

1/2010

Veranstaltungen

Flusssysteme in Raum und Zeit

12. Gewässermorphologisches Kolloquium
am 3./4. November 2009 in Koblenz

Koblenz, August 2010



Bundesministerium
für Verkehr, Bau
und Stadtentwicklung

Impressum

Herausgeber: Bundesanstalt für Gewässerkunde
Am Mainzer Tor 1
Postfach 20 02 53
56002 Koblenz
Tel.: (0261) 1306-0
Fax: (0261) 1306 5302
e-mail: posteingang@bafg.de
Internet: <http://www.bafg.de>

Druck: Druckpartner Moser, Druck + Verlag GmbH, Rheinbach

ISSN 1866 – 220X

Inhaltsverzeichnis

Flusssysteme in Raum und Zeit	4
Flusssysteme – eine Einführung	
Emil Gözl	5
Die Internationale Sediment Initiative der UNESCO	
Manfred Spreafico.....	13
Bewirtschaftung unterirdischer Fließgewässer in Karstgebieten – Pilotstudie auf Java, Indonesien	
Franz Nestmann und Peter Oberle.....	21
Glacier fed rivers – their contribution to the sediment budget	
Jim Bogen	34
Sand-gravel subaquatic bed forms in the Raba River – morphology and granulometrics	
Artur Radecki-Pawlik, Paul Carling and L. Książek.....	47
Der Oberjurakarst als Pegelschreiber der Flussgeschichte Südwestdeutschlands – ein Blick zurück bis ins Miozän	
Hartmut Seyfried, Marcel Strasser und Annette Strasser	59
Sedimentfrachten gestern und heute: Beispiele aus dem Rheineinzugsgebiet	
Matthias Hinderer.....	73
The Dutch Rhine branches: Dynamics of restrained rivers	
Wilfried ten Brinke	81
Morphologie und Hydraulik des frei fließenden Oberrheins	
Stefan Vollmer und Roman Weichert	93
System Seeschiffahrtsstraße – Schifffahrt, Umwelt, Entwicklungen	
Hans-Heinrich Witte und Günther Eichweber	103
Binnenwasserstraßen und ihre verkehrswasserbaulichen Herausforderungen	
Andreas Schmidt.....	112
Bundeswasserstraßen – klima- und umweltfreundlicher Verkehrsträger im 21. Jahrhundert	
Harald Köthe	121
Hat die Gewässermorphologie eine nennenswerte Bedeutung für die Gewässerbiologie?	
Fritz Kohmann	131
Morphologie als Indikator für die Habitatqualität	
Silke Wieprecht.....	135

Flusssysteme in Raum und Zeit

12. Gewässermorphologisches Kolloquium

Mit dem Versuch, Flusssysteme in ihrer Gesamtheit darzustellen, weitete das 12. Gewässermorphologische Kolloquium der BfG den Rahmen der bisherigen Veranstaltungsreihe deutlich aus. Ausgehend von der Bedeutung für die Oberflächengestaltung unseres Planeten über ihre Funktion als Lebensraum bis hin zur Nutzung als Verkehrsträger wurden Flusssysteme auf dieser Veranstaltung aus sehr unterschiedlichen Blickwinkeln betrachtet mit dem Ziel, auf diese Weise zu einer Gesamtsicht und zu einem besseren Systemverständnis zu kommen. Nationale und internationale Experten aus dem Bereich der Geo-, Umwelt- und Ingenieurwissenschaften vermittelten mit ihren Beiträgen ein aktuelles Bild der sich durch endogene Kräfte, Klimawandel und anthropogene Einwirkungen ständig verändernden Flusssysteme.

Im Lauf der Jahre hat sich das Gewässermorphologische Kolloquium der Bundesanstalt für Gewässerkunde zu einem anerkannten Forum entwickelt, auf dem Fachleute aus Wasserwirtschaft, Wasser- und Schifffahrtsverwaltung, Hochschulen und Fachinstituten gewässermorphologische Themen unterschiedlichster Art präsentieren und gemeinsam diskutieren können. Prof. Dr. Emil Gözl, bis Februar 2010 Leiter des Referats M 3 „Grundwasser, Geologie und Gewässermorphologie“, hat diese Veranstaltungsreihe mit initiiert und in Zusammenarbeit mit Yvonne Strunck und anderen Kolleginnen und Kollegen der BfG über die letzten Jahre hinweg konsequent weitergeführt. Die Veranstaltung „Flusssysteme in Raum und Zeit“ war das letzte von ihm in seiner Dienstzeit organisierte Kolloquium.

Seine wissenschaftlichen Freunde und Kollegen wünschen Emil Gözl weiterhin beste Gesundheit, Frische und viel Freude und hoffen, ihn noch auf so mancher Fachkonferenz begrüßen zu können.

Flusssysteme – eine Einführung

Emil Götz

Definitionen

Flusssysteme prägen die Oberfläche der Kontinente, gestalten ihr Relief und geben ihnen so ein Gesicht. Die rein hydrologische Definition des Flusssystems als Gesamtheit aller Flüsse, die sich aus dem Hauptfluss und aus allen direkten und indirekten Nebenflüssen ergibt (Wikipedia), nimmt nur auf das Gewässernetz Bezug. Hingegen begreift der geomorphologisch orientierte Betrachter das Flusssystem als eine Landschaftseinheit, die sich aus verschiedenen morphologischen Elementen zusammensetzt (Talhang, Aue, Flussbett etc.). Diese Elemente sind verknüpft über Prozesse, die durch den Massen- (Wasser, Feststoff) und Energiefluss gesteuert werden (CHARLTON 2007, MOLNAR 2009). Noch umfassender wird das Flusssystem definiert, wenn die Landschaftseinheit als Lebensraum gesehen wird und zusätzlich biotische Faktoren ins Spiel kommen. Das nun aus abiotischen und biotischen Elementen bestehende Gesamtsystem reagiert auf treibende Kräfte und passt sich in unterschiedlichen Zeitmaßstäben an veränderte Randbedingungen an.

Maßgebende Prozesse

Flusssysteme entstehen durch das Zusammenspiel einer Reihe von endogenen und exogenen Prozessen. Die Hebung von Krustenteilen, sei es im Zuge von Gebirgsbildungen oder isostatischen Ausgleichsbewegungen, schaffen die für den Schwerkraft getriebenen Massentransport erforderliche Potenzialdifferenz. Über Verdunstung und atmosphärischer Zirkulation wird Wasser in hochgelegene Regionen transportiert und als Niederschlag zur Verfügung gestellt. Das abfließende Wasser erodiert das durch Verwitterungsprozesse aufgelockerte Gesteinsmaterial und transportiert es talab. Wo die Transportkraft der Fließgewässer nicht ausreicht, kommt es zur Sedimentation der mitgeführten Feststoffe. Bevorzugte Sedimentationsgebiete sind der Mündungsbereich (Delta) und tektonische Senkungsgebiete (z. B. Grabenzonen).

Hinsichtlich des Sedimentflusses und der dominierenden Prozesse lässt sich ein ideales Flusssystem nach SCHUMM (1977) von der Quelle bis zur Mündung in drei Subsysteme einteilen: In die Produktionszone, in der das meiste Sediment durch Zulieferung von den Hängen bereitgestellt wird, in die Transferzone, in der die Verbindung zwischen Gerinne und Hang und damit die Sedimentproduktion nicht mehr so stark ist und deshalb im Wesentlichen durch Transport erfolgt sowie in die Ablagerungszone, in der die Energie nicht mehr ausreicht, um das Sediment weiter zu transportieren. In der Natur ist diese einfache Abfolge nicht immer gegeben. So kann die Produktionszone direkt in die Ablagerungszone übergehen oder es kann, wie am Rhein, die Abfolge der drei Zonen gleich mehrfach hintereinander auftreten.

Kontrollierende Faktoren

Wie in Abb. 1 dargestellt, lässt sich ein Flusssystem als Landschaftseinheit in die Hauptelemente Hang sowie Gerinne und Aue gliedern. Bezogen auf das Einzugsgebiet wird es einerseits durch interne, andererseits durch externe Faktoren maßgeblich beeinflusst. Interne Faktoren sind die Topographie, die Geologie sowie die Böden und die Vegetation im Einzugsgebiet. Zu den externen Faktoren zählen das Klima, die Tektonik (Hebung und Senkung der Erdkruste), die Lage bzw. Veränderung der Erosionsbasis (z. B. natürliche Felsschwelle, Meeres- oder Seespiegel) und der Mensch, der direkt (Wasserbau) oder indirekt über die Landnutzung und die durch ihn bewirkte Klimaänderung in das System eingreift. Näheres zu den anthropogenen Eingriffen und ihren Auswirkungen wird weiter unten ausgeführt.

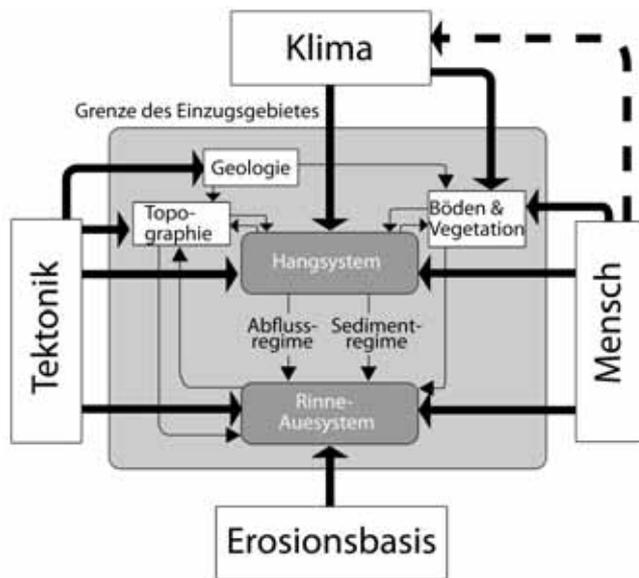


Abb. 1: Wirkungsgefüge (nach CHARLTON 2007)

Wasser- wie Sedimentfluss werden einerseits von oberstrom her z. B. über die Hydrologie, die Geologie oder die Landnutzung, andererseits auch von unterstrom her durch die Höhenlage der Erosionsbasis kontrolliert. Nach RODRIGUEZ-ITURBE & RINALDO (1997) stellt sich das System auf einen optimalen Energieverbrauch ein, d. h. es entwickelt sich unter den vorgegebenen Randbedingungen so, dass der Wasser- und Sedimenttransport auf die effizienteste Art und Weise erfolgt. Dies hat u. a. zur Folge, dass sich im Lauf der Zeit ein Gleichgewicht zwischen Sedimentangebot und Transportkapazität einstellt, das sich letztendlich in einem ausgeglichenen Längsprofil (Ausgleichsprofil) manifestiert (MANGELSDORF & SCHEUERMANN 1980). Wird das Gleichgewicht gestört, reagiert das System durch eine entsprechende Anpassung, bis sich ein neuer Gleichgewichtszustand einstellt (KERN 1994). In der Natur werden diese Gleichgewichtszustände selten erreicht, da zwischenzeitlich klimatische oder tektonische Ereignisse die Randbedingungen verändern. Mit Beginn des Ackerbaus ist auch der Mensch zu einem Faktor geworden, der den Zustand eines Flusssystemes entscheidend beeinflussen kann.

Stoffflüsse im System

Ein Flusssystem ist ein offenes System (CHARLTON 2007), da sowohl Energie als auch Masse mit der Umgebung ausgetauscht werden. Der Stoffeintrag in das System besteht zum einen aus Wasser und zum anderen aus Sediment, das beim verwitterungsbedingten Gesteinszerfall entsteht. Hinzu kommen partikuläres organisches Material und gelöste Stoffe, die sich aus der Zersetzung von organischer Substanz bzw. aus der chemischen Gesteinsverwitterung herleiten.

Die Sedimentfracht besteht überwiegend aus mineralischen Feststoffen, der Anteil an organogenen Partikeln überschreitet in seltenen Fällen wenige Prozent. Die Lösungsfracht entsteht überwiegend durch die Auflösung und Umwandlung von gesteinsbildenden Mineralien. Hinzu kommen organische und anorganische Einträge aus häuslichen und industriellen Abwässern sowie aus der Landwirtschaft.

Das Verhältnis von Sediment- zu Lösungsfracht beträgt global gesehen etwa 60 : 40, kann aber im Einzelnen sehr stark differieren. Bei der Sedimentfracht wird zwischen der groben Bodenfracht (Geschiebe) und der feinkörnigen Suspensionsfracht (Schwebstoff) unterschieden. Auch das Verhältnis von Geschiebe zu Schwebstoff ist je nach Flusstyp und Einzugsgebiet sehr unterschiedlich. Im globalen Kontext wird das Verhältnis von Schwebstoff zu Geschiebe auf etwa 2:1 geschätzt.

Mit der Quantifizierung des globalen Sedimentflusses von den Kontinenten in die Ozeane haben sich verschiedene Autoren (SIVITSKY et al. 2005, WALLING 2008, BOGEN 2010) beschäftigt. Auch wenn die Schätzungen des Sedimenteintrags in die Meere recht gut übereinstimmen (insgesamt 12,5 bis 13,5 Gt/a), ergeben sich doch beträchtliche Unterschiede hinsichtlich des anthropogenen Einflusses auf Sedimentproduktion und auf Sedimentrückhalt (s. Tabelle 1). So hat sich nach WALLING (2008) die Sedimentproduktion durch anthropogene Einwirkungen von 14 auf 36,6 Gt/a erhöht. Davon werden 24 Gt/a in künstlichen Speichern (Talsperren, Stauhaltungen etc.) zurückgehalten. SIVITSKY et al. (2005) gehen hingegen nur von einer mäßigen Erhöhung der Sedimentproduktion durch menschliche Einwirkungen von 12,6 auf 16,2 Gt/a aus, von denen nur 3,6 Gt/a in den Speichern zurückgehalten werden.

Tabelle 1

Globaler Sedimentfluss

		SYVITSKY et al. (2005)	WALLING (2008)
"Prähumaner" Sedimentfluss	[Gt/a]	14,0	14,0
Aktueller Sedimentfluss	[Gt/a]	12,6	12,6
Aktueller Sedimentfluss ohne Rückhalt in künstlichen Speichern	[Gt/a]	16,2	36,6
Reduktion des Sedimentflusses durch Speichern	[Gt/a]	3,6	24,0
Anstieg des Sedimentflusses durch menschliche Aktivität	[%]	22,0	160,0
Reduktion des Sedimentflusses durch Speicherrückhalt	[%]	16,0	66,0

Funktion und Nutzung

Die drei wichtigsten natürlichen Funktionen eines Flusssystemes sind die Wasserabfuhr bzw. die Entwässerung des Einzugsgebiets, der Transport von festen und gelösten Stoffen sowie das durch die Wechselwirkung dieser beiden Prozesse und durch die Besiedlung mit Organismen entstehende Ökosystem. Der eben erwähnte Rückhalt von Sedimenten in künstlichen Speichern ist ein sehr unerwünschter Nebeneffekt, da das Speichervolumen bei anhaltender Sedimentation ständig abnimmt und unterhalb des Stauwerks nicht mehr genügend Sediment zur Verfügung steht. Der Bau von Staudämmen ist daher ein typisches Beispiel, wo die Nutzung die natürliche Funktion eines Fließgewässers stark beeinträchtigt.

Zu den meistgenannten Nutzungen eines Flusssystemes zählen die

- > Versorgung mit Trink- und Brauchwasser
- > Abwasserentsorgung
- > Stromerzeugung
- > Schifffahrt
- > Fischerei sowie
- > Freizeit und Erholung

Bezieht man jedoch die Talaue und die angrenzenden Hänge mit ein, gehören auch die Land- und Forstwirtschaft sowie die Besiedlung, sei es zu Wohnzwecken oder für die industrielle Produktion, zu den wichtigen Nutzungen eines Flusssystemes.

Anthropogene Eingriffe

Nutzungen sind immer verbunden mit Eingriffen, die das System mehr oder weniger stark verändern bzw. es zu entsprechenden Anpassungen zwingen. Man kann unterscheiden zwischen wasserbaulichen Eingriffen in den Flusslauf, Eingriffen im Einzugsgebiet und systembeeinflussenden Prozessen, deren Ursachen außerhalb des Einzugsgebiets liegen. In Tabelle 2 sind einige bedeutende anthropogene Eingriffe in die mitteleuropäischen Flusssysteme aufgeführt. Die ältesten Eingriffe sind die Rodungen, die zu einem erhöhten Sedimentanfall und zur Bildung von Auelehmdecken in den Flusstälern geführt haben. Sie begannen bereits in der Jungsteinzeit (Neolithikum) und hatten ihren Höhenpunkt im Mittelalter. Der jüngste und in seinen Folgen auf die Flusssysteme noch nicht abschätzbare Prozess ist die durch den CO₂-Ausstoß geförderte Erwärmung der Erdatmosphäre und ein damit einhergehender Klimawandel.

Tabelle 2

Anthropogene Eingriffe (Mitteleuropa)

Rodung	→ Landnutzung (seit dem Neolithikum)
Kanal- u. Deichbau	→ Entwässerung, Hochwasserschutz (seit dem Altertum)
Korrektion, Begradigung	→ Hochwasserschutz, Landwirtschaft, Gesundheit (19. Jahrhundert)
Flussregelung	→ Schifffahrt (19. u. 20. Jahrhundert)
Stauregelung, Talsperren	→ Schifffahrt, Wasserkraftnutzung (20. u. 21. Jahrhundert)
Einleitung	→ Abwasserentsorgung (19. u. 20. Jahrhundert)
CO ₂ Emission	→ Energieversorgung (20. u. 21. Jahrhundert)

Schon länger bekannt sind die Auswirkungen von Abwassereinleitungen, die ausgehend von häuslichen Abwässern über industrielle und landwirtschaftliche Einträge bis hin zu den sogenannten mikroorganischen Verunreinigungen die Flusssysteme belasten. Auch wenn in den industrialisierten Ländern Mitteleuropas die Belastung durch häusliche und industrielle Abwässer infolge des Baus von Kläranlagen stark zurückgegangen sind, bleiben die aus der Landwirtschaft und dem Ablauf der Kläranlagen stammenden Nährstoffe weiterhin ein Problem. Noch Gegenstand der Forschung sind die Auswirkungen der in geringsten Konzentrationen vorkommenden mikroorganischen Verunreinigungen wie Arzneimittel und Hormone, die von Mensch und Tier über das Trinkwasser aufgenommen werden.

Quantitative Änderungen von Wasser- und Sedimentfluss sind überwiegend auf wasserbauliche Eingriffe zurückzuführen. Direkte Eingriffe beschränkten sich an großen Flüssen lange Zeit auf Schutzbauten wie Hochwasserdeiche und Ufersicherungen. Erst gegen Ende des 18. Jahrhunderts waren das flussbauliche Wissen und die technischen Möglichkeiten soweit fortgeschritten, dass auch größere Umgestaltungen des Flusslaufs in Angriff genommen werden konnten. Ziel dieser Eingriffe war zunächst die Verbesserung der Lebensbedingungen am Fluss wie z. B. die landwirtschaftliche Nutzung der fruchtbaren Talauen und der Schutz der Siedlungen vor Hochwasser. Im 19. Jahrhundert kam die Schifffahrt und im 20. Jahrhundert die intensive Nutzung der Wasserkraft zur Stromerzeugung hinzu. Aber auch die Talauen wurden im Lauf der Jahrhunderte immer stärker als Siedlungsraum genutzt. Inzwischen ist der ursprünglich für den Hochwasserabfluss zur Verfügung stehende Talraum zum größten Teil intensiven anthropogenen Nutzungen unterworfen.

Die negativen Folgen der Eingriffe sind in Tabelle 3 stichwortartig zusammengefasst.

Tabelle 3

Folgen der Eingriffe (Auswahl)

Verstärkte Bodenerosion	→	Erhöhung der Suspensionsfracht
Abflussbeschleunigung	→	Erhöhung der Hochwasser
Verlust an Retentionsraum	→	Erhöhung der Hochwasser, Verstärkung der Sohlenerosion
Geschieberückhalt in Stauräumen	→	Verstärkte Sohlenerosion unterstrom
Akkumulation schadstoffbelasteter Sedimente	→	Remobilisierung von Schadstoffen bei Hochwasser
Strukturelle Verarmung	→	Rückgang der Artenvielfalt, Verlust der Durchgängigkeit
Änderung des Abflussregimes	→	Häufung von Extremereignissen im Hoch- und Niedrigwasserbereich

Heutige Aufgaben

Die Nutzung der Flusssysteme hat nicht nur zur Prosperität einzelner Regionen, sondern ohne Zweifel auch zur Entwicklung ganzer Kulturen, ja zum Wohle der Menschheit insgesamt beigetragen. Auch in Zukunft kann auf die Nutzung von Flusssystemen nicht verzichtet werden. Gleichwohl gilt es heute, unter Einbeziehung der vorhandenen Erfahrungen und unter

Anwendung des bisher erworbenen Wissens die Nutzung so zu gestalten, dass sie nicht nur den oft unterschiedlichen und teilweise konkurrierenden Ansprüchen gerecht wird, sondern vor allem auch die natürlichen Funktionen des Flusssysteme stützt und erhält oder, falls diese schon teilweise verlorengegangen sind, wieder herstellt. Dafür gibt es eine ganze Reihe von Ansätzen, insbesondere was die Funktion des Ökosystems angeht. Relativ einfach gestaltet sich die Rehabilitierung von kleinen Fließgewässern, die oft nur zur besseren Entwässerung und/oder zur landwirtschaftlichen Nutzung der kleinen Auen ausgebaut worden waren. Hier gibt es die Möglichkeit des vollständigen Rückbaus und des sich selbst Überlassens des Gewässers. Deutlich schwieriger und komplexer ist die ökologische Verbesserung von großen Flüssen, die meist multiplen Nutzungen unterliegen wie z. B. auch der Schifffahrt.

Als Ansätze für Bundeswasserstraßen wäre z. B. zu nennen

- > Ausbauzustand optimieren bei gleichzeitiger Minimierung der Eingriffe
- > Ökosystem verbessern durch eine darauf abgestimmte Unterhaltung
- > Sedimenthaushalt und Sedimentqualität verbessern durch ein entsprechendes Sedimentmanagement
- > Auswirkungen des Klimawandels begegnen durch die Entwicklung geeigneter Anpassungsstrategien
- > Synergien nutzen wie z. B. beim Geschiebemanagement des Rheins (BMV 1997), das sowohl der Schifffahrt, der Wasserwirtschaft als auch dem Ökosystem zugute kommt

Die Voraussetzungen, um die Nutzung der Flusssysteme mit deren natürlicher Funktion so weit wie möglich in Einklang zu bringen, haben sich mit Einführung der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie im Jahr 2000 deutlich verbessert und es liegt nun in der Verantwortung der zuständigen Verwaltungen, in Zusammenarbeit mit den unterschiedlichen Gewässernutzern das anvisierte Ziel zu erreichen.

Literatur

BOGEN, J. (2010): Glacier fed river – their contribution to the sediment budget. In: Veranstaltungen 1/2010 „Flusssysteme in Raum und Zeit“, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz Juli 2010, S. 34-46

BMV (1997): Sohlgleichgewicht am Rhein. Bericht Bundesministerium für Verkehr, Münster/Mainz, Dezember 1997

CHARLTON, R. (2007): Fundamentals of fluvial geomorphology, 234 pp, Oxon, UK (Routledge)

KERN, K. (1994): Grundlagen naturnaher Gewässergestaltung, 256 S., Berlin (Springer)

MANGELSDORF, J., K. SCHEUERMANN (1980): Flußmorphologie – ein Leitfaden für Naturwissenschaftler und Ingenieure, 262 S., München, Wien (Oldenbourg)

MOLNAR, P. (2009): Fluvial Systems. Lecture 1, Lehrveranstaltung des Instituts für Umweltingenieurwissenschaften der ETH Zürich

Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 22. Dezember 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik

RODRIGUEZ-ITURBE, I., A. RINALDO (1997): Fractal river basins – chance and self-organization, 564 pp, Cambridge (Cambridge University Press)

SCHUMM, S. A. (1977): The fluvial system, New York (John Wiley&Sons)

SIVITSKY J. P. M., C. J. VÖRÖSMARTY, C. J. KETTNER, P. GREEN (2005): Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean, Science 308, 376-380

WALLING, D. E. (2008): The changing sediment load of the world's rivers, IAHS Publ. 325, 323-338



Kontakt:

Prof. Dr. Emil Gözl

Lehrhohl 5

56077 Koblenz

Tel.: 0261/78387

E-Mail: emil.goelz@t-online.de

Jahrgang: 1945

1965 – 1970

Geologiestudium an der Universität Stuttgart

1971 – 1976

Institut für Mineralogie, Promotion

1976 – 2010

Bundesanstalt für Gewässerkunde

ab 1979 Leiter des Fachgebiets Geologie

ab 1995 Leiter des Sachbereichs Geologie,
Sedimentologie, Bodenkunde

ab 2002 Leiter des Referats Grundwasser,
Geologie, Gewässermorphologie

1991 – 2010

Lehrbeauftragter der Universität Stuttgart,
2001 Ernennung zum Honorarprofessor

Forschungsgebiete: Fluviale Sedimentologie
und Sedimentmanagement

Mitarbeit in nationalen und internationalen
Gremien und Ausschüssen z. B. ISI/UNESCO

KHR

IKSR, IKSE

DWA

Die Internationale Sediment Initiative der UNESCO

Manfred Spreafico

1 Ausgangslage

Die Internationale Sediment Initiative (ISI) wurde 2002 im Rahmen des Internationalen Hydrologischen Programmes (IHP) der UNESCO gegründet. Auslöser hierzu war die Erkenntnis, dass Erosionsprozesse sowie Transport und Ablagerung von Sedimenten nur unvollständig erforscht sind. Dadurch stehen für die Praxis nur ungenügende Planungsgrundlagen für das Sedimentmanagement zur Verfügung. Es wurde klar aufgezeigt, dass Erosions- und Sedimentationsprozesse zunehmend große ökonomische, ökologische und soziale Auswirkungen haben. So gehen Schätzungen davon aus, dass in wenigen Jahrzehnten mehr als 50 % des Volumens der Speicherseen durch Stauraumverlandung verloren gehen. Alternative Speicherstandorte sind nur in sehr begrenzter Zahl verfügbar, was dazu führt, dass dann in einigen Gegenden kein Wasser mehr für Bewässerung oder Energieerzeugung zur Verfügung steht. Zukunftsgerichtete Sedimentmanagement-Verfahren sind deshalb zu entwickeln. ISI soll die Arbeiten hierzu unterstützen.

2 Was ist die Mission von ISI?

Die Mission von ISI ist die globale Organisation und Stärkung des Informationsaustausches auf dem Gebiet Sediment. ISI soll neue Impulse geben für die nachhaltige Sedimentbewirtschaftung im Rahmen der nachhaltigen Wasserwirtschaft. Dies umfasst das Monitoring, die Analysen, die Studien und Untersuchungen sowie die Methoden und Verfahren für die Sedimentbewirtschaftung.

ISI soll auch die Interessen der nachhaltigen Sedimentbewirtschaftung in den beiden Umweltdekaden der UNO, „Water for Life Decade“ und „Decade for Education for Sustainable Development“, vertreten.



Abb. 1: Mission von ISI

3 Was sind die Ziele von ISI?

Die Hauptzielrichtung von ISI ist die Initiierung und Unterstützung von Aktivitäten, welche zu einem nachhaltigen Sedimentmanagement führen. Es sind dies die folgenden generellen Ziele:

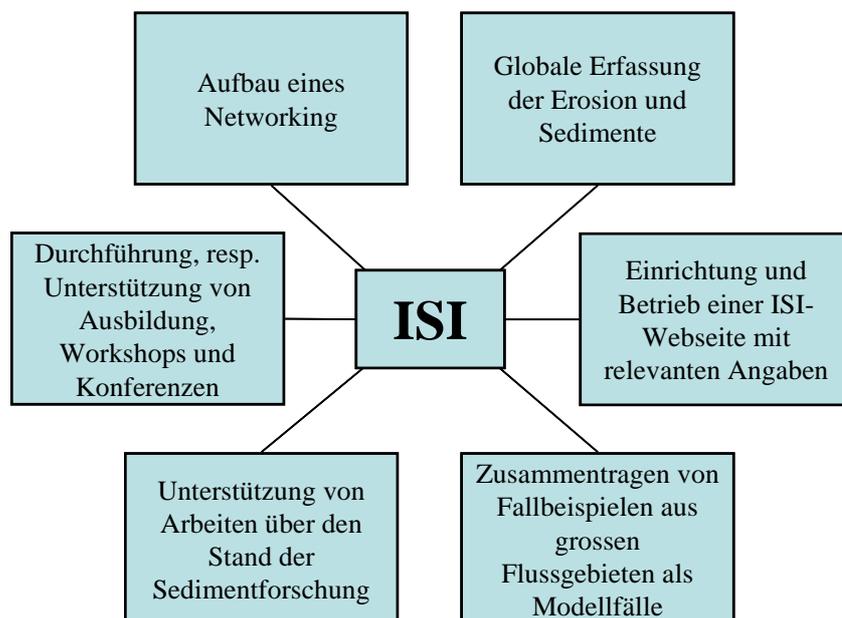
Die Berücksichtigung der Erosions- und Sedimentationsprozesse in der integrierten Wasserbewirtschaftung verstärken.

Die nachhaltige Bewirtschaftung der Boden- und Sedimentressourcen verbessern unter Berücksichtigung von quantitativen und qualitativen Aspekten.

Die Ausbildung, das Training und den Wissenstransfer unterstützen. Insbesondere auch das "Policy making" fördern.

4 Mit was für Aktivitäten und Projekten beschäftigt sich ISI?

Zur Hauptsache arbeitet ISI auf den folgenden Gebieten:



4.1 Globale Erfassung der Erosion und Sedimente

Bei diesem Projekt soll ein globales „repository“ für Messungen, Daten, Information und Dokumentation bezüglich Erosion und Sedimenttransport aufgebaut werden. Das „reporting“ kann als Basis für die globale Erhebung von Sedimentproblemen und ihrer sozialen und ökonomischen Auswirkungen dienen. Für die Daten- und Informationsbasis erhält ISI Unterstützung durch international tätige Institutionen wie IRTCES in Peking, GEMS-Water in Kanada, ISIDE Observatory usw. Zudem stehen die Informationen aus den Fallbeispielen von den großen Flusseinzugsgebieten zur Verfügung.

4.2 Einrichtung einer ISI-Webseite

In der Webseite finden sich Informationen zur ISI, Angaben zu Aktivitäten und Projekten, News & Events, Links zu Datenbanken und Institutionen sowie Publikationen (s. Abb. 2). Vierteljährlich wird ein Newsletter aufgeschaltet.

4.3 Zusammentragen von Fallbeispielen aus großen Flussgebieten

Für ausgesuchte große Flussgebiete wurden und werden die Lösung von Erosions- und Sedimentproblemen zusammengetragen und in Publikationen dargestellt. Beschrieben werden Beobachtung, Datenbearbeitung, Analyse, Studien, Auswirkungen, Bewirtschaftung, Gesetzgebung usw.

Fertig gestellt sind die Studien für Nil, Mississippi, Rhein, Wolga und Gelber Fluss. In Bearbeitung sind Donau und Rio Bermejo.



Abb. 2: Webseite von ISI (www.irtces.org/isi/)

Als Beispiel enthält die Case Study Rhine „Erosion, Transport and Deposition of Sediment“, Report no II-20 der Internationalen Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes, KHR, die folgenden Angaben:

- > Beschreibung des Rheineinzugsgebietes
- > Nutzer und Nutzungen
- > Problembeschreibungen zur Sedimentbewirtschaftung aufgegliedert nach kleinen alpinen Einzugsgebieten und großen Flusssystemen im Rheingebiet
- > notwendige Sedimentbeobachtungen
- > Stauraumverlandung
- > verfügbare Sedimentdaten
- > Monitoring-Geräte und -methoden
- > Methoden für die Abschätzung von Erosion und Sedimentfrachten
- > rechtliche, administrative und organisatorische Gegebenheiten
- > ausgewählte Empfehlungen für das Sedimentmanagement
- > Beispiele von ausgeführten Sedimentstudien

Die Publikation der KHR dient gleichzeitig als Beitrag zur ISI.

4.4 Übersicht über Sedimentforschung

Es wurden 2 Berichte erstellt und in den UNESCO Technical Documents in Hydrology publiziert. Es handelt sich um:

- > A southern perspective on erosion and sediment dynamics from catchments to coast
von Gerrit BASSON
- > A northern perspective on erosion and sediment dynamics from catchments to coast
von Giampaolo DI SILVIO

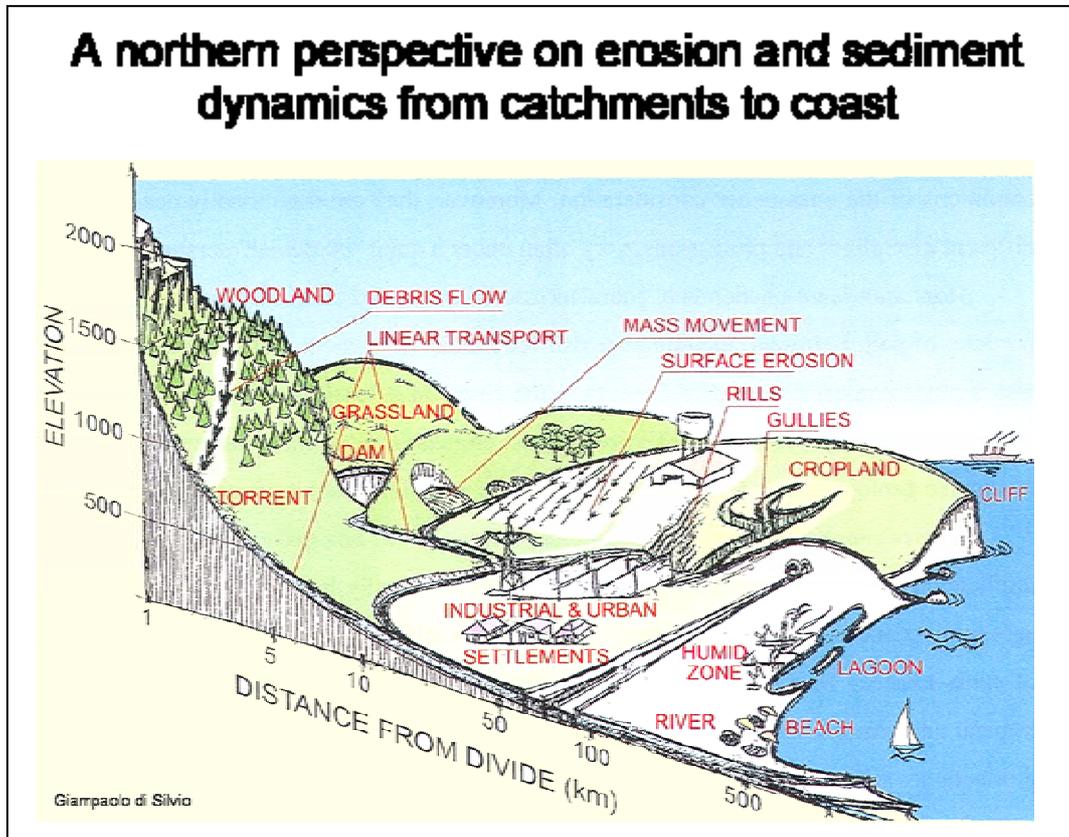


Abb. 3: Titelblatt der Publikation von G. DI SILVIO mit Prozessen

Die beiden Berichte beschreiben fundiert relevante Prozesse für die gewählten Regionen. Sie geben aber keine vollständige Übersicht über den Stand der globalen Forschung.

4.5 Ausbildung für die nachhaltige Sedimentbewirtschaftung

Als langfristiges Ziel wird die Produktion von Ausbildungshilfen, das Anbieten von e-learning und die praktische Ausbildung von Fachkräften vor Ort angestrebt.

Dabei werden die regionalen Prioritäten und sozio-ökonomische sowie ökologische Gegebenheiten beachtet.

Bis heute wurde Schwergewicht auf Workshops gelegt. Es wurden Workshops in der Schweiz, Italien, Argentinien, Ägypten, Laos, Mexiko, Serbien, China, Brasilien und Panama durchgeführt.

Daneben wurden eine ISI-Konferenz im Sudan und ein Symposium im Rahmen der IAHS-Konferenz in Indien veranstaltet.

Zudem wird die Idee verfolgt, dass internationale Experten zusammen mit den lokalen Fachleuten vor Ort sinnvolle Problemlösungen ausarbeiten.

4.6 Networking

ISI verfügt über keine ausreichenden Personal- und Finanzkapazitäten, um alle Aufgaben wahrzunehmen. ISI ist deshalb auf die Zusammenarbeit und Unterstützung mit auf Erosions- und Sedimentprobleme spezialisierten internationalen Organisationen angewiesen.

Eine wichtige Rolle spielt dabei das International Research and Training Center on Erosion and Sedimentation (IRTCES), ein Kategorie II Center von UNESCO in Peking. Das ISI-Sekretariat ist dort untergebracht und IRTCES unterstützt ISI auch auf dem technischen Bereich.

Wichtig für ISI ist auch die Zusammenarbeit mit internationalen Flussgebietskommissionen, da dieselben über viel Wissen und Erfahrung verfügen. So hat die Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes (KHR) die Fallstudie Rhein erarbeitet und sie der ISI zur Verfügung gestellt.

Zusammenarbeit ist aber auch mit Forschungsinstituten sehr erwünscht.

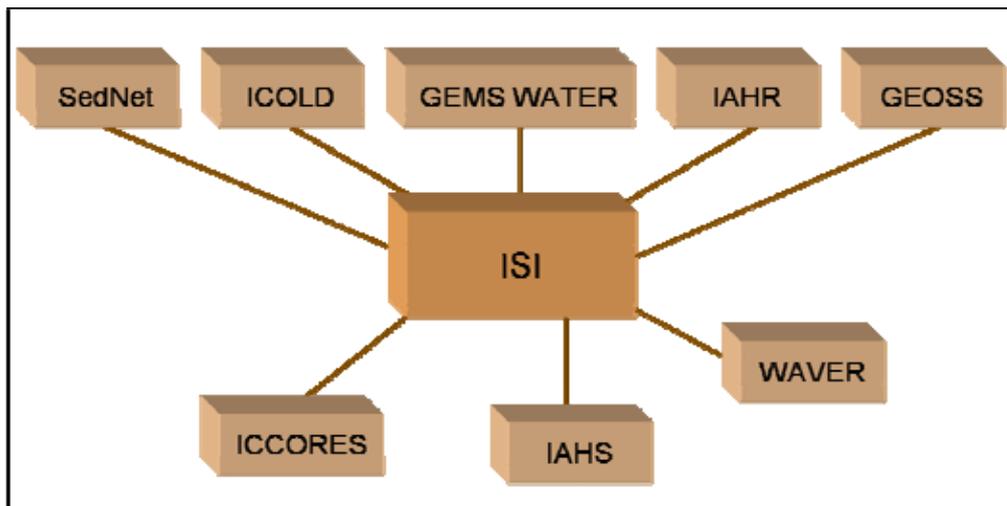


Abb. 4: Eine Anzahl von Partnerorganisationen von ISI

4.7 Zur Organisation in Kürze

UNESCO

Internationales Hydrologisches Programm

Internationale Sediment Initiative

Website: <http://www.irtces.org/isi/info.asp>

Organisation: UNESCO-Headquarter in Paris
ISI-Steering Committee mit Vertretern aus allen Kontinenten, gewählt
durch den IHP Intergovernmental Council
ISI-Sekretariat bei IRTCES angegliedert

Verantwortlicher bei UNESCO: Dr. Anil Mishra
Programme Specialist
Section of Hydrological Processes and Climate
International Hydrological Programme (IHP)
UNESCO/Division of Water Sciences
1 rue Miollis
75732 Paris Cedex 15
FRANCE
a.mishra@unesco.org

Vorsitzender des ISI Steering Committee: Prof. Dr. Manfred Spreafico
Universität Bern
Geographisches Institut
Gruppe für Hydrologie
Hallerstrasse 12
CH - 3012 Bern
manfred.spreafico@bafu.admin.ch

Sekretär von ISI: Dr. Cheng LIU, Professor
Deputy Chief, Department of Research & Training
IRTCES, P.O. Box 366,
No.20 Chegongzhuang West Rd.
Beijing, 100044, China
chliu@iwhr.com; cliu.beijing@gmail.com



Kontakt:

Prof. Dr. Manfred Spreafico

Geographisches Institut
der Universität Bern
Gruppe für Hydrologie
Hallerstrasse 12
CH-3012 Bern
Schweiz

Tel.: +41 31 631 5470

Fax: +41 31 631 8511

E-mail:

Manfred.Spreafico@googlemail.com

Manfred Spreafico hat an der Eidg. Technischen Hochschule in Zürich Bauingenieur studiert und dort anschließend seine Doktorarbeit mit dem Titel "Verfahren zur optimalen Regulierung natürlicher Seen" verfasst. 1978 promovierte er zum Dr. sc. techn. der ETH Zürich. Von 1978 bis 2008 arbeitete er als Sektionschef, Abteilungschef und Leiter der Landeshydrologie bei der Bundesverwaltung in Bern. Daneben lehrte er als Privatdozent an der Uni Bern und wurde dort 1997 zum Honorarprofessor ernannt. Seit 2008 ist er als Professor am Geographischen Institut der Universität Bern tätig.

In seiner langjährigen Tätigkeit hat er mit Schwerpunkt auf den Gebieten

- > Planung hydrologischer Beobachtungsnetze für quantitative und qualitative Messgrößen
- > Bearbeitung, Analyse und Interpretation der hydrologischen Beobachtungen
- > Studien in den Bereichen Extremwerthydrologie, Niederschlags-Abflussmodellen, Wasser- und Sedimenthaushalt
- > Tracerhydrologie
- > Abflussvorhersagen
- > Systemanalyse und Kosten-Nutzen-Analysen in der Wasserwirtschaft
- > Optimale Steuerung wasserwirtschaftlicher Systeme gearbeitet.

Lehr-, Gutachter- und Expertentätigkeiten im Gebiet Wasser haben ihn in 62 Länder der Welt geführt.

Er hat in zahlreichen nationalen und internationalen Arbeitsgruppen auf dem Gebiet Hydrologie mitgewirkt. Heute ist er noch als Hydrology Adviser der Schweiz bei der WMO, Vorsitzender des Schweizerischen Nationalkomitees für das Internationale Hydrologische Programm der UNESCO, Vorsitzender des Steering Committees der International Sediment Initiative der UNESCO und als Präsident der Internationalen Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes tätig.

Bewirtschaftung unterirdischer Fließgewässer in Karstgebieten – Pilotstudie auf Java, Indonesien

Franz Nestmann und Peter Oberle

Der Beitrag gibt einen Überblick über ein BMBF-gefördertes Vorhaben zum Bau einer unterirdischen Wasserförderanlage in einem Karstgebiet auf Java. Ende 2008 konnte nach mehrjähriger Bauzeit trotz gravierender Rückschläge durch Erdbeben und Hochwasser der ProbEinstau und erste Test eines wasserkraftbetriebenen Fördermoduls erfolgreich durchgeführt werden. Die Pilotanlage soll zukünftig die Wasserversorgung von 80 000 Menschen sicherstellen und als Initial für die Multiplikation ähnlicher Vorhaben weltweit dienen. An der deutsch-indonesischen Kooperation waren insgesamt sieben Institute der Universitäten Karlsruhe und Gießen sowie mehrere Industriepartner beteiligt. Das Fortführungsprojekt „Integriertes Wasserressourcen-Management (IWRM) in der Region Gunung Kidul“ konzentriert sich neben der Erschließung der Wasservorkommen auch auf die Aspekte der Wasserverteilung und -aufbereitung sowie der Abwasserentsorgung speziell in Karstgebieten. Eine umfassende Darstellung der interdisziplinären F&E-Arbeiten findet sich in der Themenausgabe der WasserWirtschaft 99 (2009), Heft 7-8.



Abb. 1: Lage des Karstgebietes Gunung Kidul auf der Insel Java, Indonesien

1 Hintergrund

Das ca. 1 400 km² große Kalksteingebiet an der Südküste der Insel Java wird aufgrund seiner ausgeprägten Kegelkarstformationen „Gunung Kidul“, das Land der „tausend Hügel“, genannt. Insbesondere während der von Mai bis September andauernden Trockenzeit herrscht in der landwirtschaftlich geprägten Region ein akuter Wassermangel. Gleichzeitig existieren

jedoch große unterirdische Wasserressourcen, die bisher weitgehend ungenutzt über ein weitreichendes Höhlensystem in den Indischen Ozean abfließen (Abb. 1-3). Aufgrund der Rückhaltekapazität des Karstaquifers führen die unterirdischen Flüsse auch in der Trockenzeit eine beträchtliche Abflussmenge. Seit Jahrzehnten wurden von Seiten der indonesischen Regierung große Anstrengungen unternommen, die unterirdischen Wasserströme nutzbar zu machen. Eine nachhaltige Lösung wurde nicht gefunden. Viele Haushalte müssen während der Trockenzeit mit weniger als 10 Liter pro Kopf und Tag auskommen (SCHOLZ et al. 2004).



Abb. 2:
Karsthügellandschaft während der
Trockenzeit

Im Jahr 2002 wurde vom Institut für Wasser und Gewässerentwicklung (IWG) der Universität Karlsruhe (TH) ein vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) sowie deutschen Industriepartnern gefördertes Verbundprojekt initiiert, mit dem Ziel, das Höhlenwasser über regenerative Wasserkraft zu fördern. Ende 2008 wurde an einer Demonstrationsanlage in der Höhle von Bribin das erste Wasser über eine Steigleitung in ein 220 m höher gelegenes Verteilerbecken auf einem Karsthügel gefördert. Insgesamt können mit dem Höhlenkraftwerk zukünftig 80 000 Menschen in den umliegenden Hüttensiedlungen mit Trinkwasser versorgt werden. Weitere Projekte in angrenzenden Regionen laufen bereits an.

2 Interdisziplinäre Zusammenarbeit

Die Projektumsetzung erfordert eine enge Zusammenarbeit unterschiedlicher Fachdisziplinen sowie ein enges Netzwerk mit indonesischen Partnerinstitutionen. Auf deutscher Seite sind neben dem IWG insgesamt fünf weitere Institute der Fakultät für Bauingenieur-, Geo- und Umweltwissenschaften der Universität Karlsruhe beteiligt: das Institut für Massivbau und Baustofftechnologie, das Institut für Mineralogie und Geochemie, die Versuchsanstalt für Stahl, Holz, Steine, das Institut für Boden und Felsmechanik sowie das Geodätische Institut. Weitere Verbundpartner sind das Institut für Geographie der Universität Gießen sowie die Industriepartner Herrenknecht AG (Tunnelvortriebstechnik) und KSB AG (Pumpentechnologie). Zudem lieferten die VAG GmbH sowie Walcher Wasserkraft GmbH wichtige Anlagenkomponenten. Der nachfolgende Bericht gibt eine Übersicht über das Verbundvorhaben.

In Indonesien wurde über die Aktivitäten der letzten Jahre unter Einbeziehung aller bedeutenden regionalen und nationalen Behörden und Industriepartner ein gut funktionierendes Netzwerk aufgebaut. Zudem bestehen intensive Kooperationen mit mehreren Universitäten

und Forschungseinrichtungen sowie enge Kontakte zur lokalen Bevölkerung und ansässigen Nichtregierungsorganisationen. Die große Bedeutung und Akzeptanz der deutschen Aktivitäten wurde Ende 2004 mit der Besichtigung der Baustelle durch den indonesischen Staatspräsidenten S. B. Yudhoyono unterstrichen.



Abb. 3: Ungenutzte unterirdische Wasserressourcen

3 Konzepte zur Wasserförderung

Im Rahmen einer Vorstudie wurden zwei Grundkonzeptionen zur nachhaltigen Nutzung der unterirdischen Wasserressourcen entwickelt:

Variante 1:

Durch ein Sperrwerk, über welches der Höhlenquerschnitt komplett geschlossen werden kann, wird das kontinuierlich zuströmende Wasser aufgestaut. Hierdurch wird die notwendige Druckhöhe erzeugt, um einen Teil des Abflusses über ein wasserkraftbetriebenes Pumpensystem an die Oberfläche zu fördern. Anstelle von Turbinen wurde der Einsatz invers betriebener Pumpen vorgesehen, die ihrerseits über eine Welle bzw. ein mechanisches Getriebe direkt mit Pumpen für die Wasserförderung gekoppelt werden. Der Vorteil von Pumpen als Turbinenersatz (PAT) ist, dass sie weltweit leicht verfügbar, kostengünstig und zudem sehr robust und wartungsfreundlich sind (OBERLE et al. 2009).

Variante 2:

Die Erzeugung der zum Antrieb der PAT erforderlichen Druckhöhe erfolgt über eine Druckrohrleitung. Diese Ausführungsvariante kann für kurze Strecken mit hohem Gefälle zielführend sein. Sie ist weitgehend unabhängig von den geologischen Randbedingungen (kein Risiko durch Wasserverluste) hat jedoch den Nachteil der fehlenden Speicher- bzw. Bewirtschaftungsmöglichkeiten. Aufgrund der Unwegsamkeit und Enge in den Karsthöhlen und den sich daraus ergebenden Schwierigkeiten beim Verlegen der Rohrleitung bietet sich der Baustoff Holz an.

4 Das Pilotprojekt

4.1 Die Höhle Bribin

Im Rahmen des Verbundvorhabens wurde zunächst die Ausbauvariante 1 „Volleinstau mittels Sperrwerk“ exemplarisch getestet. Hierzu stellte sich die Höhle Bribin als besonders geeignet heraus. Über einen ca. 350 m langen engen Zugangstollen erreicht man einen unterirdischen Flusslauf. Der durchflossene Höhlenstrang hat eine Länge von etwa 3 km mit einem Volumen von ca. 300 000 m³. Während der Trockenzeit betragen die Abflussmengen zumeist über 1,0 m³/s, in der Regenzeit können die Abflüsse auf ein Mehrfaches anschwellen. Die Höhle wird am oberen und unteren Ende durch Siphons begrenzt. Vor dem unterstromigen Siphon staut sich das Wasser auf einer Länge von ca. 300 m zu einem natürlichen See zurück. Der elliptische Höhlenquerschnitt hat hier eine Breite von 10 m und eine Höhe von 6 m. Das Sperrwerk staut das Wasser auf ein Niveau von ca. 15 m auf (Abb. 4).

4.2 Anlagendimensionierung

Die Dimensionierung der Förderanlage erfolgte unter Berücksichtigung der in der Höhle gegebenen hydrologischen und topographischen Randbedingungen. In Zusammenarbeit mit dem Pumpenhersteller KSB AG wurden Standardmaschinen als Systemkomponenten ausgewählt (OBERLE et al. 2009). Der optimale Wirkungsgrad der Gesamtanlage wird über parallelen Betrieb von fünf Modulen, jeweils bestehend aus PAT, Getriebe und Förderpumpe, erreicht. Hinzu kommt ein kleineres Aggregat zur Eigenstromversorgung der Anlage (Inselbetrieb). Die elektrische Energie wird u. a. zur Versorgung des Steuerungssystems für die

Schieberarmaturen von Modulen und Hochwasserentlastungsrohren (Absperklappe DN800, Ringkolbenventil DN600/700 der Fa. VAG) genutzt. Die Firma Walcher Wasserkraft GmbH lieferte das SPS-gestützte Steuerungssystem für den modularen Anlagenbetrieb (WALCHER et al. 2009).

Unter Volllastleistung ($Q_A = 1,9 \text{ m}^3/\text{s}$) erzeugt die Anlage genügend mechanische Leistung, um pro Sekunde über 65 Liter Wasser in ein ca. 220 m höher liegendes Speicherbecken zu fördern. Von dort wird das Wasser in die umliegenden Dörfer verteilt. Im 24 Stunden Betrieb können somit 80 000 Bewohner mit 70 Liter pro Kopf und Tag versorgt werden (Abb. 5-7).



