Cott-18	H; kl. Stamm, Ø ?	<i>Betula</i>	LZ-1374	-28,3	10.680 $\pm$ 80	Oberkannte > 1m mächtige Mudde (wie Cott-18)
Cott-18 †	"	"	LZ-1407	-28,1	10.620 $\pm$ 70	
Cott-19	H; Ø 17	<i>Betula</i>	LZ-1375	-27,9	10.720 $\pm$ 75	ca. 3 m über Mudde, in Sanden (über Cott-18)
Cott-19 †	"	"	LZ-1409	-28,1	10.620 $\pm$ 65	
Cott-13a	H; Ø 20; inn. Ringe	<i>Pinus</i>	LZ-1378	-27,0	10.130 $\pm$ 75	75 cm dicke Mudde; ca. 60 Jahrringe
Cott-13b	T	—	LZ-1377	-30,4	11.500 $\pm$ 80	Torflage aus dieser Mudde; (unter Cott-13a)

Probe	Material (Ø in cm)	Baumart	Lab-no.	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	$^{14}\text{C}$ -Alter (Tr $\pm 1\sigma$ )	Bemerkungen
Cott-14a	H; kl. Stamm ?	<i>Betula</i>	LZ-1367	-29,15	10.350 $\pm$ 80	20 m neben Cott-13; Probe direkt über Torflage Cott-14b
Cott-14b	T	—	LZ-1413	-31,4	11.420 $\pm$ 70	
Cott-9a *	H; Ø 25	<i>Pinus</i>	LZ-1366	-25,8	10.100 $\pm$ 70	über Schluffmudde/Anmoor, in humosem Sand
Cott-10 *	H; Ø 17	n.b.	LZ-1263	-26,2	10.260 $\pm$ 80	über Schluffmudde/Anmoor, (wie Cott-9)
Cott-11 *	H; Stamm, Ø ?	n.b.	LZ-1264	-26,7	10.130 $\pm$ 80	in Schluffmudde/Anmoor,
Cott-12 *	Stamm Ø 18	<i>Pinus</i>	LZ-1411	-27,5	10.220 $\pm$ 65	in Schluffmudde/Anmoor, (wie Cott-11)
Cott-20	H; Ø 16	<i>Pinus</i>	LZ-1376	-26,9	11.600 $\pm$ 80	Unterkante einer Mudde
Cott-22 *	H; Ø <10	<i>Pinus</i>	LZ-1410	-26,9	10.320 $\pm$ 70	Basis Anmoor, unter Ton(?)schicht
Cott-23 *	H; Ø <10	<i>Pinus</i>	LZ-1408	-27,9	10.215 $\pm$ 70	in Ton(?)schicht (stratigraphisch über Cott-22)

H: Holz    T: (Moos)Torf    \*: Proben aus "begrabenem Wald" (s. Text)    † : Doppelanalyse    n.b.: nicht bestimmt

### 3. Die weichselzeitlichen Spreeablagerungen

#### 3.1. Der Untere Spreeschwemmfächer

Die Sedimente der Spree überlagern im Bereich des Tagebaus Cottbus-Nord die glazifluvialen Schmelzwasserschotter des „Jüngeren Baruther Urstroms“, der der Ersten Rückzugsstaffel des Brandenburger Stadiums entspricht (Marcinek 1961, Cepek 1965). Der Beginn der fluvialen Serie läßt sich anhand ihres typischen Geröllspektrums und einer dominanten, von Süd nach Nord gerichteten Schüttung sicher von den unterlagernden Urstromtalsanden abgrenzen (Kühner 1991).

Die ältesten Spreesedimente werden durch eine Wechselfolge dm-starker Lagen aus kiesigen Mittel- bis Grobsanden charakterisiert (Abb. 1). Sie entsprechen Ablagerungen, die von unregelmäßigen, verwilderten Flußsystemen (*braided river*) geschüttet werden. Innerhalb der ca. 5 m mächtigen Serie treten zahlreiche Eiskeilpseudomorphosen mit Längen bis max. 4 m in Erscheinung. Sie sind vielfach durch intraformationale Erosionen gekappt und weisen auf hochglaziale Bildungsbedingungen. Die Oberkante des Unteren Spreeschwemmfächers liegt bei max. 65 m NN, er entspricht dem Komplex der „2–3 m Terrasse“ (= 2. Rückzugsstaffel des Brandenburger Stadiums).

Obwohl die Spree bereits während der Haupteisrandlage des Brandenburger Stadiums (= Älterer Baruther Urstrom nach Marcinek 1961) den Niederlausitzer Grenzwall durchbrach, beginnt die Ablagerung fluvialer Sedimente im Bereich des östlichen Spreearmes erst wesentlich später. Die Ursache kann einerseits im anfänglich weiter westlich gelegenen Abfluß, andererseits auch in der Dominanz der abfließenden Schmelzwässer begründet sein. Erst „...nach Aufhören des Zuflusses über den Reicherskreuzer Sander...gewinnen die von der Spree zugeführten Wässer mehr und mehr an Bedeutung und drängen den Schmelzwasserstrom gegen den Taubendorfer und Reicherskreuzer Sander...“ (Marcinek 1961). Dieser Prozeß dokumentiert sich letztendlich in der ersten bedeutenden Aufschotterungsphase der Spree, die zur Bildung des Unteren Spreeschwemmfächers führt.

Die hauptsächlich akkumulative Tätigkeit hielt bis zum Ende des Weichselhochglazials an und wurde, wie die gekappten Eiskeilpseudomorphosen zeigen, durch kurze und untergeordnete Erosionsperioden unterbrochen. Da während der Maximalausdehnung der einzelnen Gletschervorstöße durch die stark verrin-

