

Das Teilmodell „Morphologie & Hydraulik“

Im Teilmodell „Morphologie & Hydraulik“ wird die sich einstellende Flussmorphologie modelliert, die Habitatsverteilung (gleichzeitige Verteilung der Abflusstiefe und Fließgeschwindigkeit, Anteil Riffel und Pools) beschrieben und die zeitliche Entwicklung der Sohlenkolmation abgeschätzt. Ausserdem wird die Wiederkehrzeit von Überflutungsereignissen (Vorland- und Dammüberflutung, bettaufreissende Hochwasserereignisse) prognostiziert. Dieses Teilmodell generiert die hydraulischen und morphologischen Eingangsgrößen für die ökologischen Teilmodelle „Benthos“ (z.B. mittlere Fließgeschwindigkeit bei MQ), „Fische“ (z.B. Wahrscheinlichkeit für Winterhochwasser, %Riffel, Tiefenvariabilität, ...) und „Arthropoden“ (Ufer-/Kiesbank-Kolmation).

Das Teilmodell „Morphologie & Hydraulik“ wurde für schweizerische Mittellandflüsse

- mit einem mittleren Abfluss zwischen 1 und 200 m³/s
- mit einer mittleren Korngrösse zwischen 1 und 30 cm
- mit einem mittleren Talgefälle zwischen 0.5‰ und 1%
- mit einer mittleren Fließgeschwindigkeit zwischen 0.3 und 1 m/s (bei MQ)
- mit einer mittleren Wassertiefe zwischen 0.1 und 2 m (bei MQ)

entwickelt.

In Schweizer et al. (2007a) und Schweizer et al. (2007b) finden sich detaillierte Modellbeschreibungen.

Bemerkung: Für konkrete hydraulische Berechnungen des Geschiebehaushalts oder für Detailplanungen eines Projekts sollten auch 3-dimensionale hydraulische Modelle angewendet werden. Das IFRM eignet sich aber gut für die Prognostizierung der ökologisch relevanten Größen bezüglich Flussmorphologie und Hydraulik.

Bemerkung: In diesem Teilmodell wird zuerst die Flussmorphologie bestimmt, anschliessend die Habitatsverteilungen, die Überflutungshäufigkeiten und die Kolmation. **Beachten Sie** bei der Interpretation der Ergebnisse bezüglich der Habitatsverteilung, der Überflutungshäufigkeiten und der Kolmation **immer die** vorher vom Modell berechneten **Wahrscheinlichkeiten für die Flussmorphologie** - z.B. wenn Sie die Flussbreite eines kanalisiertes Flusslaufs wählen und die Wahrscheinlichkeiten für das Bilden von alternierenden Kiesbänken oder von Verzweigungen sehr gering sind, liefern die Ergebnisse bezüglich der Habitatsverteilung, Überflutungshäufigkeiten und der Kolmation für diese Morphologietypen nur hypothetische Aussagen und sollten nicht weiter interpretiert werden.

Das Untermodell “Flussmorphologie”

Dieses Untermodell sagt die Wahrscheinlichkeitsverteilung der Flussmorphologien (gerader Flusslauf, Flusslauf mit alternierenden Kiesbänken, verzweigter Flusslauf) voraus.

Folgende Angaben werden für die Vorhersage der Flussmorphologie verwendet:

- Median Korngrösse d_{50} (m)
- Korngrösse d_{90} (m) (90% des Sediments ist kleiner)
- Talgefälle J_V (-)
- **Abflüsse mit Geschiebetransport innerhalb eines Jahres (m^3/s) (Zeitliche Auflösung ist benutzerdefiniert)**
- mittlerer jährlicher Hochwasserabfluss Q_a ($HQ_2 \leq Q_a \leq HQ_5$) (m^3/s)
- jährlicher Geschiebeeintrag Q_{in} ($m^3/Jahr$)
- Stricklerkonstante A_{st} (-) *
- Böschungswinkel ($^\circ$)
- **Innerer Reibungswinkel ($^\circ$) (falls der Ansatz von Millar (1999) verwendet werden soll)**

* typische Werte für A_{st} finden sich in Strickler (1923), Meyer-Peter & Müller (1948) und Schöberl (1981). Im Modell wird für A_{st} eine Normalverteilung mit Mittelwert 23.5 und Standardabweichung von 2 automatisch gewählt.

Bemerkung: HQ_2 und HQ_5 entsprechen dem 2-jährigen bzw. 5-jährigen Hochwasserabfluss (m^3/s).

Dabei wird die Median Korngrösse d_{50} in m, das Talgefälle J_V dimensionslos (1% entspricht 0.001), der mittlere jährliche Hochwasserabfluss Q_a in m^3/s , der jährliche Geschiebeeintrag Q_{in} in $m^3/Jahr$, die Stricklerkonstante A_{st} dimensionslos und der Böschungswinkel in $^\circ$ angegeben.

Im Modell werden drei verschiedene Flussmorphologien unterschieden:

- gerader Flusslauf (straight, insuff.length, insuff.gravel)
- Gerinne mit alternierenden Kiesbänken (alternating)
- verzweigter Flusslauf (braided)

Bemerkung: Für zu kurze Aufweitungen (insuff.length) und für Aufweitungen mit negativer Geschiebebilanz (insuff.gravel) wird ein gerader Flusslauf angenommen.

Für gerade Flüsse wird ein Trapezprofil angenommen, für Flüsse mit alternierenden Kiesbänken ein Dreiecksprofil (nach der graphischen Auswertung von über 200 BWG (jetzt BAFU)-Querprofilen). Für verzweigte Gerinne wird keine spezielle Annahme über die Geometrie benötigt (und daher auch keine Angabe über den Böschungswinkel), da hier ~~Zarn's Ansatz (1997)~~ **Marti (2006)** angewendet wird.

Bemerkung (gerade Flüsse): Für gerade Flüsse geben Sie einfach im Knoten "Böschungswinkel" unter "Definition-edit Table" im Feld "Single-Thread" den Böschungswinkel an. Das Feld "multi-thread" (verzweigte Gerinne) ist ein Relikt aus einer älteren Modellversion und wird vom Modell nicht weiter berücksichtigt.

Bemerkung (alternierende Kiesbänke): Der Böschungswinkel für Flüsse mit alternierenden Kiesbänken wird unter Morphologie & Hydraulik/Flussmorphologie/Bordvolle Abflusstiefe/"Böschungswinkel für alternierende Kiesbänke" nochmals angepasst. Allerdings hat der Knoten „1. Abschätzung des Böschungswinkels für Flüsse mit alternierenden Kiesbänken“ einen erheblichen Einfluss auf diese Anpassung. Im Modell wird dann nur der Knoten "Böschungswinkel für alternierende Kiesbänke" weiter verwendet.

Bemerkung (verzweigte Gerinne): Für verzweigte Gerinne wird die Methode von ~~Zarr~~ (1997) **Marti (2006)** verwendet, die keine Angaben über die Böschungswinkel benötigt.

Bestimmung der Flussmorphologie in 4 Schritten

1.) Bestimmung der natürlichen Flussmorphologie und der natürlichen Flussbreite

In der wissenschaftlichen Literatur finden sich verschiedene Ansätze, um zwischen verzweigten Flussläufen und Einzelgerinnen zu unterscheiden. Im IFRM können zwei Ansätze verwendet werden:

- Bledsoe & Watson (2001)
- Millar (1998)

Der Nutzer kann dabei auch die Ansätze unterschiedlich gewichten: bei den Modellinputs den Knoten „Gewicht Bledsoe und Watson“ verwenden. Analytica bestimmt dann daraus, wie viele Simulationen mit dem Ansatz von Bledsoe und Watson (2001) und wieviele mit dem Ansatz von Millar (1998) gerechnet werden.

