

GREIFSWALDER GEOGRAPHISCHE ARBEITEN

Institut für Geographie und Geologie der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

Band 43

Hochwasserbegleitende Sohldynamik eines großen Flachlandflusses (Vereinigte Mulde, Sachsen-Anhalt) unter besonderer Berücksichtigung von gestörten Transportverhältnissen

von
Thomas Vetter

162 Seiten, 53 Abbildungen und 32 Tabellen

Der vorliegende Band entspricht im Wesentlichen der von der Mathematisch-
Naturwissenschaftlichen Fakultät der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald im Jahr 2007
angenommenen gleichlautenden Habilitationsschrift

GREIFSWALD 2008

ERNST-MORITZ-ARNDT-UNIVERSITÄT GREIFSWALD

Dieser Band ist als pdf-Datei verfügbar unter der Netz-Adresse:

<http://www.yepat.uni-greifswald.de/geo/index.php?id=188> (Juli 2008)

Impressum

ISBN-13: 978-3-86006-311-8

ISBN-10: 3-86006-311-1

Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

Autor: Thomas Vetter

Herausgeber: Reinhard Lampe

Redaktion: Thomas Vetter

Layout: Thomas Vetter
Ernst-Moritz-Arndt-Universität
Institut für Geographie und Geologie

Herstellung: digital print copy Greifswald
Kiebu-Druck GmbH Greifswald

Vorwort

Die vorliegende Schrift fasst die Ergebnisse umfangreicher fluvialgeomorphologischer Forschungsarbeiten an zwei unterschiedlich stark beeinträchtigten Laufabschnitten der Vereinigten Mulde im ehemaligen Bitterfelder Braunkohletagebaurevier zusammen. Sie versteht sich in erster Linie als grundlagenorientierte Arbeit, weist aber – auch und gerade wegen dieser Fundierung – belastbare anwendungsbezogene Ergebnisse auf, die über eine regionale Fallstudie hinaus von Bedeutung sind. So werden u. a. ein naturwissenschaftlich begründeter Ansatz zur Abschätzung der Sohlstabilität vorgelegt sowie die Einschneidung des mutmaßlich instabilen Laufabschnitts diagnostiziert und prognostiziert.

Vor dem Beginn der Geländearbeiten stand die Entwicklung einer mobilen Plattform zur Vermessung und Untersuchung der Veränderungen der Gewässersohle beim Durchgang von Hochwässern. Die hydrographische Vermessung mit der eingesetzten Gerätekombination war erst mit der allgemeinen Verfügbarkeit der Satellitennavigationstechnologie möglich geworden. Das reibungslose Zusammenspiel aller Komponenten der komplexen elektronischen Ausrüstung, die erforderliche Mobilität des gesamten Systems und seine zuverlässige, sichere Einsetzbarkeit auch unter schwierigen Umweltbedingungen mussten mühsam erarbeitet werden. Die Operationalität eines solchen Systems stellt heute für die Fluvialgeomorphologie und die Wasserwirtschaft ein beachtliches innovatives methodisches Potential dar. Für die Aussagekraft der Ergebnisse soll dieser Band der Greifswalder Geographischen Arbeiten sprechen.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft unterstützte den Start des Vorhabens und seine Anfangsphase mit finanziellen Zuschüssen (Förderkennzeichen VE 223/2-1). Die zeit- und personalaufwendigen Geländekampagnen waren in der Regel von wenig freundlichen Witterungsbedingungen begleitet. Der Fortgang der Auswertungen und die Entwicklung meiner Überlegungen erfuhren konstruktive Impulse durch die Beiträge engagierter Gesprächspartner. Ich möchte allen, die direkt oder indirekt an der Durchführung des Forschungsvorhabens, der Realisierung meiner Habilitation und an der Redaktion der vorliegenden Schrift beteiligt waren, an dieser Stelle meinen herzlichen Dank zum Ausdruck bringen.

Greifswald im Juni 2008

Thomas Vetter

INHALT

Abbildungen	III
Tabellen	V
Variablen und Abkürzungen	VI
1 Einleitung	1
2 Wissenschaftliche Grundlagen	3
2.1 Problemstellung	3
2.2 Terminologische Abgrenzung von Sohlformen	4
2.3 Stand der Forschung	7
2.4 Leitlinien, Aktivitäten und Zielsetzung	12
3 Das Untersuchungsgebiet	14
3.1 Das Einzugsgebiet der Mulde	14
3.2 Die Hydrologie der Mulde	18
3.3 Das hydrologische Geschehen im Untersuchungszeitraum	20
3.4 Eignung und Stellung des Untersuchungsobjektes im Rahmen bisheriger Arbeiten	24
3.5 Die Auswahl der untersuchten Laufabschnitte	26
4 Material und Methoden	29
4.1 Morphometrische Abgrenzung von Sohlformen	29
4.2 Hydraulische Grundlagen	31
4.2.1 Fließformeln	31
4.2.2 Material- und Strömungsparameter	31
4.2.3 Rauheitseinflüsse	33
4.2.3.1 Kornrauheit	34
4.2.3.2 Formrauheit	35
4.2.3.3 Konversion von Rauheitsparametern	40
4.2.4 Schubspannung und Materialbewegung	40
4.3 Die Vermessungs- und Probennahmeausrüstung	43
4.3.1 Das Messboot	43
4.3.2 Das hydrographische Vermessungssystem	44
4.3.3 Das Positionierungs- und Navigationsmodul	46
4.3.4 Das Vermessungsecholot	47
4.4 Die Auswertung der Vermessungsdaten	47
4.4.1 Erhebung und Auswertung geodätischer und kartographischer Daten	47
4.4.2 Das Problem der vertikalen Referenzierung	53

4.4.3 Die Vermessung von Quer-und Längsprofilen	56
4.5 Die Sohlprobenuntersuchung	59
4.5.1 Die Sohlprobennahme	59
4.5.2 Die Auswertung der Siebanalysen	62
4.6 Kartierungen und Luftbildauswertungen	63
4.7 Gerinneparameter und ihre Bestimmung	64
5 Ergebnisse	67
5.1 Die Niedrigwasser-Morphometrie des Gerinnebetts	67
5.1.1 Wasserspiegellagen und -gradienten	67
5.1.2 Die Ergebnisse der Querprofilauswertungen	70
5.1.3 Bivariate Zusammenhänge	76
5.1.4 Die Ergebnisse der Faktorenanalyse	79
5.1.5 Die Ergebnisse der Clusteranalyse	81
5.2 Die Ergebnisse der Uferkartierung	88
5.3 Hochwasserabhängige Veränderungen des Gerinnebetts	90
5.3.1 Die Ausgangssituation	90
5.3.2 Die hydraulische Geometrie des Gerinnebetts	92
5.3.3 Die Sohlmaterialdynamik	94
5.3.4 Die Sohldynamik	102
5.3.4.1 Veränderungen im Längsprofil	102
5.3.4.2 Die Morphodynamik ausgewählter Riffle-Pool-Abfolgen	106
5.3.4.3 Die Dynamik der Sohlveränderungen	109
5.3.5 Die Steuerung der Sohlundulationsdynamik – Synopsis und Diskussion	114
5.3.6 Die hydraulische Wirkung von Riffle-Pool-Abfolgen	129
5.3.7 Das Problem der Gerinnestabilität der unteren Mulde	133
6 Zusammenfassung und Ausblick	140
7 Quellen	147
7.1 Literatur	147
7.2 Geodätische Vermessungsdaten	155
7.3 Abfluss- und Wasserstandsdaten	155
7.4 Internet-Quellen	156
8 Datenanhang	157

ABBILDUNGEN

Abb. 2.1:	Schematische Darstellung der Geschwindigkeitsumkehrhypothese	8
Abb. 3.1:	Das Einzugsgebiet der Vereinigten Mulde	14
Abb. 3.2:	Luftbild vom Lauf der Mulde mit Blick auf Fluss-km 60,300 bis 60,600	15
Abb. 3.3:	Luftbild vom Einlauf der Mulde in den Muldestausee	16
Abb. 3.4:	Die Flusslandschaft der Mulde bei Bitterfeld mit der Lage der Teiluntersuchungsgebiete	17
Abb. 3.5:	Abflussregime der Mulde am Pegel Golzern bei Grimma (1910 bis 2000)	18
Abb. 3.6:	Wasserstände an Mulde-Pegeln während der Echopeilkampagne im Winter 2002	20
Abb. 3.7:	Wasserstandsganglinie der Mulde beim Katastrophenhochwasser im August 2002	22
Abb. 3.8:	Wasserstandsganglinien an verschiedenen Mulde-Pegeln während der Echopeilkampagne im Winter 2004	23
Abb. 3.9:	Untersuchungsabschnitt an der oberen Mulde mit Lage der geodätisch vermessenen Querprofile und Angabe der Flusskilometrierung	26
Abb. 3.10:	Übersicht über den Untersuchungsabschnitt an der unteren Mulde mit der Lage der ausgewerteten geodätischen Querprofile	27
Abb. 4.1:	Morphometrische Konventionen für Riffle-Pool-Abfolgen basierend auf dem Zeroline-Verfahren	29
Abb. 4.2:	Das Messboot kurz vor dem Einsatz	43
Abb. 4.3:	Das hydrographische Vermessungssystem und seine Module	44
Abb. 4.4:	Höhenbezugssysteme und Tiefenmaße an Gerinnequerschnitten	53
Abb. 4.5:	Vergleich und Korrelation gleichzeitiger Wasserstände an verschiedenen Mulde-Pegeln	54
Abb. 4.6:	Peilspuren und ausgewählte Querprofile der Echopeilung der unteren Mulde vom 6. Feb. 2002	57
Abb. 4.7:	Sohlprobennahme über den Bug des Bootes	60
Abb. 5.1:	Wasserspiegellagen und -gefälle der oberen Mulde am 20. Nov. 1997	68
Abb. 5.2:	Wasserspiegellagen und -gefälle der unteren Mulde im September 1996	69
Abb. 5.3:	Längsschnitt der Gerinnetiefen und -breiten der oberen Mulde bei Niedrigwasser	72
Abb. 5.4:	Korrelation verschiedener Tiefenmaße, der Gerinnebreite und des Fließquerschnitts an der oberen Mulde bei Niedrigwasser	73
Abb. 5.5:	Längsschnitt von Gerinnetiefen und -breiten der unteren Mulde bei Niedrigwasser	74
Abb. 5.6:	Korrelation verschiedener Tiefenmaße, der Gerinnebreite und des Fließquerschnitts an der unteren Mulde bei korrespondierenden Niedrigwasserständen	75
Abb. 5.7:	Beziehung zwischen Gerinnetiefen und -breiten bei Niedrigwasser an der oberen und der unteren Mulde	76
Abb. 5.8:	Häufigkeiten von Asymmetriewerten an der Mulde	87
Abb. 5.9:	Häufigkeitsverteilungen von Gerinnebreiten an der Mulde	88
Abb. 5.10:	Längsprofil der oberen Mulde im August 2002	91
Abb. 5.11:	Längsprofil der unteren Mulde im August 2002	92
Abb. 5.12:	Ausgewählte hydrographische Querprofile bei Hochwasser	93
Abb. 5.13:	Sohlmaterialzusammensetzung bei Niedrigwasser am Ende der Hochwassersaison	97
Abb. 5.14:	Sohlmaterialzusammensetzung bei Hochwasser	98
Abb. 5.15:	Hochwasserbedingte Sohlveränderungen an der oberen Mulde im Winter 2002	102

Abb. 5.16: Hochwasserbedingte Sohlveränderungen an der oberen Mulde im Winter 2004	103
Abb. 5.17: Hochwasserbedingte Sohlveränderungen an der unteren Mulde im Winter 2002	104
Abb. 5.18: Hochwasserbedingte Sohlveränderungen an der unteren Mulde im Februar 2004	105
Abb. 5.19: Statistische Kennwerte von Längspeilungen	110
Abb. 5.20: Hochwasserbegleitende Entwicklung der Sohlundulationsintensität	111
Abb. 5.21: Querschnittsgemittelte Fließgeschwindigkeiten in Abhängigkeit vom Abfluss	114
Abb. 5.22: Querschnittsgemittelte Schubspannungen und ungefähre Mobilitätsgrenzwerte	116
Abb. 5.23: Dimensionslose Schubspannungen in Abhängigkeit von der Feststoff-Reynoldszahl	117
Abb. 5.24: Korngrößenverteilungen an der Sohle der unteren Mulde beim Durchgang von Hochwässern	118
Abb. 5.25: Frühe Mobilitätsphase	121
Abb. 5.26: Rouse-Zahlen für Sohlmaterial mit $d = 1 \text{ mm}$	122
Abb. 5.27: Grenzkorngrößen nach Kresser (1964) und Rouse (1965)	122
Abb. 5.28: Späte Mobilitätsphase (Klimax der Sohlundulationen)	123
Abb. 5.29: Retrograde Phase (entkoppelte Mobilität)	124
Abb. 5.30: Niedrigwasserphase nach Ende der Sohldynamik	125
Abb. 5.31: Darcy-Weisbach-Rauheitsbeiwerte in Abhängigkeit vom Abfluss	129
Abb. 5.32: Darcy-Weisbach-Rauheitsbeiwerte in Abhängigkeit von der Sohlundulationsintensität	130
Abb. 5.33: Längsgemittelte äquivalente Sandrauheiten von Riffle-Pool-Abfolgen in Abhängigkeit von der Sohlundulationsintensität	132
Abb. 5.34: Häufigkeiten von Wassertiefen bei Hochwasser	134
Abb. 5.35: Sohlveränderungen am Querprofil 38048	136

TABELLEN

Tab. 3.1:	Jahreszeitliche Variabilität von Hochwässern am Pegel Golzern, 1910 – 2000	19
Tab. 3.2:	Abflüsse während der ausgewählten hydrographischen Vermessungskampagnen	21
Tab. 4.1:	Kritische Schubspannungen für verschiedene nicht-kohäsive Korngrößengemische	41
Tab. 4.2:	Häufigkeiten der Abweichungen von stationären Echtzeit-DGPS-Positionsmessungen	46
Tab. 4.3:	Parameter der geodätischen Querprofilauswertung	49
Tab. 4.4:	Mindestprobennahmemengen für Siebanalysen nach DIN 18123	60
Tab. 4.5:	Klassifizierung von Schiefewerten nach Bunte & Abt (2001)	62
Tab. 4.6:	Klassifizierung von Kurtosiswerten nach Bunte & Abt (2001)	63
Tab. 4.7:	Klassifizierung von Sortierungswerten nach Bunte & Abt (2001)	63
Tab. 4.8:	Morphometrische und hydraulische Standardgrößen	66
Tab. 5.1:	Untersuchte Laufabschnitte, Vermessungsdaten und Auswertungen	67
Tab. 5.2:	Kennwerte der Gerinne- und Laufmuster-morphometrie der Mulde	71
Tab. 5.3:	Korrelation morphometrischer und hydraulischer Parameter von Gerinnequerschnitten der oberen Mulde	78
Tab. 5.4:	Faktorenladungen der Faktorenanalyse mit drei Faktoren	80
Tab. 5.5:	Clusteranalyse von 21 Querprofilen der oberen Mulde	82
Tab. 5.6:	Zusammenfassung der Clusteranalyse von 21 Gerinnequerprofilen der oberen Mulde	83
Tab. 5.7:	Clusteranalyse von 38 Querprofilen der unteren Mulde	84
Tab. 5.8:	Zusammenfassung der Clusteranalyse von 38 Gerinnequerprofilen der unteren Mulde	86
Tab. 5.9:	Uferstabilität an der Mulde	89
Tab. 5.10:	Hydraulische Geometrie ausgewählter Querprofile	94
Tab. 5.11:	Korngrößenverteilungscharakteristika ausgewählter Sohlproben	96
Tab. 5.12:	Korngrößenverteilungen ausgewählter Sohlproben	100
Tab. 5.13:	Hochwasserabhängige Morphometrie des Riffles 58650 und des Pools 58500	107
Tab. 5.14:	Hochwasserabhängige Morphometrie des Riffles 38236 und des Pools 38048	108
Tab. 5.15:	Vergleich längsprofilgemittelter Wassertiefen an der oberen und unteren Mulde bei Hochwasser im Vergleich	134
Tab. 5.16:	Veränderung ausgewählter Querprofile	135
Tab. 5.17:	Stabilitätsquotienten aus Form-Parametern der Gerinnequerschnitte	138
Tab. 8.1:	Abflüsse vor und während der Messkampagne im Winter 2001/2002	157
Tab. 8.2:	Abflüsse vor und während der Messkampagne nach dem Sommerhochwasser 2002	159
Tab. 8.3:	Abflüsse vor und während der Messkampagne im Winter 2004	160
Tab. 8.4:	Statistische Kennwerte ausgewählter hydrographischer Längspeilungen an der Mulde	161
Tab. 8.5:	Siebanalysen der Sohlproben	162

VARIABLEN UND ABKÜRZUNGEN

Werte, die sich auf bordvolle Abflüsse beziehen, sind mit dem Index b_v explizit indiziert. Bordvoller Abfluss bekommt demnach die Variable Q_{b_v} . Sofern diese Indizierung fehlt, beziehen sich die Größen nicht auf bordvolle Abflüsse.

A	Fläche, wenn nicht anders indiziert Fließquerschnittsfläche	[m ²]
As	Asymmetrie des Gerinnequerschnitts	[-]
As ₁	Flächenasymmetrie des Gerinnequerschnitts	[-]
As ₂	Asymmetrieindex	[-]
As ₃	Asymmetrieindex	[-]
As ₄	Vertikale Asymmetrie	[-]
As ₅	Vertikale Asymmetrie in Bezug auf die Mittentiefe	[-]
b	Benetzte Gerinnebreite	[m]
b/h	Breite-Tiefe-Verhältnis	[-]
Bog	Kreisbogenlänge	[°]
c _k	Rauheitsdichtekoeffizient	[-]
d	Durchmesser, meistens Korndurchmesser, dann häufig indiziert	[m]
d _{ch}	Charakteristischer Korndurchmesser	[m], [mm]
d _i	Korndurchmesser bei i % Siebdurchgang	[m], [mm]
d _k	Kennzeichnender Korndurchmesser	[m], [mm]
d _m	Mittlerer oder maßgeblicher Korndurchmesser nach Meyer-Peter & Müller	[m], [mm]
f	Beiwert für den Einfluss der Gerinneform	[-]
Fkm	Fluss-Kilometer	[km], [m]
Fr	Froudezahl	[-]
Fr*	Feststoff-Froudezahl	[-]
Fr* _{crit}	Kritische Feststoff-Froudezahl	[-]
g	Erdbeschleunigung = 9,81	[ms ⁻²]
h	Wassertiefe, Druckhöhe	[m]
h _m	Mittlere Wassertiefe	[m]
h _{Mit}	Mittentiefe, Wassertiefe in der Mitte des durchflossenen Gerinnequerschnitts	[m]
h _{min}	Minimale Wassertiefe	[m]
h _{max}	Maximale Wassertiefe	[m]
HN	Höhennull	
k	Absolute Rauheit	[m]
k _{Form}	Formanteil der Rauheit	[m]
k _{Korn}	Kornanteil der Rauheit	[m]
k _s	Äquivalente Sandrauheit nach Nikuradse	[m]
k _{St}	Manning-Strickler-Rauheitsbeiwert	[m ^{1/3} s ⁻¹]
k _r	Rauheitsbeiwert nach Strickler für Reibungsgefälle I _r	[m ^{1/3} s ⁻¹]
I	Gefälle, Steigung	[-]
I _{Rif,Luv}	Riffle-Luvsteigung	[-]
I _{Rif Lee}	Riffle-Leegefälle	[-]
I _{Pool,Luv}	Pool-Luvgefälle	[-]
I _{Pool, Lee}	Pool-Leesteigung	[-]
I _E	Energieliniengefälle	[-]

I_R	Reibungsgefälle (nach Meyer-Peter & Müller)	[-]
I_{So}	Sohlgefälle	[-]
l	Länge	[m]
l_{Rif}	Riffle-Länge	[m]
l_{Pool}	Pool-Länge	[m]
l_{RPS}	Länge einer Riffle-Pool-Sequenz, Wellenlänge (= λ)	[m]
$l_{Max,rel}$	Relative Lage des Riffle-Höchsten nach Anfang der Sohlform	[%]
$l_{Min,rel}$	Relative Lage des Pool-Tiefsten nach Anfang der Sohlform	[%]
m_F	Feststofftransport	[kgs ⁻¹]
m_G	Geschiebetransport	[kgs ⁻¹]
$m_{G,norm}$	Normierter Geschiebetrieb	[kgm ⁻¹ s ⁻¹]
P	Sinuositätsindex	[-]
P	Benetzter Umfang	[m]
Q	Abfluss	[m ³ s ⁻¹]
Q_{bv}	Bordvoller Abfluss	[m ³ s ⁻¹]
r_{hy}	Hydraulischer Radius	[m]
$r_{hy,So}$	Hydraulischer Radius des wirksamen Querschnitts (Meyer-Peter & Müller 1948)	[m]
r_{Kr}	Krümmungsradius	[m]
Re	Reynoldszahl	[-]
Re^*	Feststoff-Reynoldszahl	[-]
s	Sohlundulationsintensität	[m]
v	Fließgeschwindigkeit	[ms ⁻¹]
v_m	Mittlere Fließgeschwindigkeit	[ms ⁻¹]
v_{max}	Maximale Fließgeschwindigkeit	[ms ⁻¹]
v_S	Sinkgeschwindigkeit	[ms ⁻¹]
v^*	Schubspannungsgeschwindigkeit	[ms ⁻¹]
$v_0^*_{crit}$	Kritische Sohlschubspannungsgeschwindigkeit	[ms ⁻¹]
W	Wasserstand	[m], [cm]
z	Höhe	[m]
$z_{Rif,max}$	Maximale Höhe des Riffles über Zeroline	[m]
$z_{Pool,min}$	Minimale Höhe des Pools unter Zeroline	[m]
$z_{Rif,\emptyset}$	Mittlere Riffelhöhe über Zeroline	[m]
$z_{Pool,\emptyset}$	Mittlere Poolhöhe unter Zeroline	[m]
δ	Grenzschichtdicke	[m]
Δ	Höhe der Sohlform/Riffle-Pool-Abfolge	[m]
Θ	Strömungsintensität nach Shields, dimensionslose Schubspannung	[-]
Θ_{crit}	Strömungsintensität bei Bewegungsbeginn	[-]
κ	Von-Karman-Konstante (= 0,4)	[-]
λ	Widerstandsbeiwert nach Darcy-Weisbach	[-]
Λ	Länge der Sohlform/Riffle-Pool-Abfolge	[m]
Δ/Λ	Steilheit der Sohlform	[-]
μ	Riffle-Faktor	[-]
ν	Kinematische Viskosität des Wassers	[m ² s ⁻¹]
ρ	Dichte	[kgm ⁻³]
ρ_F	Feststoffdichte	[kgm ⁻³]

ρ_w	Dichte des Wassers	[kgm ⁻³]
ρ'	Relative Feststoffdichte	[-]
σ	Standardabweichung	kontextabhängig
τ	Schubspannung	[Nm ⁻²]
τ_0	Sohlschubspannung	[Nm ⁻²]
τ_{crit}	Kritische Schubspannung	[Nm ⁻²]
φ	Winkel	[°]
φ_{Seg}	Winkel des Kreisbogensegments zwischen zwei Querprofilen	[°]
$\varphi_{Bogenlage, rel}$	Relative Lage eines Querprofils zwischen zwei Wendepunkten	[%]
Φ	Negativer Logarithmus der Korngröße zur Basis 2	[-]
ω	Einheits-Strömungsleistung	[Wm ⁻²]
Ω	Strömungsleistung	[Wm ⁻¹]

1 EINLEITUNG

Mit den großen, teils katastrophalen Hochwässern der letzten Jahre sind die fluvialen Systeme Mitteleuropas verstärkt in die Aufmerksamkeit der Öffentlichkeit gedrungen. Gesteigert wurde die öffentliche Sensibilität durch die Verbindung der Ereignisse mit den ebenfalls öffentlich diskutierten Auswirkungen eines globalen Klimawandels und dem subjektiven Empfinden einer Verschärfung der Bedrohungslage. Über die häufig an konkrete Ereignisse geknüpfte Debatte hinaus sind die Fließgewässer durch den Erlass der Wasserrahmenrichtlinie europaweit zum Objekt von Untersuchungs-, Bewertungs- und Verbesserungsmaßnahmen geworden. Für die ökomorphologische Bewertung von Fließgewässern ist mit der Gewässerstrukturgütekartierung ein standardisiertes Verfahren entwickelt worden, dessen Bestandteil die Aufnahme und Auswertung verschiedener Parameter auch des Gerinnes sind. Aus wasserbaulicher, naturschutzfachlicher und hochwassertechnischer Sicht besteht von Seiten verschiedener Institutionen Bedarf an Kenntnissen über den morphologischen Zustand und die Entwicklung natürlicher Fließgewässer.

Aus wissenschaftlicher Perspektive zeigt sich eine Reihe von Problemkomplexen, die seit längerem bekannt, aber nur teilweise bearbeitet und nicht oder kaum geklärt sind. Die Gründe hierfür liegen vor allem in der Vielfalt und Komplexität der Prozesse in natürlichen Gerinnen sowie systemimmanenten Schwierigkeiten bei ihrer Untersuchung. Diese machen eine interdisziplinäre Herangehensweise oder wenigstens Beiträge aus verschiedenen, beteiligten Disziplinen erforderlich, oder es erfolgt aus Gründen der Machbarkeit eine Beschränkung auf eine Auswahl an Parametern. Typischerweise konzentrieren sich die einzelnen Disziplinen dabei auf „ihre“ Parameterfamilien. Allerdings ist hier seit etwa einem Jahrzehnt ein Umdenken zu beobachten, wenngleich es noch nicht sehr verbreitet und von bescheidener Durchdringungstiefe ist. Aber auch innerhalb der Disziplinen, wie beispielsweise in der Fluvialgeomorphologie, gibt es einen Mangel an Konventionen bei der Herangehensweise mit der Folge, dass die Ergebnisse der Einzeluntersuchungen sich nur bedingt zusammenführen lassen und das Gesamtbild unscharf bleiben muss.

Ein bedeutender Beitrag von Beobachtungen und Messungen an vereinfachten Systemabbildungen, also Gerinneversuchen oder rechnerischen Modellen, liegt darin, dass sie grundsätzliche Zusammenhänge deutlich machen. Ein immanenter Nachteil von Naturbeobachtungen besteht in der zumeist unvermeidlichen Unschärfe, wenn nicht sogar Widersprüchlichkeit der Bestandsaufnahme und der daraus resultierenden eingeschränkten Aussagekraft bzw. geringen Übertragbarkeit der Ergebnisse. Gelingt ein Abgleich zwischen grundlegenden Gesetzmäßigkeiten und Naturbeobachtungen, sind die Ergebnisse umso belastbarer. Hier liegt ein großes Potential für den Beitrag der Fluvialgeomorphologie, denn Untersuchungen am natürlichen Objekt mit all ihren Vorzügen und Nachteilen sind ihre Domäne. Aber auch die Einbeziehung von formbezogenen Systemvariablen ist in dem skizzierten Rahmen bislang noch zu wenig geschehen, obgleich ihre Auswertung in Kombination mit anderen Systemgrößen beachtenswertes Erkenntnispotential bietet.

Je zuverlässiger die Diagnose ist und je erprobter ihre Instrumentarien sind, umso erfolgversprechender können daraus Prognosen abgeleitet werden. Auch dafür bieten Naturbeobachtungen als Grundlage den kaum zu ersetzenden Vorzug, real ausgebildete Systeme zu beschreiben.

Hochwassergebundene Prozesse zu beobachten, ist stets mit dem Problem der Frequenz geeigneter Hochwässer verbunden, die im Fall der Mulde beispielsweise über ein oder zwei Jahre ausbleiben können. Das Kriterium der Eignung von Hochwässern hat überdies auch eine scharfe obere Grenze, weil bei einem Ausufernden des Flusses während einer Peilfahrt ernste Gefahren für die Arbeitsgruppe

und die technische Ausrüstung auftreten. Tritt ein nach allen Kriterien geeignetes Hochwasser auf, muss infolge der kurzen Vorlaufzeiten schnell reagiert werden und die komplexe Ausrüstung ausdauernd zuverlässig funktionieren. Sicherlich auch aus diesen Gründen liegen Messungen zu den untersuchten Fragen an einem größeren Fließgewässer kaum vor.

Die Vereinigte Mulde ist ein größeres Flachlandgewässer, deren Quellflüsse Zwickauer und Freiburger Mulde im Erzgebirge entspringen und bei Sermuth zur Vereinigten Mulde zusammenfließen. Etwas unterhalb von Grimma weitet sich das Flusstal; die Mulde fließt als typisches, mäandrierendes Flachlandgewässer weitestgehend in Lockergesteinen durch Bad Dübener Heide und das alte Industriegebiet bei Bitterfeld und Dessau der Elbe zu. Sie ist auf ihrer gesamten Länge nicht schiffbar und unterliegt keinen flussbaulichen Unterhaltungsmaßnahmen. Ab Pouch bei Bitterfeld hat der Fluss einen gravierenden Eingriff erfahren, der aus wissenschaftlicher Sicht besonders interessant ist, da ein wenig beeinflusster Abschnitt einem stark gestörten gegenübergestellt werden kann. Da andere wesentliche Parameter unverändert sind, kann die grundsätzliche Vergleichbarkeit der beiden Flussabschnitte angenommen werden. Dieser Umstand bietet große Vorteile für die Signifikanz der Ergebnisse.

Zum Einsatz kam ein Instrumentarium, dessen Komponenten erst in jüngerer Zeit marktreif geworden sind und mit deren Zusammenspiel außer in den spezialisierten Vermessungsabteilungen von Wasserschiffahrtsämtern und Kraftwerksbetreibern noch wenig Erfahrungen vorlagen. Bei den spezifischen Schwierigkeiten, die gesamte empfindliche Mess-Elektronik an Bord eines kleinen Bootes sicher und zuverlässig zum Einsatz zu bringen, musste noch ein großes Maß an Entwicklungsarbeit geleistet und viel Erfahrung gesammelt werden. Stellvertretend dafür sei die Entwicklung einer Vorrichtung zur Entnahme von Sohlproben erwähnt, mit deren Hilfe Proben mit einem Bruttogewicht von ca. 50 kg bei beliebigen Wassertiefen und Strömungsverhältnissen gewonnen und an Bord des Messbootes gebracht wurden, das seinerseits nicht schwerer ist als diese Hublast. Der Aufwand kann als voll gerechtfertigt gelten, erwiesen sich doch die auf Korngrößenverteilungen basierenden Systemparameter als essentielle Bestandteile für die Auswertung.

Die vorliegende Arbeit versteht sich als hydraulisch orientierte, fluvialgeomorphologische Studie mit besonderem Augenmerk auf der hochwasserbegleitenden Formungs- und Materialdynamik, ihrer Differenzierung durch das Sohlrelief sowie durch das Geschiebedefizit auf einem der untersuchten Laufabschnitte. Externe Daten wurden systematisch einbezogen. Die Vorgehensweise war gezielt orientiert an den bisherigen Erfahrungen anderer Arbeitsgruppen. In Kombination mit dem Einsatz innovativer Methoden sollten methodisch, konzeptionell und inhaltlich Lücken geschlossen werden, die bisher bei der Gerinnemorphodynamik von Kiesbettflüssen mit Makrosohlformen bestanden.

2 WISSENSCHAFTLICHE GRUNDLAGEN

2.1 PROBLEMSTELLUNG

In alluvialen Gerinnen sind Phänomene wie Laufmuster, Sohlformen sowie Sohlmaterialzusammensetzung und -verfügbarkeit untrennbar miteinander verbunden. LEOPOLD & WOLMAN (1957) schlossen, dass sich abwechselnde Sohl-Hochs (Riffles) und Sohl-Tiefs (Pools) verbreitete Sohlformen in Flüssen mit Kiesbettsohle oder mit sandig-kiesiger Sohle sind, wobei die Länge der Riffle-Pool-Abfolgen die Gerinnebreite um ein Mehrfaches übertrifft. Bei sedimentologischen Untersuchungen fiel die differenzierte Verteilung des Sohlmaterials mit gröberem Material über den Riffles und feinerem in den Pools auf, was KELLER (1971a, 1971b) zur Formulierung seiner velocity-reversal-hypothesis inspirierte. Terminologische Fragen und solche der Definition und Abgrenzung werden in Kap. 4.1 geklärt.

LEOPOLD ET AL. (1964/1995) stellten fest, dass im Idealzustand auf jeder Mäanderwellenlänge zwei Riffle-Pool-Abfolgen anzutreffen wären, die Riffles an den Wendepunkten und die Pools häufig in den Krümmungen. Diese Regelmäßigkeit weicht von der Realität in erster Linie deshalb ab, weil ideale Mäander selten ausgebildet sind und sich die Abfolgen alternierender Tiefen und Untiefen sowohl in weiten Biegungen als auch in gestreckten Laufabschnitten fortsetzen. Dennoch ist das Muster weitgehend zutreffend. Auch ist für die Länge von Riffle-Pool-Abfolgen das fünf- bis siebenfache der Gerinnebreite ein geeigneter, vielfach bestätigter Richtwert.

Die Entwicklung alternierender Pools und Riffles ist charakteristisch sowohl für gestreckte als auch für mäandrierende Gewässer mit heterogenem, kiesigem oder sandig-kiesigem Sohlmaterial. In Gerinnen mit gröberem Sohlmaterial sind sie nicht oder nur schwach entwickelt. Stufen (steps) und Becken (pools) treten dann an ihre Stelle. In feinerem, also sandigem und schluffigem Sohlmaterial können Sohlformen verschiedener Größenskalen, Rippel oder Dünen, auch kombiniert auftreten. In Kiesbettgerinnen sind Riffles und Pools die bestimmenden Sohlgroßformen. Fragen zur ihrer Topographie und Dynamik sind damit gleichzeitig zentrale Fragen der Sohltopographie und -dynamik sowie der Materialbeschaffenheit und -dynamik dieses Gewässertyps.

Der Prozess der Entstehung der Riffle-Pool-Abfolgen ist nicht geklärt. LEOPOLD ET AL. (1964/1995) hielten kinematische Sohlmaterialwellen für ihre Entstehung für verantwortlich und die Riffles für Kieschübe, die bei Niedrigwasser als ortsfest beobachtet werden, bei Hochwasser aber in Bewegung sein könnten. YANG (1971a) vergleicht das Mäandrieren von Flüssen in der Horizontalen mit dem Ausbilden einer undulierenden Sohltopographie, KELLER & MELHORN (1973) bezeichnen das Phänomen anschaulich ebenfalls als „vertikales Mäandrieren“. THOMPSON (1986) vermutet aufgrund seiner Untersuchungen für die Riffle-Pool-Ausbildung dieselben Mechanismen, die auch die Entwicklung von Mäandern zur Folge haben. YALIN (1992) macht horizontale Strömungsausbrüche für die Bildung von Bänken verantwortlich, räumt aber ein, dass Naturuntersuchungen dazu bislang ausstehen. CLIFFORD (1993b) greift wieder die These der kinematischen Sohlmaterialwellen auf. Eine schlüssige, überprüfte und anerkannte Erklärung steht derzeit noch aus.

Auch die Erhaltung der Riffle-Pool-Sohltopographie ist eine nach wie vor ungelöste Frage. Die bisher einzige umfassende Theorie zur ihrer Erhaltung ist die Geschwindigkeitsumkehrhypothese (velocity reversal hypothesis, KELLER 1971a, 1971b), nach der die Pools bei Hochwasser dadurch erhalten werden, dass sich dort entgegen den Niedrigwasserbedingungen höhere sohlnahe Geschwindigkeiten einstellen als über den Riffles. Die höheren Fließgeschwindigkeiten verursachen eine Mobilisierung des Sohlmaterials in den Pools und eine Aufhöhung der Riffles.

Die offenkundige Stabilität der Sohlundulationen, die den Mechanismen von Abtragung und Ablagerung zu widersprechen scheint, hat zu der Auffassung geführt, es müsse sich um Formen der Anpassung von Kiesbettgerinnen, also um Gleichgewichtsformen handeln. Aufgrund des auffälligen morphometrischen Zusammenhangs zwischen Gerinnebreite, Mäanderlänge und Sohlformabstand (KELLER 1972) liegt die Vermutung nahe, dass bildende und erhaltende Prozesse gleich oder verwandt sind.

Tatsache ist, dass die Riffle-Pool-Sohltopographie nicht bei Niedrigwasser erhalten wird. Da die Sohle in der Bilanz jedoch nicht nivelliert werde, sondern die Undulationen Bestand hätten, blieben als erhaltende Abflüsse nur die bei Hochwasser, argumentiert KELLER (1971a). Dieser grundlegenden stringenten Überlegung ist nichts entgegenzusetzen und sie ist durch zahlreiche Beobachtungen bestätigt. Keller sieht die Fließgeschwindigkeiten als Steuergröße für die Materialzusammensetzung bzw. -differenzierung. Da die Geschwindigkeitsumkehrhypothese die Zusammenhänge zwischen Sohlmorphologie, den Prozessen ihrer Erhaltung und der mit ihr vergesellschafteten Sohlmaterialdifferenzierung zum Gegenstand hat, stellt sie eine zentrale Theorie für die Sohlmorphologie und -dynamik von Flüssen mit Riffle-Pool-Topographie dar und dient, wenn auch inzwischen relativiert, immer noch als hypothetische Referenz.

Ungeklärt ist nach wie vor, ob die Geschwindigkeitsumkehrhypothese in ihrer ursprünglichen Formulierung nicht oder wenigstens partiell gültig ist bzw. ob es sohlnahe Fließgeschwindigkeiten sind, die die Sohlform- und Sohlmaterialdifferenzierung steuern. Gleiches gilt für die modifizierten Erklärungsansätze, beispielsweise den einer Geschwindigkeitsumkehr oberhalb bordvoller Abflüsse (ANDREWS 1979, 1982), den einer Schubspannungsumkehr (LISLE 1979) oder den auf selektivem Sedimenttransport beruhenden (LISLE 1995, SEAR 1996). Aus dieser Perspektive der Problemstellung heraus ist die Konstellation mit dem in Hinblick auf die Feststofffracht gestörten Laufabschnitt unterhalb des Muldestausees besonders günstig, weil hier ein Vergleichsabschnitt existiert, in dem, vereinfacht gesagt, nur eine Systemvariable gegenüber dem Referenzabschnitt oberhalb des Muldestausees verändert ist. Aus angewandter Perspektive ist die Klärung der Frage nach den Veränderungen des Gerinnes an der unteren Mulde von großer Bedeutung, für die Bearbeitung von Fragen zur Sohldynamik stellt die Konstellation ein unbeabsichtigtes, aber dennoch günstiges Großexperiment dar.

2.2 TERMINOLOGISCHE ABGRENZUNG VON SOHLFORMEN

In der Literatur über Gerinnesohlformen im allgemeinen und zu Riffle-Pool-Abfolgen im besonderen herrschen je nach nationaler und fachlicher Herkunft verschiedene Nomenklaturen, die teilweise dazu geeignet sind, Missverständnissen Vorschub zu leisten. Daher sollen die verschiedenen Konnotationen einander gegenübergestellt und die im Weiteren verwendete vorgestellt werden.

Der Originalbegriff „riffle-pool sequence“ geht auf auf LEOPOLD & WOLMAN (1957) und LEOPOLD ET AL. (1964/1995) zurück, die damit Sohlundulationen von je nach Dimensionen des Fließgewässers mehreren Dezimetern bis wenigen Metern Höhe und mehreren zehn bis mehreren hundert Metern Länge bezeichnen. Der Abstand der Sohlformen beträgt demnach das Fünf- bis Siebenfache der Flussbreite. Die Autoren unterscheiden als kleinere Sohlformen „bars“ und „dunes“, von denen zwei bis 100 auf der Lauflänge einer Flussbreite vorkommen könnten. Sie verwenden den Begriff „sand waves“, also Sandwellen, synonym und berichten von solchen Sohlformen im Mississippi mit über 10 m Höhe und Längen bis über drei km, denen wiederum kleinere Sandwellen aufgesetzt sein können.

SIMONS & RICHARDSON (1966) unterscheiden Rippel (ripples), Dünen (dunes), ebene Sohle (plane bed), Antidünen (antidunes) sowie Schussstrecken und Pools (chutes and pools), wobei diese einem unte-

ren, einem Übergangs- und einem oberen Abflussregime zugeordnet werden. Die Untersuchungen beziehen sich auf natürliche Sandbettgerinne und auf Kanäle mit feinem, allenfalls mittelsandigem Sohlmaterial. Die Autoren ziehen für die Auswertung Laborgerinne- und Geländedaten heran. Schuss- und Poolstrecken sind mit hydraulischen Wechselsprüngen vergesellschaftet. Dünen wandern stromabwärts, sind kleiner als Bänke (bars), aber größer als Rippel (ripples). Die Autoren unterscheiden explizit Dünen und Rippel, die zwar in der Form ähnlich sind, sich aber in ihrer Größe und ihren Bildungsbedingungen klar unterscheiden. Beide Sohlformen sind im Querschnitt dreieckig, luvseitig flach und leeseitig steil, bei beiden bilden sich Strömungsablösungen mit Wirbeln und Rückströmungen, die im Fall der Dünen sehr kräftig werden können. Allerdings beträgt die Länge der Rippel zwischen 0,12 und 0,60 m, ihre Höhe 6 bis 60 mm, die Dünen weisen Längen von 0,6 bis 30 m und Höhen von 0,06 bis 3 m auf, wobei im Mississippi auch erheblich höhere Dünen beobachtet wurden. Rippel können gemäß den Autoren nur in Sohlmaterial mit $d_{50} < 0,6$ mm entstehen, Dünen in jedem nichtkohäsiven.

Der Begriff Transportkörper entstammt der wasserbaulichen Literatur (ZANKE 1976, FÜHRBÖTER 1980) und bezieht sich auf bewegliche Sohlformen. FÜHRBÖTER (1980) unterscheidet Kleinformen ($l < h_m$) oder Riffel (ripples) von Großformen ($l > h_m$), synonym Strombänke oder Großriffel (dunes, large-scale sand waves). Bei Kleinformen steuert die Korngröße des Sohlmaterials die Länge. Die Kleinformen stören nur die Stromlinien an der Gerinnesohle, während die Großformen aufgrund ihrer Höhe das Strömungsfeld des gesamten Querschnitts beeinflussen.

Der Begriff Riffel erscheint problematisch, weil mit ihm offensichtlich Sandrippel gemeint sind, die auch im Deutschen so heißen. Das Verwechslungspotential mit dem Begriff Riffle ist aufgrund der ähnlichen Schreibweise groß, der Unterschied der bezeichneten Phänomene ist es ebenfalls. FÜHRBÖTER (1980) fasst Groß- und Kleinformen der Sohle unter dem Begriff „Transportkörper“ zusammen. Ohne explizite Erwähnung ist das Material der von ihm untersuchten Formen auf < 2 mm beschränkt.

MARBURGER (1998) schreibt von „Riffeln“, die unregelmäßig sind, deren Länge sich im „cm/dm-Bereich“ bewegt und die in Sohlmaterial mit $d_{ch} < 0,3$ mm angelegt sind. Damit sind ganz offensichtlich Rippel gemeint, wie sie auch bei ruhiger Wasser- oder Luftbewegung vorzugsweise auf sandigem Untergrund auftreten. Bei Sohlformen aus gröberem Sohlmaterial mit einer Höhe bis zu einem Drittel der Abflusstiefe spricht MARBURGER (1998) von „durchweg regelmäßigen“ Dünen, ein im deutschen Schrifttum weit verbreiteter Begriff. Die Größenordnung der Riffel wäre laut YALIN (1985, in MARBURGER 1998) $h = 50 \cdot d_{50}$ bis $200 \cdot d_{50}$ und der Abstand der Formen betrüge $50 \cdot d_{50}$ bis $1000 \cdot d_{50}$.

YALIN (1992) unterscheidet die Sohlformen Rippel (ripple), Antidünen, Dünen und Bänke. Bei der Bestimmung der Geometrie wendet er das Zeroline-Verfahren von RICHARDS (1976a) an, ohne darauf explizit Bezug zu nehmen. Bei rauhem Fließen beträgt die Länge von Dünen ungefähr das Sechsfache der Wassertiefe, was dem Abstand vertikaler Ausbrüche (bursts¹) entspricht. Alternierende Bänke dagegen, die von horizontalen Ausbrüchen geschaffen werden, haben einen Abstand von ungefähr dem Sechsfachen der Gerinnebreite. Darin entsprechen sie dem Auftreten von Riffles in Riffle-Pool-Abfolgen, wenngleich sich alternierende Bänke von Riffles unterscheiden, die ja eher Querbänke darstellen.

Laut DVWK (1992: 11) werden im Deutschen „Riffel“ gemäß DIN 4049 Dünen und Antidünen zu den Transportkörpern gezählt, deren Höhe generell bis zu einem Drittel der Wassertiefe betragen kann.

1 Die englischen Begriffe vertical bursts und horizontal bursts übersetzt SÖHNGEN (1995) mit Vertikal- bzw. Horizontalturbulenz oder übernimmt die Begriffe aus dem Englischen. Da es sich um quasi-periodische und nicht um kontinuierliche Phänomene handelt, wird der Übersetzung als „Ausbrüche“ der Vorzug gegeben.

Mit Riffeln sind dabei in Strömungsrichtung wandernde Sohlunebenheiten gemeint, deren Einfluss auf die Strömung aufgrund ihrer geringen Größe nicht bis an die Wasseroberfläche reicht. Riffel und Dünen können sich überlagern. Gemäß DVWK (1992: 11, Bild 21) treten Riffel bis zu Korngrößen von maximal 0,8 mm und bei Fließgeschwindigkeiten $v_m < 1,2 \text{ ms}^{-1}$ auf. Dem Diagramm folgend wären die Sohlformen aus größerem Material und bei v_m von $0,4 \text{ ms}^{-1}$ bis deutlich über 1 ms^{-1} „Dünen“.

ZARN (1997) unterscheidet nach ihren Abmessungen Mikro- (Riffel), Meso- (Dünen und Antidünen) und Makrosohlformen (Bänke). Letztere seien groß im Vergleich zur Gerinnebreite, die beiden kleineren Kategorien klein, ohne dass genauer abgegrenzt wird. Bei den Mikro- und Mesoformen wird im Transportfall das Sohlmaterial in den Vertiefungen zwischen den Formen mobilisiert und im Strömungsschatten hinter den Formen abgelagert. Da die Formen durch diese Prozesse ihre Lage verändern, werden sie in der wasserbaulichen Literatur, z. B. von FÜHRBÖTER (1980), ZARN (1997), ZANKE (1976), als Transportkörper bezeichnet.

ROSPORT (1998) verwendet die Begriffe Absturz-Becken-Sequenz für step-pool-sequenc und Riffle Becken-Sequenz für riffle-pool sequence. Er arbeitete an kleinen, steilen Fließgewässern, an denen die Bezeichnung Becken intuitiv viel eher einleuchtet als an großen Flachlandgewässern.

KNIGHTON (1998) unterscheidet zwischen kleinen (small-scale) und großen (large-scale) Sohlformen, zusätzlich werden die Formen in Sand- und Kiesgerinnen differenziert. Er sieht die Obergrenze für Rippel (Kleinformen in Sandbettgerinnen) bei einer Länge von 0,60 m und einer Höhe von 4 cm. Ihre Existenz ist an Sohlmaterial $< 0,6 \text{ mm}$ gebunden, ihr Längsschnitt ist dreieckigförmig mit flacher Luv- und steiler Leeseite, die durch eine Kante (sharp crest) voneinander getrennt werden. Die Länge von Dünen beträgt gemäß Knighton das Vier- bis Achtfache der Wassertiefe, die Höhe bis zu einem Drittel. Ihre Form entspreche ungefähr der der Rippel, wäre aber variabler. An der Luvseite können Rippel aufgesetzt sein. Beide Sohlformen sind typisch für das untere Abflussregime, bei dem die Formrauheit dominiert.

Die Großformen (bars), die zwischen 10 und 1000 m lang sein können, werden von KNIGHTON (1998: 188 f.) unterteilt in fünf Haupttypen:

1. Innenbänke gemäß HUNZINGER (1998), Bänke an der Innenseite von Biegungen (point bars)
2. Alternierende Bänke (alternate bars)
3. Bänke an Zusammenflüssen (tributary bars, channel junction bars)
4. Querbänke, einschließlich Riffle
5. Mittenbänke (mid-channel bars)

Bänke von Sohlformen abzugrenzen ist nur teilweise sinnvoll, weil es eine Frage des Wasserstandes ist, ob ein Teil des Querschnitts trocken fällt und als Bank in Erscheinung tritt. So sind Riffle- und Poolquerschnitte selten genau symmetrisch zur Mittellotrechten. Das gilt auch für Querbänke. Es zeigt sich überdies in Abfolgen von Querschnitten auf gestreckten Laufabschnitten, dass die als Querbänke einzustufenden Formen aufgrund ihrer Asymmetrie immer auch Bestandteil von mäandrierenden Stromstrichen sind und damit von den alternierenden Bänken nicht eindeutig abgegrenzt werden können.

KNIGHTON (1998) spricht von sich abwechselnden Tiefen (Pools) und Flachstellen (Riffles), die in gestreckten und mäandrierenden Läufen sowie in heterogenem Sohlmaterial zwischen 2 und 256 mm auftreten können. Pools seien häufig mit Mäanderbögen assoziiert, die den Querschnitten durch Seitenbänke (lateral bars) ausgeprägt asymmetrische Form gäben. Das impliziert im Gegensatz zu den Transportkörpern auch eine Lagestabilität. Der Abstand der Formen beträgt in der Regel das Fünf- bis

Siebenfache der Gerinnebreite. In seiner Gliederung findet die Korngröße des Sohlmaterials explizite Beachtung, wenngleich Riffles und Pools als Sohlformen weder in seiner Auflistung (KNIGHTON 1998: 188 f.) noch in seinem Zustandsdiagramm (KNIGHTON 1998: 190) Erwähnung finden. Dies steht in auffälligem Widerspruch zu der Beobachtung, dass Riffles und Pools charakteristische Sohlformen von Sand-Kiesbettgerinnen seien.

Weitere Synonyme für Riffles und Pools sind Untiefen, Furten oder Schnellen bzw. Becken, Kolke und Hinterwasser (SCHÄLCHLI 1991 aus DITTRICH 1998), die sich nicht durchsetzen konnten. In der neueren deutschsprachigen Literatur hat in jüngerer Zeit eine zunehmende Angleichung der Nomenklaturen stattgefunden, so dass die einfache, klare englische Nomenklatur „riffle-pool sequence“ zunehmend in eingedeutschter Form, also etwa als Riffle-Pool-Abfolge, Verwendung findet. Die zahlreichen Versuche, adäquate deutsche Synonyme zu finden, von denen keiner ganz überzeugen bzw. sich durchsetzen konnte, sprechen dafür, sich dieser Regelung anzuschließen. Damit wird implizit die verhältnismäßig klare Terminologie und Abgrenzung aus dem angelsächsischen Sprachraum übernommen. Darüber hinaus werden synonym für Riffle auch Sohlloch und für Pool der Begriff Sohlteuf verwendet.

Makrosohlformen sind aufgrund ihrer Dimensionen nicht mehr von der Sohle zu unterscheiden, der Sohlformen aufgesetzt sind. Vielmehr handelt es sich um Gerinnequerschnitte mit charakteristischen Formmerkmalen, zu denen auch die Wassertiefe gehört. Bereits RICHARDS (1978a) wies darauf hin, dass Riffle-Querschnitte flach und breit, Pool-Querschnitte tief und schmal sein müssten.

2.3 STAND DER FORSCHUNG

Der Begriff „Geschwindigkeitsumkehr“, der von KELLER (1971a) im Rahmen der velocity-reversal-hypothesis als Erhaltungsmechanismus für Riffle-Pool-Abfolgen in die Literatur eingeführt wurde, beschreibt nicht präzise die mutmaßlich verursachenden Phänomene. Bei Niedrigwasser sind die Fließgeschwindigkeiten über den Riffles höher als in den Pools (Abb. 2.1). Mit ansteigenden Wasserständen wachsen sie in den Pools jedoch schneller an als über den Riffles und übertreffen diese schließlich. In diesem Abflusszustand sind die Fließgeschwindigkeiten über den Riffles höher als bei Niedrigwasser, aber geringer als in den Pools. Es sind also nicht die Geschwindigkeiten selbst, die sich umkehren, sondern die Rangfolge ihrer Beträge.

KELLER (1971a) bezog sich zudem auf sohlnahe und nicht auf vertikal oder querschnittsgemittelte Geschwindigkeiten. Deren Werte sind gerade bei Hochwasser nur schwer oder nicht zu ermitteln, vor allem bei größeren Fließgewässern. Das erklärt die Vielzahl von Untersuchungen an kleineren Fließgewässern sowie Untersuchungen, die sich auf gemittelte Werte beziehen. Eine Vergleichbarkeit der Ergebnisse ist dadurch häufig nicht gegeben. Selbst Keller gelang übrigens nicht der Nachweis einer Geschwindigkeitsumkehr. Bei seinen Untersuchungen stellte er eine Konvergenz der Fließgeschwindigkeiten fest, die ihn veranlasste, seine Beobachtungen zu extrapolieren. Allerdings ist eine grundlegende Inkonsistenz seiner Theorie immanent: Er postuliert die Deposition von Material auf den Riffles bei Fließgeschwindigkeiten, die niedriger sein mögen als in den Pools, aber deutlich über denen in den Riffles bei Niedrigwasser liegen.

Seither hat es eine kontroverse Diskussion über die Richtigkeit der Geschwindigkeitsumkehrhypothese gegeben, die von gegensätzlichen oder zumindest nicht vergleichbaren Ergebnissen der beteiligten Autoren gekennzeichnet ist. BHOWMIK & DEMISSIE (1982) und TELEKI (1972) stritten die Existenz der Geschwindigkeitsumkehr ab. ANDREWS (1979) konnte sie nachweisen, allerdings erst bei ausufernden

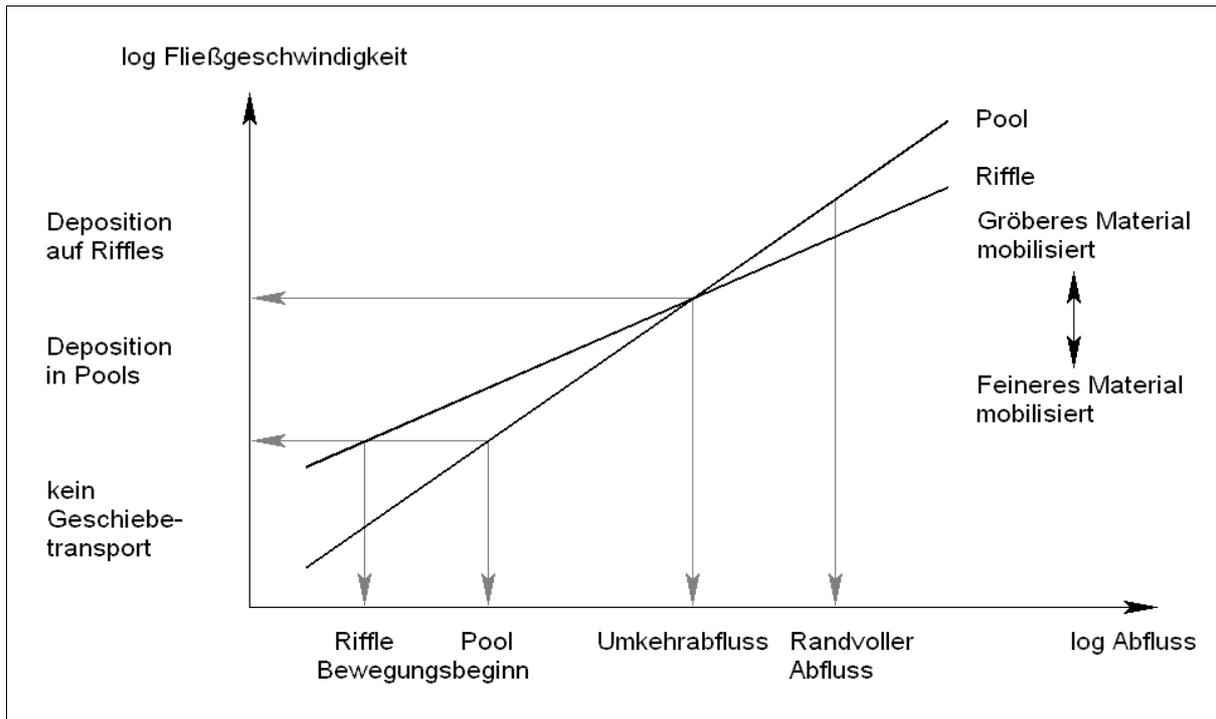


Abb. 2.1: Schematische Darstellung der Geschwindigkeitsumkehrhypothese (nach CLIFFORD & RICHARDS 1992, KELLER 1971a)

Abflüssen. LISLE (1979) konnte zwar keine Geschwindigkeitsumkehr, aber eine Schubspannungsumkehr nachweisen, während THOMPSON ET AL. (1999) auf der Grundlage von Natur- und Laboruntersuchungen die Existenz der Geschwindigkeitsumkehr einräumen, diese jedoch in ursächlichem Zusammenhang mit starken Querschnittsveränderungen bzw. Rückströmungen sehen.

Heute ergibt sich ein Bild, nach dem die Geschwindigkeitsumkehrhypothese nicht generell widerlegt und nur in Einzelfällen nachgewiesen ist. Es ist keine Studie bekannt, bei der tatsächlich die sohnnahen Fließgeschwindigkeiten untersucht wurden, auf die Keller seine Theorie gründete. Zum Teil wird der Hypothese das Potential abgesprochen, die Erhaltung der Sohlundulationen und die räumlichen Differenzierungen des Sohlmaterials zu erklären (CLIFFORD & RICHARDS 1992, SEAR 1996). Bei aller Kontroverse wurde jedoch bislang keine umfassende Alternative zu der Hypothese formuliert und die Arbeiten zu der Thematik beziehen sich häufig immer noch darauf.

Die zahlreichen Arbeiten zur Morphodynamik von Sohlformen im Allgemeinen und Riffle-Pool-Sohlen im Besonderen sollen der Übersicht halber nach Hauptaspekten gegliedert und zusammenfassend kommentiert werden.

1. Die Bildung von Riffle-Pool-Abfolgen: z. B. CHERKAUER (1973), CLIFFORD (1993a), COLEMAN & MELVILLE (1996), FÜHRBÖTER (1980, 1991), KELLER & MELHORN (1978), LANGBEIN & LEOPOLD (1968), RAUDKIVI & WITTE (1991), THOMPSON (1986), YALIN (1992), YANG (1971a).
2. Die Erhaltung von Riffle-Pool-Abfolgen: u. a. CARLING (1991), CARLING & WOOD (1994), CLIFFORD (1993b), CLIFFORD & RICHARDS (1992), FÜHRBÖTER (1991), GEE (1975), EMMETT & LEOPOLD (1963), KELLER (1971a), LISLE (1979, 1982, 1995), THOMPSON (2001), THOMPSON & HOFFMAN (2001).
3. Abgrenzung, Definition und Charakterisierung von Riffle-Pool-Abfolgen mit Hilfe morphometrischer Methoden: u. a. CARLING & ORR (1999), JULIEN & KLASSEN (1995), KELLER & MELHORN (1973), LISLE (1987), O'NEILL & ABRAHAMS (1984), RICHARDS (1976a, 1978a), WOHL ET AL. (1993).

4. Die hydraulische Funktion von Riffle-Pool-Abfolgen, darunter auch die formbedingte Rauheit von Gerinnesohlen: CHERKAUER (1973), CLIFFORD ET AL. (1992a), CLIFFORD ET AL. (1993b), FÜHRBÖTER (1980), HEY (1989), MILLER & WENZEL (1985), PARKER & PETERSON (1980), PRESTEGARD 1983a, 1983b), VAN RIJN (1982, 1984c), SIMONS & RICHARDSON (1963), THOMPSON ET AL. (1998), THOMPSON ET AL. (1999).
5. Die Sedimentologie von und der Sedimenttransport durch Riffle-Pool-Abfolgen: u. a. BHOWMIK & DEMISSIE (1983), CARLING (1990), HIRSCH & ABRAHAMS (1981), KELLER (1971a, 1983), LISLE (1979, 1997), LISLE & HILTON (1999), MILNE (1982), PARKER & KLINGEMAN (1982), POWELL (1998), SEAR (1992, 1996), THOMPSON ET AL. (1996).
6. Modellierungen, Gerinneexperimente: CAO ET AL. (2003), CARLING & WOOD (1994), FÜHRBÖTER (1991), ISEYA & IKEDA (1987), RICHARDS (1978b), THOMPSON ET AL. (1999).
7. Methodische Fragen: BIRON ET AL. (1998), DINEHART (2001), BECHTELER ET AL. (2001), BRASINGTON ET AL. (2003), LANE ET AL. (1995), LEOPOLD (1992a), PIKE (1995), THORNE (2002), VETTER (1999).
8. Die Störung der Gerinnemorphometrie durch äußere Einflüsse z. B. durch Stauanlagen, erhöhte oder herabgesetzte Sedimentzufuhr: BOGEN & BONSNES (2002), BRANDT (2000), CHURCH (1995), KNIGHTON (1989), KONDOLF ET AL. (2002), LIÉBAULT & PIÉGAY (2002), PETTS (1979), WILLIAMS & WOLMAN (1984).

Die Untergliederung ist hilfreich, denn einerseits strukturiert sie die Fülle der zur Verfügung stehenden Literatur und hebt wesentliche Einzelaspekte der bisherigen Arbeiten hervor. Andererseits ist sie auch zu einem gewissen Grad willkürlich, da es häufig nicht möglich oder zielführend ist, verschiedene Aspekte getrennt voneinander zu betrachten. So war die Beobachtung, die KELLER (1971a) zur Formulierung der Geschwindigkeitsumkehrhypothese (velocity-reversal-hypothesis) veranlasste, primär die räumlich differenzierte Lagerung von Sohlmaterial in Abhängigkeit von unterschiedlichen Sohlformen und nur sekundär die Ausprägung von Riffle-Pool-Abfolgen.

Zusammenfassend lassen sich die bisher erzielten Ergebnisse und Vorgehensweisen zur Riffle-Pool-Problematik kritisch folgendermaßen kommentieren:

- Beschreibungen und Abgrenzung von Riffle-Pool-Gerinnemorphometrien basieren bislang im Wesentlichen auf eindimensionalen Betrachtungen. Querprofile wurden nur exemplarisch einbezogen (z. B. RICHARDS 1978a). Empirische Ansätze zur Untersuchung von Gerinnegeometrien sind nicht bekannt. So stellen PRENT & HICKIN (2001) noch einen Mangel an Sohlformstudien fest.
- Die Sohldynamik wurde in den recherchierten Arbeiten nur in wenigen Fällen abflussabhängig bestimmt. Das mag daran liegen, dass die untersuchten Gerinne in ihrer überwiegenden Mehrheit watbare Gewässer darstellen, die bei Hochwasser jedoch weder begehbar sind noch vermessen werden können. Die Satellitennavigation – in Kombination mit der Echolotung – eröffnet seit ungefähr 10 Jahren ein stark erweitertes Potential der Gewässervermessung.
- Eine hochwasserbegleitende und sohlformspezifische Sohlprobengewinnung fand nur in Ausnahmefällen statt (CARLING ET AL. 2000a, 2000b). Hochwasserproben sind aus naheliegenden Gründen selten (RICHARDS 1987).
- Während zur Rauheitswirkung von kleineren Sohlformen oder solchen in sandigen Gerinnebetten eine Fülle von Arbeiten vorliegt, ist der Fließwiderstand von Makrosohlformen nur wenig thematisiert worden (HEY 1989, KARIM 1995, MILLER & WENZEL 1985, PRESTEGAARD 1983a).
- Die auf Naturbeobachtungen basierenden Studien haben einen Schwerpunkt auf kleineren Fließgewässern. Bei diesen ist die relative Rauheit verhältnismäßig groß und die Separation von der Formrauheit erheblich erschwert.

- Die Geschwindigkeitsumkehrhypothese und spätere Theorien sind weder anerkannt verifiziert noch falsifiziert worden. Sofern die Geschwindigkeitsumkehrhypothese abgelehnt wird, sind alternative Theorien entweder nicht formuliert worden oder nicht zu allgemeiner Anerkennung gelangt.
- Die bisherigen Arbeiten über Riffle-Pool-Gerinne sind für sich genommen spezialisiert auf Einzelaspekte, die studienübergreifend bzw. nachträglich nicht mehr oder nur sehr partiell zusammengeführt werden können. Eine synoptische Herangehensweise gab es bisher nur in Einzelfällen (LISLE 1979).
- Für den von einem mutmaßlichen Geschiebedefizit betroffenen, unterhalb des Muldestausees gelegenen Laufabschnitt der Mulde muss festgestellt werden, dass es bisher keine systematischen Erhebungen oder Analysen zur Veränderung des Gerinnes seit der Flutung des Muldestausees 1975 gibt. SCHMALFELD (1998) nimmt sich des Problems an, kann jedoch nur auf einen wenig aussagekräftigen Datensatz zugreifen.

Ein natürliches Gerinne stellt ein Prozessresponssystem dar, bei dem, stark vereinfacht gesagt, das Gerinne und die Strömungsmechanik interagieren. Bei fortschreitender Differenzierung kann auf der einen Seite das Gerinne in Sohle, Ufer - jeweils mit ihrer Form- und Materialausstattung -, das Laufmuster und ggf. die Aue sowie auf der anderen Seite die Strömungsdynamik in die Hydraulik des Wassers und die Physik des Materialtransports gegliedert werden.

Es existiert eine starke Interdependenz der Strömungsdynamik mit den Gerinneformen und des Gerinnematerials mit dem Materialtransport. Gerade in Flachlandflüssen, wo Sohlformen im Lockermaterial ausgebildet werden, ist eine enge, gegenseitige Beeinflussung gegeben. Eine Untersuchung von Gerinneformen und deren Veränderungen muss daher immer auch die relevanten Strömungs- und Transportprozesse einbeziehen, wenn sie über das Deskriptive hinausgehen soll. Daraus ergibt sich die Notwendigkeit, Form, Material und Prozess zu untersuchen, um zu analytischen Lösungen kommen zu können. Wenngleich die Beiträge von CLIFFORD & RICHARDS (1992), CARLING & WOOD (1994) sowie SEAR (1996), die umfassend die Erfahrungen und Erkenntnisse einer großen Zahl älterer Arbeiten einbeziehen, auf unterschiedlichen Wegen zu diesen Feststellungen kommen, hat es seither keine konsequente Verfolgung der sich daraus ergebenden Ansätze gegeben.

Die Beobachtung, dass Kiesbettgewässer in aller Regel eine undulierende Sohltopographie ausbilden, die unter Hochwasserbedingungen nicht nur erhalten bleibt, sondern gerade dann ausgebildet wird, führt zu der Feststellung, dass eine solche Ausprägung der Sohle im Gleichgewicht mit einer weiten Spanne von Systemzuständen stehen muss.

Über die zugrunde liegenden Prinzipien gibt es die Theorie der Minimierung der Energiedissipationsrate von LEOPOLD & LANGBEIN (1962), die von CHERKAUER (1973) validiert wurde, die Theorie der Minimierung der Strömungskraft von CHANG (1980), CHANG & SONG (1979), YANG (1976) und die der Maximierung des Fließwiderstandes von DAVIES & SUTHERLAND (1983). Die von ABRAHAMS ET AL. (1995) beschriebene Proportionalität zwischen der Steilheit von Sohlformen, in diesem Fall Step-Pool-Abfolgen, und dem mittleren Sohlgefälle, von ROSPORT (1998) durch eigene Beobachtungen bestätigt, wird von den Autoren als Beweis für die Richtigkeit der Theorie der Maximierung des Fließwiderstandes angeführt. Die verschiedenen Theorien stellen keine Gegensätze dar, sondern sind Facetten ein und desselben Aspekts, dass nämlich Sohlformen aus grundlegenden physikalischen Zusammenhängen heraus Ausdruck eines Gleichgewichts zwischen Energieangebot und Energiezehrung bzw. zwischen Form und Prozess darstellen und dass dieses Gleichgewicht dynamischer Natur ist, es mithin über eine große Spanne von Systemzuständen erhalten bleibt bzw. Abweichungen nur temporär sind.

Allerdings gibt es in letzter Zeit eine gewisse Präferenz für die Theorie der Maximierung des Fließwiderstandes. Dadurch rücken Überlegungen zur hydraulischen Wirksamkeit von Sohlformen - oder präziser zum Rauheitseffekt von Sohlformen - in den Fokus. Im engeren Sinne beschäftigen sich hiermit die Arbeiten von ABERLE (2000), ALAM & KENNEDY (1969), BRAYSHAW (1985), CLIFFORD ET AL. (1992a, 1992b), DAVIES (1980), DAVIES & SUTHERLAND (1980), ERGENZINGER & STÜVE (1989), ERGENZINGER (1992), GEE (1975), HASSAN & REID (1990), HEY (1989), JULIEN & KLAASSEN (1995), KARIM (1995), LEE & FERGUSON (2002), LOVERA & KENNEDY (1969), MILLER & WENZEL (1985), PARKER (1978a, 1978b), PARKER & PETERSON (1980), PRENT & HICKIN (2001), PRESTEGAARD 1983a, 1983b), VAN RIJN (1982), VAN RIJN (1984c), ROBERT (1988, 1990), ROSPORT (1998), SIMONS & RICHARDSON (1963), SMART ET AL. (2004), SÖHNGEN (1995), SQUARER (1970) sowie THOMPSON ET AL. (1998). Bei den genannten Arbeiten überwiegen jene über Kleinformen, also über Rippel und Dünen in Sandbettgerinnen. Wenngleich recht unterschiedliche Quantifizierungen des Zusammenhangs zwischen Morphometrie und Fließwiderstand vorgeschlagen werden, geht aus den Arbeiten doch generell hervor, dass der Fließwiderstand von mesoskaligen Sohlformen in Lockermaterial mit steigendem Abfluss zunimmt, und dass der Betrag des Widerstandes abhängt von der Höhe und der Steilheit der Formen. Die Form und Anordnung von Rauheitselementen hat ebenfalls einen wesentlichen Einfluss auf die Gesamtrauheit, wie DITTRICH (1998) zusammenfassend darlegt. Sie sind aber für Makrosohlformen weniger bedeutend, da deren Variabilität von Formen und Anordnungen erheblich geringer ist, als es bei Mikrorauheitselementen der Fall ist.

Mit der Formrauheit größerer Sohlformen, also Riffles und Pools, beschäftigen sich vor allem HEY (1989), KARIM (1995), MILLER & WENZEL (1985) und PRESTEGAARD (1983a). Wesentliche Überlegungen sind in der Arbeit von ABERLE (2000) enthalten. Die hydraulische Geometrie (LEOPOLD & MADDOCK 1954) liefert stochastische Zusammenhänge verschiedener Gerinnemerkmale mit dem Abfluss. Sie gilt auch für Kiesbettgewässer. Riffle-Pool-Gerinnegeometrien stellen jedoch auffällige regelhafte Abweichungen von den gemittelten Zusammenhängen dar.

Folgende Problemfelder lassen sich für die Entwicklung der Fragestellung unter besonderer Berücksichtigung der Geschwindigkeitsumkehrhypothese und ihrer Nachfolger identifizieren:

- Zahlreiche Untersuchungen sowie die Geschwindigkeitsumkehrhypothese selbst beziehen sich auf Untersuchungen bei niedrigeren Wasserständen. Selbst KELLER (1971a) konnte keine Geschwindigkeitsumkehr beobachten, sondern lediglich eine Angleichung der Fließgeschwindigkeiten. Er extrapolierte seine Beobachtungen in den Bereich höherer Abflüsse.
- Die nicht einheitliche Auswahl der untersuchten Parameter erschwert die Vergleichbarkeit von Untersuchungen mit der Theorie sowie mit anderen Studien. Bereits weiter oben wurden die verschiedenen Geschwindigkeitsmaße angesprochen, die Verwendung fanden. Darüber hinaus werden alternativ andere Systemparameter und Größen wie die mittlere Sohl Schubspannung, die Strömungsleistung, die Froudezahl sowie eine Reihe von Punktmessungen der Geschwindigkeit und der Schubspannung anstelle der sohlnahen Fließgeschwindigkeit untersucht.
- Die Geschwindigkeitsumkehrhypothese klammert eine Reihe relevanter Einflussfaktoren wie bspw. das Geschiebegleichgewicht und die Mikrotopographie aus. Sie ist gleichsam zu einfach, um die komplexe Realität zufriedenstellend abzubilden (CLIFFORD & RICHARDS 1992). Sie betrachtet die Fließgeschwindigkeit als Steuergröße für die Materialdifferenzierung und berücksichtigt den Untersuchungsgegenstand nicht als Prozessresponsssystem.
- Gemäß CLIFFORD & RICHARDS (1992) sind in den vorliegenden Untersuchungen Prinzipien der Repräsentativität in allen relevanten Größenskalen, also Querschnitt, Laufabschnitt und Laufmuster, wenig oder nicht beachtet worden. Einzelmessungen im Querschnitt seien problembehaftet,

gemittelte Werte nur eingeschränkt aussagefähig, die meisten Studien zögen keine aufeinanderfolgenden Riffle-Pool-Abfolgen heran und die Variabilität zwischen mäandrierenden und gestreckten Laufabschnitten würde zu wenig systematisch bearbeitet werden.

- CARLING (1991) weist darauf hin, dass der Abstand zwischen Riffles und Pools im Hinblick auf den Wasserspiegelgradienten und seine Differenzierungen eine wesentliche Rolle spielen würde. Damit stellt er die Bedeutung zusätzlicher relevanter, hydraulischer Parameter heraus.
- Unter anderem weisen die Rechensimulationen von CARLING & WOOD (1994) auf die Bedeutung des Sohlmaterials als Rauheitselement hin. SEAR (1996) stellt explizit heraus, dass die Eigenschaften des Sohlmaterials nicht getrennt von der Formung der Sohleinheiten betrachtet werden können, die aus diesem Material bestehen. Obwohl das Sohlmaterial sowohl als Rauheitselement als auch als transportiertes Medium für die Sohldynamik wirksam ist, hat es in der Folge keine an diese Überlegungen anknüpfenden Naturuntersuchungen gegeben.
- Eine grundlegende Inkonsistenz bei der Geschwindigkeitsumkehrhypothese besteht in der Tatsache, dass bei großen Abflüssen und damit auch Fließgeschwindigkeiten Materialdeposition auf den Riffles postuliert wird und bei geringeren Abflüssen dessen Mobilisierung.

2.4 LEITLINIEN, AKTIVITÄTEN UND ZIELSETZUNG

Aus der Auswertung der bisherigen Arbeiten, die zusammenfassend im vorangegangenen Kapitel dargelegt wurde, sind als zentrale Fragestellungen

- die Wechselwirkung zwischen Fließen und Gerinneform,
- der wechselseitige Zusammenhang zwischen Sohlformung und fluvialem Materialtransport und
- der duale Effekt des Sohlmaterials auf das fluviale Prozessresponsssystem, nämlich als „Rohstoff“ für Transport und Formung einerseits sowie als Rauheitselement andererseits,

erkannt worden. Daraus ergaben sich als Leitprinzipien für die Vorgehensweise bei der vorliegenden Arbeit:

- Die Systemkonsistenz, also die möglichst synchrone Erfassung bzw. Erhebung der als relevant eingeschätzten Systemparameter bei identischen Prozesszuständen, d. h. Vermessungen und Sohlmaterialentnahmen an beiden Laufabschnitten möglichst bei jeweils gleichen Abflüssen desselben Hochwassers.
- Die Prozesskonsistenz, d. h. die nach Möglichkeit vollständige Erfassung der unterschiedlichen Systemzustände im Prozessverlauf, d. h. eine serienweise Durchführung von Geländekampagnen vom Niedrigwasser vor dem Hochwasser über den Scheitelabfluss und den abfallenden Ast bis zum Niedrigwasser nach dem Hochwasser.
- Die räumliche Konsistenz: Selektion von Riffle- und Pool-Querschnitten in einer zusammenhängenden Abfolge, Lage der ausgewählten Riffle-Pool-Abfolge in längeren, vereinfacht untersuchten Laufabschnitten, Übereinstimmung der durch geodätische Querprofilvermessung untersuchten Abschnitte mit den eigenen hochwasserbegleitenden Längspeilungen, sohlformspezifische Sohlprobennahme, Sicherstellung der Lagekonstanz von Profilpeilungen und Sohlprobennahmen durch Echtzeit-DGPS-Navigation, Querprofilvermessungen an Stellen älterer externer Untersuchungen.

Für die vorliegende Arbeit leiten sich daraus folgende Aktivitäten und Ziele ab:

- Systematische Erfassung und Analyse der Gerinnemorphometrie längerer Laufabschnitte auf der Basis geodätischer Vermessungen bei Niedrigwasserbedingungen, empirische Fundierung, Erkennung typischer Sohlstrukturen, Identifikation von Singularitäten.
- Erfassung von Laufmusteränderungen aus Karten und Luftbildern, Kartierung der aktuellen Uferstabilität.
- Systematische Vermessung der Gerinnesohle beim Durchgang von Hochwässern durch hydrographische Quer- und Längsaufnahmen.
- Vermessungssynchrone und sohlformspezifische Entnahme von Sohlproben, Analyse des Sohlmaterials, Feststellung von hochwasserbegleitenden Sohlmaterialveränderungen.
- Hydraulisch orientierte Auswertung von Vermessungs- und Sohlmaterialdaten, Überprüfung der Geschwindigkeitsumkehrhypothese sowie daraus entwickelter Ansätze als Erklärungsmodelle für die Sohlform- und Sohlmaterialdifferenzierung.
- Klärung der Einzelprozesse der Riffle-Pool-Sohldynamik an der Mulde und ihres Zusammenwirkens.
- Morphometrischer, morphodynamischer und sedimentologischer Vergleich des ungestörten oberstromigen und des gestörten unterstromigen Laufabschnittes, Diagnose und Prognose der Sohlstabilität unter hydraulisch gestörten Bedingungen.
- Klärung der hydraulischen Funktion von Riffle-Pool-Abfolgen, Quantifizierung von Formrauheitseffekten, Validierung bisheriger Ansätze, Interpretation der Riffle-Pool-Topographie in Hinblick auf die Gerinnestabilität.

3 DAS UNTERSUCHUNGSGBIET

3.1 DAS EINZUGSGEBIET DER MULDE

Die Vereinigte Mulde, oder kurz „Mulde“, entsteht durch den Zusammenfluss der beiden Flüsse Zwickauer und Freiburger Mulde in Sermuth bei Grimma und mündet bei Dessau in die Elbe (Abb. 3.1). Die beiden Quellflüsse entwässern zusammen mit ihren Zuflüssen den größten Teil des nach Nordnordwest abdachenden Erzgebirges. Bei Bitterfeld fließt die Mulde durch das ehemalige mitteldeutsche Braunkohlerevier.

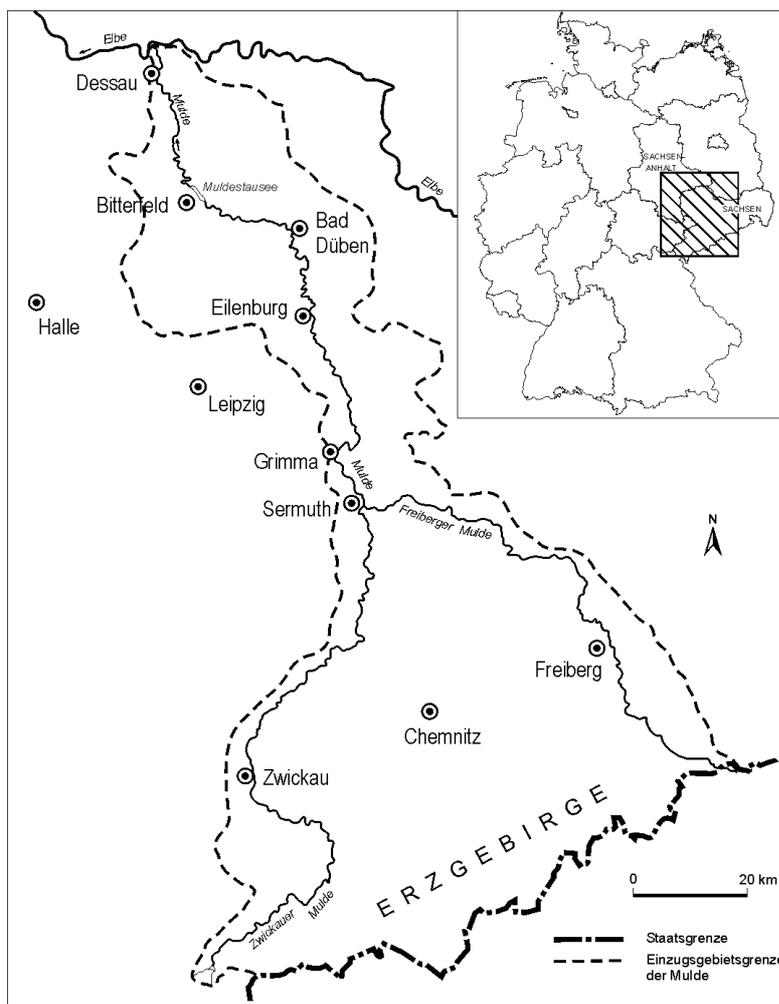


Abb. 3.1: Das Einzugsgebiet der Vereinigten Mulde

Die Größe des Einzugsgebietes der Mulde beträgt an ihrer Mündung in die Elbe 7345 km², die Lauflänge 147 km (LAU 1992, REICHHOFF & REFIOR 1997). Der größte Teil des oberen Einzugsgebietes liegt in alten silikatischen Festgesteinen. Erst in der Leipziger Tieflandsbucht, also ab Grimma, ändert sich der Untergrund und wird fast ausschließlich von pleistozänen Lockersedimenten gebildet (DVWK 1997). Von dort an dominieren Mäander in einem 2 bis 5 km breiten Sohllental das Laufmuster. Die Sinuositätswerte betragen auf dem Laufabschnitt unterhalb von Bad Dübener zwischen 1,2 und 2,3 und können als repräsentativ für die heutige Flachlandmulde angesehen werden. Das durchschnittliche Gefälle beträgt im Flachland um 0,025 %. Die Gerinnebreiten schwanken zumeist zwischen 40 und 60 m.

Der Untergrund der Aue besteht aus 1 bis 4 m mächtigen Auelehmschichten über glazialen Schottern. Auf Luftbildern und Karten wird der ganze Formenschatz der Aue eines mäandrierenden Flachlandflusses mit Gehölzstreifen und Böschungen als Indikatoren für ehemalige Flussläufe sowie teils noch wassergefüllte, teils verlandete Mäanderschlingen deutlich (Abb. 3.2) (WOLF 1958, PUHLMANN 1997, THIELE 2000).

Das Spektrum anthropogener Eingriffe in die Flusslandschaft und das Gerinne der Mulde umfasst Eindeichungen, Querbauwerke (Brücken, Wehre), Laufveränderungen und Ufersicherungen (KÖNIGLICHE ELBSTROMVERWALTUNG 1898, PUHLMANN 1997). Zwischen Bad Dübener und Jeßnitz gibt es zwei alte,

verfallene Wehre oberhalb des Muldestausees, die Wehranlagen am Einlauf und am Auslauf des Sees, das Greppiner Wehr sowie als nächstes stromab das Jeßnitzer Wehr.



Abb. 3.2: Luftbild vom Lauf der Mulde mit Blick auf Fluss-km 60,300 bis 60,600 (mit freundlicher Genehmigung von G. Puhlmann)

Die Ufer wurden in den 60er und 80er Jahren des 20. Jh. abschnittsweise mit Lockersteinschüttungen befestigt. Es wurden nicht durchgängig alle Laufabschnitte, sondern vorzugsweise Prallhangabschnitte, befestigt und die Befestigungsmaßnahmen wurden ganz offensichtlich ohne aktive Veränderung der Querschnitte durchgeführt, wie später noch zu zeigen sein wird. Es gibt keine aktiven Unterhaltungsmaßnahmen der Uferbefestigungen, so dass Uferabbrüche, die durchaus auch auf befestigten Abschnitten vorkommen, nicht durch Reparatur oder Instandsetzung der Uferbefestigungen gestoppt werden (VETTER 2002).

Laufmusteränderungen zwischen 1850 bis 1997 wurden mit Hilfe von historischem Kartenmaterial und Luftbildern untersucht (THIELE 2000). Die anthropogenen Laufverkürzungen zwischen Bad Düben und dem heutigen Muldestausee reduzierten die Lauflänge von 14,5 auf 9,4 km und erhöhten das Längsgefälle um 50 % auf heute 0,028 %. Noch älteres Kartenmaterial zeigt jedoch, dass es zumindest auf diesem Abschnitt bereits einschneidende Laufverkürzungen vor 1850 gegeben hat.

Auf dem Laufabschnitt unterhalb des heutigen Muldestausees bis Jeßnitz wurde der Lauf im systematisch untersuchten Zeitraum nur von 11,4 auf 10,5 km verkürzt, ob durch menschlichen Eingriff oder auf natürlichem Wege, konnte nicht geklärt werden. Die Gefälleerhöhung fiel daher weniger stark aus als am Oberlauf und wurde durch den Bau des Greppiner Wehres im Jahr 1917 zusätzlich reduziert. Auch der Bau des Jeßnitzer Wehres im Jahr 1917 dürfte zu einer Reduzierung des Wasserspiegelgefälles beigetragen haben, wobei unklar ist, ob an selber Stelle bereits vorher ein Wehr existiert hat (mündliche Mitteilung Herr T. Schmalfeld). Auf dem Oberlauf gibt es zwischen Bad Düben und Pouch nur zwei verfallene Streichwehre, deren Überbleibsel bei Niedrigwasser sichtbar werden.



Abb. 3.3: Luftbild vom Einlauf der Mulde in den Muldestausee (mit freundlicher Genehmigung von G. Puhlmann)

Überlegungen zur Nutzung des Flusses als Wasserstraße wurden wegen der Abfluss- und Feststoffdynamik der Mulde schnell wieder aufgegeben. Systematische Unterhaltungsmaßnahmen gibt es heute nur an den Hochwasserschutzdeichen. Der tiefgreifendste anthropogene Eingriff in das Flusssystem der Mulde war die Umleitung des Flusses westlich der Ortschaften Pouch, Mühlbeck und Friedersdorf zur Flutung des Tagebaurestloches Muldenstein im Jahr 1975 (Abb. 3.3, Abb. 3.5).

Der unterstrom des Muldestausees gelegene Laufabschnitt unterscheidet sich hydrologisch praktisch nicht vom oberen, weil Hochwässer ohne Verzögerung und Scheitelkappung den Stausee durchlaufen. Der Laufabschnitt oberhalb des Muldestausees wurde daher als Referenzabschnitt für den Vergleich mit dem unterstrom gelegenen herangezogen.

Um den Tagebau Goitsche ausweiten zu können, wurde die Mulde permanent auf die Ostseite der Ortschaften Pouch, Mühlbeck und Friedersdorf verlegt und durch das ausgekohlte Tagebaurestloch Muldenstein geleitet, wobei 1975 der Muldestausee entstand. Der ehemalige Lauf der Mulde fiel trocken und wurde in Folge der Ausweitung des Tagebaues Goitsche bis auf einen kleinen Abschnitt zwischen Bitterfeld und Friedersdorf abgetragen. Der Stausee stellt seither eine wirksame biologische Barriere und Sedimentfalle dar (OTTO & MLEINEK 1997, PUHLMANN & RAST 1997), in der nach Abschätzungen von Schmidt (in VETTER 1999) 80 % der Feststofffracht des Flusses bzw. in absoluten Zahlen durchschnittlich ca. 400000 t a^{-1} abgelagert werden.

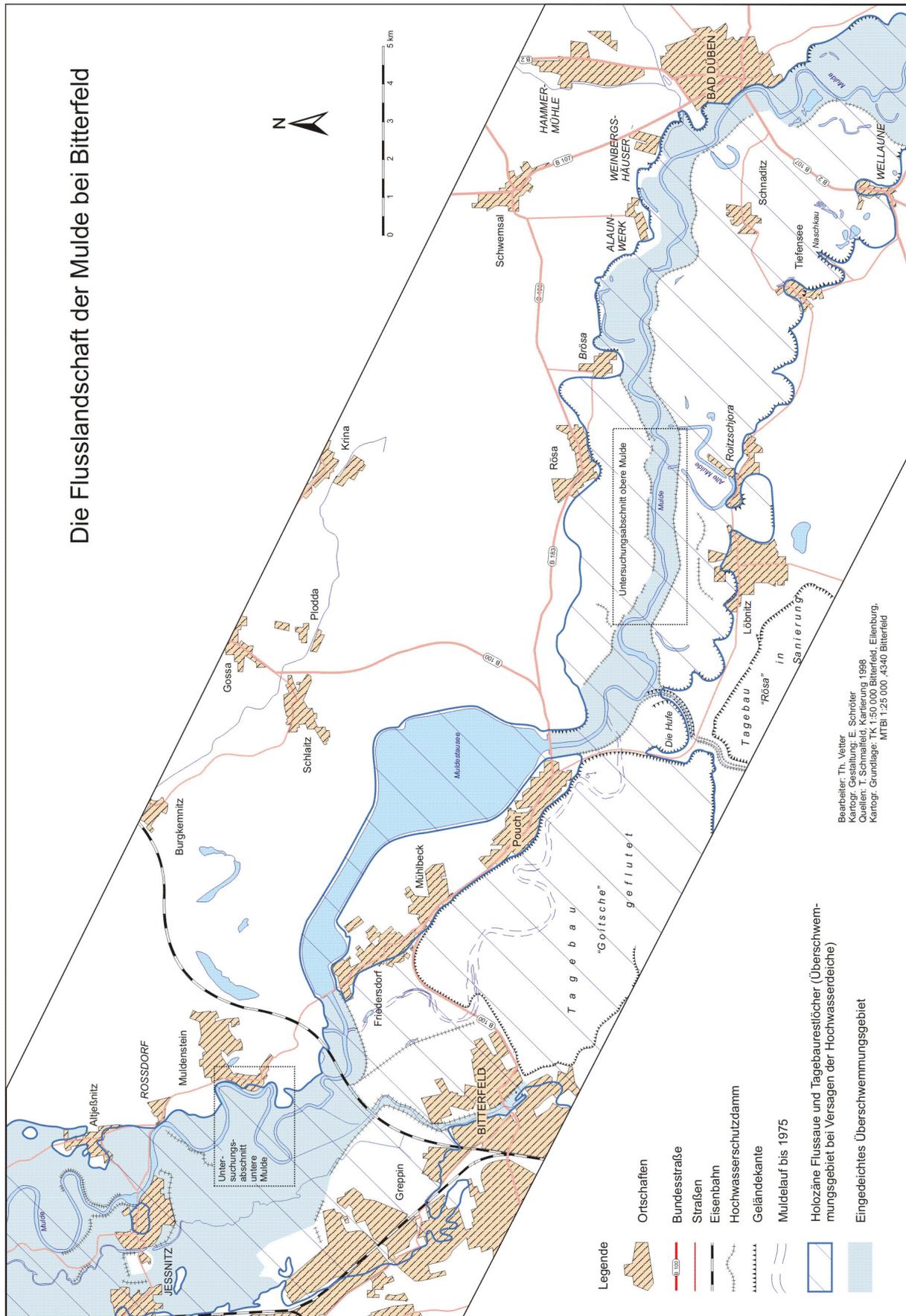


Abb. 3.4: Die Flusslandschaft der Mulde bei Bitterfeld mit der Lage der Teiluntersuchungsgebiete

Offensichtlich wird diese Deposition durch die Bildung von Inseln im Bereich des Deltas (Abb. 3.3). Bemerkenswert dabei ist, dass sich gleich nach dem Einlauf die ehemals tiefsten Teile der Tagebau-

grube mit Tiefen bis zu 25 m unter dem heutigen Wasserspiegelniveau befinden. Unterhalb des Muldestausees besteht daher ein Geschiebedefizit, das sich nach ersten Einschätzungen in der Gerinnemorphometrie niederschlägt (SCHMALFELD 1998).

