

# Sedimentgefüge in einem fluviatilen Ablagerungskontext am Rand der germanischen Ufersiedlung von Klein Köris (Landkreis Dahme-Spreewald)

Sedimentary structures in a fluviatile depositional context at the edge of the Germanic shore settlement of Klein Köris (Dahme-Spreewald district)

WOLFGANG ZWENGER<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup>GeoCon GmbH, Seestr. 16, D-15848 Rietz-Neuendorf

Schlüsselworte: Sedimentgefüge, Deformationsstrukturen, Flussmäander, Holozän

Keywords: sedimentary structures, soft sediments deformation structures (SSD), river meanders, Holocene

## Zusammenfassung

Bei archäologischen Ausgrabungen im Randbereich der germanischen Ufersiedlung Klein Köris im Landkreis Dahme-Spreewald wurden fluviatile und palustrine Sedimentschichten des Mittleren Subatlantikums nachgewiesen. Im Digitalen Geländemodell (DGM) der Stintgraben-Niederung sind mäandrierende Flussrinnen erkennbar, die sich mehrfach verlagert haben. Sie gehören zu einem Nebenfluss der Dahme. In dessen Sedimenten fanden sich archäologische Funde aus dem 2. bis 5. Jahrhundert. Die germanische Ufersiedlung wird unmittelbar von einem fossilen Mäanderbogen mit einem Radius von ca. 90 m tangiert. Sowohl die äußeren morphologischen Strukturen im DGM als auch der innere Aufbau der Sedimentkörper entsprechen den Uferrandbögen, die sich auf dem Gleithang des Paläomäanderbogens abgelagert haben. In den fluviatilen Sanden wurden Schrägschichtungssets und Internstrukturen von Kleinrippeln beobachtet. Die Schrägschichtungsfolgen fallen mit einer Neigung von 25–27° nach Osten ein. In vertikaler Richtung werden sie von Horizontalschichten oder weiteren Schrägschichtungsfolgen geschnitten. Dieser Schichtaufbau ist typisch für fluviatil geprägte Uferbänke.

In allen untersuchten Profilen traten SSD in den Weichsedimenten auf. Insbesondere an der Oberfläche der basalen Torf- und Muddeschichten wurden markante Flammenstrukturen und Lastmarken beobachtet. Ihre Entstehung ist auf Dichteinversionen zwischen den beteiligten, mit Wasser gesättigten Sedimenten zurückzuführen. Die höhere Dichte von Flussanden erzeugt eine Gewichtskraft auf die leichteren Mudden oder Torfe. Auf diese Weise baut sich im mit Wasser gesättigten Zustand eine hydrodynamische Instabilität über den organischen Sedimenten auf. In der Folge sinken die schweren Sandschichten in die organischen Sedimente ein. An der Grenzfläche zwischen den beiden Schichten bilden sich ellipsoide Vertiefungen in Form von Auflastmarken. Zusätzlich drückt die Auflast der Sande die hydroplastischen Schlammsschichten nach oben, sodass inmitten der fluviatilen Sande flammenartige Muddeeinschlüsse zu beobachten sind. Diese SSD sind postsedimentäre Bildungen. Sie sind während der Diagenese der Lockergesteinsschichten entstanden, als die Sedimente noch weich und formbar waren. Die wassergesättigten Sedimente waren parallel zu den zyklischen Grundwasserschwankungen Kapillardruckänderungen ausgesetzt. Der Kapillardruck beeinflusst den Verlauf der Kompaktion. Die Textur der Deformationsstrukturen kann sich daher bis zur vollständigen Entwässerung des Porenraumes und dem sukzessiven Fortschreiten der Kompaktion noch mehrfach ändern.

Der westliche Nebenlauf der Dahme wurde durch einen allgemeinen Grundwasseranstieg verursacht. Nach den archäologischen Befunden in ihren Sedimenten bestand die Verzweigung vom 2. bis zum Beginn des 5. Jahrhunderts. Palynologische Befunde belegen eine Depression des Grundwasserhaushalts an der Wende vom 3. zum 4. Jahrhundert. Ein erneuter Grundwasseranstieg im 5. Jahrhundert n. Chr. führte zur Vermoorung der Niederung und zur Aufgabe der Siedlung.

## Abstract

Archaeological excavations on the outskirts of the Germanic coastal settlement of Klein Körnis, in the Dahme-Spreewald district, have revealed fluvial and palustrine sediment layers dating back to the Early Sub-Atlantic period. The digital terrain model (DTM) of the Stintgraben lowlands reveals meandering river channels that shifted position several times. These channels belonged to a tributary of the Dahme river Archaeological finds dating from the 2nd to 5th centuries have been discovered in its sediments.

Deformation structures (SSD) were detected in the soft sediments of all the analysed profiles. In particular, distinctive flame structures and load marks were observed on the surface of the basal peat and mud layers. These features are the result of density inversions between the water-saturated sediments involved. The higher density of river sands exerts a gravitational force on the lighter muds or peats. This results in hydrodynamic instability building up above the organic sediments when they are saturated with water. Consequently, the heavy sand layers sink into the organic sediments. At the interface between the two layers, ellipsoidal depressions form, which are known as surcharge marks. Additionally, the weight of the sand pushes the hydroplastic mud layers upwards, resulting in flame-like mud inclusions being observed in the middle of the fluvial sands. These SSDs are post-sedimentary formations. They formed during the diagenesis of the unconsolidated rock layers when the sediments were soft and malleable. The water-saturated sediments were exposed to changes in capillary pressure parallel to cyclical fluctuations in groundwater levels. Capillary pressure influences the course of compaction. Therefore, the texture of the deformation structures can change several times until the pore space is completely dewatered and compaction progresses successively.

The western tributary of the Dahme River was caused by a general rise in groundwater levels. According to the archaeological findings in its sediments, the branch existed from the 2nd to the beginning of the 5th century. Palynological findings prove a depression of the groundwater balance at the turn of the 3rd and 4th centuries. A renewed rise in groundwater levels in the 5th century AD led to bogging of the lowlands and the abandonment of the settlement.

## 1 Einführung und Untersuchungsgebiet

Die germanische Ufersiedlung am östlichen Rand der Ortslage Klein Köris grenzt im Norden an die Stintgraben-Niederung (Abb. 1). Die vermoorte Niederung wurde im Jungholozän von einem Nebenlauf der Dahme durchquert. Die Bifurkation nimmt ihren Anfang südöstlich des Forsthauses Hammer und mündet in den Klein Köriser See. Dabei tangierte der Flusslauf den germanischen Siedlungsplatz, welcher zwischen dem 2. und 5. Jahrhundert n. Chr. auf einem flachen Talsandhügel existierte. Im Rahmen umfangreicher archäologischer Untersuchungen wurden am nördlichen Rand der Siedlung fluviatile und palustrische Sedimente aus dem Älteren Subatlantikum aufgeschlossen. In den zum Teil unter Grundwasserabsenkung angelegten archäologischen Grabungsschnitten traten intensive Wechsellagerungen aus fluviatilen Sanden und organischen Sedimenten zutage. Die Weichböden wiesen auffällige Schichtdeformationen auf, deren Genese von den Ausgräbern nicht eindeutig geklärt werden konnte. In der Folge wurden im Rahmen zweier Grabungskampagnen sedimentologische Untersuchungen veranlasst.

