Quantifizierung holozäner Auensedimente im Einzugsgebiet des Schöpfleinsgraben – Nördliche Frankenalb

The Quantification of Holocene floodplain sediments in the Schöpfleinsgraben catchment – Northern Franconian Jura (Germany)

> Bachelorarbeit vorgelegt von Luca Leon Philipp

Angefertigt im Studiengang Bachelor of Science (B.Sc.) in Geographie an der Justus-Liebig-Universität Gießen

Fachbereich 07 – Mathematik und Informatik, Physik, Geographie

24. September 2018

Erstprüfer: Zweitprüfer: Prof. Dr. Markus Fuchs Dr. Thomas Kolb

Inhaltsverzeichnis

Inhal	tsverz	eichnisI		
Abbil	dungs	sverzeichnisIII		
Tabe	llenve	rzeichnisIV		
Abkü	irzung	sverzeichnisV		
1.	Einle	inleitung1		
2.	Stand der Forschung			
	2.1	Beschreibung und Klassifikation des Flusssystems		
	2.2	Die Stellung von Auensedimenten innerhalb der fluvialen Geomorphodynamik im Spätglazial und Holozän7		
	2.3	Modelle zur Landschaftsentwicklung und Einflussnahme des Menschen14		
	2.4	Berechnung des Sedimentvolumens holozäner Auensedimente – verschiedene Quantifizierungsmethoden		
3.	Das Untersuchungsgebiet24			
	3.1	Lage und Abgrenzung24		
	3.2	Geologie24		
	3.3	Relief und Böden25		
	3.4	Hydrologie26		
	3.5	Klima27		
	3.6	Landschafts- und Siedlungsgeschichte		
4.	Arbeitsmethoden			
	4.1	Geländearbeit29		
	4.2	Sedimentanalyse		
	4.3	GIS-Analyse und Ermittlung der Auenfläche		
	4.4	Fehlerberechnung und Berechnung der Durchschnittsmächtigkeit		
5.	Ergebnisse			
	5.1	Profilbeschreibung und Errechnung der Sedimentmächtigkeiten an den Profilen im Einzugsgebiet des Schöpfleinsgrabens		
	5.2	1.1 Oberlauf 1		
	5.2	1.2 Oberlauf 241		
	5.1	1.3 Mittellauf		
	5.2	1.4 Unterlauf 1		

	5.	1.5	Einzelbohrung	
	5.	1.6	Unterlauf 2	50
	5.	1.7	Unterlauf 3	53
	5.2	Be	erechnung der Auenfläche	57
	5.3	Be	erechnung des Sedimentvolumens	59
	5.	3.1	Oberlauf	60
	5.	3.2	Mittellauf	60
	5.	3.3	Unterlauf	60
	5.	3.4	Gesamtvolumen	61
6.	Disk	uss	ion	62
6. 7.	Disk Liter	uss atu	ion verzeichnis	62 70
6. 7. 8.	Disk Liter Inter	uss atu net	ion verzeichnis quellen	62 70 74
6. 7. 8. 9.	Disk Liter Inter Abbi	uss atur net Idu	ion verzeichnis quellen ngsquellen	62 70 74 75
6. 7. 8. 9. Danl	Disk Liter Inter Abbi ksagui	uss atur net Idu	ion rverzeichnis quellen ngsquellen	62 70 74 75 76
6. 7. 8. 9. Dani Anh	Disk Liter Inter Abbi ksagui ang	uss atur net Idu ng	ion rverzeichnis quellen ngsquellen	62 70 74 75 76 77

Abbildungsverzeichnis

Abb.	1: Übersichtskarte zur Lage des Einzugsgebietes	2
Abb.	2: Kontinuum der Flusstypen und einige bestimmende Variablen	4
Abb.	3: Hjulström-Diagramm	6
Abb.	4: Volumenberechnung nach ROMMENS ET AL. (2006)	.19
Abb.	5: Berechnungsschritte zur Ermittlung des Sedimentvolumens nach MACAIRE ET AL. (2002), (eigene Darstellung)	.22
Abb.	6: Klimadiagramm der Station Großziegenfeld	.27
Abb.	7: Ausgewiesene Auenflächen im Schöpfleinsgraben Einzugsgebiet	33
Abb.	8: Vereinfachte Darstellung des Prinzips der linearen Streckung	.34
Abb.	9: Übersichtskarte der im Untersuchungsgebiet angelegten Auenquerprofile und Einzelbohrungen	.36
Abb.	10: Blick ins Tal des Schöpfleinsgraben am Oberlauf	.37
Abb.	11: Lage der Bohrpunkte am Oberlauf 1	.38
Abb.	12: Profilzeichnung des Längsprofils am Oberlauf 1	.40
Abb.	13: Lage der Bohrpunkte am Oberlauf 2	.41
Abb.	14: Profilzeichnung des Querprofils Oberlauf 2	.42
Abb.	15: Lage der Bohrpunkte am Mittellauf	.43
Abb.	16: Profilzeichnung des Querprofils am Mittellauf	.45
Abb.	17: Lage der Bohrpunkte des Profils Unterlauf 1	.46
Abb.	18: Profilzeichnung der Bohrpunkte am Unterlauf 1	.47
Abb.	19: Lage der Einzelbohrung	.49
Abb.	20: Lage des Querprofils Unterlauf 2	.50
Abb.	21: Profilzeichnung des Transekts Unterlauf 2	.52
Abb.	22: Lage der Bohrpunkte des Längsprofils Unterlauf 3	.53
Abb.	23: Profilzeichnung des Längsprofils Unterlauf 3	.55
Abb.	24: Ermittelte Auenfläche eingeteilt in Oberlauf (rot), Mittellauf (grün) und Unterlauf (blau)	.58

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Mächtigkeiten der Auensedimente und Berechnung Oberlauf 1	40
Tab. 2: Mächtigkeiten der Auensedimente und Berechnung Oberlauf 2	42
Tab. 3: Mächtigkeiten der Auensedimente und Berechnung Mittellauf	45
Tab. 4: Mächtigkeiten der Auensedimente und Berechnung Unterlauf 1	48
Tab. 5: Mächtigkeiten der Auensedimente und Berechnung Unterlauf 1	52
Tab. 6: Mächtigkeiten der Auensedimente und Berechnung Unterlauf 3	56
Tab. 7: Berechnung des Volumens holozäner Auensedimente imEinzugsgebiet des Schöpfleinsgrabens	.60

Abkürzungsverzeichnis

A.D.	Anno Domini
B.C.	Before Christ
B.P.	Before present
BP	Bohrprofil
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft
GIS	Geographische Informationssysteme
Jtds. v. Chr.	Jahrtausends vor Christus
ka	kiloyear (10 ³ Jahre)
LEM	Landschaftsentwicklungsmodell
LIDAR	Light Detection and Ranging
n. Chr.	nach Christus
OSL	Optisch stimulierte Lumineszenz
v. Chr.	vor Christus
ü.N.N.	über Normal Null

1. Einleitung

Der globale Umweltwandel hat einen wichtigen Einfluss auf die Mensch-Umwelt-Beziehung und erfährt eine stets wachsende gesellschaftliche Bedeutung. All diese Veränderungen im Umweltsystem haben beispielsweise auch Einfluss auf Flüsse und ihre Einzugsgebiete. Fließendes Wasser als eine der wichtigsten formbildenden Kräfte der Erdoberfläche nimmt in der Geomorphologie eine besondere Stellung ein. Fluviale Prozesse haben einen maßgeblichen Anteil daran, wie sich das heutige Landschaftsbild darstellt. Entsprechend der naturräumlichen Gegebenheiten entstanden so unterschiedliche Fluss- und Talsysteme.

Der Mensch als gestaltender Akteur seiner Umwelt beeinflusste in seiner Geschichte vor allem durch Ackerbau und der Anlage von Siedlungen grundlegend das Landschaftsbild. Seit Beginn des Neolithikums ist eine deutliche Zunahme an Bodenabtrag festzustellen. Um auch zukünftig Vorhersagen über die Auswirkungen menschlichen Handelns zu treffen bedarf es der Untersuchung vergangener Auswirkungen. Die Erkenntnisse dazu lassen sich aus entsprechenden Geoarchiven entnehmen. In diesem Zusammenhang entstanden die für diese Arbeit durchgeführten Untersuchungen im Rahmen des DFG geförderten Projekts: "Siedlungs- und Landschaftsgeschichte der Nördlichen Frankenalb zur Bronze- und Eisenzeit". Dabei gilt es herauszufinden, inwiefern die Sesshaftwerdung des Menschen und die damit verbundenen Eingriffe in die Umwelt die Bodenerosion gefördert haben.

Kolluvien und Auensedimente gelten als korrelate Sedimente der Bodenerosion und wurden mit Hilfe von Rammkernsondierungen im Einzugsgebiet des Schöpfleinsgrabens (9 km²) erbohrt (Abb. 1). Anhand der Bohrungen soll festgestellt werden, wie viel Sedimentmaterial in der Aue, seit Beginn der ackerbaulichen Nutzung abgelagert wurde. Zunächst ist es notwendig, die jeweiligen Flächen als Auen abzugrenzen und auszuweisen. Erst dann kann das darin enthaltene Sedimentvolumen bestimmt werden. Ziel dieser Arbeit ist es die Grenze, den Übergang vom Pleistozän zum Holozän zu "erbohren" um somit die holozänen Auensedimente quantifizieren zu können. Dieser Übergang kennzeichnet sich oftmals durch Schotterablagerungen, die wiederum nur bei entsprechend hoher Transportrate des Flusses verfrachtet werden konnten.

Die daraus gewonnenen Bohrkerne wurden hinsichtlich verschiedener Kriterien (Bodenart, Kalkgehalt, Farbe, oxidative/reduktive Merkmale, Humusgehalt usw.) aufgenommen, eingemessen und visualisiert.

Im Folgenden soll die Arbeit gemäß dem Stand der Forschung eingeordnet werden. Nach der Einführung in das Untersuchungsgebiet werden die verwendeten Arbeitsmethoden vorgestellt. Dabei wird auf die GIS-basierte Analyse sowie die Berechnung der Sedimentmächtigkeiten eingegangen. In den Ergebnissen werden die aus den Bohrungen gewonnenen Erkenntnisse dargestellt. Außerdem wird dabei genauer auf die bestimmten Sedimentmächtigkeiten des jeweiligen Flussabschnitts eingegangen. Die Ermittlung der Auenfläche sowie die Berechnung des Gesamtvolumens sollen im Anschluss präsentiert werden. Eine abschließende Diskussion, in welcher die Ergebnisse kritisch überprüft werden bildet den Abschluss dieser Arbeit. Das Ziel der Diskussion ist es, das Bild über die Mensch-Umwelt-Beziehung in Relation zu den Veränderungen im fluvialen System seit dem Übergang vom Pleistozän zum Holozän zu setzen.



Abb. 1: Übersichtskarte zur Lage des Einzugsgebietes.

2. Stand der Forschung

2.1 Beschreibung und Klassifikation des Flusssystems

Nach AHNERT (2015) wird das fluvialmorphologische Prozessresponssystem von äußeren und inneren Einflussgrößen gesteuert. Bei den Äußeren handelt es sich um Energiezufuhr endogener und exogener Prozesse. Daraus resultieren drei Kategorien ensystemischer Komponenten: Formkomponenten, Materialkomponenten und Prozesskomponenten. Zu den Formkomponenten zählen das regionale Relief, Flussbett und Talboden mit ihren Gefällswerten, sowie die Hangform und -höhe. Formkomponenten werden bestimmt durch das Material und ablaufende Prozesse. Bestimmte geologische Strukturen und Ausgangsgesteine bestimmen beispielsweise über die Flussfracht. Dessen Mobilisierung wird allerdings erst durch Prozesse wie die Verwitterung, Denudation, fluviale Erosion, Transport und Ablagerung möglich. Entsprechend der jeweils dominierenden Steuerungsfaktoren innerhalb eines Einzugsgebiets, ergibt sich aus dem Zusammenwirken der unterschiedlichen Komponenten, ein für die jeweilige Region typisches Landschaftsbild. Betrachten wir auf diese Weise das Einzugsgebiet des Schöpfleinsgrabens, so werden wir auch hier regionaltypische Strukturen, Formen und Prozesse vorfinden. Die Funktionalbeziehungen der einzelnen Komponenten untereinander machen es zu einem fluvialen Prozessresponssystem (AHNERT 2015: 242-245).

Das Klassifikationsschema nach LEOPOLD & WOLMAN (1957) etablierte drei Grundrissformen des Flussbetts: gestreckt, verzweigt und mäandrierend (*straight, braided, meandering*). Entsprechend der vorherrschenden Bedingungen passt ein Fluss sich den Änderungen seiner Flussfracht an, indem er die Form seines Flussbetts danach ausrichtet. Es ist daher wichtig zu verstehen welche bestimmenden Variablen an der Formbildung teilhaben und das Flusssystem charakterisieren.

BURT & ALLISON (2010) beschreiben die Zusammenhänge zwischen Flüssen, Tälern und ihren Auen als Sedimentkaskade. Ausgehend von den Hängen können diese als einzelne "Transferzonen" betrachtet werden. Auf dem Gebiet der Geomorphologie konnte vor allem in den letzten Jahrzehnten die Komplexität und Zusammenhänge dieser Transfers erforscht werden. Der Sedimenttransfer lässt sich vereinfacht in einem Modell darstellen, in dem charakteristische Variablen des Flusssystems (*basin* *size, floodplain width, stream slope* usw.) als allgemeines Kontinuum dargestellt werden. Diese Variablen werden zwei generell vorherrschenden Zuständen zugeordnet: hohe Energiezufuhr und geringe Widerstandskraft, sowie geringer Energiezufuhr und hoher Widerstandskraft (Abb. 2).





Unter erstgenannten Bedingungen bilden sich Flusssysteme aus, die einem ständigen Wandel unterliegen und sich stets in einem Ungleichgewichtszustand befinden. Sie streben ein dynamisches Gleichgewicht an. Kennzeichnend hierfür ist ein episodischer Transport und die Speicherung von Sedimenten, welche vor allem durch Großereignisse hervorgerufen wird. Herrschen jedoch eine geringe Energiezufuhr und eine hohe Widerstandskraft vor, so vollziehen sich nur wenige Veränderungen im System und es besteht eine Tendenz zum stationären Zustand. Akkumulation und Erosion finden hier oft simultan statt und weisen dabei fast gleiche Massen- und Transportbilanzen auf (BURT & ALLISON 2010: 307-308).

Betrachtet man die Abläufe innerhalb einer Sedimentkaskade genauer, so wird man feststellen, dass Einzugsgebiete von Flüssen und Bächen einen großen Teil der Landoberfläche einnehmen und somit eine entscheidende Rolle bei der Landschaftsentwicklung spielen. Durch ihre erosive Tätigkeit prägen sie nachhaltig das Landschaftsbild. Gleichzeitig entstehen durch den Abtrag und anschließende Ablagerung neue Formen. Die Materialverfügbarkeit, dessen Mobilisierung und Transport sind notwendige Schritte bevor es überhaupt zu einer Ablagerung kommen kann. Denudative Prozesse am Hang sowie die Flussarbeit bilden dabei die Hauptkomponenten des fluvialen Systems.

Innerhalb dieses Systems können sich verschiedene Sedimentspeicher bilden. Ausgehend von den Hängen wird entsprechend des vorherrschenden Klimas, der Vegetation und der Geologie, Material durch Verwitterung zur Verfügung gestellt. Zusätzliches Material wird durch das Phänomen der Bodenerosion bereitgestellt. Darunter versteht man einen über das natürliche Ausmaß hinausgehenden Abtrag von Bodenmaterial, hervorgerufen durch anthropogene Eingriffe. Durch Niederschlag und Oberflächenabfluss kommt es zunächst zur korngrößenselektiven Erosion des Bodensubstrats. Der Gravitation und dem Gefälle folgend findet ein hangabwärts gerichteter Transport statt. Mit abnehmendem Gefälle und Fließgeschwindigkeit kommt es zur Ablagerung des zuvor abgetragenen Bodensubstrats im Unterhangbereich. Das dort gespeicherte Material wird als Kolluvium bezeichnet (FUCHS ET AL. 2008). Dieses ist gekennzeichnet durch eine mehrfache Umlagerung von Bodenmaterial und weist oftmals eine entsprechende Horizontierung auf.

Entlang der Wasserläufe lagert sich durch den Fluss transportiertes Material ab (Alluvium). Es wird dabei unterschieden zwischen im Flussbett, am Flussufer und in der Flussaue abgelagertem Material. Zusätzlich wird zwischen Lösungsfracht, Schwebfracht und Geröllfracht differenziert. Zum Transport der jeweiligen Sedimente ist es notwendig, dass ein für die jeweiligen Korngrößen entsprechender Schwellenwert überschritten wird (Abb. 3).





Die Bestandteile der Lösungsfracht entstehen in erster Linie durch chemische Verwitterung. Die im Wasser gelösten Materialien werden transportiert, solange das Wasser fließen kann. Feinkörnige Sedimente werden leicht in Suspension gehalten, weshalb sie längere Transportwege zurücklegen können. Grobe Sedimente hingegen legen nur kurze Strecken unmittelbar entlang des Flussbetts zurück, demnach finden sich gröbere Schotter und Kiese im Bereich des Flussbetts. Tritt ein Fluss über seine Ufer, so findet eine Sortierung der Sedimente entsprechend ihrer Korngröße statt. Je weiter vom Flussufer entfernt, umso feiner sind die abgelagerten Komponenten und desto näher am Flussbett befinden sich die gröberen Sedimente, welche zur Bildung natürlicher Dämme, sogenannten Levees beitragen. Die in der Flussaue akkumulierten Sedimente entsprechen dabei häufig den Korngrößen Schluff und Ton, die überwiegend als Suspensionsfracht angeschwemmt werden. Sie stammen vorwiegend von Böden der Landoberfläche.

Diese alluvialen Sedimentspeicher stellen hervorragende Geoarchive dar und lassen Rückschlüsse auf vergangenes Klima und Landnutzung zu (vgl. Kap. 1). Sie wurden vornehmlich im Holozän abgelagert und treten häufig in Form von Auenlehmen auf. Dabei handelt es sich um durch aquatische Hangdenudation und linienhafte Erosion ausgespülte Feinsedimente, die in den Tälern wieder zur Ablagerung kamen. Entstanden sind sie meist durch anthropogenen Einfluss. Hohe Sedimentationsraten sind vor allem für Phasen erhöhter Rodungsaktivität belegt, zum Beispiel für das Hochmittelalter. Durch die Entstehung ungeschützter Flächen konnte leicht Bodenabtrag stattfinden. Flächenhaft abgelagert sind sie stellvertretend für eine Phase stärkerer fluviatiler Aktivität (LEISS 2011: 158). In Kombination mit den aus Kolluvien gewonnenen Daten und archäologischen Funden kann somit ein ganzheitliches Bild des Bodenabtrags geschaffen werden.

In dieser Arbeit sollen nur die alluvial gespeicherten Sedimente betrachtet werden, um die Menge des im Holozän abgelagerten Materials zu bestimmen. Interessant ist dieser Zeitraum vor allem deshalb, da der Mensch mit Beginn des Neolithikums auch seine direkte Umwelt auf die neue Lebensweise anpasste und veränderte.

2.2 Die Stellung von Auensedimenten innerhalb der fluvialen Geomorphodynamik im Spätglazial und Holozän

Eine zeitliche Einordnung der Sedimente lässt sich anhand verschiedener Parameter vornehmen. Die Abgrenzung anhand morphostratigraphischer Eigenschaften gestaltet sich in der Regel jedoch als schwierig. Aufgrund von Ausräumungs- und Umlagerungsphasen sowie pedogenetischer Prozesse sind Auensedimente vielfach gestört (NOLTE 2000: 8). Außerdem besteht ein generelles Problem darin, dass die Datierung von umgelagertem Material, wie zum Beispiel alluvialen und kolluvialen Sedimenten, nur Informationen über das Alter des Materials, aber nicht zwangsläufig über das Alter zum Zeitpunkt der Ablagerung geben. Um verlässlichere Informationen darüber zu erhalten, sind Datierungsmethoden wie OSL nötig um eine zeitliche Differenzierung alluvialer und kolluvialer Sedimente vorzunehmen (SEIDEL & MÄCKEL 2007: 205-207).

Die hierzu notwendigen Untersuchungen wurden mit konventionellen geomorphologischen Arbeitsmethoden durchgeführt. Die Einordnung der Sedimente soll deshalb auf Grundlage aktueller Forschungsergebnisse zur Abgrenzung holozäner Auensedimente mittels morphostratigraphischer Parameter erfolgen. Dabei spielt der Einfluss des Klimas eine nicht unwesentliche Rolle. Das Ende der letzten Eiszeit vor ca. 12.000 Jahren (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2012) markiert den Beginn der heutigen Warmzeit, dem Holozän. Damit verbunden änderten sich nicht nur die klimatischen Verhältnisse, sondern auch alle davon abhängigen Bestandteile der Umwelt. Der Einfluss eines solchen Wandels hat weitreichende Folgen für alle betroffenen Umweltsysteme, darunter auch das fluviale System.

Der Wandel klimatischer Bedingungen hat zur Folge, dass entsprechend unterschiedliche Sedimente abgelagert wurden. In diesem Zusammenhang kam es in den meisten mitteleuropäischen Flüssen zu einem Umschwung des Flusssystems. Der Übergang vom Pleistozän zum Holozän wird dabei als grundlegende Ursache gesehen.