3.2 DIE HYDROLOGIE DER MULDE

Das Abflussregime der Mulde wird geprägt durch ihr Einzugsgebiet im Erzgebirge. Der jährliche Abflussgang, hier dargestellt am Beispiel des Pegels Golzern bei Grimma (Abb. 3.5), erreicht in der Regel sein Maximum während der Schneeschmelze in den Mittelgebirgen, d. h. im März oder April, und sein Minimum im Herbst, meistens im September. Abhängig vom Witterungsverlauf kann das Maximum bereits früher eintreten, das Minimum durchaus auch erst im Oktober oder November. Abb. 3.5 zeigt die über die 90 Beobachtungsjahre von 1910 bis 2000 gemittelten täglichen Abflüsse.

Die sommerlichen Ausschläge der Regimekurven der Mittelwerte und der Maxima nach oben weisen auf Wetterlagen hin, bei denen feuchtwarme Luft aus dem Mittelmeerraum auf der Ostseite der Alpen nach Mitteleuropa geführt wird und sich bei Hebung abregnet. Die hohe Temperatur dieser Luftmassen und ihre Herkunft aus dem Mittelmeergebiet bringt den Transport sehr großer Wasserdampfmenngen mit sich. Die bestimmenden Tiefdruckgebiete nehmen bei solchen Wetterlagen eine ungewöhnlich weit südlich, nämlich südlich der Alpen über das Mittelmeer verlaufende, sogenannte Vb-Zugbahn. In der Folge der Niederschlagsereignisse können in den Flüssen mit Einzugsgebieten z. B. im Böhmerwald, im Riesen- oder im Erzgebirge starke Sommerhochwässer entstehen. So ereignete sich das stärkste im Zeitraum zwischen 1910 bis 2000 beobachtete Hochwasser im Juli des Jahres 1954.

Tab. 3.1 zeigt die Anzahl von Hochwassertagen und Abflusswerten (Tagesmittel) über dem mittleren Hochwasser (Pegel Golzern südlich von Grimma, 1910-2000). Neben dem Hauptmaximum im März und April tritt ein zweites Anfang Januar sowie ein drittes im Juli auf. Das Juli-Maximum ist auf das Extremhochwasser im Juli 1954 zurückzuführen.

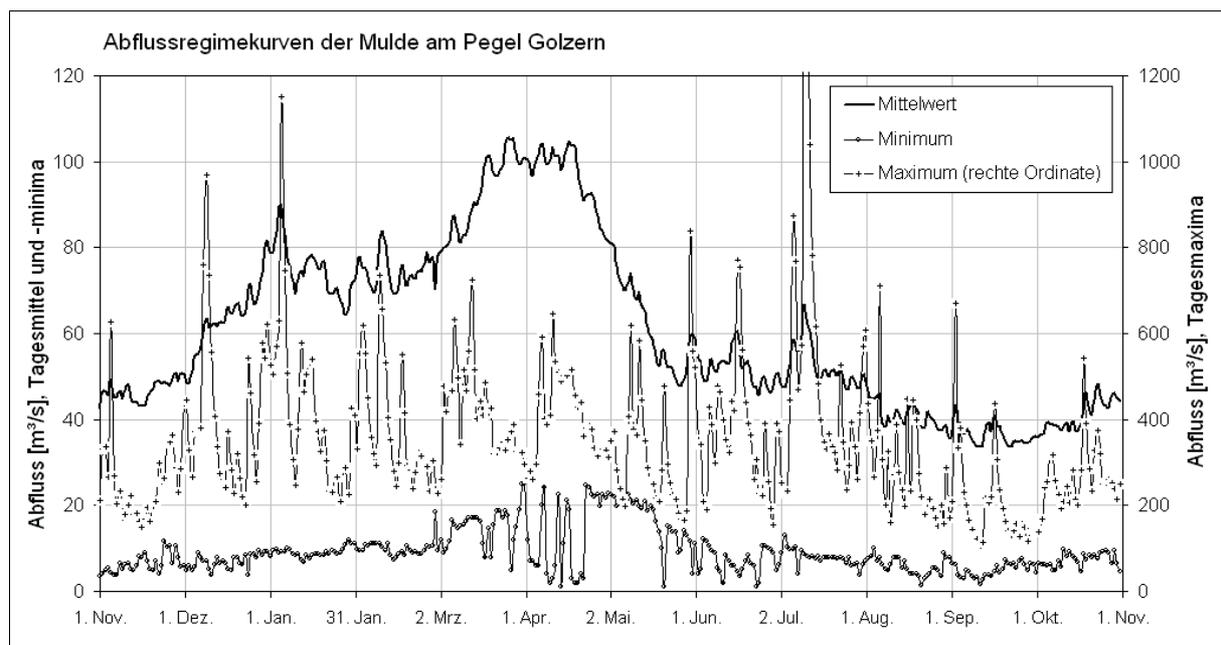


Abb. 3.5: Abflussregime der Mulde am Pegel Golzern bei Grimma (1910 bis 2000), Daten: PLAG 1912-1938, LAGH 1940-1943, FASGB 1949-1951, MHD 1952-1961, 1963, IW 1964-1990, BafG 1992, LAU 1993-2003)

Tab. 3.1: Jahreszeitliche Variabilität von Hochwässern am Pegel Golzern, 1910 – 2000 (Rohdaten Landesamt für Umweltschutz, Halle)

Jahresgang von Anzahl und Ausprägung von Abflüssen über dem mittleren Hochwasserabfluss (MHQ = 405 m ³ s ⁻¹) am Pegel Golzern auf der Basis von Tagesmittelwerten von 1910 – 2000				
n = 90	Absolute Häufigkeiten [-]	Relative Häufigkeiten ¹ [%]	Anteil an der Abflusssumme ² [%]	Mittlerer Abfluss ³ [m ³ s ⁻¹]
November	1	0,8	0,9	626
Dezember	14	11,1	11,5	570
Januar	25	19,8	19,1	529
Februar	11	8,7	8,5	537
März	18	14,3	12,7	488
April	16	12,7	11,4	496
Mai	7	5,6	5,7	562
Juni	10	7,9	7,6	528
Juli	16	12,7	16,4	711
August	5	4	3,8	530
September	2	1,6	1,6	553
Oktober	1	0,8	0,8	544
Σ Winterhalbjahr ⁴	85	67,5		
Σ Sommerhalbjahr ⁴	41	32,5		
Σ Jahr ⁴	126			
¹ bezogen auf die Summe aller Tage mit Q > MHQ ² bezogen auf die Summe der Abflüsse aller Tage mit Q > MHQ ³ an Tagen mit Q > MHQ ⁴ bezogen auf das hydrologische Jahr				

Bei den relativen Häufigkeiten gibt es ein Hauptmaximum im Januar, ein sekundäres in den Monaten März und April sowie ein drittes im Juli. Die Juli-Hochwässer führen jedoch mehr Wasser, wie der Vergleich von relativen Häufigkeiten und Anteilen an der Abflusssumme zeigt. Die Werte entsprechen sich in den Hochwassermonaten Dezember, Januar, März und April, aber auch in den meisten anderen Monaten relativ gut. Im Juli liegt der Wert der Abflusssumme deutlich über dem der relativen Häufigkeit. Das wird unterstrichen durch die Tatsache, dass nur ungefähr ein Drittel der Tage mit Abflüssen über dem mittleren Hochwasserabfluss (MHQ) auf das hydrologische Sommerhalbjahr entfällt und zeigt, dass der niedrigeren Frequenz von Hochwässern im Sommer, speziell im Juli, eine höhere Magnitude gegenübersteht. Der Befund kommt auch in dem überdurchschnittlich hohen mittleren Hochwasserabfluss im Juli zum Ausdruck.

Der Vergleich von Abflussganglinien an verschiedenen Pegeln (Abb. 3.8) der Mulde zeigt, dass Hochwasserabflüsse durch den Muldestausee praktisch nicht gedämpft und oder verzögert werden. Das Höhenniveau der steuerbaren Wasserspiegellagen am Auslaufbauwerk befindet sich weit über dem tiefsten Punkt der ehemaligen Tagebaugrube, so dass der größte Anteil des Seevolumens, der unter diesem Niveau liegt, Totraum darstellt und damit nicht für die Wassermengenbewirtschaftung zur Verfügung steht. Das verbleibende disponierbare Volumen von ca. 3 Mio. m³ könnte einen bordvollen Abfluss $Q_{bv} = 320 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ für ca. 160 Minuten, einen mittleren Hochwasserabfluss $\text{MHQ} = 450 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ für ca. 120 und ein Katastrophenhochwasser von $Q = 2400 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ wie im August 2002 ca. 20 Minuten lang aufnehmen und ist daher als Retentionsraum für den Hochwasserabfluss unterhalb des Stausees annähernd unbedeutend.

Entlang ihres Laufs im Flachland nimmt die Mulde nur noch kleinere Zuflüsse auf (DVWK 1997). Die Form des Einzugsgebietes ist hier länglich gestreckt und schmal (Abb. 3.1). Quantitativ kommt die zurücktretende Abflussspende aus dem flachländischen Teil des Einzugsgebietes unter anderem darin zum Ausdruck, dass sich die mittleren jährlichen Abflüsse von Golzern (bei Grimma) bis Bad Düben nur von 60,2 auf 63,7 m³s⁻¹ (+ 5,8 %) steigern, während die Einzugsgebietsfläche von 5442 auf 6171 km² (+ 13,4 %) zunimmt. Aufgrund dieser Einzugsgebietscharakteristik zeichnen sich die Hochwasserereignisse an der Mulde durch eine sehr geringe Anlaufzeit aus (Abb. 3.7). Nach Berichten von RUDOLPH (1929) konnte es sogar vorkommen, dass wegen des schnell ansteigenden Hochwassers die Erntewagen auf den Wiesen und Feldern stehen gelassen werden mussten.

3.3 DAS HYDROLOGISCHE GESCHEHEN IM UNTERSUCHUNGSZEITRAUM

Die ersten systematischen Aufnahmen der Flusssohle, die Bestandsaufnahme der Ausgangssituation, fanden im Oktober 2001 statt. Im Winter 2001/2002 ereignete sich das erste auswertbare Hochwasser (Abb. 3.6).

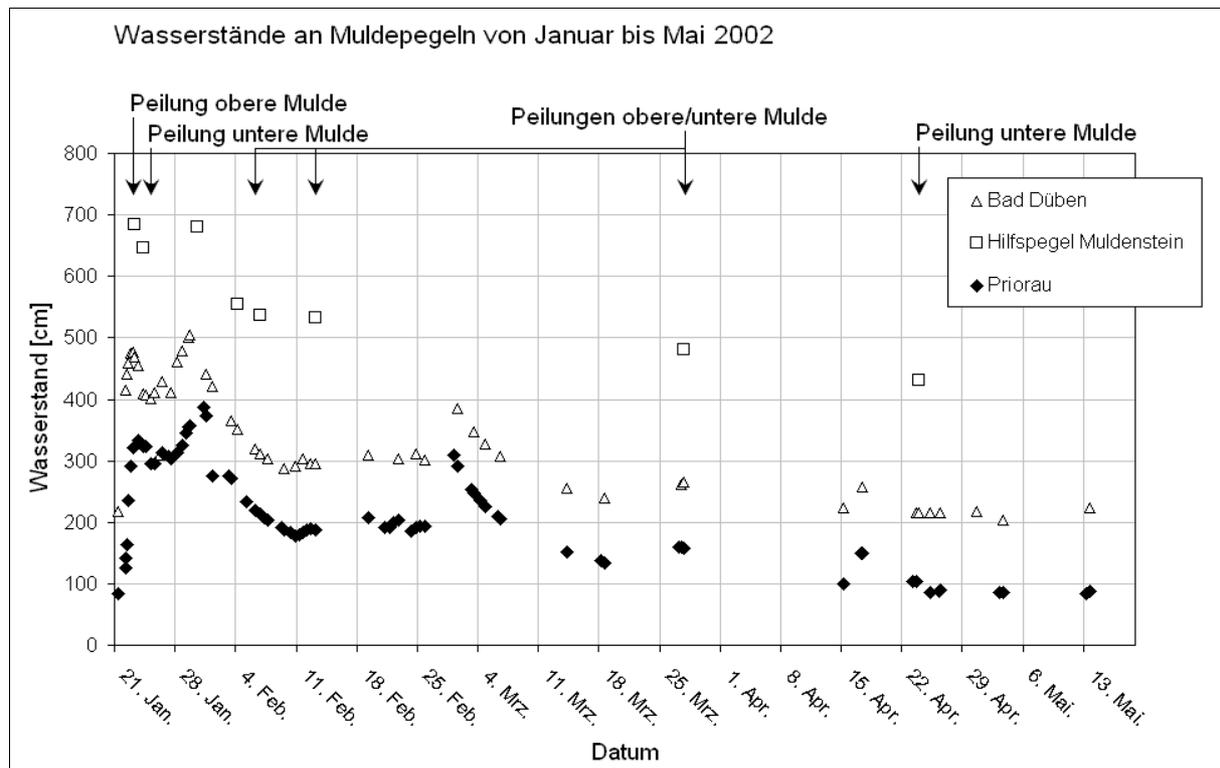


Abb. 3.6: Wasserstände an Mulde-Pegeln während der Echopeilkampagne im Winter 2002 (ohne Niedrigwasser-Peilung im Herbst 2001; Daten: StUFA 2002, eigene Ablesungen)

Das Hochwasser hatte zwei Abflussscheitel Ende Januar 2002 und lief etliche Wochen lang unterbrochen durch kleinere Zwischenscheitel ab. Es umfasste damit die gesamte Hochwassersaison. Vom Herbst 2001 an stellte sich beständig kalte Witterung ein, so dass die im Laufe der folgenden Monate im Erzgebirge als Schnee fallenden Niederschläge akkumuliert wurden. Bei einem Wärmeeinbruch im Januar 2002 kam es zu einem Schmelzhochwasser, das günstige Voraussetzungen für die hydrographische Vermessung der Sohle schuf. Die Entwicklung der Wasserstände an verschiedenen Pegeln ist in Abb. 3.6 dargestellt. Die den Diagrammen zugrundeliegenden Werte sind tabellarisch im Anhang (Tab. 8.1, Tab. 8.2, Tab. 8.3) sowie auszugsweise in Tab. 3.2 aufgeführt.

Das Hochwasser war das erste in dieser Wintersaison seit dem Niedrigwasser im Sommer und Herbst 2001. Die Vermessung der Niedrigwassersohle hatte bereits im Oktober stattgefunden. Der Gang der Abflüsse kann wegen der zahlreichen Zwischenscheitel nicht als optimal bezeichnet werden, das ist jedoch häufig an der Mulde. Das frühe Eintreten des Schneeschmelzhochwassers liegt ebenfalls im Bereich des Normalen und bereitete aus praktischer Sicht auf Grund der damit verbundenen relativ milden Witterung keine Probleme.

Tab. 3.2: Abflüsse während der ausgewählten hydrographischen Vermessungskampagnen (Ø kennzeichnet Tagesmittelwerte), Daten: StUFa 2002, eigene Ablesungen

Datum	Uhrzeit	Abfluss Bad Dübén		Bemerkungen
		Q [m ³ s ⁻¹]	Q _{bv} [%]	
24. Okt. 2001	Ø	34,9	10,9	Echopeilung untere Mulde
26. Okt. 2001	Ø	34,9	10,9	Echopeilung obere Mulde
23. Jan. 2002	6:00	273	85,0	Echopeilung obere Mulde
25. Jan. 2002	8:00	223	69,5	Echopeilung untere Mulde
6. Feb. 2002	6:30	130	40,5	Echopeilung obere und untere Mulde, Sohlproben
13. Feb. 2002	6:15	121	37,7	Echopeilung obere und untere Mulde
28. Mrz. 2002	Ø	87,1	27,1	Echopeilung obere und untere Mulde
24. Apr. 2002	Ø	56,1	17,5	Echopeilung untere Mulde
26. Aug. 2002	Ø	122	38,2	Echopeilung obere Mulde
28. Aug. 2002	Ø	108	33,6	Echopeilung untere Mulde
2. Feb. 2004	13:00	119	37,1	Echopeilung obere und untere Mulde
4. Feb. 2004	13:00	300	93,5	Echopeilung obere Mulde, Q _{max}
5. Feb. 2004	13:00	240	74,8	Echopeilung untere Mulde
7. Feb. 2004	13:00	202	62,9	Echopeilung untere Mulde
11. Feb. 2004	13:00	109	34,0	Echopeilung obere Mulde
25. Feb. 2004	Ø	66,8	20,8	Echopeilung obere und untere Mulde

Während im Winter 2002 die Peilung an der oberen Mulde bei 85 % des bordvollen Abflusses erfolgte, konnte an der unteren Mulde nur noch bei knapp 70 % gepeilt werden. Die beiden anschließenden Kampagnen im Februar erfolgten bei deutlich zurückgegangenen Abflüssen, die sich untereinander in ihren Wasserständen jedoch nur wenig unterschieden. Die Peilung im März 2002 erfasste beide Laufabschnitte bei Abflüssen etwas über Mittelwasser, die abschließende Peilung dieser Serie im April wegen eines technischen Problems nur noch den unteren Laufabschnitt.

Im August 2002 kam es in den Einzugsgebieten von Mulde und Elbe zu einem Katastrophenhochwasser bisher nicht beobachteten Ausmaßes (Abb. 3.7). Bereits am 12. August hatte der Tiefdruckwirbel Ilse feucht-warme subtropische Luft aus dem Mittelmeerraum nach Mitteleuropa herangeführt, die überall im Land zu ergiebigen Niederschlagsereignissen führte (Balderschwang 128 mm, Brocken 102 mm, Zinnwald im Erzgebirge 68 mm jeweils innerhalb von 24 Stunden). Im Laufe des Tages griff der Regen auf den Nordosten Deutschlands über und brachte bis mittags innerhalb weniger Stunden z. B. 64 mm in Dresden.

Das Tiefdruckgebiet entfernte sich mit seinem Kern nur langsam in Richtung Polen und blieb damit weiter wetterbestimmend (BERLINER WETTERKARTE 2002, VETTER 2004). Am nächsten Tag kam es in einem

breiten Streifen von Brandenburg über Sachsen und Tschechien bis nach Ostbayern und Österreich zu ungewöhnlich starken Niederschlägen. Die höchste, nach Informationen des Deutschen Wetterdienstes in Deutschland je gemessene Niederschlagsmenge innerhalb von 24 Stunden von 313 mm fiel dabei in Zinnwald-Georgenfeld im Erzgebirge. Auch an der Station Dresden Flughafen wurden immerhin noch 158 mm registriert. Der bisherige Spitzenwert innerhalb von 24 Stunden hatte bis zum 13. August 2002 260 mm betragen. Am Mittwoch, den 14. August war der Tiefdruckwirbel Ilse nur wenig nach Osten weitergezogen und die Niederschlagstätigkeit in seinem Bereich hielt weiter an.

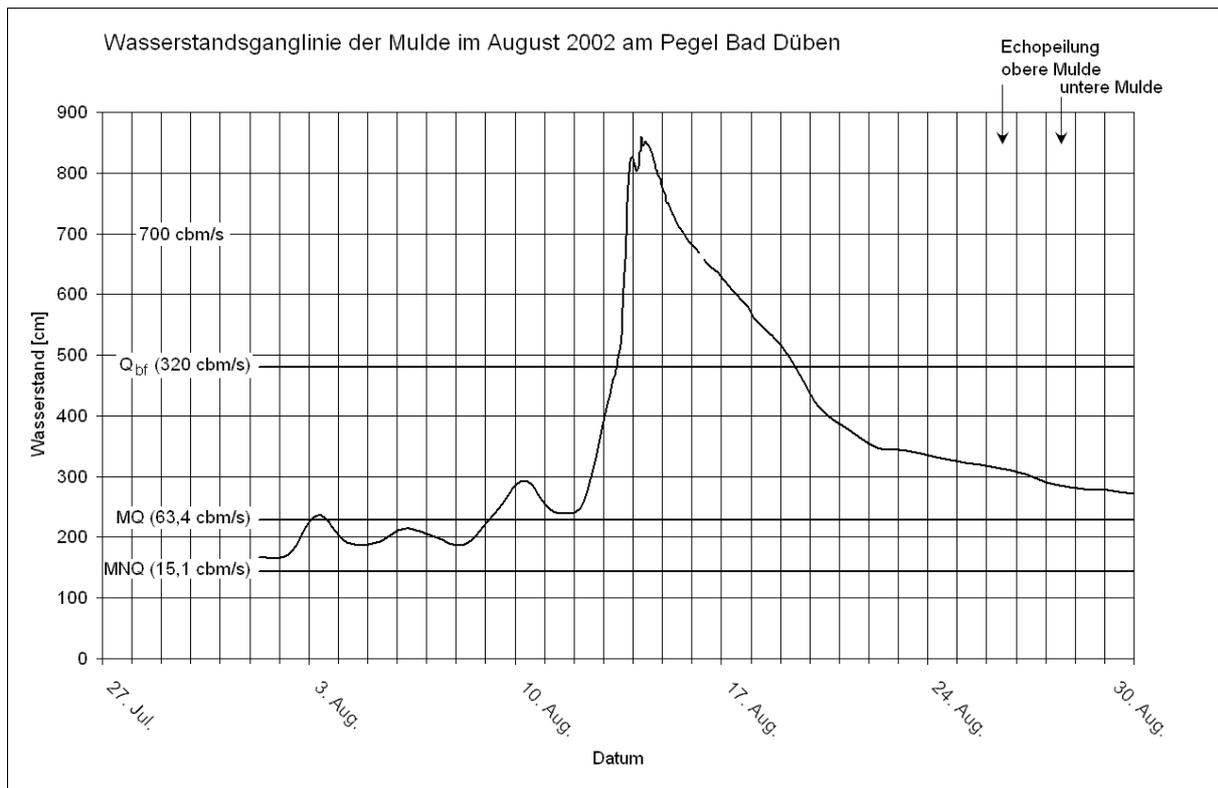


Abb. 3.7: Wasserstandsganglinie der Mulde beim Katastrophenhochwasser im August 2002 (Daten LHW Halle, 2002)

Im Einzugsgebiet der Elbe, d. h. insbesondere im Einzugsgebiet der Moldau und der Mulde fielen von Sonntag, den 11. August bis Mittwoch, den 14. August, hauptsächlich aber am Dienstag, den 13. August, verbreitet mehr als 100 mm, in Dresden 182 mm und in Zinnwald-Georgenfeld 406 mm Niederschlag (BERLINER WETTERKARTE 2002). Die Regenmenge in Zinnwald-Georgenfeld betrug am Dienstag, den 13. August, einer Einschätzung von Hydrologen des Landesbetriebes für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft (LHW) Sachsen-Anhalt zufolge ca. 90 % der maximal möglichen Niederschlagsmenge (GORECZKA 2003). Dieses extreme Niederschlagsgeschehen löste hauptsächlich an Elbe und Mulde Hochwässer mit bisher nicht verzeichneten Wasserständen und Abflüssen aus. Der bisher höchste Wasserstand am Mulde-Pegel Golzern hatte beim Sommerhochwasser am 11. Juli 1954 700 cm (Scheitelabfluss $1740 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) betragen und beim Winterhochwasser am 9. Dezember 1974 wurden noch 628 cm erreicht. Am 13. August 2002 wurden um 20:00 Uhr 868 cm registriert.

Erwähnenswert ist der Vergleich mit historischen Wasserstandsmarken, denn er ermöglicht die Einordnung des Ereignisses in einen weiter gefassten Zeitrahmen. Der Scheitelwasserstand an der Großmühle bei Grimma lag im August 2002 161 cm über dem bisher höchsten vom 30. Juni 1771 bzw. 236 cm über dem Juli-Hochwasser von 1954. Eine Marke an einem Haus in Grimma dokumentiert den Wasserstand vom 14. August 1573, der gemäß historischen Quellen der höchste seit 1433 gewesen sein

soll. Diese Marke wurde im August 2002 um 25 cm überstaut. Damit ist in Grimma der Scheitelwasserstand vom August 2002 der höchste seit zumindest 1433 (SÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE 2002, VETTER 2004). Auch die erwähnten historischen Extremhochwässer ereigneten sich im Sommer und sind mit sehr großer Wahrscheinlichkeit auf Vb-Wetterlagen zurückzuführen.

Während das Katastrophenhochwasser von 2002 aus naheliegenden Gründen von der Beobachtung durch hydrographische Vermessung ausgeschlossen war, so ergab sich doch die Möglichkeit der Untersuchung bei den rasch fallenden Abflüssen danach, nämlich am 26. August an der oberen und am 28. August an der unteren Mulde (Abb. 3.7). Wenngleich dieses Ereignis nicht mit der sonst angestrebten Systematik untersucht werden konnte, erweiterten die Einzelvermessungen nach einem Extremereignis doch das Spektrum untersuchter Systemzustände.

Die anschließende Wintersaison war geprägt vom Ausbleiben eines prägnanten Hochwasserereignisses. Aufgrund des Sommerhochwassers im Sommer 2002 fielen die Wasserstände jedoch im Herbst und Frühwinter nicht auf die niedrigen Niveaus, die sonst zu dieser Jahreszeit die Regel sind. Im Winter 2003/2004 kündigte sich eine Wiederholung des Witterungsverlaufes aus dem Winter 2001/2002 an. Nach einer längeren kalten Periode führte eine Erwärmung auf zweistellige Plusgrade zu einem Schmelzhochwasser, das im Scheitel zu annähernd bordvollen Abflüssen führte (Abb. 3.8).

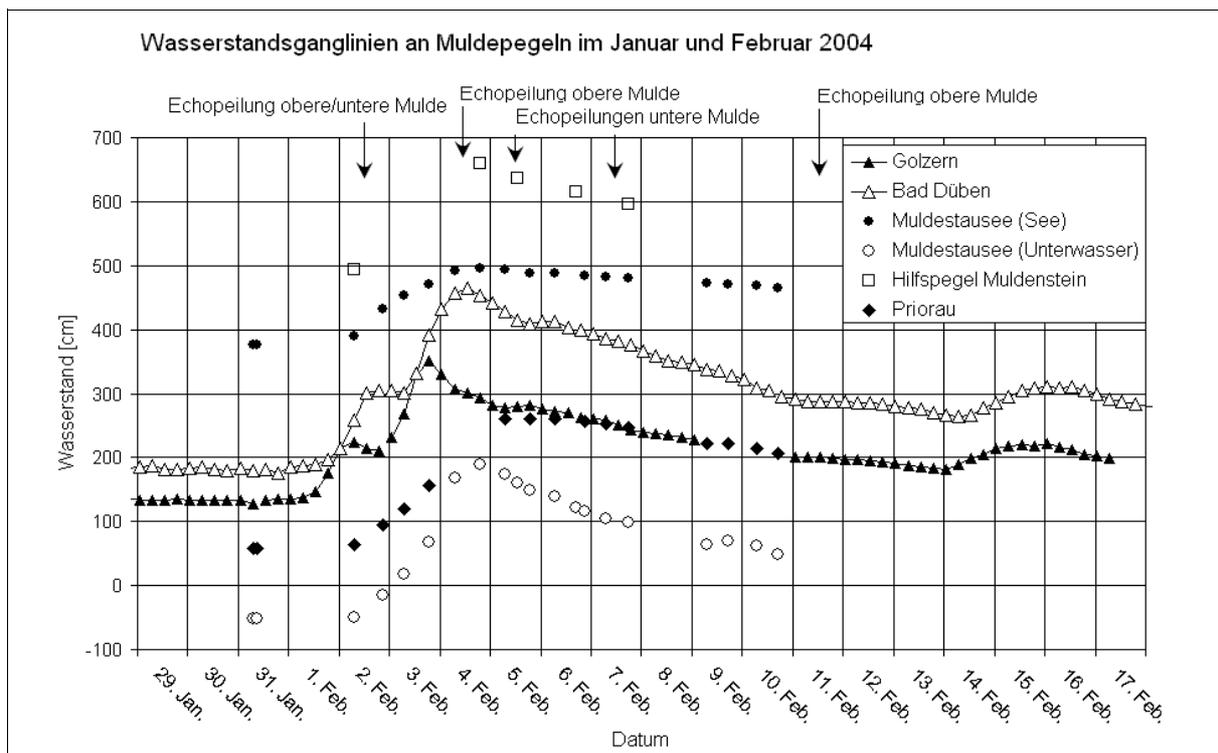


Abb. 3.8: Wasserstandsganglinien an verschiedenen Mulde-Pegeln während der Echopeilkampagne im Winter 2004 (ohne Niedrigwasser-Peilung am 25. Februar 2004; Daten: StUFA 2004, eigene Ablesungen)

Im Unterschied zum Verlauf des Winterhochwassers 2002 stellte sich jedoch danach rasch wieder anhaltende kalte Witterung ein. So kam es zu einem geradezu idealtypischen Verlauf einer eingipfeligen Hochwasser-Abflussganglinie mit einem vergleichsweise schnell abfallenden Ast. Als günstig stellte sich die kurze Stagnation im ansteigenden Ast der Abflussganglinie heraus, die Gelegenheit zu einer Peilung noch vor dem Eintreten des eigentlichen Hochwassers gab.

Die günstigen Voraussetzungen konnten fast optimal genutzt werden, indem direkt vor dem Hochwasser eine Niedrigwasser-Peilung, während des Hochwasserscheitels – zumindest an der oberen Mulde - und mehrmals nach dem Scheitelabfluss gepeilt wurde. Eine vorgesehene Peilkampagne bei sinkenden Abflüssen an der oberen Mulde wurde durch stürmischen Wind verhindert. Der Untersuchungszeitraum im engeren Sinne erstreckt sich damit vom Herbst 2001 bis zum Frühjahr 2004.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass zwei vollständige Serien von Peilkampagnen sowie eine Stichprobenmessung nach einem Ausnahmeereignis vorliegen. Weitere Kampagnen fanden in einem weniger systematischen Rahmen oder unter Rahmenbedingungen statt, wie sie sich auch in den vollständigen Serien wiederfinden. Im Anschluss an die Peilungen wurden stets Sohlproben von den Sohlformen gewonnen. Ihre Auswertung wird weiter unten dargestellt.

3.4 EIGNUNG UND STELLUNG DES UNTERSUCHUNGSOBJEKTES IM RAHMEN BISHERIGER ARBEITEN

Die Mulde weist im Vergleich zu anderen Flüssen gleicher Größenordnung eine Reihe von Merkmalen auf, die allgemein ihre Eignung für fluvialgeomorphologische Untersuchungen begründen. Dazu zählen

- eine ausgeprägte, wenig beeinflusste Abflussdynamik,
- die ungestörte Feststoffdynamik oberhalb des Muldestausees,
- die damit verbundene Sohldynamik,
- eine ungestörte Totholz- und Schwimmfrachtdynamik auf beiden Laufabschnitten mit entsprechenden Implikationen für die Uferentwicklung,
- durch eine geringe Zahl unterhaltener Querbauwerke (oberhalb des Muldestausees) ungestörte Wasserspiegelentwicklung,
- die Beschränkung unterhaltener wasserbaulicher Maßnahmen (Hochwasserschutzdeiche) auf die Aue, d. h. auch die Abwesenheit wasserstraßentypischer Ausbaumaßnahmen,
- die auf langen Abschnitten ungestörte Entwicklung der Breitenvarianz.

Störungen der Merkmale Feststoff- und Sohldynamik sowie die Beeinflussung durch Querbauwerke sind hingegen an der unteren Mulde zu verzeichnen. Auf einzelne Systemmerkmale wird näher eingegangen.

Über die Eindeichungen in der holozänen Flussaue hinaus sind die Ufer abschnittsweise mit Lockerschiebungen befestigt. Die Uferbefestigungsmaßnahmen werden im Gegensatz zu den Hochwasserschutzdeichen nicht unterhalten und weisen deshalb zahlreiche erosionsbedingte Lücken auf.

Aus der Analyse von historischem Kartenmaterial sind Laufverkürzungen bekannt (vgl. Kap. 3.1), die wahrscheinlich deutlich über das nachgewiesene Maß von 50 % auf dem Laufabschnitt zwischen Bad Dübener Heide und Bitterfeld seit 1850 hinausgehen. Alleine mit der quantifizierten Laufverkürzung ist auf dem untersuchten Abschnitt eine Erhöhung des Längsgefälles von ca. 0,02 auf 0,03 % verbunden.

Der Muldestausee entstand im Jahr 1975 durch die permanente Umleitung des Flusses durch die ausgekohlte Tagebaugrube Muldenstein. Aus der resultierenden Störung des Feststofftransports ergibt sich die seltene Möglichkeit, die morphodynamischen und hydraulischen Veränderungen bei wesentlicher Modifikation nur eines Parameters im Gesamtsystem zu untersuchen. Der Laufabschnitt oberhalb des Muldestausees dient als Referenz für den unterstrom gelegenen.

Hydrologisch unterscheidet sich der untere Laufabschnitt kaum vom oberen, weil Hochwässer ohne Verzögerung und Scheitelkappung den Stausee durchlaufen (vgl. Abb. 3.8). In anderen untersuchten Fällen der Beeinflussung durch Aufstau ist das hydrologische Regime durch die Kappung der Hochwasserabflüsse oder sogar die völlige Ersetzung des natürlichen Abflussregimes durch ein künstliches beeinträchtigt.

Nach der Klassifizierung von ROSEN (1994, 1996) ist die Zuordnung der Mulde zur Gruppe C4 zutreffend, für die folgende verbale Charakterisierung gilt: geringfügig eingeschnittene, mäandrierende, kies-dominierte Riffle-Pool-Gerinne mit ausgeprägten Flussauen, geringem Gefälle und einem großen Breite-Tiefe-Verhältnis, häufig in Tälern mit alluvialer Bedeckung und Begrenzung durch glaziale oder holozäne Terrassen. Untersuchungen solcher Flüsse liegen bisher nur in geringer Anzahl vor.

Aus dem Fokus der zahlreichen fluvialgeomorphologischen Arbeiten ergibt sich eine Lücke bei breiten, kiesführenden Gewässern mit verhältnismäßig geringem Gefälle. PARKER & PETERSON (1980) stellen in einer Zusammenstellung von 78 Arbeiten eine Lücke von Untersuchungen an Gewässern mit Sohlmaterial $1 \text{ mm} < d_{50} < 16 \text{ mm}$ fest. Aufgrund der Dominanz von Grobsand und Feinkies, häufig auch Mittelkies, im Sohlmaterial der Mulde kann sie noch als Kiesbettfluss bezeichnet werden. Allerdings liegen die durchschnittlichen Gefällewerte teils um Größenordnungen unter denen der typischen und zahlreich untersuchten Kiesbettgewässer. Das Sohlmaterial ist zu grobkörnig, um dauerhaft Dünen auszubilden, wie das in Flachlandflüssen ähnlicher Größenordnung der Fall ist. In fluvialgeomorphologischer Hinsicht stellt die Mulde einen wenig untersuchten Übergangstypus zwischen steileren, von Step-Pool- oder Riffle-Pool-Strukturen geprägten Bächen mit grobkörnigem Sohlmaterial und den sandführenden Flachlandflüssen dar, an deren Sohle kleinere und bewegliche Sohlformen wie Dünen der Regelfall sind.

Die vorkommenden Elemente der Formrauheit an der Sohle, Riffles und Pools, sind in aller Regel in nicht-kohäsivem Lockermaterial angelegt, so dass mit Gleichgewichtsverhältnissen zwischen den hydraulischen Kräften, dem Sohlmaterial und den Sohlformen gerechnet werden kann. Ausnahmen von diesen Rahmenbedingungen, bei denen Abschnitte des Flusslaufes auf anstehendes Festgestein oder älteres Lockergestein stoßen, müssen dabei beachtet werden. Sie stellen für die Flusslandschaft der Mulde jedoch Singularitäten dar.

Die relativen Überdeckungen sind an der Mulde stets > 50 , größtenteils $\gg 50$, während die Werte bei der überwiegenden Mehrheit der anderen in einer Aufstellung von KNIGHTON (1998) angeführten Untersuchungen < 50 sind. Die typischen Korngrößen im Sohlmaterial der Mulde treten gegenüber der Gerinnegröße, vor allem der Tiefe und dem hydraulischen Radius, stark zurück. Anders ist das in Gerinnen mit sehr niedrigen Werten, z. B. in Gebirgsbächen, wo Korngrößen in der Größenordnung von Sohlformen auftreten können. Das erschwert die Trennung von Form- und Kornrauheit erheblich bzw. macht sie im Übergangsbereich unmöglich. An der Mulde sind die Bedingungen für eine Klärung der hydraulischen Funktion der Sohlformen dagegen ausgesprochen günstig.

Die Mulde gehört aus den dargelegten Perspektiven zu einem bisher wenig untersuchten Typ von Fließgewässern im Übergangsbereich zwischen häufig untersuchten Gruppen. Sowohl in fluvialgeomorphologischer als auch in hydraulischer Hinsicht stellt sie im Rahmen bisheriger Untersuchungen ein „connecting link“ dar.

3.5 DIE AUSWAHL DER UNTERSUCHTEN LAUFABSCHNITTE

Aus den Zielsetzungen, den Leitlinien für die Vorgehensweise und den Darlegungen im 2. Kapitel ergibt sich die Auswahl der im Detail untersuchten Strecken. Es war jeweils ein längerer Laufabschnitt oberhalb und unterhalb des Muldestausees auszuwählen, der mehrere Riffle-Pool-Abfolgen umfassen sollte, davon jeweils eine möglichst idealtypische. Da Krümmungseffekte, d. h. Energieverluste, möglichst vernachlässigbar gering sein sollten, um bei Energie- bzw. Rauheitsbilanzbetrachtungen ausgeklammert werden zu können, sollten die ausgewählten Abschnitte möglichst geringe Sinuositätswerte bzw. möglichst große Krümmungsradien aufweisen.

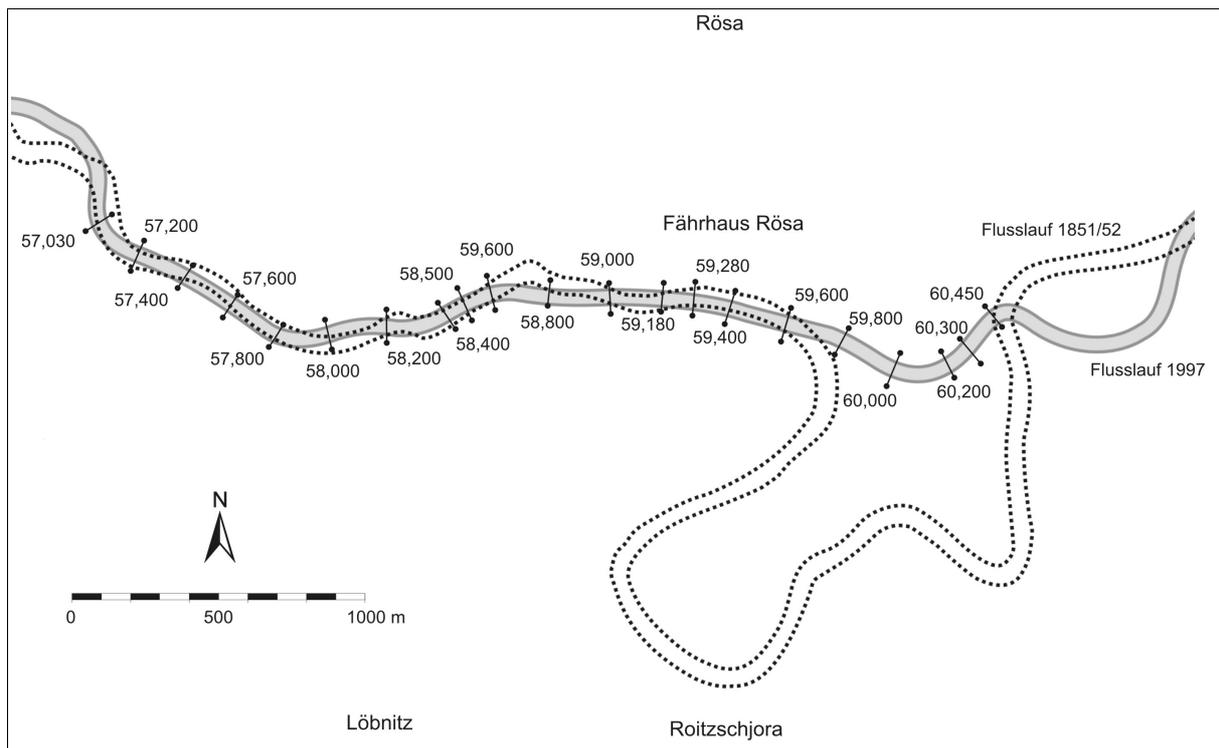


Abb. 3.9: Untersuchungsabschnitt an der oberen Mulde mit Lage der geodätisch vermessenen Querprofile und Angabe der Flusskilometrierung (Kartengrundlage nach THIELE 2000)

Als vorteilhaft wurde überdies das Vorliegen älterer, gut dokumentierter Voruntersuchungen an gleicher Stelle angesehen. Als wenig bzw. ungeeignet wurden Laufabschnitte im tatsächlichen oder mutmaßlichen Rückstaubereich von Wehren bewertet sowie Abschnitte mit Querbauwerken oder anderen Beeinflussungen.

Die beiden in die engere Wahl kommenden Laufabschnitte zwischen Bad Düben bis zum Einlauf des Muldestausees bei Pouch, d. h. Fluss-km 64,000 bis ca. 53,000, sowie zwischen Auslauf des Muldestausees und Jeßnitz (Fluss-km 43,500 bis 33,000) sind jeweils ca. 10 km lang. Für beide Laufabschnitte waren Laufverlagerungen seit 1850, anthropogene Maßnahmen, besonders Uferstabilisierung, und die aktuelle Uferaktivität bekannt. Die Untersuchung von THIELE (2000) erbrachte ergänzende Erkenntnisse zum Ausmaß der anthropogenen Beeinflussung der Mulde, aus denen auch auf deren Wirksamkeit geschlossen werden konnte.

An der oberen Mulde sind die Abschnitte zwischen Fluss-km 60,000 und 58,600 sowie zwischen 57,800 und 57,030 gestreckt (Abb. 3.9). Da bereits Voruntersuchungen einer Reihe von Querprofilen am Fluss-km 58,600 vorlagen und oberhalb davon am Fluss-km 59,280 das verfallene Streichwehr am Fährhaus

Rösa liegt, an dem mutmaßlich die Sohlmorphodynamik gestört ist, fiel die engere Auswahl auf einen Riffle-Querschnitt bei Fluss-km 58,650 und einen Pool-Querschnitt am Fluss-km 58,500.

Für den Riffle bei 58,650 lagen keine Voruntersuchungen vor. Der nächstgelegene, in Frage kommende Gerinnequerschnitt am Fluss-km 58,600 wich in seiner Tiefe, seiner Breite und der Querschnittsform bereits zu weit von dem idealtypischen Riffle-Querschnitt ab, so dass fehlende Voruntersuchungen am Fluss-km 58,650 in Kauf genommen wurden.

An der unteren Mulde waren von Störungen die Fluss-km 43,500 bis zum Greppiner Wehr bei Fluss-km 40,300 betroffen. Dort existiert überdies nur ein gestreckter Laufabschnitt zwischen Fluss-km 38,650 und 37,750 (Abb. 3.10). Stromabwärts nehmen störende Einflüsse stark zu. Bei Fluss-km 37,850 liegt ein Riffle, der aufgrund von sedimentologischen Befunden als anthropogen stark beeinflusst eingeschätzt wurde sowie anschließend eine extreme Krümmung des Laufes.



Abb. 3.10: Übersicht über den Untersuchungsabschnitt an der unteren Mulde mit der Lage der ausgewerteten geodätischen Querprofile (Luftbildmosaik nach THIELE 2000)

Auf dem gestreckten Laufabschnitt wurde die Sequenz mit dem Riffle Fluss-km 38,236 und dem Pool Fluss-km 38,048 ausgewählt. Die metergenauen Flusskilometrierungen der Querprofile waren durch geodätische Vermessungen vorgegeben. Für die Vermessung der ausgewählten Riffle- und Pool-Quer-

schnitte wurden ca. 500 m lange Laufabschnitte mit einem engen Netz von Quer- und Längspeilungen vermessen, in denen die selektierten Querschnitte lagen.

Das Kriterium des möglichst geringen Krümmungsgrades konnte mit der getroffenen Auswahl nur eingeschränkt eingehalten werden, da ausgeprägte Pools in aller Regel an Krümmungen gebunden sind. Allerdings bewegen sich die Krümmungsradien beider Biegungen mit ca. 300 m bzw. dem Sechsfachen der Flussbreite in einem für die angestrebten Untersuchungen akzeptablen Bereich.

Die Laufabschnitte oberhalb und unterhalb der ausgewählten Riffle-Pool-Abfolgen (Fluss-km 60,300 bis 57,030 oberhalb und Fluss-km 40,284 bis 36,571 unterhalb des Muldestausees) wurden anhand der geodätischen Niedrigwasserprofile in Abständen von 100 bis 200 m (21 Profile oberstrom, 38 Profile unterstrom des Muldestausees) untersucht und eingeschränkt hydrographisch vermessen. Die hydrographische Vermessung dieser Untersuchungsabschnitte fand als Längspeilung statt, d. h. als Vermessung der Wassertiefe in der Mitte des Gerinnes, bei dem Mittentiefen (h_{Mit}) ermittelt werden. Die Auswertung der geodätisch vermessenen Querprofile unterstützte die Auswahl der Riffle-Pool-Abfolgen und ermöglichte eine umfassende, empirische Untersuchung der Gerinnemorphometrie der beiden Laufabschnitte.

4 MATERIAL UND METHODEN

4.1 MORPHOMETRISCHE ABGRENZUNG VON SOHLFORMEN

Mit zunehmendem Differenzierungsgrad der Terminologie von Sohlformen wächst der Anspruch an eine objektive Abgrenzung der Sohlformen. Für die Bestimmung und Abgrenzung von Riffles und Pools werden verschiedene Verfahren vorgeschlagen (LISLE 1987, O'NEILL & ABRAHAMS 1984, RICHARDS 1976a), die sich alle auf eindimensionale Längsvermessungen stützen. Die Einbeziehung weiterer morphometrischer Fließquerschnittsparameter wird in Kap. 5.1 behandelt.

Das Zeroline-Verfahren (RICHARDS 1976a) basiert auf der Bestimmung einer Höhenreferenzlinie durch Regression, die darüber gelegene Sohlabschnitte als Riffles und darunter gelegene als Pools voneinander abgrenzt. Das Verfahren ist plausibel, einfach und transparent. In der vorliegenden Arbeit wurde als einfachste Regressionslinie eine polynomiale erster Ordnung gewählt. Sie ist identisch mit der Linie der mittleren Wassertiefe. Die morphometrischen Beziehungen im Längsschnitt sind in Abb. 4.1 dargestellt.

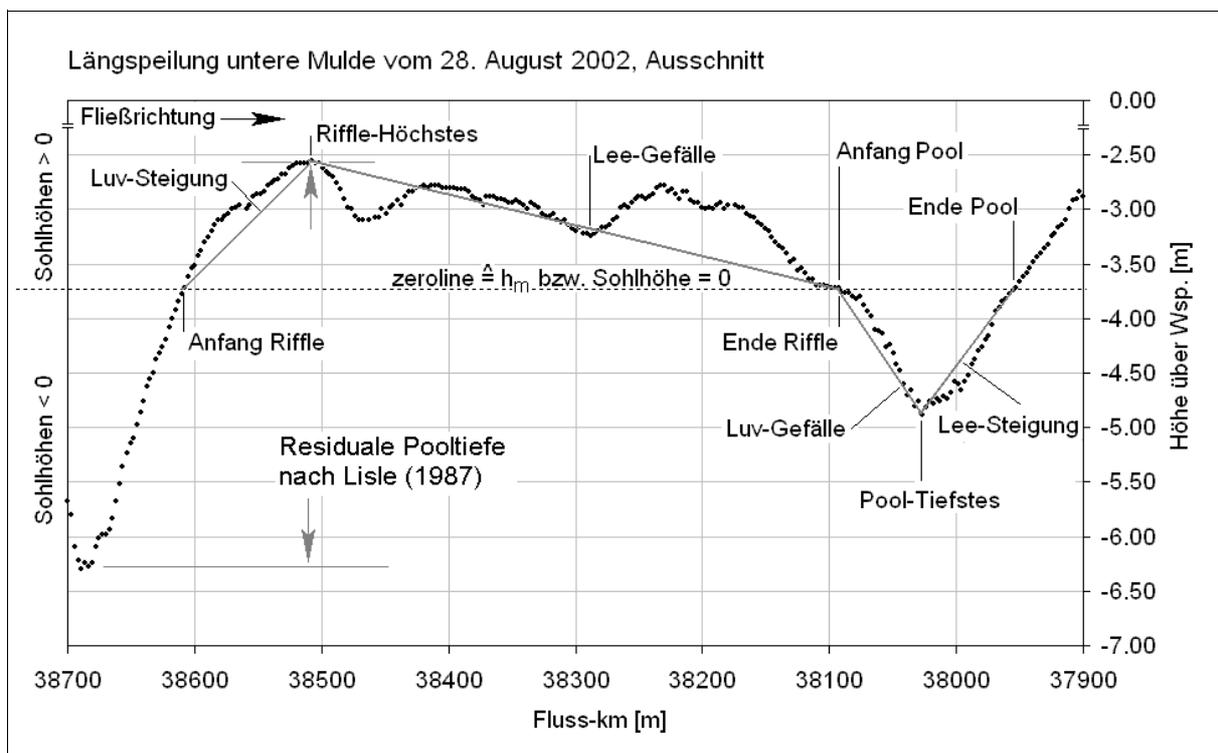


Abb. 4.1: Morphometrische Konventionen für Riffle-Pool-Abfolgen basierend auf dem Zeroline-Verfahren (RICHARDS 1976a, 1976b); weitere Erläuterungen im Text

Aus der geometrischen Idealisierung in Abb. 4.1 ergeben sich die Größen:

l_{Rif} , l_{Pool}	Länge des Riffles bzw. des Pools (Differenz Anfang bis Ende)
$Z_{\text{Rif,max}}$	maximale Höhe des Riffles über Zeroline (Sohlhöhe > 0)
$Z_{\text{Pool,min}}$	minimale Höhe des Pools unter Zeroline (Sohlhöhe < 0)
$Z_{\text{Rif},\emptyset}$	durchschnittliche Höhe des Riffles über Zeroline (Sohlhöhe > 0)
$Z_{\text{Pool},\emptyset}$	durchschnittliche Höhe des Pools unter Zeroline (Sohlhöhe < 0)
$l_{\text{Rif-Max,rel}}$	Lage des Riffle-Höchsten nach Anfang der Sohlform in Prozent von l_{Rif}
$l_{\text{Pool-Min,rel}}$	Lage des Pool-Tiefsten nach Anfang der Sohlform in Prozent von l_{Pool}

$I_{\text{Rif,Luv}}, I_{\text{Rif,Lee}}$ Luv-Steigung bzw. Lee-Gefälle des Riffles als $Z_{\text{Rif-Max}}/I_{\text{Rif-Max}}$ und analog

$I_{\text{Pool,Luv}}, I_{\text{Pool,Lee}}$ Lee-Gefälle bzw. Luv-Steigung des Pools als $Z_{\text{Rif-Max}}/(I_{\text{Rif}}-I_{\text{Rif-Max}})$ und analog

Gefälle in Fließrichtung haben positive, Gefälle entgegen der Fließrichtung (Steigungen) negative Vorzeichen.

Das Ergebnis des Verfahrens ist abhängig von den Wasserständen, weil die Regressionslinie die Sohllinie wasserstandsabhängig ggf. an anderen Stellen bzw. unterschiedlich häufig schneidet. Insgesamt werden die Sohlformen durch angenäherte Dreiecksgeometrie akzeptabel beschrieben.

RICHARDS (1976b) schlägt eine Diskriminanzfunktion in dem Streuungsdiagramm von Gerinnebreiten über den Abflüssen bzw. Gerinnebreiten über Gerinnetiefen vor. Die Vorschläge sind gut umsetzbar. Die Funktionen sind jedoch nur auf ausgewählten Laufabschnitten gültig. An der Mulde traf die Diskriminanzfunktion $b = 40 \cdot Q^{0,055}$ für beide Untersuchungsabschnitte zu.

O'NEILL & ABRAHAMS (1984) heben kritisch hervor, dass mit dem Zeroline-Verfahren Erhebungen, die sich unterhalb der Regressionslinie befinden, diese aber von unten nicht durchstoßen oder Eintiefungen, die sich oberhalb der Linie befinden, diese aber nicht von oben durchstoßen, nicht als Riffles bzw. als Pools klassifiziert werden. Abb. 4.1 macht die von O'NEILL & ABRAHAMS (1984) hervorgehobene Schwäche des Zeroline-Verfahrens anschaulich. Das Sohlhoch von Fluss-km 38,600 bis 38,100, das im Übrigen auf einem gestreckten Laufabschnitt liegt, wird durch zwei kleinere Zwischentiefs gegliedert, die als Pools interpretiert werden könnten. In diesem Fall würde der lange Riffle in mehrere kürzere zerfallen.

O'NEILL & ABRAHAMS (1984) schlagen deshalb einen Algorithmus vor, bei dem Sohlhöhenänderungen in der einen oder der anderen Richtung akkumuliert werden und bei Überschreiten eines festzulegenden Grenzwertes die nächste Sohlform beginnt. Damit können sich Anfang und Ende einer Sohlform in unterschiedlichen Sohlhöhen - oder Wassertiefen - befinden. Die Abgrenzung der Riffles und Pools voneinander mag, wie von den Autoren beansprucht, objektiver sein. Allerdings ist der Rechenaufwand erheblich. Auch bedarf die Festlegung des Grenzwertes größerer Erfahrung und bleibt letztlich auch nicht unabhängig von subjektiven Einflüssen.

LISLE (1987) schlägt ein Geländeverfahren zur Erfassung von Sohlhöhenveränderungen vor, das für einfachste Vermessungsausrüstung (Maßband, Zollstock) und für kleine, durchwatbare Fließgewässer bei Niedrigwasser entwickelt wurde. Hauptvoraussetzung ist, dass der Wasserspiegel über den Pools durch die Stauwirkung des darunterliegenden Riffles annähernd horizontal ist. Die residuale Pooltiefe entspricht dann der vertikalen Differenz vom Pool-Tiefsten zum Höchsten des darauffolgenden Riffles, ermittelt aus den Wassertiefen im Pool und über dem Riffle. Die Anwendung lässt sich grundsätzlich auf die hydrographische Vermessung übertragen, eignet sich jedoch nicht zur Abgrenzung von Sohlformeinheiten.

Alle vorgestellten Verfahren basieren implizit oder explizit auf einer eindimensionalen Bestimmung der Tiefe entlang der Mittenlängsachse des Gerinnes. Es wird davon ausgegangen, dass flache Stellen in der Gerinnemitte hinreichend auch flache Querschnitte repräsentieren. Wenngleich diese Annahme pragmatisch ist und in zahlreichen vorangegangenen Arbeiten getroffen wurde, findet die Querschnittsform darin keine Berücksichtigung.

Bei den detaillierten Auswertungen soll überprüft werden, ob die Mittentiefe in ausreichend engem Zusammenhang mit der mittleren Tiefe und diese wiederum in gutem - gegenläufigen - Zusammenhang mit der Gerinnebreite steht. Mittentiefen wären dann ausreichend, um mit dem Zeroline-Verfahren nach RICHARDS (1976a) Riffles und Pools zu bestimmen und voneinander abzugrenzen.

4.2 HYDRAULISCHE GRUNDLAGEN

4.2.1 Fließformeln

Die Abschätzung von Rauheitsbeiwerten ist ausschlaggebend bei der Berechnung von Fließgeschwindigkeiten mit Fließformeln. Eine der ältesten Formeln ist das Gesetz von de Chezy (Gl. 1), das im 18. Jh. formuliert wurde.

$$v_m = C \cdot \sqrt{r_{hy} \cdot I} \quad [\text{ms}^{-1}] \quad C = \text{Chezy-Beiwert} \quad [\text{m}^{1/3}\text{s}^{-1}] \quad \text{Gl. 1}$$

Die auf Gauckler, Manning und Strickler zurückgehende Gleichung (Gl. 2) ist experimentell und empirisch entstanden. Sie verwendet die selben Variablen wie die de Chezy-Gleichung und variiert nur deren Exponenten.

$$v_m = k_{St} \cdot r_{hy}^{2/3} \cdot I^{1/2} \quad [\text{ms}^{-1}] \quad k_{St} = \text{Strickler-Beiwert} \quad [\text{m}^{1/3}\text{s}^{-1}] \quad \text{Gl. 2}$$

Die Gleichung hat den Vorzug eines sehr weiten Anwendungsbereiches von hydraulischen Radien und Gradienten. Mit dem Beiwert k_{St} werden alle Reibungs- und Verlusteinflüsse summarisch erfasst. Einer ihrer Nachteile ist, dass der Rauheitsbeiwert k_{St} dimensionsbehaftet ist. Nach BRETSCHNEIDER ET AL. (1982) liegen die k_{St} -Werte zwischen 19 und 22 $\text{m}^{1/3}\text{s}^{-1}$ für Wildbäche mit grobem Geröll und bewegter Sohle sowie Werten um 40 $\text{m}^{1/3}\text{s}^{-1}$ für Flussbetten mit fester Sohle und ohne Unregelmäßigkeiten. Je glatter die Wandung des Gerinnes, umso größer werden die k_{St} -Werte.

Die von Darcy und Weisbach entwickelte Fließgleichung

$$v_m = \sqrt{\frac{8 \cdot g}{\lambda} \cdot r_{hy} \cdot I} \quad [\text{ms}^{-1}] \quad \text{Gl. 3}$$

wurde aus der Rohrhydraulik abgeleitet und findet in der jüngeren Literatur zunehmend Verbreitung. Sie weist gegenüber der Chezy- und der Gauckler-Manning-Strickler-Gleichung den Vorzug auf, dass der Reibungsbeiwert λ dimensionslos ist. Allerdings ist auch er ein Summenparameter, der u. a. Einflüsse von Sohlform, Strömungsturbulenz und Uferrauheit einschließt. Differenzierungen im Gewässerquerschnitt können damit nicht erfasst werden.

Neben den Parametern r_{hy} und I , die sich durch Messung bestimmen lassen, hängt das Ergebnis der Berechnung stark vom Rauheitsbeiwert als Eingangsparameter bzw. von der Treffgenauigkeit seiner Schätzung ab. Es sei hervorgehoben, dass es keine Methode zur rechnerischen Bestimmung der Rauheitsbeiwerte gibt. Die Annahme von Werten hat den Charakter einer Einschätzung, was folgerichtig auch auf das Ergebnis der Berechnung zutrifft. Sind allerdings die Fließgeschwindigkeit, der Gerinnequerschnitt und das Gefälle bekannt, kann der Rauheitsbeiwert zurückgerechnet werden. Die rechnerische Bestimmung des Rauheitsbeiwertes auf diesem Wege ist stringent und objektiv.

4.2.2 Material- und Strömungsparameter

Die Berechnung der Froudezahl Fr (Verhältnis von Trägheits- zu Schwerkraft) als Maß für den Fließzustand erfolgt nach

$$Fr = \frac{v^*}{\sqrt{g \cdot h}} \quad [-] \quad h = h_m \quad \text{Gl. 4}$$

Bei $Fr > 1$ herrscht schießendes Fließen, bei $Fr < 1$ strömendes Fließen. Mit Ausnahme von Schussstrecken an Wehren ist auf den untersuchten Laufabschnitten der Mulde bei allen Abflüssen $Fr < 1$, zum größten Teil erheblich kleiner.

Die dimensionslose Reynoldszahl Re setzt die Trägheits- mit den Zähigkeitskräften ins Verhältnis:

$$Re = \frac{4 \cdot v \cdot r_{hy}}{\nu} \quad [-] \quad v = v_m \quad \text{Gl. 5}$$

Sie zeigt an, ob das Fließen laminar ($Re < 2300$) oder turbulent ($Re > 4000$) ist. Dazwischen besteht ein indifferenter Zustand, in dem laminares Fließen erhalten bleibt, wenn es nicht gestört wird, bei Störungen jedoch in turbulentes Fließen umkippt. Aufgrund der geringen Viskosität von Wasser ist das Fließen in offenen Gerinnen fast ausnahmslos turbulent. Laminares Fließen findet sich erst bei viskose- ren Fluiden oder plastischen Stoffen. Allerdings wird bei nicht voll ausgebildeter Rauheitsströmung von einer laminaren Grenzschicht zwischen Gewässersohle und Fluid ausgegangen, die auf das Fließ- verhalten und den Stofftransport Einfluss hat (ZANKE 1996). Als Maßzahl dafür kann die Feststoff- Reynoldszahl Re^* mit

$$Re^* = \frac{v^* \cdot d_m}{\nu} \quad [-] \quad \text{Gl. 6}$$

herangezogen werden. Ab $Re^* > 300$ herrscht voll ausgebildete Rauheitsströmung, d. h. voll ausgebil- dete Turbulenz um das Korn.

Die dimensionslose Feststoff-Froudezahl Fr^* findet mitunter Verwendung anstelle des Shields-Parame- ters:

$$Fr^* = \frac{v^*}{\sqrt{\rho_f \cdot g \cdot d}} \cdot \frac{\tau}{(\rho_f - \rho) \cdot g \cdot d} \quad [-] \quad \text{Gl. 7}$$

Die Schubspannungsgeschwindigkeit v^* hat die Dimension einer Geschwindigkeit, wird jedoch aus denselben Variablen errechnet wie die Schubspannung τ und hängt daher direkt mit ihr zusammen:

$$v^* = \sqrt{g \cdot r_{hy} \cdot I} \cdot \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \quad [\text{ms}^{-1}] \quad \text{Gl. 8}$$

Das Prandtl-Von-Karman-Gesetz besagt, dass die Fließgeschwindigkeit logarithmisch mit der Höhe über der Sohle zunimmt. PITLICK (1992) formuliert den Zusammenhang zwischen mittlerer und Schub- spannungsgeschwindigkeit wie folgt:

$$\frac{v}{v^*} = \frac{1}{K} \cdot \ln \frac{z}{z_0} \quad z_0 = \text{Rauheitslänge} \quad \text{Gl. 9}$$

Interessant ist die Beziehung, weil die Rauheit als Längenmaß auftritt.

Zu denselben Ergebnissen führt der Zusammenhang

$$\sqrt{\frac{8}{\lambda}} \cdot \frac{v_m}{v^*} \quad \text{Gl. 10}$$

In vielen Berechnungen tritt ein kennzeichnender oder charakteristischer Korndurchmesser als Ein- gangsvariable auf. Welcher Wert als geeignet in Frage kommt, kann je nach Autor recht unterschied- lich sein. Sehr häufig finden Perzentilwerte wie d_{50} , d_{65} , d_{84} oder d_{90} Verwendung. Der maßgebliche Korndurchmesser d_m nach MEYER-PETER & MÜLLER (1949) (Gl. 11) repräsentiert Werte der ganzen Korn- größenverteilung. Er stellt den anteilsgewichteten Mittelwert der Korngrößenklassen dar und hat daher einiges repräsentatives Gewicht:

$$d_m = \sum_{i=1}^n (d_i \cdot \Delta p_i) \quad [\text{m}] \quad \text{Gl. 11}$$

d_i = mittlerer Korndurchmesser der Kornfraktion i
 Δp_i = prozentualer Anteil der Kornfraktion

4.2.3 Rauheitseinflüsse

In den verbreiteten Fließgesetzen taucht als Parameter neben dem Gefälle die Rauheit in Form eines Beiwertes als wesentliche steuernde Größe auf. Zur Anwendung muss der richtige Wert geschätzt oder aus Tabellen ermittelt werden. Von der Qualität der Schätzung hängt entscheidend das Ergebnis der anschließenden Berechnung ab, die auf dieser Grundlage nicht mehr sein kann als ihrerseits eine, wenn auch plausible, Schätzung, die für viele Anwendungszwecke genau genug sein mag. Da die Wasserspiegelgradienten grundsätzlich messtechnisch ermittelt werden können und z. B. an der Mulde als hinreichend genau bekannt gelten dürfen, bleiben als einzige Unbekannte in den Fließgleichungen die Rauheitsbeiwerte.

In der älteren Literatur (u. a. BRAY 1979, BATHURST 1978) werden Rauheiten implizit als Kornrauheiten gesehen. So gab es eine Reihe unterschiedlicher Vorschläge, Rauheitsbeiwerte objektiv aus Korngrößenparametern zu bestimmen. Neben den dimensionsbehafteten Beiwerten aus der de Chezy-Gleichung (Gl. 1) und der Gauckler-Manning-Strickler-Formel (Gl. 2) sowie dem dimensionslosen λ aus der Darcy-Weisbach-Formel gibt es die äquivalente Sandrauheit k_s nach Nikuradse (u. a. in DITTRICH 1998, ABERLE 2000) mit der Dimension einer Länge. Abgesehen von der Anschaulichkeit einer Rauheitslänge bietet sich eine Reihe von Längen-Parametern wie Korngröße oder Sohlformhöhe zur direkten oder indirekten Verwendung an.

Wie bereits bei den Fließformeln dargelegt, beinhalten die Rauheitsbeiwerte summarisch alle Rauheitseinflüsse. Der gesamte Fließwiderstand lässt sich in verschiedene Bestandteile zerlegen, wobei die Unterteilungen je nach Autor etwas unterschiedlich ausfallen. EINSTEIN & BARBAROSSA (1952) tragen zum Formwiderstand Sohlformen, Strombänke (stream banks), Flussbiegungen (channel flexures), turbulentes Fließen (spill resistance) und Scherungen des Wasserkörpers (internal flow resistance) bei. BREITSCHNEIDER ET AL. (1982) unterscheiden zwischen einem korn- und einem formbedingten Anteil, KNIGHTON (1998) zwischen dem Reibungswiderstand des Wassers an der Gerinnewandung, dem Gerinnewiderstand, der seinerseits aus Unregelmäßigkeiten der Ufer und Änderungen des Gerinneverlaufs besteht, und dem Widerstand an der freien Wasseroberfläche mit den daraus resultierenden Wellen und Verwirbelungen. Die Auswirkungen von Vegetation und Suspensionsfracht können KNIGHTON (1998) zufolge ebenfalls bedeutend werden. DITTRICH (1998) sieht den Rauheitsbeiwert als Funktion der relativen Rauheit, der Rauheitsstruktur, der Querschnittsform und der Linienführung.

Potentiell energiezehrend wirken die Faktoren

- Oberfläche der Sohle und des Ufers,
- Bewuchs von Sohle und Ufer,
- Sohlformen unterschiedlicher Größe,
- Reibung an der atmosphärischen Luft,
- Laufmuster (Linienführung) des Gerinnes,
- größenordnungsübergreifend die innere Reibung des Fluids, d. h. Wirbel, Wellen, Turbulenzen sowie
- gemäß VANONI & NOMICOS (1960) die Suspensionsfracht.

Es fällt auf, dass sich die Rauheitsfaktoren, die an Grenzflächen zur festen Umgebung des Fluids gebunden sind, in ihrer Größe unterscheiden, die Größenintervalle der Kategorien sich jedoch überschneiden können. In Gebirgsbächen beispielsweise können Einzelkörner die Größe von Sohlstrukturen erreichen oder übertreffen, in Flachlandflüssen ausgebildete Riffle-Pool-Strukturen erreichen die

Länge von Mäanderschleifen. Ein Korn oder Korngemisch übt durch den angeströmten Teil seiner Form einen Widerstand gegen das fließende Wasser aus. Mit zunehmender Kenntnis der Wirkung von Sohlformen wuchs die Bedeutung geometrischer Maße zur Abschätzung der Rauheit und mündete in der Erkenntnis, dass auch Korngemische ursächlich über die Unregelmäßigkeit der von ihnen gebildeten Grenzfläche zum Fluid hin reibungswirksam werden und nicht über eine mehr oder weniger willkürlich selektierte Korngröße.

Die Rauheitsbeiwerte der Fließformeln (Gl. 1 bis Gl. 3) sehen zunächst keine Differenzierung vor. KNIGHTON (1998: 101) bemerkt dazu „Bei den Berechnungen von Rauheiten mit entsprechenden Formeln werden die anderen Widerstandskomponenten implizit und undifferenziert eingeschlossen. Versuche, sie auseinanderzuidividieren, hatten bisher nur qualitativen Erfolg“ (Übersetzung durch den Verfasser). Dem Problem, wenn es denn berücksichtigt wird, wird gemeinhin begegnet, indem die Beiwerte in Anteile zerlegt werden. Dabei gilt, dass die Darcy-Weisbach-Beiwerte und die äquivalenten Sandrauheiten additiv zerlegt werden können, also $\lambda_{\text{gesamt}} = \lambda_{\text{Korn}} + \lambda_{\text{Form}}$. Das ist bei den Manning-Strickler-Beiwerten nicht der Fall. EINSTEIN & BARBAROSSA (1952) teilen die Sohlschubspannung bzw. das Energieliniengefälle, also den Potentialverlust pro Lauflängeneinheit, additiv in die Anteile für den Kornwiderstand und die für den Formwiderstand.

Wenngleich die ursprüngliche Aufteilung der Rauheit in Korn- und Formrauheit, gegebenenfalls noch erweitert um die Systemrauheit, aus diesen Überlegungen heraus als etwas vereinfacht erscheint, soll dennoch im herkömmlichen Sinn darauf Bezug genommen werden. Gerade an der Mulde belegen Korn- und Formrauheit keine überschneidenden sondern disjunktive Intervalle auf der Skala der Größenordnungen. Die Systemrauheit, also die Linienführung des Gerinnes, wird im Weiteren der Formrauheit zugeschlagen.

4.2.3.1 Kornrauheit

Die Schwierigkeit bei der Anwendung von Fließformeln besteht in der Wahl eines aussagekräftigen Korndurchmessers. DITTRICH (1998) schlägt in Anlehnung an andere Autoren, u. a. HEY (1989), vor, bei mittelkiesigem Sohlmaterial $k_s = 3.5 d_m$ und bei grobkiesigem $k_s = 3.5 d_{84}$ zu wählen. Der maßgebende Korndurchmesser d_m berücksichtigt zu einem gewissen Grad die Kornverteilungscharakteristik eines Gemisches und ist daher den häufig verwendeten Perzentilwerten überlegen. Verbreitet wird die Kornrauheit auf die Gerinnetiefe bezogen und dann als relative Rauheit d/h oder d/r_{hy} bezeichnet.

Die zahlreichen, mitunter sehr unterschiedlichen Vorschläge anderer Autoren, die mehr oder weniger gut in den jeweiligen Untersuchungen zutrafen, vermögen nicht die entscheidenden Schwächen des Konzepts zu kompensieren. Kornrauheit kann zwar die dominierende Komponente in Gerinnen mit kiesigem oder steinigem Material sein, jedoch nimmt der Einfluss der Kornrauheit mit steigenden Wasserständen ab. Die wesentlichen Nachteile der ausschließlich korngrößenbasierten Rauheitsabschätzungen sind:

- Die mangelnde Berücksichtigung der Ungleichförmigkeit von Korngemischen, die über die Effekte des Herausragens und des Einbettens individueller Körner (hiding and protrusion) die effektiven Rauheiten stark verändern kann.
- Die Nichtberücksichtigung von Widerständen, die von der Reibung an der Gerinnewand unabhängig sind, also der Formrauheit im weitesten Sinn.

- Die Notwendigkeit, aus einer gegebenen äquivalenten Sandrauheit Rauheitsparameter mit anderen Dimensionen ermitteln zu müssen. Umrechnungsmöglichkeiten stehen zwar zur Verfügung, gelten jedoch nur unter eingeschränkten Bedingungen.
- Die Notwendigkeit, die Korngrößenverteilung des Sohlmaterials zu kennen, d. h. Sohlproben zur Bestimmung der Korngrößenverteilungen gewinnen und untersuchen zu müssen. Da die benötigte Probenmenge mit der größten vertretenen Korngröße überproportional ansteigt, kann die Gewinnung einer repräsentativen Probe von Gewässersohlen mit sehr grobem Material unter Umständen nicht nur schwierig, sondern sogar unmöglich sein.
- Die mangelnde Berücksichtigung der Rauheitsstruktur, d. h. der Form, Anordnung und Dichte individueller Rauheitselemente.
- Die Nichtberücksichtigung der Abflussabhängigkeit von Widerstandsbeiwerten (RICHARDS 1973), wobei dies im engeren Sinn nicht der Verwendung sedimentologischer Parameter, sondern dem Konzept der querschnittsgemittelten Fließgeschwindigkeitsbestimmung immanent ist.

Bei querschnittsdifferenzierenden Verfahren steigt der Probennahme- und Messaufwand mit der Verfeinerung des Aufnahmerasters und der Gewässerbreite. In diesem Zusammenhang ist das Verfahren von ERGENZINGER (1992) zu nennen, bei dem mit der Lotung von Gerinnequerschnitten mit Gerinnebreiten um und unter 10 m in Abständen von 10 cm querschnittsdifferenzierte Rauheiten bestimmt werden. KOLL & DITTRICH (1999) gehen anhand von Sohlmaterialproben des Rheins und der Elbe differenziert auf die querschnittsdifferenzierte Bestimmung des k_{st} -Wertes ein.

Bei breiten, flachen Gerinnen mit $b/h > 30$ findet zu einem gewissen Grad die Querschnittsform Eingang in die Fließformeln über den hydraulischen Radius r_{hy} , der dann anstelle der mittleren Tiefe h_m eingesetzt werden sollte. Allerdings ist der Einfluss gering, berücksichtigt nicht die Querschnittsform im engeren Sinne und bedarf der aufwendigen Vermessung des Gerinnequerschnitts zur Berechnung des benetzten Umfangs P .

In diesem Zusammenhang ist die Rauheitsdichte zu nennen, mit der Probleme der Bestimmung der kornbedingten Rauheit, also der Mikrorauheit aufgegriffen wurden. Das Verhältnis der geometrischen Rauheitserhebung k zur äquivalenten Sandrauheit k_s ist eine Funktion der Rauheitselemente und ihrer Anordnung (ABERLE 2000). Aberle stützt sich dabei auf Vorarbeiten von DITTRICH & SCHERER (1996), DITTRICH (1998) und ROSPORT (1998). Dem Konzept liegt die Überlegung zugrunde, dass die Rauheitselemente nicht nur über ihre Größe, sondern auch über ihre Form und ihre Anordnung reibungswirksam werden. Die Rauheitsdichte c_k wird in dem geometrisch orientierten Konzept nach DITTRICH (1998) definiert als Quotient der angeströmten Elementfläche und ihrer Grundfläche. Diese Größen sind in der Praxis bzw. in natürlichen Gerinnen schwer zu bestimmen. Die Bedeutung der Rauheitsdichte nimmt mit abnehmender relativer Überdeckung zu.

Bei der Auswertung eigener sowie der Daten anderer Autoren stellt DITTRICH (1998) ein Wirkungsmaximum bei Werten von $c_k \approx 0,26$ fest. Eine größere Dichte von Rauheitselementen, die eine höhere angeströmte Fläche bei gleichbleibender Grundfläche zur Folge hätten, führt danach nicht zu einer weiteren Steigerung der Rauheitswirkung, sondern im Gegenteil zu einer Abnahme.

4.2.3.2 Formrauheit

Die Arbeiten zur Rauheitswirkung von Formeigenschaften des Gerinnes stehen einander eher gegenüber, als dass sie aufeinander aufbauen oder sich ergänzen. Gemeinhin wird die Höhe, die Steilheit

der Sohlformen oder ein aus der Höhe zu ermittelnder Parameter mit dem Betrag der Rauheit in Verbindung gebracht. Die weit überwiegende Mehrheit der Arbeiten bezieht sich auf Sandbettgerinne.

Neben den Formwiderständen im Längsverlauf können Reibungsverluste durch Krümmungen, auch als Systemrauheit bezeichnet, eine bedeutende Rolle spielen. Nach Untersuchungen von LEOPOLD ET AL. (1960) besteht bei strömendem Fließen ein linearer Zusammenhang zwischen dem Beitrag der krümmungsbedingten Reibung zur Gesamtreibung und dem Verhältnis zwischen Gerinnebreite b und Krümmungsradius r_{hy} . Der Zusammenhang wird bei schießendem Fließen quadratisch, was an der Mulde jedoch nicht relevant ist, da die Froudezahlen an der Mulde außerhalb der Wehre auch bei Hochwasser $\ll 1$ sind.

Der Anteil der Krümmungsverluste im Vergleich zu den Reibungsverlusten kann bei engen Krümmungen, wenn Breite und Krümmungsradius gleich groß sind und der Quotient $b/r_{kr} = 1$ wird, bis auf das Doppelte der Sohlen- und Wandreibung anwachsen. Solche Krümmungen sind an der Mulde jedoch eine sehr seltene Ausnahme. Mit einem Beitrag der Krümmung zur Reibung ist an der Mulde erst bei Krümmungsradien $r_{kr} < 250$ m zu rechnen. Der Ansatz von LEOPOLD ET AL. (1960) wird von DITTRICH (1998) zur Abschätzung von Energieverlusten durch Krümmungen empfohlen. Bei den Geländeuntersuchungen zu der vorliegenden Arbeit wurde Sorge getragen, Laufabschnitte mit möglichst großen Radien, d. h. möglichst wenig gekrümmte Laufabschnitte zu selektieren.

Die bedeutende Wirkung der Formrauheit wurde bereits in der Geschiebetransportformel von MEYER-PETER & MÜLLER (1949) mit dem Riffel-Faktor μ berücksichtigt, der sich auf Kleinformen im Längsverlauf des Gerinnes bezieht. Er ergibt sich aus dem Verhältnis von Form- und Kornrauheit und kann die wirksame Schleppspannung erheblich reduzieren. Damit wurde der potentiell erhebliche Beitrag von Sohlformen zur Gesamtrauheit des Gerinnes und seine Wirkung auf den Geschiebetransport erkannt und quantitativ berücksichtigt.

Die wirksame Schubspannung $\tau = \mu \cdot \rho_w \cdot g \cdot I \cdot r_{hy,so}$ wird durch den Riffelfaktor μ reduziert, weshalb nur noch eine durch Formeinflüsse reduzierte Schubspannung für den Geschiebetransport zur Verfügung steht. Der Riffle-Faktor berechnet sich aus

$$\mu = \left(\frac{k_{st}}{k} \right)^2 \quad [-] \quad \text{Gl. 12,}$$

wobei k Werte zwischen $1 \cdot k_{st}$ und $2 \cdot k_{st}$ annehmen kann (BRETSCHNEIDER ET AL. 1982). Die Werte von μ liegen dann in einem Bereich zwischen 0,35 bei großer Formrauheit und 1 bei ebener Sohle. Im Falle einer großen Makrorauheit wäre eine Reduktion der für den Geschiebetransport wirksamen Schubspannungskräfte auf bis zu einem Drittel möglich.

SQUARER (1970) schlägt die Standardabweichung der Sohlhöhen (Wassertiefen) als Index für die Höhe der Formrauheit vor. Über einen Sohlabschnitt von ausreichender Länge, d. h. über mindestens eine Riffle-Pool-Abfolge aus Wassertiefen bzw. Sohlhöhen berechnete Standardabweichungen sind ein sicheres Maß für die Amplitude der Sohlundulationen bzw. für die Streuung von Wassertiefen bzw. Sohlhöhen um einen mittleren Wert, nämlich die mittlere Wassertiefe. Der Wert ist unabhängig von der Wellenlänge der Sohlformen. Der Wert ist, sofern Längspeilungsdaten vorliegen, so einfach zu ermitteln wie aussagekräftig. Er eignet sich sowohl für Großformen, nach einer geeigneten Trendbereinigung aber ebenso für Kleinformen.

HEY (1979) schlägt vor, das universelle Fließgesetz um einen Formfaktor a zu erweitern, der mit morphometrischen Merkmalen des Gerinnes ermittelt werden kann und in seinem Wertebereich zwischen 11,09 für sehr breite Gerinne und 13,46 für kreisförmige Rohre schwanken kann. Die Rauheitsbestimmung würde dann erfolgen nach

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = 2,5 \cdot \ln\left(\frac{a \cdot r_{hy}}{3,5 \cdot d_{84}}\right) \quad a = \text{Querschnitts-Formfaktor nach HEY (1979)} \quad \text{Gl. 13}$$

In die Bestimmung des Faktors a gehen nur ausgewählte morphometrische Merkmale ein, und sein Einfluss auf den Rauheitsbeiwert λ ist verhältnismäßig gering. Darüber hinaus wird mit der verbreiteten Verwendung des hydraulischen Radius r_{hy} anstelle der mittleren Tiefe h_m dem Einfluss der Querschnittsform bereits in gewisser Hinsicht Rechnung getragen.

PARKER & PETERSON (1980) teilen den in Fließgleichungen verwendeten Widerstandbeiwert, der alle Rauheitseffekte enthält, in einen korn- und einen formbedingten Anteil analog zu der von EINSTEIN & BARBAROSSA (1952) vorgenommenen Teilung des Gesamtgefälles in Korn- und Formgefälle. Sie schlagen Verfahren zur Berechnung des formbedingten Anteils vor, die auf der Kenntnis von Q , b , I und h , also im Wesentlichen von geometrischen Größen, beruhen. Als Maß für die Kornrauheit wählen sie $2 \cdot d_{90}$. Der Ansatz wurde für Makrosohlformen entwickelt.

VAN RIJN (1982, 1984c) extrahiert aus einem großen Datensatz aus Sandbettgerinnen einen annähernd linearen Zusammenhang zwischen der äquivalenten Sandrauheit k_s und der Steilheit der Sohlform Δ/Λ . Er lautet für die äquivalente Sandrauheit einschließlich des Formanteils k_s ,

$$k_s = 3 \cdot d_{90} \cdot 1,1 \cdot \Delta \cdot \left(1 - e^{-25 \frac{\Delta}{\Lambda}}\right) \quad [\text{m}] \quad \text{Gl. 14}$$

bzw. für den Formanteil der äquivalenten Sandrauheit $k_{s,\text{Form}}$

$$k_{s,\text{form}} = 1,1 \cdot \Delta \cdot \left(1 - e^{-25 \frac{\Delta}{\Lambda}}\right) \quad [\text{m}] \quad \text{Gl. 15}$$

Der Wertebereich der k_s -Werte liegt zwischen 20 bis 100 % der Höhe der Sohlform, also in der Größenordnung der Sohlformhöhe, ausgedrückt als äquivalente Sandrauheit, wenn Δ/Λ groß genug wird. Tendenziell tragen Sohlformen umso stärker zur Rauheit bei, je höher sie sind. Der Wertebereich des von Van Rijn ausgewerteten Datensatzes endet allerdings in dem Bereich, in dem die an der Mulde gemessenen Werte beginnen.

PRESTEGAARD (1983a) stellt ebenfalls die große Bedeutung der Formrauheit heraus, die in den von ihr untersuchten Laufabschnitten 50 bis 75 % der Gesamtrauheit betragen kann. Sie variiert die Variablen der Keulegan-Beziehung gegenüber dem Ansatz von PARKER & PETERSON (1980), wählt als äquivalente Sandrauheit d_{84} und berechnet das Korngefälle aus

$$I_{\text{Korn}} = \frac{v_m}{g \cdot h} \cdot \left(6,25 - 5,75 \cdot \log \frac{h}{d_{84}}\right) \quad [-] \quad \text{Gl. 16}$$

PRESTEGAARD (1983a) arbeitete im Intervall relativer Überdeckungen von 1 bis 10, bzw. in Tiefenbereichen von 0,25 bis 1,0 m und d_{84} -Werten von 50 bis 250 mm, $Q < 30 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, $I = 3,6$ bis $0,12$ %, d. h. in flacheren, steileren Gewässern mit erheblich größerem Sohlmaterial im Vergleich zur Mulde. Bei einer Analyse statistischer Korrelationen zwischen verschiedenen hydraulischen Variablen auf verschiedenen Untersuchungsstrecken stellt PRESTEGAARD (1983b) eine sehr gute bis gute Korrelation der Rauheitselemente und Widerstandsbeiwerte mit dem Wasserspiegelgefälle fest. Auch die Sohlmaterialgröße und die Magnitude der Sohlundulationen korrelieren lokal und generell gut mit dem Wasserspiegelgefälle. ASHWORTH & FERGUSON (1989) bestätigen grundsätzlich ihren Ansatz.

Nach dem Ansatz von MILLER & WENZEL (1985) gehen Energieverluste auf den Fließwiderstand und lokale Effekte zurück, d. h. auf die Kontraktion und Expansion des Fließquerschnitts aufgrund von Riffle-Pool-Abfolgen. Sinngemäß hatte sich bereits BATHURST (1981) geäußert. Eine weitere Differenzierung der Verlustanteile wird nicht vorgenommen. Der Fließwiderstandsanteil lässt sich der Kornrauheit zuordnen, die lokalen Effekte der Formrauheit. Die Autoren teilen in Anlehnung an EINSTEIN &

BARBAROSSA (1952) analog das Energieliniengefälle I_E auf in einen Anteil für den Fließwiderstand I_F und einen für Kontraktion-/Expansionseffekte I_L , die miteinander in der Beziehung

$$I_E = I_F + I_L \quad [-] \quad \text{Gl. 17,}$$

stehen, sich also additiv verhalten (MILLER & WENZEL 1985: 1432). I_L zwischen zwei selektierten Querschnitten lässt sich schätzen mit

$$I_L = C \cdot \frac{v^2}{2 \cdot g \cdot l} \quad [-] \quad \text{Gl. 18}$$

wobei l der Abstand zwischen den Querschnitten, v die Eingangs- bzw. Ausgangsgeschwindigkeit und C der Kontraktions- bzw. Expansionskoeffizient ist, der sich aus dem Quotienten der beiden Fließquerschnitte ergibt. Der Ansatz ist physikalisch begründet und sollte daher Allgemeingültigkeit haben. Ersetzt man I_L durch $\Delta h_L/l$ und $v^2/2g$ durch die Geschwindigkeitshöhe h_{kin} , ergibt sich

$$\frac{\Delta h_L}{h_{kin}} = C \quad [-] \quad \Delta h_L = \text{Verlusthöhe durch Kontraktion/Expansion} \quad \text{Gl. 19.}$$

Die Beziehung zeigt, dass der Koeffizient C implizit die formbedingte Verlusthöhe linear mit der Geschwindigkeitshöhe ins Verhältnis setzt. Bei Kontraktion wird $\Delta h_L > h_{kin}$ und damit $C > 1$.

MILLER & WENZEL (1985) schließen aus der Einengung oder Erweiterung auf einen Rauheitseffekt bzw. von hohen Rauheitsbeiwerten λ in den Pools auf hohe Formrauheit dort. Sie konstatieren abschließend, dass die genaue Kenntnis der Riffle-Pool-Querschnittsgeometrie für die Modellierung der Niedrigwasserhydraulik unabdingbar ist. Die Herangehensweise ist für Riffle-Pool-Abfolgen interessant, weil die Gerinnegeometrie explizit Berücksichtigung findet. Er wurde jedoch eigentlich zur Abschätzung der Wassertiefe, der Fließgeschwindigkeit und der Rauheit unter Niedrigwasserbedingungen entwickelt.

Der Ansatz von HEY (1989) basiert auf den Annahmen, dass die Fließgeschwindigkeit von den Riffles gesteuert wird und, in Anlehnung an MILLER & WENZEL (1985), die Energieverluste durch den Wechsel von Expansion und Kontraktion der Fließquerschnitte verursacht werden. Die Darcy-Weisbach-Rauheitsbeiwerte der Riffle-Querschnitte werden aus deren morphometrischen Parametern (h , b , l) ermittelt und zur durchschnittlichen Rauheit ins Verhältnis gesetzt. Als Kornrauheitswert wird $3,5 d_{84}$ angenommen. Das Konzept der Rückrechnung von Rauheitsbeiwerten ist erfolgversprechend, weil als Eingangsparameter morphometrische Werte verwendet werden können.

Eine Weiterentwicklung der traditionellen Ansätze, bei denen die Kornrauheit aus sedimentologischen Parametern, zumeist ausgewählten Korndurchmessern, abgeleitet wurden, findet in den 1990er Jahren statt. Ihr liegen Arbeiten von ERGENZINGER (1992) an einem Wildbach zugrunde, in denen geometrische Größen des Gerinnebetts für Rauheitsbetrachtungen herangezogen wurden, die durch räumlich hochaufgelöste Querschnittsvermessungen der Sohle bestimmt werden.

Überlegungen zur Entwicklung geometrie-bezogener Ansätze basieren auf der Erkenntnis, dass Rauheitselemente durch ihre Geometrie zwischen Sohle und Gewässer eine Rauheitswirkung entfalten, ungeachtet dessen, ob es sich dabei um einzelne Sohlpartikel oder um aus Sohlpartikeln zusammengesetzte Formen handelt. Die Korngrößenzusammensetzung der Sohle tritt in den Hintergrund, womit auch die Probleme der Bestimmung eines charakteristischen, bestimmenden oder maßgeblichen Korndurchmessers entfallen.

Die Verwendung geometrischer Parameter zur Bestimmung der Formrauheit ist bei Sandbettgerinnen gängige Praxis, bei Kiesbettgerinnen bzw. größeren Fließgewässern bislang jedoch kaum verbreitet.

CARLING & ORR (1999) verwenden hydrographische Längsschnitte der Sohle des Severn zur Aufnahme und Analyse der Sohltopographie, nicht jedoch für hydraulische Überlegungen.

ERGENZINGER & STÜVE (1989), ERGENZINGER (1992), DE JONG (1995), DE JONG & ERGENZINGER (1998) ziehen die tatsächliche Unebenheit der Sohle im Querschnitt heran. Sie ermittelten aus hochauflösenden Peilungen der Gerinnesohle k_3 -Werte. Das sind gleitende Maxima der Abweichungen von je drei Sohlpeilungswerten innerhalb eines Intervalls von 30 cm. Das Ergebnis besteht aus einem ganzen Satz von Rauheitswerten, der die Differenzierung der Rauheit über den Fließquerschnitt abbildet. Die Gewinnung und Analyse von Sohlproben wird mit diesem Verfahren überflüssig. Allerdings wendete Ergenzinger die Methode nur auf Querschnitte an. Der k_3 -Wert ist mit der trendbereinigten Standardabweichung der Peilungen eng korreliert.