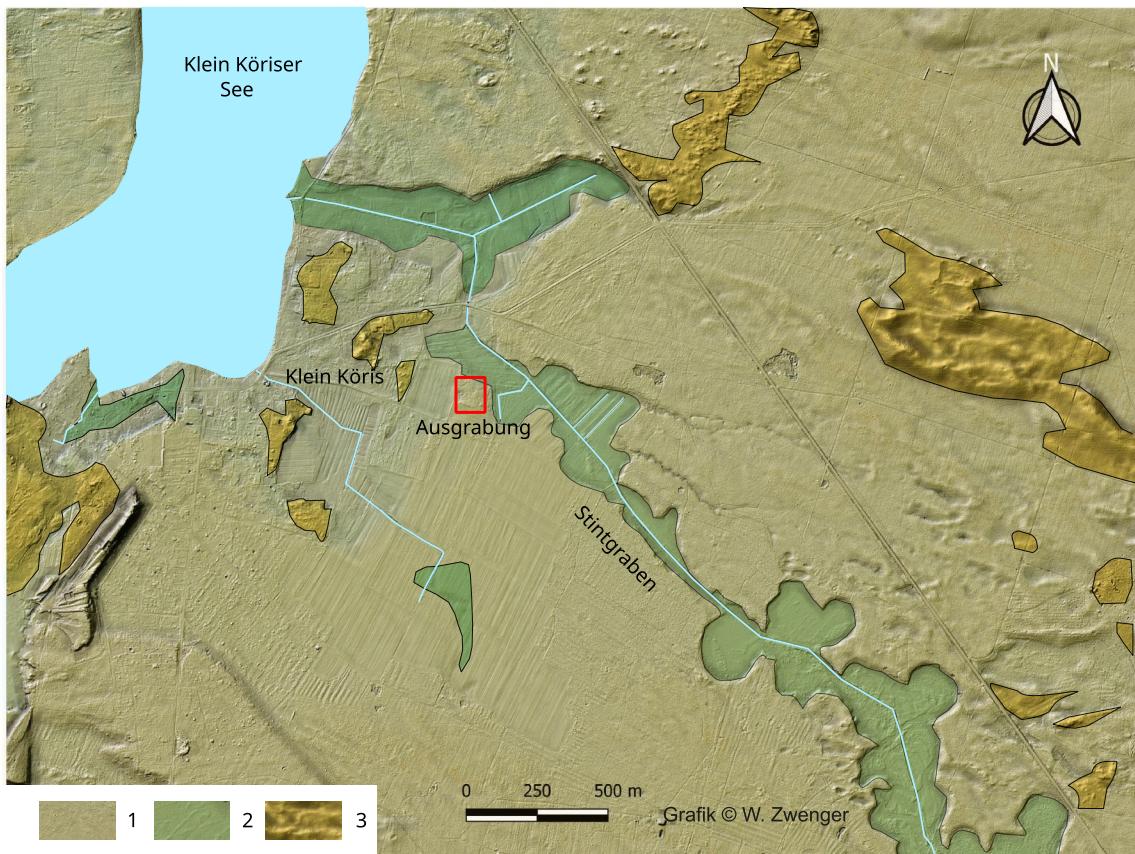


Abb. 1: Geologische Übersicht der nördlichen Stintgraben-Niederung bei Klein Köris im digitalen Geländemodell  
1 – weichselkaltzeitliche Talsande; 2 – holozäne Aue aus Niedermoortorfen und fluviatilen Sanden; 3 – weichselkaltzeitliche bis holozäne Dünen

## 2 Material und Methoden

Die Feinschichtung der Sedimente ist an den geglätteten und feuchten Grabungswänden *in situ* nur unzureichend zu erkennen. Zur Optimierung der Sichtbarkeit der Sedimenttexturen wurden in den ausgewählten Bereichen der archäologischen Grabungsschnitte Bodenlackfilme angefertigt. Diese Methode hat sich zuvor in der Moorgrabung Friesack 4 im Rhinluch bewährt. An dieser Stelle wurden unter vergleichbaren Faziesverhältnissen nahezu identische Sedimentstrukturen beobachtet (vgl. ZWENGER 2023a). Als Bindemittel für die Lackfilme wurde entweder azetonlöslicher Lack oder alternativ Latex-Bindemittel verwendet. Beide Varianten können zudem auf feuchte Sedimente aufgetragen werden. Aus den klastischen Schichten wurden Proben für Siebanalysen zur Ermittlung der Kornverteilung entnommen. Die Berechnung der Sortierungs- und Schiefekoeffizienten konnte mit Hilfe der von der Software SolidSieve gelieferten Parameter erfolgen.

Es wurden sowohl verschiedene digitale Geländemodelle (DGM) von der untersuchten Grabungsfläche als auch vom gesamten Umfeld angefertigt. Die von der Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg (LGB) bereitge-

stellten Basisdaten dienen als Grundlage<sup>1</sup> Für die vorliegende Untersuchung wurde das DGM1 mit einer Gitterweite von 1 m sowie einer Höhengenauigkeit von maximal  $\pm 0,3$  m verwendet. Die Erstellung verschiedener DGM-Derivate erfolgte unter Verwendung der Software QGIS aus den ASCII3D-Dateien. Das Gitternetz der Grabungsquadrate wurde unter Verwendung der vom Vermessungsbüro SCHLACHTER und SCHMIDT 2005 aus Niederlehme am 25.10.2006 bestimmten Festpunktkoordinaten in das DGM eingepflegt (vgl. Abb. 2). Alle nachfolgenden Geländehöhen sind dem DGM entnommen.

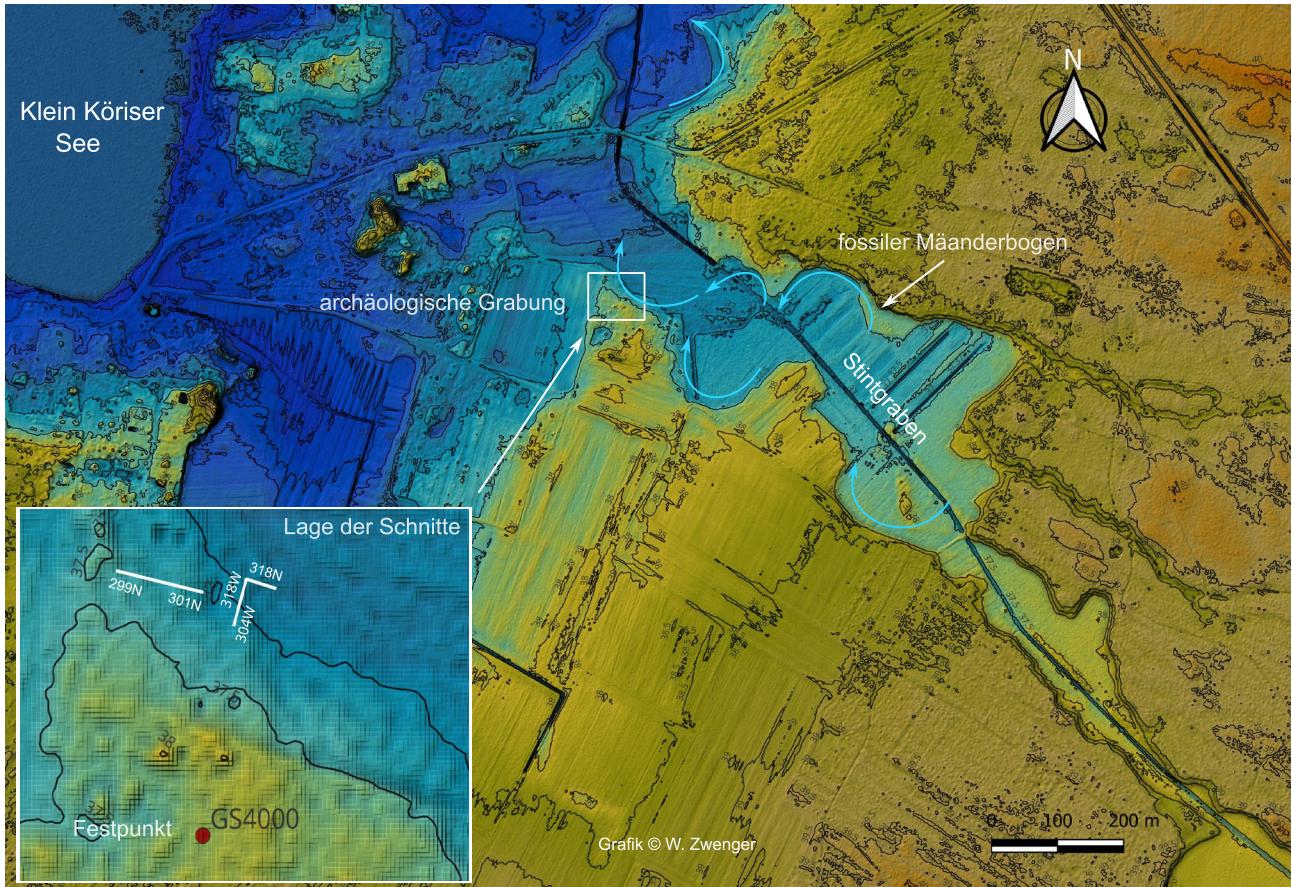


Abb. 2: Die Stintgraben-Niederung und die Lage der untersuchten archäologischen Ausgrabungsschnitte im digitalen Geländemodell