Abb. 4: Prinzipskizze der unterirdischen Wasserförderanlage (unmaßstäblich)

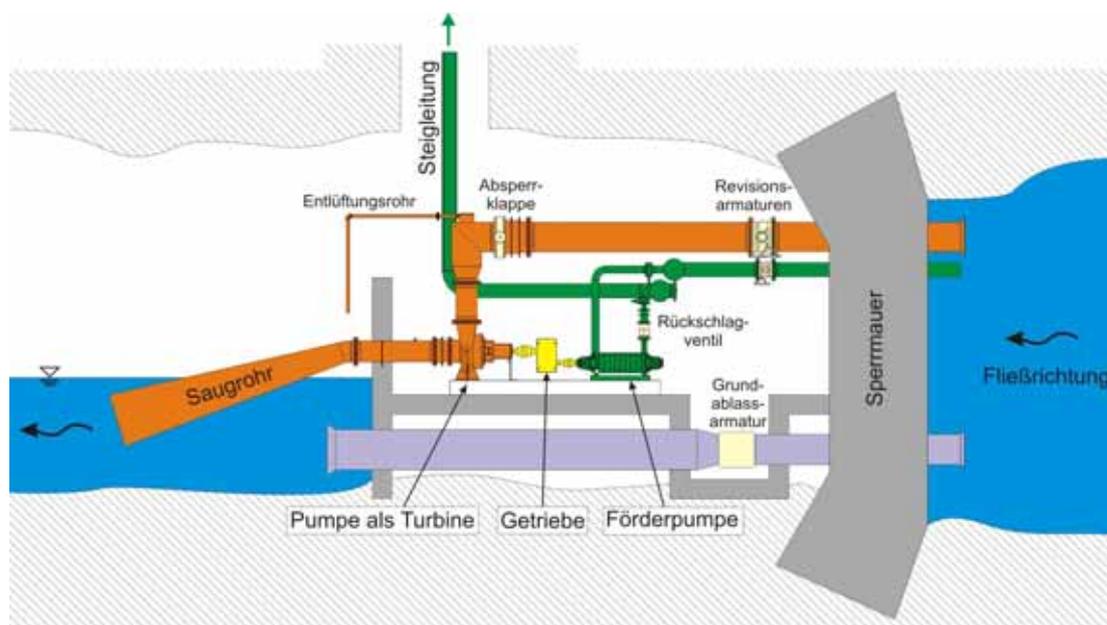


Abb. 5: Einsatz einer Kreiselpumpe als Antriebsmaschine zur Wasserförderung in der Karsthöhle Gua Bribin

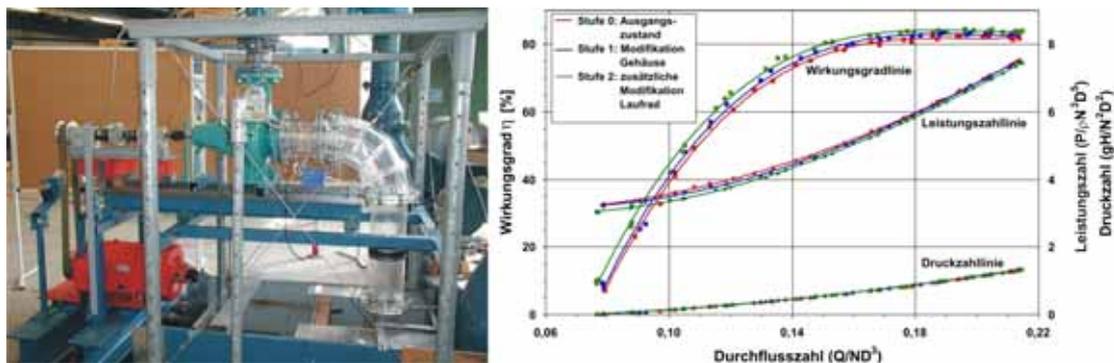


Abb. 6: a) Teststand zur Optimierung von Pumpen im Turbinenbetrieb am Theodor-Rehbock-Wasserbaulaboratorium des IWG; b) exemplarische Darstellung einer PAT-Optimierung durch Modifikation von Laufrad und Gehäuse

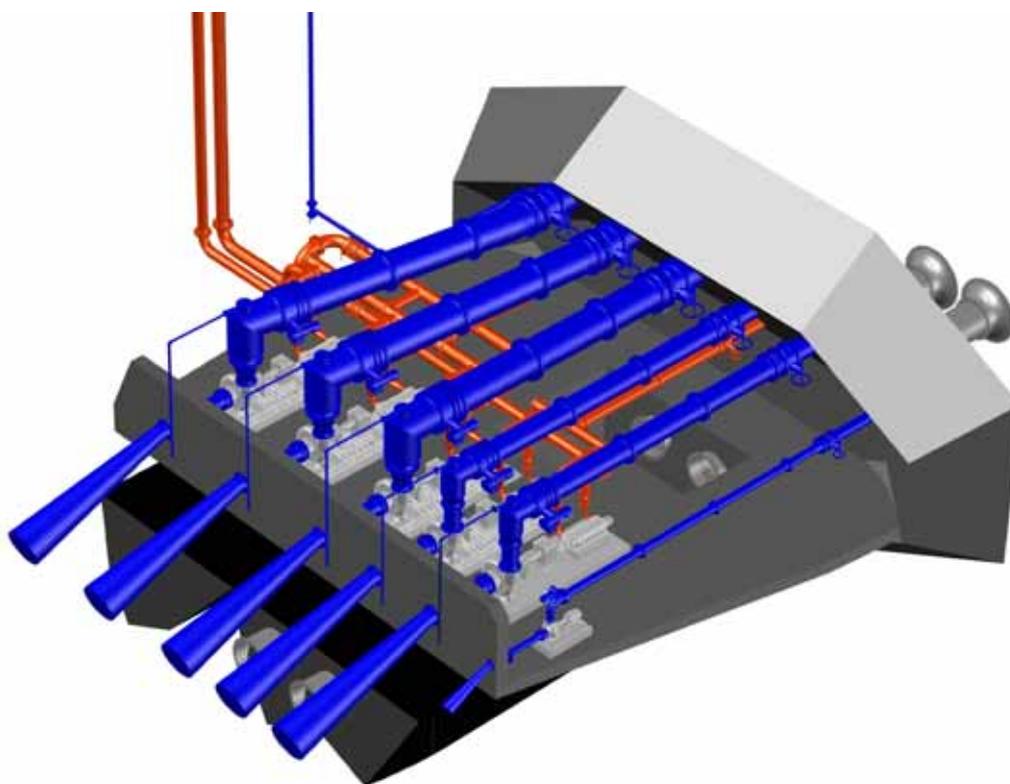


Abb. 7: Modulare Anlagenkonzeption für den effizienten Betrieb bei schwankendem Wasserdargebot

4.3 Bau des Zugangsschachtes

Für den Ausbau der Höhle war die Errichtung eines vertikalen Zugangsschachtes zum Einbringen von Baumaterialien, Rohrleitungen und Fördermodulen sowie für die späteren Betriebs- und Wartungsarbeiten notwendig. Als weltweit agierender Spezialist in der horizontalen Tunnelvortriebstechnik stellte die Entwicklung von Vertikalbohrmaschinen für die Firma Herrenknecht AG ein interessantes Entwicklungsfeld dar. Die Schachtabsenkanlage mit einem Durchmesser von 2,5 m ist mit einem Bohrgerät („Schräme“) ausgerüstet, welches vom Maschinenfahrer direkt darüber sitzend mit Steuerhebeln bedient wird.

Mit den Bohrarbeiten wurde im Juli 2004 gemeinsam mit der indonesischen Baufirma PT Wijaya Karya begonnen. Der Schachtdurchbruch in die Höhle erfolgte Anfang Dezember 2004.

4.4 Wasserhaltung und Vorbereitung des Felswiderlagers

Nach Fertigstellung des Zugangsschachtes konnte mit den Ausbauarbeiten in der Höhle begonnen werden. Segmentweise wurden die Hochwasserentlastungsrohre (DN800; DN600/900) von jeweils 18,6 m Länge eingebracht, durch die während der Bauphase das anströmende Wasser geleitet wurde. Zur Aufweitung der Kaverne und im Bereich des Felswiderlagers wurden 250 m³ Gestein mittels Pressluftmeißeln ausgebrochen. Weitere 150 m³ an Schlamm- und Geröllablagerungen wurden abgebaut und an die Oberfläche gefördert. Insgesamt wurden 310 Felsankerbohrungen durchgeführt, das Fundament für die Plattform geschüttet, Drainageleitungen verlegt und Bewehrungen vorbereitet. Anfang November 2005 wurden die Plattform mit Schieberkammer gegossen.

Anfang Dezember 2005 wirkte sich die Regenzeit mit tagelangen Starkniederschlägen unerwartet früh sehr heftig aus und die unterirdische Baustelle wurde mit Abflussspitzen von fast 10 m³/s überflutet. Aufgrund des hohen Sicherheitsrisikos wurde eine Unterbrechung der Arbeiten bis Ende der Regenzeit vereinbart.

4.5 Auswirkungen des schweren Erdbebens im Mai 2006

Kurz nachdem die Arbeiten im Mai 2006 wieder aufgenommen wurden, ereignete sich ein katastrophales Erdbebenereignis der Stärke 6,3 (Richterskala). Das Epizentrum lag südöstlich der Stadt Yogyakarta, ca. 30 km von der Höhlenbaustelle entfernt. Es zerstörte über 100 000 Häuser, 6 300 Menschen verloren ihr Leben.

Die Baustelleneinrichtung in der Höhle von Bribin blieb weitestgehend unversehrt. Jedoch stieg nach dem Beben der Wasserstand an der Baustelle um ca. 2 m an, so dass eine Baufortführung unmöglich war. Wie sich durch den Einsatz deutscher Berufstaucher herausstellte, war der Wasserspiegelanstieg auf einen durch das Beben ausgelösten Versturz hinter dem Siphon zurückzuführen. Insgesamt blockierten über 1 000 m³ Geröllmassen den Fließquerschnitt.

Ende 2006 wurde in Zusammenarbeit deutscher und indonesischer Spezialisten eine Schneise in den Versturz hinter dem Siphon gesprengt. Eine zweite Sprengkampagne und weitere Freilegungen des Fließquerschnittes folgten im April 2007 und führten zu einer entsprechenden Reduzierung des Rückstauinflusses (OBERLE et al. 2009).

4.6 Errichtung des Sperrwerkes

Im Juni 2007 konnten die Arbeiten zum Höhlenkraftwerk wieder aufgenommen werden. Zur Verbesserung der Gründungssituation der Sperrmauer wurden insgesamt 42 Mikropfähle in einem mittleren Abstand von 0,7 m und einer Tiefe von 4 m eingebracht. Die Herstellung der monolithischen Sperrmauer erfolgte vom Fuß bis zum oberen Abschluss in insgesamt sechs Abschnitten, die jeweils in einem Abstand von mehreren Tagen geschalt, bewehrt und betoniert wurden (Abb. 8).

Im Januar 2008 wurde das unterirdische Sperrwerk fertig gestellt. Im Juli 2008 wurde die Kontaktinjektion zwischen dem Sperrwerk und Fels durchgeführt.



Abb. 8: Vorbereitung der Betonierarbeiten am Sperrwerk (links) und Installation der KSB-Fördermodule (rechts)

4.7 Installation der Fördermodule und Grundablassarmaturen

Mit der Installation des ersten KSB-Fördermoduls wurde direkt nach Fertigstellung des Sperrwerkes begonnen (Abb. 8). Zum Einbringen der VAG-Grundablassarmaturen wurden am Ende der Regenzeit die durchströmten Grundablässe kurzzeitig über Rohr-Dichtkissen ober- und unterwasserseitig abgedichtet und der Gesamtabfluss über das jeweils verbleibende offene Rohr abgeführt. Die Gesamtabflussleistung der Grundablässe beträgt $10 \text{ m}^3/\text{s}$ (Maximalwert der beobachteten Hochwasserscheitel) bei einer Druckdifferenz von 20 m. Ein Rechenkorb im Bereich der Einlauftrumpeten hält mögliches Treibgut (ggf. im Oberwasser versenktes Baumaterial) zurück. Die Statik der Sperrmauer wurde auf eine Einstauhöhe von max. 30 m ausgelegt.

4.8 Probeeinstau und erste Inbetriebnahme

Im August 2008 wurde unter großer Anteilnahme der Öffentlichkeit und indonesischen Partnerinstitutionen der erste Probeeinstau bei einem Abfluss von $1,2 \text{ m}^3/\text{s}$ durchgeführt (Abb. 9). Aufgrund der Annahme, dass während der Einstauphase zunächst eine Sättigung des anstehenden Gebirge erfolge (abgesehen vom Restrisiko von Verlusten über unentdeckte Klüfte im Karstgefüge), wurde mit einer Einstaudauer von mindestens 1-2 Wochen gerechnet. Jedoch wurde bereits in weniger als 2 Tagen eine Einstauhöhe von 16 m erreicht. Die kurze Einstauzeit übertraf alle Erwartungen. Die Volumenbilanzierung ergab keinerlei Hinweise auf Wasserverluste innerhalb des Stauraumes.

Luftseitig des Sperrwerks wurden im Hangenden Drainagebohrungen vorgesehen. Diese dienen der Abführung des sich aufbauenden Druckwassers in der Höhlendecke über der Plattform. Zum Zeitpunkt des Probeeinstaus war der von deutscher Seite empfohlene Injektionschleier zur Reduktion von Umläufigkeiten noch nicht realisiert. Dennoch betrug die beobachtete Sickerwassermenge weniger als 750 l/h . Ein Austrag von Feinpartikeln wurde nicht beobachtet.



Abb. 9: Erfolgreicher Probeinstau und Inbetriebnahme (August 2008)

Während des Probeinstaus wurde auch das vorhandene Pumpenmodul testweise in Betrieb genommen. Die Förderleistung über das 100 m lange vertikale Steigrohr zum Schachtkopf entsprach erwartungsgemäß mit 20 l/s den Kennlinien der Laborversuche.

Nachfolgend wurde die Installation des in Zusammenarbeit mit der Fa. Walcher GmbH entwickelten SPS-gestützten Steuerungssystems vorgenommen (WALCHER et al. 2009). Bis Oktober 2008 waren schließlich auch die Arbeiten an der 3,5 km langen Zubringerleitung zum 220 m über Stauziel liegenden Verteilspeicher Kaligoro abgeschlossen. So konnten weitere umfassende Testreihen des Fördersystems durchgeführt werden, die die Funktionsfähigkeit des Förderprinzips und den angestrebten hohen Wirkungsgrad bestätigten.

Mittlerweile erfolgten die Fertigung und Installation von weiteren vier KSB-Fördermodulen sowie umfassende Schulungen des zukünftigen Betriebspersonals. Im März 2010 wird die komplette Anlage für den Dauerbetrieb offiziell an die lokale Wasserbehörde übergeben.

5 Ausblick „Integriertes Wasserressourcen-Management“

In Zusammenarbeit der Universität Karlsruhe und dem Forschungszentrum Karlsruhe am Karlsruher Institut für Technologie (KIT) startete Mitte 2008 das BMBF-geförderte Verbundprojekt „Integriertes Wasserressourcen-Management (IWRM) in der Region Gunung Kidul“. Als ergänzende Alternative zum Sperrwerksbau in der Höhle von Bribin wird die

Wasserkraftnutzung über eine in der Höhle Seropan verlegte Druckrohrleitung aus Holz erprobt. Neben der Erschließung der Wasservorkommen werden auch die Aspekte der Wasser- verteilung und -aufbereitung sowie der Abwasserentsorgung in der ländlichen Region Gu- nung Sewu aber auch den urban geprägten Gebieten des angrenzenden Wonosari Plateaus aufgegriffen.

Zur Gewährleistung der Nachhaltigkeit eines IWRM werden die Entwicklungsarbeiten und Umsetzungen durch einen intensiven Wissenstransfer begleitet. Das Vorhaben ist darauf aus- gerichtet, die Grundlagen für die konzeptionelle und technologische Übertragung der F&E- Arbeiten auf viele weitere Standorte mit ähnlichen Bedarfssituationen zu schaffen und einen möglichst breitgefächerten Multiplikatoreffekt anzustoßen. Die Nutzung von Karstaquiferen zur Trinkwasserversorgung ist weltweit von Bedeutung: In vielen Regionen der Erde (so z. B. in Südchina, Thailand, Laos und Südamerika) fließen derzeit tausende von Flüssen, wie Bri- bin oder Seropan, ungenutzt ins Meer, während die Menschen der Regionen unter Wasser- mangel leiden. Vor allem in Entwicklungsländern besteht bezüglich angepasster Technolo- gien zur Bewirtschaftung der unterirdischen Wasserressourcen ein enormer Handlungsbedarf (PFEFFER 2009, HÖTZL 2009).

Die deutsch-indonesische Kooperation liefert einen Beitrag zur Lösung weltweit existierender Wasserknappheit in Karstgebieten. Eine Vielzahl an Forschungsergebnissen lassen sich auch auf Gegenden mit nicht verkarstem Untergrund übertragen. Nicht zuletzt fördert die Zu- sammenarbeit auch die interkulturelle Verständigung, was gerade vor dem Hintergrund der weltpolitischen Situation von existentieller Bedeutung ist.

Weitere aktuelle Informationen finden sich unter:

www.hoehlenbewirtschaftung.de; www.iwrm-indonesien.de

Literatur

- HÖTZL, H.: Nutzung von Karstwasservorkommen für die Trinkwasserversorgung – Gefährdungspotentiale und Schutz. In: WasserWirtschaft 99 (2009), Heft 7-8.
- KLINGEL, P.; KNOBLOCH, A.: Anwendung hydraulischer Simulationsmodelle zur Analyse und Planung von Wasserverteilungssystemen. In: WasserWirtschaft 99 (2009), Heft 7-8.
- MACDONALD&PARTNERS: Greater Yogyakarta Groundwater Resources Study. Volume 3 Cave Survey". Schlussbericht, 1984.
- NESTMANN, F.; OBERLE, P.; IKHWAN, M; LUX, T.; SCHOLZ, U.: Bewirtschaftung unterirdi- scher Fließgewässer in Karstgebieten – Pilotstudie auf Java, Indonesien. In: Was- serWirtschaft 99 (2009), Heft 7-8
- OBERLE, P.; IKHWAN, M.; NESTMANN, F.; FRITZ, J.; RAVISUNDAR, T.: Angepasste Wasserfördertechnologie unter Einsatz von Pumpen im Turbinenbetrieb. In: WasserWirtschaft 99 (2009), Heft 7-8.
- OBERLE, P.; NESTMANN, F.; IKHWAN, M.: Bau eines Höhlenkraftwerkes zur Trinkwassergewinnung in Karstgebieten – Pilotstudie auf Java, Indonesien, Dresden Wasserbaukolloquium 2009: Wasserkraft im Zeichen des Klimawandels, S. 179-197.

PFEFFER, K.-H.: Wassermangel – ein globales Problem in Karstlandschaften. In:
WasserWirtschaft 99 (2009), Heft 7-8.

SCHOLZ, U.; UNGER, B.; LUX, T.: Sozioökonomische Analyse potenzieller Wassernutzer in
Mitteljava, Indonesien. Forschungsbericht (unveröffentlicht) im Auftrag des BMBF;
Institut für Geographie, Justus-Liebig-Universität Gießen, 2004.

WALCHER, H.; LÖSCHE, M.; OBERLE, P.: Steuer- und Regelungskonzept für den modularen
Betrieb der unterirdischen Wasserförderanlage Bribin. In: WasserWirtschaft 99
(2009), Heft 7-8.



Kontakt:

Prof. Dr.-Ing. Dr. h.c. mult. Franz Nestmann
Karlsruhe Institut für Technologie (KIT)
Institut für Wasser und Gewässerentwicklung
Kaiserstraße 12, 76131 Karlsruhe
Tel.: 0721/ 608 2194
Fax: 0721/ 60 60 46
E-Mail: Franz.Nestmann@kit.edu

Jahrgang: 1951

1973 – 1978

Bauingenieurstudium an der Universität
Karlsruhe (TH)

1984

Promotion zum Doktoringenieur

1990

Abteilungsleiter (Abteilung: „Wasser-
bau/Hydraulik“) in der Bundesanstalt für
Wasserbau, Karlsruhe und Berlin

seit 1994

Leiter des Institutes für Wasser und Gewäs-
serentwicklung der Universität Karlsruhe
(TH)

seit 2000

Dekan der Fakultät für Bauingenieur-, Geo-
und Umweltwissenschaften

2009

Sprecher des wiss. Beirates für das Verbund-
forschungsprogramm bei BMVBS: KLIWAS
– Klima und Wasserstraßen

Berufung in den Wissenschaftsbeirat der
Landesregierung Baden-Württemberg

Projekte (Auswahl):

1996 – 2001: BMBF-Projekt Elbe-
Morphologie

1998 – heute: BMBF-Projekt Wolga-Rhein;

1997 – heute: BW-Landesprojekt Hochwas-
serinformationssystem für den
Neckar (IKONE – Integrierte
Konzeption des Neckar – Ein-
zugsgebietes)

2005 – 2008: BMBF-RIMAX Projekt: Ope-
rationelles Hochwassermana-
gement in großräumigen Ex-
tremisituationen am Beispiel
der Mittleren Elbe

2000 – 2008: BMBF – Karsthöhlenprojekt /
Java – Indonesien

2008 – 2013: BMBF – IWRM – Integriertes
Wasserressourcen Manage-
ment Mitteljava / Gunung Ki-
dul – Indonesien



Kontakt:

Dr.-Ing. Peter Oberle

Karlsruhe Institut für Technologie (KIT)

Institut für Wasser und Gewässerentwicklung

Kaiserstraße 12, 76131 Karlsruhe

Tel.: 0721/ 608 8094

Fax: 0721/ 66 16 34

E-Mail: peter.oberle@kit.edu

Jahrgang: 1969

1990 – 1997

Universität Karlsruhe (TH) Studium Bauingenieurwesen, Vertiefungsrichtung Wasserbau

1997 – 2004

Wissenschaftlicher Assistent am Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe (TH)

2004

Promotion zum Doktoringenieur der Bau-, Geo- und Umweltwissenschaften

seit 2005

Leiter der Abteilung „Numerische Modelle im Wasserbau“

Projekte (Auswahl):

- 1997 – 2006: „GIS-gestütztes Hochwassersimulationssystem Neckar“ im Rahmen der IKoNE
- seit 2001: BMBF-Projekt Wolga-Rhein; Teilprojekt „Hydrodynamisch-numerische Gewässermodellierung“
- seit 2002: BMBF-Verbundprojekte „IWRM in Karstgebieten, Indonesien“, TP „Energie / Wasserfördertechnologie“
- 2005 – 2008: BMBF-Verbundprojekt „Operationelles Hochwassermanagement“, TP „Hydraulik / GIS-gestütztes Simulationswerkzeug“
- 2007 – 2008: „Dynamische Flussaue Rupperswil/Aare – Morphodynamische Prognosestudie“,
- 2008 – 2009: „Parameteroptimierung Wasserhaushaltsregler Rheinkraftwerk Rheinfelden“
- 2008 – 2010: „Numerische Simulationsstudie Fischaufstiegsanlage Wehr Geesthacht (Elbe)“

Glacier fed rivers – their contribution to the sediment budget

Jim Bogen

Summary

Glaciers produce large amounts of sediments. Therefore, for the construction and operation of power plants in glacier regions, sediment handling is necessary. Extensive studies have been carried out in Norway to obtain information about glacier erosion and sediment production. In a global perspective, the sediment load from glaciers will contribute substantially to the sediment delivery to the oceans.

Studies in Norway including Svalbard in the high Arctic show that the variability in suspended sediment yield between the different glaciers is large, ranging from 22 to 1577 t km⁻² year⁻¹ for the temperate glaciers and from around 300 to near 3000 t km⁻² for polythermal glaciers in Svalbard. In a global context however, the variability is even larger.

The glaciers on the southern coast of Alaska yield in the order of 100 000 t km⁻² year⁻¹. Sediment yields of 12 000 t km⁻² year⁻¹ have been measured beneath the large glacier Vatnajökull in Iceland, and in the Swiss Alps yields range from 3000 to 6000 t km⁻² year⁻¹. In Central Asia values of 8000 to 13 500 t km⁻² year⁻¹ have been found. The variability between the different regions reflects the combined effects of glacier dynamics, glacier temperature regime and bedrock susceptibility to erosion.

The total global sediment flux to the oceans is in the order of 13,500 x 10⁶ t year⁻¹. A small number of rivers deliver a large share of the total as the combined sediment load of 20 major rivers constitutes nearly half of the estimated global amount. The total sediment transport to the Arctic Ocean and adjoining cold seas have been estimated to be within the range of 325-885.1 x 10⁶ t year⁻¹. A large uncertainty is the contribution from glacier calving, which may be as large as 500 x 10⁶ t year⁻¹. Climate change will affect the sediment delivery from glaciers through the glacier mass balance. A long term decrease in glacier net balance may thus increase the meltwater and sediment discharge. On the contrary, a period of very cold summers may result in very low sediment discharges. The future change in surface air temperature in the Arctic is predicted to be significantly larger than the global mean reaching 3.7 °C toward the end of the 21st century. Precipitation in the Arctic area is projected to increase 8-15 %. The predicted climate scenario for mainland Norway may cause substantial melting and cause at least a 100 % increase in sediment supply from glaciers during the period of meltdown. Most Norwegian glaciers melted away during the early/mid Holocene period due to summer temperatures up to 0.7-1 °C higher than present and precipitation at only 50-80 % of current levels.

Measurements of the annual growth rate of the deltas in proglacial lakes have shown that bed load G_b and suspended load G_s are related as $G_b = k G_s$. The k values range from 0.67 to 1.0 for different glaciers in Norway, dependent on bedrock characteristics.

To obtain a continuous record of bed load transport in rivers, two types of acoustic bed load sensors have been tested. The first generation sensors record frequencies in a narrow band around a centre frequency of 70 kHz and the second generation in the range of 0-1000 kHz. Both instruments measure the acoustic energy of bed load impacts on a plate fixed to the river bed or the bed of a flume. First generation sensor records from the field stations demonstrated that the sensor is able to depict the pulsating and discontinuous pattern of bed load movement and may possibly identify the effect of clusters. Flume studies however showed that the sensor signal is highly influenced by sediment grain size. The second generation sensor was tested in flume studies only and multivariate data analysis methodologies were used to analyse the data. It was concluded from the analysis that it was possible to find a linear model describing the bed load transport in terms of acoustic signals. The model is able to compensate for changing grain size.

Introduction

A large part of the world's water is bound up in glacier ice. Most of these glaciers are situated far into polar regions, but some are near inhabited areas and affect human living conditions. In some areas glacier fluctuations have destroyed human installations, housing and agricultural land. However, meltwater from glaciers is also an important resource, both to hydropower production and as a contribution to water resources in general. During warm summers, glaciers will melt and thus constitute an important contribution to the water balance during dry periods.

Glaciers produce large amounts of sediments and for the construction and operation of power plants in glacier regions sediment handling is necessary. In Norway extensive studies have been carried out to obtain information about glacier erosion and sediment production to meet the need for sediment data in this context (see for example ØSTREM & OLSEN 1987, BOGEN 1989, BOGEN & BØNSNES 2001). Figure 1 shows the Svartisen Ice cap which is surrounded by the water – collecting tunnels of the Svartisen hydropower plant.

During construction it is important to measure sediment load (suspended and bed load) and identify the sediment supply to each intake of the water collecting scheme in order to estimate the required size and location of sedimentation chambers and sand traps.

Thorough planning may avoid extensive sediment problems during hydropower plant operation. Natural lakes are often abundant in glacier regions and they may be utilised as sedimentation basins if a favourable configuration of the tunnel systems is selected.

In high pressure stations, bed load transport may damage equipment and even clog tunnels and it is absolutely necessary to avoid the transport of coarse sediments into the turbine shafts. On the other hand, it is often difficult to stop the suspended sediments from reaching the turbines and turbine wear is substantial in many power stations. However, hardness and amount of minerals vary and to predict turbine wear, it is important to measure or estimate the transport of suspended sediment and its grain size and minerals.

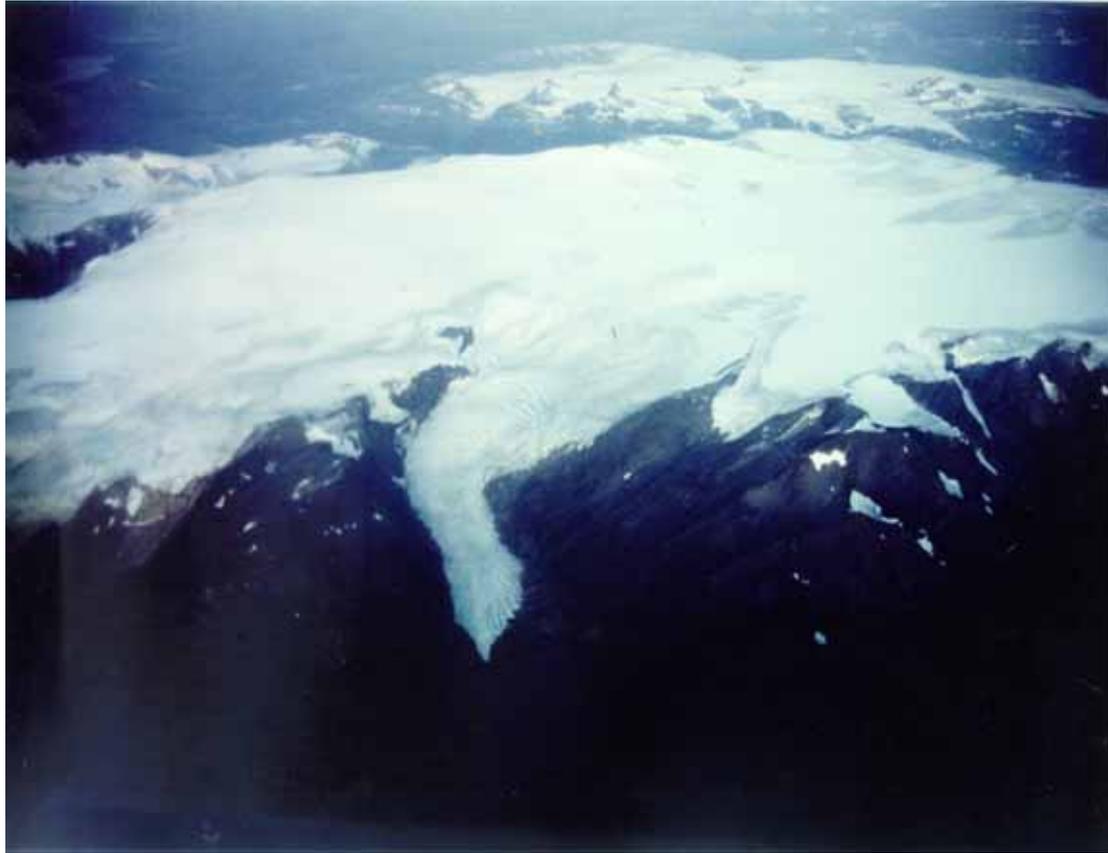


Figure 1: Photograph of Svartisen Ice cap which is surrounded by the water – collecting tunnels of the Svartisen hydropower plant. Copyright Widerøe

In a global perspective, the sediment load from glaciers will contribute substantially to the sediment delivery to the oceans. More information about glacial erosion and sediment delivery and the dependency of these processes to climate change is therefore of interest. Field measurements have shown that the rate of glacial erosion may by far exceed the rate of erosion in non-glacial areas (HALLET et al. 1996, BOGEN 1996). The relative rate may vary with bedrock characteristics and temperature regime, among other factors. This paper reviews data on sediment delivery with emphasis on glaciers in Norway and rivers draining to the Arctic ocean. In a global context, glacial sediment yields have however not been subject to as comprehensive studies as other types of sediment producing processes in unglaciated river basins.

Glacial erosion and sediment delivery

The sediment yields discussed in this paper are all based on high frequency sampling programmes and laboratory analyses following procedures established by NVE as described by BOGEN (1996) and BOGEN & BØNSNES (2003). Samples have been collected 2-4 times a day throughout the runoff season and most programmes have lasted for at least 5 years, and longer at reference sites. Sediment monitoring stations have been located in the glacial melt-water rivers close to the glacier fronts. Sediment derived from glacial erosion originates from quarrying and abrasion processes beneath the glaciers. Results of investigations of the mean annual sediment yields for various glaciers in mainland Norway and Svalbard have been re-

ported by BOGEN (2008), see Figure 2. The variability in suspended sediment yield between the different glaciers is large, ranging from 22 to 1577 t km⁻² year⁻¹ for the temperate glaciers and from around 300 to near 3000 t km⁻² for polythermal glaciers in Svalbard. Three distinct types of glaciers may be recognised in mainland Norway: (1) valley and outlet glaciers from ice caps; (2) plateau glaciers, cirques and cirque-like glaciers; and (3) glaciers in schistose rocks in the Svartisen area are included as a special type because of their high erosion rates.

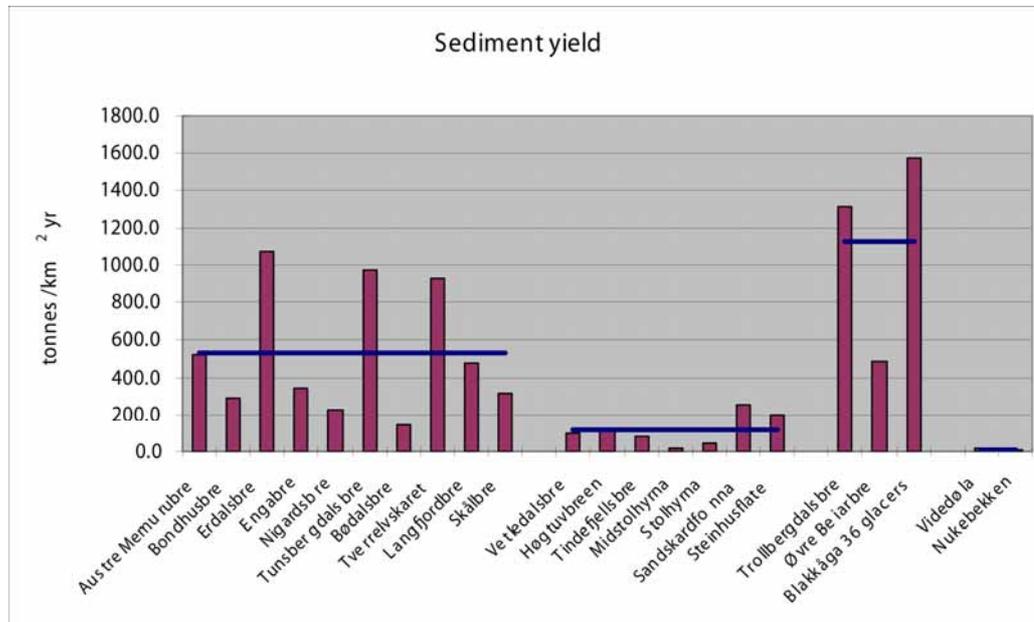


Figure 2: Erosion rates of Norwegian glaciers. Mean erosion rate of each group is indicated by a line. The sediment yield of unglaciated mountain rivers is shown for comparison.

The two first groups are situated on igneous and metamorphic rocks, either of Precambrian age or belonging to the Caledonian orogeny. Erosion is particularly intensive beneath large valley glaciers with several tributaries, like Erdalsbreen and Tunsbergdalsbreen. Fissure zones and lines of weaknesses in the bedrock may also be of importance. The lack of fissure zones is most probably the reason why some of the valley glaciers like Nigardsbreen, Bødalsbreen and Engabreen yield less sediment. The low yields of the plateau glaciers and cirques in group 2 reflect their low velocity and modest thicknesses. The difference in erosion rates between groups 2 and 3, however, indicates that bedrock characteristics are a very important factor.

Sediment transport in glacial meltwater streams is often subject to large fluctuations within the season and from year-to-year. The highest concentrations often come in the beginning of the season.

There is some dependence on water discharge, but with a few exceptions, observations show no obvious direct correlation that persists for more than one flood event. BOGEN (1996) demonstrated that the pattern of variability in sediment yield may be interpreted in terms of a model where the sediments are introduced into the subglacial waterways by melting of debris-rich ice at the glacier sole. In periods of low water discharge, the movement of the glacier and its plastic deformation will reduce conduit cross-sections. Subsequent conduit

expansion by an increase in water pressure will melt more ice and add more sediments to the subglacial system. Thick and fast-moving glaciers like Engabreen and Nigardsbreen will deform their empty subglacial conduits more rapidly than thin, slow-moving ones. The highest suspended sediment transport rates of these glaciers occurred during years with several flash flood events in the meltwater rivers. Annual suspended load thus depends not only on the total water discharge but also on the availability of sediment created by the opening of new conduits beneath the glaciers.

In polythermal or cold glaciers, either parts or the whole of the glacier sole is frozen to the bed. The erosion rate of the glacier Brøggerbreen in Svalbard was measured to $586 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$ by BOGEN & BØNSNES (2003). This indicates that erosion rates of polythermal glaciers in Svalbard are of the same order of magnitudes as the temperate ones. Due to the cold temperatures, the subglacial drainage system deforms more slowly beneath polythermal glaciers. As an example, the deformation of a 3 m diameter tunnel in cold ice at $-20 \text{ }^\circ\text{C}$, with an ice thickness of 150 m, was calculated to ca. 0.2 m year^{-1} . In temperate ice, a tunnel of similar dimensions was completely closed in less than 6 months.

Sediment yield of glaciers across the globe

There is a large variability in the sediment yield of different Norwegian glaciers. In a global context, however, the variability is even larger (Figure 3). The glaciers on the southern coast of Alaska yield in the order of $100\,000 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$. This is approximately two orders of magnitude higher than the typical rates of between 100 and $1000 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$ reported for Norwegian glaciers. Sediment yields of $12\,000 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$ have been measured beneath the large glacier Vatnajökull in Iceland. In the Swiss Alps, yields range from 3000 to $6000 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$ and $8000 \text{ to } 13\,500 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$ is measured in basins in Central Asia. The variability between the different regions reflects the combined effect of glacier dynamics, glacier temperature regime and bedrock susceptibility to erosion. In mainland Norway the sediment supply from the rock walls adjacent to the glaciers is negligible when compared to the glacial erosion rates. In Svalbard, erosion rates of unglaciated parts of the catchments may be larger, but measurements have not so far revealed yields of magnitudes comparable to those of glacial erosion (BOGEN & BØNSNES 2003).

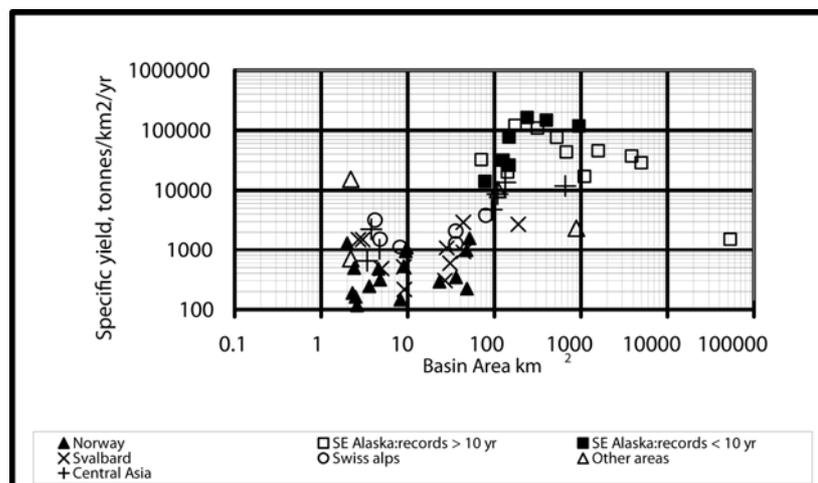


Figure 3: Sediment yield of glaciers across the globe. BOGEN (2003), modified from HALLET et al. (1996)

Sediment transport to the Arctic Ocean

The flux of major world rivers has been discussed by BOGEN & OTTESEN (2009). A small number of rivers deliver a large share of the total global sediment flux to the oceans. The combined sediment load of only 12 rivers constitutes nearly one third of the estimated total global load of $13,500 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$ that was given by MILLIMAN & MEADE (1983).

HASHOLT et al. (2006) gave a recent estimate of the total sediment transport to the Arctic Ocean and adjoining cold seas. By combining available monitoring data and estimates for ungauged areas, they estimated that the total sediment transport is within the range $324\text{-}884 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$. Of this total, only a part can be considered as monitored, while the rest is based on different types of estimate, ranging from morphology- and process-based estimates to more empirically based estimates. The largest uncertainty is the contribution from glacier calving of Greenland glaciers, which may be in the range of $50\text{-}500 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$. The total input of sediment of fluvial and glacio-fluvial origin to the ocean from North and East Greenland is then estimated to be approximately $26 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$. Thus the total input from Greenland in this area is $76\text{-}526 \text{ t year}^{-1}$.

The Mackenzie River delivers the largest amount of sediment to the Arctic ocean. The sediment load transported to the Mackenzie Delta is $124 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$, which corresponds to a specific suspended sediment yield of $74 \text{ t km}^2 \text{ year}^{-1}$. In addition, an annual bed load flux of $4 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$ has been reported. The major river basins draining to the Arctic rivers are shown in Figure 4a.

The sum of the load carried by Russian rivers is also of considerable magnitude, with a total of $73 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$. The water discharge of the Yenisey river ranks among the six largest in the world, averaging an annual total of 630 km^3 into the Arctic Ocean. Its sediment load is, however, relatively low. At the Igarka gauging station in the lower part of the river basin the mean sediment load have been measured as $13.2 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$. After dams were constructed on the Yenesey and its tributary the Angara, the sediment load decreased to a mean of $4.2 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$. Observations of sediment transport in other Russian rivers draining to the Arctic Ocean are, according to HOLMES et al. (2002): Lena $20.7 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$, Ob $15.5 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$, Kolyma $10.1 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$, Pechora $9.4 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$ and Severnaya Dvina $4.1 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$. Icelandic glacial rivers are characterised by very high sediment yields, ranging from 1000 to $20\,000 \text{ t km}^2 \text{ year}^{-1}$. The reason for the high values is that glacial erosion is acting on loose sediments, predominantly volcanic ashes. However, most of the glacial-fed rivers drain towards the south coast, which is outside the area of interest of this study. Measured sediment transport to the northern coastal areas is $18.1 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$. The estimate from Svalbard is $16 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$ and mainland Norway $2.6 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$. The sediment delivery from different river systems are compared in Figure 4b. The maximum estimate of calving from Greenland glaciers is of the same order of magnitude as the sum of the sediment delivery from all the other areas.

More investigations have to be done to estimate the contribution from glacier fed rivers to the global sediment budget

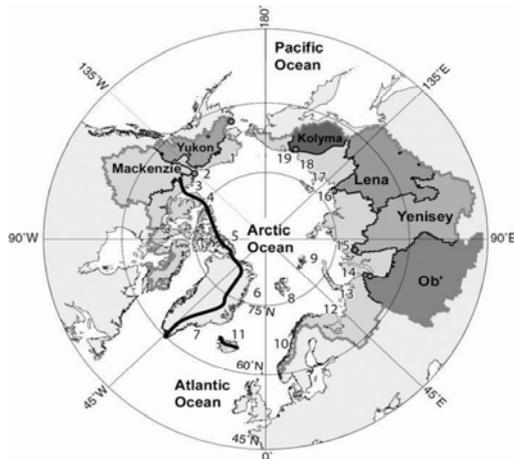


Figure 4a:
Map of the major world rivers draining to the Arctic Ocean

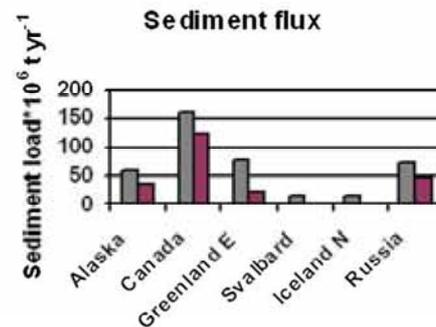


Figure 4b:
Sediment flux of major rivers draining into the Arctic Ocean. Gray columns represent total amount from each area, brown columns show the load transported by major rivers.

Climate change and suspended sediment transport

The impact of climate change on the sediment delivery from glaciers is assessed from a conceptual model of the subglacial processes (BOGEN 2008). This model is composed of two interacting subsystems. The glacial erosion subsystem is determined by glacial quarrying and abrasion processes related to bedrock properties and glaciological variables. These processes regulate the concentration of sediment in the ice at the glacier sole over the scale of centuries. Climate change will affect these processes in the way that an increase in glacier net balance will increase erosion rates. The glacial meltwater and the subglacial waterways constitute the sediment delivery subsystem. It is the rate of melting and the water discharge in the subglacial conduits which is controlling the annual sediment delivery to the glacier meltwater rivers. This meltout of sediments is controlled by meteorological parameters and the sediment flux may vary during short time intervals and from year to year. A long term decrease in glacier net balance may thus increase the meltwater and sediment discharge and a period of very cold summers may result in very low sediment delivery rates. This was illustrated by the Lake Storglomvatn sediment cores. Five outlet glaciers from the Svartisen Ice cap in northern Norway drain directly into this lake and their sediment supply to the lake is reflected in the sedimentation rate. During the Little Ice age sedimentation rates were small, but they increase considerably as glacier melt increased towards present time. Sediment transport measurements in several glacier fed rivers across Norway showed that the annual sediment delivery of various glaciers varied concurrently within the same climatic region even if the ranking of sediment yield between each individual glacier is different due to bedrock or glaciological characteristics (BOGEN 2008).

Nigardsbreen is an east facing outlet glacier from the Jostedalbre ice cap in southwestern Norway. This glacier has been subject to numerous studies and may be used as a representative glacier to discuss future sediment delivery. Its snout is situated at 285 m a.s.l. and the highest elevation is 1946 m a.s.l. The sediment load in the glacier meltwater river has been

monitored from 1968 to 2007. The mean sediment yield during 1968-1995 was 10 520 tonnes/year increasing to 14 073 tonnes/year during 1996-2007. The increase is partly due to greater meltwater runoff. The mean annual runoff during these two periods was 178 and 210 mill. m³/year, respectively. However a significant glacier advance occurred during the last period as a response to several years with positive net balance during the early 1990s. In addition a major change in the subglacial channel system is believed to have increased sediment availability.

LAPPEGÅRD et al. (2007) developed streamflow scenarios for the period 2071-2100 for several heavily glaciated catchments. These indicated that catchments containing glaciers will produce 10-70 % more water during summer. In the meltwater river from Nigardsbreen, various scenarios predicted 20-40% increases in the magnitudes of the mean annual floods and also the 5- and 10-year floods, while the 50-year flood increased by up to 60 %. The highest annual sediment load on record before 1995 was 18 000 t/year, associated with the 100-year flood in 1979.

As the opening of subglacial tunnels by melting processes is a gradual process, the large magnitude floods may drain on the surface of the glacier rather than through the subglacial system. An increase in the size of the large magnitude floods will thus not necessarily deliver excessively large quantities of sediment. It is the more frequent meltwater floods of more moderate size that will be important. In a warmer climate they will also have longer duration, and thus carry more sediment. Such a situation occurred during the warm summer of 2002 when a transport of 20 000 t/year was measured. This figure is approximate, but represents a minimum value. This is about twice the recorded mean during the period 1968-2005. As pointed out by NESJE et al. (2008), the mean temperature during the ablation season was 2.1 °C warmer than the 1961-1990 mean. This summer may therefore be regarded as an analogy for the future climate scenario and this suggests that the sediment yield for the Nigardsbreen glacier may be in the order of 400 t/km² during the period 2071-2100. This is double of the 1968-1995 mean.

According to NESJE et al. (2008) the predicted climate scenario for Norway may cause an equilibrium line rise of 260 m and the disappearance of about 98 % of the glaciers. This is consistent with reconstructions of past glacier fluctuations in Norway, which strongly indicate that all the investigated glaciers melted completely at least once during the early/mid Holocene due to summer temperatures up to 0.7-1 °C higher and precipitation at only 50-80 % of present levels. The specific sediment yields of unglaciated mountain areas are found to be in the order of 5-18 t/km² (Figure 2) dependent on the extent of erodible deposits in the catchments. LAPPEGÅRD et al. (2007) also found a decrease in the mean annual and the 5-10 year floods of the glacier-free neighbouring catchment to Nigardsbreen. The sediment yield of the glacier-free Nigardsbreen catchment will thus decrease considerably.

Bed load transport in glacier fed rivers

Whereas the suspended sediment moves through the river basin in less than a day, the bedload may take several decades to travel the whole length of the river basin. The glacial valley shape is of great importance to the movement of the bedload. Some basins form lakes where the sediment load is deposited. Others have been infilled with sediments and form alluvial reaches with floodplains. In between the alluvial plains are steep reaches where channels are

shaped in bedrock or immobile moraine material. Some of the tributaries are rather steep, while others occur in wide glacial hanging valleys. The position where the glaciers introduce their sediments into the main course of the river is of importance to the further movement of the sediment and the stability of river channels. At present, a large part of the coarse fraction is deposited in front of the glaciers and often far away from the main river stem. In the more advanced glacier stages, sediments were more easily transferred into the main stem of the proglacial river system. One example is the glacier Nigardsbreen, which reached its greatest advance around 1750. The subsequent retreat of the glacier uncovered lake Nigardsvatn during the years 1937-1967. On average 1500 t or 75 % of the total load of the glacier Nigardsbreen is at present deposited in the lake. The glacier volume has to increase substantially to deliver sediments to the main stem of the river system again.

The long term measurements (1968-2000) of bed load and suspended load in the meltwater river from Nigardsbreen Glacier showed that the two modes of transport are related (BOGEN 2003):

$$G_b = k G_s \quad (1)$$

These measurements involved surveying of the annual growth rate of the delta in proglacial lake Nigardsvatn. There is some year-to-year variation, but $k = 1.0$ when observations for all the years on record are averaged. The same type of measurements at Bondhusbreen glacier confirmed a similar value of $k = 1.0$, although these covered only 2 years. Measurements during the years 1976-1981 at Engabreen gave a somewhat different value of $k = 0.67$.

In lowland rivers without glacial input, by contrast, the bed load is often only a small fraction of the volume of the suspended load and there is not necessarily a clear relation between the origin of the sediments carried by the two modes of transport. GURNELL (1987) found k - values varying between 0.49 and 0.67 at the Tsidjiore Nove glacier in Switzerland whereas HAMMER & SMITH (1983) reported k - values varying between 1.21 and 1.43 at Hilda glacier in Canada.

The reason for the existence of the relationship between bed load and suspended load in glacial meltwater streams is that the suspended load is derived by the abrasion and crushing of coarse, glacially-quarried material. In weak bedrock, the abrasion and crushing take place at a more rapid rate. The low ratio that was observed at Engabreen is probably explained by more rapid comminution of weaker bedrock. From equation (1) it is possible to compute bed load from measurements or estimates of suspended load. As the parameter k of the sediment load from Nigardsbreen Glacier is fairly constant through time, application of this value for k is considered sufficiently reliable for the calculation of bed load of other glaciers of the same type. Thus, the supply of bed load to the various intakes of the Svartisen hydropower scheme in Northern Norway was determined in this way.

Basket samplers have been used to obtain more detailed bedload data in glacier fed rivers. However, the high current velocities and often turbulent conditions have made it difficult to take measurements in this way during floods, when most of the sediment transport occurs. Thus, acoustic bed load sensors have been tested in field and laboratory experiments to determine their ability to measure bed load transport in rivers (BOGEN & MØEN 2003, MØEN et al. 2007, ESBENSEN et al. 2007).

The first generation sensor that was tested in the field generates a single value with the acoustic energy in a narrow frequency band (centre frequency 70 KHz). This sensor was installed at field stations in the Nigardsbreen glacial river 1998, in river Gråelva in 1999 and in Bayelva in Svalbard in 2000. The second generation sensor was tested in flume studies only. It outputs a frequency spectrum with a theoretical range of 0-1000 KHz divided in 512 components, each corresponding to a 2 KHz wide band. Both sensors record the acoustic energy of bed load impacts on a plate fixed to the river bed. Flume studies showed that the sensor signal is highly influenced by the sediment grain size. This effect indicates that it is not possible to calibrate a sensor operating on a single frequency. Although an exact calibration can not be obtained, the sensor gives a good indication of bed load transport patterns and trends.

The sensor records from the field stations showed that it is able to depict the pulsating and discontinuous patterns of bed load movement and may possibly identify the effect of clusters. During time periods when the grain size is not subject to abrupt change, the short term temporal transport rate variation is positively correlated to variations in sensor signal. NVE installed three sensors of this type at field stations: in the Nigardsbreen glacial river in 1997, in the non glacial river Gråelva in South central Norway 1999 and in the glacier fed river Bayelva in Svalbard in 2000. These stations are still in operation (as of 2010).

Experience has shown that the sensor records are able to depict the pulsating and discontinuous pattern of bedload movement by means of the maximum and average values at 1-minute intervals (Figure 5). The shape of the curves appears to reflect the processes affecting the bedload movement. When a continuous flow of bedload particles strikes the plate the curves follow each other smoothly. This situation often occurs during low water discharges and most probably is caused by a steady movement of sand along the bed. As water discharge increases, the maximum acoustic amplitude often deviates markedly from the mean amplitude. This could correspond to a situation with incipient movement of gravel or cobble fractions.