Die Arbeiten, die sich mit der querschnittsdifferenzierten Verteilung und hochwasserbegleitenden Dynamik der Rauheit beschäftigen, wurden u. a. von ROSPORT (1998), ABERLE (2000), LEE & FERGUSON (2002) sowie SMART ET AL. (2004) aufgegriffen, verwendet und weiterentwickelt. Mit den Größenskalen von korn- und formbedingter Rauheit setzen sich CLIFFORD ET AL. (1992b) auseinander. Sie entwickeln ein mathematisches Instrumentarium zur Unterscheidung von Einzelkornrauheit und der von aus Einzelkörnern zusammengesetzten Formen. Ihre Methode ist allerdings auf Kleinformen beschränkt.

Der Vergleich der Energiebilanzen an unterschiedlichen Querschnitten kann als Instrument herangezogen werden, um Angaben über ihre Zehrung im fluvialen System zu bekommen. Es liegt die einfache Überlegung zu Grunde, dass die Summe von potentieller und kinetischer Energie im fluvialen System stromab nur monoton fallen kann. In anderen Worten ist das Energieliniengefälle aufgrund der unterschiedlichen Reibungsverluste ungeachtet auch lokaler Veränderungen wie Fließwechsel stets stromabwärts geneigt.

Die Energieverluste auf einem Laufabschnitt sind ein objektives Maß für über die Reibung in Turbulenz und Wärme umgesetzte Energie. Voraussetzung dafür ist die Kenntnis der Wasserspiegellagen und der Fließgeschwindigkeiten an zwei repräsentativen Querschnitten am Anfang und Ende des ausgesuchten Abschnitts. Zwischen zwei Querschnitten mit den Indizes 1 und 2, die in einer Entfernung $l_{1,2}$ stromabwärts angeordnet sind, gilt

$$I_E \cdot l_{1,2} \frac{1}{2g} \cdot (v_1^2 - v_2^2) = h_1 - h_2 \quad [\text{m}] \quad \text{Gl. 20}$$

h_1, h_2 = absolute Wasserspiegellagen an den Querschnitten 1 und 2
 v_1, v_2 = mittlere Fließgeschwindigkeiten v_m an den Querschnitten 1 und 2.

Bei Geschwindigkeitskonstanz nimmt der Klammerausdruck den Wert Null an und die Wasserspiegellinie verläuft parallel zur Energielinie, bzw. die Wasserspiegellagendifferenz zwischen den Profilen ist gleich der Höhendifferenz der Energielinie zwischen den Querschnitten. Bei einer Beschleunigung zwischen den Querschnitten ist das Wasserspiegelgefälle größer, bei einer Verzögerung kleiner als das Energieliniengefälle. Mit Kenntnis der Wasserspiegellagen und Fließgeschwindigkeiten sowie gegebenem Abstand $l_{1,2}$ zwischen den Querschnitten lässt sich so der Gesamtenergieverlust ermitteln und die irreversiblen, also reibungsbedingten Verluste, lassen sich ausweisen.

Da nach ZANKE (1993) die Energieverlusthöhe auf einer Fließstrecke l

$$h_v = \lambda \cdot \frac{l \cdot v^2}{8 \cdot g \cdot r_{hy}} \quad [\text{m}] \quad \text{Gl. 21}$$

beträgt, wird im Vergleich mit Gl. 20 deutlich, dass die Abschätzung des Rauheitsbeiwertes λ durch die Bestimmung der Geschwindigkeitshöhen und der Wasserspiegellagen ersetzt werden kann. Wenn-

gleich der Messaufwand groß ist, kann durch ein objektives Verfahren die fehleranfällige Schätzung von λ substituiert werden.

4.2.3.3 Konversion von Rauheitsparametern

Bei voll ausgebildeter Turbulenz können Manning-Strickler-Beiwerte, Darcy-Weisbach-Beiwerte und äquivalente Sandrauheiten rechnerisch ineinander überführt werden. Das verbessert die Vergleichbarkeit mit anderen Arbeiten sowie mit kornbasierten Rauheitsmaßen.

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = 2,33 \cdot \left(\frac{k_s}{4 \cdot r_{hy}} \right)^{\frac{1}{6}} \quad [-] \quad \text{Gl. 22}$$

oder

$$\lambda = 0,184 \cdot \left(\frac{k_s}{4 \cdot r_{hy}} \right)^{\frac{1}{3}} \quad [-] \quad \text{Gl. 23}$$

aus DITTRICH (1998: 61) nach DVWK (1990). Die Auflösung nach k_s ergibt

$$k_s = 642,1 \cdot \lambda^3 \cdot r_{hy} \quad [\text{m}] \quad \text{Gl. 24}$$

Für relative Rauheiten $k_s/h > 10^{-3}$ bzw. relative Überdeckungen von $h/k_s > 10^3$ gilt zwischen dem Strickler-Beiwert k_{St} und der äquivalenten Sandrauheit k_s mit sehr guter Näherung der Zusammenhang

$$k_{St} = 5,87 \cdot \sqrt{2 \cdot g} \cdot k_s^{\frac{1}{6}} \quad [\text{ms}^{1/3}] \quad \text{Gl. 25}$$

bzw. aufgelöst nach k_s

$$k_s = (5,87 \cdot \sqrt{2 \cdot g})^6 \cdot k_{St}^6 \quad [\text{m}] \quad \text{Gl. 26}$$

Die Gültigkeitsbedingungen waren an der Mulde bei jedem der beobachteten Ereignisse gegeben. ABERLE (2002) schlägt in Anlehnung an Meyer-Peter & Müller $k_s = d_{90}$, DITTRICH (1998) $k_s = 3,5 \cdot d_m$ vor.

4.2.4 Schubspannung und Materialbewegung

Die querschnittsgemittelte Schubspannung τ ist eine Funktion des Energieliniengefälles I und des hydraulischen Radius r_{hy} , der bei großen Gerinnebreiten b mit der mittleren Tiefe h_m gleichgesetzt werden kann:

$$\tau = \rho \cdot g \cdot r_{hy} \cdot I \quad [\text{Nm}^{-2}] \quad \text{Gl. 27}$$

Ihre physikalische Dimension ist die selbe wie die des Drucks, jedoch wirkt bei der Schubspannung die Kraft nicht senkrecht, sondern parallel zur Fläche. Die Schubspannung, die bei Bewegungsbeginn herrscht, wird als kritische Schubspannung τ_{crit} bezeichnet.

Die Strömungsleistung (stream power) Ω ist

$$\Omega = \rho \cdot g \cdot Q \cdot I \quad [\text{Wm}^{-1}] \quad \text{Gl. 28}$$

Die Einheits-Strömungsleistung (unit stream power) ω ist die auf die Einheitsbreite von 1 m bezogene Strömungsleistung Ω . Sie entspricht bei breiten, flachen Querschnitten ($b > 30 h_m$) dem Produkt aus Schubspannung τ und mittlerer Fließgeschwindigkeit v_m

$$\omega = \frac{\rho \cdot g \cdot Q \cdot I}{b} \quad [\text{Wm}^{-2}] \quad \text{Gl. 29}$$

Die Bestimmung der treibenden Kräfte alleine reicht für die Einschätzung von Materialmobilität und Materialtransportrate nicht aus, da das Gerinne der Strömung je nach Material -und Formausstattung unterschiedlich starken Widerstand entgegengesetzt. Zur Orientierung sind kritische Schubspannungswerte gemäß DIN 19661 bei vorherrschendem Einzelkorngefüge für unterschiedliche Sohlmaterialien aus BRETSCHNEIDER ET AL. (1982) und BOLLRICH (2000) in Tab. 4.1 zusammengestellt.

Tab. 4.1: Kritische Schubspannungen für verschiedene nicht-kohäsive Korngrößengemische nach BRETSCHNEIDER ET AL. (1982) und BOLLRICH (2000)

Kornfraktion	Korngröße [mm]	τ_{crit} [Nm ⁻²]
Mittelsand	0,2 bis 0,63	2
Grobsand	0,63 bis 1	3
Grobsand	1 bis 2	4
Grobsand	0,63 bis 2,0	6
Grobsand (Bollrich)	0,63 bis 2,0	3 bis 6
Kies-Sand-Gemisch, festgelagert, langanhaltend überströmt	0,63 bis 6,3	12
Feinkies (Bollrich)	2 bis 6,3	8 bis 12
Mittelkies	6,3 bis 20	15

Durch Einsetzen der kritischen Schubspannungswerte und des Energieliniengefälles in Gl. 27 lässt sich die kritische Tiefe, also die mittlere Tiefe bei Bewegungsbeginn, abschätzen. Allerdings streuen die Ergebnisse nicht weniger als die kritischen Schubspannungswerte und können daher allenfalls als Orientierung dienen.

Einer der grundlegenden Zusammenhänge zwischen Strömung, Sohlmaterial und Geschiebebewegung wurde von Shields 1936 in Laborversuchen ermittelt. Er führte die Strömungsintensität Θ - synonym τ^* - ein, auch als dimensionslose Schubspannung und später als Shields-Parameter bezeichnet. Dabei wird die absolute Schubspannung (Gl. 27) auf die charakteristische Korngröße des Sohlmaterials d_{ch} bezogen:

$$\Theta = \frac{\tau}{(\rho_F - \rho) \cdot g \cdot d_{ch}} \quad [-] \tag{Gl. 30}$$

oder

$$\Theta = \frac{\rho_W \cdot r_{hy} \cdot I_E}{(\rho_F - \rho_W) \cdot d_{ch}} \quad [-] \tag{Gl. 31}$$

Welcher Korngrößenwert als charakteristischer verwendet wird, bleibt dem Anwender überlassen. Der von MEYER-PETER & MÜLLER (1949) vorgeschlagene maßgebliche Korndurchmesser d_m (Gl. 11) empfiehlt sich durch sein hohes repräsentatives Potential.

Bei Werten von $Re^* > 300$ wird der kritische Shields-Parameter konstant mit $\tau^*_{crit} = 0,047$ Durch Einsetzen in Gl. 31 und Kenntnis zweier weiterer Eingangsparameter lässt sich der jeweils verbleibende, also r_{hy} , I_E oder d_{ch} , berechnen. Beispielsweise ist $r_{hy} = Fkt. (I, d_{ch})$. Es muss sichergestellt sein, dass voll ausgebildete Rauheitsströmung herrscht, d. h. Re^* muss > 300 sein.

In der Formel nach MEYER-PETER & MÜLLER (1949) wird die bei Geschiebebeginn herrschende als kritische Schubspannung betrachtet und die darüber hinausgehende als überschüssige bzw. transportwirksame:

$$m_g \frac{8}{g} \cdot \frac{\rho_F}{\rho_F \rho_W} \cdot \sqrt{\frac{1}{\rho_W} \cdot (\mu \cdot \rho_W \cdot g \cdot r_{hy, So} \cdot I \cdot Fr_{crit}^* \cdot \rho' \cdot \rho_W \cdot g \cdot d_m)^3} \frac{8}{g} \cdot \frac{\rho_F}{\rho_F \rho_W} \cdot \sqrt{\frac{1}{\rho_W} \cdot (\tau - \tau_{crit})^3} \quad [kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}] \quad Gl. 32$$

$$Fr_{crit}^* = \text{Feststoff-Froudezahl bei Bewegungsbeginn} = 0,28$$

Die Gesamtschubspannung wird um die als kritisch angenommene Schubspannung reduziert. Ist die Differenz kleiner Null, ist die Sohle in Ruhe. Erst bei einer überschüssigen Schubspannung > 0 herrscht Geschiebetrieb. Die Übergänge sind in der Realität differenzierter, brauchen im Rahmen der Fragestellung hier jedoch nicht weiter ausgeführt zu werden.

Der Festlegung der kritischen Schubspannung oder in anderen Worten der Bestimmung des Bewegungsbeginns kommt entscheidende Bedeutung zu. MEYER-PETER & MÜLLER (1949) geben $\Theta_{crit} = 0,047$ an, VON RIBBERINK (in DVWK 1992) 0,031. Einem unveränderlichen Grenzwert haben jedoch in der Vergangenheit zahlreiche Beobachtungen widersprochen. ZANKE (1992) unternimmt den Versuch, das Problem probabilistisch zu lösen. BOLLRICH (2000) gibt eine Spanne von 0,03 bis 0,06 an.

Die weite Spanne möglicher Werte, die von CARLING (1983, 1988) und CHURCH (1978), u. a. in Abhängigkeit von der Kompaktion des Sohlmaterials, von 0,02 bis 0,1 angegeben wird, führt bei der Verwendung in Geschiebetransportformeln zu weit divergierenden Ergebnissen, wobei die kritischen Schubspannungswerte nicht die einzige Quelle der Divergenz darstellen. Gemäß CARLING ET AL. (1992) haben überdies die Orientierung und Form der Sohlpartikel sowie die Formrauheit und gemäß ANDREWS (1984) sogar das Material unter der Gewässersohle Einfluss auf den Bewegungsbeginn.

Die bisherigen Überlegungen beziehen sich auf den Transport an der Gewässersohle, dem Geschiebetrieb. Bei ausreichender Verfügbarkeit muss jedoch auch mit Suspensionstransport – je nach Strömungsbedingungen auch größeren Materials – gerechnet werden. Die Korngrößengrenzen zwischen Geschiebe und Schweb sind generell fließend und können überdies lokal variieren.

Als überschlägiges Kriterium für die Unterscheidung von Suspensions- und Geschiebetransport kann die Rouse-Zahl Z (ROUSE 1965, BRETSCHNEIDER ET AL. 1982), im vorliegenden Fall mit der Sinkgeschwindigkeit v_s nach VAN RIJN (1984b), herangezogen werden:

$$Z = \frac{v_s}{\kappa \cdot v_*} \quad [-] \quad Gl. 33$$

Rouse-Zahlen von 0,1 bis 3 zeigen Schwebtransport, ab > 5 Geschiebetransport an. Für $3 < Z < 5$ befindet sich das Material in einem Zwischenzustand. Den Übergang zwischen Geschiebe- und Schwebfracht berücksichtigt auch VAN RIJN (1984a).

Die Rouse-Zahl ist kein einfaches Kriterium für den Übergang von Geschiebe- zu Schwebtransport, sondern tritt als Exponent in dem von Rouse entwickelten empirischen vertikalen Konzentrationsverteilungsgesetz für die Schwebstoffkonzentration im Gerinne auf (ZANKE 2002). Sie bestimmt die Form der jeweiligen Verteilungskurve der Schwebstoffkonzentration in der Vertikalen. So ist selbst bei $Z > 5$ Material in Suspension, allerdings nur sohnah und in geringer Konzentration. Mit sinkenden Z -Werten steigen die Konzentrationen, wobei stets in Sohnähe die höchsten auftreten und mit zunehmender Höhe über der Gerinnesohle geringer werden. Der Grenzwert von $Z = 5$ kennzeichnet den Beginn wachsender Schwebstoffkonzentrationen und stellt keine scharfe Grenze zwischen einander ausschließenden Zuständen dar.

Bei $Z = 1$ reicht der Schwebstofftransport schon fast bis an die Wasseroberfläche. Mit weiter sinkenden Z -Werten steigt die Konzentration in Sohnähe und die Reichweite des Schwebstofftransportes über der Sohle. Bei Werten um 0,1 ist die höhenabhängige Konzentration schon nahe an einer vertikalen

Gleichverteilung. Bei der Interpretation sollte zudem nicht außer Acht gelassen werden, dass es sich um ein empirisches Modell handelt.

Ein anderer Ansatz zur Abgrenzung von Geschiebe und Schweb, der nach BRETSCHNEIDER ET AL. (1982) geeignet ist, um eine erste Einschätzung vorzunehmen, setzt die Grenzkorngröße d_{Gr} und die mittlere Fließgeschwindigkeit v_m in folgende Beziehung (KRESSER 1964):

$$d_{Gr} \frac{v_m^2}{3530} \quad [\text{m}] \quad \text{Gl. 34}$$

Bei dieser Abschätzung geht der kontinuierliche Charakter des Übergangs im Gegensatz zum Modell von Rouse völlig verloren. Die Ergebnisse liegen ungefähr bei denen, die man mit einer Rouse-Zahl $Z = 2,5$ erhalten würde, können also als vergleichsweise konservativ betrachtet werden.

4.3 DIE VERMESSUNGS- UND PROBENNAHMEAUSRÜSTUNG

4.3.1 Das Messboot

Für die Untersuchungen wurde ein satellitennavigationsgestütztes hydrographisches Vermessungssystem verwendet. Als Plattform diente ein 4,10 m langes, 50 kg schweres Aluminiumboot mit einer maximalen Beladung von 270 kg und einem 15-PS-Außenbordmotor (Abb. 4.2).



Abb. 4.2: Das Messboot kurz vor dem Einsatz: Über dem Bug die Plattform und der ausgeklappte Auslegerarm für die Sohlprobenahme, hier mit einem Schwimmflügel (Belastungsgewicht gelb), über dem Heck die linsenförmige GPS-Antenne (weiß), daneben die stabförmige Funkantenne (weiß), darunter der Schwinger des Echolots (orange). Die große Aluminiumkiste beherbergt die Steuer- und Rechenelektronik. (Details im Text)

Der Tiefgang des Bootes war mit 0,4 m an der Finne des Außenbordmotors am höchsten, entlang des Kiels deutlich geringer. Das Boot wurde mit Einrichtungen ausgestattet, die einen möglichst schnellen

Aufbau bzw. eine möglichst schnelle Montage sowie einen auch unter widrigen Witterungsbedingungen sicheren Betrieb der erforderlichen Messinstrumente, Sensoren und Antennen erlaubten.

Für die Sohlprobennahmen wurde eine auf dem Bug des Bootes montierte Plattform mit einem Auslegerarm entwickelt, die es erlaubte, die bei der Probennahme zu bergenden Lasten von ca. 50 kg an Bord zu heben. Das Gesamtgewicht des Bootes von ca. 120 kg einschließlich Motor und der fest installierten Probennahmeplattform erlaubte grundsätzlich das Auf- und Abslipen mit einer Mannschaft von nur drei Personen an den in Frage kommenden Stellen des Ufers, wenn auch mit erheblicher Kraftanstrengung trotz technischer Hilfsmittel. Diese Mobilität und Flexibilität stellte für die Durchführung der Kampagnen eine grundlegende Voraussetzung dar.

Im Boot wurde für jede Messkampagne die mobile Ausrüstung (zentrale Steuereinheit, Antennen für den GPS-Empfang und den Datenfunk, Echolotschwinger) installiert sowie die Ausrüstung zur Sohlprobennahme untergebracht. Nach den Kampagnen wurde die mobile Ausrüstung abgebaut. Die Energieversorgung wurde mit zwei Bleigelakkumulatoren mit jeweils 60 Ah sichergestellt. Die mobile Ausrüstung brachte eine zusätzliche Last von ca. 95 kg mit sich.

4.3.2 Das hydrographische Vermessungssystem

Das hydrographische Vermessungssystem (Abb. 4.3) besteht aus

- den GPS-Empfängern mit Datenfunkgeräten und Antennen,
- der Sender-/Empfänger-Einheit des Echolotes und dem Schwinger sowie
- zwei tragbaren Rechnern für die Datenaufzeichnung und die Steuerung des Echolotes.

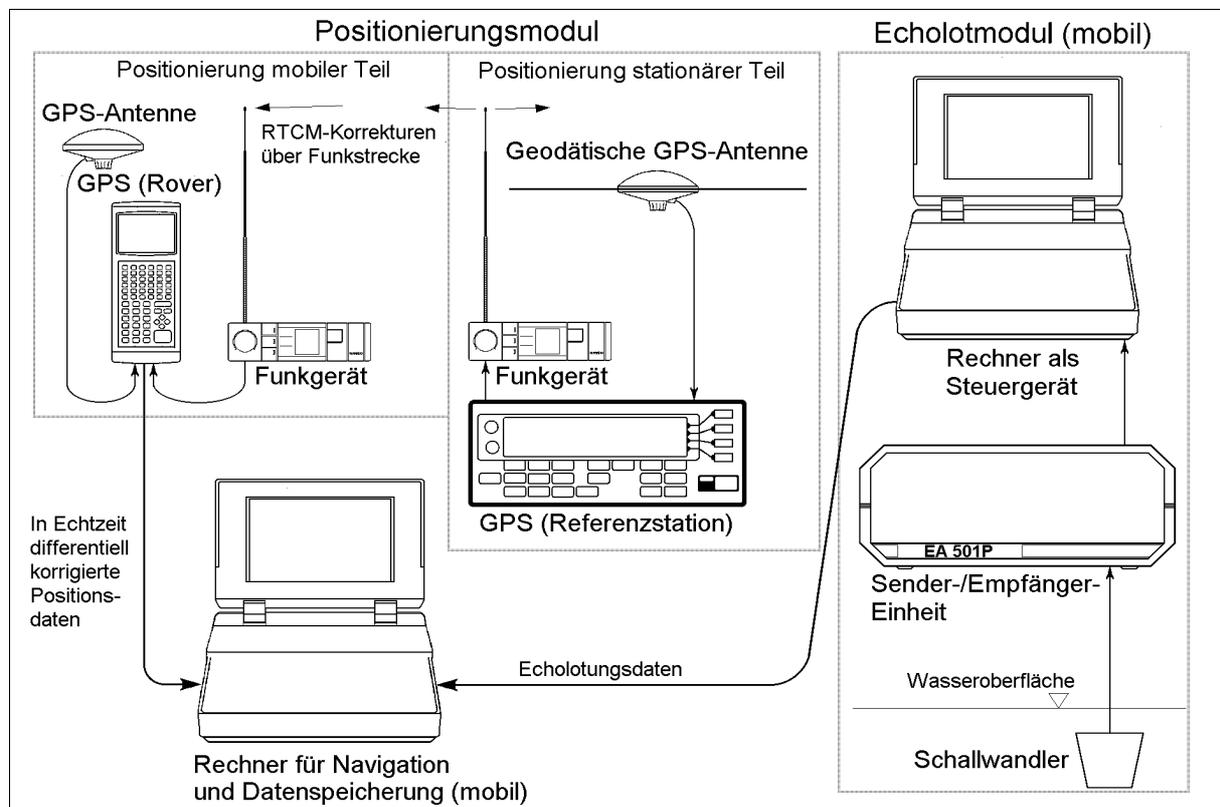


Abb. 4.3: Das hydrographische Vermessungssystem und seine Module

Abb. 4.3 zeigt die Gerätekonfiguration des gesamten Systems und den Datenfluss. Funktional lässt sich das Vermessungssystem gliedern in das Echolotmodul und das Positionierungsmodul, das seinerseits aus dem stationären Teil an Land, nämlich die GPS-Referenzstation (Basis), und dem mobilen Teil (Rover) auf dem Boot besteht. Der Rover ist über Datenfunk mit der Basis verbunden. Das ermöglicht an Bord sowohl die präzise Bestimmung der aktuellen Positionen als auch die genaue Navigation, die sich bei der Gewässervermessung an virtuellen Linien, sogenannten Peillinien, orientiert.

Die GPS-Referenzstation empfängt wie der mobile Empfänger unkorrigierte GPS-Signale, berechnet jedoch auf der Grundlage der bekannten Koordinaten ihres, des Referenzstandorts, Korrekturen für jeden Zeitpunkt, die über Datenfunk an den mobilen GPS-Empfänger auf dem Boot (Rover) übermittelt werden. Der GPS-Empfänger an Bord berechnet auf der Basis der GPS-Signale zunächst unkorrigierte Positionen, korrigiert diese dann in Echtzeit mit Hilfe der über Datenfunk von der Referenzstation generierten Korrekturen und gibt die korrigierten Positionen an den Rechner für Navigation und Datenspeicherung (Abb. 4.3) weiter. Bei den Koordinaten handelt es sich damit um in Echtzeit differentiell korrigierte Positionsdaten (realtime DGPS).

Ein weiterer Rechner dient ausschließlich als Steuereinheit für das Echolot (Echolotmodul). Der Rechner für Navigation und Datenspeicherung, gewissermaßen der Zentralrechner, wird synchron mit korrigierten Positionsdaten vom GPS und Peilungsdaten vom Echolotrechner beschickt und legt die Datensätze mit allen relevanten Zusatzinformationen auf seiner Festplatte ab. Seine zweite wesentliche Funktion ist die graphische Darstellung der aktuellen Position zusammen mit Uferlinien, markanten Orientierungspunkten und vor allem Peillinien auf dem Bildschirm. Auf diese Weise lässt sich metergenau quasi in Echtzeit navigieren. Die Aktualisierungsrate der Bildschirmdarstellung beträgt 1 s.

Peillinien sind virtuelle Linien, die für eine Kampagnenserie generiert werden, um Positionen oder Profile gezielt und präzise ansteuern zu können. Während der Messfahrten werden sie zusammen mit der eigenen Position eingeblendet, so dass Profilfahrten oder Probennahmen positionsgenau wiederholt werden können. Eine spezielle Software, die sogenannte Profil-Software, wurde dafür und für die anschließende Vorprozessierung der Rohdaten genutzt.

Besonders auf größeren Gewässern wie dem Muldestausee, auf denen eine genaue Navigation mit einfacheren Mitteln nicht möglich ist, wird so eine äquidistante Aufnahme von Profillinien gewährleistet. Eingeschränkt wird die Genauigkeit, mit der die Navigation anhand der Peillinien umgesetzt werden kann, durch die Genauigkeit des Satellitennavigationssystems (s. u.) und durch den Einfluss störender Faktoren wie Strömungswechsel und Wind.

Die Elektronik ist an Bord in einer Aluminiumkiste untergebracht, um mechanischen und Spritzschutz zu gewährleisten. Durch Abschattung mussten überdies die kontrastschwachen Bildschirme der Rechner unter Tageslichtbedingungen halbwegs lesbar gemacht werden.

Das hydrographische Vermessungssystem ist mit all seinen Hardware- und Softwarekomponenten (Profilsoftware und Software zur Steuerung des Echolotes) ein komplexes und empfindliches System, dessen routinemäßige Einsatzbarkeit unter den einfachen Bedingungen an Bord eines kleinen Bootes von Beginn an nicht gegeben war, sondern in einem aufwendigen Prozess erst entwickelt werden musste. So kam es beispielsweise in mehreren Fällen zu Fehlfunktionen der Datenfunkgeräte, weil witterungsbedingt die Betriebstemperatur der Akkus und mit ihr die Versorgungsspannung unter die minimale Versorgungsspannung absank, ohne dass die Ursache für die Gerätestörung zunächst eindeutig identifizierbar gewesen wäre. Die Leistungsmerkmale des Vermessungssystems sind in den folgenden Kapiteln detailliert beschrieben.

4.3.3 Das Positionierungs- und Navigationsmodul

Zum Einsatz kam ein Satellitennavigationssystem der Marke Trimble. Das System verwendet Signale des amerikanischen NAVSTAR-GPS (Navigation Satellite Tracking and Ranging Global Positioning System) zur Positionsbestimmung. Es besteht aus dem Referenz-Empfänger Trimble SE 4000 und dem Trimble Pathfinder ProXL als mobilem Modul (Rover). Bei beiden Geräten handelt es sich um Einfrequenz-Empfänger. Durch den Verzicht auf die Eliminierung des ionosphärischen Fehlers bleibt die Genauigkeit etwas hinter der von Zwei-Frequenz-Empfängern zurück. Die differentielle Korrektur der Daten erfolgte in Echtzeit über Datenfunk. Eine Nachbearbeitung der Positionsdaten stellte keine Alternative dar, da die korrigierten Positionen während der Messfahrten zur Navigation benötigt wurden.

Mit einer differentiellen Korrektur wurden die anteilmäßig größten Fehler, darunter eine vom Betreiber willkürlich eingesetzte Verfälschung, die sogenannte selective availability, korrigiert. Die Verminderung dieser Verfälschung im Jahr 2001 machte die Notwendigkeit der differentiellen Korrektur nicht überflüssig, wie Tests ergaben. Die stärksten individuellen Missweisungen können danach immer noch etliche Meter betragen. In Tab. 4.2 sind die Daten eines Testlaufes aufgeführt, mit dem sowohl die Streuung als auch die Abweichungen von in Echtzeit differentiell korrigierten Positionen aufgeführt sind.

Tab. 4.2: Häufigkeiten der Abweichungen von stationären Echtzeit-DGPS-Positionsmessungen

		Positionsabweichungen (n = 307)	Höhenabweichungen (n = 307)
	Mittelwert [m]	0,05	0,80
	Maximum [m]	1,26	2,24
Euklidische Entfernung von wahrer Position/Höhe [m]	Positionsabweichung	Akkumulierte relative Häufigkeiten von Positionen [%]	Akkumulierte relative Häufigkeiten von Höhen [%]
< 0,29	< 1 σ	18	18
< 0,58	< 2 σ	57	39
< 0,87	< 3 σ	83	56
< 1,16	< 4 σ	99	76
< 1,45	< 5 σ	100	87

Der Mittelwert des Testlaufes wich nur 5 cm von der wahren Position ab, was darauf schließen lässt, dass sich die Missweisungen annähernd ausbalancieren, wenn stationär gemessen wird. Die Zusammenstellung zeigt, dass mit dem eingesetzten System in dem angewendeten Betriebsmodus die überwiegende Mehrzahl der Positionen nicht weiter als 1 m von der wahren Position entfernt liegen, die höchste Abweichung betrug 1,26 m. Diese systeminterne Positionierungsgenauigkeit wurde als ausreichend erachtet, wenn auch nur unter günstigen äußeren Bedingungen und mit einiger Erfahrung so präzise navigiert werden konnte.

Die Streuung bzw. relative Abweichung der Höhenbestimmungen ist erheblich größer. Dabei ist einerseits die absolute Abweichung noch nicht berücksichtigt und andererseits werden an die Höhen-genauigkeit in der hydrographischen Vermessung erheblich höhere Genauigkeitsansprüche gestellt als an die horizontale. Das gilt vor allem für Wasserspiegelvermessungen an Flachlandflüssen.

Mit dem eingesetzten System lassen sich für andere Untersuchungsziele Höhen zufriedenstellend genau bestimmen, allerdings nur in stationären Betriebsmodi, die bei hydrographischen Vermessungen ausgeschlossen sind. Allgemein kann gesagt werden, dass die Höhenabweichungen um einen Faktor 1,4 größer sind als die Lageabweichungen. Für die Bestimmung von Wasserspiegellagen kam das System nicht in Frage, und es wurden nur Wassertiefen bestimmt. Daraus ergab sich das Problem der absoluten vertikalen Referenzen, auf das in Kap. 4.4.2 näher eingegangen wird.

4.3.4 Das Vermessungsecholot

Zur Bestimmung der Wassertiefen wurde das Vermessungsecholot Simrad EA 501P eingesetzt. Es besteht aus der Sender-/Empfänger-Einheit, dem Schwinger und einem Steuerrechner (Abb. 4.3). Das Gerät zeichnet sich durch günstige Eigenschaften hinsichtlich der Portabilität aus, also mäßiges Gewicht, kompakte Form, niedriger Energieverbrauch und Robustheit auch unter schwierigen Umweltbedingungen wie niedrigen Temperaturen. Die Daten wurden in Echtzeit zu einem Navigationsrechner übertragen und dort mit den gleichzeitig gemessenen Positionen beschickt.

Das Echolot wurde mit einem 200 kHz-Schwinger betrieben, mit dem die Spannweite der unterschiedlichen Untergrundbedingungen abgedeckt werden konnte. Der Abstrahlwinkel beträgt 7°, die niedrigste wählbare Pulslänge 0,06 m. Die maximal erfassbare Wassertiefe beträgt mit dieser Ausstattung in Süßwasser 600 m, die Auflösung 2 cm. Zu Beginn und Ende jeder Peilkampagne wurden die Messwerte an geeigneten Stellen mit einer Peilstange überprüft.

Der Bodenerkennungsalgorithmus des Echolots erwies sich als sehr leistungsfähig und robust. Eine Reihe von Geräteparametern erlaubte eine optimierte Anpassung an die speziellen äußeren Bedingungen. So war die fehlerlose Erkennung auch sehr niedriger Tiefen kein Problem. Das Minimum lag bei 0,40 m und damit in der Größenordnung des Tiefganges des Bootes.

4.4 DIE AUSWERTUNG DER VERMESSUNGSDATEN

Vom Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft (früher Staatliches Amt für Umweltschutz) wurden im Jahr 1996 systematische Profilvermessungen der Mulde oberhalb und unterhalb des Muldestausees in Auftrag gegeben. Die Ergebnisse für die Abschnitte von Bad Düben bis zum Stausee und von dort bis zum Jeßnitzer Wehr wurden zur Auswertung freundlicherweise zur Verfügung gestellt. Die Vermessungen orientieren sich in der Horizontalen an der Flusskilometrierung, in der Vertikalen an Normalnull und wurden überwiegend bei Niedrigwasserabflüssen durchgeführt. Die Vermessungen zeichnen sich durch geodätische Genauigkeit aus, so wurden die Sohlhöhen und Wasserspiegellagen mit Millimetergenauigkeit bestimmt. Durch Rekonstruktion der während der Vermessung herrschenden Abflüsse ergab sich die Möglichkeit, aus den Gerinnebettgeometrien auch hydraulische Parameter abzuleiten.

4.4.1 Erhebung und Auswertung geodätischer und kartographischer Daten

Die Datensätze der amtlichen Querprofilvermessungen bestehen aus x- und y-Koordinaten des Gerinnequerschnitts, der Wasserspiegellage zum Zeitpunkt der Vermessung sowie der Angabe der Lage des Querprofils im amtlichen System der Flusskilometrierung bzw. auf Karten. Die x-Koordinaten beziehen sich auf ein beliebiges, lokales Datum, alle y-Koordinaten sind geodätische Höhen.

Die Querprofile und ihre Lagemerkmale in Bezug auf das Laufmuster wurden auf ausgewählten Untersuchungsabschnitten einer detaillierten Auswertung unterzogen. Mit Hilfe einer Datenbank wurde die Möglichkeit geschaffen, die einzelnen Querprofile graphisch darzustellen und individuell auszuwerten. Die profilbezogene erwies sich einer flächenhaften Auswertung, beispielsweise des Sohlreliefs, in Hinblick auf Problemorientierung und Aufwand als klar überlegen. Die dabei erhobenen bzw. gewonnenen morphometrischen und hydraulischen Parameter (Tab. 4.3) werden im folgenden Text näher erläutert werden und entfallen in vier Gruppen:

- Referenzgrößen (Fluss-km, Wasserstand und Abfluss am Pegel Bad Düben)
- morphometrische Parameter des Laufmusters am Querprofil (Krümmung, Kreisbogen, Bogenlage)
- morphometrische Parameter der Gerinnequerschnitte (Tiefenmaße, Breite, Asymmetriemaße etc.)
- hydraulische Parameter am Querprofil (Fließquerschnittsfläche, Wasserspiegelgefälle, hydraulischer Radius, benetzter Umfang, Fließgeschwindigkeit, Rauheit)

In der Querprofil-Datenbank kann für jeden Gerinnequerschnitt die Wasserspiegellage variiert, also z. B. die Wasserspiegellage bei Ausuferung eingegeben werden, um die veränderten morphometrischen und hydraulischen Parameter des durchflossenen Gerinnebetts zu simulieren. Allerdings wird bei dieser Modellierung die Querschnittsform als konstant behandelt. Da die eigenen hydrographischen Vermessungen keine absoluten Wasserspiegellagen lieferten, konnten auf diesem Wege synchrone Wasserspiegellagen generiert werden, wenn wenigstens an einem Punkt entlang der Messstrecke eine absolute Höhe im Referenzsystem der geodätischen Vermessung bekannt war. Dies verbesserte die Vergleichbarkeit von hydrographischen und geodätischen Daten erheblich.

Die Simulation anderer Abflusszustände wurde dennoch nur stichprobenhaft angewendet und nicht vertieft, wengleich die Potentiale der Methode noch nicht ausgeschöpft sind. Eine weitere Anwendungsmöglichkeit der Querprofil-Datenbank ergab sich aus der längsprofilorientierten Auswertung der abgeleiteten Querprofil-Parameter.

Die Simulation bordvoller Wasserspiegellagen über deren visuelle Einpassung an den einzelnen Querprofilen erwies sich als nicht haltbar, wie die Synthese dieser Lagen zu einem Wasserspiegellängsschnitt zeigte. Das Ergebnis war durchgängig inkonsistent und durch große, unsystematische Abweichungen gekennzeichnet. Im Umkehrschluss relativiert das den bordvollen Abfluss als über einen Laufabschnitt invarianten Grenzwert, da die Ausuferung an einigen Querprofilen bereits im Gange ist, während sie an anderen noch dahinsteht. Eigene, nicht systematische Beobachtungen bei den Vermessungskampagnen bestätigen das.

Die Wasserspiegelgefälle I_{vor} und I_{nach} sind die Quotienten aus der Vertikaldistanz und der Horizontaldistanz zwischen zwei Querprofilen. Die Horizontaldistanz betrug auf der oberen Mulde im Mittel 200 m, auf der Mulde unterhalb des Muldestausees im Mittel 100 m.

Die Parameter des Laufmusters wurden aufgenommen und quantifiziert, um

- Gerinnequerschnitte in Hinblick auf ihre Lage im Laufmuster objektiver beschreiben zu können,
- Querschnittsformen auf die sie beeinflussenden Laufabschnitte beziehen zu können,
- eine umfassendere Perspektive zu ermöglichen und letztlich
- multivariate statistische Analysen im Sinne von HEY (1978), OSTERKAMP & HEDMAN (1982), OSTERKAMP ET AL. (1983) sowie in Anlehnung an CHANG (1979, 1980, 1984, 1985) und HUANG & WARNER (1995) zu ermöglichen.

Tab. 4.3: Parameter der geodätischen Querprofilauswertung (nur auf bordvolle Abflüsse bezogene Größen sind entsprechend indiziert, **fett** gedruckte Parameter fielen bei der geodätischen Vermessung an oder wurden ausschließlich aus Vermessungsdaten berechnet)

Parameter	Herkunft, Bestimmung
Fluss-Kilometer	Offizielle Flusskilometrierung
W Bad Dübren	Wasserstand am Pegel Bad Dübren, amtliche Daten
Q Bad Dübren [m^3s^{-1}]	Abfluss am Pegel Bad Dübren, amtliche Daten (Tagesmittelwerte)
Gefälle vor Querprofil I_{vor} [m/1000 m]	Gerechnet aus vermessenen Wasserspiegellagen zwischen dem Querprofil und dem vorherigen
Gefälle nach Querprofil I_{nach} [m/1000 m]	Gerechnet aus vermessenen Wasserspiegellagen über NN zwischen dem Querprofil und dem folgenden
Krümmungsradius r_{Kr} [m]	Aus Karten ermittelt; Radius eines Kreissegments, das den Bogen zwischen zwei benachbarten Querprofilen beschreibt
Segmentwinkel φ_{seg} [°]	Aus Karten ermittelt, Winkel des beschreibenden Kreissegments zwischen zwei benachbarten Querprofilen (Linksbogen mit Werten > 0)
Relative Lage im Bogen $\varphi_{\text{Bogenlage, rel}}$ [%]	Lage eines Querprofils zwischen zwei Wendepunkten, Quotient aus akkumulierter Bogenlänge zwischen letztem Wendepunkt [°], Querprofil und gesamter Bogenlänge [°], Details im Text
Wasserspiegellage bei Vermessung [m]	Amtliche Vermessung
Mittlere Tiefe h_m [m]	Gerechnet aus allen Tiefen des benetzten Gerinnes, messtechnisch nicht, graphisch schwer, rechnerisch leicht zu bestimmen
Maximale Tiefe h_{max} [m]	Maximalwert aller Tiefen des benetzten Gerinnes, leicht zu bestimmen
Benetzte Gerinnebreite b [m]	Wasserspiegelbreite
Mittentiefe h_{Mit} [m]	Wassertiefe in der Mitte des benetzten Gerinnes
Fließquerschnittsfläche A [m^2]	Produkt aus mittlerer Tiefe und Breite
Asymmetrie 1 AS_1	Index der Fließquerschnittasymmetrie („Flächenasymmetrie“), Details im Text
Asymmetrie 2 AS_2	Asymmetrieindex, Details im Text
Asymmetrie 3 AS_3	Asymmetrieindex, Details im Text
Asymmetrie 4 AS_4	Quotient aus maximaler und mittlerer Tiefe, auch horizontale Asymmetrie
Asymmetrie 5 AS_5	Quotient aus maximaler und Mittentiefe
Benetzter Umfang P [m]	Summe der Entfernungen zwischen allen Tiefenlotfußpunkten, am Anfang und Ende die Schnittpunkte mit der Wasseroberfläche
Hydraulischer Radius r_{hy} [m]	Quotient aus Fließquerschnitt und benetztem Umfang
Mittlere Fließgeschwindigkeit v_m [ms^{-1}]	Quotient aus Abfluss und Fließquerschnittsfläche
Manning-Strickler-Rauheitsbeiwert k_{st} .	Gerechnet aus Gefälle, Fließgeschwindigkeit und hydraulischem Radius

Bei der Aufnahme der Parameter des Laufmusters wurde in Anlehnung an andere Autoren verfahren (KNIGHTON 1998, THORNE ET AL. 1997, ROSGEN 1996). Sie beziehen sich vereinfachend auf die Mittenachse des Gerinnes. Wendepunkte sind dabei stets durch den Wechsel der Orientierung der Mittenachse definiert und bilden wichtige Unterteilungen. Die praktische Umsetzung der beschriebenen Konzepte an realen Objekten machte Ergänzungen, Anpassungen und Differenzierungen erforderlich, die auf folgenden Beobachtungen und Prämissen beruhen:

- Der kleinste Laufabschnitt der Querprofilauswertung ist ein Segment, d. h. der Abschnitt zwischen zwei Querprofilen. Diese Segmente sind durch die amtlichen Vermessungen vorgegeben.

- Ein Bogen ist eine Serie gleichsinnig orientierter Segmente.
- Es gibt keine geradlinigen Segmente. Fast-Geraden werden als Krümmungen mit entsprechend großen Krümmungsradien aufgefasst.
- Ein Mäander kann aus unterschiedlich orientierten Segmenten und/oder Bögen bestehen. Es besteht also eine Größenhierarchie der Reihenfolge Mäander > Bogen > Segment. Da sich die Arbeit jedoch nicht vorrangig mit der Laufmustergeometrie, ihren Bildungsprozessen und Erhaltungsbedingungen beschäftigt, wurde die Differenzierung morphometrischer Konventionen auf dieser Betrachtungsebene nicht weiter vertieft. Die angewandte Konvention erscheint dennoch rational und übertragbar.

Der Krümmungsradius r_{kr} nimmt auf annähernd geraden Laufabschnitten sehr hohe Werte an. Die Konvention, alle Abschnitte als Krümmungen aufzufassen, vermeidet unendlich große Radien und ist auch in der quantitativen Reliefanalyse, z.B bei vertikalen und horizontalen Wölbungen, verbreitet.

Der Segmentwinkel ϕ_{seg} ist der Winkel eines Kreisbogensegments zwischen zwei Querschnitten. Es handelt sich um einen orientierten Parameter, der bei Linksbiegungen positive, bei Rechtsbiegungen negative Werte annimmt. Alle gleichsinnigen Segmente zwischen zwei Wendepunkten bilden einen Bogen. Da an den Wendepunkten per definitionem die Orientierung wechselt, haben alle Segmentwinkel eines Bogens dasselbe Vorzeichen wie der Bogen. Ein vollständiger Mäander kann aus mehreren Bögen bestehen.

Mit der relativen Lage im Bogen $\phi_{Bogenlage, rel}$ wurde die Lage eines Querprofils in einem Bogen erfasst. Die Bogenlage des k-ten von insgesamt n Querprofilen im Bogen errechnet sich aus

$$\phi_{Bogenlage, rel, k} = \frac{\sum_{i=1}^k \phi_{Seg}}{\sum_{i=1}^n \phi_{Seg}} \quad [-] \quad \text{Gl. 35}$$

Je weiter das Profil am Anfang liegt, desto niedriger der Wert, je weiter am Ende, umso näher liegt der Wert bei 1,0 bzw. 100 %. Bei Bögen, die nur aus einem Segment bestehen, ist der Wert des Parameters trivial und stets 100 %.

Zur Erfassung der Tiefe wurden verschiedene Maße verwendet. Die mittlere Tiefe erwies sich als das aussagekräftigste Tiefenmaß, wird auch in vielen Berechnungsansätzen verwendet und ist recht objektiv. Sie ist jedoch weder rechnerisch noch graphisch direkt zu bestimmen. Die Mittentiefe lässt sich graphisch recht einfach ermitteln und fällt bei Längsprofilvermessungen entlang der Gerinnemitte direkt an. Die Mittentiefe ist das Tiefenmaß, das bei allen Längsprofilvermessungen erhoben und bei Definitionen zur Bestimmung und Abgrenzung von Riffles und Pools verwendet wird. Die maximale Wassertiefe ergänzt den Parameter mittlere Tiefe und wird zur Berechnung verschiedener Asymmetriemaße benötigt.

Die Asymmetriemaße 1, 2 und 3 wurden gemäß KNIGHTON (1981, 1982) errechnet. Das von MILNE (1983) vorgeschlagene Asymmetriemaß wurde nicht berücksichtigt, zumal Milne selber die von Knighton vorgeschlagenen Maße verwendet. Der Gerinnequerschnitt wird durch eine Lotrechte in der Mitte geteilt. AS_1 setzt die Differenz der beiden Teilflächen rechts und links (A_{rechts} bzw. A_{links}) der Lotrechten mit der gesamten Gerinnequerschnittsfläche A in Beziehung und lässt sich daher auch anschaulich als Flächenasymmetrie bezeichnen:

$$AS_1 = \frac{A_{rechts} - A_{links}}{A} \quad [-] \quad \text{Gl. 36}$$

Um das Maß zu bestimmen, ist die Kenntnis der Wassertiefen der gesamten Querprofilgeometrie erforderlich. Die Bestimmung der Gerinnemitte, die auch für die Asymmetriemaße 2 und 3 benötigt wird, ist graphisch verhältnismäßig einfach. Die Berechnung der Teilquerschnitte ist ebenso wie die des Gesamtquerschnitts aufwendiger, besonders mit der Option, die Querschnitte bei beliebigen Wasserständen berechnen zu können. Durch die Differenzbildung im Zähler kann As_1 auch negative Werte annehmen. Das ist dann der Fall, wenn die linke Teilquerschnittsfläche größer ist als die rechte. Solche Querprofilformen treten typischerweise in Rechtskurven auf.

Je stärker die Asymmetrie, umso größer ist der Betrag von As_1 . Bei gleichgroßen Teilflächen ist $As_1 = 0$. Hier offenbart sich die Schwäche des Asymmetriemaßes, weil nur die Flächeninhalte der Teilquerschnitte und nicht deren Form in die Bestimmung eingehen. Da die Richtungsorientierung des Asymmetriemaßes, die im Vorzeichen zum Ausdruck kommt, z. B. bei statistischen Auswertungen unerwünscht sein kann, hat es sich als praktikabel erwiesen, den Absolutbetrag von As_1 zu verwenden. Die Information über die Orientierung geht dabei verloren. Nach MILNE (1983) ist As_1 zu bevorzugen, wenn nur ein Asymmetriemaß berechnet werden soll.

Das Asymmetriemaß As_2 berücksichtigt demgegenüber stärker formrelevante Größen wie die maximale Wassertiefe und die Lage dieses Maximums außerhalb der Gerinnemitte x :

$$As_2 = \frac{2 \cdot x \cdot h_{\max}}{A} \quad [-] \quad \text{Gl. 37}$$

Die Größe x , die als „Außermittigkeit“ der maximalen Wassertiefe bezeichnet werden könnte, ist zur Quantifizierung einer asymmetrischen Querschnittsform gut geeignet. Die Verwendung der maximalen Wassertiefe als Absolutwert führt zu tendenziell höheren As_2 -Werten in tiefen Querschnitten. Darüber hinaus ist der Betrag der maximalen Wassertiefe an sich noch nicht asymmetrierelevant. Da die Außermittigkeit x das Ergebnis einer Differenzenbildung ist und unterschiedliche Vorzeichen annehmen kann, erstreckt sich auch der Wertebereich von As_2 in das Negative. Bei der Berechnung wurde so verfahren, dass eine Lage der maximalen Wassertiefe rechts von der Mittellotrechten, was zumeist in Linkskurven der Falle ist, $x > 0$ lieferte, damit $As_2 > 0$ wurde und die Orientierungen der Querprofile mit den jeweiligen Vorzeichen von As_1 und As_2 konsistent sind.

Die Berechnung von As_3 ist gleich der von As_2 mit Ausnahme des Tiefenmaßes, das hier durch die Abweichung der maximalen Wassertiefe von der mittleren Wassertiefe ersetzt wird:

$$As_3 = \frac{2 \cdot x \cdot (h_{\max} - h_m)}{A} \quad [-] \quad \text{Gl. 38}$$

As_3 berücksichtigt den seitlichen Versatz der tiefsten Stelle sowie deren Tiefe. Durch den Bezug von h_{\max} und h_m aufeinander erfährt der Zähler eine Normierung. Die Tendenz zu höheren As_3 -Werten nur aufgrund größerer maximaler Gerinnnetiefen ist so neutralisiert. Die Differenz zwischen der maximalen und der mittleren Wassertiefe ist relevant für die vertikale Asymmetrie, also für die Streuung unterschiedlicher Wassertiefen in einem Querprofil. Sie ist stets positiv.

Für die Orientierung von As_3 gilt dasselbe wie für As_2 und As_1 . Der Asymmetrie-Wert eines stark asymmetrischen Querschnitts unterscheidet sich von seinem Spiegelbild also stark nur aufgrund der umgekehrten Orientierung. Betragsmäßig wären beide Asymmetrie-Werte in diesem hypothetischen Fall gleich.

Die Asymmetrie-Maße 4 und 5 beziehen die maximale Wassertiefe auf die mittlere bzw. auf die mittlere Tiefe in der Form

$$As_4 \frac{h_{\max}}{h_m} \quad [-] \quad \text{Gl. 39}$$

sowie

$$As_5 \frac{h_{\text{Mit}}}{h_m} \quad [-] \quad \text{Gl. 40}$$

As_4 findet bereits bei KNIGHTON (1981) als Maß für die horizontale Asymmetrie Erwähnung. Niedrige, um 1 liegende Werte kennzeichnen kastenförmige Querschnitte, höhere, um 2 liegende Werte dreieckige und noch höhere Werte beispielsweise aus Dreiecken und breiten Trapezen zusammengesetzte Querschnitte.

Der hydraulische Radius r_{hy} und der benetzte Umfang P können bei den an der Mulde vorherrschenden Gerinnegeometrien praktisch gleich der mittleren Tiefe h_m bzw. der Breite b gesetzt werden. Die mittlere Fließgeschwindigkeit ergibt sich aus der Fließquerschnittsfläche und dem mittleren Tagesabfluss am Pegel Bad Dübén. Wie bereits gezeigt wurde, ist der Pegel Bad Dübén mit geringen Abstrichen als Referenzpegel auch für den Laufabschnitt unterhalb des Muldestausees zu verwenden (Abb. 4.5). Der Manning-Strickler-Rauheitsbeiwert k_{st} wurde nach der nach k_{st} aufgelösten Formel von Gauckler-Manning-Strickler (Gl. 2) mit $I = I_{vor}$ berechnet.

Für den Laufabschnitt unterhalb des Muldestausees wurde die Möglichkeit der Eingabe von Wasserspiegellagen für eine Homogenisierung der Daten genutzt. Während die amtliche Vermessung der Querprofile des Laufabschnitts oberhalb des Muldestausees an einem Tag, d. h. bei gleichen Abflüssen und damit vergleichbaren Wasserspiegellagen stattfand, zog sich die Vermessung des unteren Laufabschnitts über einen längeren Zeitraum und über eine größere Spanne von Abflüssen hin. Damit waren die ermittelten Morphometrie- und Hydraulikdaten der einzelnen Querprofile streng genommen weder untereinander noch mit denen des oberen Laufabschnitts vergleichbar.

Um die Vergleichbarkeit der Morphometriedaten aus der Querprofil-Datenbank untereinander zu verbessern, wurde ein gleichwertiger Wasserstand generiert, der mit einem Abfluss von $27,4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ korrespondiert, d. h. der

- auf dem untersuchten Flussabschnitt das durchschnittliche Wasserspiegelgefälle widerspiegelt,
- auf diesem Abschnitt linear verläuft und
- an den bei $Q = 27,4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ vermessenen Querprofilen mit den dort festgestellten Wasserspiegellagen übereinstimmt.

Die so entstandenen Wasserspiegellagen wurden als Eingangswerte für die Auswertung der einzelnen Querprofile verwendet. Das Ergebnis waren vergleichbare Morphometriedaten. Um die Vergleichbarkeit der Daten nicht nur untereinander, sondern auch mit den Profilen der oberen Mulde zu gewährleisten, hätten die Wasserspiegellagen unterstrom korrespondierend zu $Q = 22,5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ angepasst werden müssen. Da jedoch bei diesem Abfluss keine Querprofilvermessung vorlag, wurde diese Möglichkeit als zu wenig substantiiert verworfen. Der Vergleich der Querprofile oberhalb mit denen unterhalb des Muldestausees bei den Niedrigwasserbedingungen der Vermessungskampagnen bleibt damit einem kleinen Vorbehalt unterworfen.

4.4.2 Das Problem der vertikalen Referenzierung

Um Quer- und Längsprofile verschiedener Zeitpunkte und Vermessungsverfahren vergleichbar zu machen, mussten die verschiedenen vertikalen Bezugssysteme, namentlich

- Wasserstände an amtlichen Pegeln,
- Wasserstände an provisorischen Pegeln,
- absolute Höhenangaben der amtlichen Vermessungen und
- Wassertiefen aus der hydrographischen Vermessung

miteinander zuverlässig in Bezug gesetzt werden. Abb. 4.4 veranschaulicht verschiedene hydrometrische und morphometrische Höhen- bzw. Tiefenmaße und graphisch.

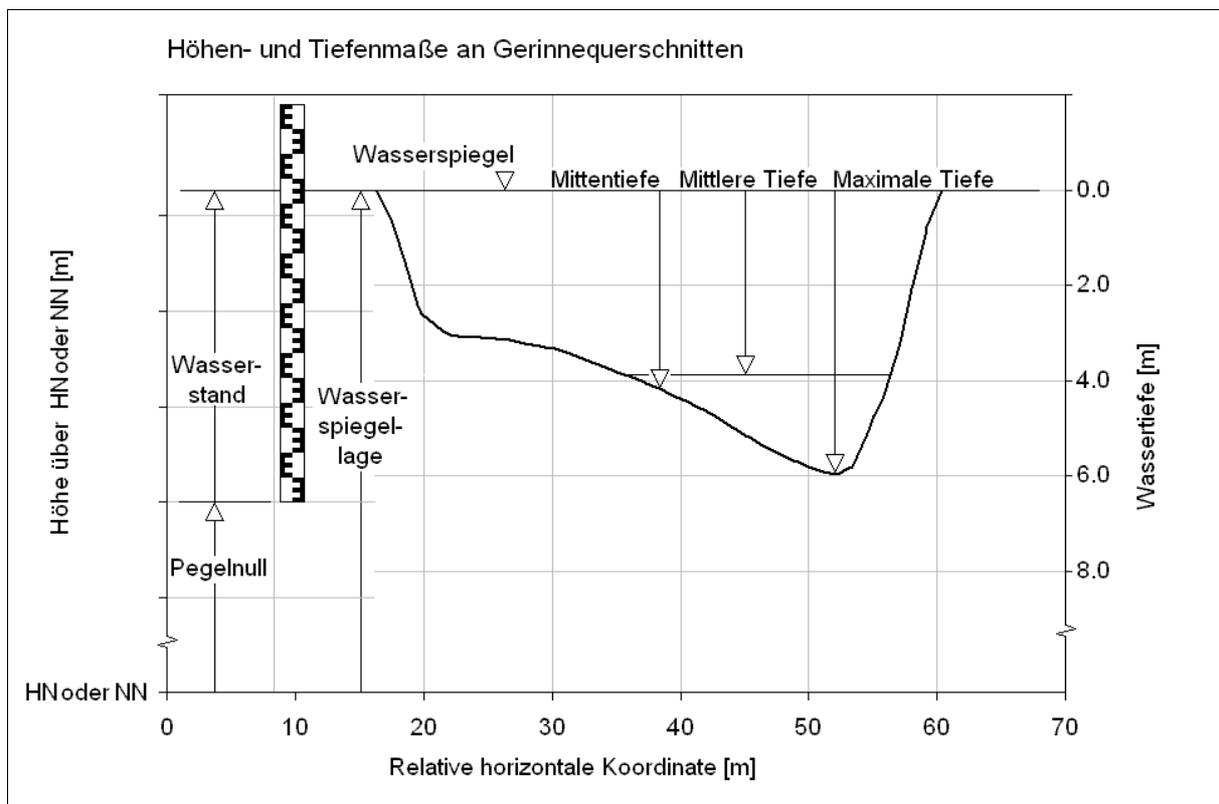


Abb. 4.4: Höhenbezugssysteme und Tiefenmaße an Gerinnequerschnitten

Auch um Sohlveränderungen nachweisen zu können, muss die absolute vertikale Position von Sohlprofilen eindeutig geklärt sein. Für die Profile aus den terrestrischen Vermessungen aus den Jahren 1996 und 1997 war das möglich, da hierbei absolute Wasserspiegellagen aufgenommen wurden. Der Vergleich hydrographisch gewonnener Querprofile untereinander sowie mit den geodätischen Querprofilen ist nicht trivial, da sich die hydrographischen Vermessungen auf die jeweiligen Wasserspiegellagen beziehen, die nicht bekannt sind. Nicht zuletzt war die Frage des am besten geeigneten Referenzpegels zu klären und damit indirekt die Frage vergleichbarer Wasserstände an der oberen und der unteren Mulde.

Das hydrographische Vermessungssystem zeichnet sich aus durch die Leistungsmerkmale:

- ausreichend hohe absolute Genauigkeit der Lagebestimmung,
- unzureichende Genauigkeit bei der absoluten Höhenbestimmung (Wasserspiegellage, Sohlage) sowie

- sehr genaue Bestimmung der auf den Wasserspiegel bezogenen Wassertiefe (maximale Wassertiefe h_{\max} , Mittentiefe h_{Mit}). Die Bestimmung der Sohllagen unter dem Wasserspiegel ist mit einer Genauigkeit von ca. 0,02 m möglich. Das Bezugsniveau ist jedoch nicht nur relativ, sondern überdies temporär.

Die Lagebestimmungen beziehen sich auf internationale oder nationale Referenzsysteme (z. B. WGS 1984, Lagestatus 150). Die Reproduzierbarkeit von hydrographischen Vermessungen an gleichen Lokalitäten ist mit der momentanen Positionierungsgenauigkeit, also mit einer Abweichung von ca. 1 m möglich. Folgende wesentliche Sachverhalte ergeben sich daraus für die Auswertung von Echopeilungen :

- Der Vergleich unterschiedlicher Echopeilungen ist aufgrund der absoluten Bestimmung der Lagekoordinaten grundsätzlich möglich. Irrtümlich abweichende Lagebestimmungen an vermeintlich korrekten Positionen liefern scheinbare Tiefen.
- Bei der Auswertung zeigte sich, dass mittlere Wassertiefen, entweder querschnitts- oder entlang von Längspeilungen (vgl. Abb. 4.5) gemittelt, robuste und brauchbare Maße lieferten, mit denen Profile vertikal aufeinander bezogen werden konnten. Die Vergleichbarkeit von Wassertiefen und damit indirekt auch der Sohllagen war damit zufriedenstellend und aussagekräftig gewährleistet.

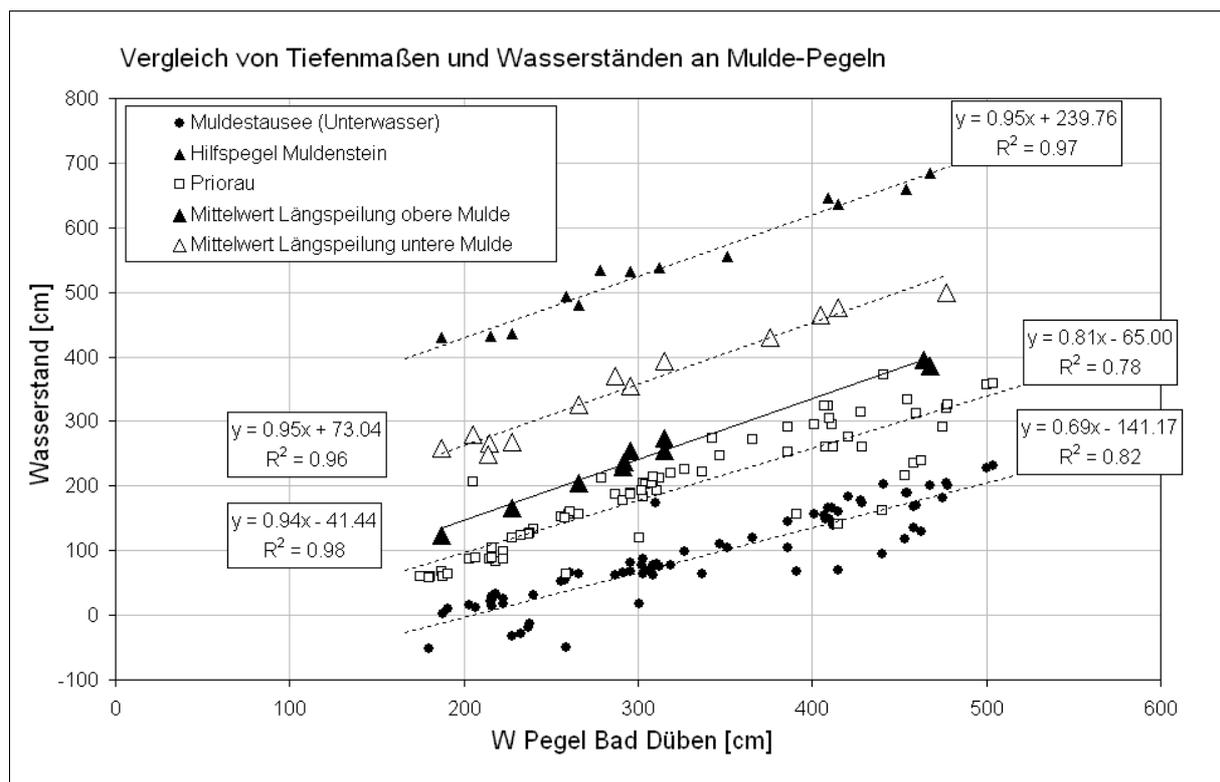


Abb. 4.5: Vergleich und Korrelation gleichzeitiger Wasserstände an verschiedenen Mulde-Pegeln (MW Bad Düben \approx 225 cm, W_{bordvoll} Bad Düben \approx 480 cm)

- Der Wasserstand wurde an einem Hilfspegel, einem fest installierten Treppenbauwerk an der unteren Mulde bei Muldenstein, bestimmt. Eine Anbindung des Hilfspegels an ein absolutes Höhenreferenzsystem wurde wegen des methodischen Aufwandes, aber auch wegen geringer Priorität nicht durchgeführt. An der oberen Mulde standen die Wasserstands- und Abflussdaten des amtlichen Pegels Bad Düben etliche Kilometer flussaufwärts, jedoch kein Hilfspegel an der Untersuchungsstrecke zur Verfügung.

Geodätische Wasserspiegellagenbestimmungen sind durch hydrographische Methoden nicht zu ersetzen. Aber auch sie gelten streng genommen nur für den Wasserstand, bei dem sie vorgenommen wurden, im Fall der Vermessungen an der Mulde also für Niedrigwasserbedingungen. Einer Übertragung der Wasserspiegelgradienten aus Vermessungen bei stationärem Niedrigwasser auf die Bedingungen bei Hochwasser steht die Frage nach relevanten Veränderungen des Wasserspiegelgradienten durch Instationarität entgegen. Auch lokale Variationen der Wasserspiegelgradienten könnten theoretisch Ort und Betrag bei Hochwasser verändern. Die Instationarität wird dann relevant, wenn Abflussänderungen den Wasserspiegel so schnell ansteigen oder abfallen lassen, dass die daraus resultierenden Abweichungen der Wasserspiegelgradienten größenordnungsmäßig mit den stationären Gradienten vergleichbar werden oder in anderen Worten, wenn $\Delta h/\Delta t$ im Verhältnis zu den stationären Bedingungen signifikant groß werden kann.

Zur rechnerischen Abschätzung einer maximal durch Instationarität verursachten Veränderung des Wasserspiegelgefälles eignen sich im Fall der Mulde auflaufende Hochwasserwellen besser als ablaufende, weil ihre schnellen Wasserspiegelveränderungen eher potentielle Extremwerte hervorrufen. So wurde für das Extremhochwasser im August 2002 eine Wasserspiegelveränderung von 50 mm/h ermittelt. Unter der konservativen Annahme, dass unter diesen Bedingungen $v_m = 1,7 \text{ ms}^{-1}$ ist, ergibt sich ein rechnerischer Effekt der Instationarität von zusätzlichen 85 mm/1000 m. Dem stehen stationäre Wasserspiegelgradienten von 180 bis 290 mm/1000 m gegenüber. Das wäre ein Fehlereinfluss von 29 bis 47 % des stationären Gefälles je nach Ausgangswert, also eine Veränderung, die eine Übertragung von Niedrigwassergradienten auf Hochwasserbedingungen verbieten würde. Die in der Kalkulation angenommene Fließgeschwindigkeit von $1,7 \text{ ms}^{-1}$ ist die höchste bei den Kampagnen festgestellte Fließgeschwindigkeit. Der Anstieg des Wasserspiegels um 50 mmh^{-1} ist der höchste beobachtete Wert im ansteigenden Ast des Katastrophenhochwassers vom August 2002. Mit niedrigeren Werten sinkt auch der Effekt der Instationarität auf den Wasserspiegelgradienten entsprechend.

Während der beobachteten Hochwässer können Wasserspiegelveränderungen von maximal 20 mm/h angenommen werden. Für diesen Grenzfall würde sich die Abweichung auf 11 bis 19 % des stationären Wasserspiegelgradienten bzw. auf absolute Gradienten zwischen 0,0034 bis 0,0057 % belaufen. Da in aller Regel bei quasi-stationären Bedingungen, jedenfalls nicht unter den angenommenen extremen Bedingungen, vermessen wurde, und diese maximalen Abweichungen die Ausnahme darstellen, lässt sich zusammenfassend festhalten, dass in Ermangelung geodätischer Wasserspiegelvermessungen bei Hochwasser und vorbehaltlich der Überprüfung der jeweiligen Wasserstandsveränderungen die Übertragung der Niedrigwassergradienten auf die Verhältnisse bei Hochwasser ohne signifikante Fehlereinflüsse möglich ist.

Die Durchführung geodätischer Vermessungen der Wasserspiegellagen ist an der Mulde wegen der Größe des Gewässers, des geringen Längsgefälles, schneller Abflussänderungen sowie der Ufer mit besonderen Schwierigkeiten verbunden. Es ist mit schwer quantifizierbaren lokalen Störeffekten wie Wasserspiegelerhöhung in Außenkurven und Wasserspiegelverbiegungen durch Stau oder Wirbel sowie mit ständiger Wellenbewegung zu rechnen. Die Ufer der Mulde sind mit wenigen Ausnahmen hoch, sehr steil, häufig rutschig und damit die Wasserfläche schwer oder gar nicht zugänglich. Am Laufabschnitt unterhalb des Muldestausees erschweren überdies zahlreiche Bäume die freie Sicht.

Das geringe Wasserspiegelgefälle hat sehr geringe messtechnische Toleranzen zur Folge. Bei einem angenommenen, durchschnittlichen Wasserspiegelgefälle von 0,018 bis 0,029 % ist auf einem Kilometer Lauflänge ein Höhenunterschied von 180 bzw. 290 mm zu erfassen bzw. auf 100 m ein Höhenunterschied von 18 bzw. 29 mm. Zusammen mit den oben aufgeführten Störfaktoren und der Notwendigkeit, solche Vermessungen zur Minimierung des Fehlereinflusses der Instationarität schnell durch-

zuführen, werden die hohen Anforderungen deutlich, die an die technische Ausrüstung, das Bedienpersonal und die Durchführung von präzisen Wasserspiegellagenbestimmungen gestellt werden.

Grundsätzlich ist das Problem der Sohllagenbestimmung nicht von dem der genauen Lagebestimmung zu trennen. Tiefendifferenzen im Zeitvergleich können nur scheinbar sein, wenn die horizontalen Lagen nicht hinreichend genau sind, oder Tiefen nur scheinbar gleicher Orte miteinander verglichen werden.

In diesem Zusammenhang soll auf die Eigenheiten der geodätischen Vermessung hingewiesen werden, die

- genaue absolute Höhen, also Wasserspiegel- und Sohllagen in allgemeinen Bezugssystemen,
- jedoch nur relative Lagekoordinaten liefert. Für jedes vermessene Querprofil wird ein eigenes lokales, zweidimensionales Bezugssystem verwendet, dessen Abszissenwert die Lage im Querschnitt und dessen Ordinatenwert die absolute Höhe des Wasserspiegels oder der Sohle beschreibt. Die absolute Lage des horizontalen Profilsnullpunkts ist nicht bekannt, die Orientierung und Lage des Profils entlang der Flusskilometrierung aus Lageverzeichniskarten. Die Unkenntnis des horizontalen Nullpunktes kann zur Uneindeutigkeit des Versatzes quer zur Flusslängsachse führen. Dieser Mangel erwies sich jedoch bei der Auswertung als geringfügig.

Das lokale geodätische System ist in sich sehr genau, kann aber mit seiner Lage und Orientierung nur ungefähr auf das übergeordnete absolute Bezugssystem bezogen werden. Lage und Orientierung der geodätisch vermessenen Querprofile wurden aus Verzeichniskarten entnommen und in das Navigationssystem sowie das Auswertungsprogramm (SURFER) importiert, so dass auch hier das Prinzip der weitgehenden räumlichen Konsistenz beachtet wurde. Die Tiefenmaße können wie bei der hydrographischen Vermessung aus den Querprofilaten bestimmt werden.

Abb. 4.5 zeigt die Streuung von Wasserstandsdaten verschiedener Mulde-Pegel und den über Längspeilungen gemittelten Tiefen in Bezug auf den Referenzpegel Bad Dübén. Bemerkenswert ist, dass die Werte der Pegel im Unterwasser des Muldestausees und der amtliche Pegel in Priorau weniger eng mit dem Pegel in Bad Dübén zusammenhängen als der Hilfspegel in Muldenstein. Der sehr hohe Korrelationskoeffizient zwischen Wasserständen am Pegel Bad Dübén und dem Hilfspegel Muldenstein unterstreicht den engen hydrologischen Zusammenhang und die Wahl des Pegels Bad Dübén als Referenzpegel trotz der verhältnismäßig großen Entfernung.

Die über Längspeilungen gemittelten Tiefen sind ebenfalls ein sehr robustes Substitut für Wasserstandsdaten. Weiter fällt auf, dass die Steigungen der linearen Zusammenhänge zwischen Hilfspegelwerten und den mittleren Tiefen sich nur um Hundertstel unterscheiden. Es ist zu erwarten, dass ähnlich enge Zusammenhänge auch an anderen Fließgewässern bestehen.

4.4.3 Die Vermessung von Quer-und Längsprofilen

Bei der hydrographischen Gerinnevermessung wird aus praktischen Gründen entlang von Querprofilen gepeilt. Bei der Durchführung von Peilkampagnen an der Mulde wurden zusätzlich Längsprofilvermessungen über knapp vier km lange Laufabschnitte, Querprofilvermessungen sowie ergänzende ufernahe und -parallele Peilungen über die jeweils ausgewählte Riffle- und Pool-Abfolge durchgeführt (Abb. 4.6). Bei den Querprofilvermessungen wurden ältere oder extern vermessene Querprofile aus Gründen des Vergleichs über einen längeren Zeitraum besonders berücksichtigt.

Als sehr aussagekräftig erwiesen sich Längsprofilvermessungen in der Flussmitte. Auch andere Autoren wenden diese Erhebungsmethode an (vgl. CARLING & ORR 1999). Ganz allgemein wird in der Litera-

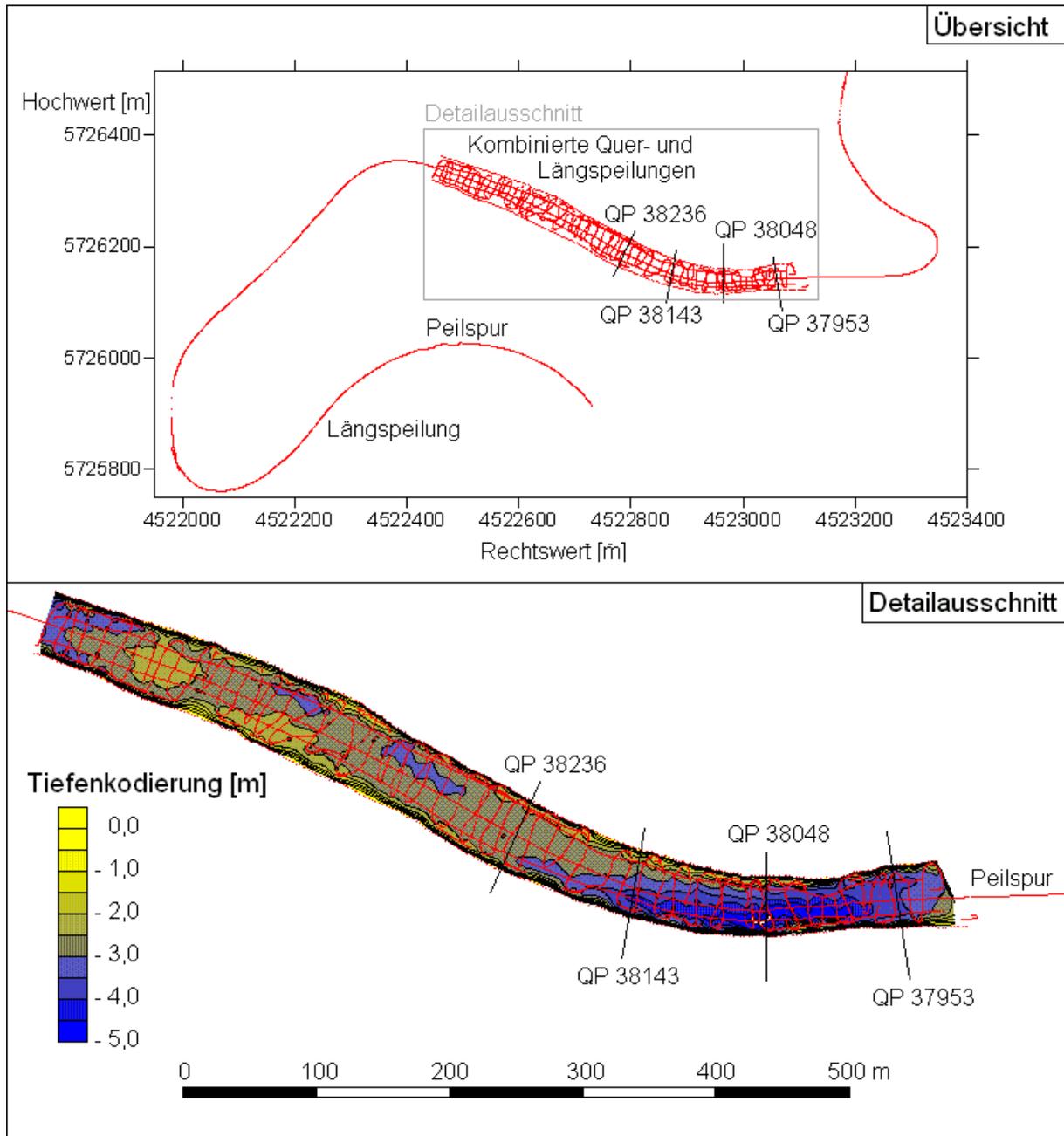


Abb. 4.6: Peilspuren (rot) und ausgewählte Querprofile der Echopeilung der unteren Mulde vom 6. Feb. 2002, Detailausschnitt (unterer Abbildungsteil) mit unterlegtem Höhenmodell

tur über Riffle- und Pool-Sequenzen Bezug genommen auf solche Längsprofile, auch wenn dies nicht explizit so erwähnt wird. Der große Vorteil liegt in der Erfassung eines erheblich längeren Laufabschnitts und damit in einer markanten Vergrößerung der Stichprobe bzw. der Möglichkeit, Singularitäten zu erkennen. Ein weiterer Vorzug besteht in der Tatsache, dass mit dieser Art der Peilung eventuelle Effekte durch Instationarität eliminiert werden, da die Messung sinnvollerweise stromab und so auf der möglicherweise rasch auflaufenden Hochwasserwelle durchgeführt wird. Allerdings wird bei der Peilung in der Flussmitte die Mittentiefe h_{Mit} erfasst, die besonders in asymmetrischen Profilen von der mittleren Tiefe h_m abweichen kann. Dennoch zeichnet auch die über einen Laufabschnitt aufgenommene Mittentiefe die Sohlundulationen der Riffle- und Pool-Abfolgen zuverlässig nach und eröffnet überdies die Berechnung von Maßen wie Mittelwert und Standardabweichung der über den Laufabschnitt gemessenen Tiefen.

Zusätzlich zu den je knapp vier Kilometer langen Längspeilungen in Flussmitte (Abb. 4.6 oben) wurden ca. 600 m lange Laufabschnitte mit kombinierten engmaschigen Quer- und Längsprofilvermessungen annähernd flächenhaft aufgenommen (Abb. 4.6). Dabei wurden u. a. Längsprofilfahrten in geringem, konstantem Abstand zum Ufer durchgeführt, mit denen einerseits indirekt die horizontale Lage der Uferlinie und andererseits direkt die Tiefen in Ufernähe erfasst wurden, also dort, wo deren Variabilität auf kleinem Raum am höchsten ist. Mit zwei ufernahen, uferparallelen Peilfahrten lassen sich überdies die Gerinnebreiten durchgängiger erfassen als nur mit Querprofilvermessungen.

Das Verfahren der uferparallelen Befahrung in konstantem Abstand hatte sich aus methodischer Sicht als alternativlos herausgestellt. Trotz kleiner Ungenauigkeiten bei der Navigation oder beim Umfahren von Gehölz können die Uferlinien mit keinem anderen Verfahren in einem Durchgang so schnell und vergleichsweise genau aufgenommen werden. Terrestrische Vermessungsverfahren sind angesichts des Uferreliefs kaum anwendbar oder äußerst umständlich und zeitaufwendig. Ein weiterer Vorteil der indirekten Aufnahme der Uferlinien ist die Erfassung der Daten mit ein und demselben System. Als aufwendig erwies sich die Nachprozessierung der Daten, d. h. die Generierung der eigentlichen Uferlinie aus der ufernahen Peillinie. Erheblich aufwendiger wäre es jedoch gewesen, zusätzlich terrestrisch zu vermessen und die Daten aus beiden Verfahren miteinander zu verknüpfen.

Die vergleichende Vermessung entlang fixer Peillinien zu verschiedenen Zeitpunkten bzw. Abflüssen ermöglicht die Feststellung von Sohlveränderungen. Die Aussagekraft solcher Vergleiche kann theoretisch durch Ungewissheiten bei der vertikalen Referenzierung und durch Lageabweichungen eingeschränkt werden. Praktisch konnten die Fehlereinfüsse minimiert werden.

Die Querprofilvermessung hat den Vorteil, dass eine Reihe von wichtigen Gerinneparametern wie beispielsweise die Breite oder die maximale Tiefe direkt anfallen oder sich aus den Querprofildaten ermitteln lassen. Eine besondere Bedeutung kommt der mittleren Tiefe h_m zu, die außer mit mangelbehafteten Stichprobenverfahren nur durch vollständige Querprofilaufnahmen bestimmt werden kann.

Im Laufe der Auswertung der geodätischen Vermessungen stellte sich der Fokus auf je eine Riffle-Pool-Abfolge auf jedem untersuchten Laufabschnitt als zweckmäßig und zielführend heraus. Dabei wurde Wert gelegt auf möglichst idealtypische Ausprägung der Profile, auf einen geringen Windungsgrad und geringe anthropogene Interferenz. Sie sollten darüber hinaus mit älteren Vermessungen untersuchte Profile umfassen, um Vergleiche über längere Zeiträume als den der eigenen Vermessungen zu ermöglichen. Die ausgewählten Riffle-Profile liegen auf Geraden. Die korrespondierenden Pool-Profile liegen jeweils stromabwärts, allerdings in bzw. nach leichten Linksbiegungen. Die Orientierung der Biegungen ist dabei zufällig. Die statistische Analyse von Querprofilen zeigt, dass die ausgewählten Pool-Profile an den Biegungen deutlicher ausgeprägt sind als auf stärker gestreckten Abschnitten. Die ausgewählten Abschnitte wurden mit Querprofilen im Abstand von 20 m vermessen.

Bei den Vermessungsfahrten wurden mit Hilfe von Peilplänen die geodätisch vermessenen Querprofile besonders berücksichtigt. Die exakte Fahrt entlang von virtuellen Peillinien stößt an ihre Grenzen durch die teils starken und wechselnden Strömungen, die im günstigsten Fall nur eine metergenaue Navigation erlauben, und durch den Umstand, dass mit dem Boot ein gewisser Mindestabstand zum Ufer gehalten werden muss. Durch letztere Restriktion entstehen Lücken von wenigen Metern an den Uferseiten der Querprofile, die einerseits möglichst gering gehalten und andererseits durch Interpolation überbrückt wurden.

Aufgrund der zwangsläufig variierenden Bootsgeschwindigkeiten sind überdies die aufgenommenen Punkte nicht äquidistant, weshalb sich die durch Querprofilfahrten gewonnenen Koordinatentripel nicht direkt in geradlinige Querprofile umsetzen lassen. Bei der Auswertung wurde daher die flächen-

deckende Aufnahme von Messpunkten für die Generierung von Digitalen Höhenmodellen verwendet, aus denen die zu analysierenden Querprofile extrahiert wurden. Damit wurde Äquidistanz und Lagekonstanz erzielt. Die Vorteile dieses Vorgehens überwiegen den Nachteil des Prozessierungsaufwandes. Querprofile wurden nur dort aus den Höhenmodellen extrahiert, wo das Höhenmodell im Bereich des Profils auch durch ausreichend viele Messpunkte abgesichert war, was aufgrund der gezielten Peilung an den ausgewählten Querprofilen ohnehin gesichert war. Die absolute Verortung der Tiefen bei diesem Verfahren macht die für den Zeitvergleich erforderliche horizontale Referenzierung überflüssig. Die vertikale Referenzierung erfolgte über den Vergleich mittlerer Tiefen.

Nach systematischen Vergleichen verschiedener Interpolationsverfahren des Programmes SURFER, Version 8, wurde das Verfahren „Inverse Distance to a Power“ für die Interpolation der Sohltopographie verwendet. Die Vergleiche hatten gezeigt, dass das ausgewählte Verfahren optimal die Rohdaten nachzeichnet und nicht die gefälligsten, aber die am besten vertretbaren Ergebnisse erbringt. Der Algorithmus des Programmes SURFER ist sehr leistungsfähig und das Höhenmodell der Sohle entstand im engeren Sinne ausschließlich aus Interpolationen, d. h. es wurde nur dort interpoliert, wo allseitig Messpunkte vorlagen.

Eine weitere Einschränkung für Querprofilvermessungen, die besonders für die untere Mulde zutrifft, war liegt in der eingeschränkten Zugänglichkeit der Wasserfläche durch Ufervegetation und Totholz. Die Ufervegetation ist am untersuchten Abschnitt der unteren Mulde erheblich dichter als oberhalb des Muldestausees, und teils sehr große Bäume haben sich weit über oder in den Fluss geneigt, so dass große Bereiche ständig für die Befahrung unzugänglich blieben. Bei Hochwasser dehnen sich die aus Sicherheitsgründen unbefahrten Bereiche auf die stromaufwärts gelegene Umgebung sichtbarer Hindernisse aus. Es musste das Risiko ausgeschlossen werden, an flach überfluteten Ästen oder Stämmen quergetrieben oder manövrierunfähig zu werden.

4.5 DIE SOHLPROBENUNTERSUCHUNG

Begleitend zu den hydrographischen Vermessungen wurden Sohlmaterialproben an ausgewählten Stellen entnommen. Von Kenntnissen der Sohlmaterialzusammensetzung und ihren Veränderungen in Abhängigkeit von Laufabschnitt, Sohlform und Abflusszustand wurden Hinweise auf das Formungs- und Transportgeschehen im Fluss erwartet. Granulometrische Parameter sind überdies maßgebende Eingangsparameter für hydraulische Berechnungen. Systematische hochwasserbegleitende Sohlmaterialuntersuchungen in großen Kiesbettgewässern sind nach dem Stand der Recherche nicht bekannt.

4.5.1 Die Sohlprobennahme

Sohlproben wurden mit einem eigens angefertigten Schürfgefäß gewonnen (Abb. 4.7). Das Gefäß ist quaderförmig mit großen, abgespreizten Zacken an den breiten Oberkanten, aus 5 mm starkem Stahlblech gefertigt und wiegt leer ca. 20 kg. Die Hohlraummaße (15 · 30 · 30 cm³ entsprechend 13,5 l) sind so gewählt, dass die erforderliche Mindestmenge an Probenmaterial aufgenommen und das Gefäß in gefülltem Zustand manuell gehoben und an Bord genommen werden kann.

Der maßgebende Faktor für die Mindestprobennahmemenge von Korngemischen mit sehr großen Einzelkörnern ist das größte Korn, weil selbst wenige oder einzelne dieser Körner die Gewichtsverteilung in der Probe in Richtung der großen Korngrößen verschieben können und die Proportionalität der Korngrößenklassen in der Stichprobe dann nicht mehr der Gesamtheit entspricht. Die Literaturanga-

ben über minimale Probennahmemengen in Bezug auf die maximale Korngröße klaffen um etliche Zehnerpotenzen auseinander. Eine Zusammenstellung und kritische Bewertung findet sich bei BUNTE & ABT (2001). Der DVWK (1992) empfiehlt gemäß DIN 18123 in Abhängigkeit vom Größtkorn die in Tab. 4.4 zusammengestellten Mindestprobennahmemengen.

Tab. 4.4: Mindestprobennahmemengen für Siebanalysen nach DIN 18123 (DVWK 1992)

Größtkorn [mm]	Probenmenge [kg]	Größtkorn [mm]	Probenmenge [kg]
2	0,150	30	4,0
5	0,300	40	7,0
10	0,700	50	12,0
20	2,0	60	18,0

Bei einem Füllvolumen von 12 l und einer angenommenen Volumendichte der Rohprobe von 2 g/cm³ fasst das annähernd gefüllte Sohl-schürfgefäß eine Probenmenge von 24 kg. Unter der Annahme, dass das Größtkorn $d_{\max} \approx 60$ mm misst, ist diese Probenmenge gemäß DVWK (1992) voll ausreichend.



Abb. 4.7: Sohlprobennahme über den Bug des Bootes: Heben und Bergen des gefüllten Schürfgefäßes mit Hilfe des Auslegerarms und der Plattform (links), anschließend Umfüllen der Sohlprobe (rechts) (Photos: Ingo Sahling)

Bei der Probennahme wird das Gefäß über die Sohle gezogen, gräbt sich mit einer zackebewehrten Seite ein, schürft dabei Sohlmaterial ab und füllt sich. Das Bergen bzw. Heben der Proben erfolgt mit Hilfe eines Auslegerarms über den Bug des Bootes (Abb. 4.7). Bei diesem Prinzip werden die großen

Auftriebsreserven des Bugs genutzt und das Krängen des Bootes kann trotz der extremen Lastwechsel minimal gehalten werden. Die mit dem Schürfgefäß gewonnenen Proben sind ungeschichtet.

Beim Abschürfen der Sohle wird Material nur aus einer begrenzten Tiefe der Gewässersohle aufgenommen. In der überwiegenden Mehrheit der Probennahmen fasste das Gefäß relativ schnell, füllte sich rasch und kam – selbst bei Hochwasser – zum Stillstand. Auf Riffles mit ausgeprägt groben Bestandteilen kam es jedoch gelegentlich zum „Abrutschen“ des Gefäßes, d. h. die zackenbewehrte Seite des Schürfgefäßes drang nicht in das Sediment ein. Die Sohlproben fielen dann kleiner aus. Versuche mit anderen Zackenformen und -größen brachten keine Verbesserung.

Die mit dem Sohlschürfgefäß gewonnenen Proben sind also Mischproben über eine kleine Strecke der Flusssohle und können im Falle einer Sohlpanzerung aus selektiv abgeschürftem, gröberem Material bestehen. Bei Geschiebetrieb muss damit gerechnet werden, dass auch mobiles Material gesammelt wird. Eine Differenzierung in bewegtes und unbewegtes Sohlmaterial ist mit der Schürf-Methode nicht möglich. Dennoch ist sie für ein relativ kleines und leichtes Boot wie das eingesetzte alternativlos. Die Sohlprobengewinnung verlief in den meisten Fällen erfolgreich, auch bei hohen Wasserständen und Fließgeschwindigkeiten.

Sohlproben wurden unter folgenden Gesichtspunkten genommen und ausgewertet:

- Vergleich von Riffle- und Pool-Proben der beiden Laufabschnitte jeweils untereinander,
- Vergleich von Proben zwischen entsprechenden Sohlformen der beiden Laufabschnitte (obere Mulde, untere Mulde) und
- Feststellung hochwasserbegleitender Veränderungen des Sohlmaterials.

Die Nomenklatur der Sohlproben ist einheitlich und enthält mnemonische Abkürzungen für

- den Laufabschnitt der Entnahme, also OM oder UM für obere bzw. untere Mulde,
- die Sohlform, also Ri für Riffle und Po für Pool,
- das Datum in der Form ddmmyy, mit dd für Tagesdatum, mmm für den abgekürzten Monatsnamen und yy für das Jahr sowie
- ggf. relevante Lagemerkmale wie Mi für Mitte, re für rechts oder Lee für stromab der eigentlichen Sohlform, aber noch klar vor der nächsten liegend.

Die Entnahmeorte waren im Interesse der Vergleichbarkeit festgelegt. An der oberen Mulde wurden die Proben vom Riffle 58650 (OM-Ri), aus dem Pool 58500 (OM-Po), an der unteren Mulde vom Riffle 38236 (UM-Ri) und aus dem Pool 38048 (UM-Po) entnommen. Aufgrund der Asymmetrie vor allem des ausgewählten Pool-Querprofils an der oberen Mulde (OM-Po) stellte sich die Frage, ob aufgrund der Differenzierung von Sohlmaterial über den Gerinnebettquerschnitt die Proben aus dem Pool-Tiefsten oder analog zu anderen Probennahmen aus der Mitte des Querschnitts repräsentativ sind. Im Pool-Tiefsten werden am ehesten die hydraulischen Verhältnisse erwartet, die zur Entstehung und Erhaltung von Pools führen und die auch in den Sohlmaterialcharakteristika zum Ausdruck kommen sollten. Da die Frage zum Zeitpunkt der Probennahmen nicht entschieden werden konnte, wurden an der oberen Mulde Proben aus dem Pool-Tiefsten und aus der Mitte entnommen, sofern dies möglich war. Damit wurden zwei OM-Po-Stichprobenkollektive gewonnen. Die Proben aus dem Tiefsten, rechts der Strommitte, sind mit dem Suffix „re“ gekennzeichnet, also OM-Po-re, die Proben aus der Mitte mit „Mi“, werden mit OM-Po-Mi bezeichnet. Die Probennahmestrategie war nicht durchgängig zu realisieren. Eine analoge Differenzierung gibt es an der unteren Mulde nicht, bzw. sie war wegen des annähernd symmetrischen Pool-Querschnitts nicht erforderlich.