### 3 Geologische Situation

Im Betrachtungsraum von Klein Köris dominieren oberflächennah weichselkaltzeitliche Talsande, welche in einem Höhenintervall von 34 bis 40 m NHN (vgl. Abb. 1) ausstrecken. Im Bereich der Ortslage beträgt ihre Mächtigkeit zwischen 21 und 40 m. An einigen Stellen werden die Talsande von Dünensanden überlagert. Die größten Dünenkörper weisen Längsachsen von 800 m sowie Gipfelhöhen von 5 m (40 bis 45 m NHN) auf. In der geologischen Karte im Maßstab 1 : 25 000 des Landesamtes für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg (LGRB) ist das Alter der Dünensande in der Stintgraben-Niederung mit Weichsel bis Holozän angegeben. In der östlichen Umgebung von Klein Köris wird die Talsandebene von einer mäandrierenden Fließrinne gequert, deren Richtung von Südost nach Nordwest geht. Diese Fließrinne ist deutlich im DGM erkennbar (Abb. 1). In dieser vermoorten Niederung verläuft der rezente Stintgraben, welcher gleichgerichtet in den Klein Köriser See entwässert. BÖTTNER (1999) zufolge wurde dort im Spätglazial durch eine Bifurkation der sogenannten Urdahme eine fluviatile Rinne in die Talsande eingetieft. Der allgemeine Grundwasseranstieg soll während des Atlantikums eine Vermoorung der Niederung bewirkt haben. Zur Klärung dessen hat Böttner zahlreiche Sondierbohrungen in der Stintgrabeniederung ausgeführt. Am Beginn der Bifurkation liegt die Oberkante der Mooroberfläche bei 38,17 m NN. Etwa in der Mitte befindet sich die Mooroberkante zwischen 38,06 und 37,65 m NN, um schließlich am Klein Köriser See auf 34,06–33,90 m NN abzusinken. BÖTTNER (1999, S. 10) stellt fest, dass die Mooroberfläche im Rinnenverlauf nur wenig differiert, und zwar um 37 m ü. NN. Laut BÖTTNER (1999) „differiert die Mooroberfläche im Rinnenverlauf nur wenig um 37 m ü. NN“. Das geht einher mit den von KLOSS (1985) mitgeteilten Lageverhältnissen des Decktorfes (5. Jh. n. Chr.) im Bereich der germanischen Siedlung von Klein Köris.

<sup>1</sup>©GeoBasis-DE/LGB, dl-de/by-2-0; Quelle: <https://geobroker.geobasis-bb.de/gbss.php?MODE=GetProductPreview&PRODUCTID=7cfc2a6-bd70-45cb-b34b-6d225f93e012>

Die archäologischen Grabungsbefunde und Pollenanalysen in den Ufersedimenten am Rand der Germanensiedlung von Klein Köris belegen fluviale Sedimentation zwischen dem 2. und 5. Jahrhundert n. Chr. im Zusammenhang mit einem Nebenlauf der Dahme (Abb. 2). Der Abzweig der Bifurkation vom Hauptlauf befindet sich in einer Entfernung von ca. 1,4 km südöstlich des Forsthauses Hammer. Der nach Westen gerichtete Rinnenabzweig durchbricht den flachen Bogen eines Gleithanges auf einer Höhe von 38 m NHN (Abb. 3). Der jungholozäne Fluss hat an dieser Stelle offenbar während eines Hochwassereignisses die existierende Uferrandbarre erodiert und in dem angrenzenden, offenbar tieferen Gelände eine mäandrierende Rinne gebildet.

Nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand sind das Fließregime und die mitgeführte Sedimentfracht eines Flusses die maßgeblichen Faktoren für die Bildung von Flussgabelungen in mäandrierenden Flachlandflüssen. Aufgrund der zyklischen Veränderungen der Durchflussmengen und Fließgeschwindigkeiten werden die Sedimentkörper in mäandrierenden Rinnen einem semipermanenten Umbau unterzogen (vgl. KLEINHANS et al. 2013). Die Herausbildung eines Nebenlaufes ist nicht zwingend an ein Hindernis im Hauptlauf gebunden und führt nicht zwangsläufig zum Versiegen des Hauptlaufes. Unter der Voraussetzung eines ausreichenden Zuflusses besteht die Möglichkeit, dass Hauptläufe als abzweigende Nebenläufe erhalten bleiben (vgl. ZWENGER 2023b).

In der Regel vereint sich der Nebenlauf mit dem Hauptlauf wieder, was auch auf den Vorläufer der Dahme zutrifft. Die Lebensdauer von Flussbifurkationen wird mit einem Zeitraum zwischen 100 und 150 Jahren veranschlagt (vgl. STOUTHAMER und BERENDSEN 2001; JONES und HARPER 1998). Der westliche Nebenlauf der Dahme existierte archäologisch nachweisbar über einen Zeitraum von etwa 300 Jahren. Im DGM des südöstlichen Abschnitts sind fossile Mäander mit Radien von 100 bis 200 m (Abb. 3) erkennbar. Die Überflutungsaue weist an dieser Stelle eine Breite von 370 bis 530 m auf. Es erfolgte eine mehrfache Verlegung der Mäanderschlingen. In unmittelbarer Nähe des Grabungsbzw. Siedlungsplatzes erstreckt sich die verlandete Aue über eine Breite von 280 m. Westlich davon, in Richtung Klein Köriser See, weitet sich die Überflutungsaue des mäandrierenden Fließes zwischen den Talsandkanten auf 350 m aus. Die Mäanderbarren sind dort rudimentär erkennbar. Die Reliefhöhen betragen 37 bis 37,5 m über Normalhöhennull. Die ehemalige Wasserfläche im Mündungsbereich des Klein Köriser Sees hat eine Größe von etwa 0,9 km<sup>2</sup>. Laut DGM beträgt der Höhenunterschied hier 4,5 m, was einer Differenz von 38–34,5 m NHN entspricht. Die Geländeoberfläche am nördlichen Uferrand der germanischen Siedlung liegt bei 37,1 m NHN. Im unteren Teil der archäologischen Profilschnitte zeigt sich eine Torf- bzw. Sandmuddeschicht, in der archäologische Artefakte aus der ältesten germanischen Siedlungsperiode zu finden sind, die im 2. Jahrhundert n. Chr. begann. Darauf folgte eine etwa 0,7 m mächtige Wechsellagerung von fluviatilen Sanden, die durch wechselnde Anteile an organischen Beimengungen charakterisiert waren. Die aquatisch abgelagerte Schichtenfolge ist nach palynologischen und archäologischen Kriterien zwischen dem 2. und 5. Jahrhundert entstanden (vgl. KLOSS 1985, GUSTAVS 2020). Im 5. Jahrhundert n. Chr. setzte eine erneute Versumpfung der Flussniederung ein, woraufhin die germanische Uferrandsiedlung von Klein Köris schließlich aufgegeben wurde. Aus diesem Grunde konnten in der Decktorfschicht über den Sanden keine archäologischen Funde mehr registriert werden.