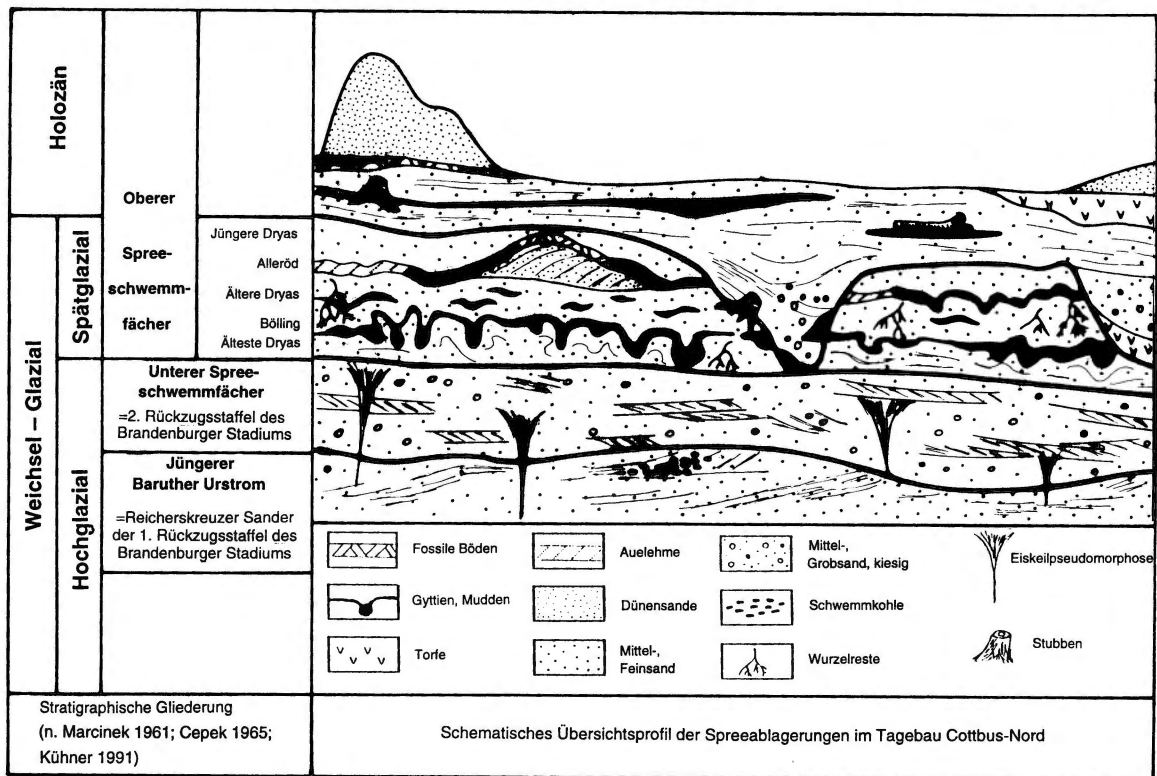


Abb. 1. Schematisches Übersichtsprofil der Spreeablagerungen im Tagebau Cottbus-Nord.

gerten Abflußmengen in den Flüssen nur noch sehr feines Material transportiert wird, ist die Aufschotterung des Unteren Spreeschwemmfächers vorwiegend in die Perioden des Eisabbaus der einzelnen Stadien zu legen. Innerhalb dieser Abschnitte nahm die Wasserführung enorm zu, gleichzeitig erhöhte sich die Schuttführung durch verstärkte Erosion im Oberlauf. Im Mündungsbereich der Spree in das Urstromtal verringert sich das Gefälle von 1,1 m/km auf 0,5 m/km. Damit sank die Transportkraft und der mitgeführte Schutt wurde abgelagert. Die im Hochglazial noch fehlende Vegetationsdecke begünstigte zudem ein ungehindertes Breitfließen, so daß ausgedehnte Schuttfächer entstehen konnten.

### 3.2. Der Obere Spreeschwemmfächer

Mit dem Einsetzen deutlich feinkörnigerer Schüttungen (Mittelsand, feinsandig) beginnt ein neuer Sedimentationszyklus, der durch eine Folge von Überflutungssedimenten aus vorwiegend limnisch-fluvialen Sanden mit teilweise stark kryogen deformierten organogenen Bildungen charakterisiert wird.

Die spätglaziale Sedimentation wird durch eine kurze Erosionsphase mit Eintiefungsbeträgen bis durchschnittlich 1 bis 3 m eingeleitet. Daneben treten sehr tiefe, rinnen- bis wannenförmige Übertiefungen auf, in denen die Basis des Oberen Spreeschwemmfächers einschließlich der eingelagerten Mudden bis 30 m absinken kann. Die Entstehung der bis 300 m breiten Strukturen ist durch fluviale Erosion nicht mehr zu erklären, möglicherweise spielen in den Sedimenten des Älteren Baruther Urstromtales bis ins Spätglazial erhalten gebliebene Toteisreste eine nicht unwesentliche Rolle. Derartige Lagerungsverhältnisse wurden bereits von Kühner (1991) beschrieben und traten auch während der Probenahme 1996/97 auf. Diese Strukturen, einschließlich der wesentlich flacheren fluvialen Rinnen, führen einerseits dazu, daß jun-

ge Hölzer und Mudden weit unterhalb älterer Horizonte liegen können und andererseits in die jüngeren Erosionsstrukturen auch ältere Hölzer eingelagert werden, die beim Durchschneiden entsprechender Horizonte aufgenommen wurden. Eine analoge Problematik ergibt sich auch für das Hangende des Oberen Spreeschwemmfächers, das intensiv durch sehr junge, wohl meist holozäne Flußrinnen durchschnitten ist (s. Beitrag Neubauer in diesem Band).

Die kurze Erosionsphase an der Wende Hoch-/Spätglazial, mit der die Bildung des Oberen Spreeschwemmfächers eingeleitet wird, steht nach Wolf u. Seifert (1991) in Zusammenhang mit intensiven frühlommerlichen Hochwässern zu dieser Zeit, welche von den Schmelzwässern der in den noch kalten Wintern ausschließlich als Schnee gefallenen Niederschläge gespeist wurden. Im Zuge der weiter voranschreitenden Erwärmung bildete sich eine immer dichter werdende Vegetationsdecke aus, die der flächenhaften Erosion entgegenwirkt und dadurch zur Verringerung der Schuttfracht in den Flüssen führt. Aus dem *braided river system* des vegetationslosen Hochglazials entwickelte sich so ein mäandrierendes Flußsystem mit einzelnen Abflußrinnen. Nach Mol (1995) ist dieser klimatisch bedingte Zusammenhang zwischen Klimafaktoren und Flußentwicklung eine von Polen bis in die Niederlande nachgewiesene, typische Erscheinung. Da das Aufschlußgebiet im Spätglazial außerhalb des aktiven Flußsystems lag, wurde es nur in Phasen größerer Überschwemmungen überflutet. Die Steigerung der Wasserführung bei gleichzeitiger Erhöhung der Sedimentfracht war vermutlich an die kälteren Abschnitte des Spätglazials gebunden und führte zur Sedimentation der Sande des Oberen Schwemmfächers. Die Mudden wurden dagegen in klimatisch günstigeren Abschnitten gebildet, als die Spree eine stark reduzierte Sediment- und Wasserführung aufwies. Vereinzelte sandig-schluffige Lagen und Linsen innerhalb der Mudden deuten auf wenig intensive und kurzzeitige Hochwasserereignisse in dieser Zeit, so daß die großräumige Versumpfung in erster Linie auf hohe Grundwasserstände zurückzuführen ist.

