



www.sedalp.eu

Lehrstuhl für Physische Geographie

Prof. Dr. Michael Becht



Abschlussbericht zum Projekt „SedAlp“

Im Auftrag des Bayerischen Landesamtes für Umwelt
In Zusammenarbeit mit dem Wasserwirtschaftsamt Weilheim



Prof. Dr. Michael Becht,
PD Dr. Tobias Heckmann
Dr. Florian Haas
M.Sc. Geogr. Judith Abel
M.Sc. Geogr. Alena Huber
01.06.2015

Abbildungsverzeichnis.....	IV
Tabellenverzeichnis.....	VIII
Abkürzungsverzeichnis.....	IX
1 Einleitung.....	- 1 -
1.1 Das Projekt SedAlp	- 1 -
1.2 Fragestellung, Forschungshypothesen, Expected Output.....	- 2 -
1.2.1 Abschätzung des Geschiebepotentials in Wildbacheinzugsgebieten (WP4)..	- 2 -
1.2.2 Erfassung der Weiterverteilung von künstlich eingebrachtem Geschiebe und des Sedimentinputs von Wildbächen (WP5).....	- 4 -
2 Methoden & Stand der Forschung.....	- 7 -
2.1 Gemeinsame Methoden.....	- 7 -
2.1.1 LiDAR.....	- 8 -
2.1.2 Tachymetrie.....	- 9 -
2.1.3 Vermessung mittels dGPS.....	- 9 -
2.1.4 Drohnengestützte Kartierung und Vermessung.....	- 9 -
2.1.5 Berechnung von Differenzhöhenmodellen und Fehlerabschätzung.....	- 11 -
2.1.6 Analyse von Niederschlags- und Abflussdaten	- 11 -
2.2 Spezifische Methoden und Datengrundlagen WP4.....	- 13 -
2.2.1 Messung des Geschiebeaustrags aus Hanggerinnen.....	- 13 -
2.2.2 Bestimmung des sedimentliefernden Einzugsgebiets (sediment contributing area, SCA)	- 15 -
2.2.3 Quantitative Abschätzung des Geschiebeaustrags aus Hanggerinnen.....	- 18 -
2.2.4 Qualitative Abschätzung des Geschiebepotenzials von Wildbacheinzugsgebieten	- 18 -
2.3 Spezifische Methoden WP5	- 24 -
2.3.1 Kartierungen von Luftbildern.....	- 24 -
2.3.2 Längs- und Querprofile.....	- 25 -
3 Untersuchungsgebiete.....	- 26 -
3.1 WP4.....	- 28 -
3.2 WP5.....	- 31 -
3.2.1 Wildbachmündungen	- 32 -
3.2.2 Geschiebeeingabestellen.....	- 36 -
4 Ergebnisse.....	- 39 -

4.1	WP4 (Alena Huber, Tobias Heckmann).....	- 39 -
4.1.1	Erosions- und Akkumulationsprozesse an ausgewählten Testflächen der Wildbacheinzugsgebiete.....	- 39 -
4.1.2	Ermittlung des jährlichen Sedimentaustrags aus Hanggerinnen mittels Sedimentwannen	- 53 -
4.1.3	Ausweisung sedimentliefernder Flächen aus dem DHM	- 59 -
4.1.4	Qualitative Abschätzung des Geschiebepotenzials.....	- 60 -
4.1.5	Zusammenfassung der Beurteilung ausgewählter Wildbacheinzugsgebiete durch andere Arbeiten.....	- 65 -
4.1.6	Schlussfolgerungen.....	- 69 -
4.2	WP5 (Judith Abel, Michael Becht).....	- 71 -
4.2.1	Auswertungen im Isarlauf zwischen Sylvensteinspeicher und Bad Tölz	- 71 -
4.2.2	Auswertungen an den Wildbachmündungen und Sedimenteingabestellen	- 87 -
5	Fazit/ Empfehlungen.....	- 122 -
5.1	WP4.....	- 122 -
5.1.1	Fazit.....	- 122 -
5.1.2	Empfehlungen.....	- 124 -
5.2	WP5.....	- 125 -
5.2.1	Fazit.....	- 125 -
5.2.2	Empfehlungen.....	- 128 -
6	Referenzen.....	- 135 -
7	Anhang.....	- 141 -

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1.1: Schematische Darstellung des in WP4 untersuchten Kaskadensystems eines Wildbacheinzugsgebiets (siehe Text für nähere Erläuterungen). Quelle: Heckmann et al. (2015).....	- 3 -
Abbildung 2.1: Darstellung einzelner geodätischer Messverfahren mit jeweiliger räumlicher und zeitlicher Auflösung (Brasington et al. 2012).	- 7 -
Abbildung 2.2: Laserscanner Z420i (links, eigene Abbildung 2015) und VZ4000 (rechts, Riegl.com) von Riegl	- 8 -
Abbildung 2.3: Drohne Falcon 8 von AscTec (Rechts, Quelle: Uni Wien), <i>Fixed-Wing</i> System (Links, Quelle: Robohub)	- 10 -
Abbildung 2.4: Niederschlagswippe	- 12 -
Abbildung 2.5: Niederschlagsmessstation auf dem Blomberg	- 12 -
Abbildung 2.6: Organischer Anteil unterschiedlicher Proben aus der Sedimentfalle im Schronbach-Einzugsgebiet ..	- 14 -
Abbildung 2.7: Organischer Anteil der Probeentnahmen aller Sedimentfalle eines Zeitschritts	- 14 -
Abbildung 2.8: Schema der Vorgehensweise zur Ermittlung der sedimentliefernden Fläche. Die grauen Fünfecke beziehen sich auf die wählbaren Parameter und die im Rahmen dieses Projekts gewählten Einstellungen. Weitere Erläuterungen im Text. Quelle: Heckmann (2015, unpubl.).....	- 15 -
Abbildung 2.9: Flussdiagramm zur Vorgehensweise bei der vergleichenden Bewertung von (Teil-)Einzugsgebieten hinsichtlich ihres Geschiebepotenzials. Diese umfasst die flächenverteilte qualitative Beurteilung der Erosionsneigung und eines von zwei möglichen Verfahren (A: vgl. 2.2.4.2, B: vgl. 2.2.4.3) zur Implementierung der Sediment-Konnektivität zwischen Sedimentquellen und dem Gerinnenetz (und letztlich dem Auslass des zu bewertenden Einzugsgebietes). Quelle: Heckmann (2015, unpubl.).....	- 19 -
Abbildung 2.10: Rauigkeitsklassifizierung nach unterschiedlichen Oberflächen- und Vegetationstypen (Markart et al. 2004)	- 20 -
Abbildung 2.11: Schema zur Ableitung des Konnektivitäts-Index nach Borselli (2008) bzw. Cavalli et al. (2013); die hangaufwärtige Komponente D_{up} wird aus der mittleren Gewichtung (hier: Rauigkeit) W und der mittleren Hangneigung S der orange gefärbten Fläche mit dem Inhalt A berechnet. die hangabwärtige Komponente D_{dn} verrechnet den Abstand d zum nächsten Ziel entlang des Fließweges, wobei W und S (wie oben) zur Gewichtung dienen.....	- 23 -
Abbildung 3.1: Übersicht über die Untersuchungsgebiete von WP4 und WP5	- 26 -
Abbildung 3.2: Einzugsgebiet Isar (Verändert nach LfU 2011).....	- 27 -
Abbildung 3.3: Standorte der Sedimentfallen und TLS-Untersuchungsflächen im Arzbach.....	- 30 -
Abbildung 3.4: Isarlauf und Untersuchungsabschnitte (Schönwetter, 2012)	- 31 -
Abbildung 3.5: Einzugsgebiet Arzbach (Basis: ALS-Daten 2007)	- 33 -
Abbildung 3.6: Einzugsgebiet Hirschbach (Basis: ALS-Daten 2011)	- 34 -
Abbildung 3.7: Einzugsgebiet Jachen (Basis: ALS-Daten 2011)	- 35 -
Abbildung 3.8: Einzugsgebiet Schwarzenbach (Basis: ALS-Daten 2011)	- 36 -
Abbildung 3.9: Geschiebeeingabestelle am Steinbockdenkmal	- 37 -
Abbildung 3.10: Geschiebeeingabestelle unterhalb der dritten Schwelle	- 38 -
Abbildung 4.1: Erosion und Akkumulation der Reiße am Arzbach über alle vier Messzeiträume (insgesamt 2 Jahre: Nov. 2012-Nov. 2014), Veränderung in m	- 40 -
Abbildung 4.2: Erosion und Akkumulation der einzelnen Untersuchungszeitschritte mit Volumenbilanzierung auf der Testfläche „Arzbach Reiße“	- 41 -
Abbildung 4.3: rechenähnliche Querverbauung im Arzbachtal.....	- 42 -
Abbildung 4.4: Erosion und Akkumulation am Wildholzrechen im Arzbach über den kompletten Messzeitraum 11_2012 – 11_2014, Veränderung in m	- 43 -
Abbildung 4.5: Erosion und Akkumulation der einzelnen Untersuchungszeitschritte mit Volumenbilanzierung, Testfläche Wildholzrechen im Einzugsgebiet des Arzbachs	- 44 -

Abbildung 4.6: (A) Lage der Hangrutschungen im Kleinbach-Einzugsgebiet. Die aus tachymetrisch vermessenen Punkten erstellten Differenzhöhenmodelle (B) und (C) zeigen die rekonstruierten Reliefveränderungen durch die Rutschungen KB1 (B) und KB2 (C) (Quelle: P. Hilger 2014)	- 45 -
Abbildung 4.7: Querprofilaufnahmen an der Rutschung KB1	- 47 -
Abbildung 4.8: Querprofilaufnahmen an der Rutschung KB2	- 49 -
Abbildung 4.9: Längsprofil der Rutschung KB 1	- 50 -
Abbildung 4.10: Längsprofil der Rutschung KB 2	- 50 -
Abbildung 4.11: TLS-Untersuchungsfläche „Kiesfang“ im Kleinbach/Steinbach, Blick in Fließrichtung	- 51 -
Abbildung 4.12: Höhenveränderung vom Kiesfang Kleinbach/Steinbach mit der Höhenveränderung in m. Rötlich eingefärbte Bereiche zeichnen Erosion aus, blau eingefärbte Akkumulation.	- 52 -
Abbildung 4.13: Erosion und Akkumulation der einzelnen Untersuchungszeitschritte mit Volumenbilanzierung, Kiesfang Kleinbach/Steinbach	- 53 -
Abbildung 4.14: Links: Durch Messungen abgedeckte Zeiträume an den 15 Sedimentfallen.	- 54 -
Abbildung 4.15: Exemplarische Auswertung der Geschiebemessungen in vier Sedimentfallen im Arzbach-Einzugsgebiet. Die entsprechenden Diagramme für die übrigen Gebiete finden sich im Anhang (Abb. 7.8 – 7.13)	- 55 -
Abbildung 4.16: Prallhangsituation im Arzbach an der Untersuchungsfläche „Arzbach Reiße“ (links) und Sedimentfalle AB001 im EZG des Arzbachs (rechts)	- 56 -
Abbildung 4.17: Auswertung von 10 Leerungsintervallen (ausgenommen Winter-Intervall) der Jahre 2013/14 der Sedimentfalle AB001 (Arzbach). Um eine größere Stichprobe zu erhalten, wurden die Daten mit den täglichen Niederschlagsdaten der DWD-Station Bad Tölz ausgewertet. Die Sedimentlieferung aus dem Einzugsgebiet der Sedimentfalle zeigt ein stark nichtlineares Verhalten in Abhängigkeit von der im Leerungsintervall maximal aufgetretenen Tagessumme des Niederschlags.	- 57 -
Abbildung 4.18: Regressionsmodelle von log Sedimentaustrag nach log Größe des sedimentliefernden Einzugsgebietes (SCA) aus SEDAG-Daten (Haas et al., 2011), SEDALP-Daten (dieser Bericht) und für eine Kombination aus beiden Datensätzen.	- 58 -
Abbildung 4.19: Mittlere Bewertung aus den Geofaktoren Vegetation(C-Wert), Prozessbewertung, Lithologie und Hangneigung für das Murbach-Einzugsgebiet	- 61 -
Abbildung 4.20: Mittlere Bewertung aus den Geofaktoren Vegetation(C-Wert), Prozessbewertung, Lithologie und Hangneigung für das Murbach-Einzugsgebiet, auf die Flächen des SCA-Modells reduziert.	- 62 -
Abbildung 4.21: Der nach Vigiak et al. (2012) auf den Wertebereich [0;1] transformierte Konnektivitätsindex IC (Cavalli et al. 2013, 2014) für das Murbach-Einzugsgebiet.	- 63 -
Abbildung 4.22: Vergleich der Bewertungen des Geschiebepotenzials mit der Bewertung von fünf Einzugsgebieten (alle außer Halsbach) durch Bönsch und Schomers (1998); letztere Bewertung wurde in eine numerische Skala überführt (0=keine Potenzial, 1=gering, 2=mäßig, 3=groß, 4=sehr groß). Die Spalten in dieser Abbildung bezeichnen die drei Varianten der numerischen Bewertung (Spalten 1-3 von Tabelle 4.3)	- 66 -
Abbildung 4.23: Landnutzungskartierung entlang des Isarlaufs.	- 72 -
Abbildung 4.24: Prozentuale Veränderungen der kartieren Nutzungsklassen im Untersuchungsabschnitt der Isar .. - 73 -	- 73 -
Abbildung 4.25: Längsprofil der Isar von FKM 224,205 – 223,00	- 76 -
Abbildung 4.26: Längsprofil FKM 222,8 bis 220,8	- 76 -
Abbildung 4.27: Längsprofil FKM 220,6 – 218,6	- 77 -
Abbildung 4.28: Längsprofil FKM 218,4 – 216,4	- 77 -
Abbildung 4.29: Längsprofil FKM 216,2 - 214,266	- 78 -
Abbildung 4.30: Längsprofil FKM 214,2 – 212,2	- 78 -
Abbildung 4.31: Längsprofil FKM 212 – 210	- 79 -
Abbildung 4.32: Längsprofil FKM 209,865 - 207,857	- 79 -
Abbildung 4.33: Längsprofil FKM 207,8 – 205,8	- 80 -
Abbildung 4.34: Längsprofil FKM 205,6 – 203,6	- 80 -
Abbildung 4.35: Längsprofil FKM 203,4 – 201,4	- 81 -
Abbildung 4.36: Längsprofil FKM 201,2 – 199,2	- 81 -

Abbildung 4.37: Abflusswerte seit 1979 am Pegel in Lenggries (HND Bayern).....	- 82 -
Abbildung 4.38: Abflusswerte seit 1979 am Pegel des Sylvensteinspeichers (HND Bayern).....	- 82 -
Abbildung 4.39: Entwicklung der mittleren Sohlhöhe der Isar zwischen 1979 und 2014 (FKM 224,21 – 211,8) ..	- 86 -
Abbildung 4.40: Entwicklung der mittleren Sohlhöhe der Isar zwischen 1979 und 2014 (FKM 211,6 – 199,2)	- 86 -
Abbildung 4.41: Entwicklung der mittleren Sohlhöhe der Isar zwischen 1979 und 2014 ohne Stausee in Bad Tölz (FKM 211,6 – 200,6)	- 87 -
Abbildung 4.42: Erosion und Akkumulation der Isar an der Arzbachmündung.....	- 88 -
Abbildung 4.43: Sedimentbilanz (TLS) an der Arzbachmündung zwischen 11/2012 und 10/2014.....	- 89 -
Abbildung 4.44: Orthophotos der Isar an der Arzbachmündung (Rot: Untersuchungsfläche, blau: Prallhang, gelb: Mündung).....	- 91 -
Abbildung 4.45: Veränderungen im Isarlauf an der Arzbachmündung zwischen 1950 und 1973	- 92 -
Abbildung 4.46: Veränderungen im Isarlauf an der Arzbachmündung zwischen 2003 und 2012	- 93 -
Abbildung 4.47: Rückverlegung des Prallhangs der Isar unterhalb der Arzbachmündung.....	- 94 -
Abbildung 4.48: Entwicklung der mittleren Sohlhöhe der Isar an der Arzbachmündung	- 95 -
Abbildung 4.49: Erosion und Akkumulation im Isarlauf an der Hirschbachmündung	- 96 -
Abbildung 4.50: Sedimentbilanz (TLS) an der Hirschbachmündung zwischen 10/2012 und 05/2015	- 97 -
Abbildung 4.51: Orthophotos der Isar an der Hirschbachmündung (Rot: Untersuchungsfläche)	- 98 -
Abbildung 4.52: Veränderungen im Isarlauf an der Hirschbachmündung zwischen 1958 und 1973	- 100 -
Abbildung 4.53: Veränderungen im Isarlauf an der Hirschbachmündung zwischen 2003 und 2012	- 101 -
Abbildung 4.54: Veränderungen im Isarlauf an der Hirschbachmündung zwischen 2013 und 2014	- 102 -
Abbildung 4.55: Entwicklung der mittleren Sohlhöhe der Isar an der Hirschbachmündung.....	- 103 -
Abbildung 4.56: Erosion und Akkumulation im Isarlauf an der Jachenmündung.....	- 104 -
Abbildung 4.57: Sedimentbilanz (TLS) an der Jachenmündung zwischen 10/2013 und 10/2014.....	- 105 -
Abbildung 4.58: Erosion und Akkumulation im Isarlauf an der Schwarzenbachmündung	- 106 -
Abbildung 4.59: Sedimentbilanz (TLS) an der Schwarzenbachmündung zwischen 10/2013 und 10/2014	- 107 -
Abbildung 4.60: Orthophotos der Isar an den Mündungen von Jachen (gelb) und Schwarzenbach (rot)	- 108 -
Abbildung 4.61: Entwicklung der mittleren Sohlhöhe der Isar im Bereich der Jachenmündung.....	- 109 -
Abbildung 4.62: Entwicklung der mittleren Sohlhöhe der Isar im Bereich der Schwarzenbachmündung	- 110 -
Abbildung 4.63: Erosion und Akkumulation im Isarlauf an der Geschiebeeingabestelle am Steinbockdenkmal-	111 -
Abbildung 4.64: Sedimentbilanz (TLS) an der Geschiebeeingabestelle am Steinbockdenkmal zwischen 01/2014 und 05/2015.....	- 113 -
Abbildung 4.65: Orthophotos der Geschiebeeingabesituation am Steinbockdenkmal	- 114 -
Abbildung 4.66: Entwicklung der mittleren Sohlhöhe an der Geschiebeeingabestelle am Steinbockdenkmal .	- 115 -
Abbildung 4.67: Erosion und Akkumulation im Isarlauf an der Geschiebeeingabe an der 3. Schwelle	- 116 -
Abbildung 4.68: Sedimentbilanz (TLS) an der Geschiebeeingabestelle an der 3. Schwelle zwischen 10/2013 und 10/2014.....	- 118 -
Abbildung 4.69: Orthophotos der Geschiebeeingabesituation an der 3. Schwelle	- 119 -
Abbildung 4.70: Entwicklung der mittleren Sohlhöhe an der Geschiebeeingabestelle unterhalb der 3. Schwelle	- 120 -
Abbildung 5.1: Vorschlag für Geschiebeeingabestellen an Jachen- und Schwarzenbachmündung (Verändert auf Basis von Google Earth)	- 130 -
Abbildung 5.2 Lage der Geschiebeeingabestelle am Steinbockdenkmal 2009 (LfU 2011)	- 132 -
Abbildung 7.1: Standorte der Sedimentfallen im Murbach	- 141 -
Abbildung 7.2: Standorte der Sedimentfalle und TLS-Untersuchungsfläche im Schronbach	- 141 -
Abbildung 7.3: Standorte der Sedimentfallen und TLS-Untersuchungsflächen im Steinbach.....	- 142 -
Abbildung 7.4: Standorte der Sedimentfallen und TLS-Untersuchungsflächen im Traten- und Halsbach	- 142 -
Abbildung 7.5: Erosion und Akkumulation an der Untersuchungsfläche am Wildholzrechen, Arzbach, über den Messzeitraum 11_2012 – 5_2013, Einwirkung des Hochwasserereignisses Juni2013, Veränderung in m	- 143 -
Abbildung 7.6: Erosion und Akkumulation an der Untersuchungsfläche im Kleinbach, über den Messzeitraum 11_2012 – 6_2013, Einwirkung des Hochwasserereignisses Juni2013, Veränderung in m	- 144 -

Abbildung 7.7: Erosion und Akkumulation an der Untersuchungsfläche im Kleinbach, über den Messzeitraum 5_2014 – 8_2014, Einwirkung des Hochwasserereignisses Juni2013, Veränderung in m	- 144 -
Abbildung 7.8: Auswertung der Geschiebemessungen in zwei Sedimentfallen im Kleinbach/ Großbach-Einzugsgebiet.....	- 145 -
Abbildung 7.9: Auswertung der Geschiebemessungen in zwei Sedimentfallen im Halsbach-Einzugsgebiet	- 145 -
Abbildung 7.10: Auswertung der Geschiebemessungen in der Sedimentfalle im Steinbach/ Kleibach-Einzugsgebiet.....	- 146 -
Abbildung 7.11: Auswertung der Geschiebemessungen in zwei Sedimentfallen im Murbach-Einzugsgebiet ...	- 146 -
Abbildung 7.12: Auswertung der Geschiebemessungen in der Sedimentfalle im Schronbach-Einzugsgebiet ...	- 147 -
Abbildung 7.13: Auswertung der Geschiebemessungen in drei Sedimentfallen im Tratenbach-Einzugsgebiet.	- 148 -
Abbildung 7.14: Sedimentliefernde Fläche des Arzbachs, ausgewiesen durch das SCA-Modell	- 149 -
Abbildung 7.15: Sedimentliefernde Fläche des Halsbachs, ausgewiesen durch das SCA-Modell.....	- 149 -
Abbildung 7.16: Sedimentliefernde Fläche des Murbachs, ausgewiesen durch das SCA-Modell.....	- 150 -
Abbildung 7.17: Sedimentliefernde Fläche des Schronbachs, ausgewiesen durch das SCA-Modell.....	- 150 -
Abbildung 7.18: Sedimentliefernde Fläche des Steinbachs, ausgewiesen durch das SCA-Modell	- 151 -
Abbildung 7.19: Sedimentliefernde Fläche des Tratenbachs, ausgewiesen durch das SCA-Modell	- 151 -

Tabellenverzeichnis

Tabelle 2.1: Inbetriebnahme der Pegel.....	- 12 -
Tabelle 2.2: Bewertung für den c-Wert nach Markart et al. (2004).....	- 20 -
Tabelle 2.3: Übertragung der Prozessbewertung der EGAR-Daten in das hier verwendete Punktesystem.....	- 21 -
Tabelle 3.1: Charakteristika des Sylvensteinspeichers (LfU)	- 28 -
Tabelle 3.2: Wichtigste Attribute der Wildbacheinzugsgebiete von WP4.....	- 29 -
Tabelle 3.3: Wichtigste Attribute der vier Wildbäche in WP5 (Vgl. Bönsch & Schomers, 1998; Zimmermann , 1997)	- 32 -
Tabelle 3.4: Allgemeine Informationen zur Sedimenteingabestelle am Steinbockdenkmal.....	- 36 -
Tabelle 3.5: Allgemeine Informationen zur Sedimenteingabestelle unterhalb der dritten Schwelle.....	- 37 -
Tabelle 4.1: Übersicht über die 15 Sedimentfallen.....	- 54 -
Tabelle 4.2: Modellierter sedimentliefernde Fläche für die sechs Wildbacheinzugsgebiete.....	- 60 -
Tabelle 4.3: Bewertungen des Geschiebepotenzials für die sechs Wildbacheinzugsgebiete	- 64 -
Tabelle 4.4: Bewertung des Geschiebepotenzials der Wildbäche Arzbach, Murbach, Schronbach, Steinbach und Tratenbach im Gutachten von Bönsch und Schomers (1998).....	- 66 -
Tabelle 4.5: Zusammenfassung der Ergebnisse von Zimmermann (1997) für Arzbach, Murbach und Steinbach	- 67 -
Tabelle 4.6: Landnutzung entlang des Isarlaufs zu 3 Zeitpunkten	- 71 -
Tabelle 4.7: Aufnahmezeitpunkte der Profildaten im Isarlauf	- 75 -
Tabelle 4.8: Historische Abflusswerte und Abflussspitzen während des Projektzeitraums (HND Bayern).....	- 83 -
Tabelle 4.9: Geschiebeeingabedaten und -menge am Steinbockdenkmal	- 111 -
Tabelle 4.10: Geschiebeeingabedaten und -menge unterhalb der 3. Schwelle.....	- 116 -

Abkürzungsverzeichnis

AB	Arzbach
AoI	Area of Interest
ALS	Aerial Laser Scanning
DGM/DEM	Digitales Gelände Modell / Digital Elevation Model
dGPS	Digital Global Positioning System
EZG	Einzugsgebiet
FKM	Flusskilometer
GB	Großbach
HB	Halsbach
HND	Hochwassernachrichtendienst
ID	Idetifikator (hier Landnutzungs-klasse)
IC	Index of Connectivity (Index der Sedimentkonnektivität)
KB	Kleinbach
LfU	Landesamt für Umwelt
MB	Murbach
N	Niederschlag
PP	Projekt Partner
UAV	Unmanned Aerial Vehicle (hier Drohne)
SB	Steinbach
SchB	Schronbach
TB	Tratenbach
TLS	Terrestrisches Laserscanning
WP	Work Package
WWA	Wasserwirtschaftsamt

1 Einleitung

Flüsse prägen unser Landschaftsbild und haben einen wichtigen Stellenwert als Lebensraum, Nahrungs- und Energiequelle und dienen als Verkehrsweg und erfüllen damit wichtige ökologische und sozioökonomische Funktionen. Unter natürlichen Bedingungen herrscht in einem Fluss eine ausgewogene Dynamik von Abfluss und Sedimenttransport; dadurch entsteht ein durchgängiges System von der Quelle bis zur Mündung. Allerdings fließen heute nur die wenigsten Flüsse noch unter natürlichen Bedingungen – viele Nutzungsinteressen des Menschen (Nutzung von Wasser als Trink- und Brauchwasser, zur Energieerzeugung sowie der Schutz vor Naturgefahren) führen dazu, dass in die Flusssdynamik eingegriffen wird und ein Spannungsfeld zwischen ökologischer Funktionsfähigkeit und Nutzungsinteressen entsteht.

Mit solchen Interessenskonflikten und Problemen haben nahezu alle Alpenländer zu kämpfen. Wenn auch die natürliche Variabilität im Alpenraum sehr groß ist, sind die grundlegenden Konflikte und Managementprobleme jedoch ähnlich. Deswegen wurde das europäische Förderprogramm „Alpine Space“ ins Leben gerufen, das sich länderübergreifend mit Problemen im Alpenraum und deren Lösung beschäftigen soll. Es bildet den Rahmen für Forschungs- und Entwicklungsprojekte, die sich mit dem Alpenraum und auf die Alpen bezogene spezifische Fragestellungen befassen. Eines dieser Projekte ist „SedAlp“.

1.1 Das Projekt SedAlp

SedAlp steht für **S**ediment Management in **A**lpine Basins: integrating sediment continuum, risk mitigation and hydropower und wurde im Zeitraum von September 2012 bis Juni 2015 mit einem Gesamtvolumen von über 2,5 Mio. EUR maßgeblich von der EU gefördert. Die Hauptziele des Projekts sind:

- Entwicklung und Überprüfung von strategischen Richtlinien und Instrumenten um ein integriertes Management des Sedimenttransports in den Alpen zu ermöglichen
- Entwicklung und Förderung von integrierten Ansätzen zur Planung und dem Management von Flusssedimenten als natürliche Ressource
- Verbesserung einer effizienten Entnahme und Nutzung von Sediment
- Optimierung der Risikominimierung und des Managements von Sediment-bedingten Naturgefahren (Hochwasserereignisse, Muren)
- Verbesserte Kooperation bezüglich Themen des Naturschutzes, die einen Bezug zu Sediment, Auwäldern in Nationalparks und geschützten Arealen haben

Die Arbeiten im Projekt wurden weiter in acht sog. „Work packages“ untergliedert und im Rahmen der Hauptziele weiter konkretisiert:

- WP1: Organisation und Vorbereitung des Projekts
- WP2: Koordination, Management und Kontrolle
- WP3: Information und Öffentlichkeitsarbeit
- WP4: Sedimentdynamik auf Einzugsgebietsebene
- WP5: Monitoring von Sedimenttransport
- WP6: Interaktion mit Strukturen
- WP7: Sedimentmanagement
- WP8: Synthese und Kapitalisierung

An „SedAlp“ beteiligt sind Projektpartner aus den Alpenländern Österreich (Lead Partner: Bundesministerium für Land und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft), Italien, Frankreich, Slowenien und Deutschland, wobei der deutsche Projektteil im Auftrag des Bayerischen Landesamts für Umwelt, das als Projektpartner 6 an WP4 und WP5 beteiligt ist, und in Zusammenarbeit mit dem Wasserwirtschaftsamt Weilheim von der Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt bearbeitet wird.

1.2 Fragestellung, Forschungshypothesen, Expected Output

Im folgenden Absatz wird konkret herausgearbeitet, welcher Output von Projektpartner 6 in den beiden bearbeiteten Workpackages 4 und 5 erwartet wird, sowie die zugrunde liegenden Fragestellungen und Forschungshypothesen.

1.2.1 Abschätzung des Geschiebepotentials in Wildbacheinzugsgebieten (WP4)

Die zentrale Fragestellung der Arbeiten in WP4 beschäftigt sich mit der Abschätzung des Geschiebepotentials in Wildbacheinzugsgebieten. Solche Einzugsgebiete werden in der Geomorphologie als Kaskadensysteme aufgefasst (Abbildung 1.1): Prozesse wie Abspülung, lineare Erosion und Massenbewegungen mobilisieren Sedimente aus Sedimentquellen und transportieren sie von einer Raumeinheit zur nächsten (z.B. von einer Felswand auf eine Halde, z.B. von einem Hang ins Gerinne). Wenn ein Geschiebeeintrag von Sedimentquellen ins Gerinnenetz erfolgen kann, spricht man von einer Kopplung. Auch innerhalb des Gerinnenetzes können Flussabschnitte ge- und entkoppelt sein und damit den Geschiebeaustrag am Einzugsgebietsauslass mitbestimmen. Der integrierte Status von Kopplung und Entkopplung innerhalb des gesamten Systems wird als (Sediment-)Konnektivität bezeichnet. Diese Systemeigenschaft ist aufgrund der Magnitude und Frequenz der ablaufenden Prozesse zeitlichen Veränderungen unterworfen und hängt u.a. auch von Sedimenteigenschaften wie der Korngrößenverteilung ab; zudem kann sich die Systemstruktur (und damit die Konnektivität) infolge von Ereignissen (Dammbau oder -rückbau, Entstehung neuer Sedimentquellen infolge von Rutschungen, Windwurf etc) verändern. Insbesondere ist die Entwicklung eines Einzugsgebietes auch pfadabhängig, d.h. der gegenwärtige Zustand ist nicht ausschließlich ein Produkt der gegenwärtigen Bedingungen, sondern auch der historischen Entwicklung, die z.B. durch Einbeziehung historischer Daten in Analysen erfasst werden kann.

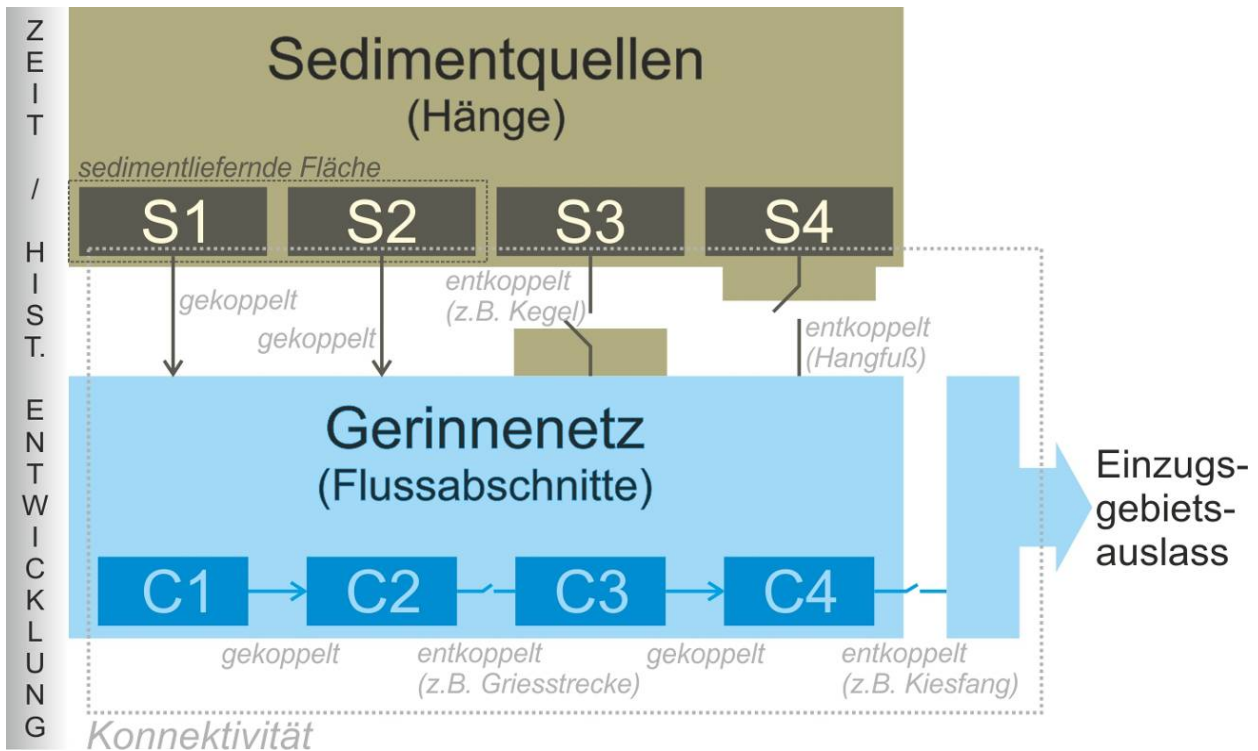


Abbildung 1.1: Schematische Darstellung des in WP4 untersuchten Kaskadensystems eines Wildbacheinzugsgebiets (siehe Text für nähere Erläuterungen). Quelle: Heckmann et al. (2015)

Ziel der hier dokumentierten Untersuchungen ist es, auf der Basis von Messungen und automatisierten Verfahren (Ableitungen von hochauflösenden digitalen Geländemodellen) das Geschiebepotential von Wildbacheinzugsgebieten zu schätzen, um damit eine verbesserte Grundlage für die Bestimmung von Gefahrenzonen, die Entwicklung von Schutzkonzepten sowie der Erbauung von Schutzbauwerken zu schaffen. Im Rahmen der Forschungsarbeiten geht es konkret um potenzielle Geschiebelieferung in das Gerinnenetz, unter Einschluss kleinerer Hangerinne.

Daraus ergeben sich für die Untersuchungen der Katholischen Universität Eichstätt-Ingolstadt im WP4 folgende Untersuchungsschwerpunkte:

- Grundlegende Voraussetzung für die Abschätzung und Bewertung des Geschiebepotenzials eines (Teil-)Einzugsgebietes ist die Kenntnis von **sedimentliefernden Flächen**. Hierunter werden Teilbereiche des Gebiets verstanden, auf denen Sediment generiert bzw. mobilisiert wird, welches das Gerinnenetz erreichen kann.
- Diese **Kopplung** der sedimentliefernden Flächen an das Gerinnenetz wird mithilfe zweier Verfahren auf der Basis eines hochauflösenden digitalen Geländemodells der Untersuchungsgebiete beurteilt.
- Das **Geschiebepotenzial** wird einerseits quantitativ über Messungen, andererseits qualitativ abgeschätzt. Die Messungen der aktuellen Sedimentdynamik umfassen (i) die wiederholte hochauflösende Vermessung ausgewählter sedimentliefernder Flä-

chen und Sedimentationsbereichen in den Wildbächen mittels TLS, sowie (ii) die Bestimmung des Sedimentaustrags aus ausgewählten Hanggerinnen mithilfe von Sedimentfallen. In Ergänzung dieser Messungen wird eine flächenverteilte, qualitative Einstufung der Einzugsgebiete im Bezug auf das Geschiebepotenzial vorgenommen. Hierbei werden vorliegende Geodaten wie die Topographie, Lithologie und Vegetation im Bezug auf die potenzielle Lieferung von Geschiebe bewertet; das Ergebnis wird unter Einbeziehung der Sediment-Konnektivität für größere Gebiete aggregiert und liefert damit einen Summenparameter zur Bewertung ganzer (Teil-)Einzugsgebiete.

1.2.2 Erfassung der Weiterverteilung von künstlich eingebrachtem Geschiebe und des Sedimentinputs von Wildbächen (WP5)

In der sog. „Application Form“ wurden für jedes Workpackage weitere Arbeitsziele festgelegt. Projektpartner 6 und stellvertretend die kath. Universität Eichstätt Ingolstadt leisten dabei einen Beitrag zu folgenden Activities:

- 5.1.: Dataset on sediment and wood transport rates and volumes for different regions in the Alps (Study areas: Ain, Danube, Drau, Drôme, Gadria Basin, Gradaščica River Basin, Isar, Isel, Manival, Mur, ORE Draix-Bléone, Réal, Rhône, Rio Cordon, Strimm Basin, Suggadinbach, Urslau,...)
- 5.3.: Report on spatio-temporal variability in sediment transport
- 5.5.: Report on the results of the evaluation of restoration projects with respect to measured sediment fluxes

Als Untersuchungsregion wurde für Workpackage 5 die staubeeinflusste Isar zwischen Sylvensteinspeicher und Bad Tölz ausgewählt, die schon häufiger Gegenstand von Betrachtungen hinsichtlich Geschiebehaushalt, -defizit und -potenzial war und nun im Rahmen dieses Projekts mit weiteren und neuen Methoden untersucht werden soll. Der Bau des Sylvensteinspeichers (Bauzeit 1954 – 1959, Inbetriebnahme 1959) hat in den 50er Jahren den Sedimentfluss der Isar unterbrochen und weiter wird davon ausgegangen, dass dieser in der Folge hauptverantwortlich v.a. zu einer Tiefen- aber auch Seitenerosion im Unterlauf geführt und damit den Flusslauf signifikant verändert hat. Entsprechend steht das potenzielle Sedimentdefizit im Fokus der Arbeiten.

Dabei geht es vor allem um eine grobe Abschätzung des Sedimenteintrags, den die Isar aus alpinen Wildbächen erhält und dessen Weiterverteilung flussabwärts, da dieser zu einem Ausgleich des staubedingten Sedimentdefizits beitragen kann. Exemplarisch werden für das Projekt entsprechend vier Nebenflüsse auf ihren Einfluss auf den Geschiebehaushalt und die überlagernden Dynamiken zwischen Wildbach und Isar hin untersucht. Weiter geht es um die Sedimentab- und -umlagerung in den Mündungsbereichen, um ein besseres Prozessverständnis zu erreichen, sowie die überlagerten Dynamiken von der Isar und ihren Zuflüssen zu analysieren und gegebenenfalls einen Ereignisbezug herstellen zu können.

Darüber hinaus geht es um die Aufnahme und Verlagerung von künstlich wieder-eingebrachtem Sediment, das vom Wasserwirtschaftsamt Weilheim oberhalb des Stausees entnommen und an zwei Stellen unterhalb wieder eingebracht wird, um ebenfalls zur Reduktion des Sedimentdefizits und einem ausgeglichenen Sedimenthaushalt der Isar beizutragen.

Entsprechend ergeben sich für Workpackage 5 folgende Arbeitshypothesen:

- Der Bau des Sylvensteinspeichers führte hauptverantwortlich zu einem Sedimentdefizit und Tiefenerosion im Unterlauf
- Das Sedimentdefizit kann durch natürlichen Input aus den Wildbächen verbessert werden
- Das Sedimentdefizit kann durch Input durch Wiedereinbringung von Geschiebe verbessert werden

Aus diesen Hypothesen lassen sich folgende Fragestellungen und Untersuchungskonzepte ableiten:

- Durch eine multitemporale Analyse digitaler Geländemodelle soll die Geschiebedynamik in ausgewählten Bereichen untersucht werden. Dazu werden von vier Mündungsbereichen alpiner Wildbäche in die Isar mit Hilfe von terrestrischem Laserscanning sowie auf Basis von Drohnen- und Umlagerung, sowie des Abtrags von Sediment im Bereich der Mündungen abgeschätzt.

- Durch eine multitemporale Analyse digitaler Geländemodelle und Luftbilder soll die Dynamik und der Einfluss von wieder-eingebrachtem Geschiebe untersucht werden. Dazu werden zwei Eingabestellen in der Isar mit terrestrischem Laserscanning sowie Drohnen-basierter Daten (DEM und Luftbilder) betrachtet und anschließend der volumetrische Abtrag an den Eingabestellen errechnet und, soweit möglich, Ereignissen in den jeweiligen Untersuchungsperioden zugewiesen sowie die Effektivität bewertet.

- Mit Hilfe von Kartierungen des betrachteten Isarlaufs zwischen Sylvensteinspeicher und Bad Tölz sowie zusätzlich der Mündungsbereiche von vier alpinen Wildbächen und des anschließenden Flusslaufs der Isar stromabwärts, auf Basis von historischen Luftbildern, sowie selbst erstellten, aktuellen Luftbildern, sollen der Einfluss der Wildbäche, sowie die Veränderungen im Lauf der Isar festgestellt werden. Diese Entwicklungen werden, soweit möglich, bestimmten Ereignissen zugewiesen, wie z.B. dem Bau des Sylvensteinspeichers oder Hochwasserereignissen. Durch eine Analyse der Landnutzungsveränderung der jeweils kartierten Bereiche können Änderungen der Flächen, sowie der Flächenart ausgewiesen werden.

- Die Analyse von Längs- und Querprofilen soll zusätzliche Informationen über die Prozesse unter der Wasseroberfläche liefern und die Daten aus ALS, TLS und den Kartierungen ergänzen und präzisieren. Dazu werden historische und aktuellen Quer- und Längsprofile, soweit

vorhanden, analysiert und in Bezug zu ihrer Umgebung und relevanten Prozessen, wie Mündungen oder Wehren, gesetzt. Damit kann der Einfluss von grundlegenden Prozessen, sowie überlagernden Dynamiken, wie der von Zuflüssen, Geschiebeeingaben u.a. genauer untersucht und bestimmt werden.

2 Methoden & Stand der Forschung

Im vorangegangenen Punkt wurden bereits kurz die dieser Arbeit zugrunde liegenden Fragestellungen vorgestellt, sowie die Methoden angesprochen, mit denen diese bearbeitet werden sollen. Im Folgenden werden die Methoden genauer vorgestellt und ein Bezug zum aktuellen Forschungsstand hergestellt.

2.1 Gemeinsame Methoden

Zur Beschreibung, Quantifizierung und Analyse von Wildbachprozessen existieren vielfältige Methoden. Allerdings basieren diese Methoden in der Regel auf Erfahrungswerten und der nachträglichen Interpretation von tatsächlich geschehenen Ereignissen (Vgl. Hegg 1996). Zur Quantifizierung der Sedimentverfügbarkeit und -verlagerungsprozesse, sowie des Geschiebepotenzials in Wildbacheinzugsgebieten, sind hochaufgelöste Messverfahren notwendig. Eine Möglichkeit besteht in der multitemporalen Vermessung von Oberflächen mit dem Ziel, aus Oberflächenveränderungen abgetragene bzw. abgelagerte Sedimentvolumina zu bestimmen („morphologische Budgetierung“; Bremer & Sass 2012, Rickenmann et al. 2008). Hierfür stehen vor allem zwei Messverfahren zur Verfügung: LiDAR (Light Detection and Range) auf terrestrischen oder luftgestützten Plattformen, sowie Photogrammetrie; die Grundlage bilden hier Aufnahmen von unbemannten Luftfahrzeugen, ggf. auch terrestrische Photographien. Abbildung 2.1 stellt mehrere geodätische Messverfahren, mit deren jeweiligen räumlichen und zeitlichen Auflösungen, im Kontext der einzelnen Skalen eines fluvialen Systems dar (Brasington et al. 2012). Ein großer Vorteil dieser Methoden ist die Tatsache, dass betretungs- und berührungsfrei gemessen wird, dass mithin also keine Beeinflussung der vermessenen Flächen stattfindet; auch schwer oder nur unter Gefährdung zugängliche Areale können so bearbeitet werden.