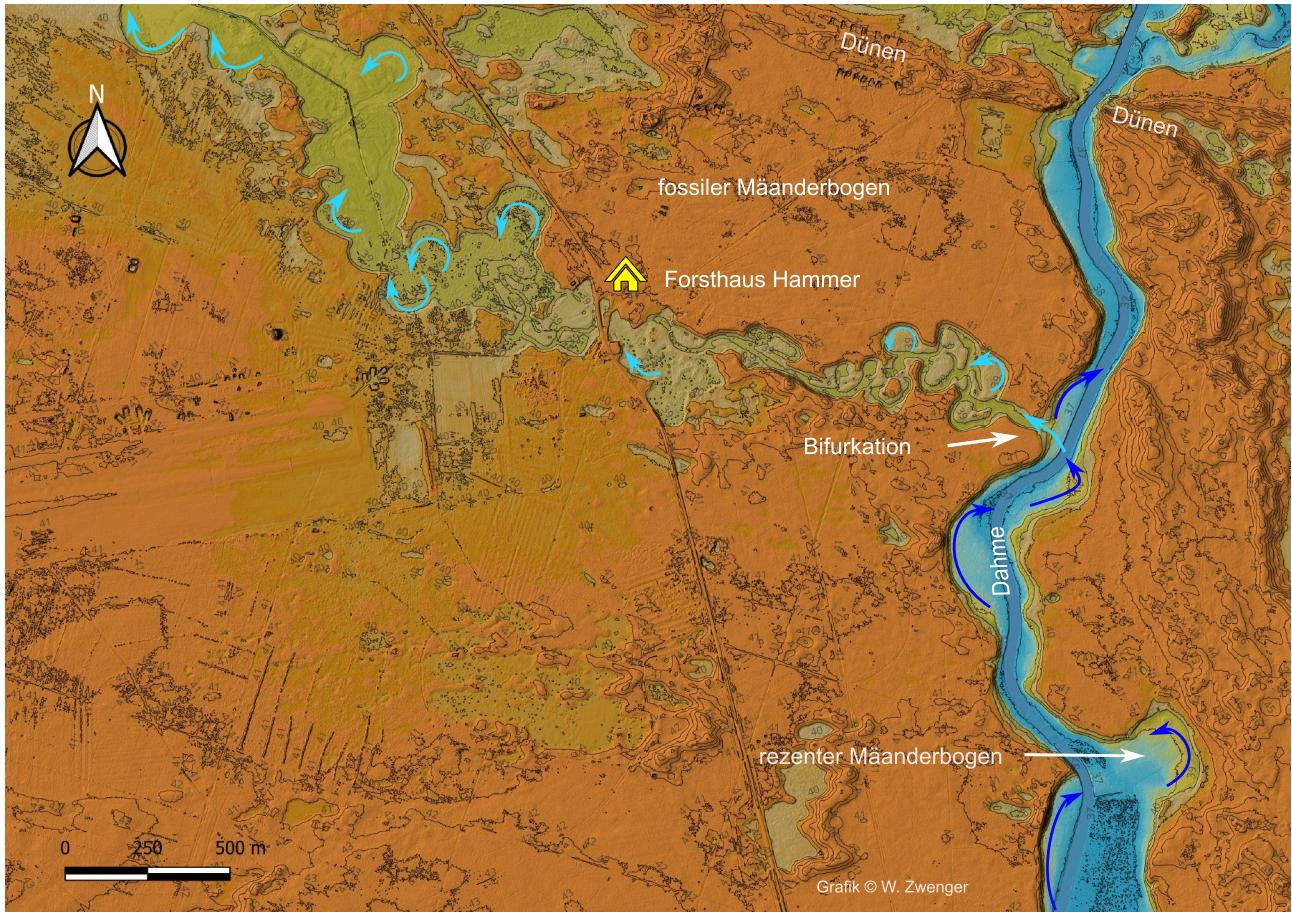


Abb. 3: Bifurkation der Dahme östlich von Hammer im digitalen Geländemodell

## 4 Fazies- und Gefügeinventar der Uferrandsedimente

### 4.1 Morphologische Interpretation anhand des DGM

Das für den Standort erstellte DGM zeigt deutlich, dass die Stintgraben-Niederung von einer fossilen mäandrierenden Fließrinne geprägt wurde. Das holozäne Fließgewässer hat mehrfach eine Änderung seines Laufs erfahren. In der südöstlichen, siedlungsfernen Region der mäandrierenden Rinne sind die Uferrandbarren (point bars) am deutlichsten erkennbar. Wie in Abbildung 2 dargestellt, wird die germanische Siedlung von einem Mäanderbogen mit einem Radius von ca. 90 m tangiert. Die Uferrandbarren sind in Mitleidenschaft gezogen worden, da die Entwässerungsgräben und die Begradiung des Stintgrabens zu einer Zerstörung der Uferrandbarren geführt haben. Aufgrund der vergleichsweise geringen Torfmächtigkeiten in der Stintgraben-Niederung (max. 2 m) sind die dortigen Mäanderbögen im Vergleich zu größeren Moorniederungen weniger gut erhalten. Aus diesem Grund werden die betreffenden Objekte vom LIDAR nicht so deutlich erfasst, wie es beispielsweise im Rhinluch der Fall ist (vgl. ZWENGER 2023a). In nördlicher Richtung der Ausgrabungsflächen sind rudimentäre Mäanderbögen erkennbar, die mit Radien von 50 bis 70 m den Rand der Talsandkante erreicht haben. Die Aue weist in diesem Bereich eine Breite von ca. 200 m auf. In diesem Gebiet befinden sich Flussrandseenken, die infolge von Laufverlegungen des mäandrierenden Flusses allmählich verlandet sind. Die geringen Mächtigkeiten der organischen Sedimentschichten (weniger als 0,5 m) deuten ebenfalls auf die Präsenz kleinerer Hohlformen hin, die durch fluviatile Prozesse entstanden sind. Im DGM ist kein zusammenhängendes Seebecken am Rande der germanischen Siedlung erkennbar, wie es bisher angenommen wurde. Die Bewohner der leicht erhöhten Siedlungsfläche hatten durch den Fluss Zugang zu den anderen Gewässern der Umgebung. Das DGM offenbart im Bereich der Mündung eine Ausbuchtung, welche sich in Richtung des Klein Köriser Sees erstreckt. Ein Vergleich der damaligen Siedlungslage mit der heutigen Situation zeigt, dass die Siedlung früher näher am See lag. Zudem könnte die Lage an einem kleinen Fließgewässer der komfortablere Standort für ihre Errichtung gewesen sein.

### 4.2 Das Bildungsmodell der jungholozänen Flussmäander in der Stintgraben-Niederung

Die unter der Auenoberfläche der Stintgraben-Niederung verborgenen fossilen Mäanderbögen waren bisher unbekannt. In geologischen Karten und Luftbildern sind sie nicht zu erkennen. Infolge der Erweiterung der archäologischen Grabungsschnitte bis an die Peripherie der Niederung wurden fluviatile Sedimente aufgeschlossen, die sich am Gleithang

eines Mäanderbogens abgelagert hatten.

Bezüglich dieser Situation sei auf das geologische Bildungsmodell in Abbildung 4 verwiesen. An der Innenseite von Flussbiegungen werden halbmondförmige Uferrandbarren/-bänke durch die Wirbelströmung angelagert. Die Barren sind parallel zur Strömungsrichtung angeordnet. In den Klein Körner Profilschnitten bestehen sie aus gut sortierten und zumeist schräggeschichteten Sanden. Die Schrägeschichtungsfolgen sind als laterale Anlagerungsgefüge zu interpretieren. Die sich nach oben wiederholenden Schichtstapel bestehen aus ebenen bis flach gebogenen Laminen (vgl. ALLEN 1963; COLLISON 1991; HERBERT et al. 2020). Klimabedingte, zyklische Veränderungen des hydrodynamischen Systems (Wassermenge, Fließgeschwindigkeit und Sedimentfracht) können zu Änderungen der Akkumulationsformen oder zu Erosionen an Mäanderbögen führen. Langfristige Veränderungen der Strömungsverhältnisse verursachen u.a. die Abtragung oder Trennung von Mäanderschlingen. Vom Hauptlauf isolierte-, zumeist gebogene- Altarmgewässer verlanden und vermooren im weiteren Verlauf. Durch Strömungsänderungen können sich Uferrandbarren flussabwärts verlagern. Zwischen den Barren bilden sich schmale Lagunen. Werden diese Lagunen, die parallel zum Stromstrich ausgerichtet sind, nicht abgetragen, sind sie zum Verlanden und Vermooren bestimmt.