1a) Ansatz von Bledsoe & Watson (2001)

Anhand der logistischen Regression von Bledsoe und Watson (2001) (basierend auf der Arbeit von Van den Berg (1995)) kann die Wahrscheinlichkeit $P_{\text{verzweigt}}$ für die Entstehung eines verzweigten Flusslaufs abgeschätzt werden:

$$P_{\text{verzweigt}} = \frac{\exp\left[3.00 + 5.71 \cdot \log_{10}\left(J_V \cdot \sqrt{Q_a}\right) - 2.45 \cdot \log_{10}(d_{50})\right]}{1 + \exp\left[3.00 + 5.71 \cdot \log_{10}\left(J_V \cdot \sqrt{Q_a}\right) - 2.45 \cdot \log_{10}(d_{50})\right]}$$

J_V = Talgefälle (-), Q_a = mittlerer jährlicher Hochwasserabfluss (m^3/s), d_{50} = Median Korngröße (m)

Die natürlichen Flussbreiten (ohne jegliche seitliche Begrenzungen) für verschiedene Morphologietypen lassen sich mit folgenden Gleichungen bestimmen (Herleitung aus den Daten von Van den Berg (1995) mit 127 seitlich unbegrenzten Flüssen):

für verzweigte Flussmorphologien: $w_{bf} = 2.61 \cdot Q_a^{0.49} \cdot d_{50}^{-0.76} \cdot \varepsilon_w$

für Einzelgerinne mit alternierenden Kiesbänken: $w_{bf} = 4.86 \cdot Q_a^{0.49} \cdot \varepsilon_w$

für gerade Einzelgerinne: $w_{bf} = 3.36 \cdot Q_a^{0.49} \cdot \varepsilon_w$

w_{bf} = Flussbreite bei bordvollem Abfluss (HQ₂-HQ₅) (m), ε_w = Fehlerterm zur Berücksichtigung der Unsicherheit in der Herleitung dieser Formeln (-) (vgl. Abschnitt "Berücksichtigung der Unsicherheit im Modell").

1b) Ansatz von Millar (1998)

Ausgehend von den Abgrenzungskriterien nach Parker (1976) und anhand von verschiedenen Testdaten leitet Millar (1998) eine Beziehung für das Grenzgefälle J_{tr} (-) her. Neben dem bordvollen Abfluss HQ₂-HQ₅ (m³/s) und d_{50} (m) der Deckschicht verwendet Millar als weiteren Parameter den inneren Reibungswinkel des Sohlenmaterials ψ (°):

$$J_{Tr} = 0.0002 \cdot HQ_{2-5}^{-0.25} \cdot d_{50}^{0.61} \cdot \psi^{1.75}$$

Der innere Reibungswinkel beschreibt dabei die Uferfestigkeit, bzw. die Erosionsanfälligkeit des Ufers und hängt von der Korngrößenverteilung und der Vegetation ab.

Tabelle 1 gibt einen Überblick über typische Werte des inneren Reibungswinkels:

Tabelle 1: Typische Werte des inneren Reibungswinkels. Vergleiche auch Millar et al (1993) und Millar (2000).

Uferbeschaffenheit	Innerer Reibungswinkel (°)
Ton	22
toniger Sand mit viel Feinanteilen	28
toniger Kies mit viel Feinanteilen	29
Sand mit wenig Feinanteilen	32
Silt	33
toniger Kies mit wenig Feinanteilen	36
sauberer Sand	38
sauberer Kies	40
dichte Ufervegetation	75

2.) Abschätzung der Flussmorphologie unter der Berücksichtigung von seitlichen Begrenzungen (und der Annahme einer positiven Geschiebebilanz)

Ist der Abstand zwischen den Interventionslinien (Breite, die dem Fluss zugestanden wird) kleiner als die natürliche Breite, kann sich der betrachtete Fluss nicht natürlich ausbreiten. In diesem Fall wird der Ansatz von Da Silva (1991) angewendet (Abb.1). Da aus Platzgründen die Entstehung von mäandrierenden Flüssen meist nicht realistisch ist, wird im IFRM für diesen Fall entweder ein gerades Gerinne oder ein Gerinne mit alternierenden Kiesbänken prognostiziert (vgl. Abb.1)

Im Modell wird die Abflusstiefe für Einzelgerinne mit dem Ansatz von Strickler (1923) und für verzweigte Gerinne mit der Methode von Zarn (1997) Marti (2006) iterativ berechnet.

Treten keine seitlichen Begrenzungen bezüglich der natürlichen Flussbreite auf, wird der Morphologietyp, der unter 1.) bestimmt wurde, für 3.) weiter verwendet.

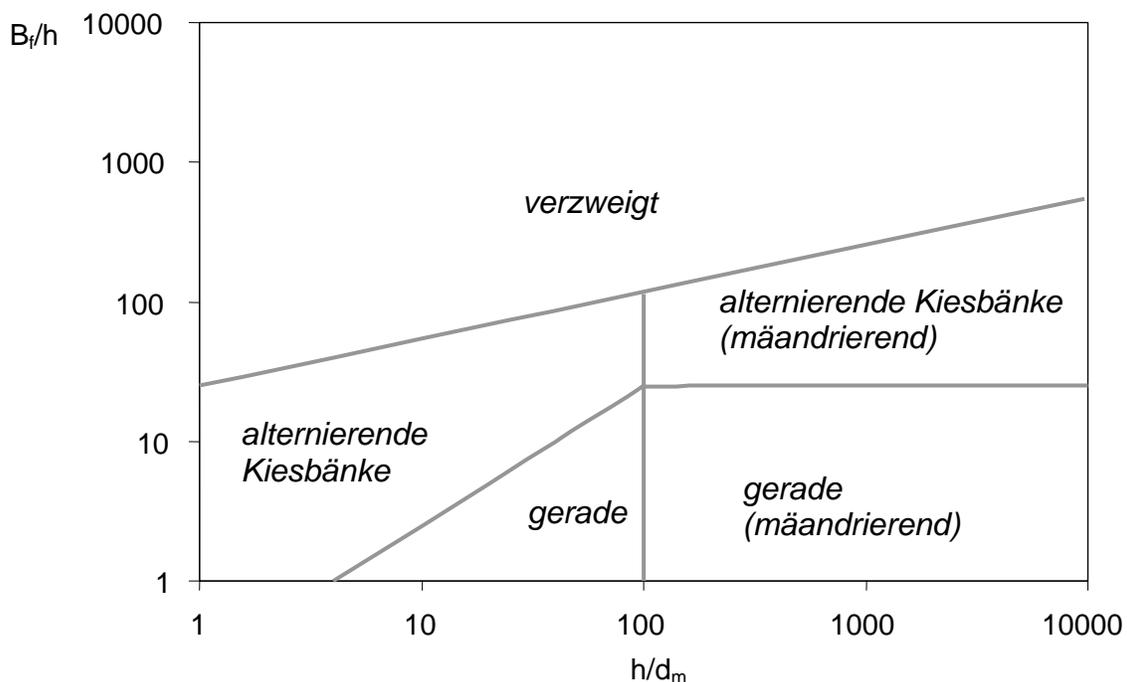


Abb. 1: Bestimmung der Flussmorphologie nach Da Silva (1991). h = Wassertiefe bei mittlerem jährlichem Hochwasserabfluss Q_a (m), B_f = Abstand zwischen den Interventionslinien (m), d_m = mittlere Korngröße (diese wird im Untermodell „Korngrößenverteilung“ aus d_{50} und d_{90} bestimmt).