Die Sande sind überwiegend ungeschichtet bis schwach horizontal geschichtet und zeigen nur noch in cm-starken, rasch absetzigen Lagen eine undeutliche Kreuzschichtung. Im Gegensatz zum Unteren Spreeschwemmfächer tritt jetzt keine Folge übereinander liegender Sequenzen eines verwilderten Flußsystems mehr auf. Vielmehr dominieren aushaltende, relativ gleichmäßig ausgebildete Sande, die mit schluffigen, in der Regel stark organogenen Horizonten wechsellagern. Die Mächtigkeit der gesamten spätweichselzeitlichen Serie beträgt in Abhängigkeit von der im Holozän stattgefundenen Erosion bis zu 3,5 m.

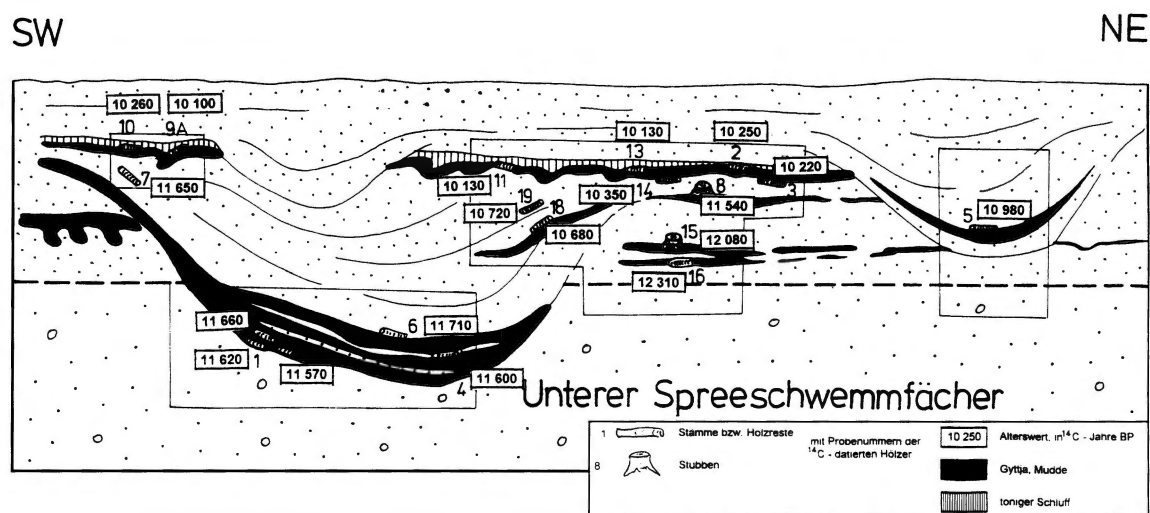


Abb. 2. Geologische Position und  $^{14}\text{C}$ -Daten der organogenen Ablagerungen innerhalb des Oberen Spreeschwemmfächers (schematischer Ausschnitt aus Abb. 1; die Zahlen entsprechen den Probennummern in Tab. 1).

Die Abfolge beginnt vielfach mit graubraunen Sanden, die in den oberen Bereichen geringe Anteile organogenen Materials in Form kleiner Muddeschmitzen und -butzen oder feinverteiltem Feindetritus enthalten. Mit einer relativ deutlichen Schichtgrenze beginnen Feindetritusmudden mit Mächtigkeiten bis 50 cm (Liegende Mudde). Ihr Basisbereich kann aus dunkelbraunen bis schwarzbraunen Schluffen bestehen, die in Mudden unterschiedlicher und lateral ständig wechselnder Zusammensetzung übergehen. Sie sind schwarz bis dunkelbraun gefärbt, mit blauschwarzen Schlieren und zahlreichen grauen Sandschmitzen. Häufig finden sich im unteren Drittel Lagen aus zusammengeschwemmten Holzresten (Zweige, Aststücke) und Pflanzenfasern. Die oberen Bereiche sind in der Regel als schwarze, schwarzbraune oder blauschwarze Feindetritusgyttjen mit grauen Feinsandschmitzen ausgebildet. Charakteristisch sind eine Vielzahl kryogener Lagerungsstörungen in Form von Tropfen- und Brodelstrukturen (Abb. 3).



Abb. 3. Kryogene Strukturen in der liegenden Mudde der spätweichselzeitlichen Schichtenfolge im Tagebau Cottbus-Nord.

Die Liegende Mudde war zeitweise über große Strecken aushaltend verbreitet und konnte auf mehr als 1.500 m Strossenlänge durchgängig verfolgt werden. In den jüngsten Aufschlußverhältnissen trat sie nur noch in sehr lückenhafter und geringmächtiger Verbreitung in Erscheinung. Die beiden ältesten  $^{14}\text{C}$ -Werte liegen bei  $12.310 \pm 80$  und  $12.080 \pm 80$   $^{14}\text{C}$  a BP und stammen aus zwei tiefliegenden dünnen, durch Sandlagen getrennten Muddeschichten. Sie entsprechen der Liegenden Mudde und bestätigen deren lokal noch böllingzeitliches Alter (Abb. 2, vgl. auch Beitrag Bittmann u. Pasda in diesem Band). Damit fällt der Beginn der Sedimentation des Oberen Spreeschwemmfächers in das frühe Spätglazial. Von der Spree sind aus diesem Zeitraum jedoch keine Flußrinnen an der Tagebauböschung bekannt geworden. Offenbar lag das Flußbett außerhalb des derzeitigen Aufschlußgebietes, so daß hier lediglich im Zuge großer Hochwasserereignisse sedimentiert wurde. Diese Überschwemmungen dokumentieren sich in den horizontal abgelagerten und weit verbreiteten Fein- und Mittelsanden. Hohe Grundwasserstände, häufige Überflutungen und kaum vorhandene Abflußmöglichkeiten führten letztendlich zu lang anhaltenden Versumpfungen auf den *flood plains*.