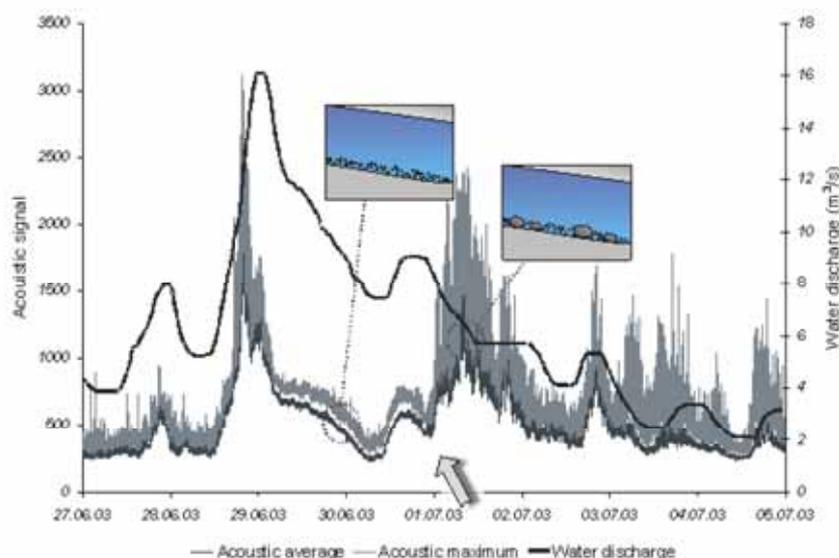


Figure 5: Records of the average and maximum acoustic signal at one-minute intervals and water discharge in Bayelva, 27 June to 5 July 2003. Symbolic illustrations of continuous (left) and sporadic (right) bed load transport are inserted.

The sensor record of bedload transport rates in the glacier fed river Bayelva is quite different from that of the non-glacial river Gråelva. In the river Bayelva, the sensor record was installed downstream from a sandur. The bed load in non-glacial river Gråelva seems to be availability-controlled and consists of sparse occurrences of gravel and sand. These differences are probably related to the hydraulic and sedimentological factors and indicate that acoustic bedload sensors can give results which characterize the bed load pattern variations for various river types.

Calibration of acoustic amplitudes against the mass of the bedload obtained with the Helley-Smith sampler was initiated in the rivers Bayelva and Gråelva. However, manual sampling during high discharges proved to be difficult at both locations. To overcome the problems met with in the field, a full scale test rig was built.

To solve the problem that grain size influences the acoustic signal, it was necessary to develop a model based on the acoustic signal which could quantify the sediment flux irrespective of temporal changes in grain size distribution. An experimental design with this in mind was worked out, and in excess of 450 experiments have been carried out in the test flume. Most experiments used a water velocity of around 2 m/s. Multivariate data analysis methodologies were used to analyse the data. This involved *Principal Component Analysis (PCA)* and *Partial Least Square regression (PLS-R)*. PCA was used to explore the raw data, i. e. the frequency spectra from the sensor to explore clusters, trends and grouping and to see if and how this relates bed load transport rates and bed load fractions. PLS-R was used to develop computational models for estimating bed load properties from the acoustic spectra. It was concluded from the PLS-R analysis that it was possible to find a linear model describing the bed load transport in terms of acoustic signals. The model is able to compensate for changing grain size. It was also found that the transport of mixed fractions could be modelled in the same way although further studies should be done to confirm this.

Acknowledgements

This paper is based on a presentation given in Koblenz at the Emil Goelz retirement symposium, November 2009. Patricia Kennie is thanked for help with the editing of this manuscript.

References

- BOGEN, J. (1989): Glacial sediment production and development of hydroelectric power in glacierized areas. *Annals of Glaciology no 13*, International Glaciological Society, p. 6-11.
- BOGEN, J. (1996): Erosion rates and sediment yield of glaciers. *Annals of Glaciology*, vol 22, 48-52, International Glaciological Society.
- BOGEN, J. (2008): The impact of climate change on glacial sediment delivery to rivers *IAHS Publ. 325*, p. 432-439. In : *Sediment Dynamics in Changing Environments* (Proceedings of a symposium held in Christchurch, New Zealand).
- BOGEN, J. & T. E. BØNSNES (2001): The impact of a hydroelectric power plant on the sediment load in downstream water bodies, Svartisen, Norway. *Science of the Total Environment, special issue 266*, 273-280.

- BOGEN, J. & T. E. BØNSNES (2003): Erosion and sediment transport in high Arctic rivers, *Svalbard Polar Research* 22(2), p. 175-189.
- BOGEN, J. and K. MØEN (2003): Bedload measurements with a new passive acoustic sensor. In: J. Bogen, T. Fergus and D. Walling: Erosion and Sediment Transport Measurement in Rivers. Technological and Methodological Advances. (Proceedings of the Oslo Workshop, June 2002) *IAHS Publ.* 283.
- BOGEN, J. and R. T. OTTESEN (2009): Global geochemical mapping and the sediment-associated flux of major world rivers In: Slagstad, E. (ed) Geology for society. *Geological Survey of Norway, special pub.* 11, 83-92.
- ESBENSEN, K. H., P. K. ADE, J. F. ZUTA, J. BOGEN and K. MØEN (2007): Chemometrics of complex natural systems: flume test rig feasibility studies for monitoring river bedload sediment transportation processes. *J. Chemometrics*; 21: 459-473.
- HALLET, B., L. HUNTER, J. BOGEN (1996): Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Global and Planetary Change* 12, 213-235.
- HAMMER, K. M. & N. D. SMITH (1983): Sediment production and transport in a proglacial stream: Hilda Glacier, Alberta, Canada. *Boreas* 12, 91-106.
- HOLMES, R. M., J. W. MCCLELLAND, B. J. PETERSON, I. A. SHIKLOMANOV, A. I. SHIKLOMANOV, A. V. ZHULIDOV, V. V. GORDEEV and N. BOBROVITSKAYA (2002): A circumpolar perspective on fluvial sediment flux to the Arctic ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 16, 1-45.
- HASHOLT, B., N. BOBROVITSKAYA, J. BOGEN, J. MCNAMARA, S. H. MERNILD, D. MILBOURN and D. E. WALLING (2006): Sediment Transport to the Arctic Ocean and Adjoining Cold Oceans. *Nordic Hydrology* 374-375, 413-432.
- LAPPEGÅRD G., S. BELDRING, L. A. ROALD, T. ENGEN-SKAUGEN & E. J. FØRLAND (2007): Projection of future streamflow in glaciated and non-glaciated catchments in Norway. *Oppdragsrapport A, Norwegian Water Resources and Energy Directorate* 09/06.
- MØEN, K. M., J. BOGEN, J. F. ZUTA, P. K. ADE and K. ESBENSEN (2007): Bed load measurement in rivers using passive acoustic sensors reviewed paper to be published in Gray, J. R., Laronne, J. B., and Marr, D. G. E. (eds), *Proceedings of the International Bedload-Surrogate Monitoring Workshop, April 11-14, 2007, St Antony fall Laboratory, Minneapolis, Minnesota, U.S.* Geological Survey Scientific Investigations Rep. (<http://www.bedloadresearch.org/content/2007-workshop>)
- MILLIMAN, J. D. and R. H. MEADE (1983): World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*, 91, 1-21.
- MILLIMAN, J. D. and J. P. M. SYVITSKI (1992): Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology*, 100, 525-544.
- NESJE, A., J. BAKKE, S. O. DAHL, Ø. LIE & J. A. MATTHEWS (2008): Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global & Planetary Change* 60, 10-27.
- GURNELL, A. M. (1987): Fluvial sediment yield from alpine glacierized catchments. In: *Glacio-Fluvial Sediment Transfer* (ed. by A. M. Gurnell & M. J. Clark), 415-420. Wiley, Chichester, UK.
- ØSTREM, G. & H. C. OLSEN (1987): Sedimentation in a glacier lake. *Geografiska Annaler* 69A, no 1, 123-138.



Kontakt:

Jim Bogen

Norwegian Water Resources & Energy
Directorate (NVE)

Section for Sediment and Erosion

P.O. Box 5091, Majorstuar

0301 Oslo, Norway

Tel. +47 22 95 90 46

E-Mail: jbo@nve.no

Born: 1947

1976

Cand. Real. Dept. of Physical Geography,
University of Oslo, Norway

1977 – 1985

Lecturer/Researcher, Dept. of Physical Geogra-
phy, University of Oslo

1985 – 1994

Senior Engineer/senior hydrologist, NVE

1994 – 2006

Research Scientist, Leader of sediment and ero-
sion group, NVE

1996 – 2010

Part-time lecturer in Arctic Hydrology at UNIS,
University in Svalbard

Since 2007

Head of Section for Sediment and Erosion at the
Norwegian Water Resources and Energy Direc-
torate (NVE)

Professional societies:

Officer of the International Commission on Conti-
nental Erosion (ICCE) within the International Asso-
ciation of Hydrological Sciences (IAHS): Vice presi-
dent 1996 - 2002, President Elect 2003 - 2005, Presi-
dent 2005 - 2009, Past president 2010 - 2011.
<http://www.IAHS.info>

Member of WASER council (World association of
sedimentation and erosion research) 2007 -2010
(<http://www.waser.cn/>)

Fields of interest :

Current research focus is mainly on erosion
processes and sediment transport in rivers, and on
sedimentation in lakes and reservoirs. Has been one
of the main scientists responsible for NVE
establishing a modern sediment transport monitoring
programme in Norwegian rivers including Svalbard.
A particular interest is the development of new
technologies and new methods for sediment transport
measurement. Other major activities has been to
investigate the impact of various regulation practices
of hydro-electric schemes on environmental
conditions and
co-operation with geochemists to develop a new
sedimentological method to make geochemical maps.

Sand-gravel subaquatic bed forms in the Raba River – morphology and granulometrics

Artur Radecki-Pawlik, Paul Carling and L. Książek

1 Introduction

Sand-gravel subaquatic dunes studies are rather rare, especially those involving field measurements. There are a number of reasons why field campaigns are time consuming and expensive. Quite often ships or boats and a lot of staff are needed, but first of all the sand-gravel dunes have to be found and located in the stream. More comfortable is the situation where the place with sand-gravel dunes can be reached by foot, since it allows to study them nearly undisturbed and still visible which is fruitful for the scientific interpretation.

Gravel subaqueous bed forms are those with a median grain size greater than 2 mm. Along the worldwide literature there is few information on the morphodynamic development of such gravel features. Equilibrium and non-equilibrium gravel dunes range in length from less than 0.6 m to greater than 100 m. Their heights vary from less than 0.1 m to 16 m (CARLING 1999, RADECKI-PAWLIK et al. 2006). In general terms dunes have lengths that scale primarily with boundary layer thickness or water depth (BEST 1996). Height (H) and length (L) data for the gravel dunes reported by some researchers (CARLING 1999) are consistent with the H:L function reported by ASHLEY (1990) for equilibrium dunes developed in sand. Using ASHLEY's (1990) dune form criteria of height (>0.1 m) and length (>0.6 m) as a general guide it can be shown that gravel dunes have been correctly identified in the number of studies (e. g. GALAY 1967, DINEHART 1989 and CARLING et al. 2005). As far as gravel bed forms hydrodynamics are concerned, gravel dunes are supposed to develop for a range of Froude numbers up to 0.75. For the non-dimensional mean shear stress $\Theta = 0.25$ they should reach their maximum height and start to reduce in height at Shields parameter value $\Theta = 0.30$ (CARLING 1999). The other bed forms, which develop on the river bed are ripples. Their length is proportional to the grain size. They have heights up to a few tens of millimeters and lengths less than 0.6 m (ALLEN 1984). The first objective of the present work is to better understand how riverbed forms develop in the mixture of sand and gravel. Secondly, the rarity of the existence of such features in nature is reason enough to pay attention to them. Consequently, this paper addresses the bulk flow dynamics and the granulometric composition of subaquatic river sand-gravel dunes, where all data were collected within field campaigns between 2001 and 2006. The study site is located in the upland part of the Raba River below the Dobczyce Water Reservoir and close to the confluence with the Vistula River.

2 Study location

The Raba River (137 km long with a catchment area of 1537 km²) is mostly (86 %) situated in the Polish part of the Eastern Carpathian Mountains (the Wyspowy Beskid and the Zywiecki Beskid) which are Carpathian flysh (RADECKI-PAWLIK et al. 2006, SŁOWIK-OPOKA 2006) (s. Figure 1). Along the alluvial part, the bed consists mainly of pebbles and cobbles of sandstone and mudstone (from Magurian nappe). The lower Raba River alluvial plain is formed by normally loose pebble gravels, open work pebble gravels, dilated framework pebble gravels, trough cross-stratified and parallel laminated medium to very coarse grained sands, massive fine sands and muds (WYZGA 1992). The coarser grains armouring the river bed also form a framework, the interstices of which are filled by a matrix of finer sediment. During the spring and early summer floods the Raba River experiences frequent bed load movement, which is reflected in many mobile gravel bars forming along the margins and centre of the river channel. The research region of the Raba River (reach 700 m long, close to the Uscie Solne municipality), where the Raba joins the Vistula River, is situated at the border of the uplands (14 % of the catchment is situated in Carpathian intramontane and submontane depressions). Here the river changes its character from mountainous to alluvial and the bed sediment consists of a mixture of sand and gravel. The river bed is usually characterised by an armour layer with grain-sizes from 0.4 mm to 50 mm and by sand-gravel bed forms moving above the armoured bed surface. The median grain-size of the bed forms ranges from $D_{50} = 0.5$ mm up to 11 mm. In low to medium flows the water is very clear making the sediment transport processes visible to the eye.

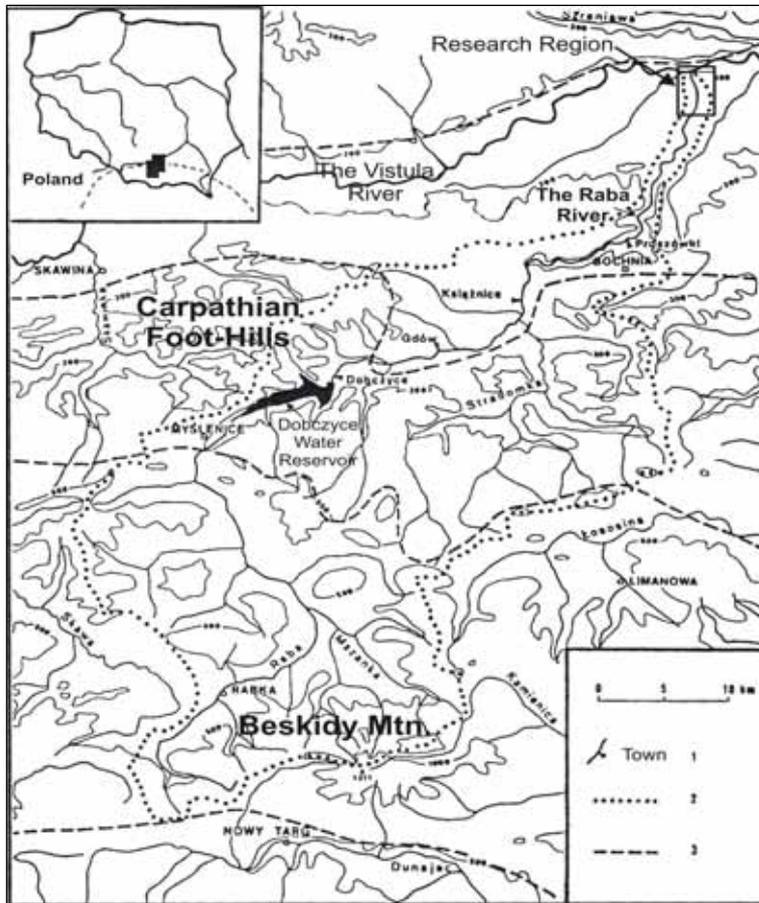


Figure 1:
Map and air photography
showing the research region –
the Raba River estuary

Table 1
Physical characteristics of the river investigated

Variables	The Raba River
Precipitation [mm]	760
Catchment area [km ²]	1573
Channel length [km]	137
Mean annual flow [m ³ s ⁻¹]	20.86
Minimal annual flow [m ³ s ⁻¹]	2.71
Average slope [-]	0.0044
Average slope of the research region [-]	0.0006
Two years flood Q _{50%} [m ³ s ⁻¹]	498
Ten years flood Q _{10%} [m ³ s ⁻¹]	1007
One hundred years flood Q _{1%} [m ³ s ⁻¹]	1724
One thousand years flood Q _{0.1%} [m ³ s ⁻¹]	2074

The average slope of the whole Raba River is 0.00443, the slope of the whole lower part of the Raba is 0.00198 whereas the slope of the research reach, at the confluence, is 0.0006. The river channel at the research reach averages 50 m wide. According to KRZANOWSKI (1972) the average annual flow is here 20.86 m³·s⁻¹ and the minimum annual flow is 2.71 m³·s⁻¹.

3 Methods

The research location was safely accessible from the Raba River banks by foot under low discharge and by a rubber boat under mean discharge conditions. The location was being visited daily during several sampling periods between 2001 and 2005. The work within the research reach concentrated on surveying the migration of ripples, dunes and other sand and sand-gravel structures, measuring the water depth D, and measuring dune lengths L and dune heights H.



Figure 2: Measuring water velocity in the sand-gravel dune reach near the mouth of the Raba river

For sediment sampling different techniques were used depending on the access to the dune body. On the one hand the technique described by CHURCH et al. (1987) was applied. Hereby samples are collected from a homogeneous body of sub-surface sediment, so that they are not being mingled with the material of the armoured bed-surface. On the other hand, to study in detail granulometric composition of the bed forms the freeze-core sampling method was applied. Hereby bed sediment is frozen by means of a probe, supplied with liquid nitrogen (Figure 3). In the field a copper tube (1), $\text{Ø} = 5 \text{ cm}$ is driven into the river bed down to a depth of 30-50 cm. Liquid nitrogen is poured through a funnel into the probe causing freezing of the bed material surrounding the tube (CARLING & CROMPTON 1988). The freezing time depends mainly upon the water temperature, debris consolidation degree and the debris grain size.



Figure 3: Freeze-core sampling near the mouth of the Raba River, July 2005.

The frozen sample is taken out with a hand hoist and placed on a special box. The open box is subdivided by vertical metal sheets, for example at 5 cm intervals (Figure 4), so that after-thawing sediment samples of different layers are available. For each layer one can determine the grain-size distribution. The application of the freeze-core sampling method enables the recognition of the structure of the river bed, i. e. to determine either the armouring layer or the subsurface layer.

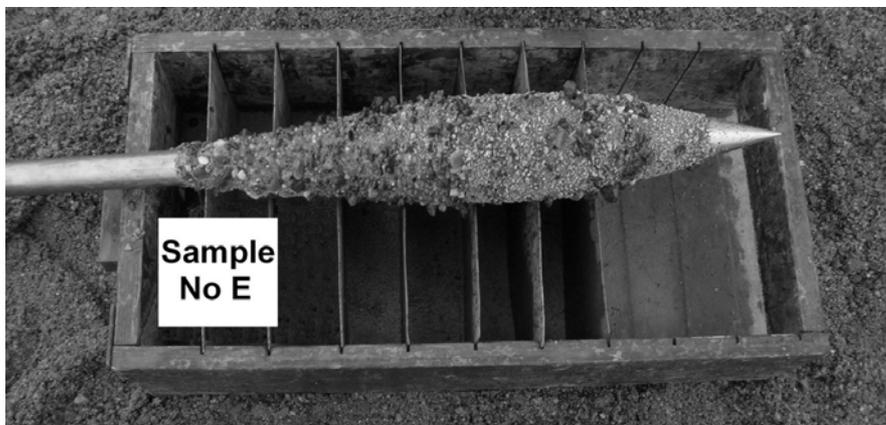


Figure 4: Frozen sample of the sand-gravel bed material of the Raba River, km 0+560, July 2005

The sieving analysis for coarse grains was carried out by hand in the field using round-mesh sieves. Fine material was sieved in the laboratory.

4 Results, discussion and final conclusions

For the reasons of brevity all results of investigations and calculations are presented in graphic manner. Some details were already presented in previous conference papers (RADECKI-PAWLIK et al. 2006, SŁOWIK-OPOKA 2006 and KSIĄŻEK & RADECKI-PAWLIK 2008). The discussion is provided below the graphs.

During each field campaign a geometrical survey of bedforms was conducted, velocity profiles were measured close to the bed as well as higher within the flow, and sediments samples for granulometric analysis were collected. Also, after major flooding (it has happened twice during the measuring campaign) a geodetic survey was made to get the river bed altitude details. Under low discharges (up to 3.9 m³/sec) we noted that only sand ripples of heights (H) up to some of tens millimeters were developing and moving along the full width of the research reach, whereas pre-existing sand-gravel bed forms rested immobile on the armoured bed.

When the discharge was higher (up to 11.4 m³/sec) coarser bed load was moving, including over passing of coarser grains over the crests of the sand-gravel features, which then began to migrate. Under those conditions sand ripples only developed close to the river banks where the flow velocity was lower than in the center of the channel, whereas sand-gravel barchanoid dunes were developing over the whole width of the channel although predominantly in the center. Figure 5 presents measured heights (H) of the investigated bed forms against their lengths (L).

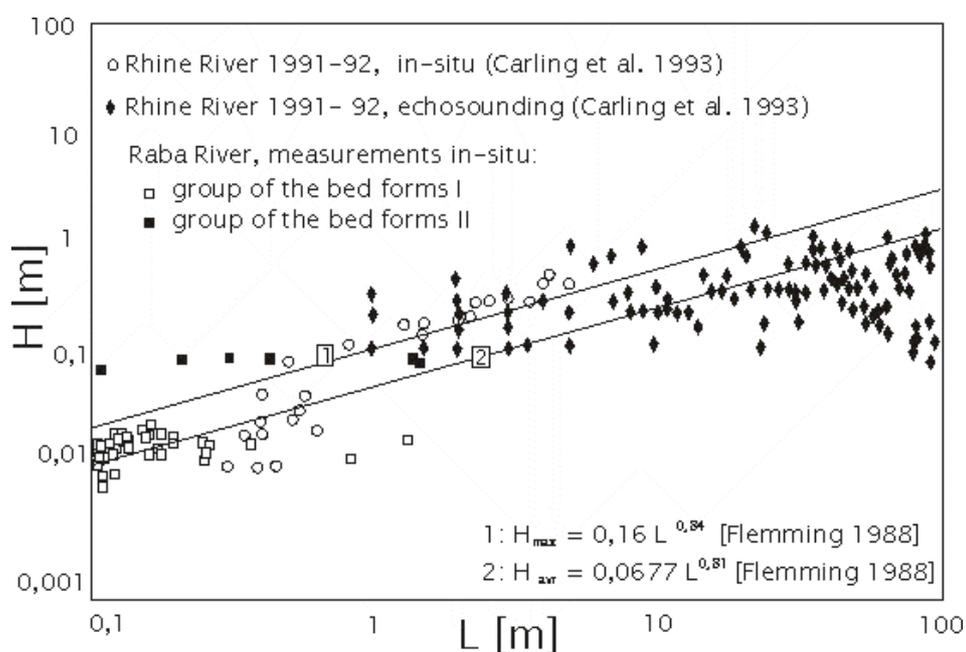


Figure 5: Height-length relation for the Raba River bed forms

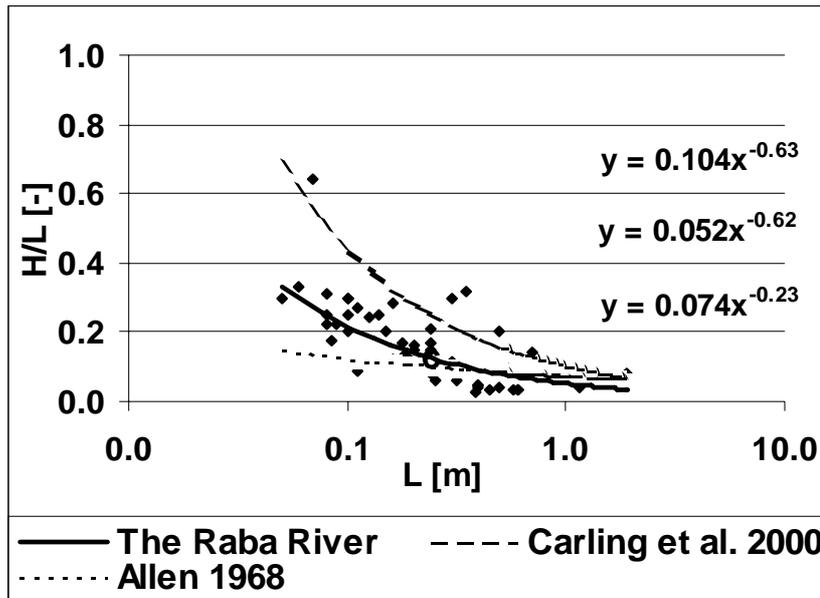


Figure 6: Steepness index (H/L) of the Raba River bed forms against their lengths (L)

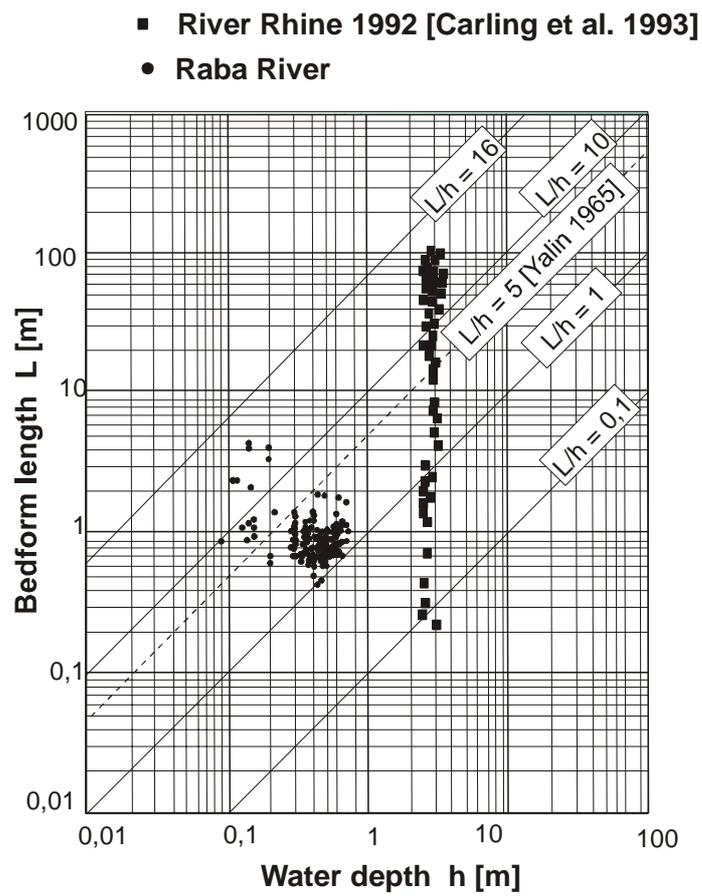
The Raba data are compared with the general tendency and limit lines established by FLEMMING (1988) as well as with the data of bigger sand dunes found on the bed of the River Rhine (CARLING et al. 2000). The Raba bed forms were divided into two groups: Type 1 with the $1 < D_{50} < 2.4$ mm and $L < 0.6$ m which are here termed bed forms I and the Type 2, which are longer with $4 < D_{50} < 11$ mm which are termed bed forms II. The relation between Raba features describes the relation:

$$H = 0,05 L^{0,35} \quad (r^2 = 0.47; F_{0.05 (1;55)} = 3.95; \alpha = 0.05; n = 57)$$

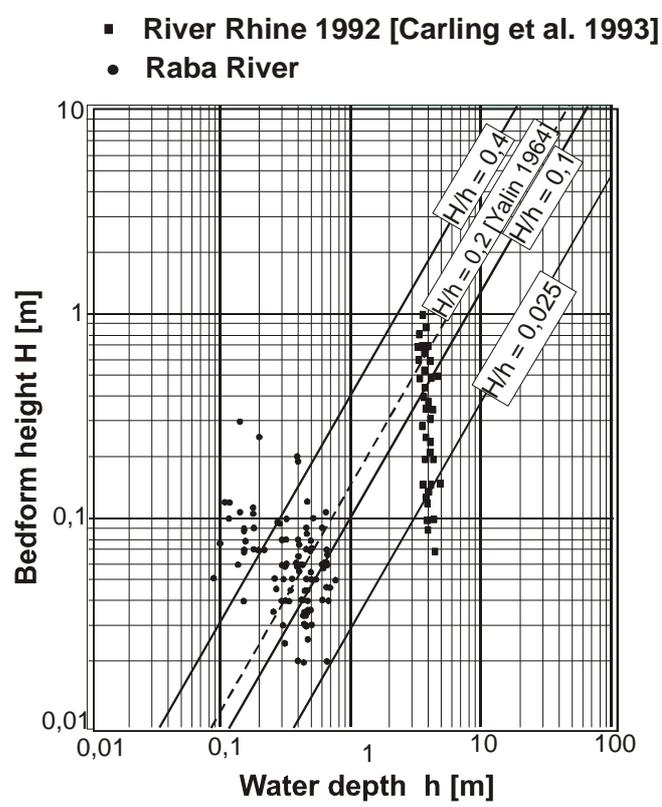
The Raba type 1 bed forms are much shorter and smaller than the Rhine features and are also mostly below the upper limit given by FLEMMING (1988). Type 2 bed forms are steep and lie above FLEMMING's curve. Raba bed forms are steeper (Figure 6) than dunes described by ALLEN (1968) but flatter than the Rhine long sand dunes:

$$H/L \text{ index} = 0.0518 L^{0.622} \quad (r^2 = 0.71; F_{0.05 (1;51)} = 7.24; \alpha = 0.05; n = 52).$$

The geometrical lengths and height of the Raba features are also plotted against water depth (Figure 7 a, b). They lie close to the middle curve of YALIN (1964) as far as their length (L) is concerned but some of them are higher (H) than the maximum limitation. This may be because the higher bed forms have formed under a previous discharge when water depths were greater and have not yet fully readjusted their morphology. Some examples of grain-size curves of individual dunes are gathered within the Figure 8. The shear stresses were not sufficient to disrupt the armouring layer of the sediment river bed. However, under the highest measured values coarse sediment moved over the sand-gravel features and intensive sedimentation occurred at the toes of the bed forms. Also sand ripples were transported, building and then decaying rapidly in different parts of the flat gravel armoured river bed. The smaller features were moving with a celerity of 5 cm/sec, the larger ones with 2 cm/sec.



a



b

Figure 7 a, b:
Lengths (L) and heights (H) of investigated bed forms against water depth (h)

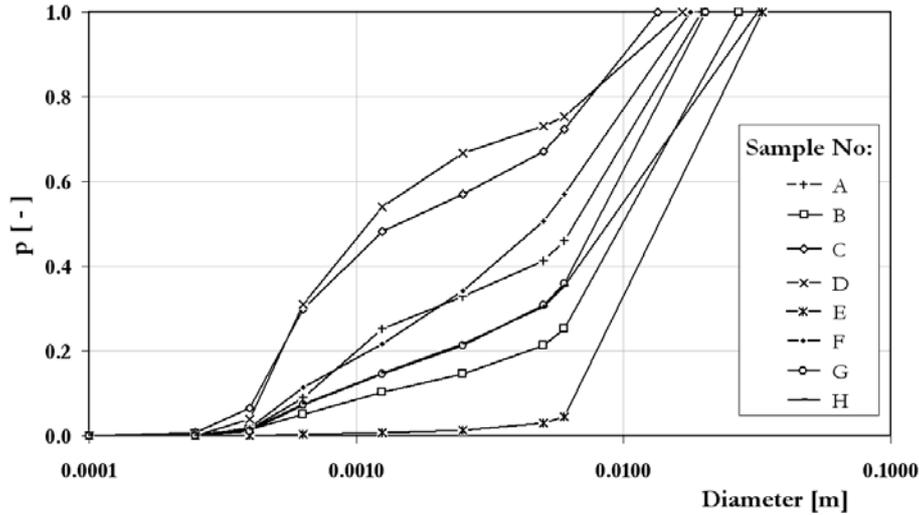


Figure 8: Grain-size curves of investigated bed forms at different measuring points – examples

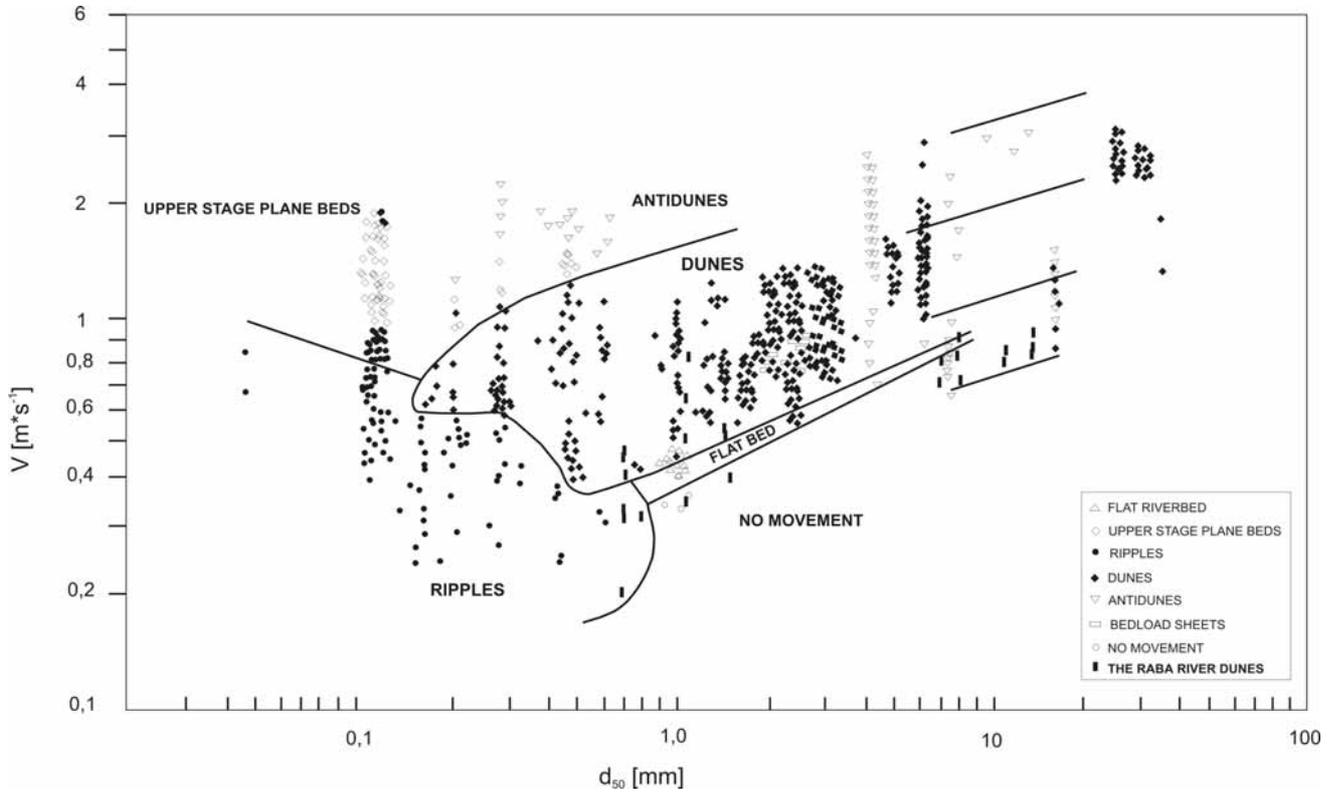


Figure 9: Flow velocity versus dimension of grains – notice the Raba sand-gravel bed form results (from CARLING 1999, extended).

In 1999 Carling presented an extended graph of the relation mean flow velocity to median grain-size of bed-forms established by SOUTHARD & BOGUCHWAL (1990). It was the first time, that gravel dunes data were put into this graph, which was being extended by Carling up to $d = 33$ mm. The new field data show the existence of sand-gravel dunes at the Raba outlet. The data, also like those in Carling's classic paper, were not temperature adjusted to $10\text{ }^{\circ}\text{C}$, but the temperatures which were measured during the field campaigns were always between $10\text{-}12\text{ }^{\circ}\text{C}$, which not affected the obtained results.

The following main conclusions can be drawn from the analysis of the data:

1. At the Raba River outlet under low discharge up to $Q = 3.9 \text{ m}^3/\text{sec}$ only bed forms with a median grain-size of $1 \text{ mm} < D_{50} < 2.4 \text{ mm}$ and with heights (H) up to tens millimeters can develop and move, whereas other existing sand-gravel features stay at rest on the armoured bed. When the discharge has grown up to $Q = 11.4 \text{ m}^3/\text{sec}$ sand-gravel dunes with a median grain-size of $2.4 \text{ mm} < D_{50} < 11 \text{ mm}$ start to develop. The movement of sediment along such features is under such discharge conditions very low and their crests are mobilized first.
2. The relation between height (H) and length (L) of the Raba River bed forms is described by the relation:

$$H = 0.05 L^{0.35} \quad (r^2 = 0.47; F_{0.05 (1,55)} = 3.95; \alpha = 0.05; n = 57).$$

The Raba's bed forms are much shorter and smaller than the features measured at the bed of larger rivers (e. g. the Rhine). They are mostly below the limitation given by FLEMMING (1988). The Raba bed forms are steeper and flatter than classical dunes described by ALLEN (1968). They are also flatter than the features from bigger rivers (e. g. the Rhine). Their H/L index is:

$$H/L = 0.0518 L^{0.622} \quad (r^2 = 0.71; F_{0.05 (1,51)} = 7.24; \alpha = 0.05; n = 52).$$

Acknowledgements

The Authors would like thanks to the British Council in Warsaw as well as KBN Poland for financial support without which the investigations would not be possible. Finally a numerous of MSc and PhD students were involved in field studies: Richard Breakspear, Ewa Slowik-Opoka, Adrian Koleczek, Maciej Klimka, Damian Smialek and Anna Swiderska to whom the authors of the paper are very thankful.

Summary

In the outlet of the Raba River to the Vistula, the biggest river in Poland, the morphology and morphodynamics of sand and fine-gravel subaquatic bed forms (mostly dunes) were investigated. The site is situated in highland region just about the entrance to Polish Carpathians. The dunes formed on the Raba River bed are composed of sand and fine gravel (D_{50} up to 11 mm). Systematic observation (periodically, within the 2000-2005) were made of geometry, sediment composition and hydraulic climate under which the dunes grown and decomposed. The investigation presented along the paper concentrates on the geometrical parameters of these bed forms such as height, length, as well as granulometric characteristics of the sediment. It was found that the relation between height (H) and length (L) of the Raba dunes is $H = 0.05L^{0.35}$ ($r^2=0.47$; $F_{0.05 (1,55)} = 3.95$). Also these dunes are steeper and flatter than classical with H/L index is: $H/L = 0.0518L^{0.622}$ ($r^2=0.71$; $F_{0.05 (1,51)} = 7.24$). During the field campaign, when the foot access to the estuary was possible and dunes were spotted on the river bed the range of measured water velocity was from $v = 0,39 \text{ (m}\cdot\text{s}^{-1})$ to $v = 0,81 \text{ (m}\cdot\text{s}^{-1})$ with the highest velocity over the dune crest.

Literatur

- ALLEN, J. R. L. (1968): *Current Ripples*. Amsterdam, North Holland, 433 p.
- ALLEN, J. R. L. (1984): *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis*. Amsterdam, Elsevier, 539 p.
- ASHLEY, G. M. (1990): Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p. 160-172.
- BEST, J. (1996): The fluid dynamics of small-scale alluvial bedforms. In Carling, P. A. and Dawson, M. D., eds. *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*, Chichester, U.K., Wiley, p. 67-125.
- BRIDGE, J. S. (1993): The interaction between channel geometry, water flow, sediment transport and depositin in braided rivers. In Best, J. and Bristow, C. *Braided rivers*, Geol. Soc. London, Spec. Publ. 75, p. 13-71.
- CARLING, P. A., J. CROMPTON (1988): Freeze sampler – user manual. Freshwater Biological association. The Ferry House, Ambleside, Cumbria, UK.
- CARLING, P. A. (1999): Subaqueous gravel dunes. *Journal of sediment research*, v. 69, n. 3, p. 534-545.
- CARLING, P. A., E. GÖLZ, H. G. ORR, A. RADECKI-PAWLIK (2000): The morphodynamics of fluvial sand dunes in the River Rhine near Mainz, Germany. I. Sedimentology and morphology. *Sedimentology*, 47, p. 227-252.
- CARLING, P. A., A. RADECKI-PAWLIK, J. J. WILLIAMS, B. RUMBLE, L. MESHKOVA, P. BELL, R. BREAKSPEAR (2005): The morphodynamics and internal structure of intertidal fine-gravel dunes: Hill Flats, Severn Estuary, UK. *Sedimentary Geology*, Elsevier, p. 21.
- CHURCH, M. A., J. F. MCLEAN & J. F. WOLCOT (1987): River Bed Gravels: Sampling and Analysis. In *Sediment Transport in Gravel-bed Rivers* (ed. by C.R. Thorne), John Wiley and Sons, London, 43-87.
- DINEHART, R. L. (1989): Dune migration in a sleep, coarse-bedded stream: *Water Resources Research*, v. 25, p. 911-923.
- FLEMMING, B. W. (1988): Zur Klassifikation subaquatischer strömungstransversaler Transportkörper. *Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten*, v. 29, p. 44-47.
- GALAY, V. J. (1967): Observed forms of bed roughness in an unstable gravel river. *International Association for Hydraulic Research*. 12th Congress. Proceedings, p. 85-94.
- KRZANOWSKI, S. (1972): The spatial changes of the average discharge, in Polish. Ph.D. thesis. Agricultural University of Krakow. 254 p.
- KSIĄŻEK, L., A. RADECKI-PAWLIK (2008): Modeling of hydrodynamics conditions within the outlet of a sand-gravel upland river – the Raba River, Polish Carpathians. *River Flow 2008*, monograph, ed. Altinaker M. i.in., Kubaba Congres Dept. and Travel Ser., vol.2. s. 1399-1406.

RADECKI-PAWLIK, A., P. A. CARLING, E. SŁOWIK-OPOKA, L. KSIĄŻEK, R. BREAKSPEARE
(2006): *Field investigations of sand-gravel bed forms within the Raba river*, Poland.
River Flow Monograph edited by Rui. M.L. Ferreira, Elsa C.T.L. Alves, Jao G.A.B.
Leal & Antonio H. Cardoso, Engineering, Water and Earth Science, AABALKEMA
Taylor & Francis Group, London, Vol. 1, 979-985.

SŁOWIK-OPOKA, E. (2006): The hydraulics conditions of sand-gravel river bed formation.
PhD thesis (in Polish). Agricultural University, Kraków.

WYZGA, B. (1992): Evolution of the fluvial system of the middle and lower Raba in the last
200 years. Polish Academy of Science IGiPZ. Ph.D. thesis (in Polish). Warszawa, p.
92.

YALIN, M. (1964): Geometrical properties of sand waves. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, Report
90, p. 119.



Contact:

Prof. dr hab. dipl. eng.

Artur Radecki-Pawlik

(PhD, ScD, PE)

Agricultural University of Krakow
Department of Hydraulic Engineering
and Geotechnics

Faculty of Environmental Engineering
and Geodesy

Al. Mickiewicza 24-28

30-059 Krakow

Poland

Tel.: 48 12 6624175

Fax: 48 12 6331170

E-Mail: rmradeck@cyf-kr.edu.pl

1980 – 1985

Study Environmental Engineering, Agricultural University, Krakow

1985 – 1990

Designer, “Hydroprojekt” Hydraulic Structures and Water Training Designing Office, Krakow

1990 – 1996

PhD candidate, River Engineering, Agricultural University, Krakow

1996 – 2002

Habilitation candidate, River Engineering, Hydraulics Engineering, Agricultural University, Krakow

2002 – 2007

University Professor, Agricultural University, Krakow

Since 2007

Chair, Professor of River and Hydraulic Engineering, Agricultural University, Krakow

Since 2009

Head of Dept. of Hydraulic Engineering and Geotechnics, Agricultural University, Krakow

Projects:

1992 – 1998: River-dunes formation study – the Rhine River, Germany.

2002 – 2003: Gravel bed-forms of the Severn River, UK

2003 – 2006: Sand-gravel bed forms in the Raba River outlet, Poland

2003 – 2004: Forecasting of fluvial processes on the Skawa River within back-water reach of the Swinna Poreba water reservoir

2004 – 2008: Turkey Creek Watershed Project Group, Charleston, the USA

2007 – 2009: Evaluation of the quality of Mediterranean soils affected by fire in medium and long term, Barcelona, Spain.

since 2006: Hydromorphological assessment of Polish Carpathian streams, the Czarny Dunajec, the Biala Tarnowska, Poland

Co-authors:

L. Książek, Agricultural University of Krakow, Department of Hydraulic Engineering and Geotechnics
Al. Mickiewicza 24-28, 30-059 Krakow, Poland

Paul Carling, School of Geography, University of Southampton
Southampton, SO17 1BJ, United Kingdom

Der Oberjurakarst als Pegelschreiber der Flussgeschichte Südwestdeutschlands – ein Blick zurück bis ins Miozän

Hartmut Seyfried, Marcel Strasser und Annette Strasser

Einleitung

Deutlich entwickelte horizontale Höhlenniveaus sind das Ergebnis langfristig stabiler Karstgrundwasserstände (SAWICKI 1909; BÖGLI 1978, 1980; PALMER 1987, 1991; HÄUSELMANN 2002; FORD & WILLIAMS 2007). Vertikale Höhlenabschnitte entstehen nach einer Tieferlegung des Vorfluters, welche durch erosives Einschneiden und/oder tektonische Hebung verursacht wird. FARRANT et al. (1995), SASOWSKY et al. (1995) und HÄUSELMANN et al. (2007) haben über Höhlensysteme das Ausmaß und den Verlauf von Vertikalbewegungen kalibriert. Als einzige Höhle der Schwäbischen Alb besitzt die Laierhöhle (Abb. 1) mehr als zwei Horizontalniveaus (STRASSER & STRASSER 2007; STRASSER et al. 2009). Wir zeigen den Zusammenhang zwischen den speläogenetischen Merkmalen der Höhle und geomorphologischen Merkmalen der lokalen und regionalen Umgebung (Talböden, Felsterrassen, Schuttfächer). Daraus ergeben sich neue, sehr konkrete Daten zur Fluss- und Hebungsgeschichte Südwestdeutschlands.

Die entscheidenden Veränderungen der Landschaft im Neogen

Das älteste, heute noch erhaltene Flusssystem Südwestdeutschlands ist der Rhein, dessen erste Vorläufer vor 20 Ma während der Einsenkung des Oberrheingrabens entstanden (SIMON 2008). Die ältesten, heute noch erhaltenen Landschaftsformen Südwestdeutschlands stammen von einem System von Flüssen, die mit niedrigem Gefälle nach Süden in das Becken der frühmiozänen Oberen Meeressmolasse entwässerten (Prädanubisches Flusssystem, LEMCKE 1984; DOPPLER 1989; DOPPLER & SCHWERD 1996; Abb. 2). Die Donau übernahm erst im Pliozän Teile dieses alten Entwässerungssystems (SIMON 1987, 1988; SCHALL & SIMON 2002). Zu diesem Zeitpunkt war die Anzapfung durch das rheinische System allerdings schon weit vorangeschritten (Abb. 2). Bis zum mittleren Pleistozän hatte die Donau große Gebiete an den Rhein verloren, darunter die Einzugsgebiete von Ur-Lone und Ur-Brenz im Vorland der Schwäbischen Alb. Das Feldberg-Gebiet erreichte die Donau an der Wende Pliozän/Pleistozän als letztes, um es bereits im Jungpleistozän an den Rhein zu verlieren (GEYER & GWINNER 1991; BAUER & EINSELE 1993). Entlang der Oberjura-Schichtstufe zwischen Sigmaringen und Tuttlingen ist der Rhein heute dabei, die Donau unterirdisch anzupapfen, so dass sie in naher geologischer Zukunft die Einzugsgebiete von Brigach und Breg verlieren wird.

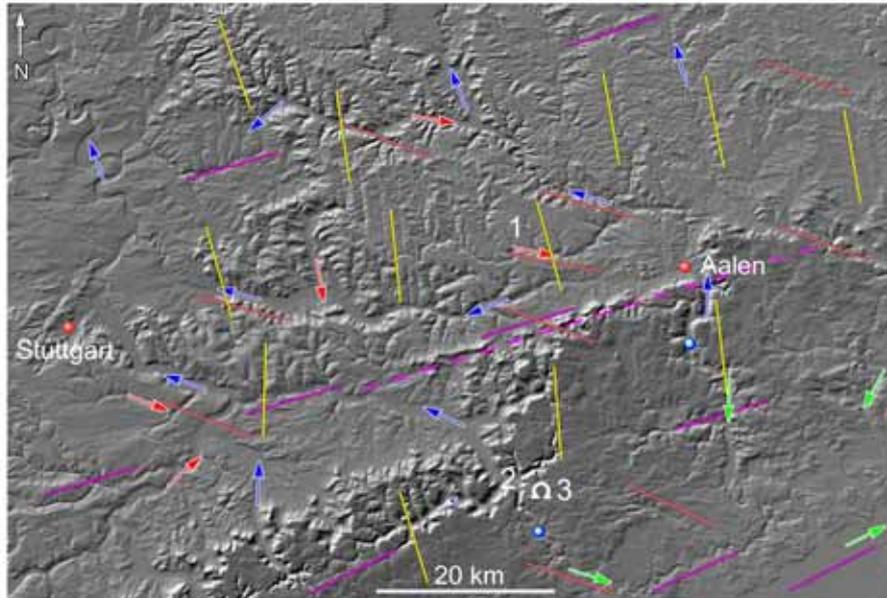


Abb. 1: Radarmodell des Arbeitsgebietes (reprozessierte SRTM DTED Level 1-Daten; Auflösung: 90 m). Mit den farbigen Linien sind die unterschiedlichen Lineationsrichtungen markiert, die seit dem Neogen die Entwicklung der Landschaft im Detail vorausbestimmt haben. Grüne Pfeile: danubische Entwässerung; blaue Pfeile: rheinische Entwässerung; rote Pfeile: Oberlauf rheinischer Nebenflüsse in danubischer Richtung, Mündung in den Vorfluter über ein Anzapfungsknie; violette gestrichelte Linie: Schwäbisches Lineament; blaue Punkte: Talwasserscheiden; (1): Frickenhofer Höhe; (2): Geislinger Talspinne; (3): Laierhöhle.

Prädanubische, rheinische und danubische Flusssysteme im Neogen

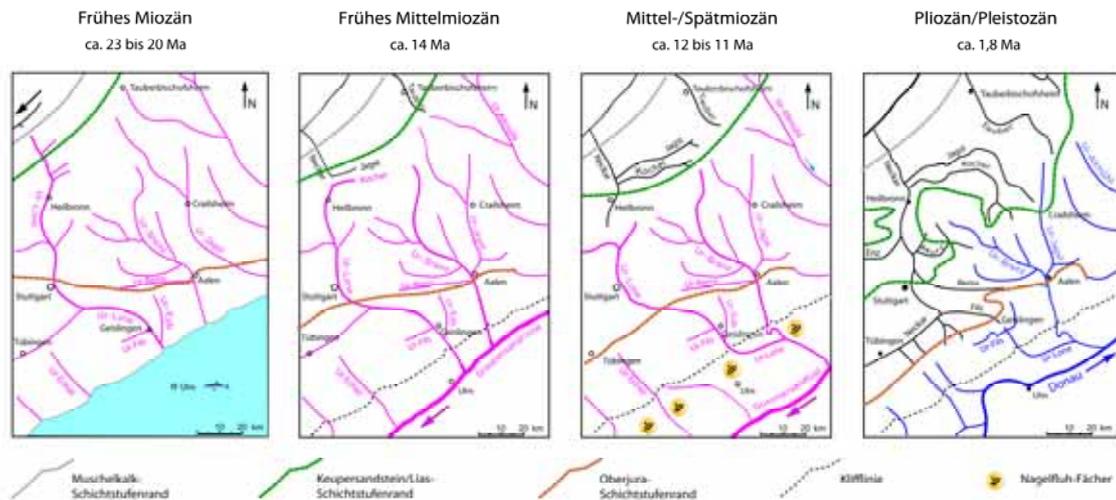


Abb. 2: Neogene Flussgeschichte Südwestdeutschlands; verändert nach ROTH (1979), VILLINGER (1986, 1998), SIMON (1987, 1988), HAGDORN & SIMON (1988), GROSCOPF & VILLINGER (1998), SCHALL & SIMON (2002) und STRASSER et al. (2009). Die prädanubischen Täler entwässerten nacheinander in das Meer der Oberen Meeresmolasse, in die Graupensandrinne und in den Glimmersandfluss, die nach Westen flossen. Die Bildung einer Schuttrampe (Nagelfluh-Alluvialfächer) an der Grenze zum Molassebecken ist das Ergebnis der Krustenkipfung (Anhebung der Grabenschultern im Oberrheingraben und verstärkte Subsidenz im Molassebecken) als Folge des letzten Deckenvorstoßes in den Alpen. Damit kehrte sich die Entwässerungsrichtung nach Osten und die Donau konnte rasch Teile des alten Gewässernetzes übernehmen. Allerdings war an der Wende Pliozän/Pleistozän (rechtes Bild) die rheinische Anzapfung schon sehr weit vorgeschritten.