3.) Bestimmung der sich einstellenden Flussmorphologie (unter Berücksichtigung des Geschiebehaushalts)

Damit sich Strukturen (z.B. Bänke, Verzweigungen, Kolke) bilden können, sollte eine positive Geschiebebilanz vorliegen, d.h. der Geschiebeeintrag Q_{in} in den betrachteten Flussabschnitt sollte die Transportkapazität Q_b in diesem Abschnitt übersteigen.

Allerdings haben Arbeiten von Marti (2006) und Surian & Rinaldi (2003) gezeigt, dass verzweigte Gerinne nach einer Reduktion des Geschiebeeintrags nicht eine gerade Morphologie einnehmen sondern alternierende Kiesbänke bilden. Dies ist in der neuen Modellversion IFRM 1.1 implementiert.

Die Transportkapazität wird für die eingesetzte (repräsentative) Abflussganglinie (366 Tage (Tag 0 wird auch benötigt, daher 366 Tage)) mit ausgewählten Abflusswerten eines Jahres mit der Formel von Meyer-Peter und Müller (1948) berechnet (unter Berücksichtigung der Unsicherheit in dieser Formel - siehe unten Abschnitt Berücksichtigung der Unsicherheit im Modell). Der Nutzer kann selbst wählen, in welcher zeitlichen Auflösung (z.B. als Stundenmittelwerte oder als Tagesmittelwerte) er die geschiebeführenden Abflüsse eingeben möchte. Es muss aber darauf geachtet werden, dass alle geschiebeführenden Abflüsse innerhalb eines Jahres berücksichtigt werden und dass dafür auch ein möglichst repräsentatives Jahr gewählt wird.

Die Abflusstiefe wird hier wieder nach Strickler (1923) für Einzelgerinne und nach Zarn (1997) Marti (2006) für verzweigte Gerinne iterativ bestimmt. Die Transportkapazität wird dann für die eingegebenen Abflüsse mit Geschiebetransport berechnet und mit dem Geschiebeeintrag Q_{in} verglichen.

Bei negativen Geschiebebilanzen ($Q_{in} < Q_b$) werden gerade und sich einschneidende Flüsse vom Modell vorhergesagt - wird eine verzweigt vorhergesagte Morphologie (ohne Berücksichtigung des Geschiebehaushalts) als ein Fluss mit alternierenden Kiesbänken prognostiziert, eine vorhergesagte Morphologie mit alternierenden Bänken (ohne Berücksichtigung des Geschiebehaushalts) wird bei negativer Geschiebebilanz als gerader sich einschneidender Fluss prognostiziert.

Vorhersage ohne Betrachtung des Geschiebehaushalts

Vorhersage bei $Q_{in} < Q_b$

verzweigter Flusslauf

-----> alternierende Kiesbänke

alternierende Kiesbänke

-----> gerade, sich einschneidend

gerade

-----> gerade, sich einschneidend

In Abbildung 2 werden die ersten drei Schritte zur Bestimmung der sich einstellenden Flussmorphologie in einem Entscheidungsbaum zusammengefasst.

Bemerkung: Die Geschiebebilanz wird im IFRM in einem eigenen Teilmodell unter Morphologie&Hydraulik/Geschiebehaushalt berechnet.

4.) Berücksichtigung der Länge einer Aufweitung

Damit sich Strukturen bilden können, bedarf es ausserdem einer Minimallänge für eine Aufweitung. Hunzinger (1998) und Ashmore (2001) geben ein Verfahren zur Bestimmung dieser Mindestlänge an: Hunzinger (1998) beschreibt die Mindestlänge in Abhängigkeit vom Aufweitungsfächer am Beginn einer Aufweitung und dem Einengungstrichter am Ende einer Aufweigung, Ashmore (2001) berechnet die Länge einer typischen Pool-Riffel-Sequenz.

Für Massnahmen mit einer zu geringen Länge wird ein gerades Gerinne angenommen.

Die Wahrscheinlichkeitsverteilung der vom Modell schliesslich prognostizierten Flussmorphologien kann im Knoten "sich einstellende Flussmorphologie" abgerufen werden.

Bemerkung: Ausserdem kann die relative Uferlänge mit der Methode von Robertson-Rintoul & Richards (1993) prognostiziert werden.

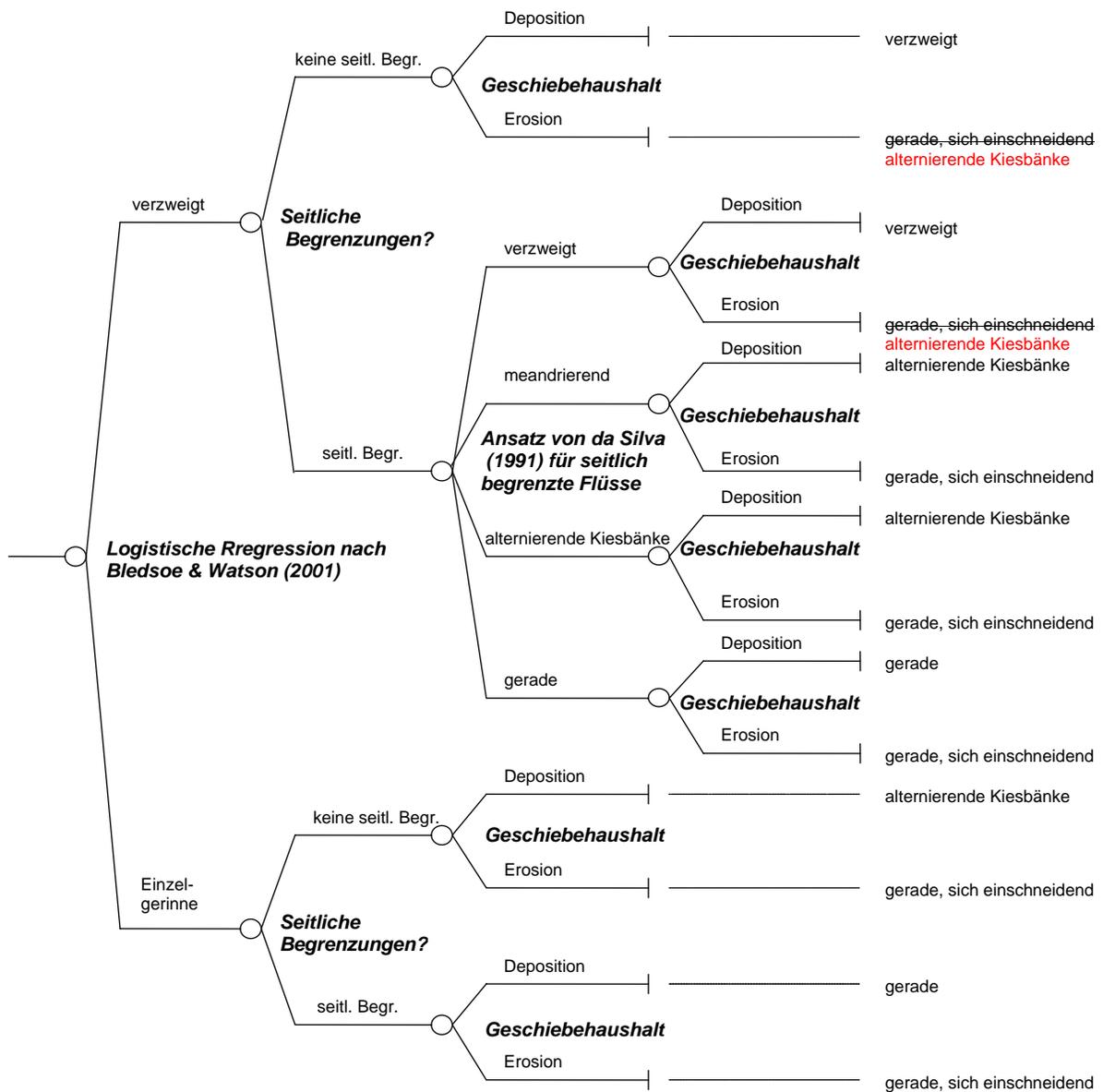


Abb. 2: Entscheidungsbaum, der die ersten drei Schritte zur Bestimmung der sich einstellenden Flussmorphologie darstellt. Weitere Erklärungen finden sich im Text

Das Untermodell "Korngrößenverteilung"

Dieses Teilmodell berechnet die Korngrößenverteilung anhand der Korngrößen d_{50} und d_{90} .