Da das Entnahmedatum nur indirekt über den Abflusszustand informiert, ist in allen Tabellen der Abfluss zum Zeitpunkt der Probenahme als relativer bordvoller Abfluss aufgelistet. Das ist der dimensionslose Quotient von Q und Q_{bv} ausgedrückt in Prozent. Als Q_{bv} wurde für die untersuchten Laufabschnitte der Mulde der Abflusswert des Pegels Bad Dübén für die Alarmstufe 1, gleichbedeutend mit dem Beginn der Ausuferung, von $320 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ eingesetzt.

Die Sohlproben wurden mit einer eigens für die Korngrößenverteilungen des Sohlsediments an der Mulde angepassten, d. h. im Spektrum der größten Häufigkeiten durch zusätzlich Siebe erweiterten, Siebkolonne gesiebt. Aufgrund der Abwesenheit von bindigem Material und der verhältnismäßig groben Körnung war es möglich, die Siebungen trocken durchzuführen. Die Ergebnisse ausgewählter Sohlproben sind in Tab. 8.5 (S. 162) aufgeführt. Die Auswahl in der Tabelle richtete sich im Wesentlichen nach der Vollständigkeit von Probenserien an vergleichbaren Standorten.

4.5.2 Die Auswertung der Siebanalysen

In einem ersten Auswertungsschritt wurden Kornverteilungs- und Kornsummenkurven erstellt. Die visuelle Auswertung ergab Hinweise auf typische Korngrößen, Korngrößenspektren und Verteilungscharakteristika. In einem weiteren Schritt wurden die Rohdaten zur Errechnung von Perzentilwerten herangezogen, die zur Berechnung konventioneller granulometrischer Kennwerte und für hydraulische Berechnungen benötigt werden. Bei den Kennwerten handelt es sich um die Schiefe, die Kurtosis und die Sortierung. Das 95 %-Perzentil erwies sich bei den Auswertungen als aussagekräftig und wurde deshalb direkt zur Charakterisierung herangezogen.

Für die Berechnung der Schiefe, der Kurtosis und der Sortierung wurden die von FOLK & WARD (1957) vorgeschlagenen Verfahren angewendet. Die Berechnung der Schiefe und der Sortierung wurde deutschen Verhältnissen angepasst, um die Ergebnisse vergleichbar bzw. mit den Interpretationen konsistent zu machen (vgl. BUNTE & ABT 2001, ENGELHARDT, FÜCHTBAUER & MÜLLER 1964, FÜCHTBAUER 1988). Diese Anpassung ist bei der Berechnung der Kurtosis obsolet.

Die Schiefe berechnet sich modifiziert nach FOLK & WARD (1957) aus

$$\text{Schiefe} = \left[\frac{\Phi_{16} \quad \Phi_{84} \quad 2 \cdot \Phi_{50}}{2 \cdot (\Phi_{84} \quad \Phi_{16})} \quad \frac{\Phi_5 \quad \Phi_{95} \quad 2 \cdot \Phi_{50}}{2 \cdot (\Phi_{95} \quad \Phi_5)} \right] [-] \quad \text{Gl. 41}$$

In Tab. 4.5 sind die Wertebereiche der Schiefe und ihre Beschreibung aufgeführt.

Tab. 4.5: Klassifizierung von Schiefewerten nach BUNTE & ABT (2001)

Wertebereich	Klassifizierung der Schiefe der Verteilung
$ \text{Schiefewert} = 0$	symmetrisch
$0 < \text{Schiefewert} \leq 0,1$	annähernd symmetrisch
$0,1 < \text{Schiefewert} \leq 0,3$	schief
$0,3 < \text{Schiefewert} \leq 1$	sehr schief
Schiefewert < 0	linksschiefe, d. h. zur Seite feinerer Korngrößen geneigte Verteilungen
Schiefewert > 0	rechtsschiefe, d. h. zur Seite gröberer Korngrößen geneigte Verteilungen

Die Kurtosis errechnet sich nach FOLK & WARD (1957) aus

$$\text{Kurtosis} = \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{2,44 \cdot (\Phi_{75} - \Phi_{25})} \quad [-] \quad \text{Gl. 42}$$

Die Wertebereiche der Kurtosis sind in Tab. 4.6 klassifiziert und beschrieben.

Tab. 4.6: Klassifizierung von Kurtosiswerten nach BUNTE & ABT (2001)

Wertebereich	Klassifizierung der Kurtosis der Verteilung
Kurtosiswert $\leq 0,67$	sehr flach
$0,67 < \text{Kurtosiswert} \leq 0,90$	flach
$0,90 < \text{Kurtosiswert} \leq 1,11$	normal
$1,11 < \text{Kurtosiswert} \leq 1,50$	spitz
Kurtosiswert $> 1,50$	sehr spitz

Die Sortierung errechnet sich modifiziert nach FOLK & WARD (1957) aus

$$\text{Sortierung} = \left[\frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} \quad \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6,6} \right] \quad [-] \quad \text{Gl. 43}$$

In Tab. 4.7 sind die Wertebereiche von Sortierungswerten klassifiziert.

Tab. 4.7: Klassifizierung von Sortierungswerten nach BUNTE & ABT (2001)

Wertebereich	Klassifizierung der Sortierung der Verteilung
Sortierungswert $\leq 0,35$	sehr gut
$0,35 < \text{Sortierungswert} \leq 0,5$	gut
$0,5 < \text{Sortierungswert} \leq 0,71$	mäßig gut
$0,71 < \text{Sortierungswert} \leq 1$	mäßig
$1 < \text{Sortierungswert} \leq 2$	schlecht
$2 < \text{Sortierungswert} \leq 4$	sehr schlecht

Für die weitere Auswertung wurden 43 Sohlproben herangezogen. Das 95 %-Perzentil der Korngröße (d_{95}) wurde zur Auswertung ausgewählt, weil es sowohl Aussagen über die größten Fraktionen erlaubt, als auch über die Breite des vertretenen Korngrößenspektrums. Das ist deswegen möglich, weil in allen Sohlproben von der Mulde, auch in den Proben mit groben Fraktionen, das vertretene Korngrößenspektrum spätestens beim Mittelsand beginnt. Das Korngrößenspektrum der Proben reicht stets von Fein- oder Mittelsand mehr oder weniger weit bis in den Bereich von Kies. Bei quasi-konstanter Untergrenze des Spektrums kann seine Breite daher gut mit dem d_{95} -Wert beschrieben werden.

4.6 KARTIERUNGEN UND LUFTBILDAUSWERTUNGEN

Neben der Verlegung des Flusses im Bereich des Muldestausees gab es weitere anthropogene Eingriffe, die teilweise bis heute Bestand haben. Dazu zählen Eindeichungen, Laufbegradigungen bzw. -verlegungen, die Anlage von Querbauwerken sowie Ufersicherungen (PUHLMANN 1997, THIELE 2000).

Um Aufschluss zu erhalten über den tatsächlichen Grad anthropogener Einflussnahme auf den vermessenen Laufabschnitten, wurde eine multitemporale Analyse von Karten und Luftbildern verschiedener Zeitschnitte seit 1851 und eine geomorphologische Detailkartierung auf Laufabschnitten jeweils

ca. 10 km oberhalb und unterhalb des Muldestausees vorgenommen. Leitend waren dabei die Fragestellungen nach

- dem Ausmaß und der Qualität der Uferbefestigungen,
- künstlichen oder natürlichen Laufmusteränderungen in jüngerer Zeit,
- rezenten Tendenzen für natürliche Veränderungen,
- signifikanten Veränderungsindikatoren,
- anthropogener Verursachung und
- dem Unterschied der Laufentwicklung oberhalb und unterhalb des Muldestausees.

Die multitemporale Analyse des Flußlaufes wurde mit historischen Karten (Urmesstischblätter von 1851/52, Messtischblätter der Ausgaben 1872/74 und 1902) und panchromatischen Luftbildaufnahmen (Befliegungen vom 26.05.1953 und vom 27.10.1997) durchgeführt. Zur Überprüfung der Ergebnisse der multitemporalen Analyse sowie zur Identifizierung aktiver Laufverlagerungsprozesse wurde eine terrestrische Kartierung der zwei Flußabschnitte und der zugehörigen Aue durchgeführt. Geländemerkmale wie verlandete Altgewässer, Geländekanten oder Gehölzreihen zeichnen häufig reliktdäre Laufmuster nach und eignen sich daher zur Bestätigung der Analyseergebnisse. Als Indikatoren für potentielle Laufverlagerungen wurden Spuren von Ufererosion und die Existenz flussbegleitender Flutrinnen in der Aue herangezogen.

Besondere Bedeutung kommt Uferabbrüchen zu. Sie wurden als potentielle Indikatoren für Laufverlagerungstendenzen ebenfalls kartiert. Ihre Lage im Längsverlauf und ihre Grundrissform erwies sich als aussagekräftig für lokale Prozesse (VETTER 2002).

Der Lagekonsistenz der multitemporalen Bestandsaufnahmen kommt kritische Bedeutung zu. Horizontale Fehler entfallen in Ungenauigkeiten bei der Datengrundlage und hinzukommende Abweichungen bei der weiteren Verarbeitung. Sie können bei der verwendeten Methodik Werte im Zehnerbereich annehmen. Fehleranalysen zeigten, dass die kartographischen Quellen hinreichend zuverlässig sind. Luftbilder stellen zentralperspektivische Abbildungen der Geländeoberfläche dar, deren systematische Lagefehler mit verschiedenen Methoden bis auf einen für die Fragestellung vernachlässigbaren Restfehler eliminiert werden konnten. Zur Absicherung der Aussagekraft der Ergebnisse wurden nur laterale Veränderungen von mindestens einer halben Flussbreite in die Auswertung einbezogen oder solche, die anhand von Spuren im Gelände (reliktdäre Uferkanten o. ä) nachvollziehbar waren. Es zeigte sich jedoch im Laufe der Arbeiten, dass solche auf geometrische Ungenauigkeiten zurückgehenden Grenzfälle nicht relevant waren. Da Laufmusteränderungen seit 1953 nicht mehr in nennenswertem Ausmaß zu verzeichnen sind, sind vor allem historische Karten bestens geeignet, um Laufmusteränderungen zu identifizieren, zu lokalisieren und zu quantifizieren.

4.7 GERINNEPARAMETER UND IHRE BESTIMMUNG

Die für die Prozessbeschreibung und -analyse verwendeten Daten stammen überwiegend aus der eigenen hydrographischen Vermessung sowie aus den Siebanalysen des Sohlmaterials. Eine wichtige Ergänzung stellten amtliche Pegelinformationen, d. h. Abfluss- und in zweiter Linie Wasserstandsdaten dar. Die Auswertung der geodätischen Querprofile lieferte als wichtigste Informationen zur Ergänzung der hydrographischen Aufnahmen die Wasserspiegelgradienten bei Niedrigwasser. Aus diesem Bestand an Daten wurden alle weiteren benötigten Größen abgeleitet.

Bei den Wasserspiegelgradienten handelt es sich um mittlere Werte. Lokale Wasserspiegelveränderungen, wie beispielsweise Differenzierungen des Wasserspiegelgefälles durch Riffles und Pools, konnten damit nicht festgestellt werden. Für den Abschnitt an der unteren Mulde beträgt der mittlere Gradient auf der untersuchten Strecke 0,018 %, für die obere Mulde 0,029 %. Diese Werte wurden für entsprechende Überlegungen auf den Hochwasserfall übertragen.

Bei höheren Wasserständen beobachteten u. a. LEOPOLD ET AL. (1964/1995: 165) und RICHARDS (1978b) ein Ausnivellieren von Gradientenunterschieden, die bei Niedrigwasser über der undulierenden Sohltopographie entstehen können. Das unterstützt die Übernahme von Durchschnittswerten. Die Übertragung erschien vor diesem Hintergrund unter der Annahme völlig oder annähernd stationärer Bedingungen als gerechtfertigt.

Bei stationärem und gleichförmigem Fließen kann das Wasserspiegelgefälle dem Energieliniengefälle und dem mittleren Sohlgefälle gleichgesetzt werden. Große Abweichungen der Wasserspiegellage von der Energielinienlage sind mit großen Fließgeschwindigkeiten bzw. Geschwindigkeitshöhen verbunden und umgekehrt. LEOPOLD ET AL. (1964/1995) führen ein Beispiel vom Rio Grande an, bei dem die Sohle und die Gradienten bei fast bordvollen und deutlich niedrigeren Abflüssen bestimmt wurden. Dabei kristallisiert sich das Bild heraus, dass vor allem im Abstrom der großen Riffles höhere Fließgeschwindigkeiten zu verzeichnen sind. Bei bordvollen Abflüssen bleibt dieses Muster in abgeschwächter Form erhalten, d. h. die Ungleichförmigkeiten der Wasserspiegellinie bleiben ortsfest, im Abstrom der Riffles sind höhere Fließgeschwindigkeiten zu verzeichnen.

Wasserspiegellagen sind grundsätzlich, wenn auch mit Schwierigkeiten, messbar. Die Höhenlage der Energielinie ist dagegen nur indirekt bestimmbar. Für ihre Bestimmung ist zusätzlich die Kenntnis der Fließgeschwindigkeit v_m erforderlich. In der vorliegenden Arbeit wurden die Fließgeschwindigkeiten indirekt über die Querprofilvermessung und die daraus ermittelte Größe der Querschnittsflächen bei bekannten Abflüssen bestimmt. Das Verfahren ist naheliegend, wenn ohnehin hydrographisch vermessen wird, und effizient, da kein Mehraufwand erforderlich ist. Es setzt jedoch neben der Kenntnis der Abflussdaten deren Repräsentativität voraus und liefert nur mittlere Fließgeschwindigkeiten.

An den Querprofilen wurden zusätzlich zu den gegebenen Werten Q und W des Referenzpegels Bad Düben sowie W am Hilfspegel Muldenstein (untere Mulde) die in Tab. 4.8 aufgeführten morphometrischen und hydraulischen Parameter bestimmt. Aus den Längsprofilvermessungen und den sedimentologischen Untersuchungen wurden zusätzlich folgende Parameter herangezogen:

- verschiedene Perzentilwerte der Korngrößenverteilungen (u. a. d_{50} , d_{84} , d_{90}),
- die mittlere Mittentiefe im Längsverlauf,
- die Standardabweichung σ der Mittentiefen im Längsverlauf (Sohlundulationsintensität),
- mittlere und maximale Höhe und Tiefe Δ von Sohlformen,
- die Länge der Sohlformen Λ sowie
- die Steilheit der Sohlformen Δ/Λ .

Da die mittlere Fließgeschwindigkeit v_m , wenn auch durch Rückrechnung, bestimmt werden konnte, wurde die Schätzung von Rauheitsbeiwerten überflüssig. Stattdessen konnten sie nach Umformung der Darcy-Weisbach-Fließformel (Gl. 3 bzw. Tab. 4.8) berechnet werden.

Tab. 4.8: Morphometrische und hydraulische Standardgrößen (gemessene oder aus eigenen Messungen bestimmte in **Fettdruck**), ohne Konstanten

Var.	Beschreibung	Bestimmung / Berechnung	Berechnung
b	Gerinnebreite	Hydrogr./amtl. geod. Vermessung	
h	Gerinnetiefe	Hydrogr./amtl. geod. Vermessung	
A	Fließquerschnittsfläche	Hydrogr./amtl. geod. Vermessung	$A = b \cdot h_m$
r_{hy}	hydraulischer Radius	Hydrogr./amtl. geod. Vermessung	$r_{hy} = A/P$
P	benetzter Umfang	Hydrogr./amtl. geod. Vermessung	$P = A/r_{hy}$
d	Korngrößen	Probennahme	
I	Gefälle (mittleres)	Amtliche geodätische Daten	
Q	Abfluss	Amtliche Pegeldaten	
v_m	mittlere Fließgeschwindigkeit	Vermessungsdaten, Q	$v_m = Q/A$
v*	Schubspannungsgeschwindigkeit	Vermessungsdaten	$v^* = \sqrt{g \cdot r_{hy} \cdot I}$
λ	Rauheitsbeiwert nach Darcy-Weisbach	Vermessungsdaten, v _m	$\lambda = 8g \cdot r_{hy} \cdot I \cdot v^2$
k_{St}	Manning-Strickler-Beiwert	Vermessungsdaten, v _m	$k_{St} = v_m \cdot r_{hy}^{2/3} \cdot I^{1/2}$
k_s	äquiv. Sandrauheit	aus gerechneten Rauheiten oder Korngrößen	aus λ / v, I / d
τ	Schubspannung	Vermessungsdaten	$\tau = \rho \cdot g \cdot r_{hy} \cdot I$
Θ	Dimensionslose Schubspannung	Vermessungsdaten und Siebana-lyse	$\tau \cdot (\rho_F - \rho) \cdot g \cdot d_m^{-1}$
Re	Reynoldszahl	Vermessungsdaten, v _m	$Re = v_m \cdot h_m \cdot \nu^{-1}$
Fr	Froude-Zahl	Vermessungsdaten, v _m	$Fr = v_m \cdot (g \cdot h_m)^{-1/2}$
Re*	Korn-Reynoldszahl	Vermessungsdaten und Siebana-lyse	$Re^* = v^* \cdot d_m \cdot \nu^{-1}$
Fr*	Feststoff-Froudezahl	Vermessungsdaten und Siebana-lyse	$Fr^* = v^* \cdot (\rho \cdot g \cdot d)^{-1/2}$
ω	Einheits-Strömungsleistung	Vermessungs- und Pegeldaten	$\omega = \rho \cdot g \cdot Q \cdot I \cdot b^{-1}$
Ω	Strömungsleistung	Vermessungs- und Pegeldaten	$\Omega = \rho \cdot g \cdot Q \cdot I$

5 ERGEBNISSE

Das Spektrum der Untersuchungsmethoden variierte abhängig von der Länge der untersuchten Laufabschnitte. Die Methoden nahmen an Detailliertheit zu, je kürzer die untersuchten Abschnitte waren. Lage und Länge der Laufabschnitte sowie jeweils angewandte Untersuchungs- und Auswertungsmethoden sind in Tab. 5.1 zusammengefasst.

Tab. 5.1: Untersuchte Laufabschnitte, Vermessungsdaten und Auswertungen (vgl. Abb. 4.6)

Laufabschnitt	Untersuchungsmethoden, Auswertung (Fragestellungen)
Obere Mulde: Alaunwerk bis Einlauf Muldestausee (Fluss-km 64,000 bis ca. 53,000) (Abb. 3.9) Untere Mulde: Auslauf Muldestausee bis Jeßnitzer Wehr (Fluss-km 43,500 bis 33,000) (Abb. 3.10)	Ufer- und Auenkartierung (Uferstabilität) multitemporale Karten- und Luftbildauswertungen (Laufmusteränderungen seit 1850)
Obere Mulde: Fluss-km 60,600 bis 57,030 (Abb. 3.9) Untere Mulde: Fluss-km 40,300 bis 36,570 (Abb. 3.10)	Auswertung geodätischer Niedrigwasser-Querprofile, Querprofildatenbank mit morphometrischen und hydraulischen Parametern (Simulation beliebiger Wasserstände, statistische Auswertungen) hochwasserbegleitende hydrographische Längsprofilaufnahmen (Sohlmorphodynamik)
Obere Mulde: Fluss-km 59,000 bis 58,400 (Abb. 3.9) Untere Mulde: Fluss-km 38,650 bis 37,950 (Abb. 3.10)	Hochwasserbegleitende hydrographische Querprofilaufnahme sowie sohlformspezifische Sohlprobebedingte Sohlmorpho- und Sohlmaterialdynamik)

5.1 DIE NIEDRIGWASSER-MORPHOMETRIE DES GERINNEBETTS

Für eine Grundlagenauswertung der Gerinnemorphometrie standen Querprofilvermessungen des Landesbetriebs für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft (LHW, früher Staatliches Amt für Umweltschutz) Dessau/Wittenberg zur Verfügung, bei denen im Gegensatz zu den rein hydrographischen Vermessungen die Ufer bis zur Aue in die Messung einbezogen waren. Die Querprofile liegen in Abständen von 100 bis 200 m. Dabei wurden die Sohl- und Wasserspiegellagen mit geodätischer Genauigkeit aufgenommen, was die Ermittlung von Wasserspiegelgradienten ermöglichte.

5.1.1 Wasserspiegellagen und -gradienten

Abb. 5.1 zeigt die Wasserspiegellagen und -neigungen des Laufabschnitts oberhalb des Muldestausees. Der Rückstau durch das Einlaufbauwerk des Muldestausees (Fluss-km 52,800) reicht bei Niedrigwasser bis ungefähr Fluss-km 55,000. Die Neigungen des Wasserspiegels streuen auf den davon unbeeinflussten Strecken zwischen 0,02 und 0,35 ‰. Sie gehen im rückstaubeeinflussten Abschnitt auf 0,05 ‰ zurück. Auch das im Längsverlauf geringer werdende Wasserspiegelgefälle ist gut zu erkennen.

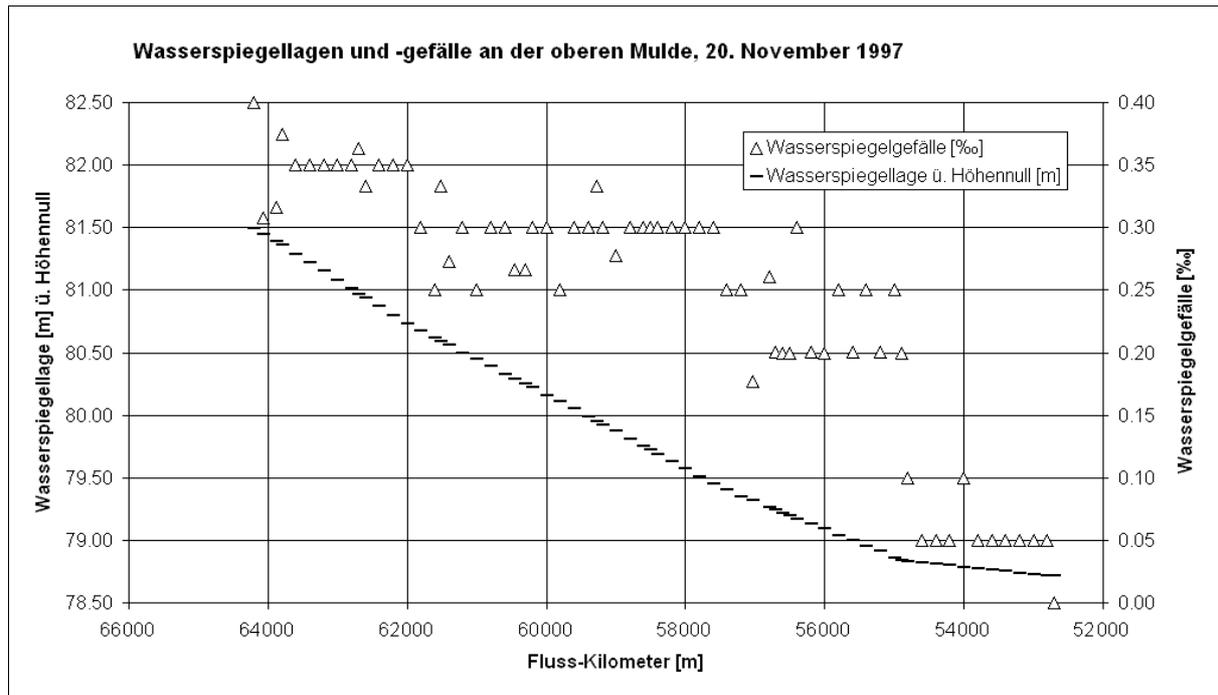


Abb. 5.1: Wasserspiegellagen und -gefälle der oberen Mulde am 20. Nov. 1997 bei $Q = 22,5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Pegel Bad Dübén, Rohdaten mit freundlicher Genehmigung des Staatlichen Amtes für Umweltschutz, Dessau/Wittenberg; Vermessung durch Ing.-Büro Kreller)

An der unteren Mulde stellt sich das Bild komplizierter dar, weil im September 1996 bei unterschiedlichen Wasserständen vermessen wurde (Abb. 5.2). Nur Teilabschnitte, die bei gleichen Abflüssen vermessen wurden, zeigen jeweils konsistente Wasserspiegellagen. Die an den Vermessungstagen jeweils herrschenden Abflüsse (Pegel Bad Dübén) sind in der Graphik vermerkt.

Die Wasserspiegelgefälle der unteren Mulde weisen bei insgesamt niedrigeren Werten als an der oberen Mulde keine so deutliche Tendenz auf. Sieben unterschiedliche Abschnitte lassen sich ausgliedern und deren unterschiedliche Wasserspiegelneigungen interpretieren:

1. Vom Auslaufbauwerk des Muldestausees (Fluss-km 43,500) bis zur Eisenbahnbrücke (Fluss-km 42,000) treten wenig streuende Wasserspiegelgefälle von 0,05 ‰ und darunter auf. Offensichtlich verursacht die Eisenbahnbrücke bzw. die Querschnittsform einen Rückstau und damit die niedrigen Werte.
2. Von der Eisenbahnbrücke (Fluss-km 42,000) bis zum Greppiner Wehr (Fluss-km 40,300) treten etwas erhöhte, im Vergleich zur oberen Mulde aber immer noch niedrige Neigungen zwischen 0,09 und 0,14 ‰ auf. Der Rückstau des unterschlächtigen Greppiner Wehres macht sich möglicherweise bereits ab Fluss-km 41,300 durch Werte um 0,1 ‰ bemerkbar.
3. Vom Greppiner Wehr (Fluss-km 40,300) bis zum Fluss-km 37,750 (Muldenstein): Der Sprung der Wasserspiegellagen bei Fluss-km 40,300 fällt wegen des Greppiner Wehres hoch aus, obwohl die Abflüsse bei der Vermessung des unterstrom liegenden Abschnitts sogar leicht erhöht waren. Unterhalb des Greppiner Wehres bis Fluss-km 38,000 treten Wasserspiegelneigungen zwischen 0,11 und 0,21 ‰ auf. Bei Fluss-km 37,750 liegt eine auffällig scharfe Linkskurve, in der bei mittleren und niedrigen Wasserständen eine kleine Flussinsel aus dem Wasser ragt. Der Fluss stößt hier auf anstehendes Festgestein, das aus dem im Mitteldeutschen inselhaft vorkommenden Quarzporphyr besteht, aus dem auch die nahegelegene Erhebung, der Muldenstein, aufgebaut ist. Das erklärt plausibel die scharfe Richtungsänderung des Muldelaufes mit einem minimalen Krüm-

mungsradius von 50 m, seine relative Lagestabilität zumindest seit 1850, aber eben auch die Existenz einer Sohlschwelle, die zu einem Rückstau oberstrom und zu höherem Wasserspiegelgefälle unterstrom führt.

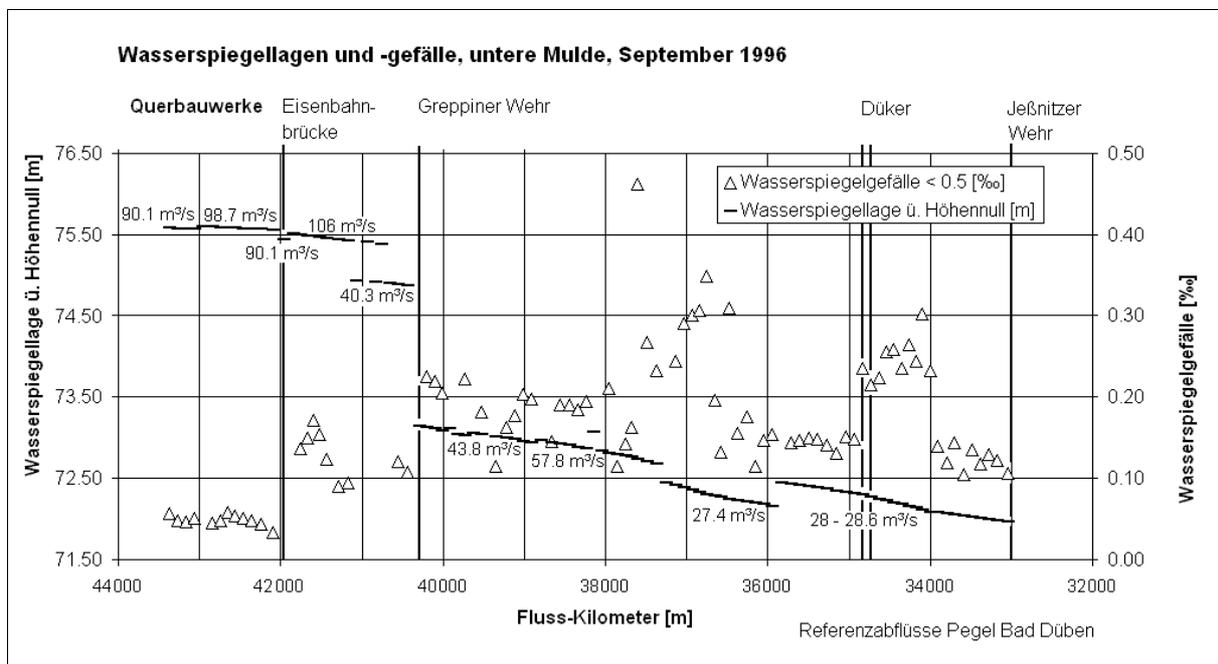


Abb. 5.2: Wasserspiegellagen und -gefälle der unteren Mulde im September 1996 (Abflusswerte Pegel Bad Düben [m^3s^{-1}] im Diagramm), Rohdaten mit freundlicher Genehmigung des Staatlichen Amtes für Umweltschutz, Dessau/Wittenberg; Vermessung durch Ing.-Büro Wasser und Umwelt

4. Es folgt von Fluss-km 37,750 bis Fluss-km 36,500 der Laufabschnitt mit den höchsten Spiegelneigungen, die überwiegend zwischen 0,22 und 0,35 ‰ schwanken und damit ähnlich hohe Werte erreichen wie an der oberen Mulde. Die Wasserspiegellinie dürfte hier noch am wenigsten durch Sonderfaktoren beeinflusst sein. Die scharfe Linksbiegung am Fluss-km 36,670 macht sich nicht durch einen Rückstau bemerkbar.
5. Zwischen Fluss-km 36,500 und den Dükern bei Fluss-km 34,800 und 34,900 herrschen Gefällewerte um 0,15 ‰ mit auffallend geringer Streuung vor, die durch die zwei Düker erklärt werden. Die Düker liegen über der Flusssohle, wie Unterwasseraufnahmen des Landesbetriebes für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft zeigen (freundliche mündliche Mitteilung T. Schmalfeld, Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft). Der dadurch entstehende Rückstau erfährt seinen Ausgleich offensichtlich auf dem anschließenden Abschnitt.
6. Nach den Dükern bei Fluss-km 34,900 bis Fluss-km 34,000 treten hohe Neigungen um 0,27 ‰ bei geringer Streuung auf. Bei Fluss-km 35,000 ist eine Hochlage des Wasserspiegels von +2,3 cm gegenüber einer für diesen Abschnitt modellierten, mittleren Wasserspiegellinie zu verzeichnen. Anschließend findet der Ausgleich zu der anschließenden Tieflage bei Fluss-km 34,000 statt, wo der Wasserspiegel 3,1 cm vom Modell nach unten abweicht. Die Gefällewerte erfahren damit gegenüber dem oberstrom gelegenen Abschnitt fast eine Verdopplung. Bemerkenswert ist auch die Reichweite der Beeinflussung des Wasserspiegels von annähernd 1000 m vor und nach den Dükern. Inwieweit diese Varianz durch eine natürliche synchrone Riffle-Pool-Abfolge noch verstärkt wird, kann anhand der vorliegenden Ergebnisse nicht gesagt werden. Durch das erhöhte Wasserspiegelgefälle im Abstrom der Düker muss auf diesem Abschnitt mit verstärkter Trans-

portkompetenz gerechnet werden, wenn die Wasserspiegelunterschiede auch bei hohen Wasserständen erhalten bleiben.

7. Zwischen Fluss-km 34,000 und 33,000 sind Neigungen zwischen 0,1 und 0,15 ‰ mit geringer Streuung zu verzeichnen, die wohl bereits auf das Jeßnitzer Wehr bei Fluss-km 33,000 zurückzuführen sind. Am Fluss-km 33,000 ist wieder eine plausible Hochlage des Wasserspiegel von 3,0 cm gegenüber dem idealisierten Verlauf zu verzeichnen.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass an den Wasserspiegellagen der Mulde vom Auslauf des Muldestausees bis zum Jeßnitzer Wehr deutliche Zeichen von mehrheitlich anthropogenem, aber auch natürlichen Sondereinflüssen aufgezeigt werden können. Unterschiedliche Querbauwerke werden dabei wirksam. Das Maß der anthropogenen Beeinflussung ist demnach höher als zunächst offensichtlich. Die Reichweiten der Beeinflussungen zumindest bei niedrigen Wasserständen lassen sich relativ genau bestimmen und beziffern. Über die Persistenz der Wasserspiegelundulationen bei höheren Abflüssen liegen keine Informationen vor.

Die Auswertung der geodätisch ermittelten Wasserspiegelneigungen ergab wesentliche Anhaltspunkte für die an der Mulde vorherrschenden Wasserspiegelgradienten. Die Neigungen sind an der unteren Mulde mit einer repräsentativen Spanne von 0,11 ‰ bis 0,25 ‰ insgesamt geringer als an der oberen Mulde, was auf die Existenz von Wehren zurückgeführt wird. An der oberen Mulde sind auf dem detailliert untersuchten Laufabschnitt Neigungen zwischen 0,25 ‰ und 0,3 ‰ am häufigsten. Am unteren Laufabschnitt sind neben den Wehren weitere anthropogene, aber auch natürliche Störeinflüsse zu verzeichnen, die ihren Niederschlag in abweichenden Wasserspiegelgradienten finden. Eine mit natürlichen Sohlformen assoziierte Differenzierung von Wasserspiegelundulationen, also eine quasi-periodisch undulierende Wasserspiegeltopographie konnte mit den zur Verfügung stehenden Daten nicht festgestellt werden.

5.1.2 Die Ergebnisse der Querprofilbewertungen

Tab. 5.2 fasst die Ergebnisse der Auswertung der geodätischen Querprofilvermessung zusammen. Die Werte der Laufmuster-morphometrie lassen deutliche Unterschiede zwischen den beiden verglichenen Laufabschnitten erkennen. Während der obere Laufabschnitt bei einem Sinuositätswert $P = 1,1$ nahezu vollständig gestreckt ist, kann der untere Laufabschnitt mit $P = 3,1$ als stark gewunden bezeichnet werden. Die eingeschränkte Vergleichbarkeit der ausgewählten Abschnitte hinsichtlich der Grundrissgeometrie war nicht zu vermeiden.

Da die Originalwerte auf Vermessungen in einer Spanne von Abflüssen von 27 bis 108 m^3s^{-1} beruhen, wird im folgenden Bezug auf die Werte genommen werden, die auf der Basis des simulierten, gleichwertigen Wasserstandes korrespondierend zu $Q = 27,4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ gewonnen wurden. Während die mittleren Gerinnetiefen auf dem Laufabschnitt oberhalb des Muldestausees zwischen 0,57 und 1,48 m schwanken, werden auf dem Laufabschnitt unterhalb des Sees Werte von 0,97 bis 3,47 erreicht. Der Mittelwert ist unterhalb des Muldestausees mit 1,98 m fast doppelt so hoch wie oberhalb (1,01 m), das Mittel der maximalen Tiefen ist um 1,14 m größer, das absolute Maximum um 1,55 m. Als besonders aussagekräftig werden die Mittelwerte angesehen.

Der Maximalwert der mittleren Tiefe von 3,47 m wird im Querprofil 37,493 erreicht, das unmittelbar nach der scharfen Linkskurve (Krümmungsradius 50 m) bei Muldenstein liegt (Abb. 3.10). Das Querprofil gehört mit einer Breite von 41 m auch zu den schmalsten.

Tab. 5.2: Kennwerte der Gerinne- und Laufmuster-morphometrie der Mulde (Datengrundlage: amtliche Querprofilvermessung)

Fluss-km 60,450 bis 57,030 bei Q (Bad Dübener) $\approx 22,5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$			
n = 21, Sinuosität = 1,1	Minimum	Mittelwert	Maximum
Mittlere Tiefe [m]	0,57	1,01	1,48
Maximale Tiefe [m]	0,89	1,98	3,62
Breite [m]	35,2	48,3	63,0
Fließquerschnittsfläche [m ²]	33,6	49,2	72,1
Benetzter Umfang [m]	35,9	48,9	63,1
Mittlere Fließgeschwindigkeit [ms ⁻¹]	0,31	0,47	0,67
Krümmungsradien [m]	170	1340	2700
Fluss-km 40,284 bis 36,474 bei Q (Bad Dübener) 27 bis 108 m³s⁻¹			
n = 38, Sinuosität = 3,1			
Mittlere Tiefe [m]	1,00	2,01	3,46
Maximale Tiefe [m]	1,34	3,24	5,51
Breite [m]	37,5	47,1	59,0
Fließquerschnittsfläche [m ²]	58,5	94,1	148,3
Benetzter Umfang [m]	40,6	48,4	59,2
Mittlere Fließgeschwindigkeit [ms ⁻¹]	0,27	0,52	0,77
Krümmungsradien [m]	50	540	1200
Fluss-km 40,284 bis 36,474 bei simulierten Wasserspiegellagen korrespondierend mit Q (Bad Dübener) = 27,4 m ³ s ⁻¹			
n = 38			
Mittlere Tiefe [m]	0,97	1,98	3,47
Maximale Tiefe [m]	1,32	3,12	5,27
Breite [m]	30,5	45,5	59,0
Fließquerschnittsfläche [m ²]	57,1	88,2	138,7
Benetzter Umfang [m]	32,7	46,6	59,2
Mittlere Fließgeschwindigkeit [ms ⁻¹]	0,20	0,32	0,48

Die Fließquerschnittsfläche erreicht bei allen statistischen Kennwerten auf dem oberen Laufabschnitt nur ungefähr halb so große Werte wie am unteren Laufabschnitt, die auf die vereinheitlichten Wasserstände korrespondierend zu einem Abfluss (Bad Dübener) von 27,4 m³s⁻¹ bezogen sind. Andererseits liegen die Werte für den benetzten Umfang und die Gerinnebreite oberhalb des Muldestausees wenig über den Werten des unteren Laufabschnitts. Die durchflossenen Querschnitte sind also unterhalb des Muldestausees bei vergleichbaren Breiten größer - primär aufgrund größerer Tiefen.

Tiefen und Gerinnebreiten verlaufen oszillierend (Abb. 5.3), die Tiefen parallel zueinander, die Gerinnebreite im Wesentlichen gegenläufig zu den Tiefen. Nach LEOPOLD ET AL. (1964/1995) bewegt sich der Abstand zwischen Riffles benachbarter Abfolgen zwischen dem Fünf- bis Siebenfachen der Gerinnebreite. KELLER & MELHORN (1978) untermauerten diese Erkenntnis mit eigenen Untersuchungsergebnissen und THORNE (1997: 183) bemerkt dazu, dass „dreißig Jahre weiterer Beobachtungen und Messungen diese Feststellung nicht verändert haben“ (Übersetzung durch den Verfasser). Er beschreibt aufgrund eigener Arbeiten (HEY & THORNE 1986) den Zusammenhang zwischen bordvoller Gerinnebreite und dem mittleren Riffle-Abstand mit dem Faktor $2\pi \approx 6,31$. Die Abstände sind an den untersuchten

Laufabschnitten der Mulde etwas höher, was damit erklärt werden kann, dass bei der Kalkulation nicht die höheren bordvollen Gerinnebreiten eingesetzt wurden.

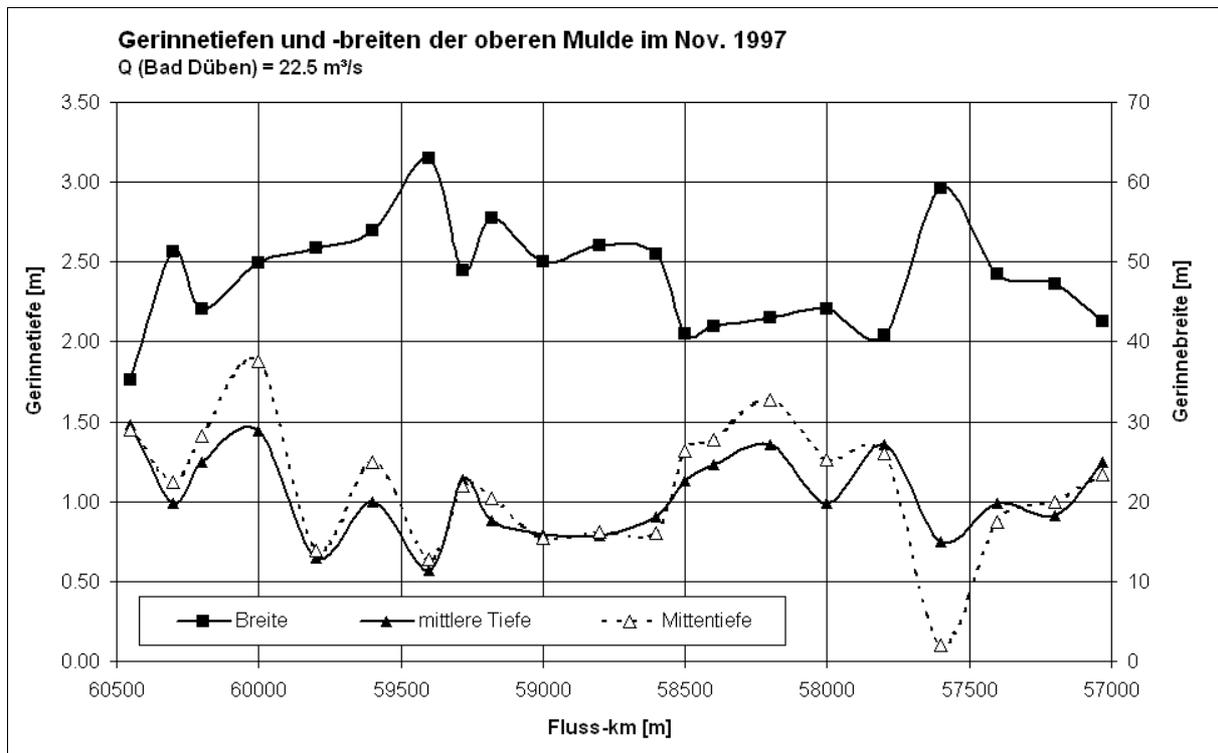


Abb. 5.3: Längsschnitt der Gerinnetiefen und -breiten der oberen Mulde bei Niedrigwasser

Die Mittentiefe unterscheidet sich in der Regel wenig von der mittleren Tiefe, so dass sie eine akzeptable Näherung der mittleren Tiefe darstellt, wenn keine vollständigen Querprofilvermessungen zur Verfügung stehen. Im Fall des Querprofils 57600 liegt die Mittentiefe nicht nur deutlich unter der mittleren Tiefe, sondern nahe bei Null. Es handelt sich bei dem Profil um ein symmetrisches w-förmiges, bei dem größere Tiefen beiderseits der Gerinnemitte in Ufernähe erreicht werden. Auf den untersuchten Flussabschnitten sind solche ungewöhnlichen Querprofilformen sehr selten.

Nicht immer folgt die Breitenveränderung der Tiefenveränderung, beispielsweise an Fluss-km 60,000, 59,000 und vor allem zwischen Fluss-km 58,500 und 58,000, wo trotz größerer Tiefen die Breite eher zunimmt, allerdings nur geringfügig. Es lassen sich Riffles ausmachen bei Fluss-km 60,300, 59,800, von 59,000 bis 58,600, bei Fluss-km 58,000 und 57,600. Abb. 5.4 zeigt Streuung und Regressionen der maximalen Tiefe, der Mittentiefe, der Fließquerschnittsfläche und der Gerinnebreite in Abhängigkeit von der mittleren Tiefe an der oberen Mulde.

Bei den Regressionen der Tiefenmaße wurde die Konstante für den y-Achsenabschnitt auf Null gesetzt. Die Einführung dieser Randbedingung erschien angezeigt, da mittlere Gerinnetiefen von Null aus leicht nachvollziehbaren Gründen bei den anderen Tiefenmaßen Werte von Null bedingen und umgekehrt. Obgleich die zugrundeliegende Argumentation irrelevant anmutet, da sie von einem unrealistischen, wenn auch korrekten Spezialfall ausgeht, hat die daraus folgende Vorgehensweise doch den Vorteil, die Steigungen der Regressionsgeraden als Proportionalitätsfaktoren direkt vergleichbar und verwendbar zu machen. So liegt die Mittentiefe gemäß Regression 7 % über der mittleren Tiefe, während die maximale Tiefe fast doppelt so groß ist. Das verhältnismäßig hohe Maß des Zusammenhangs zwischen mittlerer und Mittentiefe von 71 % beschriebener Varianz, wie es sich bereits in Abb. 5.3 andeutet, zeigt die Brauchbarkeit des Maßes Mittentiefe als Substitut für die mittlere Tiefe.

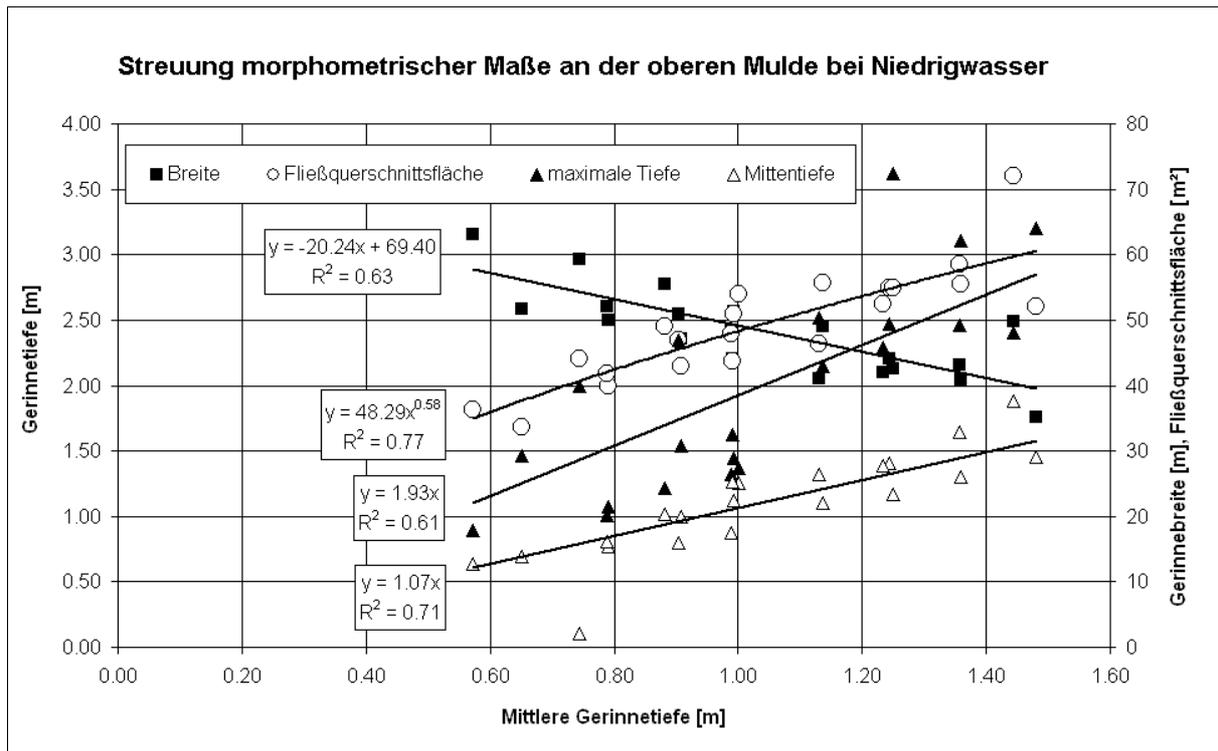


Abb. 5.4: Korrelation verschiedener Tiefenmaße, der Gerinnebreite und des Fließquerschnitts an der oberen Mulde bei Niedrigwasser ($Q = 22,5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ am Pegel Bad Düben)

Die negative lineare Regression der Gerinnebreite auf die mittlere Gerinnetiefe ist nur eingeschränkt gültig. Erstens wäre auch bei diesem Parameter eine Regressiongerade mit einem Achsenabschnitt von Null plausibel, und zweitens ergeben sich bei der Extrapolation schon bei mittleren Tiefen um 3,5 m Gerinnebreiten nahe Null. Folgende Erklärung wird vorgeschlagen:

- Der negative Zusammenhang zwischen mittleren Gerinnetiefen und Gerinnebreiten spiegelt die morphometrische Varianz von Riffle- und Pool-Profilen wider, wobei die flachen, breiten Profile den ersteren, die tiefen, schmalen Profile den letzteren zuzuordnen sind. Die ausgeprägten numerischen Unterschiede sind auch auf die Niedrigwasserbedingungen zurückzuführen.
- Der Zusammenhang eignet sich zur Beschreibung der im untersuchten Gerinneabschnitt vorkommenden Varianz von Breiten und Tiefen bzw. zur Beschreibung der Riffle- und Pool-Morphometrie, nicht jedoch zur Extrapolation wesentlich über das beobachtete Spektrum hinaus. Bei größeren Grundgesamtheiten erweist sich der lineare Zusammenhang wahrscheinlich als hinfällig.

Ein Hinweis auf die eingeschränkte Übertragbarkeit anderer morphometrischer Untersuchungen soll hier gegeben werden. RICHARDS (1976a) beschrieb den Zusammenhang zwischen bordvoller Gerinnebreite b an Riffles bzw. Pools und dem bordvollem Abfluss Q mit $b_{\text{Riffle}} = 4,54 \cdot Q^{0,33}$ und $b_{\text{Pool}} = 3,85 \cdot Q^{0,35}$. Bei einem bordvollen Abfluss von $Q = 320 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ergäbe sich für die Mulde daraus eine durchschnittliche Breite für den Riffle $b_{\text{Riffle}} = 30,5 \text{ m}$ und für den Pool $b_{\text{Pool}} = 29 \text{ m}$. Die so ermittelten Werte liegen weit unter den bei Niedrigwasser an der Mulde beobachteten.

Der Zusammenhang zwischen Fließquerschnittsfläche und mittlerer Tiefe in Abb. 5.4 darf nicht überbewertet werden, da es sich bei dem Parameter um das Produkt aus mittlerer Tiefe und Breite handelt und damit die Unabhängigkeit von der mittleren Tiefe nicht gegeben ist. Aus diesem Grunde wurde auch ein durch Potentialfunktion beschriebener theoretischer Zusammenhang gewählt. Es wird deutlich, dass tiefere, aber schmalere Fließquerschnittsflächen größer sind als flache, obwohl diese breiter

sind. Daraus lässt sich schließen, dass große Tiefen geringe Breiten überkompensieren. Die tiefen und schmalen Pool-Profile weisen also die höheren, die flachen und breiten Riffle-Profile tendenziell die kleineren Fließquerschnittsflächen auf. Daraus folgt, dass bei Niedrigwasser die mittleren Fließgeschwindigkeiten in den Riffle-Profilen höher sein müssen als in den Pool-Profilen (vgl. auch Tab. 5.2).

Abb. 5.5 stellt den Verlauf von Gerinnetiefenmaßen und -breiten an der unteren Mulde dar. Zum Vergleich sind die originalen Vermessungsdaten und auf simulierten Werten (bezogen auf Wasserstand bei $Q = 27,4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) basierende Morphometriedaten in der Abbildung dargestellt. Sie zeigen, dass die Abweichungen von den vermessenen Werten in vielen Fällen vernachlässigbar gering ausfallen. Das mag zum einen daran liegen, dass die Abflüsse und die Wasserspiegellagen bei der geodätischen Vermessung mehrheitlich kaum von $Q = 27,4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ abwichen. Zum anderen ist der Effekt veränderter Abflüsse bis auf wenige Ausnahmen offensichtlich verhältnismäßig gering, und zwar gerade auch bei den Querprofilen, die bei wesentlich höheren Abflüssen vermessen wurden (Fluss-km 39,222 bis 37,364). Die Profile 39222 und 39345 weisen ungewöhnliche Formen auf, wodurch die großen Divergenzen zwischen gemessenen und simulierten Werten zu erklären sind. Insgesamt zeigt sich ein gegenläufiges Oszillieren der Tiefen und der Breite wie bei der oberen Mulde. Die Frequenz ist zu Beginn des Längsschnitts bis ca. Fluss-km 39,500 sehr hoch und lässt alleine auf einem halben Kilometer drei Riffles erkennen. Da es sich um den Laufabschnitt unterhalb des Greppiner Wehres handelt, kann der Einfluss der dadurch veränderten hydraulischen Verhältnisse nicht ausgeschlossen, aber auch nur schwer interpretiert werden. Fünf weitere Riffles schließen sich auf der folgenden Strecke von Fluss-km 39,500 bis 37,000 an. Der sich daraus ergebende mittlere Abstand übersteigt die in der Literatur (u. a. THORNE 1997) angeführten Werte vom Fünf- bis Siebenfachen der Gerinnebreite.

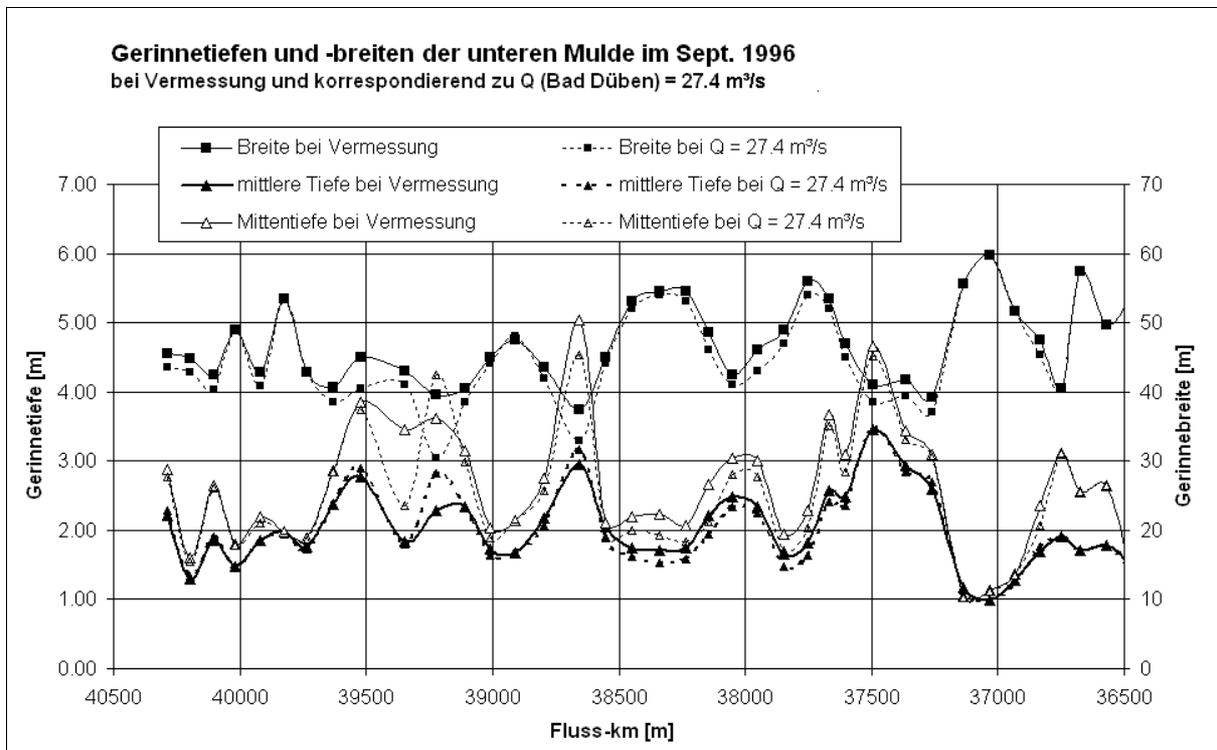


Abb. 5.5: Längsschnitt von Gerinnetiefen und -breiten der unteren Mulde bei Niedrigwasser (Erklärung zu korrespondierenden morphometrischen Parametern im Text)

Die Werte der Mittentiefe sind im Mittel ca. ein Viertel größer als die der mittleren Tiefe, bei der maximalen Tiefe sind es knapp 60 % (Abb. 5.6). Die lineare Regression der Mittentiefe auf die mittlere Tiefe erklärt annähernd 90 % der Varianz. Die Mittentiefe kann auf dem unteren Laufabschnitt also nicht

ohne Weiteres die mittlere Tiefe substituieren, zumal die Umrechnungsfaktoren wasserstandsabhängig sind. Im Vergleich zum oberen Laufabschnitt sind die Mittentiefen damit systematisch größer. Das gilt umso mehr, als der unabhängige Parameter mittlere Tiefe ohnehin schon größere Werte annimmt als das oberstrom der Fall ist. Gleiches gilt für die maximale Tiefe (vgl. auch Tab. 5.2).

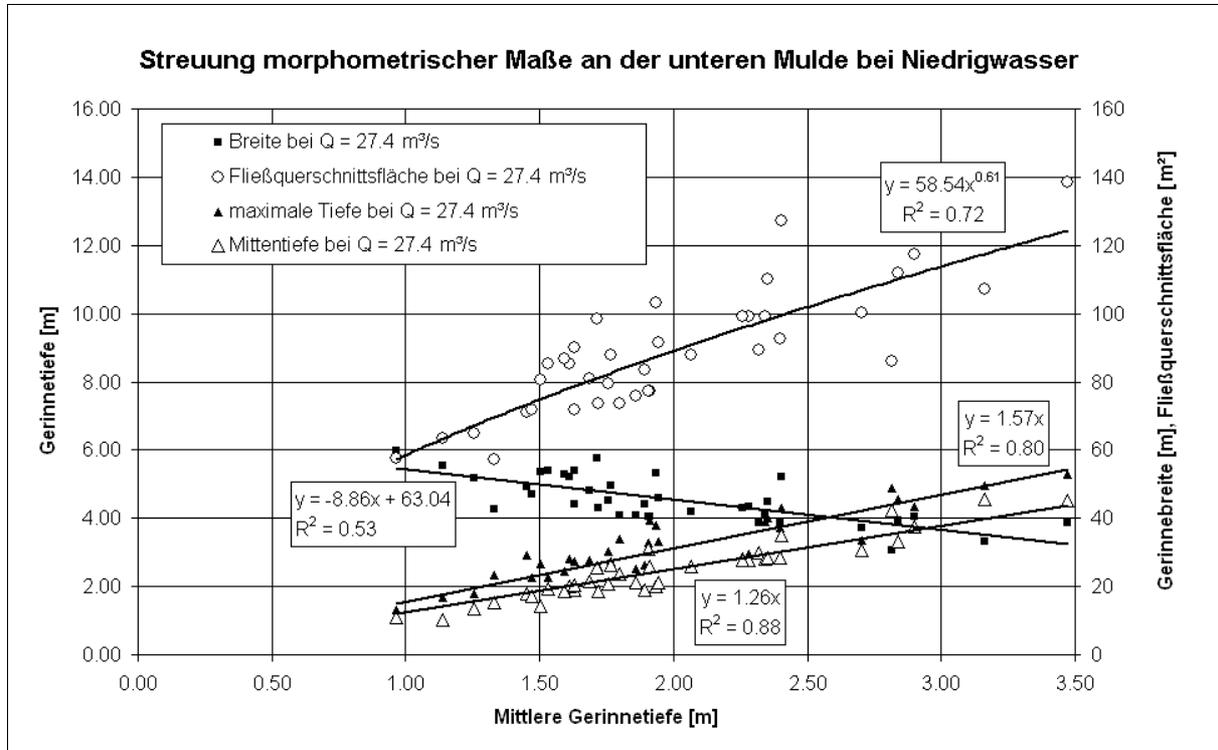


Abb. 5.6: Korrelation verschiedener Tiefenmaße, der Gerinnebreite und des Fließquerschnitts an der unteren Mulde bei korrespondierenden Niedrigwasserständen ($Q = 27,4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ am Pegel Bad Düben)

Die Beziehung zwischen Gerinnebreite und mittlerer Tiefe ist negativ. Die Gerinnebreiten schwanken im Wesentlichen zwischen 40 und 60 m, allerdings bei deutlich größeren mittleren Gerinnetiefen. Auffällig ist der Zusammenhang mit den Fließquerschnittsflächen. Während der Exponent der Beziehung annähernd gleich ist im Vergleich zu der Beziehung am Laufabschnitt oberhalb des Muldestausees, ist der Faktor um 20 % größer. Durch die höheren Tiefenwerte errechnen sich damit erheblich, nämlich um 50 bis 100 % größere Fließquerschnittsflächen als oberstrom, wie der Vergleich der Abb. 5.4 und Abb. 5.6 anschaulich zeigt. Für die hydraulischen Verhältnisse hat das die Konsequenz, dass die mittleren Fließgeschwindigkeiten auf dem Laufabschnitt unterhalb des Muldestausees bei Niedrigwasser um ca. ein Drittel unter denen oberhalb liegen.

Abb. 5.7 zeigt im direkten Vergleich die Streuung der Tiefenwerte auf den untersuchten Laufabschnitten und veranschaulicht die Aufstellung in Tab. 5.2 graphisch. Die unterschiedlichen Referenzabflüsse alleine können nicht als Erklärung für die deutlich größeren Gerinnetiefen der Mulde unterhalb des Muldestausees dienen.

Deutlich wird in Abb. 5.7 auch der Zusammenhang zwischen der Gerinnetiefe und -breite auf beiden Laufabschnitten. Die Gerinnebreiten schwanken auf beiden untersuchten Abschnitten in ihrer überwiegenden Mehrheit zwischen 35 und 60 m. Zwischen dem Laufabschnitt oberhalb und unterhalb des Muldestausees besteht nur ein kleiner Unterschied dahingehend, dass die Gerinnebreiten unterhalb des Muldestausees etwas niedriger liegen. Dieser Umstand ist alleine aus der Sicht der Vermessung bemerkenswert, weil die Referenzabflüsse bei der Vermessung des unteren Laufabschnitts etwas höher lagen, die Breiten also auch eher höher als niedriger liegen müssten. HEY & THORNE (1986) stell-

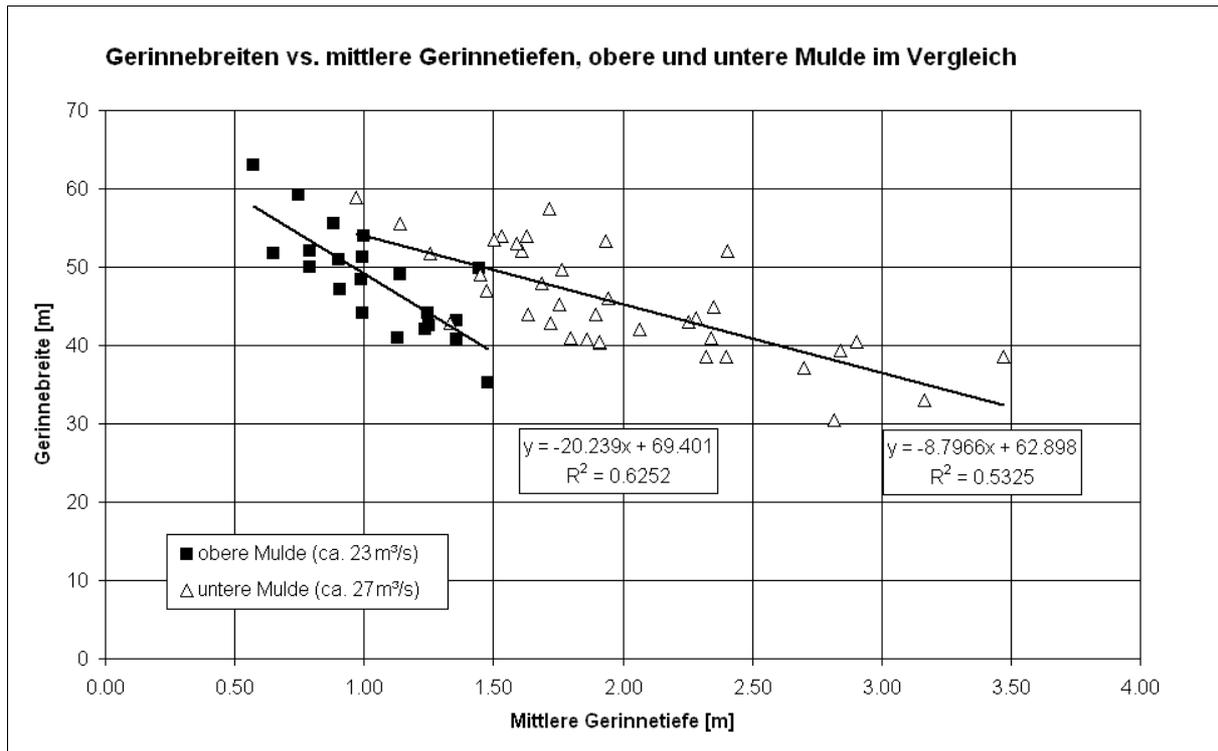


Abb. 5.7: Beziehung zwischen Gerinnetiefen und -breiten bei Niedrigwasser an der oberen und der unteren Mulde ($Q_{bv} = 7$ bzw. $8,5$ %, Datengrundlage: amtliche Querprofilvermessung, Werte der unteren Mulde auf der Grundlage eines gleichwertigen Wasserstandes korrespondierend zu $Q = 27,4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$)

ten fest, dass die Art der Ufervegetation einen großen Einfluss auf die Ausprägung von Gerinnebreiten hat. Dies wäre ein möglicher Erklärungsansatz, weil der Waldanteil unterhalb des Muldestausees deutlich höher ist als auf dem oberen Laufabschnitt, der ausschließlich von Grasvegetation mit einzeln stehenden Bäumen begleitet wird. Die bordvollen Gerinnebreiten müssten nach dem Verfahren von HEY & THORNE (1986) auf dem oberen Laufabschnitt theoretisch 58,6 m (Vegetationstyp II, 1 bis 5 % Bäume und Büsche) gegenüber tatsächlich 48 m, auf dem unteren Laufabschnitt 41,9 m (Vegetationstyp IV, > 50 % Bäume und Büsche) gegenüber tatsächlich 45 m betragen.

Bei den mittleren Gerinnetiefen hingegen ist ein markanter Unterschied zwischen den Laufabschnitten zu verzeichnen. Während die Tiefen auf dem oberen Laufabschnitt zwischen 0,5 und 1,5 m rangieren, betragen die geringsten Tiefen auf dem Laufabschnitt unterhalb des Muldestausees 1 m, die höchsten Werte erreichen annähernd 3,5 m, wobei es sich bei dem absoluten Maximum keinesfalls um einen isolierten Ausreißer handelt. Wenngleich streng genommen die Abflüsse, die beiden Zusammenstellungen zugrunde liegen, nicht vergleichbar sind, kann hier festgestellt werden, dass das Gerinne unterhalb des Muldestausees gemäß aller untersuchter Aspekte tiefer zu sein scheint als das oberhalb des Muldestausees, ohne dass eine signifikante Verbreiterung des Gerinnes zu verzeichnen wäre. Daraus ergeben sich größere Fließquerschnittsflächen und geringere mittlere Fließgeschwindigkeiten (vgl. Tab. 5.2).

5.1.3 Bivariate Zusammenhänge

Die Zusammenhänge zwischen hydraulischen und Formparametern an 21 Gerinnequerschnitten der Mulde zwischen Fluss-km 60,450 und 57,030 sind in aufgeführt. Die mittlere Wassertiefe korreliert hoch positiv mit den anderen Tiefenmaßen maximale Wassertiefe, Mittentiefe und dem hydraulischen

Radius sowie mit der Fließquerschnittsfläche. Der hydraulische Radius darf genau genommen nicht mit einem Maß für die Gerinnetiefe verwechselt werden. Es ist jedoch bekannt, dass bei Gerinnegeometrien mit $b \gg h$ der $r_{hy} \approx h_m$ ist, wie die Korrelation klar bestätigt. Die hohe Korrelation mit der Mittentiefe zeigt die Substituierbarkeit der mittleren Wassertiefe für die Fälle, in denen keine Querprofilvermessungen vorliegen. Die starken negativen Korrelationen mit der Breite, dem benetzten Umfang und dem Breiten-Tiefen-Quotient b/h bestätigen einmal mehr die gegenläufige Tendenz der Basisvariablen Tiefe und Breite.

Die hohe positive Korrelation der Wassertiefe mit der Fließquerschnittsfläche A bzw. ihre negative Korrelation mit der Gerinnebreite wurde bereits im vorangegangenen Kapitel dargelegt. Sie wird hier statistisch bestätigt. Wenn variierende Fließquerschnitte gleiche Abflüsse führen (Kontinuitätsbedingung) und gleiche Wasserspiegelneigungen aufweisen, dann muss in den kleineren Querschnitten geringere Reibung herrschen, hier als zurückgerechnete Manning-Strickler-Rauheitsbeiwerte. Große Fließquerschnitte sind auch tatsächlich mit großen Rauheitsbeiwerten korreliert - zumindest statistisch.

Die maximale Wassertiefe zeigt ähnliche Korrelationen wie die mittlere Wassertiefe, meistens jedoch weniger stark ausgeprägt. Große maximale Wassertiefen sind regelhaft auch mit stärker asymmetrischen Gerinnequerschnitten verbunden. Dies gilt für die vertikale Asymmetrie As_4 , Absolutwert von As_2 sowie von As_3 , vor allem aber auch für das unabhängige Asymmetriemaß As_1 . Diese Zusammenhänge erklären jedoch nur 40 bis 50 % der Varianz. Das bedeutet im Umkehrschluss, dass asymmetrische Querschnitte auch bei geringen maximalen Wassertiefen vorkommen bzw. eine große Asymmetrie nicht zwangsläufig an eine große maximale Wassertiefe gebunden ist.

Große Gerinnebreiten b treten häufig in Verbindung mit geringen Tiefen, kleinen hydraulischen Radien und hohen Breite-Tiefe-Quotienten auf. Die Zusammenhänge mit den Tiefenmaßen sowie die hydraulischen Implikationen wurden bereits beim Parameter Tiefe diskutiert.

Die Mittentiefe zeigt ähnliche Zusammenhänge mit den anderen Parametern wie die mittlere Wassertiefe. Sie sind generell etwas schwächer ausgeprägt als die der mittleren Wassertiefe, jedoch stärker als die der maximalen Wassertiefe.

Große Fließquerschnittsflächen A sind mit großen mittleren Tiefen, großen hydraulischen Radien, geringen Fließgeschwindigkeiten, geringen Manning-Strickler-Rauheitsbeiwerten (große Rauheit) und geringen Breite-Tiefe-Quotienten korreliert. Daraus lässt sich für die Morphometrie und Hydraulik ableiten, dass die Fließgeschwindigkeiten in großen, also tiefen, aber eher schmalen Gerinnequerschnitten offenkundig aufgrund von Reibungseffekten eher gering sind und umgekehrt. diese Schlussfolgerungen sind allerdings auf den Niedrigwasserfall beschränkt.

Die orientierten Asymmetriemaße As_1 , As_2 und As_3 korrelieren untereinander so gut, dass sie gegeneinander austauschbar erscheinen. Ihre wechselnden Vorzeichen, in denen eine Rechts-/Links-Zuordnung zum Ausdruck kommt, schränkt ihre Verwendbarkeit für statistische Verfahren erheblich ein. Sie wurden für weitere Analysen deshalb auch als Absolutwerte verwendet. Diese Verfahrensweise ist gängig (vgl. MILNE 1983), wenn die Orientierung ausgeklammert werden kann. Erwähnenswert ist der Zusammenhang zum Segmentwinkel φ_{seg} , dem Winkel eines Kreisbogensegments zwischen zwei Querschnitten. Auch diese Größe ist orientiert und bietet sich zur Korrelation mit den orientierten Asymmetriemaßen an. Große Segmentwinkel sind eher mit großen Asymmetrien vergesellschaftet, wobei auch die Orientierungen gut übereinstimmen. Entgegen den Erwartungen besteht kein starker Zusammenhang mit kleinen Krümmungsradien r_{kr} , wie auch KNIGHTON (1982) beobachtete. Allerdings

handelt es sich bei seinem Untersuchungsobjekt um einen sehr kleinen Gebirgsbach mit sehr grobem Sohlmaterial.

Tab. 5.3: Korrelation morphometrischer und hydraulischer Parameter von Gerinnequerschnitten der oberen Mulde (Fluss-km 60,450 bis 57,030, n = 21) nach Pearson (Signifikanzen p zweiseitig, nur zwei Nachkommastellen dargestellt), Werte $\geq 0,71$ in **Fettdruck**

	$ \varphi_{Seg} $	h_m	h_{max}	b	h_{Mit}	A	As_1	As_2	As_3	P	r_{hy}	v_m	k_{St}	b/h	As_4	As_5	$ As_1 $	$ As_2 $	$ As_3 $
r_{Kr}	-0,83	-0,76	-0,70	0,79	-0,76	-0,49	0,10	0,08	0,05	0,78	-0,76	0,50	0,57	0,73	-0,29	0,29	-0,41	-0,45	-0,36
p	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,67	0,72	0,82	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,21	0,21	0,06	0,04	0,11
φ_{Seg}	-0,29	-0,32	-0,25	-0,03	-0,32	-0,56	0,74	0,75	0,71	-0,05	-0,33	0,46	0,34	0,19	-0,08	0,04	0,14	0,01	-0,01
p	0,21	0,16	0,27	0,88	0,15	0,01	0,00	0,00	0,00	0,83	0,15	0,03	0,13	0,42	0,72	0,86	0,53	0,95	0,98
$ \varphi_{Seg} $	■	0,80	0,69	-0,68	0,70	0,57	-0,19	-0,25	-0,21	-0,67	0,79	-0,55	-0,57	-0,66	0,26	-0,15	0,34	0,39	0,32
p		0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,42	0,28	0,36	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,26	0,52	0,14	0,08	0,16
$\varphi_{BogL,rel}$	0,57	0,44	0,26	-0,48	0,50	0,25	0,02	0,00	-0,03	-0,48	0,44	-0,24	-0,34	-0,41	-0,14	-0,36	0,04	0,03	-0,09
p	0,01	0,05	0,26	0,03	0,02	0,27	0,94	0,99	0,89	0,03	0,05	0,30	0,13	0,07	0,54	0,10	0,87	0,91	0,69
h_m	0,80	■	0,80	-0,79	0,86	0,85	-0,12	-0,15	-0,14	-0,78	1,00	-0,87	-0,91	-0,93	0,22	-0,23	0,29	0,28	0,25
p	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00	0,62	0,51	0,55	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	0,32	0,20	0,21	0,28
h_{max}	0,69	0,80	■	-0,72	0,49	0,58	-0,19	-0,20	-0,20	-0,70	0,80	-0,62	-0,60	-0,73	0,75	0,11	0,63	0,70	0,74
p	0,00	0,00		0,00	0,02	0,01	0,41	0,39	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,65	0,00	0,00	0,00
b	-0,68	-0,79	-0,72	■	-0,66	-0,38	-0,19	-0,20	-0,19	1,00	-0,79	0,47	0,60	0,89	-0,28	0,32	-0,44	-0,38	-0,34
p	0,00	0,00	0,00		0,00	0,09	0,41	0,40	0,42	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,21	0,16	0,04	0,09	0,14
h_{Mit}	0,70	0,86	0,49	-0,66	■	0,77	-0,01	-0,02	0,02	-0,66	0,86	-0,74	-0,78	-0,80	-0,12	-0,58	0,10	0,02	-0,07
p	0,00	0,00	0,02	0,00		0,00	0,97	0,92	0,91	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,60	0,01	0,66	0,95	0,75
A	0,57	0,85	0,58	-0,38	0,77	■	-0,31	-0,36	-0,34	-0,36	0,85	-0,97	-0,90	-0,72	0,07	-0,13	0,00	0,09	0,07
p	0,01	0,00	0,01	0,09	0,00		0,17	0,11	0,13	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,77	0,57	0,99	0,69	0,77
As_1	-0,19	-0,12	-0,19	-0,19	-0,01	-0,31	■	0,95	0,94	-0,21	-0,13	0,29	0,18	-0,05	-0,13	-0,26	0,18	0,03	-0,04
p	0,42	0,62	0,41	0,41	0,97	0,17		0,00	0,00	0,37	0,58	0,20	0,43	0,84	0,57	0,26	0,43	0,91	0,86
As_2	-0,25	-0,15	-0,20	-0,20	-0,02	-0,36	0,95	■	0,97	-0,21	-0,16	0,32	0,21	-0,04	-0,13	-0,34	0,09	0,02	-0,05
p	0,28	0,51	0,39	0,40	0,92	0,11	0,00		0,00	0,36	0,48	0,16	0,36	0,87	0,56	0,13	0,69	0,94	0,83
P	-0,67	-0,78	-0,70	1,00	-0,66	-0,36	-0,21	-0,21	-0,20	■	-0,78	0,45	0,59	0,88	-0,26	0,34	-0,43	-0,36	-0,31
p	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,37	0,36	0,38		0,00	0,04	0,01	0,00	0,26	0,14	0,05	0,11	0,17
r_{hy}	0,79	1,00	0,80	-0,79	0,86	0,85	-0,13	-0,16	-0,15	-0,78	■	-0,88	-0,91	-0,93	0,22	-0,23	0,29	0,28	0,25
p	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,58	0,48	0,52	0,00		0,00	0,00	0,00	0,34	0,32	0,21	0,21	0,27
v_m	-0,55	-0,87	-0,62	0,47	-0,74	-0,97	0,29	0,32	0,31	0,45	-0,88	■	0,96	0,79	-0,10	0,09	0,00	-0,12	-0,10
p	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,20	0,16	0,17	0,04	0,00		0,00	0,00	0,67	0,69	0,99	0,62	0,67
k_{St}	-0,57	-0,91	-0,60	0,60	-0,78	-0,90	0,18	0,21	0,21	0,59	-0,91	0,96	■	0,87	-0,02	0,14	0,01	-0,07	-0,04
p	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,43	0,36	0,35	0,01	0,00	0,00		0,00	0,92	0,56	0,98	0,77	0,87
As_4	0,26	0,22	0,75	-0,28	-0,12	0,07	-0,13	-0,13	-0,15	-0,26	0,22	-0,10	-0,02	-0,19	■	0,50	0,71	0,87	0,97
p	0,26	0,34	0,00	0,21	0,60	0,77	0,57	0,56	0,51	0,26	0,34	0,67	0,92	0,41		0,02	0,00	0,00	0,00
$ As_1 $	0,34	0,29	0,63	-0,44	0,10	0,00	0,18	0,09	0,08	-0,43	0,29	0,00	0,01	-0,23	0,71	0,13	■	0,66	0,71
p	0,14	0,20	0,00	0,04	0,66	0,99	0,43	0,69	0,72	0,05	0,21	0,99	0,98	0,31	0,00	0,57		0,00	0,00
$ As_2 $	0,39	0,28	0,70	-0,38	0,02	0,09	0,03	0,02	0,01	-0,36	0,28	-0,12	-0,07	-0,27	0,87	0,44	0,66	■	0,96
p	0,08	0,21	0,00	0,09	0,95	0,69	0,91	0,94	0,96	0,11	0,21	0,62	0,77	0,24	0,00	0,05	0,00		0,00
$ As_3 $	0,32	0,25	0,74	-0,34	-0,07	0,07	-0,04	-0,05	-0,06	-0,31	0,25	-0,10	-0,04	-0,23	0,97	0,50	0,71	0,96	■
p	0,16	0,28	0,00	0,14	0,75	0,77	0,86	0,83	0,80	0,17	0,27	0,67	0,87	0,32	0,00	0,02	0,00	0,00	

Die vertikale Asymmetrie As_4 korreliert deutlich mit den Absolutwerten der Maße 1, 2 und 3, weniger gut jedoch mit dem Asymmetriemaß As_5 (Quotient maximale Wassertiefe durch Mittentiefe h_{max}/h_{Mit}).

Der Zusammenhang mit dem Absolutwert von As_3 kann schon als gesetzmäßig bezeichnet werden. Die relativ schwachen Zusammenhänge zwischen den absoluten Asymmetriemaßen und dem Krümmungsradius r_{kr} weisen auf den wesentlichen, aber nicht ausschließlichen Steuerungseinfluss der Laufkrümmung für die Asymmetrie hin. MILNE (1983) machte dieselbe Beobachtung und erklärt sie mit der Modifikation der Asymmetrie durch die Sohltopographie.

Der benetzte Umfang P und der hydraulische Radius r_{hy} können bei den flachen und breiten Gerinnequerschnitten, wie sie an der Mulde auftreten, praktisch mit der Breite bzw. mit der Tiefe gleichgesetzt werden. Damit ergibt sich auch ein Muster von Korrelationen wie bei jenen.

5.1.4 Die Ergebnisse der Faktorenanalyse

Die zum Teil deutlich ausgeprägten Korrelationen auch zwischen vollständig unabhängigen Variablen und die große Zahl von Variablen legen die Anwendung multivariater statistischer Verfahren nahe. Mit dem Datensatz der Niedrigwasserquerprofile der oberen Mulde wurde eine Faktorenanalyse auf der Basis der Korrelationsmatrix, paarweisem Fallausschluss und varimax-rotierter Komponentenmatrix durchgeführt. Die Extraktion von drei Faktoren lieferte die als optimal eingeschätzte Lösung und soll vorgestellt werden (Tab. 5.4). Eine Faktorenanalyse mit dem Datensatz der unteren Mulde erschien weder erforderlich noch angesichts der durch Simulation homogenisierten Ausgangsdaten empfehlenswert.

Der erste Faktor ist hoch geladen mit den Tiefenmaßen, der Fließquerschnittsfläche und dem hydraulischen Radius sowie dem Absolutwert des Segmentwinkels (Tab. 5.4). Der Faktor ist also hoch korreliert mit großen Tiefen, großen Fließquerschnittsflächen und großen Segmentwinkeln. Die betragsmäßig großen Ladungen mit negativem Vorzeichen zeigen eine hohe Korrelation mit kleinen Krümmungsradien, geringen Breiten, kleinen Fließgeschwindigkeiten und niedrigen Manning-Strickler-Rauheitsbeiwerten an. Kleine Krümmungsradien sind gleichbedeutend mit engen Krümmungen und niedrige Rauheitsbeiwerte deuten auf eine große – rechnerische – Rauheit hin.

Querprofile mit hohen positiven Werten des Faktors 1 sind charakterisiert durch große Tiefen, geringe Breiten, niedrige Fließgeschwindigkeiten, große Reibungsverluste und liegen hinter oder in relativ engen Flussbiegungen. Für betragsmäßig große, aber negative Faktorenwerte gilt, dass es sich um breite, flache Querprofile an geraden oder wenig gekrümmten Flussabschnitten handelt, die kleine Fließquerschnittsflächen, hohe Fließgeschwindigkeiten und geringe Reibungsverluste aufweisen. Faktor 1 könnte daher treffend als „Pool-Faktor“ bezeichnet werden.

Faktor 2 ist hoch geladen mit den absoluten Asymmetriemaßen sowie mit der maximalen Wassertiefe. Die negative Ladung mit dem oberstromigen Wasserspiegelgefälle ist betragsmäßig weniger hoch, tritt aber immer noch hervor. Querprofile mit hohen Werten des Faktors 2 zeichnen sich aus durch große Asymmetrie, tendenziell große maximale Wassertiefen und geringe oberstromige Wasserspiegelgefälle. Wenngleich die Ladung des Faktors mit dem Wasserspiegelgefälle vor dem Profil nicht sehr hoch ist, so wird doch die Tendenz deutlich, dass die von ihm beschriebenen stark asymmetrischen Profile am Ende von Segmenten mit niedrigem Wasserspiegelgefälle liegen. Faktor 2 wird als „ungerichteter Asymmetrie-Faktor“ charakterisiert.

Faktor 3 nimmt die Varianz der orientierten Maße, also die Asymmetrie-Indizes und den Segmentwinkel auf, deren jeweilige Ladungen hoch sind. Profile mit hohen Faktorwerten sind stark rechts-asymmetrisch und liegen am Ende scharfer Linkskurven. Querprofile mit betragsmäßig hohen, negativen Werten sind asymmetrische Rechtskurvenprofile. Faktor 3 wird als „orientierter Asymmetrie-Faktor“

bezeichnet. Die Faktorenladungen zeigen, dass große Asymmetrien nach Laufsegmenten mit großen Winkeln bzw. geringen Krümmungsradien auftreten.

Tab. 5.4: Faktorenladungen der Faktorenanalyse mit drei Faktoren (nach Rotation), Werte > 0,50 in **Fettdruck**

Parameter	Faktor 1 (41 %) 10	Faktor 2 (18 %) 4	Faktor 3 (17 %) 4
Wasserspiegelgefälle I_{vor}	0,09	-0,54	-0,11
Wasserspiegelgefälle I_{nach}	0,04	-0,25	0,07
Krümmungsradius r_{Kr}	-0,83	-0,25	-0,03
φ_{Seg}	-0,26	0,08	0,80
$ \varphi_{\text{Seg}} $	0,79	0,23	-0,15
$\varphi_{\text{Bogenlage, rel}}$	0,56	-0,17	0,09
Mittlere Wassertiefe h_{m}	0,97	0,11	-0,14
Maximale Wassertiefe h_{max}	0,71	0,65	-0,16
Breite b	-0,85	-0,26	-0,30
Mittentiefe h_{Mit}	0,92	-0,23	-0,01
Fließquerschnittsfläche A	0,77	-0,09	-0,45
A_{S1}	-0,01	-0,04	0,93
A_{S2}	-0,03	-0,05	0,96
A_{S3}	-0,02	-0,07	0,95
Benetzter Umfang P	-0,84	-0,24	-0,32
Hydraulischer Radius r_{hy}	0,97	0,11	-0,15
Mittlere Fließgeschwindigkeit v_{m}	-0,80	0,05	0,41
Manning-Strickler-Rauheitsbeiwert k_{St}	-0,87	0,12	0,27
b/h	-0,94	-0,10	-0,04
A_{S4}	0,10	0,96	-0,11
A_{S5}	-0,40	0,55	-0,39
$ A_{S1} $	0,25	0,73	0,22
$ A_{S2} $	0,21	0,91	0,04
$ A_{S3} $	0,15	0,97	-0,03

Die Faktorenanalyse hat sich als geeignet erwiesen, die Variablenvielfalt zu strukturieren und zusammenzufassen. Die Extraktion von drei Faktoren zeigt, auf welche Variablengruppen sich die Kovarianzen im Wesentlichen konzentrieren. Die Breite, die Tiefenmaße, die Fließquerschnittsfläche und die Fließgeschwindigkeit treten zusammen in Faktor 1 auf, die ungerichtete Asymmetrie in Faktor 2 und die gerichtete Asymmetrie in Faktor 3. Der Pool-Faktor erklärt nicht nur die größte Varianz, sondern beinhaltet wichtige morphometrische, hydraulische und methodische Implikationen:

- Tiefe und Breite hängen systematisch miteinander zusammen, wenn auch reziprok. Es gibt die Vergesellschaftung großer Tiefen und geringer Breiten, geringer Tiefen und großer Breiten, nicht jedoch die großer Tiefen und großer Breiten oder geringer Tiefen und geringer Breiten. Geringe mittlere oder Mittentiefen kennzeichnen demnach Riffle-Querschnitte und große Tiefen Pool-Querschnitte. Allerdings kann nach den vorliegenden Ergebnissen die Bezeichnung von Riffles und Pools als Sohlform auf den gesamten Gerinnequerschnitt erweitert werden.
- Es kann statistisch belegt werden, dass die Fließquerschnittsfläche bei Niedrigwasser maßgeblich von der Tiefe und weniger von der Breite abhängt.

- Aus dem reziproken Zusammenhang zwischen Fließquerschnittsfläche und mittlerer Fließgeschwindigkeit ergibt sich bei geringer Varianz des Wasserspiegelgefälles, dass die rechnerischen Reibungsverluste in den großen Fließquerschnitten größer sein müssen, obwohl die benetzten Umfänge in den breiten, flachen Profilen mit kleiner Fließquerschnittsfläche größer sind.
- Es kann statistisch bestätigt werden, dass Poolquerschnitte mit Krümmungen und Riffle-Querschnitte mit gestreckten Abschnitten vergesellschaftet sind. Je stärker die Krümmung ist, desto ausgeprägter sind regelhaft die Pool-Querschnittseigenschaften, also geringe Breite, große Tiefe und Asymmetrie, geringe Fließgeschwindigkeit und große rechnerische Rauheit.

5.1.5 Die Ergebnisse der Clusteranalyse

Um die Vielfalt der Profile zu strukturieren, wurde mittels einer hierarchischen Clusteranalyse eine Klassifizierung durchgeführt. Dabei wurden sämtliche Variablen einbezogen, die auch für die Faktorenanalyse verwendet wurden. Die Clusterbildung wird im Folgenden bis zum vorletzten Schritt dargestellt. Die bis zu diesem Schritt gebildeten drei Cluster spiegeln den letzten inhaltlich sinnvoll interpretierbaren Schritt der Zusammenfassung wieder. Die Ergebnisse sind in Tab. 5.5 aufgeführt.

Zur Auswertung und Darstellung der Ergebnisse der Clusteranalyse wurden mit dem Krümmungsradius, der mittleren Tiefe, der benetzten Gerinnebreite, der mittleren Fließgeschwindigkeit und der Flächenasymmetrie fünf wesentliche Merkmale herangezogen, die einen Querschnitt gerinnemorphometrisch, laufmorphometrisch und hydraulisch maßgeblich kennzeichnen. Die Auswahl der Parameter erfolgte auch auf der Grundlage der Ergebnisse der Faktorenanalyse. Die Merkmalsausprägungen der Parameter sind der Anschaulichkeit halber klassifiziert und der Nachvollziehbarkeit halber zusätzlich als Rohdaten aufgeführt. Querschnitte mit gekrümmten oberstromigen Laufsegmenten werden verkürzt als Krümmungsprofile oder Krümmungsquerschnitte, solche mit gestreckten oberstromigen Laufsegmenten als Geradenprofile oder -querschnitte bezeichnet, wobei sich die Laufmustereigenschaft auf das Laufsegment im Anstrom des Querschnitts bezieht.

Cluster a beinhaltet nur flache bis durchschnittliche und sehr breite bis durchschnittliche Geraden-Querschnitte mit deutlich ausgeprägter Symmetrie. Die Homogenität der Merkmalsausprägung ist bei der Symmetrie am stärksten, bei der Breite und der Tiefe dagegen schwächer. In dieser Gruppe ist fast die gesamte Spannweite der Fließgeschwindigkeiten vertreten. Gruppe aa unterscheidet sich von Gruppe a nur durch den Zuwachs des Querprofils 59400, dessen Merkmalsausprägungen jedoch gut zu der Charakterisierung der Gruppe aa als „ausgeprägt symmetrische Geraden-Querprofile mit durchschnittlichen bis geringen Tiefen und durchschnittlichen bis großen Breiten“ passt.

Cluster b beinhaltet eher asymmetrische Geraden-Profile mit überwiegend mittleren Breiten und mittleren Tiefen. Die höchste Heterogenität der Merkmale ist bei der Fließgeschwindigkeit zu beobachten. Cluster b repräsentiert mittelmäßig tiefe, mittelmäßig breite und asymmetrische Geradenprofile.