Ausmaß und zeitlicher Verlauf der Abtragung

Parallel zur Hebung der Schultern des Oberrheingrabens entwickelten sich vier Schichtstufen rückschreitend in Richtung Donau auf Buntsandstein und Muschelkalk, auf Keupersandsteinen/Unterlias-Kalken sowie auf den Oberjura-Karbonaten (Abb. 2). Seit dem Pleistozän haben sich die Schichtstufenränder nicht wesentlich verlagert, obwohl besonders die vom Rhein übernommenen Täler eine beträchtliche Übertiefung erfahren haben. Daraus ergibt sich, dass der größte Teil der Gesamtabtragung in Südwestdeutschland in vorpleistozäner Zeit stattfand (ROTH 1979; VILLINGER 1986, 1998; SIMON 1987, 1988; GROSCOPF & VILLINGER 1998; SCHALL & SIMON 2002). Der Vorgang verlief diskontinuierlich (SIMON 1987) und war überwiegend tektonisch kontrolliert, was unter anderem durch den deutlichen Bezug zwischen Lineationen und Relief in Abb. 1 belegt ist.

Prädanubische Landschaftsformen

Kreidezeitliche oder paläogene Landschaftsformen sind weitgehend ausgelöscht worden. Wahrscheinlich bestand zu dieser Zeit eine Denudationsfläche, deren Entwässerung noch nicht das Niveau des mittleren Oberjuras unterschritten hatte (BORGER 2000). Ein erstes konkretes Landschaftsdokument stammt vom frühmiozänen Meer der Oberen Meeresmolasse. Während seines Höchststands erzeugte es eine Abrasionsplattform (Klifflinie, Abb. 2), die in Relikten erhalten ist und ein Maß für die Verkippung der südwestdeutschen Kruste gibt.

Prädanubische Täler sind im Arbeitsgebiet nur der Form nach erhalten. Wo sie von danubischen Tälern übernommen wurden (Abb. 2), kam es zu Verbreiterung und mäßiger Übertiefung. Diejenigen prädanubischen Täler, die vom Rhein angezapft wurden, bevor die Donau sie erreichte, wurden ganz ausgelöscht, zumindest im Bereich des Arbeitsgebietes. Allerdings folgte die rheinische Erosion den morphologischen Vorgaben, so dass die Spuren des alten Netzwerks im heutigen Netzwerk noch deutlich zu lesen sind (Anzapfungsknies in Abb. 1 und 2).

Die prädanubischen Täler entwässerten nacheinander in das Meer der Oberen Meeresmolasse, in die Graupensandrinne und in den Glimmersandfluss (Abb. 2). Diese Systeme entwässerten nach Westen; das Einzugsgebiet des Glimmersandflusses reichte bis in die Ostalpen (FÜCHTBAUER 1955; LEMCKE 1984; KUHLEMANN & KEMPF 2002). Mit Ausnahme der Klifflinie ist von den zugehörigen Landschaftsformen jedoch nichts mehr erhalten und auch die jeweils zustande gekommenen Sedimente sind schon weitgehend abgetragen.

Die Füllung der Graupensandrinne mit den Graupensanden und verzahnten Ablagerungen wie Albstein und Helcidenschichten (Abb. 3) erfolgte nach BUCHNER et al. (1996, 2003) im Zusammenhang mit dem Riesereignis vor 14,3 Ma. Daraus ergibt sich ein Maximalalter für die Juranagelfluh (Abb. 3). Diese klastische Rampe aus teilweise zusammengewachsenen Alluvialfächern (hauptsächlich Trümmerstrom-Ablagerungen) entstand am Nordrand des Nordalpinen Molassebeckens und bestand bis ins frühe Spätmiozän (BUCHNER 2006). Die Zufuhr von Geröllen erfolgte durch Felstäler in der Oberjura-Schichtstufe. Gegen Ende der Nagelfluh-Sedimentation kam es bereichsweise zum Rückstau der Konglomerate in den Unterlauf dieser Felstäler. An den Hängen des heutigen Lonetals sind Teile der ehemaligen Talböden solcher Felstäler als Felsterrassen erhalten (Abb. 3). Diese Felsterrassen sind die jüngsten prädanubischen Landschaftsformen Südwestdeutschlands.

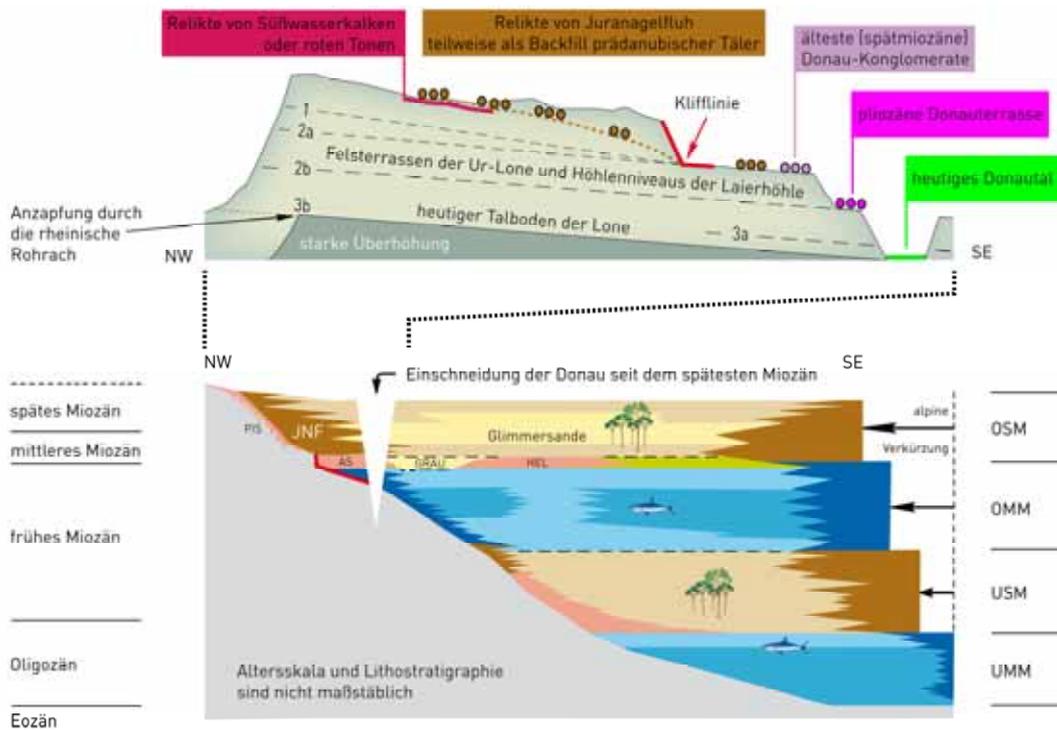


Abb. 3: Obere Graphik: Verkarstungsgeschichte des Oberjura-Karstes im Arbeitsgebiet. Schematischer Schnitt durch die Oberjura-Schichtstufe mit Lage der Felsterrassen der Ur-Lone und den entsprechenden Gradienten, Lage der danubischen Terrassen und der Juranagelfluh-Relikte und die Korrelation mit den horizontalen Höhlenniveaus der Laierhöhle (1, 2a, 2b, 3a, 3b). Untere Graphik: Stratigraphie der Ablagerungen der nordalpinen Molasse. Stapelungsmuster und Onlap der Molassesedimente nach BUCHNER (2006). HEL: Helicidenschichten; GRAU: Graupensande; AS: Albstein; PIS: Süßwasserkalke und Reliktböden; JNF: Juranagelfluh. Verändert nach STRASSER et al. (2009).

Danubisch überprägte Landschaftsformen

Die Verkippung und anschließende isostatische Hebung der südwestdeutschen Kruste führte schließlich zu einer Umkehr der bisherigen Entwässerungsrichtung im Molassebecken in Richtung Osten. Die Ur-Donau dehnte sich, von Osten kommend, rasch nach Westen aus, übernahm die prädanubischen Täler und erreichte schließlich das Einzugsgebiet der heutigen Aare. Die flache Eintiefung der danubischen Täler begann im spätesten Miozän; es entstanden erste Konglomerate bzw. Terrassen (VILLINGER 1986, 1998). Nach einer Unterbrechung im frühesten Pliozän folgte im weiteren Verlauf des Pliozäns eine zweite Eintiefung, die sich auch auf Nebentäler mit Beträgen zwischen 50 und 80 m auswirkte (beispielsweise im Tal der Ur-Lone; DONGUS 1977, 2000). Im Verlauf des Pleistozäns verlor die Donau den überwiegenden Teil der prädanubisch angelegten Zuflüsse. Das Haupttal vertiefte sich jedoch besonders im Bereich des Durchbruches durch die Oberjura-Schichtstufe zwischen Sigmaringen und Tuttlingen nochmals um dieselbe Größenordnung.

Danubisch überprägte alte Landschaftsformen finden sich heute hauptsächlich auf der Oberfläche der Schwäbischen Alb. Doch auch im Albvorland gibt es zahlreiche großflächige Relikte; ein sehr gut erhaltenes Beispiel im Arbeitsgebiet ist die Frickenhofer Höhe im Aalener Vorland der Oberjura-Schichtstufe (Abb. 1; DONGUS 1977, 2000).

Tektonik und Verkarstung

Die ältesten Zeugnisse einer Verkarstung der Oberjura-Karbonate stammen aus dem Paläogen; im Wesentlichen sind das Karstschlotten und -spalten mit Füllungen aus lateritischen Bodenresten (Bolustone, SEEGER 1963), Eisenpisoiden (Bohnerz) und Knochenbruchstücken (LUTZEIER 1922, DEHM 1935). Im frühen Miozän tieften sich die prädanubischen Flüsse geringfügig ein und verursachten eine erste flächenhafte, aber noch sehr flachgründige Verkarstung. Der Anlass hierfür lag in der beginnenden Krustenkipfung. Nach MAURER & BUCHNER (2007) verursachte eine Meeresspiegelabsenkung gegen Ende des frühen Miozäns eine weitere Tieferlegung des Grundwasserspiegels, die auch für die Anlage der Graupensandrinne verantwortlich war.

Zeitgleich mit den frühmittelmiozänen Helicidenschichten des Hegaus und dem Albstein (Abb. 3) entstanden im Bereich der heutigen Albhochfläche Süßwasserkarbonate mit Pisoiden (Abb. 3), die in kleinen Vorkommen auf Kuppen erhalten sind. Nach SCHALL (2002) spricht diese Faziesassoziation für eine flache Landschaft mit kleinen Seen und Sümpfen und verkarsteten Hügeln. Der Albstein ist ein fossiler Krustenkalkboden und damit ein Signal für Verkarstung.

Die Juranagelfluh ist ein deutliches Signal für beschleunigte Krustenkipfung im späten Mittelmiozän und frühen Spätmiozän. Damit verbunden ist die erste tiefreichende Verkarstung. Die Kippung ist das Ergebnis der Anhebung der Grabenschultern im Oberrheingraben und verstärkter Subsidenz im Molassebecken als Folge des letzten Deckenvorstoßes in den Alpen. Der Backfill der Konglomerate in die Felstäler ist ein Hinweis darauf, dass die tektonische Kontrolle über diese Alluvialfächer noch im Lauf des frühen Spätmiozäns nachließ.



Abb. 4: Links: Radarmodell (90 m-Auflösung) der Landschaft im Bereich der Geislinger Talspinne. Mit den zahlreichen, gut erhaltenen Relikten von Felsterrassen der Ur-Lone und Ur-Eyb ist es möglich, die Ausdehnung und den Verlauf der Paläotäler zu rekonstruieren.
Mitte: Rekonstruktion der Landschaft zur Zeit der Wende Pliozän/Pleistozän durch Anpassung der z-Werte an die Höheninformationen aus den Felsterrassen. Geislingen lag in dieser Zeit inmitten eines weiten, flachen Hochtales, das von Nordwesten her über die rheinische Fils angezapft wurde. Die Situation ist mit der heutigen Landschaft in der Umgebung von Blumberg im Wutach-Gebiet vergleichbar.
Rechts: Rekonstruktion der Ur-Täler von Lone, Eyb und Fils (transparenter Überdruck auf dem heutigen Relief). Nach STRASSER & STRASSER (2007), STRASSER et al. (2008) und STRASSER et al. (2009) verändert.

Mit der ersten Eintiefung danubischer Täler an der Wende Miozän/Pliozän (VILLINGER 1986, 1998) beginnt die zweite Episode der penetrativen Verkarstung; sie steigert sich beträchtlich im Zuge der zweiten danubischen Einschneidung im Verlauf des Pliozäns. Die erhöhte Erosionsleistung betraf sowohl das danubische als auch das rheinische System und ist das Ergebnis des isostatischen Aufstiegs der Alpen und ihres Vorlandes nach dem Ende des Deckentransports. Der isostatische Aufstieg setzte sich auch im Pleistozän fort. Parallel dazu erhöhte sich die Abtragungsleistung der Flusssysteme als Folge des ständigen Klimawechsels. Die danubischen Höhlensysteme wurden im Moment ihrer Anzapfung durch Zuflüsse des Rheins inaktiv. Abbildung 4 zeigt eine Rekonstruktion der Täler von Ur-Lone und Ur-Eyb im Gebiet der Geislinger Alb und eine Rekonstruktion der Landschaft an der Wende Pliozän/Pleistozän.

Die Laierhöhle bei Geislingen: ein Pegelschreiber der Verkarstungsgeschichte

Die Laierhöhle (1,5 km E Geislingen, Eingang in 685 m Höhe, Abb. 4) ist die tiefste Höhle der Schwäbischen Alb (126 m). Sie enthält drei Gruppen von Horizontalgängen und vier vertikale Schachtabschnitte (Abb. 5; STRASSER & STRASSER 2007; STRASSER et al. 2009). Die horizontalen Niveaus korrelieren mit Talböden, Felsterrassen bzw. Terrassenschottern und der Höhenlage der Juranagelfluh in der Umgebung (Abb. 5 und Abb. 6; Einzelheiten sind bei STRASSER & STRASSER (2007) und STRASSER et al. (2009) beschrieben.). Der Schachtabschnitt oberhalb des höchsten Horizontalniveaus (Abb. 5) korreliert mit der ersten frühmiozänen Eintiefung der prädanubischen Flüsse (Abb. 6). Die Horizontalniveaus 1 und 2a (Abb. 5) korrelieren mit dem Zeitraum der Krustenverkipfung und Juranagelfluh-Sedimentation. Aus Abb. 6 wird deutlich, dass die Tieferlegung des Karstwasserspiegels im Bereich der östlichen Schwäbischen Alb in zwei Schüben erfolgte und sich die Horizontalniveaus in den nachfolgenden Stabilisierungsphasen entwickelten. Das Horizontalniveau 2b kam nach der ersten Eintiefung danubischer Täler an der Wende Miozän/Pliozän zustande. Die vertikal rund 20 m auseinander liegenden Horizontalniveaus 3a und 3b entstanden rasch nacheinander während der finalen zweiten Eintiefung der danubischen Täler am Ende des Pliozäns (Abb. 6). Die tiefsten Vertikalschächte der Laierhöhle korrelieren mit der rheinischen Anzapfung im frühen Pleistozän.

Im Bereich der mittleren und westlichen Schwäbischen Alb sind die ältesten Karstobjekte wesentlich stärker abgetragen als auf der Ostalb und deshalb nur unvollständig erhalten. Korrelationen mit danubischen und prädanubischen Landschaftsformen sind jedoch auch mit solchen Karstruinen möglich (Bohnerzgruben: UFRICHT 2008). Jüngere, gut erhaltene Höhlen (Bärenhöhle: ABEL et al. 2006; Laichinger Tiefenhöhle: GLÖKLER & UFRICHT 1983) ergänzen das Bild. Die tektonischen Hebungsimpulse, die wir aus diesen Korrelationen ableiten (Abb. 6), verlaufen diskontinuierlich. Sie zeigen, dass die einzelnen Sektoren individuell auf Änderungen des Spannungsfeldes reagieren.

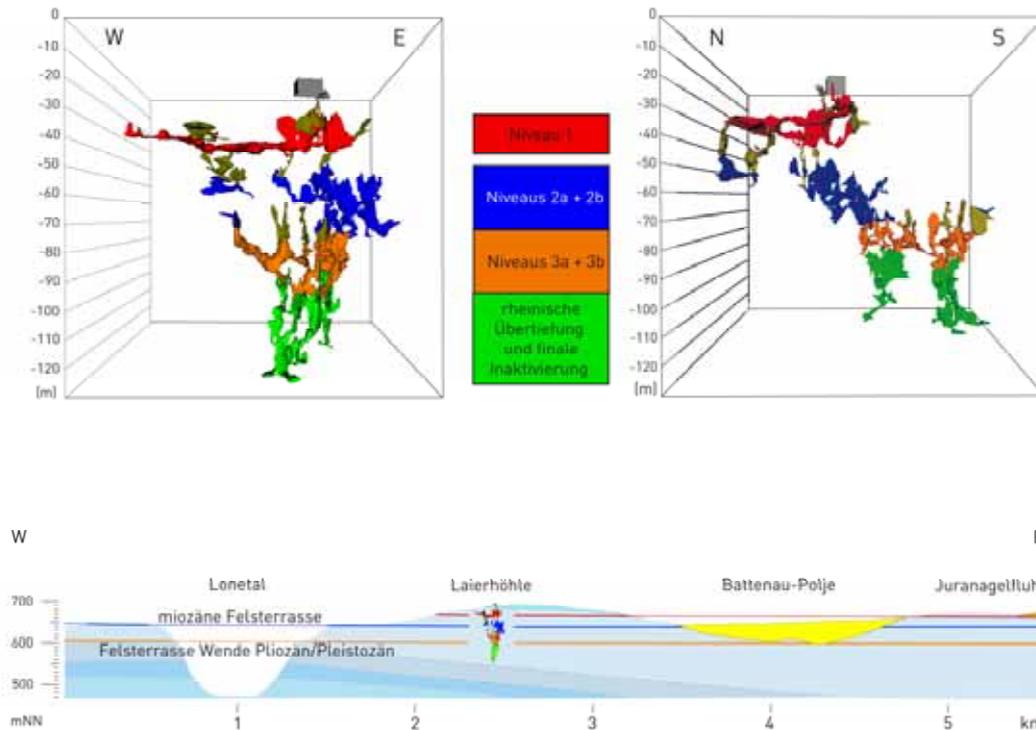


Abb. 5: Karststratigraphie der Laierhöhle. Horizontale Niveaus entstehen bei einem langfristig stabilen Karstwasserspiegel, vertikale Schächte bilden sich beim raschen Einschneiden des Vorfluters. Die horizontalen Niveaus korrelieren exakt mit Felsterrassen der näheren und weiteren Umgebung und mit der Höhenlage von Relikten der Juranagelfluh (verändert nach STRASSER et al. 2009).

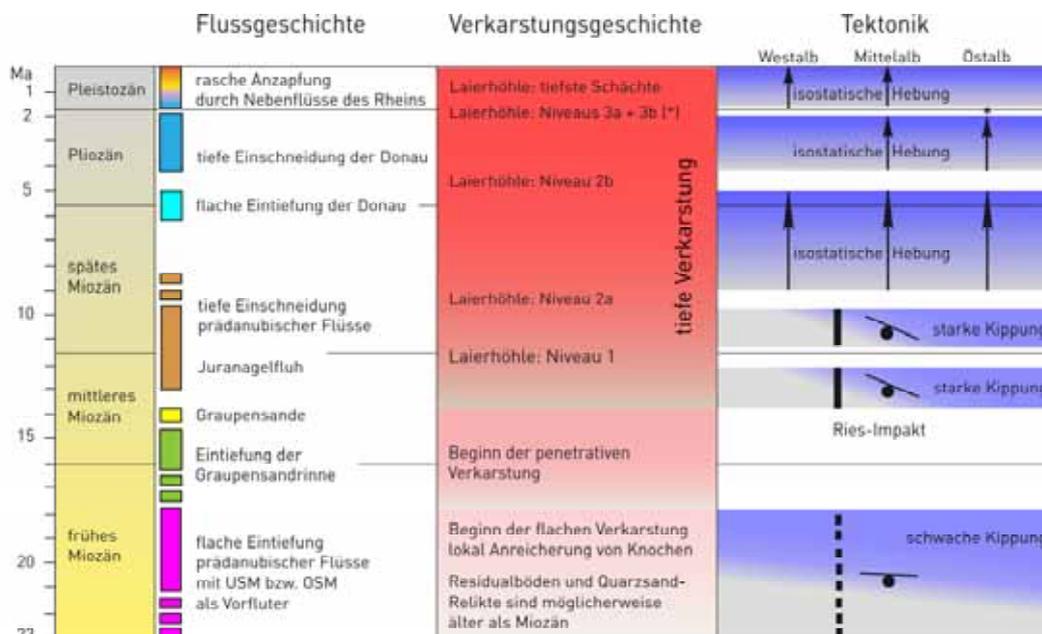


Abb. 6: Flussgeschichtliche Daten, Verkarstungsgeschichte und zeitliche Verteilung der tektonischen Vorgänge im Neogen. Die tektonischen Impulse im Bereich der mittleren und westlichen Schwäbischen Alb sind aus der Korrelation von Karstruinen (Bohnerzvorkommen), der Bärenhöhle und der Laichinger Tiefenhöhle mit danubischen und prädanubischen Landschaftsformen abgeleitet (verändert nach STRASSER et al. 2009).

Die Verkarstungsgeschichte in Zahlen

Aus Abb. 6 geht hervor, dass fünf tektonische Pulse für die Gesamt-Verkarstungstiefe von rund 120 m verantwortlich sind. Diese verteilen sich über einen Zeitraum von 12 Ma vom späten Mittelmiozän bis zum frühesten Pleistozän. Daraus ergibt sich eine durchschnittliche Hebungsrate von 0,1 mm/a, die allerdings wenig aussagt. Nach STRASSER et al. (2009) verteilen sich die Hebungsraten wie folgt über die einzelnen Hebungsimpulse (allerdings sind dies eher Größenordnungen und nicht Daten, die auf breiter Basis belegt sind): Vertikalbereich (25 m) zwischen Horizontalniveaus 1 und 2a: 0,017 mm/a; Vertikalbereich (15 m) zwischen Horizontalniveaus 2a und 2b: $0,004 \pm 0,001$ mm/a; Vertikalbereich (10 m) zwischen Horizontalniveaus 2b und 3a: 0,005 mm/a; Vertikalbereich (20 m) zwischen Horizontalniveaus 3a und 3b: 0,7 mm/a. Das sehr starke jüngste Hebungssignal ist überlagert durch klimatisch verstärkte Einschneidung. Mit der außerordentlich gestiegenen Erosionsleistung im Pleistozän ist auch zu erklären, weshalb die Ur-Lone zu einer „Last-Minute-Incision“ imstande war, obwohl sie bereits große Teile ihres Einzugsgebiets verloren hatte und die feindliche Übernahme durch den Rhein unmittelbar bevorstand. Die hohe Lineationsdichte im Gebiet der „Geislinger Talspinne“ (Abb. 1) mag die Ursache für diese sehr schnelle finale Vertiefung des Karstsystems gewesen sein.

Quantifizierung der rheinischen Abtragungsleistung

Mit den sehr gut erhaltenen Relikten danubisch überprägter Landschaftsformen im Vorland der Schwäbischen Alb auf der Frickenhofer Höhe (Abb. 1) eröffnet sich eine Möglichkeit, die rheinische Abtragungsleistung über einen langen Zeitraum (rund 1 Ma) zu quantifizieren (STRASSER 2009; STRASSER et al. 2009a). Dazu verwenden wir zwei Begrenzungsflächen:

a) als oberes Niveau die Höhenlage der Goldshöfer Sande (Abb. 7), die im frühen Mittelpleistozän (ca. 700 bis 600 Ka; ETZOLD 1994) entstanden und als „Last-Minute-Ablagerungen“ der danubischen Ur-Brenz anzusehen sind. Die Höheninformation des Paläo-Vorfluters wird ergänzt durch topographische Merkmale aus dem Bereich der alten Landoberflächen (Abb. 8 und 9);

b) das untere Niveau ist ein hochgenaues (Auflösung: 5 m) digitales Höhenmodell der heutigen rheinischen Landschaft (Abb. 8; STRASSER 2009; STRASSER et al., 2009a).

Auf der Grundlage der Vorgaben unter a) errechneten wir für ein Teilgebiet (Leintal, Abb. 8 und 9) ein Modell des letzten existierenden danubischen Talbodens (Abb. 10). Aus der Differenz zwischen dem danubischen und dem rheinischen Relief und unter Berücksichtigung datierter Zwischenterrassen ergibt sich folgende Langzeit-Bilanz (STRASSER 2009; STRASSER et al. 2009a):

Volumen des rheinisch erodierten Materials im Leintal:	1,389 km ³
durchschnittliche Erosionsrate über 600 bis 700 Ka:	63 bis 74 mm/Ka
Spitzenwerte in Übergangszeiten warm/kalt - kalt/warm:	66 bis 77 mm/Ka

Die periglaziale Erosionsleistung ist dreifach höher als die Warmzeit-Erosionsleistung (STRASSER 2009; STRASSER et al. 2009a). Dieses Ergebnis könnte sich als hilfreich erweisen, wenn es darum geht, Prozesse und Produkte aus Warm- und Kaltzeiten differenziert zu bewerten.

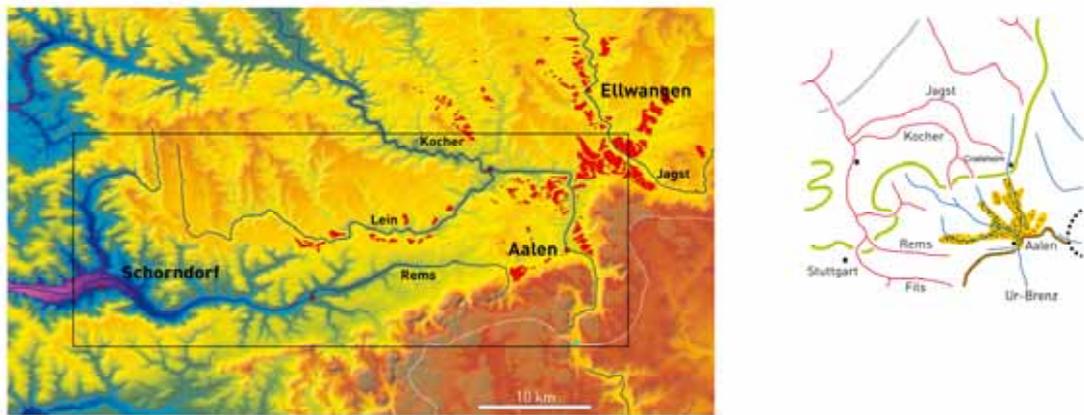


Abb. 7: Höhengcodiertes Radarmodell des Arbeitsgebietes (reprozessierte SRTM DTED Level 1-Daten; Auflösung: 90 m) mit Lage der noch vorhandenen Vorkommen von Goldshöfer Sanden (rote Flächen) und Lage des digitalen Geländemodells in Abb. 8 (schwarzes Rechteck; aus STRASSER 2009 und STRASSER et al. 2009a). Die Goldshöfer Sande entstanden zu Beginn des Mittelpleistozäns (700 bis 600 Ka; ETZOLD 1994) als „Last-Minute-Ablagerungen“ der danubischen Ur-Brenz im Rückstau des antezedentent Ur-Brenz-Tales (rechtes Bild; Schichtstufenränder wie in Abb. 2; verändert nach SIMON 1988 und SCHALL & SIMON 2002). Ihre Höhenlage ist die Referenzfläche für die Rekonstruktion von Teilen der alten danubischen Talböden und damit die Grundlage für die Berechnung des rheinischen Materialaustrags. Blauer Punkt: heutige Talwasserscheide zwischen Kocher und Brenz.

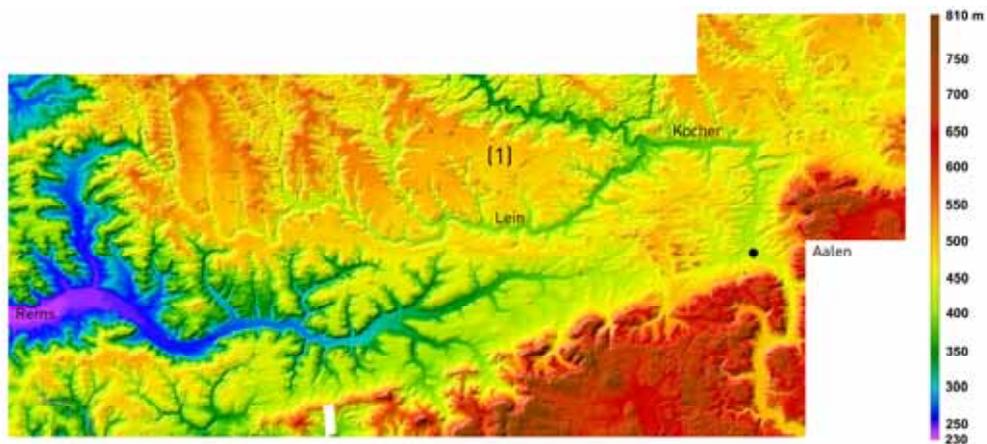


Abb. 8: Hochauflösendes (5 m) digitales Geländemodell des Arbeitsgebietes im Bereich von Aalen, erzeugt von Annette Strasser aus Original-Luftbildern der Landesbefliegung 1968. Die Abgrenzungen sind in Abb. 7 markiert. Deutlich sichtbar sind die noch erhaltenen danubischen Landoberflächen, besonders im Bereich der Frickenhofer Höhe (1) und westlich davon. Dieses Modell liefert die untere Referenzfläche für die Berechnung des rheinischen Materialaustrags (STRASSER 2009; STRASSER et al. 2009a).

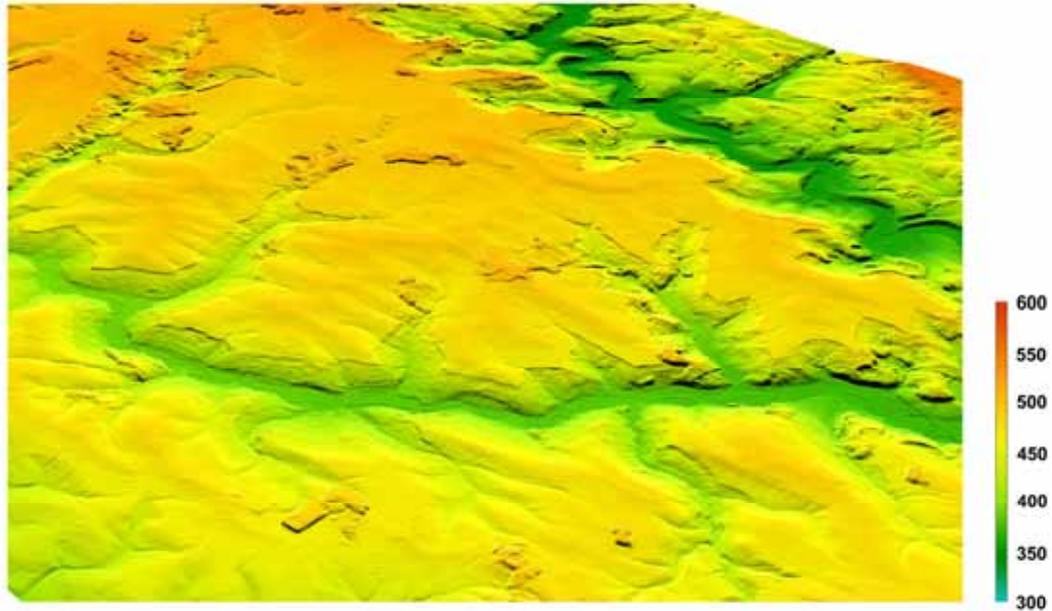


Abb. 9: Die Frickenhofer Höhe, ein sehr gut erhaltenes Relikt einer flachwelligen danubischen Landschaft mit sanften Tälern. Ausschnitt aus dem digitalen Geländemodell von Abb. 8 (zur Lage siehe dort; Höhenangaben in m ü. NN; aus STRASSER 2009).

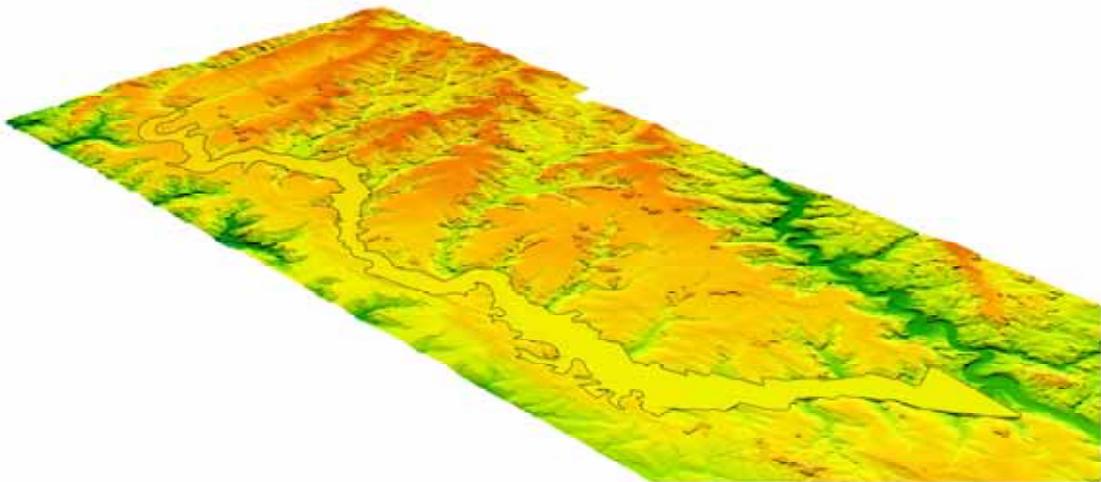


Abb. 10: Rekonstruktion des Ur-Leintals zu Beginn des Mittelpleistozäns (700 bis 600 Ka; zur Lage des Ausschnitts vgl. Abb. 8; aus STRASSER 2009 und STRASSER et al. 2009a). Die z-Werte des heutigen Talbodens wurden an die Höhendaten der Goldshöfer Sande-Terrassen angepasst. Dieses Modell liefert die obere Referenzfläche für die Berechnung des rheinischen Materialaustrags.

Literatur

- ABEL, T., C. HARLACHER und W. UFRICHT (2006): Zur Verkarstungsgeschichte der Bären- und Karlshöhle bei Erpfingen (Schwäbische Alb) im Plio-Pleistozän unter Berücksichtigung von Sinterchronologie und Paläontologie. - Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereines, N.F. 88: 9-51.
- BAUER, M. und G. EINSELE (1993): Einführung in die Geologie und das Klima des Wutachgebietes. In: Einsele, G. und Ricken, W. (Hrsg.): Eintiefungsgeschichte und Stoffaustausch im Wutachgebiet (SW-Deutschland). - Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA), C15: 1-15.
- BORGER, H. (2000): Mikromorphologie und Paläoenvironment. Die Mineralverwitterung als Zeugnis der cretazisch-tertiären Umwelt in Süddeutschland. – S. 243, Relief Boden Paläoklima, 15, Stuttgart, Gebrüder Borntraeger.
- BÖGLI, A. (1978): Karsthydrographie und physische Speläologie. - S. 292, Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag.
- BÖGLI, A. (1980): Karst Hydrology and Physical Speleology. – S. 284, Berlin, Springer-Verlag.
- BUCHNER, E. (2006): Impactgeological relations between the depositions of the North Alpine Foreland Basin and the Nördlinger Ries impact. - S. 323, Habilitationsschrift, Universität Stuttgart, Stuttgart.
- BUCHNER, E., H. SEYFRIED und R. HISCHKE (1996): Die Graupensande der süddeutschen Brackwassermolasse: Ein Incised Valley Fill infolge des Ries-Impaktes. - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 147(2): 169-181.
- BUCHNER, E., H. SEYFRIED und P. VAN DEN BOGAARD (2003): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe age determination confirms the Ries impact crater as source of glass particles in Graupensand sediments (Grimmelfingen Formation, North Alpine Foreland Basin). - International Journal of Earth Sciences, 92(1): 1-6.
- DEHM, R. (1935): Über tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura. - Abhandlungen der bayerischen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Abteilung, N. F., 29: 1-86.
- DONGUS, H. (1977): Die Oberflächenformen der Schwäbischen Alb und ihres Vorlandes. Marburger geographische Schriften, 72: 1-486.
- DONGUS, H. (2000): Die Oberflächenformen Südwestdeutschlands - S. 189, Stuttgart, Berlin, Gebrüder Borntraeger.
- DOPPLER, G. (1989): Zur Stratigraphie der nördlichen Vorlandmolasse in Bayerisch-Schwaben. Geologica Bavarica, 94: 83-133.
- DOPPLER, G. und K. SCHWERD (1996): Faltenmolasse, Aufgerichtete Molasse und westliche Vorlandmolasse. - In: Bayerisches Geologisches Landesamt (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000. - 4. Aufl., München, S. 150–168.
- ETZOLD, A. (1994): Erläuterungen zu Blatt 7126 Aalen. Geologische Karte 1:25 000 von Baden-Württemberg. - 2. Auflage. S. 248, Freiburg i. Br., Geologisches Landesamt Baden-Württemberg.
- FARRANT, A. R., P. L. SMART, F. F. WHITACKER und D. H. TARLING (1995): Long-term Quaternary uplift rates inferred from limestone caves in Sarawak, Malaysia. - Geology, 23: 357 – 360.

- FORD, D. C. und P. WILLIAMS (2007): Karst Hydrology and Geomorphology. - S. 562, Chichester, England, John Wiley & Sons.
- FÜCHTBAUER, H. (1955): Die Sedimentation in der westlichen Alpenvorlandmolasse. - Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 105: 527-530.
- GEYER, O. F. und M. P. GWINNER (1991): Geologie von Baden-Württemberg. - 4. Auflage, S. 482, Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- GLÖKLER, K. und W. UFRICHT (1983): Die Entstehung der Laichinger Tiefenhöhle (Mittlere Schwäbische Alb). - Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereines, N. F. 65: 223-242.
- GROSCOPF, P. und E. VILLINGER (1998): Erläuterungen zur Geologischen Schulkarte von Baden-Württemberg 1:1 000 000. - 12. überarbeitete und erweiterte Auflage, S. 142, Freiburg i. Br., Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau.
- HÄUSELMANN, P. (2002): Cave genesis and its relationship to surface processes: Investigations in the Siebenhengste region (BE, Switzerland). - S. 168, Dissertation, University of Fribourg, Switzerland, Fribourg.
- HÄUSELMANN, P., D. E. GRANGER, P.-Y. JEANNIN und S.-E. LAURITZEN (2007): Abrupt glacial valley incision 0.8 Ma dated from cave deposits in Switzerland. - Geology, 35(2): 143-146.
- HAGDORN, H. und T. SIMON (1988): Geologie und Landschaft des Hohenloher Landes. - 2. Auflage. S. 192, Sigmaringen, Jan Thorbecke Verlag.
- KUHLEMANN, J. und O. KEMPF (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response Alpine tectonics. - Sedimentary Geology, 152: 45-78.
- LEMCKE, K. (1984): Geologische Vorgänge in den Alpen ab Eozän im Spiegel vor allem der deutschen Molasse im nördlichen Alpenvorland. - Geologische Rundschau, 73(1): 371-397.
- LUTZEIER, H. (1922): Beiträge zur Kenntnis der Meeresmolasse in der Ulmer Gegend. In: Brauns, R., Bergeat, A., Hennig, E. und Pompeckj, J. F. (Hrsg.): Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. XLVI. Beilage-Band: 117-180, Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- MAURER, H. und E. BUCHNER (2007): Rekonstruktion fluvialer Systeme der Oberen Süßwassermolasse im Nordalpinen Vorlandbecken SW-Deutschlands. - Zeitschrift der deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 158(2): 249-270.
- PALMER, A. N. (1987): Cave Levels and their interpretation. - Bulletin of the National Speleological Society, 49: 50-66.
- PALMER, A. N. (1991): Origin and morphology of limestone caves. - Bulletin of the Geological Society of America, 103: 1-21.
- ROTH, R. (1979): Die Stufenrandzone der Schwabischen Alb zwischen Erms und Fils. - Tübinger geographische Studien, 77: 1-147.
- SASOWSKY, I. D., W. B. WHITE und V. A. SCHMIDT (1995): Determination of stream-incision rate in the Appalachian Plateaus using cave-sediment magnetostratigraphy. - Geology, 23(5): 415-418.
- SAWICKI, L. S. (1909): Ein Beitrag zum geographischen Zyklus im Karst. - Geographische Zeitschrift, 15: 185-204, 259-281.

- SCHALL, W. und T. SIMON (2002): Landschafts- und Flussgeschichte. In: Schall, W. (Hrsg.): Erläuterungen zum Blatt 7425 Lonsee. Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden Württemberg, Freiburg i. Br., S. 61-70.
- SCHALL, W. (2002): Erläuterungen zum Blatt 7425 Lonsee. Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. - 1. Auflage, S. 125, Freiburg i. Br., Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden Württemberg.
- SEEGER, M. (1963): Fossile Verwitterungsbildungen auf der Schwäbischen Alb-Ein Beitrag zur Kenntnis der roten Bolus-Tone. - Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 6: 421-459.
- SIMON, T. (1987): Zur Entstehung der Schichtstufenlandschaft im nördlichen Baden-Württemberg. - Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 29: 125-167.
- SIMON, T. (1988): Zur Flussgeschichte von Kocher und Jagst. In: Hagdorn, E. (Hrsg.): Neue Forschungen zur Erdgeschichte von Crailsheim. Goldschneck Verlag, Stuttgart, Korb, S. 241-254.
- SIMON, T. (2008): Flussgeschichte des Neckars. In: Hansch, W. und Rosendahl, W. (Hrsg.): 600.000 Jahre Zeitgeschichte am Neckar. museo 24. Städtische Museen Heibronn, S. 36-43.
- STRASSER, A. (2009): Rekonstruktion ehemaliger danubischer Landschaften und rheinische Abtragungsleistung im Zeitraum von einer Million Jahren – eine Modellierung und Berechnung am Beispiel von zwei süddeutschen Flusssystemen. - S. 126, Dissertation, Universität Stuttgart, Stuttgart.
- STRASSER, A., M. STRASSER, K. PELZ und H. SEYFRIED (2008): Rekonstruktion fossiler Talböden mit digitalen Höhenmodellen am Beispiel der Ur-Eyb. - Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereines, N.F. 90: 57-71.
- STRASSER, A., M. STRASSER und H. SEYFRIED (2009a): Quantifying erosion over timescales of one million years: a photogrammetric approach on the amount of Rhenish erosion in southwestern Germany. - *Geomorphology* (in press), doi:10.1016/j.geomorph.2009.06.027.
- STRASSER, M. und A. STRASSER (2007): Die Laierhöhle bei Weiler o.H.-Wasserstandsmarker vom späten Miozän bis ins frühe Pleistozän. - *Laichinger Höhlenfreund*, 42(60): 47-60.
- STRASSER, M., A. STRASSER, K. PELZ, H. SEYFRIED (2009): A mid Miocene to early Pleistocene multi-level cave as a gauge for tectonic uplift of the Swabian Alb (Southwest Germany). – *Geomorphology*, 106(2009): 130-141.
- UFRECHT, W. (2008): Evaluating landscape development and karstification of the Central Schwäbische Alb (southwest Germany) by fossil record of karst fillings. - *Zeitschrift für Geomorphologie*, 52(4): 417-436.
- VILLINGER, E. (1986): Untersuchungen zur Flußgeschichte von Aare-Donau/Alpenrhein und zur Entwicklung des Malm-Karsts in Südwestdeutschland. - Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 28: 297-362.
- VILLINGER, E. (1998): Zur Flußgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. - Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereines, N. F. 80: 361-398.



Kontakt:

Prof. Dr. Hartmut Seyfried

Direktor des Institutes für Planetologie
der Universität Stuttgart

Herdweg 51, 70174 Stuttgart

Tel.: 0711/ 6858 1339

Fax: 0711/ 6858 1341

E-Mail:

hartmut.seyfried@geologie.uni-stuttgart.de



Dipl.-Geol. Marcel Strasser

Menzel Ingenieure GmbH & Co. KG

Steinstraße 15, 72135 Dettenhausen

Studium der Geologie und Paläontologie an der Universität
Stuttgart am Institut für Geologie und Paläontologie.

Seit 2005 Doktorand am Institut für Planetologie in Stuttgart
mit dem Forschungsschwerpunkt Landschaftsgeschichte und
Karstentwicklung der Schwäbischen Alb seit dem Miozän.

Seit 2009 Mitarbeiter im Ingenieurbüro Menzel Ingenieure,
Dettenhausen.



Dr. Annette Strasser

Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau

Baden-Württemberg

Albertstraße 5, 79104 Freiburg i. Br.

Studium der Geologie und Paläontologie an der Universität
Stuttgart.

Von 2005 bis 2009 Promotion am Institut für Planetologie
der Universität Stuttgart. Forschungsschwerpunkt: Berechnung
von Landschaftsveränderungen im Albvorland und der
Schwäbischen Alb mit digitalen Geländemodellen.

Seit 2007 Mitarbeiterin am Landesamt für Geologie, Roh-
stoffe und Bergbau Baden-Württemberg.

Sedimentfrachten gestern und heute: Beispiele aus dem Rheineinzugsgebiet

Matthias Hinderer

Geologische Entwicklung des Rheineinzugsgebietes

Um die heutige Konfiguration des Einzugsgebietes und die Dynamik des Rheins zu verstehen, ist es notwendig, die geologischen Rahmenbedingungen und die Entstehung des heutigen Erscheinungsbildes über Zeiträume von Jahrtausenden zu verfolgen. Prinzipiell hat sich der Rhein von einem unbedeutenden Fluss in der obersten Kreide und dem Alttertiär, der vom damals noch flachwelligen Rheinischen Schiefergebirge bis in die Nordsee floss (die Küstenlinie hat sich dabei mehrfach nahe an das Gebirge verlagert) zum zweitlängsten europäischen Fluss und zum wichtigsten Nordseezufluss entwickelt. Ein entscheidender Schritt dazu, war die Entwicklung des rheinischen Bruchsystems durch tektonische Krustendehnung ab dem oberen Eozän (ca. 40 Ma) mit den Teilelementen Oberrheingraben, Neuwieder Becken, Niederrheinische Bucht. Der Rhein folgt von Basel bis zur niederländischen Grenze, d. h. entlang mehr als der Hälfte seines Flusslaufes, dieser tektonischen Hauptstruktur der west- und mitteleuropäischen Plattform. Erst an der Wende Tertiär/Quartär vor ca. 2,5 Millionen Jahre erfolgte der Durchbruch des Rheins von der langzeitigen Wasserscheide am Kaiserstuhl nach Süden bis zu den Alpen. Zuerst wurde die Aare angebunden, die von der Donau abgeschnitten wurde, um ca. 0,8 Millionen Jahre folgte dann die Anbindung des Alpenrheins. Diese vorläufig letzte großräumige Anbindung wurde v. a. durch den mehrfachen Vorstoß des Rheingletschers gefördert, zum einen durch die ausschürfende Wirkung des Eises, zum anderen durch den Ausfluss großer Schmelzwassermassen in den Abschmelzphasen über den Hoahrhein nach Westen zum Oberrheingraben. Eine kleinere, aber landschaftlich spektakuläre Anbindung bildet die Wutachanzapfung vor ca. 17 000 Jahren am Ende der Würm-Eiszeit. Die damit wesentlich gesteigerte Abflussmenge und dadurch vergrößerte Erosionskraft ermöglichte dem Rhein auch, mit der starken Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirge (bis zu 2 mm/Jahr) in den letzten 1 bis 2 Millionen Jahren mitzuhalten und die tiefe Schlucht des Mittelrheintales zu bilden.

Eine gute Zusammenfassung über die geologisch-landschaftsgeschichtliche Entwicklung des süddeutschen Rheingebietes und des angrenzenden Alpenvorlandes geben EBERLE et al. (2007). Die jüngere Entwicklung ist zudem in SCHIRMER et al. (2005) zusammengefasst. Eine umfassende Studie zur jüngeren Sedimentdynamik des Rheins unter veränderten klimatischen und anthropogenen Rahmenbedingungen findet sich bei ERKENS (2009).

Steuerungsfaktoren der Sedimentfracht im Rheineinzugsgebiet

Die Sedimentfracht des Rheineinzugsgebietes heute und gestern wird durch drei Faktoren gesteuert:

- > Tektonik, d. h. Gesteinstypen, Relief, Flussablenkungen
- > Klima, d. h. langfristige Klimaschwankungen bis hin zu Witterungsereignissen
- > Mensch, d. h. Landnutzungswechsel, wasserbauliche Maßnahmen

Während die tektonische Steuerung sich nur sehr langfristig ändert (Jahrhundertmillionen) und heute einen übergeordneten Rahmen abgibt, haben klimatische Schwankungen und seit der Sesshaftwerdung zunehmend der Mensch zu starken Veränderungen des Rheins geführt. Besonders extreme Sedimentfracht- und Abflussbedingungen bestanden in der Abschmelzphase der Eiszeiten, wenn wiederholt große Volumina von Schottern über den Hochrhein von den Alpenvorlandgletschern in den Oberrhein geschleust wurden (s. auch HINDERER 2005). Die Sedimente zeigen zudem an, dass hier extreme Flutereignisse, die wahrscheinlich im Zusammenhang mit dem Ausbrechen von Schmelzwasserseen standen, die Oberrheinebene überfluteten (LÄMMERMANN-BARTHEL et al. 2009). Heute sind die recht hohen Sedimentflüsse der Alpen völlig entkoppelt, da alle größeren alpinen Zuflüsse des Rheins zuerst in einen See münden, der als effektive natürliche Sedimentfalle wirkt (HINDERER 2005). Die Sedimentführung des Rheins ist daher die eines Mittelgebirgsflusses. Dies steht im Gegensatz zum nivalen Abflussregime, das von den Alpen gesteuert wird. Trotzdem haben die Ankopplungsphasen in der Vergangenheit ihre Spuren in den heutigen Rheinsedimenten hinterlassen, z. B. durch das Schotterbett des Oberrheins und die weitgehend alpin geprägte Schotterpetrographie (GÖLZ 1985).

Abbildung 1 zeigt schematisch die Schwankungen, die die Sedimentfracht des Rheins seit dem letzten Interglazial vor ca. 120 000 Jahren aufgrund von Sedimentbilanzen und theoretischer Überlegungen erfuhr (s. auch HINDERER 2001). Die Denudationskurve entspricht dabei ungefähr der Sedimentfracht. Eisauflast bewirkt eine elastische Reaktion der Erdkruste, indem die tektonische Hebung der Alpen während der Eisbedeckung verringert und in den Zwischeneiszeiten wie dem heutigen Holozän wieder durch die Entlastung erhöht wird. Sedimentakkumulation dämpft diesen Effekt wieder. Damit wachsen die Alpen besonders in der Abschmelzphase, d. h. der sedimentologisch offenen Phase, durch Massenexport und Entlastung topographisch am meisten.

Methoden der Langzeitintegration von Sedimentfrachten

Für die Quantifizierung langfristiger Sedimentflüsse gibt es v. a. zwei Verfahren:

- > Rückrechnung von in einem bestimmten Zeitabschnitt abgelagerten Sedimentvolumen
- > Ratenbestimmung mit Hilfe kosmogener Nuklide

Für die Berechnung von Sedimentvolumina in Tälern, Seen und Sedimentbecken ist neben der Geschlossenheit des Bilanzraumes eine sehr gute Zeitkontrolle der Sedimente wichtig, was in grobklastischen, quartären Flusssedimenten nicht immer einfach ist. Dort kommen als Datierungsverfahren v. a. die OSL-Methode, Radiokarbon-Methode und Pollenstratigraphie in Frage (für Rheinsedimente s. FRECHEN et al., in Druck). Ratenbestimmungen aus Sedimentvolumina für das südliche Rheineinzugsgebiet sind bei HINDERER (2001, 2003, 2005) näher erläutert. Geeignet für diesen Ansatz ist der Alpenrhein (Zeitspanne 17 000 Jahre) und der Oberrheingraben (Zeitspanne > 1 Million Jahre; NEEB et al. 2004).