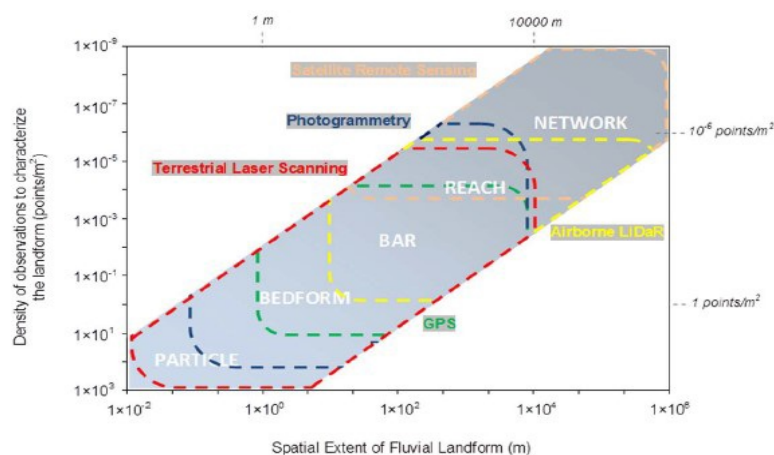


Abbildung 2.1: Darstellung einzelner geodätischer Messverfahren mit jeweiliger räumlicher und zeitlicher Auflösung (Brasington et al. 2012).

2.1.1 LiDAR

Laserscanning wird von terrestrischen (TLS) und luftgestützten (ALS) Plattformen durchgeführt. Für die hier dokumentierten Arbeiten wurden zwei terrestrische Laserscanner der Firma Riegl (LMS- Z420i, VZ 4000) verwendet (Abbildung 2.2). Zudem konnte ein digitales Höhenmodell (Rasterdaten mit der Auflösung 1m) aus ALS-Befliegungen des gesamten Untersuchungsgebietes verwendet werden, das vom LfU zur Verfügung gestellt wurde.



Abbildung 2.2: Laserscanner Z420i (links, eigene Abbildung 2015) und VZ4000 (rechts, Riegl.com) von Riegl

Die Dichte der Punktwolken, die mit TLS erstellt werden, ist mit 10^2 bis 10^3 Punkten pro Quadratmeter deutlich höher als bei ALS. Zudem wird auch eine höhere Genauigkeit erreicht; die Messungenauigkeit von TLS bewegt sich im niedrigen Zentimeterbereich (Vgl. z.B. Bitelli, Dubbini & Zanutta 2004, Foerst et al. 2013, Schürch et al. 2011, Wheaton et al. 2010). In Abhängigkeit von der Topographie haben TLS und ALS aufgrund ihrer unterschiedlichen Aufnahmegeometrie verschiedene Vor- und Nachteile: Vom Flugzeug aus gesendete Laserpulse treffen in steilem Gelände in spitzem Winkel auf die Oberfläche, was zu geringen Punktdichten und fehlerhaften Messungen führen kann; vom Boden aus können steile Flächen hingegen besser erfasst werden. Die Nachteile von TLS liegen vor allem darin, dass nur eine begrenzte Fläche aufgenommen werden kann und es durch Abschattung, Wasserflächen oder Vegetation zu Fehlern und Datenlücken kommen kann. Diese Probleme können durch eine vergleichsweise aufwändige Filterung der Daten reduziert werden, sowie durch die Kombination von Aufnahmen von mehreren Standpunkten aus; trotzdem bleibt die Ausdehnung des Untersuchungsgebiets limitiert (Vgl. Brasington, Langham & Rumsby 2003). Ein großer Vorteil des TLS besteht darin, dass eine deutlich höhere räumliche und zeitliche Auflösung im Gegensatz zu ALS erreicht werden kann (Vgl. Bremer & Sass 2012, Bitelli, Dubbini & Zanutta 2004). Darüber hinaus ist TLS nicht von meist externen Institutionen und Befliegungsterminen abhängig, sondern kann lokal sofort eingesetzt werden, womit auch die Kosten vergleichsweise gering ausfallen.

Da in dieser Arbeit eher lokale Prozesse in einer hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung betrachtet werden sollen, eignet sich die Methode des terrestrischen Laserscannings besonders für die Untersuchung, um auch die vorangegangenen Arbeiten im Bereich der Isar zwischen Sylvensteinspeicher und Bad Tölz zu ergänzen.

2.1.2 Tachymetrie

Aufgrund der hohen relativen Lagegenauigkeit von Tachymetermessungen ist dies schon seit den 70er Jahren eine beliebte Monitoringmethode für Massenbewegungen (vgl. Kotarba (1976), Bogaard et al. (2000), Tobler und Keusen (2013)) und wird häufig als Ergänzung und zur Validierung moderner Methoden, wie Inklinometermessungen, TLS und Photogrammetrie verwendet (vgl. Bell (2006), Sass et al. (2008), Prokop und Panholzer (2009), Abolmasov et al. (2014)). Prokop und Panholzer (2009) haben mit Wiederholungsmessungen relative Fehler von unter 15 mm festgestellt.

Für die Quantifizierung von Rutschkörpern (Ereignisse im Jahr 2013) wurde für die beiden Rutschungen im Kleinbachtal im Juli 2014 das rezente Relief mit einem Tachymeter TCRM1205 der Fa. Leica Geosystems aufgenommen. Die Messungen wurden mit Lotstange und Rundprisma sowie reflektorlos durchgeführt. Dabei wurde zwischen "Gleitfläche", "Rutschkörper", "Anrisskante" und "Referenz" unterschieden. Die Referenzpunkte liegen außerhalb des betroffenen Bereichs und dienen der späteren Referenzierung der vermessenen Punkte auf ein DHM von 2006. Es wird angenommen, dass in diesem Bereich keine signifikanten Veränderungen stattgefunden haben.

Das Tachymeter wurde ebenso zur Einmessung von Fixpunkten (z.B. Reflektoren zur Verortung von TLS-Aufnahmen) verwendet.

2.1.3 Vermessung mittels dGPS

Die multitemporale Vermessung von Punkten mit differenziellem GPS kann zur Ermittlung von Bewegungsraten großer Rutschungen verwendet werden (vgl. Bonnard et al. 1996, Gili et al. 2000, Herrera et al. 2009). Ähnlich wie bei Tachymetermessungen werden markierte Fixpunkte in bestimmten Zeitabständen eingemessen und somit deren dreidimensionale räumliche Veränderung bestimmt. Der Vorteil von dGPS-Messungen ist die direkte Lokalisierung der Fixpunkte im globalen Koordinatensystem.

Je nach Sichtbarkeit der Satelliten und atmosphärischen Konditionen können dabei Ungenauigkeiten von unter einem Zentimeter erreicht werden (Gili et al., 2000). Zwar werden in dieser Arbeit keine Bewegungsraten quantifiziert, eine hohe Lagegenauigkeit wird aber für die Referenzierung von Drohnenaufnahmen, TLS- und Tachymetermessungen benötigt.

2.1.4 Drohnengestützte Kartierung und Vermessung

Drohnen werden als unbemannte Luftfahrzeuge definiert, die entweder halbautomatisch oder automatisch gesteuert werden; grundsätzlich werden *fixed-wing*- und Multikopter-Systeme (Abb. 2.3) unterschieden, deren Vorteile für die Aufnahme großer Flächen (hohe Geschwindigkeit und Reichweite von *fixed-wing*-Systemen) bzw. in schwieriger Topogra-

phie (Manövrierbarkeit, Senkrechtstart und -landung bei Multikoptern) ausgespielt werden können. Für das hier beschriebene Projekt wurde ein Oktokopter Falcon8 der Fa. Ascending Technologies (www.asctec.de) mit einer Digitalen Systemkamera der Fa. SONY verwendet, die wahlweise Nadir- oder Schrägaufnahmen in beliebigem Winkel anfertigen kann.

Drohnen werden zur Erstellung von Luftbildaufnahmen kleiner bis mittlerer Untersuchungsflächen verwendet; limitierender Faktor ist i.W. die zur Befliegung notwendige Zeit, da die Akkulaufzeit begrenzt ist.

Aus den Luftbildern können bei ausreichender Überlappung (min. 60%, vgl. Brasington, Langham & Rumsby 2003) digitale Oberflächenmodelle sowie Orthofotos erstellt werden, die auch als Ergänzung zu Daten dienen können, die mit ALS oder TLS gewonnen wurden (Vgl. Bremer & Sass 2012). Für die Generierung von Orthophotos und DHMs wird im beschriebenen Projekt die Software PHOTOSCAN der Fa. AGISOFT (www.agisoft.com) verwendet.

Nachteilig im Vergleich zu ALS-Daten ist die Tatsache, dass höhere Vegetation die Aufnahme und Vermessung der Bodenoberfläche mithilfe von sich überschneidenden Bildern effektiv verhindert. Für die Vermessung unbewachsener Areale wie z.B. der Kiesbänke der Isar, sind DHMs aus drohnengestützten Aufnahmen nach den Erfahrungen der Arbeitsgruppe aufgrund der günstigen Aufnahmegeometrie und der höheren Flächenabdeckung bei gleichbleibend hoher Auflösung der terrestrischen Aufnahme mittels TLS überlegen. Wie bei TLS kann jedoch keine Aussage über Daten unterhalb von Wasseroberflächen getroffen werden. Gleichwohl sind die Fehler und Ungenauigkeiten bei drohnen-basierten DEMs trotzdem noch höher einzuschätzen sind als z.B. bei ALS oder TLS; es wird daher empfohlen, die Methoden in Ergänzung zueinander einzusetzen (Eisenbeiß 2009, Hugenholtz et al. 2013, Linder 2003, Mirijovsky 2012, Remondino 2011).

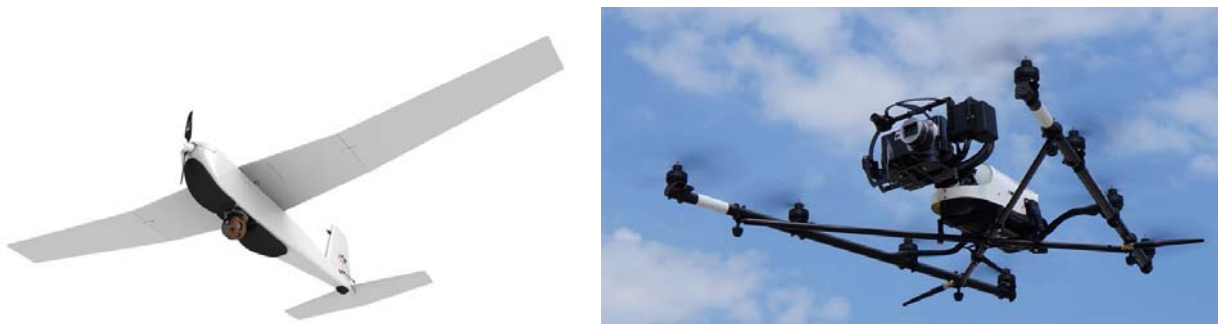


Abbildung 2.3: Drohne Falcon 8 von AscTec (Rechts, Quelle: Uni Wien), Fixed-Wing System (Links, Quelle: RoboHub)

Im Projekt kam ein der Oktokopter Falcon 8 der Firma AscTec zum Einsatz (Abbildung 2.3, rechts); die Bilder dienten zur Erstellung hochauflösender Orthophotos und DHMs, die einerseits die historischen Luftbilder und andererseits die terrestrischen Vermessungen mittels TLS ergänzen.

2.1.5 Berechnung von Differenzhöhenmodellen und Fehlerabschätzung

Sowohl LiDAR-Vermessungen als auch die photogrammetrische Auswertung drohnen-gestützter Luftbilder resultieren zunächst in Punktwolken, aus denen nach einer Präprozessierung (Koreferenzierung, Filterung etc) digitale Geländemodelle mit einer Rastergröße zwischen 10 und 50cm erstellt wurden.

Die Höhenmodelle verschiedener Aufnahmezeitpunkte werden von einander subtrahiert, woraus ein Differenzmodell (*DEM of difference*, DoD) resultiert. Dieses gibt Höhenveränderungen an, die mithilfe der Fläche der Rasterzellen in Volumina (Abtrag und Ablagerung) umgerechnet werden: aus den Volumina kann über die Dichte des Materials (im vorliegenden Projekt wird für Lockermaterial von einer Dichte von 1,8 t/m³ ausgegangen) die Masse des abgetragenen bzw. abgelagerten Sediments bestimmt werden. Die räumliche Verteilung der Höhenveränderungen ermöglicht eine Interpretation der zwischen den Aufnahmedaten abgelaufenen Prozesse. Bei der Berechnung des Differenzmodells wird aus den Messungenauigkeiten der einzelnen Höhenmodelle eine Detektionsschwelle (*Level of Detection*) ermittelt, unterhalb derer tatsächliche Höhenveränderungen nicht verlässlich von messfehlerbedingten Höhendifferenzen unterschieden werden können. Die Ungenauigkeit eines Differenzmodells σ_{DoD} bestimmt sich wie folgt (vgl. Lane et al. 2003):

$$\sigma_{DoD} = \sqrt{\sigma_{DEM1}^2 + \sigma_{DEM2}^2}$$

Zur Ermittlung der Ungenauigkeit σ_{DEM} kann eine Fläche zweimal hintereinander gemessen werden (ohne Veränderung zwischen den Messungen); der Mittelwert und die Standardabweichung der auftretenden, messfehlerbedingten Höhenunterschiede geben Aufschluss über systematische (Mittelwert) bzw. zufallsbedingte (Standardabweichung) Ungenauigkeit eines Höhenmodells. Der Schwellenwert (LoD) wird für die im Bericht beschriebenen Arbeiten auf die zweifache Standardabweichung ($2\sigma_{DoD}$) festgelegt, was einem Konfidenzintervall von 95% entspricht (vgl. Barrand, James & Murray 2010, Lane et al. 2003, Wheaton et al. 2010).

2.1.6 Analyse von Niederschlags- und Abflussdaten

Für die Forschungsarbeiten wurden in den Untersuchungsgebieten drei Niederschlagsmessstationen installiert. Um eine verbesserte räumliche Auflösung der Niederschlagsverhältnisse zu erreichen, wurden diese drei Stationen im Schronbachtal, auf dem Blomberg und auf dem Brauneck errichtet (Abb. 2.4). Sie befinden sich entweder innerhalb des hydrologischen Einzugsgebiets oder in direkter Nähe der jeweiligen Wildbäche. Die Messstationen arbeiten nach dem Prinzip der Niederschlagswippe („tipping bucket“; Abb. 2.5.) und speichern in einem Messintervall von 15 Minuten die Niederschlagssumme, die Lufttemperatur sowie Datum und Uhrzeit.



Abbildung 2.4: Niederschlagswippe



Abbildung 2.5: Niederschlagsmessstation auf dem Blomberg

In Kooperation mit dem Wasserwirtschaftsamt Weilheim wurden in vier der sechs Wildbachgebiete Abflusspegel installiert. Die vom Wasserwirtschaftsamt Weilheim ermittelten Daten werden in der zeitlichen Auflösung von 15 Minuten zur Verfügung gestellt. Der Arzbach, der Halsbach, der Murbach und der Tratenbach (Vgl. Tab. 2.1) wurden jeweils mit einem neuen Pegel versehen. Der Schronbach verfügte schon vor Beginn der Arbeiten über einen Pegel. Die Daten werden direkt vom WWA Weilheim ausgelesen und aufbereitet zur Verfügung gestellt.

Tabelle 2.1: Inbetriebnahme der Pegel

Pegelmessungen im:	Datenaufzeichnung seit:
Arzbach	19.11.2014
Halsbach	10.07.2013
Murbach	12.07.2013
Tratenbach	12.07.2013

Sowohl die Niederschlagsdaten als auch die Abflussdaten dienen der Interpretation der gemessenen Erosions- und Akkumulationsdaten (TLS-Messungen, Sedimentfallen; vgl. Kapitel 4 und 5).

2.2 Spezifische Methoden und Datengrundlagen WP4

2.2.1 Messung des Geschiebeaustrags aus Hanggerinnen

Durch die episodische fluviale Aktivität und ihre Bedeutung für die Kopplung sedimentliefernder Flächen an das Gerinnenetz spielen Hanggerinne eine große Rolle in alpinen Wildbacheinzugsgebieten (Haas et al. 2011). Im Rahmen der Forschungsarbeiten wird der mittlere jährliche Sedimentaustrag aus den Einzugsgebieten der Hanggerinne ermittelt. Dies erfolgt unter Verwendung von Sedimentfallen. Dafür wurden Plastikwannen mit einem Fassungsvermögen von 90l in 16 ausgewählten Hanggerinnen mit Einzugsgebieten zwischen 77 und 13717 m² eingebaut. Der Einlauf wurde mit Teichfolie befestigt, damit der vollständige Abfluss des Gerinnes und das mitgeführte Geschiebe den Weg durch die Wanne nehmen müssen (Becht 1995, Haas 2008). Da eine komplette Ablagerung der Suspensionsfracht nicht garantiert werden kann, muss bei den ermittelten Werten von Minima ausgegangen werden. Die Sedimentfallen werden in einem zweiwöchentlichen Intervall entleert, nur während der Winterperiode, wenn Schnee den Boden bedeckt, werden keine Proben entnommen. Dies erfolgt dann mit einer einzelnen Probenentnahme im Frühjahr nach der Schneeschmelze und repräsentiert den gesamten Zeitraum der Winterpause als Summenwert (Haas 2008).

Das in den Sedimentfallen abgelagerte Material wird in Probebeutel abgefüllt und im Labor analysiert. Um einen weiteren Verlust von Suspensionsfracht zu vermeiden, wurde das Wasser stets erst mit Hilfe von Schläuchen abgelassen und bei der Entnahme einer Stichprobe ein besonders feinmaschiges Netz verwendet. Nach der Trocknung der Proben im Trockenschrank (105 °C, bis zur Gewichtskonstanz) wird der organische Anteil mithilfe der Glühverlustmethode (4-5 Stunden bei 400 - 500 °C) ermittelt, um das reine anorganische Trockengewicht erfassen zu können. Die Daten (vgl. Abbildung 2.6 und 2.7) zeigen saisonale Schwankungen (Abbildung 2.6) sowie eine hohe räumliche Variabilität (Daten aller Sedimentfallen zum +/- selben Termin; Abbildung 2.7). Aus diesen Gründen kommt die Verwendung eines konstanten Mittelwerts für den Organikanteil nicht in Betracht.

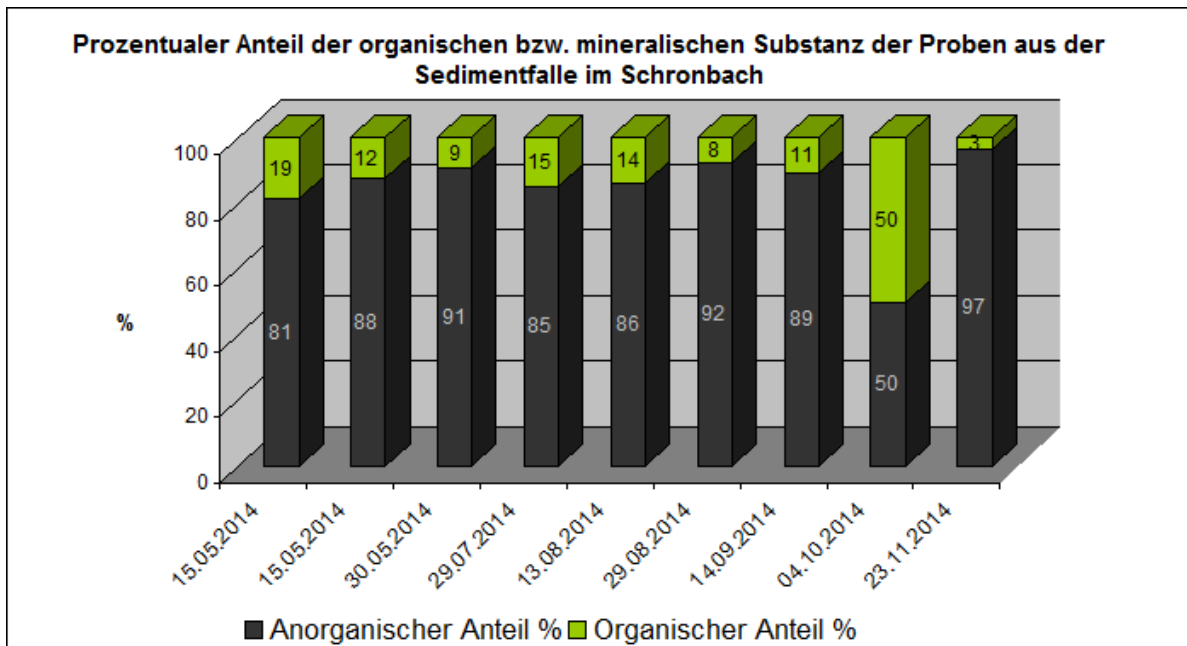


Abbildung 2.6: Organischer Anteil unterschiedlicher Proben aus der Sedimentfalle im Schronbach-Einzugsgebiet

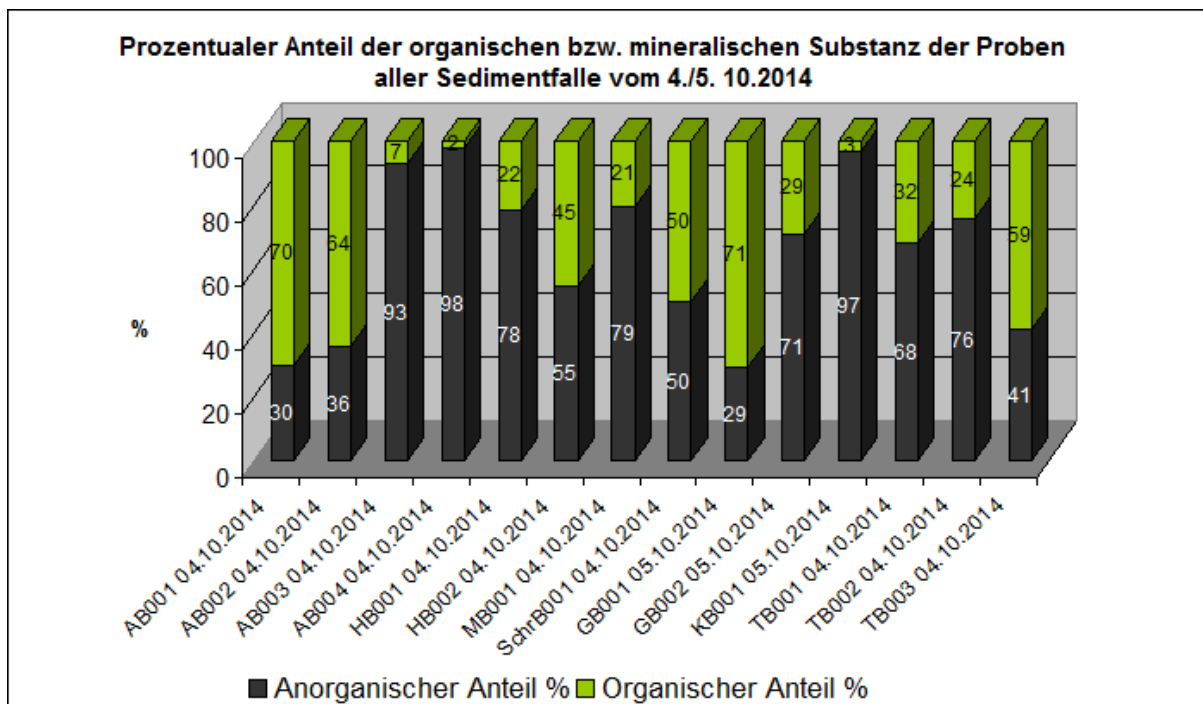


Abbildung 2.7: Organischer Anteil der Probeentnahmen aller Sedimentfalle eines Zeitschritts

Bei größeren Materialmengen in den Sedimentfallen wurde eine Stichprobe für die Laboranalyse entnommen. Der restliche Wanneninhalte wurde mithilfe einer Kofferwaage im Gelände gewogen. Hierzu wurde das Material in ein feinmaschiges, wasserdurchlässiges Wäschenetz gefüllt.

2.2.2 Bestimmung des sedimentliefernden Einzugsbiets (sediment contributing area, SCA)

Grundsätzlich sind weite Teile von Wildbacheinzugsgebieten flächen- und linienhaftem Abtrag unterworfen; vielerorts jedoch gelangt das mobilisierte Material vom Ort seiner Entstehung nicht ins Gerinnenetz (von wo es mittelfristig aus dem Einzugsgebiet ausgetragen wird) sondern wird mittel- bis langfristig in Sedimentspeichern wie Schutthalden und Schwemmkegeln abgelagert. Daher konzentrieren sich die Arbeiten zur Abschätzung des Geschiebepotenzials auf diejenigen Flächen, die an die Gerinne gekoppelt sind, d.h. von denen Sediment durch die Aktivität verschiedener geomorphologische Prozesse als Geschiebe ins Gerinnenetz eingetragen wird. Die Gesamtheit der gekoppelten Flächen wird als sedimentlieferndes (in einigen Arbeiten auch „effektives“) Einzugsgebiet bezeichnet. Heinimann et al. (1998) verwendeten einen regelbasierten Ansatz, um auf einem digitalen Geländemodell diese Fläche abzuleiten; während Heinimann et al. (1998) und Wichmann (2006) das Ergebnis als Einflussfaktor zur Beurteilung des Murpotenzials steiler Gerinne einsetzten, zeigten Haas (2008) und Haas et al. (2011), dass das Geschiebepotenzial kleiner Hanggerinne mit der Größe der sedimentliefernden Fläche korreliert.

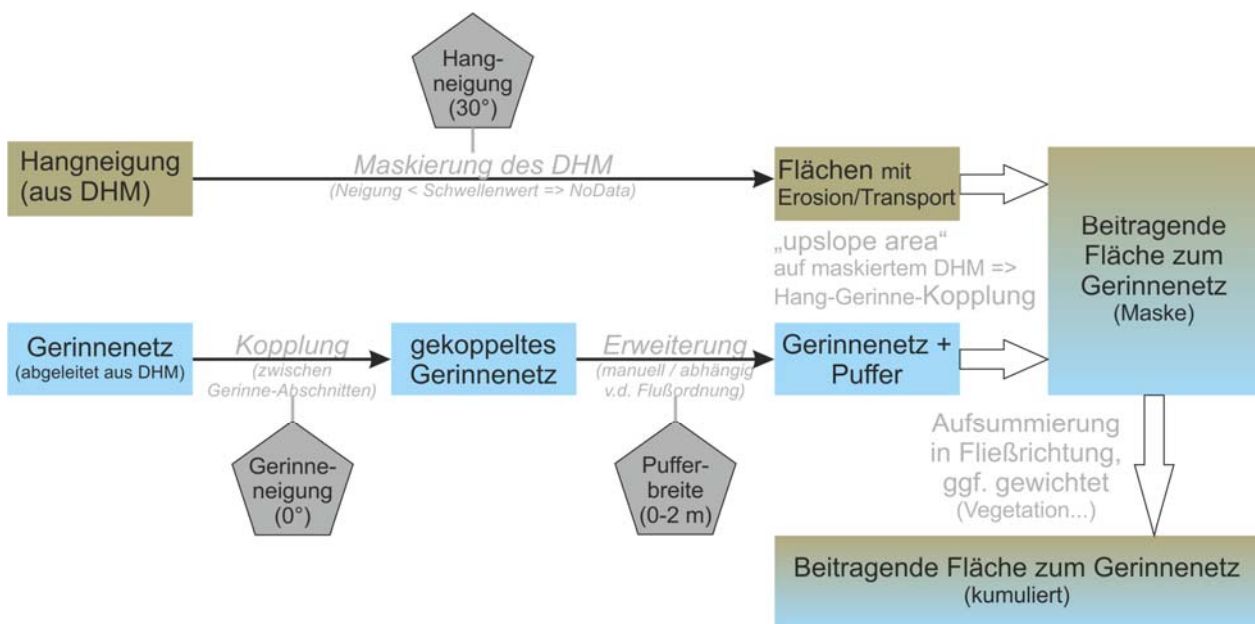


Abbildung 2.8: Schema der Vorgehensweise zur Ermittlung der sedimentliefernden Fläche. Die grauen Fünfecke beziehen sich auf die wählbaren Parameter und die im Rahmen dieses Projekts gewählten Einstellungen. Weitere Erläuterungen im Text. Quelle: Heckmann (2015, unpubl.)

In der vorliegenden Arbeit wird das sedimentliefernde Einzugsgebiet erstmals auf der Basis eines hochauflösenden (1m) DGM aus ALS-Daten ermittelt (Abbildung 2.8), um (1) Sedimentquellen räumlich zu identifizieren, die potenziell Geschiebe ins Gerinnenetz liefern. (2) dient die Ableitung des SCA zusammen mit den gemessenen Austragsraten (2.2.4.2) der Überprüfung und Anwendung des von Haas et al. (2011) publizierten Regressionsmodells zur quantitativen Abschätzung des Geschiebeaustrags aus Hanggerinnen. Das verwendete

Verfahren basiert auf einem Modell des Gerinnenetzes, das auch kleinere Hanggerinne enthält, sowie auf dem digitalen Höhenmodell.

2.2.2.1 Sedimentverlagerung am Hang (vgl. Abbildung 4.15)

Eine vereinfachte, grundlegende Annahme des Modells ist, dass Sedimentverlagerung bis in das Gerinne nur an ausreichend steilen Hängen stattfinden kann, die direkt an das Gerinnenetz angrenzen. Flachere Hänge tendieren zur Bildung von Sedimentspeichern am Unterhang oder Hangfuß, so dass keine (vollständige und/oder andauernde) Kopplung an das Gerinnenetz besteht. Zur Umsetzung dieses Kriteriums werden zunächst alle Flächen des DHM, die einen benutzerdefinierten Schwellenwert (hier: 30°) unterschreiten, ausmaskiert, so dass ein lückenhaftes DHM entsteht. Heinemann et al. (1998) und die darauf aufbauenden Arbeiten (Wichmann et al. 2006, Haas 2008, Haas et al. 2011) implementieren zusätzlich einen maximalen Abstand der gesuchten Flächen zum Gerinnenetz. Nach Analysen der Eichstätter Arbeitsgruppe (Heckmann, unpubl.) wird die Hanglänge jedoch wesentlich von den Neigungsverhältnissen kontrolliert, so dass eine maximale Hanglänge nicht implementiert werden muss.

Ermittelt man anschließend auf der Basis des so ausmaskierten DHM die beitragende Fläche des Gerinnenetzes (siehe folgender Abschnitt), werden nur Rasterzellen mitgezählt, von denen bis zum Erreichen des Gerinnenetzes ein lückenloser Fließweg mit einem Gefälle oberhalb des Hangneigungsschwellenwertes besteht. Die so erfolgte räumliche Ausweisung der potenziell sedimentliefernden Flächen stellt in vektorisierter Form ein Ergebnis der Arbeiten dar, nämlich ein Beitrag zur georeferenzierten Datenbank von Geschiebeherden.

Die Größe der beitragenden Fläche an jedem Punkt des DHM, insbesondere an den zum Gerinnenetz gehörenden Rasterzellen, kann durch Aufsummieren der Rasterkarte entlang der Fließrichtung ermittelt werden (*flow accumulation* mithilfe des D8 Algorithmus, der Fließwege auf der Basis des steilsten Gefälles bestimmt). Die Größe des sedimentliefernden Einzugsgebiets an Stellen mit bekannter Geschiebelieferung (Sedimentfallen, Kiesfänge, vgl. 2.2.1) bildet die Grundlage für die quantitative Abschätzung des Geschiebepotenzials (vgl. 2.2.3).

2.2.2.2 Ableitung des Gerinnenetzes aus dem DHM

Für die Analysen der Hang-Gerinnekopplung wird eine Rasterkarte des Gerinnenetzes benötigt; diese wird aus zwei Gründen aus dem hochauflösenden (1m Rasterweite) ALS-Höhenmodell abgeleitet: (1) das in topographischen Karten enthaltene Gerinnenetz enthält in der Regel nicht alle Seitengerinne sowie selten nicht-perennierende, also nur periodisch oder episodisch fließende Gerinne; (2) eine Konsistenz zwischen dem kartierten Gerinneverlauf und dem Verlauf der Tiefenlinie im digitalen Geländemodell ist oft nicht gegeben; da Eigenschaften der Gerinneabschnitte bzw. der zugehörigen Einzugsgebiete aus dem DHM abgeleitet werden, muss der Gerinneverlauf im DHM verwendet werden, auch wenn er von dem kartierten Verlauf auf topographischen Karten abweicht.

Um ein Gerinnenetz ableiten zu können, das auch kleinere perennierende, also das ganze Jahr über wasserführende, und episodische Hanggerinne enthält, wird wie bei Wichmann

(2006) und Haas (2008) ein Schwellenwert des CIT-Index ($CIT = \text{channel initiation threshold}$) zur Ermittlung der Gerinnestartpunkte verwendet; dieser Schwellenwert wurde iterativ aus Vergleichen des modellierten und kartierten Gerinnenetzes ermittelt und je nach Einzugsgebiet auf 100-600 festgesetzt, so dass die Gerinne, in die Sedimentfallen eingebaut wurden, Teil des abgeleiteten Gerinnenetzes werden. Die Verwendung des CIT-Index beruht auf den Arbeiten von Montgomery & Dietrich (1989) und Montgomery & Foufoula-Georgiou (1993):

$$CIT = A_s * (\tan \beta)^2$$

Mit:

A_s = Spezifische Einzugsgebietsgröße [m^2m^{-1}] und β =Hangneigung

Auf dem DHM wird das Gerinnenetz dann als Abfolge von Rasterzellen mithilfe des D8-Algorithmus modelliert, d.h. es wird stets die Richtung des steilsten Gefälles gewählt. Heinemann et al. (1998), Wichmann (2006) und Haas et al. (2011) kann eine Entkopplung des Gerinnenetzes im Bezug auf den Geschiebetransport, wie sie z.B. durch Verlagerungs-/Grießstrecken oder künstliche Bauwerke bewirkt wird, mithilfe eines Schwellenwertes der Gerinneneigung implementiert werden. In der Rasterkarte des Gerinnenetzes werden dabei diejenigen Rasterzellen ausmaskiert, auf denen die Neigung einen benutzerdefinierten Schwellenwert (z.B. 3-4°, vgl. Haas et al. 2011) unterschreitet. Auf die Implementierung eines solchen Gerinneneigungsschwellenwertes wurde in der vorliegenden Arbeit verzichtet, da der Fokus auf der Geschiebelieferung in das Gerinne liegt; zudem kann bei bedeutenden Abflussereignissen von einer weitgehenden (longitudinalen) Kopplung des Gerinnenetzes ausgegangen werden.

In hochauflösenden Geländemodellen ergibt sich die Problematik, dass die Tiefenlinie im Höhenmodell die Querausdehnung einer einzigen Rasterzelle besitzt (im DHM1: 1-1,41 m), wodurch die tatsächliche Gerinnebreite oft massiv unterschritten wird; damit ist die Voraussetzung nicht erfüllt, wonach die Rastergröße des digitalen Geländemodells mit der Breite des Gerinnes vergleichbar sein sollte (Dalla Fontana & Marchi 2003). Dies hat im Rahmen der DHM-basierten Analyse der Hang-Gerinnekopplung zur Folge, dass zwischen dem Hangfuß und dem Gerinne teils mehrere Rasterzellen mit geringerer Hangneigung liegen, die in der Realität zum Gerinnebereich zu zählen sind, im Modell jedoch eine Entkopplung von Hang und Gerinne andeuten. Im Rahmen der Arbeiten wurde eine Modifikation des bekannten Verfahrens umgesetzt, um diesem Umstand Rechnung tragen zu können. Je nach Flussordnung werden die Gerinnepixel gepuffert: Gerinne sehr geringer Ordnung (z.B. Hanggerinne) werden nicht gepuffert, die Bäche in Seitentälern erhalten einen Puffer von einer Rasterzelle (resultierende Gerinnebreite ist in diesem Fall 3-4,2 m), die Hauptgerinne werden mit 2-3 Rasterzellen gepuffert (5-9,9 m resultierende Breite). Für die Festlegung der Grenzwerte wird auf die Geländekenntnis und die in den ALS-Daten erkennbaren Gerinnebreiten zurückgegriffen. Die gepufferten Gerinnenetze ermöglichen die realistischere Ableitung der SCA-Flächen und des Konnektivitäts-Index nach Borselli (2008) und Cavalli et al. (2013).

2.2.3 Quantitative Abschätzung des Geschiebeaustrags aus Hanggerinnen

Die Arbeiten von Haas (2008) und anderen (Haas et al. 2011, Sass et al. 2012) haben gezeigt, dass sich der in Sedimentfallen gemessene mittlere jährliche Geschiebeaustrag kleiner Hanggerinne (vgl. Kapitel 2.2.4.3) durch eine Regressionsfunktion nach dem sedimentliefernden Einzugsgebiet (SCA, Kapitel 2.2.4.2) schätzen lässt. Mithilfe der 16 zwischen Juli/2013 und Juni/2014 installierten Sedimentfallen wird überprüft, (i) ob die Schätzung des Sedimentaustrags durch die Größe des SCA möglich ist und (ii) ob sich die ermittelte Regressionsfunktion von der publizierten in Form und Parametern unterscheidet.

Für die Analysen werden Jahreswerte des Austrags (im Idealfall langjährige Mittelwerte) verwendet. Nach den Erfahrungen von Haas (2008) bzw. Haas et al. (2011) korrelieren wöchentliche oder ereignisbasierte Messungen nicht mit der Größe des SCA, was mit der Komplexität der ablaufenden Prozesse erklärt werden kann, welche durch raumzeitlich stark variable Faktoren wie Niederschlagsverteilung und -intensität verursacht wird. Durch Aufsummierung (bzw. Ausmittelung) von ereignisbezogenen Messwerten entsteht eine Größe (jährlicher bzw. mittlerer jährlicher Austrag), die allein durch das topographiebedingte räumliche Muster unterschiedlicher SCA-Größen zu mindestens 50-70% zu erklären ist (ausweislich des Bestimmtheitsmaßes r^2 der Regressionsfunktionen, vgl. Haas et al. 2011).

Von insgesamt 12 Sedimentfallen in den Untersuchungsgebieten liegen Datenreihen von etwa einem Jahr Länge vor, andere Fallen weisen einen kürzeren Messzeitraum auf; um die Vergleichbarkeit zu wahren, gehen nur die Messdaten des Zeitraums April, Mai, /2014-April 2015 in die Analysen ein. Zudem liegt der Organikgehalt einiger Proben nicht vor, weshalb nicht bei allen Austragswerten nur der mineralische Sedimentanteil berücksichtigt werden konnte. Die Messung bzw. Schätzung des Abtrags ist daher als tendenziell zu hoch anzusehen.

2.2.4 Qualitative Abschätzung des Geschiebepotenzials von Wildbacheinzugsgebieten

Die qualitative Abschätzung des Geschiebepotenzials stellt eine Möglichkeit dar, Wildbach(teil-)einzugsgebiete hinsichtlich ihrer potenziellen Geschiebefracht vergleichend zu analysieren. Dies umfasst zunächst eine flächenverteilte Bewertung der Erosionsneigung, d.h. der Existenz potenzieller Sedimentquellen. Zusätzlich muss aber noch deren Kopplung an das Gerinnenetz in die Abschätzung des Geschiebepotenzials eingehen. Während dies traditionell entweder durch Kartierung im Gelände oder einfache räumliche Analysen (z.B. Puffer um das Gerinnenetz) umgesetzt wurde, kommen in der vorliegenden Arbeit zwei Ansätze zur Anwendung, die auf ein digitales Geländemodell hoher Auflösung aufbauen. Abbildung 2.9 zeigt einen schematischen Überblick der methodischen Vorgehensweise.

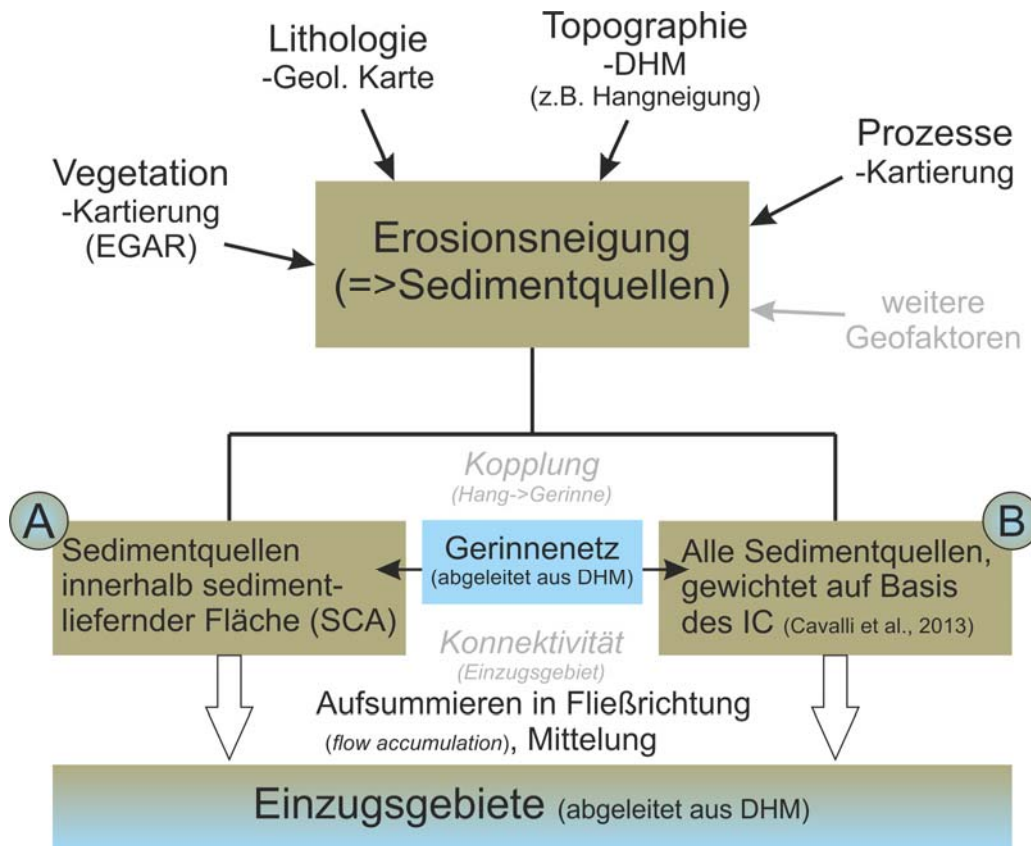


Abbildung 2.9: Flussdiagramm zur Vorgehensweise bei der vergleichenden Bewertung von (Teil-)Einzugsgebieten hinsichtlich ihres Geschiebepotenzials. Diese umfasst die flächenverteilte qualitative Beurteilung der Erosionsneigung und eines von zwei möglichen Verfahren (A: vgl. 2.2.4.2, B: vgl. 2.2.4.3) zur Implementierung der Sediment-Konnektivität zwischen Sedimentquellen und dem Gerinnenetz (und letztlich dem Auslass des zu bewertenden Einzugsgebietes). Quelle: Heckmann (2015, unpubl.)

2.2.4.1 Bewertung der Erosionsneigung

Die flächenverteilte Beurteilung der Einzugsgebiete erzeugt einen Rasterdatensatz, in dem jede Rasterzelle auf der Basis mehrerer Geofaktoren bewertet wird ([0;3]; 0=keine Erosionsneigung, 3=starke Erosionsneigung). Die Bewertung stellt zunächst den ungewichteten Mittelwert aus den Einzelbewertungen auf der Basis folgender Geofaktoren dar:

- **Vegetation:** Neben dem Bedeckungsgrad hat auch die Art der Vegetation einen Einfluss auf die Erosionsanfälligkeit der Erdoberfläche; in der Regel sinkt diese mit zunehmendem Bedeckungsgrad durch Vegetation. In der vorliegenden Arbeit werden die Vegetationstypen, die in einer digitalen Vegetationskarte (EGAR-Daten) enthalten sind, durch den C-Faktor nach Markart et al. (2004) bewertet (Abbildung 2.10, Tabelle 2.2). Dieser wurde aus zahlreichen Berechnungsversuchen speziell für alpine Gebiete erstellt und stellt ein Maß einerseits für den Abflusskoeffizienten und andererseits für die Rauigkeit von Bodenoberflächen dar. Abweichend vom C-Wert in den EGAR-Daten wurde allen Waldstandorten ein C-Wert von 0,12 und damit die Bewertung 0 zugewiesen.