Für dieses Untermodell werden folgende Eingangsgrößen benötigt

- Median Korngröße d_{50} (m)
- Korngröße d_{90} (m): 90% des Sediments sind kleiner

Unter der Annahme, dass die Korngrößen log-normalverteilt sind, kann aus diesen beiden Größen die theoretische Korngrößenverteilung berechnet werden. In bestimmten Formeln werden z.B. die Korngrößen d_{10} oder d_{84} benötigt.

Das Untermodell “Überflutungen”

Im IFRM werden drei Typen von Überflutungen / Hochwasserereignissen betrachtet und ihre mittlere Wiederkehrzeit abgeschätzt:

- Überflutung der Dämme
- Überflutung der Vorländer
- Hochwasserabflüsse, die das Flussbett aufreißen

Als Eingangsgrößen zur Berechnung der mittleren Wiederkehrzeit werden für jeden “Hochwasser-Typ” folgende Größen gebraucht:

- Talgefälle J_V (-)
- Stricklerkonstante $A_{st}(-)^*$
- Korngrösse d_{90} (m)

* Im Modell wird für A_{st} eine Normalverteilung mit Mittelwert 23.5 und Standardabweichung von 2 automatisch gewählt.

Zur Berechnung der mittleren Wiederkehrzeit für eine Überflutung der Dämme benötigt das Modell ausserdem:

- Abstand zwischen den Dämmen (m) (Management-Option)
- Höhe der Dämme (m) (Management-Option)
- Koeffizient A und B (-)*

* Diese beiden Koeffizienten werden zur Berechnung der mittleren Wiederkehrzeit von Dammüberflutungen benötigt (siehe Gleichung unten). Ihre Berechnung kann im MS-Excel-File “Bestimmung der Koeffizienten für Dammüberflutung.xls” durchgeführt werden (das Vorgehen ist darin näher erklärt).

Zur Berechnung der mittleren Wiederkehrzeit $T_{\text{Wiederkehrzeit_Damm}}$ für eine Dammüberflutung wird folgende Formel verwendet:

$$T_{\text{Wiederkehrzeit_Damm}} = A \cdot e^{B \cdot HQ_{\text{Dammüberflutung}}} \quad (\text{Einheit: Jahre})$$

mit $HQ_{\text{Dammüberflutung}} = \text{Hochwasserabfluss für Dammüberflutung (m}^3/\text{s)}$

Zur Berechnung der mittleren Wiederkehrzeit für eine Überflutung der Vorländer benötigt das Modell zusätzlich:

- Abstand zwischen den Interventionslinien* (m) (Management-Option)
- Höhe der Vorländer (m) (Management-Option)
- Böschungswinkel für gerade Gerinne und für Flüsse mit alternierenden Kiesbänken (°)
- Koeffizient a und b (-)

* Der Abstand zwischen den Interventionslinien beschreibt die maximal mögliche Flussbreite, die nach einer Aufweitung dem Gewässer zur Verfügung gestellt wird. Die Berechnung der Koeffizienten a und b kann im MS-Excel-File "Bestimmung der Koeffizienten für Vorlandüberflutung und Aufreißen des Flussbetts.xls" durchgeführt werden (das Vorgehen ist darin näher erklärt).

Zur Berechnung der mittleren Wiederkehrzeit für das Aufreißen des Flussbetts benötigt das Modell zusätzlich:

- Abstand zwischen den Interventionslinien (m) (Management-Option)
- Böschungswinkel für gerade Gerinne und für Flüsse mit alternierenden Kiesbänken (°)
- Koeffizient a und b (-)

Die Berechnung der Koeffizienten a und b kann wieder im MS-Excel-File "Bestimmung der Koeffizienten für Vorlandüberflutung und Aufreißen des Flussbetts.xls" durchgeführt werden (das Vorgehen ist darin näher erklärt).

Der kritische Abfluss zum Aufreißen der Flusssohle wird nach der Methode von Günther (1971) berechnet.

Da die kritischen Abflüsse für das Aufreißen der Flusssohle und für das Überfluten der Vorländer in etwa in der gleichen Größenordnung liegen, können die gleichen Koeffizienten a und b für beide Hochwassertypen verwendet werden. Zur Berechnung der mittleren Wiederkehrzeit für eine Vorlandüberflutung (bzw. für das Aufreißen der Flusssohle) wird folgende Formel verwendet:

$$T_{\text{Wiederkehrzeit}} = a \cdot e^{a \cdot HQ_{\text{kritisch}}}$$

mit HQ_{kritisch} = kritischer Hochwasserabfluss für Vorlandüberflutung, bzw. für das Aufreißen der Flusssohle

Bemerkung: Die Wiederkehrzeit für eine Vorlandüberflutung wird im Modell in der Einheit „Jahre“ angegeben, die Wiederkehrzeit für das Aufreißen der Flusssohle in „Tagen“.

Das Untermodell “Habitatsverteilung”

Dieses Untermodell prognostiziert die Habitatsverteilung (gemeinsame Verteilung der Abflusstiefe und Fliessgeschwindigkeit, prozentualer Anteil an Riffeln, Pools und Runs).

Folgende Angaben werden für die Vorhersage der Habitatsverteilung benötigt:

- Abstand zwischen den Interventionslinien (m) (Management Option)
- Mittlerer Abfluss MQ (m^3/s)
- Median Korngrösse d_{50} (m)
- Korngrösse d_{90} (m)
- Talgefälle J_V (-)
- Stricklerkonstante A_{st} (-)*
- Böschungswinkel ($^\circ$)
- Durchschnittliche Wassertemperatur ($^\circ\text{C}$)
- Maximale Wassertemperatur ($^\circ\text{C}$)
- Datum mit maximaler Wassertemperatur (Julianische Tage*)

* unter Julianischen Tagen versteht man die Zeit in Tagen seit dem 1. Januar - z.B. entspricht der 1. Februar dem Julianischen Tag 32.

** Im Modell wird für A_{st} eine Normalverteilung mit Mittelwert 23.5 und Standardabweichung von 2 automatisch gewählt.

Theorie

Die physikalische Habitatsverteilung wird durch die gemeinsame Verteilung von Abflusstiefe, Fliessgeschwindigkeit und mittlerer Korngrösse definiert. Im IFRM wird eine (räumlich gesehen) einheitliche Korngrössenverteilung im gesamten Flussabschnitt angenommen. Somit lässt sich die Verteilung der Habitate mit einer gemeinsamen (bivariaten) Verteilung der Abflusstiefe und der Fliessgeschwindigkeit definieren.