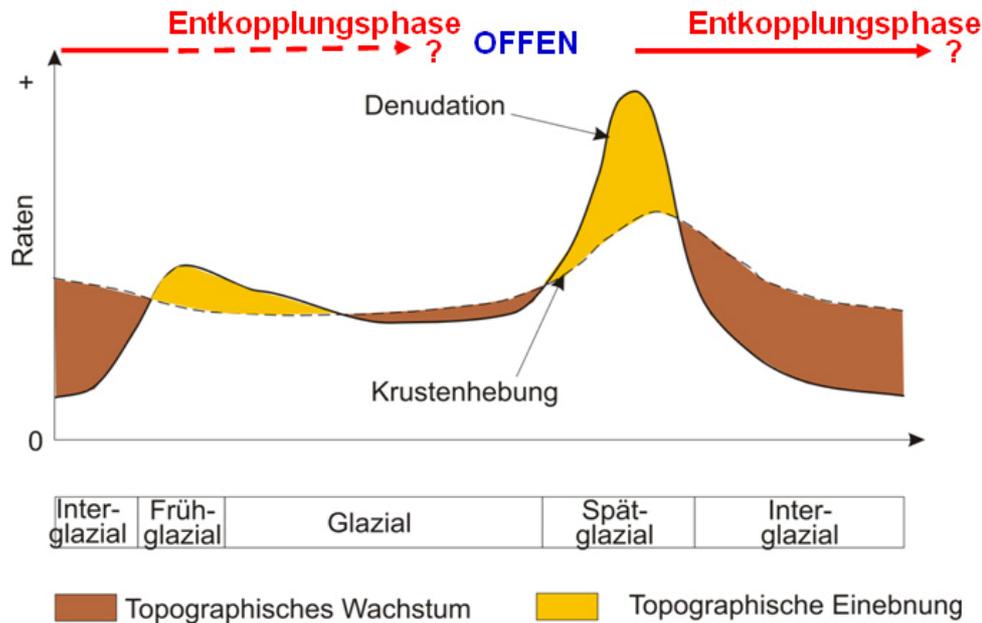


Abb. 1: Schematische Darstellung der Schwankung der Denudation und damit Sedimentfracht versus die Hebung für die Alpen. Nur während der kurzen sedimentologisch offenen Phase werden Sedimentfrachten der alpinen Zuflüsse an den unterstromigen Rhein abgegeben. Die meiste Zeit während des jüngeren Quartärs herrschte wegen der mehrfach tiefen Ausschürfung glazialer Becken eine Entkopplung.

Erste Arbeiten, die mit Hilfe der Konzentration von kosmogenen Nukliden in Flusssanden Erosionsraten bestimmen, wurden in den 90er-Jahren des letzten Jahrhunderts in den USA veröffentlicht. Seither ist eine zunehmende Zahl von Publikationen dazu erschienen. Das Prinzip ist in dieser Schriftenreihe von VON BLANCKENBURG & SCHALLER (2001) erläutert. Kosmische Strahlung führt an der Erdoberfläche zu einer Wechselwirkung mit Materialien, meist also mit Mineralen. In Quarzkörnern in Böden werden bis ca. 60 cm Tiefe u. a. aus den Sauerstoffatomen durch Kernspaltung ^{10}Be -Atome erzeugt. Die so erzeugten Atome werden als terrigene kosmogene Nuklide bezeichnet. Je länger ein Quarzkorn dieser Strahlung ausgesetzt wird, desto höher wird dessen Konzentration an kosmogenen Nukliden. Ein Quarzkorn kann aber nur dann eine höhere Konzentration erreichen, wenn es nicht rasch wieder weitertransportiert wird. Das ist der Fall bei niedrigeren Erosionsraten, die in der Regel mit niedrigeren Sedimentfrachten gekoppelt sind. Das Verfahren, aus der ^{10}Be -Konzentration in einem Quarzkorn im Fluss eine Erosionsrate zu berechnen, ist sehr komplex und kann hier nicht erläutert werden (s. dazu VON BLANCKENBURG & SCHALLER 2001).

Mit dieser Methode wird je nach Erosionsraten in der Regel eine Zeitskala von 5 000 bis 50 000 Jahren abgedeckt, je geringer die Erosionsrate, desto höher der integrierte Zeitraum. Geeignet sind prinzipiell alle Flüsse in Gebieten mit quarzführenden Gesteinen, wozu die Mehrheit der Gesteinstypen zählt, aber z. B. nicht Kalke, Dolomite, Basalte, Amphibolite. Bisher liegen entsprechende Studien für die Alpen (WITTMANN et al. 2007), das Süddeutsche Schichtstufenland (MOREL et al. 2003, SCHALLER et al. 2001) und das Rheinische Schiefergebirge vor (MEYER et al., in Druck).

Ergebnisse und Vergleich mit heute

Abbildung 2 zeigt Erosionsraten und damit die Bereitstellung von Sediment aus den drei Landschaftseinheiten Rheinisches Schiefergebirge, Süddeutsches Schichtstufenland und Alpen nach den Methoden direkte Sedimentfrachtmessung (Schwebstoffe, Geschiebe), terrigene kosmogene Nuklide (TCN) und Sedimentvolumen (SV). Vergleicht man zunächst die drei Methoden, so ergeben sich tendenziell für TCN höhere Erosionsraten. Dies kann durch die viel längere Integrationszeit erklärt werden. Zum einen liegen die heutigen Sedimentfrachten durch flussbauliche Maßnahmen meist unter den natürlichen Hintergrundwerten, zum anderen stecken in den TCN-Raten noch Zeitabschnitte vom Ausgang der letzten Kaltzeit mit klimatisch bedingt höheren Raten. Die Sedimentfrachten repräsentieren unterschiedliche Abschnitte. Im Rheinischen Schiefergebirge wurden Talsperren bilanziert (MEYER et al., in Druck), während das Sedimentvolumen im Oberrheingraben über ca. 450 000 Jahre bilanziert wurde. Die Sedimente stammen aber zum größten Teil aus den Alpen. Die daraus errechnete Erosionsrate ist daher repräsentativ für die Alpen und nicht für das Süddeutsche Schichtstufenland, wie ein Blick auf die Erosionsraten der Alpen in Abb. 2 zeigt. In den Alpen liegen die TCN-Werte höher als die SV-Werte, was hier v. a. ein Skaleneffekt ist, da die TCN-Raten meist für kleinere Gebiete oder Teilgebiete bestimmt wurden, während die Sedimentvolumenberechnung nur für die großen alpinen Zuflüsse gilt (s. HINDERER 2001).

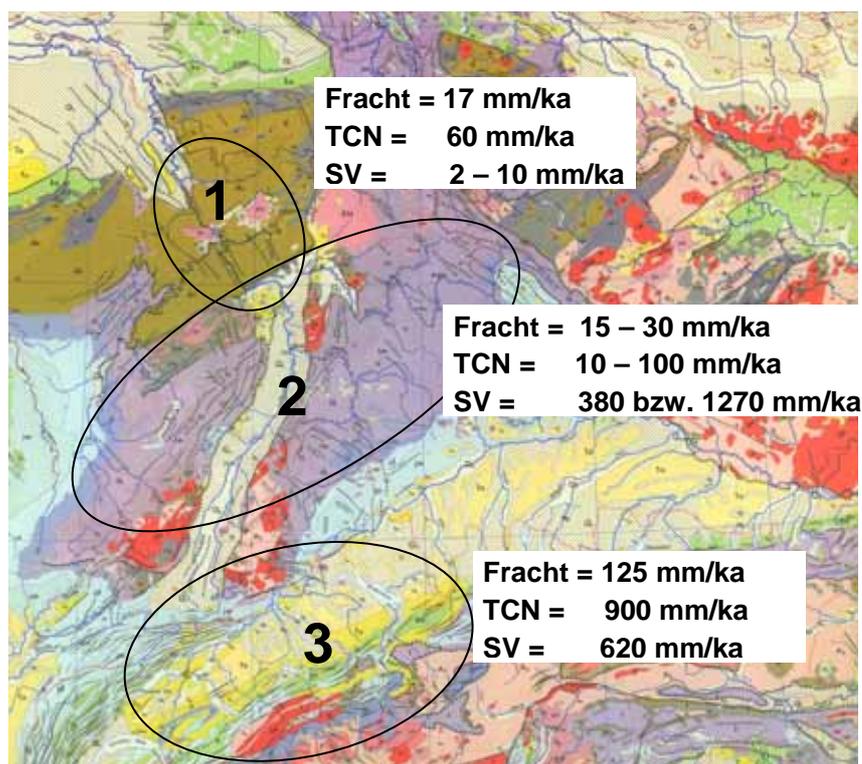


Abb. 2: Erosionsraten und damit Bereitstellung von Sediment aus den drei Landschaftseinheiten Rheinisches Schiefergebirge (1), Süddeutsches Schichtstufenland (2) und Alpen (3) nach den Methoden direkte Sedimentfrachtmessung (Schwebstoffe, Geschiebe), terrigene kosmogene Nuklide (TCN) und Sedimentvolumen (SV). Daten für (1) aus MEYER et al. (in Druck), (2) SCHALLER et al. (2001), MOREL et al. (2003) und unpubliziert, (3) aus HINDERER (2001), WITTMANN et al. (2007), Hydrologisches Jahrbuch der Schweiz.

Abbildung 3 fasst die Erosionsraten in einem Raum-Zeit-Diagramm zusammen. Die Region der Mittelgebirge hat Sedimentfrachten, die im Mittel weniger als ein Zehntel der der Alpen beträgt. Klimatisch durch Kaltzeit-Warmzeit-Wechsel bedingt schwanken die Erosionsraten aber in beiden Regionen wiederum um einen Faktor von ca. 10. Entscheidend für die Sedimentfracht des außeralpinen Rheins sind die Zeitpunkte, an denen die stark sedimentproduzierende Region der Alpen durch Gletschervorstöße und Seeverfüllungen angekoppelt wird. In diesen Phasen wird die Sedimentfracht des "Mittelgebirgsrheins" um ein Vielfaches erhöht. Dies sind die Phasen der Bildung von Terrassen und Schotterkörpern, die eine entscheidende Rohstoffquelle für die Steine- und Erden-Industrie darstellen und die es ohne diesen Prozess nicht in diesem Ausmaß gäbe.

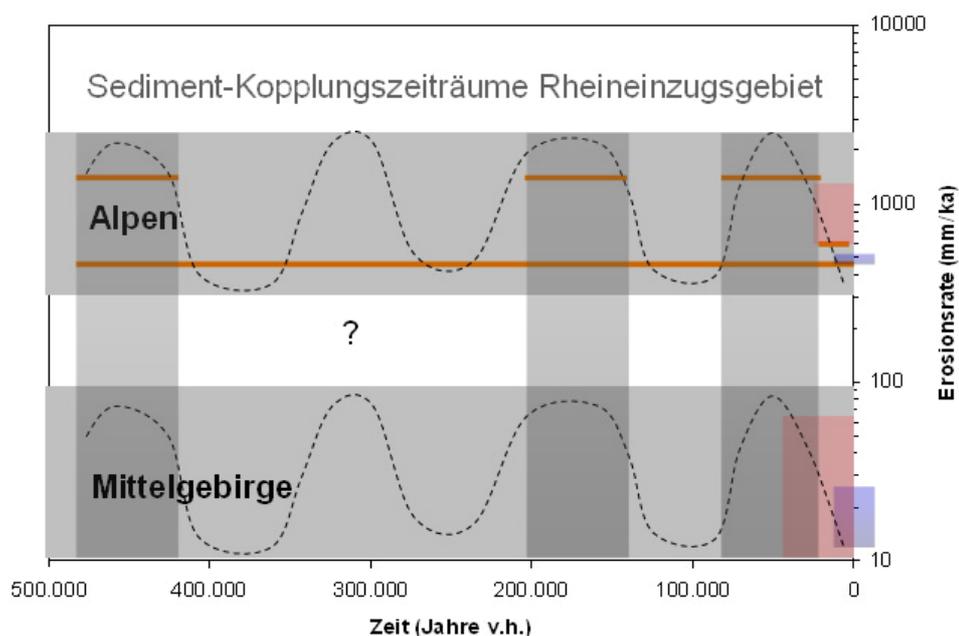


Abb. 3: Erosionsraten für verschiedene geologische Zeiträume des Rheineinzugsgebietes getrennt nach dem Alpenraum und dem Mittelgebirgsraum. Hellblau = heutige Erosionsrate (Frachtbestimmung), rosa = Raten aus TCN, braune Striche = Mittel aus Sedimentvolumina des Oberrheingrabens bzw. der Alpentäler. Hellgrauer horizontaler Balken = Schwankungsbereich der Region Alpen und Mittelgebirge, dunkelgraue, vertikale Balken = Phasen der Ankopplung der Alpen an das unterstromige Rheineinzugsgebiet. Die gestrichelte Linie zeigt schematisch den klimatisch zu erwartenden Verlauf der Erosionsraten innerhalb des balanzierten Bandes.

Die Forschung zur Quantifizierung von Sedimentflüssen im Rheineinzugsgebiet und angrenzenden Gebieten wird weiter aktiv betrieben. Zur Zeit laufen zwei europäische Forschergruppen im Rahmen des EUCORES-Programms TOPOEurope, die einen Bezug v. a. zu den alpinen Prozessen im Rheineinzugsgebiet haben. Im Projekt SedyMONT werden Prozesse in kleinen alpinen Einzugsgebieten untersucht und quantifiziert (<http://www.sedymont.eu/>). Die Forschergruppe TOPOAlps untersucht die langfristige Entwicklung der Topographie in den Alpen mit Schwerpunkt auf den letzten 5 Millionen Jahren. Von unserer Arbeitsgruppe wird dabei die Steuerung der Sedimentfrachten alpiner Flüsse mit Hilfe von GIS untersucht und ein entsprechendes Modell entwickelt.

Zusammenfassung

Der Beitrag betont die geologischen Rahmenbedingungen des Rheineinzugsgebietes, die nicht ohne die langfristige Entwicklung über geologische Zeiträume zu verstehen sind. Diese Prozesse wirken durch das Gedächtnis des Systems bis heute fort, z. B. durch die Bereitstellung von Geschiebefracht und deren Zusammensetzung. Sedimentfrachten der geologischen Vergangenheit können v. a. mit zwei Methoden quantifiziert werden: (1) mit Hilfe von Sedimentvolumina geschlossener Systeme, wobei die Sedimentalter genau bekannt sein müssen oder (2) durch die Konzentration kosmogener Nuklide in Flusssandquarzen. Die Ergebnisse zeigen, dass die Sedimentfrachten v. a. durch klimatische Schwankungen während der vergangenen 500 000 Jahre ebenfalls stark schwankten. Dies kann an den unterschiedlichen Integrationszeiträumen der Methoden abgelesen werden und wird durch theoretische Überlegungen ergänzt. Zum zweiten zeigen die Alpen im Mittel mehr als 10fach höhere Erosionsraten und damit Sedimentproduktionsraten als das Süddeutsche Schichtstufenland und die Mittelgebirge. Eine Besonderheit ist die phasenweise Kopplung beider Systeme im Rheineinzugsgebiet insbesondere am Ende der Kaltzeiten. Der Vorstoß der Alpengletscher bis ins Vorland führte v. a. bei der Eisschmelze zu hohen Sedimentfrachten teilweise kombiniert mit katastrophalen Ereignissen wie dem Ausbruch von Eisstauseen. Die auch wirtschaftlich wichtigen Terrassensedimente und Schotterlager entlang des Rheins würden ohne diese Prozesse nicht in diesem Ausmaß existieren und das Geschiebe v. a. des Oberrheins wäre sowohl bezüglich Verfügbarkeit und Zusammensetzung völlig verschieden. Dies alles ist ein Produkt der wechsellvollen Flussgeschichte des Rheins.

Literatur

- FRECHEN, M., D. ELLWANGER, M. HINDERER, J. LÄMMERMANN-BARTHEL, I. NEEB, & A. TECHMER (accepted): Late Pleistocene fluvial dynamics in the Upper Rhine Graben and the Hochrhine Area - chronological frame. *Int. Journal of Earth Sciences*, Springer-Verlag.
- EBERLE, J., B. EITEL, W. D. BLÜMEL & P. WITTMANN (2007): Deutschlands Süden vom Erdmittelalter bis zur Gegenwart. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 188 S.
- ERKENS, G. (2009): Sediment dynamics in the Rhine catchment - Quantification of fluvial response to climate change and human impact. *Netherlands Geographical Studies* 388, 276 S, Utrecht.
- GÖLZ, E. (1985): Das rezente Rheingeschiebe; Herkunft, Transport und Ablagerung. *Z. Dt. Geol. Ges.* 137: 587-611.
- HINDERER, M. (2001): Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. - *Geodynamica Acta* 14: 231-263. Elsevier.
- HINDERER, M. (2003): Large to medium-scale sediment budget models – The Alpenrhein as a case study. In: Lang, A., Hennrich, K. & R. Dikau: Long Term Hillslope and Fluvial System Modelling - Concepts and Case Studies from the Rhine River Catchments. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 101: 137-156, Heidelberg.

- HINDERER, M. (2005): Sedimentfalle Bodensee. Bundesanstalt für Gewässerkunde, 7. Gewässermorphologisches Kolloquium am 3./4. November 2004 in Koblenz, Veranstaltungen 4/2005, S. 5-17.
- LÄMMERMANN-BARTHEL, J., I. NEEB, M. HINDERER & M. FRECHEN (2009): Last Glacial to Holocene fluvial aggradation and incision in the southern Upper Rhine Graben: climatic and neotectonic controls. *Quaternaire* 20: 25-34.
- MEYER, H., R. HETZEL, H. STRAUSS: Erosion rates on different timescales from cosmogenic ¹⁰Be and river loads: Implications for landscape evolution in the Rhenish Massif, Germany. *Int. J. Earth Sci.*, in press.
- MOREL, P., F. VON BLANCKENBURG, M. SCHALLER, P. W. KUBIK & M. HINDERER (2003): Lithology, landscape dissection and glaciation controls on catchment erosion as determined by cosmogenic nuclides in river sediments (the Wutach Gorge, Black Forest). *Terra Nova* 15: 398-404.
- NEEB, I., J. LÄMMERMANN, M. HINDERER, D. ELLWANGER & M. FRECHEN (2004): Sediment Budget of Pliocene and Quaternary Unconsolidated Deposits of the Rheingletscher Area, Swiss Midlands and the Upper Rhine Graben. Abstract IODP-ICDP-Workshop Bremen, 17.-19.3.2004.
- SCHALLER M., F. VON BLANCKENBURG, N. HOVIUS, P.W. KUBIK (2001): Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 188, 441-458, 2001.
- SCHIRMER, W., J. A. A. BOS, R. DAMBECK, M. HINDERER, N. PRESTON, A. SCHULTE, A. SCHWALB, A. & M. WESSELS (2005): Holocene fluvial processes and valley history in the river Rhine catchment. – *Erdkunde* 29: 199-215.
- VON BLANCKENBURG, F. & M. SCHALLER (2001): Eine neue Methode zur Bestimmung großflächiger zeitintegrierter Erosionsraten mit Hilfe kosmogener Nuklide in Flusssand. Bundesanstalt für Gewässerkunde, Kolloquium am 19. Oktober 2000 in Koblenz, Veranstaltungen 3/2001, S. 5-19.
- WITTMANN, H., F. VON BLANCKENBURG, T. KRUESMANN, K. P. NORTON & P. W. KUBIK (2007): Relation between rock uplift and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment in the Central Alps. *Journal of Geophysical Research* 112.



Kontakt:

Prof. Dr. Matthias Hinderer

Institut für Angewandte Geowissenschaften

Technische Universität Darmstadt

Schnittspahnstr. 9

64287 Darmstadt

Tel.: 06151/ 162671

Fax: 06151/ 166539

E-Mail: hinderer@geo.tu-darmstadt.de

Jahrgang: 1961

1982 – 1989

Studium der Geologie und Paläontologie an der Universität Tübingen

1990 – 1994

Promotion an der Universität Tübingen über die Modellierung der langfristigen Grundwasser- und Bodenversauerung im Nordschwarzwald

1995 – 2000

Habilitation für die Fächer Allgemeine und Angewandte Geologie an der Universität Tübingen. Forschungsaufenthalt in Minneapolis, USA.

seit 2001

Professor für Angewandte Sedimentgeologie an der Technischen Universität Darmstadt

Forschungsschwerpunkte und Drittmittelprojekte (DFG, Industrie):

- Sedimenthaushalt und Quantifizierung von Oberflächenprozessen
- Sedimente als Speichergesteine (v. a. als Grundwasserleiter)
- Sedimente als Umweltarchive

Weitere Informationen:

<http://www.geo.tu-darmstadt.de/fg/sedimentgeo/>

The Dutch Rhine branches: Dynamics of restrained rivers

(Die Niederländischen Rheinarme: Dynamik der eingezwängten Flüsse)

Wilfried ten Brinke

1 Introduction

Nearly all rivers are to some extent influenced by man. This impact may be relatively modest and have little effect on natural sedimentary processes. Many rivers, however, are subject to significant man-induced changes which may even control their morphological behaviour. These changes may refer to changes in discharge, changes in river geometry and/or changes in sediment transport. Changes in river geometry are most common and generally affect river plan form through training works or channel straightening, and river depth or gradient through dredging (WYZGA 1993, GALAY 1983). Man-induced changes in discharge may result from changes in land use such as urbanization (HAMMER 1972) and, more directly, from flow regulation (THOMS & WALKER 1972). Changes in sediment transport may result from changes in the quantity and/or the composition of sediment delivered from upstream (GÖLZ 1994).

Examples of morphological response to man-induced changes of the river system are widespread. Corresponding studies mostly deal with a major change of one of the river characteristics only. The direction of morphological response (morphodynamics) in these cases is generally straightforward. Predictions are more complicated for rivers in densely populated areas where several impacts affect the river system at the same time. The interaction between engineering works and management strategies on one hand, and morphological processes on the other may lead to an undesired response of the river to man's impact on the system. On the other hand this interaction may be used to steer morphological processes in favour of river functions such as safety against flooding or to improve navigation.

The Dutch Rhine is an example of a restrained river which morphodynamics responds to river management strategies in both desired and undesired ways. Whatever the response, Dutch Rhine morphodynamics are always controlled such that flood protection of the surrounding, densely populated area is guaranteed at very high safety levels.

2 Characteristics of the Dutch river landscape

2.1 A largely man-made country

Most of The Netherlands is made up of sediments deposited by rivers and the sea. The rivers and the sea still determine the Dutch landscape, although at present civil engineering works along the rivers and the coast prevent the lower areas from being flooded. In a densely populated country such as The Netherlands, water systems serve many purposes that have to be combined such that conflicts are avoided. In particular, the combination of shipping interests, flood protection and environmental conservation has resulted in a typical Dutch river landscape in which rivers are embanked and groynes are built perpendicular to the banks at regular distances.

Over centuries the character of Dutch rivers has been strongly influenced by man (VAN DE VEN 2004). Man's impact includes dredging and excavation work, groynes and, locally, rip-rap on the river banks. The present Dutch Rhine riparian landscape is mainly characterised by pastures. The present Dutch policy is to return a lot of these pastures to natural riparian zones without compromising the river's other functions. For the Rhine this is done within the framework of the programme Room for the River.

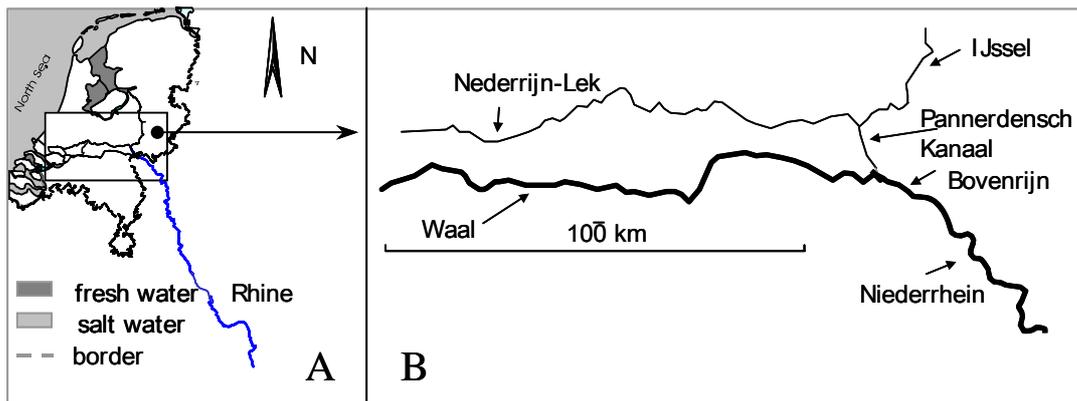


Figure 1: The Rhine, flowing through Germany and The Netherlands (A), and its subdivision into the branches Waal (largest branch), Nederrijn-Lek and IJssel (B).

2.2 The Dutch Rhine river system

The river Rhine originates in the Alps and flows through Switzerland and Germany to The Netherlands (Figure 1A). The Dutch Rhine is not a single river but a river system that consists of a set of 3 distributaries originating from the river Rhine at 2 bifurcations, just after the Rhine has passed the Dutch-German border (Figure 1B). These 3 distributaries are the Waal, Nederrijn-Lek and IJssel. These branches have embankments constructed along their entire length. The discharge ratio between these distributaries is approximately 6:2:1. The average discharge of the Rhine near the Dutch-German border is $2300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, stemming from both rain and snowmelt. Maximum discharges that have occurred in the past century are up to $12,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

The Waal is the largest river of all the Rhine branches. It is wide (260-350 m), flows freely (no weirs) and carries about 65 % of the Rhine discharge from Germany to the North Sea. The Nederrijn-Lek and the IJssel are considerably narrower than the Waal, at 100-220 m and 80-170 m, respectively, and also carry a far smaller part of the Rhine discharge. There are three weirs in the Nederrijn-Lek, which are only fully opened in the event of high Rhine discharge. At times of lower Rhine discharge, they are partially or wholly closed, so that extra water is discharged through the IJssel, keeping it sufficiently deep for shipping purposes and feeding the IJsselmeer lake with an ample supply of fresh water.

The Dutch Rhine branches are mainly sand-bed rivers with median particle sizes of bed material of about 0.5-4 mm. Upstream, near the border, the bed is a mixture of sand and gravel.

River engineering constructions in the Dutch Rhine branches ensure that the Rhine water that enters the Netherlands is discharged to the sea in a regulated manner. The distribution of discharge among the branches in the upper courses is regulated by weirs in the Nederrijn-Lek and by clever design of the shape of the branches themselves. The distribution of discharge in the lower courses is strongly influenced by the weirs in the Haringvlietdam near Rotterdam. The weirs in the Nederrijn-Lek and the sluices in the Haringvlietdam are referred to as the main water taps of the Netherlands.

The shipping density of the Rhine (the Waal), connecting Rotterdam, Europe's largest port, with the major industrial area of western Germany, is among the highest of all the inland waterways in the world. Man has affected and changed the river system over centuries, with dredging and excavation works, artificial meander cut-offs, groynes, rip-rap on the river-banks, weirs, and dams at some of the former river outlets. Most of these works have, at least partly, been carried out to improve the river for navigation.

Along this shipping route, the combination of shipping interests, flood protection and environmental conservation has resulted in a typical river landscape in which rivers are embanked and groynes are built perpendicular to the banks at regular distances. The groynes are an example of human impact on the river system, resulting in a fixed river plan form, a navigation channel that is relatively deep over a large part of its cross-section, and sandy beaches between the groynes.

2.3 The Dutch flood defense system

Two thirds of the Netherlands is prone to flooding from the sea or from the rivers Rhine and Meuse. This part of the country is protected by dunes, dikes and dams that have to meet safety standards set by law (Figure 2). This law, the 1996 Flood Protection Act, is of relatively recent date but the standards have already been recommended and accepted since 1960 for the coastal zone, since the seventies for the flood prone areas near the Rhine and since the nineties for the river Meuse (TEN BRINKE et al. 2008). The Flood Protection Act (1996) put the operative advisory standards into law and a procedure of 5-yearly testing of the embankments to the latest hydrodynamic conditions sees to it that the embankments indeed meet those standards. The Flood Protection Act is at the centre of Dutch flood risk management policy.

The recommendations for the safety standards followed after the 1953 flood in the southwest which killed over 1800 people. The standards demand for minimum height and strength of dikes and constructions surrounding a given area, thus protecting this area from flooding from the sea, the main rivers or large lakes. Such an enclosed area protected by one set of dikes is called a dike ring. The flood prone part of the Netherlands consists of 53 dike rings (and a number of embankments along the Meuse). The dikes for which the legal standards hold are called primary dikes. These standards do not hold for smaller (secondary) dikes, generally bordering smaller water bodies.

The safety standards reflect the probability of occurrence of the highest water levels that need to be safely contained by the flood defences. For rivers, for example, the safety standard is 1/1250 per year (a chance of 6 % during human life): This means that high river water levels, occurring on average once in 1250 years, must be safely contained. With higher water levels, the hinterland may be flooded.

It is not without reason that the Dutch flood defence system has the highest safety standards worldwide. The embankments protect 9 million people. 70 % of Dutch Gross National Product is earned below sea level. This situation is unprecedented among the developed countries.

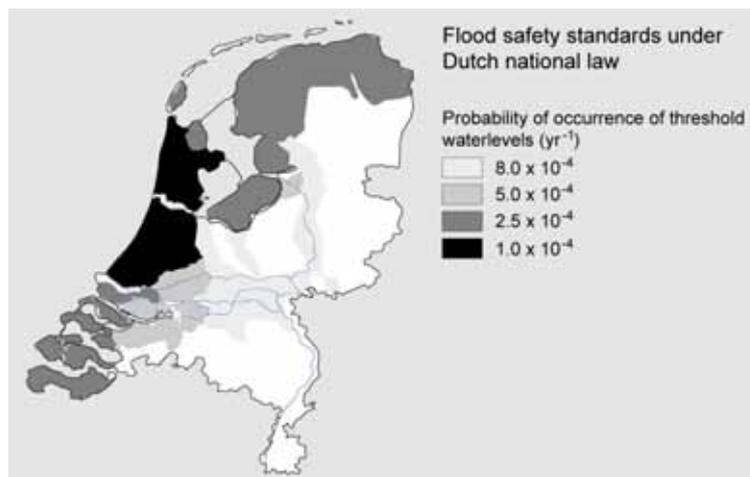


Figure 2: The low-lying areas of the Netherlands under risk of flooding either from the sea, rivers or large lakes. These areas are protected against floods by safety levels established in the 1996 Flood Protection Act (Source: Netherlands Environmental Assessment Agency MNP).

2.4 The programme Room for the River

The peak discharges related to the safety standards that the dikes are supposed to withstand are calculated from a record of peak discharges in the past. Until 1993 the 1/1250 per year peak discharge of the Dutch Rhine was 15,000 m³ s⁻¹. In 1993 and 1995 water levels in the Dutch Rhine rose to peak levels that had not occurred since 70 years. These peak discharges were added to the historical record and the 1/1250 discharge was recalculated from the supplemented dataset. It appeared that 1/1250 per year peak discharge of the Dutch Rhine had to be raised to 16,000 m³ s⁻¹.

Thus, measures are needed such that the Rhine is able to convey an extra $1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ to the sea without compromising safety standards. Broadly speaking, two things can be done: the dikes can be raised and/or the river's flow profile can be widened.

Raising (and reinforcing) dikes was the solution chosen repeatedly in previous centuries. This solution had one big disadvantage: Dutch river managers were trapped in a spiral of ever-rising dikes. This spiral was exacerbated by floodplain silting outside the dikes (on the river side): Because the river has been forced within dikes, then this is the only place where sediment can settle. This has caused the floodplain bed level to rise several meters over the centuries. The land level inside the dikes has on the other hand fallen due to drainage-induced settlement of the soil. This has caused a considerable increase in bed-elevation disparity between the two sides of the dikes. During high water events, water outside the dikes is now several meters higher than the habited land within the dikes.

The upward spiral of dike raising leads to an increasingly high wall of water between the dikes during high river discharges. This spiral is now being broken by no longer seeking the solution in higher dikes but in widening and deepening the flow profile. There are various river widening options. The floodplains can be (partially) excavated. Secondary channels, that carry some of the peak discharge, can be dug in the floodplains. The river's summer bed can be widened or deepened. Flow limiting obstacles can be removed. Groynes can be lowered and bottlenecks in the river channel (especially sharp bends and narrow parts of the channels through urban areas) can be adapted. Locally, it can also be decided to relocate the dike. Which of these measures is the best will differ per location. These are made-to-measure solutions that are pre-calculated through computer models. In practice, river widening is a mix of measures where local dike raising is not excluded.

3 Morphodynamics of a restrained river

3.1 Sediment transport

For the Dutch Rhine river system a sediment budget (or sediment balance) has been made that presents the yearly flows of gravel, sand and mud for all three Rhine branches. This budget is based on the cross-sectionally integrated sediment transport, calculated from measurements (KLEINHANS & TEN BRINKE 2001) and a time series of echo soundings (volumetric changes in bed level) (TEN BRINKE et al. 2001).

The sediment budget shows that the flows of mud are much larger than the flows of sand and gravel (Figure 3). The flows of sand and gravel increase downstream due to bed degradation (bed erosion is an input source for the flows) (see section 3.2). The flows of silt mainly come from the Rhine catchment in Germany and further upstream and settle only in (semi-) stagnant water behind dams near Rotterdam and the IJsselmeer lake (see section 3.5).

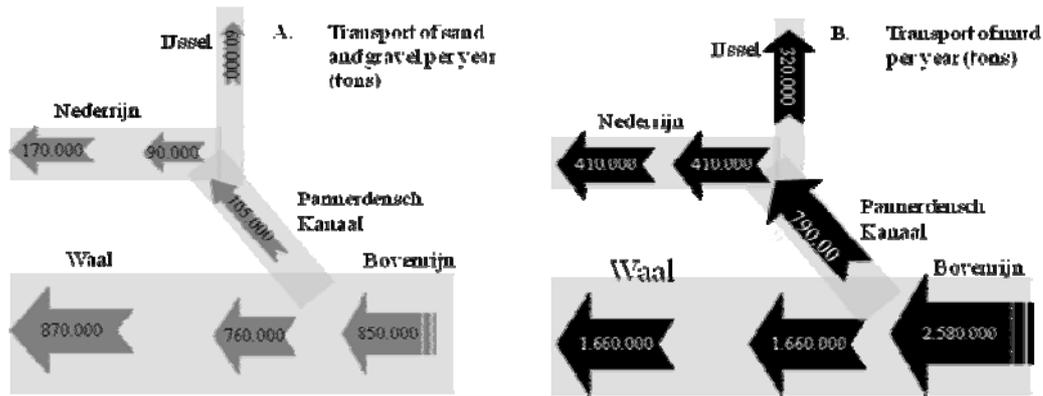


Figure 3: The flows of sand and gravel (left) and silt (right) through the Rhine branches, per year.

3.2 Bed degradation

Over the last century the river bed of most of the Dutch Rhine branches has been eroding. This erosion has lowered the bed up to two meters locally. This lowering is generally considered to be harmful. As the water level in the river falls, the groundwater level along the river will also drop, possibly harming riparian vegetation. In the river itself, parts of the bed that are not easily erodible will come to lie relatively high over the years and may thus create obstacles to the shipping traffic when the water level is low. Likewise, the river-engineering structures (e. g. groynes), designed for a certain range of water levels, will be less effective if they come to lie relatively high compared to the water.

The erosion of the bed is due to two major human interferences: (1) dredging and (2) river training. River training (groynes, river straightening) has been carried out since 1850 and has resulted in smaller rivers with steeper gradients. The river has responded by deepening its bed and adjusting its gradient. These adjustments are still going on at this moment: The morphological time scale for these adjustments depends on the length of the river reach and the amount of sediment transport and is in the order of a few to several centuries for the Dutch Rhine branches. Large-scale dredging will have accelerated this process.

3.3 The impact of groynes

Groynes have been built at virtually right angles to the banks along all Dutch Rhine branches in a very regular pattern. They present a characteristic image of the Dutch river landscape. In between these groynes there are wide beaches, especially along the Waal (Photo 1).

Along the banks of meandering lowland rivers, sandy plains occur by nature, in particular on convex banks, the so-called point bars. The beaches in between the groynes are part of an unnatural, man-made image of the river. By now, however, they have become typical of Dutch rivers. The beaches are especially wide on the convex banks, because that is where sand is deposited naturally, also if there are no groynes. The groyne section beach provides the river with an unnatural cross section. The groynes retain an amount of sand in the groyne sections, which is beyond the reach of the river flow at low and average river discharge rates. On the riverside, the beach slopes steeply down into the riverbed.



Photo 1:

Typical beach between the groynes along the Waal at low river discharge: the groynes are 200 m apart.

The presence of groynes not only influences the morphodynamics of the river banks but also of the river bed. Groynes cause vortices that induce erosion of the riverbed. A so-called scour hole will be formed right behind the groyne head, running in a downstream direction towards the middle of the river where it dies out. On a map of the riverbed elevation, this scouring looks like a flame (Figure 4). Every groyne creates its own flame. As the vortices become stronger, the erosion will be more serious and the flames will cut deeper into the riverbed.

Figure 4 shows an example for a 1-km stretch of the Waal, with a shallow north bank and a deep south bank. In between the groyne flames, the riverbed is in fact relatively high. The bed then undulates from flame to flame. The length of the waves corresponds with the distance between the groynes. The undulation is immobile and will be more pronounced as the sediment of the bed becomes sandier.

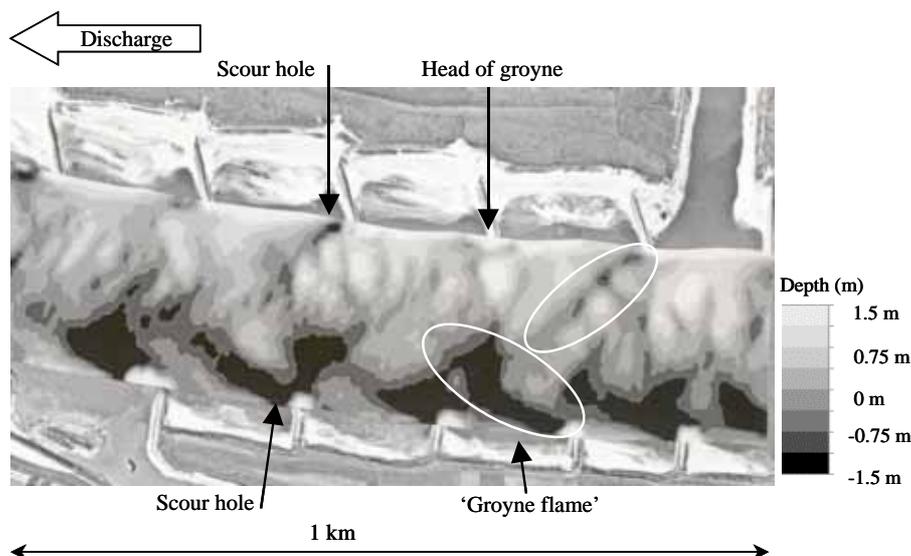


Figure 4: The undulation of the riverbed due to the presence of the groynes, running from the groyne heads into the river in a pattern of flames.

3.4 The impact of shipping

The beaches in between the groynes experience an alternation of periods of erosion and deposition (TEN BRINKE et al. 2004). The erosion is due to navigation, the deposition is due to floods. On a time scale of a few decades periods of erosion and deposition are in equilibrium. On a smaller time scale, however, navigation-induced erosion may dominate due to the absence of recent floods. In the past, a lot of sand was lost from the beaches during several years without floods due to the continuing erosion by currents and waves from vessels.

River managers were even concerned about erosion of the vegetated river banks once the beaches would have become too small. Research has shown, however, that one peak discharge on the river already transports so much sand into the area between the groynes that several years of beach erosion are compensated for easily (TEN BRINKE et al. 2004).

The impact of passing vessels on the currents near the banks and the erosion of the beaches increases as underwater volume increases. Individually, loaded barge-tows have the greatest influence on groyne-field hydrodynamics and sand transport. On a yearly basis, however, the relatively strong influence of push towing is superseded by the higher frequency of passing motorised vessels. Underwater volume and passing distance from the bank are the most important parameters of passages, as far as their effect on groyne-field beaches is concerned.

4 Managing and controlling restrained rivers

4.1 Sediment management

Until the beginning of the 1990s, dredged sand taken from the river was sold for construction applications. Over a period of decades so much sand was eventually removed from the river that it exceeded the quantities supplied from upstream. As a consequence river bed levels fell in the upper reaches of the Dutch Rhine branches in the last century.

At the end of the last century, falling riverbed levels caused increasingly more adverse consequences and the need steadily grew to slow down this process. Accordingly, it was decided that dredged sand should no longer be removed from the river but should be dumped at deeper locations where it could do no harm. Naturally, it doesn't stay in one place. Dumped sand is eroded again and is deposited in a sedimentation area somewhere else. Dredging and natural processes interlock and ensure that sand is continually circulated. This appears inefficient, but proves effective. Sand must remain in the system otherwise the riverbed level will continue falling. Moreover, shallows will continue to form, as they are a direct result of the river's flow pattern. By skilfully choosing dump locations in relation to dredge locations, the river manager can keep dredging operations very limited.

4.2 A drawback from flood control: dealing with contaminated sediment

Many of the contaminations that end up in the surface water combine quite quickly with suspended silt particles. Wherever these silt particles settle, the contaminants end up, too. Because of The Netherlands being situated at the mouth of the Rhine and Meuse, a great deal of contaminated silt ultimately arrives from the basins of these rivers in The Netherlands.

Most of the sediment of the Waal and Meuse will flow into the Hollands Diep and the interconnected Haringvliet, more or less stagnant water bodies near Rotterdam. These basins have become stagnant waters during most of the time since the completion of the Haringvlietdam (part of the Delta Project) in 1970. Since then the sluices in this dam are opened only during high Rhine discharge in combination with ebb tidal flow. In these (semi-)stagnant waters a lot of fine sediments and their pollutants have settled since 1970 onwards. In the beginning this sedimentation occurred virtually exclusively in the easternmost part of the Hollands Diep.

As this section filled up more and more, sedimentation began to spread increasingly towards the west (Figure 5). The sedimentation is therefore expanding like a front from east to west. The sediments from the 1970s and 1980s were heavily polluted. In later years water and sediment quality strongly improved. Therefore, the heavily polluted sediments are being covered more and more with relative clean deposits.

In the lower courses of the Rhine and Meuse shallows have to be dredged every now and then for shipping. The degree to which the dredged spoil is contaminated will determine what is to happen to the spoil. If the degree of contamination is moderate, the spoil can be dumped elsewhere. If the spoil is seriously contaminated, it is not permitted to be dumped and must be stored on land under controlled conditions.

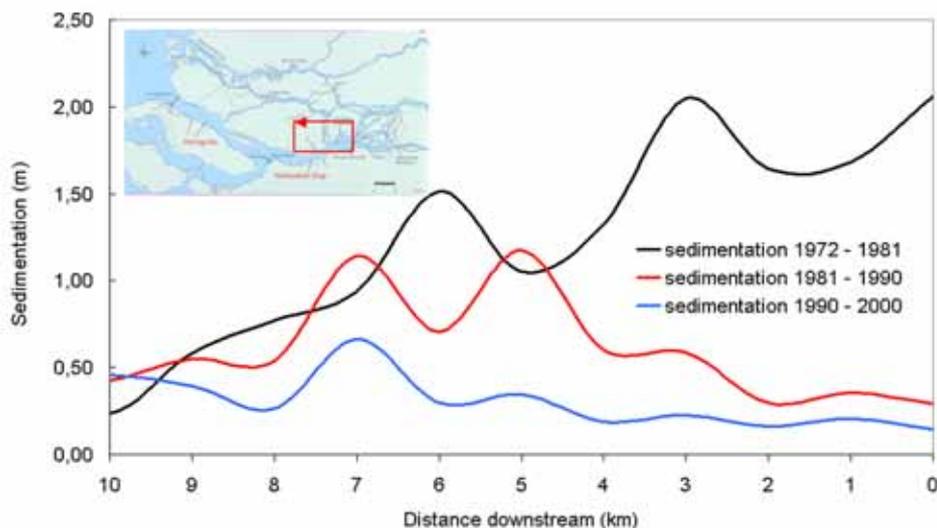


Figure 5: Sedimentation of sand and silt in the fresh water basin behind the Haringvlietdam (The Netherlands). Successive bed depth measurements show that the sedimentation is spreading like a front from east to west.

4.3 Compromising between nature and safety

In recent decades pastures along the Dutch Rhine branches have been replaced by nature reserves; a development set to continue. Floodplains are rearranged to create space for river discharge in harmony with a more natural river landscape. This harmony is essential: Undergrowth must not endanger sustainable flood protection.

To assess floodplain redevelopment plans or to determine the level of intervention required when nature gets out of hand, the river manager must be able to calculate to what degree the undergrowth leads to damming of the water. Different types of vegetation offer different degrees of flow resistance. The relation between vegetation structure and flow resistance has been established for the most common undergrowth types along the Rhine branches. The manager uses this instrument to judge which flora can and cannot be permitted within the boundaries of sustainable flood protection. To manage vegetation growth, large grazing animals (cattle and horses) are often deployed in conservation areas. These grazing animals can limit woodland growth and therefore contribute to a greater diversity in vegetation.

One of the measures to create more discharge capacity for peak discharges is to dig secondary channels in the floodplain. These are relatively small channels that drain little or no water during average or low water levels, but can process as much as a few percent of river discharge during peak discharges. This might seem very little but can make the difference between fulfilling the legislated safety level or not. Therefore, secondary channels are important measures within the programme Room for the River. A close cooperation between ecologists, landscape architects and river experts should result in a design in which nature is allowed to develop, flood protection is offered at the legislated level, and shipping in the main channel is not hindered (due to formation of shallows or secondary currents).

5 Conclusions

In restrained rivers morphodynamics and flood protection are closely coupled. The Dutch Rhine is an example of a fully restrained river in a densely populated area where the flood protection level is highest of all the rivers worldwide. Flood protection and river training works have steered hydrodynamics and sediment transport such that the river obtained morphological features, such as beaches in between the groynes that look natural but are man-induced. Besides, navigation-induced currents are an important mechanism for sediment transport in addition to natural flow.

Morphodynamics of the Dutch Rhine is restricted within boundaries. At present a more natural riparian landscape is being created but at the same time this change must not result in higher flood levels. In fact, measures within the programme Room for the River are being designed such that a more natural landscape and a higher flood protection level go hand in hand. Sediment management in the river is being carried out to counterbalance the formation of shallows and thus guaranty a safe navigation channel. The vegetation of the floodplain is managed to control the roughness during floods.

Flood protection measures may come with adverse effects on the long run. In The Netherlands centuries of mud deposition between the embankments have raised the flood plains because of which peak discharge levels on one side of the dike are higher than the houses on the other side. Dams that have been built in the previous century have already trapped large quantities of contaminated sediments and will continue to do so for decades to come.

References

- GALAY, V. J.: Causes of river bed degradation. *Water Resources Research* 19: 1057-1090, 1983.
- GÖLZ, E.: Bed degradation – nature, causes, countermeasures. *Water Sciences and Technology* 29: 325-333, 1994.
- HAMMER, T. R.: Stream channel enlargement due to urbanization. *Water Resources Research* 8: 1530-1540, 1972.

- KLEINHANS, M. G. and W. B. M. TEN BRINKE: Accuracy of cross-channel sampled sediment transport in large sand-gravel-bed rivers. *Journal of Hydraulic Engineering* 127: 258-269, 2001.
- TEN BRINKE, W. B. M., L. BOLWIDT, E. SNIPPEN and L. W. J. VAN HAL: Sediment budget of the Dutch Rhine river system 2000. Rijkswaterstaat/RIZA report 2001.043 (text in Dutch), 2001.
- TEN BRINKE, W. B. M., F. H. SCHULZE and P. VAN DER VEER: Sand exchange between groyne-field beaches and the navigation channel of the Dutch Rhine: The impact of navigation versus river flow. *River Research and Applications* 20: 1-30, 2004.
- TEN BRINKE, W. B. M., B. A. BANNINK and W. LIGTVOET: The evaluation of flood risk policy in the Netherlands. *Journal on Water Management* 161: 181-188, 2008.
- THOMS, M. C. and K. F. WALKER: Channel changes related to low-level weirs on the River Murray, South Australia. In: Carling, P. A. and G. E. Petts (eds), *Lowland floodplain rivers: geomorphological perspectives*. John Wiley & Sons Ltd: 235-249, 1992.
- VAN DE VEN, G. P.: *Man-made lowlands. History of water management and land reclamation in the Netherlands*. Matrijs, Utrecht, 2004.
- WYZGA, B.: River response to channel regulation: case study of the Raba River, Carpatians, Poland. *Earth Surface Processes and Landforms* 18: 541-556, 1993.



Contact:

Wilfried ten Brinke

Bureau Blueland (consultancy)

Nieuwegracht 36 P

3512 LS Utrecht

The Netherlands

Tel.: +31 30 2300298 / +31 652534055

Fax: +31 30 2300298

E-Mail: info@blueland.eu

1982 – 1987

Study Physical Geography, Utrecht University

1987 – 1994

PhD and postdoc candidate, Physical Geography,
Utrecht University

1994 – 2007

Rijkswaterstaat, project manager, department head

since 2007

Owner Bureau Blueland

(consultancy water management)

Projects:

1987 – 1994: morphology and sediment transport
tidal waters

1994 – 2003: morphology and sediment transport
rivers

2003-2007: flood risk management

since 2007: water and flood risk management

Missions abroad (all on flood risk management):

Bulgaria, Surinam, USA, South Korea, Japan

Morphologie und Hydraulik des frei fließenden Oberrheins

Stefan Vollmer und Roman Weichert

1 Einleitung

Der Oberrhein bildet den südlichen Teil der Binnenwasserstraße Rhein. Zwischen Basel und Iffezheim ist er staugeregelt, unterhalb der Staustufe Iffezheim hat der Strom freien Abfluss. Trotz Begradigung und Regelung handelt es sich um einen dynamischen Sand-Kiesfluss, der seine Sedimente ständig umlagert. Da das Flussbett seitlich durch Bühnen und/oder feste Ufer begrenzt ist, spielen sich morphologische Veränderungen im Wesentlichen nur an der Sohle ab, d. h. die Sohlenhöhe variiert in Abhängigkeit vom Wasser- und Sedimentangebot. Diese morphologischen Veränderungen betreffen sowohl die Schifffahrt, die Stabilität infrastruktureller Bauwerke (Brücken, Dämme), die Wasserstandsdynamik in sensiblen Wasserwechselzonen und Auegebieten und Aspekte der Hochwassersicherheit.

Nach der Fertigstellung der untersten Staustufe Iffezheim erfolgt seit 1978 abhängig von der hydrologischen Situation die Zugabe von Geschiebersatzmaterial zur Stabilisierung von Sohle und Wasserstand durch die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes (WSV). Umfangreiche hydrologische und morphologische Mess- und Untersuchungsprogramme wurden seither zur Erfolgskontrolle der Unterhaltungsmaßnahmen etabliert. Aktuelle WSV-Arbeitsgruppen beschäftigen sich u. a. mit der großräumigen Betrachtung der Auswirkungen des Regelungssystems und des Geschiebemanagements auf die hydraulisch/morphologische Entwicklung des Oberrheines.

So hat die Wasser- und Schifffahrtsdirektion Südwest (WSD Südwest) die Arbeitsgruppe „Optimierung der hydraulisch-morphologischen Situation zwischen Iffezheim und Mainz“ installiert und die Bundesanstalten für Gewässerkunde (BfG) und Wasserbau (BAW) mit einem entsprechenden Untersuchungsprogramm beauftragt. Diese Untersuchungen werden durch die Bundesanstalten in enger Zusammenarbeit mit der WSD, ihrer Fachstelle Gewässerkunde und den Wasser- und Schifffahrtsämtern Freiburg und Mannheim ausgeführt bzw. mit dem WSA Bingen im Rahmen der Arbeitsgruppe „Rheingau-Analyse“.

Gestützt auf die bisher vorliegenden Erkenntnissen der fortlaufenden Untersuchungen wird im Folgenden der Versuch unternommen, die aktuelle hydraulisch/morphologische Situation des Flusssystemes frei fließender Oberrhein zu charakterisieren und weiteren Untersuchungsbedarf aufzuzeigen.



Abb. 1:
Karte des Untersuchungsgebietes
Oberrhein

2 Untersuchungsrahmen

Der hier dargestellte Untersuchungsrahmen beinhaltet die hydrologisch/hydraulische und morphologische Entwicklung des Oberrheines von Iffezheim bis Bingen (km 335-530) während der zurückliegenden zwei Jahrzehnte. Das Betrachtungsgebiet umfasst somit den in Subsidenz begriffenen Oberrheingraben einschließlich des Rheingaus.