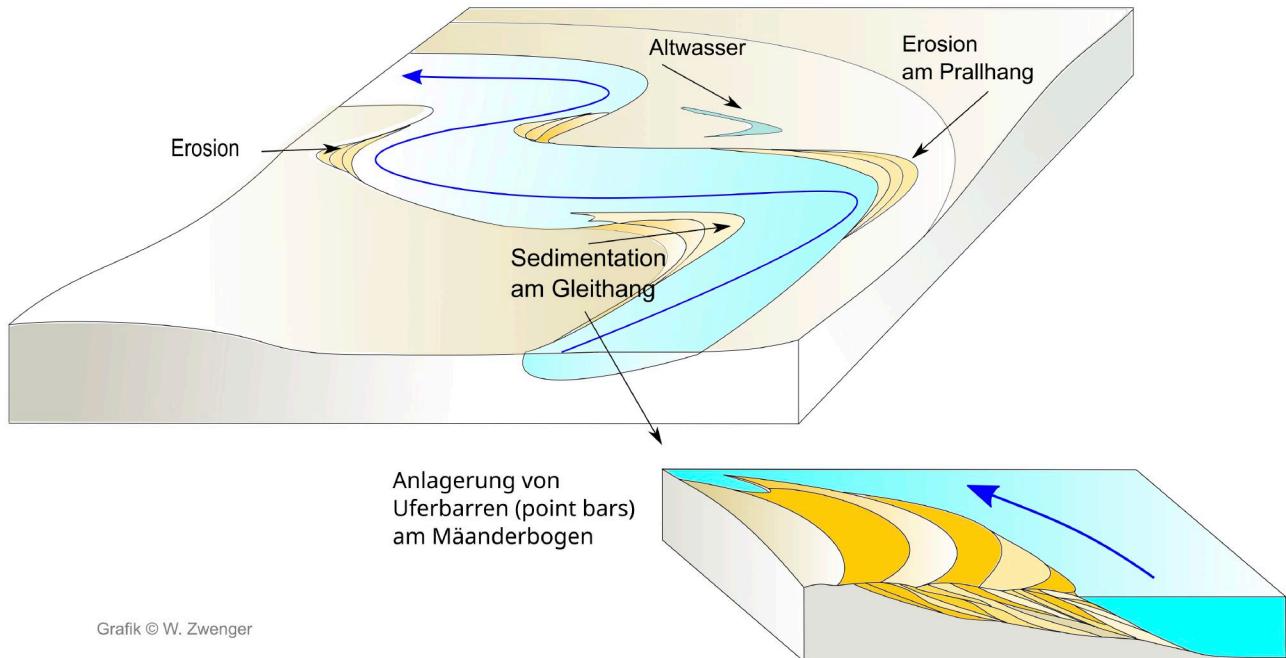
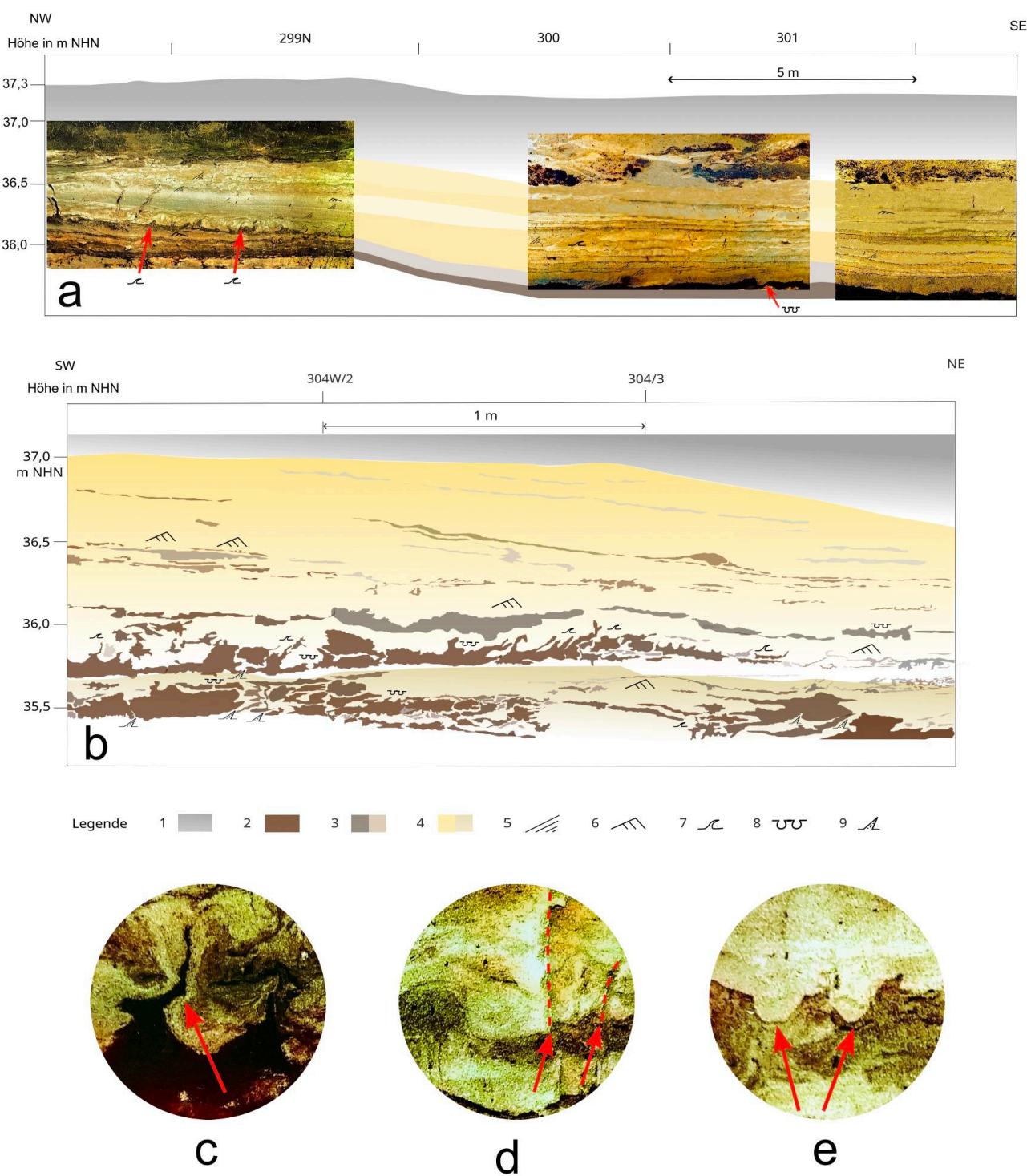


Abb. 4: Bildungsmodell für die Sedimentation an einem Flussmäanderbogen

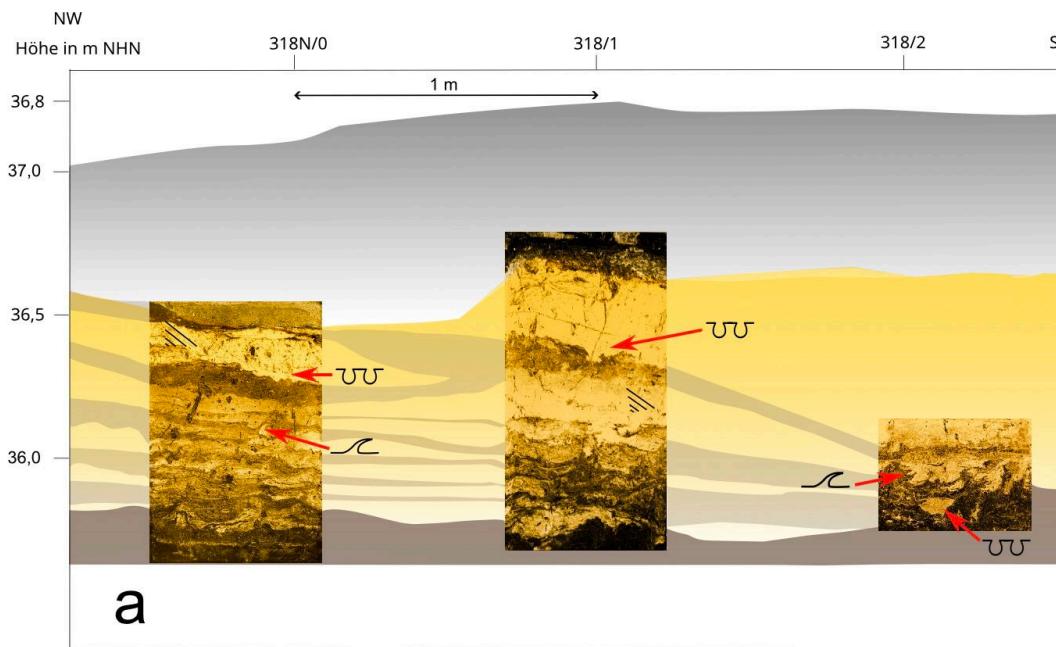
#### 4.3 Primäre Sedimentgefüge der untersuchten Profilschnitte

Die Lage der untersuchten lithologischen Feinprofile in den Quadranten 299–301, 304 und 318 ist der Abbildung 2 zu entnehmen. Die ehemalige Uferlinie des Vorfluters verläuft in etwa entlang der heutigen 37-m-NHN-Höhenlinie des DGM. Die heutige Auenoberfläche der angrenzenden Stintgraben-Niederung liegt bei 36,8 bis 36,5 m über Normalnull. Der gegenüberliegende Rand des Stintgrabens, der sich in einer Entfernung von ca. 120 m befindet, weist eine Geländehöhe von 35,7 m NHN auf. Die oben genannten Grabungssquarette liegen relativ eng beieinander. Sie gewähren lediglich einen äußerst begrenzten Einblick in die subaquatischen Gefüge des ehemaligen Flusses. Der Verlauf der Uferlinie deutet darauf hin, dass es sich um eine Gleithangsituation handelt. Dieses flussmorphologische Detail war offenbar über drei Siedlungsperioden (ca. 300 Jahre) relativ stabil. Es lassen sich jedenfalls keine signifikanten erosiven Schichtdiskordanzen im Gefüge der fluviatilen Sedimente feststellen. Die stratigraphische Abfolge der 1,2 bis 1,5 m mächtigen Schichtenfolge erweist sich als relativ einfach und ist in den vier betrachteten Profilen gleichartig ausgebildet. Aus archäologischer und pollenanalytischer Sicht erstreckt sich der stratigraphische Rahmen der hier behandelten fluviatilen und telmatischen altsubatlantischen Sedimente vom Anfang des 3. Jahrhunderts bis in die erste Hälfte des 5. Jahrhunderts n. Chr. (vgl. KLOSS 1985).