Mit der Pollenanalyse wird im Bereich der Liegenden Mudde eine Klimaentwicklung erfaßt, die von der subarktischen Kältesteppe mit geringen *Betula*- und *Pinus*-Anteilen zu kühlgemäßigten Verhältnissen



bei nahezu geschlossener Bewaldung geht (Tab. 2). Nach Seifert (in Kühner 1995) gehört der untere Bereich der Liegenden Mudde in die noch waldarme Zeit und ist somit von der Bildung älter als die bislang bekannten böllingzeitlichen  $^{14}\text{C}$ -Daten. Der Nichtbaumpollenanteil ist hoch, es treten nur wenige Formen der offenen Standorte auf. In den folgenden Abschnitten (Proben 2–4) erhöht sich der Anteil an *Betula* (mit Hinweis auf *Betula nana*) und *Pinus*. Der ebenfalls noch hohe Nichtbaumpollenanteil setzt sich im wesentlichen aus *Carex*, *Gramineae*, *Artemisia*, *Ericaceae*, *Umbelliferae* sowie einem geringen Anteil an Formen der offenen Standorte zusammen. Im oberen Teil des Muddehorizontes (Proben 5–7) wird eine stärkere Zunahme von *Pinus* sichtbar, die in Probe 7 Werte von 95,2 % erreicht. *Betula* geht dabei nach anfänglicher Steigerung bis zu 23,2 % auf 1,6 % zurück. Der gleichzeitige Rückgang der Nichtbaumpollen deutet auf die Ausbildung einer wohl geschlossenen Walddecke im Untersuchungsgebiet. Ein Nachweis der Bölling-Schwankung konnte im untersuchten Profil nicht erbracht werden, da u.a. das charakteristische Vorkommen von *Populus* fehlte und auch *Juniperus* und *Hippophaë* nur vereinzelt auftraten. Die kühlgemäßigten Klimaverhältnisse im oberen Abschnitt geben aber möglicherweise schon einen Hinweis für den Beginn der zu erwartenden Bölling-Schwankung.

Im Hangenden geht die Liegende Mudde in einen gelbbraunen, ca. 50 bis 80 cm mächtigen Mittelsand über, der verschiedentlich auch als Feinsand oder Grobsand mit geringen kiesigen Anteilen ausgebildet ist. Fast immer sind cm-starke Schluff-, Mudde- und Torflagen vorhanden, die in ihrer lateralen Ausdehnung auf kurze Entfernung auskeilen, sich aufspalten oder wieder zusammenlaufen (Abb. 4). Teilweise bestehen sie aus deutlich umgelagertem organogenen Material (Schwemmtorfen). Wurzelreste treten in diesem Sandkomplex relativ häufig auf, beschränken sich aber meist auf das obere Drittel.

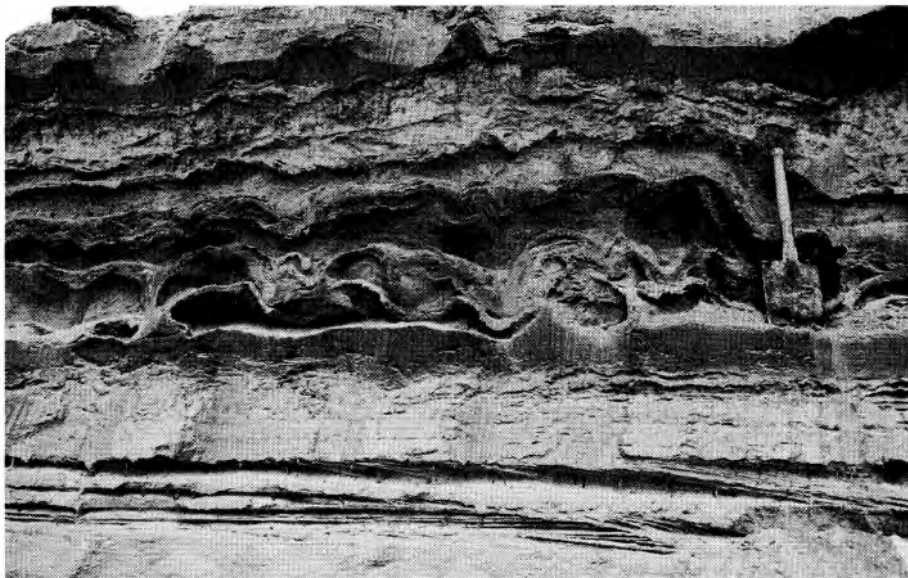


Abb. 4. Die spätweichselzeitliche Sedimentfolge mit Liegender und Hangender Mudde über den schräggeschichteten kiesigen Sanden des Unteren Spreeschwemmfächers.

Den Abschluß der sandigen Folge bildet wiederum ein aushaltender Schluff-/Muddehorizont bis ca. 40 cm Mächtigkeit, der in Senkenbereichen bis weit über 1 m Mächtigkeit erreichen kann (Hangende Mudde). Im Gegensatz zur Liegenden Mudde ist sie durch ein breiteres Spektrum ihrer petrographischen Zusammensetzung und durch ein differenziertes  $^{14}\text{C}$ -Altersspektrum gekennzeichnet. Es reicht von stark schluffigen, organogenen Sanden über sandige, hellgraue bis braune Schluffe (Überflutungslehme) bis zu



olivbraunen, vivianitführenden Feindetritusgyttjen mit wechselnden Gehalten an Grobdetritus. Kryogene Deformationen und  $^{14}\text{C}$ -Alter zwischen ca. 11.700 und 10.100 Jahren BP belegen die Zugehörigkeit der Hangenden Mudde zur spätweichselzeitlichen Schichtenfolge (Alleröd, Jüngere Dryas-Zeit). Erste Pollenanalysen (Erd 1988, unveröff.) zeigten spätweichselzeitlich geprägte Zusammensetzungen. In einem Abschnitt wurden auch interstadiale Vegetationsverhältnisse (Hinweis auf Alleröd-Interstadial) nachgewiesen (Tab. 2: Probe II/2). Unter dem sehr hohen Baumpollenanteil von 96,8 % dominiert hier allein *Pinus* bei noch geringem Anteil von *Betula* und erstem Auftreten von *Picea*. Alle anderen Komponenten, einschließlich der Kräuter, kommen nur mit sehr geringer Bedeutung für die Waldzusammensetzung vor.

Neben den dominierenden Überflutungssedimenten sind zwischen Hangender und Liegender Mudde vereinzelt äolische Ablagerungen ausgebildet. Sie können in Form geringmächtiger Flugsandlagen, aber auch als deutlich erkennbare Dünenbildungen mit Höhen bis ca. 6 m auftreten. Die Hangende Mudde zeichnet dabei die ehemalige Morphologie nach und zieht unter gleichzeitigem Wechsel ihrer petrographischen Zusammensetzung über die Dünenkämme. Während sie am Dünenfuß in der Regel noch als stark organogener Überflutungslehm oder Feindetritusgyttja ausgebildet ist, geht sie am Dünenhang allmählich in einen mineralischen, meist podsolierten Bodenhorizont über. In diesem Boden fanden sich nach Pasda (1997) fast 2.000 Steinartefakte, die der Federmesserkultur zugeordnet werden konnten.