Um die morphologische Entwicklung des Oberrheins zu analysieren, wurden zwei Methoden angewandt. Die erste Methode basiert auf Echolotmessungen der Sohlhöhe, die zweite auf Transportmessungen. Die auf Grundlage dieser Methoden ermittelten Sohlhöhenänderungen sind grundsätzlich in guter Übereinstimmung und sichern die längerfristigen und großräumigen Trends in der Sohlhöhenentwicklung gegeneinander ab. Unterschiede in den beiden voneinander unabhängigen Analysen können teilweise auf die unterschiedliche räumliche Auflösung der beiden Methoden (Echolotaufnahmen liegen für alle Zeitpunkte der Erhebungen nur für die Fahrrinnenbreite vor, während Transportmengen annähernd über die gesamte Flussbreite erhoben werden.) zurückgeführt werden, und darauf, dass beide Methoden nicht genau die gleiche Zeitspanne abdecken. Hinzu kommen bekannte Unsicherheiten der aufwändigen Sedimenttransportmessungen. Hilfreich ist daher die vergleichende Betrachtung der Sohlentwicklung mit den großskaligen Trends (zeitlich und räumlich) der Wasserspiegellagenentwicklung und der Veränderung des mittleren Sohlkorndurchmessers.

Das in BfG-1634 (2009) beschriebene Verfahren der Fixierungsanalyse wurde als indirekte Methode für Rückschlüsse auf die großskalige Sohlhöhenentwicklung herangezogen. Diese Methode sieht die Auswertung von überregional durchgeführten Wasserspiegelfixierungen vor. Am Oberrhein wurde die neue Auswertemethodik eingesetzt, um zeitliche Änderungen

von Wasserständen zwischen Iffezheim und Mainz auf der Basis von Wasserspiegelfixierungen des Zeitraums 1978 - 2008 nachzuweisen. Von besonderem Interesse waren Ergebnisse im niedrigen Abflussbereich des Oberrheins, da sie besondere Aussagekraft hinsichtlich von Sohlhöhenänderungen haben. Analog vorliegende Originalunterlagen zu Fixierungen vor 2002 wurden in der BfG digitalisiert und mit der Software FLYS analysiert, so dass für die Fixierungsanalysen 30 Ereignisse zur Verfügung standen.

Den Zusammenhang zwischen hydraulisch-morphologischer Entwicklung und sedimentologischer Veränderung des Oberrheingebietes hat GEHRES (2009) für die zurückliegenden Jahrzehnte betrachtet. Hierin sind die anthropogenen Einflüsse auf das System nicht detailliert im Hinblick auf ihre lokalen Auswirkungen berücksichtigt.

Die großskalige morphologische Entwicklung ist wesentlich beeinflusst durch die vorhandenen Systeme der Regelungsbauwerke und der Geschiebemanagement. Gleichzeitig wird die lokale Sohlenlagenentwicklung sowohl durch die großräumigen Prozesse wie auch durch die lokalen Verhältnisse (Bauwerke, Flussgeometrie, Sedimentologie, etc.) beeinflusst. Die Kenntnis dieser Prozesse ist wichtig, da diese Auswirkungen auf die Schifffahrtsverhältnisse wie auch auf Unterhaltungskosten haben. So können beispielsweise lokale Anlandungen die Leichtigkeit und Sicherheit der Schifffahrt beeinträchtigen und zusätzliche Baggerungen zur Folge haben. Es ist daher ein weiterer wesentlicher Schwerpunkt der hier vorgestellten Untersuchung, die Wirkung des Regelungssystems und der Geschiebemanagement auf Morphologie und Sohlenlagenentwicklung sowohl auf lokaler Skala wie auch auf großräumiger Skala zu betrachten. Hierbei werden zum einen die Auswirkungen vergangener Ausbaustände des Rheins (BAW 2005) betrachtet sowie in einem folgenden Schritt numerische Modelluntersuchungen herangezogen, um diese Effekte systematisch untersuchen zu können. Im vorliegenden Artikel werden zunächst die Auswirkungen historischer Korrekturmaßnahmen auf die Flussmorphologie betrachtet. Diese stellen die Grundlage zum Verständnis der vorherrschenden Prozesse dar.

3 Ergebnisse

3.1 Großräumige morphologische Entwicklung

Durch die Zugabe von Geschiebeersatzmaterial, die nach dem Bau der letzten Staustufe eingerichtet wurde, kann in deren Unterwasser eine Sohleintiefung vermieden werden. Der Strom nimmt das bei Iffezheim zugegebene Kies-Sandgemisch auf und transportiert es talabwärts. Zum Teil läßt er die gröberen Fraktionen des Geschiebes oberhalb der Neckarmündung ab und nimmt dafür zunehmend feineres Material aus der Sohle auf. Infolgedessen tieft sich die Sohle unterstrom der Neckarmündung tendenziell ein, während oberstrom Ablagerungstendenzen festzustellen sind. Sohleintiefungen überwiegen großräumig im Bereich von km 425 bis km 520 und lokal um km 350, km 365 und im Germersheimer Bereich um km 385-390, welcher während der abflussstarken Jahre um den Jahrtausendwechsel einen erheblichen Austrag von Kies und Sandmaterial aus der Sohle erfahren hat. Die anderen Bereiche des Flussbettes sind stabil oder landen in Teilstrecken sogar auf. Für die Auswertung der Echolotaufnahmen wurde das in BfG-1663 (2009) vorgegebene Höhensystem DHHN 92 als Referenz verwendet. Demnach weist der größte Teil des Untersuchungsgebietes im zurückliegenden Zeitraum 1996 bis 2006 eine Tendenz zur Sohleintiefung auf. Die durchschnittliche Eintiefungsrate liegt für das gesamte Untersuchungsgebiet bei etwa 0,5 cm pro Jahr.

In defizitären Flussabschnitten sollte der Sedimenttransport nach unterstrom zunehmen. Obwohl die Transportmessungen dies nur zum Teil widerspiegeln, geben sie einen wichtigen Anhaltspunkt für die Art bzw. den Charakter der großräumigen Sohleintiefung: Im Untersuchungsgebiet nimmt der Geschiebetransport flussabwärts ab, während der Suspensionstransport zunimmt; beide Trends sind statistisch signifikant. Die Geschiebefracht besteht hauptsächlich aus Kies und der Teil der hier betrachteten Suspensionsfracht aus Sand.

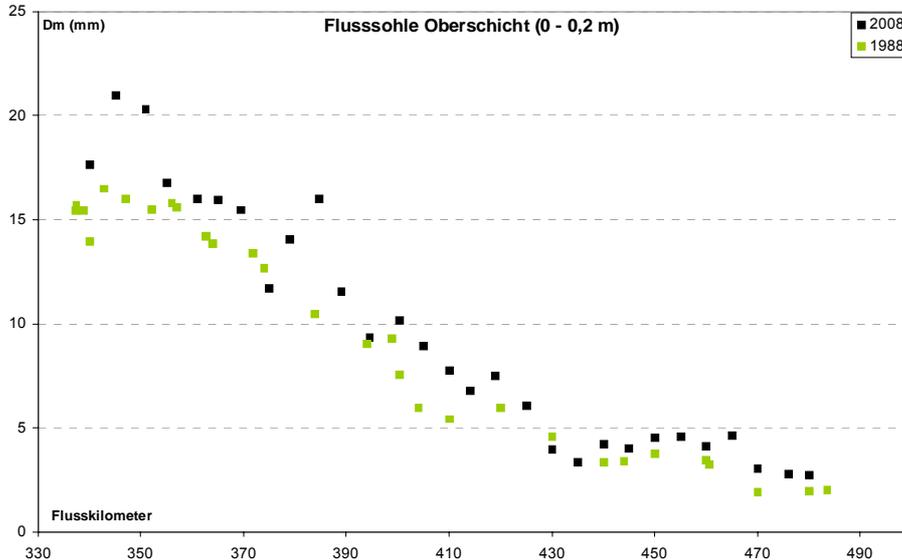


Abb. 2: Auftragung des mittleren Korndurchmessers der oberen Sohlschicht im Längsverlauf des Oberrheins (km 330 - km 490); Veränderungen zwischen 1988 und 2008

Im Untersuchungsgebiet tritt eine Abnahme an Kies möglicherweise in Kombination mit einer Aufnahme an Sand auf. Die Zunahme der Suspensionsfracht kann auch auf eine relevante Sandzufuhr aus Nebenflüssen hinweisen. Die auf Basis von Echolotaufnahmen beobachtete Sohleintiefung jedoch deutet darauf hin, dass diese Zunahme hauptsächlich auf die Erosion aus der Sohle zurückzuführen ist. Die Sohloberfläche besteht aus einer kiesigen Deckschicht, die keinen Sand enthält; die Sandquelle muss sich tiefer unter der Sohloberfläche befinden. Die tiefere Sohlschicht enthält ein Sand-Kies-Gemisch. Wird der Sand erodiert, bleibt der Kies zurück und bildet eine überwiegend kiesige Schicht. Zusammen mit dem Kies der vom Fluss abgelagert wurde, müsste sich die Mächtigkeit dieser Schicht vergrößern. Während des Betrachtungszeitraumes (1988 - 2008) nahm die Sohlvergrößerung zu (GEHRES 2009), ein Vorgang der längerfristig wiederum den Geschiebetransport und die weitere Sohleintiefung hemmt.

Der großräumige Trend der Vergrößerung der oberen Schicht der Gewässersohle (Abb. 2) ist prinzipiell im Einklang mit der im zurückliegenden Zeitraum beobachteten defizitären morphologischen Entwicklung. Die Analysen von Sedimentzusammensetzung, Sedimenttransport und Sohlenentwicklung werden zusätzlich durch die großräumige Analyse der Wasserspiegellage bestätigt (Abb. 3). Großräumig sind sehr gute Übereinstimmungen mit den Trends der Sohlhöhenänderung erkennbar wie die überwiegende Aufhöhung oberstrom bzw. Absenkung im Bereich unterstrom der Neckarmündung.

Während sich die markante Sohleneintiefung bei km 385 auch im Wasserspiegelverlauf wiederfindet, trifft dies nicht auf den Bereich Maxau und auch nicht auf die Eintiefung bei km 436 zu. Hier ist an den Einfluss von lokalen Bau- und Unterhaltungsmaßnahmen zu denken.

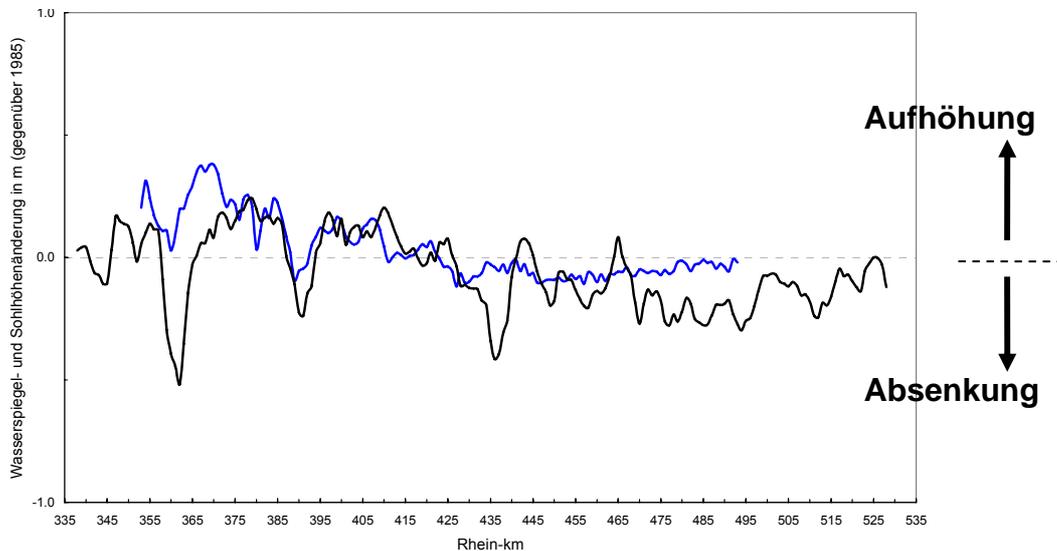


Abb. 3: Längsdarstellung der Entwicklung der mittleren Sohlhöhe (schwarz) und des Wasserspiegels (blau)

3.2 Historische Auswirkung der Regelungsbauwerke auf die Gerinnemorphologie

Der Oberrhein war vor der Korrektur von Tulla im 19. Jahrhundert geprägt von drei morphologisch charakteristischen Flussabschnitten (HONSELL 1885). Zwischen Basel (km 170) und den Mündungen von Murg und Lauter (km 350) besaß der Rhein einen stark verzweigten Charakter mit Flussbreiten von etwa 1-2 km. Im Abschnitt bis km 480 (Oppenheim) veränderte sich das Erscheinungsbild und der Rhein floss vorwiegend mäandrierend talwärts. Der untere Abschnitt des Oberrheins bis Bingen (km 530) war wiederum gekennzeichnet durch ein breites Flussbett mit flussmittig angeordneten Inseln und eher sanften Krümmungen. Die Korrekturen nach Tulla und Honsell sowie der Ausbau oberhalb von Iffezheim veränderten das Erscheinungsbild des Rheins nachhaltig. So ist heute der Abschnitt zwischen Basel und Iffezheim durch die vorhandenen Stauhaltungen geprägt, während stromabwärts der Rhein stark eingengt, begradigt und zum großen Teil mit Buhnen ausgebaut ist. Abbildung 4 zeigt den Rheinabschnitt im Bereich von km 350 vor der Korrektur nach Tulla sowie dessen geplanten Eingriff. Neben den vorhandenen Gerinneverzweigungen ist deutlich, die damals geplante starke Einengung des Fließgewässers zu erkennen.

Die morphologischen Konsequenzen des Gewässerausbaus lassen sich anhand von Abgrenzungsdiagrammen nachvollziehen, in denen die zu erwartende Gerinnemorphologie in Abhängigkeit der wesentlichen Einflussparameter wie Breite, Abfluss, Gefälle und Korndurchmesser dargestellt wird. Abbildung 5 zeigt beispielhaft das Diagramm von DA SILVA (1991) mit einer Modifikation von ZARN (1997) mit den dazugehörigen Ausbauzuständen. Hierbei ist anzumerken, dass die hydraulischen Größen, die den Punkten im Diagramm mit historischem Bezug zugrunde liegen, grob abgeschätzt wurden.



Abb. 4: Korrektur des Oberrheinverlaufes nach Tulla

Abbildung 5 zeigt, dass sich, vorwiegend bedingt durch die Einengung des Gewässerlaufes, die Morphologie vom verzweigten Zustand hin zu einem Zustand mit alternierenden Bänken entwickelt hat. Dass alternierende Bänke auch die vorherrschende Morphologie nach der Korrektur von Tulla (Punkt 2 in Abb. 5, ca.1890) waren, zeigt Abb. 6, in der die im November 1893 aufgenommenen Sohlenlagen im Bereich des Rhein-km 360 dargestellt sind (aus JÄGGI 1983). Aus Abb. 6 lässt sich zudem die Wellenlänge der damals vorherrschenden alternierenden Bänke bestimmen, welche mit $\lambda=2200$ m gut mit Literaturangaben in der Größenordnung von $\lambda=10*B=2400$ m (mit B: Gerinnebreite) (z. B. JÄGGI 1983) übereinstimmt.

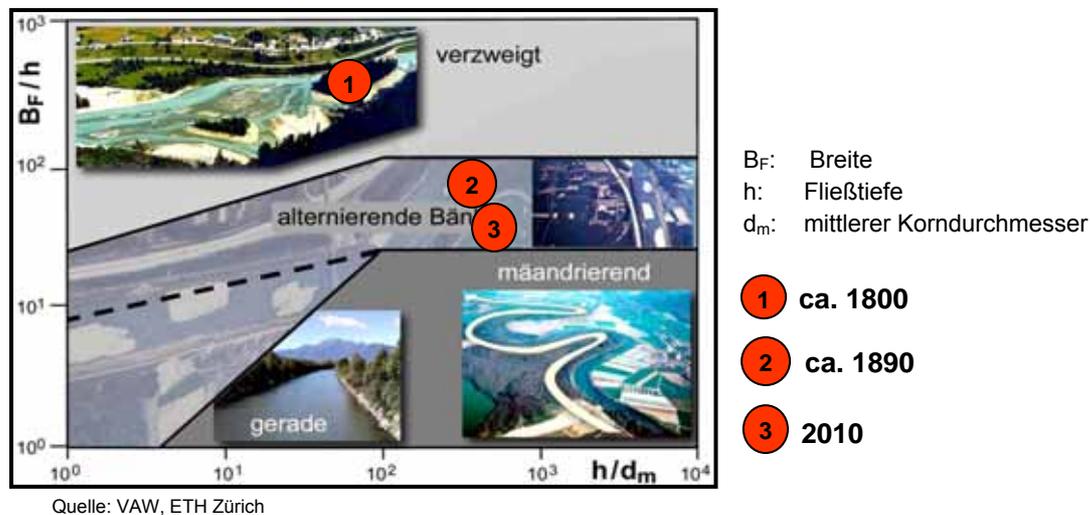


Abb. 5: Darstellung der Strukturveränderung der Oberrheinstrecke während der letzten 2 Jahrhunderte; Morphologisches Diagramm nach DA SILVA (1991) modifiziert von ZARN (1997)

Deutlich ist in Abb. 6 der pendelnde Talweg erkennbar, der sich aufgrund der Instationarität der Bänke nachteilig auf die Schifffahrt ausgewirkt hat. Dieses wurde durch den Ausbau von Honsell verändert, wo entsprechend des Musters der wechselseitig am Ufer anliegenden Bankstrukturen Buhnggruppen realisiert wurden. Diese Buhnen haben die Bänke in ihrer Lage fixiert. Der entsprechende Zustand in Abb. 5 (Punkt 3) zeigt, dass auch heute für die gegebenen Randbedingungen noch alternierende Bänke zwischen den Buhnen möglich wären. Aufgrund der Tatsache, dass die Buhnggruppen wechselseitig an den Ufern platziert

wurden, ist jedoch die Voraussetzung eines gestreckten Laufs für die Ausbildung alternierender Bänke nicht mehr gegeben und wird überprägt durch die von der Bühnenanordnung fixierte Mäandrierung des Talwegs.

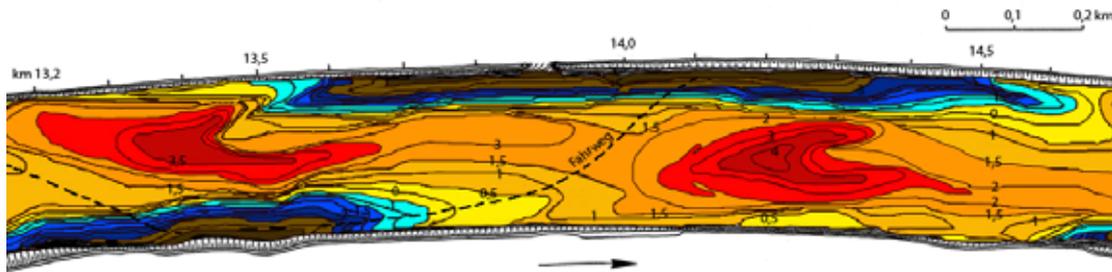


Abb. 6: Aufzeichnung von Faber von 1903: Sohlenlagen im Bereich des Rhein-km 360 im November 1893 (aus JÄGGI 1983).

4 Zusammenfassung

Untersuchungen der Sohle und Transportmessungen geben Aufschluss über die Größe des Sedimenttransportes, über die Wechselbeziehung zwischen Geschiebe- und Suspensionsfracht, über die Korngröße des erodierten/abgelagerten Sedimentes und über die Sortierungsprozesse an der Flusssohle. Diese Informationen sind ausschlaggebend, um das aktuelle morphologische Verhalten des Flusses zu verstehen und um Vorhersagen für die Zukunft zu treffen. Echolotaufnahmen sind grundsätzlich die geeignete, da direkte Methode, um Sohlhöhenänderungen zu bestimmen. Transportmessungen werden benötigt, um diese Veränderungen zu interpretieren. Des Weiteren sind Transportmessungen für die Entwicklung intelligenter Bagger- und Zugabestrategien und der Entwicklung morphologischer Vorhersagemodelle unerlässlich. Die indirekte Methode der Rückrechnung auf Sohlhöhenänderungen aus Frachtveränderungen erfordert jedoch eine sorgfältige Berücksichtigung der Unsicherheiten.

Als weitere indirekte Methode bietet eine neue Methode zur Analyse von Wasserspiegelfixierungen die Möglichkeit, Rückschlüsse auf die großskalige Sohlentwicklung zu ziehen. Erste Ergebnisse aus dieser Betrachtung zeigen, dass die Wasserstände bis kurz oberhalb der Neckarmündung seit dem Bau der Staustufe Iffezheim zum Teil deutlich angestiegen sind. In den letzten Jahren scheint sich dieser Trend abgeschwächt zu haben. Für den Bereich unterhalb der Neckarmündung bis Mainz sind hingegen für den gesamten Zeitraum eher gleichbleibend geringere Wasserstandsabsenkungen festzustellen. Diese Beobachtungen sind in guter Übereinstimmung mit den Auswertungen der Entwicklung der mittleren Sohlhöhe aus Echolotaufnahmen und Frachtberechnungen. Insgesamt ist im Untersuchungsgebiet ein deutlicher Trend der Absenkung und ein überwiegend defizitäres System insbesondere unterstrom der Neckarmündung zu erkennen.

Diese generelle defizitäre Situation ist begründet in den Korrekturmaßnahmen der vergangenen gut 150 Jahre. Flussbegradigung sowie Bau von Staustufen im Rhein und seiner Nebenflüsse haben zu einem Geschiebedefizit geführt, welches heutzutage durch gezielte Geschiebezugabe unterhalb Iffezheim aufgefangen wird. Die Korrekturen hatten zur Folge, dass im Rhein ursprünglich vorhandene verzweigte Strukturen weitestgehend verschwunden sind und stattdessen eine strukturärmere jedoch klarer definierte Morphologie vorherrscht, die für die Schifffahrt konstantere Verhältnisse aufweist.

Die im Untersuchungsprogramm vorgesehene Gegenüberstellung der drei Parameter Wasserstandsänderung, Sohlhöhenänderung und Sedimentfracht unter Berücksichtigung der Bau- und Unterhaltungsmaßnahmen dürfte die Kenntnis des hydraulisch-morphologischen Systems Oberrhein deutlich verbessern.

5 Weiterer Untersuchungsbedarf

Ein erster Vergleich der Wasserspiegellagenentwicklung mit Auswertungen zur Sohlhöhenentwicklung deutet darauf hin, dass Zusammenhänge zwischen großräumigen Sohlveränderungen und Tendenzen für die Wasserspiegellagen anhand der entwickelten Methodik besser nachvollzogen werden können als bisher auf Grundlage von GIW-Berechnungen. Durch eine optimierte Abstimmung ihrer zeitlichen und räumlichen Messdaten-Auflösung kann die vergleichende Auswertung von Wasserspiegelfixierungen und Sohlpeilungen weiter optimiert werden.

Für die Umrechnung der Sedimentfrachtänderungen in Sohlhöhenänderungen bzw. umgekehrt sollte die Porosität des Flussbettes bekannt sein. Um den Anteil des suspendierten Sediments, der zum „wash load“ gehört, besser bestimmen zu können, werden Informationen zur Korngrößenverteilung der Suspensionsfracht benötigt. Die aus den Transportmessungen ermittelte morphologisch relevante Suspensionsfracht sollte bestimmt werden, jedoch sollte die Trenn-Korngröße (zum sogenannten „wash-load“-Anteil) räumlich konstant sein. Echolotaufnahmen sollten die gesamte Flussbreite zwischen Bänken/Ufer und Bühnen erfassen. Die großräumigen Aufnahmen sollten innerhalb weniger Monate abgeschlossen werden.

Für die Bewertung der erodierten/abgelagerten Sedimentmengen werden genauere Informationen zu den morphologischen Vorgängen an den Mündungen von Nebenflüssen (sowohl kleiner als auch großer Nebenflüsse), Informationen über Korngröße und das Volumen des angelieferten Sedimentes dieser Nebenflüsse, sowie bessere Informationen über den Sediment austausch mit Überflutungsflächen und Bühnenfeldern benötigt.

In Zukunft werden fraktionierter Sedimenttransport und morphologisches Verhalten von Flüssen zunehmend numerisch modelliert werden. Es ist empfehlenswert, den Datensatz der Transportmessungen (inkl. der hydraulischen Daten bzw. Schubspannungsberechnungen) zu nutzen, um zu prüfen, welche Sedimenttransportformeln (und welche hiding-exposure-Terme) für die Oberrheinstrecke geeignet sind. Die numerischen Modelle werden zudem benötigt, um die Wechselwirkung zwischen der übergeordneten morphologischen Entwicklung und der lokalen Wirkung der Regelungsbauwerke und Geschiebemanagementmaßnahmen unter Berücksichtigung der vorhandenen Gerinnemorphologie zu erfassen.

Mit diesen Erkenntnissen können dann Maßnahmen definiert werden, die eine Optimierung des Flusssystemes Oberrhein erlauben.

Literatur

- BAW: Literaturstudie zur Situation im Unterwasser der Staustufe Iffezheim, Nr. 30110026.01, Bundesanstalt für Wasserbau, Oktober 2005.
- BfG-1634: Busch, N., M. Larina, S. Vollmer: Analyse von Wasserspiegelfixierungen am Rhein zwischen Iffezheim und Mainz zur Ermittlung zeitlicher Wasserstandsänderungen zwischen 1978 und 2008, Bericht der Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz, 2009.
- BfG-1663: Sudau, A., W. Bengel: Stromachs-orientierte Darstellung potenzieller Versatzhöhen durch die Änderungen im Höhensystem; Rhein-km 332 - 508, Bericht der Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz, 2009.
- DA SILVA, A. M. A. F.: Alternate bars and related alluvial processes, PhD thesis, Queens University, Kingston Ontario, Canada, 1991.
- GEHRES, N.: Flussbettentwicklung und Sohldynamik des frei fließenden Oberrheins von Iffezheim bis Mainz von 1975 bis heute. Diplomarbeit Universität Stuttgart angefertigt in der Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz, 2009.
- HONSELL, M.: Die Korrektio n des Oberrheins von der Schweizer Grenze unterhalb Basel bis zur Großh. Hessischen Grenze unterhalb Mannheim, insbes. der Bad. Anteil an dem Unternehmen, Beiträge zur Hydrographie des Großherzogthums Baden 3, Hrsg.: Centralbureau für Meteorologie und Hydrographie, Karlsruhe, 1885.
- JÄGGI, M.: Alternierende Kiesbänke, Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) der ETH Zürich, Nr. 62, 1983.
- ZARN, B.: Einfluss der Flussbettbreite auf die Wechselwirkung zwischen Abfluss, Morphologie und Geschiebetransportkapazität, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW), ETH Zürich, Mitteilung Nr. 74, 1997.



Kontakt:

Dr. Stefan Vollmer

Bundesanstalt für Gewässerkunde
Am Mainzer Tor 1
56068 Koblenz
Tel.: 0261/ 1306 5481
Fax: 0261/ 1306 5280
E-Mail: vollmer@bafg.de

Jahrgang: 1971

1991 – 1999

Studium Bauingenieurwesen an der RWTH Aachen

1999 – 2003

Doktorand an der Universität Karlsruhe (TH)

seit 2003

Wissenschaftlicher Angestellter der Bundesanstalt für Gewässerkunde

Aufgaben:

2003 – 2009: Ansprechpartner für die Gewässermorphologie
seit 2010: Referatsleitung M3 “Grundwasser, Geologie, Gewässermorphologie”



Kontakt:

Dr. Roman Weichert

Bundesanstalt für Wasserbau
Kussmaulstr. 17
76187 Karlsruhe
Tel.: 0721/ 9726 2660
Fax: 0721/ 9726 4540
E-Mail: roman.weichert@baw.de

Jahrgang: 1973

1994 – 2001

Studium Bauingenieurwesen an der Universität Karlsruhe (TH), University of Edinburgh und TU Braunschweig

2001 – 2005

Doktorand und Sachbearbeiter an der Versuchsanstalt für Wasserbau (VAW) der ETH Zürich

2005 – 2007

Leiter der Abteilung Flussbau an der Versuchsanstalt für Wasserbau (VAW) der ETH Zürich

2007 – 2009

Projektleiter bei Fichtner Water and Transportation GmbH

seit 2009

Referatsleitung W1 Flusssysteme in der Bundesanstalt für Wasserbau

System Seeschiffahrtsstraße – Schifffahrt, Umwelt, Entwicklungen

Hans-Heinrich Witte und Günther Eichweber

1 Einführung

Die Entwicklung der Seewasserstraße Elbe ist von einer langen Geschichte des Wasserbaus geprägt. Die wachsende Bedarfslage aus Hochwasserschutz, Stromregulierung und Unterhaltung führte in jeder Epoche zu neuen Lösungsansätzen, die den technischen Möglichkeiten und dem jeweils aktuellen Verständnis der hydromorphologischen Prozesse entsprachen. Die Elbe fand darauf zu jeder Zeit Antworten, manchmal sogar überraschende Antworten, so dass man diese Geschichte als Dialog zwischen dem Wasserbau und dem Fluss begreifen kann. Die Versuche des Menschen, den Fluss zu verstehen und angemessene Konzepte zu entwickeln, führten zu Änderungen der Strategie, die im Folgenden anhand der bedeutendsten Paradigmenwechsel skizziert werden sollen.

2 Entwicklung des Strombaus

Der erste große Eingriff in die Unterelbe wurde in der Mittel- und Oberelbe ausgelöst: Mit Einsetzen der Eisenzeit zu Beginn unserer Zeitrechnung wurde für die Eisenverhüttung Holz benötigt. Dies führte zu umfangreichen Waldrodungen. Die dadurch bewirkten Bodenerosionen erhöhten die Sedimentfracht der Elbe, die durch das nun schneller abfließende Regenwasser und die daraus folgenden Hochwasserwellen in die Unterelbe befördert wurde. Deren Überflutungsraum reichte damals von Geestrand zu Geestrand und bestand überwiegend aus Sümpfen und Mooren, da das mit der Flut vom Meer eingetragene Sediment nicht ausreichte, die Fläche dem Meeresspiegelanstieg folgend anwachsen zu lassen.

Das nun von oberstrom heranzuföhrte Sediment führte zur Bildung von ausgedehnten Marschböden, die bewirtschaftet werden konnten (PALUSKA 1992) und den Menschen anzuogen, der auf den Uferwällen Siedlungen baute. Schon diese erste anthropogene Verlandung hat vermutlich die Ausbildung der Stromrinne und das Vordringen der Tide unterstützt.

Mit der Bewirtschaftung, dem weiter steigenden Meeresspiegel und den zunehmenden Sturmfluten nahm der Bedarf an hochwasserfreien Flächen zu; um 1000 n. Chr. begannen die ersten Deichbauten, etwa zweihundert Jahre später bestand auf beiden Ufern der Tideelbe eine geschlossene Deichlinie. Damit waren rund 98 Prozent des Überflutungsraumes vom Regime getrennt worden (Abb. 1) und die Elbe, die bis dahin in breiten, flachen und flutstromgeprägten Rinnen marine Sedimente stromauf befördert hatte, erlitt ihren ersten Sedi-

mentüberschuss. Die verbliebenen Seitenbereiche verlandeten, die Rinne wurde schmal und tief, wie es für ebbstromgeprägte Rinnen typisch ist, und beförderte nun Sedimente vermehrt stromab in die Deutsche Bucht. Die so neu geschaffene Morphologie führte allerdings auch zu stärkeren Strömungen und höher auflaufenden Sturmfluten, so dass die strombaulichen Bemühungen fortlaufend verstärkt werden mussten.

Die Kontrolle der Ufer war wegen der dort liegenden Anbauflächen, Siedlungen und Häfen von zunehmender Bedeutung und ist von vielen Fehlschlägen gezeichnet. Bis in das späte Mittelalter hinein gingen Flächen verloren, im Raum Ritzebüttel, dem heutigen Cuxhaven, gingen große Marschländer unter, an der Störmündung und im Raum Haseldorf versanken Orte und Kirchspiele in den Fluten der Elbe. Erst vor rund 300 Jahren gelang es, den Strom so gut zu regulieren, dass keine Landverluste mehr zu beklagen waren (KRAMER & RHODE 1992).

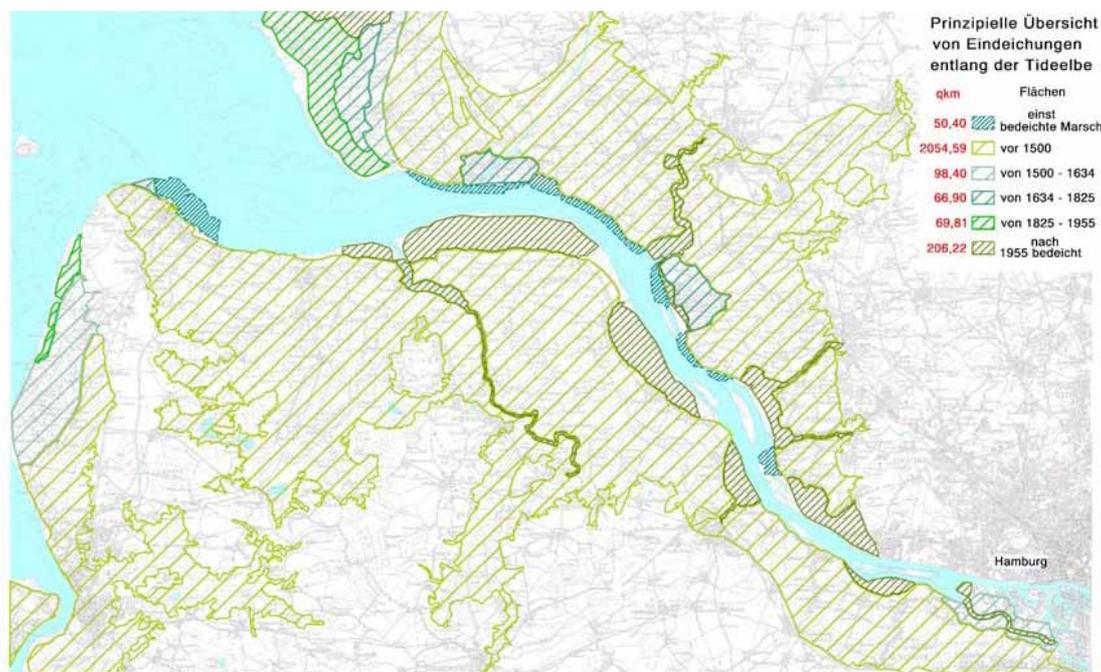


Abb. 1: Eindeichungen und Landverluste an der Tideelbe

Die Nebenelben wurden teilweise durch Uferverbau, teilweise auch durch die ohnehin vorherrschende Verlandungstendenz, fortlaufend flacher und schmaler. So wies die Wischhaverener Süderelbe zur Zeit der Gewässermessung unter napoleonischer Besetzung noch eine Breite von 500 m und eine Tiefe von über 10 m auf (Karte von Beautemps-Beauprés 1812); heute fällt das Gewässer bei Niedrigwasser trocken.

Über die Anfänge des Ausbaus der Elbe als Schifffahrtsweg ist wenig bekannt; so muss davon ausgegangen werden, dass man zunächst nur die gegebenen Verhältnisse nutzte und kleinere Hafenanlagen erstellte. Die Handelsschifffahrt bediente Orte wie die Wikingersiedlung Haduloha, das heutige Otterndorf, später Krempe an der Kremper Au, einem Nebenfluss der Stör, Stade an der Schwinge und ab dem 10. Jahrhundert auch zunehmend Hamburg. Es ist denkbar, aber nicht gesichert, dass die Hafenzufahrten durch Befestigung der Ufer tief gehal-

ten wurden. In Hamburg wurde im Mittelalter die Tide genutzt, um Koggen trockenfallen zu lassen und bei Niedrigwasser über das Watt mit Pferdefuhrwerken zu ent- und beladen. Erst im 19. Jahrhundert entstand durch die zunehmende Größe der Segelschiffe ein Bedarf an einer tief gehaltenen Fahrrinne. Schon im 18. Jahrhundert waren mit Stromeeggen, die bei ablaufendem Wasser von Ewern gezogen wurden, Mindertiefen beseitigt worden (BRACKER 1995). Ca. 1840 datieren die ersten systematischen Vertiefungsbaggerungen in der Elbe, ab 1870 wurde mit dem Einsatz von dampfgetriebenen Baggern die Zufahrt zum Hamburger Hafen auf 8 m Tiefe ausgebaut.

Man erkannte schnell, dass Unterhaltungsbaggerungen und Strombau zusammengehören und schuf zum ersten Mal ein strombauliches Zielsystem. Schon um 1860 hatte Franzius erfolgreich die Weser vertieft, indem er strombauliche Maßnahmen in den Vordergrund stellte und die Baggerungen nur zur Ergänzung vorsah. Sein Konzept bestand in der Regulierung der Fließquerschnitte zur Stärkung des Tideeinflusses. Darauf konnten BUBENDEY & LORENZEN aufbauen, als sie 1913 schrieben:

„Es ist die Aufgabe der Regulierung, durch einen begrenzten Stromlauf möglichst viel Flutwasser aufzunehmen, es aufwärts zu führen und zugleich zur Vertiefung und Erhaltung der vorhandenen oder künstlich hergestellten Tiefen zu verwerten.“

Damit war ein Weg eingeschlagen, der bis in die 90er-Jahre den Strombau bestimmen sollte. Es wurden ausgeglichene Fließquerschnitte berechnet und darauf aufbauend Leitlinien entwickelt, die als langfristige strombauliche Vorgabe beachtet wurden, wenn Bühnenfelder zu dimensionieren waren. Eine besondere Rolle spielten beim Ausbau der Elbe die Leitinseln: Zunächst frei bewegliche, nicht hochwasserfreie Sandbänke wurden mit Baggergut aufgespült und mit Bühnen und Leitdämmen befestigt. Nur der Pagensand war schon im 19. Jahrhundert landwirtschaftlich genutzt; der Bauer hatte ihn mit Landgewinnungsmaßnahmen befestigt und vergrößert. In den 30er-Jahren bis in die 50er-Jahre wurden der Pagensand, der Lühesand und die Rhinplate als Leitinseln ausgebaut; ihre stromlinienförmigen Umrisse zeigen deutlich die Absicht, dem Gezeitenstrom möglichst wenig Widerstand entgegenzustellen (Abb. 2). Die Inseln Hanskalbsand, Schweinsand und Neßsand wurden zu einer Insel verbunden, wobei man von dem bisherigen Konzept abwich: Das Ufer hat eine geschwungene Linienführung, es gibt Flachwasserbuchen und zwei Seen auf der Insel. Bei der Aufspülung des Schwarztonnensandes 1975 verfolgte man wie auch in den anderen Fällen das Ziel, die Eintreibungen in der Fahrrinne zu verhindern; trotzdem entschied man sich dafür, die Insel nicht zu befestigen (Abb. 2). Die Erfahrung zeigt, dass auch dieses Konzept zum Ziel geführt hat: Die Eintreibungen wurden verhindert; der Schwarztonnensand blieb erhalten. Die Dynamik ist wasserbaulich und naturschutzfachlich unbedenklich.

Im Verlauf der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts ist die Beobachtung des Meeresspiegelanstieges und die Anpassung der Hochwasserschutzeinrichtungen offensichtlich vernachlässigt worden; durch die Sturmflut von 1962 brachen an vielen Orten die Deiche durch Überlauf und Erosion an der Rückseite. In der Folge wurden die Deiche erhöht bzw. auf neuen Trassen, in der Regel näher am Strom, neu errichtet; die Elbenebenflüsse erhielten Sturmflutsperrwerke, Nebenarme wie die Wischhavener Süderelbe und die Borsteler Binnenelbe, auch Teile der Haseldorfer Binnenelbe, wurden von der Elbe durch Sperrwerke oder Siele abgetrennt. Im Jahr 1975 war mit der Fertigstellung des Störsperwerkes die neue Deichlinie ge-

schlossen. Untersuchungen von SIEFERT & HAVNÖ (1989) zeigten, dass durch die Verringerung des Überflutungsraumes und die Fahrrienenanpassungen die Sturmflutscheitel in Hamburg um rund 60 cm erhöht worden sind. Es ist nicht quantifizierbar, aber im Grundsatz nahe liegend, dass der Verringerung des Überflutungsraumes auch ein Beitrag zum Sedimenthaushalt der Tideelbe zuzuweisen ist.



Abb. 2: Pagensand als wasserbaulich festgelegte Insel rechts, der unbefestigte Schwarztonnensand links; gelb: Deckwerke und Bühnen.

3 Entwicklung von Methoden und Paradigmen der Unterhaltung

Ab ca. 1870 wurde die Elbe regelmäßig gebaggert. Es wurde mit den ersten Aufspülungen begonnen; das Konzept der Leitinseln erstellt. Die Entnahme des Sedimentes aus dem Fluss war klar definiertes Ziel; die Befürchtung, dass dieses sonst wieder eintreiben würde, wurde allgemein geteilt. Die Eimerkettenbagger wurden von der Verwaltung betrieben und kontinuierlich eingesetzt; die gleichmäßige Auslastung von Gerät und Personal bestimmte die Einsatzweise.

Mehr als hundert Jahre später, 1986, wurde die Unterhaltung grundlegend geändert. Es wurde von Regie- auf Unternehmerbaggerungen umgestellt, an die Stelle der Eimerkettenbagger traten Hopperbagger, an die Stelle der Aufspülung trat die Umlagerung im Gewässer. Die Baggerungen wurden nur zur Beseitigung bestehender Mindertiefen vorgenommen, um den Aufwand und den Eingriff gering zu halten. Die Verbringungsentfernungen wurden so klein wie möglich gewählt, um die Kosten zu minimieren.

Die Vereinbarungen der London Konvention, OSPAR und HELCOM richteten das Augenmerk auf die ökologischen Folgen der Verbringung, zunächst hauptsächlich für die Schadstoffe. Sie wurden mittels der Handlungsanweisungen Baggeregut in die Praxis eingeführt.

4 Folgen des Strombaus und der neuen Unterhaltungsstrategie

Es gelang keine überregionale Reduzierung der Baggermengen der Tideelbe, diese blieben nach 1978, dem Ausbau auf 13,5 m, relativ stabil bei rund 12 Mio m³/a für die Tideelbe unterhalb Wedel. Die Aufspülung von Leitinseln führte am Beispiel Schwarztonnensand zum Ziel, die Eintreibungen zu unterbinden, am Beispiel Rhinplate bei Glückstadt wurde das Ziel verfehlt. Die Gesamtbaggermengen sind durch den Strombau nicht nachweislich verringert worden. Es ist demnach nicht zu bestätigen, dass die Einführung gleichmäßiger Fließquerschnitte zu einer grundsätzlichen Lösung des Unterhaltungsproblems geführt hat.

Die strombauliche Zielsetzung, die Flutströmung zu stärken, wirkt in den Strombaumaßnahmen fort und führt zu einer Eigendynamik des Tideregimes, in der sich die Vergrößerung des Tidevolumens, die zunehmende Stärke des Flutstromes, die Verlandung der Randbereiche und die Erosion der Rinnenquerschnitte im Mündungsbereich gegenseitig fördern. Es zeigt sich, dass der Flutstrom nicht nur die Kapazität hat, die Rinne zu räumen, sondern auch, neues Material heranzuschaffen und Eintreibungen hervorzurufen.

Mit dem Fahrrinnenausbau von 1998 wurde die Flutstromdominanz weiter verstärkt (Abb. 3 und 4) und förderte nun nicht nur Schlick, sondern auch Feinsand stromauf nach Hamburg. Die Baggermengen nahmen dort sehr schnell zu, woran auch Baggergutkreisläufe beteiligt waren. Als Gegenmaßnahmen wurden

- > die großräumigere Umlagerung von Baggergut in der Tideelbe
- > die Schaffung eines Sedimentfanges bei Wedel
- > die Verbringung von Baggergut in der Deutschen Bucht

eingeleitet und ein – wenn auch nicht befriedigender – Rückgang der Eintreibungen erreicht. Hier ist an die Warnung von Prof. Walter Hensen (1959) zu erinnern:

„Es gibt noch keine Gewähr dafür, dass etwa geplante Regelungsbauten zur Verbesserung an den Unstetigkeitsstellen tatsächlich zu einer Ersparnis an notwendigen Baggermengen führen werden. Das Streben nach einem absoluten „Beharrungszustand“ eines einmal hergestellten Fahrwassers ist praktisch unerfüllbar.“

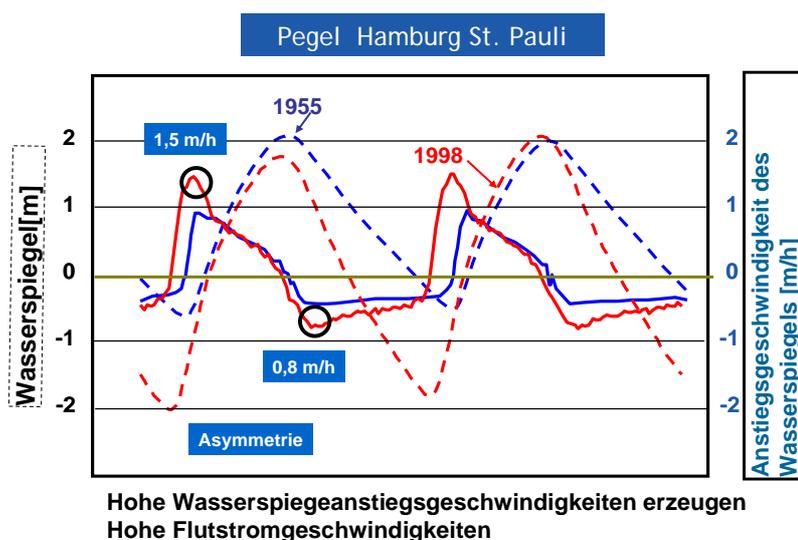


Abb. 3: Hohe Anstiegsgeschwindigkeiten des Wasserspiegels erzeugen hohe Flutströmungsgeschwindigkeiten (HEYER 2009)

5 Neue Zielsetzung für Strombau und Unterhaltung

Schon in den 80er-Jahren ist erkannt worden, welche Bedeutung die Umlagerungspraxis und die Sandentnahmen für Baumaßnahmen wie Anlagen- oder Straßenbau für den Sedimenthaushalt haben. Eine ungeeignete Umlagerungspraxis kann in dem betreffenden Teil der Tideelbe zu Sedimentüberschuss und eskalierenden Kreisläufen führen, während Sedimentmangel Erosionen und Stärkung der Tide zur Folge haben kann. Im Mündungsbereich waren größere Erosionen festgestellt worden, die sowohl als Folge der Stärkung der Tide als auch des Leitdammes Kugelbake zu verstehen sind, da dieser den küstenparallelen Sedimentstrom unterbricht. Darum wurden ab ca. 1988 keine Entnahmen im Mündungsbereich mehr genehmigt.

In der Konzeption der Fahrinnenanpassung von 1998 standen darum die Tidedämpfung durch Festlegung des Ausbaubaggersgutes im System und die Beeinflussung von Unterhaltungsschwerpunkten im Vordergrund. Ablagerungsflächen bei Krautsand und Twielenfleth dienen beiden Zielen.

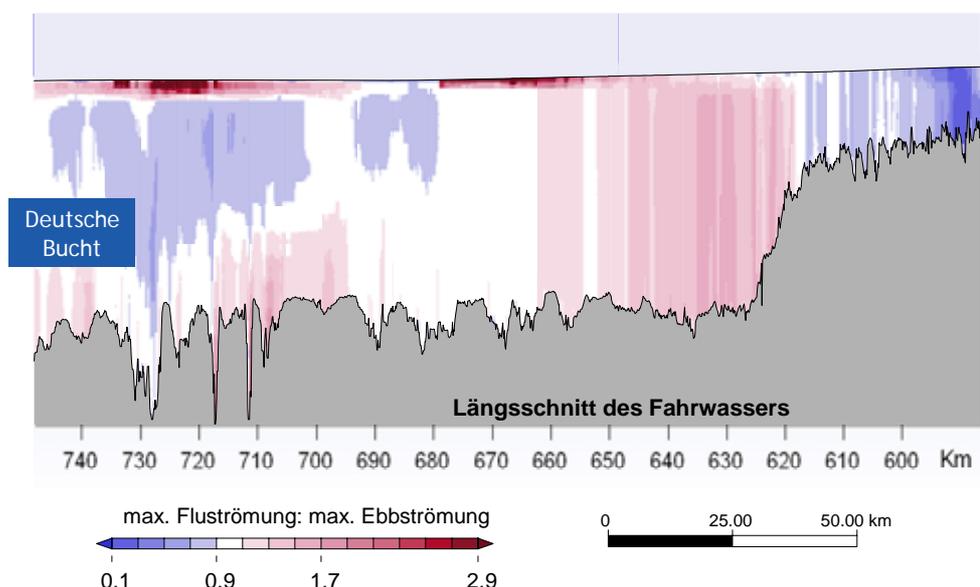


Abb. 4: Verhältnis von maximalen Flut- zu maximalen Ebbeströmungen in der Tideelbe, Computersimulation der BAW (HEYER 2009).

Als die Problematik des Sedimentüberschusses im Hamburger Raum erkannt wurde, entwickelte man diese schon eingeleiteten Ansätze weiter und formulierte ein umfassendes Strombau und Sedimentmanagementkonzept für die Tideelbe (HPA & WSD Nord 2008). Dessen wichtigste Thesen waren für den Strombau:

- > Schaffung eines dissipativen Regimes
- > Schwächung des Flutstromes
- > Verringerung und Kompensation stromauf gerichteter Transporte
- > Wiederherstellung von Überflutungsräumen

Weitere Strategien wurden für die Unterhaltungsbaggerungen entwickelt:

- > großräumige Umlagerung zur Verringerung der Baggergutkreisläufe
- > Sedimentfang zur Verhinderung des Eintriebs von Sediment aus der Tideelbe in den Hamburger Hafen
- > Nutzung des Unterhaltungsbaggergutes zur Stabilisierung von lokalen und großräumigen Erosionsbereichen

Folgendes Zitat aus dem Strombau- und Sedimentmanagementkonzept verdeutlicht, dass hiermit genau das Gegenteil von dem angestrebt wird, was BUBENDEY & LORENZEN vor fast 90 Jahren als Ziel formuliert hatten (s. o.):

„Das Hauptziel strombaulicher Maßnahmen ist ein möglichst geringer Eingriff in die bzw. sogar eine Nutzung der natürlichen Ästuardynamik unter Beachtung der notwendigen Verkehrs- und Hochwasserschutzanforderungen. Ziel ist es, daher zunächst den ungünstigen natürlichen und anthropogenen morphologischen und hydrologischen Entwicklungen, wie:

- > Anstieg des Tidehubes, insbesondere Tideniedrigwasser – Absenkung im inneren Ästuarbereich,
- > residuell stromaufgerichteten Feststofftransporten, („Tidal-Pumping“) sowie den nachteiligen Ufererosionen und der Verlandung von Flachwasserzonen,

entgegenzuwirken“.

Es werden Strombauansätze formuliert, die eine Reduzierung der Asymmetrie von Flut und Ebbe erwarten lassen, und vorgeschlagen, einst abgedeichte Überflutungsräume wieder an die Elbe anzubinden, um der Absenkung des Niedrigwassers entgegenzuwirken. Trotzdem ist der Strombau nun ein dynamischer; man denkt nicht mehr, damit einen kontrollierten, statischen Zustand erzeugen zu können. Ein wesentliches neues Element ist daher das Zusammenspiel von Strombau und Unterhaltung bei der Erlangung einer dynamischen Regimestabilität durch Ausgleich des Sedimenthaushaltes mittels flexibler Reaktionen mit der Unterhaltungsstrategie. Der Dynamik des Systems wird damit eine Akzeptanz entgegengebracht, wie sie bisher nicht bestanden hat.

6 Herausforderungen der Gegenwart und nahen Zukunft

Für die Zukunft müssen die neuen Strombau- und Unterhaltungsstrategien umgesetzt werden, um einen wirtschaftlichen und ökologisch verträglichen Betrieb der Seewasserstraße gewährleisten zu können. Hierbei stellen sich von Seiten der Umweltpolitik und des Umweltrechts weitere Forderungen:

- > Forderungen aus WRRL und FFH-RL, integrierte Bewirtschaftungspläne, mit denen die Maßnahmen zum Betrieb der Seewasserstraße abzustimmen sind;
- > naturnahe Ufergestaltung nach HANATSCH, Aufstellung von Uferunterhaltungsplänen mit Berücksichtigung der WRRL, FFH-RL, Artenschutz
- > Schadstoffbewältigung im Zielkonflikt zwischen Schutz des Ästuars und des Meeres
- > Entfrachtung der Mittel- und Oberelbe von den Schadstoffen; neue Arbeitsgruppe der IKSE

Die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung wird in Zukunft nicht nur gegenüber den physikalischen Prozessen der Elbe Flexibilität beweisen müssen, sondern auch im Umgang mit den Vertretern der Aufgaben aus dem Naturschutz.

Literatur

BUBENDEY, J. F., C. LORENZEN: Der Hamburger Hafen und die Regulierung der Unterelbe. Hamburg 1913.

BOEHLICH, M.: Realisiert Strombaumaßnahmen an der Elbe. BAW-Koll. 13.11.2003.