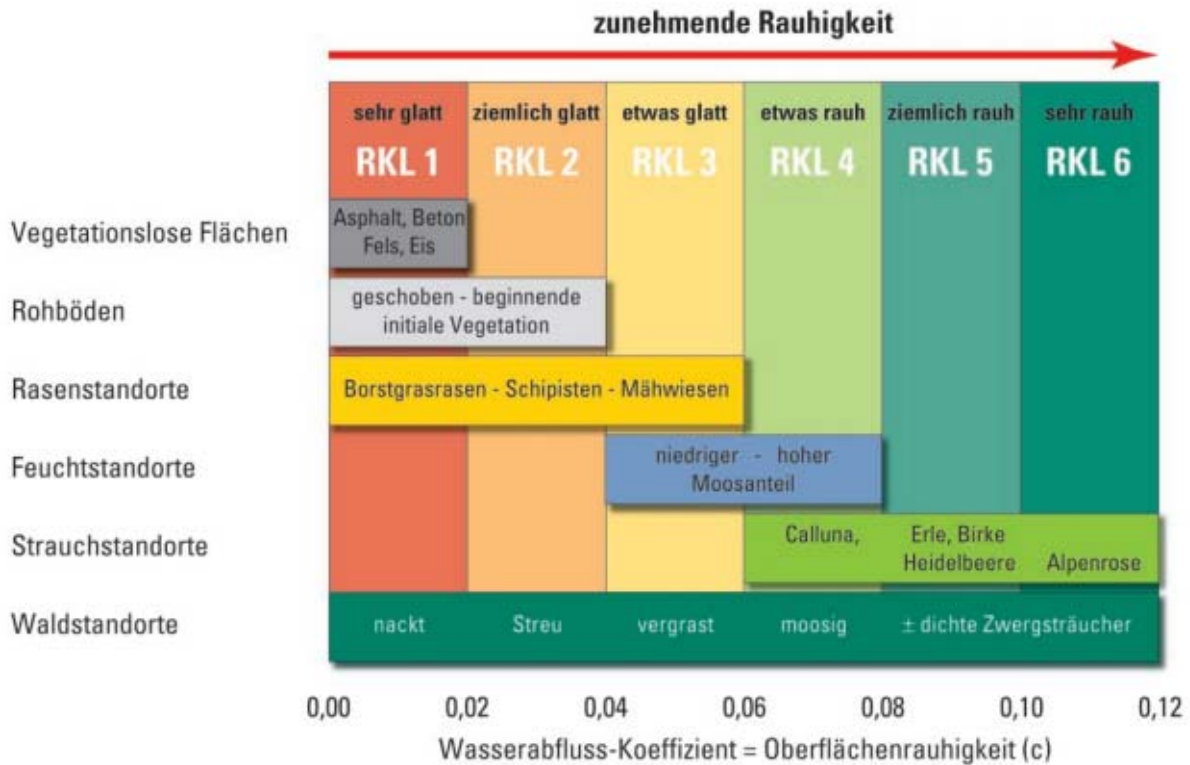


Abbildung 2.10: Rauigkeitsklassifizierung nach unterschiedlichen Oberflächen- und Vegetationstypen (Markart et al. 2004)

Tabelle 2.2: Bewertung für den c-Wert nach Markart et al. (2004)

C-Wert nach Markart et al. (2004)	Bewertung
0,12	0
0,11 - 0,07	1
0,06 - 0,03	2
0,02 - 0,01	3

- Lithologie

Da eine differenzierte Bewertung der Erosionsneigung aufgrund der Vielzahl und Vielfalt der in der Geologischen Karte 1:25000 ausgewiesenen Gesteinseinheiten kaum möglich ist, wird im Rahmen dieser Arbeit eine Klassifizierung in Lockermaterial (Bewertung = 3) und Festgestein (Bewertung = 0) vorgenommen. Es wird hierbei davon ausgegangen, das Lockermaterial (leicht) erodierbar ist, und dass die Unterschiede in der Schuttlieferung zwischen verschiedenen Festgesteinen von deutlich geringerer Bedeutung sind.

- Topographie

Als ein wichtiger topographischer Einflussfaktor auf die Hangstabilität und Abflussdynamik geht die Hangneigung in die Bewertung der Erosionsneigung ein. Hierfür wurde von den Höhenmodellen der hydrologischen Einzugsgebiete die Hangneigung nach Zevenbergen & Thorne (1987) abgeleitet; die Bewertung erfolgt durch eine lineare Funktion, die ebenen Flächen den Wert 0 zuweist und allen Flächen mit $\geq 30^\circ$ Neigung den Wert 3.

- Prozessdynamik

Die Prozessbewertung beschreibt die Abtragsbereitschaft einer Fläche in Abhängigkeit von den vorkommenden geomorphologischen Prozessen und der Aktualität ihrer Aktivität. Die Bewertung wurde mithilfe der vom LfU zur Verfügung gestellten EGAR-Daten vorgenommen; die Prozessbewertung der EGAR-Daten [0;100] wurde nach Tabelle 2.3 in das Bewertungssystem dieser Arbeit [0;3] übertragen. Es ist zu beachten, dass die EGAR-Daten zur Prozessdynamik nicht flächendeckend erhoben wurden, sondern sich auf ausgewählte Teilbereiche (teils mit definiertem Maximalabstand zum Hauptgerinnenetz) beschränken; die Prozessbewertung geht aus diesem Grund nur in den genannten Bereichen in die Gesamtbewertung der Erosionsneigung ein.

Tabelle 2.3: Übertragung der Prozessbewertung der EGAR-Daten in das hier verwendete Punktesystem

Prozessbewertung	Punkte/ Gewichtung
0	0
1 - 5	1
4 - 5	
6 - 8	2
9 - 10	
11 - 12	3
13 - 99	

Weitere Faktoren, z.B. Ableitungen aus dem DHM wie der LS-Faktor der allgemeinen Bodenabtragsgleichung (Topographie- oder auch Hangfaktor, der aus der Hanglänge und der Hangneigung ermittelt wird) können der Bewertung problemlos hinzugefügt werden; ebenso ist eine gewichtete Mittelwertbildung aus den Einzelbewertungen möglich.

2.2.4.2 Ansatz A: Auswertung der sedimentliefernden Fläche (SCA)

Diese Variante der Auswertung, im weiteren Verlauf als „Methode A“ bezeichnet, geht davon aus, dass Geschiebe aus Sedimentquellen, die nicht an das Gerinnenetz gekoppelt sind, in Sedimentspeichern wie Schutthalden und Kolluvien gespeichert wird und den Auslass des Einzugsgebietes aktuell nicht erreicht. Die Ableitung der potenziell liefernden Flächen er-

folgt mithilfe des in Kapitel 2.2.4.2 beschriebenen SCA-Ansatzes aus einem hochauflösenden DHM.

Für die Bewertung des Geschiebepotenzials von (Teil-)Einzugsgebieten wird der Rasterdatensatz mit der mittleren Bewertung der Erosionsneigung mit der potenziell sedimentliefernden Fläche beschnitten; das Resultat enthält die Bewertung ausschließlich dieser an das Gerinnenetz gekoppelten Flächen. Anschließend werden die lokalen Bewertungen mit einem sog. *flow accumulation*-Algorithmus entlang des steilsten Gefälles im digitalen Höhenmodell aufsummiert, so dass jede Rasterzelle nun die Summe der Bewertungspunkte aller hangaufwärts gelegenen Rasterzellen enthält, welche durch sie entwässert werden (und demnach auch Sediment liefern können). Teilt man diese Summe durch die Größe des entsprechenden sedimentliefernden Einzugsgebietes (SCA), ergibt sich für jede Rasterzelle die mittlere Bewertung ihres sedimentliefernden Einzugsgebietes. In diesem Fall liegt der errechnete Wert zwischen null und drei. Alternativ kann auch durch die Größe des hydrologischen Einzugsgebietes dividiert werden; in diesem Fall geht das Verhältnis SCA:Gesamtfläche zusätzlich in das Ergebnis ein. Die Bewertung für ein (Teil-)Einzugsgebiet erhält man durch Auslesen des Ergebnisdatensatzes an den Rasterzellen, die den jeweiligen Auslass von (Teil-)Einzugsgebieten repräsentieren. Das Ergebnis dieser Variante liegt in einem Wertebereich, der sich aus dem Verhältnis der Größe des SCA-Gebiets zu dem Einzugsgebiet ergibt und liegt damit unter dem Wertebereich der vorherigen Variante, da er sich um das Verhältnis verringert.

2.2.4.3 Ansatz B: Auswertung mithilfe des Konnektivitätsindices IC nach Cavalli et al. (2013)

Im Folgenden wird eine weitere Bewertungsmethode, im weiteren Bericht als „Methode B“ bezeichnet, vorgestellt. Im Unterschied zu dem in 2.2.4.2 beschriebenen Ansatz wird hier nicht davon ausgegangen, dass es Flächen gibt, die kein Sediment ins Gerinne liefern können. Die Bewertung der Erosionsneigung wird daher nicht ausschließlich innerhalb des modellierten sedimentliefernden Einzugsgebietes (SCA) aufsummiert, sondern innerhalb des Gesamtgebietes. Allerdings erfolgt eine Gewichtung jeder einzelnen Rasterzelle auf der Basis des Konnektivitätsindices IC nach Cavalli et al. (2013). Dieser Index wird von einem hochauflösenden DHM abgeleitet und bezieht sich auf benutzerdefinierte Ziele (je nach Anwendung können diese Ziele z.B. der Auslass von Einzugsgebieten, das Gerinne- oder Wegenetz, oder Seen sein). Es handelt sich um einen integrierten Index, der für jede Rasterzelle berechnet wird, aber Eigenschaften des Geländes hangauf- und hangabwärts der jeweiligen Zelle einbezieht; der Index besteht daher aus zwei Komponenten. Die hangaufwärts gerichtete Komponente betrachtet die Größe, mittlere Neigung und Rauigkeit des Einzugsgebietes jeder Rasterzelle, die hangabwärtsgerichtete Komponente entspricht der Wegstrecke bis zum nächsten Ziel, gewichtet mit der Hangneigung und der Rauigkeit. Auf diese Weise wird Einzugsgebieten bzw. Transportwegen eine hohe Konnektivität zugewiesen, wenn sie steil sind und eine geringe Rauigkeit aufweisen. Das Endergebnis ist das dimensionslose, zur Basis 10 logarithmierte Verhältnis aus den beiden Komponenten. Der reine Wert für eine einzelne Rasterzelle ist im Wesentlichen ohne direkte Aussage, d.h. die Zahlenangabe allein sagt kaum etwas über hohe oder geringe Konnektivität aus; es ist vielmehr die statistische und

räumliche Verteilung hoher und niedriger Werte, die eine Aussagekraft besitzt. Diese kann aber durchaus auch für quantitative Analysen benutzt werden; Vigiak et al. (2012) z.B. weisen nach, dass der IC nach Borselli et al. (2008)(Abb. 2.11) mit gemessenen Sedimentfrachten stark korreliert.

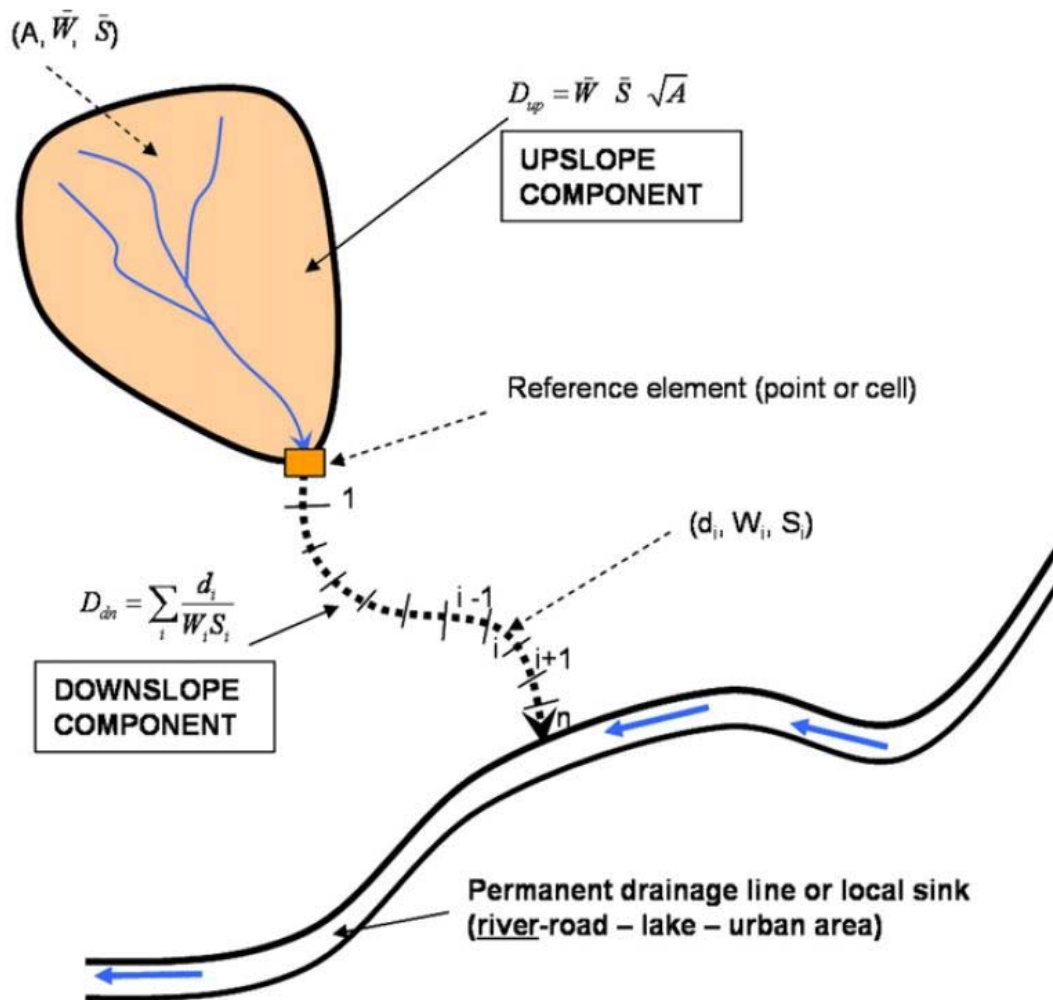


Abbildung 2.11: Schema zur Ableitung des Konnektivitäts-Index nach Borselli (2008) bzw. Cavalli et al. (2013); die hangaufwärtige Komponente D_{up} wird aus der mittleren Gewichtung (hier: Rauigkeit) W und der mittleren Hangneigung S der orange gefärbten Fläche mit dem Inhalt A berechnet. die hangabwärtige Komponente D_{dn} verrechnet den Abstand d zum nächsten Ziel entlang des Fließweges, wobei W und S (wie oben) zur Gewichtung dienen.

Um aus den Bewertungen der Erosionsneigung ein mittels IC gewichtetes Mittel zu erhalten, muss der IC zunächst in den Zahlenraum $[0;1]$ überführt werden. Hierzu wird die Vorgehensweise nach Vigiak et al. (2012) gewählt, bei der die „hillslope sediment delivery ratio“ $[0;1]$ direkt aus den IC-Werten vorhergesagt wird; die „sediment delivery ratio“ beschreibt das dimensionslose Verhältnis aus durch Erosion entstandenem/mobilisiertem und ins Gerinnenetz transportiertem Sediment:

$$W_{IC} = (1 + e^{\frac{h-IC}{k}})^{-1}$$

Für die Parameter h und k werden hier zunächst die von Vigiak et al. (2012) verwendeten Werte ($h=0,5$; $k=2$) verwendet; da der IC-Index jedoch von der Einzugsgebietsgröße abhängig ist, können ggf. auch andere Einstellungen überprüft werden; Experimente mit den Parametern zeigen beispielsweise, dass mithilfe des transformierten IC ein räumliches Muster gekoppelter Flächen abgebildet werden kann, welches dem der potenziell sedimentliefernden Flächen (vgl. 2.2.2) sehr ähnlich ist.

Teilt man die Summe der so gewichteten Bewertung durch die Größe des entsprechenden hydrologischen Einzugsgebietes, ergibt sich für jede Rasterzelle die mittlere Bewertung ihres Einzugsgebietes, die in einem Wertebereich zwischen null und eins liegt. Analog zu 2.2.4.2 erhält man die Bewertung für ein (Teil-)Einzugsgebiet durch Auslesen des Ergebnisdatensatzes an den Rasterzellen, die den jeweiligen Auslass von (Teil-)Einzugsgebieten repräsentieren.

2.3 Spezifische Methoden WP5

Neben den gemeinsamen Methoden kamen auch in Workpackage fünf zusätzliche, spezifische Methoden zum Einsatz, um die Fragestellungen bearbeiten zu können.

2.3.1 Kartierungen von Luftbildern

Unter Luftbildern versteht man „photographische Bilder eines Teils der Erdoberfläche, die von Luftfahrzeugen – in aller Regel von Flugzeugen – aus aufgenommen werden.“ (Albertz 2001). In diesen Fotos findet man eine Vielzahl von Informationen der abgebildeten Erdoberfläche, die im Anschluss mittels Auswertung nutzbar gemacht werden. Die Luftbildanalyse stellt somit eine Auswertung und anschließende Interpretation der Luftbilder dar (vgl. Albertz 2001, Konecny 2014) und bietet eine Möglichkeit, um den Datenverlust durch Wasser und Vegetation auszugleichen und zusätzlich den untersuchbaren Bereich zu erweitern (Vgl. James & Hodgson 2012). Dafür werden im Rahmen dieser Arbeit, wie bereits erwähnt, der komplette betrachtete Isarlauf zwischen Sylensteinspeicher und Bad Tölz sowie zusätzlich die Mündungsbereiche und Sedimenteingabestellen auf Basis von historischen sowie aktuellen und selbst erstellten Orthofotos kartiert. Damit kann zwar keine quantitative Analyse der Volumenveränderungen vorgenommen werden, jedoch eine Aussage über die Flächenveränderungen getroffen werden.

Im Rahmen des Projekts wurden Recherchen in den Archiven des Landesamts für Umwelt in Augsburg, sowie im Wasserwirtschaftsamt Weilheim durchgeführt. Dabei konnten einige Jahrgänge an historischen Luftbildern für die Untersuchungsbereiche akquiriert werden.

Anleitungen und Hinweise zum geologischen Kartieren wurden dem Geologischen Jahrbuch von 1985, sowie den Arbeiten von Meyer (1989) und Barnes & Lisle (2004) entnommen. Vor der eigentlichen Kartierung wurde ein Kartierschlüssel festgelegt und Klassen ausgewiesen,

in die die zu kartierende Fläche eingeteilt wird. Zusätzlich wurde ein Rahmen für die zu kartierenden Gebiete erstellt, der für jeden Jahrgang Anwendung fand, um die gleiche Ausdehnung des betrachteten Areals zu garantieren.

2.3.2 Längs- und Querprofile

„Fließgewässer unterliegen, den Naturgesetzen folgend, ständigen, teils natürlichen oder teils künstlich hervorgerufenen Gestaltungsvorgängen, die sowohl im Grundriss als auch im Längs- und Querprofil durch Eintiefung oder Aufhöhung sichtbar werden. Zur langfristigen Erfassung solcher Veränderungen ist es notwendig, [...] die Lage sowie die Aufnahme von Querprofilen [...] festzulegen“ (LfU 2008). Da die Methoden des LiDAR und der Photogrammetrie in diesem Kontext nicht geeignet sind, um Aussagen über Prozesse und Veränderungen unterhalb der Wasseroberfläche zu treffen, werden ergänzende Quer- und Längsprofile der Isar im Untersuchungsabschnitt betrachtet.

Querprofile werden in regelmäßigen Abständen von 200 m sowie an Einbauten oder markanten Änderungen im Flussbett als Lotrechte auf der Flussachse gezogen und beziehen die örtliche Uferlinie bzw. Bettbegrenzung mit ein und reichen landeinwärts bis zum Schnitt mit einer sowohl in der Karte als auch im Gelände zwischen zwei Festpunkten (Grenzstein, Bauwerk, etc.) eindeutig herstellbaren Verbindung. Entsprechend erstrecken sie sich über das gesamte Flussbett einschließlich der Böschung und einen angemessen breiten Uferstreifen. Die Aufnahme erfolgt mit verschiedenen Methoden, z.B. durch Stangenpeilung mit Messseil (v.a. an kleinen Flüssen und Bächen), mit Nivellier oder am weitesten verbreitet zur besseren elektronischen Verarbeitung mit selbstregistrierenden Tachymetern. Die Abstände zwischen den Messpunkten ergeben sich aus dem Geländere Relief – der Abstand soll je nach Breite des Gewässers und Bodenrauhigkeit zwischen 1 und 5m betragen, bei sehr hoher Rauigkeit wie z.B. bei Brüchen oder Kolken können auch Abstände im Dezimeterbereich gewählt werden. Neben den Bodenpunkten wird ebenfalls der links- und rechtsufrige Wasserstand mit aufgenommen (Vgl. LfU 2008)

Im Längsprofil wird die Verbindung der Mittleren Sohle (mittlere Sohlhöhe einer Querprofils zwischen zwei Begrenzungslothechten) eines jeden Querprofils dargestellt.

Die Genauigkeit und Aussagekraft der Messungen hängt vor allem von der verwendeten Methode, den Geländebedingungen (Trübung, Wasserstand), der Wahl des Abstands zwischen den Messpunkten, sowie der Datenpflege (Nullpunktfestlegung und –aktualisierung) ab. Die verwendeten Daten wurden vom Landesamt für Umwelt zur Verfügung gestellt.

3 Untersuchungsgebiete

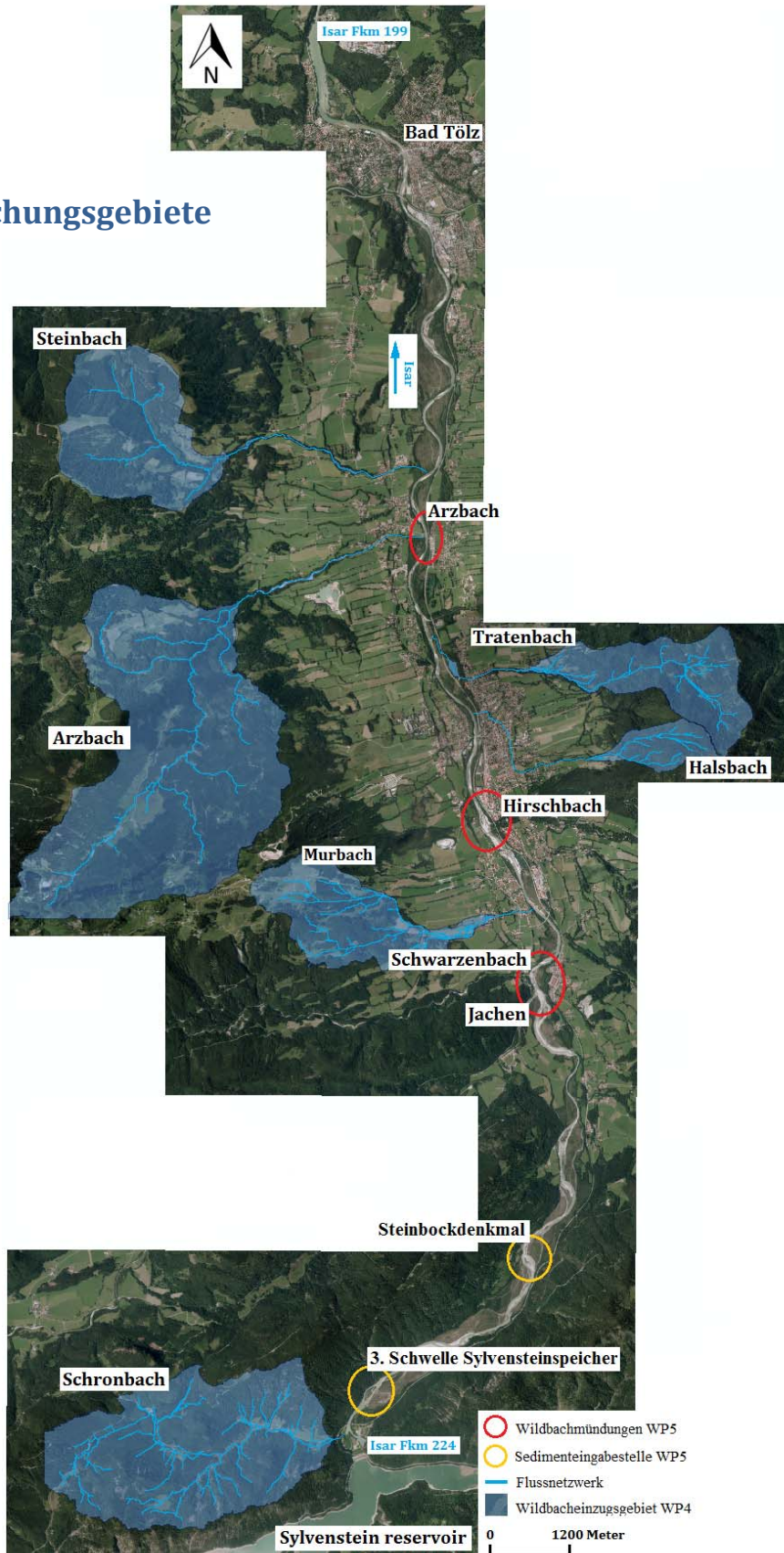


Abbildung 3.1: Übersicht über die Untersuchungsgebiete von WP4 und WP5

Die Untersuchungsgebiete (Abb. 3.1) des Projekts setzen sich zusammen aus vier Wildbachmündungen (rote Kreise, Abb. 3.1) und zwei Sedimenteingabestellen (Gelbe Kreise in Abb. 3.1) in WP5 und sechs Wildbacheinzugsgebiete (Blaue Flächen in Abb. 3.1) in WP4, die im Folgenden noch genauer vorgestellt werden.

Allgemein befinden sich alle Untersuchungsgebiete im Einzugsgebiet der Isar (Abb. 3.2, 8960,32km²) im Abschnitt zwischen dem Sylvensteinspeicher (FKM 224,4) und der Stadt Bad Tölz (FKM 199,2) und somit im sog. „Isarwinkel“. Der Isarwinkel hat ein Einzugsgebiet von 287km² mit einer Jahresniederschlagssumme von 1700mm.

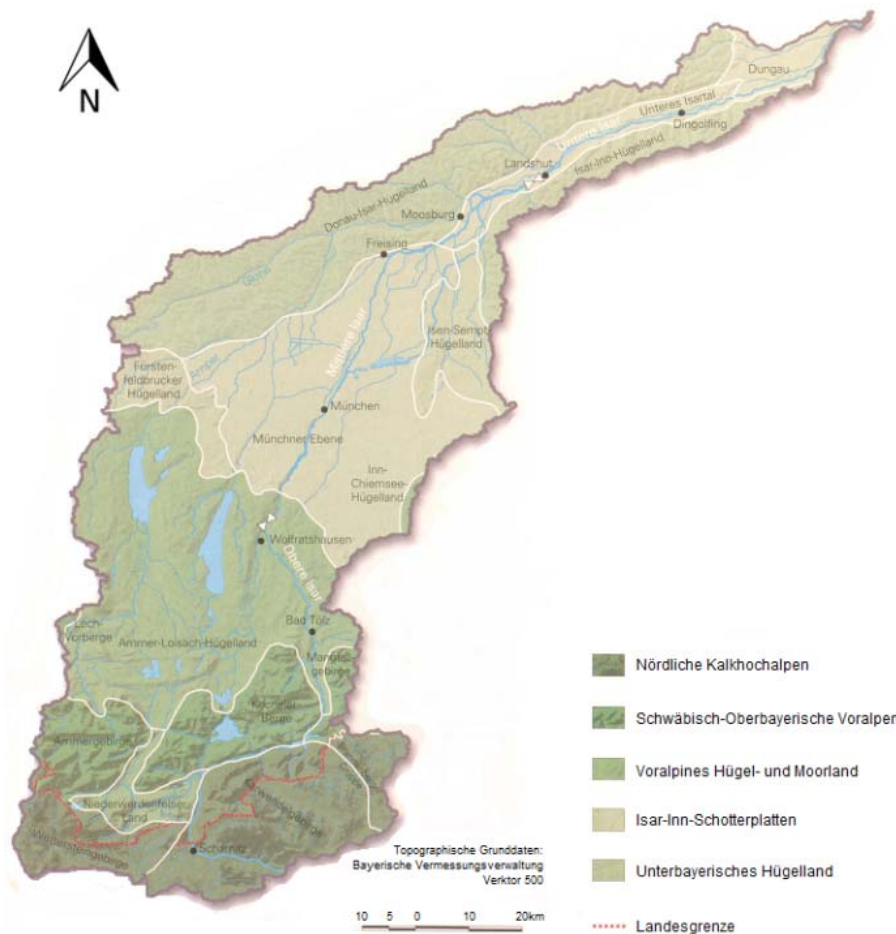


Abbildung 3.2: Einzugsgebiet Isar (Verändert nach LfU 2011)

Dieser Abschnitt wurde wegen dem Sylvensteinspeicher ausgewählt, der in den 50er Jahren gebaut und in Betrieb genommen wurde und von den Flüssen Isar, Wilfertsbach, Walchen und Dürrach gespeist wird. Die wichtigsten Eckdaten zum Sylvensteinspeicher sind in folgender Tabelle 3.1 zusammengefasst.

Tabelle 3.1: Charakteristika des Sylvensteinspeichers (LfU)

Einzugsgebiet	1139 km ²
Jahresniederschlagssumme	1750 mm
Ausleitung zum Walchensee (Durchschnitt)	40 m ³ /s
Mittlerer jährlicher Zu-/Abfluss	570 Mio. m ³
Mittlerer Zu-/Abfluss des Speichers	14 m ³ /s
Mittlere Menge an Niedrigwasserkompensation	57 Mio. m ³
HQ100 Zufluss (Speicher)	950 m ³ /s
HQ1000 Zufluss (Speicher)	1400 m ³ /s
Speichervolumen	123,3 Mio. m ³

Wie bereits an anderer Stelle erwähnt, führte der Bau des Speichers zu einer Unterbrechung des Sedimentkontinuums und somit zu einem Sedimentdefizit im Unterlauf. Wildbäche sind ein wichtiger potenzieller Sedimentlieferant und deswegen neben der Isar ebenfalls Untersuchungsgegenstand im Projekt und in den jeweiligen Workpackages.

3.1 WP4

Die Arbeiten im Rahmen von WP4 wurden in sechs kleinen Wildbacheinzugsgebieten durchgeführt: Arzbach, Halsbach, Murbach, Schronbach, Steinbach (Wackersberg) und Trautenbach (Abb. 3.1). Es handelt sich um Tributäre der Isar im Bereich zwischen dem Sylvensteinspeicher und Bad Tölz. Die wichtigsten Attribute sind in folgender Tabelle 3.2 zusammengefasst.

Tabelle 3.2: Wichtigste Attribute der Wildbacheinzugsgebiete von WP4

	Arzbach	Halsbach	Murbach	Schronbach	Steinbach (Klein- /Großbach)	Tratenbach
Einzugsgebiet [km ²]	14,6	1,6	3	7,77	4,8	2,7
Höhe [m ü.NN]	670 - 1480	678 - 1456	697 - 1395	780 - 1195	751 - 1306	670 - 1363
Lithologie (dominierende hervorgehoben, Lockermaterialanteil nach Bönsch und Schomers (1998))	Hauptdolomit, Jura, Pleistoz. Sediment Lockergestein ca. 80% Flächenanteil	Hauptdolomit, Jura , Pleistoz. Sediment	Hauptdolomit, Jura, Pleistoz. Sediment Lockergestein ca. 50% Flächenanteil	Hauptdolomit , Jura, Pleistoz. Sediment Lockergestein ca. 25% Flächenanteil	Flysch, Pleistozäne Sedimente Lockergestein ca. 65% Flächenanteil	Jura, Flysch , Pleistozäne Sedimente Lockergestein ca. 32% Flächenanteil
Anthropogener Einfluss	Wildbachsperrren, Wildholzrechen	Wildbachsperrren, Kiesfang	Wildbachsperrren, Kiesfang	--	Wildbachsperrren, Kiesfang, Sohlverbauungen	Wildbachsperrren, Sohlverbauung, Seitenverbauung
HQ100 [m ³ /s] (Zimmermann 1997)	73,9m ³	--	28,5	--	40,0	--
Mittlerer Jahresniederschlag [mm]	1700	1900	2000	1700	1800	1900
Untersuchungszeitraum	Nov. 2012 - Jun. 2015	Nov. 2013 - Jun. 2015	Apr. 2014 - Jun. 2015	Nov. 2012 - Jun. 2015	Nov. 2012 - June 2015	Nov. 2013 - June 2015
Untersuchungsgegenstand	Sedimentquellen, -transfer (in Hanggerinnen), -speicher					
Untersuchte geomorph. Prozesse	Rutschungen, Muren, fluviale Erosion	Rutschungen, Muren, Stein-schlag	Rutschungen, Muren, fluviale Erosion	fluviale Erosion	Rutschungen, Muren, fluviale Erosion	Rutschungen, Muren, fluviale Erosion

Im Rahmen der Forschungsarbeiten wurden in den sechs Einzugsgebieten insgesamt 16 Sedimentfallen installiert.

In Abbildung 3.3 sind die Standorte der Sedimentfallen sowie die Untersuchungsflächen des terrestrischen Laserscannings exemplarisch für den Arzbach dargestellt. Die Abbildungen für die weiteren fünf Einzugsgebiete können dem Anhang entnommen werden (Abb. 7.1 – 7.4).

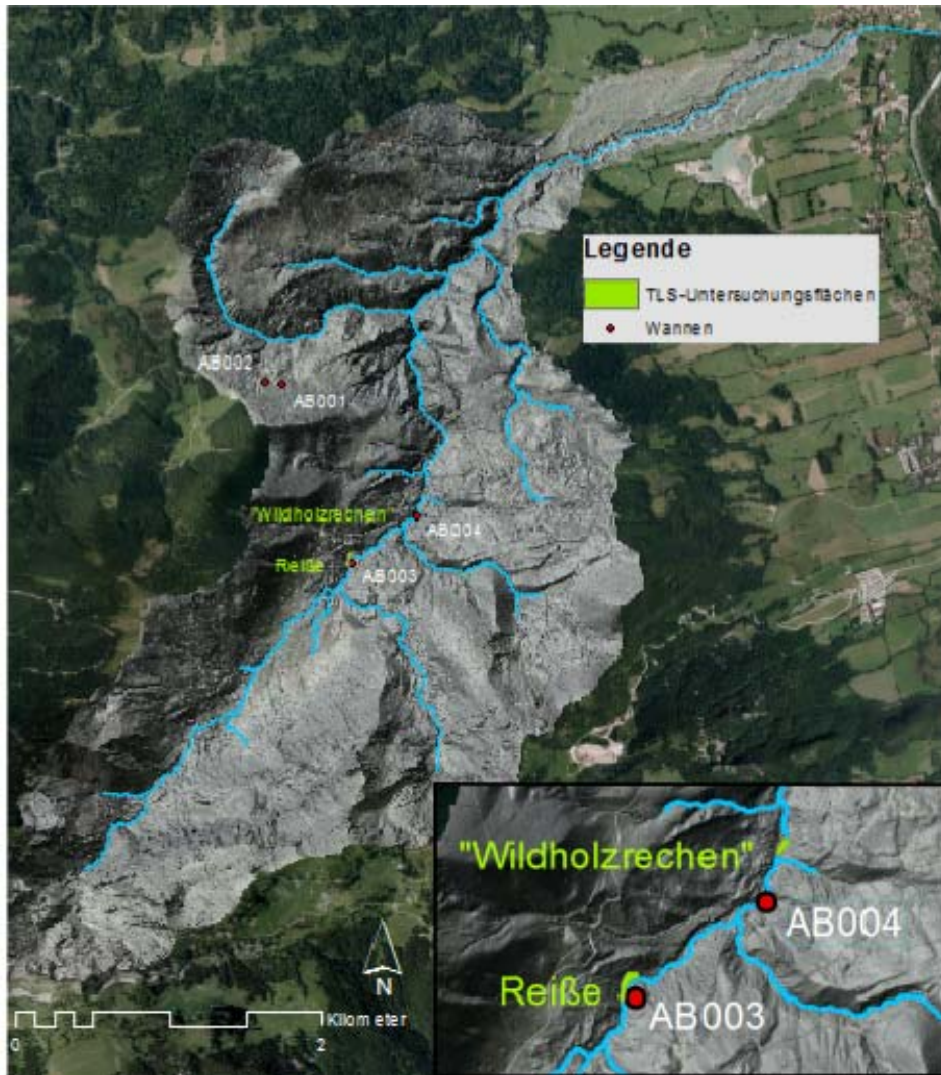


Abbildung 3.3: Standorte der Sedimentfallen und TLS-Untersuchungsflächen im Arzbach

3.2 WP5

Allgemein betrachtet WP5 den Lauf der Isar zwischen Sylvensteinspeicher und Bad Tölz. Für eine vereinfachte Darstellung der Kartierungen wurde dieser in fünf Abschnitte unterteilt, dessen Umrisse sich an der frühesten noch sichtbaren ehemaligen Flussterrasse orientieren (Abb. 3.4). Da nicht für den ganzen Abschnitt eine Kartenbasis vorhanden war und um eine Vergleichbarkeit herzustellen, sind die letzten ca. 3km vor dem Sylvensteinspeicher nicht in der Kartierung enthalten.

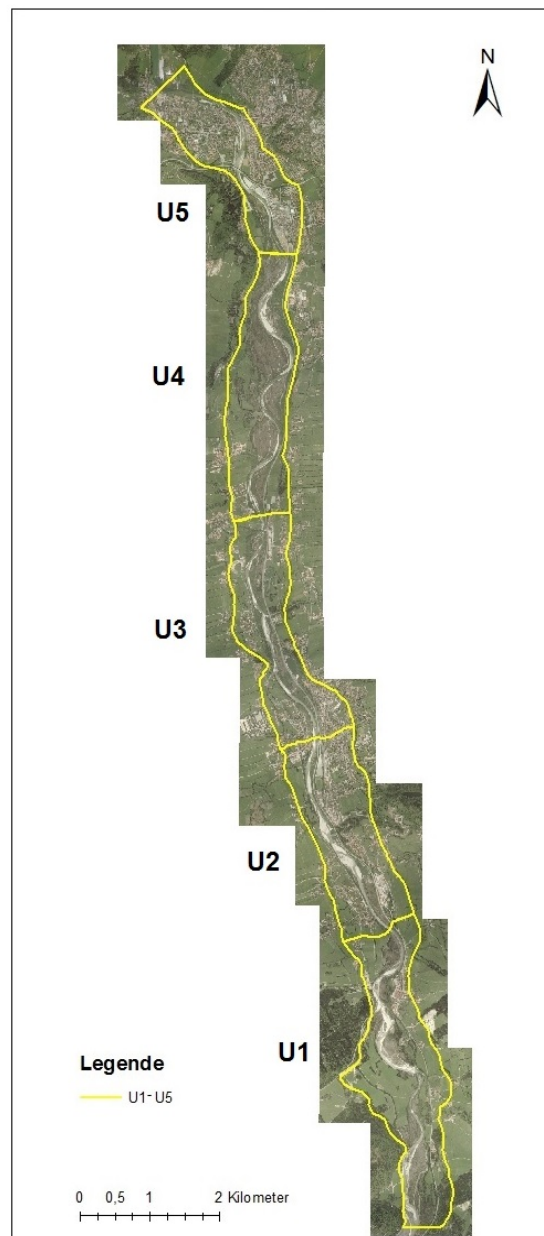


Abbildung 3.4: Isarlauf und Untersuchungsabschnitte (Schönwetter, 2012)

3.2.1 Wildbachmündungen

Folgende Tabelle 3.3 bietet einen Überblick über die vier Wildbäche und ihre wichtigsten Attribute.

Tabelle 3.3: Wichtigste Attribute der vier Wildbäche in WP5 (Vgl. Bönsch & Schomers, 1998; Zimmermann, 1997)

Eigenschaften	Arzbach		Hirschbach		Jachen		Schwarzenbach	
Untersuchungszeitraum	Nov. 2012 - Juni 2015		Okt. 2012 - Jun. 2015		Okt. 2013 - Jun. 2015		Okt. 2013 - Jun. 2015	
Geogr. Koordinaten (Mündung)	47°42'40"N 11°33'37"E		47°40'15"N 11°34'30"E		47°38'53"N 11°35'3"E		47°39'2"N 11°34'57"E	
Isarzufluss FKM	207,8 (orogr. links)		212,5 (orogr. rechts)		215,5 (orogr. links)		215,2 (orogr. links)	
Exposition	Nord, Ost		West		Ost		Süd, Ost	
Relief [m ü. NN]	662 - 1711		680 - 1608		692 - 1801		691 - 1800	
Einzugsgebietsgröße [km ²]	16,8		11,5		85,34		18,7	
Länge des Hauptgerinnes [km]	9,5		27,8 (inkl. Zuflüsse)		NA		12,5	
HQ100 [m ³ /s]	73,9		59,8		196,0		78,5	
Niederschlags-summe [mm/a]	1700		1900		1700		1700	
Lithologie	Hauptlithologie	%	Hauptlithologie	%	Hauptlithologie	%	Hauptlithologie	%
Dauerfeste Gesteine	Hauptdolomit Lias-Oolitkalk Wettersteinkalk	5	Hauptdolomit Wettersteinkalk Apliner Buntsandstein	20	Hauptdolomit Wettersteinkalk Z.T. Plattenkalk	33	Hauptdolomit Muschelkalk Wettersteinkalk Z.T. Plattenkalk	40
Veränderlich-feste Gesteine	Zementmergel Dogger-/Lias-Fleckenmergel Allgäuschichten	15	Jura-Mergel Allgäuschichten Kössener-Schich. Raibeler-Schicht.	40	Kössener-Schich. Raibeler-Schicht. Lias-Fleckenmergel	33	Jura-Mergel Allgäuschichten Kössener-Schich. Raibeler-Schicht.	20
Lockergestein	Hang-/Verwitterungsschutt Periglaziale Talverfüllungen Spät-/Postglaz. Schotter	80	Hang-/Verwitterungsschutt Lokal-/Fernmoränen Periglaz. Talverfüllungen	40	Hang-/Verwitterungsschutt Lokal-/Fernmoränen Schutt-/Schwemmkegel	33	Hang-/Verwitterungsschutt Lokal-/Fernmoränen Periglaz. Talverfüllungen	20

Arzbachmündung

Der Arzbach ist seit Projektbeginn in 2012 Untersuchungsgebiet und wurde seitdem sieben Mal mit terrestrischem Laserscanning und sechs Mal photogrammetrisch mit der Drohne aufgenommen. Durch den hohen Anteil an Lockergesteinen und der Geschiebedurchgängigkeit zählt der Arzbach zu den wichtigsten Geschiebelieferanten der Isar. Das Einzugsgebiet des Arzbach ist in Abbildung 3.5 dargestellt.