Habitatsverteilung für Flüsse mit alternierenden Kiesbänken und für verzweigte Flüsse

In Schweizer et al. (2007a) konnte gezeigt werden, dass die bivariate (gemeinsame) Verteilung von *relativer** Abflusstiefe und *relativer*** Fliessgeschwindigkeit für Flüsse mit Kiesbänken und für verzweigte Gerinne mit zwei fixen bivariaten Verteilungen beschrieben werden kann:

- Bivariate Normalverteilung mit $\mu_{\text{Tiefe}} = 1$, $\mu_{\text{Geschwindigkeit}} = 1$, $\sigma_{\text{Tiefe}} = 0.52$, $\sigma_{\text{Geschwindigkeit}} = 0.52$, $\rho = 0.12$ (vgl. Abb. 3 linkes Bild)
- Bivariate Lognormalverteilung mit $\mu_{\text{Tiefe}} = 1$, $\mu_{\text{Geschwindigkeit}} = 1$, $\sigma_{\text{Tiefe}} = 1.09$, $\sigma_{\text{Geschwindigkeit}} = 1.19$, $\rho = 0.01$ (vgl. Abb. 3 rechtes Bild)

(μ = Mittelwert, σ = Standardabweichung, ρ = Korrelationskoeffizient zwischen relativer Tiefe und relativer Geschwindigkeit)

* bezogen auf die mittlere Abflusstiefe (deshalb ist für die beiden bivariaten Verteilungen der Mittelwert $\mu_{\text{Tiefe}} = 1$)

** bezogen auf die mittlere Fließgeschwindigkeit (deshalb ist für die beiden bivariaten Verteilungen der Mittelwert $\mu_{\text{Geschwindigkeit}} = 1$)

Für die Herleitung wurden über 31000 Geschwindigkeits-Tiefen-Messungen von insgesamt 92 Flussabschnitten (im Ganzen über 2100 Querprofilen) verwendet.

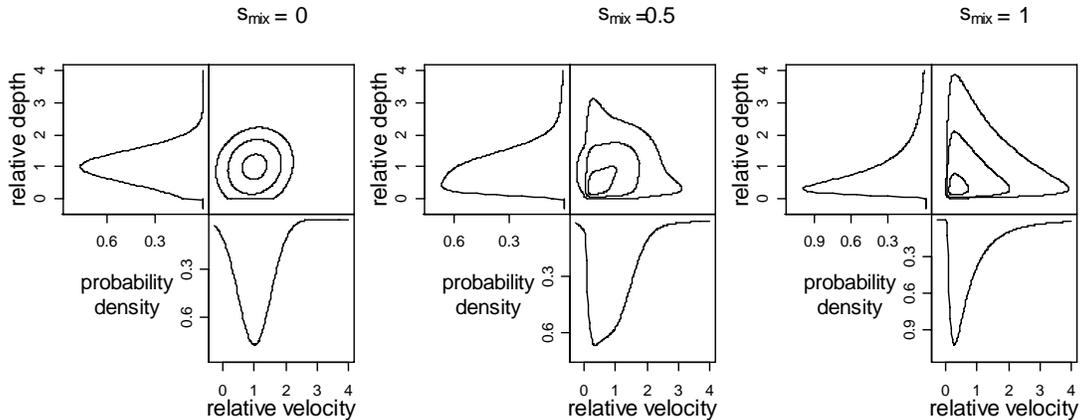


Abb. 3: Bivariate Verteilungen von relativer Tiefe und relativer Geschwindigkeit: links: Fixe bivariate Normalverteilung, rechts: Fixe bivariate Log-Normalverteilung, Mitte: Mischung 50% bivariate Normalverteilung und 50% bivariate Log-Normalverteilung.

Die bivariate Normalverteilung charakterisiert sog. Rinneneffekte, d.h. mit zunehmender Abflusstiefe nimmt auch die Fließgeschwindigkeit zu, während die bivariate log-Normalverteilung den sog. Pool-Riffle-Effekt beschreibt (in Riffeln: hohe Fließgeschwindigkeit bei geringer Abflusstiefe, in Pools: geringe Fließgeschwindigkeit bei hoher Abflusstiefe). In der Natur tritt aber meist eine Mischung dieser beiden extremen bivariaten Verteilungen auf (vgl. z.B. Abb. 3: Mittleres Bild).

Der Mischfaktor s_{mix} gibt den jeweiligen Anteil der beiden bivariaten Verteilungen an und lässt sich mit folgender Gleichung abschätzen:

$$\ln\left(\frac{s_{\text{mix}}}{1-s_{\text{mix}}}\right) = -2.34[\pm 0.79] - 2.27[\pm 0.31] \cdot \ln(Fr) - 2.03[\pm 0.69] \cdot \left(\frac{q}{MQ}\right)^{0.5} - 0.04[\pm 0.02] \cdot Z^{-1}$$

Fr = Froude Zahl (-) $Fr = \frac{v}{\sqrt{h \cdot g}}$ (v = Geschwindigkeit (m/s), h = Tiefe (m), g = 9.81 m/s²)

MQ = mittlerer Abfluss (m³/s)

q = Abflusswert für den die Habitatsverteilung bestimmt werden soll (m^3/s) (vom Nutzer frei wählbar)

Z = relative Rauzigkeit (-) (d_{50}/h)

Die hier verwendete Froudezahl bezieht sich auf den gesamten Flussabschnitt. Sie wird aus der mittleren Abflusstiefe (nach Strickler (1923) oder Zarn (1997) Marti (2006) bestimmt) und der mittleren Fliessgeschwindigkeit (mit Annahmen über die Querprofilsform - siehe Kapitel Untermodell Flussmorphologie bestimmt) vom Modell automatisch berechnet.

Habitatsverteilung für gerade Flüsse

Bei geraden Flüssen (ohne grössere Sohlenstrukturen) dominieren die sog. Rinneneffekte (mit grösserer Abflusstiefe nimmt die Fliessgeschwindigkeit zu), die nach Schweizer et al. (2007b) mit einer einzelnen bivariaten Beta-Verteilung ($\mu_{\text{relative Geschwindigkeit}} = 1$, $\mu_{\text{relative Tiefe}} = 1$, $\sigma_{\text{relative Geschwindigkeit}} = 0.291$, $\sigma_{\text{relative Tiefe}} = 0.303$, $scale=1.4$) sehr gut beschrieben werden können (vgl. Abb. 4).

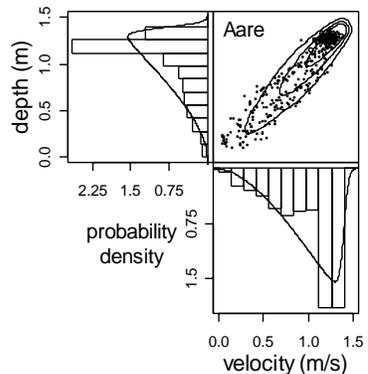


Abb. 4: Beispiel einer bivariaten Beta-Verteilung - hier für ein Querprofil der Aare bei Biel (BAFU-Pegel Brügg Aegerten).

Anzeigen der bivariaten Verteilung in Analytica

Klicken Sie entweder auf den Knoten „Gemeinsame Verteilung Geschwindigkeit-Tiefe“ oder auf „Gemeinsame Verteilung Tiefe-Geschwindigkeit“ und anschliessend auf den Button „calc“ oder „!“. Wählen Sie dann im aufgehenden Diagrammfenster zwischen den verschiedenen Flussmorphologien.