MEINKE (1995) untersuchte am Mittel- und Unterlauf der Weser die Entwicklung des Flusslaufes im Zeitraum des Spätpleitozäns. Während des Glazials herrschte ein *braided-river-System* vor, was zur Ablagerung der Niederterrasse führte. Nach Rückzug der Gletscher folgte die Weser einem neuen Weg in Richtung Norden und schnitt sich tief in die Sedimente des Drenthe-Glazials ein. Nachdem der neue Flusslauf mit Sedimenten aus der ältesten Niedertrerrasse verfüllt wurde, konnte sich während der Saale- und Weichsel-Eiszeit ein *braided-river-System* über die gesamte Talbreite ausbilden.

Während der Eem-Warmzeit kam es zu einem Wechsel des Flussregimes. Neben einem rapiden Anstieg des Meeresspiegels, führte die Abwesenheit von Permafrost, ebenso wie eine reduzierte Materialverfügbarkeit zur Ausbildung eines mäandrierenden Flusssystems. Wälder und Sümpfe bildeten sich auf der Niederterrasse aus. Mit Beginn des Weichsel-Glazials begann die nächste Erosionsphase. Der Fluss konnte sich erneut eintiefen und trug einen Großteil der organikhaltigen fluvial-limnischen Sedimente des Eeems aus. Der Meeresspiegel fiel wieder ab und es kam zu einer Verschlechterung des Klimas.

Spätestens zu Zeiten des Alleröd konnte sich wieder ein mäandrierendes Flusssystem ausbilden. Die Mäander der Weser schlängelten sich durch eine Sumpflandschaft im Unterlauf ihres Tals. Über 1 m mächtige Schlicksedimente im untersten Bereich der Mittelweser belegen einen Fortbestand des Systems bis zur Jüngeren Dryas. Im Atlantikum stieg der Meeresspiegel wieder an, was gleichzeitig auch den Grundwasserspiegel steigen ließ. In der Folge bildeten sich Sümpfe aus. Folglich sieht MEINKE (1995) Torfe als die ersten holozänen Sedimente, die sich auf der jüngeren Niederterrasse ablagerten, an. KASSE ET AL. (2005) teilten diesen Übergang in drei Abschnitte ein. Für das Einzugsgebiet des Niers beschreiben sie zu Zeiten des Pleniglazials ein *braided-river-System*, welches sich allmählich hin zu einem mäandrierenden Flusssystem entwickelt. Den Zeitraum dazwischen beschreiben sie als Übergangsphase, in welcher sich das Flusssystem dem milderen Klima und den sich ändernden Umweltbedingungen anpasst. Zeitlich betrachtet lässt sich feststellen, dass ab Ende des Spätglazials, spätestens aber während des Alleröd und der Jüngeren Dryas, eine Tendenz hin zu mäandrierenden Flussystemen besteht.

SCHIRMER (1995) beschreibt sieben Phasen holozäner Schotterumlagerungen für verschiedene Einzugsgebiete im Alpenvorland, Zentraleuropa und die nördliche Tiefebene Zentraleuropas. Die Abgrenzung zu pleistozänen *braided river* Terrassen sieht er in unterschiedlichen, texturellen Lagerungsstrukturen der Terrassenkörper und unterscheidet dabei zwischen zwei fluviatilen Serien. Horizontal geschichtete V-Schotter stehen dabei für Ablagerungen eines *braided-river-Systems*, wohingegen lateral geschichtete L-Schotter für ein mäandrierendes Flussystem stehen.

L-Schotter stehen dabei stellvertretend für die durch Seitenerosion des Flusses hervorgerufene laterale Flusslaufverlegung. Deutlich wird dies durch eine horizontale Korngrößensortierung ausgehend vom Stromstrich des Flusses. Weiterhin lassen sich unterschiedliche Terrassenmuster entsprechend dem Fließverhalten der Flüsse erkennen (z.B.: Mosaik-Terrassenmuster oder Schlingen-Terrassenmuster).

V-Terrassen kennzeichnen sich durch eine Blocklage an ihrer Basis, die von horizontal-geschichteten Schottern überlagert wird. Nach oben hin ist eine schwache Zunahme an Sandgehalten festzumachen. Teilweise sind diese von Auenrinnensedimenten durchzogen, welche schließlich in sandig-schluffige Auensedimente übergehen. Die Basis der L-Terrasse bilden Skelettschotter, welche von vertikalen L-Schottern mit einer nach oben hin starken Zunahme an Sandanteilen überlagert werden. Im Gegensatz zu den V-Terrassen finden sich in den L-Terrassen häufig Auenrinnensedimente darüber, welche ebenfalls in sandig-schluffige Hochflutsedimente übergehen.

Auensedimente oberhalb der V-Schotter sind folglich jünger als der darunter liegende Schotterkörper. Ihre Ablagerung beginnt mit der erneuten Einschneidung der Flüsse in ihre vorherigen Ablagerungen. Gleiches gilt für die Auensedimente, welche oberhalb der L-Schotter liegen. Allerdings entspricht ihr Alter demselben wie den zeitgleich, durch Verlegung des Flusslaufs, abgelagerten Schottern. Aufgrund dessen ist bei den im Flussbett und in Auenrinnen akkumulierten Schottern, ein holozänes Alter nicht auszuschließen. Oftmals können die Schotterkörper nur entsprechend ihrer Lagerung voneinander unterschieden werden können.

Den Untersuchungen zufolge gibt es demnach noch vor dem Meiendorf Interstadial einen Wechsel von V-Schottern zu L-Schottern mäandrierenden Flüssen an Obermain, Mittelrhein, Mittel- und Oberweser. Die ersten mächtigeren und feineren Auensedimente werden im Spätwürm (13.000–11.800 B.P.) abgelagert. Mit Beginn des Präboreals ist bis in die Zeit des Atlantikums eine Abnahme der Hochflutsedimentmächtigkeit festzustellen aufgrund einer zunehmend dichteren Vegetation. Erst danach nimmt die Mächtigkeit der Hochflutsedimente wieder zu, was sich auf beginnende Rodungen zurückführen lässt.

BIBUS & WESLER (1995) untersuchten die Talentwicklung und fluviale Auendynamik des mittleren Neckartales anhand der Ausbildung von Mäandern. Sie stellen dabei vier Phasen verstärkter fluvialer Aktivität fest, welche sich mit den klimatischen Änderungen zu Zeiten des Boreal, Atlantikums, Subboreals und frühen Subatlantikums, sowie zu Zeiten der Römer und des Mittelalters decken. Eine allmähliche Verlagerung des Flusslaufes ließ verschiedene Terrassenniveaus entstehen. Diese stehen jeweils stellvertretend für die verstärkte fluviale Tätigkeit des Flusses. Darüber abgelagert finden sich häufig Hochflutlehme.

Die Hauptphasen fluvialer Aktivität werden durch dazwischenliegende Ruhephasen voneinander getrennt. Der Vergleich mit anderen mitteleuropäischen Flüssen zeigt einen Zusammenhang zwischen den wechselnden Akkumulations- und dazwischenliegenden Ruhephasen. Die Erkenntnisse sind ein Hinweis auf weitreichende klimatische Einflüsse. Menschliche Einflüsse, in Form von Bodenerosion, rasche Mäanderbildung und Akkumulation mächtiger Hochflutlehme sind Merkmale der jüngsten fluvialen Tätigkeiten, welche sich ab 1000 A.D. belegen lassen.

ROMMENS ET AL. (2006) unterteilen die alluvialen Sedimente des Nethen auf Grundlage sedimentologischer Eigenschaften und ¹⁴C-Datierungen in drei Ablagerungszeiträume. Torfe und anmoorige Lehme, in 3-6 m Tiefe, kennzeichnen den ersten Zeitraum. Das Ende der Ablagerung liegt hier in etwa bei 2900 B.C. Sie repräsentieren damit frühholozäne Ablagerungen des Präboreals (Beginn ca. 9600 B.C.), Boreals und Atlantikums. Die zeitliche Stellung der Torfablagerungen ins Atlantikum wird in verschiedenen Studien im Dijle Einzugsgebiet belegt. Des Weiteren deuten Untersuchungen der Kalksinter- und Kalktuffablagerungen auf einen Entstehungszeitraum während des Boreals und Atlantikums hin. Zwischen 2 - 3,5 m liegen die Sedimente des zweiten Zeitraums. Sie kennzeichnen sich durch einen hohen organischen Anteil. Radiocarbon-Datierungen stellen diese Sedimente in den Zeitraum von 2900 B.C. bis ins Mittelalter (1000 A.D.). Die Sedimente des jüngsten Zeitraums bestehen aus klastischen Sedimenten der letzten 1000 Jahre (ROMMENS ET AL. 2006: 195-197).

FUCHS ET AL. (2011) unterscheiden bei ihren Untersuchungen an der Aufsess ebenfalls anhand textureller Unterschiede der Sedimente zwischen spätglazialen und glazialen Sedimenten und holozänen Ablagerungen. Die alluvialen Sedimente der Aufsess weisen eine typische lithostratigraphische Abfolge auf. An der Basis befinden sich schlecht sortierte Schotter und Kiese mit bis zu 15 cm Durchmesser. Darüber folgen bis zu 40 cm mächtige Sande und sandige Kiese, mit bis zu 1 cm Durchmesser. In einigen Profilen ersetzt eine organikhaltige Schicht mit darin enthaltenen Molluskenresten in sandiger Matrix die Sande und sandigen Kiese. In einem Fall wird sie durch einen 160 cm mächtigen Torf vertreten. Darüberliegende Schichten bestehen aus einer bis zu 260 cm mächtigen Auflage lehmiger Sedimente. Sie sind überwiegend homogen gelagert, kalkfrei und enthalten teilweise Holzkohle und Keramikfragmente. In Richtung Unterlauf der Aufsess besteht eine Tendenz zur Zunahme der Mächtigkeit der lehmigen Sedimente.

Zum besseren Verständnis der Abfolge der alluvialen Sedimente und zur zeitlichen Einordnung wurden OSL und ¹⁴C-Datierungen durchgeführt. Für die Schicht der Schotter und Kiese wird angenommen, dass sie zu Zeiten des Spätglazials oder Glazials unter den Bedingungen eines *braided-river-Systems* abgelagert wurden. Leider konnten an der Aufsess keine OSL-Alter der Schotter bestimmt werden. Allerdings ließen sich korrelate Schotter aus der nahegelegenen Wisent datieren und konnten dem letzten Glazial zugeordnet werden. Alle oberhalb abgelagerten Sedimente stammen aus dem Holozän.

Radiocarbon-Datierungen des Torfs belegen ein Alter von 7,44 \pm 0,07 ka, womit sich die organikhaltigen Schichten über den Schottern unter den warm-feuchten Klimabedingungen des Atlantikums (Frühholozän) gebildet haben müssen. Aus den Sanden und sandigen Kiesen über den pleistozänen Schottern wurden vereinzelte Proben ebenfalls auf pleistozänes Alter datiert. Hier ist allerdings von pleistozän umgelagertem Material auszugehen. Dies zeigt, dass grobkörniges Material nicht immer eindeutig dem Pleistozän zugeordnet werden kann.

Alluviale Sedimente vom Früh- bis Mittelholozän fehlen an der Aufsess fast vollständig. Ein Grund dafür könnten ausbleibende Erosion oder unzureichende Sedimentzufuhr sein. Ähnliche Situationen wurden an anderen mitteleuropäischen Flusssystemen mit einem abrupten Wandel innerhalb der Flussdynamik vor ca. 2 ka Jahren beschrieben. Die Flüsse begannen danach mit der Ablagerung von Feinsedimenten in der Aue. Auch an der Aufsess konnte dies durch die Ablagerung feinkörniger, lehmiger Sedimente, welche im Zeitraum zwischen ca. 2,4 ka bis 3 ka begannen, belegt werden (FUCHS ET AL. 2011: 6-8).

HOUBEN (2012) beschreibt den Aufbau der Talsedimente für das Rockenberg Einzugsgebiet mit 1,5 bis 2 m mächtigen graubraunen, tonig-schluffigen Auensedimenten, die sich auf anthropogene Bodenerosion zurückführen lassen. Darunter liegen dunkelgraue bis schwarze schluffige Tone, die er als *"Black Floodplain Fines"* ausweist. Die *"Black Floodplain Fines"* sind ein regionaler Markerhorizont und entsprechen dem von RITTWEGER (2000) beschriebenen schwarzen Auenboden. Dessen Entstehung wird ins Präboreal gestellt und deutet auf eine längere holozäne Stabilitätsphase hin. Darunter liegt eine typische pleniglaziale bis spätglaziale Abfolge, bestehend aus Kiesen, Sanden und Schluffen (HOUBEN 2012: 14).

In ihren Untersuchungen zur quartären Stratigraphie Südbayerns wissen DOPPLER ET AL. (2011) Auensedimente als holozäne Ablagerungen auszuweisen. Das Holozän umfasst den Zeitraum der menschlichen Besiedelung, die zu einer bedeutenden Beeinflussung des Ökosystems führte. Dieser Einfluss ist in den Flusstälern durch flächenhaft abgelagerte Auensedimente nachweisbar. Die feinkörnigen Sedimente stammen von Auswaschungsprozessen, hervorgerufen durch Waldrodungen, die seit der Bronze-Zeit (spätes Subboreal) stattfanden. Folglich lassen sich Auensedimente weitgehend, aber nicht ausschließlich, auf den Zeitraum des Spätholozäns beschränken.

In Bayern kommen holozäne Ablagerungen hauptsächlich als Flusssedimente entlang der Wasserläufe vor. Die fluviale Geomorphodynamik einer Warmzeit unterscheidet sich deutlich von der einer Kaltzeit. Warmphasen zeichnen sich durch eine weitgehend geschlossene Vegetationsdecke, einen aktiven Grundwasserkörper, und ein daraus resultierendes gemäßigtes Abflussregime aus. Mäandrierende Flusssysteme sind durch weit verbreitete Terrassenfolgen belegt. Die Terrassen der Unterläufe der alpinen Flüsse und im Donautal zeigen nur geringe Höhenunterschiede. Eine Kombination aus sedimentologischen Analysen und Datierungen spricht für eine Flussdynamik, die während des Holozäns deutlich variiert. Da die zugehörigen Änderungen fast synchron in allen Flusssystemen des Nördlichen Alpenvorlandes auftreten, scheint die Terrassenentwicklung durch klimatische Veränderungen ausgelöst zu werden. Das Holozän umfasst die letzten 11,5 ka. Eine vergleichsweise kurze Zeit in Bezug auf den geologischen Zeitrahmen. Zur Klassifizierung oder numerischen Altersbestimmung von holozänen Ablagerungen gibt es je nach Material verschiedene Methoden. Darunter die Palynologie, Radiocarbon-Datierung, Lumineszenz-Datierung, stabile Isotope, Dendro-Chronologie, archäologische und historische Techniken. Dadurch sind hochaufgelöste Analysen dieses Zeitraums möglich. (DOPPLER ET AL. 2011: 344- 346).

Die vorgestellten Untersuchungen zeigen, dass der Wandel innerhalb der fluvialen Geomorphodynamik entweder durch klimatische Einflüsse oder menschliche Aktivitäten gesteuert wird. Mit Beginn des Holozäns können die Auensedimente stellvertretend für wärmere Klimabedingungen gesehen werden. Von diesem Zeitpunkt an werden in erster Linie Feinsedimente akkumuliert. Dies hat langfristig zur Folge, dass es zur Ausbildung mäandrierender Flusssysteme kommt. Eine zeitliche Abgrenzung der fluvialen Sedimente lässt sich durch diesen Wandel nur bedingt vornehmen. Vorhandene Markerhorizonte, wie der schwarze Auenboden oder die Laacher-See-Tephra, sind regionale Erscheinungen, die in anderen Untersuchungsräumen nicht anzutreffen sind. Vielmehr ist dort die räumliche Variabilität und die Größe der Einzugsgebiete ausschlaggebend für die Sensibilität der jeweiligen Flusssysteme auf Veränderungen des Klimas oder der Umweltbedingungen. Klimatische Fluktuationen während des Holozäns haben Veränderungen des Systems zur Folge. Die Reaktionszeit auf diese Veränderungen, bestimmt die ablaufenden Prozesse und beeinflusst somit die Materialströme.

2.3 Modelle zur Landschaftsentwicklung und Einflussnahme des Menschen

Mit Beginn der 1960-iger Jahre wurden erstmals Versuche unternommen das fluviale System quantitativ zu erfassen. Durch das Aufkommen technischer Neuerungen Mitte der 1990-iger Jahre (Geographische Informationssysteme) wurde ein Werkzeug geschaffen, welches es ermöglichte geländebasierte Daten zu digitalisieren. Dadurch konnten Berechnungen und Vorhersagen anhand aufgenommener Daten durchgeführt werden. Heute gewährleistet der technische Fortschritt vielfältige Möglichkeiten zur Simulation und Rekonstruktion zukünftiger Landschaftsentwicklungen. Die Anwendung und Implementierung von Modellen sind in den letzten Jahren in den Vordergrund der Forschung gerückt. Dennoch besteht die Notwendigkeit der Verifizierung dieser Modelle. Sichergestellt werden kann dies nur durch eine Überprüfung im Gelände. Angestrebt werden sollte deshalb eine Kombination aus konventioneller Geländearbeit und daraus gewonnenen Daten, welche die Grundlage für zukünftige Modellrechnungen darstellen. Dadurch kann eine bessere Auflösung gewährleistet werden.

Folgend sollen einige dieser Modelle unter Berücksichtigung geomorphologischer Aspekte vorgestellt werden. Schwerpunktmäßig beruhen sie auf messbaren Umweltfaktoren. Dabei agieren Landschaftsentwicklungsmodelle (Landscape evolution models–LEM) als quantitative Werkzeuge, welche die Entwicklung der Landoberfläche und der darauf stattfindenden Prozesse simulieren (VALTERS 2016: 1).

LEM sind physikalisch-basierte Prozessmodelle. Die meisten Modelle simulieren hydrologische, fluviale oder denudative Prozesse, können aber auch glaziale, äolische oder tektonische Prozesse beinhalten. Ihr Anwendungsbereich bezieht sich meist auf die Einzugsgebiete von Flüssen in der Größenordnung von 10-1000 km². Die zu betrachtenden Zeiträume können dabei abhängig von der Fragestellung zwischen Jahrzehnten, Jahrhunderten, Jahrtausenden oder gar Jahrmillionen variieren. Die Entwicklung der Landschaft wird in LEM durch das Abflussverhalten von Wasser simuliert. Hierzu wird die Höhendifferenz einzelner benachbarter Zellen in einem digitalen Geländemodell (DGM) berechnet. Um die Reaktion eines Einzugsgebiets auf Umweltveränderungen bestmöglich zu simulieren, ist es wichtig eine breite Palette von Prozessen zu berücksichtigen. Denn nicht nur die direkten Auswirkungen jedes Prozesses selbst, auch die Wechselwirkungen zwischen verschiedenen Prozessen und deren Rückkopplungsmechanismen nehmen entscheidenden Einfluss auf die Landschaftsentwicklung. So sind beispielsweise die an den Hängen ablaufenden Prozesse nicht nur für die landschaftliche Entwicklung von Bedeutung, sondern auch für das fluviale System. Einerseits sind die Hänge hauptverantwortlich für die Sedimentzufuhr des fluvialen Systems und beeinflussen somit die Dynamik des Sedimenttransports und dessen Speicherung. Andererseits sind denudative Prozesse davon abhängig, dass das von ihnen herantransportierte Material durch die Flüsse abtransportiert wird. Folglich erlauben LEM die Kopplung denudativer und fluvialer Prozesse und ermöglichen es somit die Wechselwirkungen innerhalb eines gesamten Einzugsgebietes nachzuahmen (VAN DE WIEL ET AL. 2011).

COULTHARD & VAN DE WIEL (2013) untersuchten die Zusammenhänge zwischen Klima, Tektonik und Morphologie mittels eines solchen LEM. Dabei greifen sie bei ihren Untersuchungen auf das CAESAR-Modell zurück. Grundlegende Parameter zu deren Berechnungen sind Geländehöhe, Korngröße, Niederschlag und Abflussmengen. Unterschieden wird dabei zwischen Modellen zur Hydrologie, Oberflächenabfluss, fluvialer Erosion und Akkumulation und denudativen Prozessen. Abflussmenge und Fließgeschwindigkeit werden dabei durch Höhenunterschiede der jeweiligen Zellen berechnet.

Der Sedimenttransport aller Korngrößen soll in ihren Untersuchungen betrachtet werden. Demnach wird zwischen Geschiebefracht und Schwebfracht unterschieden. Dieses Vorgehen ermöglicht es eine Selektion von Erosion, Transport und Ablagerung der verschiedenen Korngrößen vorzunehmen. Das Resultat zeigt sich in Form einer variablen Verteilung der Sedimente. Um tektonische Hebungsprozesse zu simulieren fügten sie dem Modell einen Algorithmus hinzu, der die spezifische Hebungsrate zu einem bestimmten Zeitpunkt nachahmen soll. Im Swale Einzugsgebiet in Nordengland wurden die Auswirkungen tektonischer Hebung und steigender Niederschläge simuliert.

In den Ergebnissen wird dargestellt wie sich die Topographie im Laufe der Zeit unter vorgegebenen Bedingungen ändert. In den Experimenten wurde festgestellt, dass klimatische Veränderungen stärkeren Einfluss auf das Gesamtsedimentvolumen haben als tektonische Hebungen. Es sei allerdings zu erwähnen, dass es in allen Szenarien mit Hebungen oder klimatischen Änderungen zu einer Zunahme der Sedimentzufuhr kam. Sie gehen dabei von der Annahme aus, dass die Mächtigkeit der Sedimente innerhalb eines Einzugsgebietes eher stellvertretend für klimatische, als für tektonische Veränderungen steht. Welche Rolle das Ausgangsgestein und die Vegetation für die Entwicklung eines Einzugsgebietes einnehmen, konnte in diesen Simulationen nicht gezeigt werden. Die Betrachtung dieser Einflüsse kann Bestandteil weiterer Forschungen sein. So gibt beispielsweise DOTTERWEICH (2008) zu bedenken, dass es in Zentraleuropa unter natürlichen Bedingungen zu einer bedeutenden Behinderung geomorphologischer Prozesse durch die natürliche Vegetation kommt (DOTTERWEICH 2008: 195).