BRACKER, J.: Unser Strom. Hamburg 1995.

BfG-1584: WSV Sedimentmanagement Tideelbe, Strategien und Potenziale – eine Systemstudie, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz 30.06.2008.

Hamburg Port Authority und Wasser- und Schifffahrtsdirektion Nord: Strombau- und Sedimentmanagementkonzept für die Tideelbe. Hamburg, 1. Juni 2008.

HENSEN, W.: Stromregelungen, Hafengebauten, Sturmfluten in der Elbe und ihr Einfluss auf den Tideablauf. Hamburg – Großstadt und Welthafen, August 1955.

HENSEN, W., 1959, zitiert nach Boehlich, M., 2003.

HEYER, H.: The Tidal Elbe Natural Development Sediment Management (Physical Basics) Climate Change. Sednet Konferenz, Hamburg 2009.

KEIL, G.-W.: Die schrittweise Anpassung der Elbe an die Entwicklung des Seeschiffsverkehrs. Jahrb. Hafenbautechn. Ges. 40, 1985.

KRAMER, J., H. RHODE: Historischer Küstenschutz. Deutscher Verband für Wassrwirtschaft und Kulturbau e.V., Stuttgart 1992.

PALUSKA, A.: Geographie und geologische Vorgeschichte der norddeutschen Ästuare, erläutert am Beispiel der Elbe. Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg, Nr.19, Hamburg 1992.

SIEFERT, W., K. HAVNÖ: Sturmflutuntersuchungen für die Elbe mit den mathematisch-hydraulischen Modellen des Dänischen Hydraulischen Instituts. Hamburger Küstenforschung, Heft 46, 1989.



Kontakt:

Dr.-Ing. Hans-Heinrich Witte

Wasser- und Schifffahrtsdirektion Nord

Hindenburgufer 247

24106 Kiel

Tel.: 0431/ 3394 5000

Fax: 0431/ 3394 5099

E-mail: hans-heinrich.witte@wsv.bund.de

Jahrgang: 1957

1977 – 1982

Studium des Bauingenieurwesens an der
TU Braunschweig

1982 – 1990

Wissenschaftlicher Mitarbeiter / Akademischer Rat
am Leichtweiß-Institut für Wasserbau der TU
Braunschweig

1988

Promotion zum Dr.-Ing.

1990 – 1994

Aufbau und Leitung des Referates „Wasserbauliche
Systemanalysen“ in der Dienststelle Hamburg der
Bundesanstalt für Wasserbau, Karlsruhe

1994 – 1999

Leiter der Abteilung „Wasserbau im Binnenbe-
reich“ der Bundesanstalt für Wasserbau, Karlsruhe

1999 – 2005

Direktor und Professor der Bundesanstalt für
Wasserbau, Karlsruhe

seit 2005

Präsident der Wasser- und Schifffahrtsdirektion
Nord, Kiel



Kontakt:

Dr. Günther Eichweber

Wasser- und Schifffahrtsdirektion Nord

Hindenburgufer 247

24106 Kiel

Tel.: 0431 3394 7202

E-Mail: Guenther.Eichweber@wsv.bund.de

Jahrgang: 1953

1975 – 1982

Studium Geophysik an der Universität Hamburg

1982 – 1984

selbständig

1984 – 1989

Promotion an der Fakultät für Bauingenieurwesen
der Ruhr-Universität Bochum

1990- 1992

Mitglied der Lenkungsgruppe in dem Verbundfor-
schungsvorhaben „Ökosystemforschung Nieder-
sächsisches Wattenmeer“

seit 1992

Gewässerkundler in der WSD-Nord

Binnenwasserstraßen und ihre verkehrswasserbau-lichen Herausforderungen

Andreas Schmidt

1 Einleitung

Für die kulturelle Entwicklung hatten Flüsse seit jeher eine zentrale Bedeutung. Städte wurden gezielt an Flüssen gegründet, um durch die günstige Lage am Wasser Transport- und Kommunikationswege zu erschließen. Als Handelswege entwickelten sich Flüsse zu bedeutenden Lebensadern, die Kultur und Lebensweise ganzer Regionen über Jahrhunderte prägten.

Die in der Schlussakte des Wiener Kongresses 1815 geforderte Schifffahrtsfreiheit für internationale Gewässer und Einrichtung einer Kommission für den Rhein wiesen den Weg zu internationalen Übereinkommen zur Regelung der Schifffahrtsangelegenheiten. Nach Gründung der Strombauverwaltungen in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts konnten die Ausbauarbeiten zur Verbesserung der Schifffahrtsverhältnisse nach einheitlichen Gesichtspunkten anliegerstaatenübergreifend geplant und durchgeführt werden.

Das heutige Netz der Bundeswasserstraßen in Deutschland umfasst Binnenwasserstraßen mit einer Gesamtlänge von rund 7.300 km sowie Seewasserstraßen mit einer Fläche von rund 23.000 km². Die Binnenwasserstraßen teilen sich auf in 2.537 km (35 %) freifließende Flüsse, 3.027 km staugeregelte Flüsse (41 %) sowie 1.742 km Kanalstrecken (24 %). Zu den Anlagen an den Bundeswasserstraßen zählen u.a. 326 Schiffsschleusen und 337 Wehranlagen, vier Schiffshebewerke, zwei Talsperren und etwa 1.300 Brücken (<http://www.wsv.de>).

Zur Förderung eines einheitlichen Binnenwasserstraßennetzes wurden für die europäischen Binnenwasserstraßen Wasserstraßenklassen festgelegt. Grundlage dieser Klassifizierung sind die räumlichen Abmessungen abgestimmter Schiffstypen, dabei vor allem deren Länge und Breite. Rund 3/4 der Bundeswasserstraßen entsprechen als Wasserstraßen mit internationaler Bedeutung der Wasserstraßenklasse IV und höher.

Auf den grenzüberschreitenden Güterverkehr entfallen rund 80 % der auf den Binnenwasserstraßen des Bundes erbrachten Verkehrsleistungen von insgesamt rund 60 Mrd. tkm, wobei rund 60 % der Gütertransporte unter fremder Flagge durchgeführt werden.

2 Binnenschifffahrt im Spannungsfeld unterschiedlicher Nutzungen

Der Verkehrsträger Binnenschifffahrt weist im Vergleich zu den anderen Verkehrsträgern die Besonderheit auf, dass sein Transportmedium, die Flüsse und Kanäle, einer Vielzahl von Nutzungsarten unterliegt. In der Funktionsvielfalt insbesondere der natürlichen Wasserwege liegt naturgemäß ein Spannungsfeld begründet, welches nicht zuletzt als politische Gestaltungsaufgabe anzusehen ist.

Die Nutzung der natürlichen Fließgewässer für Transportzwecke, für Zwecke der Wasserversorgung von Haushalten, Industrie und Gewerbe, der Bewässerung für den landwirtschaftlichen Bedarf, der Abwasserentsorgung, der Energiegewinnung, der gefahrlosen Hochwasser- und Eisabfuhr, der Fischerei sowie für Freizeit und Erholung ist verbunden mit jeweils eigenen Ansprüchen, für deren hinreichende Befriedigung die verschiedenen Systemparameter meist unterschiedlich zu optimieren sind. Insbesondere die Bedingungen, die mit den Ansprüchen an eine ökologisch definierte Funktion verbunden sind, unterscheiden sich oftmals von denen der oben genannten „Bedarfsträger“.

Die Anforderungen der Schifffahrt sind im Wesentlichen beschrieben mit Bedingungen, die einen sicheren, leichten und gleichzeitig wirtschaftlichen Betrieb gewährleisten. Dies setzt neben einer geeigneten Trassierung der Fahrrinne vor allem deren ausreichende Tiefe und Breite voraus. Darüber hinaus erfordern Sicherheit und Leichtigkeit des Schiffsverkehrs eine weitgehend lagestabile Fahrrinne sowie moderate Fließgeschwindigkeiten. Die Wirtschaftlichkeit des Betriebs auf freifließenden Wasserwegen hängt wesentlich von der hydrologischen Varianz ab, häufige oder lang anhaltende extreme Abflusssituationen stehen dieser entgegen. Letztlich ist die Binnenschifffahrt, wie die anderen Verkehrsträger auch, vor allem auf verlässliche, insbesondere auch infrastrukturpolitisch verlässliche Randbedingungen angewiesen.

3 Flussbauliche Maßnahmen

Verkehrswasserbaulich initiierte flussregelnde Maßnahmen der Gegenwart zielen in erster Linie auf die Verbesserung der Schifffahrtsverhältnisse bei Niedrig- bis Mittelwasser. Dies lässt sich durch Einsatz geeigneter Regelungselemente wie Buhnen und Parallelwerke in Verbindung mit einer Bewirtschaftung des vom Fluss transportierten Geschiebes erreichen, wobei der freifließende Charakter des Flusses erhalten bleibt. Neben der Erhöhung der bei Niedrig- bis Mittelwasser nutzbaren Wassertiefe sind die Herstellung einer lagestabilen Fahrrinne und der Ausgleich von Gefälleunstetigkeiten unter Beibehaltung bzw. Erreichung einer dynamischen Sohlstabilität wesentliche Regelungsziele.

Da es sich bei einem Fluss um ein hydro- und morphodynamisch komplexes System handelt, können diese Ziele nur erreicht werden, wenn die Regelungsparameter so gewählt werden, dass sie im Einklang mit den den jeweiligen Flussabschnitt prägenden natürlichen Prozessen stehen, d. h. der Charakteristik des jeweiligen Flussabschnitts angepasst ausgeführt werden. Insbesondere die Regelung von Flüssen mit beweglicher Sohle erfordert diesbezüglich eine behutsame Vorgehensweise und ist nur dann dauerhaft erfolgreich, wenn die langfristigen und großräumigen Auswirkungen der geplanten Regelungsmaßnahmen bereits bei deren Bemessung Berücksichtigung finden.

In Fällen, in denen die erforderlichen Wassertiefen aufgrund der hydrologischen und hydraulischen Verhältnisse durch rein flussregelnde Maßnahmen nicht in ausreichendem Maß erreichbar sind, können durch eine sog. Stauregelung, d. h. Errichtung einer oder mehrerer Staustufen, die gewünschten Schifffahrtsbedingungen hergestellt werden.

Bis auf wenige Ausnahmen bestehen flussbauliche Maßnahmen an den deutschen Binnenwasserstraßen heutzutage im Wesentlichen in der Optimierung bereits ausgebauter Strecken, wobei neben der Verbesserung der nautischen Bedingungen in den letzten Jahren zunehmend wasserwirtschaftliche und naturschutzfachliche Kriterien Berücksichtigung finden. In Übereinstimmung von schifffahrtlichen, landeskulturellen und ökologischen Zielen bilden Fragen der Geschiebebewirtschaftung zur Erreichung einer großräumigen und langfristigen Sohlstabilität zentrale Bestandteile flussbaulicher Tätigkeiten. Untersuchungen zur optimalen Ausgestaltung von Flutmulden und von Deichrückverlegungen in Bezug auf ihre Wirkungen insbesondere auf Hochwasserabführung und Sohlhöhenentwicklung, Untersuchungen von im Hinblick auf ökologische Belange optimierten Bühnenformen, die Bewertung von Unterhaltungsmaßnahmen hinsichtlich Hochwasserneutralität, wasserwirtschaftlicher Zielstellung und naturschutzfachlicher Verträglichkeit sowie Untersuchungen zur Wiederherstellung der ökologischen Durchgängigkeit von Stauanlagen kennzeichnen eindrücklich, dass flussbauliche Fragestellungen heutzutage nur in einer Zusammenarbeit unterschiedlicher Disziplinen und durch Berücksichtigung der unterschiedlichen Interessen bearbeitet werden können, wenn sie gesellschaftliche Akzeptanz finden sollen.

4 Verkehrliche Entwicklung

Die verkehrliche Entwicklung auf den Binnenwasserstraßen ist seit Jahrzehnten gekennzeichnet durch einen stetigen Zuwachs an transportierten Gütermengen. So hat sich beispielsweise am Niederrhein die transportierte Gütermenge in den letzten 60 Jahren etwa verzehnfacht. Gleichzeitig ist für diesen Zeitraum bei einem leichten Rückgang der Schiffsanzahl eine Verdopplung der Schiffsgrößen zu verzeichnen. Diese Entwicklung ist ungebrochen und stellt auch im Hinblick auf die Belastungen, die von den künftig auch stärker motorisierten Schiffen auf Sohle und Ufer ausgehen können, eine Herausforderung für die Unterhaltung der Binnenwasserstraßen dar.

Mit diesen verkehrlichen Entwicklungen sind unmittelbar Fragestellungen im Hinblick auf die Verwundbarkeit des Systems Wasserstraße bzw. dessen Sicherheitsniveau verbunden. Angesichts der zunehmenden Nutzungsansprüche, die mit entsprechenden Erwartungen an die Verlässlichkeit des Verkehrsträgers einhergehen, stellt sich für die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung (WSV) insbesondere die Frage, welche Maßnahmen zu ergreifen sind, um den künftigen Verkehrszuwachs vor dem Hintergrund gewachsener ökologischer und wasserwirtschaftlicher Ansprüche einerseits und möglichen Änderungen des Abflussregimes andererseits am wirtschaftlichsten zu bewältigen. Hierbei werden einem engpassorientierten Wasserstraßenmanagement als auch der Bereitstellung aktueller Informationen für die Binnenschiffer mittels moderner Telematiksysteme zentrale Rollen zukommen.

5 Verkehrswasserbauliche Herausforderungen

Bereits seit längerem werden von der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung Informationsdienste betrieben, die den Binnenschiffern hilfreiche Informationen zur Planung und Durchführung ihrer Fahrt liefern. Über den Nautischen Informationsfunkdienst (**NIF**) beispielsweise kann die Binnenschifffahrt auf allen wichtigen Wasserstraßen rund um die Uhr Informationen (Lageberichte, Unfallmeldungen etc.) mit der Wasserstraßenverwaltung austauschen. Im Elektronischen-Wasserstraßen-Informationssystem (**ELWIS**) stehen allen Schifffahrtstreibenden über Internet Wasserstands- und Verkehrsinformationen, die für die Binnenschifffahrt maßgeblichen Gesetze und Verordnungen in der jeweils aktuellsten Fassung sowie Informationen zur Infrastruktur der Wasserstraßen, Verkehrsstatistiken sowie Hinweise für die Freizeitschifffahrt zur Verfügung.

Die Nutzung des Fahrrinnen-Informationssystems **ARGO** (**A**dvanced **R**iver **N**avigation) ermöglicht es dem Schiffsführer, genauere Informationen über die Lage der Fahrrinne und über die aktuell verfügbaren Wassertiefen in abladebestimmenden Engstellen an Rhein, Donau und Elbe zu erhalten. Die Ziele dieses Systems liegen in der besseren Ausnutzung vorhandener Tiefen, in der Steigerung der Verkehrssicherheit durch Reduzierung der Grundberührungen und in der Reduzierung des Unterhaltungsaufwandes für die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung. Im Rahmen von ARGO stellt die WSV seit einigen Jahren elektronische Wasserstraßenkarten nach dem Inland-ECDIS-Standard (Electronic Chart Display and Information System for Inland Navigation) mit Tiefeninformationen zur Verfügung. Im Navigationssystem ist dazu ein statisches Wasserspiegellagenmodell hinterlegt, welches dem Schiffsführer ermöglicht, bezogen auf den aktuellen Wasserstand am Referenzpegel die tatsächlichen Tiefen über den ausgewählten Streckenabschnitt darzustellen.

Um die verschiedenen Dienste und Systeme in einer geschlossenen Architektur zusammenzufassen, wurde in internationaler Zusammenarbeit das Konzept der Binnenschifffahrtswasserstraßeninformationssysteme (**RIS - River Information Services**) entwickelt. Unter RIS sind die harmonisierten Informationsdienste zur Unterstützung des Verkehrs- und Transportmanagements in der Binnenschifffahrt einschließlich der Schnittstellen zu anderen Transportarten zu verstehen. Die entsprechende EU-Richtlinie vom 7. September 2005 soll die Voraussetzungen für die europaweite Einführung und die Nutzung harmonisierter Binnenschifffahrtswasserstraßeninformationssysteme schaffen, um Sicherheit, Effizienz und Umweltfreundlichkeit der Binnenschifffahrt zu verbessern und die Verbindung mit anderen Verkehrsträgern zu erleichtern.

Dem Binnenschiffer stehen somit bereits heute und in Zukunft vermehrt zahlreiche Informationen zur Verfügung, die die Planung der Fahrt erleichtern und die Sicherheit und Wirtschaftlichkeit der Fahrt selbst erhöhen. Derzeit kann der Binnenschiffer jedoch im Fahrrinnen-Informationssystem ARGO noch nicht – vergleichbar zu den Wasserstandsinformationen – auf Tiefeninformationen zurückgreifen, deren Aktualität es ihm erlauben würde, seine Abladung auf der Grundlage verlässlicher Daten „auszureizen“.

Eine zentrale Herausforderung für die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung besteht somit darin, den Binnenschiffern auch in den Flussabschnitten, die abladebestimmend sind und eine hohe morphologische Dynamik aufweisen, Tiefeninformationen zur Verfügung zu stellen, deren Aktualitätsgrad der streckenspezifischen Sohlbildungsdynamik angepasst ist. Ziel sollte es letztlich sein, den Schifffahrtstreibenden – vergleichbar zu den bereits verfügbaren

Wasserstandsprognosen – relationsbezogene Befahrbarkeitsprognosen anzubieten. Die hierzu u. a. erforderlichen numerischen Grundlagen – mehrdimensionale hydronumerische sowie fahrdynamische Modelle der freifließenden Binnenwasserstraßen – sind in der Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) vorhanden und werden laufend aktualisiert. Eine **Online-Befahrbarkeitsprognose** würde somit zukünftig, ausgehend von Abflussvorhersagen, mittels gekoppelter hydronumerisch-fahrdynamischer Modelle Befahrbarkeitsprognosen im Takt der hydrologischen Vorhersagen erstellen. Kernforderungen an ein solches System sind neben der Datenaktualität und der Güte der numerischen Verfahren eine hinreichende Genauigkeit und natürlich Fehlerfreiheit des zugrunde liegenden topographischen Modells. Hierzu müssen alle Informationen zu Ausbau- und Unterhaltungsmaßnahmen über eine zentrale Datenbank (BauMaGs) den hydronumerisch-fahrdynamischen Modellen tagesaktuell zur Verfügung stehen. Darüber hinaus müssen in den morphologisch dynamischen Bereichen der Fahrrinne Flächenpeilungen in einer auf die Varianz der bettbildenden Prozesse abgestimmten Frequenz durchgeführt werden. Nach einer unmittelbar auf die Peilung folgenden Plausibilisierung der Peilerggebnisse vor Ort müssen die Peildaten direkt vom Peilschiff online auf einen Server transferiert werden. Von dort erhalten die hydronumerisch-fahrdynamischen Modelle der BAW die aktuellen Peildaten, die in automatisierten Prozeduren auf Konsistenz, Plausibilität, Validität und auf signifikante Abweichungen vom bisher verwendeten Geländemodell des Gewässerbetts geprüft werden. Liegen signifikante Abweichungen vor und werden diese als relevant eingestuft, werden die neuen Peildaten mittels weitestgehend automatisierter Prozeduren in das bestehende Geländemodell eingearbeitet. Nach erneutem Durchlaufen von Konsistenztests wird auf der Basis des neuen Geländemodells ein Rechengitter erstellt, auf dessen Grundlage die instationären hydronumerischen und fahrdynamischen Berechnungen für den Prognosezeitraum ausgeführt werden. Als Ergebnis dieser Berechnungen könnten den Binnenschiffern über die Plattform der Binnenschiffahrtinformationsdienste (RIS) auf der Grundlage von Abflussvorhersagen Befahrbarkeitsprognosen zur Verfügung gestellt werden, die die aktuellen anthropogenen Eingriffe und natürlichen Sohlveränderungen beinhalten und somit eine optimierte Planung der Fahrt im Hinblick auf Abladung und Route ermöglichen.

Eine weitere Herausforderung für die nächsten Jahre besteht in der Identifikation und Bewertung **verkehrswasserbaulicher Anpassungsoptionen** angesichts möglicherweise durch den **Klimawandel** vermehrt eintretender hydrologischer Extrembedingungen. Im Hinblick auf extreme Niedrigwassersituationen gilt es beispielsweise zu untersuchen, in welchen Flussabschnitten welche zusätzlich nutzbare Wassertiefe mit Hilfe baulicher Maßnahmen – klassischer stationärer oder temporärer Regelungsbauwerke – wirtschaftlich geschaffen werden kann. Darüber hinaus könnte beispielsweise die Herstellung durchgängig nautisch nutzbarer Übertiefen in Form einer Niedrigwasserfahrrinne eine mögliche Anpassungsmaßnahme darstellen, wobei die Ermittlung notwendiger Fahrrinnenbreiten für eine sichere und leichte Schifffahrt mit dieser Untersuchung eng verbunden ist. Hierbei gilt es, mittels morphologischer Modelle zu analysieren, welche Folgen für die Fahrrinnenunterhaltung (z. B. Baggermengenentwicklung) mit einer solchen Option verbunden wären. Grundsätzlich sind im Rahmen dieser Untersuchungen auch Möglichkeiten und Wirkungen betrieblicher Maßnahmen (z. B. Verkehrsregelung, Zuschusswasser) ins Auge zu fassen. Für alle Optionen sind auf der Grundlage fahrdynamischer Analysen auch die Fahrwasserhältnisse zu bewerten. Letztlich gilt es, die für einen Flussabschnitt optimale Kombination von Fahrrinnausbau, Unterhaltung und Betrieb zu finden.

Die **Optimierung der Sedimentbewirtschaftung** als Bestandteil einer effizienten Wasserstraßenunterhaltung, insbesondere in ihrem Zusammenspiel mit den Regelungssystemen an freifließenden Flussabschnitten, ist nach wie vor eine der zentralen verkehrswasserbaulichen Aufgaben. Hier gilt es, die Prognosefähigkeit der mehrdimensionalen Feststofftransportmodelle unter Einbeziehung der Ausbau- und Unterhaltungsmaßnahmen und der schiffsinduzierten Wirkungen zu verbessern. Ziel ist es, Zugabe- und Umlagerungsstrategien als Bestandteil eines integralen Wasserstraßenmanagements zu entwickeln.

Optimierungspotenzial ist auch bei Schleusungsprozessen gegeben. Durch die Weiterentwicklung der Schleusenfüll- und -entleersysteme haben sich die hydraulischen Verhältnisse in der Schleusenkammer deutlich verändert. Da sich auch die Dimensionen der zu schleusenden Schiffe geändert haben, sind die bisherigen Ansätze für zulässige Schiffskräfte zu überprüfen und aktuelle Grenzwerte zu bestimmen, um das vorhandene Potenzial zur **Beschleunigung von Schleusungsprozessen** nutzen zu können und die Leistungsfähigkeit der Wasserstraßen insgesamt unter Erhalt der Leichtigkeit des Schiffsverkehrs zu erhöhen.

Mit der Verknüpfung fluid- und strukturmechanischer Berechnungen in bauwerkshydraulischen Untersuchungsverfahren wird eine Simulation von **Fluid-Struktur-Wechselwirkungen** ermöglicht, so dass zahlreiche stark instationäre Phänomene im Umfeld Schiff-Schleuse-Wasserstraße und bei betrieblichen Abläufen (z. B. Verschlussorgane) zukünftig einer numerischen Berechnung zugänglich sein werden. Dies wird auch Möglichkeiten für eine automatisierte Formoptimierung von Wasserbauwerken unter hydraulischen und bautechnischen Aspekten eröffnen.

Als Folge der immer stärkeren Auslastung der Binnenwasserstraßen durch Zunahme der Verkehrsdichte und der Schiffsabmessungen betreffen die Fragestellungen der WSV zunehmend den Grenzbereich der Befahrbarkeit. Als Beispiele seien genannt die Untersuchungen zur Zulassung von 135 m langen Großmotorgüterschiffen (GMS) an Neckar und Mittelweser, zur Zulassung von übergroßen GMS (üGMS) in nautisch schwierigen Abschnitten sowie Untersuchungen zu den Möglichkeiten zur Anhebung des Höchsten Schifffahrtswasserstandes (HSW) an Neckar und Main. Um diese meist instationäre Fahrsituationen betreffenden Fragestellungen fachwissenschaftlich fundiert beantworten zu können, bedarf es der **Weiterentwicklung der fahrdynamischen Verfahren** vor allem im Hinblick auf die Simulation des schiffserzeugten Strömungsfeldes in Interaktion mit dem Schiff. Hierzu müssen die nautischen Eigenschaften der Fahrzeuge (z. B. Ruder und Antriebsorgane) direkt in den Modellverfahren berücksichtigt werden.

Einen Schwerpunkt der nächsten Jahre werden Untersuchungen im Hinblick auf eine **ökologisch verträgliche Schifffahrt** darstellen. Hierbei stehen die Analyse, Simulation und Prognose der schiffsinduzierten Belastungen, insbesondere auf Ufer und Sohle, im Vordergrund. In Zusammenarbeit mit Biologen soll beispielsweise der Frage nachgegangen werden, welche Wellenbelastungsspektren für welche Pflanzenarten noch verträglich sind und welche Bedeutung in diesem Zusammenhang Ruhe- und Erholungsphasen zukommt. Der Einfluss des Propellerstrahls auf Sohle und Ufer und die Prognose der verkehrsinduzierten Trübung und ihre Auswirkung auf die euphotische Tiefe sind weitere Untersuchungsthemen.

Angesichts der durch die Neuregelung des Wasserrechts der WSV übertragenen Verantwortung für die Erhaltung und Wiederherstellung der **ökologischen Durchgängigkeit von Bundeswasserstraßen** kommt Untersuchungen zu den hierzu erforderlichen hydraulischen Bedingungen besondere Bedeutung zu. Fragestellungen, die mit dem Verständnis der Wechselwirkungen von Fischen und den hydraulischen Umgebungsbedingungen zusammenhängen, stehen dabei im Vordergrund. Hierzu sind beispielsweise der hydraulische Einfluss auf das Fischverhalten an Staustufen und auf die Habitaterschließung in Flüssen mittels wasserbaulicher und numerischer Modellversuche zu untersuchen und aus den gewonnenen Erkenntnissen Bemessungsgrundlagen für Fischaufstiegshilfen abzuleiten.

Die WSV ist als Eigentümerin der Bundeswasserstraßen auch für deren **wasserwirtschaftliche Unterhaltung** verantwortlich, soweit das Landesrecht nichts anderes vorsieht. Durch die Orientierung der Unterhaltungsmaßnahmen an den Bewirtschaftungszielen und Maßnahmenprogrammen der Wasserrahmenrichtlinie haben sich die Aufgaben der WSV hinsichtlich der Unterhaltung der Bundeswasserstraßen somit über den reinen Verkehrsbezug hinaus auch auf die Erreichung ökologischer Zielstellungen erweitert. Die Erweiterung des Aufgabenspektrums erfordert verstärkte Untersuchungen zu den Wirkungen wasserwirtschaftlicher Maßnahmen im Hinblick auf verkehrsbezogene Belange. Insbesondere sind dabei Wechselwirkungen von Gewässermorphologie und Gewässerökologie sowie alternative (biologische, technisch-biologische) Unterhaltungstechniken und Unterhaltungsmaßnahmen unter Beachtung der Verhältnismäßigkeit und Wirtschaftlichkeit zu untersuchen.

6 Wasserstraßenbau als politische Aufgabe

Verkehrsinfrastrukturplanung ist eine politische Aufgabe, die politischen Gestaltungswillen voraussetzt. Staats- und wirtschaftspolitische sowie struktur- und regionalpolitische Erwägungen entscheiden über Investitionen in öffentliche Verkehrswege. Dies gilt in besonderem Maße für den Wasserstraßenbau, bei dem der verkehrliche Nutzen und der des unmittelbar betroffenen Gewerbes stets nur einen unter vielen Nutzenaspekten darstellen. So lag der Entscheidung zum Bau des Dortmund-Ems-Kanals der politische Wille zugrunde, der nieder-rheinisch-westfälischen Montan- und Hüttenindustrie neue Absatzgebiete zu erschließen. Der Bau des Mittellandkanals hatte als Zielsetzung, eine wirtschaftliche Angleichung zwischen dem agrarisch geprägten Osten und dem industrialisierten Westen durch beiderseitigen Gütertausch herbeizuführen. Der Bau des Elbe-Seitenkanals wurde beschlossen, um Hamburg mit seinem Seehafen nach dem Wegfall des natürlichen Hinterlandes durch die Teilung Deutschlands wieder an das westdeutsche Wasserstraßennetz anzuschließen. Die Stauregelung der Mosel war Ergebnis der Verhandlungen mit Frankreich, welches auf diese Weise auf den ihm im Versailler Vertrag zugebilligten Weiterbau des Rhein-Seitenkanals verzichtete und der sog. Schlingenlösung am Oberrhein zustimmte. Die Stauregelung der Saar schließlich erfolgte zum Ausgleich des Standortnachteils des Saarlandes gegenüber dem durch die Stauregelung der Mosel begünstigten lothringischen Industriegebiet, hing also mit der Stauregelung der Mosel eng zusammen (alle Beispiele aus Verkehrsverband Westfalen-Mitte e.V. 1984). Vergleichbare Motivationen lassen sich auch im Fall der Entscheidungen für die Vollendung der Rhein-Main-Donau-Verbindung sowie für den Ausbau der bestehenden Wasserstraßenverbindung Hannover-Magdeburg-Berlin mit Bau der Kanalbrücke über die Elbe bei Magdeburg (Verkehrsprojekt 17 Deutsche Einheit) anführen.

Diese Beispiele machen deutlich, dass die Entscheidungen zu großen verkehrswasserbaulichen Investitionen stets politisch motiviert waren, wobei das Vertrauen auf die wirtschaftsbelebende Kraft von Wasserstraßenverbindungen im Vordergrund stand. Die Leistungsfähigkeit des mitteleuropäischen Wasserstraßennetzes – ein Ergebnis jahrhundertelanger Bemühungen und Investitionen – ist weltweit einzigartig. Dennoch weist vieles darauf hin, dass der verkehrspolitische Rang von Wasserstraßeninvestitionen im Bewusstsein der Öffentlichkeit nicht erst seit heute ungenügend verankert ist.

Verkehrswasserbau bedeutet heute und in Zukunft vermehrt, die Leistungsfähigkeit des Wasserstraßennetzes angesichts steigender Verkehrsintensität, knapper Finanzmittel und möglicher Änderungen des Abflussregimes durch qualifizierenden Substanzerhalt, maßvolle und naturverträgliche Optimierung sowie Rationalisierung des Betriebs zu steigern oder zumindest zu erhalten. Vor diesem Hintergrund kann Wasserstraßenpolitik „Nachhaltigkeit“ nur dann für sich in Anspruch nehmen, wenn sich ihr Handeln von der Erkenntnis leiten lässt, dass die Folgen mangelnder Substanzerhaltung kommende Generationen tragen.

Literatur

Verkehrsverband Westfalen-Mitte e.V. (Hg.): Wasserstraßenbau als wirtschafts- und staatspolitische Aufgabe – eine Dokumentation, Dortmund, 1984.

WSV: http://www.wsv.de/wasserstrassen/gliederung_bundeswasserstrassen.



Kontakt:

Dr.-Ing. Andreas Schmidt

Bundesanstalt für Wasserbau

Kußmaulstr. 17

76187 Karlsruhe

Tel.: 0721/ 9726-3010

Fax: 0721/ 9726-2610

E-Mail: andreas.schmidt@baw.de

Jahrgang 1957

1978 – 1986

Studium des Bauingenieurwesens, Vertiefung Wasserwesen an der RWTH Aachen und Engineering Hydrology am Imperial College of Science and Technology, London

1986

Wissenschaftlicher Angestellter am Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft / Lehrgebiet für Wasserenergiewirtschaft der RWTH Aachen

1986 - 1993

Wissenschaftlicher Angestellter am Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft der TU Berlin, Promotion

1993 - 1999

Bundesanstalt für Gewässerkunde, Außenstelle Berlin, Leiter des Sachbereichs „Gewässermorphologie“

seit 1999

Bundesanstalt für Wasserbau, Karlsruhe

1999 – 2003: Referatsleiter Flusssysteme II

2003 – 2008: Referatsleiter Flusssysteme I

seit 2008: Leiter der Abteilung Wasserbau im Binnenbereich

Bundeswasserstraßen – klima- und umweltfreundlicher Verkehrsträger im 21. Jahrhundert

Harald Köthe



Inhalt

1. Entwicklungen, Rahmenbedingungen, Herausforderungen
 - international, europäisch, national
2. Wie stellen wir uns z.Z. den Herausforderungen?
Beispiele aus den Arbeitsschwerpunkten
 - Klimawandel, WaWiU, Durchgängigkeit, Gewässerkunde, Sedimentmanagement
3. Fazit und Ausblick
 - Neue Konzepte, Koalitionsvertrag

12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14



UNEP-Studie (2000)

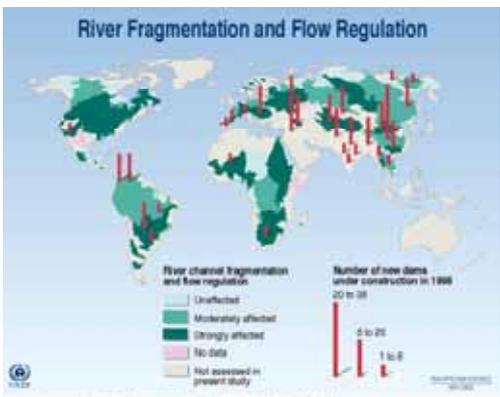
227 Flüsse untersucht:

- 37% stark verändert
- 23% verändert
- 40% unverändert

~ 90% Wasservol. betroffen
größere Dämme: > 45.000
(22.100 in China)

für die Schifffahrt verändert:
1900: < 9000 km
1997: > 500.000 km

Abnahme der Ökosysteme in Größe und Funktion in den letzten 3 Dekaden



12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14



Internationale Rahmenbedingungen II

**Corporate Social Responsibility (CSR) -
Unternehmerische und soziale Verantwortung**
(ISO 26000 Guidance on social responsibility)
**verpflichtet zur angemessenen Einbeziehung
von Umweltbelangen und Stakeholdern**
(Stakeholder Engagement Standard – Account Ability AA1000)

12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14



Internationale Rahmenbedingungen III

Klimawandel

- Auswirkungen des Klimawandels auf die Flussgebiete und die Schifffahrt
 - 3. Weltklimakonferenz in Genf (30.08.-04.09.09):
Einrichtung eines Global Framework for Climate Services (GFCS)
 - PIANC mit neuer dauerhafter Klimaarbeitsgruppe (PTG CC) als globaler Netzwerkpartner
- Beitrag der Schifffahrt zur Senkung der Treibhausgasemissionen
 - Senkung des Treibstoffverbrauchs
 - umweltfreundlichere Treibstoffe
 - Verbesserung der Motorentechnik
 - COP 15: Einbeziehung der Seeschifffahrt in den Emissionshandel
 - World Ports Climate Initiative (WPCI)

12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14



Europäische Rahmenbedingungen I

Umwelt- und Naturschutzbelange

- Vogelschutz-Richtlinie, 1979
- FFH-Richtlinie, 1992
- Umweltverträglichkeits-Richtlinie, 1997
- NATURA 2000 – Netzwerk
 - > 26.000 geschützte Gebiete bedecken ~ 20 % der EU-Gesamtfläche
- Wasserrahmenrichtlinie, 2000
 - EU Expertengruppe: Empfehlungen Schifffahrt und Natura 2000 in Flüssen (2009 ff)
 - EU Expertengruppe: Empfehlungen zur Klimaanpassung (2008 ff)
- Meeresschutzstrategie richtlinie, 2008
 - EU-Expertengruppe: Empfehlungen Schifffahrt und Natura 2000 in Ästuaren

12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14

Europäische Rahmenbedingungen II

Klima-Anpassung und Verkehrspolitik

- Weißbuch Anpassung an den Klimawandel:
Ein europäischer Aktionsrahmen -
KOM(2009) 147, 01.04. 2009
 - Clearing House Mechanism (CHM, 2009 ff)
 - EU-Expertengruppe (IASG, 2009 ff)
- Grünbuch EU-Kom für „ein besser integriertes Transeuropäisches Verkehrsnetz im Dienst der gemeinsamen Verkehrspolitik – TEN-V“ KOM(2009) 44, 4. Februar 2009

12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14

Nationale Rahmenbedingungen I

Bewirtschaftung von Flussgebieten mit Wasserstraßen-Infrastruktur



7300 km Binnenwasserstraßen

- 2540 km frei fließende Strecke
- 3030 km staugeregelte Strecke
- 1730 km Kanäle

Infrastruktur:

- 330 Schiffsschleusen,
- 80 Bootschleusen,
- 250 Staustufen mit 330 Wehranlagen,
- 4 Schiffshebewerke,
- 1300 Brücken, 10 Kanalbrücken
- 1100 km Dämme
- ca. 1 Mrd. Euro/Jahr für Unterhaltung und Ausbau

12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14

Flussgebiete haben vielfältige Aufgaben + Nutzungen



Landschaft

Kulturerbe

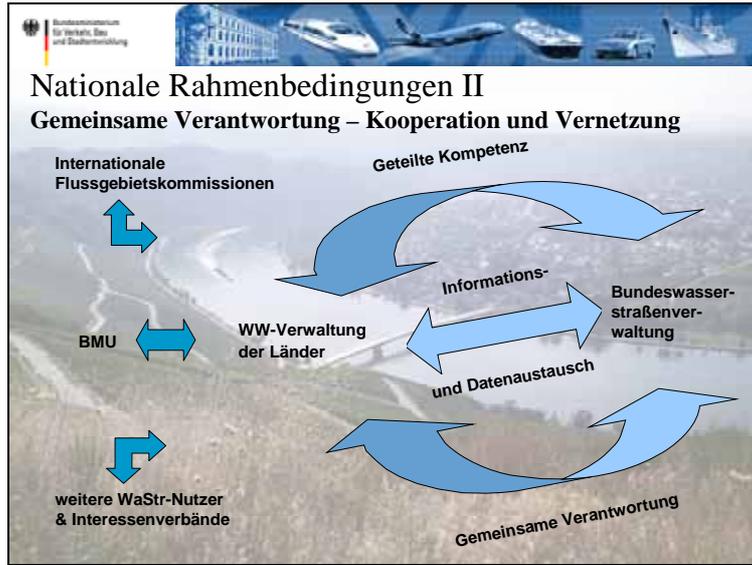
Hohes Konfliktpotential

Wasserstraße

Freizeit- + Erholungsraum

Korridor für Tiere + Sediment

- Habitat



Herausforderungen

- **integriertes nachhaltiges Wasserstraßenmanagement:**
Anforderungen Umwelt + Schifffahrt + weiterer Nutzungen verbinden
- **Leistungsfähigkeit des Verkehrsträgers unter den Herausforderungen des Klimawandels sicherstellen:**
Entwicklung von Anpassungsstrategien

12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz

Harald Köthe/ WS 14

Herausforderungen
Umweltrecht, Deutsche Anpassungsstrategie an den Klimawandel

UmwR

Umweltrecht

UVP: Natur-, Boden- und Tierschutz

Wasserhaushalt

Abfälle

Immissionsschutz

Reaktorsicherheit

Energieeinsparung

Gefahrstoffe

Umweltstrafrecht

COMBATING CLIMATE CHANGE
The German Adaptation Strategy

12. Gewässermorphologisches Kolloquium



Teil 2:
Wie stellen wir uns z.Z. den Herausforderungen?
Beispiele aus den Arbeitsschwerpunkten

- Klimawandel
- WaWiU
- Durchgängigkeit
- Gewässerkunde
- Sedimentmanagement

12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14



Aufgabenschwerpunkt Klimawandel I

Forschungsprogramm KLIWAS (2009 – 2013)
“Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt – Entwicklung von Anpassungsoptionen”

- Verbund der Forschungskompetenz BfG, BAW, BSH, DWD
- Pilotprojekt im Juni 2007 für Rhein gestartet
- 31 verknüpfte Teilprojekte
- Budget: 20 Millionen Euro über 5 Jahre
- Internationaler wissenschaftlicher Beirat
- Enge Zusammenarbeit mit dem nationalen und internationalen wissenschaftlichen Netzwerk
- Führende Rolle in D und EU-Kom
- Tagungsband der 1. Statuskonferenz Ende Oktober erschienen

12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14



Aufgabenschwerpunkt Klimawandel II

Wissenszuwachs und Managementoptionen:

- Meeresspiegelanstieg
- Wasserhaushalt und Abfluss in den Flussgebieten/Wasserstraßen Rhein, Elbe, Donau
- Wasserbewirtschaftung in den staugeregelten Wasserstraßen/Kanälen
- Auswirkungen auf den Gewässerzustand (Morphologie, Güte und Ökologie Binnen + Küste (gesamtheitlicher Ansatz)
- Umgang mit Unsicherheiten in Klimamodellierung (Multimodellansatz)
- Synergien für viele wasserbezogene Handlungsfelder der Deutschen Anpassungsstrategie (DAS):
Bauwesen, Wasser/Wasserwirtschaft, Boden, Biologische Vielfalt, Land-/Forstwirtschaft, Fischerei, Energie- & Finanzwirtschaft, Verkehr, Industrie/Gewerbe, Tourismus, Raum-, Regional-/Bauleitplanung, Bevölkerungs-/Katastrophenschutz

Eigene Internetseite: <http://www.kliwas.de>

12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14



Aufgabenschwerpunkt WaWiU I

- Wasserwirtschaftliche Unterhaltung an BWaStr

Der Bund akzeptiert, dass die WSV als Eigentümerin der BWaStr für deren wasserwirtschaftliche Unterhaltung verantwortlich ist, soweit Landesrecht nichts anderes vorsieht (vgl. Erlass WS 15/526/7.1 vom 01.12.2008 und WS14/5242.3/3 vom 10.02.09).

Diese Aufgabe umfasst:

- Pflege und Entwicklung der Bundeswasserstraßen,
- explizite Ausrichtung der Unterhaltung an Bewirtschaftungszielen der WRRL,
- WRRL-Zielerreichung darf nicht gefährdet werden,
- Unterhaltung muss den Anforderungen der Maßnahmenprogramme nach WRRL entsprechen.

Grenzen der Verantwortlichkeit:

- Unterhaltungsmaßnahmen, die allein der Reinhaltung der Gewässer und dem Hochwasserschutz dienen,
- Ausbaumaßnahmen nur zum Zweck der Renaturierung oder Gewässerstrukturverbesserung (außer im Rahmen der Herstellung von Durchgängigkeit).

12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14



Aufgabenschwerpunkt WaWiU (II)

Umsetzungsprozess ist eingeleitet:

- Grundzüge eines WSV-Handlungskonzeptes per Erlass vom 10.06.09 eingeführt:
→ **Einbezug der ersten Erkenntnisse für die Einvernehmensverhandlungen zu den Bewirtschaftungsplänen und Maßnahmenprogrammen**
- Bearbeitung von 4 Arbeitspaketen zur Umsetzung der Aufgaben ist angelaufen
- Intensivierung der Abstimmungen und des Informationsaustausches mit zuständigen Landesbehörden sowie in regionalen, nationalen und internat. Gremien
- Nutzung der im Ressort vorhandenen Erfahrungen Kompetenzen und Synergien (z.B. Fallbeispielsammlung, F&E-Projekt alternative Ufersicherungen ...)



Wasserwirtschaftliche Unterhaltung an Bundeswasserstraßen
- Schritte für die Umsetzung

10 von 17 „Wasserrichter“ Verhandlungen Bundesminister



12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14



Aufgabenschwerpunkt: Durchgängigkeit I

Aktuelle Neuregelung des Wasserrechts

Das „Gesetz zur Neuregelung des Wasserrechts“ (WHG) vom 31.07.2009 tritt am 01.03.2010 in Kraft.

→ Aus § 34 folgt u.a., dass die WSV bei Stauanlagen an BWaStr, die von ihr errichtet oder betrieben werden, die für die Erreichung der Ziele der WRRL erforderlichen Maßnahmen zur Durchgängigkeit, im Rahmen ihrer Aufgaben nach dem Bundeswasserstraßengesetz hoheitlich durchführt.



Was bedeutet das?

- BWaStr sind für wandernde Fischarten Hauptverbindungsgewässer.
- Für die WRRL-Zielerreichung ist die Erhaltung/Wiederherstellung der ökologischen Durchgängigkeit der meisten BWaStr erforderlich.
- Derzeit ist die ökologische Durchgängigkeit an den 340 Querbauwerken der WSV in der Regel nicht ausreichend gegeben.

12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14

Aufgabenschwerpunkt: Durchgängigkeit II

Definition fachlicher Arbeitsschwerpunkte

Arbeitspaket 1: Aufstellung der fachlichen Grundlagen und der fachlichen Priorisierung der Maßnahmen zur Erhaltung oder Wiederherstellung der Durchgängigkeit an BWaStr unter Berücksichtigung der Zielgrößen und Anforderungen der Länder

Arbeitspaket 2: Fachliche Beratung und Unterstützung der WSV bei aktuellen Anfragen und Maßnahmenplanungen inkl. Monitoring

Arbeitspaket 3: Forschungs- und Entwicklungsprojekte zur Fischdurchgängigkeit der Bundeswasserstraßen

Arbeitspaket 4: Standardisierungsarbeiten





12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14

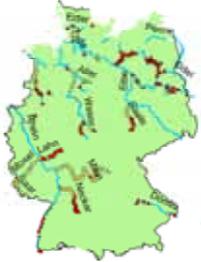
 

Aufgabenschwerpunkt: Durchgängigkeit III

- Erarbeitung eines Priorisierungskonzept

Rahmen

- Schaffung einer Gesamtübersicht über alle Querbauwerke der BWaStr und ihre Durchgängigkeitsbedingungen
- Spezifizierung, welche Querverbauungen BRD-weit zu welchem Zeitpunkt aus verkehrlichen Gründen „angefasst“ werden (Synergien nutzen!);
- Berücksichtigung der gemäß WRRL gesetzten Fristen zur Zielerreichung (2015 bzw. unter Einbezug möglicher Ausnahmeregelungen bis 2021 bzw. 2027)



12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14

Aufgabenschwerpunkt Gewässerkunde I

Neues Soll-Konzept Gk mit 5 Aufgabenfeldern:

- Wasserstand (Oberflächen-/Grundwasser)
- Strömung, Abfluss, Wellen
- Morphologie/Feststofftransport/Sedimente
- Physikalische, chemische, biologische, ökotoxikologische Wasser kenngrößen (beinhaltet Eisdienst)
- Wasserbewirtschaftung
- **Regionale Fachkonzepte** (auch directionsübergreifend) stellen den Weg zu den Zielen, Tätigkeiten dar.
- **Verbindliche Handlungsanweisungen** (z.B. Handbuch Moderne Pegel) zur Einhaltung WSV-weiter Standards.
- **Handbuch Qualitätsmanagement** stellt in konsequenter Anwendung sicher, dass die vorgegebenen Regelabläufe in einer qualitativ gesicherten Weise erfolgen.
- **Themenfeld „Natur und Umwelt“** in eigener Sollkonzeption abbilden

12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14




Aufgabenschwerpunkt Gewässerkunde II

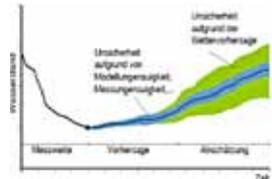
Gewässerkundliche Messnetze der WSV und der BfG

Betreiber	Gewässerkundliche Aufgabe	Anzahl	Messfrequenz
WSV	Wasserstandmessstelle (Pegel)	1165	96x/Tag (Binnen) 1440x/Tag (Küste)
WSV	Durchflussmessstellen (Abflusspegel)	157	96x/Tag (Binnen)
WSV	Fest installierte Durchflussmessvorrichtungen (z.B. Ultraschall-Laufzeitanlagen)	35	kontinuierlich
WSV/BfG	Mobile Durchflussmessvorrichtungen (z.B. ADCP)	26	nach Bedarf
WSV	Brückendurchflussmessvorrichtungen	9	kontinuierlich
WSV/BfG	Sedimentanalyse: chemische Schadstoffe	120	1-12x/Jahr
WSV/BfG	Sedimentanalyse: radioaktive Stoffe	50	1-4x/Jahr
WSV/BfG	Sedimentanalyse: ökotoxikologische Untersuchungen	20	1-12x/Jahr
WSV/BfG	Überwachung der Umweltradioaktivität nach BspSchV	40	kontinuierlich bzw. 12x/Jahr
WSV/BfG	Überwachung des Geschiebetransports	77	3-6x/Jahr
WSV/BfG	Überwachung der Schwebstoffe (Profilmessung)	63	2-4x/Jahr
WSV/BfG	Überwachung der Schwebstoffe (Einkpunktmessung)	63	1x wöchentlich
BfG	Messnetz zur Benthos Analyse	46	1-2x/Jahr
BfG	Messnetz zur Bestimmung von Plankton	2	wöchentlich
Summe:		1973	

- einmalige bundesweite Messnetzstruktur (Wasserstand, Feststoff, Güte, Ökologie)
- Ressort- + Lander- übergreifende Bedeutung
- Modernisierung und Betriebsoptimierung
- Optimierung der Bereitstellung von Daten: SedKat, ZodaBa ...
- Qualitätssicherung: WSV Lab...

Produkte, u.a.

ELWIS, WAVOS, Pegelonline



- Verbesserung des Wasserstands-Vorhersagezeitraums von 2 auf 4 Tage

12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14




Aufgabenschwerpunkt Sedimentmanagement

- International **führende Kompetenzen** über PIANC, CEDA, SedNet, DGE+, IKSx
- Erstellung einer bundeseinheitlichen Vorschrift: **HABAG**
 - Abstimmung mit BMU+LAWA erfolgt
 - Anpassung an EU-WRRL, EU-MSRL (Handeln im Einzugsgebiet)
- **Entwicklung von Sedi-Plänen** für Flussgebiete, z.B. Rhein, Elbe
- **Optimierung der Baggerei durch verbessertes Systemverständnis**



12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14




Teil 3: Fazit und Ausblick

Wir sind bereits auf dem Weg ... zum/zur

- **integrierten nachhaltigen Wasserstraßenmanagement:**
Anforderungen Umwelt + Schifffahrt + weiterer Nutzungen verbinden
- **Sicherstellung der Leistungsfähigkeit des Verkehrsträgers unter den Herausforderungen des Klimawandels:**
Entwicklung von Anpassungsstrategien

Das erfordert neues Denken, neues Herangehen, zukunftsweisende Konzepte, neue Mandate und entsprechende Ressourcen!

12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14



Das „Working with Nature“ – Konzept I

- ist ein **integrierter Prozess**, der die Suche und Nutzung von **Win-win-Lösungen** anstrebt,
- beginnt noch **vor der ersten Planungsphase**,
- erreichen der Projektziele im Kontext der besonderen, standortspezifischen Eigenschaften des Ökosystems;
- zielt nicht (mehr) auf die Abschätzung der Folgen eines vorab festgelegten Projektentwurfs;
- nicht (wie bisher) einfach auf die Verminderung von Umweltschäden.



12. Gewässer morphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14



Das „Working with Nature“ – Konzept II

Änderung der Reihenfolge bei der Herangehensweise:

1. Bedarfsbestimmung und Festlegung der Projektziele
2. Verständnis der Umwelt
3. konstruktive Nutzung der Einbeziehung aller betroffenen Parteien bei der Identifizierung von Chancen für Win-win-Lösungen
4. Vorbereitung von ersten Projektvorschlägen/Konzepten, die Schiffahrt *und* Umwelt nutzen



12. Gewässer morphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14



Das „Working with Nature“ – Konzept III

strebt an:

- Verkürzung der Verfahrenslaufzeiten durch Kooperation
- Kosteneinsparung durch Synergien
- mehr Zufriedenheit bei den Akteuren
- ist ein mittel- bis langfristiger bewusstseinsbildender Prozess, der durch erfolgreiche Fallbeispiele befördert wird
z.B. Donau: - Projekt östl. Wien;
- Joint Declaration IKSD und Donaukommission Schiffahrt
- WaWiU erfordert diese Herangehensweise
- EU-Kom unterstützt/fordert das Konzept



PIANC Positionspapier WVN in mehreren Sprachen unter <http://www.pianc.org/workingwithnature.asp>

12. Gewässer morphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14



Zum Schluss:

- Die letzten 3 Jahrzehnte haben die Grundlagen des Handelns in den Flussgebieten durch ein verändertes Umweltbewusstsein erheblich verändert. Thema Klimawandel ist hinzugekommen.
- Der Weg im 21. Jahrhundert erfordert eine pro-aktive Weiterentwicklung der Bundeswasserstraßen als umwelt- und klimafreundlichen+ -beständigen Verkehrsträger (Häfen entwickeln derzeit die „Green Ports“).
- Die angewandte Forschung für die Verkehrswasserwege muss flankierend für die operativen Aufgaben gestärkt werden (BfG, BAW, BSH).
- Die Öffentlichkeitsarbeit für die Wasserstraßen muss erheblich verstärkt werden und neue Wege beschreiten (z.B. Schifffahrtsschule der WSD Süd)
- Aufgrund ihrer Struktur und Erfahrung bietet sich für die WSV eine große Chance für eine erweiterte Kompetenz in den Flussgebieten.