Anzeigen der Variationskoeffizienten für Tiefe, bzw. für Geschwindigkeit

Klicken Sie auf den Knoten „Variationskoeffizient Tiefe“ bzw. „Variationskoeffizient Geschwindigkeit“.

Beachten Sie, dass hier mindestens 100 Modellsimulationen durchgeführt werden sollten, um sinnvolle Modellergebnisse (Variationskoeffizienten) zu erhalten (Einstellen in Analytica: Menü: Result-Uncertainty Options-Uncertainty Sample: Feld rechts neben "Sample Size" verwenden).

Anzeigen der Verteilung der hydraulischen Habitate

In der Literatur werden meist drei verschiedene Habitatstypen unterschieden:

- Pool oder Becken: geringe Fliessgeschwindigkeit bei grosser Abflusstiefe
- Riffle (oder Riffel): grosse Fliessgeschwindigkeit bei geringer Abflusstiefe
- Run oder Rinnen: mittlere Fliessgeschwindigkeit und mittlere Abflusstiefe

Im IFRM wird die von Jowett (1993) vorgeschlagene Methode zur Unterscheidung dieser drei Habitate anhand der Froude-Zahl und dem Verhältnis von Geschwindigkeit zu Tiefe verwendet. Somit lässt sich die räumliche Verteilung (ohne topographischen Bezug) von Pools, Riffeln und von Runs bestimmen, z.B. der Flussabschnitt wird nach einer Aufweitung bei einem bestimmten Abfluss zu 10% aus Pools, zu 15% aus Riffeln und zu 75% aus Runs bestehen.

Klicken Sie einfach auf den Knoten „Verteilung der hydraulischen Habitate“ und anschliessend auf „!?“ oder „Calc“.

Das Untermodell "Temperaturverlauf"

Der typische Jahrgang der Wassertemperatur wird nach der Methode von Hari et al. (2006) als Sinus-Kurve simuliert. Dafür benötigt das IFRM folgende Eingangsgrössen:

- Mittlere Wassertemperatur (°C)
- Maximale Wassertemperatur (°C)
- Tag im Jahr mit maximaler Wassertemperatur (als Julianischer Tag)

(Das Untermodell „Temperaturverlauf“ ist im Untermodell „Habitatsverteilung“ integriert).

Das Untermodell „Kolmation“

Dieses Untermodell modelliert die innere Sohlenkolmation im Laufe eines Jahres mit der Methode von Schälchli (1993, 1995).

Folgende Angaben werden für die Vorhersage der Habitatsverteilung benötigt:

- Abstand zwischen den Interventionslinien (m) (Management Option)
- Mittlerer Abfluss MQ (m^3/s)
- Median Korngrösse d_{50} (m)
- d_{90} der Sohle (m)
- d_{10} der Sohle (m)
- Talgefälle J_V (-)
- Stricklerkonstante A_{st} (-)⁺
- Böschungswinkel ($^\circ$)
- Durchschnittliche Wassertemperatur ($^\circ\text{C}$)
- Maximale Wassertemperatur ($^\circ\text{C}$)
- Datum mit maximaler Wassertemperatur (Julianische Tage)
- repräsentative Abflussganglinie eines Jahres mit Tagesmittelwerten (m^3/s)
- repräsentative Abflussganglinie eines Jahres mit Tagesmaximalwerten (m^3/s)⁺⁺
- typische Zeitreihe für Schwebstoffkonzentrationen C_t (g/l) (für 366 Tage (Tag 0 wird auch benötigt, daher 366 Tage))*
- hydraulischer Gradient i (-)**
- Druckhöhendifferenz zwischen Grundwasser und Flusssohle Δh_w (m)^{***}
- Maximale Sohlendurchlässigkeit k_0 (m/s)^{****}
- Porosität der Sohle ϕ ^{*****}(-)

⁺ Im Modell wird für A_{st} eine Normalverteilung mit Mittelwert 23.5 und Standardabweichung von 2 automatisch gewählt.

⁺⁺ Liegt keine Ganglinie mit den täglichen Maximalabflüssen vor, kann diese auch geschätzt werden oder die Ganglinie mit den täglichen Mittelwertet kann verwendet werden - in diesem Fall werden aber die Häufigkeiten von Dekolmationsereignissen unterschätzt.

* Die **Schwebstoffkonzentrationen** in einem Fluss sind meist abhängig vom Abfluss. Sie können versuchen, aus Abfluss- und Schwebstoffdaten eine Korrelation für ihren Fluss abzuleiten (z.B. in einem Excel-File ein Diagramm mit Abfluss und Schwebstoffdaten erzeugen und eine Trendlinie mit Gleichung hinzufügen). Geben Sie die so für die repräsentative Abflussganglinie erzeugten Schwebstoffkonzentrationen im Knoten „Konzentration an suspendierten Partikeln (g/l)“ ein. Falls Sie tägliche Schwebstoffdaten eines Jahres zur Verfügung haben, können Sie natürlich auch diese verwenden.

** Der **hydraulische Gradient (nach Darcy)** entspricht dem Verhältnis zwischen Sickerwasserlänge (m) zu Druckhöhendifferenz zwischen Grundwasser und Flusssohle (m). Der hydraulische Gradient ist dimensionslos.

*** **Druckhöhendifferenz zwischen Gerinne und Grundwasserspiegel**

Dies entspricht dem vertikalen Abstand zwischen Grundwasserspiegel und Flusswasserspiegel und wird in Meter angegeben (als Gleichverteilung mit minimalem und maximalem Wert).

**** **Maximale Sohlendurchlässigkeit.** Dies entspricht der Sohlendurchlässigkeit im unkolmatierten Zustand (z.B. direkt nach einem bettaufreissenden Hochwasserereignis). Die maximale Sohlendurchlässigkeit wird in m/s angegeben.

***** **Porosität der Sohle.** Für schweizerische Flüsse kann hier ein Wert von 25% angenommen werden.

Theorie

Im IFRM wird die innere Sohlenkolmation für niedrige bis mittlere Abflüsse nach der Methode von Schälchli (1993, 1995) modelliert und hängt von hydraulischen Eigenschaften sowie von Bettcharakteristiken ab. Sie wird in %Feinmaterial angegeben und ist für die Teilmodelle „Fische“ und „Arthropoden“ eine wichtige Eingangsgröße.

Da sich die hydraulischen Eigenschaften von Pools und Runs unterscheiden, werden diese für jeden Morphologietyp (gerade, alternierende Kiesbänke, verzweigt) separat betrachtet. Wegen der hohen Filtergeschwindigkeiten in Riffeln wird dort kein Auftreten einer Kolmation angenommen.

In Zeiten ohne bettaufreissende Hochwasserereignisse nimmt der Anteil von Feinmaterial in der Sohle bis zu einer maximalen Sohlenkolmation kontinuierlich zu. Bei bettaufreissenden Hochwasserereignissen wird die Sohle umgelagert und damit vom vorher eingelagerten Feinmaterial wieder befreit. Für verzweigte Gerinne werden solche Ereignisse vom Modell allerdings nur vorhergesagt, wenn die ganze zur Verfügung stehende Breite eine kritische Sohlenschubspannung übersteigt - Abflusskonzentrationen in Rinnen (wie sie in der Realität häufig auftreten) werden in dieser Modellversion nicht berücksichtigt.