Für die Simulationen wurde ein natürliches Einzugsgebiet ausgewählt, um die topographische Vielfalt mit Nebenflüssen, Auen, Schwemmfächern ebenso wie aktuellen Niederschlagsdaten und Korngrößen darzustellen. Abschließend stellen sie fest, dass klimatische Änderungen eher das Gesamtvolumen der Sedimente beeinflusst. Tektonische Hebungsprozesse hingegen tendieren eher dazu, die Korngrößenverteilung der Sedimente zu beeinflussen (COULTHARD & VAN DE WIEL 2013).

Andere Modelle versuchen die Interaktion zwischen menschlicher Aktivität und fluvialen Systemen darzustellen. Die Mobilisierung und Umlagerung von Sedimenten spielen in dieser Hinsicht eine entscheidende Rolle. Aber auch äußere Umwelteinflüsse und klimatische Veränderungen, die im Laufe der Zeit stattfinden beeinflussen die im System ablaufenden Prozesse. Von besonderem Interesse ist daher ein besseres Verständnis der relativen Bedeutsamkeit klimatischer und anthropogener Einflüsse auf das Verhalten geomorphologischer Systeme (PRESTON & SCHMIDT 2003).

MACKLIN (1999) geht davon aus, dass ein vollständiges Verständnis der Beziehungen zwischen Mensch, Fluss und Umwelt erst dann möglich ist, wenn sich durch das Zusammenwirken geomorphologischer und archäologischer Untersuchungen in Flusstälern, eine adäquate räumliche und zeitliche Auflösung über längere Zeiträume ergibt.

Die Frage nach der räumlichen und zeitlichen Auflösung stellt sich in allen Modellen, die sich mit der Landschaftsentwicklung auseinandersetzen. Zur Durchführung von Modellrechnungen benötigt es ein Bezugssystem, welches die Materialströme aller relevanten Größenordnungen betrachtet. Das räumliche und zeitliche Ausmaß einer Untersuchung soll dabei helfen die spezifischen Prozesse festzustellen und dazu beitragen eine geeignete Methode auszuwählen. Dabei kommt es immer darauf an, auf welcher räumlichen Ebene die entsprechenden Prozesse betrachtet werden. Die meisten gut ausgearbeiteten Studien zu diesem Thema stammen aus Einzugsgebieten mittlerer Größe, welche die erosiven Auswirkungen auf die Geländeoberfläche betrachten. Die kleinste räumliche Ebene in welcher die landschaftliche Entwicklung betrachtet werden kann, ist die der Hänge (MARTIN & CHURCH 2004).

Inwiefern der Mensch Einfluss auf die Entwicklung nimmt, stellt DOTTERWEICH (2008) in seinen Untersuchungen zur langfristigen Interaktion des Menschen und seiner Umwelt dar. Er betrachtet hierbei den Zusammenhang zwischen Bodenerosion und fluvialen Ablagerungen innerhalb kleiner Einzugsgebiete in Zentraleuropa und stellt dabei fest, dass fast alle Studien hochaufgelöste Analysen kolluvialer und alluvialer Sedimente verwenden. Dies gewährleistet eine detaillierte, quantitative Rekonstruktion der Intensität und Häufigkeit vergangener Bodenerosion. Die Mehrzahl dieser Studien weist darauf hin, dass Sedimentflüsse sehr empfindlich auf Änderungen der lokalen Landnutzung reagieren, während klimatische Änderungen eine eher untergeordnete Rolle einnehmen. Unabhängig davon stellen sich Höchstwerte für Bodenerosion dar, welche zeitgleich mit Phasen hoher Landnutzungsintensität und raschem Klimawandel auftreten. DOTTERWEICH (2008) hebt dabei vor allem zwei auffallende Phasen der Bodenerosion hervor:

- 1. Die erste Hälfte des 14. Jh. zu Beginn der kleinen Eiszeit
- 2. Mitte des 18. Bis frühes 19. Jh. am Ende der kleinen Eiszeit

In Korrelation mit der Flussaktivität könnten weitere Höchstwerte für das Ende der Bronze-Zeit und das Ende der Römer-Zeit angenommen werden.

Ausgehend von ¹⁴C-Datierungen unterscheiden MÄCKEL & FRIEDMANN (1999) im südlichen Oberrheintiefland und Schwarzwald acht holozäne Auelehmphasen, die weitgehend auf die Einflüsse des wirtschaftenden Menschen zurückzuführen sind:

 die neolithische Auenlehmphase, 2. die bronzezeitliche Auenlehmphase, 3. die latènezeitliche Phase, 4. die römerzeitliche Phase (1. bis 4. Jh.), 5. die Auenlehmphase der Landnahmezeit (5./6.Jh. n. Chr.) und des Siedlungsausbaus (7./8. Jh.),
die mittelalterliche Phase (10/12. Jh.), 7. Die hochmittelalterliche (14./15. Jh.) und 8. die neuzeitliche Auenlehmphase (17./18. Jh.).

Sie weisen darauf hin, dass es zeitgleich zu Phasen verstärkter Kolluvienbildung kam.

Für das Einzugsgebiet des Rheins fassen HOFFMANN ET AL. (2009) zusammen, dass die Raten der holozänen Auensedimentation, nur unwesentlich durch klimatische Einflüsse oder die Größe der Einzugsgebiete bestimmt wurde. Vielmehr ist ein starker menschlicher Einfluss in den letzten 3000 Jahren dafür verantwortlich.

Über die holozäne Zeitspanne hinweg kennzeichnen sich fluviale Systeme durch eine Variabilität ihrer Raten in der Produktion, Speicherung und dem Transport von Sedimenten. Die sukzessive bis rasante, aber stets kontinuierliche Änderung dieser Raten wird hauptsächlich durch klimatische Einflüsse und die durch den Menschen verursachte Landnutzungsänderung hervorgerufen.

Um die Rolle äußerer und innerer Einflüsse auf die Variabilität innerhalb der Sedimentdynamik besser zu verstehen werden systemarische Lösungsansätze gesucht. In welchem Ausmaß klimatische Ereignisse und/oder menschliche Handlungen den Sedimenttransport beeinflusst haben bleibt jedoch oft unklar. Der Zugang zu quantitativen Daten hinsichtlich der Produktion, der Speicherung und dem Transport von Sedimenten über variable Zeitskalen ist deshalb äußerst wichtig. Ein bewährter Ansatz zur quantitativen Erfassung ist die Ermittlung eines Sedimentbudgets. Im Vergleich zu früher liegt der Fokus heute eher in der langfristigen Aufnahme von Sedimenttransport-, –speicherungs und -austragungsprozessen innerhalb von Einzugsgebieten (vgl. ROM-MENS ET AL. 2006, SEIDEL & MÄCKEL 2007, NOTEBAERT ET AL. 2008, FUCHS ET AL. 2011, HOUBEN 2012)

(VERSTRAETEN ET AL. 2009).

Es zeigt sich, dass noch mehr Forschungsarbeit nötig ist um ein vollständiges Verständnis der Mensch-Umwelt-Interaktionen zu erlangen. Quantitative Methoden, in Kombination mit archäologischen Untersuchungen, könnten vielversprechende Ergebnisse liefern. Die interdisziplinäre Zusammenarbeit ermöglicht es, Aussagen darüber zu treffen, in welcher Zeit und unter welchen Bedingungen Erosions- und Akkumulationsprozesse stattfanden. In diesem Zusammenhang erweisen sich verschiedene Modellrechnungen als ein geeignetes Mittel, um besser auf die in Zukunft zu erwartenden Veränderungen vorbereitet zu sein. Allerdings gilt es sie stets mit den Erkenntnissen der konventionellen geomorphologischen Methoden und verschiedener Datierungsmethoden zu ergänzen.

2.4 Berechnung des Sedimentvolumens holozäner Auensedimente – verschiedene Quantifizierungsmethoden

Nach heutigem Forschungsstand gibt es verschiedene Herangehensweisen das Sedimentvolumen innerhalb eines Einzugsgebietes zu bestimmen. Dennoch gibt es verhältnismäßig wenige Arbeiten, die sich mit der Quantifizierung von Erosion und Ablagerung über längere Zeiträume, wie beispielsweise dem Zeitraum des Holozän, befassen und dabei gleichzeitig denudative und fluviatile Prozesse berücksichtigen (ROM-MENS ET AL. 2006: 188).





Sedimentvolumen der Auensedimente im Einzugsgebiet des Nethen (Zentral Belgien) zu bestimmen, wurde die Auenfläche in homogene Abschnitte aufgeteilt, die jeweils durch ein repräsentatives Transekt erfasst wurden. Dabei wird das ursprüngliche konkave Querprofil durch ein vereinfachtes rechteckiges Querprofil mit der durchschnittlichen Mächtigkeit (d(mean)) ersetzt (Abb. 4). Das Volumen des jeweiligen Abschnitts (Valluv.unit) errechnet sich aus der durchschnittlichen Mächtigkeit und der Fläche des Abschnitts (Aalluv. unit) (ROMMENS ET AL. 2006: 189-191)

Abb. 4: Volumenberechnung nach Rommens, ROMMENS ET AL. (2006).

SEIDEL & MÄCKEL (2007) erfassten in den Einzugsgebieten von Elz und Möhlin im südlichen Oberrheingraben deren holozänes Sedimentbudget. Zur Quantifizierung der holozänen Sedimente gingen sie von der allgemeinen Annahme zur Unterscheidung holozäner und pleistozäner Sedimente aus. Der Übergang von Spätglazial zu Holozän wird durch einen Wechsel der Korngröße der Sedimente festgemacht. Demnach werden grobe Kiese und Sand dem Spätglazial und Feinsedimente dem Holozän zugeordnet. Weiterhin unterscheiden sie bei der Berechnung des Sedimentvolumens zwischen alluvialen und kolluvialen Sedimenten. Die zwei Einzugsgebiete wurden weiterhin aufgeteilt in verschiedene Landschaftstypen, welche entsprechend des Wasser- und Bodenatlasses von Baden-Württemberg ausgewiesen wurden. Gebiete mit ähnlichen Eigenschaften hinsichtlich Relief, Boden, Geologie und Landnutzungsgeschichte wurden zusammengefasst zu 32 verschiedenen holozänen Sedimentspeichertypen. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Sedimente wurde durch die Auswertung bereits vorhandener Datensätze aus vorherigen Forschungsprojekten bestimmt. Das Volumen der holozänen Sedimente wurde berechnet, indem die durchschnittliche Mächtigkeit mit der Fläche des jeweiligen Sedimentspeichertyps multipliziert wurde.

NOTEBAERT ET AL. (2010) quantifizierten die holozänen Sedimente drei unterschiedlicher Einzugsgebiete in Belgien über verschiedene Extrapolationstechniken. Grundlage waren auch hier, die aus Bohrungen gewonnenen Daten entlang von Auenquerprofilen (*cross sections*). Sie gehen von der Annahme aus, dass simple Regressionsgleichungen enorme Möglichkeiten zur Extrapolation limitierter Datensätze, hinsichtlich der Sedimentmächtigkeit bieten. In Bezug auf die Quantifizierung von Auensedimenten im gesamten Einzugsgebiet, wären dementsprechend weniger Bohrungen nötig. Sie beschränkten ihre Berechnungen dabei ausschließlich auf die abgelagerten Feinsedimente.

Um eine Extrapolation für das gesamte Einzugsgebiet vornehmen zu können, musste die räumliche Ausdehnung der Aue bestimmt werden. Hierzu wendeten sie verschiedene Methoden an. Die Aue wurde abgegrenzt mittels Bodenkarten, geologischen Karten, topographischen Karten, digitalen Geländemodellen und eigenen Geländeaufzeichnungen. Neben der Berechnungsmethode nach ROMMENS ET AL. (2006) (vgl. Gleichung (1)) fanden ähnliche Ansätze Anwendung, mit dem Unterschied, dass die Durchschnittsmächtigkeit der Sedimente für längere Talabschnitte berechnet wurde.

Die Gleichung zur Berechnung des Sedimentgesamtvolumens nach ROMMENS ET AL. (2006) lautet:

$$M_{catchment} = \sum_{i=1}^{j} A_i M_{cs,i}$$
⁽¹⁾

 A_i steht dabei für die Fläche (m²) der homogenen Abschnitte der Flussaue für welche $M_{cs,i}$ dem Sedimentvolumen der jeweils angelegten Cross-Sections entspricht und j der Gesamtheit der homogenen Abschnitte.

Durch die Einteilung in längere Abschnitte liefert die durch NOTEBAERT ET AL. (2010) entwickelte Methode weniger Details zur räumlichen Verteilung der Sedimentmächtigkeiten, ist dafür aber weniger anfällig für Ausreißer, da die Werte gemittelt werden. Die Durchschnittsmächtigkeit der jeweiligen Abschnitte (M_{avg}) ergibt sich dabei aus:

$$M_{avg} = \frac{\sum_{i=1}^{k} M_{cs,i} W_i}{\sum_{i=1}^{k} W_i}$$
(2)

Dabei entspricht k der Anzahl der Cross-Sections pro Abschnitt und W_i der Auenbreite an Cross-Section i. Folglich ist das Gesamtvolumen der Sedimente im Einzugsgebiet gleich:

$$M_{catchment} = \sum_{i=1}^{n} A_{s,i} M_{avg,i}$$
(3)

i kennzeichnet dabei die Anzahl *n* der Talabschnitte. Aus diesem Vorgehen lassen sich weitere Methoden ableiten. Im Allgemeinen unterscheiden sie sich durch unterschiedliche Herangehensweisen hinsichtlich der Auenabgrenzung. Hierzu wird jeweils eine andere Datengrundlage gewählt, beispielsweise eine geologische Karte. Die dort als Auenflächen oder holozäne Talsedimente ausgewiesenen Flächen werden digitalisiert und finden in den entsprechenden Berechnungen Anwendung (vgl. Gleichung (3)).

MACAIRE ET AL. (2002) griffen bei ihren Berechnungen im Négron Einzugsgebiet (Südwesten des Pariser Beckens; 162 km²) auf eine andere Methode zurück. Zur Berechnung des Sedimentvolumens gehen sie von der Länge des Talweges aus (L_t). Sie teilten das Tal dabei in unterschiedliche Abschnitte, die sie nach ihrer Wasserführung klassifizierten (trocken, periodisch oder perennierend). Die Berechnung der Durchschnittsmächtigkeit der Sedimente (surface of stores: S_s) des jeweiligen Abschnitts beruht dabei auf den gemittelten Werten (S_{sm}) eines Rechtecks und eines Dreiecks. Mittels zahlreicher Bohrungen bestimmten sie im jeweiligen Abschnitt die maximale Mächtigkeit (t_m) und die laterale Ausdehnung (l_e) der Auebereiche (Abb. 5 (1)). Durch die Anlage eines Rechtecks wird die maximale vertikale Fläche eines Abschnitts ermittelt, indem die beiden Faktoren miteinander multipliziert werden ($S_{smax} = t_m l_e$) (Abb 5 (2)).

Anschließend wird im nächsten Schritt die minimale vertikale Fläche bestimmt. Dazu wird ausgehend von der maximalen Mächtigkeit ein gleichschenkliges Dreieck angelegt ($S_{smin} = t_m l_e/2$) (Abb. 5 (3)).

In einem letzten Schritt werden die beiden Ergebnisse gemittelt:

 $S_{Sm} = (S_{smax} + S_{smin})/2$ (Abb. 5 (4)).

Das Gesamtvolumen (V_{ges}) der Sedimente ergibt sich aus der Summe der in den einzelnen Abschnitten ermittelten Volumina (V_{Si}):

 $V_{Si} = S_{smi} \cdot L_{ti}$

$$\rightarrow$$
 V_{ges} = V_s1 + V_s2 + ... + V_{sn}



Abb. 5: Berechnungsschritte zur Ermittlung des Sedimentvolumens nach MACAIRE ET AL. (2002), (eigene Darstellung).

FUCHS ET AL. (2011) implizieren im Einzugsgebiet der Aufsess ein Sedimentbudget zur Quantifizierung holozäner Sedimente. Der Ansatz der Sedimentbudgetierung ermöglicht eine quantitative Charakterisierung des fluvialen Systems und seines Sedimentkaskaden-Systems, indem die verschiedenen Sedimentquellen, Sedimentspeicher und der dazwischen stattfindende Transport bestimmt werden.

Das Sedimentvolumen wurde auf Grundlage aufgenommener Bodenprofile, anhand von Bodenkarten und geomorphologischen Eigenschaften des Untersuchungsgebietes berechnet. Ausgehend von einer talabwärtigen Zunahme der Hangneigung, wurde das Tal in drei Abschnitte eingeteilt: Ober- Mittel- und Unterlauf. Die Auenfläche A_A konnte mittels eines digitalen Geländemodells mit 2 m (LIDAR) und 25 m horizontaler Auflösung und digitalen Orthophotos mit einer Bodenauflösung von 0,4 m bestimmt werden. Anhand von 15 Transekten mit insgesamt 57 Sondagebohrungen bis in 6 m Tiefe, wurde die Mächtigkeit der alluvialen Sedimente bestimmt.

Schließlich berechnete man die durchschnittliche Mächtigkeit T_A jedes Flussabschnitts unter der Anwendung des Modells nach MACAIRE ET AL. (2002). Basierend auf der durchschnittlichen Sedimentmächtigkeit T_A und der berechneten Auenfläche A_A , wurde das Sedimentvolumen V_A für jeden Flussabschnitt berechnet (4).

$$V_{A=}A_{A}*T_{A}$$
(4)

Das Gesamtvolumen der Auensedimente ergibt sich durch Summierung der Volumina der einzelnen Flussabschnitte.

3. Das Untersuchungsgebiet

3.1 Lage und Abgrenzung

Gelegen im Nordosten von Bayern ist das Untersuchungsgebiet Bestandteil der naturräumlichen Einheit Nördliche Frankenalb. Damit gehört es der Fränkischen Alb an und ist Teil der naturräumlichen Großeinheit des Südwestdeutschen Schichtstufenlandes. Abgegrenzt wird die Nördliche Frankenalb im Westen durch das Fränkische Keuper-Lias-Land. Im Osten schließt sich das Oberpfälzische-Obermainische-Hügelland an. Weiter gen Osten steigt das Gelände mit dem Thüringer Schiefergebirge und dem Fichtelgebirge steil an. Im Süden schließt sich die Mittlere Frankenalb an (vgl. Abb. 1, Anhang 1) (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT 2018).

3.2 Geologie

Die Geologie des Untersuchungsgebietes stellt sich aufgrund seiner recht geringen Ausdehnung als ziemlich einheitlich dar. Als anstehendes Gestein im Bereich der Bohrungen sind in der geologischen Karte die oberen Aalen Schichten des Dogger Beta (=Doggersandstein) ausgewiesen (vgl. Anhang 2). Dominierendes Gestein ist ein feinkörniger, hellbeigefarbener, gelber und brauner Sandstein. Den Übergang vom Dogger Beta zu den Schichten des Unteren Malm bildet der Obere Dogger.

Im Gelände stellt sich dieser als eine Verebnungsfläche zwischen den steilen Anstiegen des Dogger Beta und unteren Malm dar. Die Bajoc- bis Callov-Schichten decken den Bereich Dogger Gamma bis Zeta ab und kennzeichnen sich durch Mergel und ooidische Mergelkalke. Der Übergang der Schichten lässt sich im Gelände nur schwer erkennen, da dieser häufig von Malmschutt bedeckt ist. Den Abschluss des bewaldeten Anstiegs bilden die geschichteten Fazies der Oxford Schichten, welche sich dem Malm Alpha und Beta zuordnen lassen. Bestandteile dieser Schichten sind hellgraue bis graugelbe Kalk- und Mergelbänke mit zwischengelagerten Mergelbänken, welche jeweils unterschiedliche Anteile an Riffschutt führen. Südwestlich von Altendorf und Siedamsdorf, sowie westlich von Kaspauer schließen sich geschichtete Fazies der Unteren Kimmeridge-Schichten des Malm Gamma an. Die umgebenden Hochflächen des Schöpfleinsgraben-Tals sind aufgebaut aus Schwammkalk der Unteren Kimmeridge-Schichten des Malm Gamma und Delta (vgl. Anhang 2) (MEYER ET AL. 1972: 23-48).

3.3 Relief und Böden

Entsprechend der Geologie, der naturräumlichen Ausstattung sowie der Landnutzung des Untersuchungsgebiets entwickelte sich im Laufe der Zeit. ein für die Landschaft typisches Relief mit entsprechenden Böden. Als Teil des südwestdeutschen Schichtstufenlandes wurden die Gesteinsschichten im Verlauf des Tertiärs angehoben und schräggestellt. Durch Verwitterung und Erosion wurden leicht verwitterbare Schichten abgetragen. Erhalten blieben in unserem Untersuchungsgebiet die resistenten Jurakalke. Durch die Erosionskraft der hier entspringenden Flüsse, sowie über die Jahre hinweg stattfindende Erosion und Verwitterung, wurde die Landschaft nach und nach eingeebnet. Ergebnis der über Jahrmillionen stattfindenden Prozesse ist das heutige Landschaftsbild. Prägend sind dabei vor allem drei Haupteinheiten:

- 1. Die flachwellige bis hügelige Hochebene
- 2. Die steil abfallenden Talhänge
- 3. Die im Tal ausgebildeten Auenflächen

Tief eingeschnittene Flusstäler zergliedern die Landschaft in mehrere Riegel mit durch Verwitterung herauspräparierten Dolomitkuppen, sogenannte Knöcke (BENDER 2007: 115). Die daraus resultierende räumliche Vielfalt spiegelt sich in verschiedenen landschaftsprägenden Strukturelementen wider, beispielsweise durch die typischen Wachholderheiden an steilen Hanglagen oder zuvor genannte Knöcke. Bedingt durch unterschiedliche geologische Gegebenheiten im Untergrund finden sich unterschiedliche Böden im Untersuchungsgebiet. Im Bereich des Schöpfleinsgraben dominieren oft kalkhaltige Auenböden, welche häufig durch eine pseudovergleyte, kolluviale Auenlehmdecke über pleistozänem Schotter, sowie wechselndem Grundwassereinfluss im Unterboden, charakterisiert werden. Im Hangfußbereich finden sich entweder Rendzinen über Malmschutt, Vernässungszonen mit Pseudogleyen, und an Quellaustritten oder entlang von Bachläufen, Gleye und Hanggleye. Die Talflanken sind oft bewaldet und kennzeichnen sich durch flachgründige Rendzinen mit geringmächtiger Humusschicht.