12. Gewässermorphologisches Kolloquium 3./4.11.09, Koblenz Harald Köthe/ WS 14



Kontakt:

Harald Köthe

Bundesministerium für Verkehr, Bau
und Stadtentwicklung
Robert-Schuman-Platz 1
53175 Bonn
Tel. 0228/ 300 4241
Fax 0228/ 300 807 4241
E-mail: harald.koethe@bmvbs.bund.de

Jahrgang: 1961

1981 – 1987

Studium der Geologie an der Universität Bonn

1988 – 2004

Bundesanstalt für Gewässerkunde
wissenschaftlicher Mitarbeiter im Referat M3
Grundwasser, Geologie, Gewässermorphologie

1998

Leiter der Koordinationsstelle Baggergut

2003/2004

Stellv. Leiter des Referates G1 *Grundsatzfragen
der qualitativen Gewässerkunde*

seit 2004

Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadt-
entwicklung
Referent in den Referaten EW23 und WS13 (*Tech-
nik, Umweltschutz, Gewässerkunde an Bundeswas-
serstraßen*)

2006

Leiter der Umweltkommission PIANC

2007

Referent, stellv. Referatsleiter WS14 (*Klima, Um-
weltschutz, Gewässerkunde an Wasserstraßen*)

Hat die Gewässermorphologie eine nennenswerte Bedeutung für die Gewässerbiologie?

Fritz Kohmann

1 Treibende Kräfte für ökologische Phänomene

Ökologische Veränderungen in der Natur lassen sich immer auf eine von drei Einflussgrößen – oder einer Kombination daraus – zurückführen. Sie sind physikalischer (Strömung, Temperatur ...), chemischer (Nährstoffe, Gifte ...) oder biologischer (Konkurrenz, Genetik [Evolution]) Natur. Gehen wir weiter ins Detail und würden größere Zeitabschnitte betrachten, bekäme dieser simple Erklärungsversuch schnell Risse, weil in eher geologischen Zeiträumen die gegenseitige Abhängigkeit dieser, die Biologie steuernden Größen deutlich würde. Biologische und chemische Prozesse lassen sich bei Betrachtung von innerorganismischen Vorgängen oder gar nur einzelner Zellen bzw. Kompartimente davon nicht mehr trennen. Bei Prozessen wie der Photosynthese vermischen sich im Versuch der Erklärung schließlich physikalische, chemische und biologische Teilprozesse zu einem komplexen Erklärungsbild.

Bei einer Abschätzung der Bedeutung morphologischer Strukturen im Gewässer können wir zum Glück einen Großteil der zuvor angesprochenen Komplexität zunächst ausklammern. Bei der Betrachtung morphologischer Prozesse und ihrer steuernden Wirkung auf Lebensgemeinschaften reicht in den kurzen menschlichen Zeiträumen, die wir für die Unterhaltung unserer Gewässer in der Regel zugrunde legen, oft sogar eine lineare Betrachtung von Abhängigkeiten, wohl wissend, dass diese eingebettet sind in einem chaotischen Gesamtzusammenhang nicht linear gekoppelter Systeme, gestaltet von Attraktoren, deren Veränderung wie durch Wurmlöcher zu anderen Zuständen führen.

2 Geo- und Hydromorphologie im Lichte der Organismen

Die zentrale Frage aller Organismen, nicht nur im Gewässer, ist immer, wo finde ich ausreichend Energie (Nahrung) zum Leben, Wachsen, Fortpflanzen und vermeide dabei, gefressen zu werden, bevor ich mich fortgepflanzt habe. Um erfolgreich zu sein, beachten alle Organismen (Der Mensch stellt eine Ausnahme dar.) sorgfältig, den eigenen internen Energieaufwand zum Erlangen neuer externer Energie so gering zu halten, dass das Energiebudget positiv bleibt. Hier spielt der physikalische Lebensraum im Gewässer eine zentrale Rolle, nicht nur, weil es strömungsberuhigte Bereiche zum Ausruhen gibt.

Die über Jahrtausende bestehende Verlässlichkeit des physikalischen Angebots an Energie und der Periodizität der Ausgestaltung von Lebensräumen hat vielfältige Ausprägungen an Planstellen für die Transformation der Lebenswährung ermöglicht. Ein ganz wesentlicher

Teil der evolutionsbiologischen Planbarkeit ergab sich auch aus der Verlässlichkeit von Katastrophen mit „Reset-Funktion“, wie den Flussbett gestaltenden Hochwassern. Auf dieser „Hardware“ haben sich Pflanzen und Tiere eingerichtet und transformieren die Währungen des Lebens (Zucker, Fette, N, C, H, O) auf vielfältige Weise flussab ins Meer und transversal in und aus der Landschaft. Die oft zitierte „ökologische Nische“, die Tier- und Pflanzenarten besetzen, meint zwar in erster Linie nicht den räumlichen Aspekt. Aber selbstverständlich spielt die Gewässerbettmorphologie bzw. ihre –diversität eine entscheidende Rolle für die Anzahl ökologischer Nischen. Diese bieten für verschiedene Entwicklungszeiten der Organismen vielfältige Lebensraummöglichkeiten an, mit unterschiedlichen Korngrößen, Strömungsgeschwindigkeiten und was sonst an physikalischen und daran gekoppelt auch chemischen Lebensraumqualitäten erforderlich ist, um im Wechsel der Arten und ihrer Zyklen mit unterschiedlichen Kleinklimaten eine multiple Nutzung physikalischer Räume zu ermöglichen.

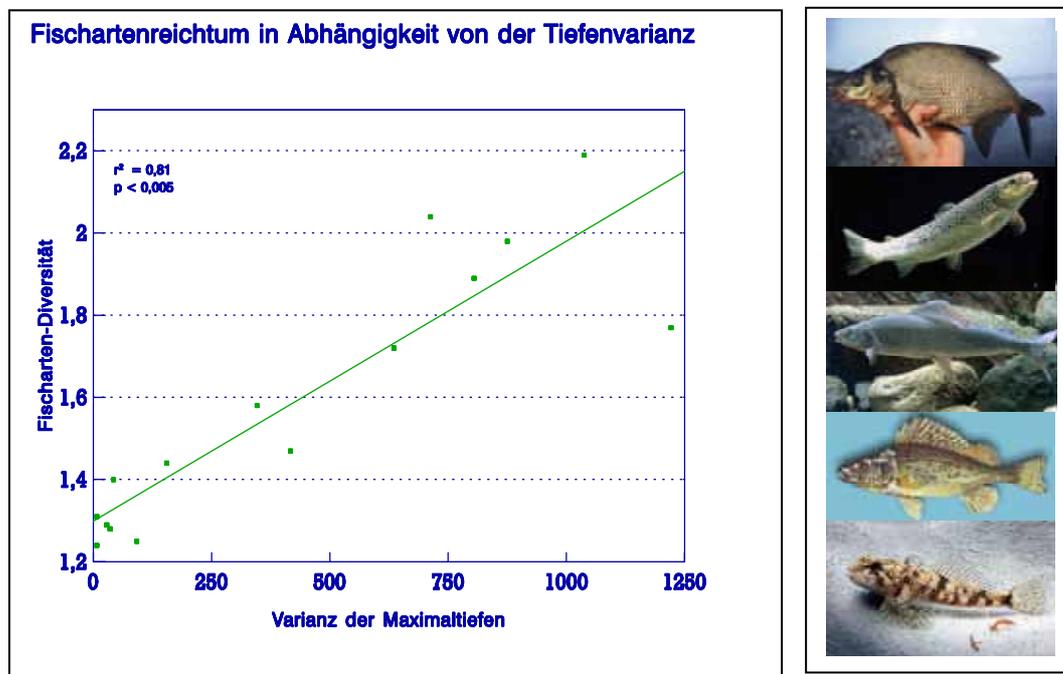


Abb. 1: Biodiversität und Gewässermorphologie: Abhängigkeit der Fischartendiversität von der der morphologischen Vielfalt des Gewässerbetts, ausgedrückt durch die Varianz der Maximaltiefen. Grafik nach Mathias Jungwirth, Boku Wien; Fotos BfG

Unzweifelhaft korrelieren ökologische und morphologische Diversität.

3 Flussmorphologie und Lebensraum

Zur morphologischen Ausstattung eines Gewässers zählt der sichtbare Fließgewässerbereich ebenso wie das Interstitial/Grundwasser und die Aue. Das Zusammenspiel dieses Dreiklangs Flussbett, Interstitial und Aue bestimmt den ökologischen Reichtum von Fließgewässern direkt. Viele Arten nutzen in ihrem Lebenszyklus alle drei Bereiche und Veränderungen in einem Bereich können nachhaltige Folgen für die Lebensgemeinschaften haben.

Von oft unterschätzter Bedeutung ist die periodisch wiederkehrende „katastrophale Störung“ durch bettbildende Abflüsse. Die „Zuweisungskarten für Wohnraum“ werden dabei immer wieder neu gemischt und an anderer Stelle ausgegeben. Evolutionsbiologisch liegt der Vorteil dieser Katastrophen in ihrer „chaotischen Planbarkeit“. Über Jahrtausende werden immer wieder die bekannten Wohn- und Planstellen (Strömungs- und Substratdiversität, Altwasser, Auebäche) im selben geographischen Raum angeboten, allerdings meistens nicht an der selben Stelle! Die Natur hat für derartige Umstände wie Zwangsräumung und Neubezug verschiedene Strategien parat. Eine davon bevorzugt Arten, die sehr schnell neue Lebensräume erschließen können. Diese werden erst nach mehrjähriger, morphologischer Stabilität von anderen Arten zurückgedrängt. Unter Beachtung des populationsbiologischen Aspekts bei einem flussmorphologischen Reset werden diese Anhänger r- und K-Strategen genannt. Verkürzt setzen r-Strategen auf hochvariable (Klima-) Umweltbedingungen, K-Strategen hingegen bevorzugen gleichbleibende, „planbare“ (Klima-) Umweltbedingungen. Die Regulierung unserer Flüsse, die eine Laufveränderung in der Regel nicht mehr vorsieht, hat natürlich große Nachteile für die Pionierarten, die neue Lebensräume erschließen.

Waren die größeren Fließgewässer unserer Breiten charakterisiert durch Laufverlagerungen und aus menschlicher Sicht katastrophalen morphologischen Umwälzungen, so gab es daneben aber auch extrem stabile Lebensräume, die Katastrophen wie eine Bettneubildung unbeschadet überstanden und neben einer hohen Standorttreue auch eine morphologische Stabilität, verbunden mit sehr geringer Schwankungsamplitude der Wassertemperatur aufwiesen. Dies sind die Quellen und Quellbäche der Auen. In diesen Lebensräumen findet man auch heute noch Arten, die evolutionsbiologisch wieder zurück vom Land ins Wasser „gehen“ oder sich umgekehrt vom Wasser- ans Landleben entwickeln, Thienemannsche Quell-Literatur der 50er-Jahre.

4 Zusammenfassung und Ausblick

In dicht besiedelten Kulturlandschaften wurden in den vergangenen Jahrhunderten verstärkt die „Bewegungsfähigkeit“ der Flüsse eingeschränkt. Auch wenn im vorausgehenden Text der Zusammenhang zwischen der Dynamik von Flussmorphologie und Ökologie nur sehr oberflächlich angerissen wurde, wird deutlich, dass

- > morphologische Änderungen im Flussbett, der Aue oder im oberflächennahen Grundwasserkörper (Interstitial) immer eine ökologische Konsequenz haben und
- > Grundvoraussetzungen für die Entwicklung von Flussbettmorphologie und damit für die ökologisch wichtige „Reset-Funktion“ grundlegend geändert wurden.

Das bedeutet:

1. Eine Bewirtschaftung von Flüssen aus Sicht nur einer Nutzung (hierzu zähle ich auch den Naturschutz) kann nicht erfolgreich sein.
2. Wir haben es bei unseren mitteleuropäischen Flusslandschaften mit neuen Landschaftstypen zu tun, für deren Ökologie nur sehr bedingt Referenzmöglichkeiten vorhanden sind.

Um eine nachhaltige Bewirtschaftung von Flusslandschaften zu erreichen, brauchen wir eine ganzheitliche Herangehensweise. Für ein erfolgreiches Management von Flusslandschaften ist ein vertieftes Verständnis der Prozesse notwendig. „Nur schützen“ reicht bei weitem nicht mehr aus. Naturschutz muss neben den zu schützenden Arten und Prozessen auch die dann zwangsläufig nicht zu schützenden betrachten, weil sie in Konkurrenz stehen oder sich gegenseitig ausschließen. Der Grundgedanke von Natura 2000 muss zu einem übergreifenden Managementkonzept für Flusslandschaften entwickelt werden.



Kontakt:

Dr. Fritz Kohmann

Bundesanstalt für Gewässerkunde

Am Mainzer Tor 1

56068 Koblenz

Tel.: 0261/ 1306 5320

Fax: 0261/ 1306 5148

E-Mail: kohmann@bafg.de

Jahrgang: 1950

1968 – 1977

Studium Biologie, Meereskunde, Limnologie an der Universität Kiel, Diplomarbeit am MPI für Limnologie in Plön

1978 – 1981

Promotion an der Zoolog. Sammlung des Bayerischen Staates in München

1982 -1993

Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, Zuständigkeitsbereich „Ökologie der Fließgewässer“

seit 1994

Abteilungsleiter „Ökologie“ der Bundesanstalt für Gewässerkunde

Morphologie als Indikator für die Habitatqualität

Silke Wieprecht

1 Einleitung

Fließgewässer stehen in einem ständigen Austausch mit ihrer Umgebung. Aktiv formen sie das Relief und die Gestalt des Umlandes und werden gleichzeitig durch das Umland entscheidend in ihrer Erscheinungsform geprägt. Am Ende des 19. Jahrhunderts und zu Beginn des 20. Jahrhunderts wurden viele unserer Flüsse begradigt und eingeengt. Der Fluss, der natürlicherweise seinen Lauf oft änderte, sollte fixiert werden, die dadurch gewonnenen Flächen landwirtschaftlich oder für Besiedelung genutzt und durch die auftretende Erosion die Hochwassersicherheit erhöht werden. Inzwischen ist der ursprünglich zur Verfügung stehende Talraum meist intensiven anthropogenen Nutzungen unterworfen. Die Fließgewässer wurden aufgestaut, um eine Nutzung z. B. durch Wasserkraft oder Schifffahrt zu ermöglichen. Die dadurch entstandene meist monotone Gewässerstruktur und die Vereinheitlichung der Strömungsbedingungen haben dazu geführt, dass das morphologische Regime und der Geschiebehaushalt aus dem Gleichgewicht geraten sind.

2 Begradigung und Einengung

Die alluvialen Flüsse wurden im Laufe des 19. und 20. Jahrhunderts systematisch begradigt und eingeengt. Dazu wurden beispielsweise lange Buhnen errichtet, um die dazwischen liegenden Buhnenfelder durch Ablagerung des flusseigenen Geschiebes und die mitgeführten Schwebstoffe aufzufüllen. Entlang der so neu entstandenen Uferlinie wurden dann Dämme errichtet und damit das neu gewonnene Land vor Überflutung geschützt. Viele damit vom Gewässer abgeschnittene Auen wurden mit Drainagen versehen und so die Bedingungen für die landwirtschaftliche Nutzung verbessert. Die Vorländer werden seitdem oft nur noch bei extremen Ereignissen überflutet und stehen deshalb zur hydraulischen Entlastung des Hauptgerinnes bei erhöhten Abflüssen nicht mehr zur Verfügung. Aus breiten, verzweigten Flüssen wurden schmale, gerade Kanäle mit hohen Dämmen, die heute unsere Landschaft prägen. Diese Flussläufe entsprachen dem damaligen Zeitgeist und Wertvorstellungen, nach denen ein geordneter, geometrischer Fluss als „schön“ und ein verzweigter Fluss als „verwildert“ bezeichnet wurde.

Mit der Einengung verändert sich auch die Morphologie. Die Sohle ebnet sich ein und der Strukturreichtum der Sohle verschwindet. Gegebenenfalls entstehen alternierende Bänke, die noch ein Minimum an morphologischer Diversität gewährleisten. Durch Erosion geht jedoch auch dieser letzte Rest an Strukturvielfalt verloren, wie das Beispiel der Salzach zeigt.

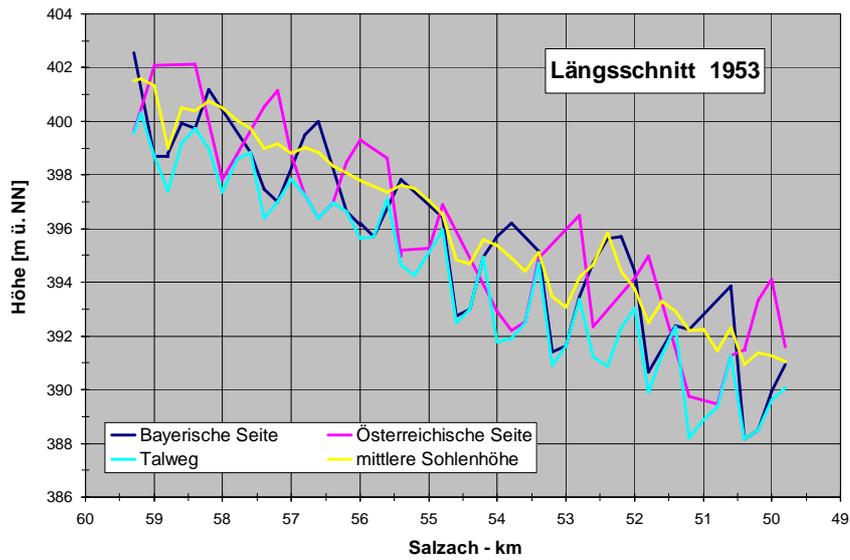


Abb. 1: Längsschnitt der Salzach, 1953

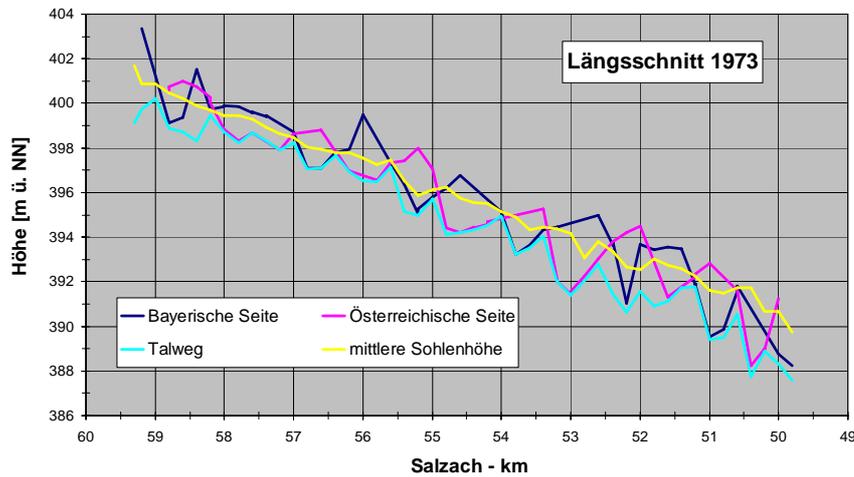


Abb. 2: Längsschnitt der Salzach, 1973

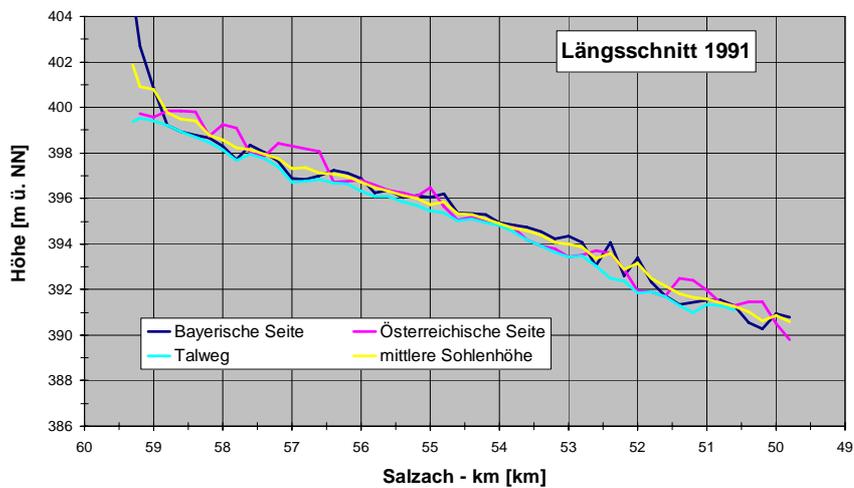


Abb. 3: Längsschnitt der Salzach, 1991

Ehemals vorhandene Kiesbänke (Abb. 1) werden aufgrund des Geschiebemangels und der damit verbundenen Erosion abgetragen. Diese Gewässerbereiche sind jedoch insbesondere für kieslaichende Fischarten oder Bewohner des Interstitials ein wichtiger Lebensraum. In den Abbildungen 1 bis 3 sind Längsschnitte der linken (bayerischen) und der rechten (österreichischen) Flussseite der Salzach dargestellt, auf denen der Verlust der morphologischen Strukturen im Verlauf von ca. vierzig Jahren deutlich zu erkennen ist. Waren 1953 noch alternierende Bänke mit einer durchschnittlichen Höhe von ca. 4 m vorhanden, so haben sich die mittleren Höhen bis zum Jahr 1973 schon auf ca. 2,5 m reduziert. Im Jahre 1991 ist von den Strukturen fast nichts mehr vorhanden (BECHTELER et al. 1998).

Parallel zum Landschaftsbild veränderte sich auch der Feststoffhaushalt der Flüsse. Die ursprünglichen, breiten Flüsse hatten eine vergleichsweise geringe Transportkapazität. Geschiebe, das aus dem Einzugsgebiet angeführt wurde, sedimentierte im Flussbett und provozierte Überschwemmungen. Durch die Korrekturen sollten die Transportkapazität erhöht und der Lauf des Flusses dauerhaft fixiert werden. Dies wurde durch die massiven Einengungen erreicht und zeigt sich heute durch starke Erosion, die damals als zusätzliche Sicherheit gegen Hochwasser durchaus erwünscht war. Da die Ufer in der Regel durch Längsverbauung festgelegt sind, kann eine Seitenerosion nicht oder nur in geringem Maß stattfinden. Dagegen kommt die Tiefenerosion umso mehr in Gang. Durch Abtrag der feineren Kornanteile kann dabei an der Oberfläche eine Abpflasterung oder Sohlenpanzerung durch Anreicherung der groben Körner des Bettmaterials entstehen, die dem Angriff der Strömung bis zu einem gewissen Grad Stand halten kann. Dieser Mechanismus versagt jedoch, wenn die Deckschicht der Sohle aufreißt und die besonders erosionsanfällige darunter liegende Schicht (z. B. Seeton) freigelegt wird. Dies wird als Sohlendurchschlag bezeichnet und zieht eine sprunghafte relativ großflächige Auskolkung und massive Eintiefung der Sohle nach sich, wie sie z. B. an der Salzach beim Hochwasser 2002 auftrat. In Abb. 4 ist beispielhaft ein Querschnitt der Salzach zwischen Freilassing und Laufen und die zugehörige Sohlenentwicklung in den Jahren 1953 bis 2001 (schwarz, blau, gelb, grün) dargestellt. Der Sohlendurchschlag mit einer Kolktiefe von 3 m bis 4 m kann an dem nach dem Hochwasser aufgenommenen Querprofil (rot) abgelesen werden.

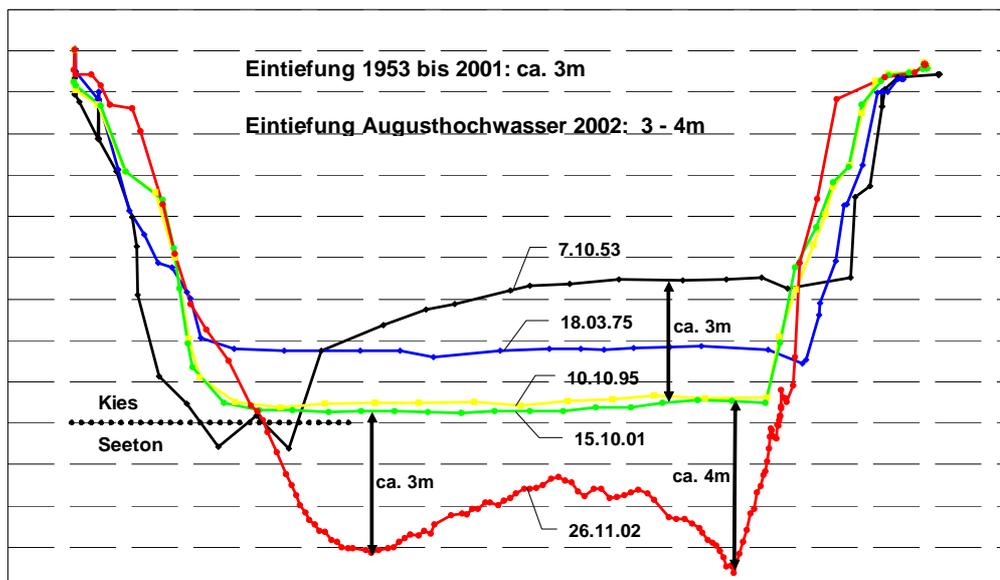


Abb. 4: Sohlendurchschlag an der Salzach durch das Hochwasser 2002
(Quelle: WWA Traunstein)

3 Strukturvielfalt und Ökologie

Die reduzierte Strukturvielfalt in einem begradigten und eingeeengten Fließgewässerabschnitt führt zum Verlust typischer Gewässermerkmale, die die Habitate für verschiedene wassergebundene Arten darstellen. Durch Einengungen gehen Hinterwasser, Naturufer, Schotterbänke, Riffle und Totwasser, die sich durch unterschiedliche Fließgeschwindigkeiten, Wassertiefen und Substratverhältnisse unterscheiden, verloren. Diese Vielfalt an Habitaten ist jedoch erforderlich, um die Reproduktion sowohl von strömungsliebenden (z. B. Bachforelle, Äsche), strömungsindifferenten (Rotauge, Hecht etc.) als auch strömungsmeidenden Fischarten (Rotfeder, Schleie) zu ermöglichen. Zum anderen stehen vermehrt Nahrungs- und Rückzugshabitate für verschiedene Fischarten in unterschiedlichen Lebensalterstadien zur Verfügung (ROHDE 2005).

An der Thur wurden die Unterschiede der Besiedelung von Fischen in unterschiedlich strukturierten Gewässerabschnitten untersucht. Dazu wurde an sieben Aufweitungsstrecken (Gesamtlänge 4738 m) und im Vergleich dazu an drei kanalisierten Strecken (Gesamtlänge 2148 m) der Fischbestand durch Elektrofischung festgestellt (HÖRGER & KEISER 2003).

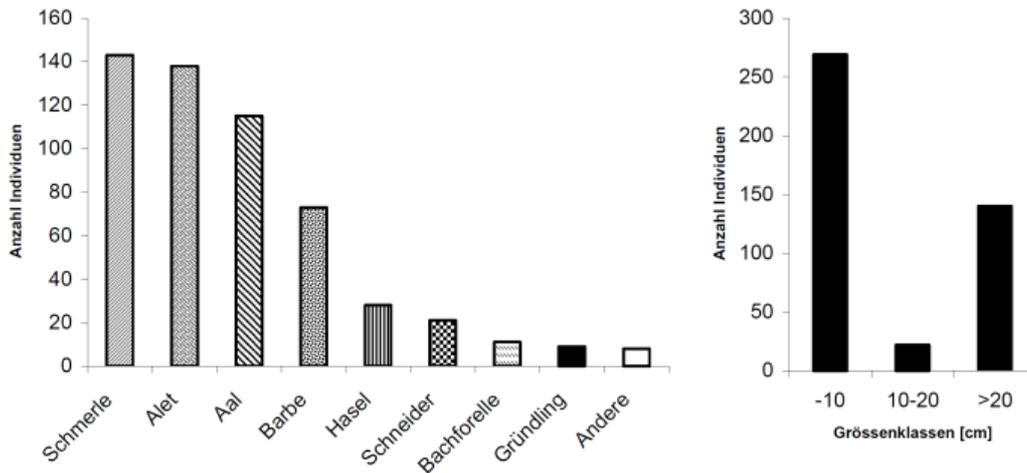


Abb. 5: Gesamtübersicht Strecken der kanalisierten Thur (N = 546 Individuen, Länge = 2148 m) (HÖRGER & KEISER 2003)

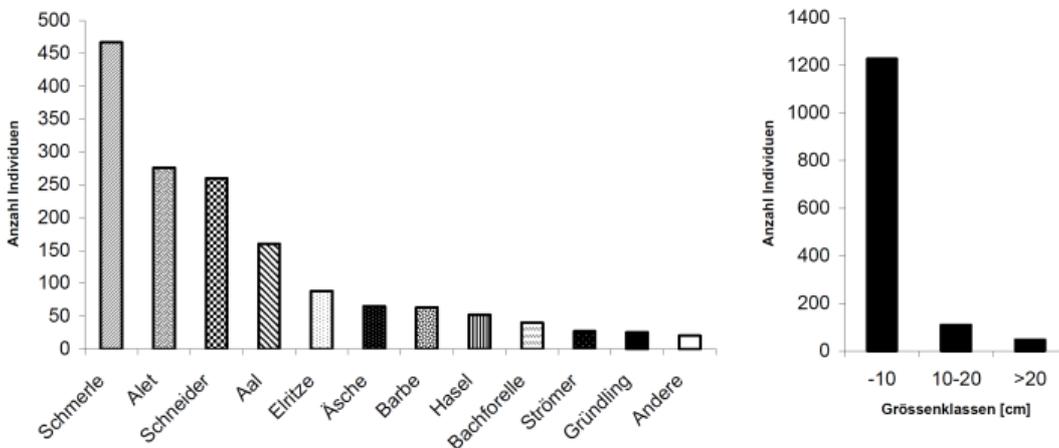


Abb. 6: Gesamtübersicht Aufweitungsstrecken (N = 1543 Individuen, Länge = 4738 m) (HÖRGER & KEISER 2003)

Durch die Aufweitungen, als Bestandteil des gesamten Fließgewässersystems, hat sich durch die Habitatverbesserungen eine Erhöhung der Bestandswerte im gesamten Flusslauf ergeben. Insbesondere weisen die Individuenzahlen der unterschiedlichen Abschnitte große Unterschiede auf. Die Aufweitungen bieten mehr Fischen Lebensraum als die kanalisierte Thur. In den Aufweitungen wurden durchschnittlich 325 Tiere pro 100 m angetroffen (Abb. 5), während in den kanalisierten Strecken im Schnitt nur mit 254 Tiere je 100 m (Abb. 6) zu finden waren.

ROHDE (2005) konstatiert, dass Aufweitungen die Lebensbedingungen für eine lokal bereits vorhandene Fischfauna stark verbessern (höhere Bestandsdichte). In Abhängigkeit von den Rahmenbedingungen im Fließgewässersystem (z. B. Durchgängigkeit) können Aufweitungen in Einzelfällen auch zur Rückkehr bzw. Ansiedlung neuer Arten führen.

4 Prognosemodelle für die Habitaqualität

Bisher wird die Gewässerstrukturgütekartierung oftmals als Kriterium für die Güte der morphologischen Struktur verwendet. Diese relative grobe Erhebung der rein abiotischen Parameter ist jedoch nicht ausreichend zur umfassenden Beurteilung eines Gewässerzustandes. Nach der Wasserrahmenrichtlinie wird der gute ökologische Zustand eines Fließgewässers anhand der Gewässerqualität und der biotischen Zusammensetzung eines Gewässers beurteilt. Wie sich auch aus den Ergebnissen der Untersuchungen an der Thur (siehe Abschnitt 3) zeigt, sind für Fische und die am und im Gewässerboden lebenden Organismen insbesondere folgende hydraulische und sedimentologische Parameter von wesentlicher Bedeutung:

- > Wassertiefe: Je nach Altersstadium der Fische sind sowohl Bereiche mit kleinen als auch größeren Wassertiefen erforderlich.
- > Fließgeschwindigkeit: Kleinere und Jungfische können physiologisch bedingt nur geringere Fließgeschwindigkeiten als größere Fische überwinden. Fließgeschwindigkeit ist auch für das Nahrungsangebot verantwortlich.
- > Zusammensetzung des Sohlsubstrats: Ausreichender Sauerstoffeintrag ins Sohlsubstrat ist für das Überleben des Makrozoobenthos notwendig. Das Gewässerbett dient außerdem sowohl als „Futterweide“ für bodenorientierte Arten als auch als Laichgrund für z. B. den Lachs. Ist die Sohle durch Feinsubstrat kolmatiert, ist die Funktionsfähigkeit dieses Lebensraums nicht mehr gegeben. Eine abgepflasterte Sohle bewirkt eine ähnliche Verschlechterung der Lebensraumsituation. Invertebraten finden nicht mehr ausreichend Lückenraum, sohllichende Fischarten können keine Laichgruben mehr schlagen.

Zur Beurteilung sollten aber nicht nur stationäre morphologische Parameter in Betracht gezogen werden, sondern es ist auch die Dynamik der Morphologie und der Geschiebetransport von entscheidender Bedeutung für die langfristige Qualität der Lebensräume. In der nachfolgenden Abb. 7 ist die Habitatqualität für den laichenden Lachs in einem Gewässerabschnitt des Flusses Surna in Norwegen dargestellt (WIEPRECHT et al. 2007). Die Ergebnisse wurden mit dem Habitatsimulationsmodell CASiMiR (SCHNEIDER 2001) erstellt. Die rote Farbe zeigt schlechte Habitatqualität, wobei die Farbveränderung des SI-Index (Suitability Index = Habitatqualitätsindex) von gelb über grün bis zu blauer Farbe eine Qualitätsverbesserung indiziert.

Es wird deutlich, dass eine reine Berücksichtigung der stationären hydraulischen Parameter (links) kein vollständiges Bild der tatsächlichen Situation darstellt. Erst die Berücksichtigung der morphologischen Situation insbesondere der Kolmation und der Abpflasterung zeigen die tatsächliche Habitatqualität (Mitte). Die rechte Darstellung in Abb. 7 zeigt die Situation nach einer durch eine Spülung induzierten morphologischen Umlagerung der Sohle, bei der insbesondere der Feinanteil, der zur Kolmation der Sohle beiträgt, ausgespült wurde.

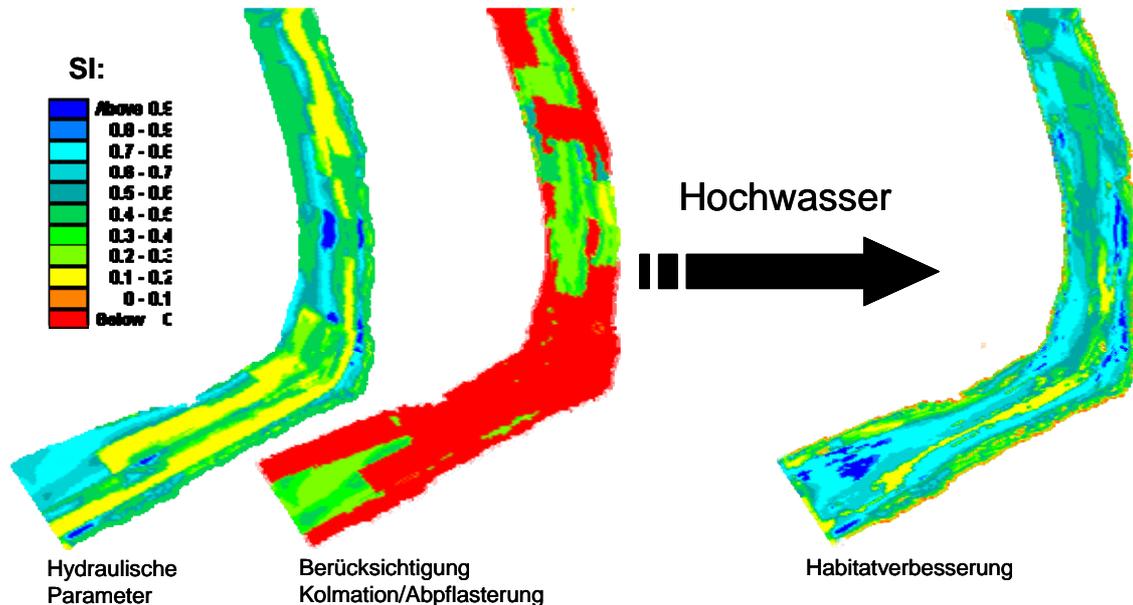


Abb. 7: Habitatqualität ohne und mit Berücksichtigung der morphologischen Parameter

5 Habitatqualität an Bundeswasserstraßen

Die Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) entwickelt das Modellsystem INFORM (INtegrated FLOODplain Response Model), mit dem ökologische Auswirkungen von Eingriffen in das System Fluss und Flussaue ermittelt und bewertet werden können. Der Einsatz von INFORM konzentriert sich auf die Belange an Bundeswasserstraßen und die damit zusammenhängenden typischen flussbaulichen Maßnahmen und Nutzungen. Das Institut für Wasserbau der Universität Stuttgart (IWS) entwickelt im Auftrag der BfG das zugehörige Fischhabitatmodul MOFIR (MOdel for FIsh Response). MOFIR soll die Durchführung und Visualisierung allgemeiner fischökologischer Bewertungen (z. B. für UVU, URE, FFH-VE) ermöglichen. Die Ergebnisse sind, entsprechend der Modellphilosophie von INFORM, als grobe Orientierungshilfe für Entscheidungsfindungen zu verstehen.

An Bundeswasserstraßen sind vor allem die Fischhabitate in den Rand- und Uferbereichen von besonderer Bedeutung sowie artspezifisch die Anbindung an Altarme oder Auengewässer. Die Fahrrinne selbst bietet aufgrund ihrer Strukturarmut, geringen Durchlichtung und der häufigen Störungen keine bedeutenden Fischhabitate (z. B. FLADUNG 2002). Deshalb zielt die Entwicklung von MOFIR zunächst auf die Ufer- und Vorlandbereiche ab und schließt die Fahrrinne aus. Als „Uferbereich“ wird der Hauptabflussquerschnitt abzüglich der Fahrrinne verstanden.

In das Habitatprognosemodell für Wasserstraßen MOFIR wurden zunächst vier Arten eingebunden, dabei auch einige mit teilweise sehr speziellen Habitatansprüchen sowie FFH-Arten, wie sie insbesondere der spezifischen Situation der Gewässercharakteristik von schiffbaren Flüssen geschuldet sind. So sind die Auswirkungen von Wellenschlag durch vorbeifahrende Schiffe ein weiterer Aspekt, der bewertet werden soll. Folgende Arten wurden für die Untersuchungen ausgewählt:

- > **Barbe**
repräsentativ für rheophile Arten mit Anspruch auf mittlere bis hohe Strömung, benötigt kiesiges bis steiniges Substrat zum Ablachen
→ *reagiert sensibel auf fehlendes Laichsubstrat (Sedimentation, Stau)*
- > **Gründling**
Kleinfischart, benötigt mittlere bis schwache Strömung sowie sandiges bis feinkiesiges Substrat in Flachuferbereichen
→ *reagiert sensibel auf harten Uferverbau und Stau*
- > **Schleie**
repräsentativ für auetypische Stillgewässerarten mit Anspruch auf schwache bis keine Strömung und sandiges bis schlammiges Substrat
→ *reagiert sensibel auf Strömung*
- > **Rapfen (FFH-Art)**
benötigt hohe Strömungsdiversität, besiedelt im juvenilen Stadium bevorzugt Buhnenfelder und Hafenbecken, Winterhabitate befinden sich meist in Auengewässern.
→ *reagiert sensibel auf fehlende Anbindung der Auengewässer, Strukturverarmung*

In Abb. 8 ist der Donauabschnitt der Mülhamer Schleife zwischen Straubing und Vilshofen dargestellt. Auf Basis einer bestehenden zweidimensionalen Abflussmodellierung bei Mittelwasser wurde die Verteilung der Wassertiefen und Fließgeschwindigkeiten sowie der Uferstrukturen inklusive der Korngrößenverteilung in den Randbereichen als Eingangsparameter für die Habitatmodellierung verwendet. In dem dargestellten Ausschnitt mit der Kiesbank auf der Innenseite der Flusskrümmung ist das Sohlsubstrat überwiegend kiesig mit einer Verteilung zwischen Mittelkies hin zur Fahrinne und Grobkies nahe dem Uferbereich. Dazwischen ist eher Feinkies mit sandigen Einlagerungen anzutreffen. Die Fließgeschwindigkeiten variieren zwischen ca. 20 cm/s am Uferbereich bis hin zu ca. 1,2 bis 1,4 m/s nahe der Fahrinne.

In Abb. 8 findet sich das Ergebnis die Habitatqualitätsverteilung für die Barbe im adulten (oben rechts) und im juvenilen (Mitte rechts) Alterstadium. Dabei werden die Präferenzen der Barbe in den beiden Altersstadien repräsentiert. Als rheophile Art bevorzugt die adulte Barbe kiesige Abschnitte mit höheren Fließgeschwindigkeiten, die großflächige auf der Kiesbank zu finden sind. Dagegen sind im juvenilen Altersstadium strömungsberuhigte Bereiche erforderlich, wie sie hier nur im Uferbereich zu finden sind. Da juvenile Populationen geringere Ansprüche an die Größe des Habitats haben, ist hier durchaus von einer guten Habitatsituation auszugehen. Für die Beurteilung der Gesamtsituation ist aber noch sowohl die jahreszeitliche Verteilung als auch die Anbindung und Vernetzung der Habitate im Gesamtsystem zu betrachten.

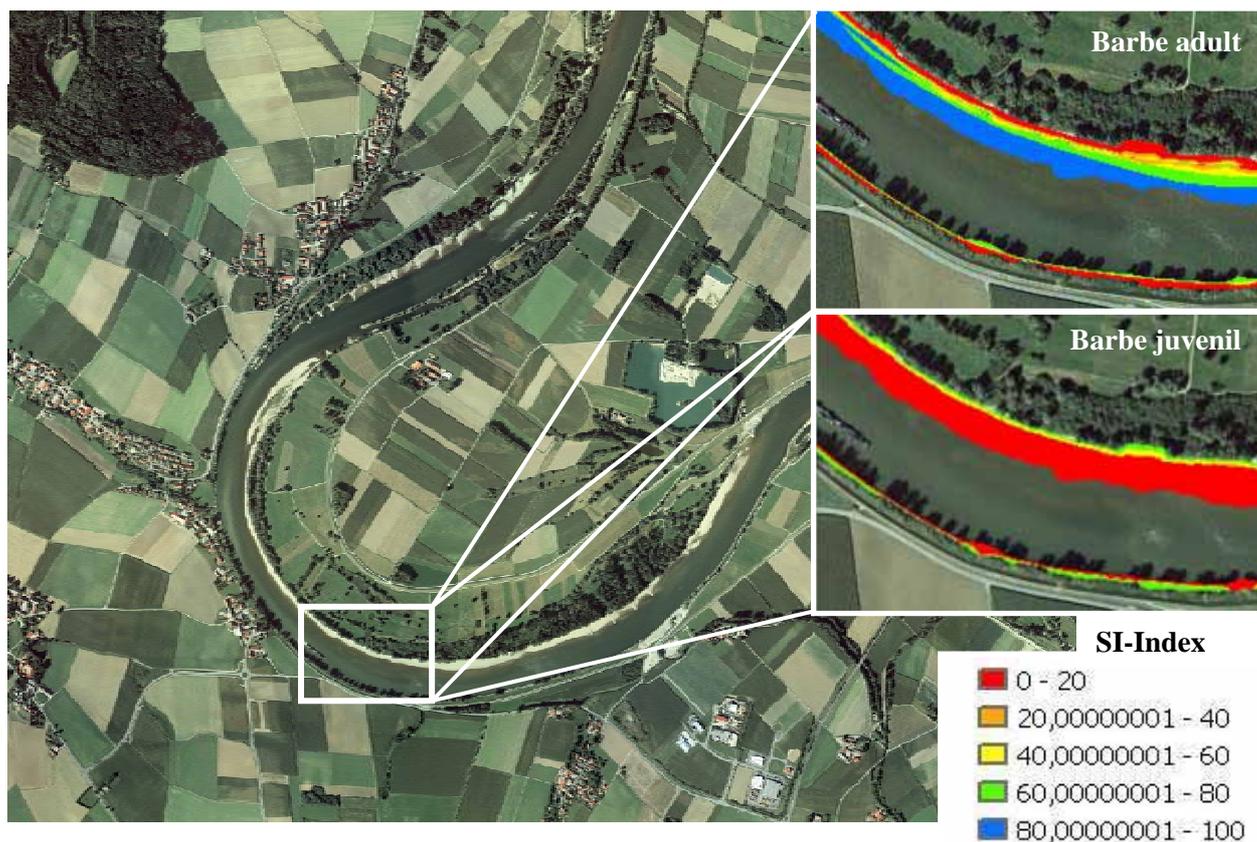


Abb. 8: Habitatverteilung für die Barbe (adult und juvenil) an der Donau (Mülhamer Schleife) bei Mittelwasserabfluss

6 Zusammenfassung

Fließgewässer sind empfindliche Systeme, in denen viele Faktoren interagieren. Durch anthropogene Nutzungen wie z. B. Staustufen, Hochwasserrückhaltebecken oder in Ausleitungstrecken wird die natürliche Abflussdynamik jedoch sowohl nach Menge als auch im jahreszeitlichen Verlauf verändert. Damit ändert sich auch die natürliche Morphodynamik und damit die Lebensgrundlage für das Ökosystem. In diesem Sinne ist die morphologische Struktur und die Änderungen im System ein wesentlicher, wenn nicht der aussagekräftigste Parameter für die Beurteilung des ökologischen Randbedingungen eines Gewässers. Habitatmodelle, die diese Parameter sowie deren Veränderungen berücksichtigen sind somit ein aussagekräftiges Hilfsmittel, mit denen auch relativ einfach und objektiv Verbesserungs- und andere Maßnahmen beurteilt werden können.

Bisher nur unzureichend geklärt ist die Frage nach der Quantifizierung der Dynamik hinsichtlich der Toleranzgrenzen der Fauna (Minimum und Maximum). Diese können noch nicht beantwortet werden und sind im Moment Gegenstand der Forschung. Dabei interessieren insbesondere die Dauer, Intensität und jahreszeitlichen Schwankungen des Geschiebetransports.

Literatur

- BECHTELER, W., S. HARTMANN, C. MERGL, S. WIEPRECHT: Dynamik von Kiesbänken in der unteren Salzach - ein Vergleich von Naturbeobachtungen mit einem physikalischen Modell, Wasserbau-Symposium "Planung und Realisierung im Wasserbau", Garmisch-Partenkirchen, 1998.
- FLADUNG, E.: Untersuchungen zum adulten Fischbestand im Hauptstrom (Fahrrinne) der Mittelalbe.", Zeitschrift für Fischkunde Supplementband 1, 2002.
- HÖRGER, C., Y. KEISER: Verbreitung und Habitatsansprüche der Fische in der Thur unter spezieller Berücksichtigung des Strömers (*Leuciscus souffia*), Diplomarbeit EAWAG, Kastanienbaum, 2003.
- ROHDE, S.: Integrales Gewässermanagement, Erkenntnisse aus dem Rhone-Thur-Projekt, Synthesebericht Gerinneaufweitungen. Eidgenössische Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf, 2005.
- SCHNEIDER, M.: Habitat- und Abflussmodellierung für Fließgewässer mit unscharfen Berechnungsansätzen. In: Mitteilungen des Institutes für Wasserbau der Universität Stuttgart, Heft 108, 2001.
- WIEPRECHT, S., A. EISNER UND M. NOACK: Development of Ecological oriented Flow Regimes based on Habitat, Sixth International Symposium on Ecohydraulics (Christchurch, New Zealand), 2007.



Kontakt:

Prof. Dr.-Ing. Silke Wieprecht

Institut für Wasserbau

Universität Stuttgart

Pfaffenwaldring 61

70550 Stuttgart

Tel.: 0711/685-64461

Fax: 0711/685-54461

E-Mail: wieprecht@iws.uni-stuttgart.de

1984 – 1991

Studium Bauingenieurwesen an der Technischen Universität München

1991 – 1996

Wissenschaftliche Mitarbeiterin an der Universität der Bundeswehr, Lehrstuhl für Hydromechanik und Hydrologie

1998

Promotion mit dem Thema „Entstehung und Verhalten von Transportkörpern bei grobem Sohlenmaterial“

1997 – 2000

Freiberufliche Gutachtertätigkeit als Beratende Ingenieurin im Bereich Wasserbau, Hydraulik und Hydrologie mit den Spezialgebieten Flussmorphologie, Sedimenttransport und wasserbauliches Versuchswesen

2000 – 2003

Angestellte an der Bundesanstalt für Gewässerkunde in Koblenz im Referat „Grundwasser, Geologie und Gewässermorphologie“

seit 2003

o. Universitätsprofessorin des Lehrstuhls für Wasserbau und Wassermengenwirtschaft, Universität Stuttgart

In der Reihe BfG-Veranstaltungen sind bisher u. a. erschienen:

- 1/2004 Flussgebietsbewirtschaftung – quo vadis Modellierung
- 2/2004 Auswirkungen des Ausbaus deutscher Nordsee-Ästuare auf die Gewässergüte und das Baggergutmanagement
- 3/2004 Die Lahn, Betrachtungen zu einem Gewässer aus hydrologischer, wasserwirtschaftlicher und ökologischer Sicht
- 4/2004 Tracer- und Abriebversuche – Gewinnung morphologischer Basisdaten für die Bewirtschaftung defizitärer Flusssysteme
- 5/2004 Statusseminar – Sedimentkontakttests
- 6/2004 Wasserstands- und Abflussvorhersage in grenzüberschreitenden Flussgebieten. Stand und Weiterentwicklung von Vorhersagesystemen

- 1/2005 Praxisorientierte und vielseitig nutzbare Fernerkundungseinsätze an der Elbe
- 2/2005 Die Bedeutung von Baggergutrichtlinien für das Sedimentmanagement in Flussgebieten und für den Meeresschutz
- 3/2005 Anwendungen der weltweiten Sammlung von Abflussdaten des Global Runoff Data Centre (GRDC)
- 4/2005 Feststoffhaushalt und Sedimentbewirtschaftung – anthropogene Steuerung natürlicher Prozesse
- 5/2005 Erfahrungen zur Niedrigwasserbewirtschaftung

- 1/2006 Gewässerkundliche Untersuchungen für verkehrliche und wasserwirtschaftliche Planungen an Bundeswasserstraßen
- 2/2006 Wasserstands- und Abflussvorhersagen im Elbegebiet
- 3/2006 Niederschlag-Abfluss-Modellierung zur Verlängerung des Vorhersagezeitraumes operationeller Wasserstands- und Abflussvorhersagen
- 4/2006 Radiologische Untersuchungen an Bundeswasserstraßen als Teil der radiologischen Umweltüberwachung
- 5/2006 Messkonzepte und Modellierung in der Gewässermorphologie

- 1/2007 Höhenmessungen mit GPS – Status quo und Entwicklungstendenzen
- 2/2007 Röhricht an Bundeswasserstraßen (im norddeutschen Raum)

- 1/2008 Neue Wege der Schadstoffbekämpfung
- 2/2008 Ultraschall in der Hydrometrie: neue Technik – neuer Nutzen?
- 3/2008 Effektive und qualitätsgesicherte Abwicklung von Sediment-/Baggergutuntersuchungen in der WSV
- 4/2008 Saisonale Vorhersagesysteme in Meteorologie und Hydrologie
- 5/2008 Umweltaspekte des Einsatzes von industriell hergestellten Wasserbausteinen in Bundeswasserstraßen
- 6/2008 Wasserbewirtschaftung und Niedrigwasser

- 1/2009 Wasserstandsinformationsdienste der BfG für die Bundeswasserstraßen
- 2/2009 Sediment Contact Tests. Reference conditions, control sediments, toxicity thresholds
- 3/2009 Sedimentologische Prozesse – Analyse, Beschreibung, Modellierung
- 4/2009 Ingenieurvermessung im Bauwesen der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung
- 5/2009 Verfahren der ökotoxikologischen (Risiko-) Bewertung in der Umweltsicherung
- 6/2009 Softwarelösungen für ein integriertes Hochwassermanagement
- 7/2009 Aspekte des Schadstoffmonitorings an Schwebstoffen und Sedimenten in der aquatischen Umwelt