Die fossilen Dünen über der Liegenden Mudde sind die bislang ältesten Belege äolischer Aktivität. Obwohl der in vegetationsfreier Zeit geschüttete Untere Spreeschwemmfächer für Auswehungen am ehesten prädestiniert ist, finden sich unter der Liegenden Mudde keine Hinweise auf hochglaziale oder frühspätglaziale Flugsandablagerungen. Erst in der Älteren Dryas-Zeit erfolgte eine Anwehung von Dünenständen, die aber bereits im Alleröd wieder zum Stillstand kam. Zu dieser Zeit war das Gebiet erneut durch hohe Grundwasserstände versumpft, so daß nur noch die Dünen als inselartige, relativ trockene Hochlagen aus dem Feuchtgebiet herausragten. Der petrographische Wechsel in der Hangenden Mudde von organogenen Ablagerungen am Dünenfuß zu mineralischen Böden auf den Dünen spiegelt das Bild eines „ertrunkenen“ Dünenfeldes wider.

Die Ablagerungen des Oberen Spreeschwemmfächers setzen sich mit Fein- und Mittelsanden bis in die geologische Gegenwart fort. Dabei wurde die Grenze vom Weichselspätglazial zum Holozän bislang direkt über die Hangende Mudde gelegt, da sie in der vertikalen Abfolge letztmalig kryogene Deformationen aufweist und im oberen Abschnitt Alterswerte aus der Jüngeren Dryas-Zeit brachte (Kühner 1995).

Mit den zahlreichen neuen  $^{14}\text{C}$ -Daten wird deutlich, daß die Hangende Mudde jedoch im wesentlichen schon während des Alleröds gebildet wurde. Da auch die sie überlagernden Sande noch Hölzer aus der Jüngeren Dryas-Zeit führen, wäre die bisherige Grenzziehung in Frage gestellt. Ein Großteil dieser Hölzer ist jedoch allochthon in die z.T. mehrere Meter mächtigen, sandig-kiesigen Füllungen jüngerer rinnenförmiger Strukturen eingelagert und somit zur Klärung dieser Frage nicht repräsentativ. Andererseits existieren unmittelbar über der Hangenden Mudde auch zahlreiche *in situ* befindliche Stubben und Stämme, die aus der Jüngeren Dryas-Zeit stammen und darauf hinweisen, daß vermutlich seit dem Alleröd der hier gebildete Boden bis zum Ende des Spätglazials die Oberfläche bildete. Somit wären in diesem Zeitraum außerhalb fluvialer Rinnen großflächig keine wesentlichen Sedimentationsprozesse mehr abgelaufen. Jüngere, präboreale Hölzer oder Mudden konnten noch nicht nachgewiesen werden, so daß sich die Grenze zum Holozän auch weiterhin nicht eindeutig festlegen läßt.

Für die Hölzer in und oberhalb der Hangenden Mudde kristallisieren sich zwei Altersbereiche deutlich heraus (Abb. 2): ca. 11.700–11.500 (Alleröd) und ca. 11.000–10.000  $^{14}\text{C}$  a BP (Jüngere Dryas-Zeit).

Die Hölzer aus dem älteren Zeitabschnitt belegen ein relativ eng begrenztes allerödzeitliches Alter. Sie stammen alle aus einem zum Teil bis über 1 m mächtigen Muddepaket als Ausdruck interstadialer Verhältnisse. Schon am Ende des Alleröd, im Übergangsbereich zur Jüngeren Dryas-Zeit scheinen erste Erosionsprozesse mit Bildung von Rinnen einzusetzen (vgl. Abb. 2). Einige frühere  $^{14}\text{C}$ -Daten aus autochthonen Muddehorizonten dieser Rinnen haben allerdings nur holozäne Alterswerte geliefert; lediglich einzel-

ne vermutlich eingeschwemmte Hölzer deuten auf eine bereits spätweichselzeitliche Anlage (s. Beitrag Neubauer in diesem Band).

Die untersuchten Hölzer aus dem jüngeren Abschnitt, die ausschließlich in die Jüngere Dryas-Zeit (YD) gestellt werden müssen, treten vertikal über mehrere Meter breit gestreut in den Sedimenten des 1. Brücken- und des Vorschnittes auf. An zwei Stellen einer lokalen Hochlage des Muddehorizontes gilt diese Zuordnung für eingebettete Hölzer ebenfalls, während der umgebende Torf ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von ca. 11.500 a BP ergibt (Tab. 1: Proben Cott 13 und 14). Dies bestätigt die allerödzeitliche Bildung der (wahrscheinlich umgelagerten) Mudde, wenn ein Reservoir-effekt der organischen Substanz ausgeschlossen werden kann.

Die bisherige  $^{14}\text{C}$ -Altersverteilung (Tab. 1) läßt die Annahme zu, daß im Gebiet von Cottbus lichte Wälder das gesamte Stadial überdauert haben könnten. Die Pollenanalyse von Groß Lieskow (Beitrag Bittmann u. Pasda in diesem Band) zeigt, daß Kiefer und Birke in dieser Zeit durchgehend vorhanden waren. Ähnliche Befunde und der Nachweis von Bäumen aus der YD gibt es auch z.B. aus dem Rheinland (z.B. Street, Baales u. Weniger 1994).

Die Befunde von Cottbus sind aus zwei Gründen überraschend:

1. Wie bereits Firbas (1949, 1954) erkannte, geht in den Pollenspektren der YD der Baumpollenanteil stark zurück und gilt wegen des Fernfluges sogar noch als überrepräsentiert, d.h. es wird i.a. eher von vereinzelt Gehölzen ausgegangen.
2. Der Standort Cottbus hat eine relativ kontinentale Lage und sollte stärker als westlicher gelegene Standorte (Mittelrhein) vom Klimarückschlag betroffen gewesen sein.

Aus einer Fülle von Daten ist das Klima in Europa während der YD rekonstruiert worden. Danach ist für die Region Cottbus mit Jahresmitteltemperaturen von mindestens  $-4$  bis  $-8^\circ\text{C}$ , einer Mitteltemperatur des kältesten Monats von ca.  $-15$  bis  $-25^\circ\text{C}$  und mit diskontinuierlichem Auftreten von Permafrost zu rechnen (Isarin 1997) sowie eine allgemein erhöhte Trockenheit anzunehmen (Kolstrup 1982). Für einige Regionen gibt es Belege aus terrestrischen Profilen, daß die Jüngere Dryas-Zeit klimatisch keineswegs einheitlich verlief, sondern eine kalt-trockene Frühphase von einer gemäßigt-wärmeren und wahrscheinlich feuchteren Spätphase abgelöst wurde, z.B. in Südwestschweden (Berglund et al. 1984), Dänemark (Kolstrup 1982) und in Polen am Goszcz-See (Goslar et al. 1993).