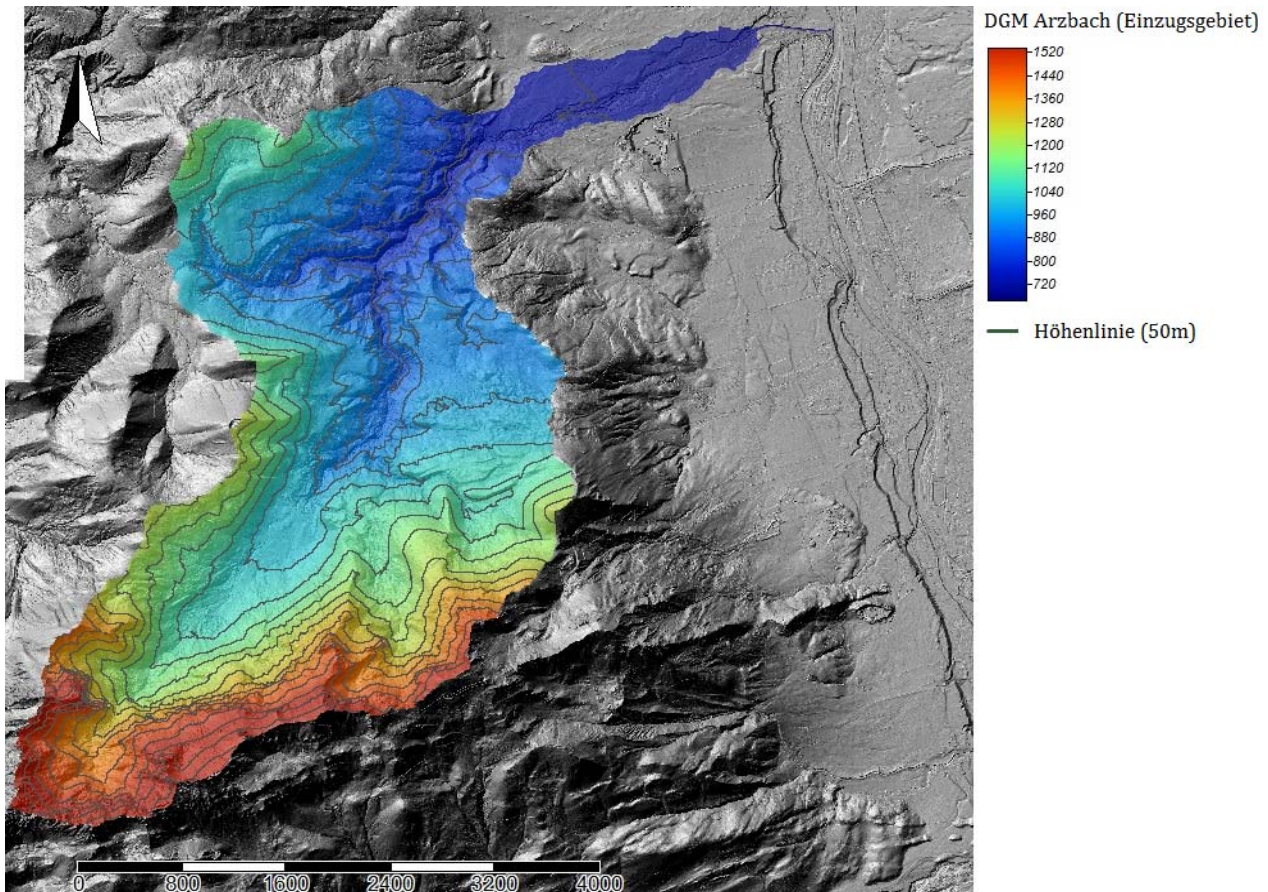


Abbildung 3.5: Einzugsgebiet Arzbach (Basis: ALS-Daten 2007)

Hirschbachmündung

Neben dem Arzbach zählt auch der Hirschbach von Anfang an zu den Projektgebieten und wurde im Projektzeitraum bisher ebenfalls sieben Mal mit terrestrischem Laserscanning und sechs Mal photogrammetrisch mit der Drohne aufgenommen. Auch hier ist die Geschiebedurchgängigkeit gewährleistet und Größe des Einzugsgebiets (Abb. 3.6) Exposition und die häufiger auftretenden Stauwetterlagen mit vergleichsweise hohem Niederschlag machen den Hirschbach ebenfalls zu einem bedeutenden Geschiebelieferanten.

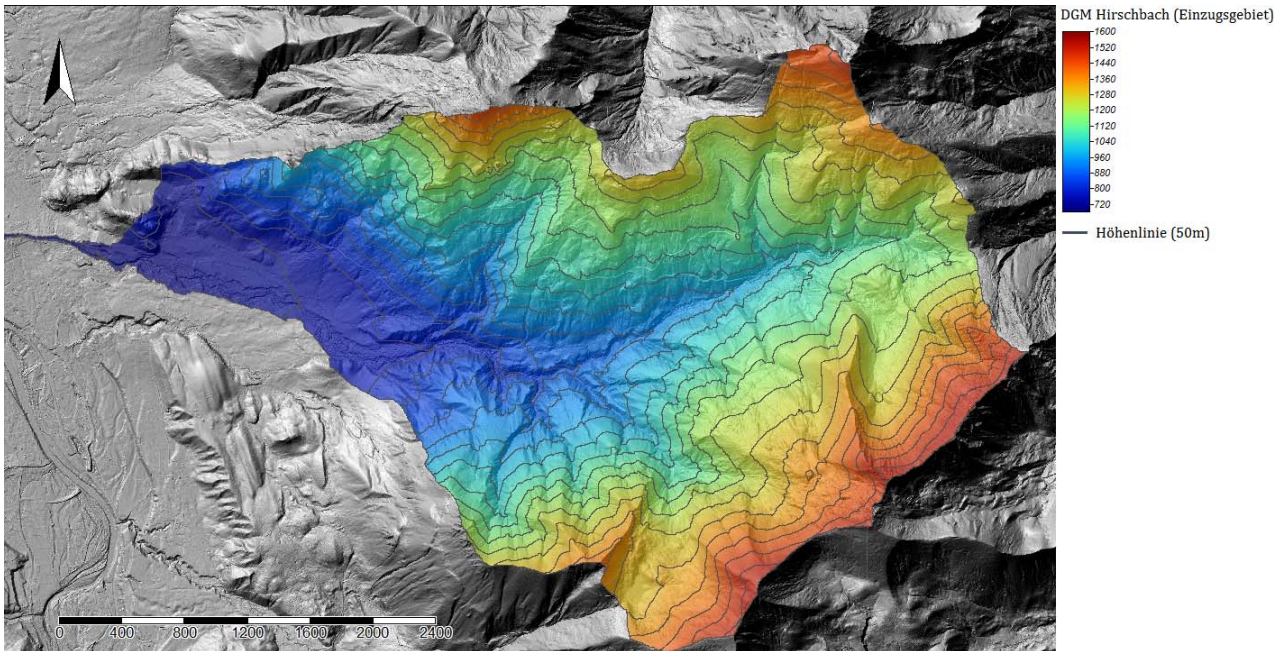


Abbildung 3.6: Einzugsgebiet Hirschbach (Basis: ALS-Daten 2011)

Jachenmündung

Nachdem geplante Uferrückbaumaßnahmen bis nach Projektende verschoben werden mussten, wurden als Ersatz zwei weitere Mündungsbereiche mit zu den Untersuchungsgebieten aufgenommen. Die Jachen ist der größte Zufluss der Isar und deswegen trotz hohem Verbauungsgrad und Geschiebeentnahmen in den Zuflüssen von großer Relevanz und hat ein enormes Sediment- und Abflusspotenzial. Der Mündungsbereich wurde seit 2013 drei Mal mit terrestrischem Laserscanning und drei Mal photogrammetrisch mit der Drohne aufgenommen. Das Einzugsgebiet ist in Abbildung 3.7 dargestellt.

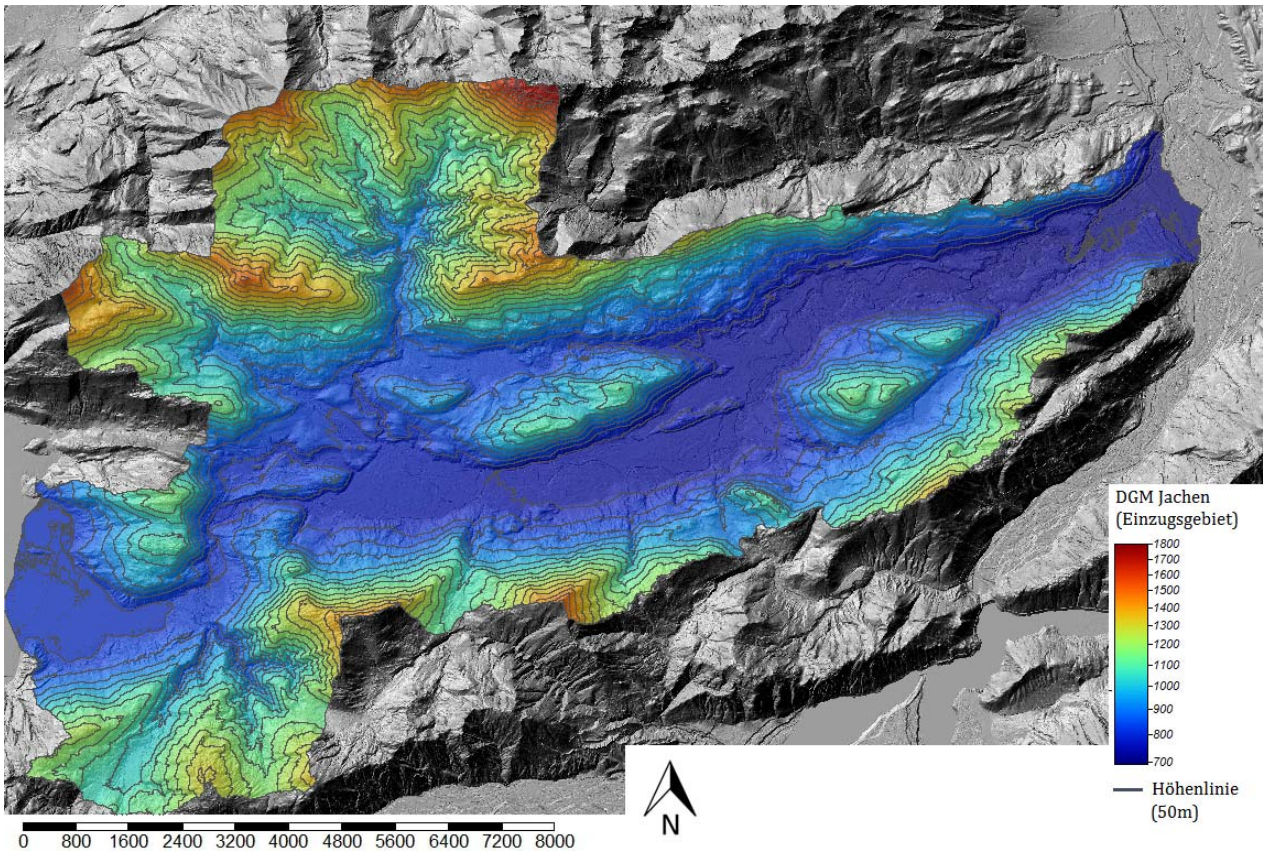


Abbildung 3.7: Einzugsgebiet Jachen (Basis: ALS-Daten 2011)

Schwarzenbachmündung

Neben der Jachen wurde auch der Mündungsbereich des Schwarzenbach als neues Untersuchungsgebiet seit 2013 untersucht. Seitdem wurden, wie bei der Jachen, je drei Messungen mit terrestrischem Laserscanning und der Drohne (photogrammetrisch) durchgeführt. Das Sedimentkontinuum ist hier durch das sog. „Baumgartner Wehr“ und Geschiebeentnahmen gestört. Trotzdem hat der Schwarzenbach ein großes Potenzial als Lieferant von Geschiebe und v.a. Abfluss in die Isar. Das Einzugsgebiet ist in Abbildung 3.8 dargestellt.

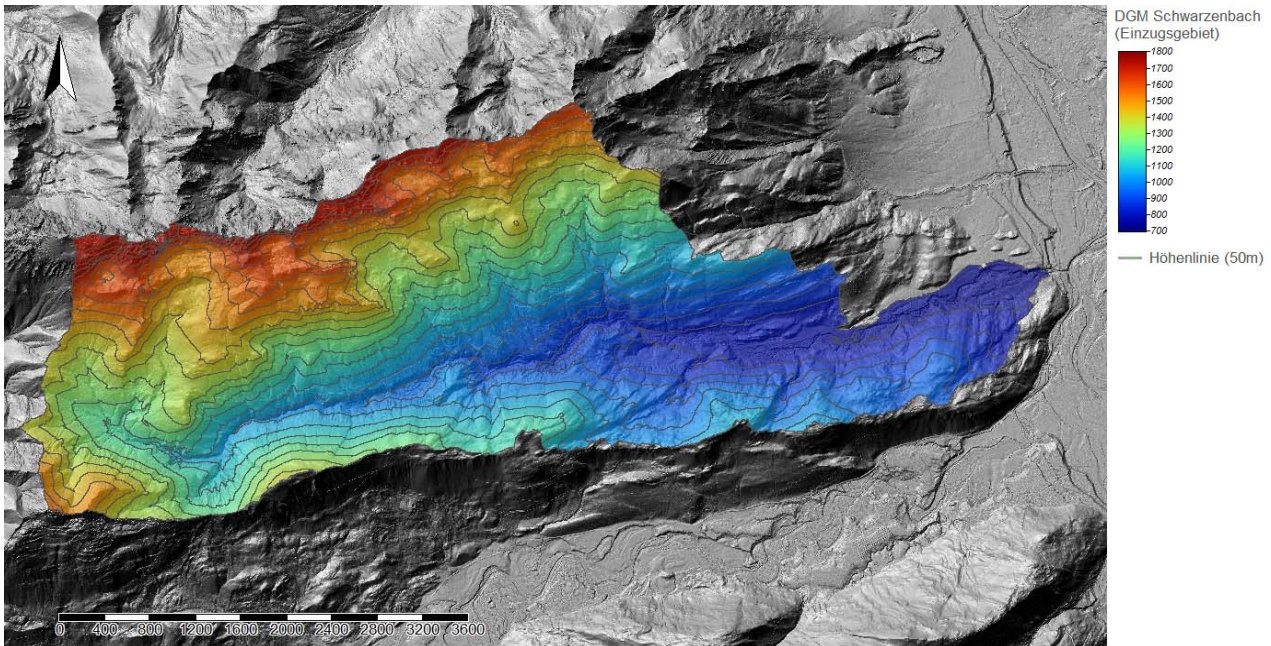


Abbildung 3.8: Einzugsgebiet Schwarzenbach (Basis: ALS-Daten 2011)

3.2.2 Geschiebeeingabestellen

Neben den vier Wildbachmündungen werden zwei Sedimenteingabestellen untersucht und in regelmäßigen Abständen seit der Geschiebeeingabe in 2013 aufgenommen.

Steinbockdenkmal

Die erste Geschiebeeingabestelle befindet sich in der Nähe des sog. „Steinbockdenkmals“. Dort wird seit 1995 in unregelmäßigen Abständen Geschiebe wiedereingegeben, um das durch den Sylvensteinspeicher bedingte Sedimentdefizit, vor allem bei Hochwasserereignissen, zu reduzieren. Im Projektzeitraum fand im Oktober 2013 eine Eingabe von 6300m³ Geschiebe statt. Die Entwicklung wird seitdem mit terrestrischem Laserscanning und dem Einsatz der Drohne photogrammetrisch erfasst. Die wichtigsten Informationen sind in folgender Tabelle 3.4 zusammengefasst.

Tabelle 3.4: Allgemeine Informationen zur Sedimenteingabestelle am Steinbockdenkmal

Geographische Koordinaten der Sedimenteingabestelle	47°36'42"N 11°34'59"E
Menge an wiedereingebrachtem Sediment (Okt. 2013) [m ³]	6300
Durchschnittliche Höhe [m über NN]	723
Flusskilometer	220

Am Steinbockdenkmal wurde das Geschiebe auf der Kiesbank zwischen dem Haupt- und einem Seitenarm der Isar deponiert (Abb. 3.9).

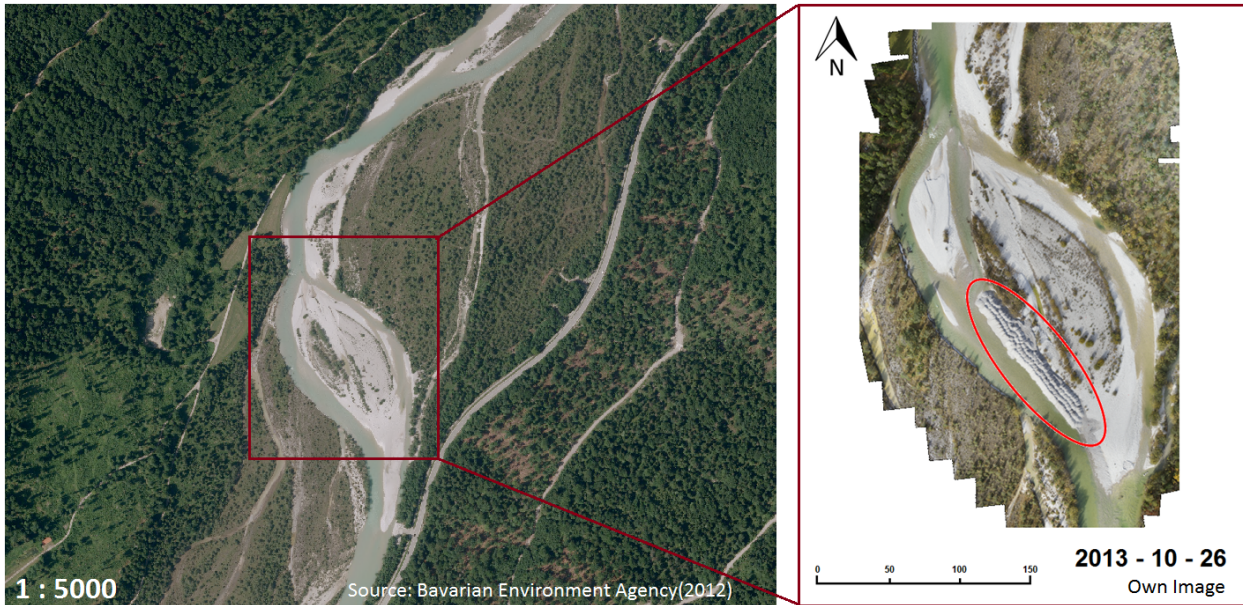


Abbildung 3.9: Geschiebeeingabestelle am Steinbockdenkmal

3. Schwelle unterhalb des Sylvensteinspeichers

Neben dem Steinbockdenkmal wird auch unterhalb der dritten Schwelle am Sylvensteinspeicher seit 1995 in unregelmäßigen Abständen Geschiebe eingegeben. Die letzte Eingabe fand im Oktober 2013 im Projektzeitraum statt und wird seitdem ebenfalls mit der Drohne photogrammetrisch und terrestrischem Laserscanning aufgenommen. Tabelle 3.5 gibt einen Überblick über die wichtigsten Daten zur Eingabestelle.

Tabelle 3.5: Allgemeine Informationen zur Sedimenteingabestelle unterhalb der dritten Schwelle

Geographische Koordinaten der Sedimenteingabestelle	47°35'44"N 11°33'13"E
Menge an wiedereingebrachtem Sediment (Okt. 2013) [m ³]	4000
Durchschnittliche Höhe [m über NN]	711
Flusskilometer	223,2

Das Geschiebe wurde am orographisch rechten Ufer auf der Kiesbank und zum Teil im aktiven Hauptlauf der Isar deponiert (Abb. 3.10).

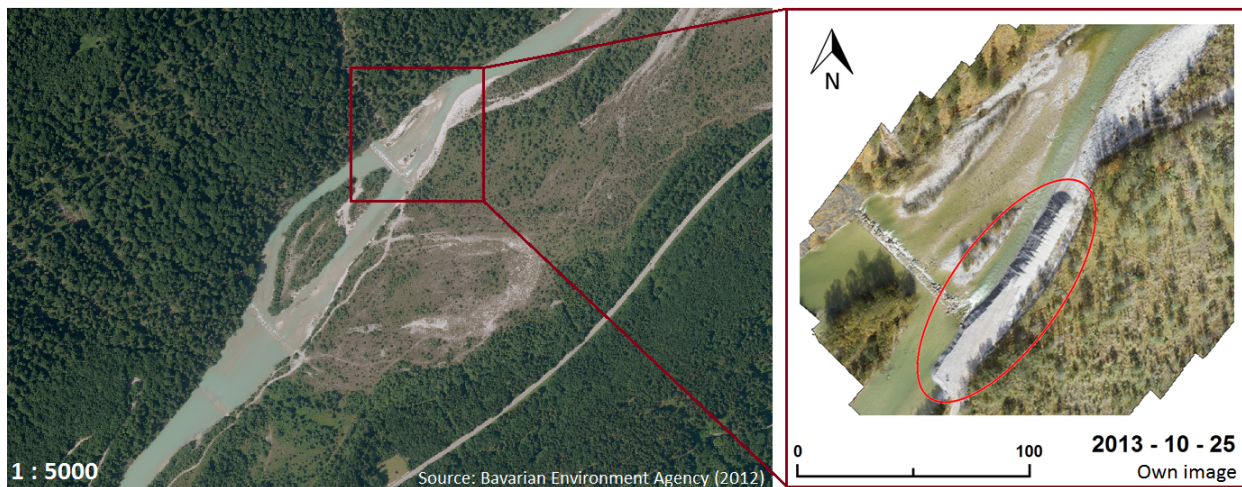


Abbildung 3.10: Geschiebeeingabestelle unterhalb der dritten Schwelle

4 Ergebnisse

4.1 WP4 (Alena Huber, Tobias Heckmann)

4.1.1 Erosions- und Akkumulationsprozesse an ausgewählten Testflächen der Wildbacheinzugsgebiete

Für die multitemporale Vermessung mittels TLS wurden Testflächen (vgl. Abb. 7.5 – 7.7 im Anhang) ausgewählt, an denen aus den Daten Aufschlüsse über die Erosions- und Ablagedynamik gewonnen werden können; hierbei sind folgende Größen interessant: (i) Die räumliche Verteilung von Abtrag und Akkumulation, aus der sich Rückschlüsse über die Art und Intensität der aktiven Prozesse ableiten lassen, (ii) der Betrag von Abtrag und Akkumulation, sowie (iii) die Nettobilanz, die über die Funktion der beobachteten Fläche als Sedimentquelle bzw –speicher im Messintervall Aufschluss gibt. Die Messergebnisse werden in Kartenform (Differenzhöhenmodelle, die auf jedem Pixel den Betrag der Oberflächenveränderung wiedergeben), als Diagramme (mit der Auswertung der Volumina von Abtrag, Ablagerung sowie der Nettobilanz) dargestellt.

Als Testflächen für Sedimentquellen dienen vegetationsfreie, steile Hänge (z.B. „Reißen“, Prallhänge o.ä.), ausgewählte Gerinneabschnitte wurden daraufhin überprüft, ob sie als Speicher dienen (z.B. Kiesfangbereiche) oder ob dort im wesentlichen Durchtransport erfolgt, d.h. sich Abtrag und Ablagerung vor allem über längere Zeiträume die Waage halten.

In diesem Bericht werden ausgewählte Ergebnisse präsentiert und diskutiert; aufgrund von Problemen mit dem Aufwuchs von Vegetation oder mangelnder Koreferenzierung einzelner Aufnahmen wurde nicht auf allen ursprünglich eingerichteten Testflächen ein aussagekräftiges Ergebnis erzielt.

4.1.1.1 Arzbach-Einzugsgebiet

Erosionsbereich „Arzbach Reiße“

Bei der Untersuchungsfläche „Arzbach Reiße“ handelt es sich um einen steilen, nahezu vegetationsfreien Prallhang orographisch links des Arzbachs. Die Untersuchungsfläche hat eine Größe von ca. 1100m² (vgl. Abb. 4.16).

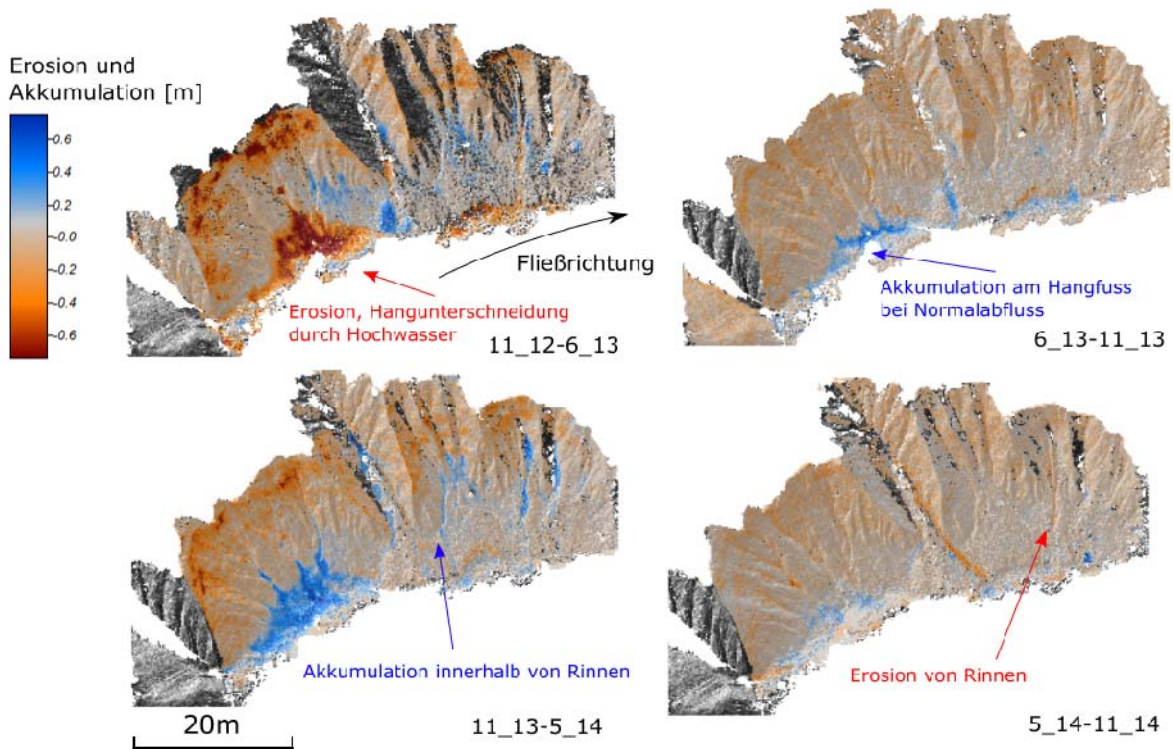


Abbildung 4.1: Erosion und Akkumulation der Reife am Arzbach über alle vier Messzeiträume (insgesamt 2 Jahre: Nov. 2012-Nov. 2014), Veränderung in m

Die Differenzmodelle (Abbildung 4.1) über den gesamten Untersuchungszeitraum (November 2012-November 2014) zeigen deutliche Oberflächenveränderungen von bis über 70 cm für Zeiträume von 5-7 Monaten Dauer. Der Oberhang der Reife ist durchweg durch starken flächen- und linienhaften Abtrag durch Spüldenudation und Rinnenerosion gekennzeichnet, die in den steilsten Abschnitten am stärksten ist. Auffällig ist die starke Erosion im westlichen Unterhangbereich im ersten Untersuchungszeitraum; dieser enthält das Hochwasserereignis im Juni 2013. Das entsprechende Differenzmodell zeigt die Folgen der Unterschneidung des Hanges durch den benachbarten Arzbach. Die übrigen Differenzmodelle zeigen die Auffüllung der erodierten Bereiche durch Akkumulation, teils in Form von Kegeln.

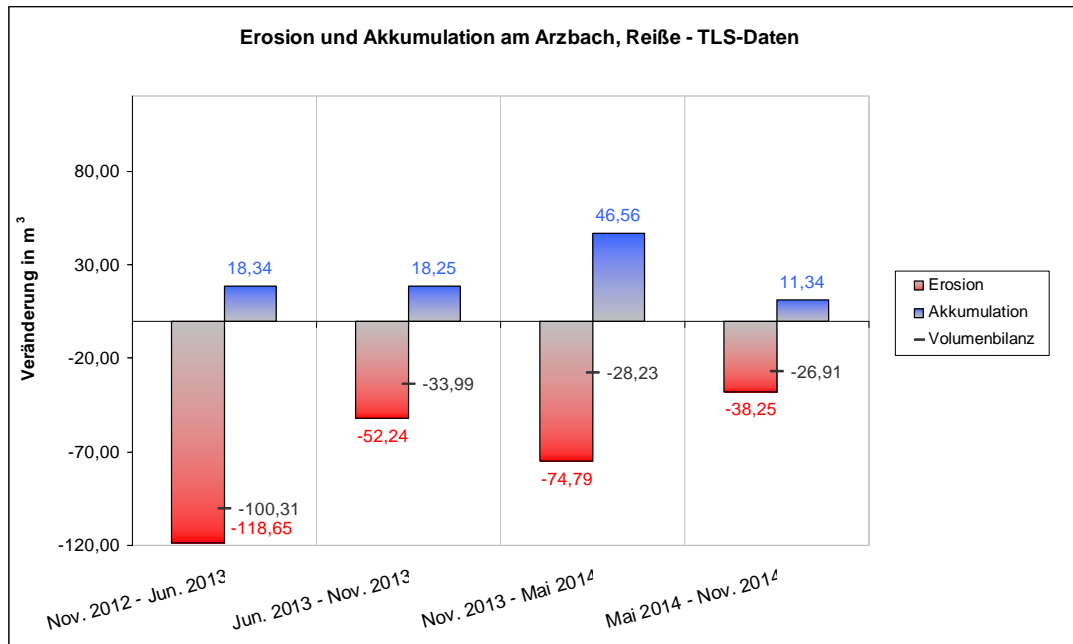


Abbildung 4.2: Erosion und Akkumulation der einzelnen Untersuchungszeitschritte mit Volumenbilanzierung auf der Testfläche „Arzbach Reißer“

Abbildung 4.2 zeigt den zeitlichen Verlauf der Erosions- und Ablagerungsbeträge in den Zeiträumen zwischen den TLS-Aufnahmen. Die Nettobilanzen sind ausnahmslos negativ; dies zeigt, dass das am Oberhang abgetragene Sediment zu einem hohen Anteil (33-85%, im Mittel 67%) aus dem Hangbereich ausgetragen wird. Über den gesamten Zeitraum summiert sich der Netto-Austrag auf ca. 190 m³ (von ca. 285 m³ Abtrag), was auf die gesamte Fläche bezogen einem Abtrag von 17 cm (ca. 8,6 cm/Jahr) entspricht. Es fällt zudem auf, dass die Nettobilanzen der Zeiträume, die einen Winter beinhalten (Nov. 2012-Jun. 2013 und Nov. 2013-Mai 2014) einen höheren Massenumsatz - insbesondere einen höheren Erosionsbetrag - aufweisen als die Sommerzeiträume. Dieses Phänomen wird durch die Eichstätter Arbeitsgruppe an vergleichbaren Flächen wiederholt beobachtet und der frostbedingten Aufarbeitung und der schmelzwasserbedingten Sättigung des Materials im bzw. nach dem Winter zugeschrieben. Das räumliche Muster von Erosion und Akkumulation am Ende eines typischen Winterhalbjahres kann in Abbildung 4.1 links unten (Zeitraum Nov. 2013-Mai 2014) beobachtet werden: Während am Oberhang flächenhafter Abtrag vorliegt (durch Abspülung und kleinere Massenbewegungen im wassergesättigten Substrat), werden Rinnen bis in den oberen Mittelhangbereich hinein verfüllt. Das Muster der Erosion in den Messperioden über die beiden Sommerhalbjahre ist deutlich stärker auf Rinnen konzentriert, gerade in den Bereichen, die in/am Ende der vorangegangenen Winter aufgefüllt wurden; es findet also eine Ausräumung der zwischenzeitlich verfüllten Rinnen statt.

Untersuchungsbereich „Wildholzrechen“

Das rechenähnliche Querbauwerk (Vgl. Abb. 4.3) liegt rund 450m oberhalb der Muffangssperre (im weiteren Bericht als „Wildholzrechen“ bezeichnet). Bei der Untersuchungsfläche am Wildholzrechen im Arzbachtal handelt es sich um einen etwa 1500m² großen Bereich, der am Hauptlauf des Arzbaches liegt.



Abbildung 4.3: rechenähnliche Querverbauung im Arzbachtal

Das Differenzmodell (Abbildung 4.4) zeigt deutlich eine Schwäche des Messverfahrens; in den zahlreichen weißen Bereichen liegen aufgrund der Wasseroberfläche bzw. von Vegetationsbedeckung keine Daten vor. Aus dem übrigen Bereich wird deutlich, dass es sich bei der beobachteten Fläche um einen Erosionsbereich handelt, wobei sich die Erosion auf die Uferbereiche konzentriert. Ablagerung findet nur in dem flachen, durch die Verbauung abflussberuhigten Abschnitt südlich des Wildholzrechens statt.

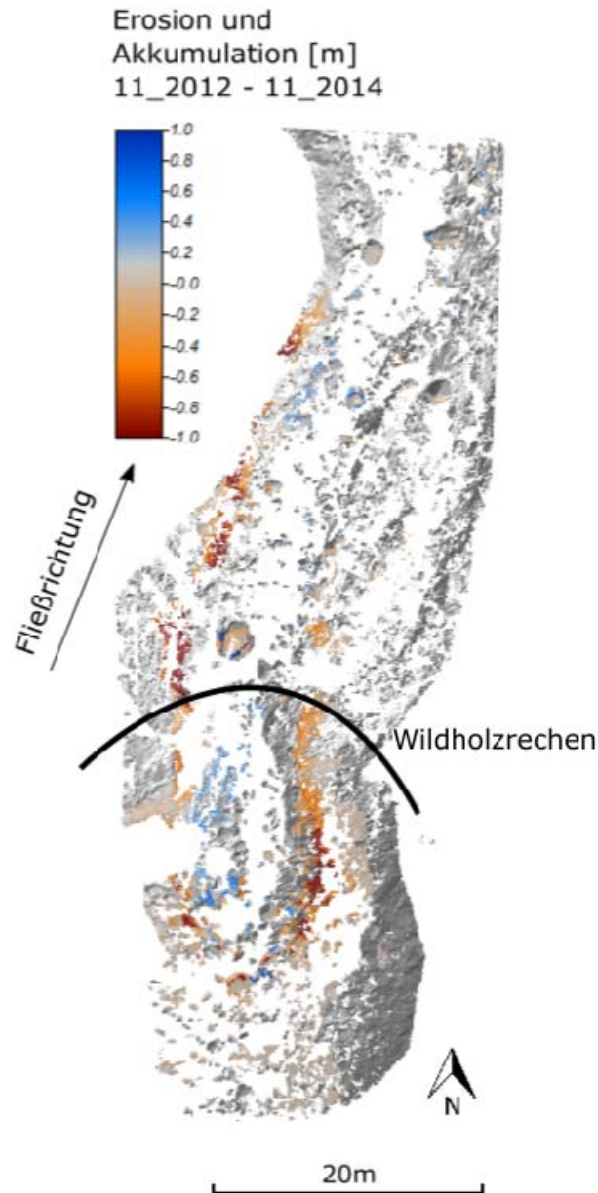


Abbildung 4.4: Erosion und Akkumulation am Wildholzrechen in Arzbach über den kompletten Messzeitraum 11_2012 - 11_2014, Veränderung in m

Der zeitliche Verlauf (Abbildung 4.5) weist insofern Parallelen mit den anderen Messungen auf als Messperioden über den Winter (Nov. 2012-Mai 2013 (Vgl. Abb. 7.5) und Jul. 2013-Mai 2014) mehr Erosion aufweisen als die jeweils (nachfolgenden) Sommerperioden. Die Bilanzen zeigen einen überwiegenden Export des erodierten Sediments (37-74% bis Mai 2014) und eine Messperiode mit leichter Netto-Akkumulation (Mai 2014-Nov. 2014).

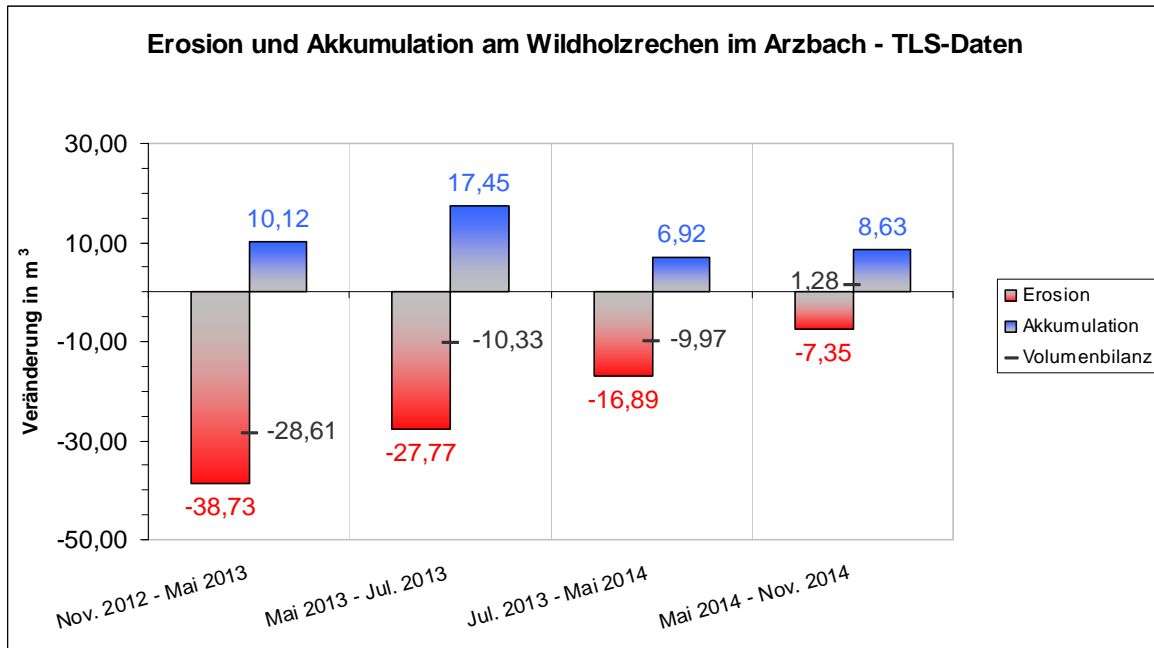


Abbildung 4.5: Erosion und Akkumulation der einzelnen Untersuchungszeitpunkte mit Volumenbilanzierung, Testfläche Wildholzrechen im Einzugsgebiet des Arzbachs

4.1.1.2 Steinbach (Wackersberg)

Rutschungen im Kleinbach

Im Juni 2013 traten infolge lang anhaltender und ergiebiger Niederschläge zwei komplexe Hangrutschungen im Einzugsgebiet des Kleinbachs auf (Abbildung 4.6). Die Lage der Rutschungen ist zudem in Abb. 7.3 abgebildet. Die zeitliche Einordnung der Ereignisse konnte über Aussagen von Grundbesitzern erfolgen. Beide Rutschungen gelangten bis ins Bachbett und haben daher eine Hang-Gerinne-Kopplung hergestellt. Sie befinden sich zudem direkt oberhalb des Kiesfangs im Kleinbach, der seit 2012 mittels TLS vermessen wird und sind daher von besonderer Relevanz für die Forschungsarbeiten zur Geschiebelieferung in die Wildbäche.

Im Rahmen der Forschungsarbeiten wurden die beiden Rutschkörper vermessen; dies wurde aufgrund des starken Bewuchses der Flächen und der schwierigen Bedingungen für eine dGPS-Aufnahme (Abschattung im Tal) mit einem Tachymeter am Hang und entlang von Längs- und Querprofilen im Rutschungsbereich durchgeführt. Unterstützend wurde das DHM (ALS, Aufnahme 2010) verwendet.

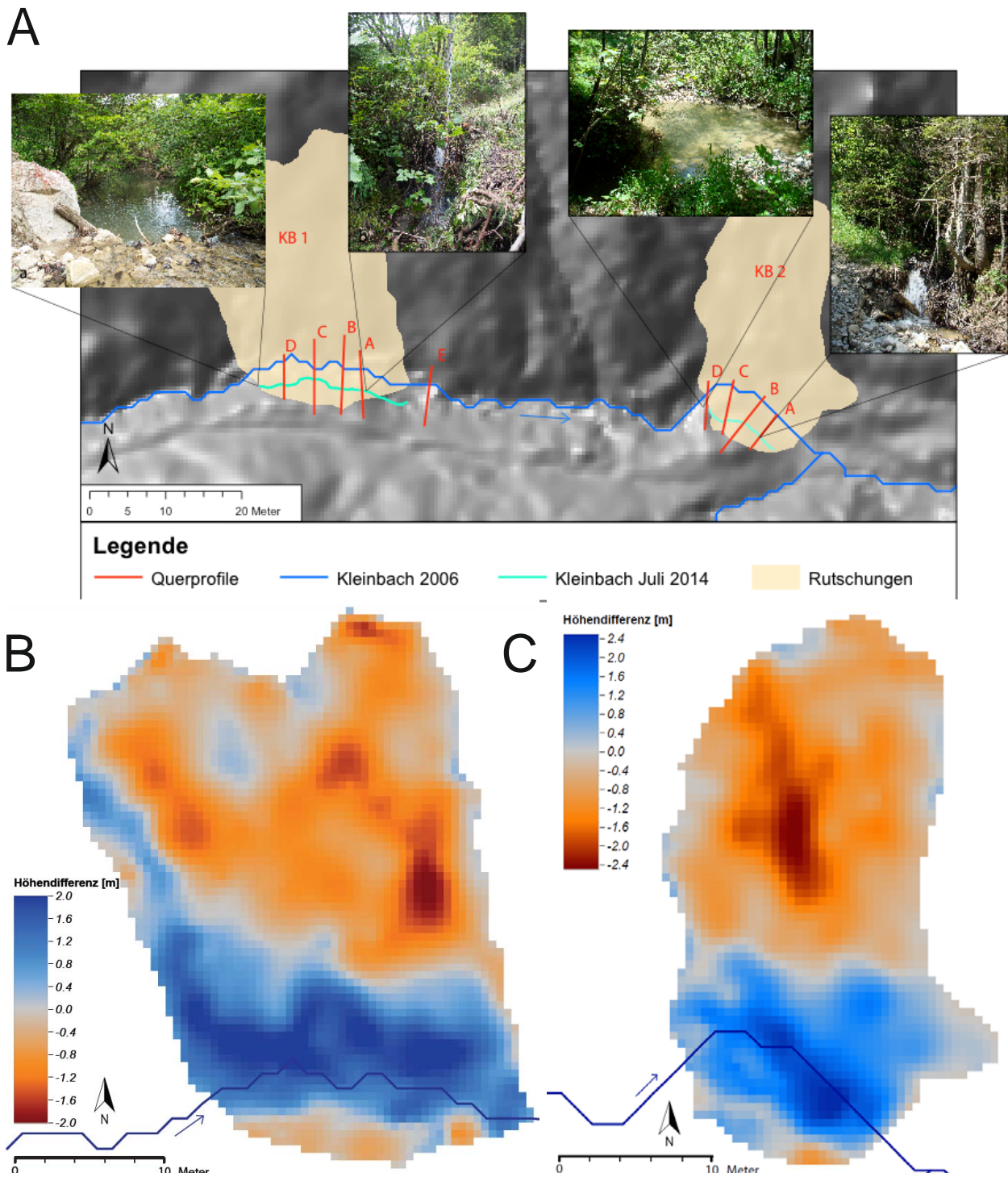


Abbildung 4.6: (A) Lage der Hangrutschungen im Kleinbach-Einzugsgebiet. Die aus tachymetrisch vermessenen Punkten erstellten Differenzhöhenmodelle (B) und (C) zeigen die rekonstruierten Reliefveränderungen durch die Rutschungen KB1 (B) und KB2 (C) (Quelle: P. Hilger 2014)

Die Abbildungen 4.6B und 4.6C zeigen die Oberflächenveränderungen der Prozessbereiche zwischen den ALS-Aufnahmen von 2010 und den jüngsten Messungen von 2014. Den Berechnungen zufolge wurde bei KB 1 ein Volumen von $325,45 \pm 3,92 \text{ m}^3$ Material auf einer Fläche von 763 m^2 mobilisiert (davon etwa 87 m^3 unsicher, da unterhalb der Detektionsschwelle, die konservativ mit $2\sigma=0,71 \text{ m}$ angegeben wird). KB 2 hatte den Ergebnissen zufolge ein Volumen von $300,37 \pm 2,5 \text{ m}^3$ (Erosion gesamt bei einer Detektionsschwelle von $0,55 \text{ m}$). Eine bessere Quantifizierung der Rutschungen wäre nur mithilfe einer ALS-Befliegung möglich, da in dicht bewachsenem Gelände sowohl TLS als auch drohnengestützte Luftbildaufnahmen nicht zielführend eingesetzt werden können.

Aufarbeitung der Rutschmassen durch den Kleinbach seit 2013

Seit Juni 2013 hat der Kleinbach ein neues Bachbett in den Rutschmassen gebildet. Eingemessene Querprofile ermöglichen eine Abschätzung des Sedimentvolumens, das innerhalb eines Jahres erodiert wurde. Auf der Fließstrecke durch die Rutschkörper wurden jeweils vier Querprofile eingemessen.

KB1

Für die Berechnung des Erosionsvolumens im Bereich der Rutschungsablagerungen wurden die in Abbildung 4.7 eingezeichneten Profile verwendet (Blickrichtung in Abbildung 4.6 ist stromaufwärts, d.h. die Rutschmasse kommt von rechts). Die rote Profillinie (Aufnahme Juli 2014) zeigt, dass die Rutschmassen 2013 das Bachbett verfüllt und nach links verschoben haben. Eine ähnliche Entwicklung zeigt Profil KB1 C (Abbildung 4.7).