Auf der Hochfläche finden sich fossile Terra fusca-Böden aus der Kreide und dem Tertiär. Sie stellen die Grundlage der Bodenbildung dar und kennzeichnen sich durch entkalkte, nährstoffarme, tonreiche, orangefarbene bis gelbbraune Böden (vgl. Anhang 4). Bedingt durch den hohen Tongehalt lässt sich eine Pseudovergleyung nicht ausschließen. Während des Pleistozän wurde das Material durch Solifluktion durchmischt und umgelagert. Oftmals wurde es zusätzlich von Löss überlagert, wodurch sich heute an manchen Stellen eine geringmächtige Schicht aus Lösslehm entwickeln konnte. Dies begünstigte die Eigenschaften der Böden im Hinblick auf ackerbauliche Nutzung. Es kam zur Auflockerung des Gefüges, einer Erhöhung des Basengehaltes, sowie zu einer Verbesserung des Luft- und Wasserhaushaltes (BENDER 2007: 116-118).

3.4 Hydrologie

Als Flusssystem erster Ordnung gehört das Einzugsgebiet des Schöpfleinsgraben zum rhenanischen Flusssystem. Vorfluter ist die Weismain, die in den Main entwässert, welcher schließlich in den Rhein mündet. Der Schöpfleinsgraben entspringt an einer Schichtquelle des Doggersandsteins und fließt über die gesamte Strecke im Dogger (vgl. Anhang 2). Sein Gefälle beträgt ca. 25 ‰. Überschreitet er seine durchschnittliche Wasserführung, so tritt Erosion auf. Er hat sich durch die darüberliegenden Malmkalke eingetieft und ein enges, Kerbsohlen- bis Kastental geschaffen.

Die charakteristischen Wechsel von grundwasserleitenden und wasserundurchlässigen Gesteinsschichten des Schichtstufenlandes bedingen einen Grundwasserstockwerksbau. Der Doggersandstein fungiert dabei als Grundwasserleiter, der mit dem Opalinuston als Grundwassersohlschicht und den wasserstauenden Deckschichten des Mittleren und oberen Dogger ein relativ ergiebiges Grundwasserstockwerk darstellt und im Untersuchungsgebiet zur Trinkwasserversorgung dient. Die an den Talrändern austretenden Schichtquellen im Einzugsgebiet des Schöpfleinsgraben entspringen dem Seichten Karst, welcher sich dadurch kennzeichnet, dass die Grundwassersohlschicht im Quelleinzugsgebiet über den lokalen Talböden liegt und somit über dem örtlich vorherrschenden Erosionsniveau. Die Tatsache, dass die Gesteine des Malm verkartungsfähig sind, spielt eine entscheidende Rolle beim Oberflächenabfluss. Der Wasserdurchsatz findet allerdings hauptsächlich an Schichtfugen, tektonischen Rissen, Klüften und verkarsteten Spalten statt, da die relativ harten Gesteine des Malm keine wasserwegsamen Porenräume aufweisen. Entsprechend ungleichmäßig laufen die Verkarstungsprozesse ab (MEYER ET AL. 1972: 87-94).

3.5 Klima

Klimatisch gesehen zählt das Untersuchungsgebiet zum gemäßigten Klima der mittleren Breiten. Mit einem jährlichen Niederschlag von durchschnittlich 700 mm zählt die Region zu den regenärmeren in Bayern. In Verbindung mit dem verkarsteten Untergrund der Hochfläche führt dies zu trockenen Standortbedingungen, Armut an verfügbarem Grundwasser und zur Ausbildung von Trockentälern. Die Jahresdurchschnittstemperatur beträgt 8,5 °C (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT 2011).



Abb. 6: Klimadiagramm der Station Großziegenfeld; mit monatlichem Temperaturmittel und monatlicher Niederschlagssumme, AGRARMETEOROLOGIE BAYERN (2018). Eine Besonderheit im Jahr 2018 ist die Tatsache, dass in den Monaten April und Mai die wärmsten Durchschnittstemperaturen seit Inbetriebnahme der Wetterstation im Jahr 1990, gemessen wurden (AGRARMETEOROLOGIE BAYERN 2018). Hinzu kommt der recht gering ausfallende Niederschlag. Die Beobachtungen sind ein Indikator dafür, dass die Auswirkungen des Klimawandels auch in unseren Breitengraden immer deutlicher spürbar werden. Die für diese Arbeit, im Gelände erhobenen Daten stammen aus dem Zeitraum vom 16. bis 24. April 2018 und fallen somit in diese warme, trockene Periode.

3.6 Landschafts- und Siedlungsgeschichte

Ein Beleg für die frühe Besiedelung der Nördlichen Frankenalb stellen die zahlreichen Grabanlagen, als auch Höhensiedlungen wie der Staffelberg bei Bad Staffelstein dar. Die Funde legen nahe, dass das Gebiet zur Bronze- und Eisenzeit (Ende des 3. bis Ende des 1. Jtds. v. Chr.) recht dicht besiedelt war. Holzkohledatierung aus Funden in Senken der Albhochfläche und Hangkolluvien werden in die späte Früh- bis Mittelbronzezeit (ca. 1635 - 1400 v. Chr.) und Urnenfelderzeit (ca. 1200 - 1000 v. Chr.) datiert. Sie sind ein Hinweis auf Rodung und Erosion, sowie ehemalige landwirtschaftliche Nutzung der Hochfläche (UNI BAMBERG 2016).

KOTHIERINGER ET AL. (2018) führten parallel zu dieser Arbeit archäologische Untersuchungen hinsichtlich der Besiedelungs- und Landschaftsgeschichte der Nördlichen Frankenalb zur Bronze- und Eisenzeit durch. Bislang ging man davon aus, dass im deutschen Mittelgebirgsraum keine nennenswerte ländliche Besiedlung zu dieser Zeit existierte, zudem die Hochflächen und Plateaus stets als ungünstiger Siedlungsstandort galten. Im Einzugsgebiet der Weismain führte man nach vorheriger Landschaftsanalyse mittels ArcGIS und Magnetometerprospektion zahlreiche Bohrungen und Grabungen durch. Ergänzt wurden diese durch archäozoologische und -botanische Analysen, Bodenanalysen und Radiocarbon Datierungen.

Innerhalb des Untersuchungsgebietes gab es den ersten Nachweis bronzezeitlicher Landnutzung und Siedlungsstrukturen, welcher südöstlich von Kaspauer entdeckt wurde und somit im Tal des Schöpfleinsgraben liegt. KOTHIERINGER ET AL. (2018) datierten weitere Funde zur Besiedelung in die frühe La Tène Zeit um 400 v. Chr.

4. Arbeitsmethoden

Um das Volumen holozäner Sedimente im Auebereich des Schöpfleinsgrabens zu bestimmen wurden Rammkernsondierungen an geeigneten Stellen entlang des Flusslängsprofils durchgeführt. Abhängig von der Sedimentverfügbarkeit und der Sedimentzufuhr, sowie der Transportkapazität lässt sich dadurch die Sedimentmächtigkeit bestimmen.

4.1 Geländearbeit

Im Zeitraum der Geländekampagne wurden 4 Transekte angelegt, sowie 7 Einzelbohrpunkte zwischen den Transekten erbohrt. Insgesamt wurden 18 Bohrprofile aufgenommen. Bei der Standortwahl der Bohrpunkte wurde darauf geachtet, möglichst natürliche Flussabschnitte mit geringstmöglicher anthropogener Überprägung zu wählen. Weitere Ausschlusskriterien waren durch das Untersuchungsgebiet verlaufende Strom-, Wasser-, und Abwasserleitungen, sowie durch einen großen Bergsturz stark beeinträchtigtes Relief (vgl. Anhang 2).

Die Anlage der Transekte und Einzelbohrungen wurde nach Auswahl möglichst homogener Flussabschnitte vorgenommen. Die Anzahl der Bohrungen pro Transekt / Flussabschnitt wurde dabei auf die Breite der Aue abgestimmt, um ein repräsentatives Ergebnis zu gewährleisten. Die Bohrungen wurden durchgeführt mit einer offenen 1 m Rammkernsonde mit 5 cm Innendurchmesser. Als Bohrgerät wurde ein *Wacker* Benzinhammer eingesetzt. Geborgen wurden die Sonden mit Hilfe eines hydraulischen Ziehgerätes der Firma *Abovogeo*. Entsprechend der technischen Voraussetzungen der Geräte wurde auf die maximale Tiefe abgeteuft. Gesteinsschutt oder Schotterkörper über 5 cm Durchmesser, sowie anstehendes Gestein konnten nicht durchbohrt werden und bilden den Abschluss der Profile. Jeder Bohrstock wurde anschließend fotographisch festgehalten und dokumentiert. Alle Bohrpunkte wurden mittels GPS-Gerät *GPSmap 60CSx* von Garmin eingemessen und über das Programm *BaseCamp* auf den Computer übertragen.

4.2 Sedimentanalyse

Die Sedimentanalyse fand im Gelände statt und wurde anhand der Bodenkundlichen Kartieranleitung der AG-BODEN (2005) durchgeführt. Die Bodenart wurde mittels Fingerprobe nach AG-BODEN (2005) bestimmt. Der Carbonatgehalt wurde nach Probe mit 10 %-iger Salzsäure (HCI) festgestellt. Die Farbbestimmung fand mittels MUNSELL® SOIL COLOR CHARTS (2009) an erdfeuchter Probe statt. Zudem wurden Hydromorphiemerkmale, sowie weitere Auffälligkeiten in den Sedimentproben aufgenommen und vermerkt. Die aufgenommenen Profile, mit ihren jeweiligen Merkmalen sind im Anhang zu finden (vgl. ab Anhang 5).

4.3 GIS-Analyse und Ermittlung der Auenfläche

Die Berechnung des Einzugsgebietes, weiterer geomorphologischer Parameter und die Ausweisung der Auenflächen, wurden mit ArcGIS von ESRI durchgeführt. Als Datengrundlage dienten ein digitales Geländemodell (DGM 1), topographische und geologische Karten (1:25.000), ebenso wie digitale Orthophotos (DOP 80) und Bodenübersichtskarten (1:25.000) des Bayerischen Landesamtes für Digitalisierung, Breitband und Vermessung und des Bayerischen Landesamtes für Umwelt. Die Datensätze wurden ergänzt durch eigene Aufzeichnungen und Kartenmaterial zum Verlauf von Fernwasser- und Abwasserleitungen, welche freundlicherweise von der Fernwasserversorgung Oberfranken und dem Wasserwirtschaftsamt Weismain zur Verfügung gestellt wurden.

Die Berechnung des Einzugsgebiets wurde mit Hilfe der Toolbox *"Spatial Analyst"* über das Toolset *"Hydrologie"* durchgeführt. Mehrere Schritte sind dazu notwendig. Zunächst verwendet man das Tool *"Füllung"* und wählt das DGM als Eingaberaster aus. Senken oder Spitzen werden in einem DGM in der Regel als Fehler klassifiziert und sollten entfernt werden, bevor Oberflächeniformationen abgeleitet werden. Das Füllen abflussloser Senken dient dazu ein konsistentes Höhenmodell zu erhalten, da in Senken keine Route für abfließendes Wasser erstellt werden kann.
Hydrologischer Eigenschaften einer Oberfläche können durch die Bestimmung der Fließrichtung aus den einzelnen Zellen im Raster abgeleitet werden. Das Werkzeug *"Fließrichtung"* erfüllt genau diesen Zweck. Damit kann ermittelt werden, in welche Richtung das Wasser aus jeder Zelle abfließt. Als Eingabe dient das vorher korrigierte DGM. Das Werkzeug erstellt ein Ausgaberaster, *"das das Verhältnis der maximalen Änderung in der Höhe von jeder Zelle in der Fließrichtung und der Pfadlänge zwischen den Zellenmittelpunkten zeigt, ausgedrückt als Prozentsatz"* (Esri 2018 a).

Der Ansatz zur Berechnung der Fließrichtung geht zurück auf JENSON & DOMINGUE (1988), die eine Methode zur Ableitung der Abflussrichtung aus einem DGM entwickelten. Sie stellten dabei fest, dass es acht gültige Ausgabe-Richtungen gibt. Diese ergeben sich aus den acht angrenzenden Zellen, in die der Abfluss erfolgen kann. Die Methode wird deshalb als D8-Fließmodell bezeichnet. Dabei wird die Fließrichtung durch die Richtung des steilsten Gefälles oder der größten Höhendifferenz von jeder Zelle bestimmt. Auch die Methode zur Ableitung der Abflussakkumulation aus einem DGM beruht auf ihren Untersuchungen.

Nach Ermitteln der Abflussrichtung kann unter Anwendung des Werkzeugs *"Abfluss-akkumulation"* die Abflussakkumulation *"als kumulierte Gewichtung aller Zellen, die in tiefergelegene Zellen im Ausgaberaster fließen, berechnet werden"* (Esri 2018 b). Anders ausgedrückt heißt das, dass der Wert der Abflussakkumulation jeder Zelle aus der Anzahl der Zellen, die von oberhalb in die Zelle fließen errechnet wird. Die Berechnung geschieht in Abhängigkeit vom Relief. Als Eingaberaster wird das Fließrichtungsraster gewählt. Abflussakkumulationen ermöglichen es uns Zellen mit hohem Zufluss zu identifizieren, wo Fluss- und Wasserläufe vermutet werden können. Jede Zelle besitzt einen Abflusspunkt, der den Standort angibt, wo das Wasser unter natürlichen Bedingungen aus der Zelle abfließt (TRENT UNIVERSITY 2014).

Um ein Einzugsgebiet abzugrenzen, bedarf es der Zuordnung von Abflusspunkten. Der Abflusspunkt ist der Punkt auf der Oberfläche, an dem Wasser aus dem Gebiet herausfließt. In unserem Fall wurde der Abflusspunkt, welcher das Einzugsgebiet definiert, manuell zugeordnet. Dazu erstellt man im ArcCatalog eine neue Shape-File mit Punkt Features. Mit Hilfe der Editier-Funktion wird ein passender Abflusspunkt gesetzt. Dessen Auswahl orientiert sich an der Höhe der Abflussakkumulation innerhalb einer Fläche. Dazu sollte ein Punkt mit möglichst hohen Werten ausgewählt werden, da der gesamte Wasserabfluss des Gebietes sich auf diesen Punkt konzentriert (TRENT UNI-VERSITY 2014). Unter Anwendung des Werkzeugs *"Abflusspunkt zuordnen"* wird sichergestellt, dass die Punkte mit hoher Abflussakkumulation ausgewählt werden. Dazu sucht das Werkzeug innerhalb einer Fangentfernung um die Abflusspunkte nach der Zelle mit der höchsten Abflussakkumulation. Der Abflusspunkt wird dann an diese Stelle verschoben (ESRI 2018 c).

Damit sind alle Schritte vollzogen, um die Berechnung des Einzugsgebietes vorzunehmen. Das Werkzeug *"Abflussgebiet"* berechnet auf Grundlage der zuvor durchgeführten Operationen das Einzugsgebiet. Um die Ausdehnung festzulegen, wird das Fließrichtungsraster, sowie der gesetzte Abflusspunkt als begrenzende Variablen in das Eingaberaster eingegeben. Als Ausgabe erhält man eine Raster-Datei, welche die Ausdehnung des Einzugsgebietes zeigt (Abb. 7, 9).

Um weitere Geoprozesse und Analysen durchzuführen ist es sinnvoll die Raster-Datei in eine Feature-Class zu konvertieren. In der Toolbox *"Conversion"* kann über den Reiter *"Von Raster"* die Option *"Raster in Polygon"* gewählt werden. Die Raster-Datasets des Einzugsgebietes werden so in eine Feature-Class umgewandelt. Über die Attributtabelle wird ein neues Feld *"Fläche"* für die Berechnung der Ausdehnung des Einzugsgebietes hinzugefügt. Mit einem Rechtsklick auf die Spalte wählt man den Befehl *"Geometrie berechnen"* aus. Das Programm berechnet nun die Fläche des Einzugsgebietes.

Weitere Parameter wie die Hangneigung können über das Toolset "*Oberfläche"* der Toolbox "*Spatial Analyst"* bestimmt werden. Als Eingaberaster wird das DGM ausgewählt. Das Tool berechnet im Folgenden aus den Informationen des DGM die jeweiligen Hangneigungen für jede einzelne Zelle der Rasteroberfläche. Es gibt dabei die maximale Änderungsrate einer Zelle zu ihren benachbarten Zellen an. Zudem kann man festlegen in welcher Maßeinheit die Hangneigung berechnet werden soll – Grad oder Prozent. Eine Hangneigung von 45° würde dabei einer Steigung von 100% entsprechen. Auf der Ergebniskarte werden die aus den Berechnungen resultierenden Hangneigung dargestellt (vgl. Anhang 3). Mit einem Rechtslick auf den Layer *"Hangneigung.tif"* lässt sich über die Eigenschaften im Reiter Symbologie eine Klassifizierung der Werte vornehmen. Dies ermöglicht eine detaillierte Abstufung der Werte. Dadurch lassen sich zum Beispiel die in Kap. 3.3 beschriebenen landschaftlichen Haupteinheiten besser voneinander unterscheiden.

Zur Ermittlung der Auenfläche wurden die Bodenübersichtskarte (1:25.000), digitale Orthophotos (80 cm Bodenauflösung), die geologische Karte (1:25.000), manuelle Einmessungen sowie persönliche Beobachtungen und Erfahrungen aus der Geländearbeit herangezogen. Dabei wurden die in der geologischen Karte als *"holozäne Talfüllung"* ausgewiesenen Flächen (vgl. Anhang 2) in ArcGIS 10.5 von ESRI unter Anwendung der Editier-Funktion nachdigitalisiert (Abb. 7 A). Ähnlich ist das Vorgehen mit der Bodenübersichtskarte (vgl. Anhang 4). Hier wurden die als Talsediment ausgewiesenen Flächen als Datengrundlage verwendet (Abb. 7 B). Dabei soll verglichen werden, inwiefern sich die unterschiedlichen Vorgehensweisen unterscheiden. Bei der Digitalisierung der geologischen Karte fiel auf, dass die unter dem Begriff *"holozäne Talfüllung"* aufgeführten Sedimente unter anderem Hangschutt beinhalten. Unter Berücksichtigung dieses Aspekts erfolgte deshalb auch die Berechnung der Auenfläche auf Grundlage der Bodenübersichtskarte. Nach mehrmaligen Vergleichen mit dem Luftbild und aus eigenen Erfahrungen durch die Geländearbeit konnten die Angaben der Bodenübersichtskarte nur teilweise verifiziert werden.

Folglich wurde die Entscheidung getroffen die Auenfläche anhand der Luftbilder, manueller Einmessungen und persönlicher Erfahrungen aus der Geländearbeit zu ermitteln (Abb. 7 C).





Abb. 7: Ausgewiesene Auenflächen im Schöpfleinsgraben Einzugsgebiet; basierend auf der geologischen Karte (A), der Bodenübersichtskarte (B) und der kombinierten Variante aus Luftbildern, DGM 1 und manueller Einmessung (C).

4.4 Fehlerberechnung und Berechnung der Durchschnittsmächtigkeit

Die Tatsache, dass die aus den Bohrungen ermittelten Sedimentmächtigkeiten nur punktuell aufgenommen wurden, lassen Fehler nicht ausschließen. Hinzu kommen messtechnische Ungenauigkeiten bei der Aufnahme.

Da die Sedimente in den Sonden durch die Bohrungen teilweise stark kompaktiert werden, wurden die aufgenommenen Profilabschnitte (a, b, c) linear auf die Gesamtlänge des Bohrstocks (p) (90 cm) ¹ gestreckt um die lineare Stauchung (S) zu ermitteln. Dabei stellen a', b' und c' die gestreckten Werte dar (Abb. 8). Die Stauchung ergibt sich aus der Differenz zwischen Profiltiefe gemessener Mächtigkeit (v+y_i) und gestreckter Mächtigkeit (y_i') (vgl. (5)). Sie dient als Grundlage zur Fehlerberechnung.



$$S = (V+y_i) - y_i$$
 (5)

Abb. 8: Vereinfachte Darstellung des Prinzips der linearen Streckung.

Die Gesamtmächtigkeit der Auensedimente aus korrigierten Werten fällt geringer aus als die im Bohrstock aufgenommenen und gemessenen Mächtigkeiten, da sich die Stauchungswerte auf alle Sedimente im Bohrstock beziehen. Vollzieht sich ein Fazieswechsel zwischen zwei Profilmetern, so wurde ein Stauchungsfehler von ± 5 cm angenommen. Für die weiteren Berechnungen wurden, die durch lineare Streckung korrigierten Werte für die Mächtigkeiten der Auensedimente verwendet.