Für die Charakterisierung der spätglazialen Vegetation dürften zahlreiche in situ befindliche Stubben und Stämme (*Pinus sylvestris* und *Betula* sp.) von besonderer Bedeutung sein, die 1995 bei archäologischen Grabungen im Tagebau-Vorschnitt (Fundstelle „Schlichow 9“) großflächig (auf einigen hundert Quadratmetern) freigelegt wurden und anhand der vorliegenden  $^{14}\text{C}$ -Daten (Tab. 1: Proben Cott 9a, 10–12, 22, 23; vgl. auch Beiträge von Gautier und Spurk, Kromer u. Peschke in diesem Band) ebenfalls der Jüngeren Dryas-Zeit zuzurechnen sind. Hier handelt es sich um einen „begrabenen Wald“, der ganz überwiegend aus Kiefern besteht. Die Kiefernstämme ermöglichten die Zusammenstellung einer 296jährigen Kiefernchronologie, die bei einem  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $10.282 \pm 26$  Jahren beginnt (Spurk u. Kromer 1997). Für die Einpassung in die Kiefernchronologie von Interesse könnte ein von uns gefundener Kiefernstamm sein (Abb. 2, Probe 2), der 99 Jahrringe umfaßt (Spurk, mündl. Mitt.) und dessen innere und äußere Ringe gemittelte  $^{14}\text{C}$ -Alterswerte von  $10.260 \pm 60$  bzw.  $9.870 \pm 60$  a BP (Tab. 1) ergaben. Dieser Stamm fällt zeitlich anscheinend in eine steile Flanke der vorläufigen  $^{14}\text{C}$ -Kalibrationskurve (Kromer u. Becker 1993) und ist zur weiteren detaillierten Untersuchung nach Hohenheim (AGr. Frenzel u. Spurk) übergeben worden.

Die Hölzer treten ausschließlich innerhalb oder über einer ehemals wassererfüllten, teilweise gravitativ-autoplastisch deformierten Schicht auf (schwarzbraun-humos bis schluffig; „Tropfenboden“; Hangende Mudde??), die eher den Charakter eines Anmoores als einer Mudde hat. Diese Schicht wird von weißen Sanden unterlagert und von einer ca. 2–10 cm dicken Tonlage sowie mächtigen rotbraunen Sanden überlagert (Abb. 2). Es sieht so aus, daß die durchgehende Tonschicht großflächige Überschwemmungsprozesse bzw. einen längerfristigen Wasserspiegelanstieg widerspiegelt, der zum Absterben der Bäume führte.

Insgesamt können wir davon ausgehen, daß die Bäume auch während des kalt-trockenen Klimas offenbar immer über ausreichend Bodenfeuchte verfügten (trotz der vorherrschenden Sandböden im Untersuchungsgebiet!) und sogar als lichte Wälder in großräumigen Senken mit StauhORIZONTEN bzw. Stillwasserzonen überlebt hatten. Vielleicht handelt es sich um eine klimatisch und ökologisch bedingte „Nischensituation“, in der sich eine Bewaldung erhalten konnte.

Wie die Ergebnisse zeigen, wird somit im Bereich des Baruther Urstromtales eine organogene Sedimentation mit der wahrscheinlich durchgehenden Existenz lichter Wälder auch in der Jüngeren Dryas-Zeit dokumentiert. Dies gibt die Chance, den Klimaablauf innerhalb dieses interessanten Zeitabschnittes eingehender zu studieren.

Tab. 2. Zähltablette der pollenanalytischen Untersuchungen.

Proben I/1 bis III/2 nach Erd (1988), Proben 1 bis 7 nach Seifert (1994);

Werte in %; Grundsumme: Gehölze + Kräuter = 250 Landpflanzenpollenkörner,

+ = Vorkommen außerhalb des ausgezählten Bereichs.

Probennummer	Hangende Mudde				Liegende Mudde									
	III/2	III/1	II/2	II/1	I/3	I/2	I/1	1	2	3	4	5	6	7
<i>Hippophae</i>								-	+	-	-	-	-	-
<i>Larix</i>								-	0,4?	-	-	-	-	-
<i>Juniperus</i>	-	-	-	+	1,6	0,4	-	-	0,8	0,8	-	-	-	-
<i>Salix</i>	0,4	+	+	2,4	2,0	2,0	0,8	+	0,8	2,0	+	0,8	+	-
<i>Salix polaris</i>	+	+	+	0,8	1,6	0,8	-							
<i>Betula</i>	10,4	33,2	10,4	10,0	21,6	23,2	32,8	10,0	40,0	26,8	12,0	23,2	2,4	1,6
<i>Pinus</i>	52,8	39,2	86,0	48,4	43,6	46,8	42,8	36,8	27,6	27,2	44,4	61,2	74,4	95,2
<i>Quercus</i>	-	-	+	0,8	-	+	-	-	0,4	+	+	0,4?	0,4	+
<i>Ulmus</i>	-	-	+	-	-	+	-	+	+	0,4	-	-	-	-
<i>Fraxinus</i>	-	-	+	-	-	-	+							
<i>Acer</i>	-	-	-	+	-	-	-							
<i>Carpinus</i>	-	-	-	+	-	-	-	0,8	+	0,4	-	0,4	0,4	+
<i>Alnus</i>	-	0,4	-	0,4	1,2	0,4	0,8	0,4	+	0,4	0,8	0,4	0,4	-
<i>Abies</i>	-	-	-	0,8	-	-	-							
<i>Prunus</i>								-	+	-	-	+	-	-
<i>Picea</i>	-	-	0,4	+	+	-	-	0,8	+	+	-	+	-	+
<i>Corylus</i>	-	-	-	1,2	-	-	-	+	-	0,8	-	-	-	-
<i>Ilex</i>	-	-	-	0,4	+	-	-							
<b>Gehölze</b>	<b>63,6</b>	<b>72,8</b>	<b>96,8</b>	<b>65,2</b>	<b>71,6</b>	<b>73,6</b>	<b>77,2</b>	<b>48,8</b>	<b>70,0</b>	<b>58,8</b>	<b>57,2</b>	<b>86,4</b>	<b>78,0</b>	<b>96,8</b>
<i>Gramineae</i>	10,8	12,0	1,2	13,2	12,0	12,4	11,7	12,8	8,8	11,6	18,8	4,8	10,0	0,8
<i>Carex</i> -Typ	17,2	9,6	0,4	18,0	9,6	10,0	8,8	33,6	13,2	22,8	19,6	6,8	12,0	2,4
<i>Artemisia</i>	1,2	1,2	1,2	1,6	2,0	0,4	0,8	1,2	1,2	1,2	0,4	0,8	+	+
<i>Chenopodiaceae</i>	-	1,6	-	+	0,4	0,4	-	+	+	0,4	-	+	-	-
<i>Thalictrum</i>	0,8	0,4	+	+	0,4	+	+	+	+	0,4	1,6	0,4	+	-
<i>Filipendula</i>	0,8	-	0,4	+	+	+	0,4	0,8	0,4	+	-	+	+	-
<i>Polygonum bist.-vivip.</i>	-	-	-	+	-	-	-							
<i>Saxifraga oppositifolia</i> -T.	+	-	-	-	-	-	-							
<i>S.-stellaris</i> -Typ	+	-	-	-	-	-	-							
<i>Potentilla</i> -Typ	0,4	-	+	+	-	+	1,6	-	+	0,4	-	+	-	-
<i>Helianthemum</i>	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-	-
<i>Plantago maritima</i>	-	-	-	0,4	-	-	-							
<i>Gypsophila fastigiata</i>	-	-	-	-	+	+	-							
<i>Cerastium</i> -Typ	+	+	-	+	-	+	-							
<i>Dianthus</i> -Typ	+	-	-	-	+	-	-							