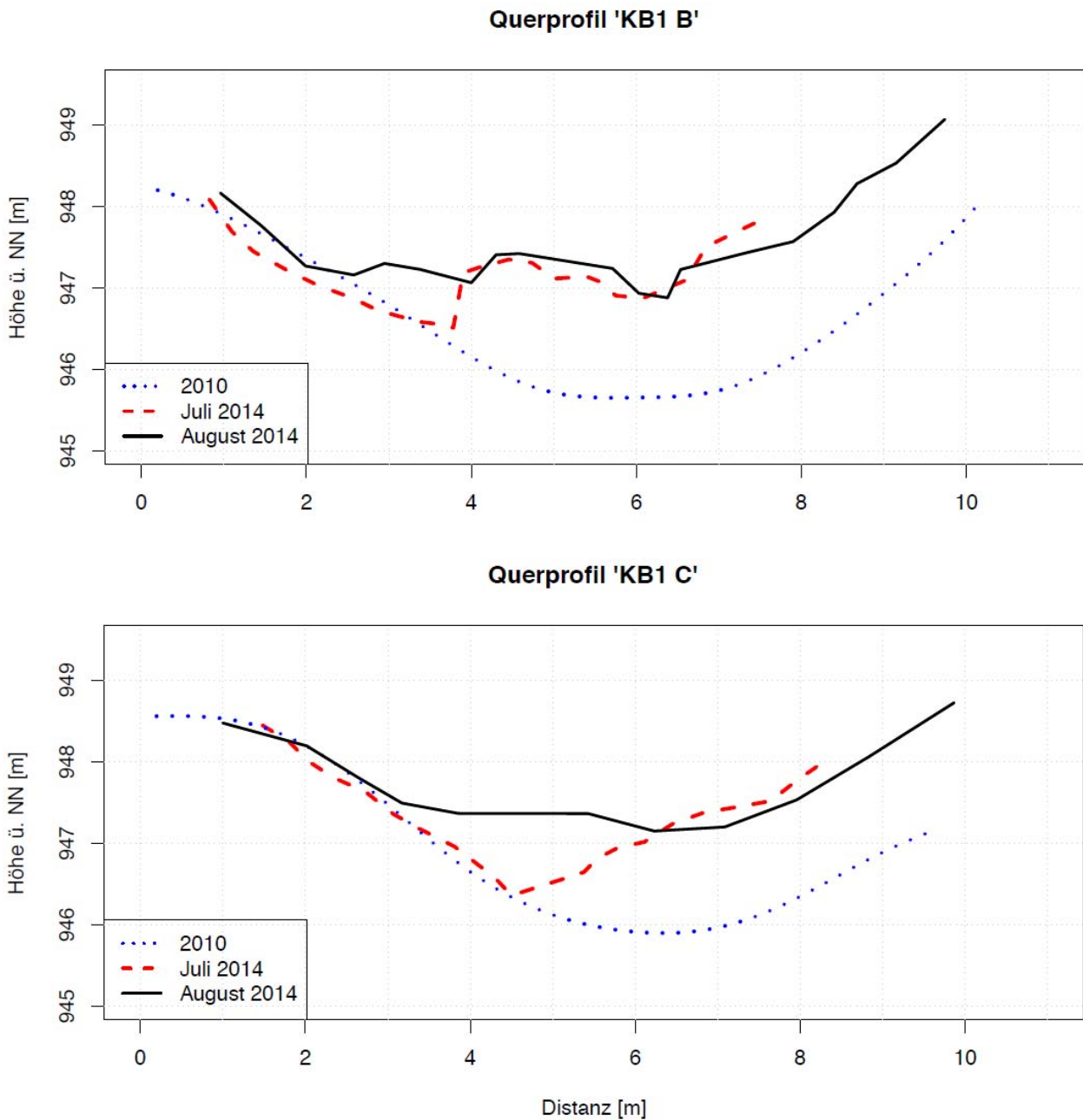


Abbildung 4.7: Querprofilaufnahmen an der Rutschung KB1

Aus den Profilen wurde durch Integration das erodierte bzw. abgelagerte Sedimentvolumen zwischen Juni 2013 und Juli 2014 berechnet. Auf einer Fließstrecke von 11,74 m wurde im Bereich der Rutschung KB 1 $7,07 \text{ m}^3$ Material innerhalb eines Jahres erodiert. Aufgrund der Starkregenereignisse Ende Juli 2014 wurden am 05. August 2014 erneut Querprofile in den Rutschungsbereichen aufgenommen (Abbildung 4.7, schwarze Kurven). Bereits im Gelände waren starke Veränderungen in den Sedimentablagerungen zu erkennen. Im Bereich von Rutschung KB 1 wurde Ende Juli vor allem Sediment akkumuliert; anhand der Profile wird

ein Volumen von 10,68 m³ Sediment festgestellt. Dies kann darauf zurückgeführt werden, dass durch die Rutschmassen das Gefälle verringert und die Transportkapazität des Kleinbachs an dieser Stelle herabgesetzt wurde. Zusätzlich transportiertes Material aus dem oberen Einzugsgebiet des Kleinbachs führte zur Zwischenspeicherung von Sediment. Die longitudinale Kopplung wird dadurch zumindest zeitweise unterbrochen.

KB2

Im ersten Profil der Rutschung KB 2 wird bereits das Volumen der abgelagerten Rutschmassen deutlich. Die relative Höhe der Kurven aus dem Jahr 2014 zum Bachbett von 2010 beträgt hier etwa 2,5 m (Abbildung 4.8). Das unterstreicht das Ergebnis der Analyse zur Oberflächenveränderung in diesem Bereich, die hier einen Akkumulationsbetrag von 2,4 m aufweist. Durch Querprofil KB2 B wird deutlich, welche erosive Wirkung die Niederschlagsereignisse Ende Juli 2014 auf den Ablagerungsbereich der Rutschung KB 2 hatten (Abbildung 4.8). Die Quantifizierung der Erosion zwischen Juni 2013 und Juli 2014 ergibt einen Wert von 5,71 m³; für den Zeitraum von nur zwei Wochen (Juli 2014 bis August 2014) ergeben sich 25,31 m³, das Bachbett hat sich sogar unter die Oberfläche von 2010 eingeschnitten.

Insgesamt zeigen die Befunde die Komplexität des Kaskadensystems in Wildbachsystemen. Zwei nahe beieinander liegende und vom gleichen Prozess betroffene Gerinneabschnitte zeigen eine unterschiedliche Reaktion. Während die Beobachtungen und Messungen bei KB 1 zeigen, dass durch den Einfluss von Rutschungen neue Ablagerungsbereiche geschaffen werden (vgl. Ouimet et al. 2007), belegen die hohen Erosionsraten im Bereich von KB 2 den von Seidl et al. (1997) und McClain et al. (2003) postulierten Anstieg der Erosionsraten durch die Entstehung von Erosionsschwerpunkten. In Abb. 4.9 und 4.10 sind die vermessenen Längsprofile abgebildet.

Schlussendlich kann auch der anthropogene Einfluss in einem dicht besiedelten Gebirge nachgewiesen werden: Kurz nach den Vermessungsarbeiten im August 2014 wurde durch den Grundbesitzer Material mit dem Bagger aus dem Bachbett entfernt, und das Querprofil des Bachs wieder seiner „ursprünglichen“ Form angepasst. Durch den anthropogenen Eingriff und der damit einhergehenden künstlichen Veränderung der Bedingungen können keine Untersuchungen zur natürlichen Prozessdynamik des durch die Rutschungen betroffenen Bereichs erfolgen.

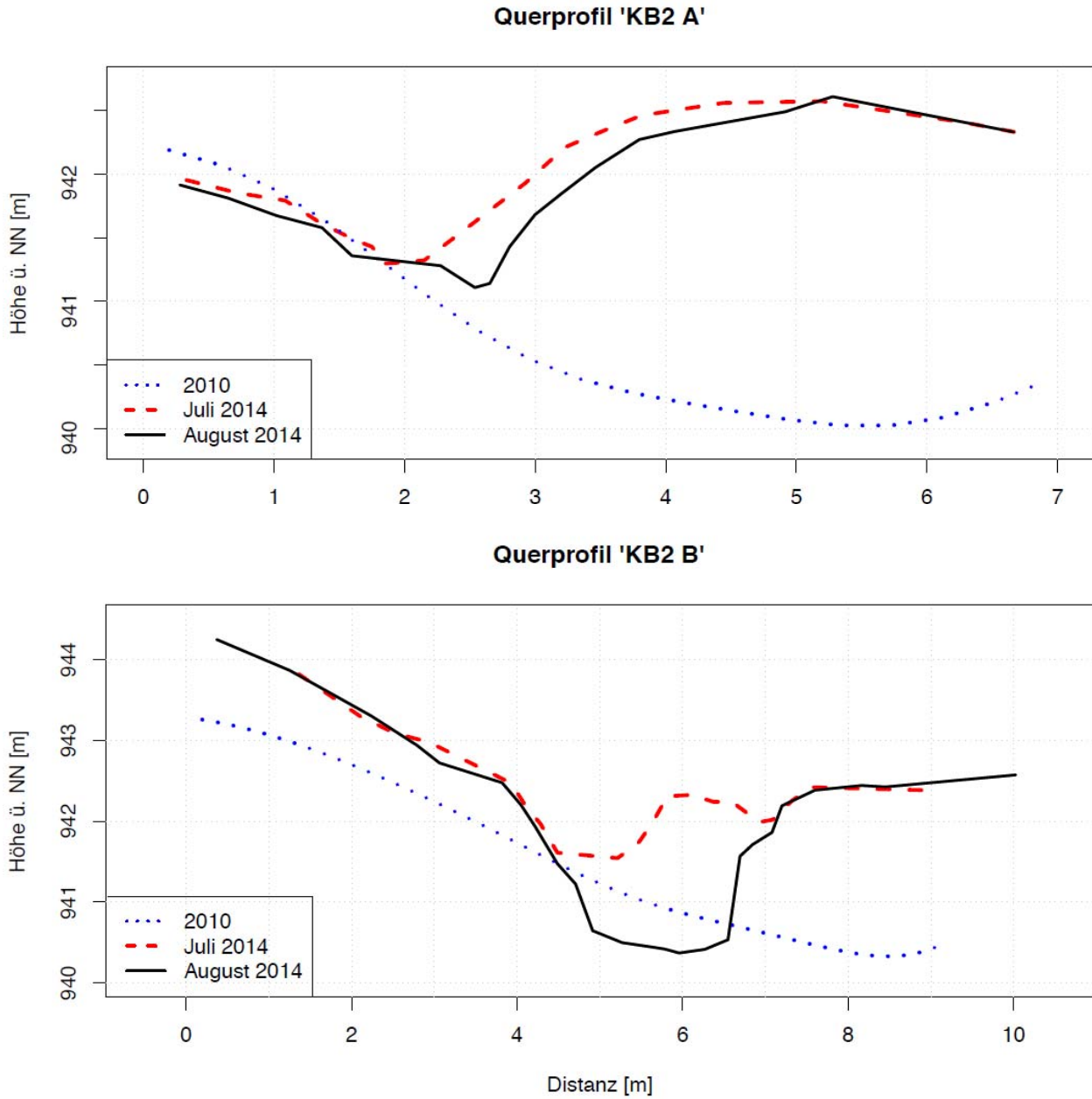


Abbildung 4.8: Querprofilaufnahmen an der Rutschung KB2

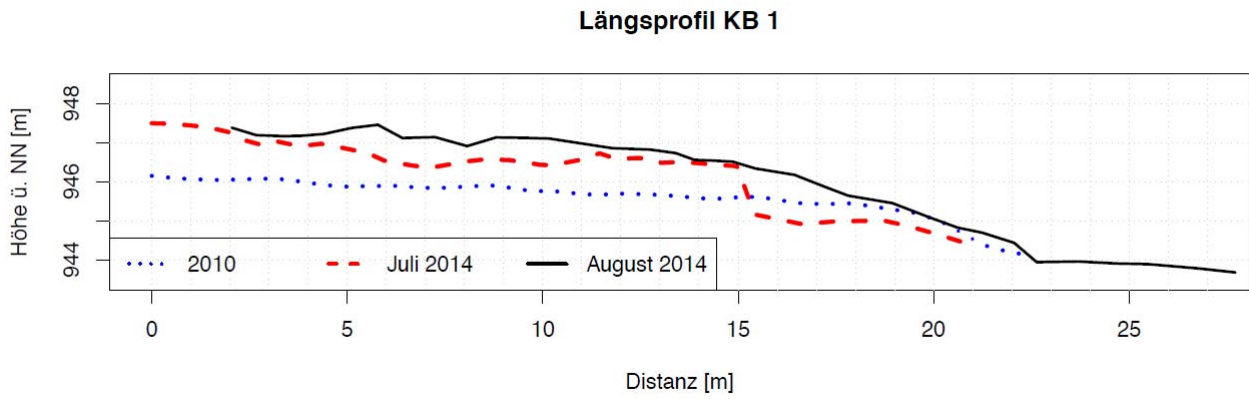


Abbildung 4.9: Längsprofil der Rutschung KB 1

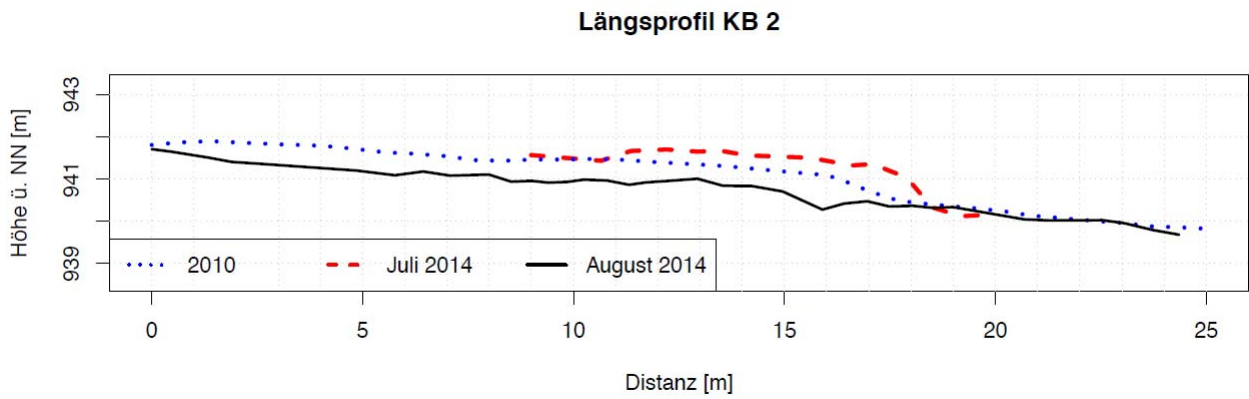


Abbildung 4.10: Längsprofil der Rutschung KB 2

Kiesfang Kleinbach

Die Untersuchungsfläche beschreibt einen Teil des Bachlaufs oberhalb einer Konsolidierungssperre, die zum Kleinbach gehört. Sie ist ca. 300 m² groß und liegt im Bereich einer Moränenablagerung im Kleinbachtal (vgl. Abb. 4.11).



Abbildung 4.11: TLS-Untersuchungsfläche „Kiesfang“ im Kleinbach/Steinbach, Blick in Fließrichtung

Bei der untersuchten Fläche handelt es sich erwartungsgemäß um einen Akkumulationsbereich, in dem sich aufgrund des geringen Gefälles Geschiebe ablagert. Die mittleren Ablagerungsraten liegen lokal bei bis zu 40 cm/a, über die gesamte Fläche errechnet sich aus den Sedimentbilanzen in Abbildung 4.12 eine Ablagerung von ca. 4,4 cm/a.

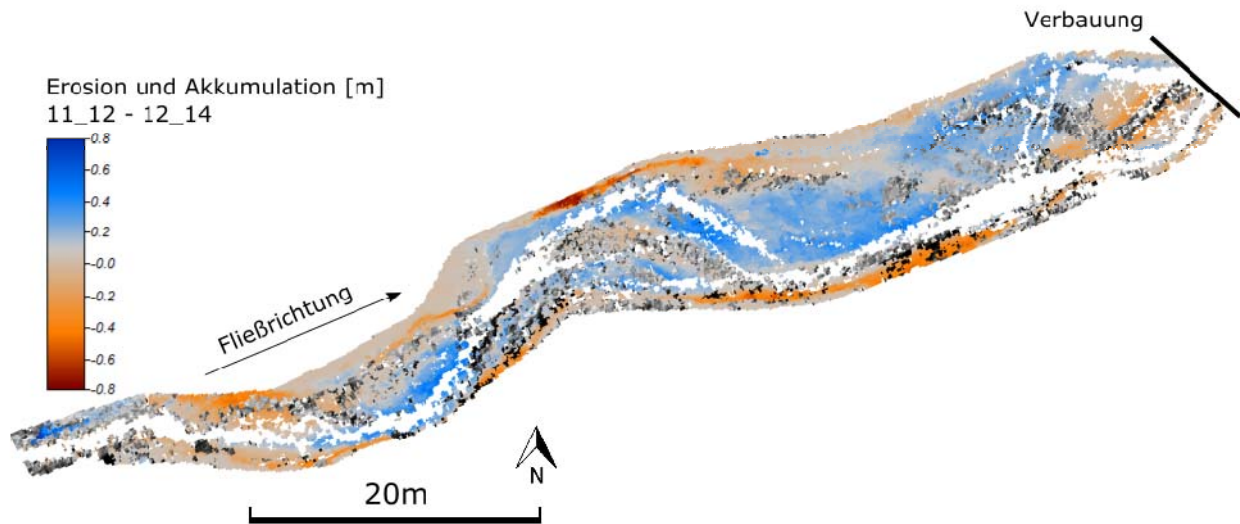


Abbildung 4.12: Höhenveränderung vom Kiesfang Kleinbach/Steinbach mit der Höhenveränderung in m. Rötlich eingefärbte Bereiche zeichnen Erosion aus, blau eingefärbte Akkumulation.

Je nach Niederschlags- und Abflussverhältnissen kommt es neben der Ablagerung von Geschiebe auch zur Erosion; dies ist vor allem in den Prallhangbereichen im Norden und Südosten des betrachteten Abschnitts zu bemerken. Ebenfalls wie an dem Wildholzrechen im Arzbach finden auch bei der Testfläche im Kleinbach Ab- und Umlagerungen im Bachbett statt; höhere Abflüsse sorgen immer wieder für eine Verlagerung des Bachbetts.

Bei Betrachtung der einzelnen Aufnahmezeitschritte (Vgl. Abb. 4.13) ist mit Ausnahme des Zeitraums zwischen Mai und August 2014 zu erkennen, dass stets mehr Geschiebe abgelagert als abtransportiert wurde, Akkumulation also dominiert. Die Beobachtungen zeigen jedoch auch, dass bei ausreichend Abfluss auch ein Durch- und Abtransport möglich ist, und nicht alles Geschiebe durch die Verbauung zurückgehalten wird. Der erste Untersuchungszeitraum (Nov. 2012-Jul. 2013) enthält das Abflussereignis im Juni 2013, wodurch die Erosion von 23 m^3 Material erklärbar ist (Vgl. Abb. 7.6); gleichzeitig (aber an verschiedenen Stellen) wurden fast 30 m^3 Sediment abgelagert. Aufgrund der räumlichen Nähe kommt hierfür ein erhöhter Geschiebetrieb infolge der Rutschungen KB1 und KB2 in Frage, die sich etwas stromaufwärts im Juni 2013 ereignet haben.

Abflussereignisse, welche zwischen Mai und August 2014 zu einer negativen Volumenbilanz (Vgl. Abb. 7.7) geführt haben, sind auf zwei Tage mit Starkregenniederschlägen zurückzuführen sein, welche am 29.07. (Tagessumme 62,5mm, davon 36,2mm in 30 Minuten) und am 31.07.2014 (Tagessumme 40,6mm, davon ca. 20mm/ Stunde) gefallen sind (Daten der Nie-

derschlagsmessstation auf dem Blomberg). Die Erosion des Rutschkörpers KB2 (mindestens 25 m³) trägt auch hier zur Bilanz bei; oberhalb der Rutschung KB1 wurde Akkumulation im Sinne einer Zwischenspeicherung von Material nachgewiesen.

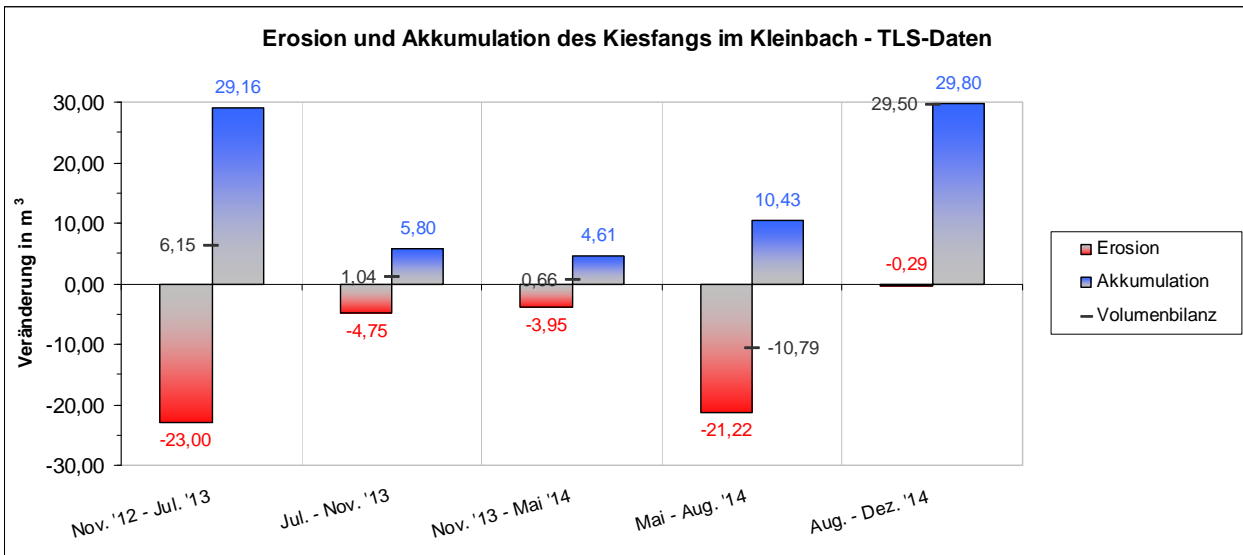


Abbildung 4.13: Erosion und Akkumulation der einzelnen Untersuchungszeitschritte mit Volumenbilanzierung, Kiesfang Kleinbach/Steinbach

4.1.2 Ermittlung des jährlichen Sedimentaustrags aus Hanggerinnen mittels Sedimentwannen

Es liegen Daten zum Sedimentaustrag aus 15 Hanggerinnen vor, die Zeiträume zwischen 165 und 651 Tagen umfassen (Abbildung 4.14). Aus den Daten von 12 Sedimentfallen lässt sich eine Datenreihe zusammenstellen, die etwa ein Jahr abdeckt, was eine Voraussetzung für die Regressionsanalyse nach der Größe des sedimentliefernden Einzugsgebietes ist.

Die Sedimentfallen fangen das Sediment aus kleinen Hanggerinnen mit Einzugsgebieten zwischen 77 und 13717 m² auf (Tab. 4.1). Die Lage der einzelnen Sedimentfallen ist in den Abbildungen 3.3, 7.1 – 7.4 aufgezeigt.

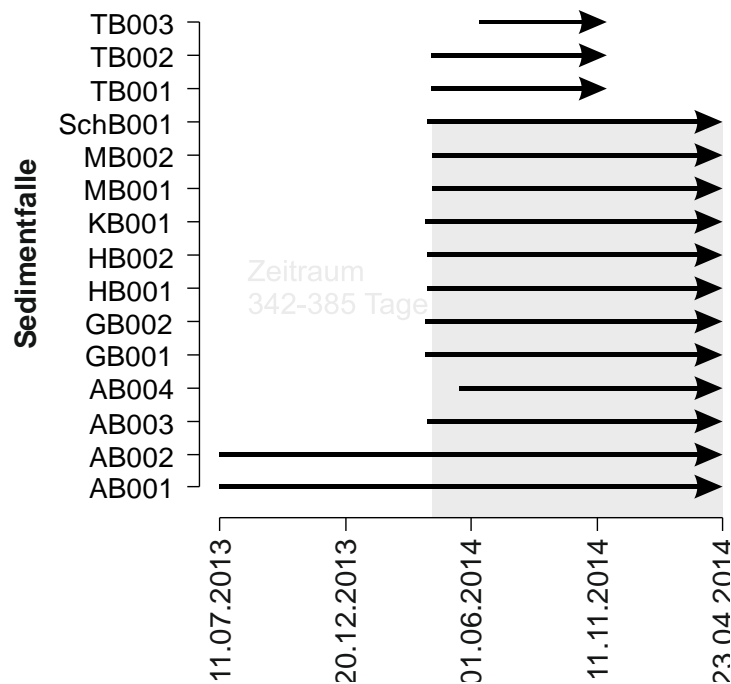


Abbildung 4.14: Links: Durch Messungen abgedeckte Zeiträume an den 15 Sedimentfallen.

Tabelle 4.1: Übersicht über die 15 Sedimentfallen

Untersuchungs- gebiet	Sedimentfalle	Gesamtmasse Sediment [kg]	...hochge- rechnet auf 1 Jahr	Einzugs- gebiet [m ²]	Sediment- liefernde Fläche [m ²]
Arzbach	AB001	22,3	12,5	3245	1334
	AB002	77,1	43,3	2932	504
	AB003	6,4	6,1	77	13
	AB004	38,2	40,8	227	209
Großbach	GB001	4,1	3,9	405	354
	GB002	95,7	90,8	3231	843
Halsbach	HB001	308,6	293,5	923	37
	HB002	11,4	11,3	13717	524
Kleinbach	KB001	147,0	139,1	2345	1082
Murbach	MB001	52,0	50,5	261	253
	MB002	10,6	10,3	367	41
Schronbach	SchB001	17,4	16,6	2135	805
Tratenbach	TB001	6,7	10,7	8344	1343
	TB002	5,9	9,4	668	5
	TB003	68,4	151,4	2993	96

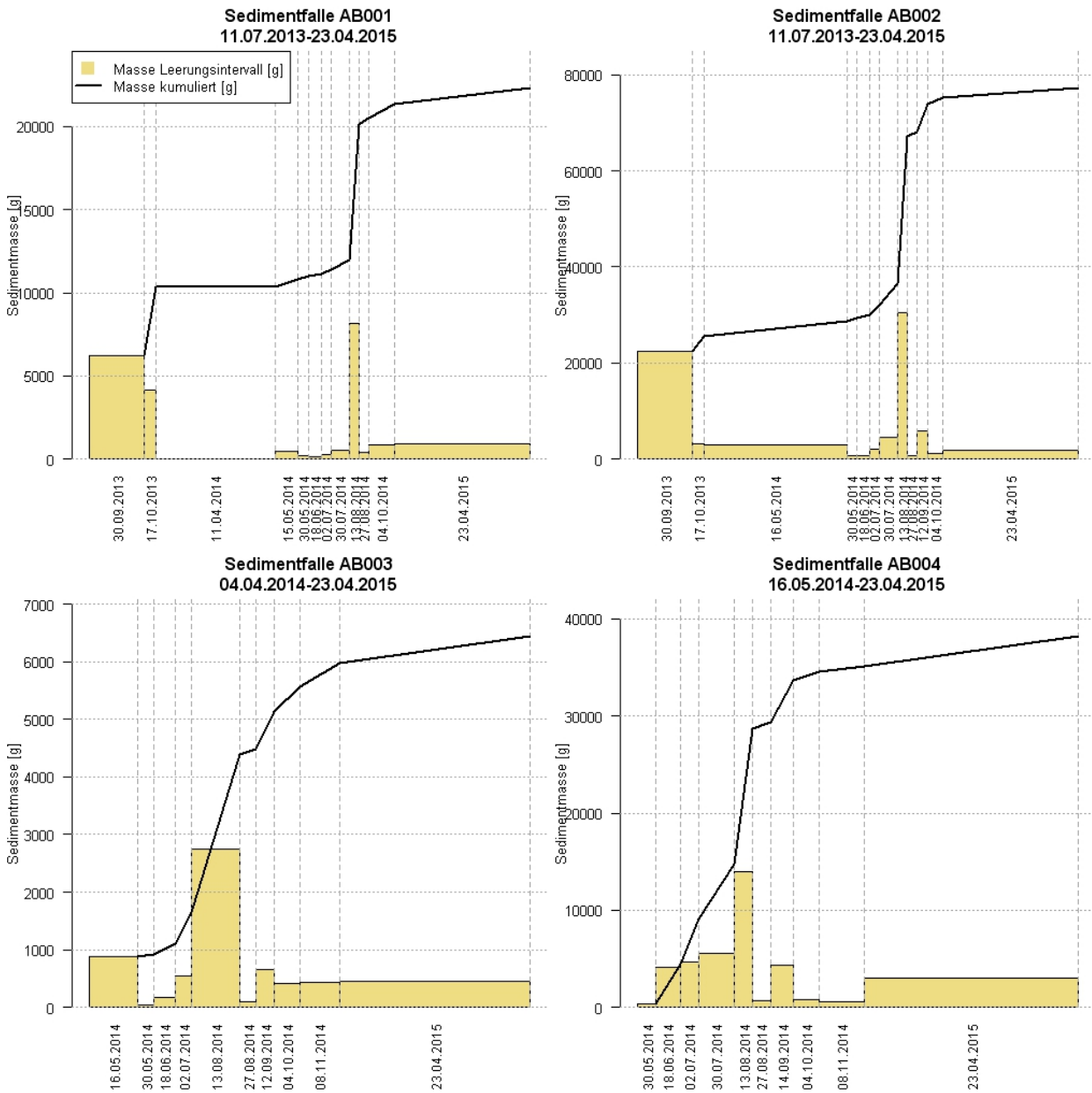


Abbildung 4.15: Exemplarische Auswertung der Geschiebemessungen in vier Sedimentfallen im Arzbach-Einzugsgebiet. Die entsprechenden Diagramme für die übrigen Gebiete finden sich im Anhang (Abb. 7.8 – 7.13)

Abbildung 4.15 zeigt beispielhaft die aus den vier Sedimentfallen im Arzbach-Einzugsgebiet geborgenen Materialmengen. Anhand der kumulierten Massen (schwarze Kurven) wird deutlich, dass die Gesamtmasse (und damit auch das Geschiebepotenzial) der beprobten Hanggerinne sehr unterschiedlich ausfällt. Deutlich ist die Reaktion aller vier Hanggerinne auf ein Niederschlagsereignis im August 2014 zu erkennen, das jeweils einen substantziellen Teil zur Gesamtmasse beiträgt. Betrachtet man die Leerungsintervalle, die einen Winter

überbrücken, so fällt auf, dass generell im Winter sehr wenig geliefert wird – die Säulen sind im Wesentlichen ähnlich hoch wie bei etlichen Beprobungsintervallen in den Sommermonaten, decken jedoch einen deutlich längeren Zeitraum ab. Bei AB001 (vgl. Abb. 4.16) und AB002 ist nach dem Winter 2013/14 keine deutlich gesteigerte Geschiebelieferung zu erkennen; erst das Niederschlagsereignis im August 2014 macht sich deutlich bemerkbar. Damit scheinen die Hanggerinne im Arzbach nicht das Verhalten zu reproduzieren, das auf den Erosionsflächen „Arzbach Reiße“ zu erkennen war (vgl. Abb. 4.16), nämlich eine deutlich gesteigerte Sedimentproduktion im Frühjahr infolge des Einflusses von Frost und Schneeschmelze; dies ist als Folge des unterschiedlichen Substrats sowie der Vegetationsbedeckung zu sehen.



Abbildung 4.16: Prallhangsituation im Arzbach an der Untersuchungsfläche „Arzbach Reiße“ (links) und Sedimentfalle AB001 im EZG des Arzbachs (rechts)

Analysen, die die in den Sedimentfallen aufgefangene Sedimentmenge (Masse) mit Niederschlagsparametern gegenüberstellen, zeigen deutlich die Schwierigkeit, den Geschiebeaustrag auf der Basis von Ereignisdaten vorherzusagen. Dies liegt im Wesentlichen an der durch einen Niederschlagsschreiber nicht abgebildeten räumlichen Variabilität des Niederschlags und des daraus resultierenden Oberflächenabflusses, gerade bei einzelnen Starkregenereignissen, aber auch an der räumlichen Variabilität von Einflussfaktoren wie Topographie, Substrat und Vegetationsbedeckung. Abbildung 4.17 zeigt die Messergebnisse der Sedimentfalle AB001 (Arzbach-Gebiet) mit den Niederschlagsdaten der DWD-Station Bad Tölz zum jeweiligen Leerungsintervall; es fällt auf, dass für die Leerungsintervalle mit den höchsten Sedimentmassen sehr unterschiedliche Niederschlagssummen zustandekommen. Die im Leerungsintervall aufgetretene höchste Tagessumme hingegen zeigt ein stark nichtlineares Verhalten des beprobten Hanggerinnes bzw. des Einzugsgebietes; bei Niederschlagsereignissen, die einen bestimmten Schwellenwert (hier: ca. 31 mm/d) überschreiten, erhöht sich die Sedimentlieferung sprunghaft. An anderen Wannestandorten wiederum existiert eine Beziehung zur Niederschlagssumme, nicht jedoch zur maximalen Tagessumme; an vielen Standorten ist gar keine Regelmäßigkeit festzustellen. Nach den Erfahrungen der Arbeitsgruppe korreliert der Austrag bei Hangeinzugsgebieten mit grobem Lockermaterial in erster

Linie mit der Niederschlagsintensität (entsprechend hier den Tagessummen), bei bodenbedeckten eher mit der Niederschlagssumme (vgl. Haas, 2008). Daraus folgt, dass es schwierig ist, für ein Einzugsgebiet flächenverteilte Vorhersagen auf Ereignisbasis zu erstellen.

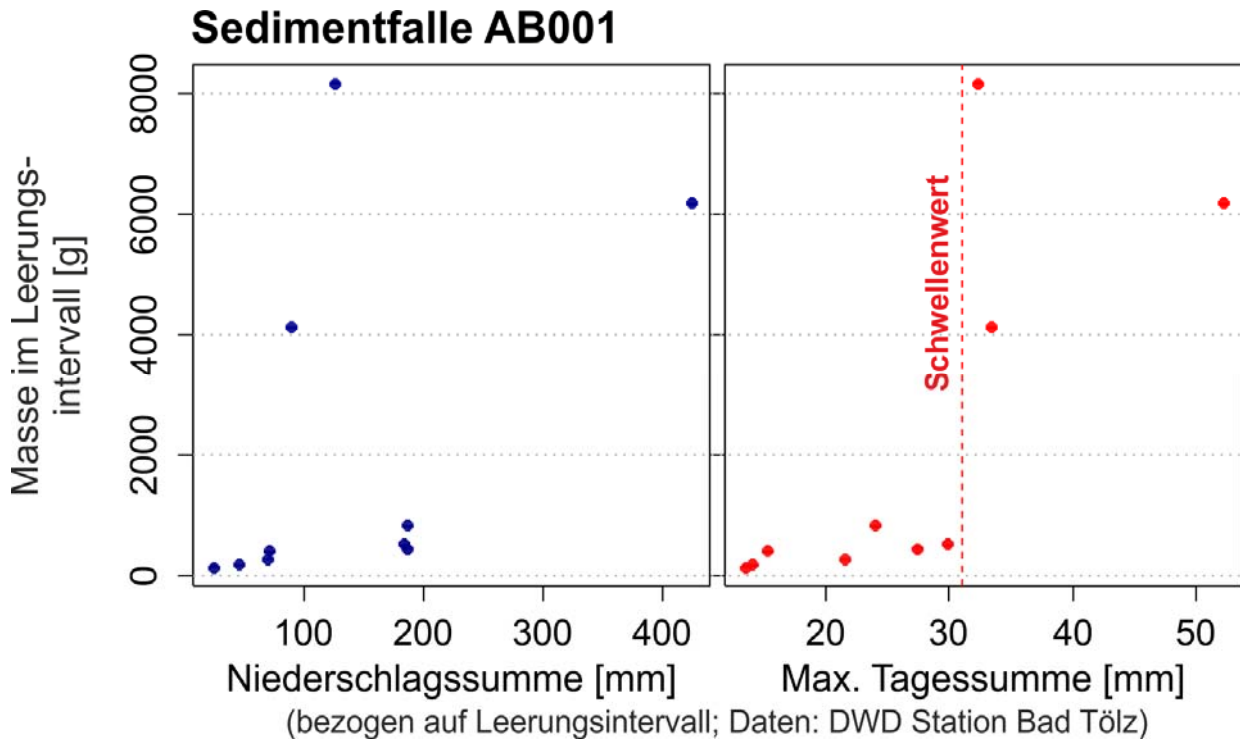


Abbildung 4.17: Auswertung von 10 Leerungsintervallen (ausgenommen Winter-Intervall) der Jahre 2013/14 der Sedimentfalle AB001 (Arzbach). Um eine größere Stichprobe zu erhalten, wurden die Daten mit den täglichen Niederschlagsdaten der DWD-Station Bad Tölz ausgewertet. Die Sedimentlieferung aus dem Einzugsgebiet der Sedimentfalle zeigt ein stark nichtlineares Verhalten in Abhängigkeit von der im Leerungsintervall maximal aufgetretenen Tagessumme des Niederschlags.

Durch die Berechnung von Jahressummen (besser noch: Jahresmittelwerten, vgl. Haas 2008, Haas et al. 2011) werden die mit der Zeit variierenden Faktoren ausgemittelt, und das „Signal“ der im Raum variablen Faktoren gewinnt an Bedeutung.

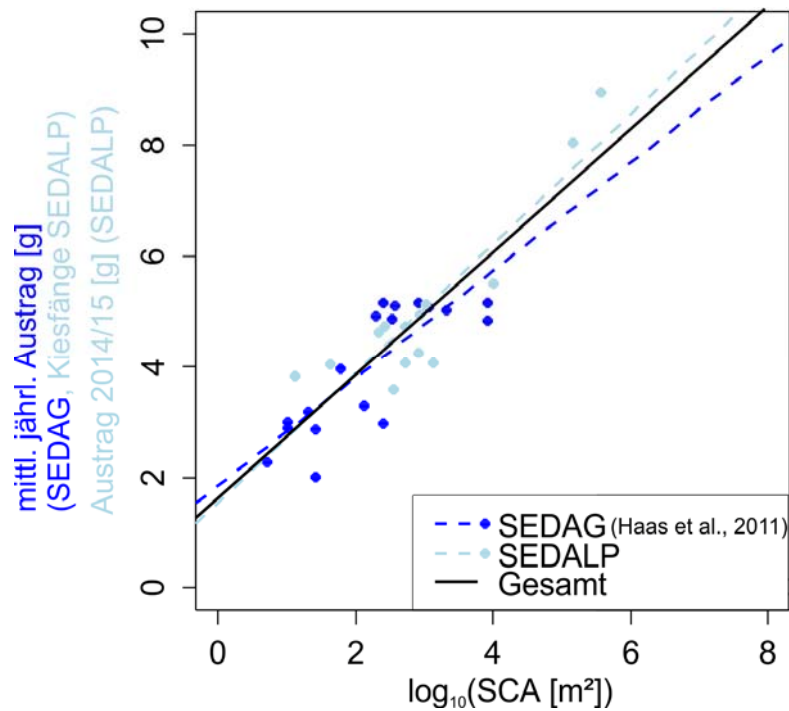


Abbildung 4.18: Regressionsmodelle von log Sedimentaustrag nach log Größe des sedimentliefernden Einzugsgebietes (SCA) aus SEDAG-Daten (Haas et al., 2011), SEDALP-Daten (dieser Bericht) und für eine Kombination aus beiden Datensätzen.

Abbildung 4.18 zeigt das Verhältnis der logarithmierten Größe des sedimentliefernden Einzugsgebietes (SCA) und des logarithmierten Sedimentaustrags aus den Hanggerinnen. Die Daten aus den Untersuchungsgebieten im Isareinzugsgebiet beziehen sich auf den Zeitraum Frühjahr 2014-Frühjahr 2015. Zusätzlich zu den Daten aus kleinen Hanggerinnen konnte die Dokumentation über die ausgebaggerten Sedimentmengen zweier Kiesfänge ausgewertet werden. Die Kiesfänge HB im Einzugsgebiet des Halsbachs und SB (Steinbach) haben ein sedimentlieferndes Einzugsgebiet von 0,14 bzw. 0,36 km²; damit kann der Wertebereich, für den das Modell gültig ist, deutlich erweitert werden. Während die Sedimentmenge im Kiesfang im Steinbach sich auf ein Jahr (2013-2014) bezieht, stellt die Auswertung im Fall des Kiesfangs im Halsbach einen Mittelwert über 10 Jahre und damit ein Datenpunkt vergleichsweise hoher Zuverlässigkeit dar. Die Volumenangaben zur Menge des ausgebaggerten Sediments wurden unter Verwendung einer Dichte von 1,8 t/m³ in Massen umgerechnet.

Das Diagramm zeigt des weiteren die Daten aus den teils 5 Jahre umfassenden Messungen von Haas et al. (2011) im Lahnenwiesgraben-Einzugsgebiet (N Garmisch-Partenkirchen).

Die Geraden stellen Regressionsgeraden nach logSCA dar. Das an die SEDALP-Daten angepasste lineare Modell ähnelt sowohl in den Parametern der Regressionsgleichung als auch im Bestimmtheitsmaß dem Modell aus den SEDAG-Daten:

$$\log \text{ Austrag [g]} = 1.843 + 0.97 * \log \text{ SCA [m}^2\text{]} \quad (r^2=0.65, p < 0.001) \quad (\text{SEDAG})$$

$$\log \text{ Austrag [g]} = 1.529 + 1.171 * \log \text{ SCA [m}^2\text{]} \quad (r^2=0.79, p < 0.001) \quad (\text{SEDALP})$$

Als Endergebnis gilt aufgrund (i) der längeren Datenreihe des SEDAG-Projekts und (ii) der Möglichkeit, die Kiesfänge mit größerer sedimentliefernder Fläche einzubeziehen, ein Modell aus einer Kombination beider Datensätze:

$$\log \text{Austrag}[\text{g}] = 1.61 + 1.111 * \log \text{SCA}[\text{m}^2] \quad (r^2=0.77, p<<0.001)$$

Mit der Gleichung kann für jede Zelle des DHM die zu erwartende Geschiebelieferung geschätzt werden. Mithilfe der Kiesfang-Daten kann der Gültigkeitsbereich des statistischen Modells von ca. 10000 m² (Haas et al. 2011) um eine Größenordnung auf ca. 10⁵ m² sedimentlieferndes Einzugsgebiet gesteigert werden. Damit liegen deutliche Hinweise vor, dass Messwerte aus kleinen Hanggerinnen zumindest auf die nächste Größenordnung extrapoliert werden können. Zudem unterstreicht die erfolgreiche Anpassung des Modells die Notwendigkeit, die Sedimententnahme aus den vorhandenen Kiesfängen sorgfältig quantitativ zu dokumentieren, um sie auch als Messinstrument für das Geschiebe(potenzial) verwenden zu können.

4.1.3 Ausweisung sedimentliefernder Flächen aus dem DHM

Die in 4.1.2 dokumentierten Ergebnisse zeigen, dass die ausgewiesenen sedimentliefernden Flächen eine wichtige Grundlage zur Feststellung von Sedimentquellen darstellen, die in der Lage sind, Geschiebe ins Gerinnenetz zu liefern. Aus diesem Grund gehen die potenziell sedimentliefernden Flächen als Ergebnis des Projekts in die georeferenzierten Datenbanken über Sedimentquellen in den Einzugsgebieten des Projektgebietes ein (Abb. 7.14 – 7.19).

Tabelle 4.2 stellt eine Auswertung der durch das Modell ausgewiesenen Flächen zusammen. Demnach weist das Einzugsgebiet des Arzbachs flächenmäßig die größten gekoppelten Gebiete auf. Da die Größe der Einzugsgebiete einen Einfluss auf die sedimentliefernde Fläche haben kann, wird auch der prozentuale Anteil am jeweiligen Einzugsgebiet verglichen. Den größten prozentualen Anteil an dem hydrologischen Einzugsgebiet weist mit knapp 15% das Murbach-Einzugsgebiet auf. Grundsätzlich sind sich die Einzugsgebiete von Arzbach, Halsbach, Murbach und Tratenbach bezüglich des prozentualen Anteils recht ähnlich, deutliche Unterschiede zeigen sich nur im Vergleich zum Steinbach-Einzugsgebiet, das den geringsten Anteil sedimentliefernder Flächen aufweist. Dies ist wahrscheinlich auf die geringe durchschnittliche Hangneigung zurückzuführen (vgl. Tab. 4.2). Zum Einzugsgebiet des Steinbachs gehört ein größerer flacher Bereich zwischen dem Auslass aus dem gebirgigen Bereich und der Mündung in die Isar (vgl. Abb. 7.18). Nur der Steinbach zeigt einen deutlich niedrigeren Wert der mittleren Hangneigung auf, die anderen fünf Einzugsgebiete liegen alle bei einem Wert um die 23°. Obwohl die jeweiligen Einzugsgebiete unterschiedlich lange Gerinne aufweisen, scheint hier kein Zusammenhang zu der sedimentliefernden Fläche zu bestehen (vgl. Tab 4.2). Der Halsbach weist mit 26km die insgesamt kürzeste Gerinnelänge auf, der SCA-Anteil an der Fläche des hydrologischen Einzugsgebiets liegt trotzdem im mittleren Bereich. Die hohen Werte der Gerinnelängen im Kilometerbereich sind auf die, in das Gerinnenetz mit einbezogenen, teils sehr kleinen, Hanggerinne zurückzuführen und daher nicht mit den Gerinnenetzen, die z.B. in topografischen Karten abgebildet sind, zu vergleichen. Das Gerinnenetz wurde in Anlehnung an die Standorte der Sedimentfallen abgeleitet. Das bedeutet, dass die kleinen Hanggerinne, die periodisch und episodisch Wasser führend sind und somit

einen Beitrag zur Geschiebelieferung leisten, in das Gerinnenetz integriert wurden (vgl. Kapitel 2.2.2.2).