¹ Die 90 cm ergeben sich aus 1 m Bohrsonde abzüglich 10 cm, die aufgrund eines geschlossenen Bohrkopfes nicht mit aufgenommen werden konnten

Für jeden Talabschnitt wurde die Durchschnittsmächtigkeit der Auensedimente über den Mittelwert (\bar{x}) der Bohrungen bestimmt (6). Die Standardabweichung (7) ergibt dabei den Fehler der Durchschnittswerte.

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^{n} x_i}{n} \tag{6}$$

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (x_i - \overline{x})^2}{n}}$$
(7)

 x_i steht dabei für den Wert einer Einzelmessung (i), \bar{x} für den Mittelwert der Einzelmessungen, n für die Anzahl der Bohrungen eines Abschnitts und s für die Standardabweichung von \bar{x} .

Der Gesamtfehler eines Abschnitts ergibt sich folglich aus der Standardabweichung und der durchschnittlichen Stauchung der Auensedimente.

Für das Gesamtvolumen wird der Fehler aus dem Flächenfehler (10 % des ermittelten Wertes) und der Standartabweichung der durchschnittlichen Sedimentmächtigkeiten mittels Gauß scher Fehlerfortpflanzung ermittelt (8).

$$\sigma(y) = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} \left(\frac{\partial y}{\partial x_{i}}\right)^{2} \sigma^{2}(x_{i})}$$
(8)

5. Ergebnisse

5.1 Profilbeschreibung und Errechnung der Sedimentmächtigkeiten an den Profilen im Einzugsgebiet des Schöpfleinsgrabens





Die Profile und Mächtigkeiten der holozänen Auensedimente sollen, dem Flusslängsprofil folgend, von der Quelle bis zur Mündung beschrieben und bestimmt werden. Da ohne genauere Datierungsmethoden gearbeitet wurde beschränken sich die Beschreibungen der Profile auf die von der Geländeoberfläche bis zur Basis angetroffenen Sedimente. Die Mächtigkeit der holozänen Auensedimente ergibt sich dabei aus den im Feld aufgenommenen und mittels linearer Streckung korrigierten Werten. Keine Beachtung fanden hierbei die im Bohrkopf enthaltenen Sedimente. Dies entspricht 10 cm je 1 m-Bohrkern. In den folgenden Abbildungen werden diese als weiße Flächen in den Profilen dargestellt. Vereinzelte Schuttlagen, die allerdings in Feinsedimente eingebettet sind, wurden ebenso wie einzelne Schotter als holozäne Ablagerungen angesehen und fanden in der Berechnung ebenfalls Beachtung. Die Lage der einzelnen Auenquerprofile und der Einzelbohrungen im Untersuchungsgebiet sind aus Abb. 9 zu entnehmen. Um eine bessere Vorstellung des Untersuchungsgebiets zu erhalten, sind den jeweiligen Beschreibungen Kartenausschnitte und Bilder (siehe Anhang) des entsprechenden Talabschnitts beigefügt. Die genaue Angabe der Koordinaten ermöglicht die Verortung im Gelände. Die Höhenangaben können aufgrund technischer Einschränkungen, und lokal auftretendem schlechten Sattelitenempfang stärker variieren (BP 3, BP 5). Zur übersichtlichen Darstellung wurden die nach Bodenkundlicher Kartieranleitung ausgewiesenen Bodenarten und Substrate in verschiedenen Klassen zusammengefasst.

5.1.1 Oberlauf 1



Abb. 10: Blick ins Tal des Schöpfleinsgraben am Oberlauf. Blickrichtung WSW, im Hintergrund ist die Ortschaft Altendorf zu erkennen, SEREGELY (20.04.2018).

Bei den Profilen des Abschnitts Oberlauf 1 handelt es sich um drei Einzelbohrungen. Das erste Profil wurde unmittelbar unterhalb der Quelle des Schöpfleinsgraben erbohrt. In einem Abstand von 154,5 m und 99,6 m folgen flussabwärts zwei weitere Profile (Abb. 11, Anhang 5, 6). Das Tal stellt sich in diesem Abschnitt als Kerbsohlental mit lateral-konvexen Hängen dar (Abb. 10).





Auf 18-30 cm mächtige Ah Horizonte folgen sandige und schluffige Lehme sowie schluffige Tone mit 120-277 cm Mächtigkeit, die als Auenlehme angesprochen wurden. Sie enthalten teilweise Holzkohlefragmente und werden durch vereinzelte Feinsandund Feinkiesbänder unterbrochen. Die oberen 50 cm weisen noch Kalkgehalte auf. Diese lassen sich auf die landwirtschaftliche Nutzung der Flächen als Grünland mit entsprechender Düngung zurückführen. Ein weiterer Faktor, der zur Anreicherung von Calciumcarbonat im Oberboden führt, ist die Verwitterung des auf der Hochfläche anstehenden Malmkalkes. Die darunter folgenden Horizonte bleiben alle kalkfrei. Auf die Auenlehme folgen zumeist Fein- bis Mittelkiese des Doggersandsteins, die teilweise in einer sandig-lehmigen Matrix eingebettet sind. Alle Profile des Oberlauf 1 schließen mit dem Verwitterungshorizont des anstehenden Doggersandsteins ab. In zwei der drei Profile liegen bis zu 2 m mächtige dunkelgraue Feinsedimente mit Resten von Holzkohle, Mollusken sowie ein gewisser Anteil an organischem Material darüber (Abb. 12).

In BP 1 folgt auf einen 27 cm mächtigen, schwach kalkhaltigen humosen Oberboden ein 120 cm mächtiger Auenlehm mit Lagen von kantengerundeten Fein- bis Mittelkiesen des Doggers. Darunter schließt sich ein Band aus Feinsand an, bevor stark angewitterter Doggersandstein angetroffen wurde (vgl. Anhang 5 A). In BP 2 finden sich vereinzelt Schalenreste von Schnecken zwischen 30 und 40 cm der darauffolgende Auenlehm enthält Feinsandlagen. Mit zunehmender Tiefe nimmt der Anteil des Schluff als Feinbodenkomponente merklich zu. In 200- 230 cm Tiefe folgen Fein- und Mittelkiese des Doggersandsteins. Darunter liegen dunkelgraue (10 YR 4/1) Feinsedimente mit Resten von Holzkohle. Ab 267 bis 440 cm finden sich organische Feinsedimente mit Holzkohlefragmenten sowie einzelnen Holzreste. Ein größeres Holzstück aus dem Bereich zwischen 380 bis 384 cm wurde als Probe entnommen. Im Bereich 440 bis 480 cm wurden grau-olive Doggermittelkiese angetroffen, die übergehen in einen rostroten Sandstein, der als Verwitterungshorizont des Anstehenden angesprochen wurde (vgl. Anhang 5 B).

In BP 3 folgen auf einen 33 cm mächtigen, kalkhaltigen humosen Oberboden Feinsedimente, welche im Bereich 100 bis 190 cm mit Rostflecken und Mangankonkretionen durchsäumt sind. Ursache hierfür ist ein schwankender Grundwasserspiegel, der in Folge von Oxidations- und Reduktionsprozessen zur Ausbildung dieser Merkmale führt. Einzelne Lagen aus Feinkies und Feinsand unterbrechen die homogene Lagerung der Feinsedimente. Ein zunehmender Anteil an organischem Material folgt in 200 bis 290 cm Teufe. Die dunkelgrauen Feinsedimente enthalten in diesem Abschnitt auffällig viele Holzkohlefragmente. Hinzu kommen ab 270 cm Holz- und Pflanzenreste (in Form von Schilfresten), sowie Schalenreste von Schnecken in 280 bis 285 cm. Mehr oder weniger gerundete Fein- und Mittelkiese aus Schichten des Doggers bilden den Abschluss des Profils (vgl. Anhang 6 A).

Die in diesem Abschnitt sehr schmal ausgeprägte Aue verlangte zur Berechnung des Sedimentvolumens ein Längsprofil.



Abb. 12: Profilzeichnung des Längsprofils am Oberlauf 1.

Die maximale Mächtigkeit der Auensedimente beträgt 458 cm, bei linearer Streckung aller Schichten im Bohrkern 440 cm. Die einfache durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 301 cm \pm 134 cm bzw. 292 cm \pm 131 cm im Oberlauf 1. Der sehr groß ausfallende Gesamtfehler ist der Tatsache, dass in BP 1 anstehendes Festgestein angetroffen wurde. Wo im Gelände sich die Untergrundgegebenheiten ändern konnte nicht festgestellt werden (Tab. 1).

Bohrprofil	BP 1	BP 2	BP 3	Ø Oberlauf 1	1σ	Gesamtfehler
Auensedimente	156	458	290	301	124	134
Auensedimente linear						
gestreckt	146	440	290	292	120	131
Stauchung	10	18	5*	11		

*5 cm Stauchungsfehler, da Fazieswechsel im Bohrkopf

5.1.2 Oberlauf 2

Das Auenquerprofil Oberlauf 2 besteht aus den Bohrpunkten 4 und 5 und liegt knapp 100 m unterhalb des BP 3 (Abb. 13, Anhang 6)



Abb. 13: Lage der Bohrpunkte am Oberlauf 2.

Auf einen humosen Oberbodenhorizont mit bis zu 30 cm Mächtigkeit folgen sandige und schluffige Lehme mit 150 bis 240 cm Mächtigkeit, die als Auenlehme ausgewiesen wurden. Darunter liegen zwischen 20 bis 120 cm Sande und Kiese. Die Profile schließen mit dem Verwitterungshorizont des anstehenden oliv-braunen Doggersandstein ab (Abb. 14).

BP 4 kennzeichnet sich durch lehmige Sande in bis zu 177 cm Tiefe. Die als Auenlehme ausgewiesenen Sedimente weisen Mangankonkretionen, sowie Rostfleckung auf. Vereinzelt finden sich Holzkohlefragmente darin vor. Von 177 bis 234 cm sind Doggerkiese, ebenso wie Doggerkiese in lehmiger Matrix und ein Band aus schluffigem Ton anzutreffen. Das Profil schließt mit einem Verwitterungshorizont aus olivbraunen Doggersandstein in 300 cm Tiefe ab (vgl. Anhang 6 B).

In BP 5 folgen auf einen 35 cm mächtigen Ah-Horizont, 240 cm mächtige Feinsedimente, die auch hier als Auenlehme ausgewiesen wurden. Ab 30 cm lässt sich kein Kalkgehalt mehr nachweisen. Die Feinsedimente kennzeichnen sich durch eine zunehmende organische Komponente. Anzeichen hierfür war unter anderem auch der leicht faulige Geruch, der bei der Bergung der Sedimente wahrgenommen werden konnte. Außerdem sind Reste von Pflanzenmaterial, ebenso wie Holzkohlefragmente und Mangankonkretionen anzutreffen. Über dem Anstehenden liegen Sande und Feinkiese (vgl. Anhang 6 C).



Abb. 14: Profilzeichnung des Querprofils Oberlauf 2.

Auffällig an diesem Querprofil ist, dass im BP 4 der Sandgehalt in den ersten zwei Metern deutlich höher als im BP 5 ist (sandiger Lehm). Ab 177 bis 234 cm folgen kantengerundete bis gerundete Kiese des Sandsteins. Im Vergleich dazu finden sich im BP 5 überwiegend Sedimente mit feinerem Korngrößenspektrum (schluffiger Lehm). Auf diese folgen im Gegensatz zu BP 4 überwiegend Sande mit vereinzelt eingeriegelten Feinkiesen. Diese Beobachtungen stützen die allgemein bekannten Kenntnisse zur Sortierung von Sedimenten in fluvialen Systemen. Mit zunehmender Entfernung vom Flusslauf kommt es zu einer Abnahme der Korngröße der Sedimente (vgl. Kap. 2.1).

Die einfache durchschnittliche Mächtigkeit der Auensedimente beträgt 249 cm \pm 37 cm bzw. 244 cm \pm 39 cm (Tab. 2).

Bohrprofil	BP 4	BP 5	Ø Oberlauf 2	1σ	Gesamtfehler
Auensedimente	218	280	249	31	37
Auensedimente linear gestreckt	210	277	244	34	39
Stauchung	8	3	6		

Tab. 2: Mächtigkeiten der Auensedimente und Berechnung Oberlauf 2.

5.1.3 Mittellauf

Das Auenquerprofil des Mittellaufs befindet sich in einer Talverengung zwischen Siedamsdorf und Kaspauer (Abb. 9). Die Hänge sind in diesem Abschnitt deutlich steiler ausgeprägt und die Talform ähnelt hier eher einem Kastental (Anhang 7). Die Breite der Aue wurde auf 49,5 m eingemessen. Ein Abstand von 10 m zur Straßenkante wurde eingehalten um zu verhindern vom Straßenbau zurückgebliebenes Material anzutreffen. Über die gesamte Breite der Aue wurden vier Profile im Abstand von 10 m zueinander erbohrt (Abb. 15).





Das Querprofil zeigt einen durchgehend recht homogenen Aufbau hinsichtlich seiner Stratigraphie. Auf einen bis zu 38 cm mächtigen Ah-Horizont folgen 134 – 250 cm mächtige, vornehmlich feinsandige Auenlehme und Feinsedimente mit zunehmend organischem Anteil. Dieser spiegelt sich auch in der Farbe der Sedimente wieder. Das vorherrschende oxidative und reduktive Milieu hat auch hier Rostflecken und Manganknollen entstehen lassen. Vereinzelt wurden Holzkohlefragmente gefunden. Darunter folgen Schotter und Kiese, sowie vereinzelt Sande. Es konnte im Profil sowohl Material vom Doggersandstein (brauner Jura) als auch Malmkalk (weißer Jura) angetroffen werden. Der Einfluss der lithologisch aufeinanderfolgenden Schichten auf die Zusammensetzung der Sedimente kann hier beobachtet werden (Abb. 16). In BP 6 wurde ein 20 cm mächtiger, kalkhaltiger Ah-Horizont angetroffen gefolgt von 116 cm schwach sandigen, schwach tonigen Lehmen. Bereits in 60 bis 70 cm Tiefe findet sich gröberer Malmschutt ebenso wie in 90 cm Tiefe. Die Lehme weisen eine schwache Rostfleckung auf und enthalten Reste von Holzkohle. Das Profil schließt in 136 cm Tiefe bereits ab, da für das Bohrgerät undurchdringliches Gestein angetroffen wurde (vgl. Anhang 7 A).

Auf einen gut 40 cm mächtigen Ah-Horizont folgen im BP 7 folgen 160 cm sandigtonige Lehme, die als Auenlehme ausgewiesen wurden. Auffällig ist eine deutliche Zunahme der Rostfleckung in Verbindung mit Mangankonkretionen. In 132-138 cm Tiefe wurde zudem ein Band aus Fein- und Mittelkiesen angetroffen. Darunter folgen 109 cm dunkelgraue, fast schwarze Feinsedimente. Sie wurden als sandig-lehmiger Schluff gemäß Bodenkundlicher Kartieranleitung ausgewiesen und enthalten Reste organischen Materials. Bei der Entnahme des Bohrkerns konnte ein fauliger Geruch wahrgenommen werden. Den Abschluss des Profils bilden kantengerundete bis gerundete Schotter und Kiese. Der zuvor angesprochene Wechsel in der Lithologie lässt sich einerseits durch eine Wechsellagerung von Sand- und Kalksteinmaterial, andererseits aber auch durch den ab 342 cm durchgehend nachgewiesenen Kalkgehalt der Sedimente erklären (vgl. Anhang 7 B).

163 cm Auenlehme werden im BP 8 von einem 30 cm Mächtigen Ah-Horizont überlagert. Ab 75 cm nimmt der Gehalt an Feinsand deutlich zu, folglich wurde zwischen 75 und 90 cm ein schwach lehmiger Sand ausgewiesen. Eine mit der Tiefe zunehmende Rostfleckung und Mangankonkretionen konnten wahrgenommen werden. Von 160 bis 290 cm konnten auch hier dunkelgraue Feinsedimente mit organischem Anteil angetroffen werden. In den letzten 10 cm wurde stark verwittertes Sandsteinmaterial der Fraktion Mittelgrus angetroffen (vgl. Anhang 7 C).

BP 9 kennzeichnet sich durch eine 33 cm mächtige Auflage humosen Oberbodenmaterials. Untergelagert finden sich Auenlehme von 134 cm Mächtigkeit mit einzelnen Holzkohlefragmenten und schwacher Rostfleckung. Zwischen 120 bis 170 cm ist eine Zunahme des organischen Anteils der Sedimente festzustellen. Es folgen bis zu einer Tiefe von 284 cm Fein- bis Mittelkiese, teilweise eingebettet in sandiger oder lehmiger Matrix. Das Profil schließt ab mit dem Verwitterungshorizont des anstehenden Gesteins (vgl. Anhang 7 D).



Abb. 16: Profilzeichnung des Querprofils am Mittellauf.

Das Auenquerprofil am Mittellauf des Schöpfleinsgraben weist eine typische fluviale Abfolge der Sedimente auf. Ein rezenter Oberboden mit Stau- oder Grundwassereinfluss wird unterlagert von feinkörnigen Hochflutsedimenten, gefolgt von Sanden und Kiesen. In BP 7 wurde Schutt und Geröll des Malms erbohrt. Hierbei könnte es sich um umgelagertes Material des Bergsturzes handeln (vgl. Anhang 2).

Die durchschnittliche Mächtigkeit der Auensedimente am Mittellauf beträgt 233 cm \pm 93 cm bzw. 226 cm \pm 85 cm. Wird BP 6 als Ausreißer außen vor gelassen so beträgt die mittlere Mächtigkeit 265 cm \pm 82 cm bzw. 255 cm \pm 75 cm. Der hohe Fehler, spiegelt auch in diesem Bereich, die Variabilität der räumlichen Mächtigkeitsverteilung der Sedimente wieder (Tab. 3).

					Ø Mittel-		Gesamt-
Bohrprofil	BP 6	BP 7	BP 8	BP 9	lauf	1σ	fehler
Auensedimente	136	336	290	170	233	83	93
Auensedimente linear							
gestreckt	136	309	290	167	226	75	85
Stauchung	5*	27	5*	3	10		

Tab. 3: Mächtigkeiten der Auensedimente und Berechnung Mittellauf.

*5 cm Stauchungsfehler, aufgrund Fazieswechsel im Bohrkopf

5.1.4 Unterlauf 1

Das Auenquerprofil am Unterlauf 1 liegt ca. 600 m südöstlich von Kaspauer unterhalb eines kleinen einmündeten Seitentals (vgl. Abb. 9, 17, Anhang 8, 9). Das Transekt besteht aus den Bohrpunkten 10 und 11. Gemäß geologischer Karte liegen die Punkte außerhalb des Bereichs des Bergsturzes. Der Schöpfleinsgraben läuft in diesem Flussabschnitt parallel unmittelbar unterhalb der Straße. Das Gelände fällt Richtung Talgrund etwas steiler ein, bevor es Richtung Westen steil ansteigt. BP 10 wurde unter zu Hilfenahme der Pläne des Abwasserleitungsnetzes eingemessen. Demnach liegt BP 10 26 m westlich von Abwasserschacht Nummer 12 entfernt. In einem Abstand von 40 m folgt BP 11. Von dort aus sind es noch 18 m bis zur Flurstücksgrenze. Da der Abwasserschacht 12 direkt an der Grenze des Bachbetts liegt kann eine Gesamtbreite der Aue von 58 m angenommen werden.



Abb. 17: Lage der Bohrpunkte des Profils Unterlauf 1.

Die zwei Profile kennzeichnen sich durch einen humosen Oberboden mit bis zu 37 cm Mächtigkeit. Darunter folgen in bis zu 300 cm Tiefe schluffige Lehme und Tone, mit Holzkohlefragmenten. Die homogene Lagerung wird immer wieder von Schutt feiner und mittlerer Korngrößenfraktion unterbrochen. Den Abschluss der Profile bildet gröberer Schutt sowie Fein- bis Mittelgrus (Abb. 18).

BP 10 charakterisiert sich durch einen mit 20 cm recht schwach ausgeprägten humosen Oberboden. Darunter folgen in bis zu 318 cm Tiefe vorwiegend Feinsedimente, in diesem Fall schluffige Lehme. Die Sedimente des ersten Bohrmeters sind mit feinkörnigen kalkhaltigen Grusen durchsetzt. Ab dem zweiten Meter ist vermehrt Holzkohle anzutreffen, ebenso wie darin enthaltene Ziegelreste. Die Holzkohle kann als ein Zeichen ehemaliger Brandrodung gesehen werden. Die Ziegelreste sind ein Indiz für die Umlagerung von Sedimenten. Sehr wahrscheinlich handelt es sich in diesem Fall um kolluvial umgelagertes Material. Auch gröberer Schutt in 165 bis 177 cm, 234 bis 240 cm und im Bereich 278 bis 287 cm deuten auf einen Ursprung des Materials von den Hängen hin. Im vierten Meter folgen allerdings Kiese und Grus eingebettet in einer schluffigen Matrix. Darin enthalten waren Schalenreste und teilweise vollständig erhaltene Schneckenhäuser. Die gerundeten Kiese und die Schalenreste deuten in diesem Bereich auf alluviale Sedimente hin. Entsprechend der Abfolge der Sedimente befinden wir uns hier in einem Verzahnungsbereich kolluvialer und alluvialer Sedimente. In 420 cm Tiefe schließt das Profil ab. Hier wurde grober Malmschutt angetroffen, der nicht durchbohrt werden konnte (vgl. Anhang 9 A).



Abb. 18: Profilzeichnung der Bohrpunkte am Unterlauf 1.

In BP 11 findet sich eine fast identische Abfolge der Sedimente. Auf einen 37 cm mächtigen Ah-Horizont folgen schluffige Lehme und Tone bis in 300 cm Tiefe. Auch hier sind die Sedimente immer wieder unterbrochen von einzelnen Schuttlagen. Das Profil endet in 300 cm Tiefe mit undurchdringlichem Schutt (vgl. Anhang 9 B).