Probennummer	Hangende Mudde				Liegende Mudde									
	III/2	III/1	II/2	II/1	I/3	I/2	I/1	1	2	3	4	5	6	7
<i>Lychnis</i> -Typ	+	-	-	+	-	-	-							
<i>Selaginella selag.</i>	-	+	-	-	-	-	-	+	+	0,4	+	-	-	+
<i>Botrychium</i>	0,4	-	-	-	-	-	-	+	+	-	+	+	-	+
<i>Lycopodium annot.</i>	+	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Calluna</i>	-	-	+	0,4	+	0,4	0,4	-	-	-	+	-	-	-
<i>Ericaceae p. p.</i>	+	+	+	+	0,4	+	0,4	0,8	2,4	0,4	+	+	+	+
<i>Rumex acetosella</i> -Typ	+	-	-	-	+	0,4	-	+	-	+	+	+	+	0,4
<i>Osmunda</i>	-	-	-	+	0,4	-	-							
<i>Tubuliflorae</i>	2,8	2,0	+	0,4	0,8	1,2	-	+	+	-	0,4	0,4	-	-
<i>Liguliflorae</i>	0,4	+	-	+	0,4	0,8	-	+	0,4	0,4	-	-	-	-
<i>Umbelliferae</i>	+	+	+	-	1,2	0,4	0,4	-	2,4	2,0	0,4	+	-	-
<i>Galium</i> -Typ	0,8	-	+	0,8	0,8	+	-	-	0,4	-	0,4	-	-	-
<i>Stachys</i> -Typ	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-
<i>Mentha</i> -Typ	-	0,4	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Valeriana officinalis</i>	0,4	-	-	-	-	-	-							
<i>Vicia-Lathyrus</i>	+	-	-	-	-	-	-	0,8	0,8	1,2	0,4	0,4	-	+
<i>Epilobium</i>	0,4	+	+	-	-	-	-							
<i>Campanula</i>	-	-	-	-	+	-	-							
<i>Ramischia?</i>								0,4	-	-	+	-	-	-
<i>Empetrum</i>								+	+	-	-	-	-	-
<i>Caryophyllaceae</i>								+	+	-	-	+	-	-
<i>Sanguisorba</i>								-	-	-	-	-	-	+
<i>Chamaenerion</i>								-	-	-	-	+	-	-
<i>Radiola?</i>								-	-	-	+	-	-	-
<i>Rubus?</i>								-	+	-	-	-	-	-
<i>Veronica?</i>								-	+	+	-	-	-	-
<i>Plantago ssp.</i>								-	+	-	-	-	-	-
<i>Anemone</i> -Typ								-	+	-	-	-	-	-
<i>Ranunculus acer</i> -Typ	-	-	-	+	0,4	+	+	-	+	+	0,4	-	-	-
<b>Kräuter</b>	<b>36,4</b>	<b>27,2</b>	<b>3,2</b>	<b>34,8</b>	<b>28,4</b>	<b>26,4</b>	<b>22,8</b>	<b>51,2</b>	<b>30,0</b>	<b>41,2</b>	<b>42,8</b>	<b>13,6</b>	<b>22,0</b>	<b>3,2</b>
<i>Polypodiaceae</i>	-	-	-	0,8	1,2	1,2	4,8	0,4	+	+	-	-	+	4,8
<i>Sphagnum</i>	1,2	11,6	+	+	+	+	0,8	1,2	0,4	+	0,4	+	+	-
<i>Tilletia sphagni</i>	-	+	-	-	-	-	+							
<i>Equisetum</i>	+	-	-	-	-	-	1,2	-	0,8	-	-	-	-	-
<i>Menyanthes</i>	-	-	-	-	-	+	+	-	0,4	0,8	-	+	-	-
<i>Typha-Sparganium</i>	+	-	+	0,4	0,4	0,8	-	0,8	+	+	0,4	0,4	+	-
<i>Typha latifolia</i>	-	-	1,2	-	0,4	0,4	+	-	-	+	+	+	0,8	+
<i>Sagittaria</i>	-	-	-	-	+	-	-							
<i>Ranunculus trichoph.</i> -Typ	0,4	-	-	-	+	-	-							
<i>Potamogeton</i>	0,4	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-	-	-	-	-
<i>Myriophyllum spicat.</i>	0,4	-	+	0,4	0,4	+	+	-	-	0,8	+	0,4	+	-
<i>Myriophyllum vertic.</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	+	0,8	+	+	+	+
<i>Nymphaea</i>	-	-	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-
<i>Zysimachia</i>								-	-	+	0,4	-	-	-
<i>Alisma plantago-aquatica</i>								-	-	+	-	+	0,4	-
<i>Nuphar</i>	-	-	0,4	-	-	+	-	-	-	-	+	0,8	+	-
<i>Sternhaare v. Nymphaea</i>								-	0,8	-	-	0,4	-	-
<i>Nymphaeaceae, inn. Haare</i>	-	-	0,4	-	-	-	-							
<i>Ceratophyllum</i>								-	-	-	-	-	+	7,6
<i>Ceratophyllum, Stachel</i>	-	-	-	-	-	0,4	1,6							
<i>Radizellen</i>	-	-	3,2	-	-	2,0	2,8							
<i>Plankter, klein, rund</i>	2,0	2,8	12,8	11,6	11,6	13,2	30,0	14,0	12,0	22,0	8,0	1,6	8,0	0,8