Cluster c weist sehr tiefe, nach oder in starken Krümmungen liegende Profile mit eher geringer Breite und geringer Fließgeschwindigkeit bei mäßiger Symmetrie auf. Cluster d enthält gekrümmte Querschnitte mit überwiegend großen Tiefen und durchweg geringen Breiten. Die Fließgeschwindigkeiten sind durchschnittlich bis gering. Die Profile sind mehrheitlich asymmetrisch. Eine Charakterisierung der Querschnitte als „schmale, tiefe und asymmetrische Pool-Profile“ erscheint gerechtfertigt.

Cluster cd ist hinsichtlich seiner Krümmung homogen und heterogener beim Merkmal Asymmetrie differenziert werden. Es beinhaltet keine flachen oder breiten Profile und gruppiert typische schmale, tiefe, hinter oder in Krümmungen liegende Pool-Querschnitte mit unterschiedlicher Asymmetrie.

Tab. 5.5: Clusteranalyse von 21 Querprofilen der oberen Mulde (ausgewählte Merkmalsausprägungen wurden zur Vereinfachung der Interpretation klassifiziert)

r_{Kr} = Krümmungsradius

h_m = mittlere Tiefe

b = benetzte Gerinnebreite

v_m = mittl. Fließgeschwindigkeit

$|As_1|$ = Betrag des Asymmetrieindex 1

Klasse	Klassengrenzen				
	r_{Kr} [m]	h_m [m]	b [m]	v_m [ms ⁻¹]	$ As_1 $ [-]
++	■	> 1,34	> 57	> 0,55	≤ 0,15
+	∪ ≤ 500	≤ 1,34 - > 1,14	≤ 57 - > 51,6	> 0,55 - ≤ 0,50	< 0,15 - ≤ 0,3
∅	■	≤ 1,14 - ≥ 0,94	≤ 51,6 - ≥ 45 -	≥ 0,50 - ≤ 0,44	■
-	= > 500	< 1,14 - ≥ 0,74	< 45 - ≥ 38	≥ 0,44 - < 0,39	< 0,3 - ≤ 0,45
--	■	< 0,74	< 38,0	< 0,39	> 0,45

Querprofil	Clustername		r_{Kr} [m]	h_m [m]	b [m]	v_m [ms ⁻¹]	$ As_1 $ [-]	r_{Kr}	h_m	b	v_m	$ As_1 $
60300	a	aa	2000	0,99	51,3	0,44	0,20	=	∅	∅	∅	+
57400	a	aa	2700	0,99	48,4	0,47	0,13	=	∅	∅	∅	++
59000	a	aa	2200	0,79	50,0	0,56	0,12	=	-	∅	++	++
58800	a	aa	1800	0,79	52,0	0,54	0,12	=	-	+	+	++
59600	a	aa	2200	1,00	54,0	0,42	0,20	=	∅	+	-	+
59180	a	aa	2200	0,88	55,5	0,50	0,14	=	-	+	∅	+
59400		aa	2200	0,57	63,0	0,62	0,32	=	--	++	++	-
59280	b		2200	1,14	49,0	0,40	0,49	=	∅	∅	-	--
58000	b		600	0,99	44,1	0,51	0,35	=	∅	-	∅	-
57200	b		2700	0,91	47,2	0,52	0,36	=	-	∅	+	-
60000	c	cd	250	1,44	49,9	0,31	0,23	∪	++	∅	--	+
58200	c	cd	250	1,36	43,1	0,38	0,29	∪	++	-	--	+
60200	d	cd	250	1,24	44,2	0,41	0,48	∪	+	-	-	--
58400	d	cd	300	1,23	42,0	0,43	0,45	∪	+	-	-	-
58500	d	cd	300	1,13	41,0	0,49	0,34	∪	∅	--	∅	-
57800	d	cd	300	1,36	40,8	0,41	0,42	∪	++	--	-	-
60450	d	cd	170	1,48	35,2	0,43	0,60	∪	++	--	-	--
59800	e		2200	0,65	51,7	0,67	0,64	=	--	+	++	--
58600	e		1800	0,90	51,0	0,48	0,31	=	-	∅	∅	-
57600	e		2700	0,74	59,2	0,51	0,37	=	-	++	+	-
57030			350	1,25	42,5	0,41	0,57	∪	+	-	-	--

Cluster e beinhaltet flache bis sehr flache, asymmetrische Geraden-Querprofile mit unterschiedlichen Breiten und Fließgeschwindigkeiten, die hinter oder in gestreckten Abschnitten liegen. Querprofil 57030 wird von der Clusteranalyse trotz unterschiedlicher Merkmale dieser Gruppe hinzugefügt, allerdings erst in einem der letzten Clusterungsschritte. Verbindendes Merkmal der Cluster aa und e ist die Krümmung. Die Tiefen sind durchschnittlich bis gering, die Breiten durchschnittlich bis groß, die Fließgeschwindigkeiten überwiegend durchschnittlich bis hoch.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass die Cluster aa und e typische Riffle-Profile auf gestreckten Abschnitten mit überwiegend geringen Tiefen und überwiegend großen Breiten zusammenfasst, in deren zahlenmäßig großer Teilgruppe aa die sehr ausgeprägt symmetrischen Querschnitte ausgegliedert sind. Die kleinere Teilgruppe e beinhaltet flache Profile bei geringerer bis deutlich geringerer Symmetrie. Diese Profile werden als Ausdruck eines auf gestreckten Laufabschnitten pendelnden

Stromstrichs angesehen. Die Clusteranalyse führt zu einem zufriedenstellenden Ergebnis mit zwei wesentlichen Gruppen. Tab. 5.6 fasst die Merkmale der Cluster zusammen.

Tab. 5.6: Zusammenfassung der Clusteranalyse von 21 Gerinnequerprofilen der oberen Mulde (Fluss-km 60,450 bis 57,030), Mittelwerte (\emptyset) in Klammern, beziehen sich auf die jeweiligen Cluster

Cluster/ Quer- profil	Grundriss- form ($\emptyset r_{Kr}$)	Tiefe ($\emptyset h_m$)	Breite ($\emptyset b$)	Fließge- schwindigkeit ($\emptyset v_m$)	Symmetrie ($\emptyset As_1 $)	n (Anteil in %)
d	Kurve (264 m)	tief (1,29 m)	schmal (41 m)	durchschnitt- lich bis gering (0,43 ms ⁻¹)	asymmetrisch (0,46)	5 (23,8 %)
c	Kurve (250 m)	sehr tief (1,40 m)	durchschn. bis schmal (46 m)	sehr gering (0,35 ms ⁻¹)	symmetrisch (0,26)	2 (9,5 %)
b	Gerade (1833 m)	durchschn. (1,01 m)	durchschn. (47 m)	durchschnitt- lich (0,48 ms ⁻¹)	asymmetrisch (0,40)	3 (14,3 %)
aa	Gerade (2186 m)	überwieg. flach (0,86 m)	überwieg. breit (53 m)	überwiegend hoch (0,51 ms ⁻¹)	sehr symmetrisch (0,18)	7 (33,3 %)
e	Gerade (2233 m)	sehr flach (0,77 m)	überwieg. breit (54 m)	durchschnittl. bis sehr hoch (0,55 ms ⁻¹)	asymmetrisch (0,44)	3 (14,3 %)
57030	Kurve (350 m)	tief (1,25 m)	schmal (43 m)	gering (0,41 ms ⁻¹)	sehr asymme- trisch (0,57)	1 (4,8 %)

Die Analysen zeigen die Vergesellschaftung von Formmerkmalen der 21 Querprofile, im Umkehrschluss jedoch auch den gegenseitigen Ausschluss von Merkmalsausprägungen. Folgende Aussagen lassen sich festhalten:

- Ausgeprägte Symmetrie kommt nur auf gestreckten Laufabschnitten vor. Asymmetrie ist auf solchen Laufabschnitten nicht grundsätzlich ausgeschlossen, jedoch selten und auf dem untersuchten Flussabschnitt in keinem Fall sehr deutlich ausgeprägt.
- Die Krümmungsquerschnitte sind mehrheitlich asymmetrisch, jedoch nur in zwei Fällen ist die Asymmetrie stark ausgeprägt. Eher symmetrische Krümmungsprofile können vorkommen, sind jedoch nicht häufig und unter den untersuchten Fällen nie ausgeprägt symmetrisch.
- Krümmungslage und ausgeprägte Symmetrie schließen sich ebenso aus wie Geradenlage und ausgeprägte Asymmetrie. Ausgeprägte Symmetrien sind auf gestreckten Abschnitten deutlich häufiger als ausgeprägte Asymmetrien auf gekrümmten.
- Krümmungslagen kommen ebenso wenig vergesellschaftet mit sehr flachen oder sehr breiten Querschnitten vor wie Geradenlagen mit sehr tiefen und sehr schmalen. Sehr tiefe oder sehr schmale Querschnitte beschränken sich auf die Krümmungslagen ebenso wie sehr flache und sehr breite Querschnitte auf Geradenlagen. Mittlere Tiefen und mittlere Breiten können sowohl auf gestreckten als auch auf geraden Laufabschnitten vorkommen.
- Die Vergesellschaftung scheinbar widersprüchlicher Merkmalsausprägungen hebt einzelne Querprofile hervor. So tritt beim Querprofil 58500 eine durchschnittliche Tiefe zusammen mit einer sehr geringen Breite auf. Querprofil 59800 ist von allen Profilen am stärksten asymmetrisch, obwohl es sich um ein flaches, breites Geradenprofil handelt. Anthropogene Einflüsse, wie beispielsweise unterhalb des Streichwehres am Fährhaus Rösa (Profil 59180) pausen sich nicht durch Anomalien bei der Vergesellschaftung oder Ausprägung von Merkmalen durch.

Profil 37364 wird trotz seiner Asymmetrie einbezogen, offensichtlich aufgrund seiner großen Tiefe. Cluster b gruppiert ebenfalls überwiegend symmetrische bis sehr symmetrische, aber nur durchschnittlich tiefe bis tiefe Profile mit Ausnahme des Geradenprofils 38794. Der Krümmungsradius in der Gruppe ist inhomogen und reicht von minimalen Werten über annähernd gestreckte (37953) bis zu gestreckten (38794) Profilssegmenten. Das kombinierte Cluster ab enthält die symmetrischen Pool-Profile in oder nach Krümmungen.

Cluster e enthält flache und durchschnittlich breite, mehrheitlich asymmetrische Querschnitte überwiegend in oder nach gestreckten Abschnitten. Das Profil 40195 kurz unterhalb des Greppiner Wehres stört eine homogene Charakterisierung in Hinblick auf die Laufgeometrie und die Symmetrie.

Querprofil 40195 ist auch eines der wenigen Beispiele, bei dem die Asymmetriemaße aufgrund einer Besonderheit bei der Querschnittsform stark voneinander abweichen. Das Profil ist im Grunde symmetrisch mit unruhiger Sohle. Die tiefste Stelle markiert eine schmale Rinne in der Nähe des Ufers. Dadurch ist As_1 (Flächenasymmetrie) wenig größer als Null. Die von der Lage der tiefsten Stelle abhängigen Asymmetrieindizes zeigen dagegen eine starke Asymmetrie an und sind für die Zuordnung des Profils zu dem Cluster mit asymmetrischen Querschnitten verantwortlich. Zur Interpretation der Clustereigenschaften wurde jedoch die Flächenasymmetrie herangezogen, die sich unter diesen speziellen geometrischen Verhältnissen ausnahmsweise als ungünstig erweist. In Cluster f sind überwiegend flache, durchschnittlich breite, asymmetrische Krümmungsprofile gruppiert.

Cluster c gruppiert zwei aufeinanderfolgende sehr flache und sehr breite, sehr symmetrische Geraden-Profile, Cluster d überwiegend symmetrische bis sehr symmetrische Geraden-Querschnitte mit geringer Tiefe und großer Breite. Im Cluster cd überwiegen symmetrische bis sehr symmetrische Profile mit eher geringen Tiefen und eher großen Breiten nach oder in gestreckten Laufsegmenten.

Bei den Clustern f und g bzw. gg handelt es sich um asymmetrische Profile, f mit etwas größeren Breiten und g bzw. gg mit geringeren. Das einzelne Profil 40104 ist von der Charakterisierung her Cluster g zuzuordnen, wird aber erst später mit einbezogen. Die folgenden Schritte der Clusterbildung werden von der Asymmetrie dominiert. Das Cluster efgg enthält überwiegend die als asymmetrisch charakterisierten Querschnitte, darunter Geraden- wie Krümmungsprofile.

Insgesamt gliedert die Clusteranalyse die wesentlichen Formengruppen zuverlässig und mit überwiegend zufriedenstellender und inhaltlich sinnvoller Homogenität der einzelnen Gruppen. Nur wenige Ausreißer stören das Gesamtbild: 38794 als Geradenprofil in der Krümmungsgruppe, 40195 als Krümmungsprofil in der Geradengruppe, 39918 und 37750 als asymmetrische Profile in symmetrischen Gruppen. Die überwiegende Mehrheit der Profile wurde jedoch nachvollziehbar zugeordnet. Dabei kristallisieren sich Assoziationen von Merkmalsausprägungen heraus, die in Tab. 5.8 zusammengefasst und aufgeführt sind.

Das Gesamtbild ähnelt dem an der oberen Mulde, wenngleich die Klassifizierungen der Parameterausprägungen, besonders der Tiefe, relativ und nicht miteinander zu vergleichen sind.

- Die Geradenprofile sind flach bis sehr flach, breit bis sehr breit und mehrheitlich symmetrisch, nur drei von 13 sind asymmetrisch. Es gibt weder tiefe noch schmale Geradenprofile.
- Krümmungsprofile kommen in durchschnittlich tiefer bis sehr tiefer, durchschnittlich breiter bis schmaler und symmetrischer wie asymmetrischer Ausprägung vor. Sehr große Tiefen und sehr geringe Breiten treten nicht zwangsläufig mit ausgeprägten Asymmetrien vergesellschaftet auf (Cluster a). Die sehr tiefen und sehr schmalen Profile sind recht symmetrisch (Cluster a, 13 %), viele auch durchschnittlich tief und durchschnittlich breit (Cluster b, 32 %).

- Die Gruppe mit der am stärksten ausgeprägten Asymmetrie unter den Krümmungsprofilen (gg) ist mit drei Profilen (8 %) relativ klein und beinhaltet tiefe und schmale Querschnitte.
- Die große Mehrheit der Krümmungsprofile (Cluster b und f, 45 %) ist durchschnittlich breit. Die Gruppe b beinhaltet 12 tiefe und symmetrische Profile, also alleine fast ein Drittel der Gesamtheit. Cluster f fasst die fünf durchschnittlich tiefen und eher asymmetrischen Profile (13 %) zusammen.

Tab. 5.8: Zusammenfassung der Clusteranalyse von 38 Gerinnequerprofilen der unteren Mulde (Fluss-km 40,284 bis 36,474), Mittelwerte (\emptyset) in Klammern beziehen sich auf die Cluster

Name des Clusters	Grundrissform ($\emptyset r_{Kr}$)	Tiefe ($\emptyset h_m$)	Breite ($\emptyset b$)	Symmetrie ($\emptyset As_1 $)	n (Anteil in %)	Charakterisierung
a	Kurve (245 m)	sehr tief (3,04 m)	sehr schmal (36 m)	weit überwiegend symmetrisch (0,12)	5 (13,2 %)	sym. Pool-Profile
b	Kurve (303 m)	tief (2,07)	durchschnittlich (45 m)	symmetrisch (0,09)	12 (31,6 %)	mäßig ausgepr., sym. Pool-Profile
f	Kurve (325 m)	durchschnittlich (1,76 m)	durchschnittlich (47 m)	asymmetrisch (0,28)	5 (13,2 %)	asym. Übergangs-Profile
gg	Kurve (283 m)	tief (2,22 m)	schmal (44 m)	asymmetrisch (0,39)	3 (7,9 %)	asym. Pool-Profile
c	Gerade (1000 m)	sehr flach (1,06 m)	sehr breit (57 m)	sehr symmetrisch (0,01)	2 (5,3 %)	Riffle-Profile
d	Gerade (1138 m)	flach (1,58 m)	breit (50 m)	symmetrisch (0,09)	8 (21 %)	mäßig ausgepr. Riffle-Profile
e	Gerade (717 m)	flach (1,46 m)	breit (48 m)	asymmetrisch (0,19)	3 (7,9 %)	asym. Riffle-Profile

Der Vergleich zur Clusterung der Querschnitte der oberen Mulde zeigt:

- Es gibt ausgeprägte Geradenprofile auf beiden Laufabschnitten gibt. Sie sind an der unteren Mulde deutlich seltener, sicher aufgrund der höheren Sinuosität des unteren Laufabschnitts. Die Symmetrie ist an der unteren Mulde stärker ausgeprägt.
- Die Gruppe d der oberen Mulde, asymmetrische Krümmungsprofile, entspricht den Gruppen f und gg der unteren Mulde, auch hinsichtlich der Gruppengröße (ca. 30 %). Ihre Häufigkeit ist in absoluten Werten an der oberen Mulde jedoch größer, Breite und Tiefe sind geringer.
- Die symmetrischen Krümmungsprofile in den Gruppen a und b der unteren und in Gruppe c der oberen Mulde entsprechen einander gut in ihren Charakterisierungen, nicht jedoch in der Frequenz und in den absoluten Werten. Dabei stehen an der oberen Mulde zwei (9,5 %) Querprofile 17 (44,8 %) an der unteren Mulde gegenüber. Die absoluten Tiefen sind an der unteren Mulde größer, die Querschnittsformen sind absolut symmetrischer, und in der Untergruppe a treten sehr schmale Querschnitte auf, wie sie an der oberen Mulde nicht vorkommen.
- Die Geradengruppen e entsprechen einander weitgehend. Die Querschnitte der oberen Mulde sind sehr flach und etwas breiter, bei gleicher Klassifizierung hinsichtlich der Symmetrie sind die absoluten Werte an der oberen Mulde jedoch deutlich höher. Vergleichbare relative Häufigkeiten sind an der oberen Mulde doppelt so hoch (14 gegenüber 8 %).

Auffällig ist, dass die Symmetrie bei den Profilen der unteren Mulde häufiger vertreten und insgesamt ausgeprägter ist als an der oberen Mulde. Der Anteil der asymmetrischen Krümmungsprofile ist an

beiden Abschnitten ungefähr gleich, mit 44,8 % der symmetrischen Profile der unteren Mulde werden die 9,5 % an der oberen Mulde jedoch um ein Vielfaches übertroffen. Von den Geradenprofilen sind sechs (28,6 %) an der oberen Mulde asymmetrisch, an der unteren Mulde nur 3 (7,9 %). So stehen insgesamt 29 % asymmetrischen Profilen an der unteren Mulde 57,2 % asymmetrische Profile an der oberen Mulde gegenüber. Dazu kommt die höhere Asymmetrie in Hinblick auf die absoluten Werte. Häufigkeitsauszählungen unterstreichen und präzisieren das Bild (Abb. 5.8).

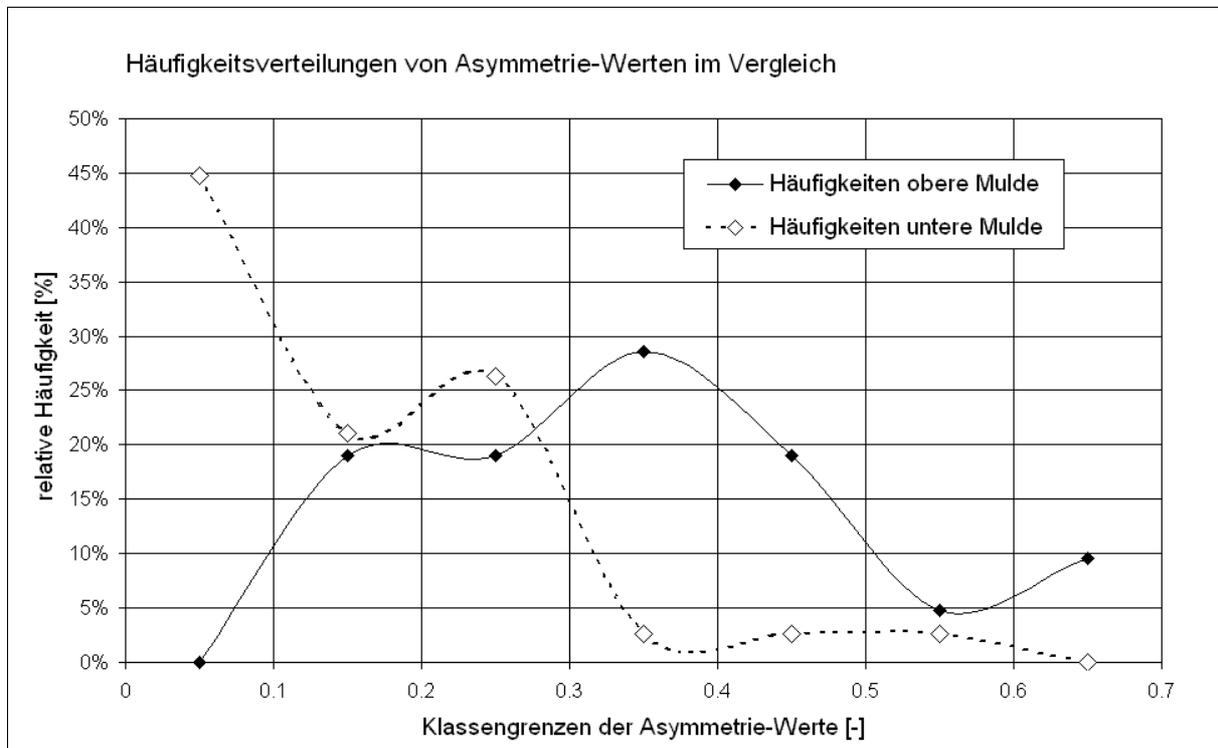


Abb. 5.8: Häufigkeiten von Asymmetriewerten an der Mulde

Während die Klasse zwischen 0 und 0,1 an der oberen Mulde überhaupt nicht besetzt ist, beinhaltet sie an der unteren Mulde fast die Hälfte der Fälle. Bei den Klassen ab 0,3 ist das Bild umgekehrt. Diese Klassen sind an der oberen Mulde sehr gut besetzt, an der unteren Mulde vernachlässigbar. Die Verteilungskurve ist an der unteren Mulde stark linksschief, an der oberen leicht rechtsschief. Bemerkenswert ist der erneute Anstieg der Kurve der oberen Mulde in der am stärksten asymmetrischen Klasse von 0,6 bis 0,7. Während ausgeprägte Symmetrie hier ausgesprochen häufig ist, kommt sie an der unbeeinflussten oberen Mulde auf dem untersuchten Abschnitt nicht vor. Asymmetrische Profile an der unteren Mulde erreichen in nennenswerter Anzahl höchstens Werte zwischen 0,2 und 0,3. An der oberen Mulde ist die höchste Klasse mit Werten zwischen 0,6 und 0,7 mit immerhin 10 der Fälle vertreten. Damit lässt sich festhalten, dass das Geschiebedefizit an der unteren Mulde sich offensichtlich einer stärkeren Symmetrie von Gerinnequerschnitten niederschlägt, als würde das Material fehlen, das die verschiedenen Arten von Bänken bildet. Aufgrund dieser Befunde erscheint der Formparameter als Indikator für Geschiebegleichgewichtsbedingungen von Flachlandflüssen geeignet.

Abb. 5.9 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Gerinnebreiten. Ausgewählt wurden für die untere Mulde die Werte mit einem Referenzabfluss von $27,4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Obwohl dieser Abfluss über dem Referenzabfluss der oberen Mulde von $22,5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ liegt, ist das Breitenspektrum an der unteren Mulde mit wenigen Fallzahlen zu geringeren Breiten hin verschoben.

Die Verteilungskurve der unteren Mulde ist leicht nach links, also zu den kleineren Werten hin verschoben. Die kleinste beobachtete Breitenklasse (30-35 m) ist nur an der unteren Mulde besetzt

(2 Fälle), die größte (60 – 65 m) nur an der oberen (1 Fall). Die Verläufe der Kurven zwischen 40 und 60 m ähneln sich stark.

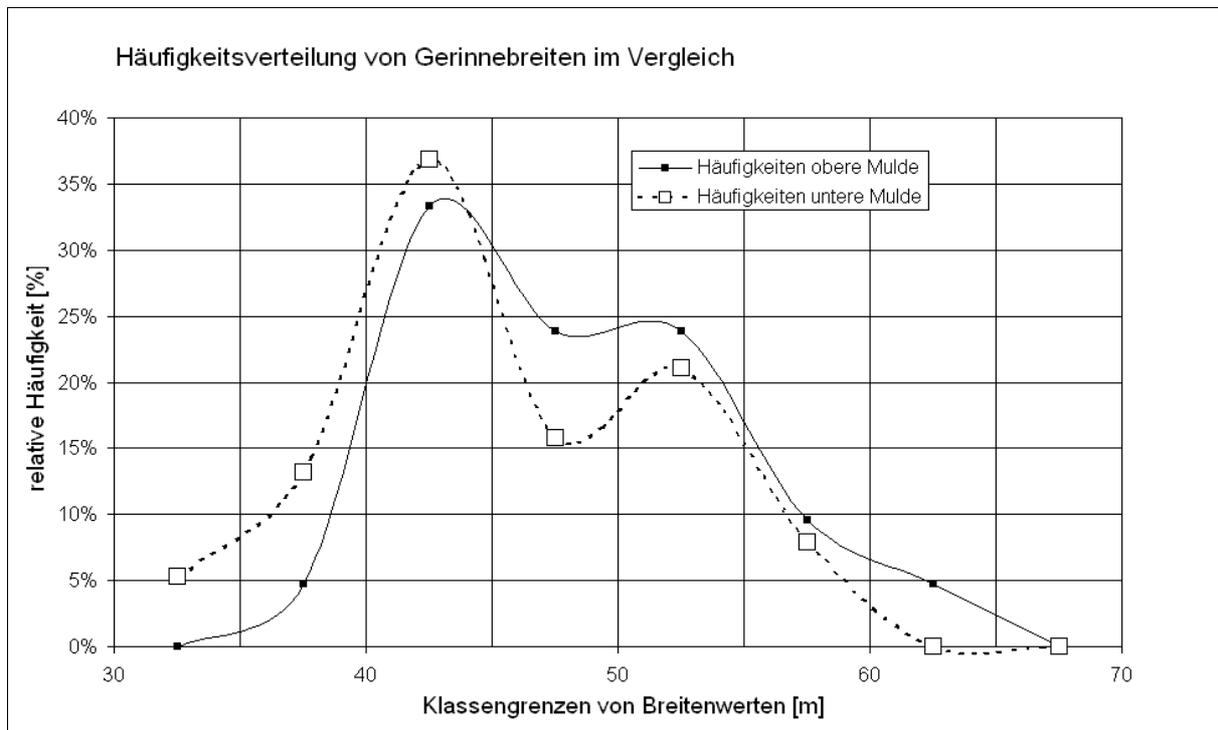


Abb. 5.9: Häufigkeitsverteilungen von Gerinnebreiten an der Mulde

Auch bei der Häufigkeitsverteilung der Gerinnebreiten zeichnet sich die Tendenz ab, dass mutmaßlich aufgrund der Vegetationsdichte die Gerinnebreiten eher etwas niedriger sind als an der oberen Mulde. Bei uneingeschränkt vergleichbaren Referenzabflüssen darf erwartet werden, dass dieser Effekt eher noch klarer ausgeprägt ist. Die Frequenzunterschiede beschränken sich bei den Gerinnebreiten auf die äußersten beiden Klassen, während die Form der Häufigkeitsverteilungskurven bei der Asymmetrie markant verändert ist. Die Tendenz an der unteren Mulde zu größeren, stärker symmetrischen Fließquerschnittsflächen und etwas geringeren Breiten widerspricht dem Phasenmodell von SIMON (1989), nach dem der Eintiefung des Gerinnes die Destabilisierung und das Nachrutschen der Ufer sowie letztlich eine Verbreiterung des Gerinnes folgt.

5.2 DIE ERGEBNISSE DER UFERKARTIERUNG

Aktive Abschnitte im Sinne von Laufverlagerungen befanden sich während des Betrachtungszeitraumes im Untersuchungsgebiet größtenteils oberhalb des Muldestausees (THIELE 2000, VETTER 2002). Sie beschränken sich nicht ausschließlich auf Flußabschnitte mit ehemaligen künstlichen Laufbegradigungen. Die anthropogen induzierten Laufmusteränderungen wiesen zwischen 1872 und 1902 als Folge anthropogener Laufverlegungen zwischen 1850 und 1871/72 die höchsten Verlagerungsraten auf und sind seit 1953 zur Ruhe gekommen.

Die geomorphologische Detailkartierung machte deutlich, daß anthropogene Ufersicherungsmaßnahmen zunächst stabilisierend wirken können, bei partieller Zerstörung jedoch effiziente Erosionsprozesse in Gang setzen oder fördern wie natürlicherweise nur Sturzbäume und Totholz am Gerinnerand. Auch Querbauwerke wie Brücken, Düker und Wehre können selbst noch im zerfallenen Zustand destabilisierend auf die Uferabschnitte unterstrom wirken.

Als Hauptursache werden Störungen der hydraulischen Verhältnisse angenommen. Strömungseinengungen bewirken oberstrom eine Verringerung des Wasserspiegel- und Energieliniengefälles, das sich stromab dem Durchschnittswert durch erhöhtes Gefälle wieder angleichen muss. Die natürlicherweise im Längsverlauf annähernd konstante Energiedissipationsrate wird so vor dem Hindernis verringert, um unterstrom des Hindernisses umso höher zu sein (vgl. LEOPOLD 1992b).

Eine andere Wirkungsweise haben laterale Strömungshindernisse. Sie erzeugen große horizontale Wirbel mit Gegenströmungen in Ufernähe. Die morphologischen Befunde lassen keinen Zweifel daran, dass diese Gegenströmungen selbst befestigte Ufer wirksam unterschneiden können. Dabei entstehen im Grundriss ellipsenförmige Uferanschnitte von beträchtlichen Ausmaßen und Länge-Breite-Verhältnissen < 10 (VETTER 2002). Unterstützend wirken bei dem Prozess wahrscheinlich Wirbelschleppen, die sich besonders bei Hochwasser an der Grenze zwischen Haupt- und Gegenströmung ausbilden, und die bis an die Sohle wirksam werden. Entlang der Wirbelschleppen wurden mit Echopeilungen wiederholt Wassertiefenmaxima festgestellt.

Der Laufabschnitt unterhalb des Stausees weist zwischen 1851 und 1997 kaum Laufverlagerungen und deutlich weniger von Uferrutschungen betroffene Abschnitte auf. Im Grundriss gestreckte Uferrutschungen (Länge-Breite-Verhältnis > 10) dominieren auf dem Laufabschnitt oberhalb und elliptische unterhalb des Stausees jeweils mit jeweils annähernd 75 % deutlich.

Bemerkenswert ist, dass der gestörte, untere Laufabschnitt deutlich weniger von Rutschungen betroffen ist als der obere, obwohl an der unteren Mulde zu erwarten gewesen wäre, dass durch Einschneidung des Gerinnes die Ufer destabilisiert werden. Gestreckte Uferrutschungen werden mit der Verlagerung des Stromstrichs an die Ufer durch asymmetrische Gerinnequerschnitte assoziiert. Elliptische Rutschungen weisen vorzugsweise auf lokale Störungen des Strömungsmusters hin, die durch Gefällesprünge, ufernahe Strömungshindernisse wie Bäume, Totholz oder bereits existierende Diskontinuitäten im Uferlängsverlauf entstehen. Das Gerinnebett unterhalb des Stausees wird von deutlich mehr Baumvegetation begleitet als das oberhalb. Auch sind es gerade die elliptischen Uferanbrüche, die an der unteren Mulde dominieren. Wenngleich die an der Mulde beobachteten Gerinnebreiten deutlich von den theoretischen gemäß HEY & THORNE (1986) abweichen, ist die Erklärung der größeren Uferstabilität und der etwas geringeren Gerinnebreiten durch stärkere Vegetationsbedeckung akzeptabel.

Tab. 5.9: Uferstabilität an der Mulde

	Gesamtlänge kartierter Ufer		Gesamtlänge Uferanbrüche		Anteil gestreckter Uferanbrüche ¹
Obere Mulde	21000 m	Gesamtlänge betroffener Ufer	1555 m		1130 m
		Anteil an kartierter Uferlänge	6,8 %	Anteil an betroffener Uferlänge	72,7 %
Untere Mulde	19400 m	Gesamtlänge betroffener Ufer	375 m		100 m
		Anteil an kartierter Uferlänge	1,9 %	Anteil an betroffener Uferlänge	26,7 %

¹ Länge-Breite-Quotient > 10

Die Abschnitte reger aktueller Ufererosion lassen sich nicht eindeutig Abschnitten stärkerer Laufverlagerungen in der Vergangenheit zuordnen, sondern eher der materiellen, z. B. weniger bindigen Beschaffenheit der Ufer sowie der Asymmetrie der Querschnitte. Größe und Verteilung der Erosionsformen untermauern die überwiegend lokale Steuerung der verursachenden Prozesse.

5.3 HOCHWASSERABHÄNGIGE VERÄNDERUNGEN DES GERINNEBETTS

5.3.1 Die Ausgangssituation

Bei der Vermessung des Gerinnebetts wurden einerseits Längsprofile in der Flussmitte aufgenommen, andererseits ein engmaschiges Netz von Querprofilen über einer Riffle-Pool-Sequenz (Abb. 4.6). Die Lage der Längsprofile von Fluss-km 60,600 bis 57,030 oberhalb und von Fluss-km 40,300 bis 36,500 unterhalb des Muldestausees umfasste etwa gleich lange Laufabschnitte und schloss die detailliert vermessenen Riffle-Pool-Sequenzen mit ein. An der Mulde oberhalb des Muldestausees wurde die Sohlformabfolge mit dem Riffle am Fluss-km 58,650 und der darauf folgende Pool 58500, an der unteren Mulde der Riffle 38236 und der anschließende Pool 38048 ausgewählt.

Die Auswahl der Sohlformen bzw. der Querschnitte lehnte sich an die geodätische Vermessung an. Es wurde das Ziel verfolgt, möglichst weit zurückliegende Aufnahmen in den Auswertungsprozess einbeziehen zu können. Mit Hilfe der multivariaten, speziell der Clusteranalyse der Querprofile können so auch Aussagen über die Repräsentativität der Querschnitte gemacht werden.

Während an den Fluss-km 58,500, 38,236 und 38,048 die Sohlformen in ihrer ausgeprägten Ausbildung direkt an Querschnitten lagen, die auch geodätisch vermessen worden waren, fiel an der oberen Mulde das idealtypische Riffle-Querprofil nicht mit dem vermessenen Querprofil 58,600 zusammen. Unabhängig von der geodätischen Vermessung wurde der Querschnitt am Fluss-km 58,650 als idealer Riffle-Querschnitt selektiert.

Das Pool-Querprofil der oberen Mulde am Fluss-km 58,500 fällt mit vier von 20 weiteren in das Cluster d (Tab. 5.5), in dem schmale und tiefe Krümmungsprofile mit mäßiger Asymmetrie zusammengefasst sind. Das Profil wird als repräsentativ für ein knappes Viertel der Gesamtheit angesehen. Das Querprofil 58650 kommt in seiner Geometrie dem oberstrom benachbarten Profil 58800 deutlich näher als dem unterstrom benachbarten 58600, an dem sich die Pool-Geometrie schon stark bemerkbar macht. Allerdings ist das Querprofil 58650 noch breiter und flacher, d. h. markanter ausgeprägt als 58800. Das annähernd vergleichbare Querprofil 58800 gehört zum Cluster a der flachen, breiten und ausgeprägt symmetrischen Geraden-Profile, das ein knappes Drittel der Gesamtheit an der oberen Mulde repräsentiert.

An der unteren Mulde gehört das Riffle-Profil 38236 zur Gruppe d (Tab. 5.7) mit überwiegend flachen, breiten und symmetrischen Querschnitten. Mit acht Profilen repräsentiert die Gruppe etwas mehr als ein Fünftel der Gesamtheit. Das darauffolgende Pool-Querprofil 38048 gehört zu der kleinen Gruppe g mit asymmetrischer Form, geringen Breiten und großen Tiefen, wie sie in Krümmungen liegen. Das Profil ist für knapp 6 % der Gesamtheit repräsentativ, bzw. bei Einbeziehung des nächsten Clusterschritts für knapp 8 % (Gruppe gg).

Abb. 5.10 zeigt exemplarisch das hydrographisch vermessene Längsprofil eines Abschnitts der oberen Mulde, in diesem Fall nach dem Extremhochwasser im August 2002. Das Profil weist gegenüber denen von anderen vergleichbaren Abflusszuständen keine nennenswerten Abweichungen auf. Deutlich zu erkennen sind Abfolgen von Riffles mit Wassertiefen um 1,80 m und Pools mit Wassertiefen von 3,00 m und teils erheblich darüber. Bezieht man die weniger ausgeprägten Sohlundulationen mit ein, kristallisiert sich bei acht Sequenzen auf 3300 m eine Wellenlänge von ca. 410 m heraus. Die ausgeprägten Pools sind mit Krümmungen assoziiert, der Scheitel der Krümmung bei Fluss-km 57,900 liegt allerdings noch im Bereich des Riffles. Die Riffles liegen in gestreckten Abschnitten oder in solchen, in denen die Krümmung stark nachlässt.

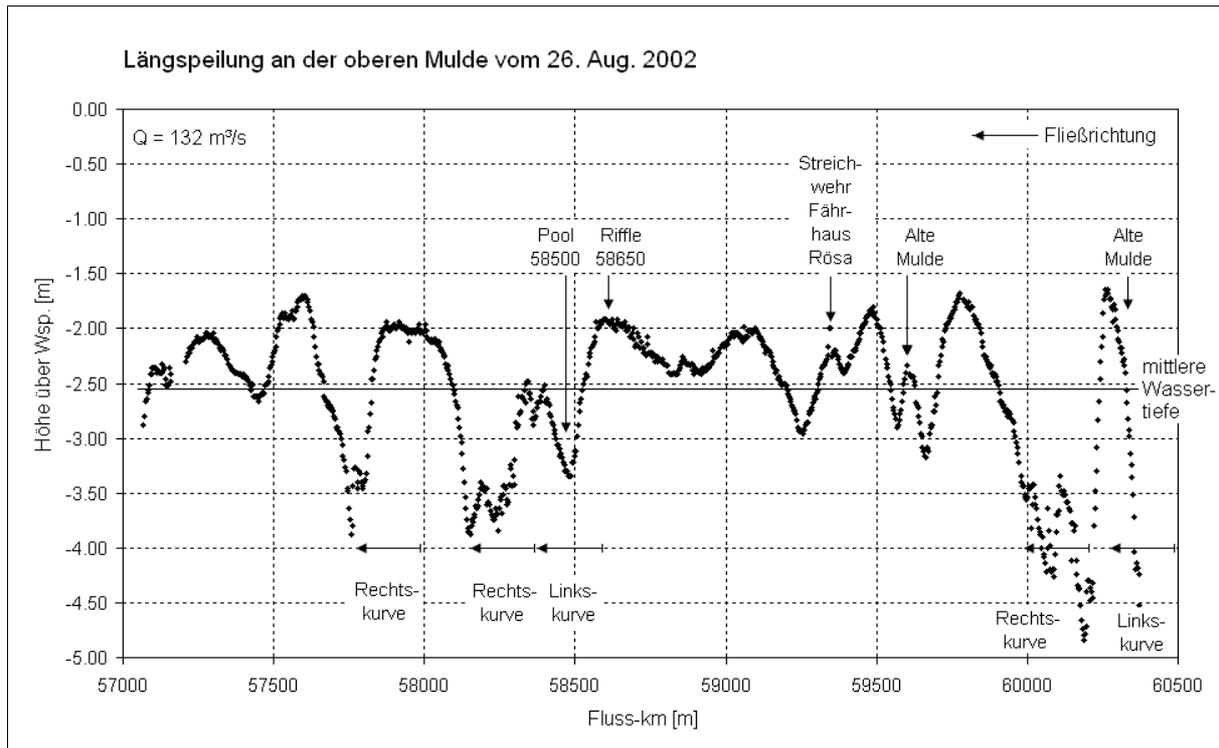


Abb. 5.10: Längsprofil der oberen Mulde im August 2002 (Fließrichtung von rechts nach links, überhöhte Darstellung), $h_m = 2,54$ m, Q (Bad Düben) = $132 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ bzw. 41 % Q_{bv}

Der sehr bewegte Bereich von Fluss-km 60,450 bis 60,300 liegt in einem Abschnitt, in dem auch eine extreme Breitenvarianz und ein sehr enger Krümmungsradius auftreten (Abb. 3.2). Der Gerinnequerschnitt erreicht am Fluss-km 60,600 seine größte Breite von 84 m mit und 74 m ohne die Insel im Querschnitt, um 150 m weiter am Fluss-km 60,450 nur noch 35 m breit zu sein. Am heutigen Fluss-km 60,300 wurde im Zeitraum zwischen 1851/52 und 1900 ein großer Doppelmäander der Mulde abgeschnitten, so dass der weitere Verlauf des Flusses bis Fluss-km 59,600 nicht älter als 150 Jahre ist. Die Verkürzung war lokal mit starken Laufrichtungsänderungen verbunden. Am Ende des Durchstichs ist auf einem annähernd geraden Abschnitt ein Pool ausgebildet (Fluss-km 59,600).

Das verfallene Streichwehr am Fährhaus Rösa wird durch die scheinbaren Ausreißer am Fluss-km 59,350 sichtbar. Es schließt sich ein verhältnismäßig gut ausgeprägter Pool auf dem gestreckten Abschnitt an. Dem Riffle 58650 geht ein nur schwach ausgebildeter Pool voraus. Die Linkskurve mit dem Pool 58500 hat einen Krümmungsradius von 300 m. Das ist bezogen auf die durchschnittliche Gerinnebreite von 50 m eine eher schwache Krümmung.

Abb. 5.11 zeigt das Längsprofil der unteren Mulde mit einer Abfolge von Riffles und Pools. Auf dem 3800 m langen Abschnitt sind einschließlich der Abfolge am Schloss Muldenstein sieben Riffle-Pool-Sequenzen auszumachen, so dass die mittlere Länge einer Abfolge ca. 540 m beträgt. Fast ausnahmslos längere, dann gegliederte Riffles wechseln mit kürzeren Pools.

Stromab des Greppiner Wehres bei Fluss-km 40,400 weist das Echogramm durch den unruhigen Sohlverlauf und die Auskolkung auf die turbulenten Strömungsverhältnisse im Abstrom des unterschlächtigen Wehres hin. Es schließt sich eine weitgezogene Linkskurve an ($r_{kr} = 300$ m) und eine engere Rechtskurve (r_{kr} bis zu 100 m), in deren Verlauf Leine und Spittelwasser in die Mulde münden. Der Pool Fluss-km 39,200 liegt bereits im Auslauf der Kurve. Die Pools an den Fluss-km 38,700 und 38,048 liegen am Ende oder stromabwärts von Biegungen. Der Riffle 38236 ist langgezogen und mehrgliedrig. Am Schloss Muldenstein befindet sich eine sehr enge Linksbiegung ($r_{kr} = 50$ m), deren enge Krüm-

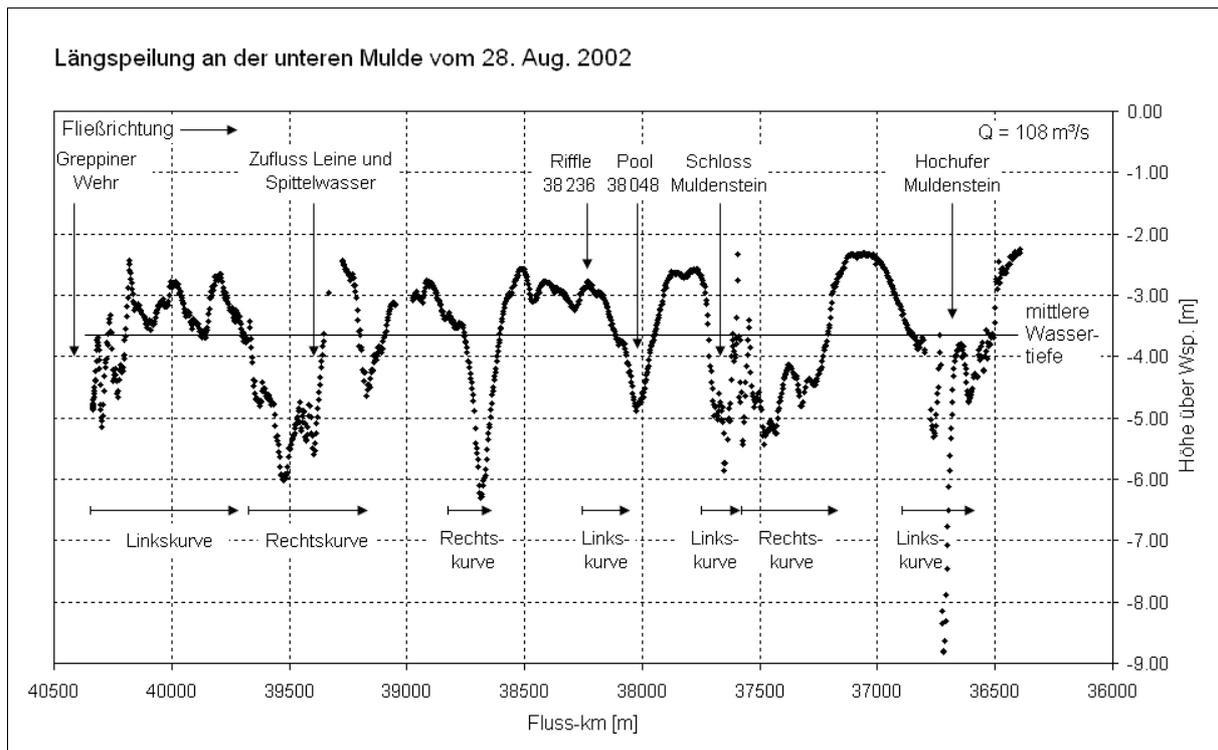


Abb. 5.11: Längsprofil der unteren Mulde im August 2002 (Fließrichtung von links nach rechts, überhöhte Darstellung), $h_m = 3,73$ m, Q (Bad Dübener See) = $108 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ bzw. $34 \% Q_{bv}$

Die Überflutungswahrscheinlichkeit ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass der Fluss hier auf den bei Muldenstein anstehenden Quarzporphyr trifft. Der sehr tiefe Pool bei Fluss-km 36,700 liegt eingangs einer engen Linksbiegung ($r_{kr} = 90$ m) mit einem untypisch hohen Ufer auf der rechten Seite. Hier ist östlich des Flusses keine Überflutungsaue ausgebildet, sondern das Ufer ist direkt in pleistozänen Ablagerungen angelegt.

5.3.2 Die hydraulische Geometrie des Gerinnebetts

Die abflussabhängige hydraulische Geometrie des Gerinnebetts (at-a-station) gemäß LEOPOLD & MADDOCK (1954) ist ein empirischer Ansatz zur Systematisierung des Zusammenhangs von morphometrischen und hydraulischen Gerinneparametern in Abhängigkeit vom Abfluss (vgl. FERGUSON 1986). Ihr Wert liegt zunächst in einer vereinheitlichten, vergleichbaren und strukturierten Beschreibung von Gerinnebetten, im Weiteren aber auch in einer hydraulisch fundierten Interpolation von Systemzuständen, die nur stichprobenhaft bekannt sind, für Modellbetrachtungen bzw. Szenarien. An der Mulde wurde das Konzept für nicht ausufernde Abflüsse und in Anlehnung u. a. an RICHARDS (1977) sohlformdifferenziert angewandt. Abb. 5.12 zeigt die ausgewählten Querprofile bei Hochwasser.

Das Riffle-Profil 58650 (obere Mulde) ist mit einer Breite von fast 70 m überdurchschnittlich breit ausgebildet, mit einer maximalen Tiefe von ca. 3,80 m vergleichsweise flach und insgesamt recht symmetrisch. Sein Gegenstück von der unteren Mulde Riffle 38236 ist bei geringerem Abfluss mit 60 m weniger breit, nur wenig tiefer ($h_{max} = 4$ m) sowie sehr symmetrisch. Querprofil 58500 (obere Mulde Pool) ist mit ca. 45 m schmaler als Querprofil 38048 (untere Mulde Pool) mit 50 m.

Beide Profile sind asymmetrisch und ungefähr gleich tief ($h_{max} = 6$ m), allerdings bei geringeren Abflüssen in der unteren Mulde. Die Tatsache, dass die Profile der unteren Mulde bei niedrigeren Abflüssen ungefähr gleiche Tiefen wie ihre Gegenstücke von der oberen Mulde aufweisen, weist einmal mehr auf die veränderte Gerinnegeometrie unterhalb des Muldestausees hin.

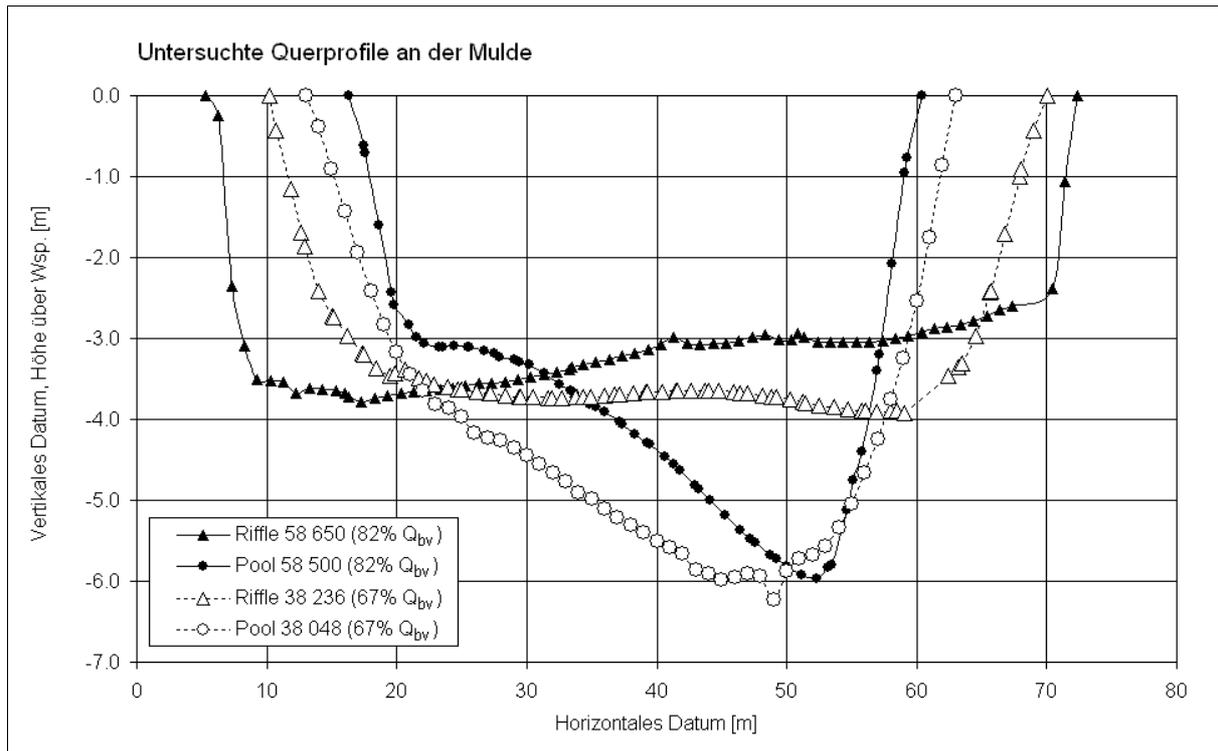


Abb. 5.12: Ausgewählte hydrographische Querprofile bei Hochwasser (überhöhte Darstellung) am 23. Jan. (58650 und 58500) und am 25. Jan. 2002 (38236 und 38048)

An der oberen Mulde ist die Disparität zwischen Riffle und Pool stärker ausgeprägt. So sind jeweils das Riffle-Profil breiter und das Pool-Profil schmäler als ihre jeweiligen Gegenstücke an der unteren Mulde. Die Riffle-Profile weisen in dieser Überhöhung eine Rechteckform, die Pool-Profile jeweils eine asymmetrische V-Form auf.

Die hydraulische Geometrie an den ausgewählten Querschnitten der Mulde wird mit Regressionen beschrieben, die weit mehrheitlich hochsignifikant sind (Tab. 5.10). Auch die Produkte der Faktoren und Summen der Exponenten ergeben bis auf eine Ausnahme ein konsistentes Bild und damit eine Bestätigung des Konzepts. Hohe Werte der Faktoren weisen auf vergleichsweise hohe Parameterwerte bei Niedrigwasser hin und umgekehrt, hohe Exponenten auf starke abflussabhängige Steigerungen der Parameterwerte und umgekehrt.

Die Breiten wachsen an der oberen Mulde mit den Abflüssen geringfügig schneller an (Exponenten 0,09 und 0,10) als an der unteren Mulde (Exponenten 0,07 und 0,06). Das lässt die Schlussfolgerung zu, dass die Ufer an den ausgewählten Querschnitten der unteren Mulde steiler sind als an der oberen Mulde. Die Faktoren der Regression bestätigen den visuellen Eindruck aus Abb. 5.12, dass der Riffle 58650 breiter ist als sein Gegenstück 38236, der Pool 58500 aber schmäler als 38048.

Die hydraulischen Radien bzw. die Tiefen sind an der oberen Mulde bei Niedrigwasser deutlich kleiner (Faktoren 0,04 und 0,25 gegenüber 0,33 und 0,94), am Riffle 58650 sogar extrem klein, wachsen aber mit steigenden Abflüssen stärker bis deutlich stärker an (Exponenten 0,77 und 0,47 gegenüber 0,42 und 0,27). Bei den Niedrigwassertiefen ist die Rangfolge $38038 > 38236 > 58500 > 58650$. Die Profile der unteren Mulde sind tiefer und Pool-Profile jeweils tiefer als Riffle-Profile. Die Steigerungsraten verhalten sich $58650 > 38236 > 58500 > 38048$, d. h. die Tiefen wachsen mit steigenden Abflüssen über den Riffles schneller als in den Pools und an der oberen Mulde schneller als an der unteren.

Besonderes Augenmerk verdienen die Fließgeschwindigkeiten, die über dem Riffle 58650 auch bei niedrigen Abflüssen am höchsten sind, aber nur schwach steigen. Im Pool 58500 ist das Ausgangsni-

veau geringer, aber die Steigerung mit wachsenden Abflüssen deutlich stärker. Noch geringer sind die mittleren Fließgeschwindigkeiten im Pool 38048 der unteren Mulde bei Niedrigwasser, die Steigerungsraten sind dort jedoch am höchsten. Dabei übertrifft der Exponent des Pools von 0,67 die der Riffles (0,15 bzw. 0,50), was eine starke abflussabhängige Zunahme der Fließgeschwindigkeiten anzeigt.

Tab. 5.10: Hydraulische Geometrie ausgewählter Querprofile

	Riffle 58650 (n = 8)			Pool 58500 (n = 8)		
Parameter	Faktoren* a, c, k	Exponenten* b, f, m	R ²	Faktoren* a, c, k	Exponenten* b, f, m	R ²
b	41,4	0,09	0,96	27,7	0,10	0,86
r_{hy}	0,04	0,77	0,97	0,25	0,47	0,97
v_m	0,560	0,15	0,58	0,129	0,45	0,94
	a c k = 1,00	b+f+m = 1,01		a c k = 0,91	b+f+m = 1,01	
τ	0,17	0,71	0,96	0,8	0,46	0,97
	Riffle 38236 (n = 8)			Pool 38048 (n = 8)		
Parameter	Faktoren* a, c, k	Exponenten* b, f, m	R ²	Faktoren* a, c, k	Exponenten* b, f, m	R ²
b	40,1	0,07	0,84	34,8	0,06	0,90
r_{hy}	0,33	0,42	0,97	0,94	0,27	0,92
v_m	0,078	0,50	0,99	0,031	0,67	0,99
	a c k = 1,03	b+f+m = 0,99		a c k = 1,01	b+f+m = 0,99	
τ	0,62	0,42	0,97	1,75	0,27	0,92

* Die Variablenamen der Faktoren a, c, k sowie der Exponenten b, f, m werden hier im Interesse der Vergleichbarkeit aus der Quellenliteratur buchstäblich übernommen, in dieser Notation jedoch nicht weiter im Text verwendet.

Für die Fließquerschnitte gilt das Gesagte umgekehrt, da die Fließgeschwindigkeiten aus gemessenen Fließquerschnittsflächen und Abflüssen berechnet wurden. Die Fließquerschnittsflächen bei Niedrigwasser haben die Rangfolge 58650 < 58500 < 38236 < 38048, die Steigerungsraten 58650 > 58500 > 38236 > 38048. Sie sind bei Niedrigwasser an der oberen Mulde kleiner, über den Riffles kleiner als über den Pools, die Fließgeschwindigkeiten steigern sich an der unteren Mulde schneller als an der oberen und in den Pools schneller als in den Riffles. Auf die Abhängigkeit der Fließgeschwindigkeiten vom Abfluss wird in Kap. 5.3.5 im Detail eingegangen, da sie wesentlicher Bestandteil der Geschwindigkeitsumkehrhypothese ist.

5.3.3 Die Sohlmaterialdynamik

Insgesamt 43 Sohlproben wurden weitestgehend direkt im Anschluss an die Messkampagnen gewonnen. Dabei wurde mit Hilfe des Navigationssystems eine möglichst genaue Ansteuerung vorangegangener Probenahmepositionen auf den jeweiligen Sohleinheiten angestrebt. Beprobte wurden an der oberen Mulde der Riffle am Fluss-km 58,650 (OM-Ri) und der Pool am Fluss-km 58,500 (OM-Po), an

der unteren Mulde der Riffle am Fluss-km 38,236 (UM-Ri) und der Pool am Fluss-km 38,048 (OM-Po). Zu den Sohlproben vom Riffle-Höchsten und Pool-Tiefsten kamen an der oberen Mulde Proben von der Mitte des Profils und auf beiden Abschnitten sporadische Beprobungen aus dem Lee von Sohlformen. In Tab. 5.11 sind der Korndurchmesser d_{95} , Schiefe, Kurtosis und Sortierung von individuellen Sohlproben und von relevanten Aggregationen aufgeführt. Zusätzlich wurden die Ergebnisse von Proben gleicher Herkunft aggregiert.

Das 95 %-Perzentil der Korngrößenverteilung wurde zur Auswertung herangezogen, weil es eine Vorstellung vom größten Sohlmaterial vermittelt und die Breite des Verteilungsspektrums der Sohlproben zuverlässig beschreibt. In der überwiegenden Mehrzahl der Fälle bewegen sich die d_{95} -Werte zwischen 10 und 25 mm. Dabei sind auf den Riffles recht einheitlich d_{95} -Werte um 23 mm ($\sigma = 1,7$ mm) anzutreffen, während sie in den Pools überwiegend zwischen 10 und 18 mm ($\sigma = 4,8$ mm) schwanken und stärker streuen ($\sigma = 4,8$ mm).

Die Sortierungen aller Sohlproben reichen von mäßig bis sehr schlecht (0,68 - 2,42). Mäßig gute und gute Sortierungen kommen allgemein nicht vor. Die sehr schlechten Sortierungen beschränken sich auf die Riffle-Proben (10 von 17 Fällen). Die Sortierungen in den Pools sind allenfalls mäßig, zumeist jedoch schlecht. Sehr schlechte Sortierungen kommen in den Pools nicht vor.

Die Schiefewerte der Gesamtstichprobe streuen von sehr stark linksschief bis sehr stark rechtsschief, wobei die rechtsschiefen Verteilungen deutlich häufiger sind als die linksschiefen. Nur wenige Verteilungen sind annähernd symmetrisch, ein Drittel der Proben weist sehr schiefe Verteilungen auf. Die Kurtosis-Werte zeigen überwiegend flache oder normale Verteilungen gegenüber einer kleinen Anzahl sehr flacher bzw. spitzer Verteilungen an. Sehr spitze Verteilungen sind nicht vertreten. Ein Unterschied zwischen Riffle- und Pool-Proben ist bei diesem Parameter nicht feststellbar.

Die gruppierte Auswertung der Sohlproben offenbart einen markanten Unterschied zwischen Proben aus Riffles (Gruppe Ri), Proben aus der Mitte von Pools (Po-Mi) und Proben aus dem Pool-Tiefsten (OM-Po-re). Die Riffle-Proben sind nicht nur gröber als die Pool-Proben, auch ist das Probenkollektiv homogener, was in der recht geringen Standardabweichung der d_{95} -Werte von 1,7 mm gegenüber 4,8 mm (Pool-Proben) zum Ausdruck kommt. Die mittlere Sortierung der Verteilungen ist schlecht, bei den Riffle-Proben mit 1,86, bei den Pool-Proben mit 1,39. Die Verteilungen in den Pools (Po-Mi) können mit einem Schiefe-Wert von -0,01 als im Mittel symmetrisch bezeichnet werden, wobei sich allerdings Schiefewerte mit unterschiedlichen Vorzeichen eher ausgleichen als dass deren Streuung gering ist. Im Mittel sind die Verteilungen in den Riffles mit 0,23 rechtsschief.

Die d_{95} -Werte der Riffles aus der oberen (OM-Ri) und der unteren Mulde (UM-Ri) unterscheiden sich im Mittel (23,6 bzw. 22,4 mm) kaum. Dieser Befund ist bemerkenswert, weil an dem Laufabschnitt unterhalb des Muldestausees veränderte hydraulische Bedingungen herrschen im Vergleich zum oberen Laufabschnitt, und mit Effekten wie verstärkter Sohlpanzerung gerechnet werden kann. Diese kommen zumindest in den mittleren d_{95} -Werten der Riffle-Sohlproben nicht zum Ausdruck. Das Riffle-Sohlmaterial ist an der oberen Mulde schlechter sortiert, die d_{95} - und Sortierungswerte streuen weniger als an der unteren Mulde.

Ausgeprägte Ähnlichkeit ist auch zwischen den jeweils mittig entnommenen Pool-Proben (OM-Po-Mi, UM-Po-Mi) von beiden Laufabschnitten festzustellen. Die Mittelwerte (14,2 bzw. 12,4 mm) und Standardabweichungen (4,7 bzw. 5,0 mm) der d_{95} -Werte, der Kurtosis (σ OM = 0,87, σ UM = 0,90) und der Sortierung (σ OM = 1,49, σ UM = 1,34) unterscheiden sich wenig. Die Sortierungen sind zwar schlecht, aber besser als auf den Riffles. Die Pool-Proben von der oberen Mulde sind etwas schlechter sortiert und gemäß den d_{95} -Werten etwas gröber als die von der unteren Mulde.

Tab. 5.11: Korngrößenverteilungskarakteristika ausgewählter Sohlproben

Sch. . . Schiefe		d ₉₅ [mm]	Sch.	Kur.	Sor.	d ₉₅ [mm]	Sch.	Kur.	Sor.	d ₉₅ [mm]	Sch.	Kur.	Sor.				
Abs. Minimum		3,8	-0,40	0,56	0,68												
Mittelwert aller Proben		18,5	0,14	0,86	1,61												
Abs. Maximum		24,7	0,81	1,30	2,42												
Probenbezeichnung	Q _{bv} [%]	Einzelwerte				Aggregierte Werte (Gruppen durch Rahmen, einbezogene Proben durch Schattierung gekennzeichnet, Gruppenmittelwerte kursiv, Gruppenstandardabweichungen kursiv und fett)											
OM-Po-re-01Feb02	70	20,4	0,30	1,11	1,28					OM-Po-re							
OM-Po-re-06Feb02	41	24,7	0,56	1,27	0,68												
OM-Po-re-13Feb02	38	11,4	0,06	0,91	0,78												
OM-Po-re-02Feb04	37	12,3	-0,15	0,98	1,70												
OM-Po-re-04Feb04	94	20,7	0,12	0,96	1,01												
OM-Po-re-11Feb04	34	22,2	0,21	1,08	0,78									17,3	0,13	1,03	1,12
OM-Po-re-25Feb04	21	8,5	-0,17	0,90	1,61									6,40	0,26	0,13	0,42
OM-Po-Mi-06Feb02	41	19,7	0,03	0,79	1,63	Po-Mi				OM-Po-Mi							
OM-Po-Mi-13Feb02	38	9,9	-0,27	0,77	1,79					14,2	-0,06	0,87	1,49				
OM-Po-Mi-24Apr02	18	16,4	0,31	0,95	1,45					4,7	0,29	0,10	0,29				
OM-Po-Mi-26Aug02	41	10,8	-0,31	0,96	1,11												
UM-Po-Mi-30Jan02	97	19,6	-0,15	0,80	1,55					UM-Po-Mi							
UM-Po-Mi-06Feb02	41	16,0	0,27	0,96	1,07												
UM-Po-Mi-13Feb02	38	11,7	0,16	0,67	1,45												
UM-Po-Mi-24Apr02	18	7,8	0,17	0,89	1,16												
UM-Po-Mi-28Aug02	34	15,4	0,32	0,92	1,40												
UM-Po-Mi-05Feb04	75	14,2	-0,02	0,78	1,46												
UM-Po-Mi-07Feb04	63	10,3	-0,40	0,94	1,47					13,0	-0,01	0,89	1,39	12,4	0,01	0,90	1,34
UM-Po-Mi-25Feb04	21	3,8	-0,23	1,21	1,13	4,8	0,26	0,14	0,23	5,0	0,26	0,16	0,19				
OM-Ri-Mi-01Feb02	70	23,0	0,40	0,65	2,22	Ri				OM-Ri							
OM-Ri-Mi-06Feb02	41	22,4	0,34	0,70	1,90												
OM-Ri-Mi-13Feb02	38	23,8	0,08	0,67	2,09												
OM-Ri-Mi-24Apr02	18	24,7	0,81	1,30	1,77												
OM-Ri-Mi-26Aug02	38	23,8	0,40	0,69	2,01												
OM-Ri-Mi-24Apr02-Lee	18	15,0	0,09	0,68	2,00	nicht einbezogen				nicht einbezogen							
OM-Ri-Mi-02Feb04	37	23,4	0,31	0,82	2,06												
OM-Ri-Mi-04Feb04	94	23,3	0,37	0,68	2,28												
OM-Ri-Mi-11Feb04	34	23,8	0,41	0,70	2,10					23,6	0,39	0,75	2,09				
OM-Ri-Mi-25Feb04	21	24,1	0,42	0,57	2,38					0,7	0,19	0,21	0,19				
UM-Ri-Mi-30Jan02	97	22,4	0,19	0,99	1,38					UM-Ri							
UM-Ri-Mi-06Feb02	41	24,4	-0,16	0,56	2,28												
UM-Ri-Mi-13Feb02	38	24,1	-0,37	0,67	2,24												
UM-Ri-Mi-24Apr02	18	24,0	0,12	0,92	1,06												
UM-Ri-Mi-28Aug02	34	22,5	0,41	1,13	1,53												
UM-Ri-Mi-24Apr02-Lee	18	23,5	0,10	0,63	2,26					nicht einbezogen				nicht einbezogen			
UM-Ri-Mi-28Aug02-Lee	34	13,4	-0,20	1,05	1,59					nicht einbezogen				nicht einbezogen			
UM-Ri-Mi-05Feb04	75	18,9	0,14	1,01	0,95												
UM-Ri-Mi-07Feb04	63	19,1	0,18	1,05	1,02	23,0	0,23	0,80	1,86	22,4	0,05	0,86	1,61				
UM-Ri-Mi-25Feb04	21	24,1	-0,07	0,57	2,42	1,7	0,27	0,22	0,49	2,2	0,24	0,23	0,62				

Die Mittelwerte der Schiefe beider Pool-Stichproben zeigen scheinbar annähernde Symmetrie (\emptyset OM-Po-Mi = -0,06, \emptyset UM-Po-Mi = -0,01), allerdings bei gleichzeitig jeweils hoher Standardabweichung (0,29 bzw. 0,26). Auch zeigt der Blick auf die Einzelwerte, dass die Verteilungen mehrheitlich unsym-

metrisch sind, deren Schiefewerte sich jedoch bei der Mittelwertbildung aufgrund entgegengesetzter Vorzeichen zumindest teilweise aufheben.

Die d_{95} -Werte der Proben aus dem Pool-Tiefsten von der oberen Mulde (OM-Po-re) liegen mit 17,3 mm ($\sigma = 6,4$ mm) deutlich über denen der anderen Pool-Proben, allerdings unter denen der Riffle-Proben. Die mittlere Sortierung ist schlecht ($\bar{\phi} = 1,12$), aber besser als bei den anderen Pool-Proben und nahe einer mäßigen Sortierung (0,71 - 1,0). Die mittlere Schiefe liegt etwas höher ($\bar{\phi} = 0,13$) und nahe einer annähernd symmetrischen Verteilung ($< 0,1$).

Auf der Basis dieser Zahlen ist die Materialbeschaffenheit jeweils gleicher Sohlformen an oberer und unterer Mulde nicht unterscheidbar. Die Korngrößenspektren unterscheiden sich kaum, die geringen Unterschiede zeigen in Riffles wie Pools der oberen Mulde sogar größere Anteile größerer Korngrößen als an der unteren Mulde an. Aufgrund dieser Kennzahlen lässt sich eine selektive Anreicherung großer Korngrößen an der unteren Mulde nicht feststellen. Systematische Unterschiede sind dagegen zwischen den Sohlformen der jeweiligen Laufabschnitte feststellbar.

Abb. 5.13 zeigt ausgewählte Kornsummenkurven von Sohlmaterial differenziert nach Sohlformen und Laufabschnitten bei Niedrigwasser am 24. April 2002 (18 % Q_{bv}). Fein- und Mittelsand sind in allen Proben kaum vertreten, Grobkies tritt in den Pools nicht auf. Die Riffle-Proben weisen nur geringe Sand- (2-15 %) und Feinkiesanteile (8-22 %) auf. Grobkies dominiert auf den Riffles der oberen Mulde mit 32 %, Mittelkies auf der unteren mit 55 %. Die Pool-Proben werden an der oberen Mulde von Fein- und Mittelkies mit 80 %, an der unteren von Grobsand und Feinkies mit knapp 60 % dominiert.

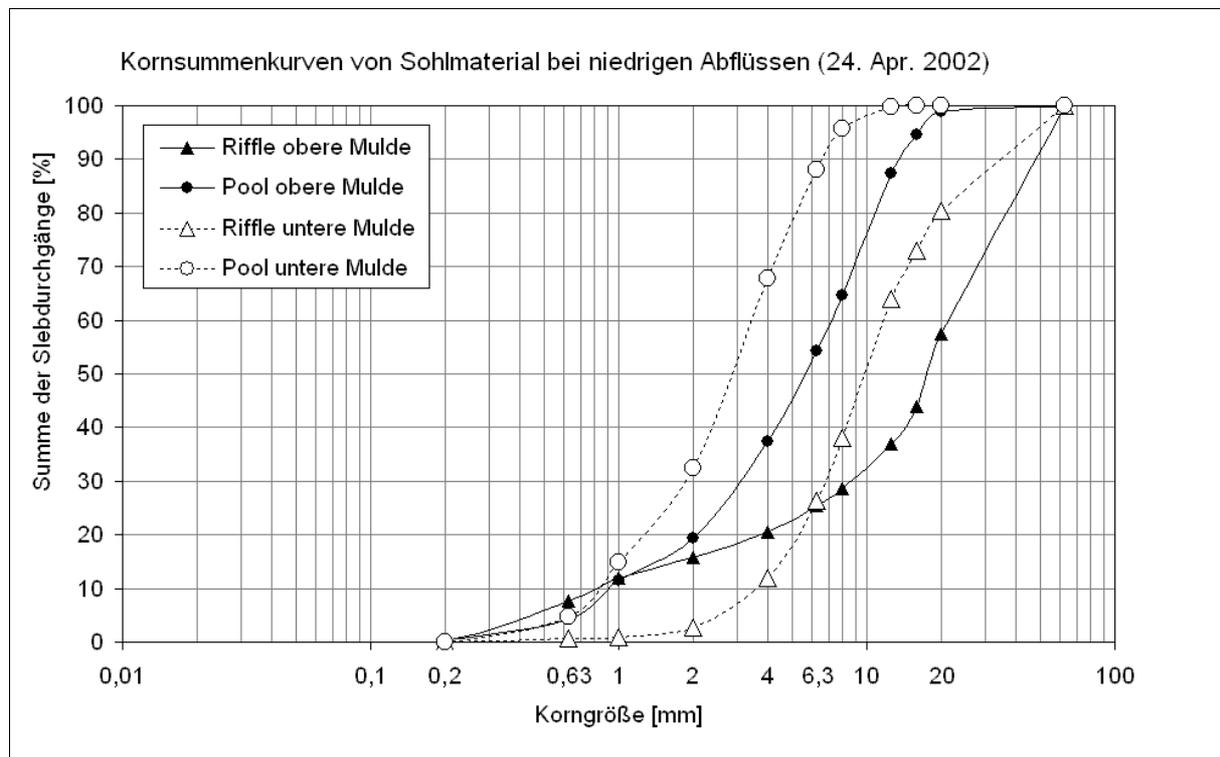


Abb. 5.13: Sohlmaterialzusammensetzung bei Niedrigwasser (18 % Q_{bv}) am Ende der Hochwasser-saison

Mit einer gewissen Generalisierung kann gesagt werden, dass bei Niedrigwasser das Sohlmaterial auf den Riffles aus Fein- bis Grobkies, das der Pools aus Grobsand bis Mittelkies besteht. Grobsand tritt auf den Riffles zurück, Grobkies in den Pools. Die Gewässersohle von Riffles ist bekanntermaßen größer als die von Pools.

Die Summenkurven der jeweils vergleichbaren Sohleinheiten (Riffles oder Pools) weisen untereinander eine größere Ähnlichkeit auf als die Kurven aufeinanderfolgender Sohleinheiten (Riffle-Pool). Daraus darf geschlossen werden, dass die Steuerungswirkung der an die Sohleinheiten gebundenen hydraulischen Bedingungen maßgeblich ist für Sohlmaterialdifferenzierung und der veränderte Feststoffhaushalt unterhalb des Muldestausees demgegenüber in seiner Wirkung zurücktritt.

Die Proben von der oberen Mulde sind jeweils größer. Der Abrieb durch Transport kann als Ursache nicht ausgeschlossen werden, erscheint nach überschlägigen Kalkulationen in Anlehnung an DVWK (1992) jedoch in dem beobachteten Ausmaß als unwahrscheinlich. Auch müsste das beprobte Material dann noch aus der Zeit vor der Unterbrechung des durchgängigen Geschiebetransports durch den Muldestausee stammen. Eine aus dem Feststoffdefizit und höheren Sohl Schubspannungen resultierende Sohlpflasterung an der unteren Mulde, die sich in der relativen Anreicherung größerer Bestandteile niedergeschlagen hätte, kann mit den vorliegenden Befunden nicht untermauert werden.

Die Hochwassersituation stellt sich demgegenüber deutlich verändert dar, wie Abb. 5.14 mit den Kornsummenkurven von Sohlmaterial der oberen Mulde vom 1. Februar 2002 bei 70 % Q_{bv} und von der unteren Mulde am 30. Januar 2002 bei 97 % Q_{bv} , also nahe dem Scheitel des Winterhochwassers 2001/2002, zeigt.

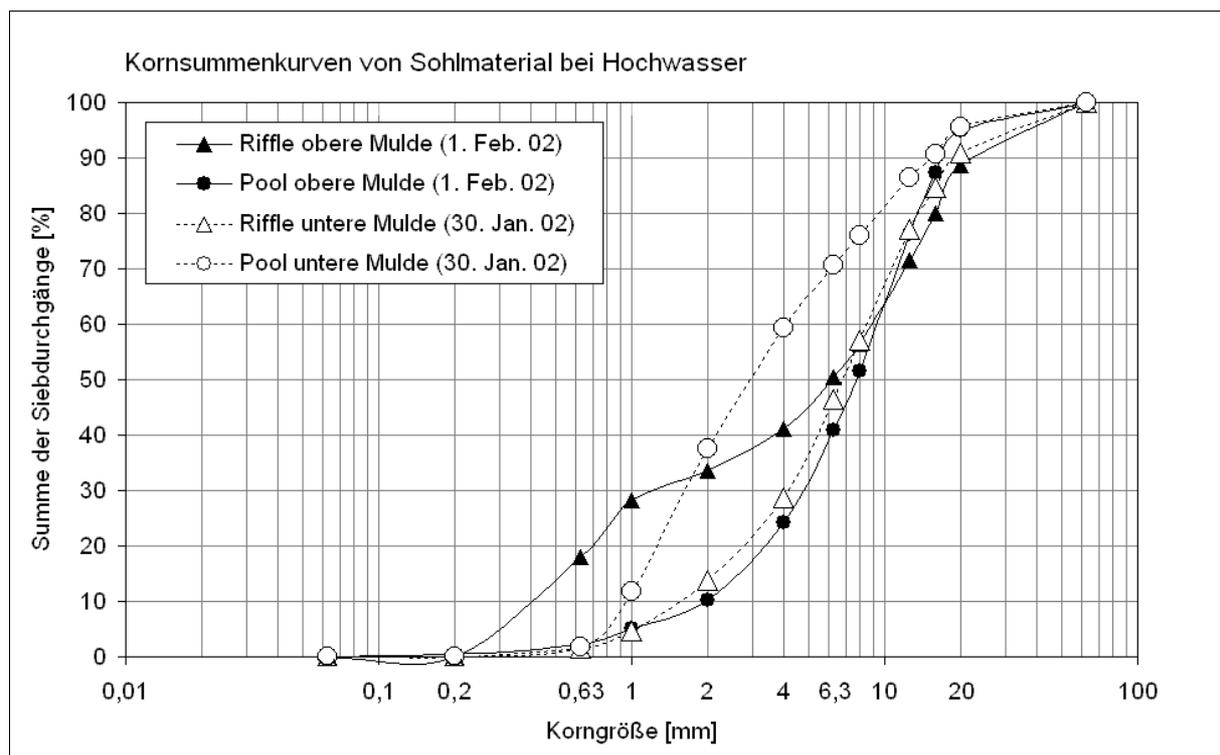


Abb. 5.14: Sohlmaterialzusammensetzung bei Hochwasser (obere Mulde 70 % Q_{bv} , untere Mulde 97 % Q_{bv})

Auf dem Riffle der oberen Mulde ist Fein- und Mittelsand mit annähernd 20 % vertreten, eine deutliche Steigerung gegenüber den Niedrigwasserverhältnissen (8 %). Der Anteil der Mittelkiesfraktion beträgt fast 40 %, der von Grobkies mit ca. 10 % deutlich weniger als bei Niedrigwasser (42 %). Die Riffle-Probe von der unteren Mulde weist kaum Fein- und Mittelsand, dafür mit knapp 50 % deutlich mehr Grobsand und Feinkies sowie etwa 40 % Mittelkies auf. Im Bereich von Mittel- und Grobkies verlaufen die Summenkurven der Riffles fast deckungsgleich. Die Abweichungen sind im Mittelsand- und Feinkiespektrum mit mehr feinen Bestandteilen an der oberen Mulde am ausgeprägtesten.

Die Pool-Proben enthalten generell Grobsand, Feinkies und Mittelkies, aber praktisch keinen Mittelsand mehr. Die Probe aus dem Pool der oberen Mulde fällt verhältnismäßig grob aus, sie ähnelt stark der des Riffles von der unteren Mulde und enthält 30 % Feinkies sowie fast 50 % Mittelkies. Die Probe aus dem Pool der unteren Mulde enthält fast ausschließlich Grobsand (38 %), Feinkies (32 %) und Mittelkies (25 %). Grobsand tritt gegenüber den Niedrigwasserverhältnissen zurück.

Der Riffle der oberen Mulde unterscheidet sich bei Hochwasser vom stromabwärts liegenden Pool lediglich durch mehr Mittelsand (+ 17 %) und weniger Feinkies (- 12 %). Oberhalb der Mittelkiesfraktion bestehen kaum noch Unterschiede. Der Riffle der unteren Mulde verzeichnet keine Anreicherung an Mittelsand wie sein oberstromiges Gegenstück (2 gegenüber 18 %). Sein Mittelkiesgehalt beträgt über 40 %. Der Pool der unteren Mulde weist mehr Grobsand und weniger Mittelkies auf als der Riffle, allerdings ist gegenüber dem Niedrigwasserzustand eine klare Zunahme der Mittelkiesfraktion von 12 auf ca. 26 % zu verzeichnen.

Auffallend ist in diesem Zusammenhang die schlechtere Sortierung der Riffle-Proben von der oberen Mulde bei Hoch- und Niedrigwasser, die wohl hauptsächlich darauf zurückgeht, dass diese Proben auch feineres Material (Mittelsand) enthalten. Die Probennahme mit dem Schürfeimer gewinnt Material aus der obersten Sohlschicht bis in eine Tiefe von wenigen Zentimetern. Die Anwesenheit feineren Materials in den groben Riffle-Proben deutet die Möglichkeit an, dass die Materialdifferenzierung in der Originallagerung schichtenweise mit einer gröberen oberen Schicht über feinerem Material darunter, also eine Sohlpflasterung auf den Riffles, vorliegt. Sie wäre gemäß den granulometrischen Befunden während des Durchgangs von Hochwässern sehr persistent und würde sich zwischen oberer und unterer Mulde nicht unterscheiden.

Eine andere Erklärung des weiten Korngrößenspektrums in den Riffle-Proben setzt nicht zwangsläufig eine vertikale Differenzierung gröberer und feinerer Bestandteile voraus. Es ist naheliegend und bekannt, dass heterogene Korngrößengemische Effekte zur Folge haben können wie das Lagern der feineren Bestandteile im Gerüst der gröberen, verbunden mit stark herabgesetzter Exposition dieser Gemischbestandteile gegenüber der Schubspannung. PARKER & KLINGEMAN (1982) und WILCOCK & KENWORTHY (2002) bezeichnen diese als relative Effekte.

Hochwasserereignisse zeichnen sich auch in der Veränderung der d_{95} - und der Schiefe-Werte ab (Tab. 5.11). So nahm d_{95} im Laufe des ablaufenden Hochwassers im Februar 2002 in einer zunehmend rechtsschiefen Verteilung zunächst zu (OM-Po-re-Feb02) und anschließend wieder ab. Die Symmetrie der Korngrößenverteilungskurve entwickelte sich parallel dazu. Die großen Veränderungen setzten mit deutlicher Verzögerung (6. Februar 2002) nach dem Hochwasserscheitel ein (30. Januar 2002).

Im Februar 2004 wurde die Sohle (OM-Po-re-Feb04) im Pool an der oberen Mulde während des auflaufenden Hochwassers gröber und die Verteilung entwickelte sich von einer linksschiefen zu einer rechtsschiefen und zurück. Am 25. Februar (21 % Q_{bv}) hatten sich praktisch alle Ausgangswerte wieder eingestellt. Die quasi hochwassersynchrone Verschiebung des Korngrößenspektrums lässt sich anschaulich in Tab. 5.12 nachvollziehen.

Die Veränderung der Riffle-Proben desselben Ereignisses (OM-Ri-Mi-Feb04) zeichnet kein so deutliches Bild. Dennoch nimmt der Grobkiesanteil bis zum Hochwasserscheitel leicht ab, mit dem ablaufenden Hochwasser jedoch wieder deutlich zu. Am 25. Februar 2004 (OM-Ri-Mi-25Feb04) ist die Verteilung bimodal mit ca. einem Viertel Grobkies und einem Fünftel Mittelsand.

Bimodalitäten dieser Art sind bei Riffle-Proben nach dem ablaufenden Hochwasser häufiger anzutreffen, so auch in den Proben OM-Ri-13-Feb02, OM-Ri-13-Feb02, OM-Ri-Mi-26Aug02, UM-Ri-06Feb02 und UM-Ri-13Feb02. Bei längerer Andauer niedriger Wasserstände nach Hochwässern scheint es

jedoch zur Beseitigung des feineren Materials auf den Riffles zu kommen, wie auch die Riffle-Probe UM-Ri-Mi-30Jan02 zeigt, in der Mittel- und teilweise auch Grobsand gegenüber dem Zustand nach dem Hochwasser schwächer vertreten ist. In der davorliegenden, langen Niedrigwasserperiode wurde der Riffle gewissermaßen „freigefegt“ und das anschließende Hochwasser deponierte wieder Mittelsand. Auch die Riffle-Probe UM-Ri-Mi-24Apr02 (18 % Q_{bv}) zeigt ein deutliches Zurückgehen der sandigen und großer Teile der feinkiesigen Fraktionen gegenüber dem Februar desselben Jahres.

Tab. 5.12: Korngrößenverteilungen ausgewählter Sohlproben

Probenbezeichnung	Q_{bv} [%]	Siebrückstände [%] bei Maschenweite [mm]						
		0,063 fS	0,2 mS	0,63 gS	2 fG	6,3 mG	20 gG	63 fX
OM-Ri-Mi-01Feb02	70	0,0	17,9	15,7	16,9	38,1	11,4	0,0
OM-Ri-Mi-06Feb02	41	0,2	6,3	24,6	18,6	41,0	9,2	0,0
OM-Ri-Mi-13Feb02	38	0,1	10,4	24,3	22,5	24,5	18,2	0,0
OM-Ri-Mi-24Apr02	18	0,1	7,5	8,2	9,5	32,0	42,6	0,0
OM-Ri-Mi-26Aug02	38	0,0	7,9	21,0	17,5	35,5	18,0	0,0
OM-Ri-Mi-02Feb04	37	0,2	11,9	14,9	24,4	34,6	14,0	0,0
OM-Ri-Mi-04Feb04	94	0,1	19,7	11,7	20,4	34,7	13,4	0,0
OM-Ri-Mi-11Feb04	34	0,0	11,1	18,6	16,8	35,6	17,9	0,0
OM-Ri-Mi-25Feb04	21	0,2	21,6	12,1	14,6	28,0	23,5	0,0
OM-Po-re-01Feb02	70	0,5	1,7	8,0	30,8	53,8	5,2	0,0
OM-Po-re-06Feb02	41	0,8	1,5	0,4	4,5	51,7	41,2	0,0
OM-Po-re-13Feb02	38	0,1	0,1	3,9	66,1	29,9	0,0	0,0
OM-Po-re-02Feb04	37	0,2	16,7	42,8	23,8	16,2	0,2	0,0
OM-Po-re-04Feb04	94	0,0	0,1	3,8	33,2	57,2	5,6	0,0
OM-Po-re-11Feb04	34	0,3	0,4	0,8	12,5	74,9	11,2	0,0
OM-Po-re-25Feb04	21	0,0	21,7	41,8	26,4	10,0	0,0	0,0
UM-Ri-Mi-30Jan02	97	0,0	1,6	12,1	32,6	44,5	9,2	0,0
UM-Ri-Mi-06Feb02	41	0,0	16,8	31,1	16,4	8,2	27,4	0,0
UM-Ri-Mi-13Feb02	38	0,0	15,9	42,7	11,6	8,6	21,2	0,0
UM-Ri-Mi-24Apr02	18	0,1	0,5	2,2	23,6	54,0	19,6	0,0
UM-Ri-Mi-28Aug02	34	0,0	4,4	11,7	21,3	53,3	9,4	0,0
UM-Ri-Mi-05Feb04	75	0,0	0,1	2,7	33,2	60,7	3,3	0,0
UM-Ri-Mi-07Feb04	63	0,0	1,1	4,5	35,1	55,5	3,8	0,0
UM-Ri-Mi-25Feb04	21	0,1	24,7	23,2	15,4	14,7	14,1	7,8
UM-Po-Mi-30Jan02	97	0,1	1,7	35,8	33,1	25,0	4,5	0,0
UM-Po-Mi-06Feb02	41	0,2	1,9	5,3	38,2	53,9	0,6	0,0
UM-Po-Mi-13Feb02	38	0,1	4,6	35,3	30,1	29,8	0,1	0,0
UM-Po-Mi-24Apr02	18	0,1	4,6	27,8	55,6	11,9	0,0	0,0
UM-Po-Mi-28Aug02	34	0,0	3,5	17,8	34,5	43,2	1,0	0,0
UM-Po-Mi-05Feb04	75	0,0	2,9	36,3	36,0	23,2	1,5	0,0
UM-Po-Mi-07Feb04	63	0,0	8,8	58,3	19,4	13,5	0,0	0,0
UM-Po-Mi-25Feb04	21	0,0	60,6	30,0	8,3	1,1	0,0	0,0

dunklere Schattierung kennzeichnet Fraktionen > 20 %

Die Veränderung besonders der grobkiesigen Bestandteile während des Hochwassers 2004 verläuft in Riffles und Pools (OM-Po-re-Feb04 und OM-Ri-Mi-Feb04) mit guter Näherung komplementär. Während Grobkies im Pool vor und nach dem Hochwasser praktisch nicht vorgefunden wird und sich mit Verzögerung zum Hochwasserscheitel am 11. Februar (OM-Po-re-11Feb04) ein Maximum in dieser

Fraktion einstellt, erreicht die Grobkiesfraktion auf dem Riffle ungefähr zum Hochwasserscheitel am 4. Februar ein Minimum, um danach wieder anzusteigen. Die hochwassersynchrone Veränderung der Korngrößenspektren und deren Komplementarität in Riffles und Pools lässt sich auch von Januar bis April 2002 an der oberen und der unteren Mulde beobachten.

Ein ungewöhnlich hoher Feinanteil in den Riffle-Proben ist entweder bei Hochwasser oder bei Niedrigwasser in Riffle-Lee, also auf dem vom Riffle-Höchsten zum Pool hin abfallenden Sohlabschnitt zu beobachten (OM-Ri-02) (Tab. 8.5, S. 162 im Anhang). Die Vermutung liegt nahe, dass während des ablaufenden Hochwassers und in Niedrigwasserperioden das während hoher Abflüsse auf den Riffles deponierte Material sukzessive und selektiv in Richtung der Pools transportiert wird.

Die Proben, die nach dem Extremhochwasser im August 2002 gewonnen wurden, zeigen keine offensichtlich mit der Magnitude des Hochwassers in Relation stehenden Veränderungen. Die Ufer- und Laufstabilität betreffend konnte dieselbe Feststellung durch Begehungen und Uferkartierungen gemacht werden, die eine Woche nach dem Hochwasser durchgeführt wurden. Die Sohlprobe UM-Po-Mi-28Aug02 liegt mit ihrem Korngrößenspektrum zwischen den Proben vom 6. und 13. Februar 2002 (UM-Po-Mi-06Feb02 und UM-Po-Mi-13Feb02). Ganz ähnlich verhält es sich mit der Probe OM-Ri-Mi-28Aug02 im Vergleich zu der Riffle-Probe vom 13. Februar 2002 (OM-Ri-Mi-13Feb02). Die Proben weisen ähnliche Spektren wie andere Proben bei ablaufendem Hochwasser auf. Die Vermutung liegt nahe, dass auch extreme Hochwässer keine stärkeren oder andersartigen Sohlveränderungen zur Folge haben als nicht ausufernde Hochwässer. Auffallend ist allerdings ein extrem hoher Anteil von Mittelsand in der Probe UM-Po-Mi-25Feb04. Da es sich um das erste Hochwasser nach dem Extremhochwasser vom August 2002 handelt, liegt die Vermutung nahe, dass Ausuferung und Erosionsschäden große Mengen feinen Materials mobilisiert und in das Gerinne verbracht haben. Die gegenüber 2002 allgemein erhöhten Feinmaterialgehalte der anderen Sohlproben aus 2004 bestätigen den Erklärungsansatz. Demnach würden ausufernde Hochwässer nachwirken, bis das feinere Material durch folgende Hochwässer aus dem Gerinne entfernt ist. In erheblich kleinerem Maßstab entspräche der geschilderte Ablauf den von CHURCH & SLAYMAKER (1989) gemachten Beobachtungen. Für den unter dem Muldestausee gelegenen Laufabschnitt bedeutet die episodische Mobilisierung von Feinmaterial aus der Aue eine temporäre und partielle Egalisierung des Geschiebedefizits.