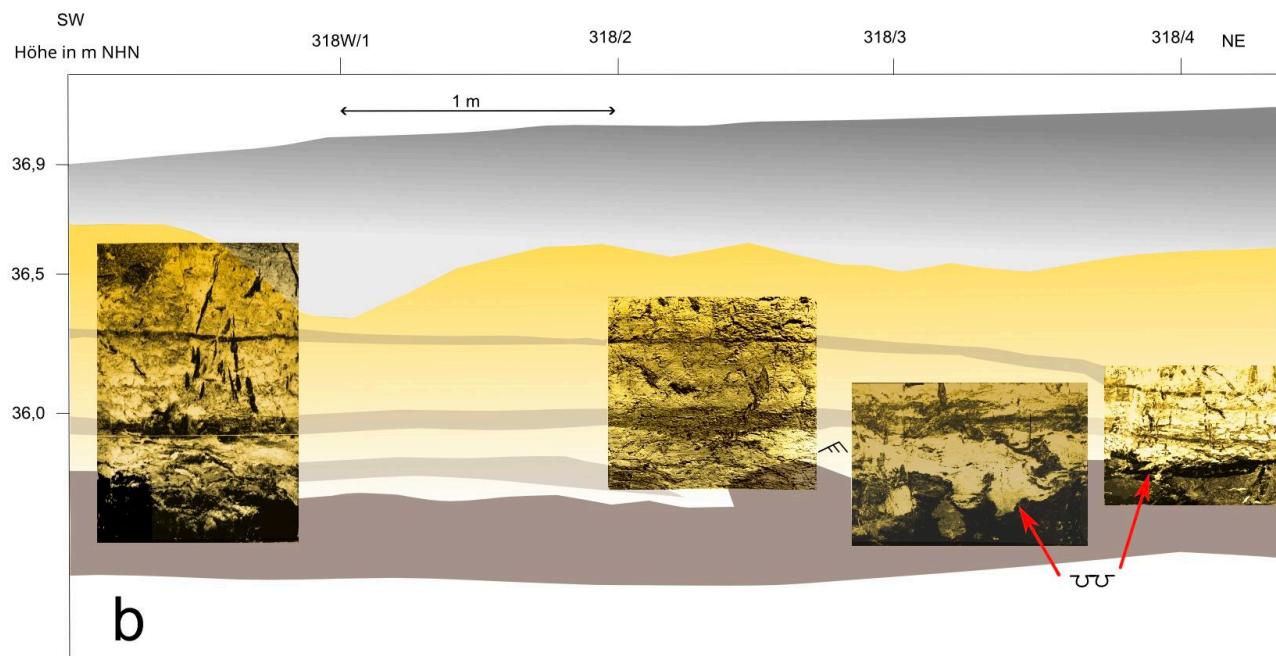
Die untersuchten Profilschnitte nehmen jeweils mit dem sogenannten Basistorf bzw. einer Sandmudde ihren Anfang. Im am weitesten westlich gelegenen Profil 299N (Taf. 1; Abb a) besteht die basale Schicht aus einer Sandmudde. In östlicher Richtung geht sie in Torf über. Diese Schicht weist eine Neigung von 2 bis 4 Grad in östlicher Richtung auf. Die maximale Mächtigkeit des Basistorfes wurde mit ca. 40 cm im Profil 318N registriert (Taf. 2; Abb. a). Der Basistorf enthält Injektionsstrukturen aus Mittel- und Feinsand (Taf. 1; Abb.b). Die Oberfläche dieser Schicht weist in sämtlichen Quadranten sekundäre Deformationsstrukturen (Softsediment Deformation Structures, SSD) auf (vgl. Taf. 1 und Taf. 2).



Tafel 1. Abb. a: Schichtenfolge des Profilschnittes 299–301 N, Abb. b: Schichtenfolge des Profilschnittes 304W, Legende: 1 – Mutter- und Auffüllboden; 2 – Torf; 3 – Sandmudde; 4 – Sande; 5 – planare Schrägschichtung; 6 – Rippelschichtung; 7 – Flammenstruktur; 8 – Lastmarkemarke; 9 – Injektionsstruktur



a



b

Legende 1 2 3 4 5 6 7 8

Tafel 2. Abb. a: Schichtenfolge des Profilschnitts 318N Abb. b: Schichtenfolge des Profilschnittes 318W, Legende: 1 – Mutter- und Auffüllboden; 2 – Torf; 3 – Sandmudde; 4 – Sande; 5 – planare Schrägschichtung; 6 – Rippelschichtung; 7 – Lastmarke; 8 – Flammenstruktur - =

Über dem Basistorf folgt eine Schichtsequenz aus Sandmudden und keilförmig ausstreichenden Sandschichten. In den Profilen 299–301N beträgt die Mächtigkeit dieser oberen Wechsellsagerung 30–40 cm. In den östlich davon gelegenen Profilen 304W, 318N sowie 318W weitet sich diese Sequenz auf 40–60 cm auf. In den Sandschichten, die dort eingeschaltet sind, finden sich nach Osten ausgerichtete Schichtkeile. Wie aus den Profilschnitten zu entnehmen ist, zeigen die altsubatlantischen Sande eine schuppenartige Lagerung über dem Basistorf. Im Kontaktbereich zum Basistorf manifestieren sich in sämtlichen analysierten Quadraten Deformationsstrukturen. Anhand der Folienabzüge konnten in der unteren Wechsellsagerung wiederkehrende, kleinzyklische Rippelschichtungen mit Kammhöhen von 3–5 cm sowie kleindimensionale Schrägschichtungen festgestellt werden. Die schräggeschichteten Sets fallen mit einer Neigung von 25 bis 27° nach Osten ein und werden schließlich in vertikaler Richtung von Horizontaltschichtung oder Schrägschichtungssets gekappt.

Diese Schichtungsarchitektur ist ein typisches Merkmal für fluviatile Uferrandbarren (vgl. MIALL 2010). In den Grabungsprofilen des mesolithisch/neolithischen Moorfundplatzes Friesack 4 sowie Friesack 27a und b im Rhinluch (Ldkrs. Havelland) wurde ein vergleichbares Gefügeinventar unter den ähnlichen Faziesverhältnissen festgestellt (GRAMSCH 2002, GROSS 2020, ZWENGER 2023a). Die Schrägschichtung in den Profilen 299–301N und 218N (Taf. 1 Abb. a; Taf. 2, Abb. a) von Klein Köris deutet auf eine von Ost nach West gerichtete Strömung hin. Die Diskordanzen zwischen Schrägschichtung sowie das wiederholt beobachtete Auskeilen der schuppenartig angeordneten Sandschichten weisen auf einen kleinzyklischen Wechsel von Strömungs- und Sedimentationsphasen hin. In der unteren Wechsllagerung über dem basalen Torf alternieren Stillwasser mit organischer Sedimentation mit Zyklen von fluviatiler Sedimentation im unteren Strömungsniveau.

Über der unteren Wechsllagerung, die von organischen Sedimenten geprägt ist, folgt darüber eine Schichtenfolge, die von Fein- und Mittelsanden dominiert wird und eine Mächtigkeit von ca. 80–100 cm erreicht. Der Wechsel von organischen Stillwassersedimenten zu klastischer Sedimentation könnte nach den palynologischen Befunden an der Wende vom 3. zum 4. Jahrhundert n. Chr. eingesetzt haben (KLOSS 1985). Die Anhebung des Pegels der Vorflut hat die fluviatile Sedimentation befördert, wodurch der Anbau weiterer Sandbarren am Gleithang bis zu einem Höhenniveau von ca. 37,8 m NHN möglich war. Die Stratigraphien der hangenden fluviatilen Schichtsequenz reflektieren primär die vorgegebene Neigung des Uferrandes. Die flachgeneigten Schrägschichtungsserien sind als Anlagerungsgefüge entstanden. Sie fallen mit 3 bis 9° nach Osten ein. Die obere, sandig ausgebildete Sequenz wird durch geringmächtige humose Lagen gegliedert. In den humosen Lagen ist in der Regel eine Änderung des Sedimentgefüges zu beobachten.

Die liegenden Sande zeigen sehr verbreitet Rippelschichtungen sowie kleindimensionale Schrägschichtungsserien. Im NW/SE-orientierten Quadrat 318N fallen die Schrägschichtserien mit 18 bis 35° nach Osten ein. Dies deutet auf einen Anstrom des Gleithanges aus dieser Richtung hin. Die endgültige Oberfläche der Sandbarre lag an dieser Stelle bei ca. 36,8 m NHN. Durch den erneuten Anstieg des Grundwasserspiegels in der ersten Hälfte des 5. Jahrhunderts n. Chr. setzte die Torfbildung in der Niederung wieder ein. Die heutige Oberkante des Decktorfs liegt bei ca. 37,5 m NHN.

#### 4.4 Postsedimentäre Deformationsstrukturen

In allen untersuchten Profilen/Quadranten sind Deformationsstrukturen der SSD zu beobachten. Diese Gefüge sind postsedimentären Ursprungs. Sie werden daher hier getrennt von den primären Sedimentstrukturen diskutiert. In der Entstehungsphase war das Sediment nicht verfestigt, sondern weich und verformbar. Das plastische Verhalten setzt wassergesättigte Porenräume der betrachteten Sedimentschichten voraus. An den Oberflächen der von Sand überlagerten Torf- und Muddeschichten finden sich ubiquitär Flammenstrukturen und Lastmarken (Taf. 1; Abb. c + e). Ihre Entstehung ist auf Dichteinversionen zurückzuführen. Die fluviatilen Sande üben durch ihr größeres Gewicht ( $\text{cal } \gamma$ ) von 16–19  $kN/m^3$  eine Gewichtskraft auf die unterlagernden Mudden oder Torfe aus ( $\text{cal } \gamma$ : 11–15  $kN/m^3$ ). Durch die größere Gewichtskraft der Sande baut sich im wassergesättigten Zustand über den leichten Mudden- oder Torfschichten eine hydrodynamische Instabilität auf (Rayleigh-Taylor-Instabilität). Dadurch sinken die schweren Sandschichten in das organische Sediment ein und bilden an der Grenzfläche ellipsoide Einbuchtungen in Form von Lastmarken.