In beiden Profilen konnte festgestellt werden, dass sie durchgehend kalkhaltig sind. Die hangaufwärts, gegenüberliegenden Äcker stellen sich als sogenannte Kalkscherbenäcker dar. Die in den ersten 150 cm angetroffenen kalkhaltigen Gruse könnten demnach das Ergebnis langjähriger landwirtschaftlicher Nutzung und Verwitterung sein. Durch das jährliche umpflügen und bearbeiten der Äcker werden die Kalkscherben zerkleinert. Die Verwitterung kann so an mehreren Stellen gleichzeitig ansetzen und das Material weiter verfeinern. Entsprechend feineres Material wird einfacher umgelagert. Denudative und gravitative Hangprozesse transportieren die feineren Komponenten hangabwärts Richtung Tal, während das grobe Material auf den Äckern verbleibt.

Am Unterlauf 1 nimmt die durchschnittliche Mächtigkeit der Sedimente mit 310 cm \pm 28 cm bzw. 305 cm \pm 23 cm leicht zu.

					Gesamt-
Bohrprofil	BP 10	BP 11	Ø Unterlauf 1	1σ	fehler
Auensedimente	329	290	310	20	28
Auensedimente linear gestreckt	319	290	305	15	23
Stauchung	10	5	8		

Tab. 4: Mächtigkeiten der Auensedimente und Berechnung Unterlauf 1.

*5 cm Stauchungsfehler, aufgrund Fazieswechsel im Bohrkopf

5.1.5 Einzelbohrung

Zwischen den Profilen am Unterlauf 1 und Unterlauf 2 wurde eine Einzelbohrung durchgeführt. Der Bohrpunkt wurde in der Talmitte gesetzt. Er liegt 100 m oberhalb des Profils Unterlauf 2 und ist 47,5 m von der Straßenkante entfernt (Abb. 9, 19).



Abb. 19: Lage der Einzelbohrung.

Auf 35 cm humosen Oberboden folgen gut 200 cm Feinsedimente. Darin enthalten sind einzelne Lagen von Hangschutt, welcher sich der Fraktion Fein- bis Mittelgrus zuordnen lässt. Vereinzelt finden sich Ziegelreste. Von 233 bis 290 cm wurde grober Malmschutt angetroffen (vgl. Anhang 10 A).

Hinsichtlich des stratigraphischen Aufbaus des Profils lässt sich eine solche Abfolge eher als Hangkolluvium beschreiben. Das in den Feinsedimenten umgelagerte Material, sowie die Ziegelreste sind Hinweise dafür. Dennoch sollen die im Profil enthaltenen Feinsedimente Eingang in die Volumenberechnung finden.

5.1.6 Unterlauf 2

Das Auenquerprofil am Unterlauf 2 liegt 100 m unterhalb der Einzelbohrung. Es besteht aus den Bohrpunkten 13, 14 und 15. Die Bohrungen wurden alle in einem Abstand von 15 m zueinander durchgeführt. Zur Straßenkante wurde ebenfalls ein Abstand von 15 m eingehalten. Vom Bachbett des Schöpfleinsgraben bis zur Straßenkante beträgt die Breite 57 m. Abzüglich der 15 m Abstand zur Straße ergibt sich eine ungefähre Breite der Aue von 42 m (Abb. 20, Anhang 10).



Abb. 20: Lage des Querprofils Unterlauf 2.

Auf einen bis zu 26 cm mächtigen Ah-Horizont folgen schluffige Tone, die sich bis in eine Tiefe von 250 cm fortsetzen. Im zweiten Meter werden diese durch einzelne mittlere bis grobe Schuttpakete unterbrochen, an denen teilweise Reste von Holzkohle haften. Die erste Hälfte des dritten Meters ist mit feinkörnigen kalkhaltigen Grusen durchsetzt und zeigt in einem Fall ein deutlich gehäuftes Vorkommen von Holzkohlefragmenten. Ab 250 cm sind Kiese und Gruse in sandiger Matrix und kantiger Schutt anzutreffen. Grober Hangschutt bildet in 3 bis 4 Metern Tiefe den Abschluss der Profile (Abb. 21).

In BP 13 unterlagern 230 cm mächtige schluffige Tone eine humose Auflage von 20 cm. Die Sedimente sind durchgehend kalkhaltig und werden unterbrochen von Kalk-Fein- bis Grobgrusen. Ab 160 cm machen sich reduktive Bedingungen durch einen Umschwung der Farbe im Sediment bemerkbar. Von 200 bis 251 cm Tiefe finden sich Fein- bis Mittelgruse des Malmkalks, eingebettet in einem schluffigen Ton. Darin enthalten sind Holzkohle- und Schalenreste. Nach unten hin folgen Fein- bis Mittelkiese und Grus in einer sandigen Matrix. Mit zunehmender Tiefe sind die Kiese besser gerundet. Darüber liegt gehäuft Holzkohle und Reste von Mollusken. Zwischen 278 und 282 cm wurde ein gröberer Sandstein durchstoßen. Darunter folgt bis zum Abschluss des Profils in 400 cm Tiefe Malmschutt mit darin enthaltenen fossilen Belemit-Resten (vgl. Anhang 10 B).

In BP 14 wechseln sich bis in 300 cm Tiefe schluffige Lehme und Tone mit zwischengelagertem Hangschutt und einzelnen Kiesen ab. Im Bereich 200 bis 235 cm befindet sich ein dunkelgrauer fast schwarzer Horizont mit großen Mengen Holzkohle. Orangerote Verfärbungen im Sediment lassen zunächst auf Ziegelreste vermuten. Es lässt sich allerdings nicht ausschließen, dass es sich dabei um verwitterte Tonscherben handelt. Diese Artefakte können als ein erster Hinweis auf frühe menschliche Besiedelung im Untersuchungsgebiet angesehen werden. Gröberer Hangschutt, umgeben von einem schluffigen Lehm mit anhaftenden Holzkohlefragmenten, schließt das Profil ab (vgl. Anhang 10 C).

In BP 15 überlagern 225 cm mächtige schluffige Tone, mit einer darin enthaltenen Lage an kantigem Malmschutt in 160 bis 175 cm Tiefe, Schuttmaterial des Malms und Doggers. Ab 56 cm nimmt der Tongehalt nach unten hin zu. Ab 100 cm bis 158 cm steigt der Anteil an Feinsand im Bodengefüge. Auffällig an diesem Profil ist, dass unterhalb der Lage aus Malmschutt bis in 250 cm Tiefe kein Kalk nachgewiesen werden konnte. Unmittelbar unter dieser Lage wurden vermehrt Reste von Holzkohle angetroffen. Unter der kalkfreien Schicht aus schluffigem Ton, liegt stark kalkhaltiger Hangschutt (vgl. Anhang 10 D).



Abb. 21: Profilzeichnung des Transekts Unterlauf 2.

Im Vergleich zu den vorherigen Profilen gestalten sich die Profile am Unterlauf 2 ähnlich den Profilen am Unterlauf 1 und der dazwischenliegenden Einzelbohrung. Die weitgehend homogene Lagerung der Feinsedimente in den ersten zwei Metern wird durch Schutt feiner und mittlerer Korngröße unterbrochen. Das auffällig gehäufte Auftreten von größeren Mengen Holzkohle in BP 14 und BP 15, als auch vermutliche Keramikreste, legen die Vermutung frühzeitlicher, menschlicher Aktivität in der Umgebung nahe.

Die Durchschnittsmächtigkeit der Sedimente beträgt 254 cm \pm 17 cm bzw. 246 cm \pm 17 cm und liegt damit wieder etwas geringer als am Transekt des Unterlauf 1. Es lässt sich demnach kein Trend einer Zunahme der Sedimentmächtigkeit mit zunehmender Auenbreite im Bereich des Unterlaufs feststellen (Tab. 5).

Bohrprofil	BP 13	BP 14	BP 15	Ø Unterlauf 2	1σ	Gesamt- fehler
Auensedimente	260	243	260	254	8	17
Auensedimente linear ge-						
streckt	251	235	251	246	8	17
Stauchung	9	8	9	9		

Tab. 🗄	5: Mächtigkeiten	er Auensedimente und	Berechnung Unterlauf 2.
--------	------------------	----------------------	-------------------------

5.1.7 Unterlauf 3

Die Profile des Abschnitts Unterlauf 3 wurden als drei Einzelbohrungen dem Flusslängsprofil folgend angelegt, da in den flussaufwärts angelegten Transekten am Unterlauf eine ähnliche Abfolge an Sedimenten angetroffen wurde. Die Bohrpunkte 16 und 17 liegen dabei noch im tief eingeschnittenen Tal mit steil ansteigenden Hängen. Bohrpunkt 18 hingegen befindet sich im flachen Mündungsbereich des Schöpfleinsgraben, ohne begrenzende Steilhänge umgeben von landwirtschaftlich genutzten Äckern (vgl. Abb. 22, Anhang 11, 12).



Abb. 22: Lage der Bohrpunkte des Längsprofils Unterlauf 3.

In den Profilen des Unterlauf 3 sind gut 200 cm mächtige schluffige Lehme und Tone, die als Auenlehm angesprochen wurden, anzutreffen. Sie sind durchsetzt mit kalkhaltigem Feingrus und Holzkohlefragmenten. Bedingt durch ein oxidativ-reduktives Milieu mit schwankendem Grundwasserspiegel finden sich mal mehr, mal weniger Rostflecken und Mangankonkretionen in den Sedimenten. In BP 18 konnten sich unter einem 42 cm mächtigen humosen Oberboden über 100 cm mächtige Wiesenkalke bilden. Die Kalkkonkretionen enthalten ferner vermehrt Schalenbruchstücke und vereinzelt organische Beimengungen in Form von Holzresten und Kohle. Das Material wird jeweils unterlagert von Feinsedimenten mit zunehmend organischem Anteil, die übergehen in bis zu 78 cm mächtige Torfe. In 400 cm Tiefe bilden Schotter, Kiese und Hangschutt den Abschluss der Profile (Abb. 23). In BP 16 konnte ein 20 cm, schwach humoser Oberboden, welcher diffus in einen lehmigen Schluff übergeht, angetroffen werden. Ab 50 cm Tiefe tauchen vermehrt kalkhaltige Feingruse in den Sedimenten auf. Ab 65 cm schließen sich Holzkohlefragmente an. Der zweite Meter kennzeichnet sich durch zunehmend tonig-schluffige Sedimente. Darin enthalten sind gehäuft Holzkohlereste und kalkhaltige Feingruse. Im Bereich ab 170 cm tritt Rostfleckung auf. Der dritte Bohrmeter des Profils ist gekennzeichnet durch eine homogene Lagerung verstärkt tonhaltiger Feinsedimente. Auffällig sind auch hier größere Mengen an Holzkohleresten im Bereich 215 bis 235 cm, ebenso wie orangerote Verfärbungen im Sediment. Teilweise lassen sich diese auf Rostflecken zurückführen, treten aber im Bereich 215 bis 220 cm und im Bereich 270 bis 285 cm als bandförmige Strukturen auf, mit darunterliegenden Holzresten. Ob es sich dabei um die Verwitterungsreste alter Keramik handelt?

Fest steht jedenfalls, dass die Bamberger Archäologen um Herrn Seregely und Frau Kothieringer auf dem gegenüberliegenden Acker Siedlungsstrukturen und Artefakte aus der Bronzezeit entdeckt haben (vgl. Kap. 3.6).

Darunter liegt eine 2 cm fassende Lage aus hellem, beigefarbenen Feinsand. Es folgt Hangschutt mit eingelagerten Fein- bis Mittelkiesen aus Sandstein, eingebettet in schluffigem Ton. In 365 bis 400 cm Tiefe bilden braun-orangene Sandsteinkiese vermengt mit Schuttmaterial die Basis des Profils (vgl. Anhang 11 A).

Die abgelagerten Sedimente des BP 17 gleichen bis in 2 m Tiefe denen des BP 16. Bis dahin liegen schluffige Lehme und Tone vor, die mit kalkhaltigen Feingrusen durchsetzt sind. Ab 150 cm Tiefe kommen Rostfleckung und Mangankonkretionen hinzu. Zudem treten gehäuft Holzkohlereste auf. Sie wurden als Auenlehme ausgewiesen. Das Profil wird fortgeführt von Feinsedimenten mit zunehmend organischem Anteil. In 230 bis 256 cm Tiefe konnten stark kalkhaltige Fein- bis Mittelkiese sowie Gruse mit darin enthaltenen Schalenresten angetroffen werden. Darunter folgt ein 78 cm mächtiger Torf. Das Bohrprofil 17 wird beendet mit 50 cm Hangschuttmaterial und darin vereinzelt enthaltenen Kiesen (vgl. Anhang 11 B). Unter dem eingangs erwähnten humosen Oberboden und die Wiesenkalke folgt in BP 18 ein 70 cm mächtiger Torf. In den Torf sind Lagen aus Feinsand und Schluff, sowie organische Reste eingearbeitet. Im Bereich von 270 bis 290 cm wurden stark kalkhaltige Fein- bis Mittelkiese, eingebettet in einem schluffigen Sand, vorgefunden. Der vierte Meter des Profils wird charakterisiert durch mittlere bis grobe Kiese und Schotter. Im Bohrkopf steckte ein Kies mit über 6 cm Durchmesser (vgl. Anhang 11 C).



Abb. 23: Profilzeichnung des Längsprofils Unterlauf 3.

Die Tatsache, dass in den gesamten Profilen zuvor, nicht annähernd Kiese oder Schotter dieser Korngrößenfraktion angetroffen wurden, legt den Schluss nahe, dass es sich dabei um pleistozäne Ablagerungen der Weismain handeln muss. Bei Geländearbeiten im November 2017 konnte nur einige hundert Meter Luftlinie von BP 18 entfernt ein Baggerschurf auf der Gemarkung Schammendorf gesetzt werden. Ab 170 cm Tiefe wurden hier grobe Kiese mit darunterliegenden Schottern angetroffen. Am Unterlauf 3 beträgt die durchschnittliche Mächtigkeit der Auensedimente 305 cm \pm 41 cm bzw. 299 cm \pm 36 cm. Die in BP 18 angetroffenen Sedimente lassen den Einfluss der Weismain deutlich erkennen. Deshalb fällt dieses Profil aus der Berechnung des Gesamtvolumens heraus. Unter Berücksichtigung dieses Aspekts liegt die durchschnittliche Mächtigkeit dann bei 321 cm \pm 41 cm bzw. 314 cm \pm 35 cm (Tab. 6).

				Ø Unterlauf		Gesamt-
Bohrprofil	BP 16	BP 17	BP 18	3	1σ	fehler
Auensedimente	288	354	272	305	35	41
Auensedimente linear ge-						
streckt	287	340	269	299	30	36
Stauchung	1	14	3	6		

Tab. 6: Mächtigkeiten der Auensedimente und Berechnung Unterlauf 3.

5.2 Berechnung der Auenfläche

Um die Auenfläche der jeweiligen Flussabschnitte zu bestimmen wurde der Attributtabelle in ArcGIS ein Feld *"Fläche"* hinzugefügt. Mit einem Rechtsklick auf die Spalte wählt man den Befehl *"Geometrie berechnen"* aus. Das Programm berechnet nun die individuelle Auenfläche jedes Abschnitts, die auf der vorrangegangenen Analyse (vgl. Kap. 4.3) beruht. Da sich trotz sorgfältiger Geländeaufnahmen und einer guten Raster-Auflösung des DGM Ungenauigkeiten bei der Bestimmung der Auenfläche ergeben, soll ein geschätzter Fehler von 10 % der ermittelten Auenfläche angenommen werden. Darüber hinaus erscheint der Wert aufgrund teilweiser anthropogener Überprägung im Untersuchungsgebiet als angebracht.

Wird die geologische Karte (Anhang 2) als Datengrundlage gewählt so ergibt sich eine Gesamtauenfläche von 354.929 m² (vgl. Abb. 7 A). Nach Bodenübersichtskarte (Anhang 4) ergeben sich 561.375 m² (vgl. Abb. 7 B). Hierfür wurden die im Auenbereich ausgewiesenen Bodentypen ausgewählt. Sie werden beschrieben als Bodenkomplexe, bestehend aus Gleyen, kalkhaltigen Gleyen und anderen grundwasserbeeinflussten Böden mit weitem Bodenartenspektrum (Talsediment) (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT 2018).

Führt man die Berechnungen nach der für diese Arbeit präferierten Variante durch, so erhält man 238.299 m² als Wert für die Gesamtauenfläche. Hierbei entfallen 86.281 m² auf den Oberlauf, 70.433 m² auf den Mittellauf und 81.585 m² auf den Unterlauf (Abb. 24).





Nach geologischer karte nimmt die Auenfläche 3,9% der Fläche des Einzugsgebietes (9 km²) ein, nach Bodenübersichtskarte 6,2% und nach der für diese Arbeit gewählten Methode 2,6% ein.

5.3 Berechnung des Sedimentvolumens

Zur Berechnung des Sedimentvolumens im Einzugsgebiet des Schöpfleinsgraben, wurde die nach ROMMENS (2006) entwickelte Methode verwendet. Auch die Methode nach NOTEBAERT ET AL. (2010), in welcher die Durchschnittsmächtigkeit für längere Talabschnitte bestimmt wird, fand Anwendung in dieser Arbeit (vgl. Kap. 2.4). Sie erhielten den Vorzug im Vergleich zu der Methode nach MACAIRE ET AL. (2002), da die dominant vorherrschende Talform ein Kerbsohlental bzw. ein steilwandiges Sohlental ist, und sich die Untersuchungen dieser Arbeit ausschließlich auf holozäne Auensedimente beschränken.

Der Talboden an sich ist flach ausgeprägt, wenn auch teilweise nur recht schmal, erweist sich die Methode nach ROMMENS (2006) bzw. NOTEBAERT ET AL. (2010) als geeignetste Variante zur Erfassung des Volumens holozäner Auensedimente, da sie nachvollziehbare Ergebnisse liefern. Ein weiterer Punkt, der dafürspricht, ist, dass es von der Quelle bis zur Mündung keine großen Unterschiede in Bezug auf die Verteilung der Sedimentmächtigkeiten in den jeweiligen Flussabschnitten gibt (vgl. Kap. 5.1). Als Grundlage zur Berechnung dienen die durch lineare Streckung korrigierten Bohrkerntiefen.

Zur Berechnung wurden die Teilabschnitte des Tals zusammengefasst in Ober-, Mittelund Unterlauf (Abb. 24). Die Anzahl der Bohrungen pro Fläche steht so in einem besseren Verhältnis zueinander. Die aus den Bohrungen ermittelten Mächtigkeiten holozäner Auensedimente stellen minimale Mächtigkeiten dar, da Gesteinsschutt oder Schotterkörper > 5 cm nicht durchbohrt werden konnten, es im Holozän aber durchaus zu Schotterakkumulationen in den Auenbereichen kommen konnte, worauf bereits SCHIRMER (1995) hinweist (vgl. Kap. 2.2).

Aus den Bohrungen geht hervor, dass zwischen Auensedimentmächtigkeiten und der Geländetopographie kein Zusammenhang zu bestehen scheint. Bei der Berechnung des Volumens wurde deshalb auf Durchschnittswerte zurückgegriffen.

5.3.1 Oberlauf

Der Abschnitt Oberlauf besteht aus den Teilabschnitten Oberlauf 1 und Oberlauf 2. Die Aue erstreckt sich hier auf eine Fläche von 86.281 m² (Abb. 24). Mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 2,73 m für holozäne Sedimente ergibt sich für den Oberlauf ein Sedimentvolumen von 235.547 m³ (Tab. 7)

5.3.2 Mittellauf

Für den Mittellauf konnte eine Auenfläche von 70.433 m² ermittelt werden. Mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit der Sedimente von 2,55 m ergibt sich ein Volumen von 179.604 m³ (Tab. 7). Die hier gering ausfallende durchschnittliche Mächtigkeit könnte auf das verengte Tal zurückzuführen sein. Andererseits war es aufgrund fehlender Genehmigungen, sowie im Untergrund verlaufende Fernwasser- und Stromleitungen nicht möglich, weitere Bohrungen an vielversprechenden Stellen im unteren Bereich des Mittellaufs durchzuführen. Es ist daher nicht auszuschließen, dass die Werte des Mittellaufs mit mehr Fehlern behaftet sind.

5.3.3 Unterlauf

Die Ausdehnung der Aue konnte im Unterlauf, bestehend aus den Teilabschnitten Unterlauf 1, 2 und 3, auf 81.585 m² bestimmt werden. Für holozäne Auensedimente wurde eine durchschnittliche Mächtigkeit von 2,76 m ermittelt. Somit beläuft sich das Sedimentvolumen auf 225.175 m³ für den Unterlauf (Tab. 7).

	Oberlauf	Mittellauf	Unterlauf	
Auenfläche	86.281 m²	70.433 m²	81.585 m²	
Flächenfehler	± 8628 m²	± 7043 m²	± 8159 m²	
Ø Mächtigkeit Auensedimente	2,73 m	2,55 m	2,76 m	
Gesamtdurchschnitt	2,68 m			
Volumen Auensedimente	235.547 m ³	179.604 m³	225.175 m³	
Gesamtvolumen		640. 326 m ³		
Fehler	± 36.560 m³			

Tab. 7: Berechnung des	Volumens holozäner	Auensedimente im	Einzugsgebiet des	Schöpf-
leinsgrabens.				