Die hochwasserbegleitenden Veränderungen des Sohlmaterials lassen sich für die Mulde wie folgt zusammenfassen: Nach einer längeren Zeit niedriger Wasserstände dominiert in den Pools sandiges bis feinkiesiges Material, auf den Riffles dagegen mittel- bis grobkiesiges. Sandiges Material tritt zurück. Während des Hochwassers wird in den Pools das feinere Material entweder entfernt oder durch gröberes, teilweise sogar grobkiesiges überdeckt. Auf den Riffles geht das allenthalben präsente grobkiesige Material durch Überdeckung oder temporäre Entfernung etwas zurück. Diese Entwicklungen treten in der Regel mit einer Verzögerung nach dem Hochwasserscheitel ein, wobei die Verzögerungen an der unteren Mulde geringer sind als an der oberen Mulde.

Während des ablaufenden Hochwassers wird das grobe, häufig mittel- bis grobkiesige Material in den Pools wieder durch feineres, häufig sandiges bis feinkiesiges, ersetzt. Auch hier ist alleine aufgrund der granulometrischen Befunde nicht zu entscheiden, ob es sich um eine Akkumulation feineren Materials über gröberem handelt oder eine Entfernung von gröberem über feinerem. Angesichts zurückgehender Transportkompetenzen erscheint es jedoch eher plausibel, von einer Akkumulation von feinerem über gröberem Sohlmaterial auszugehen.

Auf den Riffles nehmen die grobkiesigen Anteile nach dem Scheiteldurchgang wieder zu, wobei in verschiedenen Fällen verhältnismäßig kurz nach dem Durchgang des Hochwassers ein zweites Maximum im sandigen Korngrößenbereich zu verzeichnen ist. Während es direkt nach dem Hochwasser

offensichtlich zunächst zu relativen Effekten (hiding und protrusion) des feineren Materials auf den Riffles kommt, scheinen niedrigere Wasserstände mit immer höher werdenden Fließgeschwindigkeiten speziell über den Riffles auf Dauer das sandige Material dort weitgehend zu beseitigen und in Riffle-Lee sowie darauffolgenden Pools zu deponieren.

Die gegenläufige Entwicklung der Korngröße in Riffles und Pools beim Durchgang von Hochwässern wird als starkes Indiz für erhöhte Schubspannungen in den Pools bei hohen Abflüssen gesehen. Damit unterstützen die vorliegenden granulometrischen Befunde die von KELLER (1971b, 1983) formulierte Geschwindigkeitsumkehrhypothese. Die zwischen Riffle und Pool komplementäre und dem Abfluss konträre Sohlmaterialdynamik wurde nach dem Stand der Recherche bisher nicht beschrieben. Um zweifelsfrei klären zu können, ob Mobilisierungs- oder Depositionseffekte wirksam werden, bedarf die Interpretation der Sohlmaterialveränderungen der Auswertung der synchronen sohlmorphologischen Veränderungen.

5.3.4 Die Sohdynamik

5.3.4.1 Veränderungen im Längsprofil

Die hydrographischen Vermessungskampagnen wurden hochwasserbegeleitend durchgeführt, um den Ablauf der Sohlveränderungen zu erfassen. Das erste Hochwasser im Untersuchungszeitraum setzte im Januar 2002 ein und lief mit einigen kleineren Zwischenscheiteln langsam bis zum April 2002 ab. Es handelt sich dabei genau genommen um die gesamte winterliche Hochwassersaison 2002. Im August ereignete sich das wahrscheinlich seit mehr als 600 Jahren stärkste Hochwasser an der Mulde. Obwohl das Gebiet anschließend noch etliche Wochen lang Katastrophengebiet war, konnten Längsprofile der Sohle bei abfließendem Hochwasser aufgenommen werden (Abb. 5.15, Abb. 5.16). Abb. 5.15 zeigt die Sohlveränderungen vom herbstlichen Niedrigwasser im Oktober 2001 bis Ende März 2002 sowie die Sohle vom 26. August 2002.

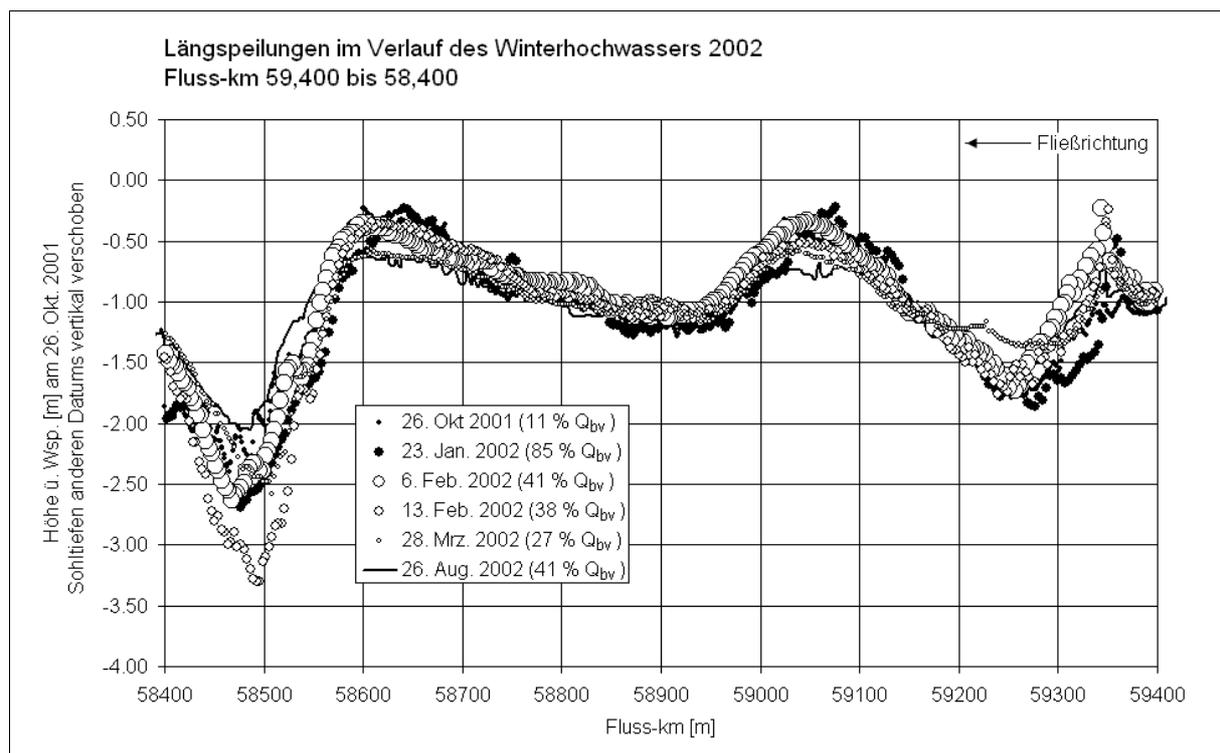


Abb. 5.15: Hochwasserbedingte Sohlveränderungen an der oberen Mulde im Winter 2002

Das vertikale Datum bezieht sich nur auf Höhen bzw. Tiefen der Vermessung vom Oktober 2001, für die anderen Zeitpunkte wurden die Sohlagenlinien aus Gründen der besseren Vergleichbarkeit vertikal verschoben. Die einzelnen vertikalen Ausreißer am Fluss-km 59,340 zeichnen das verfallene Streichwehr am Fährhaus Rösa nach, das für den 1953 noch aktiven Fährbetrieb ganz offensichtlich auf einem Riffle angelegt wurde.

Zwischen Sohl-Hochs und Sohl-Tiefs gibt es Höhenunterschiede zwischen 0,8 und 2,60 m, letztere sogar auf einem Horizontalabstand von nur ca. 100 m (Fluss-km 58,600 bis 58,500). Die Morphometrie der Sohlundulationen werden im folgenden Kapitel ausführlich aufgeführt und diskutiert.

Auf weiten Strecken des Laufabschnitts zeigen sich während der Hochwasserdurchgänge kaum Sohlagedifferenzen über 0,2 m. Nur die Pools unterhalb Fährhaus Rösa (Fluss-km 59,250) und am Fluss-km 58,500 zeigen größere Ausschläge. Während sich direkt im Abstrom des verfallenen Streichwehres beim höchsten vermessenen Abfluss am 23. Januar 2001 eine markante Tieferlegung ausbildet, die bis zum 28. März wieder verfüllt ist, findet eine solche Entwicklung am Pool 58500 zeitversetzt statt. Hier wird die maximale Tieferlegung erst zwei Wochen nach dem Scheiteldurchgang des Hochwassers am 13. Februar, also bei nur noch ungefähr 40 % des bordvollen Abflusses erreicht. Der stromaufwärts liegende Riffle 58650 ist im Februar 2002 leicht aufgehöhht und wird bis Ende März um ungefähr denselben Betrag abgeflacht, um den er zuvor aufgehöhht wurde. Ende März 2002 ist auch die Aufhöhung des Pools 58500 bis auf das Niedrigwasser-Niveau vom Oktober 2001 abgeschlossen.

Die Sohle nach dem Extremhochwasser im August 2002 tritt außer im Pool 58500 nicht mit größeren Abweichungen in Erscheinung, hier allerdings mit einem eher für Niedrigwasserverhältnisse typischen, aufgefüllten Niveau. Die Morphodynamik bestätigt die Befunde der Sedimentdynamik, dass für die Sohlformung und Sohlmaterialzusammensetzung extreme Hochwässer keine grundsätzlich anderen Auswirkungen haben als nicht ausufernde Hochwässer.

Abb. 5.16 zeigt die Sohlveränderungen im Februar 2004. Als Linie ist in der Abbildung die Niedrigwassersohllage vom Oktober 2001 hinterlegt.

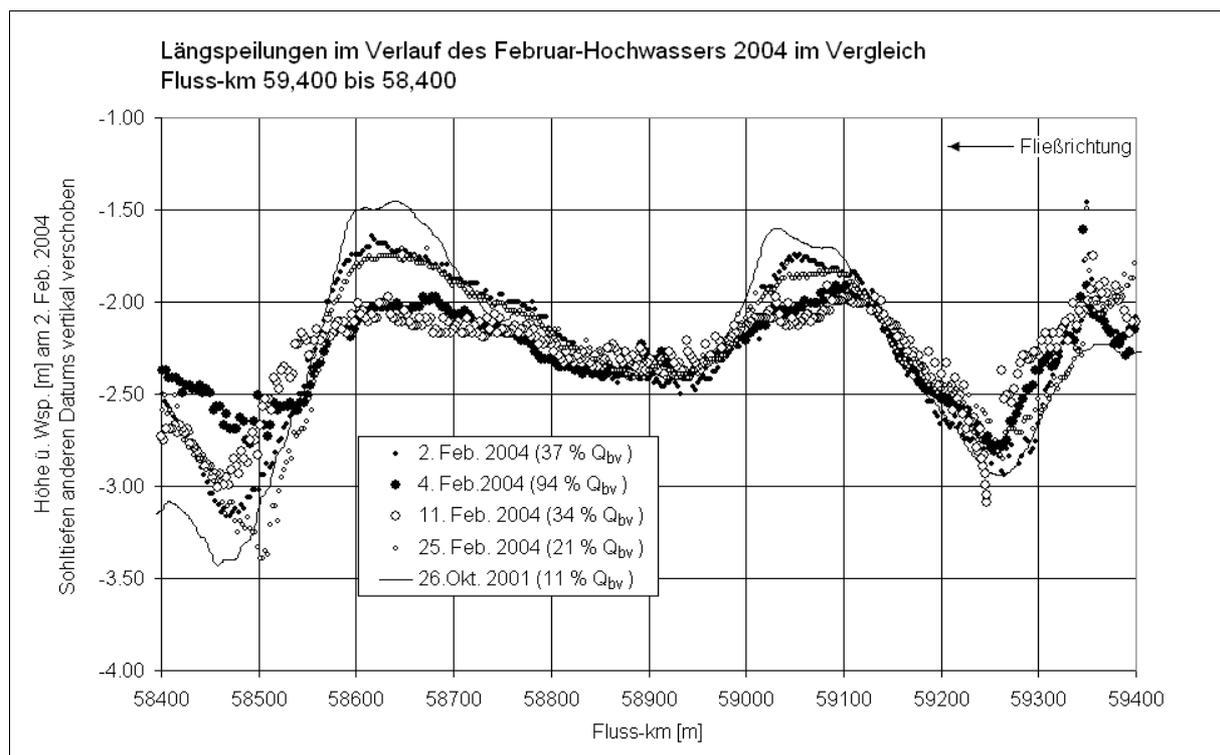


Abb. 5.16: Hochwasserbedingte Sohlveränderungen an der oberen Mulde im Winter 2004

Das sich daraus ergebende Bild ist deutlich konträr zu dem vom Winter 2002. Die Niedrigwasser-Sohl-niveaus (2. und 25. Februar) liegen auf den Riffles (58650 und 59050) deutlich über dem Hochwasser-niveau und besonders im Pool 58500 deutlich darunter. Eine Vertiefung der Pools und Aufhöhung der Riffles lässt sich hier zunächst nicht feststellen, auch nicht synchron zum Durchgang des Hochwasser-scheitels oder zum ablaufenden Hochwasser wie im Winter 2002. Allerdings war das Februar-Hochwasser 2004 von erheblich kürzerer Dauer, ebenso wie auch das Extremhochwasser vom August 2002. Der Vergleich mit der Niedrigwassersohle vom Oktober 2001 zeigt trotz geringer Unterschiede die stärkste Ähnlichkeit mit der vom 25. Februar 2005. Auf den Riffles liegt die Sohle vom Oktober 2001 über den Sohl-niveaus vom Februar 2004, in den Pools im Bereich der tiefsten im Februar 2005 festgestellten Niveaus. Dieses für Niedrigwasserverhältnisse ungewöhnliche Relief kann hier nur zur Kenntnis genommen und nicht erklärt werden.

Die Entwicklung im Februar 2004 steht nicht nur im Widerspruch zu der erwarteten hochwasserabhängigen Aufhöhung von Riffles und Vertiefung von Pools, sondern verläuft scheinbar genau umgekehrt. Gerade die Sohle vom 4. Februar 2004, die während des Hochwasserscheiteldurchgangs gepeilt wurde, zeigt die geringste Amplitude zwischen Riffle 58650 und Pool 58500. Gemäß der Auswertung der Sohlproben wurden große Mengen Feinmaterial durch das Extremhochwasser im August 2002 mobilisiert, die ganz offensichtlich bis in den Winter 2004 nachwirkten. Dies wird als eine der möglichen Ursachen dafür gesehen, dass die Morphodynamik auf dem dargestellten Laufabschnitt konträr zu der bisher beobachteten verläuft.

An der unteren Mulde (Abb. 5.17) oberhalb des Riffles 38236 liegt eine Reihe schwächerer Sohlundulationen, die nicht als gesonderte Riffles und Pools definiert werden. Mit der Bestimmung von Riffles und Pools anhand der Zeroline-Methode nach RICHARDS (1978b) wird das gegliederte Sohlhoch vor dem Riffle 38236 auf seiner gesamten Länge als eine Vollform betrachtet. Es sind solche Vollformen

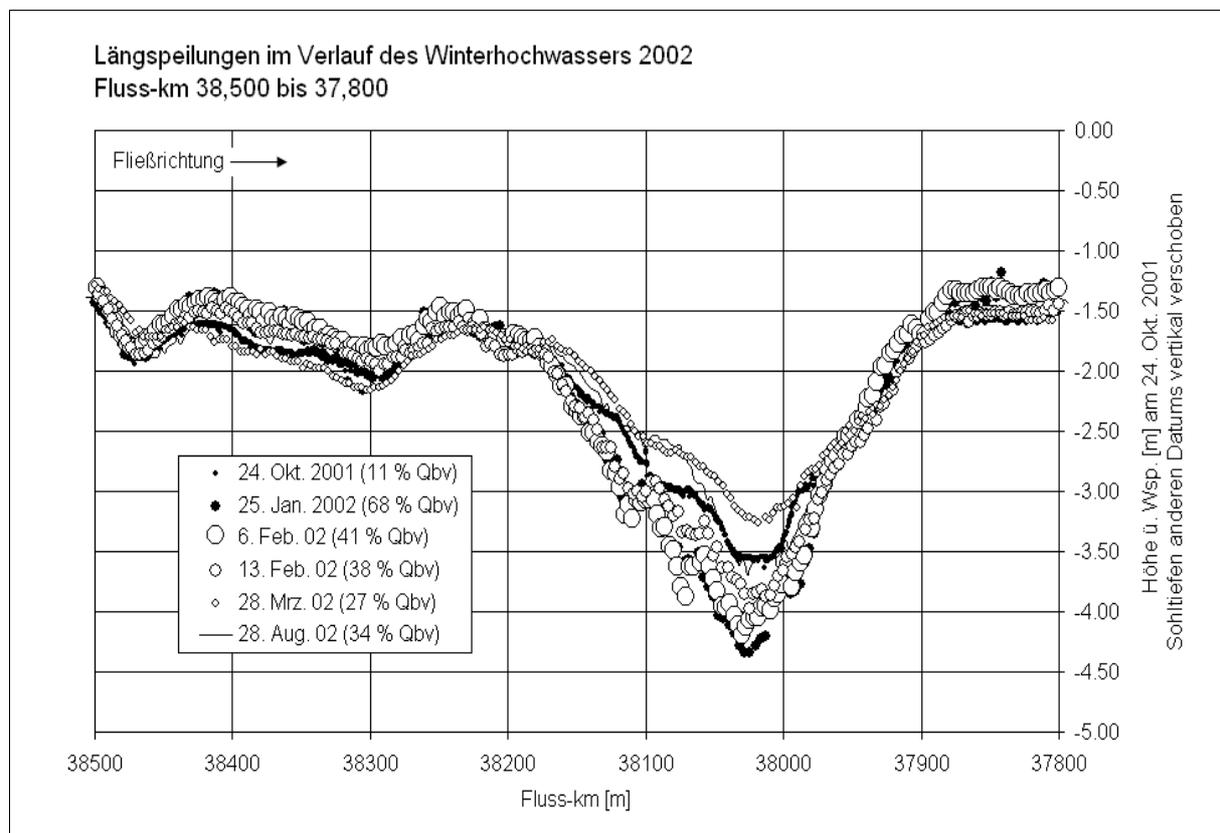


Abb. 5.17: Hochwasserbedingte Sohlveränderungen an der unteren Mulde im Winter 2002

der Sohle, die O'NEILL & ABRAHAMS (1984) mit ihrer objektiven Methode besser zu erfassen beanspruchten.

Die Riffle-Pool-Topographie der Sohle ist mit einem relativen Höhenunterschied ca. 2,5 m bei einer Horizontalabstreckung von knapp 200 m zwischen Riffle 38236 und Pool 38048 nicht weniger deutlich ausgebildet als an der oberen Mulde. Die hochwasserabhängige Dynamik auf dem Riffle ist mit Sohllängenschwankungen von ca. 0,4 m schwächer als im Pool, wo maximale Unterschiede von bis zu 1,2 m erreicht werden. Der Riffle ist am stärksten aufgehöhnt im Februar 2002, wenn auch eine starke Eintiefung des Pools 38048 zu verzeichnen ist. Die stärkste Eintiefung im Pool ist synchron mit dem höchsten Abfluss am 25. Januar 2002 zu beobachten, danach verfüllt sich der Pool zunehmend mit sinkenden Abflüssen bis 28. März 2002.

Zu diesem Zeitpunkt sind auch weite Strecken des Riffles 38236 – auch des anschließenden – wieder abgeflacht. Deutlich erkennbar zieht sich am 28. März 2002 eine Aufhöhung vom Lee des Riffles 38236 zum Luv des Pools und von dort in das Pool-Tiefste, woraus geschlossen wird, dass die Auffüllung der Pools auch bei niedrigeren Post-Hochwasserabflüssen vonstatten geht. Dabei spielt das zwischen Riffle-Höchstem und Pool-Tiefstem große Sohlgefälle von über einem Prozent mit Sicherheit eine wesentliche Rolle. Die Sohle vom August 2002 zeigt auch an der unteren Mulde keine der Magnitude des vorangegangenen Extremhochwassers proportionalen Ausschläge.

Im Februar 2004 (Abb. 5.18) sind die Veränderungen schwächer und das sich daraus ergebende Bild auch auf diesem Laufabschnitt unklarer. Während die Höhenveränderungen der Sohle auf dem Riffle 38236 sich maximal um 0,2 m oder weniger bewegen, sind im Pool 38048 nur Veränderungen von ca. 0,5 m festzustellen. Im Pool wird die größte Tiefe beim höchsten Abfluss beobachtet, bei dem vermessen wurde, nämlich am Tag nach dem Scheitelabfluss (5. Februar 2004).

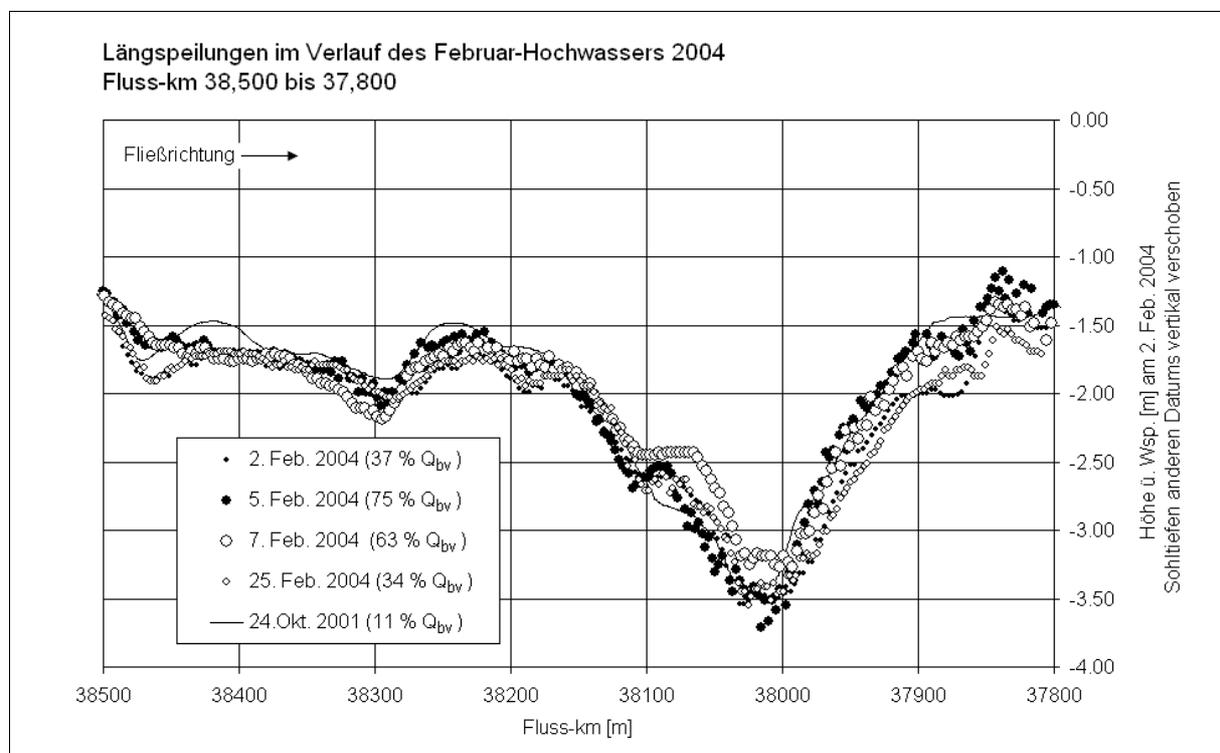


Abb. 5.18: Hochwasserbedingte Sohlveränderungen an der unteren Mulde im Februar 2004

Während sich im Pool 38048 bis zum 7. Februar eine Auffüllung vollzieht, wird bis 25. Februar wieder eingetieft. Eine Sedimentschlepe, wie sie sich im März 2002 vom Riffle-Höchstem zum Pool hin

erstreckte, ist im Februar 2004 nicht auszumachen. Teile des Riffles 38236 zeigen allerdings die für Post-Hochwasserverhältnisse typische Abflachung, auch wenn diese nur Teile des Riffles umfasst (Fluss-km 38,500 und 38,236) und mit maximal 0,2 m recht gering ausfällt. Am ehesten ist eine hochwassersynchrone Sohldynamik im Anstrom des Riffles 37850 zu beobachten. Die Niedrigwassersohle vom Oktober 2001 unterscheidet sich kaum von den Sohl-niveaus im Februar 2004. Daraus wird geschlossen, dass die Sohldynamik an der unteren Mulde gering ist, und zwar feststellbar geringer als an der oberen Mulde, dass die hochwasserbedingten Sohlveränderungen reversibel sind und dass zwischen Herbst 2001 und Februar 2004 keine irreversiblen Veränderungen feststellbar waren.

5.3.4.2 Die Morphodynamik ausgewählter Riffle-Pool-Abfolgen

Die visuellen Auswertungen individueller Sohlformveränderungen auf der Basis von Längsprofilen wurden durch systematische morphometrische und statistische Auswertungen der Sohle ergänzt. Tab. 5.13 und Tab. 5.14 listen eine Reihe morphometrischer Merkmale der ausgewählten Riffles und Pools bei Hochwasserdurchgängen auf. Die individuellen morphometrischen Kennwerte werden in den Tabellen mit der Gesamtheit der Sohlformen auf dem untersuchten Laufabschnitt verglichen.

Der Anfang des Riffles 58650 verändert sich stark. Das liegt daran, dass sich oberstrom von Fluss-km 58,650 ein kleines Sohl-tief sowie ein kleines Sohlhoch anschließen. Mit der Zeroline-Methode wird bei niedrigeren Wasserständen das Sohl-tief als Pool ausgewiesen, bei höheren werden die beiden Sohl-hochs mit dem Sohl-tief zu einem Riffle zusammengefasst. Im Interesse der Konsistenz wurde dennoch auf eine Modifikation des Bestimmungsverfahrens verzichtet. Überdies sprechen andere prozessorientierte Überlegungen ebenfalls gegen die explizite Ausgliederung kleinerer Sohlzwischen-tiefs.

Während der Beginn des Riffles und seine Länge aus besagten Gründen recht starken Schwankungen unterworfen ist, liegt das Ende des Riffles recht stabil bei Fluss-km 58,550. Die mittlere Höhe des Riffles ist mit 0,36 m fast genau durchschnittlich, ebenso die maximale Höhe von 0,75 m. Die maximale Höhe des Riffles zeigt die Abhängigkeit vom Abfluss, der in den Tabellen indirekt in der mittleren Wassertiefe h_m zum Ausdruck kommt. Höhere Wasserstände sind mit größeren Maxima assoziiert und umgekehrt, allerdings mit Ausnahme des Ereignisses vom Februar 2004. Hier zeigt der Blick auf die absoluten Maxima aller Riffles, dass sich die hochwasserbedingte Aufhöhung der Riffles auch 2004 zumindest andernorts zeigt.

Die Luv-Steigungen des Riffles schwanken stark um das Mittel von 0,4 %, das Lee-Gefälle ist im Mittel ungefähr doppelt so hoch. Bei einer Aufhöhung der Riffle-Sohle müssten sich die Gefällewerte erhöhen, was sich anhand der Tabellenwerte auch nachvollziehen lässt. Die Deutlichkeit des Zusammenhangs wird jedoch durch den Umstand beeinträchtigt, dass sich in Abhängigkeit von den sehr unterschiedlichen Riffle-Längen auch sehr unterschiedliche Neigungen ergeben. Im „langen“ Fall übersteigt die Luv-Steigung das Lee-Gefälle betragsmäßig, im „kurzen“ Fall ist es umgekehrt.

Der Pool 58500 ist mit durchschnittlich 311 m kürzer als der Riffle 58650, aber deutlich länger als die anderen Pools. Die mittlere Tiefe mit 0,54 m entspricht genau dem Mittel, die maximale Tiefe liegt mit 1,30 m etwas über der mittleren maximalen Tiefe der Gesamtheit, allerdings noch weit unter dem Mittelwert der Maxima aller Tiefen von 3,53 m. Die größte erreichte Tiefe beträgt 2,08 m am 13. Februar 2002, also zwei Wochen nach dem Scheiteldurchgang. Die Luv-Gefälle sind im „kurzen“ Fall deutlich steiler als die Lee-Steigungen, im „langen“ Fall ist es umgekehrt. Die Neigungen liegen über denen der Riffles, was durch größere vertikale Abweichungen bei geringerer Länge zu erklären ist.

Tab. 5.13: Hochwasserabhängige Morphometrie des Riffles 58650 und des Pools 58500 (Gesamtheit Fluss-km 60,450 – 57,030, **individuelle Werte grau unterlegt**, gegenläufige Gefälle mit neg. Vorzeichen)

Riffle 58650		Beginn Riffle 58650	Ende Riffle 58650	Länge Riffle 58650	Mittl. Länge aller Riffles	Mittl. Höhe 58650 über h_m	Mittel aller mittl. Riffle-höhen	Max. Höhe Riffle 58650	Mittl. Max. Höhe aller Riffles	Max. Höhe aller Riffles	Lage Riffle- Max. nach Beginn	Luv-Steigung Riffle 58650	Lee-Gef. Riffle 58650
		Fkm [m]	Fkm [m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[% der Länge]	[%]
	Min.	58841	58524	268	213	0,20	0,30	0,46	0,62	0,93	12	-0,65	0,08
	Mittel	59062	58553	509	254	0,36	0,37	0,75	0,73	1,21	55	-0,39	0,83
	Max.	59228	58573	675	313	0,46	0,46	1,21	1,05	1,65	93	-0,11	2,06
	σ (h)	171	16	178	32	0,09	0,05	0,23	0,14	0,21	32	0,19	0,79
Datum	h_m [m]												
26.10.01	1,22	58913	58553	360	213	0,44	0,30	0,99	0,62	0,99	87	-0,32	2,06
23.01.02	3,85	58841	58573	268	231	0,46	0,38	1,21	1,05	1,65	72	-0,63	1,60
06.02.02	2,73	59184	58554	630	271	0,41	0,46	0,83	0,87	1,33	22	-0,61	0,17
13.02.02	2,52	59176	58563	613	252	0,43	0,43	0,88	0,77	1,16	93	-0,16	1,96
28.03.02	2,04	59228	58560	668	243	0,34	0,37	0,66	0,64	1,16	28	-0,35	0,14
26.08.02	2,54	59202	58527	675	250	0,34	0,42	0,62	0,74	1,38	83	-0,11	0,55
02.02.04	2,37	58848	58550	298	248	0,42	0,36	0,73	0,68	0,93	78	-0,32	1,09
04.02.04	4,07	59174	58560	614	313	0,20	0,35	0,46	0,68	1,12	12	-0,65	0,09
11.02.04	2,34	59194	58524	670	294	0,20	0,38	0,46	0,66	1,24	16	-0,42	0,08
25.02.04	1,66	58861	58565	296	220	0,38	0,32	0,66	0,63	1,16	64	-0,35	0,61
Pool 58500		Beginn Pool 58500	Ende Pool 58500	Länge Pool 58500 [m]	Mittl. Länge aller Pools	Mittl. Höhe 58500 über h_m	Mittel aller mittl. Pool-höhen	Min. Höhe Pool 58500	Mittl. min. Höhe aller Pools	Min. Höhe aller Pools	Lage Pool- Min. nach Beginn	Luv-Gef. Pool 58500	Lee-Steigung Pool 58500
		Fkm [m]	Fkm [m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[% der Länge]	[%]	[%]
	Min.	58521	58094	202	150	-0,95	-0,74	-2,08	-1,56	-5,59	12	0,2	-2,4
	Mittel	58550	58239	311	170	-0,54	-0,54	-1,30	-1,19	-3,53	52	1,4	-1,4
	Max.	58569	58347	468	221	-0,11	-0,34	-0,86	-0,78	-1,23	90	3,2	-0,2
	σ (h)	16	120	119	25	0,25	0,13	0,37	0,27	1,44	30	1,1	0,7
Datum	h_m [m]												
26.10.01	1,22	58552	58334	218	151	-0,64	-0,34	-1,18	-0,78	-1,23	40	1,4	-0,9
23.01.02	3,85	58569	58326	243	196	-0,85	-0,49	-1,69	-1,27	-4,25	38	1,8	-1,1
06.02.02	2,73	58551	58336	215	153	-0,64	-0,68	-1,47	-1,54	-5,59	39	1,7	-1,1
13.02.02	2,52	58560	58328	232	155	-0,95	-0,74	-2,08	-1,56	-5,42	28	3,2	-1,2
28.03.02	2,04	58557	58347	210	151	-0,51	-0,63	-1,34	-1,27	-3,84	23	2,7	-0,8
26.08.02	2,54	58523	58097	426	150	-0,62	-0,53	-1,34	-1,03	-2,30	87	0,4	-2,4
02.02.04	2,37	58548	58101	447	191	-0,11	-0,39	-1,01	-0,87	-1,87	90	0,2	-2,3
04.02.04	4,07	58557	58105	452	221	-0,34	-0,51	-1,02	-1,14	-2,94	90	0,3	-2,2
11.02.04	2,34	58521	58319	202	168	-0,44	-0,65	-0,86	-1,44	-3,96	73	0,6	-1,6
25.02.04	1,66	58562	58094	468	160	-0,32	-0,42	-1,02	-0,97	-3,96	12	1,8	-0,2

Der Anfang des Riffles 38236 (Tab. 5.14) liegt sehr stabil, ebenso wie das Ende des Pools. Etwas größere Schwankungen ergeben sich am Übergang vom Riffle zum Pool. In der Summe ist die Längenvarianz sehr gering, woraus zunächst geschlossen werden darf, dass eine Verlängerung der Riffles mit einer Verkürzung des anschließenden Pools einhergeht und umgekehrt. Weiter weist dies auf die

zyklische Stabilität der Riffle-Pool-Abfolge im Untersuchungszeitraum hin, nicht nur in Bezug auf die Lage, sondern auch in Bezug auf die Form.

Tab. 5.14: Hochwasserabhängige Morphometrie des Riffles 38236 und des Pools 38048 (Gesamtheit Fluss-km 40,300 – 36,670, individuelle Werte grau unterlegt, gegenläufige Gefälle mit neg. Vorzeichen)

Riffle 38236		Beginn Riffle 38236	Ende Riffle 38236	Länge Riffle 38236	Mittl. Länge aller Riffles	Mittl. Höhe 38236 über h_m	Mittel aller mittl. Riffle-höhen	Max. Höhe Riffle 38236	Mittl. Max. Höhe aller Riffles	Max. Höhe aller Riffles	Lage Riffle- Max. nach Beginn	Luv-Steigung Riffle 38236	Lee-Gef. Riffle 38236
		Fkm [m]	Fkm [m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[% der Länge]	[%]
	Min.	38607	38062	449	149	0,63	0,42	1,14	0,79	1,18	17	-1,42	0,28
	Mittel	38614	38118	496	215	0,76	0,53	1,29	0,92	1,39	20	-1,3	0,33
	Max.	38621	38168	552	275	0,93	0,60	1,45	1,08	1,70	22	-1,17	0,38
	σ (h)	5	26	25	40	0,08	0,06	0,11	0,10	0,15	2	0,08	0,04
Datum	h_m [m]												
24.10.01	2,58	38621	38112	509	238	0,74	0,51	1,20	0,79	1,20	20	-1,17	0,3
25.01.02	4,64	38620	38132	488	175	0,80	0,48	1,44	0,89	1,44	22	-1,37	0,38
06.02.02	3,93	38619	38134	485	166	0,93	0,56	1,45	0,86	1,53	21	-1,42	0,38
13.02.02	3,61	38616	38135	481	215	0,86	0,58	1,40	1,06	1,45	21	-1,37	0,37
28.03.02	3,25	38613	38102	511	245	0,74	0,42	1,33	0,92	1,33	21	-1,24	0,33
24.04.02	2,66	38617	38168	449	213	0,75	0,47	1,28	0,79	1,28	22	-1,27	0,37
28.08.02	3,73	38607	38104	503	241	0,73	0,59	1,15	1,01	1,41	17	-1,33	0,28
02.02.04	2,49	38607	38118	489	254	0,63	0,56	1,14	0,96	1,18	19	-1,2	0,29
05.02.04	4,77	38614	38123	491	149	0,71	0,48	1,27	0,79	1,49	20	-1,31	0,32
07.02.04	4,30	38614	38062	552	191	0,68	0,57	1,30	0,94	1,70	18	-1,27	0,29
25.02.04	2,70	38608	38108	500	275	0,75	0,60	1,23	1,08	1,30	18	-1,36	0,30
Pool 38048		Beginn Pool 38048	Ende Pool 38048	Länge Pool 38048	Mittl. Länge aller Pools	Mittl. Höhe 38048 über h_m	Mittel aller mittl. Pool-höhen	Min. Höhe Pool 38048	Mittl. min. Höhe aller Pools	Min. Höhe aller Pools	Lage Pool- Min. nach Beginn	Luv-Gef. Pool 38048	Lee-Steigung Pool 38048
		Fkm [m]	Fkm [m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[m]	[% der Länge]	[%]	[%]
	Min.	38059	37944	96	105	-0,93	-0,97	-1,78	-2,11	-5,69	42	0,87	-2,55
	Mittel	38115	37954	161	153	-0,61	-0,74	-1,22	-1,73	-4,43	56	1,37	-1,75
	Max.	38166	37965	220	195	-0,32	-0,62	-0,69	-1,35	-2,94	68	1,92	-1,12
	σ (h)	27	7	31	29	0,20	0,12	0,37	0,22	1,03	7	0,31	0,48
Datum	h_m [m]												
24.10.01	2,58	38111	37960	151	178	-0,54	-0,97	-1,06	-2,11	-2,94	64	1,1	-2,0
25.01.02	4,64	38128	37950	178	131	-0,90	-0,65	-1,77	-1,35	-2,99	56	1,8	-2,3
06.02.02	3,93	38131	37958	173	137	-0,85	-0,77	-1,57	-1,74	-5,27	58	1,6	-2,2
13.02.02	3,61	38132	37950	182	159	-0,64	-0,62	-1,36	-1,62	-5,69	59	1,3	-1,8
28.03.02	3,25	38099	37957	142	162	-0,32	-0,69	-0,69	-1,85	-5,23	56	0,9	-1,1
24.04.02	2,66	38166	37946	220	156	-0,93	-0,64	-1,78	-1,70	-4,46	42	1,9	-1,4
28.08.02	3,73	38101	37955	146	163	-0,53	-0,80	-1,15	-1,96	-5,09	51	1,5	-1,6
02.02.04	2,49	38115	37944	171	195	-0,57	-0,64	-1,12	-1,66	-4,06	49	1,3	-1,3
05.02.04	4,77	38120	37965	155	113	-0,56	-0,65	-1,27	-1,43	-3,45	68	1,2	-2,5
07.02.04	4,30	38059	37963	96	105	-0,48	-0,88	-0,76	-1,73	-5,66	59	1,3	-2,0
25.02.04	2,70	38106	37945	161	185	-0,40	-0,87	-0,93	-1,90	-3,88	50	1,2	-1,2

Die Länge der Riffles variiert um 500 m und ist weit überdurchschnittlich groß, wie der Vergleich mit der Gesamtheit zeigt. Die Erklärung für die überdurchschnittliche Länge der Riffles sowohl an der oberen wie an der unteren Mulde liegt in der Auswahl der Untersuchungsstrecken, bei der Abschnitte mit einer sehr geringen Sinuosität ausgewählt wurden. Auf diesen sind Sohlundulationen schwach oder gar nicht ausgeprägt, so dass sich sehr lange Riffles ausbilden können.

Die mittlere Höhe des Riffles 38236 ist mit 0,76 m überdurchschnittlich, ebenso wie die maximalen Höhen während der Ereignisse und im Mittel. Das Riffle-Höchste liegt über alle beobachteten Ereignisse hinweg stabil nach dem ersten Fünftel des Riffles, also eher im vorderen Teil der Sohlform. Daraus ergeben sich Luv-Steigungen der Sohle um 1,3 % bei geringer Schwankung und deutlich flachere Lee-Gefälle um 0,3 %. Der Längsschnitt dieses Riffles könnte als walfischrückenförmig bezeichnet werden.

Die Länge des Pools 38048 ist bei allen Ereignissen sowie im Mittel ungefähr durchschnittlich, wohingegen die Tiefen unterdurchschnittlich sind. Die Lage des Pool-Tiefsten befindet sich in der Mitte der Sohlform bzw. im Mittel etwas dahinter. Diese Symmetrie zeigt sich auch beim Vergleich von Luv-Gefälle und Lee-Steigung, wobei die Lee-Steigung etwas größer ist als das Luv-Gefälle. Die Varianz bei den Neigungswerten ist sehr viel größer als bei den Riffles. Die Lee-Gefälle des Riffles und das Luv-Gefälle des Pools zeigen im Mittel große Ähnlichkeit. Die Pool-Lee-Steigungen übertreffen dagegen die Riffle-Luv-Steigungen (vgl. Abb. 4.1, S. 29).

Bei der Gesamtheit der Riffle-Pool-Sequenzen an der unteren Mulde lässt sich der Befund von der oberen Mulde bestätigen, dass die Pools tiefer sind als die Riffles hoch. Die Summen von Riffle-Höchstem und Pool-Tiefstem zeigen im Winter 2002 eine klare Abhängigkeit vom Wasserstand, im Februar 2004 keine auswertbare Varianz.

Der Vergleich mit der unteren Mulde zeigt, dass an der oberen Mulde

- die Riffles weniger hoch und etwas länger,
- die Pools weniger tief und ungefähr gleich lang,
- die Riffle-Pool-Abfolgen etwas länger und
- die Sohlneigungen geringer sind.

Soweit es sich anhand der Befunde sagen lässt, befinden sich Lage und Form der Sohlundulationen an beiden untersuchten Abschnitten in einem stabilen Gleichgewichtszustand, um den herum hochwasserabhängig temporal vor allem die Sohlagen der Riffles und Pools schwanken.

5.3.4.3 Die Dynamik der Sohlveränderungen

Abb. 5.19 zeigt mittlere, minimale und maximale Wassertiefen entlang von Längspeilungen in Flussmitte sowie deren Standardabweichungen im Winter 2002 und im Februar 2004. Die Standardabweichung von Tiefen entlang von Längsprofilen stellt die Streuung von Tiefen um die längsgemittelte Wassertiefe in Gerinnemitte dar (längsgemittelte Mittentiefe). Weichen die Sohlhöhen oder Wassertiefen entlang des Längsprofils auf den Riffles weit nach oben und in den Pools weit nach unten ab, nimmt die Standardabweichung große Werte an und umgekehrt. Ein Sohlrelief mit ausgeprägten Undulationen wird durch hohe Werte der Standardabweichungen charakterisiert, gedämpfte Sohlundulationen durch niedrige. Die Standardabweichung ist damit ein direktes Maß für die Intensität der Sohlundulationen durch Sohlformen, die so groß sind, dass sie um die mittlere Wassertiefe schwanken. Die Sohlage kleinerer, ggf. aufgesetzter Sohlformen schwankt um ein anderes Niveau. Eine Trendbereinigung des Bezugsniveaus bei der Berechnung der Standardabweichung der Wassertiefen

ist für Riffle-Pool-Sohlen daher nicht erforderlich. Die Standardabweichung stellt ein wesentliches morphometrisches Charakteristikum von Riffle-Pool-Sohlen dar.

Als Befunde können festgehalten werden:

- Die Tiefen sind an der unteren Mulde fast ausnahmslos größer als an der oberen, das trifft sogar für die Januarpeilung 2002 zu, als die untere Mulde bereits bei deutlich zurückgegangenen Wasserständen gepeilt wurde.
- Die Sohlundulationen sind an der unteren Mulde generell größer.
- Die Schwankungen der Sohlundulationen sind an der oberen Mulde stärker. Das Minimum beträgt an der unteren Mulde 0,81 m (2. Februar 2004) und das Maximum 1,04 m (7. Februar 2004) gegenüber den Werten an der oberen Mulde mit minimal 0,45 m (26. Oktober 2001) und 0,83 m (6. Februar 2002). Die Prä-Hochwasserwerte an der oberen Mulde sind jedoch deutlich niedriger, so dass trotz großer Steigerungen im Hochwasserfall nicht die hohen Werte der unteren Mulde erreicht werden.
- Die stärksten Sohlundulationsintensitäten stellten sich mit Verzögerung zum Scheitelabfluss ein, im Winter 2002 erst am 6. Februar (Scheitel 30. Januar 2002) und 2004 erst am 7. Februar (Scheitel 4. Februar 2004). Erst danach ist eine Abnahme der Standardabweichungen zu verzeichnen.
- Die Sohlundulationsintensitäten beim ablaufenden Extremhochwasser vom August 2002 nehmen keine Sonderstellung gegenüber anderen Werten bei ablaufendem Hochwasser ein.

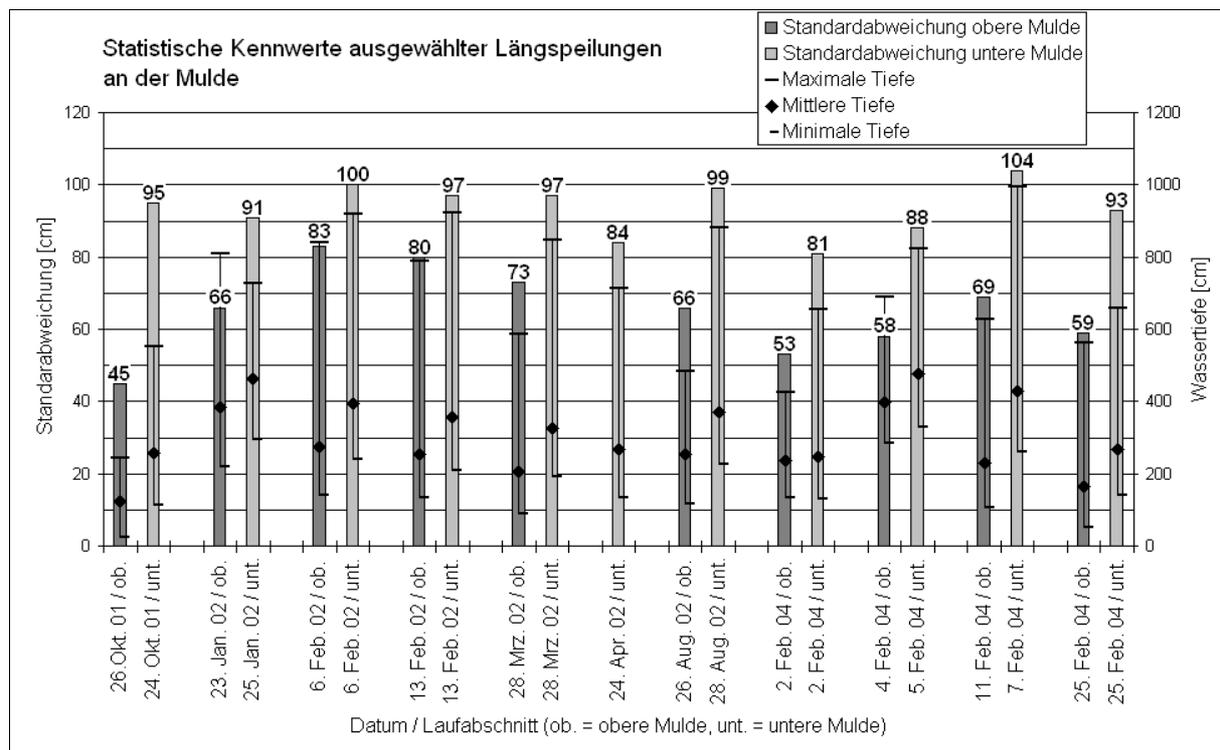


Abb. 5.19: Statistische Kennwerte von Längspeilungen (obere Mulde Fluss-km 60,600 bis 57,030, untere Mulde 40,284 bis 36,571, Rohdaten im Anhang)

Daraus ergeben sich folgende Interpretationen:

- Die spezifische Ausprägung der Sohlundulationsintensität und -dynamik an der unteren Mulde ist eine Auswirkung des Geschiebedefizits.

- Die Überlegung liegt nahe, dass analog zu der Rauheitswirkung kleiner Sohlformen die hochwasserbegleitende Akzentuierung der Sohle, die indirekt auch die Höhe bzw. die Steilheit von Makrosohlformen repräsentiert, Ausdruck einer erhöhten Rauheit ist.

Abb. 5.20 macht den Verlauf der Sohlundulationsintensität während der beobachteten Hochwässer deutlich. Bis zum jeweils höchsten Abfluss, bei dem hydrographisch vermessen wurde, beträgt die Zunahme der Sohlundulationen nur einen, mitunter kleinen, Teil des Zuwachses über den gesamten Hochwasserzyklus hinweg. Nach scheinbaren Wasserständen ist stets noch eine weitere markante Zunahme zu verzeichnen, die bis zu Abflüssen um $130 \text{ m}^3/\text{s}$ andauert. Die Entwicklung der Sohlundulationsintensität unterliegt einer ausgeprägten Hysterese gegenüber dem Abfluss.

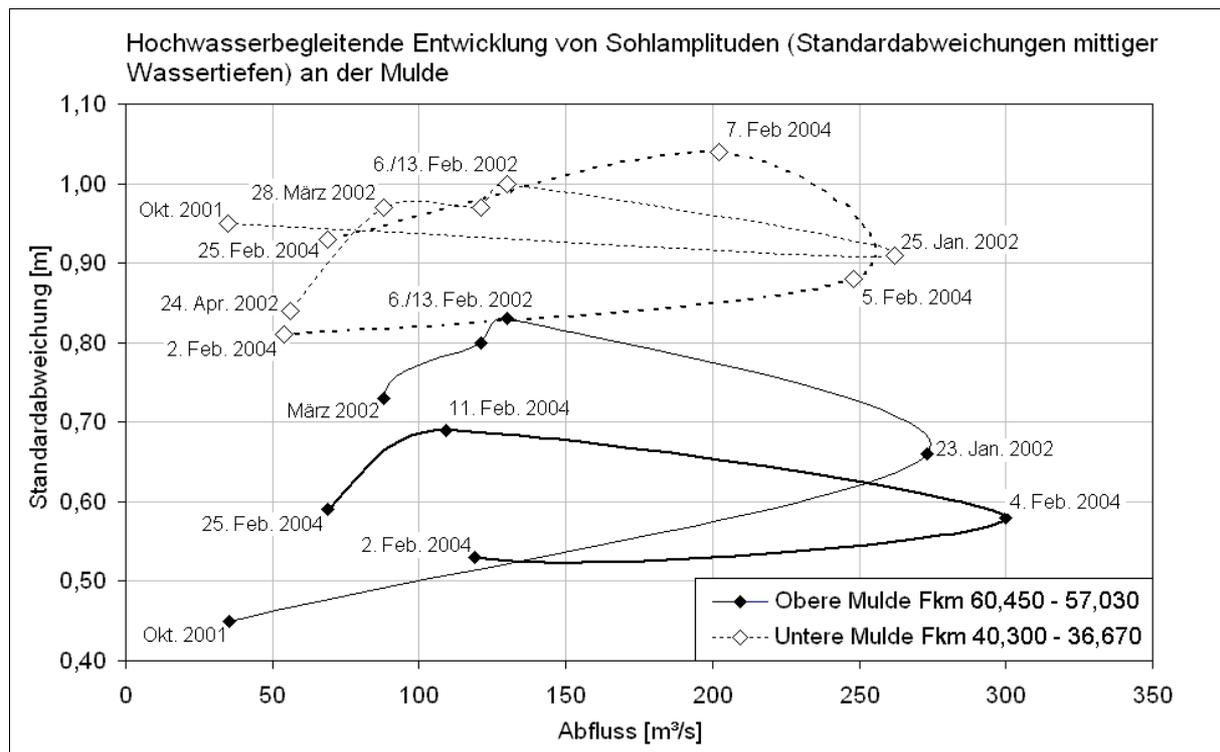


Abb. 5.20: Hochwasserbegleitende Entwicklung der Sohlundulationsintensität

Die Spreizung der Hystereseschleifen variiert. Sie ist im Winter 2002 an der unteren Mulde am schwächsten und an der oberen Mulde am stärksten ausgeprägt. Mit dem Geschiebedefizit an der unteren Mulde alleine lassen sich die Unterschiede jedoch nicht erklären, weil die Rangfolge im Februar 2004 umgekehrt ist.

An der unteren Mulde ist im Winter 2002 eine enge Schleife ausgebildet, die zum Ende der Hochwassersaison im April 2002 deutlich unter den relativ hohen Anfangswert aus dem Oktober 2001 abfällt. Da sich die für andauernde Niedrigwasserbedingungen als typisch einzuschätzenden Werte vom April 2002 und vom 2. Februar 2004 stark ähneln, liegt die Vermutung nahe, dass trotz eindeutiger Niedrigwasservorgeschichte der Wert vom 24. Oktober 2001 im Verhältnis zu hoch ausfällt und dadurch die Hystereseschleife einengt. Die größere Hysterese im Februar 2004 könnte auf das Extremhochwasser im August 2002 zurückzuführen sein, bei dem es neben großflächigen Ausuferungen zu Damnbrüchen, zur unkontrollierten Flutung von Tagebaurestlöchern und zu einem gewissen Grad auch zu Uferabbrüchen kam. Dadurch ist mit einer impulshaften Mobilisierung von Material aus dem Einzugsgebiet zu rechnen.

Der vermeintlich frühe Abstieg der Hystereseschleife ab 7. Februar 2004 (untere Mulde) kann mit dem Umstand begründet werden, dass die Verlaufslinien zwar generell die Entwicklung der Sohlundulationsintensität beschreiben. Da aber zwischen gemessenen Werten interpoliert wurde, sind sie stets mit einer gewissen Unsicherheit behaftet. Das gilt umso mehr, wenn, wie im vorliegenden Fall, nach dem 7. Februar erst wieder am 25. Februar gepeilt werden konnte. In Anlehnung an die anderen beobachteten Verläufe darf vermutet werden, dass nach der letzten Peilkampagne bei Hochwasser am 7. Februar die Sohlundulationen weiter zugenommen haben oder zumindest auf ähnlichem Niveau verharrten, und die Umkehr von der Zu- zur Abnahme später bzw. bei niedrigeren Abflüssen eintrat als die Interpolation suggeriert.

Dasselbe gilt für den Anstieg der Kurve vom Niedrigwasserwert im Oktober 2001 an der unteren Mulde zum Hochwasserwert vom 23. Januar 2002, der als kontinuierlich dargestellt ist. Wachsen kann die Sohlundulationsintensität erst bei vollständig mobiler Sohle, wenn Material aus den Pools die gegenläufig geneigten Sohlabschnitte zu den Riffles hinauf transportiert wird. Mangels Messdaten beim Anstieg des Hochwassers können für diese Phasen der Entwicklung nur ungefähre Aussagen gemacht werden. Der Hystereseeffekt als solcher kann jedoch als unbestritten angesehen werden.

An der oberen Mulde verzögerte sich im Februar 2004 der Anstieg der Sohlundulationsintensität und die Hysterese war geringer im Vergleich zu dem Verlauf von 2002. Der Wert vom 2. Februar 2004 wurde bei auflaufendem Hochwasser ($120 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) ermittelt und stellt keinen echten Niedrigwasserwert mehr dar. Der anschließende Anstieg in 2004 ist stärker verzögert und erreicht nicht das Maximum der Kurve aus 2002. Allerdings darf auch in diesem Fall der Verlauf der interpolierten Abschnitte nicht als vollkommen den tatsächlichen Gegebenheiten entsprechend interpretiert werden, da Messungen für $300 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ und dann erst wieder für $110 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ vorliegen. Der tatsächliche Verlauf der Kurve kann also durchaus einen Anstieg über den Wert vom 11. Februar hinaus erfahren haben. Dennoch bleiben die Maximalwerte deutlich hinter denen im Winter 2001/2002 zurück. Als mögliche Erklärung hierfür bietet sich die Feinmaterialmobilisierung durch das Hochwasser vom August 2002 an.

An der oberen Mulde ist die Undulationsdynamik im Normalfall stärker ausgeprägt als an der unteren Mulde, nach dem Extremhochwasser vom August 2002 mit mutmaßlich großflächiger Mobilisierung von feinem Material ist an der unteren Mulde eine stärkere Variabilität zu verzeichnen. Als Erklärung wird vorgeschlagen, dass sich die obere Mulde in einem annähernden Geschiebegleichgewicht befindet, das durch Hochwässer mit Feinmaterialschüben temporär in Richtung Transportkompetenzdefizit verschoben wird. Wenige kleinere anschließende Hochwässer reichen aus, um das überschüssige Material aus dem Gerinne zu entfernen und den vorhergehenden Gleichgewichtszustand wieder herzustellen. An der unteren Mulde herrscht dagegen Materialdefizit, so dass der zusätzliche Eintrag von Feinmaterial in das System zu einer stärkeren Auslastung der sonst überschüssigen Transportkompetenz führt, also gewissermaßen zu einer Normalisierung, die jedoch ebenfalls nur so lange anhält, bis das Feinmaterial aus dem System entfernt ist. Da die überschüssige Transportkompetenz der unteren Mulde mutmaßlich größer ist, erfolgt die Entfernung des Feinmaterialschnelles, z. B. bereits im Laufe des nachfolgenden Winterhochwassers 2004. Temporäre Abweichungen zwischen Materialverfügbarkeit und Transportkompetenz mit Auswirkungen auf die Gerinnemorphologie wurden u. a. von LANE ET AL. (1996), LISLE (1979), LISLE & HILTON (1992), LYONS & BESCHTA (1983), KNIGHTON (1989) beschrieben. Weitere Fallstudien von Materialschüben in fluviale Systeme sind in NICHOLAS ET AL. (1995) zusammenfassend aufgearbeitet.

Es ergibt sich für das deutlich kürzere Hochwasser vom Februar 2004 mit vor allem an der oberen Mulde nicht annähernd so hohen Sohlundulationswerten wie im Winter 2002 noch eine andere Interpretationsmöglichkeit, nach der die Sohlundulationsdynamik nicht nur vom Abfluss, sondern auch

von der Dauer höherer Abflüsse abhängt. Eine Wirkungsmaximierung der Parameterkombination Abflusshöhe und Abflussdauer entspricht dem Konzept des effektiven Abflusses von WOLMAN & MILLER (1960), wobei im vorliegenden Fall die Ereignisdauer an die Stelle der Frequenz treten würde. Das wird durch den Zustand der Gewässersohle kurz nach dem Extremhochwasser im August 2002 unterstützt, die weder gemäß statistischer Kennwerte noch gemäß vergleichender visueller Auswertung außergewöhnliche Ausschläge zeigt. Entweder machte sich das Hochwasser aufgrund seiner kurzen Dauer nicht stärker an der Sohle bemerkbar, oder die Gerinnesohle durchläuft bei ausufernden Hochwässern keine grundsätzlich andere Entwicklung als bei nicht ausufernden Hochwässern.

Für eine Vergrößerung der Amplituden, also eine Aufhöhung der Riffles und eine Eintiefung der Pools muss die Sohle durchgängig mobil sein, da der Geschiebetransport gegen das Sohlgefälle in Lee der Pools und in Luv der Riffles verlaufen muss. Für die anschließende Abnahme der Sohlundulationen ist eine abschnittsweise Mobilität, nämlich von den Lee-Seiten der Riffles in die Pools ausreichend. Ein solcher entkoppelter Materialtransport wird dabei unterstützt von dem erhöhten gleichsinnigen Sohlgefälle auf diesen Sohlabschnitten. Ungeklärt bleiben muss zunächst die Frage, ob die weitere Zunahme der Sohlundulationen nach dem Scheiteldurchgang des Hochwassers durch eine positive Rückkopplung zwischen Zunahme der Undulationen und Verstärkung des Materialtransportes gesteuert wird oder durch eine Begrenzung des Angebotes an transportierbarem Material. Eine weitere mögliche Erklärung ist die Vergrößerung der Formrauheit durch Zunahme der Sohlundulationen, mit der sich das Gerinne zunehmend selbst stabilisiert.

Wird von der ungewöhnlich hohen Sohlundulationsintensität an der unteren Mulde im Oktober 2001 abgesehen, ist der Anstieg der Sohlundulationsintensität nach dem Scheiteldurchgang stets größer als davor, die Sohlakzentuierung nach dem Scheiteldurchgang stärker. Auch das spricht im übrigen für die steuernde Wirkung der Dauer von Hochwasserabflüssen für die Sohlformung, da der ansteigende Ast des Hochwassers in der Regel viel kürzer ist als der fallende. Der Abfall der Hystereseurve und damit das Ende der Sohlakzentuierung setzt erst bei Abflüssen $< 130 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ein. Bei diesem Abfluss wird gemäß dem Stand der Interpretation der gekoppelte, aktive durch einen entkoppelten, passiven Materialtransport abgelöst. Die Transportkompetenz reicht beim entkoppelten Geschiebetransport nicht mehr aus, um Sohlmaterial den bis zu 2,5 % steilen Leehang der Pools bzw. Luvhang der Riffles hinauf zu verfrachten, sondern lediglich, um das auf den Riffles deponierte Material den Leehang der Riffles hinab zu schieben. Sofern der Umkehrschluss zulässig ist, dass bei demselben Abflussgrenzwert im ansteigenden Ast der durchgängige - gekoppelte - Materialtransport beginnt, wäre die Feststellung des Bewegungsbeginns der Sohle im Riffle-Pool-Gerinne auf dem indirekten Wege der hydrographischen Vermessung der Sohle, d. h. durch die Feststellung der Veränderung der Sohlundulationsintensität möglich.

Das Materialdefizit an der unteren Mulde schlägt sich jedenfalls in einer durchweg stärkeren Sohlamplitude und ihrer geringeren hochwasserbedingten Variabilität nieder. Ausgehend von dem Zusammenhang, dass große Sohlundulationen durch Hochwässer mit gekoppelter Materialmobilisierung hervorgerufen werden und die Dämpfung des Sohlreliefs während der anschließenden Phasen mit niedrigeren Abflüssen erfolgt, weist die Sohle der unteren Mulde eine Hochwassercharakteristik auf, die mangels Geschiebe auch während der Niedrigwasserphasen erhalten bleibt. Die, wenn auch schwächere, Zunahme der Amplituden bei Hochwasser wird als Beweis interpretiert, dass bei mobilisierenden Abflüssen auch an der unteren Mulde Material- bzw. Geschiebetransport stattfindet. Auf der Grundlage der Messungen ist der Abflussgrenzwert am oberen und am unteren Laufabschnitt gleich und beträgt ca. $130 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Dabei erhebt sich die Frage, ob es sich dabei um Materialmengen handelt, die dazu geeignet sind, das Gerinne der unteren Mulde langfristig weiter tiefer zu legen. Auf der

Grundlage der vorgelegten Messungen kann bisher nur ein Oszillieren der Sohle um ein mittleres Niveau festgestellt werden, also ein quasi-stabiler Zustand.

Die beobachtete Differenzierung des Sohlmaterials impliziert, dass die grobsandigen und kiesigen Bestandteile dem quartären Untergrund der heutigen Flussaue entstammen, die fein- und mittelsandigen vorwiegend den darüberliegenden Auelehmddecken, auf denen heute Wirtschaftsflächen angelegt sind. Bei nicht ausufernden Abflüssen steht weit überwiegend grobes, quartäres Material aus dem Gerinnebett für den Transport an der Sohle zur Verfügung. Feineres Auelehmmaterial kann in begrenzten Mengen aus Uferabbrüchen in das fluviale Transportsystem gelangen. Erst bei ausufernden Abflüssen und damit sprunghafter Ausweitung potentieller Quellgebiete besteht die Möglichkeit einer nennenswerten Zufuhr feinen, auelehmbürtigen Materials. Das gilt in besonderem Maße für Hochwässer mit Damnbrüchen, bei denen vegetationsfreie, also z. B. gepflügte, Flächen, im Deichhinterland überflutet werden. Gemäß diesen Überlegungen wird an der unteren Mulde das Defizit an grobem Geschiebe bei ausufernden Abflüssen potentiell wenigstens partiell und temporär durch feineres Material aus der Aue gemindert.

5.3.5 Die Steuerung der Sohlundulationsdynamik – Synopsis und Diskussion

An der oberen Mulde stellt sich bereits bei verhältnismäßig niedrigen Abflüssen eine Geschwindigkeitsumkehr ein, während an der unteren Mulde lediglich eine Konvergenz der Fließgeschwindigkeiten zu verzeichnen ist. Abb. 5.21 zeigt die mittleren Fließgeschwindigkeiten in den untersuchten vier Querschnitten in Abhängigkeit vom Abfluss und ihre Regressionen.

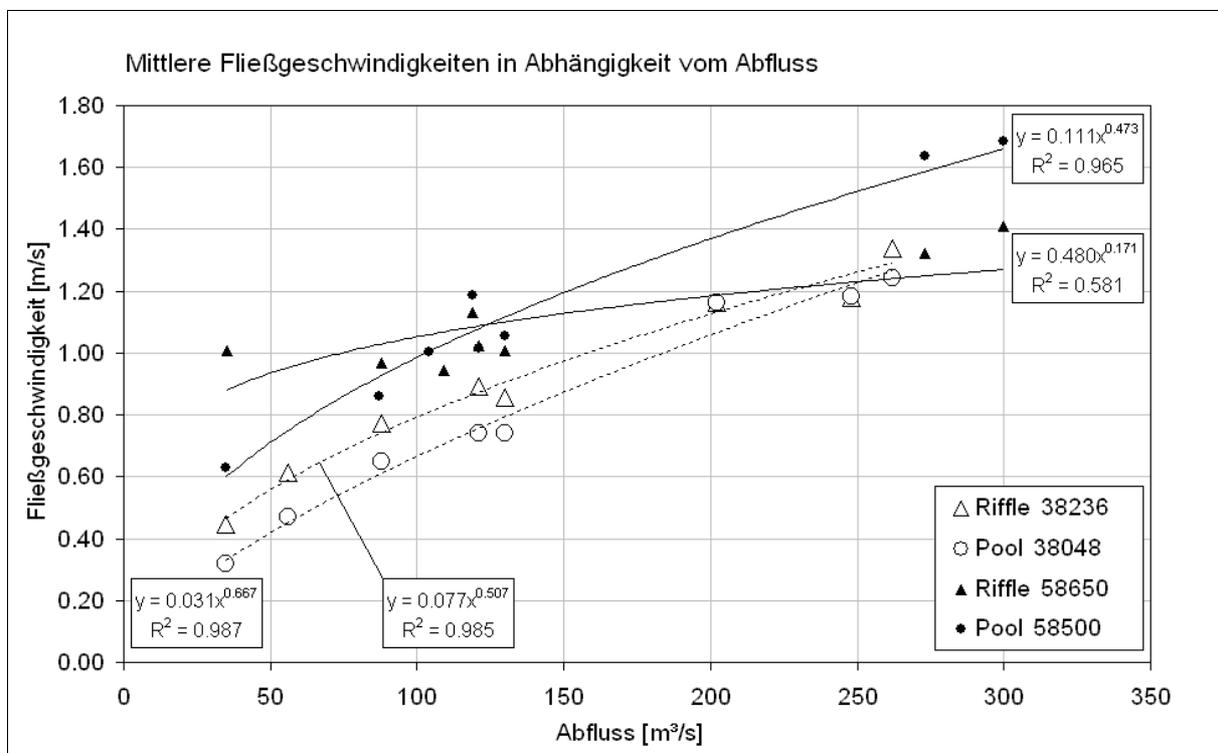


Abb. 5.21: Querschnittsgemittelte Fließgeschwindigkeiten in Abhängigkeit vom Abfluss

Der aus den Regressionen rechnerisch ermittelte Abfluss der Geschwindigkeitsumkehr, der Umkehrabfluss, liegt an der oberen Mulde bei 126 m³s⁻¹ und an der unteren Mulde bei 290 m³s⁻¹. Allerdings lässt die geringe Varianz zwischen den Fließgeschwindigkeiten an der unteren Mulde vermuten, dass

eine Umkehr nur sehr schwach ausgeprägt ist, wenn sie denn überhaupt eintritt. Von einer Geschwindigkeitsumkehr kann nur an der oberen Mulde gesprochen werden. Da jedoch als erwiesen gelten kann, dass die Materialmobilität auch an der unteren Mulde bereits bei $Q \approx 130 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ einsetzt, lässt sich hier festhalten, dass auch ohne Geschwindigkeitsumkehr Materialmobilität und Sohlakzentuierung einsetzen (vgl. Abb. 5.20).

Das deckt sich mit den Feststellungen von SEAR (1992, 1996) über den Sedimenttransport durch Riffle-Pool-Abfolgen, wonach eine Geschwindigkeitsumkehr nicht zwangsläufig für die Materialmobilisierung erforderlich ist. Der Bewegungsbeginn an der Mulde, der auf der Grundlage indirekter Bestimmung bei $Q = 130 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ angenommen wird, fällt jedoch auffällig mit dem Umkehrabfluss an der oberen Mulde zusammen.

Die ausgewählte Riffle-Pool-Abfolge an der oberen Mulde (58650 und 58500) zeichnet sich durch einen ausgeprägt breiten und flachen Riffle-Querschnitt aus, dem ein ebenso ausgeprägt schmaler und tiefer Pool-Querschnitt folgt. Eine solch markante Disparität der Fließquerschnittsgeometrien ist die Voraussetzung für eine Geschwindigkeitsumkehr (RICHARDS 1976b, CARLING 1991, KELLER & FLORSHEIM 1993, THOMPSON ET AL. 1995, 1996). Es ist durchaus denkbar, dass bei weniger stark ausgeprägter Querschnittsdisparität auch an der oberen Mulde keine Geschwindigkeitsumkehr eintritt. Das Zusammenreffen der Geschwindigkeitsgleichheit an der oberen Mulde mit dem Bewegungsbeginn ist danach zufällig und die Sohlakzentuierungsdynamik hängt nicht von einer Umkehr der Fließgeschwindigkeiten ab.

Die Exponentenwerte der Regressionen sind kaum oder nicht von denen der hydraulischen Radien zu unterscheiden (vgl. Tab. 5.10, S. 94), weil die eng verwandte mittlere Tiefe bei der Berechnung der mittleren Schubspannung eine kritische Eingangsgröße ist. Das begründet auch, warum die Schubspannung proportional zur mittleren Tiefe bzw. zum hydraulischen Radius ist. Da sich mittlere Tiefe und hydraulischer Radius bei den Gerinnegeometrien der Mulde kaum unterscheiden, verzeichnet die Schubspannung dieselben Steigerungsraten wie der hydraulische Radius. Sie ist bei niedrigen Wasserständen am niedrigsten über dem Riffle 58650 und am höchsten im Pool 38048.

Die mittleren Schubspannungen sind über den Riffles niedriger als über den jeweiligen Pools, verzeichnen aber die größeren abflussabhängigen Anstiege, die an der oberen Mulde stärker als an der unteren Mulde (Abb. 5.22) ausfallen.

Während Fließgeschwindigkeiten einfach zu bestimmen sind und Schubspannungswerte die Kraft der angreifenden Strömung beschreiben, hat die Bestimmung der dimensionslosen Schubspannung nach dem Konzept von Shields den Vorzug, dass der Strömungsangriff auf das an der Sohle vorhandene Korngemisch bezogen wird. Es sollte deswegen zur Abschätzung der Sohlstabilität besser geeignet sein als Überlegungen und Ansätze, die nur angreifende Strömungen und Kräfte berücksichtigen. „In der Ingenieurpraxis findet die Abschätzung nach Shields (1936) bei der Bewertung der Stabilität von Gewässersohlen verbreitet Anwendung“ (VOLLMER ET AL. 2005: 296).

Eine Schubspannungsumkehr, wie sie von LISLE (1979) am East Fork River (Wyoming, USA) bei ungefähr $2/3 Q_{bv}$ beschrieben wurde, konnte nicht festgestellt werden. LISLE (1979) stellte am East Fork River bis zum Umkehrabfluss eine Konvergenz der Wasserspiegelgradienten über Riffles und Pools dahingehend fest, dass die niedrigen Pool-Gradienten zu- und relativ hohe Riffle-Gradienten abnahmen. Waren vor dem Umkehrabfluss über den Riffles relativ hohe, über den Pools relativ niedrige Schubspannungen zu verzeichnen, stiegen die Gradienten oberhalb des Umkehrabflusses über Riffles und Pools gemeinsam und sehr langsam an. Bei ungefähr gleichen Gradienten und größeren hydraulischen Radien in den Pools ergeben sich höhere Schubspannungen in den Pools.

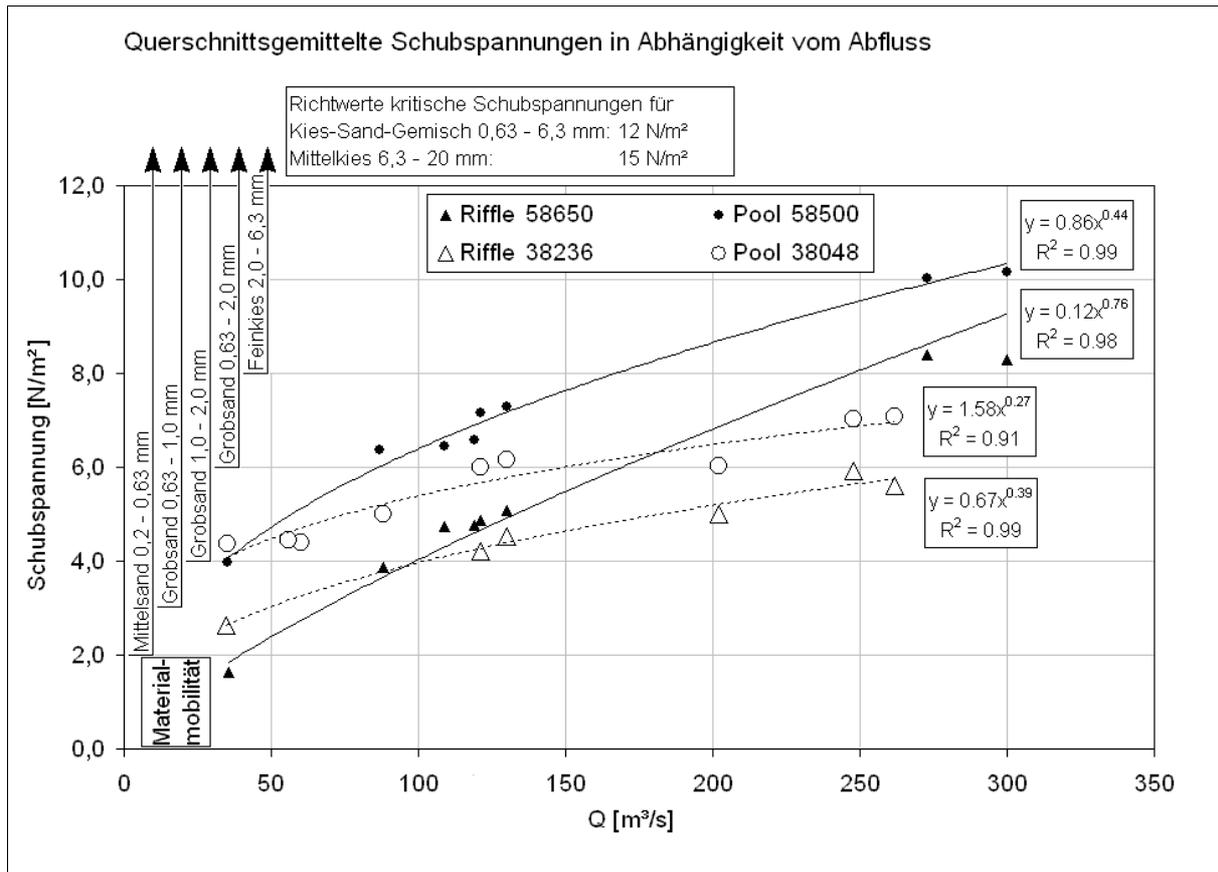


Abb. 5.22: Querschnittsgemittelte Schubspannungen und ungefähre Mobilitätsgrenzwerte (nach BRETSCHNEIDER ET AL., 1982 und BOLLRICH 2000)

Die Tatsache, dass an der Mulde keine Schubspannungsumkehr beobachtet werden konnte, ist kein Widerspruch zu den Befunden von LISLE (1979). In der vorliegenden Arbeit wurden mangels Wasserspiegelvermessungen bei Hochwasser die unter Niedrigwasserbedingungen ermittelten Energieliniengefälle auf Hochwasserbedingungen übertragen. Selbst wenn an der Mulde eine hochwasserbedingte Variabilität der Wasserspiegelgradienten auftritt, ist wenig wahrscheinlich, dass sie so hoch ausfällt wie am East Fork River. Die Spannweite am East Fork River beträgt bei Niedrigwasser 0,03 - 0,15 %, an der Mulde 0,018 bis 0,029 %.

Die dimensionslose Schubspannung wurde auf der Grundlage eigener Vermessungen und Probennahmen sowie durchschnittlicher Wasserspiegelgradienten berechnet. Als kennzeichnende Korngröße wurde der maßgebende Korndurchmesser nach MEYER-PETER & MÜLLER (1949) verwendet (Abb. 5.23).

Der kritische Schubspannungswert τ_{crit}^* für den Bewegungsbeginn der Sohle wurde von MEYER-PETER & MÜLLER (1949) mit 0,047 angegeben und hat weitgehende Verwendung gefunden. Mit Ausnahme der Niedrigwasserwerte der Pools bewegen sich die Shields-Parameterwerte an der Mulde um diesen kritischen Wert. In den Unterschreitungen ist danach die durch den maßgebenden Korndurchmesser gekennzeichnete Sohle nicht mobil.

In den Pools werden die kritischen Werte bei niedrigen Abflüssen teils deutlich überschritten. Bei höheren Abflüssen sind die Werte in den Pools niedriger, liegen aber fast ausnahmslos über 0,047. Der kritische Wert nach MEYER-PETER & MÜLLER (1949) kann jedoch lediglich als Orientierung dienen. REID ET AL. (1985) zeigten, dass die Sohle sich bei Niedrigwasser konsolidieren kann und für den darauffolgenden Bewegungsbeginn Schubspannungen bis zum Fünffachen des Wertes bei Ende der Sohlmobilität erforderlich sein können. Auch CARLING (1983) ermittelte kritische Schubspannungswerte τ_{crit}^* zwischen

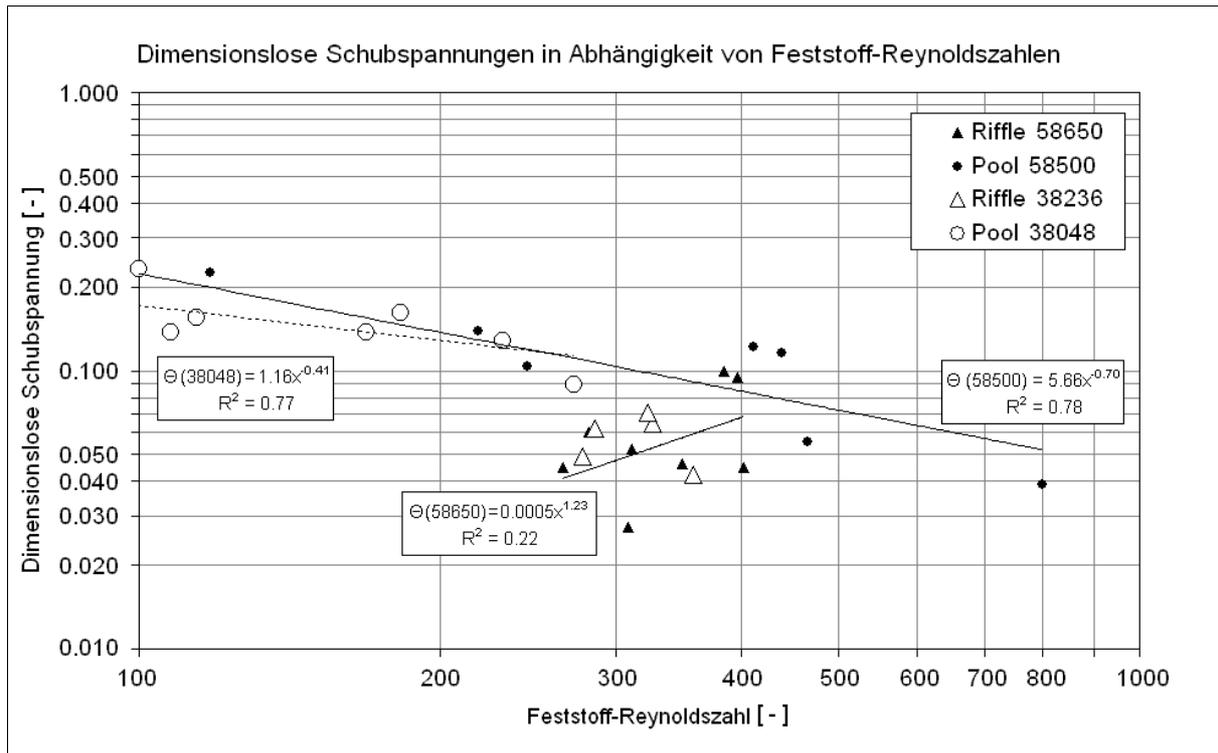


Abb. 5.23: Dimensionslose Schubspannungen in Abhängigkeit von der Feststoff-Reynoldszahl (mit maßgeblichen Korndurchmessern nach MEYER-PETER & MÜLLER 1949)

0,02 und 0,1. Die empfindliche Abhängigkeit des Shields-Parameters von der Größe des kennzeichnenden Korndurchmessers, der als einzelne Kenngröße für eine komplexe Verteilung mit Vorsicht angewendet werden muss, zeigt die eingeschränkte Belastbarkeit von Aussagen, die schematisch aus festen Grenzwerten abgeleitet werden.

Entscheidend an der Mulde bzw. bei der Auswahl geeigneter kennzeichnender bzw. charakteristischer Korndurchmesser ist jedoch, dass der Shields-Parameter über den Riffles mit steigenden Abflüssen wächst und erhöhte Sohlmobilität anzeigt. Die Sohlmobilität in den Pools sinkt jedoch, obwohl die zugrundeliegenden absoluten Schubspannungen τ steigen. Allerdings wachsen die Werte der maßgebenden Korndurchmesser mit größer werdenden Abflüssen systematisch, was den Effekt steigender absoluter Schubspannungen überkompensiert. Die Sohlmobilität in den Pools nimmt bei Hochwasser also deswegen ab, weil das Sohlmaterial gröber wird. Der Zusammenhang zwischen maßgeblichen Korndurchmessern d_m und individuellen Korngrößenspektren untermauert die Repräsentativität des d_m . Da hohe Abflüsse mit einer Eintiefung der Pools einhergehen, wird eine Akkumulation von größerem Material in den Pools ausgeschlossen. Vielmehr handelt es sich um eine residuale Anreicherung groben Materials durch die hochwassergebundene Mobilisierung feinen Materials. Ausgewählte Sohlproben von der unteren Mulde geben Einblick in die Details der Sohlmaterialdynamik (Abb. 5.24).

Die Hochwasserprobe vom Riffle 38236 vom 30. Januar 2002 ist unimodal mit dem Maximum in der Mittelkiesfraktion sowie wenig Mittel- und Grobsand. Die Verteilung ähnelt Niedrigwasserproben von Riffles, obwohl sie quasi bei bordvollem Abfluss genommen wurde. Zum Probennahmezeitpunkt erreichte die Wasserstandsganglinie zum zweiten Mal innerhalb weniger Tage ein Maximum nahe dem bordvollen Abfluss. Auch die Kornverteilung der Pool-Probe entspricht eher einer typischen Probe vom ablaufenden Hochwasser. Die Befunde werden dahingehend interpretiert, dass die für Hochwasser typische Sedimentdynamik erst mit Verzögerung anspringt, oder die Dauer des Hochwassers bis zu dem Zeitpunkt noch nicht ausreichend war.

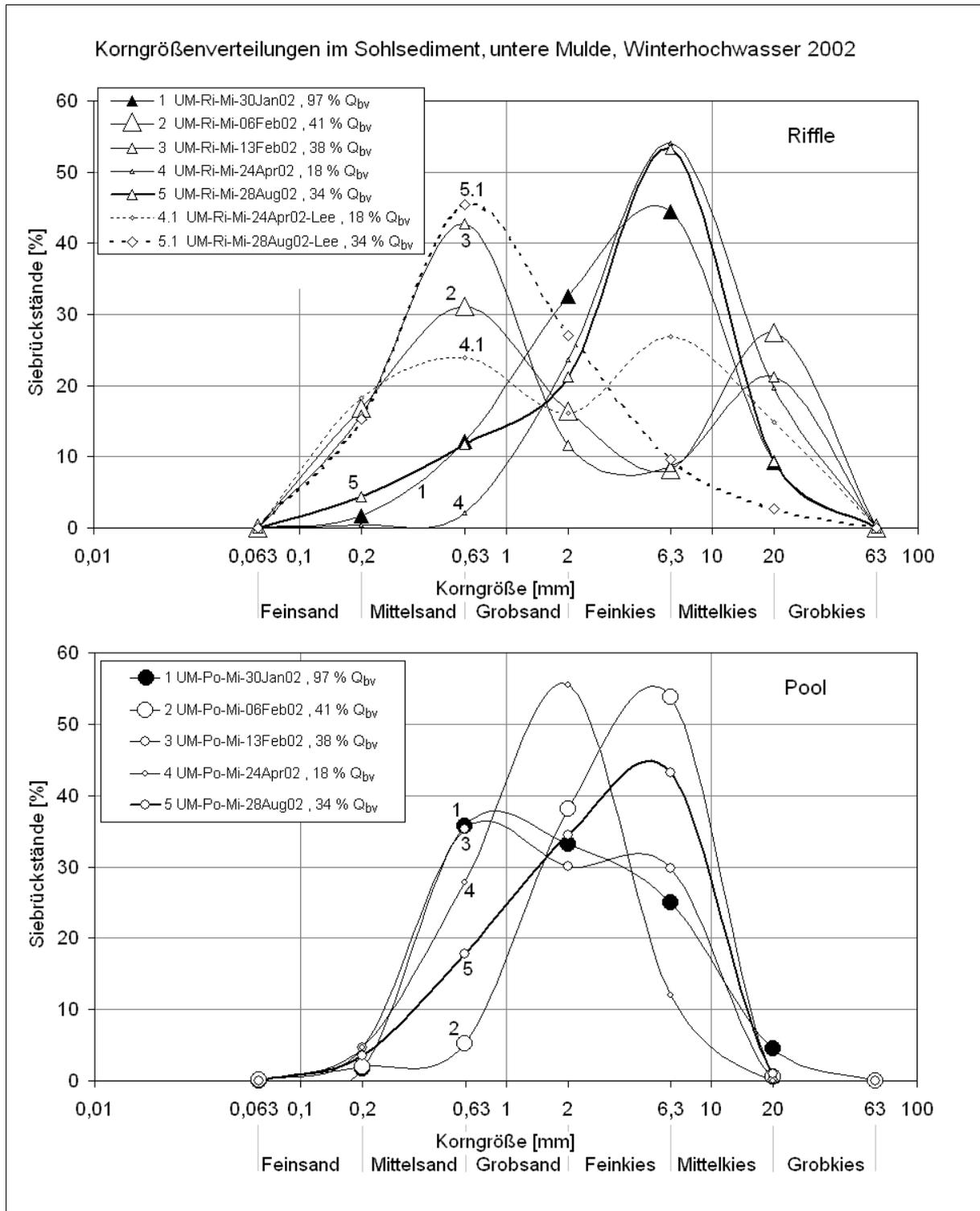


Abb. 5.24: Korngrößenverteilungen an der Sohle der unteren Mulde beim Durchgang von Hochwässern (Winterhochwasser 2002)

Auf dem Riffle tritt bei ablaufendem Hochwasser (6. und 13. Februar 2002) Fein- und Mittelkies zurück, Grobkies und Grobsand hervor. Die Verteilungen werden bimodal mit einem Grobkies- und einem Grobsandmaximum. In dieser Phase stellt sich auf dem Riffle auch verhältnismäßig viel Mittelsand ein. Beim weiteren Ablaufen des Hochwassers (24. April 2002) dreht sich diese Entwicklung um, die Mittelkiesanteile steigen von unter 10 % auf Werte über 50 % an und die des Grobsandes sinken auf Werte um 10 %. Auf dem Riffle ist dann (April 2002) Mittelkies dominierend, Feinkies und Grobsand folgen mit geringer werdenden Anteilen.

Interessant ist auch die Ähnlichkeit der Sohlprobe aus dem ablaufenden Extremhochwasser (28. August 2002) mit der Niedrigwasserprobe vom 28. April 2002. Sie weist darauf hin, dass auch außergewöhnliche Hochwässer aus der Perspektive der Sohlmaterialdynamik in eine Reihe mit den gewöhnlichen Hochwässern gestellt werden können. Der Umstand, dass gegenüber der Niedrigwasserverteilung mehr Mittel- und Grobsand in der Probe enthalten sind, passt voll in das Bild, weil zum Zeitpunkt der Probennahme am 28. August 2002 noch 34 % Q_{bv} abflossen, während bei der Niedrigwasserprobe der Abfluss 18 % Q_{bv} betrug.

Ebenfalls bemerkenswert ist die Ähnlichkeit der Riffle-Lee-Proben, die unter Niedrigwasserbedingungen entnommen wurden, mit den Proben aus dem ablaufenden Hochwasser (UM-Ri-Feb02). Das Sohlmaterial in Lee weist ein Maximum ($> 30\%$) in der Grobsandfraktion auf, am 28. August 2002 sogar ein sehr markantes ($> 45\%$). Grob- und Mittelkies sind in den Lee-Proben zwar ebenfalls präsent, treten aber gegenüber dem vergleichbaren Riffle-Material zurück. Die Interpretation liegt nahe, dass sich auf den Riffles während des Hochwassers ein zweites Maximum der Kornverteilungskurve im Grobsandbereich ausbildet, das im weiteren zurückgehenden Verlauf von den Riffles in deren Lee verlagert wird, wodurch die Verteilung auf den Riffles mit einem Mittelkiesmaximum wieder unimodal wird (August 2002, April 2002).