Das fehlende Korngerüst und die Plastizität der organischen Sedimente begünstigen diese Form der Schichtdeformation. Bei der Intrusion von Sanden kann es ebenfalls zu einer Verformung von deren Lamination kommen. Der Auflastdruck der Sande drückt die hydroplastischen Muddeschichten nach oben, so dass flammenförmige Muddeeinbrüche inmitten der fluviatilen Sande beobachtet werden. Während der Kompaktion der organischen Schichten wird das Porenwasser nach oben gedrückt (Taf. 1; Abb. d). Bei diesem Entwässerungsprozess entstehen Wasseraustrittsstrukturen (vgl. LOWE 1975). Letztere treten gewöhnlich im Zentrum der Flammenstrukturen auf, wo sich frakturartige Wasseraustrittskanäle zur Deckschicht bilden. Im Quadrat 299N sind die Flammenspitzen hangabwärts geneigt (Taf. 1; Abb. a). Diese Strukturen sind eine Folge des plastischen Fließens, welches durch den geringeren Scherwiderstand der Mudden im Vergleich zum Sand verursacht wird. Organische Sedimente weisen von Natur aus eine Inhomogenität auf. In den hier betrachteten Profilen von Klein Köris dominieren Sandmudden. Die Gehalte an organischem Kohlenstoff, der Anteil an klastischem Material und die Korngrößenverteilung sind dort räumlich sehr variabel. Aus bodenphysikalischen Gründen sind Mudden durch Vertikallasten und Scherkräfte leicht verformbar. Dies führt zu komplexen Deformationsgefügen, in denen Auflast- und Fließstrukturen ineinander übergehen. Bei den voran besprochenen SSD handelt es sich um sekundäre Sedimentstrukturen. Es sind postsedimentäre Bildungen, die während der Diagenese der Lockergesteinsschichten entstanden sind. Die unterschiedlichen Gefügetypen sind abhängig von den bodenphysikalischen Eigenschaften der beteiligten Lockergesteinsgruppen. Die wassergesättigten organischen Weichsedimente (Mudden, Torfe) sind aufgrund ihrer Plastizität wenig geeignet, konservierbare Sedimentmarken, wie z. B. menschliche Fußabdrücke, zu fossilisieren. Für das Ältere Subatlantikum Brandenburgs werden Grundwasseranstiege sowie Trockenphasen archäologisch und paläogeographisch diskutiert (GRAMSCH 2002; KAISER et al. 2018). Aus geologischer Sicht ist die Entstehung des Dahme-Nebenlaufes mit einem Grundwasseranstieg verbunden. Nach einer relativ stabilen fluviatilen Phase vom 2. bis zum frühen 5. Jh. n. Chr. mit einem erneuten Grundwasseranstieg, der von KLOSS 1985 für die Mitte des 5. Jh. angenommen wird, wurde die Siedlung aufgegeben. Die zyklischen Schwankungen des Grundwasserspiegels zwischen Überflutungs- und Austrocknungsphasen gehen zwangsläufig mit Änderungen des Kapillardrucks in der betroffenen Sedimentsäule einher. Der Kapillardruck beeinflusst die Kompaktion (vgl. KOOR und ERKENS 2020). Diese Prozesse können sowohl eigene Deformationsstrukturen erzeugen als auch bestehende Deformationsstrukturen verändern. Unabhängig von den

o. g. nichtanthropogenen SSD ist anzumerken, dass in Grabungsschnitten im östlichen Uferbereich von Klein Köris Holzeinbauten gefunden wurden, die naturgemäß mit anthropogenen Schichtstörungen einhergehen (vgl. GUSTAVS 2020, S. 107).

#### 4.5 Granulometrie der Sande

Zur Klärung des Bildungsmilieus wurden aus den Profilschnitten der Quadrate 299, 301, 304, 318 und 319 Proben für Korngrößenuntersuchungen entnommen. Die Quartile Q1, Q2 und Q3 der Korngrößenverteilung dienten zur Berechnung des einfachen Sortiergrades (So) und der Schiefe (Sk) nach den Formeln von TRASK (TRASK 1932; vgl. TUCKER 1985). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind in Tabelle 1 dargestellt.

In fast allen beprobten Schichten wurden feinsandige Mittelsande festgestellt. Eine besondere Ausnahme bildet die Probe 5 aus dem Profil 319/N, die sehr gut sortierte mittelsandige Grobsande lieferte. Diese Probe wurde aus einer Schicht über dem Basistorf entnommen, in der eine Geröllschicht beobachtet wurde. Letzteres ist als Hinweis auf ein außergewöhnliches Fließereignis zu werten. Die Sortierwerte (So) des gesamten Probenmaterials schwanken zwischen 1,35 und 1,88.

Proben (Nr.)	Quadrat	Entnahmetiefe (m GOK)	Benennung (DIN 18196)	Median (Q2)	Sortierung (So)	Schiefe (Sk)
1	304/2	-0,6	mS,fs	0,31	1,56	0,81
2	318/1	-0,8	mS,fs	0,38	1,57	0,82
3	318/2	-1	mS,fs	0,35	1,41	0,95
4	319/1	-1,2	mS,fs	0,38	1,41	0,95
5	319/1	-1,2	gS,ms	0,74	1,35	0,91
6	301	-0,7	mS,fs	0,35	1,88	0,82
7	301	-0,8	mS,fs	0,36	1,71	0,8
8	301	-1	mS,fs	0,35	1,54	0,7
9	301	-1,2	mS,fs	0,37	1,75	0,8
10	301	-1,3	mS,fs	0,37	1,55	0,71
11	301	-1,4	mS,fs	0,32	1,56	0,72
12	301	-1,5	mS,fs	0,38	1,49	0,73
13	299	-0,7	mS,fs	0,28	1,58	0,82
14	299	-0,75	mSfs	0,28	1,59	0,81
15	299	-0,8	mSfs	0,32	1,57	0,7
16	299	-0,9	mSfs	0,34	1,55	0,67
Mittelwerte					1,57	0,8

Tab. 1. Granulometrische Parameter der Sande

Der Mittelwert der Sortierung liegt bei 1,57 und der Mittelwert der Schiefe bei 0,80. Schiefewerte ( $Sk < 1$  (sog. positive Schiefe)) deuten auf eine relativ gute Entmischung der Sande hin. Nach FÜCHTBAUER (1988) sind Trask-Sortierwerte  $> 1,3$  und Schiefewerte  $< 1$  an Gleithängen unregulierter Flüsse häufig anzutreffen. Dünensande weisen eine noch bessere Sortierung auf. Ähnliche fazielle Interpretationen finden sich u. a. bei FRIEDMAN (1992). Die von KLOSS (1985, S. 440) vermutete starke äolische Komponente der aquatisch abgelagerten altsubatlantischen Sande von Klein Köris kann somit nicht bestätigt werden. Die Korngrößenverteilung der Sande innerhalb der untersuchten Quadrate unterstützt vielmehr das fluviatile Bildungsmodell, das sich aus der Architektur der Sedimentkörper und dem primären Sedimentgefüge ergibt.

#### 4.6 Organische Sedimente

Das Tal der jungholozänenzeitlichen Dahme-Bifurkation am Fuße der germanischen Ufersiedlung von Klein Köris ist lediglich 175 m breit. Bei einem maximal möglichen Pegelstand, beispielsweise während der Bildung des Basis- oder des Decktorfes, kommt als Gewässer nur ein kleinerer Flusssee in Betracht. Die geringmächtigen organischen Schichten, die

mit fluviatilen Sanden zwischen dem Basis- und Decktorfhorizont alternieren, dürften Flussrandsenken dokumentieren. Echte Torfe bilden die Minderheit in den untersuchten Profilen. Zum überwiegenden Teil handelt es sich vielmehr um organomineralische Mudden (Synonym: Detritusmudden), die überwiegend aus sedimentiertem Sand bestehen (Silikat-Anteil  $\leq$  95 Masse-%). Ihr Gehalt an organischer Substanz schwankt zwischen 5 und 10 Masse-%. Diese organischen Sedimente sind als Sandmudden einzuordnen (vgl. AG GEOLOGIE 2022; MENKE 1989). Die silikatischen Anteile bestehen aus mittelkörnigem, schwach schluffigem Feinsand (FS, ms, u1; Kurzzeichen nach DIN EN ISO 14688-1). Die mit  $8 - 10^\circ$  einfallende Sandmuddeschicht im Profil des Quadrats 299 N westnordwestlich an der ehemaligen Uferlinie endet bei 36,3 m NHN. Der Anlagerungshang der nachfolgenden fluviatilen Sandschichten schneidet ca. 15 m westnordwestlich die Ordinate von 37 m NHN, also die Höhe der Uferlinie vor der Ablagerung des Decktorfes. Für die Ablagerung des Decktorfes war demzufolge ein Grundwasserstand von 37–38 m NHN nötig. Der rezente Grundwassерpegel liegt mit 35,5 m NHN wesentlich tiefer.