Tabelle 4.2: Modellierte sedimentliefernde Fläche für die sechs Wildbacheinzugsgebiete

	Hydrologisches EZG [km ²]	SCA [km ²]	%-Anteil SCA an hydrologischem EZG	Länge des Gerinnenetzes [km]	Mittlere Hangneigung [°]
Arzbach	14,62	1,82	12,44	412	23
Halsbach	1,13	0,15	13,13	26	23
Murbach	3,19	0,47	14,76	108	22
Schronbach	7,88	0,82	10,40	183	24
Steinbach	7,58	0,40	5,23	128	17
Tratenbach	3,08	0,44	14,37	157	22

4.1.4 Qualitative Abschätzung des Geschiebepotenzials

Die Bewertung des Geschiebepotenzials erfolgt zunächst in vier Stufen (Punkte von 0 bis 3, wobei 3 die höchste Erosionsanfälligkeit bzw. das höchste Geschiebepotenzial anzeigt) auf der Ebene von Rasterzellen, basierend auf digitale Karten der Vegetation (C-Faktoren nach Markart et al.), der Lithologie (Fest- vs. Lockergestein), der Hangneigung und Kartierungen der Prozessdynamik. Letztere erfolgten allerdings nur in gerinnenahen Bereichen, weshalb dieser Faktor nicht flächendeckend in die Bewertung eingeht.

Der (zunächst ungewichtete) Mittelwert aus diesen vier Geofaktoren wird durch Aufsummierung entlang der Fließrichtung auf dem DHM („*flow accumulation*“) auf zweierlei Weise für (Teil-)Einzugsgebiete ausgewertet (vgl. Abb. 4.20 und 4.21). Zum einen erfolgt die Betrachtung ausschließlich für das sedimentliefernde Einzugsgebiet (SCA) des jeweiligen Untersuchungsgebietes, zum anderen werden die lokalen Bewertungen mithilfe des Konnektivitätsindex IC nach Cavalli et al. (2013, 2014) gewichtet und aufsummiert.

4.1.4.1 Fallstudie Murbach

Bewertung und Auswertung werden in diesem Kapitel exemplarisch am Beispiel des Murbach-Einzugsgebietes gezeigt, bevor ein Vergleich der Ergebnisse aus allen sechs Untersuchungsgebieten unternommen wird.

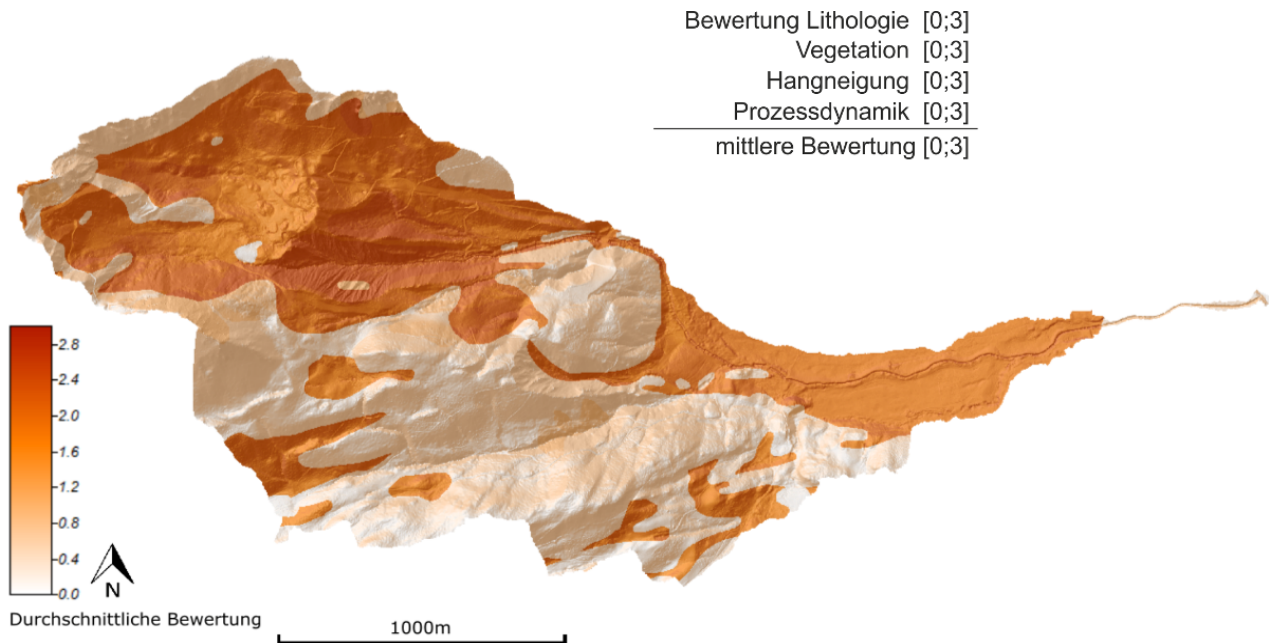


Abbildung 4.19: Mittlere Bewertung aus den Geofaktoren Vegetation(C-Wert), Prozessbewertung, Lithologie und Hangneigung für das Murbach-Einzugsgebiet

Abbildung 4.19 zeigt die mittlere Bewertung aus den vier Geofaktoren. Hochbewertete Bereiche, also Bereich mit einer stärkeren Färbung, bilden in Abbildung 4.19 stark den Einfluss der Lithologie ab. Die ermittelten Werte werden im Anschluss entweder mit der modellierten sedimentliefernden Fläche beschnitten (Methode A, vgl. 2.2.4.2) oder direkt mit dem normierten Konnektivitätsindex IC gewichtet (Methode B, vgl. 2.2.4.3).

Bewertung unter Anwendung der Methode A

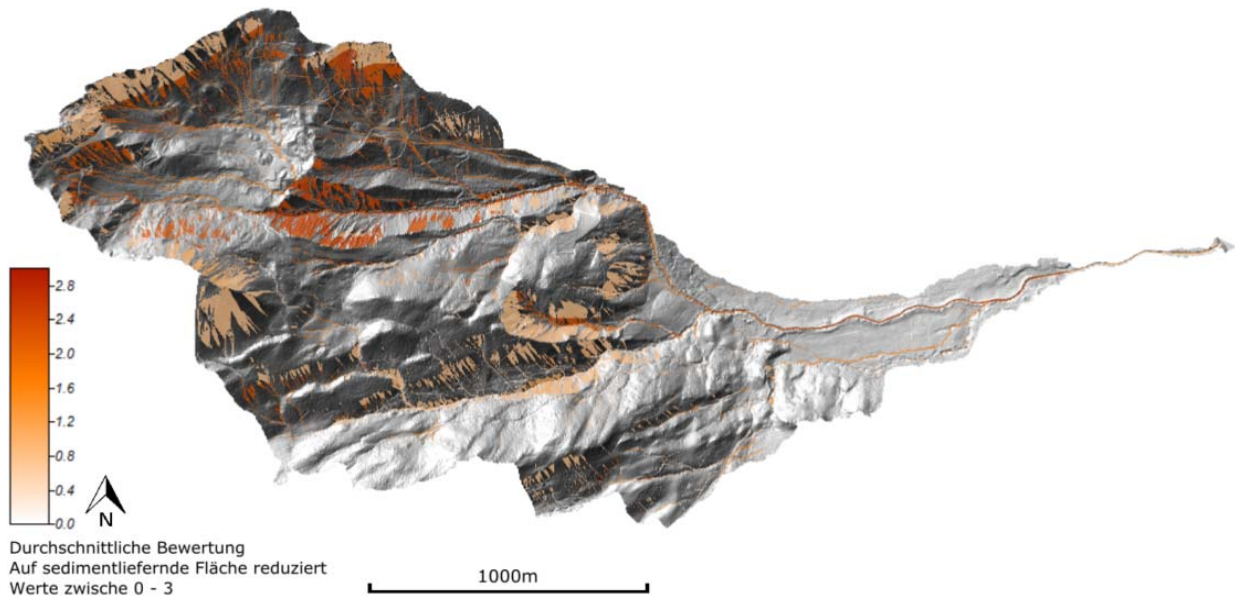


Abbildung 4.20: Mittlere Bewertung aus den Geofaktoren Vegetation(C-Wert), Prozessbewertung, Lithologie und Hangneigung für das Murbach-Einzugsgebiet, auf die Flächen des SCA-Modells reduziert.

In Abbildung 4.20 ist die mittlere Bewertung auf den Bereich der potenziell sedimentliefernden Fläche beschnitten; mithilfe dieser Daten wird eine Bewertung des Einzugsgebietes nur auf der Basis der an das Gerinnenetz gekoppelten Flächen vorgenommen. Hierzu werden die bewerteten Rasterzellen entlang des steilsten Gefälles hangabwärts aufsummiert („*flow accumulation*“), und das Ergebnis durch die lokale Einzugsgebietsgröße dividiert; so ergibt sich auf jeder Rasterzelle die mittlere Bewertung ihres jeweiligen sedimentliefernden Einzugsgebietes. Die resultierende Karte kann damit für verschiedene Positionen im Einzugsgebiet, insbesondere für dessen Auslass, ausgewertet werden. Bei der Auswertung des Murbachs, Abbildung 4.20, ist zu erkennen, dass die Bereiche der sedimentliefernden Flächen Bereiche mit höherer und hoher Bewertung darstellen. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Hangneigung sowohl bei der Ausweisung der sedimentliefernden Fläche, als auch bei der qualitativen Bewertung als Parameter eingeht. Ebenfalls besteht bei den ausgegebenen Flächen eine Kopplung zum Gerinne (SCA) die auch in der qualitativen Bewertung mit dem Parameter Prozessdynamik eingeht.

Modellierung unter Anwendung der Methode B

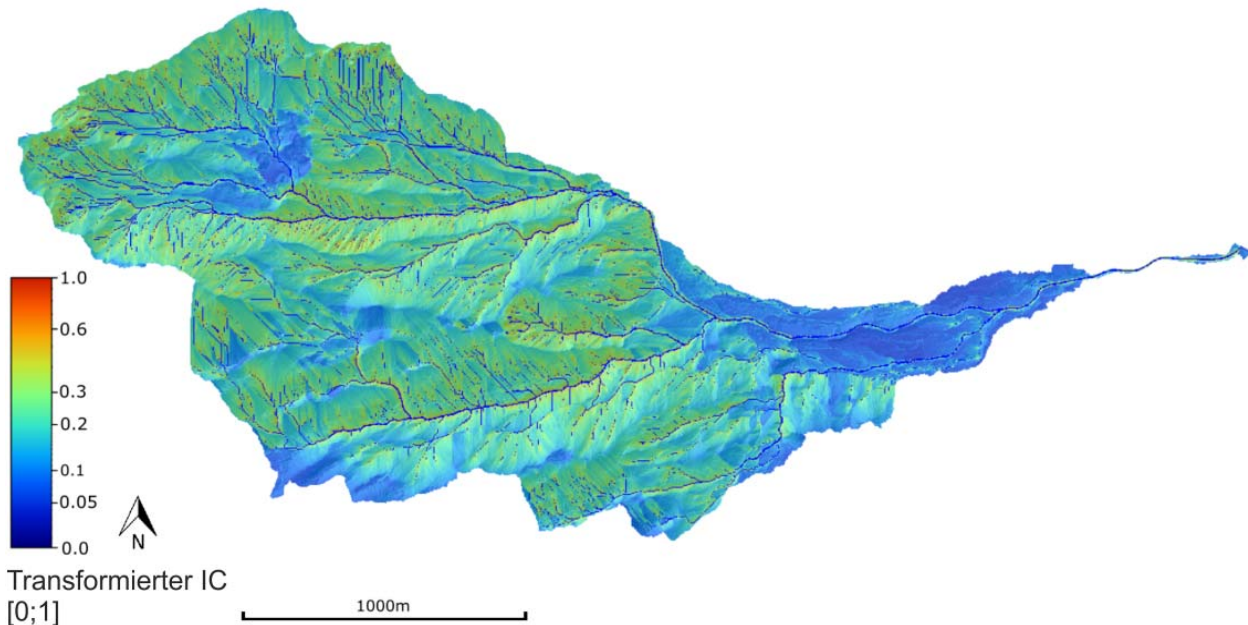


Abbildung 4.21: Der nach Vigiak et al. (2012) auf den Wertebereich [0;1] transformierte Konnektivitätsindex IC (Cavalli et al. 2013, 2014) für das Murbach-Einzugsgebiet

Abbildung 4.21 zeigt eine Karte des nach Vigiak et al. (2012) auf den Wertebereich [0;1] umgerechneten Konnektivitätsindex IC. Als Ziel wurde bei der Modellierung das Gerinnenetz angegeben (vgl. Cavalli et al. 2013, 2014), damit legt die hier abgebildete Variante einen Fokus auf die Hang-Gerinne-Kopplung, und das Gerinnenetz wird als grundsätzlich gekoppelt angesehen. Diese Grundannahme geht davon aus, dass während Hochwasserereignissen ein Durchtransport von Geschiebe möglich ist. Durch Ausmaskieren von Gerinnepixeln, die ein bestimmtes Gefälle unterschreiten (z.B. 4°, vgl. Church 2010), kann aber auch eine Entkopplung im Längsprofil der Wildbäche implementiert werden (vgl. Ableitung des sedimentliefernden Einzugsgebietes in Kapitel 2.2.2 sowie Abbildung 2.8 FLOWCHART SCA); dieser Arbeitsschritt muss vor dem Aufsummieren in Gefällerrichtung erfolgen.

Der ursprüngliche IC im Murbach-Einzugsgebiet liegt zwischen -7 und 2. Für die Interpretation ist ausschlaggebend, dass der absolute Wert an sich wenig Aussagekraft hat; insbesondere stehen nicht etwa negative Werte für niedrige Konnektivität und positive für hohe. In mittlerweile zahlreichen Arbeiten stellt sich jedoch heraus, dass die Konnektivität durch den Index realistisch beurteilt werden kann, d.h. das Ergebnis ist in seiner räumlichen Verteilung sehr gut interpretierbar und konsistent mit Experteneinschätzungen auf der Basis von Geländebefunden (z.B. Lopez-Vicente et al. 2013, Meßenzehl et al. 2014). Vigiak et al. (2012) verwenden den IC sogar als Vorhersagevariable zur quantitativen Schätzung der spezifischen Sedimentspende [Masse/Fläche und Zeit].

Abbildung 4.20 zeigt exemplarisch den abgeleiteten und transformierten IC des Murbachs. Hohe Konnektivität ist in Bereiche zu erkennen, die zu einem größeren Teileinzugsgebiet

gehören ebenso wie in Bereichen mit großer Hangneigung. Für die qualitative Modellierung aller Einzugsgebiete wurde eine Parameterwahl nach Vigiak et al. (2012) gewählt. Es stellte sich jedoch heraus, dass bei einer anderen Wahl der Parameter ein räumliches Muster des IC entsteht, das dem des SCA (vgl. Abb. 4.20) sehr ähnlich ist. Dies spricht dafür, dass die Parameterwahl nach Vigiak et al. (2012) für andere Untersuchungsgebiete gilt (z.B. größere) und durch Änderung der Parameter an das Untersuchungsgebiet dieser Fallstudie angepasst werden kann.

4.1.4.2 Vergleichende Bewertung aller Untersuchungsgebiete

Tabelle 4.3 führt drei verschiedene Varianten der Bewertung für die sechs Wildbacheinzugsgebiete auf. Die ersten beiden beziehen sich auf die ausschließlich für alle Rasterzellen des sedimentliefernden Einzugsgebietes aufsummierten Bewertungen (Ansatz A). Diese werden einerseits durch die Fläche des sedimentliefernden Einzugsgebietes geteilt (Spalte 1), andererseits durch die Fläche des gesamten Einzugsgebietes (Spalte 2); in dieser Variante geht demnach zusätzlich der Flächenanteil der gekoppelten Fläche an der Einzugsgebietsfläche mit in die Bewertung ein. Spalte 3 zeigt den Quotienten aus den aufsummierten, mit dem IC gewichteten Bewertungen und der Fläche des gesamten Einzugsgebietes (Ansatz B); diese hat die geringste Spannweite, so dass sich bereits hier eine Schwäche des Ansatzes für die differenzierte und vergleichende Bewertung der Einzugsgebiete andeutet.

Tabelle 4.3: Bewertungen des Geschiebepotenzials für die sechs Wildbacheinzugsgebiete

	Summe über sedimentliefernde Flächen	Summe über sedimentlie- fernde Flächen	IC-gewichtete Summe über Gesamteinzugsgebiet
	Bezug auf sedimentliefernde Flächen (Wertespanne [0;3])	Bezug auf gesamtes Einzugsgebiet (Wertespanne [0;3]*nSCA/nEZG)	Bezug auf gesamtes Einzugsgebiet (Wertespanne [0;1])
Arzbach	1,23	0,15	0,19
Halsbach	0,83	0,11	0,18
Murbach	1,35	0,20	0,19
Schronbach	0,99	0,10	0,20
Steinbach	1,06	0,07	0,18
Tratenbach	1,02	0,15	0,20

Nach der ersten Variante (Spalte 1 von Tabelle 4.3) können die Einzugsgebiete in eine eindeutige Reihenfolge gebracht werden: Murbach=> Arzbach=> Steinbach=> Tratenbach=> Schronbach=> Halsbach. Bei Betrachtung der zweiten Spalte finden sich ebenfalls Murbach und Arzbach auf den ersten Plätzen, wobei das Gebiet Tratenbach dieselbe Rangposition einnimmt wie der Arzbach; Steinbach und Halsbach tauschen die Reihenfolge am Ende der

geordneten Tabelle. Damit weisen die beiden Varianten untereinander keine großen Unterschiede auf, insbesondere nicht im Bezug auf die am höchsten eingestuften Einzugsgebiete.

4.1.5 Zusammenfassung der Beurteilung ausgewählter Wildbacheinzugsgebiete durch andere Arbeiten

Im Rahmen der Projektarbeit wurden drei bereits vorhandene Arbeiten zu Wildbacheinzugsgebieten im Testgebiet gesichtet, ausgewertet und mit den eigenen Ergebnissen verglichen.

4.1.5.1 Bönsch und Schomers (1998)

Die Bürogemeinschaft Bönsch und Schomers „Angewandte Bodenkunde und Umweltanalysen“ verfasste im Jahr 1998 eine Arbeit zum „Geschiebehalt der Wildbäche zwischen dem Sylvensteinspeicher und der Staustufe Bad Tölz“. Da davon ausgegangen wurde, dass durch den Bau des Sylvensteinspeichers der Geschiebetransport der Isar unterhalb des Staudamms weitgehend zum Erliegen kam, sollte die Studie Möglichkeiten einer Geschiebewirtschaftung der Isar durch eine Abschätzung des Feststoffeintrags der zwischen dem Sylvensteinspeicher und Bad Tölz in die Isar mündenden Wildbäche aufzeigen. Die Bewertung der Wildbäche erfolgte dabei auf Basis (1) der Berücksichtigung der geologischen Grundlagen (geologisch-tektonische Übersichtskarte) und (2) einer Geländebegehung der einzelnen Einzugsgebiete. Bei der Begehung wurde sich an folgenden Fragestellungen orientiert:

- 1) Welche Geschiebemengen sind in den Bachbetten vorhanden?
- 2) Lagert ufernah, also an den Rändern der Bachbetten bzw. an den Bacheinhängen, weiteres Lockermaterial, das aktuell oder zukünftig für die Anlieferung von Feststoffen in Frage kommt?

Fünf der sechs Wildbäche, die im Rahmen des SedAlp-Projekts untersucht wurden, sind auch in der Arbeit von Bönsch und Schomers (1998) bezüglich ihres Geschiebepotentials beurteilt worden. Der Halsbach zählt wie schon bei Zimmermann (1997) nicht zu den untersuchten Einzugsgebieten. Ein Großteil der Beurteilung des Geschiebepotenzials erfolgte über die Beurteilung des Geschiebevorkommens im Bachbett einerseits und ufernaher Sedimentspeicher/-quellen andererseits. Als Kartengrundlage bei der Geländearbeit dienten unterschiedliche Blätter der Kartenwerke (1) Topographische Karte 1:25000 von Bayern, (2) Geologische Karte von Bayern 1:25000 bzw. 1:100000 und (3) Hydrographisch-Morphologische Karte der bayerischen Alpen 1:25000. Es ist zu beachten, dass nicht alle Bereiche der Bachläufe begangen werden konnten.

Die Beurteilung des Geschiebepotenzials durch Bönsch und Schomers (1998) fasst Tabelle 4.4 zusammen; daraus ergibt sich folgende Rangfolge:

Arzbach/Murbach → Steinbach/Tratenbach → Schronbach

Tabelle 4.4: Bewertung des Geschiebepotenzials der Wildbäche Arzbach, Murbach, Schronbach, Steinbach und Traatenbach im Gutachten von Bönsch und Schomers (1998)

	Bedeutung der Nebenbäche	Bedeutung des Bachbetts	Bedeutung gesamt
AB	Sehr groß	Groß	Sehr groß
MB	Mäßig	Groß	Sehr groß
SchB	Gering – mäßig	Gering bis mäßig	Gering
SB	Groß	Groß	Groß
TB	-	Mäßig bis groß	Groß

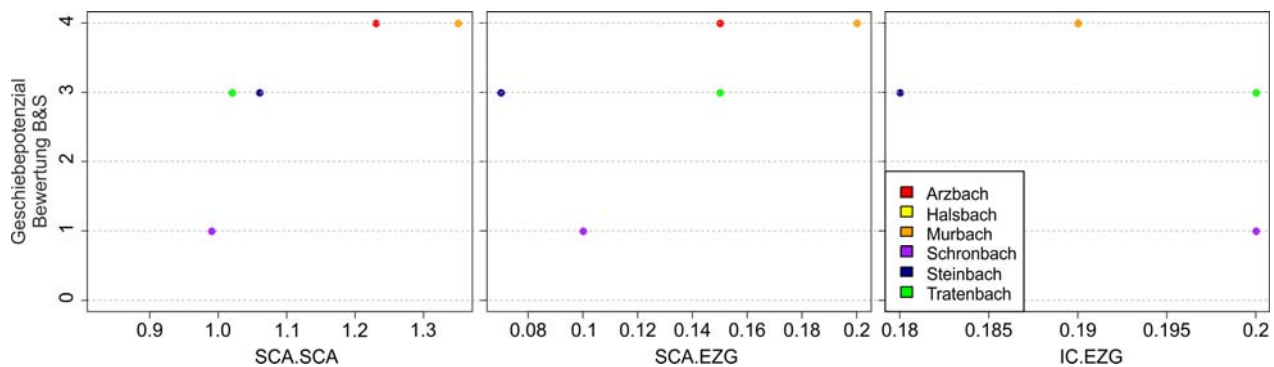


Abbildung 4.22: Vergleich der Bewertungen des Geschiebepotenzials mit der Bewertung von fünf Einzugsgebieten (alle außer Halsbach) durch Bönsch und Schomers (1998); letztere Bewertung wurde in eine numerische Skala überführt (0=keine Potenzial, 1=gering, 2=mäßig, 3=groß, 4=sehr groß). Die Spalten in dieser Abbildung bezeichnen die drei Varianten der numerischen Bewertung (Spalten 1-3 von Tabelle 4.3)

Der Vergleich der hier dokumentierten Bewertungen mit den Bewertungen von Bönsch und Schomers (1998) zeigt eine gute Übereinstimmung mit der Beurteilung nach Methode A (Abbildung 4.22, links; Spearman-Rangkorrelation $r_s=0.95$, $p=0.014$). Eine mäßige Übereinstimmung zeigt das Ergebnis nach Methode A, wenn nicht durch die sedimentliefernde Fläche, sondern durch die Gesamtfläche des Einzugsgebiets geteilt wird (Abbildung 4.22, Mitte; $r_s=0,70$, $p=0.19$); hier weicht die Bewertung im Wesentlichen im Steinbach-Einzugsgebiet ab. Die Bewertung nach Methode B zeigt mit der benutzten Parameterkombination keine Übereinstimmung mit der Bewertung von Bönsch und Schomers (1998; Abbildung 4.22, rechts; $r_s=-0.47$, $p=0.42$).

4.1.5.2 Zimmermann (1997)

Die Arbeit „Geschiebeeintrag aus den Wildbächen zwischen Sylvenstein und Bad Tölz“ von Zimmermann (1997) beinhaltet Untersuchungen verschiedener Einzugsgebiete der Wildbäche zwischen Sylvensteinspeicher und Bad Tölz zum Geschieberückhalt. Dabei umfassen die Untersuchungen die Themenbereiche „Einzugsgebiet und Abflussmengen“, „Bewertung des Erosionsgebietes“, „Geschiebeanfall“, „Gefälle und Geschiebetransport“ sowie die „Einstoß-

verhältnisse“. Zu den Untersuchten Gebieten zählen nur drei der hier bearbeiteten sechs Wildbäche: Murbach, Arzbach und Steinbach. Schronbach und Tratenbach wurden als vernachlässigbare Wildbäche angenommen und daher nicht bearbeitet. Der Schronbach wird aufgrund seiner hohen Stabilität gegen Erosionseinwirkungen und den daraus resultierenden geringen Geschiebeanfall nicht eingehender untersucht. Der Tratenbach weist zwar bedeutende Feststoffherde (periglaziale Talverfüllung) auf, es wird aber davon ausgegangen, dass durch die zahlreichen Verbauungen eine Gefährdung der Ortschaft Lenggries nicht mehr besteht. Zudem ist ein Eintrag von Geschiebe in den Vorfluter Isar nicht gewährleistet, da ein nahe oberhalb der Mündung liegender Weiher die Durchgängigkeit unterbricht. Der Halsbach wird hier nicht einzeln genannt, sondern gemeinsam mit dem Reiterbach zum Dorfbach zusammengefasst. Die Anzahl der Feststoffherde im Einzugsgebiet wird als gering angesehen. Bei Räumungen des Stoßgerinnes im Ortsbereich Lenggries fällt jährlich eine Menge von 50m³ an. Da diese Mengenangabe jedoch für zwei Wildbacheinzugsgebiete gilt, kann dieser Wert nicht in die Interpretation und Diskussion der im Projekt erzielten Ergebnisse einbezogen werden.

Die Auswertungen von Zimmermann 1997 für die Wildbäche Arzbach, Murbach und Steinbach sind in Tabelle 4.5 zusammengefasst.

Tabelle 4.5: Zusammenfassung der Ergebnisse von Zimmermann (1997) für Arzbach, Murbach und Steinbach

	Bewertung Erosionsgebiet	Geschiebeanfall	Gefälle und Geschiebetransport	Einstoßverhältnisse
AB	Große Schuttmassen und ausgedehnte Uferanbrüche Geringe Hangstabilität	300 – 500 m ³ /a	Ø Gefälle: 8% Rückhalt durch (unteren) Wildholzrechen, Entnahme oberhalb mit Wiedereingabe unterhalb des Rechens	Im Mündungsbe- reich nach Hoch- wasser Kiesauf- landungen
MB	Hohes Feststoffpotential Geringe Hangstabilität	Ca. 300 m ³ /a (Sperrung auf Höhe des Milchhäusl/ unterhalb der Skiüberfahrt)	Ø Gefälle: k.A. Geschiebedurchgängigkeit durch Abtreppung zwischen Sperren beeinträchtigt	Sehr gut
SB	Eiszeitliches Lockermaterial Eher stabile Hänge	500 m ³ /a	Ø Gefälle: 6,6% Rückhalt durch eine große Rückhaltesperre	optimal

Die Geschiebeentnahmen spiegeln nicht den gesamten Geschiebeaustrag aus den jeweiligen Einzugsgebieten wieder. Dies liegt einerseits daran, dass die Entnahmestellen nicht immer am Entwässerungspunkt des Einzugsgebiets liegen, sondern auch innerhalb des EZGs und damit nur einen Teilbereich abdecken. Andererseits ist die Entnahme auch von der Durchgängigkeit beeinflusst. Bei Bächen mit hoher Durchgängigkeit (z.B. beim Arzbach), wird nur wenig Material entnommen. Der durchschnittliche jährliche Geschiebeanfall kann also nicht mit dem realen jährlichen Geschiebeaustrag aus den Einzugsgebieten verglichen werden.

Eine Beurteilung der Wildbäche ist auf der Grundlage dieser Arbeit schwierig, aufgrund der hohen Verfügbarkeit und des großen Durchtransports im Arzbachs und der hohen Rückhaltekapazität des Kiesfangs im Steinbach kann aber eine Rangfolge bezüglich des Geschiebeeintrags in die Isar erfolgen:

Arzbach → Murbach → Steinbach

Ein Vergleich mit den Bewertungen dieser Einzugsgebiete durch Bönsch und Schomers (1998) und durch die hier vorgestellten Ansätze A und B zeigt ein stark uneinheitliches Bild. Während die Bewertungen nach Bönsch und Schomers (1998) teils positiv (Bedeutung der Nebenbäche), teils negativ (Geschiebepotenzial), teils überhaupt nicht (Geschiebepotenzial im Bachbett) mit den durch Zimmermann (1997) erhobenen Werten korrelieren, findet sich für alle Varianten der hier vorgestellten Bewertung ein negativer Zusammenhang.

4.1.5.3 Projekt HANG (2006)

Das Projekt HANG (**H**istorische **A**nalyse von **N**atur**G**efahren) beinhaltete die Erschließung, Sammlung und Auswertung von historischen Dokumenten, die Hinweise auf alpine Naturgefahren enthalten. Die ausgewerteten Daten wurden in vier Wasserwirtschaftsämtern (Kempten, Weilheim, Rosenheim und Traunstein) und in 25 Gemeindearchiven erhoben, um das Wissen um das Potenzial alpiner Regionen zu erweitern. In über 10000 aufgenommen Datensätzen konnten Ereignisse für die Untersuchungsgebiete/ Landkreise Oberallgäu & Lindau, Ostallgäu, Garmisch-Partenkirchen & Weilheim-Schongau, Bad Tölz-Wolfratshausen, Miesbach, Rosenheim, Traunstein und Berchtesgadener Land ermittelt werden. Dabei wurden die Funde in die Ereignisarten „Hochwasser“, „Murgänge“, „geologisch-geomorphologische“, „sonstige“ (z.B. Lawinen, Hagel, Sturm) und „nicht näher bestimmbare“ Ereignisse unterteilt. Die überwiegende Mehrheit der erforschten Quellen bilden die „Hochwasserereignisse“ mit 78,0%, gefolgt von „geologisch-geomorphologischen“ Gefahren mit 10,6%. „Sonstige“ Ereignisse ergaben einen Anteil von 6,6%, „Muren“ einen von 3,1% und die „nicht näher bestimmbaren“ Ereignisse beschränken sich auf 1,8%. Die auffallende Mehrheit der Ereignisse im Bereich Hochwässer ist auf eine gute Dokumentation seit Beginn der Wildbachverbauung, zurückzuführen. Im Bezug auf die zeitliche Verteilung der Archivfunde ist zu beachten, dass aufgrund der mehr vorhandenen Dokumentationen, der Zeitraum ab 1900 die meisten Quellen, und damit auch die meisten Ereignisse aufweist (Becht et al. 2006).

Durch die Auswertung des Projektberichts HANG konnte für folgende Wildbäche, die auch zum Untersuchungsgebiet der Arbeiten im Rahmen des SedAlp-Projekts gehören, eine Anzahl an Ereignissen für den Zeitraum 1500 bis 2004 erfasst werden:

Arzbach: 45, Tratenbach: 28, Murbach 24, Steinbach: 16, Halsbach: 13. Der Schronbach ist nicht bei den aufgelisteten Bächen dabei, dies bedeutet entweder, dass keine Ereignisse für den Schronbach dokumentiert wurden oder die Anzahl der Ereignisse geringer als fünf ist (die Datenbank führt nur Bäche auf, bei denen fünf oder mehr Ereignisse dokumentiert sind). Der Auslass aus dem Einzugsgebiet des Schronbach liegt zudem fern von besiedelten Gebieten. Daher ist es möglich, dass eventuelle Ereignisse nicht dokumentiert wurden. Zudem muss beachtet werden, dass bei der Summe der Ereignisse keine Differenzierung der

Ereignisarten zu erkennen ist. Das bedeutet, dass auch Ereignisse, die ggf. nicht geschieberelevant sind, in die Bewertung mit eingehen.

Es ergibt sich folgende Rangfolge der Wildbäche bezüglich ihrer Ereignishäufigkeit im untersuchten Zeitraum:

Arzbach → Tratenbach → Murbach → Steinbach → Halsbach (→ Schronbach)

4.1.5.4 Vergleichende Auswertungen

Eine vergleichende Betrachtung der drei ausgewerteten Arbeiten lässt klar schlussfolgern, dass der Arzbach die größte Bedeutung bezüglich Geschiebepotenzial, Geschiebeeintrag und der Anzahl der Ereignisse darstellt. Auch Murbach und Tratenbach liegen in den Beurteilungen weit vorne, nur bei der Anzahl der Ereignisse findet sich der Murbach eher im Mittelfeld. Die geringe Bedeutung des Tratenbachs ist nach Zimmermann (1997) nicht auf das Geschiebepotenzial, sondern auf die starke Verbauung des Bachbetts zurückzuführen. Der Steinbach bekommt je nach untersuchter Studie unterschiedliche Bedeutungen zugewiesen. Bönsch und Schomers (1998) weisen ihm eine mittlere bis hohe Bedeutung zu, die Anzahl der Ereignisse lässt ihn eher im unteren Mittelfeld erscheinen, und bei der Untersuchung von Zimmermann (1997) bekommt er die geringste Bedeutung der drei untersuchten Bäche zugewiesen. Da Tratenbach und Schronbach gar nicht in letztere Untersuchung mit eingegangen sind, wird hier von einer Bedeutung im unteren Bereich ausgegangen.

4.1.6 Schlussfolgerungen

Die Korrelation der modellierten sedimentliefernden Flächen mit dem in Sedimentfallen (Wannen) gemessenen Austrag zeigt im Wesentlichen die selben Ergebnisse wie bereits veröffentlichte Studien aus anderen Einzugsgebieten (Haas 2008, Haas et al. 2011) und bestätigt die Validität des Ansatzes zur Abschätzung mittlerer Sedimentfrachten aus kleinen Hanggerinnen mit sedimentliefernden Einzugsgebieten bis ca. 1 ha Größe.

Durch die Einbeziehung von Daten zweier Kiesfänge konnten wertvolle Hinweise gewonnen werden, dass die statistische Beziehung auch in kleinen Einzugsgebieten mit sedimentliefernden Flächen bis 10^5 m^2 anwendbar ist, um das mittlere Geschiebeaufkommen quantitativ abzuschätzen. Die Anwendbarkeit der Methode auf Hochwasserereignisse (z.B. HQ_{100}) ist aufgrund mangelnder Datenbasis nicht belegt.

Die auf dem gleichen Ansatz (Methode A) beruhende qualitative Bewertung des Geschiebepotenzials der Wildbacheinzugsgebiete zeigt deutliche Übereinstimmung mit einem auf aufwändig erhobenen Geländebefunden beruhenden Expertengutachten; daraus folgern wir, dass die automatisierte Ableitung von potenziell sedimentliefernden Flächen aus hochauflösenden digitalen Höhenmodellen eine geeignete neue Methode zur Bewertung des Geschiebepotenzials im Sinne einer qualitativen Einschätzung darstellt. Sie bietet sich insbesondere an, um für größere Gebiete eine vergleichende Bewertung und Priorisierung für detailliertere Untersuchungen vorzunehmen.

Die Ergebnisse nach Methode B zeigen keine Übereinstimmung mit einer der anderen Beurteilung auf. Dennoch sollte der Index aufgrund in der Literatur belegten Validität nicht generell verworfen werden; unter Beachtung seiner Abhängigkeit u.a. von der Einzugsgebietsgröße und vom gewählten Ziel sollten weitergehende Untersuchungen durchgeführt werden, die v.a. an der Interpretation der jeweiligen Wertespannweite im Untersuchungsgebiet und an der Parametrisierung der Transformation auf den Wertebereich [0;1] ansetzen sollten.

Verschieden Festgesteine sind von deutlich geringerer Bedeutung bezüglich der Schuttlieferung als das Vorkommen von Lockermaterial. Dieses ist durch seine Aufbereitung durch unterschiedliche Verwitterungsprozesse deutlich leichter erodierbar und, je nach Korngrößenverteilung, transportierbar. Das Angebot an (gekoppelten) Lockermaterial in einem Einzugsgebiet hat damit großen Einfluss auf die potentielle Geschiebelieferung.

4.2 WP5 (Judith Abel, Michael Becht)

Im Folgenden werden die Ergebnisse aus WP5 dargestellt.

4.2.1 Auswertungen im Isarlauf zwischen Sylvensteinspeicher und Bad Tölz

Zunächst werden die Ergebnisse beschrieben, die sich auf den kompletten Laufabschnitt der Isar zwischen Sylvensteinspeicher und Bad Tölz beziehen.

4.2.1.1 Kartierungen

Für das Projekt wurden Laufveränderungen in drei Jahrgängen kartiert (Abb. 4.23). Datengrundlage waren die kartographische Uraufnahme (Basis topographische Karten von 1904/1907), ein Zwischenstand aus Luftbildern des Jahres 1958 nach dem Bau des Sylvensteinspeichers bzw. kurz vor Inbetriebnahme und in etwa gleichem zeitlichen Abstand dazu Luftbilder des aktuellen Standes von 2000. Dabei wurde zwischen den Klassen (1) Isar und Zuflüsse (schließt alle Wasserflächen ein), (2) Kiesflächen, (3) Vegetation (natürlich), (4) Infrastruktur (schließt Straßen, Gebäude und Siedlungen ein) und (5) umgestaltete Flächen (bezieht sich auf Kulturland, Wiesen und Flächen mit deutlichem anthropogenen Eingriff) unterschieden.

Der Anteil der jeweils kartierten Klassen an der Gesamtfläche wurde für jedes Aufnahmejahr ermittelt und in folgender Tabelle 4.6 gegenübergestellt:

Tabelle 4.6: Landnutzung entlang des Isarlaufs zu 3 Zeitpunkten

	1904/1907 Fläche in ha	1958 Fläche in ha	2000 Fläche in ha
Isar & Zuflüsse(1)	210,49	91,40	98,11
Kiesflächen (2)	215,63	123,43	37,27
Vegetation (3)	847,05	415,05	397,95
Infrastruktur (4)	92,40	332,71	509,78
Umgestaltete Flächen (5)	0	461,91	381,39
Fläche des Untersuchungsgebiets insg.	1424,50	1424,50	1424,50

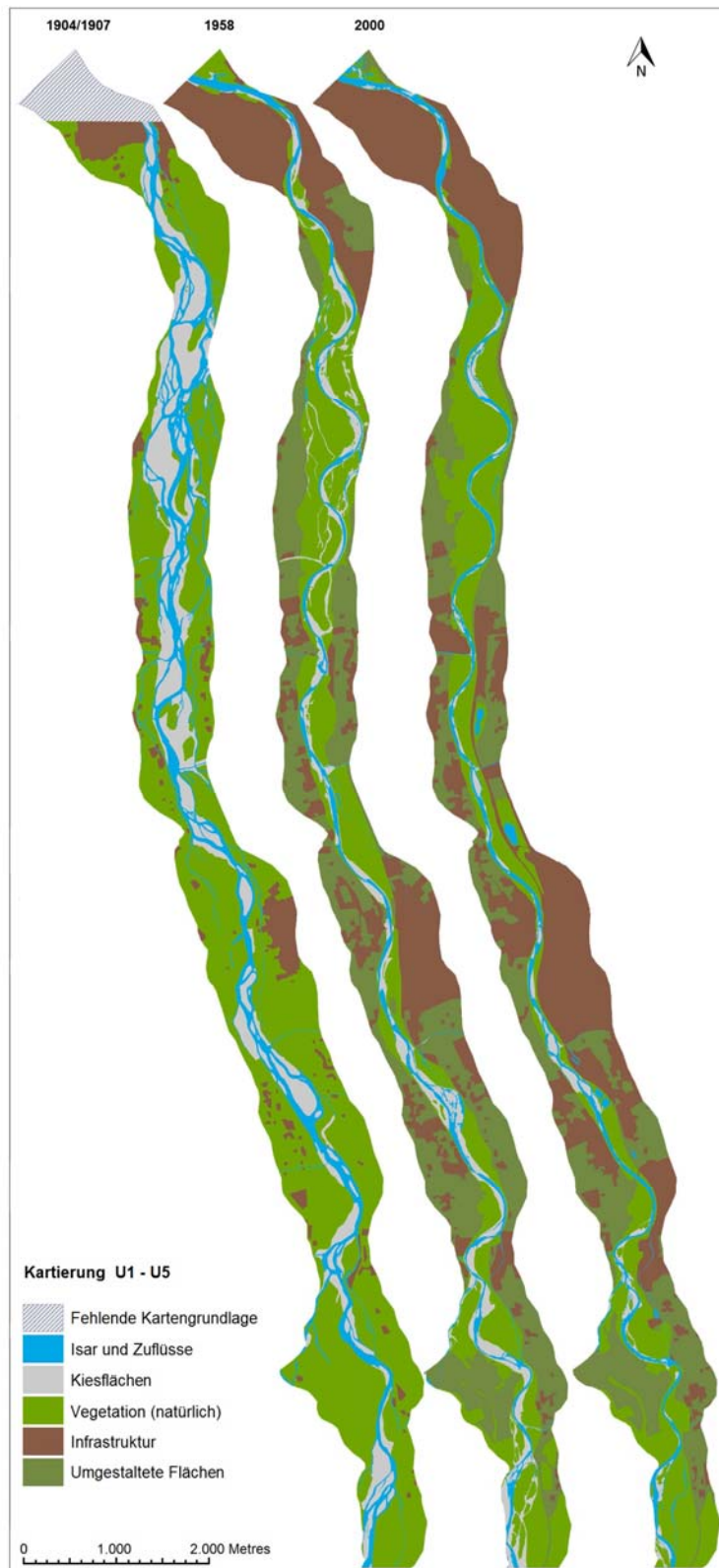


Abbildung 4.23: Landnutzungskartierung entlang des Isarlaufs

Die größten Veränderungen fanden zwischen 1904/1907 und 1958 statt und damit vor dem Bau des Sylvensteinspeichers (Abb. 4.23). Vor allem der prozentuale Anteil an Infrastruktur/Siedlung hat stark zugenommen – eine Tatsache, die mit dem Wachstum der Städte Bad Tölz und Lenggries begründet werden kann (ca. mittig in Abb. 4.23). Entsprechend dazu haben die Klassen Vegetation, Kiesfläche und Wasserfläche abgenommen.

Unterhalb von Lenggries bis Bad Tölz war die ehemalige Aue von 1904/1907 mit einem verzweigten Flusssystem nahezu vollständig mit Vegetation bedeckt. Bis 1958 hat sich dieses System weitgehend zu einem single-flow System gewandelt, was sich bis 2000 noch weiter verstärkt. Sowohl der Flusslauf als auch die Sedimentzufuhr aus Wildbacheinzugsgebieten hat sich stark verändert, was durch die wasserbaulichen Maßnahmen zu begründen ist.

Südlich von Lenggries bis zum Anfang des Untersuchungsgebiets am Sylvensteinspeicher sind die Veränderungen geringer als im nördlichen Abschnitt. Hier ist vor allem der Zuwachs der Klasse „Umgestaltete Fläche“ zwischen 1958 und 2000 und damit ein Anstieg des menschlichen Einflusses auf die Natur zu verzeichnen. Der Auenbereich von 1904/1907 ist im unteren Bereich nicht so stark ausgeprägt, wie im oberen. Hier hat sich zuerst das Flusssystem zwischen 1904/1907 und 1958 in der Lage stabilisiert, gefolgt von der Aue von 1958 bis 2000.