Die zeitliche Entwicklung der inneren Kolmation $\frac{dm_{\text{fines}}}{dt}$ (kg/s) kann für Zeiten ohne Hochwasserereignisse mit dem Produkt aus Konzentration an suspendierten Stoffen C_t und dem Filtratvolumen $\frac{dV_A}{dt}$ abgeschätzt werden:

$$\frac{dm_{\text{fines}}}{dt} = C_t \frac{dV_A}{dt} = C_t \frac{\Delta h_w \cdot g}{v \cdot \gamma}$$

mit m_{fines} = Masse an Feinmaterial in der Sohle (kg), C_t = Konzentration an suspendierten Stoffen für ein repräsentatives Jahr (g/l) (siehe Text oben), V_A = Filtratvolumen (m^3), Δh_w = Druckhöhendifferenz zwischen Gerinne und Grundwasserspiegel (siehe oben unter ***), $g = 9.81 \text{ m/s}^2$, v = kinematische Viskosität (m^2/s), γ = Gesamtwiderstand des kolmatierten Filtermediums (der Sohle) (m^{-1}).

Der Gesamtwiderstand der Sohle γ ist dabei eine Funktion der Masse an Feinmaterial in der Sohle (Schälchli 1995):

$$\gamma = r \cdot m_{\text{fines}} + \beta$$

mit γ = Gesamtwiderstand der Sohle (m^{-1}), r = spezifischer Filterwiderstand (m/kg) und β = Widerstand des unkolmatierten Filtermediums (der unkolmatierten Sohle) (m^{-1}). Nach Schälchli (1995) kann der spezifische Filterwiderstand mit folgender Formel abgeschätzt werden:

$$r = \frac{e \cdot \theta^{0.5}}{\left(\frac{d_{10}}{d_m}\right)^{3.5} \cdot \text{Re}_f^{1.5} \cdot i^{0.67}}$$

mit i = hydraulischem Gradient der Sickerströmung nach Darcy (s.o. **) (-), Re_f = Kornreynoldszahl (-), e = empirischer Parameter von Schälchli (1995) (m/kg) (vgl. auch weiter unten den Abschnitt Berücksichtigung der Unsicherheit im Modell), d_m = mittlerer Korndurchmesser (m), d_{10} = 10% des Sediments sind kleiner (m) (d_m und d_{10} werden im Untermodell „Korngrößenverteilung“ automatisch berechnet) und

$$\theta = \frac{R \cdot J_V}{(s-1) \cdot d_m}$$

(R = hydraulischer Radius (m), s = Dichteverhältnis von Geschiebe und Wasser (-))

Die Kornreynoldszahl Re_f lässt sich wie folgt berechnen:

$$\text{Re}_f = \frac{d_m \cdot \sqrt{g \cdot (s-1) \cdot d_m}}{v}$$

und, β mit

$$\beta = \frac{L \cdot g}{k_0 \cdot v}$$

L = Sickerweglänge (m) ($L = \frac{\Delta h_w}{i}$), $g = 9.81 \text{ m/s}^2$, und k_0 = Durchlässigkeit der unkolmatierten Sohle (m/s), ν = kinematische Viskosität (m^2/s).

Wenn Deposition und Resuspension der Partikel im Gleichgewicht sind, kann die Sohle nicht weiter kolmatieren. Schälchli (1995) gibt für diesen Fall eine Formel zur Bestimmung des maximal möglichen Kolmatationsgrads γ_{\max} (m^{-1}) für eine bestimmten Flusssohle an:

$$\gamma_{\max} = \frac{f \cdot \left(\frac{d_{10}}{d_m}\right)^{1.25} \cdot \text{Re} \cdot i^{2.5} \cdot \left(\frac{C_t}{\rho_w}\right)^{0.75}}{\theta}$$

mit ρ_w = Dichte des Wassers (kg/m^3), f = empirischer Parameter (m^{-1}) von Schälchli (1995) (vgl. auch Abschnitt Berücksichtigung der Unsicherheit im Modell weiter unten im Text).

Im Modell wird der prozentuale Anteil des Feinmaterials in der Sohle als Mass für die Sohlenkolmation verwendet und für 366 Tage (entspricht der Dauer der repräsentativen Abflussganglinie und der Ganglinie der Schwebstoffkonzentration (Tag 0 wird auch benötigt, daher 366 Tage)) mit folgender Gleichung berechnet:

$$f_{\text{fines}} = \frac{m_{\text{fines}}}{m_{\text{fines}} + m_{\text{coarse}}} = \frac{m_{\text{fines}}}{m_{\text{fines}} + (1 - \phi)H\rho_{\text{sed}}}$$

mit m_{coarse} = Masse des Grobmaterials in der Sohle (kg), ϕ = Porosität der Sohle, ρ_{sed} = Dichte des Sediments (kg/m^3), H = Kolmationstiefe (m) (nach Schälchli (1995) entspricht dies etwa $H = 3d_m + 0.01$ (m) mit d_m = mittlerer Korndurchmesser (m))

Der kritische Abfluss zum Aufreißen der Deckschicht (und damit zum Entkolmatieren der Sohle) wird mit dem Ansatz von Günther (1971) berechnet. **Dafür wird die Ganglinie mit den täglichen Maximalabflüssen verwendet. Liegen keine maximalen Tagesabflusswerte vor, können diese aus den Tagesmittelwerten abgeschätzt werden oder die Ganglinie mit den Tagesmittelwerten kann verwendet werden (in diesem Falle werden aber bestimmte Dekolmationsereignisse nicht korrekt erfasst).**

Die Häufigkeit solcher Hochwasserereignisse bestimmen zusammen mit der Kolmationsrate die zeitliche Entwicklung der Sohlenkolmation.

Im Modell kann sowohl die zeitliche Entwicklung der Kolmation als auch zeitlich und räumlich gemittelte Kolmationswerte bestimmt werden. Aus ökologischer Sicht sind der

saisonale Verlauf der Kolmation (z.B. Laichzeit von Fischen) und die räumliche Verteilung von kolmatierten und unkolmatierten Stellen von grossem Interesse.

Bemerkung: Die im Modell berechnete Sohlenkolmation entspricht nicht der Kolmation des Ufers / der Kiesbänke. Im Modell wird dies mit der Formel $Kolmation_{Sohle} = 0.5 * Kolmation_{Ufer}$ berücksichtigt - (vgl. Abschnitt Berücksichtigung der Unsicherheit im Modell weiter unten im Text).

Berücksichtige Unsicherheiten im Teilmodell „Morphologie & Hydraulik“

Tabelle 2 listet die in den verschiedenen Modellgleichungen und Ansätzen verwendeten Unsicherheiten auf. Eine genauere Beschreibung der verwendeten Modellgleichungen und Ansätze finden sich in den Kapiteln 2.1.1-2.1.6., in Schweizer et al (2007a,b) oder in den Knotenbeschreibungen im Modell.