## Literatur

- ALLEN, JOHN ROBERT LAWRENCE, (1963). „The Classification of Cross–Stratified Units. with Notes on their Origin“. In: *Sedimentology* 2.2, S. 93–114. ISSN: 0037-0746. DOI: [10.1111/j.1365-3091.1963.tb01204.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1963.tb01204.x).
- BÖTTNER, LARS, (1999). Die jungquartäre Landschaftsentwicklung im Bereich der Talsandfläche von Märkisch Buchholz. Bd. 73. *Arbeitsberichte des Geographischen Institutes der Humboldt-Universität zu Berlin*. Berlin.
- COLLISON, JOHN, (1991). „Alluvial Sediments“. In: *Sedimentary environments and facies*. Hrsg. von HAROLD G. READING. Oxford: Blackwell, S. 20–62. ISBN: 0632012234.
- FRIEDMAN, GERALD M., (1992). *Principles of sedimentary deposits: Stratigraphy and sedimentology*. New York, NY: Macmillan. ISBN: 0023393599.
- FÜCHTBAUER, HANS, Hrsg., (1988). *Sedimente und Sedimentgesteine*. Stuttgart, Germany: Schweizerbart Science Publishers. ISBN: 9783510651382.
- GRAMSCH, BERNHARD, (2002). „Archäologische Indizien für natürliche und künstliche Wasserspiegelveränderungen in nordostdeutschen Urstromtälern während des Holozäns“. In: *Die jungquartäre Fluss- und Seegenese in Nordostdeutschland*. Hrsg. von KNUT KAISER. Bd. 26. Greifswalder geographische Arbeiten. Greifswald, S. 189–192. ISBN: 386006195X.
- GROSS, DANIEL, (2020). „Islands in the Swamp. Lakescape-reconstructions of Mesolithic sites in the Rhinluch area (Germany).“ In: *Human behavioural adaptations to interglacial lakeshore environments*. Hrsg. von ALEJANDRO GARCÍA MORENO et al. RGZM-Tagungen. Heidelberg: Verlag des Römisch-Germanischen Zentralmuseums, S. 31–42. ISBN: 9783948465391.
- GUSTAVS, SVEN, (2020). „Klein Köris – eine germanische Ufersiedlung südöstlich von Berlin“. In: *Germanen*. Hrsg. von GABRIELE UELSBERG und MATTHIAS WEMHOFF. Darmstadt: wbg Theiss, S. 103–109. ISBN: 9783806242614.
- HERBERT, CHRISTOPHER M. et al., (2020). „Unit bar architecture in a highly-variable fluvial discharge regime: Examples from the Burdekin River, Australia“. In: *Sedimentology* 67.1, S. 576–605. ISSN: 0037-0746. DOI: [10.1111/sed.12655](https://doi.org/10.1111/sed.12655).
- JONES, LAWRENCE S. und HARPER, JOEL T., (1998). „Channel avulsions and related processes, and large-scale sedimentation patterns since 1875, Rio Grande, San Luis Valley, Colorado“. In: *Geological Society of America Bulletin* 110.4, S. 411–421. ISSN: 00167606. DOI: [10.1130/0016-7606\(1998\)110<411:CAARPA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1998)110<411:CAARPA>2.3.CO;2).
- KAISER, KNUT et al., (2018). „A large-scale medieval dam–lake cascade in central Europe: Water level dynamics of the Havel River, Berlin–Brandenburg region, Germany“. In: *Geoarchaeology* 33.2, S. 237–259. ISSN: 0883-6353. DOI: [10.1002/gea.21649](https://doi.org/10.1002/gea.21649).
- KLEINHANS, MAARTEN G. et al., (2013). „Splitting rivers at their seams: bifurcations and avulsion“. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 38.1, S. 47–61. DOI: [10.1002/esp.3268](https://doi.org/10.1002/esp.3268).
- KLOSS, KLAUS., (1985). „Pollenanalysen zur Geschichte einer germanischen Siedlung bei Klein Köris, Kreis Königs Wusterhausen, südöstlich von Berlin“. In: *Flora* 176.5, S. 439–448. ISSN: 0367-2530. DOI: [10.1016/S0367-2530\(17\)30140-8](https://doi.org/10.1016/S0367-2530(17)30140-8). URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0367253017301408>.
- KOOR, HENK und ERKENS, GILLES, (2020). „Modelling subsidence due to Holocene soft-sediment deformation in the Netherlands under dynamic water table conditions“. In: *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences* 382, S. 493–498. DOI: [10.5194/piahs-382-493-2020](https://doi.org/10.5194/piahs-382-493-2020).
- LOWE, DONALD R., (1975). „Water escape structures in coarse-grained sediments“. In: *Sedimentology* 22.2, S. 157–204. ISSN: 0037-0746. DOI: [10.1111/j.1365-3091.1975.tb00290.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1975.tb00290.x).
- MENKE, BURKHARD, (1989). „Sandmudde“. In: *Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1: 25.000 (GK 25)*. Hrsg. von CARSTEN HINZE. Geologisches Jahrbuch A. Stuttgart: Schweizerbart, S. 171–172.
- MIALL, ANDREW D., (2010). *The geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Berlin und Heidelberg: Springer. ISBN: 3540591869.
- STOUTHAMER, ESTHER und BERENDSEN, HENK J.A., (2001). „Avulsion Frequency, Avulsion Duration, and Interavulsion Period of Holocene Channel Belts in the Rhine-Meuse Delta, The Netherlands“. In: *Journal of Sedimentary Research* 71.4, S. 589–598. ISSN: 1527-1404. DOI: [10.1306/112100710589](https://doi.org/10.1306/112100710589).
- TRASK, PARKER D., (1932). *Origin and environment of source sediments of petroleum*. Houston, Texas: Gulf Publ. Co.

- TUCKER, MAURICE E., (1985). Einführung in die Sedimentpetrologie: 20 Tabellen. Stuttgart: Enke. ISBN: 343294781X.
- ZWENGER, WOLFGANG, (2023a). „Die holozäne Flussentwicklung im Bereich der archäologischen Moorfundstelle Friesack im Unteren Rhinluch (NW Brandenburg)“. In: Brandenburger Geowissenschaftliche Beiträge 30, S. 49–63. URL: [https://lbgr.brandenburg.de/sixcms/media.php/9/BGB%201\\_2\\_2023\\_Zwenger%20I.pdf](https://lbgr.brandenburg.de/sixcms/media.php/9/BGB%201_2_2023_Zwenger%20I.pdf).
- ZWENGER, WOLFGANG, (2023b). „Jungholozäne Laufverlegungen der Bode im Bereich des Oscherslebener Salzsattels“. In: Brandenburger Geowissenschaftliche Beiträge 30, S. 65–79. URL: [https://lbgr.brandenburg.de/sixcms/media.php/9/BGB%201\\_2\\_2023\\_Zwenger%20II.pdf](https://lbgr.brandenburg.de/sixcms/media.php/9/BGB%201_2_2023_Zwenger%20II.pdf).

## Karten/Archivalien/Internetquellen

AG GEOLOGIE, (2022). Geologische Kartieranleitung Mudde; 04.10.2022. URL: [https://www.geokartieranleitung.de/  
Fachliche-Grundlagen/Genese-und-Geogenese/Geogenetische-Definition/Lockergesteine/entry/  
57998c20-66ef-4348-a57d-c53b5388cb5a/mid/3427](https://www.geokartieranleitung.de/Fachliche-Grundlagen/Genese-und-Geogenese/Geogenetische-Definition/Lockergesteine/entry/57998c20-66ef-4348-a57d-c53b5388cb5a/mid/3427).

SCHLACHTER, HANS und SCHMIDT, ANDREAS, (2005). Koordinatenbestimmung von 5 Festpunkten im Bereich der archäologischen Ausgrabung „Germanisches Dorf Klein Köris“ Vermessungsbüro Schlachtner & Schmidt: ObVI, 25.10.2005, 1, Niederlehme (unveröff.)