Die beschriebenen Veränderungen sind ebenfalls in oben stehender Tabelle 4.6 zusammengefasst. Diese gibt die Beträge aller Veränderungen in Hektar (gerundet) zwischen den Zeitschritten an. Zur besseren Veranschaulichung wurden alle Veränderungen prozentual in einem Diagramm dargestellt (Abb. 4.24).

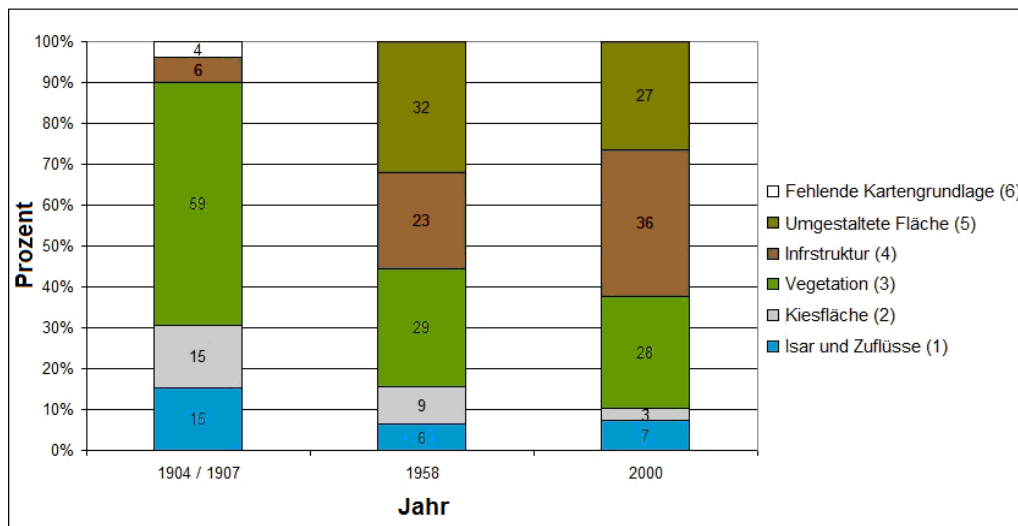


Abbildung 4.24: Prozentuale Veränderungen der kartierten Nutzungsklassen im Untersuchungsabschnitt der Isar

Als Folge der verschiedenen wasserbaulichen Maßnahmen, die bereits ab den frühen 1900-er Jahren begannen, hat die Klasse der Wasserfläche (1) bis 1958 von 15% auf 6% um

119,09ha abgenommen. Anschließend hat die Niedrigwasserregulierung durch den Sylvensteinspeicher wieder zu einer leichten Zunahme der Klasse von 6% auf 7% um ca. 6,71ha geführt.

Die Klasse "Kiesfläche" repräsentiert hauptsächlich den bei Hochwasser aktiven Flussbereich. Auch dieser hat um 92,20ha von 15% auf 9% zwischen 1904/1907 und 1958 abgenommen. Der negative Trend setzt sich im nächsten Zeitschritt fort, der eine weitere Abnahme von wiederum ca. 6% (86,16ha) zeigt, die zugunsten der Klasse Vegetation stattfindet. Dies ist auf das Fehlen von Hochwasserereignissen mit hohen Sedimenttransporten und eine insgesamt ausgeglichenerere Wasserführung bedingt durch den Bau des Sylvensteinspeichers ab 1954 (Inbetriebnahme 1959) zurückzuführen.

Die Klasse "Vegetation" beinhaltet zum Teil Areale der ehemaligen Aue. Die Fläche hat von 432,01ha und 58% im Jahr 1904/1907 bis auf 29% im Jahr 1958 und um weitere 17,10ha auf 28% im Jahr 2000 abgenommen. Diese Abnahme erfolgte vorwiegend zu Gunsten der Klassen „Infrastruktur“ und „Umgestaltete Fläche“.

Die Bereiche, die von Siedlungen und Infrastruktur bedeckt sind, haben von 6% im Jahr 1904/1907 auf 23% im Jahr 1958 (+240,31ha) und anschließend bis 2000 auf 36% (+177,07ha) zugenommen. Uferverbauungen und andere wasserbauliche Eingriffe sowie die Hochwasserregulierung durch den Sylvensteinspeicher haben es ermöglicht, nahe am Flusslauf oder in der ehemaligen Aue zu bauen und zu siedeln.

Der selbe Grund hat auch zu einer Zunahme der Klasse "umgestaltete Fläche" geführt, welche vorwiegend die Oberfläche repräsentiert, die vom Menschen beeinflusst wird, wie z.B. in Form von Kulturflächen und Wiesen. Der menschliche Einfluss war erstmals in den Luftbildern von 1958 zu erkennen. Die Fläche dieser Klasse stieg bis 1958 auf 32% (+461,91ha) an. Im weiteren Verlauf hat der Anteil dieser Nutzungsklasse jedoch vorwiegend zu Gunsten der Infrastruktur bis zum Jahr 2000 auf 27% (-80,52ha) wieder leicht abgenommen.

Alles in allem haben die wasserbaulichen Maßnahmen, die Reduktion von Hochwasserspitzen sowie die Abnahme der Sedimentzufuhr aus dem Oberlauf der Isar und aus den Wildbacheinzugsgebieten dazu geführt, dass sich das verzweigte Flusssystem in den meisten Abschnitten auf einen Lauf verengt hat. Zusätzlich verursachten diese Ereignisse einen Rückgang an Kiesflächen und Auenbereichen und ermöglichten das Wachstum von Infrastruktur und höherer Vegetation. Diese Entwicklung begann bereits weit vor dem Bau des Sylvensteinspeichers in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts.

4.2.1.2 Längsprofil der Mittleren Sohle

Um die Reliefdaten aus terrestrischem Laserscanning und Drohnenaufnahmen durch Informationen unterhalb der Wasseroberfläche zu ergänzen, wurden Querprofilaten mit in die Auswertung einbezogen.

Die Daten wurden vom LfU zur Verfügung gestellt und enthielten, neben den Querprofilen, auch Informationen zu der jeweiligen mittleren Sohlhöhe. Diese Werte wurden im Längsschnitt des Flussabschnitts zwischen Sylvensteinspeicher (FKM 224,2) und Bad Tölz (199,2) zu einem Längsprofil verbunden, um daraus Veränderungen der mittleren Sohlhöhe ablesen zu können. Dabei muss berücksichtigt werden, dass die mittlere Sohlhöhe eines Querprofils innerhalb jeweils festgelegter links- und rechtsseitiger Begrenzungslothereiten berechnet wurde, so dass daraus Veränderungen des Flussbetts wie Tiefenerosion oder Akkumulation abgelesen werden können, nicht aber Verlagerungen des jeweiligen Stromstrichs oder von Kiesbänken.

Da im Projekt die Geschiebeentwicklung im Flusslauf betrachtet werden soll und das Kraftwerk in Bad Tölz erneut eine Barriere bildet, wurde angestrebt, den kompletten Abschnitt zwischen Sylvensteinspeicher und Bad Tölz zu betrachten. Entsprechend wurden für die Auswertung nur Zeiträume ausgewählt, für die das Längsprofil durchgängig oder nahezu durchgängig aufgenommen wurde (Jahrgänge 1979, 1984/84, 1992/93, 1995, 1997, 1999, 2003, 2005, 2011 und 2014). Folgende Tabelle 4.7 fasst die Aufnahmezeitpunkte der verwendeten Profildaten zusammen:

Tabelle 4.7: Aufnahmezeitpunkte der Profildaten im Isarlauf

Jahrgang der Profildaten	Aufnahmezeitpunkt
1979	Oktober 1979
1983/84	Oktober 1983/Oktober 1984
1992/93	Dezember 1992/März 1993
1995	Oktober 1995
1997	Dezember 1997
1999	Oktober 1999
2003	April 2003
2005	Dezember 2005
2011	Juni 2011
2014	Dezember 2014

Zur besseren Darstellbarkeit wurde das Längsprofil in 12 Diagramme unterteilt, die jeweils einen Abschnitt von ca. 2km darstellen. Diese Diagramme sind im Folgenden in Fließrichtung der Isar von Sylvensteinspeicher (FKM 224,2) bis Bad Tölz (FKM 199,2) dargestellt und werden anschließend diskutiert. Zusätzlich wurden in den Profilen markante Punkte wie z.B. die Mündungsbereiche der Wildbäche, die von WP5 untersucht werden, oder Querbauwerke, markiert (Abb. 4.25 – 4.36). Die wichtigsten Veränderungen werden stichpunktartig unter dem jeweiligen Abschnitt notiert, sowie die Höhendifferenz des Abschnitts angegeben, um einen Rückschluss auf die Reliefenergie und damit auch die Erosions- und Transportkapazität zu geben. Die Veränderungen werden im Anschluss an die Abbildungen ausführlicher diskutiert.

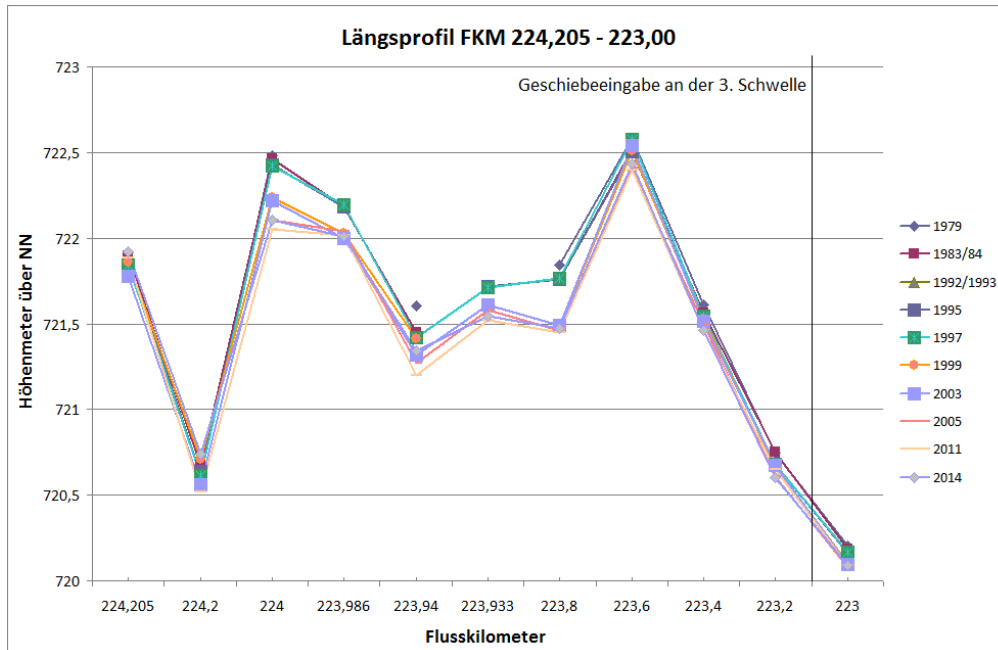


Abbildung 4.25: Längsprofil der Isar von FKM 224,205 - 223,00

Sedimenteingabestelle an der 3. Schwelle, Tiefenerosion im Oberlauf v.a. 1999 und 2005 um insg. ca. 0,5m, tiefster Punkt 2011, Akkumulation vor allem in den Jahren 1997 und 2003; insgesamt daher ein Wechsel von Erosion und Akkumulation ohne klare Tendenz, Höhendifferenz von ca. 2,5m, Staumauer des Sylvensteindamms

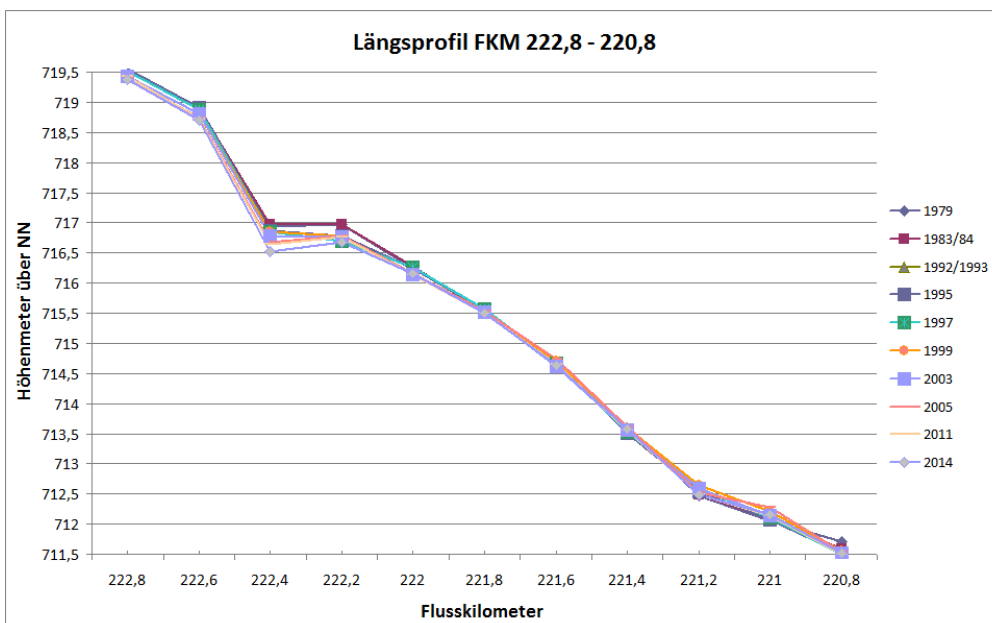


Abbildung 4.26: Längsprofil FKM 222,8 bis 220,8

Prallhang an einer Felswand bei 222,5, unterhalb weitgehend stabile Sohle mit nur geringer Tieferlegung (Unterlauf von der 3. Schwelle), Höhendifferenz von 8m (→ hohe Energie)

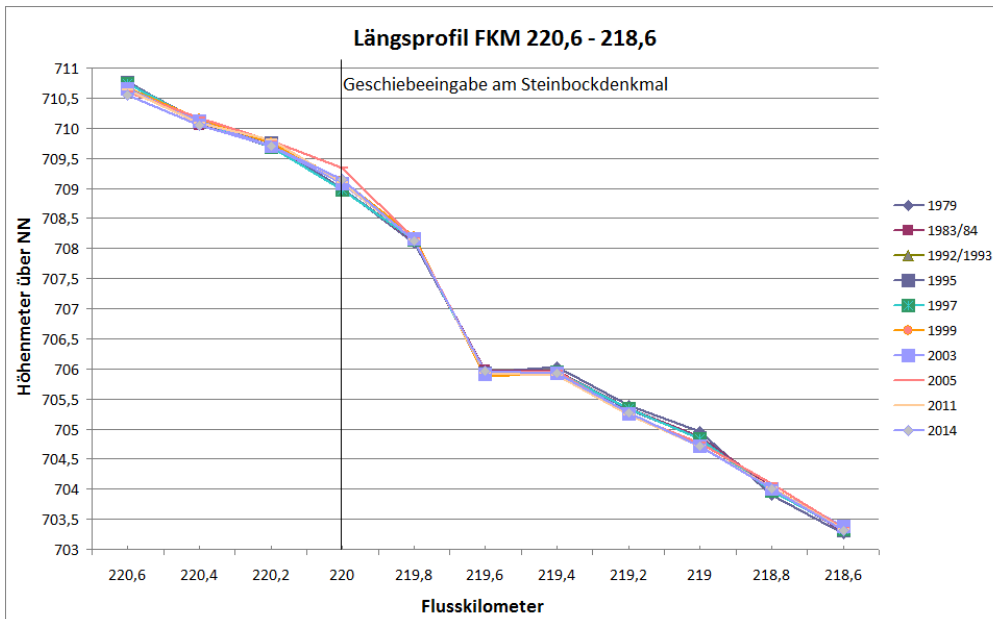


Abbildung 4.27: Längsprofil FKM 220,6 - 218,6

Kaum Schwankungen, punktuelle Akkumulation in 2005, Höhenunterschied von 8m (→ hohe Reliefenergie)

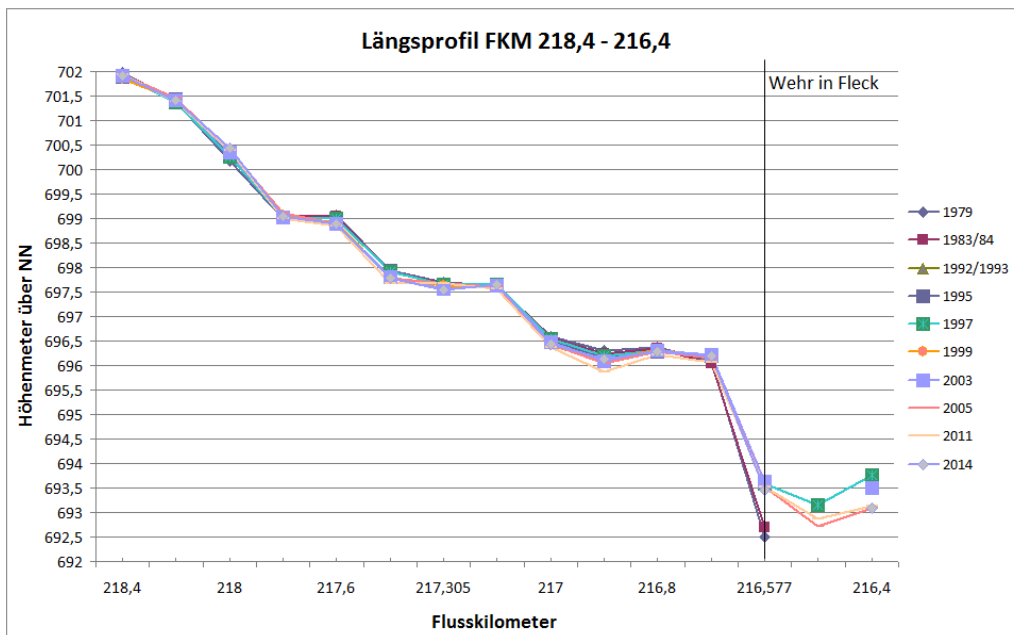


Abbildung 4.28: Längsprofil FKM 218,4 - 216,4

Wehr in Fleck, Stabilisation der Sohle mit Akkumulation vor dem Wehr um ca. 1m, Tieferlegung unterhalb mit leichter Auskolkung (FKM 216,54), Höhendifferenz von 10m (→ Hohe Reliefenergie, beinhaltet aber ca. 4m Schwelle am Wehr)

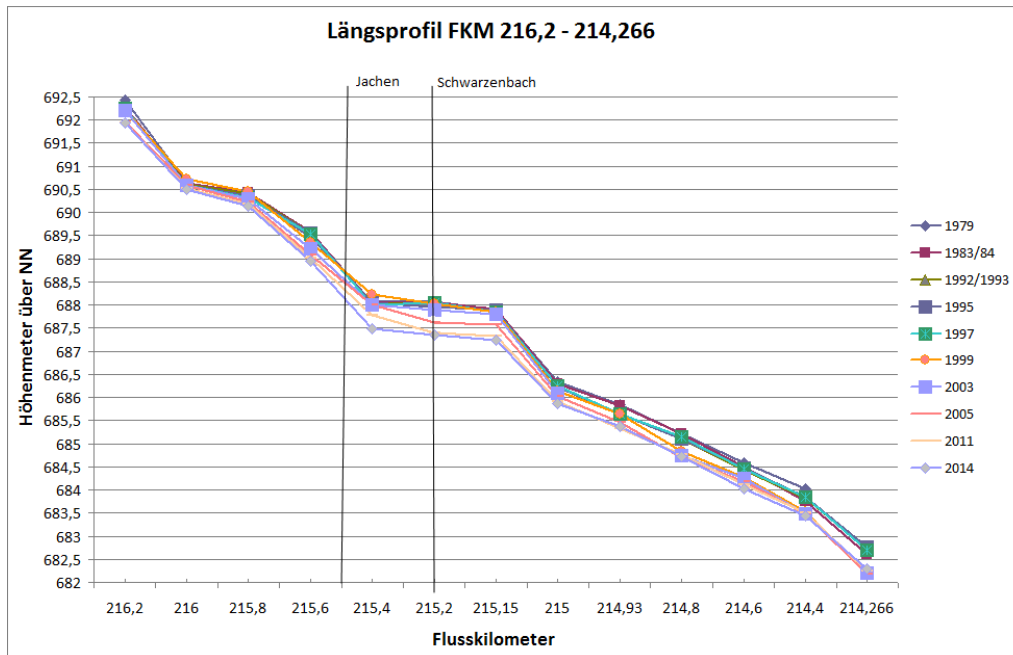


Abbildung 4.29: Längsprofil FKM 216,2 - 214,266

Mündung von Jachen und Schwarzenbach, kontinuierliche Tieferlegung um 0,2 bis 0,7m, Höhenunterschied von 10,5m (→ sehr hohe Reliefenergie)

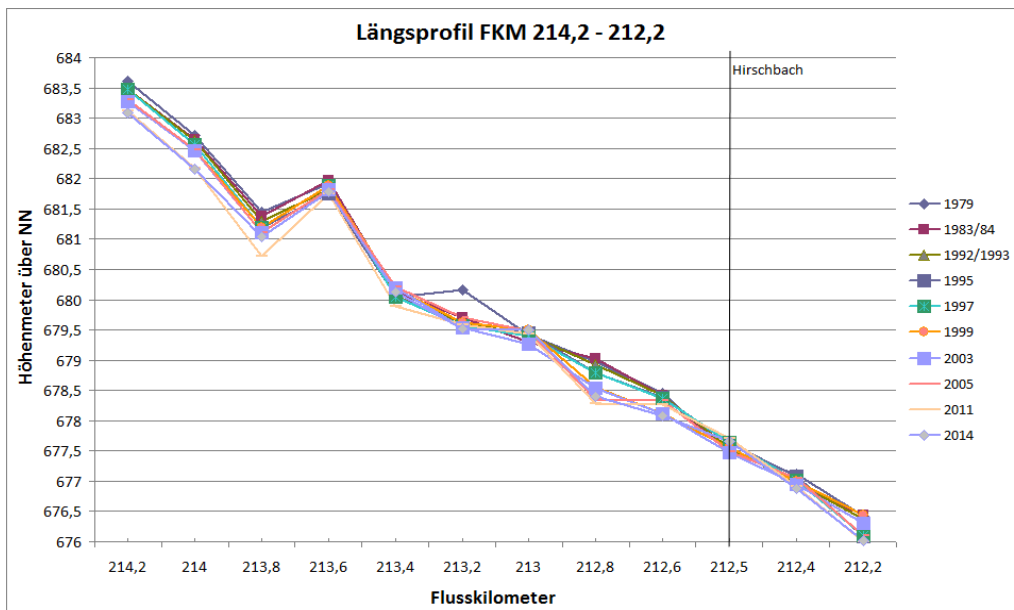


Abbildung 4.30: Längsprofil FKM 214,2 - 212,2

Hirschbachmündung, stabile Sohle an der Mündung (Sedimentinput), Tieferlegung um maximal 0,5m mit tiefsten Punkten 2011 und teilweise leichter Akkumulation bis 2014, Höhenunterschied von ca. 8m

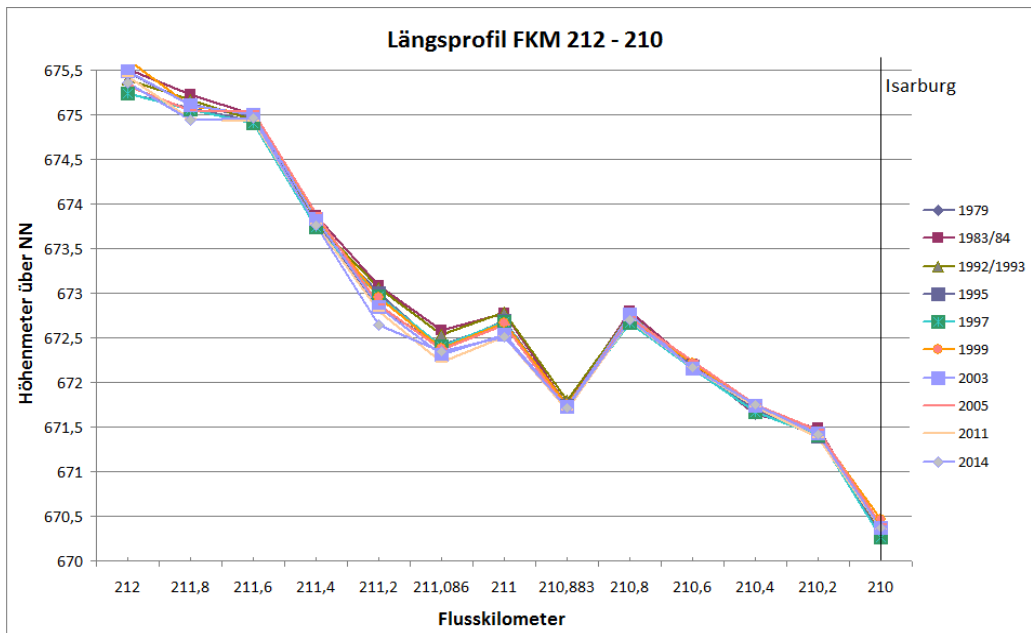


Abbildung 4.31: Längsprofil FKM 212 - 210

Isarburg als natürliche Erosionsbasis, kaum Schwankungen oberhalb zwischen FKM 210 bis 210,883 (Pegelstation in Lenggries), lokale Tieferlegung oberhalb FKM 210,883 von ca. 0,5m, Höhendifferenz von ca. 5,5m.

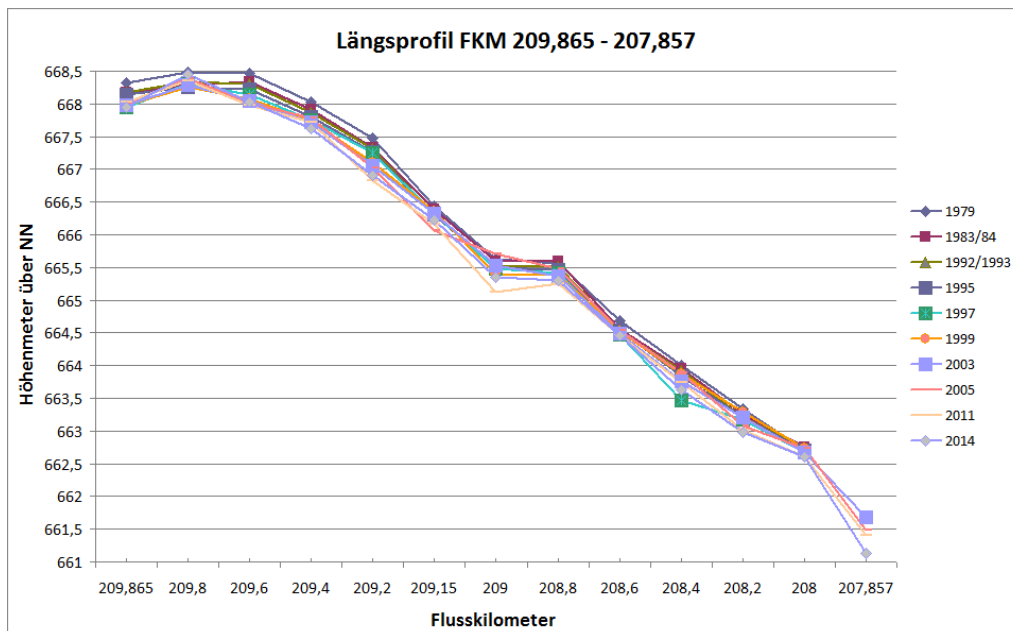


Abbildung 4.32: Längsprofil FKM 209,865 - 207,857

Kontinuierliche geringe Tieferlegung an fast allen Punkten um maximal ca. 0,6m in der Summe und mindestens 0,05m, Höhendifferenz von 7,5m.

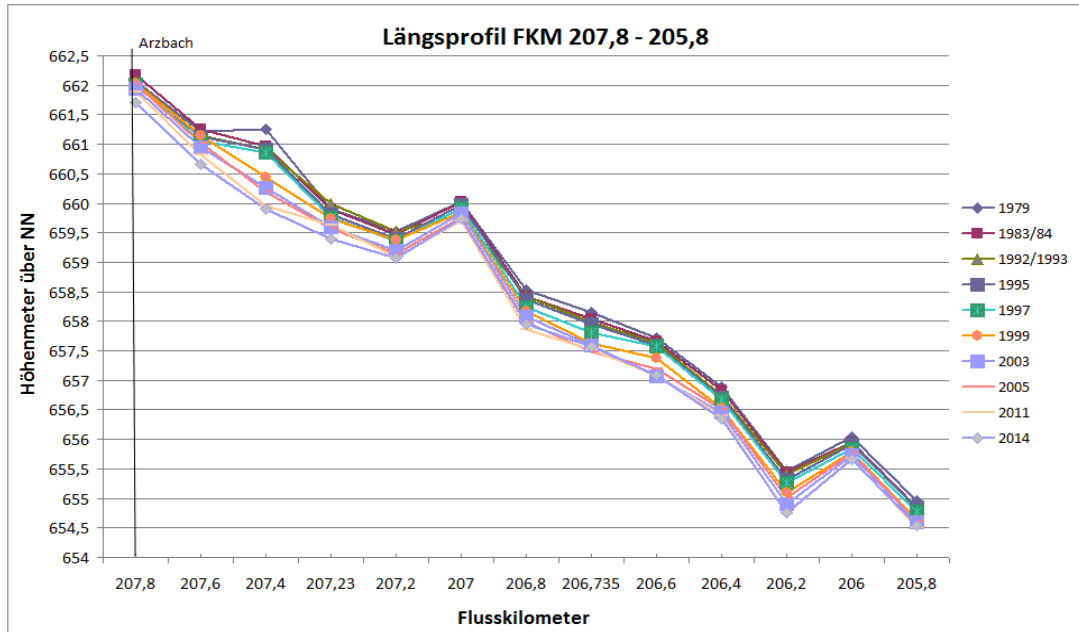


Abbildung 4.33: Längsprofil FKM 207,8 - 205,8

Arzbachmündung, deutliche kontinuierliche Tieferlegung unterhalb um max. ca. 1,2m (Kiesbank, unverbauter Prallhang) bis mindestens 0,5m, Höhendifferenz von 8,5m (→ hohe Reliefenergie)

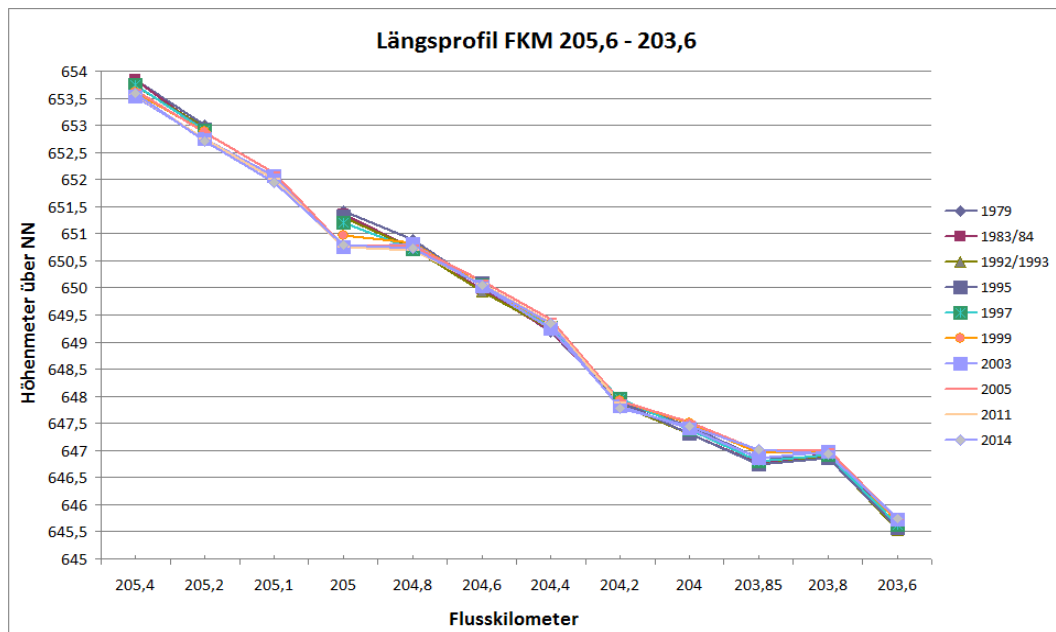


Abbildung 4.34: Längsprofil FKM 205,6 - 203,6

Im Gelände kein Schnitt/Einfluss bei FKM 205,1 ersichtlich, keine signifikanten Sohlveränderungen, Höhendifferenz von ca. 8,5m (→ hohe Reliefenergie)

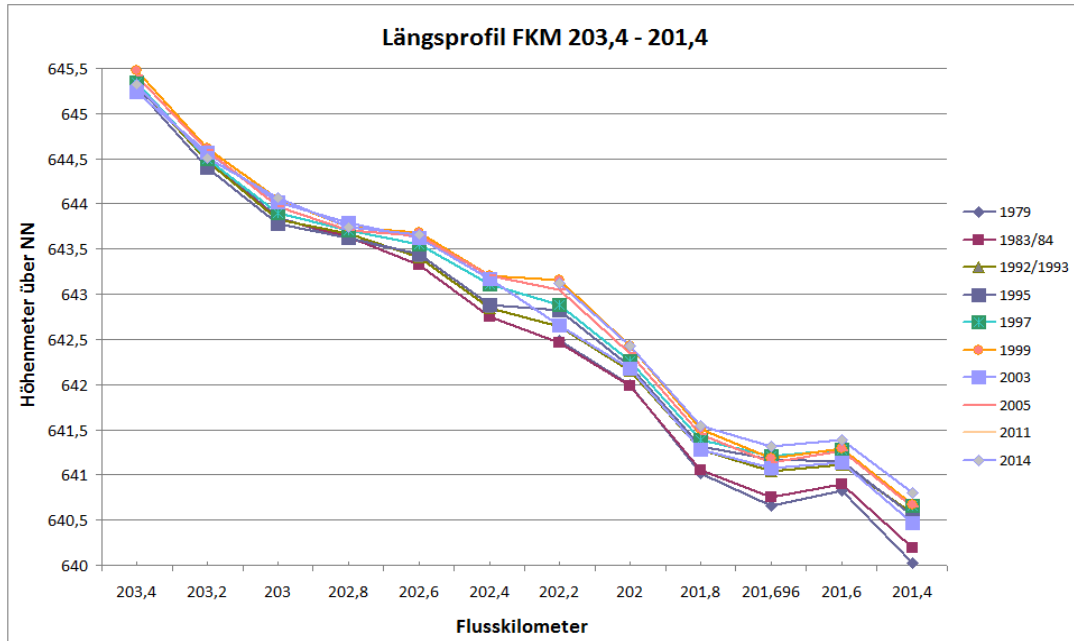


Abbildung 4.35: Längsprofil FKM 203,4 - 201,4

Deutliche Akkumulation im gesamten Abschnitt um ca. 0,7m; Höhendifferenz von ca. 5,5m

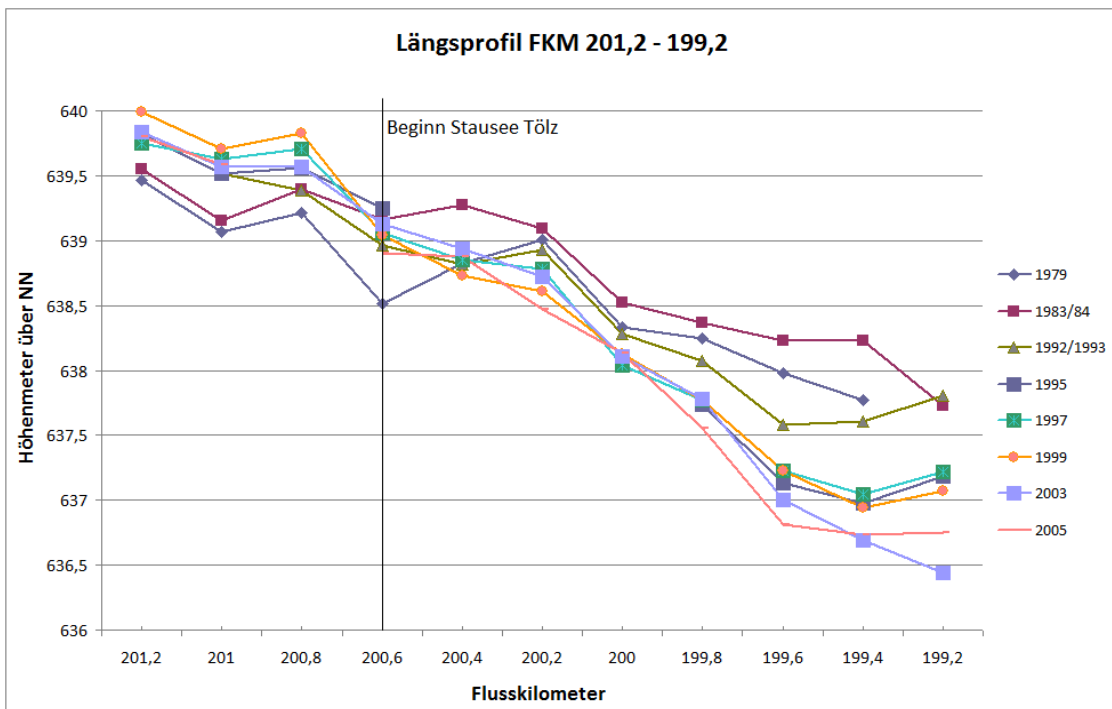


Abbildung 4.36: Längsprofil FKM 201,2 - 199,2

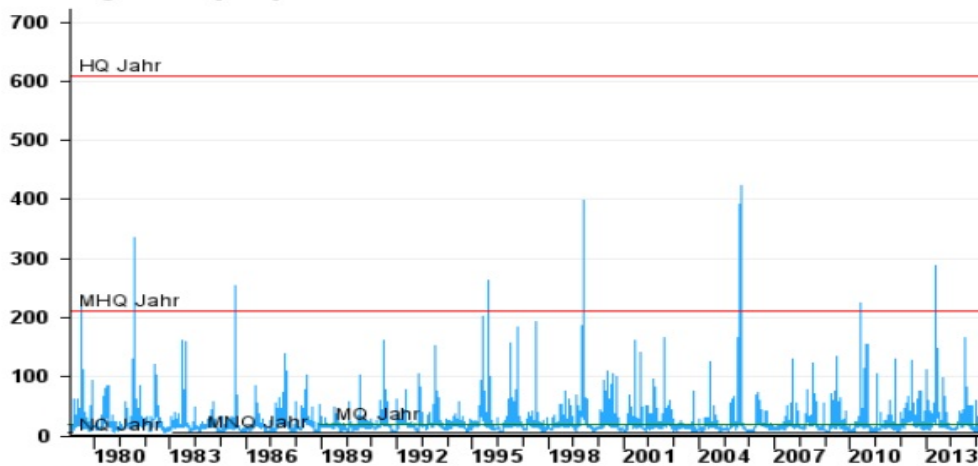
Beginn Stausee Bad Tölz, Akkumulation im Stausee, Tieferlegung unterhalb, Höhendifferenz von ca. 3,5m (geringes Gefälle durch den See)

Im folgenden Abschnitt wird das Längsprofil im Detail diskutiert und in Bezug zu Ereignissen bzw. beeinflussenden Faktoren wie Querbauwerken und Flussmündungen gesetzt.

Dazu werden vorab noch die Abflussganglinien des Pegels in Lenggries (Abb. 4.37) sowie am Sylvensteinspeicher (Abb. 4.38) seit 1979 gezeigt, sowie die größten Hochwasserereignisse seit Aufzeichnungsbeginn in Tabelle 4.8 zusammengefasst.

Pegel im Donaugebiet: Lenggries / Isar

Abfluss Tageswerte [m^3/s]

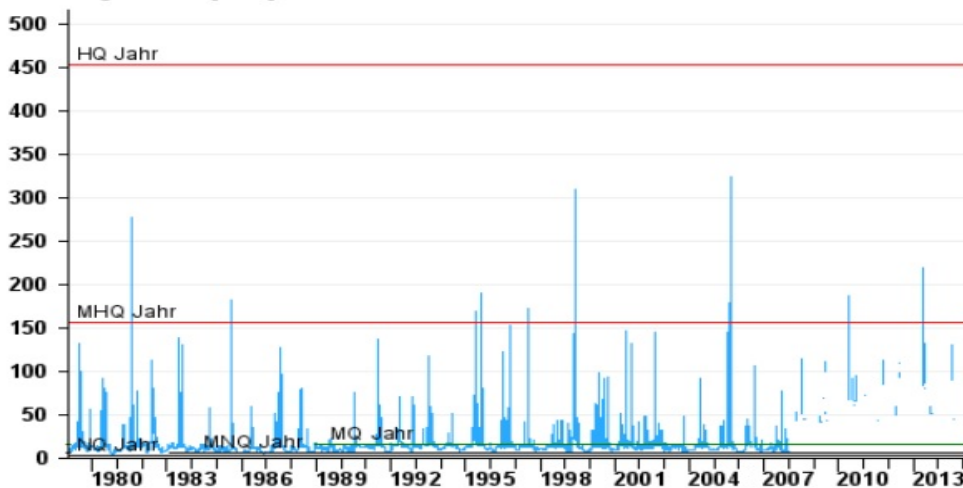


(C) Bayerisches Landesamt für Umwelt

Abbildung 4.37: Abflusswerte seit 1979 am Pegel in Lenggries (HND Bayern)

Pegel im Donaugebiet: Sylvenstein / Isar

Abfluss Tageswerte [m^3/s]



(C) Bayerisches Landesamt für Umwelt

Abbildung 4.38: Abflusswerte seit 1979 am Pegel des Sylvensteinspeichers (HND Bayern)

Tabelle 4.8: Historische Abflusswerte und Abflussspitzen während des Projektzeitraums (HND Bayern)

Pegel Lenggries		Pegel Sylvenstein	
Abfluss [m ³ /s]	Datum	Abfluss [m ³ /s]	Datum
608	02.07.1954	452	02.07.1954
571	23.08.2005	430	13.09.1956
540	13.09.1956	400	08.07.1955
482	09.07.1955	353	24.05.1999
454	22.05.1999	345	23.08.2005
330	21.07-1981	275	21.07.1981
325	04.06.2013	225	04.06.2013
200	01.08.2014	130	01.08.2014

Aus den Aufnahmedaten der Profile im Vergleich zu den Zeitpunkten der Hochwasserereignisse ist ersichtlich, dass die Profile 1999 und 2005 jeweils nach dem Hochwasser aufgenommen wurden und somit die Veränderungen darin erfasst wurden.

Im Folgenden werden nun die Veränderungen des Längsprofils der mittleren Sohle in Fließrichtung der Isar (in den Abbildungen 4.25 – 4.36, von links nach rechts, FKM absteigend) vom Sylvensteinspeicher bis Bad Tölz analysiert. Die wichtigsten Lokalitäten sind zur besseren Übersicht im Text hervorgehoben.

Links in Abb. 4.25 befindet sich die Staumauer des Sylvensteindamms, weswegen es konsequenterweise direkt unterhalb kaum zu Veränderungen gekommen ist. Bei FKM 224,0 befindet sich eine Schwelle, sowie die Mündung des **Schronbachs**. Zwischen 1979 und 1983/84 kam es dort zu einer Akkumulation im gesamten Abschnitt, was eine Folge des Hochwasserereignisses 1981 sein könnte. Bei FKM 223,7 befindet sich die sog. erste Schwelle, bei FKM 223,5 die zweite und bei FKM 223,2 die **dritte Schwelle**. Entsprechend ist die Sohle in diesen Abschnitten nahezu stabil. Unterhalb der dritten Schwelle bei FKM 223,1 erfolgt in unregelmäßigen Abständen eine Geschiebeeingabe (bekannte Eingaben 1995: 1.473m³/1997: 2.995m³/1998: 4.050m³/2009: 4.000m³/2013: 4.010m³), die sich im Längsprofil nicht signifikant durch eine Akkumulation bemerkbar macht. In diesem Abschnitt kommt es jedoch auch nicht zu einer ausgeprägten Tieferlegung, mit einer Ausnahme bei FKM 222,5, wo der **Brandgraben** in die Isar mündet und der zusätzliche Abfluss zu Tiefererosion führen kann (Abb. 4.26).