5.3.4 Gesamtvolumen

Fasst man alle Abschnitte zusammen, so ergibt sich ein Gesamtvolumen von $640.326 \text{ m}^3 \pm 36.560 \text{ m}^3$ für holozäne Auensedimente. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Auensedimente liegt bei 2,68 m für das gesamte Einzugsgebiet (Tab. 7). Untypisch zeigt sich das Verhalten am Oberlauf. Hier ist das größte Sedimentvolumen als auch die größte Auenfläche anzutreffen. Grund dafür ist ein bei Siedamsdorf gelegenes Sumpfgebiet. Das Gebiet ist als Biotop ausgewiesen und war mit der schweren Bohrausrüstung nur schlecht zugänglich, deshalb konnten hier keine Profile angelegt werden.

6. Diskussion

Im Einzugsgebiet des Schöpfleinsgrabens wurden auf Grundlage von Sondagebohrungen und einer Kombination der Berechnungsmethoden nach ROMMENS ET AL. (2006) und NOTEBAERT ET AL. (2010) die Sedimentmächtigkeiten holozäner Auensedimente ermittelt. Der Vorteil der Ermittlung des Sedimentvolumens über Bohrungen besteht darin, dass die gesamte Auenbreite erfasst werden kann. Das Ermitteln von Durchschnittsmächtigkeiten ermöglicht die Volumenberechnung über eine Extrapolation, die auf die ermittelte Auenfläche vorgenommen werden kann. Der Nachteil besteht in der punktuellen Erfassung. Das Anlegen von zusätzlichen Bodenprofilen oder Schürfen könnte das Vorgehen ergänzen. Im Zuge dieser Arbeit war das allerdings nicht mehr möglich.

Der Oberlauf ist geprägt von Feinsedimenten, die Verwitterungsmaterial des anstehenden Doggersandsteins überlagern (vgl. Kap. 5.1.1 - 2). Am Mittellauf trifft man auf feinsandige Auenlehme und Feinsedimente mit zunehmend organischem Anteil und oxidativ-reduktiven Merkmalen. Sie überlagern entweder Schotter und Kiese des Sandsteins oder Kalkschuttmaterial (vgl. Kap. 5.1.3). Teilweise kommt es zu einer Wechsellagerung beider Materialien, was die enge Verknüpfung der Prozesse von Fluss, Tal und Aue widerspiegelt (vgl. Kap. 2.1).

Im Bereich des Unterlaufs weitet sich das Tal. Zunehmend tonige Feinsedimente, die als Auenlehme ausgewiesen wurden, sind hier anzutreffen. Außerdem wird die homogene Lagerung der Sedimente immer wieder durch Lagen gröberen Schuttmaterials unterbrochen. Ein gehäuftes Auftreten von Holzkohlefragmenten, deutet auf menschliche Eingriffe hin. Um Platz für neue Ackerflächen zu schaffen werden seit der Bronze-Zeit (spätes Subboreal) (DOPPLER ET AL. 2011: 346), vor allem aber im Mittelalter in ganz Deutschland Wälder gerodet. In diesem Zusammenhang konnte BORK ET AL. (1998) eine Beziehung zwischen Bodenerosion und erhöhtem Eintrag in die Auenbereiche belegen. Dies könnte in Verbindung mit der zunehmenden Steilheit der Hänge, die einzelnen Schuttlagen in den Auensedimenten erklären.

Geht man davon aus, dass zur selben Zeit die Hochflächen ackerbaulich genutzt wurden, so gewinnt die Bodenerosion zunehmend an Relevanz, im Hinblick auf die Mächtigkeitsverteilung und Zusammensetzung der Auensedimente in diesem Bereich. Einerseits könnte dies erklären, warum im Unterlauf eine höhere durchschnittliche Mächtigkeit der Auensedimente festgestellt werden konnte. Andererseits könnte auch die zunehmende Größe des Einzugsgebietes und die Abnahme der Hangneigung im Flusslängsprofil ein Grund dafür sein. Die Profile schließen mit Schutt oder Kiesen und Schottern ab (vgl. Kap. 5.1.4 - 7).

Im Unterlauf lässt sich außerdem beobachten, dass das Seitental des Schöpfleinsgrabens durch die fluviale Dynamik der Weismain beeinflusst wird. Die Einflussnahme der Weismain auf die Talentwicklung des Schöpfleinsgrabens ist dabei vor allem im Mündungsbereich deutlich. Tiefenerosion und Aufschotterung im Weismaintal bestimmen demnach die fluviale Formung des Seitentals im Einmündungsbereich. Deutlich wird das vor allem in den Profilen des Unterlauf 3 (vgl. Kap. 5.1.7). Die in BP 18 angetroffenen Schotter mit darüberliegenden Torfen und zunehmend Feinsedimenten sind ein Indiz für klimatische Änderungen (vgl. Anhang 12 A). KOTHIERINGER ET AL. (2018) konnten in unmittelbarer Nähe entnommene Proben aus dieser Torfschicht auf ein Alter von 5477-5306 B.C. datieren. Dies entspricht der Zeit des Atlantikums. Darüberliegende Wiesenkalke werden in denselben Zeitraum gestellt.

In den restlichen Flussabschnitten fehlen solche Daten gänzlich. Die zeitliche Einordnung erfolgte anhand der angetroffenen Stratigraphie der Profile. Im oberen Bereich abgelagerte Feinsedimente wurden als holozäne Auensedimente interpretiert. Wie bereits in Kap. 2.2 erwähnt sind Datierungsmethoden wie OSL nötig, um eine genaue zeitliche Differenzierung alluvialer und kolluvialer Sedimente vorzunehmen. Aus zeitund kostentechnischen Gründen konnte in der vorliegenden Arbeit nicht auf solche Datierungsmethoden zurückgegriffen werden. Die Datierungen am Unterlauf geben allerdings einen Hinweis darauf, dass die über den Torfen und dem Wiesenkalk abgelagerten Feinsedimente des Schöpfleinsgrabens mit Beginn des Spätholozäns zur Ablagerung kamen.

Für das 52 km² große Einzugsgebiet des Nethen ermittelten ROMMENS ET AL. (2006), dass 29% des gesamten Sedimentvolumens (13,77 × 10⁶ t) in Form von Auensedimenten abgelagert wurden, 50% werden als kolluviale Ablagerungen gespeichert (23,75 × 10⁶ t) und 21% werden aus dem System heraustransportiert (10,33 × 10⁶ t).

Die Untersuchungen in Zentral-Belgien weisen den Übergang vom Subboreal zum Subatlantikum (ca. 2700 B.P.) als Beginn massiver alluvialer Sedimentation in den

Flusstälern aus. Ihre Ergebnisse zeigen, dass im Einzugsgebiet des Nethen Torfe weit verbreitet sind. Stabile Phasen der Bodenbildung fanden nach Ende des Atlantikums bis ins frühe Mittelalter statt. Die Mehrzahl der schluffigen und lehmigen Sedimente der Auen können also nur zu einem späteren Zeitpunkt abgelagert worden sein. Die alluvialen Sedimente konnten dabei auf Grundlage sedimentologischer Eigenschaften und ¹⁴C-Datierungen in drei Ablagerungszeiträume unterteilt werden (vgl. Kap. 2.2).

Der Beginn der Ablagerung für die jüngsten Sedimente liegt im Mittelalter (ca. 1000 A.D.) Sie beinhalten 50% des gesamten holozänen Sedimentvolumens. Die Sedimentationsraten für diesen Zeitraum sind etwa 10-mal so hoch, im Vergleich zu Akkumulationsraten in früheren Zeiträumen des Holozäns. ROMMENS ET AL. (2006) stellen dabei die Glaubwürdigkeit von Studien in Frage, die versuchen einen Umweltwandel innerhalb eines Einzugsgebietes, anhand von Sedimentarchiven an nur einer Lokalität festzumachen. Es ist bekannt, dass der Großteil der holozänen Sedimente ihren Weg über die Hänge in das Flusssystem finden.

SEIDEL & MÄCKEL (2007) kommen bei ihren Untersuchungen in den Einzugsgebieten der Möhlin (228,10 km²) und Elz (1560,60 km²) auf ein holozänes Sedimentvolumen der Auensedimente von 0,046 km³ bzw. 0,161 km³. Dabei weisen die zwei Einzugsgebiete deutliche Unterschiede bei der Zusammensetzung des Gesamtsedimentvolumens auf. Während im Einzugsgebiet der Elz 63% der gespeicherten holozänen Sedimente in Form von Kolluvien auftreten, sind es im Möhlin Einzugsgebiet die alluvialen Sedimente, die mit 63% den Großteil am Gesamtvolumen ausmachen. Als Grund für die deutlichen Unterschiede sehen sie die unterschiedlich mächtigen Bedeckungen der Oberflächen mit Löss. Das Elz Einzugsgebiet wird dabei aus bis zu 7 m mächtigen kolluvialen Sedimenten in den Tälern charakterisiert, die auf die umliegenden, mächtigen Lössauflagen (Kaiserstuhl) zurückzuführen sind. Wohingegen sich im Möhlin Einzugsgebiet nur relativ schwach ausgebildete Lössdecken wiederfinden.

Für das Einzugsgebiet der Aufsess stellten FUCHS ET AL. (2011) ein Sedimentbudget für holozäne Sedimente, ausgehend von der Zufuhr durch Hangerosion (38,1 × 10⁶ m³), auf. Darin lässt sich erkennen, dass 58% der Sedimente als Kolluvien (22,2 × 10⁶ m³) gespeichert sind, 9% als Alluvien (3,4 × 10⁶ m³) in den Flussauen und 33% der Sedimente (12,5 × 10⁶ m³) aus dem Einzugsgebiet heraustransportiert und dem Vorfluter (Wiesent) zugeführt werden. Sie bestimmen den Entstehungszeitraum der Kolluvien zu Beginn des Endneolithikums (ca. 3100 v. Chr.), während erste Anzeichen, der duch Bodenerosion hervorgerufenen Akkumulation alluvialer Sedimente, erst 2-3 ka. später einsetzen. Unterschiedliche Sedimentationsraten für kolluviale und alluviale Ablagerungen belegen dies. Ein deutlicher Anstieg alluvialer Sedimente im Mittelalter (ca. 1000 n. Chr.), steht einer geringen Sedimentationsrate für Kolluvien gegenüber. Umgekehrt gestaltet sich die Situation seit Beginn der Neuzeit (ca. 1500 n. Chr.). Die Sedimentationsraten für Kolluvien nehmen zu, während das alluviale System abnehmende Raten verzeichnet. FUCHS ET AL. (2011) deuten darauf hin, dass es innerhalb des alluvialen Systems große Unterschiede im quantitativen Verhalten der einzelnen alluvialen Archive gibt. Ebenso wie ROMMENS ET AL. (2006) konstatieren sie, dass die Erfassung der Sedimentdynamik innerhalb eines Einzugsgebietes eine umfassende Analyse der verschiedenen Sedimentarchive erfordert, und Untersuchungen anhand einzelner Archive vermieden werden sollten.

Betrachtet man den Flächenanteil der Auen an der Gesamtfläche eines Einzugsgebietes, so lassen sich in den vorgestellten Studien unterschiedlich starke Einflüsse im Hinblick auf das Speichervolumen feststellen. Deutlich wird das vor allem beim Vergleich der Auen von Möhlin und Elz in SEIDEL & MÄCKELS (2007) Untersuchungen. Die Aue der Möhlin besitzt ca. 18,5 % der Fläche ihres Einzugsgebiets, während die Elz einen Auenanteil von 12,5 % aufweist. Jedoch macht vor allem die Aue der Möhlin, mit 63 % alluvialen Sedimenten, einen bemerkenswerten Teil des Gesamtspeichervolumens ihres Einzugsgebietes aus. Auch die Auensedimente der Elz sind mit einem Anteil von 36 % am Gesamtsedimentvolumen gut vertreten. Bei ROMMENS ET AL. (2006) Untersuchungen liegt der Anteil bei 29 %. In diesen Studien wird gezeigt, dass die Bedeutung der Auen als Sedimentspeicher mit zunehmendem Flächenanteil am Einzugsgebiet zunimmt. Andernfalls zeigen, bis auf eine Ausnahme (Möhlin), stets die Kolluvien den größten Anteil am Speichervolumen. So auch an der Aufsess, wo 58 % der Sedimente als kolluviale Ablagerungen gespeichert sind, jedoch nur 9 % in Form alluvialer Sedimente (FUCHS ET AL. 2011). Der Flächenanteil der Auen am Einzugsgebiet liegt lediglich bei 1,6 %. Auch das Einzugsgebiet des Schöpfleinsgraben weist mit 2,6 % deutlich geringere Werte auf. NOTEBAERT ET AL. (2008) zeigen, dass den kolluvialen Ablagerungen des Dijle Einzugsgebiet (758 km²) derselbe Stellenwert als Speichermedium wie den Auenflächen zukommt.

Dies verdeutlicht, dass die Übertragbarkeit der Ergebnisse einzelner Untersuchungsgebiete schwierig ist, da sich jedes Einzugsgebiet in Größe und naturräumlicher Ausstattung voneinander unterscheidet. Die einflussnehmenden Faktoren wie Geologie, Hydrologie, Klima und Vegetation, Böden und Relief sowie der Mensch bestimmen dabei maßgeblich die stattfindenden Prozesse (vgl. Kap. 2.1). Entsprechend dieser Voraussetzungen finden wir im Einzugsgebiet des Schöpfleinsgraben andere Bedingungen als in den vorgestellten Arbeiten.

Diese standortbezogenen äußeren und inneren Einflüsse machen sich in den alluvialen Sedimenten bemerkbar. So finden wir bspw. im Bereich des Ober- und Mittellaufs einen merklich höheren Sandanteil in den Sedimenten, bedingt durch das anstehende Gestein (vgl. Anhang 2, 5-7). Die durchschnittliche Mächtigkeit der holozänen Auensedimente liegt mit 2,7 m teilweise deutlich über den Werten anderer Untersuchungen (SEIDEL & MÄCKEL 2007, HOUBEN 2012). Die für den Mittellauf geringer ausfallenden durchschnittlichen Mächtigkeiten, könnten im Zusammenhang mit dem auf der östlichen Talflanke stattgefunden Bergrutschung stehen (vgl. Anhang 2). Bei den Bohrungen in diesem Bereich ist demzufolge von einer erhöhten Wahrscheinlichkeit, auf Blockschutt zu treffen, auszugehen. Nach FRYIRS (2013) können solche Ereignisse das Sedimentationsverhalten deutlich beeinflussen. Das durch die Bergrutschung ins Tal transportierte Material hindert andere Einflussgrößen des fluvialen Systems daran ihre Sedimente weiter zu transportieren. Es stellt in gewisser Weise eine Barriere dar, die entweder umgangen oder überschritten werden muss und kann dadurch zur Pufferung oder Speicherung von Sedimenten führen. Im nahegelegenen Einzugsgebiet der Aufsess ermittelten FUCHS ET AL. (2011) ähnliche Mächtigkeiten der Auensedimente. Ein Zusammenhang der Auensedimentmächtigkeit und der Geologie ist nicht auszuschließen, immerhin liegen beide Untersuchungsgebiete im Naturraum der Fränkischen Alb. Auch MACAIRE ET AL. (2002), dessen Einzugsgebiet lithologisch ebenfalls den Schichten des Jurakalks angehören, weist eine maximale Mächtigkeit der Sedimente von 3 m aus. Einzig ROMMENS ET AL. (2006) weisen mit 4 – 6 m deutlich mächtigere holozäne Sedimente aus. Allerdings liegt sein Einzugsgebiet in einer Lösslandschaft.

Der Einfluss in Karstgebieten auf die Sedimentations- und Austragungsraten ist noch nicht ausreichend erforscht. Der Austrag von Material aus dem System in Form von Suspensionsfracht konnte in der vorliegenden Arbeit nicht erfasst werden. Auch das
durch Lösungsverwitterung aus dem System heraustransportierte Material, sollte wie hier im teilweise verkarsteten Untersuchungsgebiet des Schöpfleinsgrabens (Hochfläche) nicht unterschätzt werden.

Eine Einflussgröße, die in Bezug auf das Sedimentationsverhalten ebenfalls nicht unterschätzt werden sollte ist die Vegetation. NOTEBAERT ET AL. (2009) kritisieren bspw. die Untersuchungen von ROMMENS ET AL. (2006), da sie den Einfluss der bestehenden Vegetation (Wälder) in der Volumenberechnung nicht beachten.

Weiterhin sei kritisch zu betrachten, dass aus aktualmorphologischer Sicht, ein Extremereignis ausreichen kann, um die Menge an Material zu verfrachten, die sonst in tausenden von Jahren abgelagert wird.

Wie sich im Laufe der Arbeit herausstellte kommt der Abgrenzung der Auenflächen eine deutlich größere Bedeutung im Hinblick auf die Ermittlung des Sedimentvolumens zu. Auch NOTEBAERT ET AL. (2010) stellten bspw. bei ihren Untersuchungen fest, dass die Methode zur Abgrenzung der Aue viel größeren Einfluss auf die Berechnung des Sedimentvolumens hat, als die Anzahl der Bohrungen oder Transekte die angelegt wurden. Es ist daher wichtig den Bereich der Aue für seine Arbeit zu definieren.

Mittlerweile gibt es dazu verschiedene Ansätze und Vorgehensweisen, die das Ausweisen einer Auenfläche beschreiben (vgl. NOTEBAERT ET. AL 2010). Eine allgemein gültige Methode zur Abgrenzung und Ermittlung der Auenfläche gibt es nicht. Aus geomorphologisch-hydrologischer Sicht könnte sich eine geomorphometrische Methode als vielversprechend erweisen (vgl. STRAUMANN & PURVES 2008).

Ein möglicher Ansatz wäre, dass mittels berechneter Hangneigungen und einem Höhenbezugspunkt zum Flussufer, die Auenflächen bestimmt werden. Hierbei können bspw. alle Flächen mit ≤ 3° Neigungswinkel als Auenfläche angenommen werden (vgl. Anhang 3). Ausgeschlossen davon sind die Flächen der Hochebene, welche teilweise ähnliche Werte aufzeigen. In diesem Fall bezieht sich die Neigung nur auf die im Tal anzutreffenden Flächen. Dem Höhenbezugspunkt werden 20 cm hinzugefügt, was der Höhe des Überflutungsbereiches der Aue entsprechen soll.

Auch sollte beachtet werden, dass es sich beim Schöpfleinsgraben um einen Fluss erster Ordnung handelt. Als Nebenfluss der Weismain besitzt er nur ein kleines Einzugsgebiet von ca. 9 km². HOUBEN (2012) führte Untersuchungen in einem ähnlichen räumlichen Maßstab, im Rockenberg Einzugsgebiet (10,24 km²), durch und stellte ein

Sedimentbudget auf. Darin entfallen 9 % auf Auensedimente, während 61,8 % an Hängen und Hangmulden gespeichert wird und 29,2 % ausgetragen werden. Für die Auensedimente berechnet er 0,84 × 10^6 t. Als Lagerungsdichte der Auensedimente werden 1,5 g/cm³ angenommen. So ergibt sich ein Auensedimentvolumen von 560.000 m³. Für das Einzugsgebiet des Schöpfleinsgraben ergibt sich ein Gesamtvolumen von 640.326 m³ (vgl. Tab. 7).

Vermutlich begründet sich auch hier der Unterschied im Ausgangsmaterial. Löss, welcher sich dominant aus Partikeln der Korngröße Schluff zusammensetzt ist erosionsanfällig und wird leicht abgetragen. Die massigen Jurakalke hingegen, stellen vor allem tonige und sandige Verwitterungsprodukte zur Verfügung. Die Kohäsionskräfte, welche zwischen den Tonpartikeln wirken, erschweren die Erodierbarkeit. Komponenten der Korngrößenfraktionen Ton und Sand könnten daher besser gespeichert werden.

Die Ergebnisse aus dem Einzugsgebiet des Schöpfleinsgraben deuten darauf hin, dass sich die Wechselbeziehungen des fluvialen Systems und das Sedimentationsverhalten, im Vergleich zu mittleren und großen Einzugsgebieten, anders darstellen und noch nicht ausreichend erforscht sind um eindeutige Aussagen über holozäne Sedimentationsraten und Sedimentvolumen zu treffen. Vor allem die Einflüsse der Vegetation, die Methode zur Abgrenzung der Auenfläche und der Geologie erschweren die Quantifizierung holozäner Auensedimente und bedürfen weiterer Untersuchungen. Aufschluss darüber könnten die nachfolgenden Forschungsarbeiten im Rahmen des DFG-Projektes geben.

DOTTERWEICH (2008) stellt in Aussicht, dass auch in Zukunft davon ausgegangen werden kann, dass die Landnutzungsintensität in Europa als Resultat eines steigenden Bedarfs an Energiepflanzen weiter zunehmen wird. In Kombination mit, durch den Klimawandel begünstigten, Starkniederschlagsereignissen sind Bedingungen für extremen Bodenabtrag gegeben. Letztendlich lässt sich feststellen, dass die Komplexität der Zusammenhänge des fluvialen Systems, zwischen einer Vielzahl an Prozessen der jeweiligen bestimmenden Variablen, nur schwer zu erfassen sind. Alle Theorien und Modelle können daher nur als Annäherung gesehen werden. Schließlich kommt es darauf an, eine Theorie/ ein Modell anzuwenden, welche/s den bestmöglichen Lösungsansatz zur gestellten Forschungsfrage darstellt. Weitere Forschungsarbeit wird nötig sein, um diese wechselseitigen Beziehungen besser zu verstehen. Neue Ansätze und interdisziplinäre Zusammenarbeit der einzelnen Fachgebiete lassen zukünftig auf neue Erkenntnisse hoffen. Es wird weiterhin spannend bleiben die Auswirkungen menschlichen Handelns und dessen Einflüsse auf die Umwelt zu erforschen. Betrachtet man sich dazu noch die aktuellen klimatischen Entwicklungen, so erscheint es als nicht unwahrscheinlich, dass ein weiterer Wandel bevorsteht.