Die Verteilungen im Pool 38048 sind unimodal mit Grobsandmaximum bei hohen Abflüssen und Niedrigwasser sowie mit Mittelkiesmaximum bei ablaufendem Hochwasser. Das Maximum verschiebt sich bei ablaufendem Hochwasser (6. Februar 2002) in die Mittelkiesfraktion und bei noch weiter zurückgehenden Abflüssen wieder zurück in die feineren Fraktionen. Feinkies und vor allem Grobsand treten am 6. Februar zurück. Beim folgenden Niedrigwasser (24. April 2002) liegt das markante Maximum in der Feinkiesfraktion ($> 55\%$). Grobsand ist in der Probe noch in nennenswertem Anteil vertreten (ca. 28 %), während vor allem aber Mittelsand – übrigens bei allen Pool-Proben der Serie – fast ganz zurücktritt. Bei ablaufendem Hochwasser ist also zunächst eine Vergrößerung des Materials zu verzeichnen und bei weiter fallenden Wasserständen eine retrograde Entwicklung, so dass sich spätestens nach einer längeren Niedrigwasserperiode der Ausgangszustand mit einem prägnanten Maximum in der Grobsand- oder Feinkiesfraktion wieder einstellt. Die Ähnlichkeit des Sohlmaterials vom 30. Januar 2002 mit typischen Niedrigwasserspektren wird auch hier als Indiz dafür angesehen, dass die laterale Materialdifferenzierung mit Verzögerung beginnt bzw. einer gewissen Prozessdauer bedarf.

Bemerkenswert ist die Komplementarität der Verteilungen auf dem Riffle 38236 und im Pool 38048 bei gleichen Abflusszuständen bzw. die Ähnlichkeit von Riffle-Lee-Proben und Pool-Proben. Die Probenpaare vom 6. Februar 2002 (untere Mulde) und vom 24. April 2002 (untere Mulde) ergänzen sich (Abb. 5.24) zu einer unimodalen Verteilung mit den wesentlichen Fraktionen Grobsand, Fein- und Mittelkies sowie Beimengungen von Grobkies. Die Lee-Proben vom ablaufenden Hochwasser haben große Ähnlichkeit mit den Pool-Proben bei Niedrigwasser, wobei auf dem Riffle bei Hochwasser auch Mittelsand vertreten ist, der im Pool bei allen Abflüssen kaum vorkommt. Der bei Hochwasser auf den Riffles verstärkt vorkommende Grobsand ist bei Niedrigwasser in den Lee-Fahnen und im Pool vertreten, während er bei Hochwasser im Pool systematisch zurücktritt.

Die Abwesenheit von Mittelsand im Pool und außer bei Post-Scheitelabflüssen auch auf dem Riffle wirft die Frage nach dem Verbleib des Mittelsandes, der nicht wie der Grobsand regelhaft im Pool auftritt, bei Niedrigwasser auf. Beim Ablauf des Hochwassers befindet sich ein nennenswerter Anteil in Riffle-Lee-Fahnen (April 2002, August 2002), aber auch in Pool-Lee (Om-Po-re-24Apr02, Tab. 8.5, S. 162). Es findet bei Niedrigwasser bzw. ablaufenden Hochwässern offensichtlich eine laterale Differenzierung im Pool statt, bei der Grobsand im Pool-Tiefsten, Mittelsand in Pool-Lee deponiert wird. Das

verstärkte Auftreten von Mittelsand nach dem Extremhochwasser vom August 2002, wie es sich noch in den Proben aus dem Februar 2004 niederschlägt, soll hier als Indikator für stark Feinmaterial mobilisierende, also ausufernde oder extreme, Hochwässer, gewertet werden.

Auf den Riffles nehmen die Werte der Shields-Parameter parallel zu den Abflüssen zu, weil die absoluten Schubspannungen zunehmen und die kennzeichnenden Korngrößen über die gesamte Spanne von Abflüssen ungefähr gleich bleiben. Die Konstanz der maßgebenden Korndurchmesser steht im scheinbaren Widerspruch zu den Sohlmaterialveränderungen auf den Riffles, bei denen ein Zuwachs der groben Korngrößen häufig von einem synchronen Zuwachs der feinen begleitet wird, also von einer Veränderung der Verteilungskurve in Richtung Bimodalität. Die gemittelten Korngrößen verändern sich dadurch kaum, obwohl die Zusammensetzung der Probe verändert ist. Die Fraktion des rechnerisch ermittelten maßgebenden Korndurchmessers einer solchen Verteilung kann unter Umständen zwischen den zwei Modi deutlich zurücktreten. Da offensichtlich selektive Mobilität auftritt, müssen die Shields-Parameter der Riffle-Proben bei hohen Abflüssen so interpretiert werden, dass die feineren Bestandteile bereits vor dem Erreichen der kritischen Schubspannung mobil sind, während die groben erst bei höherer Schubspannung oder möglicherweise gar nicht mobil werden.

Bei niedrigeren Abflüssen fallen die Schubspannungen für das Sohlmaterial teilweise oder ganz unter den kritischen Wert für den Bewegungsbeginn. Unerklärt bleibt zunächst, dass die Riffle-Sohle trotz mobiler Sohle aufgehöhht ist, und zwar mit feinem Material. Diese Überlegungen machen deutlich, dass Schubspannungen oder Fließgeschwindigkeiten nicht ohne Berücksichtigung des zur Disposition stehenden Sohlmaterials betrachtet werden können.

Aus der Zusammenschau der hydrographischen, sedimentologischen und hydraulischen Befunde lässt sich ein Entwicklungsmodell mit vier Phasen formulieren, von denen die ersten zwei als Hochwasserphasen, genauer als frühe und späte Mobilitätsphase, die beiden Niedrigwasserphasen als retrograde und Ruhephase bezeichnet werden. Modell und Ausführungen verstehen sich bezogen auf nicht ausufernde, annähernd bordvolle Abflüsse. Das Modell der Sohlentwicklung wird an Sohlvermessungen der unteren Mulde dargestellt.

1. Phase: Frühe Mobilitätsphase (Abb. 5.25)

d. h. Hochwasser vor, während und nach Scheitelabfluss. Sohlundulationsakzentuierung und Materialtransport beginnen, Sohlundulationsintensität nicht steigend, durchgängiger Geschiebetransport über die gesamte Sohle, auch auf den gegenläufig geneigten Abschnitten (Pool zu Riffle).

Gemäß der Shields-Parameterwerte (Abb. 5.23) sind die Rifflesohlen in Bewegung. Mit der Schürftechnik, die bei der Sohlprobennahme angewendet wurde, lässt sich in Bewegung befindliches nicht von unbewegtem Sohlmaterial unterscheiden. Es wird davon ausgegangen, dass auch Mittel- und Grobsand als Geschiebe über die Riffles transportiert werden. Da das Feinmaterial in den Pools stark abgereichert ist, liegt die Vermutung nahe, dass es durch die Pools in Suspension transportiert wird. JACKSON & BESCHTA (1982) beobachteten diese Art des Transports auch, spezifizieren aber nicht näher die davon betroffenen Kornfraktionen. An der Mulde handelt es sich dabei um Mittelsand und Grobsand. Die sohlformspezifische Differenzierung des Transports ist plausibel, weil die Schubspannungen in den Pools tendenziell größer sind als über den Riffles. Daraus folgt weiter, dass die Transportgeschwindigkeiten bzw. -entfernungen der Sandfraktionen größer sind als die der Kiesfraktionen.

Selektive Mobilisierung oberhalb eines bestimmten Bimodalitätswertes beobachtet auch WILCOCK (1993), der sich allerdings mit erheblich feinerem Sohlmaterial beschäftigte. WATHEN ET AL. (1995) stellen am Allt Dubhaig (Schottland, Großbritannien) eine leichte Selektivität beim Kies-, eine geringe beim Sandtransport und höhere Mobilität der Sandfraktionen fest. Sie sind derselben Auffassung wie

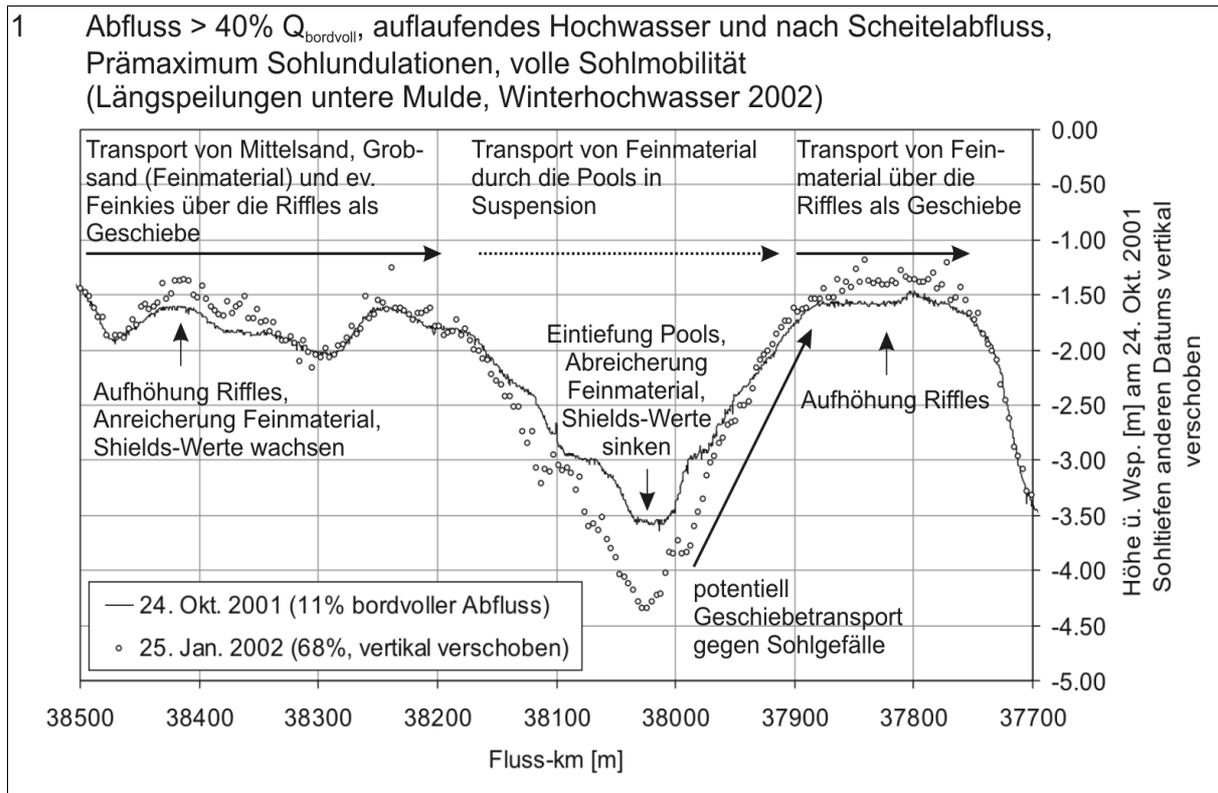


Abb. 5.25: Frühe Mobilitätsphase

LISLE (1995) bzw. LISLE & HILTON (1999), dass Sand aus abgegrenzten Flächen, also Sandfahnen stammt und nicht aus der Schicht unter der Sohlpflasterung. Das würde sich mit der beobachteten Differenzierung von Mittel- und Grobsand in den Pools decken.

Als Kriterium für die Unterscheidung von Suspensions- und Geschiebetransport wird die Rouse-Zahl Z verwendet. Vereinfacht kann gesagt werden, dass unterhalb eines Grenzwertes von $Z = 5$ der Schwebstofftransport für einen bestimmten Korndurchmesser beginnt. Bei $Z < 0,1$ ist das Material unterhalb dieser Korngröße praktisch vollständig in Suspension.

Abb. 5.26 zeigt die Rouse-Zahlen in den unterschiedlichen Sohleinheiten in Abhängigkeit vom Abfluss für die Korngröße 1 mm, also einen Wert, der die Fraktionen des Grobsandspektrums gut repräsentiert. Um die Betrachtung konservativ zu halten, wurde nicht der Wert an der Untergrenze des Korngrößenspektrums, also die Siebmaschenweite 0,63 mm, zur Berechnung verwendet, sondern ein Korndurchmesser aus dem Sandspektrum, nämlich 1,0 mm gewählt. Das Diagramm zeigt, dass bei hohen Abflüssen theoretisch mit dem Transport von Grobsandfraktionen in Suspension gerechnet werden kann. Dabei wird das Kriterium von $Z = 5$ auf den Riffles bei $Q \approx 130 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ unterschritten, in den Pools aufgrund der höheren Schubspannungsgeschwindigkeiten bereits bei niedrigeren Abflüssen. Diese Differenzierung stützt die Annahme, dass Material der relevanten Korngrößen Mittel- und Grobsand als Geschiebe über die Riffles, aber in Suspension durch die Pools transportiert werden kann.

In den Pools wird das Kriterium aufgrund höherer Schubspannungsgeschwindigkeiten früher unterschritten. Über diesen Sohlformen befindet sich bei vergleichbaren Abflüssen also gröberes Material in Suspension als über den Riffles bzw. vergleichbare Korngrößen gehen in den Pools bei niedrigeren Abflüssen in Suspension. Grobsand tritt auf den Riffles in der Folge von Hochwasserscheitelabflüssen besonders auffällig in Erscheinung (Abb. 5.24), wenn deren Aufhöhung am stärksten ist.

Der Ansatz nach KRESSER (1964) ist demgegenüber konservativer. Er zieht als Eingangsvariable nur die Fließgeschwindigkeit hinzu. Die Ergebnisse entsprechen denen bei einer Rouse-Zahl von $Z = 2,5$. Abb.

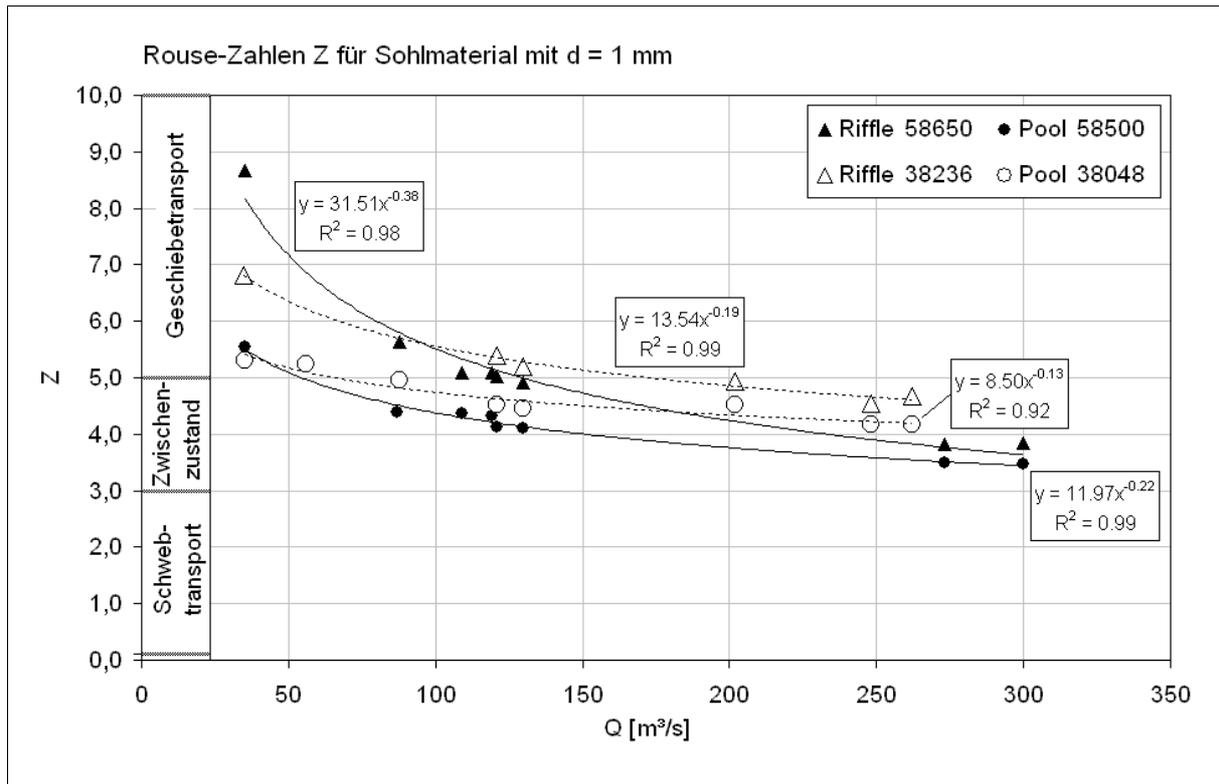


Abb. 5.26: Rouse-Zahlen für Sohlmaterial mit $d = 1 \text{ mm}$

5.27 zeigt, dass sich nach diesem Ansatz an der unteren Mulde bei $Q = 130 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (40 % Q_{bv}) Material bis ca. 0,2 mm, also Feinsand, an der oberen Mulde bis 0,3 mm in Suspension befindet.

Bei höheren Abflüssen wird zunehmend auch Mittelsand vom Suspensionstransport ergriffen, Grobsand in den Pools der oberen Mulde ab $250 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, in den Pools und über den Riffles der unteren Mulde nicht bei Abflüssen bis $300 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Bei bordvollen Abflüssen würden an der oberen Mulde gemäß Rouse

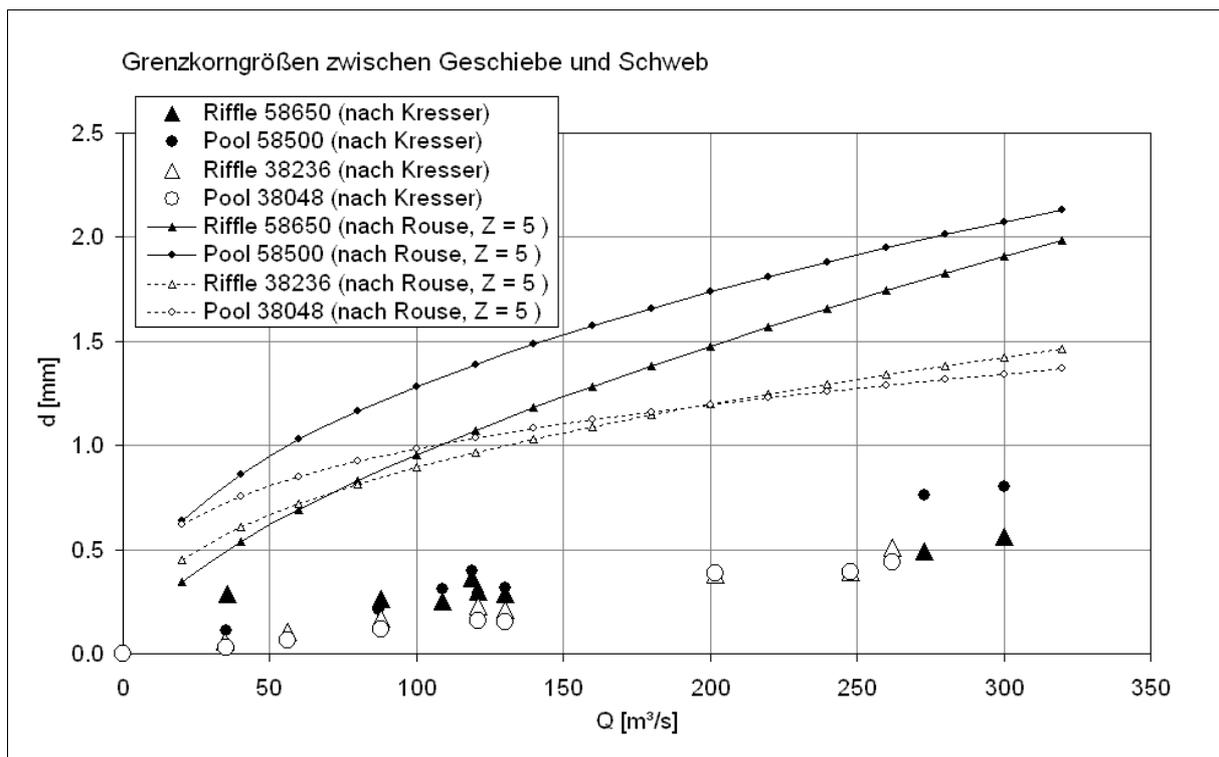


Abb. 5.27: Grenzkorngrößen nach KRESSER (1964) und ROUSE (1965)

Korngrößen $d < 2$ mm, gemäß Kresser $d < 0,7$ mm, an der unteren Mulde gemäß Rouse Korngrößen $d < 1,4$ mm, gemäß Kresser $d < 0,5$ mm als Schweb transportiert werden. Selbst der konservative Ansatz nach Kresser weist bei bordvollen Abflüssen Mittelsand im Wesentlichen als Schweb aus.

Gemäß der Einschätzung nach Rouse gehen in den Pools der oberen Mulde kurz vor bordvollem Abfluss sogar erste Feinkiesfraktionen in Schweb. Beide Ansätze zeigen einen deutlichen Unterschied in der Mobilisierung zwischen Riffle und Pool der oberen Mulde, wenig Differenzierung jedoch zwischen Riffle und Pool der unteren Mulde. Rouse-Werte von $Z = 5$ sind als untere Grenze des Schwebstofftransports anzusehen, so dass sich die realistischen Grenzkorngrößen unter den Kurven der Rouse-Beziehungen finden sollten. Auch wenn es sich bei beiden Ansätzen um theoretische Näherungen handelt, unterstützen beide im Kern die Annahme, dass relevante Anteile des vorhandenen Sohlmaterials, nämlich Mittelsand und beträchtliche Teile der Grobsandfraktion, bei hohen Abflüssen als Schweb transportiert werden können.

In dieses Bild passen Sedimentuntersuchungen aus räumlich und hydraulisch verschiedenen Teilen des Muldestausees. Proben aus strömungsberuhigten Teilen des Deltas, die im Strömungsschatten des Einlaufstromes hinter der östlichen Insel liegen, werden klar von Mittelsand dominiert mit Beimengungen teils erheblicher Mengen Feinsand, aber nur wenig Grobsand. Kies ist dort praktisch abwesend. Die beiden Proben aus der Sohle der Einlaufrinne zwischen den Inseln, direkt aus der Rinne und vom Hang des Deltas, unterscheiden sich kaum und haben große Ähnlichkeit mit Proben aus der Mulde. Feinkies dominiert dort vor Grobsand und Mittelkies. Daneben ist noch Mittelsand anwesend. Feinsand und Grobkies sind nur mit sehr geringen Anteilen vertreten. Das Spektrum ist dennoch deutlich fluvial. Das Fehlen von Feinsand im Laufabschnitt zwischen den Inseln wird dahingehend interpretiert, dass diese Fraktion in der Mulde vollständig in Suspension transportiert wird.

2. Phase: Späte Mobilitätsphase (Abb. 5.28),

d. h. zurückgehende Hochwasserabflüsse $> Q_{bv} \approx 40\%$, Material- und Sohldynamik voll intakt,

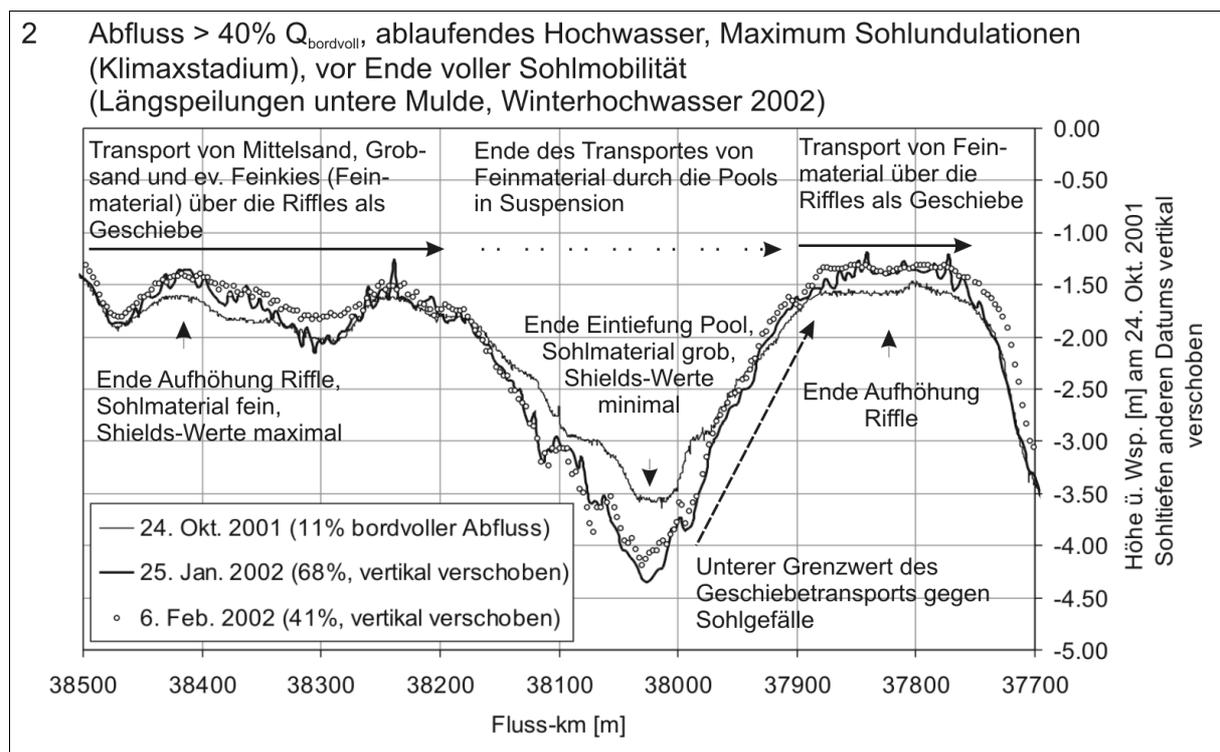


Abb. 5.28: Späte Mobilitätsphase (Klimax der Sohlundulationen)

Geschiebetransport durchgängig, je nach Hochwasserverlauf lange Andauer sohlakzentuierender Abflüsse, Sohlundulationen und Sohlmaterialumverteilung werden maximal (Klimaxstadium).

Das Maximum der Sohlundulationen ist gegen Ende der Mobilitätsphase erreicht. Die Ausräumung der Pools kommt angebotsbedingt zum Ende und damit auch die Aufhöhung der Riffles. Bei einem weiteren Nachlassen der Schubspannungen bricht der Schwebtransport feinen Materials durch die Pools und der Geschiebetransport entgegen des Sohlgefälles aus den Pools auf die Riffles ab und die nächste Phase (Abb. 5.29) tritt ein.

3. Phase: Retrograde Phase

d. h. ablaufendes Hochwasser $< Q_{bv} \approx 40\%$, abgekoppelte Sohlmobilität. Sohlakzentuierung rückläufig, Sohlmaterial wird „zurücksortiert“.

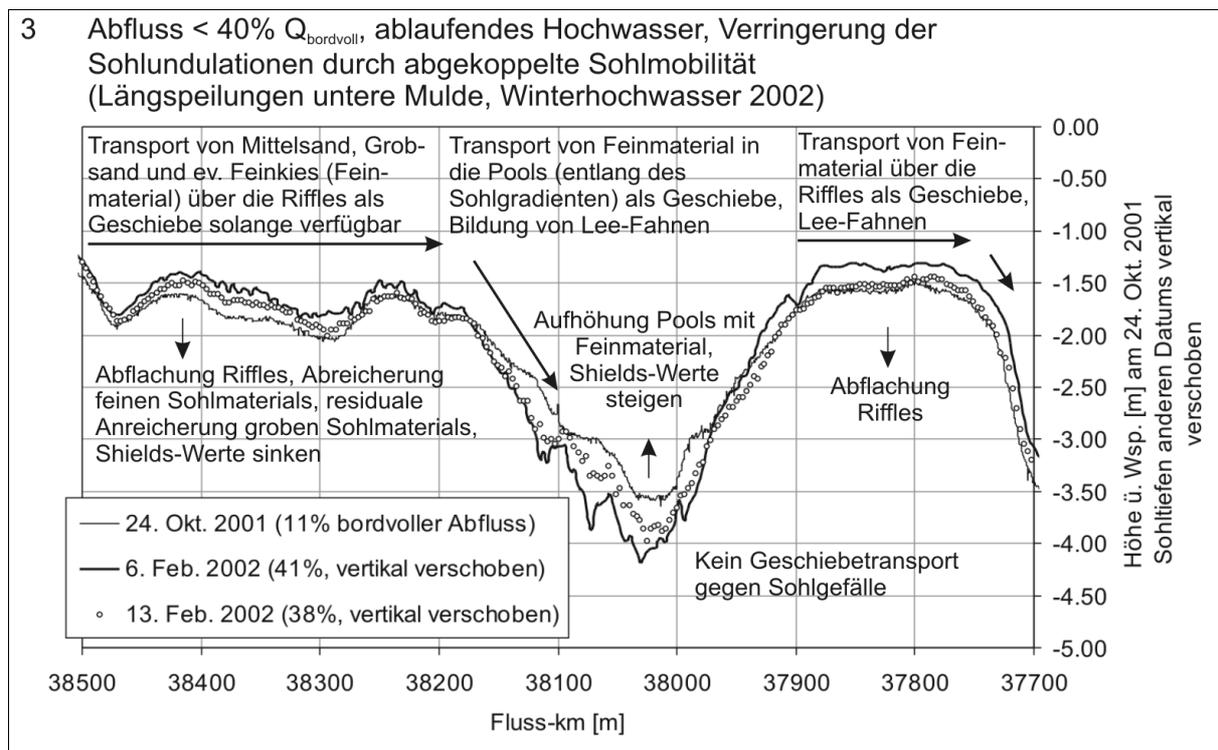


Abb. 5.29: Retrograde Phase (entkoppelte Mobilität)

In dieser Phase wird das feine Material von den Riffles als Geschiebe in die Pools transportiert. Damit flachen die Riffles ab, die Pools werden aufgehöhht und es bilden sich in Lee der Riffles Fahnen feinen Materials. Da der Transport entlang des Sohlgefälles verläuft, bleibt er vermutlich lange wirksam, bis die dimensionslosen Schubspannungen auf den Riffles maßgeblich durch den Verlust des feinen Materials zu klein werden, oder in anderen Worten, wenn das Angebot mobilisierbaren Materials auf den Riffles erschöpft ist. Der Geschiebetransport beschränkt sich auf die dem Wasserspiegelgefälle gleichsinnigen Sohlabschnitte bzw. auf das feine Sohlmaterial und wird durch das Gefälle in Strömungsrichtung erleichtert, was die Umverlagerung bis deutlich unter kritische Schubspannungswerte andauern lässt. Die Sohlmobilität ist nicht nur räumlich abgekoppelt sondern in Hinblick auf Kornfraktionen verstärkt selektiv. Sie ist beschränkt auf Feinmaterial, d. h. Mittel- und Grobsand, das nun auf den Riffles selektiv abgereichert und in den Lee-Fahnen und Pools selektiv angereichert wird. Das grobe Material auf den Riffles erfährt dadurch eine residuale Anreicherung. In den Pools kann es zu einer lateralen Differenzierung von Grobsand und Mittelsand kommen, bei der Grobsand im Pool-Tiefsten und Mittelsand in Lee der Pools deponiert wird.

Auf den Abschnitten von den Sohlteufs zu den Sohlhochs, also entgegen dem Sohlgefälle, findet kein Transport mehr statt. Der Transportfluss wird als unterbrochen oder entkoppelt bezeichnet. Die sedimentologische und morphologische Entwicklung verläuft entgegen derjenigen in den Mobilitätsphasen, also retrograd. Die Sohlundulationsintensität nimmt in dieser Phase ab.

Ablaufendes Hochwasser wird auch von LISLE & HILTON (1992) für die Deposition von Feinmaterial in den Pools verantwortlich gemacht. Sie stellen einen Zusammenhang zwischen den Volumenveränderungen der Pools und dem Angebot an Feinmaterial aus dem Einzugsgebiet fest. Die mächtigsten Akkumulationen finden sich in den von LISLE & HILTON (1992) untersuchten Gewässern in Lee der Pools.

Der Übergang zwischen der späten Mobilitäts- und der retrograden Phase mag differenzierter ablaufen als hier generalisiert geschildert. So müssen beispielsweise die Grenzwerte des Schwebstofftransports der feinen Sohlkomponenten und der durchgängige Geschiebetransport nicht zwangsläufig zusammenfallen. Dennoch ist es auffällig, wie markant die Sohlformakzentuierung, die eine direkte Folge der Materialverlagerung an der Sohle ist, im ablaufenden Hochwasser bei einem recht eindeutigen Abflussgrenzwert beendet ist und sich die umgekehrte Entwicklung einstellt. Der Nachweis ist belastbar, weil die zeitliche Auflösung der abflussbegleitenden Sohlvermessungen in der Spanne von Abflüssen um den Grenzwert herum gut ist.

4. Phase: Ruhephase (Abb. 5.30),

- d. h. längere Phasen Niedrigwasser mit $Q \ll 40\% Q_{\text{bvd}}$, Ausklingen abgekoppelter Sohlmobilität oder keine Sohlmobilität, Sohlundulationen minimiert, feines Sohlmaterial in Pools und grobes auf Riffles.

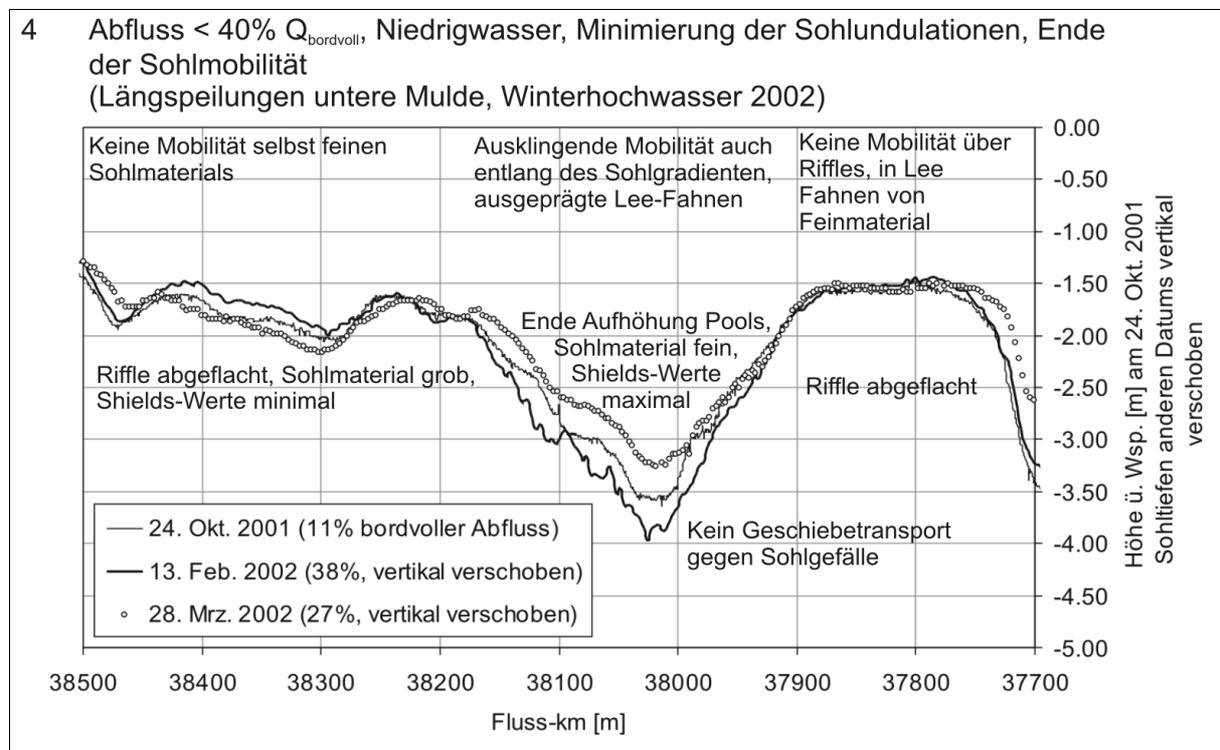


Abb. 5.30: Niedrigwasserphase nach Ende der Sohldynamik

Nach dem angebotsbedingten Ende der retrograden Phase kommen die Material- und damit die Sohldynamik zum Ende und es stellen sich quasi-statische Sohlform- und Materialverhältnisse ein. Die Sohlakzentuierung ist minimal, der Feinmaterialanteil auf den Riffles minimiert. Das Feinmaterial ist

in Lee-Fahnen der Riffles und in den Pools deponiert. Die Shields-Parameterwerte auf den Riffles sind minimal und in den Pools maximal (Abb. 5.23) und zeigen mobile Sohle in den Pools an. So muss gerade bei Niedrigwasser, für das in den Pools rechnerisch sehr hohe Schubspannungen bestimmt werden, mit Abweichungen von den Wasserspiegelneigungen nach unten gerechnet werden. Evidenz dafür konnte bei Messkampagnen bei Niedrigwasser festgestellt werden, als sich im Bereich der Pool-Querschnitte Rückströmungen ausbildeten. Niedrigere Wasserspiegelgefällewerte führen zu kleineren kalkulatorischen und realen Schubspannungen. Unterliegt das Energieliniengefälle bei Niedrigwasser einer sohlformabhängigen Differenzierung mit geringeren Gradienten über den Pools, dann sind die absoluten und die dimensionslosen Schubspannungen dort geringer als die Werte in Abb. 5.22 und . Unter diesem Vorbehalt müssen die hier angeführten hohen Schubspannungen speziell in den Pools bei Niedrigwasser betrachtet werden.

Eine Differenzierung nach Sohlformen bzw. Sohlgefälle wurde nach dem Stand der Recherche bisher noch nicht vorgenommen. Auch in gängigen Geschiebformeln ist dieser Fall nicht vorgesehen. Ein gegenläufiges Sohlgefälle in der Größenordnung bis zu 2,5 % hat eine nicht unerhebliche Hangabtriebskraft zur Folge, die durch die Sohlschubspannung überwunden werden muss, bevor das Material bewegt wird, da sie der Schubspannung entgegen gerichtet ist. Gerade an der Grenze der Mobilität, d. h. nahe am Gleichgewicht zwischen Schubspannung und überschüssiger Schubspannung kann diese Kraft nicht ohne Einfluss bleiben. THOMPSON ET AL. (1999) argumentieren bei vergleichbaren Verhältnissen, dass es die Divergenz der Strömung vom engeren zum weiteren Fließquerschnitt ist, die Deposition von Sohlmaterial fördert, ohne allerdings den Effekt hydraulisch näher zu spezifizieren. Auch scheitert dieser Erklärungsansatz an der Mulde zumindest teilweise, selbst wenn es an der unteren Mulde bei Niedrigwasser eine kleine Divergenz vom Riffle zum Pool gibt, weil sich bei Hochwasser jedoch eine Angleichung der Fließquerschnitte einstellt.

WIBERG & SMITH (1987) stellen eine modifizierte Shields-Beziehung mit der relativen Rauheit als Eingangparameter anstelle der Korngröße. Nach ihren Befunden steigt die kritische Schubspannung mit wachsenden relativen Rauheiten. Der Ansatz führt in der vorliegenden Frage nur partiell weiter, da er offen lässt, warum in den Pools bei Niedrigwasser feines Material deponiert wird.

Aufgrund der vorgestellten Überlegungen wird davon ausgegangen, dass die Schubspannungen in den Pools bei Niedrigwasser niedriger als hier berechnet angesetzt werden können und das gegenläufige Sohlgefälle am Ausgang der Pools zu höheren kritischen Schubspannungen führt als auf ebener Sohle oder gar in Lee der Riffles. Eine Sortierung des Sohlmaterials durch das Sohlrelief wurde u. a. von SEAR (1996), LISLE (1979) sowie LISLE & HILTON (1999) beobachtet. In bestimmten Phasen wirken die Pools für bestimmte Korngrößen als Fallen. Bei Hochwasser dürfte das mittel- und grobsandige Material demzufolge größere Transportreichweiten erzielen, was letztlich auch zur Korngrößengradierung entlang fluvialer Gerinne führt (WEIBEL & BRÄNDLI 1995).

Das Modell von JACKSON & BESCHTA (1982), das sich in zwei Phasen gliedert, ist in seiner hydraulischen Interpretation wenig differenziert. Die Autoren führen keine Korngrößenverteilungen oder Ergebnisse von Fließgeschwindigkeitsbestimmungen an, können allerdings auf hochauflösende Geschiebemesungen zurückgreifen. In ihrer Phase I wird feines Material (Sand) aus Pools, Gerinnerändern und aus dem Strömungsschatten von Hindernissen über gepflasterte Riffle-Oberflächen mobilisiert und in Phase II kommt auch gröberes Sohlmaterial aus der Riffle-Pflasterung in Bewegung. Das Modell ist zur Erklärung der Morpho- und Materialdynamik an der Mulde ungeeignet, da die hochwasserbegleitende Aufhöhung der Riffles mit Feinmaterial an der Mulde nicht mit einer Mobilisierung des groben Materials vereinbar ist, das bei Niedrigwasser die Sohloberfläche der Riffles bildet.

Die Geschiebemessungen von JACKSON & BESCHTA (1982) sind am Verlauf des Hochwassers orientiert und zeigen keine Hysterese gegenüber dem Abflussgang. Das ist nicht zwangsläufig ein Widerspruch zur hier beobachteten Hysterese zwischen Sohlformakzentuierung und Abfluss. Die an der Mulde beobachtete Aufhöhung der Riffles wird als dynamische Erscheinung interpretiert, also nicht als ausschließlich statische Deposition des überwiegend feineren Materials sondern als Fließgleichgewicht zwischen der Materialverfügbarkeit und den Sohlschubspannungen auf den Riffles, das im Hochwasserfall in Richtung Materialüberschuss verschoben ist.

LISLE (1995) fasst eine Reihe von Beiträgen unter dem Aspekt der selektiven Materialmobilisierung zusammen. Seine Betrachtungen stützen sich auf detaillierte, teils langjährige Untersuchungen einer Reihe von Gerinnen, die allerdings steiler sind als die Mulde und deren Sohlmaterial kiesig ist. Er schließt aus seinen Betrachtungen Korngrößen $d < 1$ mm aus, von denen er annimmt, dass sie vorwiegend in Suspension transportiert werden. Seine Abschätzungen der Grenzkorngröße zwischen Geschiebe und Schweb kommen zu sehr ähnlichen Ergebnissen wie die oben vorgestellten, nämlich zu Grenzwerten zwischen 1 und 3 mm. Die Probennahme erfolgt differenziert nach Sohloberfläche und -unterschicht, nicht jedoch nach Sohlformen. Sedimentologische Eigenheiten der Einzugsgebiete werden bei der Interpretation seiner Ergebnisse nur am Rande erwähnt.

LISLE (1995) stellt auf der Grundlage seiner Untersuchungen fest, dass in natürlichen Kiesbettgerinnen

- die durchschnittliche Korngröße der Geschiebefracht kleiner sein kann als die des Materials unter der Gewässersohle, bzw. dass feineres Sohlmaterial über ein Sohlpflaster transportiert wird,
- die Diskrepanz zwischen Sohlmaterial und Geschiebefracht mit wachsender Lauflänge (Einzugsgebietsfläche, dimensionslose Strömungskraft, Ordnungszahl) geringer wird,
- Gerinne, die selektiven Transport aufweisen, durch geringe Auskolkungstiefen (scour depths) gekennzeichnet sind,
- Quellen für selektiv transportiertes feines Sohlmaterial in sich gut sortierte Fahnen von feinem Sohlmaterial sein können, die eine homogene Beweglichkeit haben und
- selektiver Transport ein wahrscheinlicher Mechanismus für die Gradierung des Sohlmaterials entlang des Längsgefälles ist, der in seiner Wirkung parallel zu den Raten der Gradierung abnimmt.

Diese Ergebnisse decken sich weitgehend mit eigenen Beobachtungen und mit dem vorgestellten Vier-Phasenmodell. Feines Material, im Fall der Mulde Mittel- und Grobsand, mit größeren Transportgeschwindigkeiten und -reichweiten wird selektiv über eine Sohle mit grobem Material transportiert. Das gröbere Sohlmaterial wird teils als Geschiebe, teils nicht oder nur langsam transportiert. Auch für die laterale Differenzierung vor allem von Fein- und Mittelsand bei Niedrigwasser geben die genommenen Sohlproben Hinweise.

An der Mulde steuert das je nach hydrologischer Vorgeschichte und Flussabschnitt variierende Angebot an Feinmaterial wesentlich die Sohlformungsdynamik. Auch das steht im Einklang mit den Ergebnissen von LISLE (1995), nach denen Feinmaterial die Sohlakzentuierung relativ stark dämpfen kann. Anders ausgedrückt kann Feinmaterial – sofern ausreichend verfügbar – temporär das Sohlrelief von Riffle-Pool- und wahrscheinlich auch von Step-Pool-Gerinnen buchstäblich zusetzen. Der Effekt ist am stärksten nach seiner Mobilisierung im Einzugsgebiet und vor seiner Entfernung aus dem fluvialen System durch Hochwässer. Die morphometrischen Unterschiede zwischen der Sohle der beiden Laufabschnitte bestätigen das. So betrachtet, ist das stärker akzentuierte Sohlrelief der unteren Mulde das Stadium nach der Entfernung von Feinmaterialschüben gleich welcher Herkunft. LISLE (1997) greift die Überlegung von Sedimentwellen auf, muss jedoch einräumen, dass es neben den sehr typischen, eben

wellenartigen Sedimentschüben auch unbewegliche, ihr Material quasi-kontinuierlich in den Transportstrom einspeisende, gibt.

Das vorgestellte Vier-Phasenmodell kehrt die bisher angenommene Kausalität zwischen Materialsortierung und Riffle-Pool-Sohltopographie um und begründet die Topographie mit der Materialsortierung. Riffles bleiben erhalten, weil bei niedrigen Abflüssen grobes Material ihre Oberfläche bildet, das die angreifenden Schubspannungen nicht zu bewegen vermögen. Bei Hochwasser werden verstärkt Mittel- und Grobsand über die Riffle-Sohle transportiert. Pools werden in der fortgeschrittenen Mobilitätsphase nicht tiefergelegt, weil die residuale Anreicherung groben Sohlmaterials bei Hochwasser die dimensionslosen Schubspannungen dennoch sinken lässt. Ungeklärt bleibt zunächst die Entstehung der Riffle-Pool-Abfolgen, wenngleich die dem Phasenmodell zugrundeliegenden Untersuchungen doch den wichtigen Anhaltspunkt liefern, dass die feinen Komponenten des Sohlmaterials abschnitts- und phasenweise in Suspension transportiert werden.

Wenn die Sohlmaterialdifferenzierung nicht eine Auswirkung, sondern ein Steuerfaktor für das undulierende Relief ist, dann stellt sich die Frage, was ursprünglich zur Differenzierung des Materials geführt hat, und warum sie sich in regelhaften Abständen in Abhängigkeit von der Flussbreite ausprägte. Auch bleibt ungeklärt, warum auf den Riffles das grobe Material während der gesamten Spanne von Abflüssen annähernd immobil sein und dadurch die Riffles erhalten soll, wenn dieses grobe Material in den Pools erst deutlich tiefer anzutreffen ist. In Pools sind jedoch die Schubspannungen generell höher als über den korrespondierenden Riffles.

Die enge Assoziation von Riffles und Pools mit dem Laufmuster gibt Anlass zu der Hypothese, dass sich Pools in oder nach Biegungen bilden, wo durch Konzentration des Stromstrichs auf einer Seite des Gerinnes sowie durch Sekundärströmungen die auskolkenden Prozesse mutmaßlich auch das grobe Material zu mobilisieren vermögen, das sich jeweils residual nach den Hochwasserscheiteldurchgängen in den Pools und bei Niedrigwasser auf den Riffles findet. Je tiefer die Pools, desto größer die dort wirksamen Schubspannungen. Allerdings steigen mit zunehmender Eintiefung auch die gegenläufigen Pool-Lee- bzw. Riffle-Luv-Gefälle und wirken zunehmend dämpfend, bis ein Gleichgewichtszustand erreicht ist. Die Rifflequerschnitte an den Wendepunkten des Flusslaufes oder auf den gestreckten Abschnitten sind und bleiben, u. a. durch Ufererosion, breit, damit flach, und erreichen selbst bei Hochwasser nicht die zur Mobilisierung des größten Materials erforderlichen Schubspannungen. Abschätzungen der Shields-Parameterwerte für die groben Bestandteile des Sohlmaterials (d_{84}) bestätigen, dass die kritischen Werte für d_{84} nur noch in den Pools erreicht werden.

Aus der Sohlmaterialdynamik lässt sich in Anlehnung an SAMBROOK SMITH (1996), der Sohlen mit bimodalen Materialverteilungen als Übergangsphänomen zwischen Sand- und Kiesbettsohlen ansieht, die Hypothese ableiten, dass Riffle-Pool-Gerinne Übergangsformen sind zwischen steilen, potentiell tief eingeschnittenen Gerinnen mit sehr grobem Sohlmaterial und wenig Feinanteil und den überwiegend sandführenden, wenig steilen und großen Flachlandgerinnen. Demnach würden Flüsse aus Gebirgen regelhaft auf den Laufabschnitten Riffle-Pool-Sohlen ausbilden, auf denen Sand und Kies im Sohlsubstrat vergesellschaftet auftreten, sich also das grobe Material der Oberläufe zunehmend mit dem feinen der Flachländer und Auen mischt. Nach oben wären diese Laufabschnitte durch den Mangel an Sand, nach unten durch die Dominanz von Sand bzw. durch das Zurücktreten von Kies begrenzt.

5.3.6 Die hydraulische Wirkung von Riffle-Pool-Abfolgen

Die Vergrößerung von Sohlamplituden im Verlauf von Hochwässern sowie die größeren Sohlamplituden unter Geschiebedefizitbedingungen legen die Vermutung nahe, dass höhere Sohlundulationen einen Aspekt erhöhter Formrauheit darstellen. Die Ausbildung der Sohlundulationsintensität ist dann bei Riffle-Pool-Gewässern ein wesentlicher, zum hydraulischen Gleichgewicht beitragender Faktor. In zahlreichen anderen Arbeiten wird auf den Zusammenhang zwischen der Höhe von Sohlformen und deren Rauheit hingewiesen (u. a. ABERLE 2000, DITTRICH 1998, ERGENZINGER 1992, HEY 1989, LEE & FERGUSON 2002, PRESTEGAARD 1983a, SMART ET AL. 2004, VAN RIJN 1982, 1984c). Bereits FÜHRBÖTER (1980) stellte fest, dass der Geschiebetransport sich durch die Rauheitswirkung von Transportkörpern um bis zu 50 % reduzieren kann. DAVIES & SUTHERLAND (1980) schließen aus ihren Studien, dass sich bei bewegter Sohle die Rauheit durch Formrauheit erhöht, und PARKER & PETERSON (1980) erkennen die zunehmende Bedeutung der Formrauheit bei steigenden Abflüssen. JULIEN ET AL. (2002) beobachteten anwachsende Dünenhöhe im Rhein bei Hochwasser und die Verzögerung des Maximums gegenüber dem Scheitelabfluss. Sie konstatieren, dass Bestimmungen der Formrauheit auf der Grundlage von Messwerten die besten Resultate liefern. Allerdings beziehen sich diese Arbeiten auf kleinere Sohlformen wie Dünen und damit auf andere strömungsmechanische Verhältnisse als die der Mulde.

Abb. 5.31 zeigt Darcy-Weisbach-Rauheitsbeiwerte in Abhängigkeit vom Abfluss. Auffallend sind

- die außergewöhnlich hohen Werte bei Niedrigwasser,
- die großen Differenzen zwischen zusammengehörenden Riffle- und Pool-Werten, die übrigens bei hohen Abflüssen geringer werden, und
- die Tatsache, dass die Rauheiten mit steigenden Abflüssen geringer werden.

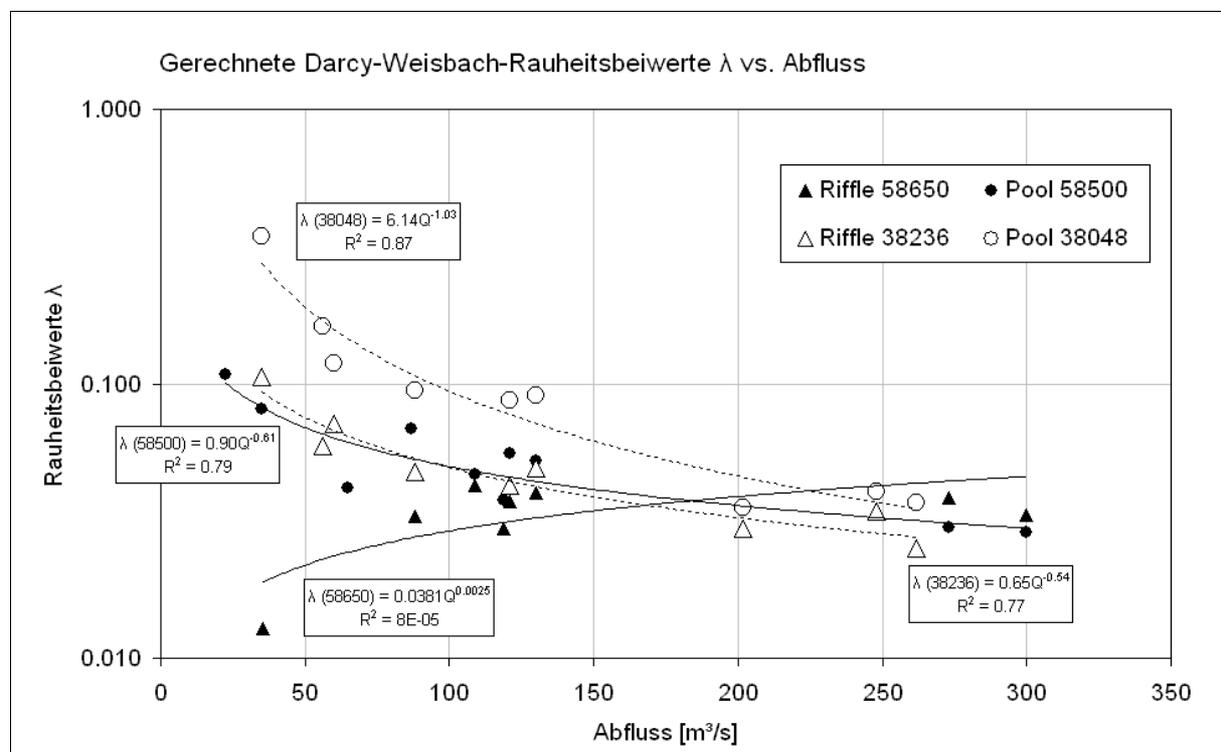


Abb. 5.31: Darcy-Weisbach-Rauheitsbeiwerte in Abhängigkeit vom Abfluss

Die hier verwendeten Rauheitsbeiwerte wurden durch Berechnung aus den Beziehungen $v_m = \text{Fkt.}(A, Q)$ und $\lambda = \text{Fkt.}(Q, r_{hy}, I_E)$ bestimmt, sind also abhängig von morphometrischen Maßen, dem Abfluss

und dem Energieliniengefälle und umfassen alle Rauheitseinflüsse. Hohe Fließgeschwindigkeiten in kleinen Gerinnequerschnitten, beispielsweise über dem Riffle 58650 bei Niedrigwasser – ergeben relativ niedrige Rauheitsbeiwerte während geringe in großen Querschnitten, wie z. B. im Pool 38048 bei Niedrigwasser, zu unrealistisch hohen Rauheitsbeiwerten führen.

Die rechnerische Bestimmung von Darcy-Weisbach-Rauheitsbeiwerten λ aus v_m (Q , A), r_{hy} , die aus hydrographischer Vermessung, und I , das aus der geodätischen Niedrigwasser-Vermessung übernommen wurde, ergibt bei Abflüssen unterhalb von $130 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ für die Pools der unteren Mulde, bei Abflüssen unterhalb ca. $90 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ auch in denen der oberen Mulde auffällig hohe Werte von fast 0,1 (Abb. 5.32, Abb. 5.31). Möglicherweise müssten nicht mittlere Energieliniengradienten für alle Querschnitte, sondern niedrigere für die Pools und höhere für die Riffles eingesetzt werden, was einer sohlformassozierten Wasserspiegelakzentuierung ggf. kombiniert mit ungleichförmigem Fließen entspricht. Das Einsetzen in dieser Weise angepasster Werte führt tatsächlich zu niedrigeren, eher im Bereich realistischer Größenordnungen liegenden Rauheitsbeiwerten für die Pools bzw. zu einer verringerten Divergenz zwischen den Rauheitsbeiwerten von zusammenhängender Riffle- und Poolquerschnitte.

Eine andere mögliche Ursache für überhöhte rechnerische Rauheitsbeiwerte, vor allem über den Poolquerschnitten der unteren Mulde, sind Rückströmungen außerhalb des Stromstrichs, die bei den Messfahrten beobachtet wurden. Sie reduzieren den effektiv durchflossenen Querschnitt gegenüber dem gesamten. Beide Effekte, akzentuiertes Energieliniengefälle und Rückströmungen, führen zu überhöhten rechnerischen Rauheitsbeiwerten. Die Eliminierung der Ausreißer erscheint aus hydraulischen Gründen gerechtfertigt.

Abb. 5.32 zeigt den Zusammenhang von rechnerischer Gesamtrauheit und Sohlamplitude. Es fällt auf, dass

- die Rauheiten auch bei höherer Sohlamplitude wenig, aber feststellbar zunehmen,

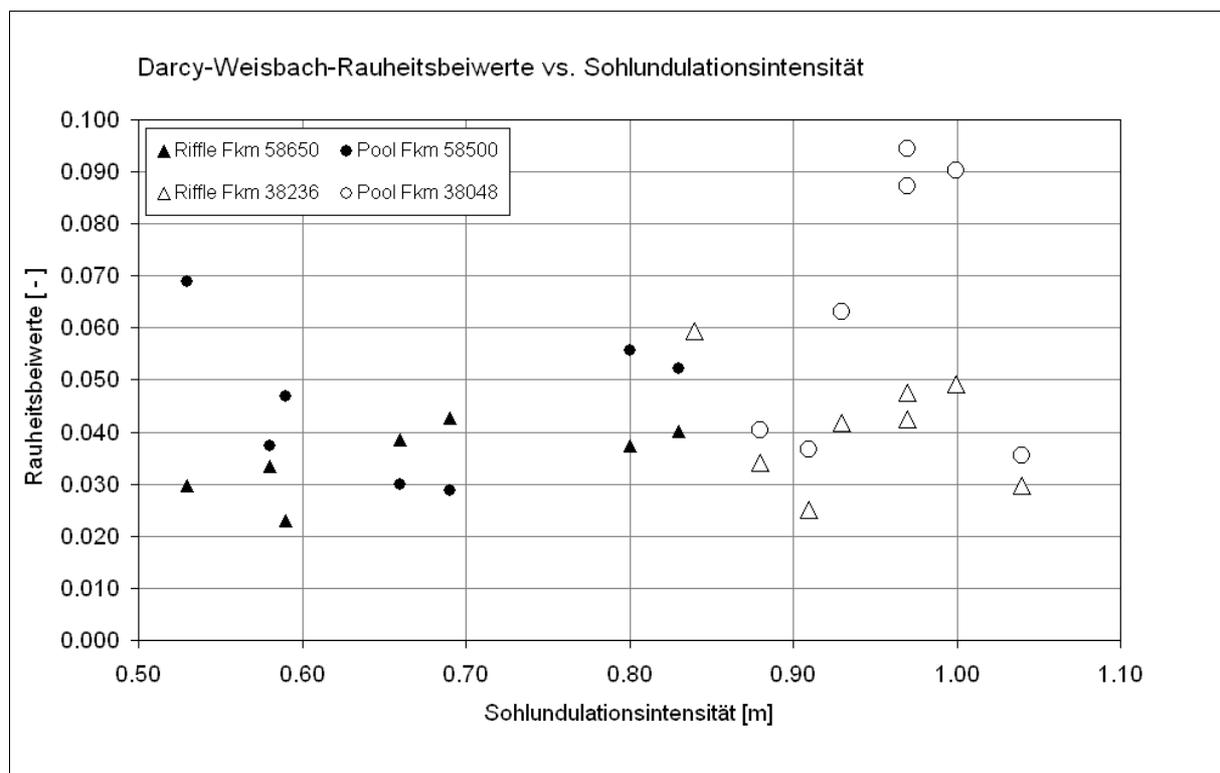


Abb. 5.32: Darcy-Weisbach-Rauheitsbeiwerte in Abhängigkeit von der Sohlundulationsintensität (Standardabweichungen von Mittentiefen entlang von Längsprofilen)

- die Rauheitsbeiwerte besonders der Profile der unteren Mulde stark streuen, was die visuelle Identifikation eines engen Zusammenhangs erschwert,
- höhere Rauheitsbeiwerte an der unteren Mulde bzw. fast immer in den Pools auftreten,
- Pool- von dazugehörigen Riffle-Werten mitunter sehr weit sowie fast immer nach oben abweichen.

Bei einer starken Aufweitung von Riffle zu Pool, wie sie an der Sohlformabfolge der oberen Mulde bei Niedrigwasser zu beobachten ist, kommt es zu einer Verringerung der Fließgeschwindigkeit und zu rechnerisch hohen Rauheitsbeiwerten im Pool (Abb. 5.31). Bei Hochwasser, wenn sich an der oberen Mulde eine Fließquerschnittsumkehr (Kontraktionsquotient $A_{\text{Riffle}}/A_{\text{Pool}} > 1$) einstellt, sind die Rauheiten über den Riffles größer als in den Pools. Die Differenz zwischen Riffle- und Pool-Werten an der oberen Mulde ist also auch ein Ausdruck der Querschnittsflächendisparität und des dadurch verursachten ungleichförmigen Fließens. Der jeweils einengende Querschnitt, also zumeist Riffle bei Niedrigwasser und ggf. Pool bei Hochwasser, wird durch das querschnittbezogene Verfahren mit niedrigeren Rauheitsbeiwerten assoziiert.

Die Rauheitsbeiwerte in den Pools der unteren Mulde sind stets größer als die über den Riffles, weil die Pool-Querschnitte dort bei keinem beobachteten Abfluss die einengenden sind (Kontraktionsquotient $A_{\text{Riffle}}/A_{\text{Pool}} \leq 1$). Daher tritt dort auch keine Geschwindigkeitsumkehr auf.

Es stellt sich die Frage, inwiefern die Fließgeschwindigkeit in den Pools nicht bereits maßgeblich von den Strömungsverhältnissen über den Riffles und gegebenenfalls umgekehrt gesteuert wird, indem durch den eingeengten Querschnitt eine Stauwirkung zum Tragen kommt, die sich in höheren rechnerischen Rauheitsbeiwerten für die davor und danach liegenden langsamer durchflossenen Querschnitte niederschlägt. Während der untersuchte Riffle-Querschnitt der oberen Mulde (58650) bei Niedrigwasser einen Engpass für den Durchfluss darstellt, ist es bei Hochwasser der Pool. Diese Umkehrung muss nicht zwangsläufig eintreten, wie Simulationen an der oberen und die Beobachtungen an der unteren Mulde zeigen.

Eine stauende Wirkung einengender Querschnitte ließe sich mit der messtechnischen Bestimmung des Energieliniengefälles nachweisen. Das Gefälle muss über dem eingeengten Querschnitt größer und über dem aufgeweiteten kleiner sein als im vorliegenden Fall angenommen. Bei der Berechnung der Rauheitsbeiwerte würde die Spreizung der Riffle- und Pool-Werte dadurch geringer werden. Diese Überlegung zeigt, dass nicht die isolierte Betrachtung des aufgeweiteten und des eingeengten Querschnitts weiterführt, an dem sich die Effekte wie Wasserspiegel- und Fließgeschwindigkeitsveränderung bereits vollzogen haben, sondern die differenzierte Kenntnis des Energielinien- und Wasserspiegelgefälles. Auf der Grundlage zur Verfügung stehender Daten ohne differenzierte Wasserspiegel- bzw. -Energieliniengradienten scheint es angezeigt, die Rauheitsbeiwerte aufeinanderfolgender Sohlformen zusammenzufassen. Für weitere Überlegungen sollen daher die Mittelwerte der Sohlformabfolgen verwendet werden.

Beschleunigung und Verzögerung des Fließens, das aufgrund der Kontinuitätsbeziehung nicht zu trennen ist von der Variabilität der Fließquerschnittsflächen, wurde bisher nur von MILLER & WENZEL (1985) als Faktor der Formrauheit thematisiert, jedoch nicht auf eine physikalische Grundlage gestellt. Eine andere Frage ist, ob eine Verformung des Wasserkörpers durch unterschiedliche Gerinnequerschnittsformen irreversibel Energie zehrt. In natürlichen Gerinnen variieren Querschnittsform und -fläche stets gemeinsam, so dass sich eine Separation der in Frage kommenden Steuerfaktoren kaum bewerkstelligen lässt. MILLER & WENZEL (1985) halten die Variabilität der Gerinnequerschnittsflächen für einen Aspekt der Formrauheit und Einengungs- bzw. Aufweitungsquotienten für ein geeignetes

Maß zur Operationalisierung der Formrauheit durch die Riffle-Pool-Gerinnemorphologie. Entscheidend gegen den Ansatz sprechen die Beobachtungen von der unteren Mulde, an der trotz großer Sohlundulationen nur verhältnismäßig geringe Einengungen auftreten, bei Hochwasser sogar eine Angleichung der Fließquerschnittsflächen zu verzeichnen ist. Hier ist die Beschleunigung des Fließens vom Riffle zum Pool bei Niedrigwasser nur schwach ausgeprägt, bei Hochwasser herrschen quasi unveränderte Fließgeschwindigkeiten. Gemäß MILLER & WENZEL (1985) wäre die Formrauheit dann nahe Null.

Nach der Bereinigung um die unplausiblen Niedrigwasserwerte und der Mittelwertbildung zeichnet sich an der oberen Mulde (Abb. 5.33) ein deutlicher positiver Zusammenhang zwischen der Sohlundulationsintensität und der Gesamtrauheit ab, hier als äquivalente Sandrauheit. Aufgrund ihrer Streuung fügen sich nur wenige Werte der unteren Mulde gut in den Trend ein.

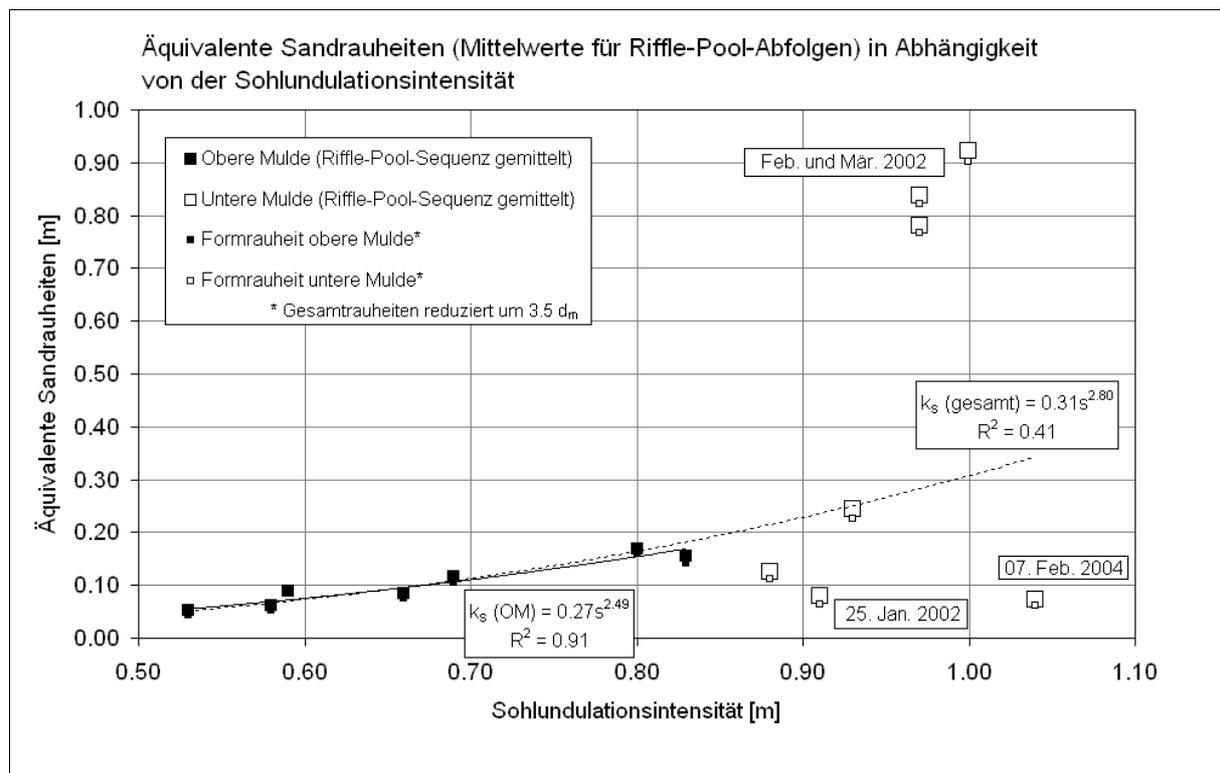


Abb. 5.33: Längsgemittelte äquivalente Sandrauheiten (Gesamt- und Formrauheiten) von Riffle-Pool-Abfolgen in Abhängigkeit von der Sohlundulationsintensität

An der unteren Mulde fallen dagegen drei Ausreißer mit übermäßig hohen und zwei mit unter dem Trend liegenden Rauheitsbeiwerten auf. Die Ausreißer sind Werte bei ablaufendem Hochwasser zwischen 120 und $130 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ sowie im März bei $90 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (vgl. Abb. 5.31).

Eine Erklärung basiert auf dem Einfluss des Greppiner Wehres am Fluss-km 40,300. Bei sehr hohen Abflüssen werden die Schütze des unterschlächtigen Wehres gezogen, wodurch die Wasserspiegelgradienten auf den benachbarten Laufabschnitten mutmaßlich ansteigen. Eine maximale Stauhöhe von $2,60 \text{ m}$ entspricht einer rechnerischen Verminderung des Gefälles um $0,013 \%$ für den gesamten Abschnitt vom Auslauf des Muldestausees bis zum Jeßnitzer Wehr. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass bei Hochwasser, d. h. bei gezogenen Wehrschützen, das Gefälle um bis zu $0,013 \%$ höher ist als bei der Niedrigwasservermessung im Herbst 1996. Das erklärt die auffallend niedrigen Werte im Januar 2002 und am 7. Februar 2004, die bei Annahme höherer Gradienten größer ausfallen würden. Die sehr hohen Werte im Februar 2002 sowie im März 2002 werden mit einsetzenden Rückströmungen erklärt (vgl. Abb. 5.31).

Da es sich um gerechnete Rauheitsbeiwerte handelt, können die Ausreißer nach oben mit der Verwendung zu hoher Gradientenwerte oder zu geringer Fließgeschwindigkeiten interpretiert werden bzw. zu hoher – scheinbarer – Abflüsse für die gegebenen Verhältnisse. Fließgeschwindigkeiten und Abflüsse können als kritische Fehlerquelle ausgeklammert werden. Da die Rauheitsbeiwerte in den Pools auffällig von denen in den Riffles abweichen (Abb. 5.32), sollen die Ausreißer so erklärt werden, dass im Februar und März 2002 bereits Rückströmungen auftraten, und die für die Pools errechneten Werte so stark nach oben abwichen, dass sie sich noch in der Mittelwertbildung mit den Rifflewerten bemerkbar machen.

Vor allem aufgrund des klaren Zusammenhanges an der oberen Mulde wird als erwiesen angesehen, dass Sohlundulationen zur Rauheit in fluvialen Systemen beitragen. In Fließgewässern mit geringen relativen Rauheiten macht die Formrauheit den überwiegenden Teil der Gesamtrauheit aus. Ein eindeutiger positiver Zusammenhang besteht nicht mit dem Abfluss, sondern mit der Sohlundulationsintensität. Bei Hochwasser ist die maximale Rauheit zu Beginn der retrograden Phase ausgebildet, wenn die Sohlundulationen maximal sind. Durch ihre ereignisbezogene Veränderung können sich Sand-Kiesbettgerinne temporär oder permanent an veränderte Gleichgewichtsbedingungen anpassen.

Die äquivalenten Sandrauheiten in Abb. 5.33 betragen, abgesehen von den Ausreißern, zwischen 0,05 und ca. 0,30 m. Das sind etwa 10 % der Sohlundulationsintensität bei Niedrigwasser und bis 30 % am Ende der späten Mobilitätsphase. Bei kleineren Sohlformen, Dünen oder Transportkörpern, liegen die äquivalenten Sandrauheiten ungefähr in der Höhe der entsprechenden Sohlformen. Die Kornrauheiten, die hier als $3,5 \cdot d_m$ angenommen wurden, betragen an der Mulde nur einen kleinen, vernachlässigbaren Teil der Gesamtrauheiten. Wegen geringer relativen Rauheiten sind die rechnerischen Gesamtrauheiten von den Kornrauheiten klar unterscheidbar und können, aufgrund der vernachlässigbaren Kornrauheitsanteile, direkt als Formrauheitsbeiwerte angenommen werden. Die Sohlundulationen machen nach diesen Ergebnissen auf den untersuchten Laufabschnitten der Mulde den weit überwiegenden Teil der Gesamtrauheit aus.

Das Verfahren der Berechnung von Rauheitsbeiwerten eignet sich bestens zur objektiven Bestimmung von Rauheitsbeiwerten, weil Messdaten Eingang in die Rechnung finden. Die Erfahrungen von JULIEN ET AL. (2002) können also voll bestätigt werden. Das Verfahren stößt an seine Grenzen, wenn sich bei niedrigen Abflüssen Rückströmungen einstellen, was in den untersuchten Fällen am ausgeprägtesten in den Pools an der unteren Mulde zu beobachten war. Da diese Abflüsse morphologisch nicht wirksam sind, ist ein Ausschluss offenkundig und aus hydraulischen Gründen unplausibler Werte kein gravierender Mangel. Eine Schlüsselrolle kommt der Bestimmung der Wasserspiegelgradienten zu, die kritische Auswirkungen auf das Ergebnis haben können. Die berechneten Rauheiten können direkt als Formrauheitswerte herangezogen werden.

5.3.7 Das Problem der Gerinnestabilität der unteren Mulde

Eine Eintiefung des Gerinnebetts unterhalb des Muldestausees ist naheliegend und wird intensiv diskutiert. Die verantwortlichen Behörden verfolgen den Zustand des Flusses mit großer Aufmerksamkeit, weil eine Eintiefung an neuralgischen Stellen, wie hohen, steilen Ufern, Brücken oder Deichbauwerken, vorsorgliches Eingreifen erforderlich macht. Auch aus fluvialgeomorphologischer Sicht stellt sich die Frage, ob durch das Feststoffdefizit das Gleichgewicht an der unteren Mulde gestört, wiederhergestellt oder in Wiederherstellung begriffen ist. Es lagen jedoch bisher keine belastbaren Untersuchungen zu den Veränderungen des Gerinnebetts unterhalb des Muldestausees seit seiner Flutung im Jahr 1975 vor. Die systematischen Längs- und Querprofilvermessungen, ihre kombinierte Auswertung

mit geodätischem Datenmaterial sowie auf morphometrischen Parametern basierende hydraulische Abschätzungen machen erstmals eine differenzierte Analyse möglich.

Abb. 5.34 zeigt die Häufigkeitsverteilungen von Wassertiefen (Mittentiefen) auf der Grundlage von Längspeilungen bei Hochwasser. Die Verteilungen an der oberen Mulde sind unimodal. Die Modi bei Werten um 3,80 m repräsentieren mit ihren Umgebungen die vermittelnden Abschnitte zwischen Riffles und Pools. Bei Mittelwerten von 3,85 im Januar 2002 und bei 3,96 im Februar 2004 (Tab. 5.15) sind beide Verteilungen leicht linksschief, was den bereits visuell gewonnenen Eindruck von der Überrepräsentanz unterdurchschnittlicher Wassertiefen bestätigt und durch die größere Länge der Riffle-Abschnitte gegenüber den Pools begründet ist. Ungefähr in den Wendepunkten der Verteilungskurven liegen die Mittelwerte der Riffles bzw. Pools, die Enden der Kurven repräsentieren die höchsten Lagen der Riffles und tiefsten der Pools.

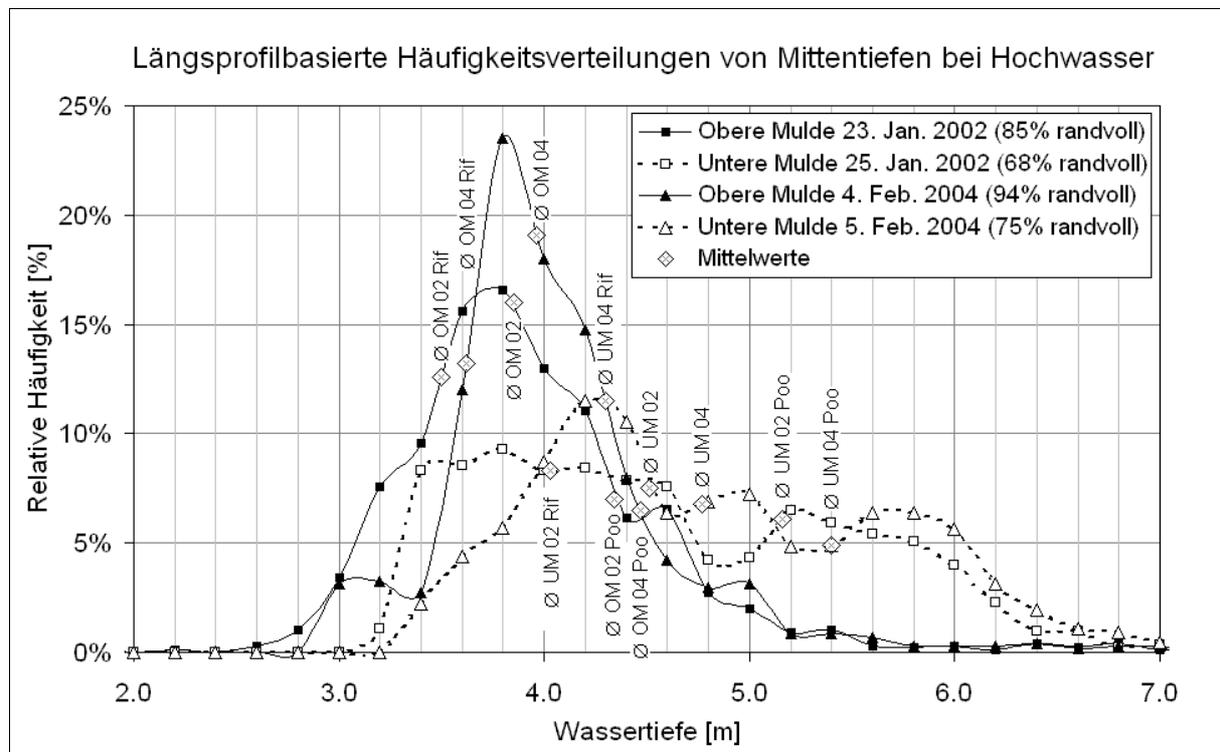


Abb. 5.34: Häufigkeiten von Wassertiefen (Mittentiefe) bei Hochwasser (jeweils h_m , $h_{m,Riffle}$, $h_{m,Pool}$ aus Tab. 5.15 an den betreffenden Verteilungskurven gekennzeichnet)

Tab. 5.15: Vergleich längsprofilgemittelter Wassertiefen an der oberen und unteren Mulde bei Hochwasser im Vergleich (Mittelwerte sind in Abb. 5.34 an den Verteilungskurven gekennzeichnet)

Laufabschnitt	Datum	h_m	Q	Q_{bv}	$h_{m,Riffle}$	$h_{m,Pool}$
		[m]	[m ³ s ⁻¹]	[%]	[m]	[m]
Obere Mulde	23.01.2002	3,85	273	85,3 %	3,50	4,34
Untere Mulde	25.01.2002	4,51	216	67,5 %	4,03	5,16
Obere Mulde	04.02.2004	3,96	300	93,8 %	3,62	4,47
Untere Mulde	05.02.2004	4,77	240	75,0 %	4,30	5,40

Ob die Verschiebung der Verteilungskurven der unteren Mulde zwischen Januar 2002 und Februar 2004 die Tendenz zu einer andauernden Eintiefung wiedergibt, kann beim derzeitigen Kenntnisstand nicht abschließend beurteilt werden. Das Extremhochwasser vom August 2002 fiel in den Zeitraum

zwischen den Sohlvermessungen. Ereignisse bereits geringerer Magnitude führen zu morphologischen Veränderungen des Gerinnebetts, traten aber zwischen den Peilungen nicht auf. Im Februar 2004 wurde überdies bei höheren Abflüssen gepeilt, so dass eine reine Verschiebung der Kurven hin zu größeren Tiefen schon aus diesem Grund plausibel wäre.

Der Vergleich der Verteilungskurven der beiden Laufabschnitte schlüsselt die morphologischen Unterschiede an der unteren Mulde nach Wassertiefen differenziert auf. Die Kurven der oberen Mulde liegen im Tiefspektrum von 3,00 – 5,00 m, die der unteren Mulde bei 3,20 – 6,40 m. Während die Verteilungskurve der unteren Mulde um den primären Modus herum im Januar 2002 abgesehen von seiner Kappung noch verhältnismäßig gut den an der oberen Mulde nachzeichnet, ist der Modus im Februar 2004 noch stärker zu den größeren Wassertiefen hin verschoben. Am auffälligsten ist die starke Präsenz von Wassertiefen zwischen 5,20 und 6,40 m an der unteren Mulde, die an der oberen Mulde fast nicht vertreten sind. Die Pools liegen gemäß $h_{m,Pool}$ in diesem Tiefspektrum. Im Vergleich zur oberen Mulde sind an der unteren Mulde

- die flachsten Abschnitte etwas tiefer,
- die mittleren bis flachen seltener,
- die tiefsten (Pools) deutlich tiefer.

Sind die Verteilungskurven der unteren Mulde an der flachen Seite nur um 0,40 m nach rechts verschoben, handelt es sich auf der tiefen Seite um ca. 1,20 m.

Potentielle morphometrische Indikatoren für eine Eintiefung der unteren Mulde anhand der längsprofilbasierten Häufigkeit von Mittentiefen sind

- die völlige Unterrepräsentanz von sehr flachen Tiefenniveaus zwischen 2,80 und 3,20 m,
- die deutlich geringere Frequenz von geringen Wassertiefen zwischen 3,20 und 4,20 m,
- das Vorkommen sehr großer Wassertiefen zwischen 5,20 und 6,40 m sowie
- möglicherweise eine aktive Weiterentwicklung der Eintiefung durch die Linksverschiebung vor allem des Modalwertes bis zum Februar 2004.

Die ersten verfügbaren Querprofil-Vermessungen stammen aus dem September 1996 bei einem Abfluss (Bad Düben) von $64,2 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Tab. 5.16).

Tab. 5.16: Veränderung ausgewählter Querprofile

	9. Sept. 1996	24. Apr. 2002	Veränderung/ Differenz
Q (Bad Düben) [m^3s^{-1}]	60	56	
Querprofil 38236 (Riffle)	$v_m = 0,61 \text{ ms}^{-1}$	$v_m = 0,62 \text{ ms}^{-1}$	
h_m [m]	1,75	1,61	-0,14
A [m^2]	99	91	-8
Querprofil 38048 (Pool)	$v_m = 0,54 \text{ ms}^{-1}$	$v_m = 0,47 \text{ ms}^{-1}$	
h_m [m]	2,48	2,66	+0,18
h_{Mit} [m]	3,05	3,23	+0,18
A [m^2]	110	120	+10
Wasserspiegellage*	72,85	72,79	-0,06

* Pegelnull Hilfspegel = 68,72 m ü. HN, nicht geodätisch bestimmt

Im April 2002 wurde bei dem vergleichbaren Wasserstand von $56 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ hydrographisch vermessen. Die geodätische Vermessung an der oberen Mulde fand 1997 bei einem so niedrigen Abfluss statt, dass sie mit hydrographischen Methoden nicht reproduziert werden konnte. Der Vergleich umfasst daher nur die Profile von der unteren Mulde.

An Riffle 38236 wird durch keinen der herangezogenen Parameter eine Eintiefung zwischen 1996 und 2002 angedeutet. Der etwas geringere Abfluss zum Zeitpunkt der hydrographischen Vermessung korrespondiert mit entsprechend geringeren Tiefen.

Der visuelle Vergleich des Poolquerschnitts zu verschiedenen Zeitpunkten (Abb. 5.35) ergibt keine Hinweise für eine Eintiefung zwischen 1996 und 2002. Die festgestellten Eintiefungen sind abflussabhängig und reversibel. Das Querprofil vom 9. September 1996 unterscheidet sich allenfalls unwesentlich von den Niedrigwasserprofilen aus dem Jahr 2002.

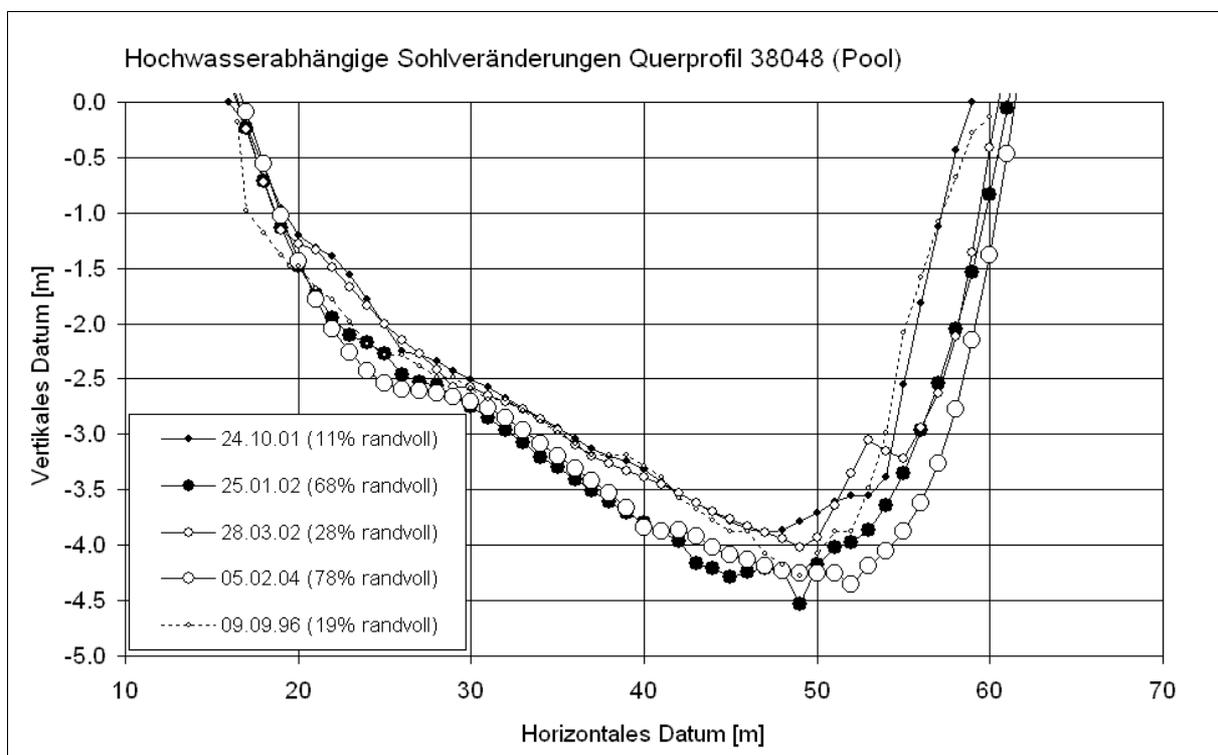


Abb. 5.35: Sohlveränderungen am Querprofil 38048 (untere Mulde)

Auf der Grundlage morphometrischer Parameter wird für den Pool 38048 bei etwas geringerem Abfluss eine größere mittlere Tiefe, eine größere Mittentiefe, ein größerer Fließquerschnitt und eine geringere Fließgeschwindigkeit festgestellt. Die Wasserspiegellage liegt wenige Zentimeter unter der der geodätischen Vermessung im Jahr 1996, was jedoch wenigstens partiell am geringeren Abfluss zum Zeitpunkt der Vermessung im Jahr 2002 liegen kann.

Die Vergrößerungen der Pool-Tiefen liegt bei knapp 18 cm in sechs Jahren, woraus sich eine Eintiefungsrate von 3 cm/a ergibt. Diese Rate wird nur für den Pool festgestellt und ist geringer als die Rate von 5 cm/a bzw. 1,35 m, die sich aus der Differenz der längsgemittelten Wassertiefen von oberer und unterer Mulde bei Niedrigwasser im Oktober 2001 ergibt (Tab. 8.4 im Anhang). Aufgrund der hochwassergebundenen Formungsdynamik darf angenommen werden, dass die Eintiefung degressiv, also schwächer werdend verlief bzw. verläuft. Da die Vermessung im April 2002 am Ende der Hochwassersaison stattfand, die Vermessung im September 1996 jedoch am Ende der Niedrigwassersaison lag,

könnte das Sohlrelief im April 2002 noch vom winterlichen Hochwasser beeinflusst, also stärker akzentuiert sein.

Zusammenfassend beurteilt führt die längs- und querprofilbasierte Bestandsaufnahme zu unterschiedlich aussagekräftigen, auf jeden Fall aber zu differenzierteren Aussagen als der einer generellen Eintiefung des Gerinnebetts der unteren Mulde. Danach muss eine räumlich differenzierte Eintiefung mit verstärkter Aktivität auf den Pool-Abschnitten erwogen werden, die heute noch, wenn auch abgeschwächt, wirksam ist.

Gegen eine Einschneidungsdynamik spricht, dass die Ufer unterstrom des Muldestausees stabiler sind als an der oberen Mulde (vgl. Kap. 4.6). Es sind signifikant weniger Uferabschnitte von Rutschungen betroffen als an der oberen Mulde. Gemäß dem Modell von SIMON (1989) müsste sich eine Eintiefung nach annähernd 30 Jahren durch verstärkte Uferaktivität am betroffenen Laufabschnitt bemerkbar machen. Die Uferstabilität kann gemäß Hey & THORNE (1987), THORNE (1997) sowie THORNE & TOVEY (1981) grundsätzlich durch dichtere Vegetationsbedeckung bei sonst vergleichbaren Bedingungen erhöht sein. Allerdings treffen ihre Prognosemodelle auf keinen der Laufabschnitte in zufriedenstellendem Maße zu.

Hinweise auf eine Pflasterung der Sohle der unteren Mulde fehlen nicht nur, sondern das Sohlmaterial unterstrom ist in allen Aspekten feiner. Bei einem Transportkompetenzüberschuss an der unteren Mulde wäre eine Sohlpflasterung zumindest wahrscheinlich. So steht den nicht ganz eindeutigen, für eine Eintiefung sprechenden Befunden eine Reihe widersprechender Beobachtungen entgegen. Danach ist es zumindest zweifelhaft, dass eine Einschneidung nach 1975 entweder nichtlinear oder überhaupt erfolgte. Zwangsläufig erhebt sich die Frage, wie dann die Befunde der Vermessungen mit offensichtlich größeren Wassertiefen an der unteren Mulde zu erklären sind.

Um letztlich Aufschluss zu bekommen, der auch strömungsmechanisch begründet ist, müssen die morphometrischen Betrachtungen um hydraulische Überlegungen ergänzt werden. Bei den Vermessungs- und Probennahmekampagnen wurde festgestellt, dass der Ausuferungsabfluss am oberen und am unteren Laufabschnitt gleich ist. Wäre das Gerinne unterstrom des Muldestausees in den Untergrund eingeschnitten, dann wären auch die Gerinnequerschnittflächen bis zur Uferkante größer, und das Gerinne müsste vor der Ausuferung höhere Abflüsse aufnehmen können. Das ist jedoch augenscheinlich nicht der Fall.