Tabelle 2: Berücksichtigung der Unsicherheiten im IFRM (* und ** siehe oben)

Variable in Schweizer et al. 2007	Untermmodell	Knoten	Verteilung	Einheiten	Median	Standardabweichung
ε_w	Flussmorphologie	Natürliche Breite*	Lognormal	-	1.0	1.75
-	Flussmorphologie	Unsicherheitskoeffizient 1	Lognormal	-	100	1.4
-	Flussmorphologie	Unsicherheitskoeffizient 2	Lognormal	-	25	1.4
-	Flussmorphologie	Unsicherheitskoeffizient 3	Lognormal	-	25	1.25
-	Flussmorphologie	Unsicherheitskoeffizient 4	Lognormal	-	0.25	1.4
-	Flussmorphologie	F*	Normal	-	0	0.121
-	Flussmorphologie	Minimallänge*	Normal	m	0	28.772
A_{St}	Modellinputs / verwendet in allen Untermodellen	Ast	Normal	$m^{0.5}/s$	23.5	2
ε_1	Flussmorphologie/bordvolle Abflusstiefe/Abflussbestimmung nach Strickler oder Marti	Iteration Tiefe für verzweigte Gerinne nach Marti	Normal	-	0.991	0.099
ε_4	Flussmorphologie	Sinuosität*	Normal	-	0	0.4
a	Geschiebehalt	a	Gleichverteilung [4.5; 5.5]	-	5	0.289
b	Geschiebehalt	b	Gleichverteilung [1.5; 1.6]	-	1.55	0.029
θ_{Cr}	Geschiebehalt	Teta kritisch - Bewegungsbeginn Flussbett	Gleichverteilung [0.045; 0.050]	-	0.0475	0.001
ε_5	Geschiebehalt	Unsicherheitsterm Epsilon 5	Normal	-	0	0.004
-	Geschiebehalt	„Unsicherheitsverteilung in	Truncate (Normal, 0)***	-	1.006	0.323

		Marti's Ansatz ⁺ & „abgeschnittene Unsicherheitsverteilung“				
b_1	Habitatsverteilung	Unsicherheitsterm b_1	Normal	-	0	0.79
b_2	Habitatsverteilung	Unsicherheitsterm b_2	Normal	-	0	0.31
b_3	Habitatsverteilung	Unsicherheitsterm b_3	Normal	-	0	0.02
b_4	Habitatsverteilung	Unsicherheitsterm b_4	Normal	-	0	0.69
e	Kolmation/Berechn. d. max. Sohlenkolmatierung/xyz**	Unsicherheitsterm e	Normal	$m \cdot kg^{-1}$	$1.2 \cdot 10^{12}$	$1.2 \cdot 10^{11}$
f	Kolmation/Berechn. d. max. Sohlenkolmatierung/xyz**	Unsicherheitsterm f	Normal	m^{-1}	$3.3 \cdot 10^{11}$	$1.7 \cdot 10^{10}$
-	Habitatsverteilung/Temperaturverlauf	Mittlere Temperatur mit Unsicherheit	Log-Normal	°C	Durchschnittstemp. ⁺	1.075 (geometr. Std.abw.)
-	Habitatsverteilung/Temperaturverlauf	Unsicherheit in der Temperaturamplitude	Log-Normal	°C	Max.Temp. ⁺ - Durchschnittstemp. ⁺	1.075 (geometr. Std.abw.)

Bedeutung der verwendeten Zeichen in der Tabelle 2:

* = Unsicherheit implizit im angegebenen Knoten enthalten (nicht als Extra-Knoten im IFRM implementiert)

** = xyz kann folgende Untermodelle bedeuten:

- Gerade Gerinne Rinnen (Runs)
- Gerade Gerinne Becken (Pools)
- Gerinne mit alternierenden Kiesbänken Rinnen (Runs)
- Gerinne mit alternierenden Kiesbänken Becken (Pools)
- Verzeigte Gerinne Rinnen (Runs)
- Verzeigte Gerinne Becken (Pools)

*** = Truncate(Normal, 0) bedeutet, dass die Normalverteilung (hier mit Mittelwert 1.006 und Standardabweichung 0.323) bei 0 abgeschnitten wird, d.h. dass nur positive Werte berücksichtigt werden

⁺ = Modellinputs

Literatur

- Ashmore P. E. 2001. Braiding phenomena: statics and kinetics. In: Gravel-Bed River V (eds Mosley), pp. 95-120. New Zealand Hydrological Society, Wellington, New Zealand.
- Bledsoe B. P. and Watson C C. 2001. Logistic analysis of channel pattern thresholds: meandering, braiding, and incising. *Geomorphology* **38**:281-300.
- da Silva A. M. A. F. 1991. *Alternate Bars and Related Alluvial Processes*, Master of Science Thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada.
- Günther A. 1971. Die kritische mittlere Sohlenschubspannung bei Geschiebemischung unter Berücksichtigung der Deckschichtbildung und der turbulenzbedingten Sohlenschubspannungsschwankung. *Mitteilung Nr.3 der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, ETH Zürich.
- Hari R. E., Livingstone D. M., Siber R., Burkhardt-Holm P., Güttinger H. 2006. Consequences of climatic change for water temperature and brown trout populations in Alpine rivers and streams. *Global Change Biology* **12**: 10-26.
- Hunzinger L.M. 1998: Flussaufweitungen - Morphologie, Geschiebehaushalt und Grundsätze zur Bemessung. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie* **159**, Eidgenössische Technische Hochschule (ETH), Zürich, Switzerland, 206 pp..
- Jowett I. G. 1993. A method for objectively identifying pool, run, and riffle habitats from physical measurements. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* **27**: 241-248.
- Marti C. 2006. Morphologie von verzweigten Gerinne. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie* **199**, ETH Zürich.
- Meyer-Peter E. & Müller R. 1948. Formulas for bedload transport. Proc,IAHR 3rd Congress, Stockholm.

- Millar R.G. 1999. Meandering-braiding transition. In: River Sedimentation, theory and application, Jayawardena, Lee & Wang (eds). 7 edn, International Symposium of river sedimentation, pp. 239-245. Balkema, Rotterdam, Brookfield, Kong Kong China.
- Millar R.G. 2000. Influence of bank vegetation on alluvial channel patterns. *Water Resources Research* **36**(4): 1109-1118.
- Millar R.G., Quick M.C. 1993. Effect of bank stability on geometry of gravel rivers. *Journal of Hydraulic Engineering* **199**(12): 1343-1363.
- Parker G. 1976. On the cause and characteristic scales of meandering and braiding rivers. *Journal of Fluid Mechanics*, **76**(3): 457-480.
- Robertson-Rintoul M. S. E. & Richards K. S. 1993. Braided channel pattern and palaeohydrology using an index of total sinuosity. In Best J L & Bristow C S (eds): *Braided Rivers*. Geological Society, special publication No. **75**: 113-118.
- Schälchli U. 1993. Die Kolmation von Fließgewässersohlen: Prozesse und Berechnungsgrundlagen. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich Nr. 124*, 273 pp.
- Schälchli U. 1995. Basic equations for siltation of riverbeds. *Journal of Hydraulic Engineering* **121**(3): 274-287.
- Schöberl F. 1981. Abpflasterungs- und Selbststabilisierungsvermögen erodierender Gerinne. *Österreichische Wasserwirtschaft Jahrgang 33* Heft 7/8: 180-186.
- Schweizer S., Borsuk M., Jowett J., Reichert P. 2007a. Predicting joint frequency distributions of depth and velocity for instream habitat assessment. *River Research and Applications*. In press.
- Schweizer S, Borsuk M E, Reichert P. 2007b. Predicting the hydraulic and morphological consequences of river rehabilitation. *River Research and Applications*. In press.

Strickler A. 1923. Beiträge zur Frage der Geschwindigkeitsformel und der Rauigkeitszahlen für Ströme, Kanäle und geschlossene Leitungen. *Mitteilung Nr. 16 des Amtes für Wasserwirtschaft*; Eidg. Departement des Inneren, Bern.

Surian & Rinaldi 2003. Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology* **50**: 307-326.

Van den Berg J H. 1995. Prediction of alluvial channel pattern of perennial rivers. *Geomorphology* **12**: 259-279.

Zarn B. 1997. Einfluss der Flussbettbreite auf die Wechselwirkung zwischen Abfluss, Morphologie und Geschiebetransportkapazität. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie* **154**, Eidgenössische Technische Hochschule (ETH), Zürich, Switzerland, 209 pp.