7. Literaturverzeichnis

- AD-HOC-AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. 5. Aufl. (Hrsg.): Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. - Hannover.
- AHNERT, F. (2015): Einführung in die Geomorphologie. 5. Aufl. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart.
- BENDER, O. (2007): Analyse der Kulturlandschaftsentwicklung der Nördlichen Fränkischen Alb anhand eines katasterbasierten Geoinformationssystems. Zugl.: Wien, Univ., Habil.-Schr., 2005. – Dt. Akad. für Landeskunde, Leipzig, 384 pp.
- BIBUS, E. & WESLER, J. (1995): The middle Neckar as an example of fluvio-morphological processes during the Middle and Late Quaternary period. - Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd. **100**: 15-26; Berlin, Stuttgart.
- BORK, H. R. (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. Wirkungen des Menschen auf Landschaften. – Klett-Perthes, Gotha, 328 pp.
- BURT, T.P. & ALLISON, R.J., eds. (2010): Sediment cascades. An integrated ap proach. Wiley, Chichester, West Sussex, Hoboken, NJ, 471 pp.
- COULTHARD, T.J. & VAN DE WIEL, M.J. (2013): Climate, tectonics or morphology. What signals can we see in drainage basin sediment yields? Earth Surface Dynamics **1**(1): 13–27.
- DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.; Koordination und Gestaltung: M. MENNING & A. HENDRICH) (2012): Stratigraphische Tabelle von Deutschland Kompakt 2012 (STDK 2012); Potsdam (GFZ).
- DOPPLER, G., KROEMER, E., RÖGNER, K., WALLNER, J., JERZ, H. & GROTTENTHALER, W. (2011): Quaternary Stratigraphy of Southern Bavaria. E&G Quaternary Science Journal **60** (2-3): 329-365.
- DOTTERWEICH, M. (2008): The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of central Europe: Deciphering the long-term interaction between humans and the environment A review. Geomorphology **101**(1-2): 192–208.

- FUCHS, M., FISCHER, M., ZÖLLER, L. (2008): Rekonstruktion der Bodenerosion im Umfeld der urgeschichtlichen Siedlung Wattendorf-Motzenstein, Oberfranken. In:
 Müller, Johannes ; Seregély, Timo (Hrsg.): Endneolithische Siedlungsstrukturen in Oberfranken : Wattendorf-Motzenstein. Band 2. Naturwissenschaftliche Ergebnisse und Rekonstruktion des schnurkeramischen Siedlungswesens in Mitteleuropa. Universitätsforschungen zur prähistorischen Archäologie 155. Habelt, Bonn.
- FUCHS, M., WILL, M., KUNERT, E., KREUTZER, S., FISCHER, M. & REVERMAN, R. (2011): The temporal and spatial quantification of Holocene sediment dynamics in a meso-scale catchment in northern Bavaria, Germany. – The Holocene 21(7): 1093–1104.
- FRYIRS, K. (2013): (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades. A fresh look at the sediment delivery problem. – Earth Surface Processes and Landforms 38(1): 30–46.
- HOFFMANN, T., ERKENS, G., GERLACH, R., KLOSTERMANN, J. & LANG, A. (2009): Trends and controls of Holocene floodplain sedimentation in the Rhine catchment. – CA-TENA **77**(2): 96–106.
- HOUBEN, P. (2012): Sediment budget for five millennia of tillage in the Rockenberg catchment (Wetterau loess basin, Germany). Quaternary Science Reviews **52**: 12–23.
- JENSON, S. K. & DOMINGUE, J. O. (1988): Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. - Photogrammetric Engineering and Remote Sensing **54** (11): 1593–1600.
- KASSE, C., HOEK, W.Z., BOHNCKE, S.J.P., KONERT, M., WEIJRS, J.W.H., CAS-SEE, M.L.
 & VAN DER ZEE, R.M. (2005): Late Glacial fluvial response of the Niers-Rhine (western Germany) to climate and vegetation change. – Journal of Quaternary Science 20(4): 377–394.
- KOTHIERINGER, K., SEREGÉLY, T., LAMBERS, K. (2018): Settlement and Landscape History of the Northern Franconian Jura during the Bronze and Iron Ages. - In: Archäologisches Korrespondenzblatt 48 (1), Verlag des Römisch-Germanischen Zentralmuseums, Mainz, pp. 57-70.
- LANG, A., DIKAU, R. & HENNRICH, K., eds. (2003): Long Term Hillslope and Fluvial System Modelling. Concepts and Case Studies from the Rhine River Catchment. – Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.

- LEISS, B., ed. (2011): Neue Untersuchungen zur Geologie der Leinetalgrabenstruktur. Bausteine zur Erkundung des geothermischen Potentials der Region Göttingen. – Niedersächsische Staats-und Universitätsbibliothek; Univ.-Verl. Göttingen, 58 pp.
- LEOPOLD, L.B. & WOLMAN, M.G. (1957): River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight. Physiographic and Hydraulic Studies of Rivers. - USGS Professional Paper **282**(B), Washington D.C.
- MACAIRE, J.-J., BELLEMLIH, S., DI-GIOVANNI, C., LUCA, P. DE, VISSET, L. & BERNARD, J. (2002): Sediment yield and storage variations in the Négron River catchment (south western Parisian Basin, France) during the Holocene period. – Earth Surface Processes and Landforms 27(9): 991–1009.

Macklin, M. G. (1999): Holocene River Environments in Prehistoric Britain: Human Interaction and Impact. - Journal of Quaternary Science **14** (6): 521-530.

- MARTIN, Y. & CHURCH, M. (2004): Numerical modelling of landscape evolution. Geomorphological perspectives. – Progress in Physical Geography **28**(3): 317–339.
- MEINKE, K. (1995): The development of the middle and lower course of the Weser river during the Late Pleistocene. Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd. **100**: 1-13; Berlin, Stuttgart.
- MEYER, R. K. F., VIOHL, G., ZORN, H. (1972): Geologische Karte von Bayern 1:25.000. Erläuterungen zum Blatt Nr.5933 Weismain. - Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- MUNSELL (2009): Munsell soil color charts Munsell Color (Firm), Baltimore.
- NOLTE, S. (2000): Auensedimente der Wetter als Indikatoren für die spätglaziale und holozäne fluviale Morphodynamik in der nördlichen Wetterau, Hessen. Zugl.: Frankfurt (Main), Univ., Diss., 1999. – Shaker, Aachen, 206 pp.
- NOTEBAERT, B., VERSTRAETEN, G., ROMMENS, T., VANMONTFORT, B., GOVERS, G. & PO-ESEN, J. (2009): Establishing a Holocene sediment budget for the river Dijle – CATENA **77**(2): 150–163.
- NOTEBAERT, B., VERSTRAETEN, G., GOVERS, G. & POESEN, J. (2010): Quantification of alluvial sediment storage in contrasting environments: Methodology and error estimation. – CATENA 82(3): 169–182.

- PRESTON, N. & SCHMIDT, J. (2003): Modelling sediment flux at large spatial and temporal scales. - In: LANG, A., DIKAU, R. & HENNRICH, K., eds. (2003): Long Term Hillslope and Fluvial System Modelling. Concepts and Case Studies from the Rhine River Catchment, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 53-73.
- RITTWEGER, H. (2000): The "Black Floodplain Soil" in the Amöneburger Becken, Germany: a lower Holocene marker horizon and indicator of an upper Atlantic to Subboreal dry period in Central Europe? - CATENA **41**: 143 -164.
- ROMMENS, T., VERSTRAETEN, G., BOGMAN, P., PEETERS, I., POESEN, J., GOVERS, G., VAN ROMPAEY, A. & LANG, A. (2006): Holocene alluvial sediment storage in a small river catchment in the loess area of central Belgium. – Geomorphology **77**(1-2): 187– 201.
- MÄCKEL, R. & FRIEDMANN, A. (1999): Holozäner Landschaftswandel im südlichen Oberrheintiefland und Schwarzwald. - Eiszeitalter und Gegenwart **49**: 1-20.
- SCHIRMER, W. (1995): Valley bottoms in the late Quaternary. Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd. **100**: 27-51; Berlin, Stuttgart.
- SEIDEL, J. & MÄCKEL, R. (2007): Holocene sediment budgets in two river catchments in the Southern Upper Rhine Valley, Germany – Geomorphology 92(3-4): 198– 207.
- STRAUMANN, R. & PURVES, R., (2008): Delineation of valleys and valley floors. In: Cova, T., et al. (Ed.), Geographic Information Science. Berlin, Heidelberg, pp. 320–336.
- TRENT UNIVERSITY (2014):. Watershed Delineation with ArcGIS 10.2.x. Trent University Library Maps, Data & Government Information Centre (MaDGIC), Peterborough.
- VALTERS, D. (2016): Modelling Geomorphic Systems: Landscape Evolution. In: Geomorphological Techniques, Chap. 5, Sec. 6.12 - British Society for Geomorphology, Manchester.
- VAN DE WIEL, M.J., COULTHARD, T.J., MACKLIN, M.G. & LEWIN, J. (2011): Modelling the response of river systems to environmental change. Progress, problems and prospects for palaeo-environmental reconstructions. – Earth-Science Reviews **104**(1-3): 167–185.
- VERSTRAETEN, G., LANG, A. & HOUBEN, P. (2009): Human impact on sediment dynamics - quantification and timing. – CATENA **77**(2): 77–80.

8. Internetquellen

- AGRARMETOROLOGIE BAYERN (2018): Klimastation Großziegenfel. Abrufbar unter: http://wetter-by.de/Internet/AM/inetcntrBY.nsf/cuhome.xsp?src=88X32T87K8&p1=67R3R15W99&p3=OIJ228030M&p4=4D078O16 91 (14.05.2018).
- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (2011): Entwurf einer kulturlandschaftlichen Gliederung Bayerns als Beitrag zur Biodiversität – 16 Nördliche Frankenalb. Abrufbar unter: https://www.lfu.bayern.de/natur/kulturlandschaft/entwurf_gliederung/doc/16_noerdliche_frankenalb.pdf (22.08.2018).
- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (2018): Naturraum-Haupteinheiten und Naturraum-Einheiten in Bayern. Abrufbar unter: https://www.lfu.bayern.de/natur/naturraeume/index.htm (03.07.2018).
- ESRI (2018 a): Funktionsweise von "Fließrichtung". Abrufbar unter: http://desktop.arcgis.com/de/arcmap/10.3/tools/spatial-analysttoolbox/how-flow-direction-works.htm (12.09.2018).
- ESRI (2018 b): Funktionsweise von "Abflussakkumulation". Abrufbar unter: http://desktop.arcgis.com/de/arcmap/10.3/tools/spatial-analysttoolbox/how-flow-accumulation-works.htm (12.09.2018).
- Esri (2018 c): Abflusspunkt zuordnen. Abrufbar unter: https://pro.arcgis.com/de/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/snap-pour-point.htm (12.09.2018).
- UNI BAMBERG (2016): Forschungsprojekt Nördliche Frankenalb Siedlungs- und Landschaftsgeschichte der Nördlichen Frankenalb zur Bronze- und Eisenzeit. Abrufbar unter: https://www.uni-bamberg.de/ivga/forschungsprojekte/noerdlichefrankenalb/ (21.08.2018).

9. Abbildungsquellen

Abb.2: Kontinuum der Flusstypen und einige bestimmende Variablen, BURT & AL-LISON (2010): Sediment cascades. An integrated ap proach. – Wiley, Chichester, West Sussex, Hoboken, NJ, S. 308.

Abb.3: Hjulström-Diagramm; Zusammenhang zwischen Korngröße und erforderlichen kritischen Fließgeschwindigkeiten zur Erosion, Transport und Sedimentation, SPEKTRUM (2018): Hjulström Diagramm.

Abrufbar unter: https://www.spektrum.de/lexikon/geowissenschaften/hjulstroem-diagramm/6931 (20.09.2018).

Abb.4: Volumenberechnung nach Rommens, ROMMENS ET AL. (2006): Holocene alluvial sediment storage in a small river catchment in the loess area of central Belgium. – Geomorphology **77**(1-2): 190.

Abb. 6: Klimadiagramm der Station Großziegenfeld; mit monatlichem Temperaturmittel und monatlicher Niederschlagssumme, AGRARMETEOROLOGIE BAYERN (2018): Wetterstation Großziegenfeld.

Abrufbar unter: http://wetter-by.de/Internet/AM/inetcntrBY.nsf/cuhome.xsp?src=88X32T87K8&p1=67R3R15W99&p3=OIJ228030M&p4=4D078O1691 (14.05.2018).

Danksagung

Schließlich möchte ich mich bei allen Personen bedanken die mich fortwährend bei meiner Arbeit unterstützt, begleitet und beraten haben. Hervorzuheben seien hier die Stadtverwaltung der Stadt Weismain, insbesondere das Bauamt um Herrn Bayburt und Herrn Zeiss, für die gute Zusammenarbeit. Ein Dankeschön gilt auch den Eigentümern der Grundstücke, die mir durch ihre Erlaubnis diese Arbeit erst ermöglicht haben. Für die Auskunft über diverse Versorgungsleitungen bedanke ich mich bei der Fernwasserversorgung Oberfranken, dem Wasserwirtschaftsamt Weismain und dem Bauhof Weismain. Für die geleistete Hilfe bei den Geländearbeiten danke ich Carsten Eibach.

Zu großem Dank bin ich Raphael Steup und Prof. Dr. Markus Fuchs verpflichtet, die stets ein offenes Ohr für all meine Anliegen zu dieser Arbeit hatten, und mir durch interessante und hilfreiche Gespräche, Tipps oder Anregungen stets weiterhelfen konnten.

Gießen, im September 2018, Luca Philipp

Anhang



Anhang 1:

87.8

Naturräumliche Gliederung von Bayern, BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (2018).





79



Datengrundlage: Landesamt für Digitalisierung, Breitband und Vermessung Bayern



Kartiereinheit	Bodenart
10b	Vorherrschend Braunerde, gering verbreitet Kolluvisol und Pararendzina aus (skelettführendem) Lehm (Talsedi- ment)
57	Fast ausschließlich Rendzina aus Kalktuff oder Alm
71	Bodenkomplex: Gleye, kalkhaltige Gleye und andere grundwasser-beeinflusste Böden mit weitem Bodenartenspek- trum (Talsediment), verbreitet skelettführend; im Untergrund carbonathaltig
104	Fast ausschließlich Rendzina, Braunerde-Rendzina u. Terra fusca-Rendzina, selten (flache) Braunerde über Terra fusca aus Schuttlehm über Schuttton bis Tonschutt (Carbonatgestein)
105	Fast ausschließlich Braunerde und (flache) Braunerde über Terra fusca aus (skelettführendem) Schluff bis Ton (Deckschicht) über Lehm- bis Ton (-schutt) (Carbonatgestein)
115a	Fast ausschließlich Pararendzina aus Schuttlehm bis -ton (Sand-, Ton- und Carbonatgestein des Jura in wechseln- den Anteilen)
115b	Fast ausschließlich Braunerde aus grusführendem Sand bis Normallehm (Sandstein des Dogger), verbreitet mit Carbonatskelett (Gesteine des Malm)
300a	Fast ausschließlich Regosol und Braunerde-Regosol, unter Wald verbreitet podsolig aus (Grus-) Sand bis Sandlehm über Sand (-stein)
303a	Vorherrschend Pararendzina, gering verbreitet kalkhaltiger Pelosol aus (Grus-) Lehm bis Ton (Kalkstein, Mergel- stein), gering verbreitet flache Deckschicht aus Schluff bis Ton

304a	Fast ausschließlich Braunerde, unter Wald gering verbreitet podsolige Braunerde und Podsol-Braunerde aus
	(Grus-) Reinsand (Deckschicht oder Sandstein) über Reinsand (-stein)
304b	Fast ausschließlich Braunerde, unter Wald gering verbreitet podsolig aus (grusführendem) Sand (Deckschicht oder
	Sandstein) über (grusführendem) Schluffsand bis Sandlehm (Sandstein), selten über Sandstein
307c	Fast ausschließlich Braunerde (pseudovergleyt) aus Lehm (Deckschicht) über (Grus-) Carbontalehm bis -ton (Mer-
	gelstein)

Druckdatum: September 2018

Fachdaten: © Bayerisches Landesamt für Umwelt

Hintergrundkarte: © Bayerische Vermessungsverwaltung; © Bundesamt für Kartographie und Geodäsie; © Bayerisches Landesamt für Umwelt; © GeoBasis-DE / BKG 2015 (Daten verändert); © EuroGeographics (EuroGlobalMap); © CORINE Land Cover (CLC2012); © Planet Observer



Anhang 5:

Ungefähre Lage der Bohrprofile 1 und 2 im Abschnitt *Oberlauf 1;* Blickrichtung WSW.



Anhang 5 A







Anhang 6: Ungefähre Lage der Bohrprofile 3, 4 und 5 im Abschnitt *Oberlauf 1 und 2;* Blickrichtung ONO.



Anhang 6 A

		BP 4]				
cm		Substra	t/Boden	art	Farbe	Kalk	Beschreibung
_ 0 _ -			Humoser Oberboden		10YR 4/3	C3	14cm Stauchung, h2-h3, durchwurzelt
- - 50 - -	0		Auenlehm	(Ls2)	10YR 4/4	C3/C0	Mn-Konkretionen entlang von Wurzelgängen, Rostfleckung, nach unten hin feinsandig
							Bohrkopf
- - - - -	50		Auenlehm	(Ls2)	10YR 4/4	C0	starke Mn-Konkretionen und Rostfleckung
			Auenlehm	(Lu)	10YR 4/2	C0	überwiegend schluffig, vereinzelt HK
		° ° ° °	Doggerkiese		7,5YR 5/8	C0	Fein- Mittelkies kantengerundet - gerundet eingebettet in darüber
20	⁰⁰		schluffiger Ton	(Tu4)) 2,5Y 4/1	C0	Liegendes Bohrkopf
-			Doggerkiese in lehmiger Matrix	(Slu)	2,5Y 4/3	C0	227-240 Fein- Mittelkies d. Doggersandsteins
- - 2!	50		Doggersands tein Cv		2,5Y 4/4	C0	Verwitterungshorizont des Anstehenden
1 -			Doggersands		2,5Y 4/3	C0	
IL			tein Cv		2,5Y 4/1	<u></u>	
			tein Cv		5Y 3/2		
30	00 '		Doggersands				Bohrkopf

Anhang 6 B



Anhang 6 C



Anhang 7:

Ungefähre Lage der Bohrprofile 6-9 im Abschnitt *Mittellauf;* Blickrichtung SSO.



Anhang 7 A



Anhang 7 B



Anhang 7 C



Anhang 7 D



Anhang 8:

Blick ins Tal des Unterlaufs, der rote Pfeil markiert die Stelle des Abschnitts *Unterlauf 1;* Blickrichtung OSO.



Anhang 9: Ungefähre Lage der Bohrpunkte im Abschnitt Unterlauf 1; Blickrichtung O.

		BP 1	0				
cm Substra			rat/Bodenart		Farbe	Kalk	Beschreibung
	0		Humoser Oberboden		10YR 4/3	C3	h2, Krümelgefüge, durchwurzelt
	50		Auenlehm	(Lu)	10YR 4/4	C3	HK bei 88cm, durchsetzt mit kl. Malmstückchen, Ton mit Tiefe leicht zunehmend
E	100						Bohrkopf
	150		Auenlehm	(Lu)	10YR 4/4	C3	gehäuft HK-führend, 165-177 fGr-mGr Malmschutt, ab 178 feinsandig (Ls2), Ziegelreste
	200						Bohrkopf
	250		Auenlehm	(Lu)	10YR 4/4	C3	HK-führend, 134-140 fGr-mGr, schwach fs, mittel schluffig
F		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	Auenlehm mit	(Lu)	10YR 4/3	<u>C3</u>	278-287 gröberer Schutt mGr,
	300		Auenlehm	(Lu)	10YR 4/3	C3 \	Bohrkopf
	350		Kiese in schluffiger Matrix mit Schalenresten		2,5Y 6/4	C3.4	Ton bis 329 zunehmend vereinzelt Schalenreste, ganze Schnecke bei 366
-	400	0.0.0	Malmschutt			c3.4	im 5. Meter bis 4,2m gebohrt, dann Abbruch wa Festaestein

Anhang 9 A



Anhang 9 B



Anhang 10: Ungefähre Lage des Bohrprofils 12 (Einzelbohrung) und den Bohrprofilen 13-15 im Abschnitt *Unterlauf 2;* Blickrichtung O.



Anhang 10 A



Anhang 10 B


Anhang 10 C



Anhang 10 D



Anhang 11:

Ungefähre Lage der Bohrprofile 16 & 17 im Abschnitt *Unterlauf 3;* Blickrichtung NW.



Anhang 11 A



Anhang 11 B



Anhang 12:

Ungefähre Lage des Bohrprofils 18 im Abschnitt *Unterlauf 3;* Blickrichtung SO.



Anhang 12 A

Selbstständigkeitserklärung

Hiermit versichere ich, die vorgelegte Thesis selbstständig und ohne unerlaubte fremde Hilfe und nur mit den Hilfen angefertigt zu haben, die ich in der Thesis angegeben habe. Alle Textstellen, die wörtlich oder sinngemäß aus veröffentlichten Schriften entnommen sind, und alle Angaben die auf mündlichen Auskünften beruhen, sind als solche kenntlich gemacht. Bei den von mir durchgeführten und in der Thesis erwähnten Untersuchungen habe ich die Grundsätze guter wissenschaftlicher Praxis, wie sie in der ,Satzung der Justus-Liebig-Universität zur Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis' niedergelegt sind, eingehalten. Gemäß § 25 Abs. 6 der Allgemeinen Bestimmungen für modularisierte Studiengänge dulde ich eine Überprüfung der Thesis mittels Anti-Plagiatssoftware.

Gießen, den 24.09.2018

Luca Philipp