Da das Gefälle und folgerichtig auch die vergleichbaren Fließgeschwindigkeiten an der unteren Mulde erheblich geringer sind als an der oberen, müssen aufgrund der Kontinuitätsbedingung die Fließquerschnitte unterstrom größer sein. Geometrisch kommt das in größeren Tiefen zum Ausdruck. Eine Auswertung der Stauhöhen der auf dem Lauf zwischen Muldestausee und Dessau liegenden Wehre, die zumeist lange vor 1975 entstanden, zeigt, dass alleine durch das Jeßnitzer Wehr (Fluss-km 33,000) mit einer Reduktion des oberstromigen Gefälles um 0,025 % gerechnet werden muss, was einer Halbierung gegenüber dem Zustand vor dem Bau des Wehres entspricht.

Eine rechnerische Abschätzung, die auf der Kontinuitätsbedingung und der Darcy-Weisbach-Fließformel beruht, stellt ein hydraulisch begründetes Verhältnis zwischen den Neigungen, morphometrischen Werten und den daraus abgeleiteten Rauheiten her:

$$\frac{I_{UM}}{I_{OM}} \frac{b_{UM}^2 \cdot h_{m,UM}^2 \cdot r_{hy,UM} \cdot \lambda_{UM}}{b_{OM}^2 \cdot h_{m,OM}^2 \cdot r_{hy,OM} \cdot \lambda_{OM}} \approx \frac{b_{UM}^2 \cdot h_{m,UM}^2 \cdot r_{hy,UM}}{b_{OM}^2 \cdot h_{m,OM}^2 \cdot r_{hy,OM}} \approx 0,62 \quad \text{Gl. 44}$$

$$I_{OM} = 0,029 \%, I_{UM} = 0,018 \% \text{ (Durchschnittswerte bei geodätischer Niedrigwasservermessung) und} \\ \lambda_{OM} = \lambda_{UM}$$

Der Gleichgewichtsgrenzwert von 0,62 entspricht dem Quotienten der Wasserspiegelneigungen unterstrom und oberstrom unter Annahme annähernd gleicher Rauheiten. Er kennzeichnet hydraulisches Gleichgewicht bei unterschiedlichen gegebenen Geometrien und ist das Gleichgewichtskriterium für die beiden Laufabschnitte unter der Voraussetzung, dass die Verhältnisse an der oberen Mulde als Referenz für den Gleichgewichtszustand gelten können.

Von der Vereinfachung, dass die jeweiligen Rauheitsbeiwerte auf beiden Laufabschnitten gleichgesetzt werden, kann abgewichen werden, indem unterschiedliche mittlere Rauheitsbeiwerte eingesetzt werden. In diesem zweiten Szenario beträgt der Gleichgewichtsgrenzwert 0,51. Der Vergleich zwischen Riffle- und Pool-Querschnitten ist in Tab. 5.17 aufgelistet. Niedrigere Quotienten als die Soll-Werte implizieren, dass das Gerinne unterstrom rechnerisch tendenziell instabil ist.

Beim ersten Szenario weisen die festgestellten Werte mehr oder weniger große Abweichungen vom Soll-Wert 0,62 auf, in den Pools stärker als in den Riffles. Das passt zu den morphometrischen Befunden, nach denen eine Eintiefung vor allem in den Pools erfolgte und/oder erfolgt. Nach diesen Befunden wäre der Gleichgewichtszustand an der unteren Mulde generell noch nicht erreicht.

Werden für die untere Mulde größere Rauheiten zugelassen, schwanken die Riffle-Werte in Tab. 5.17 um den Gleichgewichtsgrenzwert. In diesem Szenario sind die Riffles als stabil, die Pools als instabil einzuschätzen. Bemerkenswert ist nun, dass bei einer instabilitätsbedingten Tieferlegung der Pools die Sohlundulationsintensität, damit die Formrauheit steigt und sich das System einem stabilen Gleichgewichtszustand nähert, also selbststabilisierend oder negativ rückgekoppelt verhält. Es kann gefolgert werden, dass die Erhöhung der Sohlundulationsintensität durch die Riffle-Pool-Dynamik an der unteren Mulde eine morphologische Anpassung des fluvialen Systems an die Störung des Gleichgewichtszustandes durch das Feststoffdefizit auf diesem Laufabschnitt ist. Die Anpassung ist fortgeschritten und wird sich mit großer Wahrscheinlichkeit künftig auf Pool-Abschnitte beschränken.

Tab. 5.17: Stabilitätsquotienten aus Form-Parametern der Gerinnequerschnitte (nach Gl. 44)

Szenario 1: Gleichgewichtsgrenzwert = 0,62 Annahme gleicher mittlerer Rauheitsbeiwerte $\lambda_{OM} = \lambda_{UM}$			
Szenario 2: Gleichgewichtsgrenzwert = 0,51 Annahme größerer Rauheit untere Mulde mit $\lambda_{OM} = 0,045$ und $\lambda_{UM} = 0,055$			
Festgestellte Stabilitätsquotienten (UM/OM)	6. Feb. 02	13. Feb. 02	28. Mrz. 02
Riffle	0,51	0,55	0,43
Pool	0,36	0,40	0,44

Die größeren Wassertiefen an der unteren Mulde können zum Teil mit dem geringeren Gefälle, daraus resultierenden geringeren Fließgeschwindigkeiten und größeren durchflossenen Querschnitten erklärt werden. Sie sind nur partiell Folge einer Tendenz der Einschneidung des Gerinnes. Es hat sich deutlich gezeigt, dass allein auf morphometrischen Kriterien beruhende Überlegungen ohne Einbeziehung von gerinnehydraulischen Eigenschaften fehlgehen (vgl. Abb. 5.21, S. 114).

Die Eintiefung der Pools verläuft degressiv, die kurzfristigen Raten der aktuell auftretenden Veränderungen liegen unter der Fehlermarge des hydrographischen Vermessungssystems. Eine degressive Entwicklung ist voll konsistent mit dem impulshaften hochwassergebundenen Sohlakzentuierungsgeschehen. Wenige Hochwässer nach der Flutung des Muldestausees können die markanten, irreversiblen Sohlveränderungen verursacht haben, weil die retrograden Phasen mangels Feststoff nicht

mehr in dem Maße zu einer Dämpfung der hochwasserverursachten Sohlundulationen führten wie an der oberen Mulde. Das Niedrigwasser-Gerinnebett der unteren Mulde stellt demnach ein konserviertes Hochwasserbett dar.

Die Entwicklung setzt sich nach dem derzeitigen Stand der Untersuchungen, wenn auch verlangsamt, fort. Generell höhere Fließquerschnittsflächen bzw. Wassertiefen gehen zum Teil auf Kontinuitätsphänomene zurück und stellen nicht zwangsläufig eine Einschneidung des Gerinnes dar. Eine selektive Eintiefung der Pool-Querschnitte kann aufgrund der morphometrischen Befunde und der hydraulischen Überlegungen als erwiesen gelten.

6 ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Im Laufe der Geländeerhebungen, Probennahmen und Auswertungen wurden zusätzlich zu den Hauptergebnissen methodische Erfahrungen gemacht und Erkenntnisse gewonnen, die inhaltliche Tragweite haben und daher Erwähnung finden sollen. Verschiedene benachbarte Themenfelder wurden notwendigerweise angerissen, bei dem weitem Spektrum der vorliegenden Arbeit aber zwangsläufig nur in dem für die Fragestellungen relevanten Ausmaß vertieft.

Wasserspiegellagenvermessungen mit ausreichender Genauigkeit haben sich als aussagekräftig erwiesen, um Hinweise auf Sohlundulationen, natürliche Sondereinflüsse und anthropogene Störungen zu geben. Die vertikale Fehlertoleranz für Wasserspiegelvermessungen ist an Flachlandflüssen wie der Mulde sehr gering und beträgt wenige Millimeter bzw. höchstens 1 % der Vertikaldistanz pro Kilometer Horizontalabstand. Als horizontaler Abstand von Vermessungsprofilaufnahmen entlang des Laufes haben sich an der Mulde 100 m, also ungefähr das Doppelte der Gerinnebreite b , als geeignet erwiesen, für sohlformorientierte Fragestellungen ist ein Abstand von ca. einer Gerinnebreite ratsam.

Generell ist es für die Auswertbarkeit der Daten vorteilhaft, wenn die Vermessungen, wie auch die Erhebung anderer Systemparameter, bei vergleichbaren oder besser noch gleichen Wasserständen vorliegen (Systemkonsistenz). Dem größeren Aufwand bei der Geländeaufnahme steht eine einfachere Auswertung gegenüber, die überdies belastbarere Ergebnisse liefert. Die Repräsentativität sedimentologischer und morphometrischer Bestandsaufnahmen ist nur gewährleistet, wenn bei Vermessungen und Probennahmen die Querschnittsdifferenzierung sowie der Abflusszustand beachtet werden. Die Variabilität von Parametern kann querschnittsspezifisch bereits auf kleinen räumlichen Distanzen erheblich sein und gravierenden Fehlinterpretationen Vorschub leisten.

Mit der Entwicklung einer Datenbank für Querprofildaten wurde ein effizientes Instrument zur Verwaltung, Visualisierung und Auswertung serienhafter Gerinnegeometriedaten geschaffen, zunächst für die aus geodätischen Querprofil-Vermessungen stammenden Daten, später auch für die aus der eigenen hydrographischen Vermessung. Die Datenbank ermöglichte unter anderem

- die Visualisierung der Querschnittsgeometrie,
- die Berechnung morphometrischer und hydraulischer Parameter (h_{mv} , h_{max} , h_{Mit} , r_{hy} , b , A , v_{mv} Rauheitsbeiwerte) auf der Grundlage von geodätischen und hydrographischen Vermessungsdaten,
- die Simulation der Ausprägung morphometrischer und hydraulischer Parameter bei beliebigen Wasserständen bzw. Abflüssen,
- die längsschnittbezogene Auswertung querprofilbasierter Parameter, auch unter simulierten Bedingungen und
- die Generierung homogener Datensätze für weiterführende statische Analysen.

Zur Strukturierung der Parameter- und Formenvielfalt sowie zur Detektion von Abhängigkeiten wurden Formvariablen des Querschnitts, des Laufmusters und hydraulische Variablen statistischen Analysen u. a. im Sinne von HEY (1978) unterzogen. Sie haben sich als geeignete Methoden erwiesen, um

- Zusammenhänge zwischen Parametern unterschiedlicher Kategorien zu erkennen,
- Vergesellschaftungen und Inkompatibilitäten von Merkmalsausprägungen aufzuzeigen,
- die Komplexität der Parametervielfalt zu straffen und zu strukturieren,
- die Formenvielfalt zu strukturieren,
- Sonderfälle hervorzuheben und

- den Rahmen für deskriptive sowie prozessual und genetisch ausgerichtete Untersuchungen zu liefern.

Unter anderem wurde deutlich, dass es an der unteren Mulde eine deutliche Dominanz von symmetrischen Gerinnebettquerschnitten gegenüber den asymmetrischen gibt. Der Befund wird auf das Geschiebedefizit auf dem unteren Laufabschnitt zurückgeführt.

Mit Hilfe einer Clusteranalyse wurden die Gerinnebettquerschnitte erfolgreich klassifiziert. Es konnte gezeigt werden, dass es sich bei Riffles und Pools nicht um Sohlformen handelt, die einem unabhängigen Gerinnebett aufgesetzt sind, sondern vielmehr um Grundtypen von Gerinnebettquerschnitten, bei denen die Formmerkmale Tiefe und Breite gegenläufig miteinander assoziiert sind. Große Tiefen sind regelhaft mit geringen Breiten (Pools), geringe Tiefen mit großen Breiten (Riffles) vergesellschaftet. Große Tiefen und große Breiten schließen sich gesetzmäßig aus ebenso wie geringe Tiefen und geringe Breiten. Bei Niedrigwasser finden sich in der Regel die größeren Fließquerschnittsflächen in den Pools, bei Hochwasser über den Riffles. Die vorliegende Arbeit liefert damit die empirische Bestätigung der von RICHARDS (1976b) und KELLER & FLORSHEIM (1993) geäußerten Vermutungen.

Die Kenntnis der granulometrischen Beschaffenheit des Sohlmaterials in Abhängigkeit von Laufabschnitt, Sohlform und Abflusszustand erwies sich als elementarer Bestandteil hydraulisch orientierter Auswertungen. Das Korngrößenspektrum des Sohlmaterials reicht allgemein von Grobsand bis Feinkies, häufig auch bis Mittelkies. Auf den Riffles wurde bei Hochwasser in aller Regel auch die Spannweite von Mittelsand bis Grobkies angetroffen, wobei diese Gemische nicht selten bimodal waren.

Der Vergleich von Korngrößenspektren der beiden Laufabschnitte zeigte geringe Unterschiede mit einer leichten Tendenz zu feineren Gemischen an der unteren Mulde als an der oberen. Die markanten Unterschiede bestehen zwischen Riffle- und Pool-Sohlmaterial. Das Material auf den Riffles mit teils großen Anteilen Grobkies ist deutlich gröber, während nennenswerte Anteile dieser Fraktion in den Pools die Ausnahme darstellen.

Die Abhängigkeit der Zusammensetzung des Sohlmaterials vom Abflusszustand zeigte klare Muster. Die Verteilungen in den Pools sind stets schmaler, Mittelsand und Grobkies kommen in keinem Abflusszustand in nennenswerten Anteilen vor. In den Pools verschieben sich die Maxima der Kornverteilungskurven bei bordvollen Hochwässern mit Verzögerung gegenüber den Scheiteldurchgängen (späte Mobilitätsphase) zunächst ins Größere, während der retrograden Phase wieder ins Feinere. Die Entwicklung auf den Riffles ist quasi komplementär zu der in den Pools. Auf den Riffles treten die gröberen Fraktionen während der späten Mobilitätsphase zurück, bleiben jedoch präsent und feinere treten hervor, häufig verbunden mit der Ausbildung einer markanten Bimodalität mit Modi in der Sand- sowie der Mittel- oder Grobkiesfraktion. Das Feinmaterial ist in der Ruhephase auf den Riffles nicht mehr in nennenswerten Anteilen feststellbar, jedoch in deren Lee.

Die hydrographische Vermessung entfiel in hochwasserbegleitende Quer- und Längsprofilvermessungen. Während aus Querprofilvermessungen grundlegende morphometrische Parameter (b , h) ermittelt wurden, dienten die Längsprofilvermessungen der Bestimmung von Regimeparametern über einen längeren, mehrere Sohlformabfolgen umfassenden Laufabschnitt hinweg (3,5 an der oberen bzw. 3,8 km Länge an der unteren Mulde), namentlich der längsgemittelten Tiefe und der Sohlundulationsintensität sowie ihrer hochwasserassoziierten Veränderungen. Hochwasserassoziierte Sohlveränderungen wurden in den Längsprofilen besser deutlich als in den Querprofilen, zumal damit auch eine größere Anzahl von Sohlformabfolgen erfasst wird.

Die gemittelte Wassertiefe entlang von mittigen Längsprofilen erwies sich als zuverlässiges Maß zur Korrelation von Wasserständen an Bezugspegeln oder mit Abflüssen. Dieser Sachverhalt ist metho-

disch von einiger Bedeutung, weil seine Kenntnis die Installation von Bezugspegeln überflüssig macht, die mit Problemen behaftet sein kann (Vandalismus, gesetzliche Restriktionen z. B. in Naturschutzgebieten, Zerstörung durch Hochwässer).

Die Auswertung der hydrographischen Längsprofile bestätigte die hochwasserbegleitende Sohlundulationsakzentuierung. Sie wurde durch die detaillierte Erhebung morphometrischer Parameter der Sohlformen ergänzt. Die kombinierte Auswertung zeichnet ein einheitliches Bild. Die Riffles sind länger als die Pools und weniger hoch als die Pools tief sind. Die Pools werden vor allem während der späten Mobilitätsphase eingetieft und bedingt dadurch auch etwas länger. Bei der anschließenden retrograden Phase entwickelt sich diese Veränderung wieder zurück. Die Lage der Sohlformen bleibt während der beobachteten Hochwasser-Zyklen und dazwischen konstant und an Laufmusterformen gebunden.

Die längsprofilbezogene Standardabweichung von Wassertiefen (Mittentiefen) entlang der hydrographischen Längsprofile ausreichender Länge stellt die Streuung der Wassertiefen um den Mittelwert, die mittlere Wassertiefe h_m , dar und erwies sich als ausgesprochen aussagekräftig. Sie ist ein Maß für die Stärke der Sohlamplituden und wird daher als Sohlundulationsintensität bezeichnet. Ihre hochwasserbegleitenden Veränderungen erlauben weitreichende Interpretationen:

- Die hochwassergebundene Zunahme der Sohlamplituden vor allem während der späten Mobilitätsphase signalisiert die Phase der Sohlformakzentuierung, also der Eintiefung der Pools und der Aufhöhung der Riffles, die ohne durchgängigen, also auch entlang gegenläufig geneigter Sohlabschnitte verlaufenden, Materialtransport nicht möglich wäre. Abnehmende Sohlundulationsintensitäten kennzeichnen das Ende des durchgängigen Sohltransports und den Beginn des entkoppelten Transports, der nur noch auf den gleichsinnig geneigten Sohlabschnitten (Riffle-Pool) stattfindet. Dadurch werden die Sohlagendifferenzen zwischen Riffles und Pools vermindert. Der Abflussgrenzwert zwischen beiden Systemzuständen konnte an beiden Laufabschnitten recht eindeutig mit $Q \approx 130 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ oder ca. 40 % des bordvollen Abflusses festgelegt werden. Der Wert wird als kritischer Abfluss für den Bewegungsbeginn der Sohle auf beiden untersuchten Laufabschnitten angesehen.
- Die Sohlundulationsintensität ist ein, allerdings relativer, Indikator für das Gleichgewicht zwischen dem Angebot an der Sohle transportierten Feinmaterials und dem Transportvermögen eines Gewässers. Temporäre Schwankungen zwischen ähnlichen Abflusszuständen an einem Laufabschnitt zeigen Zusammenhänge mit Feinmaterialschüben in das Gerinne und deren Entfernung durch Hochwässer. Hohe Sohlundulationsintensitäten kennzeichnen Transportkompetenzüberschuss, niedrige Materialüberschuss. Der Indikator ist relativ dahingehend, dass sich bei anderen fluvialen Geometrien andere Werte ausbilden werden. Eine grundsätzliche Übertragbarkeit des Konzepts erscheint nach den vorliegenden Befunden und ihrer Interpretation erfolversprechend.
- Die Sohlundulationsintensität hat sich als geeignetes Maß zur Operationalisierung der Formrauheit eines Gerinnes durch Sohlundulationen erwiesen.

Die Verwendung morphometrischer Größen aus den hydrographischen Vermessungen zur indirekten Bestimmung von hydraulischen Größen hat sich bestens bewährt. Die Kenntnis der Fließquerschnittsgeometrie und des zum Zeitpunkt der Vermessung herrschenden Abflusses kann zur Bestimmung der mittleren Fließgeschwindigkeit und der Geschwindigkeitshöhe, bei zusätzlicher Kenntnis des Wasserspiegelgradienten zur Bestimmung des Energieliniengefälles, der mittleren Schubspannung oder von Rauheitsbeiwerten dienen.

Die methodischen Schwierigkeiten bei der Einmessung der Wasserspiegellagen, möglichst bei Hochwässern, sind an einem so großen Flachlandgewässer wie der Mulde und im Licht der Anforderung an die erforderliche Präzision (maximal 2-3 mm vertikale Unschärfe pro 100 m Horizontaldistanz) groß, aber grundsätzlich überwindbar. Präzise bestimmten Wasserspiegellagen kommt eine Schlüsselrolle bei der Berechnung von hydraulischen Parametern zu. Ihre Kenntnis bietet ein noch nicht ausgeschöpftes Potential zur Bestimmung der sohlmorphodynamischen Prozesse.

Die mit der angewandten Vorgehensweise gewonnenen Befunde zur Rauheitsdynamik zeigen einen positiven Zusammenhang zwischen Sohlundulationsintensität und Formrauheit. Die in äquivalente Sandrauheiten umgewandelten Darcy-Weisbach-Rauheitsbeiwerte ergaben je nach Sohlundulationsintensität Werte im Bereich von 10 bis 30 cm und liegen ungefähr eine Größenordnung über den angenommenen Kornrauheiten von $3,5 \cdot d_m$. Als Formel zur Berechnung der äquivalenten Sandrauheit wird für die obere Mulde vorgeschlagen:

$$k_s = 0,27 \cdot s^{2,5} \text{ [m]} \quad \text{Gl. 45}$$

sowie für beide Laufabschnitte:

$$k_s = 0,31 \cdot s^{2,8} \text{ [m]} \quad \text{Gl. 46}$$

mit s = Sohlundulationsintensität [m]

Andere Konzepte, zumeist abgeleitet aus Untersuchungen an kleineren Sohlformen oder basierend auf herkömmlichen Kornrauheitsbestimmungen, erwiesen sich als auf Makrosohlformen nicht übertragbar.

Der Proportionalitätsfaktor zwischen äquivalenten Sandrauheiten und Sohlundulationsintensitäten ist bei Sohlundulationen deutlich kleiner als beispielsweise bei Dünen und Transportkörpern. Er lag zwischen 10 bis 30 % der Sohlundulationsintensität. An der unteren Mulde ist die Formrauheit durch eine stärkere Sohlakzentuierung größer als an der oberen.

Die Frage nach der Gerinnestabilität der unteren Mulde erbrachte einige Befunde, die gegen eine derzeit aktive, generelle Eintiefung des Gerinnes sprechen :

- Vergleiche geodätischer Vermessungen aus dem Jahr 1996 mit hydrographischen aus dem Jahr 2002 ergaben keine signifikante Evidenz für eine generelle Einschneidung in diesem Zeitraum.
- Die Gerinnebreiten können als unverändert angesehen werden, und die Stabilität der Ufer ist statistisch auf dem unteren Laufabschnitt sogar größer als auf dem oberen.
- Es gibt keine Anzeichen für eine Sohlpflasterung auf dem unteren Laufabschnitt.
- Das durch Wehre reduzierte Längsgefälle am unteren Laufabschnitt kompensiert die mögliche Wirkung des Geschiebedefizits wenigstens partiell. Die aus geringeren Gradienten resultierenden größeren durchflossenen Querschnitte bringen größere Wassertiefen mit sich, die unter den gegebenen hydraulischen Rahmenbedingungen jedoch kein zuverlässiger Indikator für eine Einschneidung sind.
- Die größere Formrauheit trägt zur Kompensation des Geschiebetransportüberschusses bei.

Die differenzierte Auswertung vor allem von Wassertiefenspektren weist jedoch auf eine bisherige und derzeit aktive Eintiefung der Poolquerschnitte hin. Das Spektrum von längsprofilbasierten Wassertiefen ist an der unteren Mulde gegenüber der oberen Mulde deutlich im tiefen Bereich erweitert. Hydraulisch orientierte Bestandsaufnahmen, die Energieliniengradienten, Rauheiten und die Gerinnegeometrie einbezogen, ergaben deutliche Hinweise auf eine Stabilität der Riffleabschnitte und eine instabile Situation entlang der Poolabschnitte der unteren Mulde. Die Pools der unteren Mulde durch-

laufen heute den vollständigen morphodynamischen Hochwasserzyklus, allerdings mit deutlich geringeren Ausschlägen als die Pools oberstrom. Das Gerinnebett der unteren Mulde hat bei Niedrigwasser eine stärkere Sohlundulationsintensität als die Hochwassersohle der oberen Mulde. Die heute vorgefundene Sohle der Pools konnte nach der Flutung des Muldestausees durch die Sohlakzentuierung bei wenigen Hochwässern und der anschließend ausbleibenden Aufhöhung bei den retrograden Phasen entstehen. Die Riffle-Abschnitte gelten gemäß der vorliegenden Ergebnisse als nicht betroffen.

Eine Geschwindigkeitsumkehr mittlerer Fließgeschwindigkeiten bzw. eine Fließquerschnittsumkehr gemäß KELLER (1971a) wurde an der oberen Mulde wiederholt, an der unteren Mulde nicht festgestellt. Da die Sohlmorphodynamik jedoch an beiden Laufabschnitten bei einem Abfluss von $Q \approx 130 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ einsetzt, der übrigens zufällig mit dem Umkehrabfluss an der oberen Mulde zusammenfällt, wird eine Umkehr mittlerer Fließgeschwindigkeiten als Ursache für die Sohlundulationsdynamik ausgeschlossen. Die beobachtete Geschwindigkeitsumkehr an der oberen Mulde ist Ausdruck einer stark ausgeprägten Fließquerschnittsdisparität, wie sie nicht zwangsläufig in allen Riffle-Pool-Abfolgen auf dem oberen Laufabschnitt auftritt. Auch eine Schubspannungsumkehr (LISLE 1979) war weder an der oberen noch an der unteren Mulde nachweisbar.

Die Berechnung dimensionsloser Schubspannungen nach Shields lieferte die Erklärung für eine konsistente und umfassende Erklärung der beobachteten Morpho- und Materialdynamik. In den Pools nehmen die Shields-Parameterwerte mit steigenden Abflüssen ab, obwohl die Sohlschubspannungen zunehmen, während über den Riffles die Werte mit den Abflüssen zunehmen. Das lässt sich damit begründen, dass im Hochwasserverlauf der verwendete kennzeichnende Korndurchmesser d_m (MEYER-PETER & MÜLLER 1949) in den Pools anwächst, auf den Riffles jedoch nahezu konstant bleibt. Die Materialmobilisierung in den Pools kommt bei größer werdenden Abflüssen maßgeblich deshalb zum Erliegen, weil sich gröberes Material residual anreichert, je weiter die Eintiefung fortschreitet. Auf den Riffles ist dagegen Aufhöhung und Anreicherung von Feinmaterial festzustellen. Die über dem kritischen Grenzwert liegenden dimensionslosen Schubspannungen werden damit erklärt, dass sich das Feinmaterial (Mittelsand) als Geschiebe über die Riffles bewegt. Da es in Hochwasser-Sohlproben der Pools nicht oder stark vermindert auftritt, muss es hier in Suspension transportiert werden. Rechnerische Abschätzungen der Grenzkorngröße zwischen Geschiebe und Schweb bestätigen die Plausibilität der Annahmen.

Selektiver Transport und die Veränderung der Zusammensetzung des Sohlmaterials bestimmen maßgeblich die Materialumverlagerung an der Sohle und auf diesem Wege die Morphodynamik. Ein Vier-Phasenmodell wird vorgeschlagen, das an den beobachteten einfachen Hochwasserereignissen mit maximal bordvollen Abflüssen entwickelt wurde und das bisherige Verständnis der Riffle-Pool-Erhaltung erheblich erweitert.

1. Frühe Mobilitätsphase: Hochwasser vor und kurz nach Scheiteldurchgang. Bei durchgängig mobiler Sohle wird das Sohlrelief akzentuiert, feines Material wird selektiv aus den Pools und den Lee-Fahnen der Riffles mobilisiert, als Geschiebe über die Pools und in Suspension durch die Pools transportiert. Dabei muss potentiell auch Geschiebe von den Pools gegen das Sohlgefälle auf die Riffles transportiert werden, weswegen der Sohltransport als durchgängig bezeichnet wird. Die Sohlakzentuierung beginnt mit einer gewissen Verzögerung nach den Scheitelabflüssen und erreicht ihr Maximum in dieser Phase noch nicht.

2. Späte Mobilitätsphase: Bis zum kritischen Abfluss ($40 \% Q_{bv}$) zurückgehendes Hochwasser. Die Transportverhältnisse unterscheiden sich nicht von denen der frühen Mobilitätsphase, die Dauer der Phase ist in der Regel länger. Die Shields-Parameterwerte auf den Riffles steigen an, in aller Regel begleitet von einer „Bimodalisierung“ des Sohlmaterials, und die Shields-Werte in den Pools sinken

durch residuale Anreicherung gröberer Materials. Die Mobilisierung von Material aus den Pools wird schwächer oder kommt trotz hoher absoluter Schubspannungen zum Erliegen. Die Entwicklung erreicht ihren Höhepunkt erst kurz vor dem kritischen Abfluss, an der Mulde 40 % Q_{bv} . Die Sohlakzentuierung wird während der Phase maximiert.

3. Retrograde Phase: Weiter zurückgehendes Hochwasser unterhalb des kritischen Abflusses. Bei Abflüssen, die unter den kritischen Abfluss von 40 % Q_{bv} fallen, entwickelt sich die Sohlformakzentuierung rückläufig, die Sohlundulationsintensitäten gehen zurück. Feinmaterial, das die Riffles aufgehört hat, wird nun als Geschiebe in die Lee-Fahnen der Riffles und in die Pools transportiert. Aus den Pools auf die Riffles, also entgegen dem Sohlgefälle, findet kein Transport mehr statt (entkoppelte Mobilität). Das Senkenrelief der Pools trägt wesentlich zur Immobilisierung des Materials bei und überkompensiert die über den kritischen Wert steigenden Shields-Parameterwerte. Auf den Riffles sinken sie auch durch die residuale Anreicherung groben Materials. Ist das Feinmaterial von den Riffles entfernt, kommt die Umverteilung und damit der Rückgang der Sohlformakzentuierung zum Erliegen.

4. Ruhephase: Die Sohle ist stabil, es findet weder Materialtransport noch Formung statt. Auf den Riffles herrscht grobes Material vor, in den Pools feines. Es stellen sich bis zur nächsten Überschreitung des kritischen Abflusses quasi unveränderliche Verhältnisse ein. Das gegenläufige Sohlgefälle der Pools unterbindet in der vorangegangenen und dieser Phase trotz ausreichend hoher Schubspannungen die Mobilisierung des Materials.

Das vorgestellte Vier-Phasenmodell integriert morphodynamische, sedimentdynamische und hydraulische Aspekte. Es ist eine Erweiterung und Weiterentwicklung bisheriger Erklärungsansätze, in sich konsistent und robust gegenüber veränderten Rahmenbedingungen, vor allem temporär oder permanent variierender Materialverfügbarkeit, in sich widerspruchsfrei und ohne Erklärungsdefizite. Eine grundsätzliche Übertragbarkeit auf andere große Sand-Kiesbettgerinne wird erwartet.

Die Lagestabilität und die unübersehbare Vergesellschaftung von Riffle- und Pool-Querschnitten mit Laufmusterformen auch an der Mulde legen die Vermutung nahe, dass die undulierende Sohltopographie eine Folge der durch das Laufmuster hervorgerufenen Strömungsverhältnisse ist. Durch die hochwasserbegleitende Umverteilung des zur Disposition stehenden Sohlmaterials variiert das Sohlundulationsregime innerhalb unterschiedlicher Bandbreiten. Stärkere Sohlamplituden verursachen größere Formrauheit (k_s bis 30 cm) und stellen temporäre oder permanente Anpassungen des fluvialen Systems an nicht im Gleichgewicht befindliche Bilanzen von Transportkompetenz und Materialverfügbarkeit dar.

Mit der Arbeit können vorgelegt werden:

- Erfahrungen, Hinweise und Empfehlungen zur fluvialgeomorphologischen hydrographischen Vermessung großer Fließgewässer,
- eine hydraulisch orientierte, fluvialgeomorphologische Auswertung von morphometrischen und hydraulischen Gerinnewerten,
- eine Pilotstudie zur Sohlmorphologie und -dynamik von Riffle-Pool-Gerinnen,
- eine Fallstudie über den bisher kaum untersuchten Typus von Sand-Kiesbett-Gerinnen mit geringen relativen Rauheiten,
- ein Erklärungsmodell der Erhaltung der Riffle-Pool-Sohltopographie sowie der damit verbundenen Transportvorgänge mit dem Anspruch auf Übertragbarkeit auf andere große Sand-Kiesbettgerinne,

- eine Fallstudie zur Veränderung von Gerinnemorphologie und -dynamik eines fluvialen Systems durch Feststoffdefizit,
- ein Konzept zur Erfassung der sohlundulationsgebundenen Formrauheit sowie
- ein Konzept zur Einschätzung der Gerinnestabilität von großen Riffle-Pool-Gerinnen.

Der interdisziplinäre geomorphologisch-hydraulische Ansatz, also die synchrone Erhebung und vernetzte Auswertung aller relevanten morphometrischen, sedimentologischen und strömungsmechanischen Systemparameter (Fließquerschnitt, Wasserspiegellagen, Abfluss, Sohlmaterial) schuf die Voraussetzung für die Beantwortung einer Reihe hydraulischer Fragen. Mit der genauen Kenntnis von Energielinien- bzw. Wasserspiegelgradienten, auch deren Variationen im Längsverlauf, können Sohl Schubspannungen rechnerisch bestimmt werden. Sohlmaterialuntersuchungen ermöglichen die Bestimmung der dimensionslosen Schubspannungen, die sich in der vorliegenden Arbeit als Schlüsselparameter für die Sohldynamik erwiesen. Die verfolgte Vorgehensweise, eingangs als Systemkonsistenz bezeichnet, hat sich als tragfähig und zielführend erwiesen. Ihre konsequente Umsetzung wird auch für verwandte und weiterführende Fragestellungen als erfolgversprechend angesehen.

7 QUELLEN

7.1 LITERATUR

- ABERLE, J. (2002): Untersuchung der Rauheitsstruktur zur Bestimmung des Fließwiderstandes in Gebirgsbächen unter Klarwasserabfluß. - Mitteilungen des Institutes für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe, Heft 207.
- ABRAHAM, A.D., G. LI & J.F. ATKINSON (1995): Step-pool streams: Adjustment to maximum flow resistance. - *Water Resources Research* 31, 10: 2593-2601.
- ALAM, M.Z. & J.F. KENNEDY (1969): Friction Factors for Flow in Sand-Bed Channels. - *Journal of the Hydraulics Division ASCE* 95, 6: 1973-1992.
- ANDREWS, E.D. (1979): Scour and fill in a stream channel, East Fork River, Western Wyoming. - *US Geological Survey Professional Paper* 1117.
- ANDREWS, E. D. (1982): Bank Stability and Channel Width Adjustment, East Fork River, Wyoming. - *Water Resources Research* 18, 4: 1184-1192.
- ANDREWS, E. D. (1984): Bed material and hydraulic geometry of gravel-bed rivers in Colorado. - *Geological Society of America Bulletin* 95: 371-378.
- ASHWORTH, P.J. & R.I. FERGUSON (1989): Size-selective entrainment of bedload in gravel-bed streams. - *Water Resources Research* 25: 627-634.
- BATHURST, J.C. (1978): Flow resistance of Large-Scale Roughness. - *Journal of the Hydraulics Division* 104, 12: 1587-1603.
- BATHURST, J.C. (1981): Discussion of "Bar resistance gravel-bed streams". - *Journal of the Hydraulics Division ASCE*, 107, 10: 1276-1278.
- BECHTELER, W., S. HARTMANN, J. BEHRENS & G. SCHRENK (2001): Volumenermittlung von Stauräumen. - *KA - Wasserwirtschaft, Abwasser, Abfall* 48, 7.
- BERLINER WETTERKARTE (2002), Jg. 51, Nr. 154, 156.
- BHOWMIK, N.G. & M. DEMISSIE (1983): Bed material sorting in riffles and pools. - *Journal of the Hydraulics Division ASCE*, 108: 1227-1231.
- BIRON, P.M., S.N. LANE, A.G. ROY, K.F. BRADBROOK & K.S. RICHARDS (1998): Sensitivity of bed shear stress estimated from vertical velocity profiles: the problem of sampling resolution. - *Earth Surface Processes and Landforms* 23: 133-139.
- BOGEN, J & T.E. BONSNES (2002): The impact of reservoir regulation on the processes of erosion and sedimentation of the delta in Lake Oyeren, Norway. - *Proceedings of the international symposium "The Structure, Function and Management Implications of Fluvial Sedimentary Systems" held at Alice Springs, Australia, Sept. 2002. IAHS Publ. no. 276: 103-112.*
- BOLLRICH, G. (2000): Technische Hydromechanik. Bd. 1 Grundlagen. - Berlin.
- BRANDT, S.A. (2000): Classification of geomorphological effects downstream of dams. - *Catena* 40: 375-401.
- BRASINGTON, J., J. LANGHAM & B. RUMSBY (2003): Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport. - *Geomorphology* 53: 299-316.
- BRAY, D.I. (1979): Estimating Average Velocity in Gravel-Bed Rivers. - *Journal of Hydraulic Engineering* 105, 9: 1103-1122.
- BRAYSHAW, A.C. (1985): Bed microtopography and entrainment thresholds in gravel-bed rivers. - *Geological Society of America Bulletin* 96: 218-223.
- BRETSCHNEIDER, H., K. LECHER & M. SCHMIDT (Hrsg.) (1982): Taschenbuch der Wasserwirtschaft. - 6. Auflage. Hamburg, Berlin.
- BUNTE, K. & S. R. ABT (2001): Sampling Surface and Subsurface Particle-Size Distributions in Wadable Gravel- and Cobble-Bed Streams for Analyses in Sediment Transport, Hydraulics, and Streambed Monitoring. - General Technical report RMRS-GTR-74, Rocky Mountain Research Station, Forest Service, US Dept. of Agriculture.
- CAO, Z., P. CARLING & R. OAKEY (2003): Flow reversal over a natural pool-riffle sequence - a computational study. - *Earth Surface Processes and Landforms* 28: 689-705.

- CARLING, P.A. (1983): Threshold of coarse sediment transport in broad and narrow natural streams. - *Earth Surface Processes and Landforms* 8: 1-18.
- CARLING, P.A. (1990): Particle over-passing on depth-limited gravel bars. - *Sedimentology* 37: 345-355.
- CARLING, P.A. (1991): An appraisal of the velocity-reversal hypothesis for stable pool-riffle sequences in the River Severn, England. - *Earth Surface Processes and Landforms* 16: 19-31.
- CARLING, P.A., A. KELSEY, & M.S. GLAISTER (1992): Effect of Bed Roughness, Particle Shape and Orientation on Initial Motion Criteria. - In: Billi, P., R.D. Hey, C.R. Thorne & P. Tacconi: *Dynamics of Gravel-Bed Rivers*. Chichester.
- CARLING, P.A. & N. WOOD (1994): Simulation of flow over pool-riffle topography: a consideration of the velocity reversal hypothesis. - *Earth Surface Processes and Landforms* 19, 4: 319-332.
- CARLING, P.A. & H.G. ORR (1999): Morphology of Riffle-Pool Sequences in the River Severn, England. - *Earth Surface Processes and Landforms* 25: 369-384.
- CARLING, P.A., E. GÖLZ, H.G. ORR & A. RADECKI-PAWLIK (2000a): The morphodynamics of fluvial sand dunes in the Rhine River, near Mainz, Germany. I. Sedimentology and morphology. - *Sedimentology* 47: 227-252.
- CARLING, P.A., J.J. WILLIAMS, E. GÖLZ & A.D. KELSEY (2000b): The morphodynamics of fluvial sand dunes in the Rhine River, near Mainz, Germany. II. Hydrodynamics and sediment transport. - *Sedimentology* 47: 253-278.
- CHANG, H.H. (1979): Geometry of rivers in regime. - *Journal of the Hydraulics Division ASCE* 105, HY 6: 691-706.
- CHANG, H.H. & C.S. SONG (1979): Theory of Minimum Rate of Energy Dissipation. - *Journal of the Hydraulics Division ASCE* 105: 769-784.
- CHANG, H.H. (1980): Geometry of gravel streams. - *Journal of the Hydraulics Division ASCE* 106, HY9: 1443-1456.
- CHANG, H.H. (1984): Analysis of river meanders. - *Journal of Hydraulic Engineering* 110, 1: 37-50.
- CHANG, H.H. (1985): River morphology and thresholds. - *Journal of Hydraulic Engineering* 111: 503-519.
- CHERKAUER, D.S. (1973): Minimization of power expenditure in a riffle-pool alluvial channel. - *Water Resources Research* 9: 1612-1627.
- CHURCH, M. (1978): Palaeohydrological reconstructions from a Holocene valley fill. - In: Miall, A.D. (Hrsg.): *Fluvial sedimentology*. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 743-772.
- CHURCH, M. & O. SLAYMAKER (1989): Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. - *Nature* 337: 452-454.
- CHURCH, M. (1995): Geomorphic response to river flow regulation: case studies and time-scales. - *Regulated Rivers: Research and Management* 11: 3-22.
- CLIFFORD, N.J., A. ROBERT & K.S. RICHARDS (1992): Estimation of flow resistance in gravel bedded rivers: a physical explanation of the multiplier of roughness length. - *Earth Surface Processes and Landforms* 17: 111-126.
- CLIFFORD, N.J., K.S. RICHARDS & A. ROBERT (1992): The influence of microform bed roughness elements on flow and sediment transport in gravel-bed rivers - comment. - *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, 529-534.
- CLIFFORD, N.J. & K.S. RICHARDS (1992): The reversal hypothesis and the maintenance of riffle-pool sequences. - In: Carling, P.A. & G.E. Petts (Hrsg.): *Lowland Floodplain Rivers*: 43-70.
- CLIFFORD, N.J. (1993a): Formation of riffle-pool sequences: field evidence of an autogenic process. - *Sedimentary Geology* 85: 39-51.
- CLIFFORD, N.J. (1993b): Differential Bed Sedimentology and the Maintenance of Riffle-pool Sequences. - *Catena* 20: 447-468.
- COLEMAN, S.E. & B.W. MELVILLE (1996): Initiation of bed forms on a flat sand bed. - *Journal of Hydraulic Engineering* 122: 301-310.
- DAVIES, T.R. (1980): Bed form spacing and flow resistance. - *Journal of the Hydraulics Division ASCE* 106, 3: 423-433.

- DAVIES, T.R. & A.J. SUTHERLAND (1980): Resistance to flow past deformable boundaries. - *Earth Surface Processes* 5: 175-179.
- DAVIES, T.R. & A.J. SUTHERLAND (1983): Extremal hypothesis for river behaviour. - *Water Resources Research* 19, 1: 141-148.
- DE JONG, C. (1995): Temporal and spatial interactions between river roughness, geometry, bedload transport and flow hydraulics in mountain streams - examples from Squaw Creek (Montana, USA) and Lainbach/Schmiedlaine (Upper Bavaria, Germany). - *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, Heft 59.
- DE JONG, C. & P. ERGENZINGER (1998): Dynamic roughness, sediment transport and flow structures in a mountain stream. In: Klingeman, P.C., R.L. Beschta, P.D. Komar & J.B. Bradley (Hrsg.): *Gravel-bed Rivers in the Environment*. - Water Resources Publications, Colorado: 39-60.
- DVWK (Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau) (Hrsg.) (1990): *Hydraulische Methoden zur Erfassung von Rauheiten*. - DVWK Schriften 92, Hamburg, Berlin.
- DVWK (Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau) (Hrsg.) (1992): *Geschiebemessungen*. - Regeln zur Wasserwirtschaft 127, Hamburg, Berlin.
- DVWK (Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau) (Hrsg.) (1997): *Entwicklung eines Kartier- und Bewertungsverfahrens für Gewässerlandschaften mittlerer Fließgewässer und Anwendung als Planungsinstrument am Beispiel der Mulde*. - DVWK-Materialien 3. Hamburg, Berlin.
- DINEHART, R.L. (2001): Bedform mapping in the Sacramento River. - *Proceedings of the Seventh Federal Interagency Sedimentation Conference*, March 25 to 29, 2001, Reno, Nevada: III-55-III-62.
- DITTRICH, A. (1998): Wechselwirkung Morphologie/Strömung naturnaher Fließgewässer. - *Mitteilungen des Institutes für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe "Theodor-Rehbock-Laboratorium"* 198.
- EINSTEIN, H.A. & N.L. BARBAROSSA (1952): River channel roughness. - *Transactions of the American Society of Civil Engineers* 117: 1121-1146.
- EMMETT, W.W. & L.B. LEOPOLD (1963): Downstream pattern of riverbed scour and fill. - *Proceedings of the Federal Interagency Sedimentation Conferences (FISC)*, 2. FISC, Jackson. (Misc. Publications 970, DoA:) Symposium 2: *Sediment in Streams*; Paper No. 46: 399-408.
- ENGELHARDT, W. v., H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER (1964): *Sediment-Petrologie, Teil 1: Methoden der Sediment-Untersuchung*. - Stuttgart.
- ERGENZINGER, P. & P. STÜVE (1989): Räumliche und zeitliche Variabilität der Fließwiderstände in einem Wildbach: Der Lainbach bei Benediktbeuern in Oberbayern. *Göttinger Geographische Abhandlungen* 86: 61-79
- ERGENZINGER, P. (1992): Riverbed Adjustments in a Step-pool System: Lainbach, Upper Bavaria. - In: Billi, P., R.D. Hey, C.R. Thorne & P. Tacconi (Hrsg.): *Dynamics of Gravel-bed Rivers*. Chichester: 415-430.
- FERGUSON, R.I. (1986): Hydraulics and hydraulic geometry. - *Progress in Physical Geography* 10: 1-31.
- FOLK, R.L. & W.C. WARD (1957): Brazos River Bar: A Study in the Significance of Grain Size Parameters. - *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 1: 3-26.
- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) (1988): *Sediment-Petrologie, Teil 2: Sedimente und Sedimentgesteine*. - 4. Auflage, Stuttgart.
- FÜHRBÖTER, A. (1980): Strombänke (Großriffel) und Dünen als Stabilisierungsformen. - *Mitteilungen des Leichtweiß-Instituts für Wasserbau*, TU Braunschweig, 67.
- FÜHRBÖTER, A. (1991): Theoretische und experimentelle Untersuchungen zum Entstehungsprozeß von Stromriffeln. - *Mitteilungen des Leichtweiß-Instituts für Wasserbau*, TU Braunschweig, 111: 185-270.
- GEE, D.M. (1975): Bed form response to nonsteady flows. - *Journal of the Hydraulics Division ASCE* 101: 437-449.
- HASSAN, M.A. & I. REID (1990): The Influence of Microform Bed Roughness Elements on Flow and Sediment Transport in Gravel-Bed Rivers. - *Earth Surface Processes and Landforms*, 15: 739-750.
- HEY, R.D. (1978): Determinate Hydraulic Geometry of River Channels. - *Journal of the Hydraulics Division ASCE* 104, HY6: 869-885.

- HEY, R.D. (1979): Flow Resistance in Gravel-Bed Rivers. - Journal of the Hydraulics Division ASCE 105, HY4: 365-379.
- HEY, R.D. & C.R. THORNE (1983): Accuracy of Surface Samples from Gravel-Bed Material. - Journal of Hydraulic Engineering 109, HY6: 842-851.
- HEY, R. D. (1989): Bar form resistance in Gravel-Bed Rivers. - Journal of Hydraulic Engineering 114, HY12: 1498-1508.
- HEY, R.D. & C.R. THORNE (1986): Stable channels with mobile gravel beds. - Journal of Hydraulic Engineering 112: 671-689.
- HIRSCH, P.J. & A.D. ABRAHAMS (1981): The properties of bed sediments in riffles and pools. - Journal of Sedimentary Petrology 51: 757-760.
- HUANG, H. Q. & R. F. WARNER (1995): The multivariate controls of hydraulic geometry: A causal investigation in terms of boundary shear distribution. - Earth Surface Processes and Landforms 20: 115-130.
- HUNZINGER, L.M. (1998): Flussaufweitungen – Morphologie, Geschiebehalt und Grundsätze zur Bemessung. - Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich 159.
- ISEYA, F. & H. IKEDA (1987): Pulsations in bedload transport rates induced by a longitudinal sediment sorting: A flume study using sand and gravel mixtures. - Geografiska Annaler 69 A, 1: 15-27.
- JACKSON, W.L. & R.L. BESCHTA (1982): A model of two-phase bedload transport in an Oregon Coast Range stream. - Earth Surface Processes and Landforms 7, 6: 517-527.
- JULIEN, P.Y. & G.J. KLAASSEN (1995): Sand dune geometry of large rivers during floods. - Journal of Hydraulic Engineering 121: 657-664.
- JULIEN, P.Y., G.J. KLAASSEN, W.B.M. TEN BRINKE & A.W.E. WILBERS (2002): Case Study: Bed Resistance of Rhine River during 1998 Flood. - Journal of Hydraulic Engineering 128, 12: 1042-1050.
- KARIM, F. (1995): Bed configuration and hydraulic resistance in alluvial-channel flow. - Journal of Hydraulic Engineering 121, 1: 15-25.
- KELLER, E.A. (1971a): Areal sorting of bed material: the hypothesis of velocity reversal. Notes and Discussion. Geological Society of America Bulletin, 82: 753-756.
- KELLER, E.A. (1971b): Areal sorting of bed material: the hypothesis of velocity reversal. - Reply. Geological Society of America Bulletin, 83: 915-918.
- KELLER, E.A. (1972): Development of alluvial stream channels: a five stage model. - Geological Society of America Bulletin 83: 1531-1536.
- KELLER, E.A. & W.N. MELHORN (1978): Rhythmic spacing and origin of riffles and pools. - Geological Society of America Bulletin 89: 723-730.
- KELLER, E.A. (1983): Bed material sorting in riffles and pools. Discussion. - Journal of the Hydraulics Division, ASCE, 109: 1243-1245.
- KELLER, E.A. & J.L. FLORSHEIM (1993): Velocity-reversal hypothesis: a model approach. - Earth Surface Processes and Landforms 18: 733-740.
- KNIGHTON, D. (1981): Asymmetry of river channel cross sections, part I: Quantitative indices. - Earth Surface Processes and Landforms 6: 581-588.
- KNIGHTON, D. (1982): Asymmetry of river channel cross sections, part II: Mode of development and local variation. - Earth Surface Processes and Landforms 7: 117-131.
- KNIGHTON, D. (1989): River adjustment to changes in sediment load: the effects of tin mining on the Ringarooma River, Tasmania, 1875-1984. - Earth Surface Processes and Landforms 14: 333-359.
- KNIGHTON, D. (1998): Fluvial Forms and Processes. - London, New York, Sydney, Auckland.
- KOLL, K. & A. DITTRICH (1999): Validation of incipient motion formulas with field data. - Proc. 7th Int. Symp. on River Sedimentation, Hongkong, 1998. Hrsg. Javawardena, Lee, Wang. Rotterdam 1999.
- KONDOLF, G.M., H. PIÉGAY & N. LANDON (2002): Channel response to increased and decreased bedload supply from land use change: contrasts between two catchments. - Geomorphology 45: 35-51.
- KRESSER, W. (1964): Gedanken zur Geschiebe- und Schwebstoffführung der Gewässer. - Österreichische Wasserwirtschaft 16: 6-11.

- LANE, S.N., K.S. RICHARDS & J.H. CHANDLER (1995): Morphological estimation of the time-integrated bed load transport rate. - *Water Resources Research* 31: 761-772.
- LANE, S.N., K.S. RICHARDS & J.H. CHANDLER (1996): Discharge and sediment supply controls on erosion and deposition in a dynamic alluvial channel. - *Geomorphology* 15: 1-15.
- LANGBEIN, W.B. & L.B. LEOPOLD (1968): River Channels Bars and Dunes - Theory of Kinematic Waves. US Geological Survey Professional Paper 422-L.
- LEE, J.L. & R.I. FERGUSON (2002): Velocity and flow resistance in step-pool systems. - *Geomorphology* 46: 59-71.
- LEOPOLD, L.B. (1992a): Sediment Size that Determines Channel Morphology. - In: Billi, P., R.D. Hey, C. Thorne & P. Tacconi (Hrsg.): *Dynamics of Gravel-bed Rivers*. Chichester : 297-311.
- LEOPOLD, L.B. (1992b): Water surface topography and implications for meander development. - In Hey; R.D., P. Billi, C.R. Thorne & P. Tacconi (Hrsg.): *Dynamics of Gravel-bed Rivers*. Chichester: 359-387.
- LEOPOLD, L.B., R.A. BAGNOLD, M.G. WOLMAN & L.M. BRUSH (1960): Flow resistance in sinuous or irregular channels. - US Geological Survey Professional Paper 282-D.
- LEOPOLD, L.B. & W.B. LANGBEIN (1962): Concept of entropy in landscape evolution. - US Geological Survey Professional Paper 500-A.
- LEOPOLD, L.B. & T. MADDOCK (1954): The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. - US Geological Survey Professional Paper 252.
- LEOPOLD, L.B. & M.G. WOLMAN (1957): River channel patterns: Braided, meandering and straight. - US Geological Survey Professional Paper 282-B.
- LEOPOLD, L.B. G.M. WOLMAN & J.P. MILLER (1995): *Fluvial Processes in Geomorphology*. - Ungekürzte Neuauflage der Originalausgabe von 1964 (W.F. Freeman and Company, San Francisco), New York.
- LIÉBAULT, F. & H. PIÉGAY (2002): Causes of 20th Century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of southeastern France. - *Earth Surface Processes and Landforms* 27: 425-444.
- LISLE, T.E. (1979): A sorting mechanism for a riffle-pool sequence. - *Geological Society of America Bulletin* 90: 1142-1157.
- LISLE, T.E. (1982): Effects of aggradation and degradation on riffle-pool morphology in natural gravel channels, northwestern California. - *Water Resources Research* 18: 1643-1651.
- LISLE, T.E. (1987): Using "Residual Depths" to Monitor Pools Depths Independently of Discharge. - US Forest Service Research Notes PSW-394.
- LISLE, T.E. (1995): Particle size variations between bed load and bed material in natural gravel-bed channels. - *Water Resources Research* 31, 8: 2087-2096.
- LISLE, T.E. (1997): Understanding the role of sediment waves and channel conditions over time and space. - Proceedings of the sixth biennial watershed management conference, Oct. 23-25, Lake Tahoe, California/Nevada 1996.
- LISLE, T.E. & S. HILTON (1992): The volume of fine sediments in pools: an index of sediment supply in gravel-bed streams. - *Water Resources Bulletin* 28, 2: 371-383.
- LISLE, T.E. & S. HILTON (1999): Fine bed material in pools of natural gravel-bed channels. - *Water Resources Research* 35, 4: 1291 – 1304.
- LOVERA, D. & J.F. KENNEDY (1969): Friction factors for flat-bed flows in sand channels. - *Journal of the Hydraulics Division ASCE* 95, HY4: 1227-1234.
- LYONS, J.K & R.L. BESCHTA (1983): Land Use, Floods, and Channel Changes: Upper Middle Fork Willamette River, Oregon (1936-1980). - *Water Resources Research* 19, 2: 463-471.
- MARBURGER, M. (1999): Entwicklung eines tiefengemittelten morphodynamischen Fließgewässermodells. - *Kasseler Wasserbau, Mitteilungen Heft* 8.
- MEYER-PETER, E. & R. MÜLLER (1949): Eine Formel zur Berechnung des Geschiebetriebs. - *Schweizer Bauzeitung*, 67, 3: 29-32.
- MILLER, B.A. & H.G. WENZEL (1985): Analysis and simulation of low flow hydraulics. - *Journal of Hydraulic Engineering* 111, HY12: 1429-1446.
- MILNE, J.A. (1982): Bed-material size and riffle-pool sequence. - *Sedimentology* 29: 267-278.

- MILNE, J.A. (1983): Variation in cross-sectional asymmetry of coarse bedload river channels. - *Earth Surface Processes and Landforms* 8, 5: 503-511.
- NICHOLAS, A.P., P.J. ASHWORTH, P.J. KIRKBY, M.J. MACKLIN & T. MURRAY (1995): Sediment slugs: large-scale fluctuations in fluvial sediment transport rates and storage volumes. - *Progress in Physical Geography* 19: 500-519.
- O'NEILL, M.P. & A.D. ABRAHAMS (1984): Objective identification of pools and riffles. - *Water Resources Research* 20: 921-926.
- OSTERKAMP, W.R. & E.R. HEDMAN (1982): Perennial Streamflow Characteristics Related to Channel Geometry and Sediment in Missouri River Basin. - US Geological Survey Professional Paper 1242.
- OSTERKAMP, W.R., L.J. LANE & G.R. FOSTER (1983): An Analytical Treatment of Channel-Morphology Relations. - US Geological Survey Professional Paper 1288.
- OTTO, G. & A. MLEINEK (1997): Lebensraum Fluß – Hydrologie und Biologie der Mulde. - In: Landesamt für Naturschutz Sachsen-Anhalt (Hrsg.): Naturschutz im Land Sachsen-Anhalt: 25-32. Halle.
- PARKER, G. (1978a): Self-formed straight rivers with equilibrium banks and mobile bed, 1, the sand-silt river. - *Journal of Fluid Mechanics* 89: 109-125.
- PARKER, G. (1978b): Self-formed straight rivers with equilibrium banks and mobile bed, 2, the gravel river. - *Journal of Fluid Mechanics* 89: 127-146.
- PARKER, G. & A.W. PETERSON (1980): Bar resistance of gravel-bed streams. - *Journal of the Hydraulics Division ASCE* 106, HY10: 1559-1575.
- PARKER, G. & P.C. KLINGEMAN (1982): On why gravel-bed streams are paved. - *Water Resources Research* 18: 1409-1423.
- PETTS, G.E. (1979): Complex response of river channel morphology subsequent to reservoir construction. - *Progress in Physical Geography* 33: 329-362.
- PIKE, R.J. (1995): Geomorphometry. - *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.* 101: 221-238.
- PITLICK, J. (1992): Flow resistance under conditions of intense gravel transport. - *Water Resources Research* 28: 891-903.
- POWELL, D.M. (1998): Patterns and processes of sediment sorting in gravel-bed rivers. - *Progress in Physical Geography* 22, 1: 1-32.
- PRENT, M.T.H. & E.J. HICKIN (2001): Annual regime of bedforms, roughness and flow resistance, Lillooet River, British Columbia, BC. - *Geomorphology* 41: 369-390.
- PRESTEGAARD, K.L. (1983a): Bar resistance in gravel-bed streams at bankfull stage. - *Water Resources Research* 19: 472-476.
- PRESTEGAARD, K.L. (1983b): Variables influencing water-surface slopes in gravel-bed streams at bankfull stage. - *Bulletin of the Geological Society of America* 94: 673-678.
- PUHLMANN, G. (1997): Wasserbau und Hochwasserschutz an der unteren Mulde – Historie – Status Quo – Perspektiven. - In: Landesamt für Umweltschutz Sachsen-Anhalt (Hrsg.): Naturschutz im Land Sachsen-Anhalt: 38-46. Halle.
- PUHLMANN, G. & G. RAST (1997): Zum Feststoffhaushalt der Mulde im Bereich Sachsen-Anhalt - Zustand, Perspektiven und Handlungsempfehlungen aus ökomorphologischer Sicht. - In: Landesamt für Umweltschutz Sachsen-Anhalt (Hrsg.): Naturschutz im Land Sachsen-Anhalt: 33-37. Halle.
- RAUDKIVI, A.J. & H.-H. WITTE (1991): Ein synergetischer Ansatz zur Entwicklung von Transportkörpern. - *Leichtweiß-Institut für Wasserbau* 111, Braunschweig.
- REID, I., L.E. FROSTICK & J.T. LAYMAN (1985): The incidence and nature of bedload transport. - *Earth Surface Processes and Landforms* 10, 1: 33-44.
- RICHARDS, K.S. (1973): Hydraulic Geometry and Channel Roughness - a non-linear system. - *American Journal of Science* 273: 877-896.
- RICHARDS, K.S. (1976a): The morphology of riffle-pool sequences. - *Earth Surface Processes* 1, 1: 71-88.
- RICHARDS, K.S. (1976b): Channel width and the riffle-pool sequence. - *Geological Society of America Bulletin* 87: 883-890.
- RICHARDS, K.S. (1977): Channel and flow geometry: a geomorphological perspective. - *Progress in Physical Geography* 1: 65-102.

- RICHARDS, K.S. (1978a): Channel geometry in the riffle-pool sequence. - *Geografiska Annaler* 60-A: 23-27.
- RICHARDS, K.S. (1978b): Simulation of flow geometry in a riffle-pool stream. - *Earth Surface Processes* 3, 4: 345-354.
- RICHARDS, K.S. (1987): Fluvial Geomorphology. - *Progress in Physical Geography* 11: 432-457.
- ROBERT, A. (1988): Statistical analysis of sediment bed profiles in alluvial channels. - *Mathematical geology* 20: 205-225.
- ROBERT, A. (1990): Boundary roughness in coarse-grained channels. - *Progress in Physical Geography* 14: 42-70.
- ROSGEN, D. (1996): A classification of natural rivers. - *Catena* 22: 169-199.
- ROSGEN, D. (Hrsg.) (1996): Applied river morphology. Lakewood.
- ROSPORT, M. (1998): Fließwiderstand und Sohlstabilität steiler Fließgewässer unter Berücksichtigung gebirgsbachtypischer Sohlstrukturen. - *Mitteilungen des Institutes für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe "Theodor-Rehbock-Laboratorium"*, Heft 196.
- ROUSE, H. (1965): Critical analysis of open-channel resistance. - *Journal of Hydraulic Engineering* 91, 4: 1-25.
- RUDOLPH, A. (1929): Wirtschaftsgeographie des Kreises Bitterfeld. - Dissertation, Handelshochschule Berlin.
- SÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE (Hrsg.) (2002): Vorläufiger Kurzbericht über die meteorologisch-hydrologische Situation beim Hochwasser im August 2002. - Version 5. <http://www.umwelt.sachsen.de/lfug/documents/kb021202.pdf> (17. Juni 2007).
- SAMBROOK SMITH, G.H. (1996): Bimodal fluvial bed sediments: origin, spatial extent and processes. - *Progress in Physical Geography* 20, 4: 402-417.
- SCHMALFELD, T. (1998): Zeitbezogener Vergleich von Querprofilen der Mulde im Land Sachsen-Anhalt. - Ergebnisbericht. Staatliches Amt für Umweltschutz Dessau/Wittenberg, unveröffentlicht.
- SEAR, D.A. (1992): Impact of Hydroelectric Power Releases on Sediment Transport Processes in Pool-Riffle Sequences (Sediment transport processes in riffle-pool sequences in a river experiencing hydro-power regulation). - In Hey; R.D., P. Billi, C.R. Thorne & P. Tacconi (Hrsg.): *Dynamics of gravel-bed rivers*. Chichester: 629-650.
- SEAR, D.A. (1996): Sediment transport in pool-riffle sequences. - *Earth Surface Processes and Landforms* 21: 241-262.
- SIMON, A.S. (1989): A model of channel response in disturbed alluvial channels. - *Earth Surface Processes and Landforms* 14: 11-26.
- SIMONS, D.B. & E.V. RICHARDSON (1963): Forms of Bed Roughness in Alluvial Channels. - *Transactions ASCE* 128: 284-323. Part 1, Paper No. 3414.
- SIMONS, D.B. & E.V. RICHARDSON (1966): Resistance to Flow in Alluvial Channels. - *US Geological Survey Professional Paper* 422-J, Washington D.C.
- SMART, G., J. ABERLE, M. DUNCAN & J WALSH (2004): Measurement and analysis of alluvial bed roughness. - *Journal of Hydraulic Research* 42, 3: 227-237.
- SÖHNGEN, B. (1995): Naturmessungen zur Systemrauheit in Flüssen mit Deckschichtbildung. - ÖWAV-Seminar "Natürliche Sohlstabilisierung in Fließgewässern", Innsbruck, 20.10.2005.
- SQUARER, D. (1970): Friction factors and bed forms in alluvial channels. - *Journal of the Hydraulics Division ASCE* 96, 4: 995-1017.
- TELEKI, P.G. (1972): Areal sorting of bed material: the hypothesis of velocity reversal: discussion. - *Geological Society of America Bulletin* 83: 911-914.
- THIELE, K. (2000): Laufmusteränderungen der Mulde und deren morphodynamische und anthropogene Steuerung – dargestellt an zwei Flussabschnitten oberstrom und unterstrom des Muldetausees. - *Geographisches Institut der Martin-Luther-Universität Halle Wittenberg*, unveröffentlichte Diplomarbeit.
- THOMPSON, A. (1986): Secondary flows and the riffle-pool unit: a case study of the processes of meander development. - *Earth Surface Processes and Landforms* 11: 631-641.
- THOMPSON, D.M. (1995): The effects of large organic debris on sediment processes and stream morphology in Vermont. - *Geomorphology* 11: 235-244.

- THOMPSON, D.M. (2001): Random controls on semi-rhythmic spacing of pools and riffles in constriction-dominated rivers. - *Earth Surface Processes and Landforms* 26: 1195-1212.
- THOMPSON, D.M. & K.S. HOFFMAN (2001): Equilibrium pool dimensions and sediment sorting patterns in coarse-grained, New England channels. - *Geomorphology* 38: 301-316.
- THOMPSON, D.M., J.M. NELSON & E.E. WOHL (1998): Interactions between pool geometry and hydraulics. - *Water Resources Research* 34, 12: 3673-3681.
- THOMPSON, D.M. E.E. WOHL & R.D. JARRETT (1996): A revised velocity-reversal and sediment sorting model for a high gradient riffle-pool stream. - *Physical Geography* 17: 142-156.
- THOMPSON, D.M., E.E. WOHL & R.D. JARRETT (1999): Velocity reversals and sediment sorting in pools and riffles controlled by channel restrictions. - *Geomorphology* 27: 229-241.
- THORNE, C.R. & N.K. TOVEY (1981): Stability of Composite River Banks. - *Earth Surface Processes and Landforms* 6: 469 - 484.
- THORNE, C.R. (1997): Channel Types and Morphological Classification. In: Thorne, C.R., R.D. Hey & M.D. Newson (Hrsg.): *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*. Chichester: 175-222.
- THORNE, C.R. HEY & M.D. NEWSON (1997): *Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management*. - Chichester.
- THORNE, C.R. (2002): Geomorphic analysis of large alluvial rivers. - *Geomorphology* 44: 203-219
- VANONI, V.A. & G.N. NOMICOS (1960): Resistance properties of sediment-laden streams. - *Transactions of the ASCE*, 125: 1140-1167.
- VAN RIJN, L.C. (1982): Equivalent roughness of alluvial bed. - *Journal of the Hydraulics Division ASCE* 1982, HY10: 1215-1218.
- VAN RIJN, L.C. (1984a): Sediment Transport, Part I: Bed Load Transport. - *Journal of Hydraulic Engineering* 110, HY7: 1431-1456.
- VAN RIJN, L.C. (1984b): Sediment transport, part II: Suspended Load Transport. - *Journal of Hydraulic Engineering* 110, 12: 1613-1641.
- VAN RIJN, L.C. (1984c): Sediment transport, part III: Bedforms and alluvial roughness. - *Journal of Hydraulic Engineering* 110, HY12: 1733-1755.
- VETTER, T. (1999): Bestimmung des Sedimenttransfers zwischen Fließ- und Standgewässer unter Einsatz von satellitennavigationsgestützten Echopeilungsverfahren. - *Leipziger Geowissenschaften* 11: 53-59.
- VETTER, T. (2002): Channel dynamics of a medium sized lowland river (Mulde, Sachsen-Anhalt, Germany). - *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.* 127: 107-126.
- VETTER, T. (2004): Hergang und Auswirkungen des Mulde-Hochwassers in der Tagebaulandschaft bei Bitterfeld im August 2002. - *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl. Bd.* 135: 33-50.
- VOLLMER, S., K. TRÄBING & F. NESTMANN (2005): Der Bewegungsbeginn kohäsionsloser Sedimente. - *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 49, 6: 295-308.
- WATHEN, S.J., R.I. FERGUSON, T.B. HOEY & A. WERRITTY (1995): Unequal mobility of gravel and sand in weakly bimodal river sediments. - *Water Resources Research* 31, 8: 2087-2096.
- WEIBEL, R. & M. BRÄNDLI (1995): Adaptive methods for the refinement of digital terrain models for geomorphometric applications. - *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.* 101: 13-30.
- WIBERG, P.L. & J.D. SMITH (1987): Calculations of the critical shear stress for motion of uniform and heterogeneous sediments. - *Water Resources Research* 23: 1471-1480.
- WILCOCK, P.R. (1993): Critical shear stress of natural sediments. - *Journal of Hydraulic Engineering*. 119, HY4: 491-505.
- WILCOCK, P.R. & S.T. KENWORTHY (2002): A two fraction model for the transport of sand/gravel mixtures. - *Water Resources Research* 38, 10: 12-1 - 12-12.
- WILLIAMS, G.P. & M.G. WOLMAN (1984): Downstream effects of dams on alluvial rivers. - *US Geological Survey Professional Paper* 1286.
- WOHL, E.E., K.R. VINCENT & D.J. MERRITTS (1993): Pool and riffle characteristics in relation to channel gradient. - *Geomorphology* 6: 99-110.

- WOLF, F. (1958): Beobachtungen über die morphologische Tätigkeit der Mulde zwischen Hohenprießnitz und Bad Döben. - Geographische Berichte (Mitt. der Geogr. Gesellschaft in der DDR) 9, 1: 187-195.
- WOLMAN, M.G. & J.P. MILLER (1960): Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. - Journal of Geology 68: 54-74.
- YALIN, M.S. (1985): On the determination of ripple geometry. - Journal of Hydraulic Engineering 111, 8, April: 1148-1155.
- YALIN, M.S. (1992): River mechanics. - Oxford.
- YANG, C.T. (1971a): Formation of riffles and pools. - Water Resources Research, 7: 1567-1574.
- YANG, C.T. (1976): Minimum Unit Stream Power and Fluvial Hydraulics. - Journal of the Hydraulics Division ASCE 102, HY7: 919-937.
- ZANKE, U. (1976): Über den Einfluß von Kornmaterial, Strömungen und Wasserständen auf die Kenngrößen von Transportkörpern in offenen Gerinnen. - Mitteilungen des Franzius-Instituts der Universität Hannover, 44: 1-111.
- ZANKE, U. (1992): Über die Unschärfe von Sedimenttransportberechnungen. - Wasser und Boden 9: 595-599.
- ZANKE, U. (1993): Zur Berechnung von Strömungs-Widerstandsbeiwerten. - Wasser und Boden 1: 14-16
- ZANKE, U. (1996): Zum Übergang hydraulisch glatt - hydraulisch rauh. - Wasser und Boden 10: 32-36.
- ZANKE, U. (2002): Hydromechanik der Gerinne und Küstengewässer. - Berlin.
- ZARN, B. (1997): Einfluss der Flussbettbreite auf die Wechselwirkung zwischen Abfluss, Morphologie und Geschiebetransportkapazität. - Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich 154.

7.2 GEODÄTISCHE VERMESSUNGSDATEN

Vermessung des Laufabschnitts von der Grenze zu Sachsen bis Muldestausee (obere Mulde) durch Ingenieurbüro Kreller, Dessau am 20.11.1997 im Auftrag des Staatlichen Amtes für Umweltschutz (heute Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft) Dessau-Wittenberg, unveröffentlicht.

Vermessung des Laufabschnitts vom Muldestausee bis Jeßnitz (untere Mulde) durch Ingenieurbüro Wasser & Umwelt, Zerbst vom 03.09. bis zum 11.09.1996, im Auftrag des Staatlichen Amtes für Umweltschutz (heute Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft) Dessau-Wittenberg, unveröffentlicht.

7.3 ABFLUSS- UND WASSERSTANDSDATEN

PLAG (Preussische Landesanstalt für Gewässerkunde) (Hrsg.) (1912 bis 1938) : Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands, Abflussjahre 1910 bis 1936. Berlin.

LAGH (Landesanstalt für Gewässerkunde und Hauptnivellements) (Hrsg.) (1940 bis 1943): Jahrbuch für die Gewässerkunde des Deutschen Reiches, Abflussjahre 1937 bis 1939. Berlin.

FASGB (Forschungsanstalt für Schifffahrt, Gewässer- und Bodenkunde) (Hrsg.) (1949 und 1951): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Abflussjahre 1940 und 1941. Berlin.

MHD (Meteorologischer und Hydrologischer Dienst der DDR) (Hrsg.) (1952 bis 1961): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch der DDR, Abflussjahre 1942 bis 1958. Berlin.

MHD (Meteorologischer und Hydrologischer Dienst der DDR) (Hrsg.) (1963): Gewässerkundliches Jahrbuch der DDR, Abflussjahr 1959. Berlin.

IW (Institut für Wasserwirtschaft) (Hrsg.) (1964 bis 1990): Gewässerkundliches Jahrbuch der DDR, Abflussjahre 1960 bis 1988. Berlin.

BAfG (Bundesanstalt für Gewässerkunde) (Hrsg.) (1992): Gewässerkundliches Jahrbuch der DDR, Abflussjahr 1989. Berlin.

- LAU (Landesamt für Umweltschutz Sachsen-Anhalt) (Hrsg.) (1993 bis 2003): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Elbegebiet, Abflussjahre 1990 bis 2000. Halle.
- LHW (Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft) (2002): Wasserstandsdaten des Augusthochwassers 2002. Halle, unveröffentlicht.
- StUFA (Staatliches Umweltfachamt) (2002): Abflussdaten am Pegel Bad Dübener See, Leipzig, unveröffentlicht.
- StUFA (Staatliches Umweltfachamt) (2004): Abflussdaten am Pegel Bad Dübener See. Leipzig, unveröffentlicht.

7.4 INTERNET-QUELLEN

- <http://www.umwelt.sachsen.de/lfug/hwz/MP/560051/> (17. Juni 2007): Wasserstands- und Abflussdaten der Vereinigten Mulde am Pegel Bad Dübener See.
- <http://www.umwelt.sachsen.de/lfug/documents/kb021202.pdf> (17. Juni 2007): Vorläufiger Kurzbericht über die meteorologisch-hydrologische Situation beim Hochwasser im August 2002. - Version 5.

8 DATENANHANG

Tab. 8.1: Abflüsse vor und während der Messkampagne im Winter 2001/2002 (StUFA Leipzig 2002), $Q_{bv} = 320 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Pegel Bad Düben), \emptyset = Tagesmittelwerte

Datum	Uhrzeit	Abfluss Bad Düben		Abfluss Priorau	Bemerkungen
		Q [m^3s^{-1}]	Q _{bv} [%]	Q [m^3s^{-1}]	
25. Okt. 01	\emptyset			36,6	
26. Okt. 01	\emptyset	34,9	10,9	34,2	Echopeilung obere Mulde
21. Jan. 02	7:00	71,2	22,2	48,8	
22. Jan. 02	7:00	237	73,8	122	
23. Jan. 02	6:00	273	85	251	Echopeilung obere Mulde
24. Jan. 02	8:00	223	69,5	244	Echopeilung untere Mulde
25. Jan. 02	6:30	216	67,3	221	
26. Jan. 02	0:00	231	72	237	
27. Jan. 02	11:30	217	67,6		
28. Jan. 02	7:00	261	81,3	244	
29. Jan. 02	7:00	306	95,3	285	
30. Jan. 02	13:00	310	96,6	323	Sohlproben untere Mulde
31. Jan. 02	7:00	256	79,8	312	
1. Feb. 02	7:45	224	69,8	260	Sohlproben obere Mulde
2. Feb. 02	\emptyset	197	61,4	221	
3. Feb. 02	7:00	176	54,8	193	
4. Feb. 02	6:00	160	49,8	175	
5. Feb. 02	7:00	141	43,9	154	
6. Feb. 02	6:30	130	40,5	143	Echopeilung obere und Mulde, Sohlproben
7. Feb. 02	7:00	126	39,3	135	
8. Feb. 02	\emptyset	117	36,4	128	
9. Feb. 02	7:00	110	34,3		
10. Feb. 02	7:00	109	34	117	
11. Feb. 02	7:00	118	36,8	117	
12. Feb. 02	7:00	116	36,1	122	
13. Feb. 02	6:15	121	37,7	120	Echopeilung obere und untere Mulde, Sohlproben
19. Feb. 02	7:00	125	38,9	136	
21. Feb. 02	7:00	129	40,2	130	
24. Feb. 02	7:00	126	39,3	120	
25. Feb. 02	7:00	123	38,3	126	
1. Mrz. 02	7:00	201	62,6	224	
2. Mrz. 02	\emptyset	178	55,5	191	
3. Mrz. 02	7:00	162	50,5	174	
4. Mrz. 02	7:00	147	45,8	158	
5. Mrz. 02	\emptyset	135	42,1	147	
6. Mrz. 02	7:00	126	39,3	137	
7. Mrz. 02	\emptyset	119	37,1	128	
8. Mrz. 02	\emptyset	116	36,1	123	
9. Mrz. 02	\emptyset	114	35,5	120	
10. Mrz. 02	\emptyset	104	32,4	114	
11. Mrz. 02	\emptyset	101	31,5	108	
12. Mrz. 02	\emptyset	94,2	29,3	104	
13. Mrz. 02	\emptyset	87,9	27,4	97,4	
14. Mrz. 02	7:00	84,8	26,4	92,2	
15. Mrz. 02	\emptyset	84,1	26,2	88,6	

Fortsetzung nächste Seite

Fortsetzung von vorangegangener Seite (Tab. 8.1)

Datum	Uhrzeit	Abfluss Bad Dübén		Abfluss Priorau	Bemerkungen
		Q [m ³ s ⁻¹]	Q _{bv} [%]	Q [m ³ s ⁻¹]	
16. Mrz. 02	Ø	81,8	25,5	86,4	
17. Mrz. 02	Ø	78,7	24,5	83,5	
18. Mrz. 02	7:00	73,5	22,9	78,6	
19. Mrz. 02	Ø	72	22,4	75,1	
24. Okt. 01	Ø	34,9	10,9	36,6	Echopeilung untere Mulde
20. Mrz. 02	Ø	73,5	22,9	73,7	
21. Mrz. 02	Ø	78	24,3	75,8	
22. Mrz. 02	Ø	96,5	30,1		
23. Mrz. 02	Ø	99,7	31,1		
24. Mrz. 02	Ø	103	32,1		
25. Mrz. 02	Ø	99,7	31,1		
26. Mrz. 02	Ø	96,5	30,1	99,7	
27. Mrz. 02	7:00	91	28,3	95,9	
27. Mrz. 02	18:30	91	28,3		
28. Mrz. 02	Ø	87,1	27,1	90,8	Echopeilung obere und untere Mulde, Sohlproben
29. Mrz. 02	Ø	81,8	25,5	86,4	
30. Mrz. 02	Ø	81	25,2	82,1	
31. Mrz. 02	Ø	81,8	25,5	80,7	
1. Apr. 02	Ø	84,8	26,4	83,5	
2. Apr. 02	Ø	82,5	25,7	83,5	
3. Apr. 02	Ø	82,3	25,6	83,5	
4. Apr. 02	Ø	79,5	24,8	80,7	
5. Apr. 02	Ø	77,2	24	79,3	
6. Apr. 02	Ø	72,7	22,6	75,1	
7. Apr. 02	Ø	70,5	22	72,3	
8. Apr. 02	Ø	67,6	21,1	69,6	
9. Apr. 02	Ø	64,7	20,2	65,5	
10. Apr. 02	Ø	62,5	19,5	65,3	
11. Apr. 02	Ø	60,4	18,8	63,9	
12. Apr. 02	Ø	59	18,4	51,7	
13. Apr. 02	Ø	56,8	17,7	51,7	
14. Apr. 02	Ø	56,1	17,5	50,3	
15. Apr. 02	8:00	71,2	22,2	59,8	
16. Apr. 02	Ø	101	31,5	75,1	
17. Apr. 02	7:00	86,4	26,9	88,6	
18. Apr. 02	Ø	71,2	22,2	82,1	
19. Apr. 02	Ø	66,8	20,8	72,3	
20. Apr. 02	Ø	63,2	19,7	66,9	
21. Apr. 02	Ø	62,5	19,5	65,3	
22. Apr. 02	Ø	58,2	18,1	63,9	
23. Apr. 02	7:00	56,8	17,7	59,8	
24. Apr. 02	Ø	56,1	17,5	55,6	Echopeilung untere Mulde
25. Apr. 02	8:30	54,1	16,9	49,1	
26. Apr. 02	7:00	54,8	17,1	53	
27. Apr. 02	Ø	54,8	17,1	54,4	
28. Apr. 02	Ø	62,5	19,5	57	
29. Apr. 02	Ø	58,2	18,1	57,8	
30. Apr. 02	7:00	54,8	17,1	55,6	

Tab. 8.2: Abflüsse vor und während der Messkampagne nach dem Sommerhochwasser 2002 (<http://www.umwelt.sachsen.de/lfug/hwz/MP/560051/>, 17. Juni 2007), $Q_{bv} = 320 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Pegel Bad Düben)

Datum	Uhrzeit	Abfluss Bad Düben		Bemerkungen
		Q [m^3s^{-1}]	Q _{bv} [%]	
20. Aug. 02	7:00	239	74,4	
21. Aug. 02	7:00	196	60,9	
22. Aug. 02	7:00	163	50,8	
23. Aug. 02	7:00	159	49,6	
24. Aug. 02	7:00	148	46,2	
25. Aug. 02	7:00	139	43,3	
26. Aug. 02	7:00	132	41,2	Echopeilung obere Mulde
27. Aug. 02	7:00	122	38,2	
28. Aug. 02	7:00	108	33,6	Echopeilung untere Mulde
29. Aug. 02	7:00	101	31,5	
30. Aug. 02	7:00	100	31	
31. Aug. 02	7:00	94	29,3	

Tab. 8.3: Abflüsse vor und während der Messkampagne im Winter 2004 (StUFA Leipzig 2004),
 $Q_{bv} = 320 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Pegel Bad Dübren)

Datum	Uhrzeit	Abfluss Bad Dübren		Bemerkungen
		Q [m^3s^{-1}]	Q _{bv} [%]	
24. Jan. 04	7:00	32,5	10,1	
25. Jan. 04	7:00	28,2	8,8	
26. Jan. 04	7:00	33,1	10,3	
27. Jan. 04	7:00	35,6	11,1	
28. Jan. 04	7:00	39,4	12,3	
29. Jan. 04	7:00	35,6	11,1	
30. Jan. 04	7:00	34,9	10,9	
31. Jan. 04	7:00	31,2	9,7	
1. Feb. 04	7:00	36,2	11,3	
2. Feb. 04	7:00	86,4	26,9	
2. Feb. 04	13:00	119	37,1	Echopeilung obere, untere Mulde, Sohlproben
2. Feb. 04	19:00	124	38,6	
3. Feb. 04	1:00	123	38,3	
3. Feb. 04	7:00	120	37,4	
3. Feb. 04	13:00	147	45,8	
3. Feb. 04	19:00	213	66,4	
4. Feb. 04	1:00	262	81,6	
4. Feb. 04	7:00	293	91,3	
4. Feb. 04	13:00	300	93,5	Echopeilung obere Mulde, Sohlproben
4. Feb. 04	19:00	288	89,7	
5. Feb. 04	1:00	271	84,4	
5. Feb. 04	7:00	257	80,1	
5. Feb. 04	13:00	240	74,8	Echopeilung untere Mulde, Sohlproben
5. Feb. 04	19:00	232	72,3	
6. Feb. 04	7:00	236	73,5	
7. Feb. 04	1:00	216	67,3	
7. Feb. 04	7:00	208	64,8	
7. Feb. 04	13:00	202	62,9	Echopeilung untere Mulde, Sohlproben
7. Feb. 04	19:00	197	61,4	
8. Feb. 04	7:00	176	54,8	
9. Feb. 04	7:00	154	48	
10. Feb. 04	7:00	127	39,6	
11. Feb. 04	7:00	109	34	
11. Feb. 04	13:00	109	34	Echopeilung obere Mulde, Sohlproben
12. Feb. 04	7:00	107	33,3	
13. Feb. 04	7:00	101	31,5	
14. Feb. 04	7:00	91	28,3	
15. Feb. 04	7:00	115	35,8	
16. Feb. 04	7:00	126	39,3	
17. Feb. 04	7:00	113	35,2	
18. Feb. 04	7:00	101	31,5	
19. Feb. 04	7:00	94,2	29,3	
20. Feb. 04	7:00	89,5	27,9	
21. Feb. 04	7:00	81,8	25,5	
22. Feb. 04	7:00	78,7	24,5	
23. Feb. 04	7:00	75	23,4	
24. Feb. 04	7:00	70,5	22	
25. Feb. 04	1:00	69	21,5	
25. Feb. 04	7:00	66,8	20,8	Echopeilung obere, untere Mulde, Sohlproben

Tab. 8.4: Statistische Kennwerte ausgewählter hydrographischer Längspeilungen an der Mulde

Datum	Laufabschnitt	Abfluss Bad Düben	Rel. bord- voller Abfluss Q_{bv}	Wasser- stand Bad Düben	Wasser- stand Hilfs- pegel Mul- den- stein	Min. Wasser- tiefe h_{min}	Mittl. Wasser- tiefe h_m	Max. Wasser- tiefe h_{max}	Sohl- undula- tionsin- tensität σ (h)
		[m ³ s ⁻¹]	[%]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]
26. Okt. 2001	Obere Mulde	34,9	10,9	187		23	123	245	45
24. Okt. 2001	Untere Mulde	34,9	10,9	187	430	112	258	552	95
23. Jan. 2002	Obere Mulde	273	85,3	468	685	220	385	810	66
25. Jan. 2002	Untere Mulde	216	67,5	405	647	296	464	726	91
6. Feb. 2002	Obere Mulde	130	40,6	315	537	140	273	839	83
6. Feb. 2002	Untere Mulde					240	393	920	100
13. Feb. 2002	Obere Mulde	121	37,8	296	533	133	254	788	80
13. Feb. 2002	Untere Mulde					210	355	924	97
28. Mrz. 2002	Obere Mulde	87,1	27,2	266	481	88	204	588	73
28. Mrz. 2002	Untere Mulde					192	325	848	97
24. Apr. 2002	Untere Mulde	56,1	17,5	215	431	134	266	712	84
26. Aug. 2002	Obere Mulde	132	41,3	315		116	254	484	66
28. Aug. 2002	Untere Mulde	108	33,8	287	534	226	371	882	99
2. Feb. 2004	Obere Mulde	119	37,2	292		134	237	424	53
2. Feb. 2004	Untere Mulde					130	248	654	81
4. Feb. 2004	Obere Mulde	300	93,8	464	660	284	396	690	58
5. Feb. 2004	Untere Mulde	240	75,0	415	637	328	477	822	88
11. Feb. 2004	Obere Mulde	109	34,1	291	-	106	230	626	69
7. Feb. 2004	Untere Mulde	202	63,1	376	595	260	430	996	104
25. Feb. 2004	Obere Mulde	66,8	20,9	228	435	50	166	562	59
25. Feb. 2004	Untere Mulde					140	269	658	93

Tab. 8.5: Siebanalysen der Sohlproben

Probenbezeichnung	Q _{bv} [%]	Siebrückstände [%] bei Maschenweite [mm]						
		0,063 fS	0,2 mS	0,63 gS	2 fG	6,3 mG	20 gG	63 fX
OM-Ri-Mi-01Feb02	70	0,0	17,9	15,7	16,9	38,1	11,4	0,0
OM-Ri-Mi-06Feb02	41	0,2	6,3	24,6	18,6	41,0	9,2	0,0
OM-Ri-Mi-13Feb02	38	0,1	10,4	24,3	22,5	24,5	18,2	0,0
OM-Ri-Mi-24Apr02	18	0,1	7,5	8,2	9,5	32,0	42,6	0,0
OM-Ri-Mi-26Aug02	38	0,0	7,9	21,0	17,5	35,5	18,0	0,0
OM-Ri-Mi-24Apr02-Lee	18	0,0	21,0	25,4	21,3	30,1	2,3	0,0
OM-Ri-Mi-02Feb04	37	0,2	11,9	14,9	24,4	34,6	14,0	0,0
OM-Ri-Mi-04Feb04	94	0,1	19,7	11,7	20,4	34,7	13,4	0,0
OM-Ri-Mi-11Feb04	34	0,0	11,1	18,6	16,8	35,6	17,9	0,0
OM-Ri-Mi-25Feb04	21	0,2	21,6	12,1	14,6	28,0	23,5	0,0
OM-Po-re-01Feb02	70	0,5	1,7	8,0	30,8	53,8	5,2	0,0
OM-Po-re-06Feb02	41	0,8	1,5	0,4	4,5	51,7	41,2	0,0
OM-Po-re-13Feb02	38	0,1	0,1	3,9	66,1	29,9	0,0	0,0
OM-Po-re-01Feb02-Lee	70	0,2	0,3	8,0	21,9	36,2	33,4	0,0
OM-Po-re-26Aug02-Lee	18	0,3	5,5	21,3	26,0	44,1	2,9	0,0
OM-Po-re-24Apr02-Lee	41	0,0	24,9	23,2	21,5	28,4	2,0	0,0
OM-Po-Mi-06Feb02	41	0,0	5,1	25,8	32,0	32,8	4,3	0,0
OM-Po-Mi-13Feb02	38	0,2	27,0	35,6	22,9	14,2	0,0	0,0
OM-Po-Mi-24Apr02	18	0,4	4,0	15,1	34,9	44,5	1,1	0,0
OM-Po-Mi-26Aug02	41	0,0	0,1	48,0	38,0	13,7	0,2	0,0
OM-Po-re-02Feb04	37	0,2	16,7	42,8	23,8	16,2	0,2	0,0
OM-Po-re-04Feb04	94	0,0	0,1	3,8	33,2	57,2	5,6	0,0
OM-Po-re-11Feb04	34	0,3	0,4	0,8	12,5	74,9	11,2	0,0
OM-Po-re-25Feb04	21	0,0	21,7	41,8	26,4	10,0	0,0	0,0
UM-Ri-Mi-30Jan02	97	0,0	1,6	12,1	32,6	44,5	9,2	0,0
UM-Ri-Mi-06Feb02	41	0,0	16,8	31,1	16,4	8,2	27,4	0,0
UM-Ri-Mi-13Feb02	38	0,0	15,9	42,7	11,6	8,6	21,2	0,0
UM-Ri-Mi-24Apr02	18	0,1	0,5	2,2	23,6	54,0	19,6	0,0
UM-Ri-Mi-28Aug02	34	0,0	4,4	11,7	21,3	53,3	9,4	0,0
UM-Ri-Mi-24Apr02-Lee	18	0,0	18,2	23,9	16,2	26,9	14,8	0,0
UM-Ri-Mi-28Aug02-Lee	34	0,0	15,3	45,4	27,0	9,5	2,7	0,0
UM-Ri-Mi-05Feb04	75	0,0	0,1	2,7	33,2	60,7	3,3	0,0
UM-Ri-Mi-07Feb04	63	0,0	1,1	4,5	35,1	55,5	3,8	0,0
UM-Ri-Mi-25Feb04	21	0,1	24,7	23,2	15,4	14,7	14,1	7,8
UM-Po-Mi-30Jan02	97	0,1	1,7	35,8	33,1	25,0	4,5	0,0
UM-Po-Mi-06Feb02	41	0,2	1,9	5,3	38,2	53,9	0,6	0,0
UM-Po-Mi-13Feb02	38	0,1	4,6	35,3	30,1	29,8	0,1	0,0
UM-Po-Mi-24Apr02	18	0,1	4,6	27,8	55,6	11,9	0,0	0,0
UM-Po-Mi-28Aug02	34	0,0	3,5	17,8	34,5	43,2	1,0	0,0
UM-Po-Mi-24Apr02-Lee	18	0,0	4,1	27,7	48,0	20,0	0,3	0,0
UM-Po-Mi-05Feb04	75	0,0	2,9	36,3	36,0	23,2	1,5	0,0
UM-Po-Mi-07Feb04	63	0,0	8,8	58,3	19,4	13,5	0,0	0,0
UM-Po-Mi-25Feb04	21	0,0	60,6	30,0	8,3	1,1	0,0	0,0

dunklere Schattierung kennzeichnet Fraktionen > 20 %