Probennummer	Hangende Mudde				Liegende Mudde									
	III/2	III/1	II/2	II/1	I/3	I/2	I/1	1	2	3	4	5	6	7
Plankter, groß								-	8,0	2,8	2,0	1,2	1,6	1,6
<i>Pediastrum boryanum</i>	-	-	-	-	2,4	1,2	+							
<i>P. kauraiskyi</i>	-	*	+	+	5,6	3,6	3,6							
<i>P. dublex</i>	-	-	0,8	-	-	-	-							
<i>Dinoflagellatae</i>	+	-	+	-	0,4	0,4	-							
<i>Ovoidites</i>	-	0,4	1,2	+	3,6	4,0	0,8							
<i>Botryococcus</i>	0,4	-	0,8	+	0,4	0,8	2,0	+	-	-	-	-	-	-
<i>Planctonites multistigmata</i>		-	0,4	-	-	-	0,4							
Moos- und Pilzsporen	4,4	22,0	0,4	2,4	0,4	0,8	0,4	4,0	0,4	0,4	2,4	-	+	-
<i>Amphitrema flavum</i>								-	0,4	-	-	-	-	-
Gewebereste								man.	man.	man.	man.	häuf.	man.	-
Lignin								-	-	-	-	-	-	häuf.
Umlagerungen	-	-	+	4,4	0,4	1,2	-	2,8	2,0	0,4	4,0	+	+	+

## Literatur

- BERGLUND, B.E., LEMDAHL, G., LIEBERG-JÖNSSON, B., u. PERSSON, T., 1984: Biotic response to climatic changes during the time-span 13,000–10,000 B.P. – a case study from SW Sweden. – In: N.A. MÖRNER, W. KARLEN (Eds.): Climatic changes on a yearly to millennial basis (Dordrecht Reidel) 25–36.
- CEPEK, A.G., 1965: Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbondatierungen von Interstadialen im Lausitzer Urstromtal. – Geologie 14, 625–657.
- FIRBAS, F., 1949: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen Bd. 1 (Jena).
- , 1954: Die Synchronisierung der mitteleuropäischen Pollendiagramme. – Danmarks Geol. Undersøgelse II. Raekke 80, 12–21.
- GOSLAR, T., KUC, T., RALSKA-JASIEWICZOWA, M., ROZANSKI, K., ARNOLD, M., BARD, E., van GEEL, B., PAZDUR, M.F., SZEROCZYNSKA, K., WICIK, B., WIECKOWSKI, K., u. WALANUS, A., 1993: High-resolution lacustrine record of the Late Glacial/Holocene transition in central Europe. – Quat. Sci. Rev. 12, 287–294.
- HILLER, A., LITT, T., u. EISSMANN, L., 1991: Zur Entwicklung der jungquartären Tieflandstäler im Saale-Elbe-Raum. – Eiszeitalter u. Gegenwart 41, 26–46.
- ISARIN, R.F.B., 1997: Permafrost distribution and temperatures in Europe during the Younger Dryas. – Permafrost and Periglacial Processes 8, 313–333.
- KEILHACK, K., u. TORNOW, M., 1922: Geologische Spezialkarte 1:25.000, Blatt Cottbus-Ost mit Erläuterungen. – Preuß. geol. Landesanst. Berlin.
- KOLSTRUP, E., 1982: Late-glacial pollen diagrams from Hjelm and Draved Mose (Denmark) with suggestion on the possibility of drought during the Earlier Dryas. – Rev. Palaeobotany and Palynology 36, 35–63.
- KROMER, B., u. BECKER, B., 1993: German oak and pine <sup>14</sup>C calibration, 7,200–9,439 BC. – Radiocarbon 35 (1), 125–135.
- KÜHNER, R., 1991: Einige Aspekte zu bemerkenswerten Pleistozänaufschlüssen im Tagebau Cottbus-Nord. – Zeitschr. geol. Wiss. 19 (3), 317–330.
- , 1995: Die weichselzeitliche Schichtenfolge im Tagebau Cottbus-Nord. – Natur u. Landschaft Niederlausitz 16, 35–45.
- MARCINEK, J., 1961: Über die Entwicklung des Baruther Urstromtals zwischen Neiße und Fiener Bruch. (Ein Beitrag zur Urstromtaltheorie). – Wiss. Zeitschr. Humboldt-Univ. Berlin. Mathem.-naturwiss. R. 10, 13–46.
- MOL, J., 1995: Weichselian and Holocene river dynamics in relation to climate change in the Halle-Leipziger Tieflandsbucht (Germany). – Eiszeitalter u. Gegenwart 45, 32–41.
- NOWEL, W., ATANASOW, O., u. ERD, K., 1972: Neue Ergebnisse zur Dünenbewegung im Baruther Urstromtal. – Zeitschr. angew. Geol. 18 (9), 410–418.
- PASDA, C., 1997: Groß Lieskow–Fundstelle 203. – Tagungsmaterial der Hugo Obermaier-Gesellschaft zur Exkursion am 5.4.1997 (unpubl.).
- , (im Druck): Archäologie einer Düne im Baruther Urstromtal bei Groß-Lieskow, Stadt Cottbus. – Veröff. Brandenburgisches Landesmus. Ur- u. Frühgesch. (im Druck).

- SPURK M., u. KROMER, B., 1997: Zwischenbericht zu den dendrochronologischen und palynologischen Untersuchungen und  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an Holzproben aus dem Tagebau Cottbus-Nord. – Tagungsmaterial der Hugo Obermaier-Gesellschaft zur Exkursion am 5.4.1997 (unpubl.).
- STREET, M., BAALES, M., u. WENIGER, B., 1994: Absolute Chronologie des späten Paläolithikums und des Frühmesolithikums im nördlichen Rheinland. – Arch. Korrbbl. 24, 1–28.
- WOLF, L., u. SEIFERT, M., 1991: Die Niederterrassen der Zwickauer Mulde, der Chemnitz und der Zschopau. – Zeitschr. geol. Wiss. 19 (3), 347–363.