Auch in den Abbildungen 4.27 und 4.28 zeigt sich der Verlauf bis FKM 216,97 weiterhin nahezu stabil, mit nur geringfügigen Schwankungen im Zentimeterbereich. Eine Ausnahme bildet FKM 220,0, wo es 2005 zu einer Akkumulation mit anschließender Erosion kam. An dieser Stelle befindet sich das sog. „**Steinbockdenkmal**“ mit einer großen Kiesbank zwischen zwei Armen der Isar, wo ebenfalls in unregelmäßigen Abständen Geschiebe eingegeben wird (1995: 3.681m³/ 1997: 4.032m³/ 1998: 6.161m³/ 2009: 6.000,³/ 2013: 6.312m³). Auch hier ist kein direkter Einfluss der Eingaben auf die Sohlentwicklung zu erkennen. Bei FKM 216,966 kam es 2011 zu einer deutlichen mittleren Erosion mit anschließender Akkumula-

tion bis 2014. Ein Grund für die Erosion ist im Gelände nicht erkennbar. Oberhalb des **Wehrs in Fleck** bei FKM 216,577 kam es seit 1979 zu einer mittleren Akkumulation von ca. 1m. Das Wehr dient als Erosionsbasis und wirkt sich stabilisierend auf die Sohle im Oberlauf aus. Die Isar muss am Wehr eine Schwelle von ca. 4m überwinden, wobei es direkt unterhalb zu einer leichten Auskolkung bei FKM 216,54 kommt. Ab FKM 216,54 bis FKM 213,9 kommt es im weiteren Verlauf (Abb. 4.29 und 4.30) zu einer deutlichen Tieferlegung der mittleren Sohle um bis zu 0,7m, mit den tiefsten Werten in 2014. Diese Erosion ist im Abschnitt der Mündungen von **Jachen** (FKM 215,5) und **Schwarzenbach** (FKM 215,2) besonders stark ausgeprägt. Beide Flüsse sind stark verbaut, so dass die Sedimentdurchgängigkeit eingeschränkt ist, und leisten einen großen Beitrag zum Abfluss der Isar. Dieser zusätzliche Abfluss wirkt sich durch höhere Transportenergie auf die Tiefenerosion aus. Zudem ist das Gefälle in diesem Bereich mit 10,5m vergleichsweise hoch, was zusätzlich verstärkend wirkt.

Bei FKM 213,9 kam es zwischen 2005 und 2011 zu einer Tieferlegung der mittleren Sohle um 0,25m (Abb. 4.30). In diesem Bereich mündet der **Murbach** in die Isar. Der nächste starke Einschnitt befindet sich bei FKM 213,2, wo sich die mittlere Sohle zwischen 1979 und 1983/84 um ca. 0,7m eingetieft hat. Dies könnte mit den Baggerseen in Verbindung gebracht werden, die sich dort befinden. Ab 1984/93 kam es nur noch zu geringfügiger Erosion. Im weiteren Verlauf kam es bis FKM 212,5 zwischen 1983/84 und 1995 zu Erosion, wobei sehr wahrscheinlich die Ablagerungen aus dem Hochwasser 1981 abgetragen wurden. Anschließend folgte eine Phase der Akkumulation bis 1997 (je ein HQ₂ 1996 und 1997, siehe Abb. 4.37 & 4.38) und eine erneute Erosion, besonders nach dem Hochwasser 1999.

Bei FKM 215,5 befindet sich die **Hirschbachmündung**, deren Eintrag besonders nach 1999 und 2003 zu einer lokalen Akkumulation im nächsten Laufabschnitt führt. Neu geschaffene Kiesbänke werden in den Folgejahren nach Hochwasserereignissen oft wieder langsam abgetragen.

Ab der Pegelstation Lenggries (FKM 210,883) bis zur sog. **Isarburg** bei FKM 210 (Abb. 4.31) ist die Sohle weitgehend stabil. Dies ist darauf zurückzuführen, dass bei der Isarburg anstehendes Festgestein die Sohle bildet, entsprechend stabilisiert und als Erosionsbasis wirkt. Direkt unterhalb kommt es zur Ausbildung von Kolken mit anschließender kontinuierlicher Erosion bis FKM 209,2. Bei FKM 209,15 mündet der **Steinbach (Gaißach)** in die Isar (Abb. 4.32). Nach dem Hochwasser 2005 kam es stromabwärts zu einer starken Akkumulation, der in den anschließenden Jahren bis 2011 eine erosive Tendenz folgte. Die erneute Akkumulation bis 2014 kann dem Hochwasser 2013 zugeordnet werden. Bei extremen Hochwassersituationen besitzt der Steinbach offensichtlich ein großes Sedimentlieferpotenzial. Flussabwärts kommt es bis FKM 207,857 trotz zu erkennendem Wechsel von Erosion und Akkumulation insgesamt zu einer leichten Erosion der Sohle im Untersuchungszeitraum.

Bei FKM 207,857 mündet der **Arzbach** in die Isar und führt im Unterlauf zu starker Tiefenerosion. Bei FKM 207,6 (Abb. 4.33) befindet sich eine verschleppte Kiesbank, mit einem verbauten Prallhang orographisch rechts. Ab FKM 207,4 ist der Prallhang unverbaut und wird von der Isar vor allem bei Hochwasserereignissen (siehe Querprofile im Anhang) stark abgetragen. Trotz dieser Sedimentzufuhr kam es in diesem Abschnitt durch die hohe Fließge-

schwindigkeit (Reliefenergie und Zufluss Arzbach) und die Lenkung des Abflusses durch den verbauten Abschnitt des Prallhangs zur Erosion der Sohle von fast 1,2m seit 1979. Unterstrom verläuft die Isar in mehreren Mäandern, was immer wieder zu Prallhangsituationen führt. Da sich jedoch Infrastruktureinrichtungen und v.a. Straßen in der Nähe des Flusslaufs befinden, sind nahezu alle Prallhänge verbaut und verhindern so ein Ausufernd bzw. die seitliche Erosion der Isar. In diesem Bereich hohen Gefälles kommen weitere Zuflüsse durch **Lainbach, Aubach** und **Steinbach (Wackersberg)** hinzu, so dass die Isar in diesem Abschnitt bis FKM 204,2 eine deutliche Tendenz zur Tiefenerosion besitzt (Abb. 4.34).

Ab FKM 204,2 wechseln Erosion und Akkumulation bei insgesamt geringer Tieferlegung der Sohle. Bei FKM 203,85 mündet die **Gaißach** in die Isar, so dass sich ein ähnliches Muster wie am Steinbach ergibt: Stromabwärts kam es v.a. nach dem Hochwasser 1999 zu einer starken Akkumulation von ca. 0,7 m, mit erneuter Erosion bis 2003.

Ab FKM 203,8 beginnt das Stadtgebiet von **Bad Tölz**. Der Einfluss des Stausees sowie das geringe Gefälle machen sich im weiteren Lauf in der Summe durch Akkumulation im Flussbett bemerkbar, vor allem nach den Ereignissen 1999 und 2013. Ab FKM 200,6 beginnt der eigentliche Stausee vor dem Kraftwerk in Bad Tölz. Im unteren Abschnitt (Abb. 4.35) wird durch die Stadtwerke Bad Tölz regelmäßig Geschiebe entnommen, da es zu Verlandung kommt, was sich auch in den Profillinien widerspiegelt (Abb. 4.36).

Insgesamt betrachtet kommt es im Zeitraum der Beobachtungen (Querprofile seit 1979) in den meisten Laufbereichen zu einer leichten Erosion der mittleren Sohle mit deutlicher Tendenz zur Akkumulation nach starken Hochwasserereignissen und im Bereich von tributären Flussmündungen. Trotz Darstellung in Abschnitten von je zwei Kilometern, sind die Schwankungen im niedrigen Zentimeterbereich zwischen den einzelnen Jahrgängen nur schwer zu erkennen. Berücksichtigt man außerdem, dass die Zeitreihe seit 1979 im Hinblick auf den Einfluss von Hochwasserereignissen nur bedingt aussagekräftig ist, muss man eher von lokalen Situationen mit dominanter Erosion und anderen Orten mit dem Trend zur Akkumulation ausgehen, da ein Trend zur Erosion über den gesamten Flussabschnitt nicht ausreichend belegt ist.

Um einen Eindruck über die gesamte Veränderung der Sohle zwischen 1979 und 2014 geben zu können, werden in folgenden Abbildungen 4.39 und 4.40 nur die linearen Trends der Längsprofile aus den Mittelwerten von 1979 und 2014 abgebildet. Die Darstellung erfolgt in zwei Abbildungen, da sonst auf Grund der abgebildeten Distanz von je ca. 12,4 km keine Unterschiede mehr zu erkennen wären. Zusätzlich dazu wird der Trend im unteren Abschnitt Richtung Bad Tölz bereinigt ohne den Einfluss des Stausees in Abbildung 4.41 dargestellt.

Im ersten Abschnitt (Abb. 4.39) von FKM 211,8 bis 224,21 (Lenggries bis Sylvensteinspeicher) ist eine Tiefenerosion der Sohle zu erkennen, die jedoch mit ca. 0,2m geringer ausfällt, als im unten dargestellten Abschnitt. Wie oben dargelegt, kann hier nicht von einem signifikanten Trend ausgegangen werden.

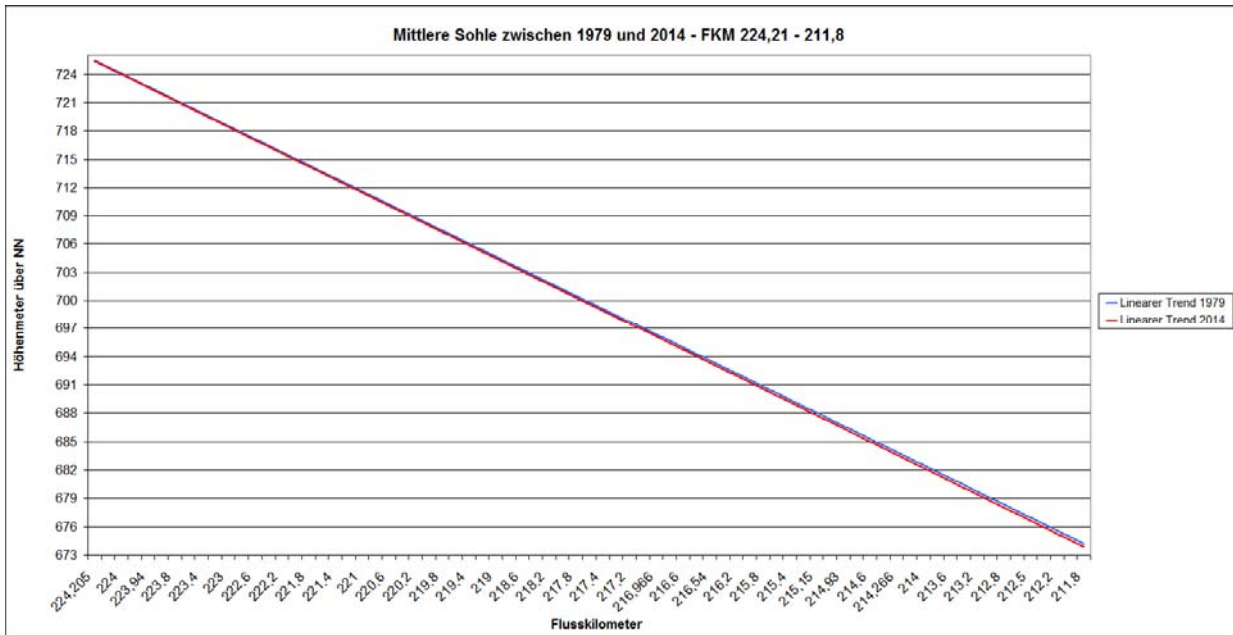


Abbildung 4.39: Entwicklung der mittleren Sohlhöhe der Isar zwischen 1979 und 2014 (FKM 224,21 - 211,8)

Im zweiten Abschnitt zwischen FKM 199,2 bis 211,6 (Bad Tölz bis etwa oberhalb von Lengries) fand in der Summe (im Trend) eine Tieferlegung zwischen 1979 und 2014 um ca. 0,5m statt (Abb. 4.40). Allerdings beinhaltet der Abschnitt Daten im Bereich des Stausees von Bad Tölz, der stark anthropogen beeinflusst wird (Ausbaggern des Stauraums).

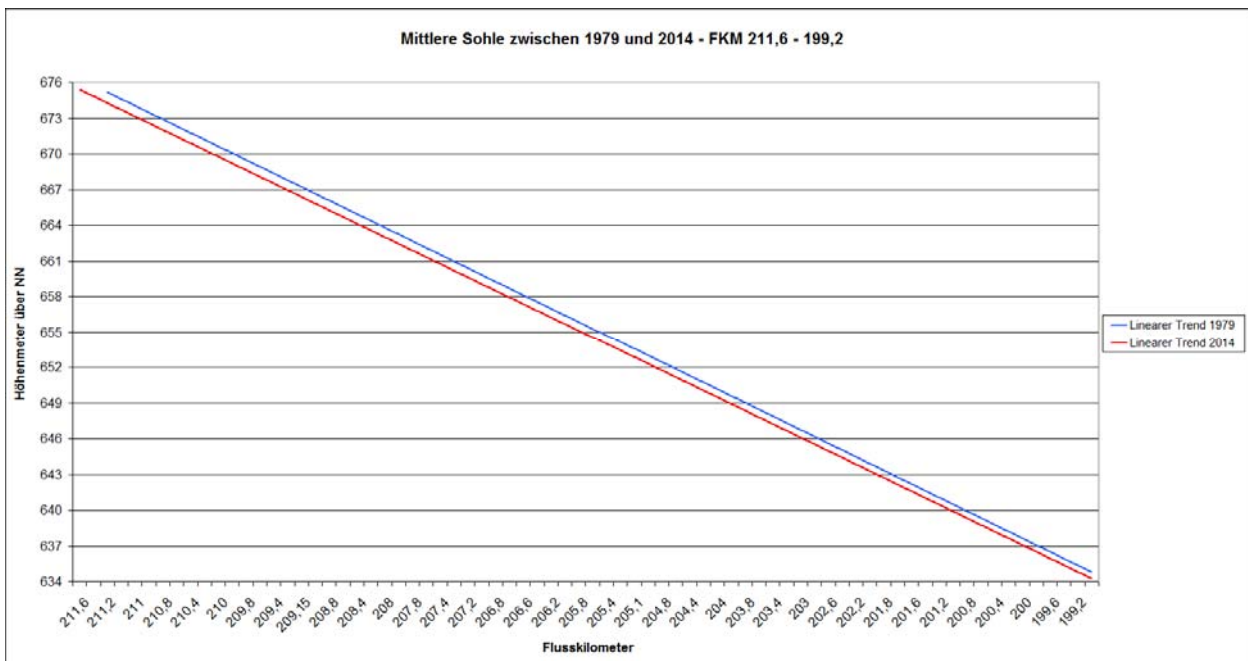


Abbildung 4.40: Entwicklung der mittleren Sohlhöhe der Isar zwischen 1979 und 2014 (FKM 211,6 - 199,2)

Deswegen wurde der zweite Abschnitt in einem weiteren Diagramm ohne den Bereich des Stausees in Bad Tölz (FKM 200,6 – 199,2) dargestellt (Abb. 4.41).

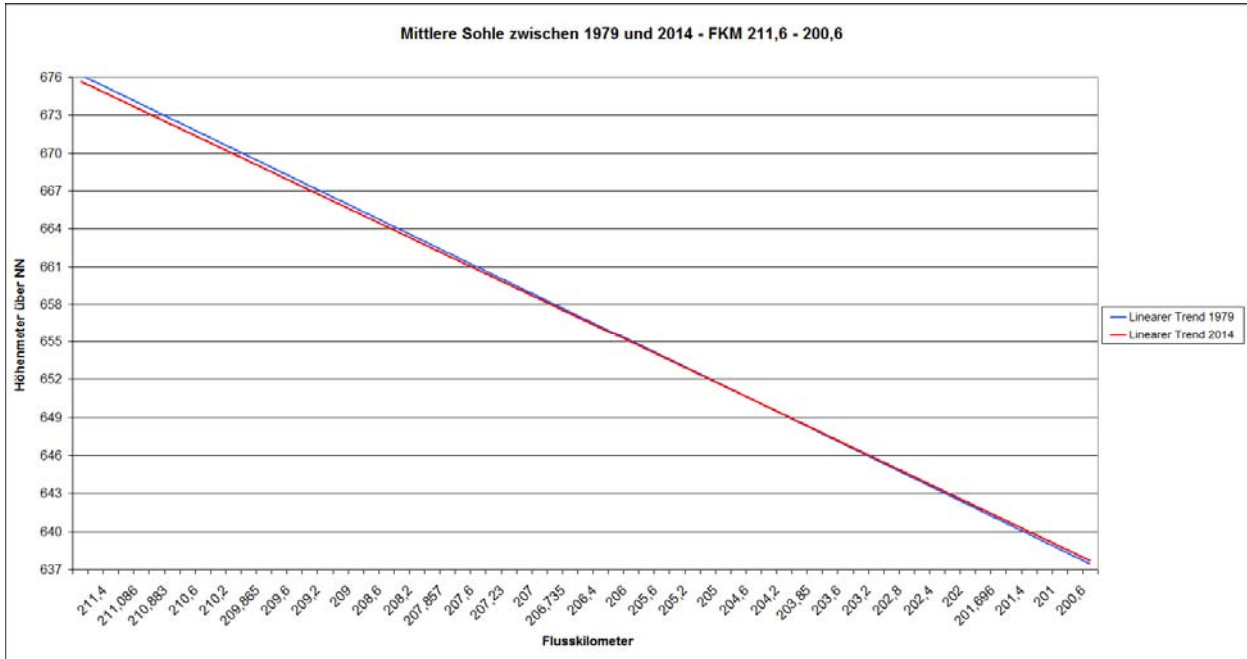


Abbildung 4.41: Entwicklung der mittleren Sohlhöhe der Isar zwischen 1979 und 2014 ohne Stausee in Bad Tölz (FKM 211,6 – 200,6)

In der „bereinigten“ Darstellung fallen die Unterschiede der Trendlinien zwischen 1979 und 2014 deutlich geringer aus. Im oberen Bereich zwischen FKM 211,6 bis ca. 205,6 ist noch eine Erosion um ca. 0,2m zu erkennen, ab FKM 205,6 schneiden sich die beiden Trendlinien und zeigen bis FKM 200,6 sogar einen positiven Trend – eine Akkumulation um ca. 0,05m. Dies ist wahrscheinlich auf die zunehmende Anlandung von Geschiebe ab dem Stadtgebiet von Bad Tölz (geringeres Gefälle, geringere Fließgeschwindigkeit und breiteres Flussbett) zurückzuführen. Eine Aussage über einen Trend zur Erosion ist daher aus dem vorliegenden Datenmaterial für den gesamten Lauf nicht ausreichend abgesichert.

4.2.2 Auswertungen an den Wildbachmündungen und Sedimenteingabestellen

Neben der Analyse der Längsprofile und der historischen Luftbildauswertung des gesamten Isarlaufs, hat sich WP5 auch mit vier Wildbachmündungen und zwei Sedimenteingabestellen im Detail beschäftigt. Die konkreten Ergebnisse werden in den jeweiligen Unterpunkten präsentiert, gegliedert nach Aufnahmen mit terrestrischem Laserscanning, Drohnen-basierten Zeitreihen von Orthophotos, bei Arzbach und Hirschbach Kartierungen des Mündungsbereichs und einer Auswertung der Entwicklung der mittleren Sohlhöhe.

4.2.2.1 Arzbachmündung

Bei der ersten Untersuchungsfläche handelt es sich um die Arzbachmündung. In diesem Fall befindet sich die Akkumulation der eingetragenen Sedimente (Kiesbank) nicht direkt an der Mündung, sondern ist etwa 250m stromabwärts verschleppt. Da die Mündung selbst durch

ein Schussgerinne ausgebaut ist, wird hauptsächlich die Kiesbank stromabwärts untersucht, da davon auszugehen ist, dass es im Falle von einem Sedimentüberschuss aus dem Arzbach dort abgelagert wird.

Terrestrisches Laserscanning (TLS) an der Kiesbank unterhalb der Arzbachmündung

Seit Projektbeginn wurde die Kiesbank sieben Mal mit TLS aufgenommen, wovon fünf Aufnahmen aussagekräftig sind (darstellbare Veränderungen). Folgende Abbildung 4.42 zeigt die jeweiligen volumetrischen Veränderungen zwischen den Zeitschritten von November 2012 bis Juni 2013, von Juni 2013 bis Oktober 2013, von Oktober 2013 bis Juni 2014 und von Juni 2014 bis Oktober 2014. Im Betrachtungszeitraum kam es im Juni 2013 bezogen auf die Isar zu einem Hochwasserereignis mit der Jährlichkeit eines HQ₅. Die dargestellte Aufnahme mit terrestrischem Laserscanning erfolgte direkt nach dem Hochwasserereignis.

Insgesamt kam es im Projektzeitraum zu deutlich mehr Akkumulation als Erosion, was sich auch in der Bilanz in Abbildung 4.42 widerspiegelt.

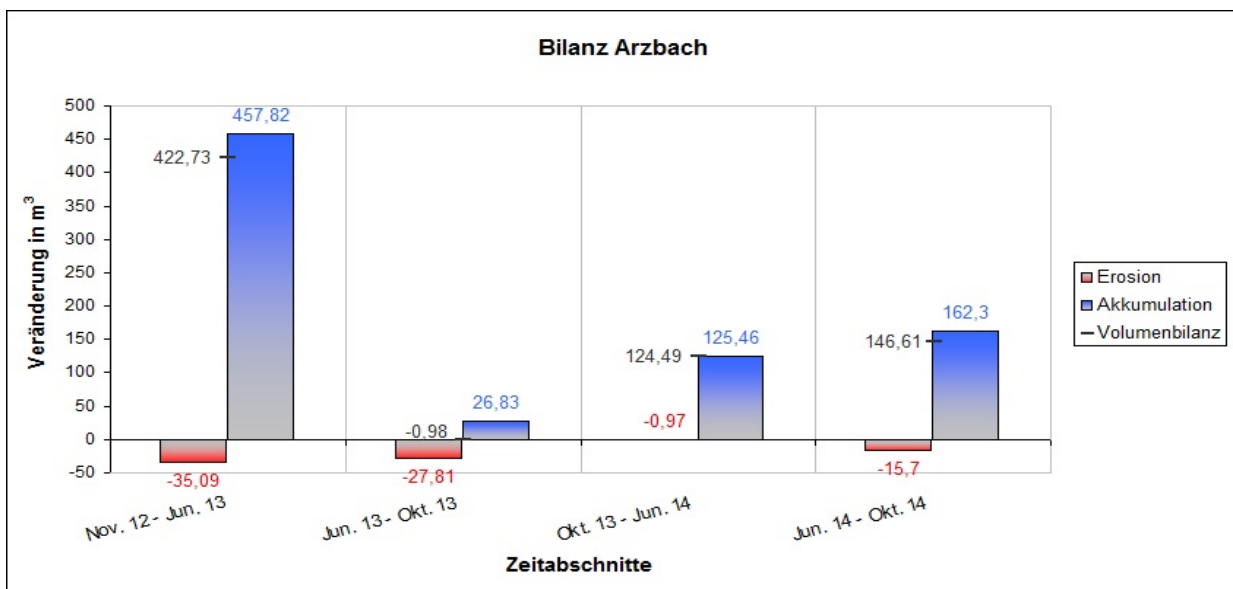


Abbildung 4.42: Erosion und Akkumulation der Isar an der Arzbachmündung

Betrachtet man die einzelnen Zeitabschnitte, so kam es vor allem während des Hochwasserereignisses zwischen Nov. 2012 und Jun. 2013 zu einer Akkumulation von ca. 460m³ im Bereich der verschleppten Kiesbank und einem Abtrag von 35m³. Dieser Zuwachs der Kiesbank ist auch im Orthophoto in Abb. 4.44 erkennbar.

Im Sommerhalbjahr zwischen Juni und Oktober 2013 kam es durch ausbleibende Starkregenereignisse bzw. hohe Abflüsse zu sehr geringen Veränderungen, die sich in der Summe nahezu ausgeglichen haben.

Zwischen Oktober und Juni kam es durch häufigere, in zeitlich geringem Abstand zueinander stehenden Starkregen zu einer Akkumulation von 125m³, die durch eine stärkere West-Ost Ausdehnung der Kiesbank auch im Orthophoto in Abb. 4.44 zu erkennen ist.

Im letzten Zeitraum zwischen Juni 2014 und Oktober 2014 kam es erneut zu einem Ereignis mit erhöhtem Abfluss der Isar bis zu $175\text{m}^3/\text{s}$ (gemessen am Pegel Lenggries, MQ: $25\text{m}^3/\text{s}$) das sich in Form einer Akkumulation von 162m^3 bemerkbar gemacht hat. Auch diese Akkumulation ist in den Orthofotos in Abb. 4.44 vorwiegend durch eine größere Nord-Süd Ausdehnung zu erkennen.

Neben der volumetrischen Gesamtbilanz, wurden an der Arzbachmündung für jeden Zeitschritt auch Differenzhöhenmodelle berechnet, um die räumliche Verteilung von Erosion und Akkumulation aufzuzeigen. In folgender Abbildung 4.43 ist die Bilanz zwischen November 2012 und Oktober 2014 dargestellt. Blaue Bereiche stehen für Akkumulation, rote für Erosion und graue Bereiche zeigen keine Veränderung, bzw. sind Teil der zur besseren Darstellung verwendeten Geländeschummerung.

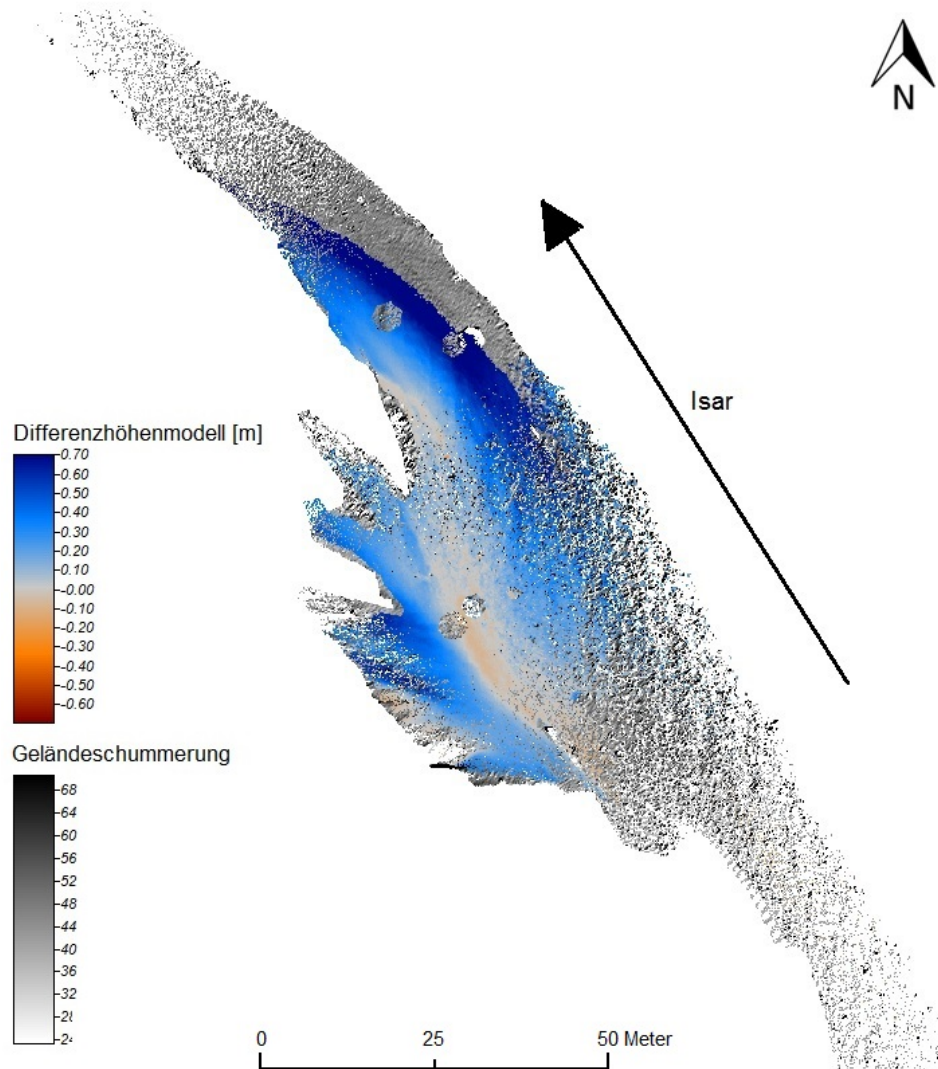


Abbildung 4.43: Sedimentbilanz (TLS) an der Arzbachmündung zwischen 11/2012 und 10/2014

Die räumliche Verteilung von Erosion und Akkumulation zeigt, dass vor allem am äußeren, der Isar zugewandten Bereich der Kiesbank durch die Gleithanglage Akkumulation stattgefunden hat. Es sind nicht alle Bereiche in der Abbildung in der Bilanz berücksichtigt, da die Ausdehnung der Kiesbank 2012 deutlich geringer war und so für die Differenzbildung aus diesem Jahr keine Werte vorhanden waren. Entsprechend stellt der Wert der Akkumulation ein Minimum dar.

Daneben ist etwa mittig in der Kiesbank Erosion zu erkennen – dort befindet sich eine Fließrinne, die bei höheren Abflüssen Wasser führt, wodurch Material abgetragen wird. Auch die anschließende Analyse von historischen Luftbildern zeigt, dass die Isar in der Vergangenheit teilweise sogar auf der Seite der jetzigen Kiesbank floss und die Rinne 2006 noch durchgängig, 2009 immer noch teilweise Wasser geführt hat.

Drohnen-basierte Orthophotos von der Arzbachmündung

Neben dem Monitoring mit terrestrischem Laserscanning erfolgten auch Drohnen-basierte Aufnahmen der Kiesfläche und des Isarlaufs bis zur Mündung des Arzbachs, die photogrammetrisch ausgewertet wurden (Abb. 4.44). Die Untersuchungsfläche (Kiesbank) ist mit einem roten Oval markiert, der Prallhang (s.u.) mit einem blauen Oval und die Mündung mit einem gelben Kreis gekennzeichnet.

Wie bereits bei der Auswertung der TLS-Daten ersichtlich wurde, kam es im betrachteten Zeitraum vor allem zu Akkumulation, die sich auch in der Zeitreihe der Drohnen-basierten Orthofotos wiedererkennen lässt.

Die Aufnahme im Juni 2014 lässt auf den ersten Blick ein Schrumpfen der Kiesbank vermuten, was nicht mit den Werten der TLS-Bilanz vereinbar wäre. Dazu muss angemerkt werden, dass die Drohnenaufnahme bei einem vergleichsweise hohen Wasserstand stattgefunden hat, die TLS-Aufnahme kurz darauf bei normalem Wasserstand.

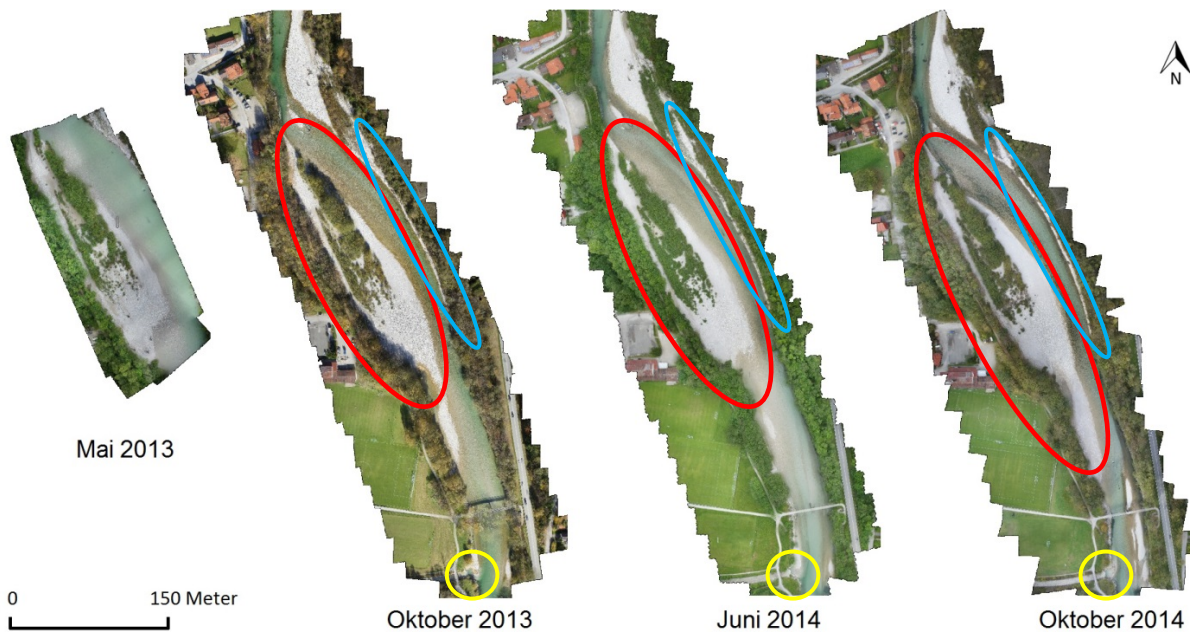


Abbildung 4.44: Orthophotos der Isar an der Arzbachmündung (Rot: Untersuchungsfläche, blau: Prallhang, gelb: Mündung)

Zusätzlich ist zu erkennen, dass sich der Bewuchs auf der Kiesbank weiter gefestigt und im südlichen Bereich sogar minimal zugenommen hat, was für eine Stabilität der Kiesbank spricht.

Kartierungen des Mündungsbereichs des Arzbaches

Da der Projektzeitraum und somit die Datenaufnahme mit der Drohne auf drei Jahre begrenzt war, wurde der Mündungsbereich des Arzbaches zusätzlich aus historischen Luftbildern kartiert, um die Veränderungen innerhalb der letzten Jahrzehnte nachzuvollziehen und gegebenenfalls einen Ereignisbezug herstellen zu können. Für den Arzbach liegen georeferenzierte und verwendbare Daten für die Jahrgänge 1950, 1958, 1962, 1965 und 1973 vor. Dabei repräsentiert das Jahr 1950 den Stand vor dem Bau des Sylvensteinspeichers, 1958 kurz vor der Fertigstellung und die weiteren drei Jahrgänge können potenzielle Auswirkungen sichtbar machen. Bei der Interpretation der Ergebnisse der Kartierung muss die geringe Auflösung und schlechtere Bildqualität der alten Aufnahmen berücksichtigt werden. So konnte z.B. die Vegetation nicht genauer klassifiziert werden, weil die jeweiligen Flächen nicht einwandfrei identifizierbar sind. Entsprechend wurden die Flächen unterteilt in die Klassen (1) Kiesfläche, (2) Isar, (3) Vegetation und (4) Weg. Unten folgende Abbildung 4.45 zeigt die Kartierergebnisse.

Besonders auffällig ist die gerade Uferlinie der Isar im rechten unteren Bereich. Dies ist auf eine Verbauung zurückzuführen, die offensichtlich zwischen den Jahren 1965 und 1973 entfernt wurde. In der Folge kam es zu Erosion der daran anschließenden Kiesbank. Der Mündungsbereich war bis mindestens 1965 noch naturnah und kaum verbaut, was sich an der Größe der Kiesflächen direkt im Mündungsbereich zeigt. Wahrscheinlich wurde im Verlauf

bis 1973 das Stoßgerinne ausgebaut und befestigt, ähnlich dem aktuellen Zustand. So kam es schon damals zu Verschleppung der Sedimentakkumulation im Mündungsbereich. Ansonsten ist ein fortschreitender Bewuchs der Auen festzustellen, der durchaus mit dem Bau des Sylvensteinspeichers zusammenhängen kann und oft als Folge angegeben wird.

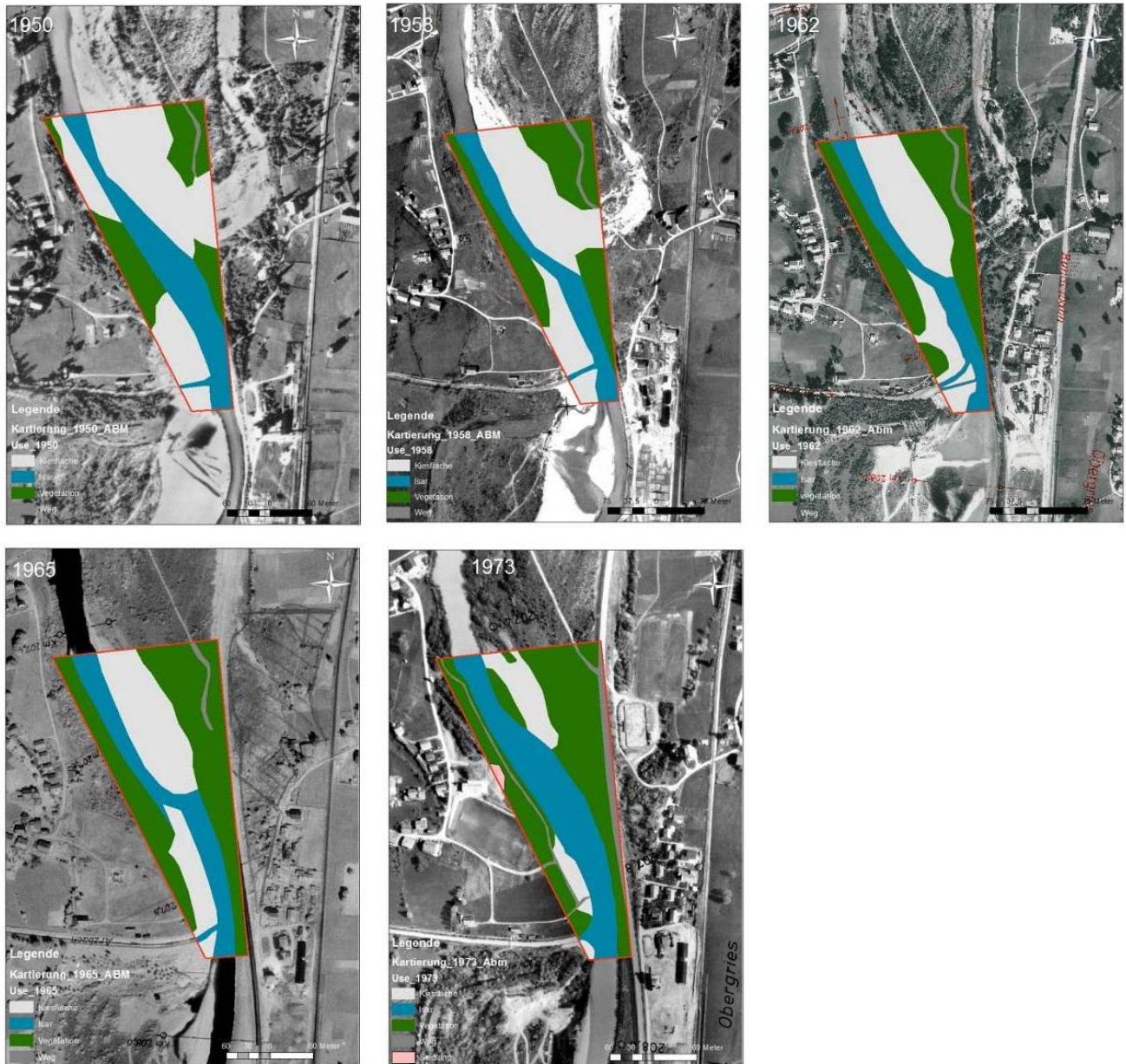


Abbildung 4.45: Veränderungen im Isarlauf an der Arzbachmündung zwischen 1950 und 1973

Neben den älteren Luftbildern wurden auch aktuellere, sowohl räumlich als auch zeitlich höher aufgelöste Jahrgänge (2003, 2006, 2009, 2012) betrachtet. Die höhere Qualität der

Bilder zeigt sich auch in der Komplexität der Polygone und der höheren Auflösung der Kartierung – so wurde für diese Kartierung zwischen den Klassen (1) Kiesfläche, (2) Isar, (3) Baumbestand, (4) Weg, (5) Wiese, (6) Strauchbestand und (7) Siedlung unterschieden. Die Ergebnisse sind in folgender Abbildung 4.46 dargestellt.

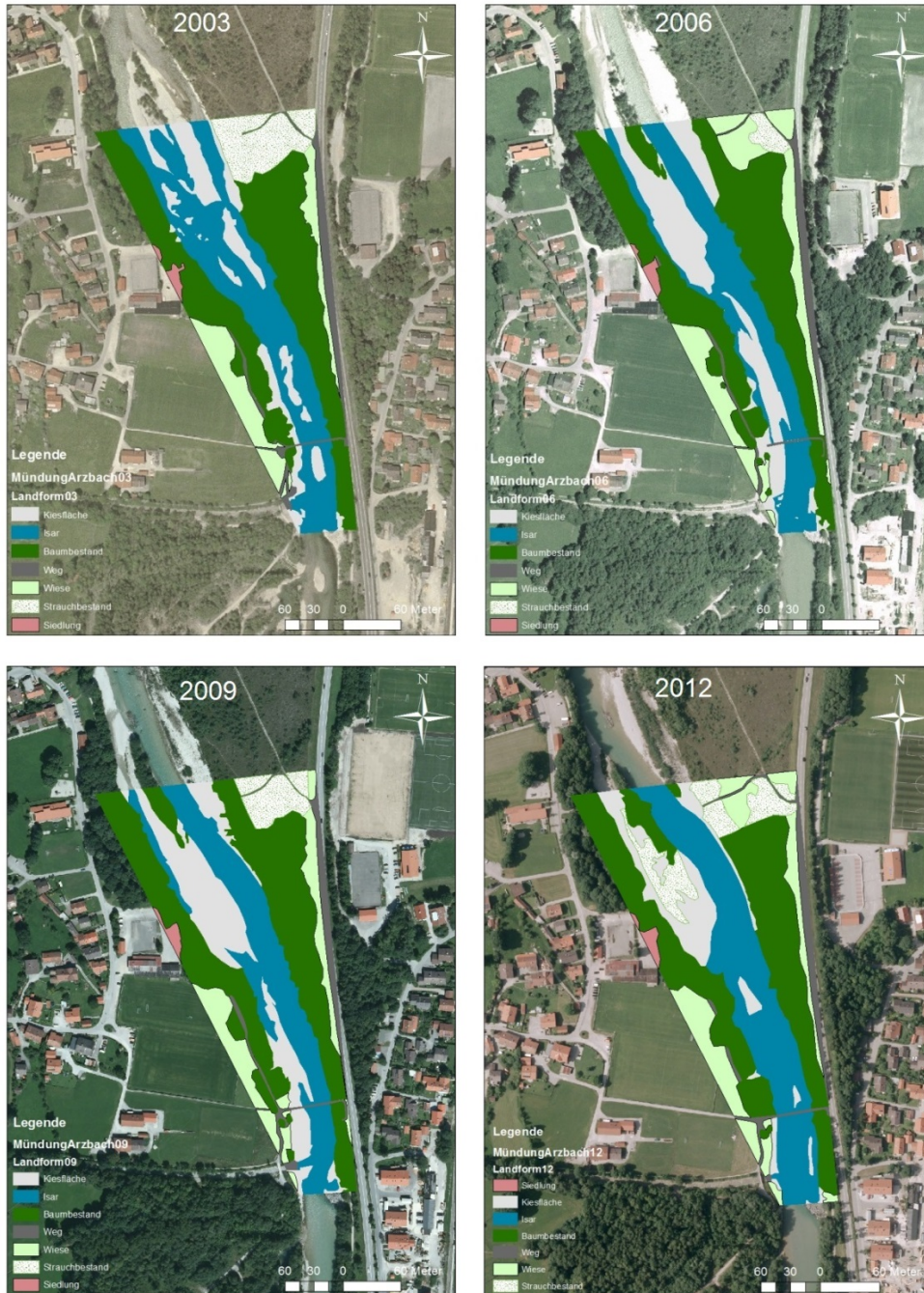


Abbildung 4.46: Veränderungen im Isarlauf an der Arzbachmündung zwischen 2003 und 2012

Allgemein sind vor allem Veränderungen im Bereich des Isarlaufs und der Kiesbänke festzustellen, besonders zwischen 2003 und 2006. Zwischen 2003 und 2012 hat sich der Prallhang (Abb. 4.44) immer deutlicher ausgeprägt. Um diese Beobachtung zu verdeutlichen, wird auf Ergebnisse des terrestrischen Laserscannings zurückgegriffen (Abb. 4.47). Eine Darstellung als Höhendifferenzmodell ist auf Grund der Aufnahmeperspektive nicht möglich, deswegen wurden die Daten aus der Vogelperspektive als Punktwolken dargestellt. Die Rückverlegung nach dem Hochwasserereignis von 2013 beträgt ca. 9 Meter.

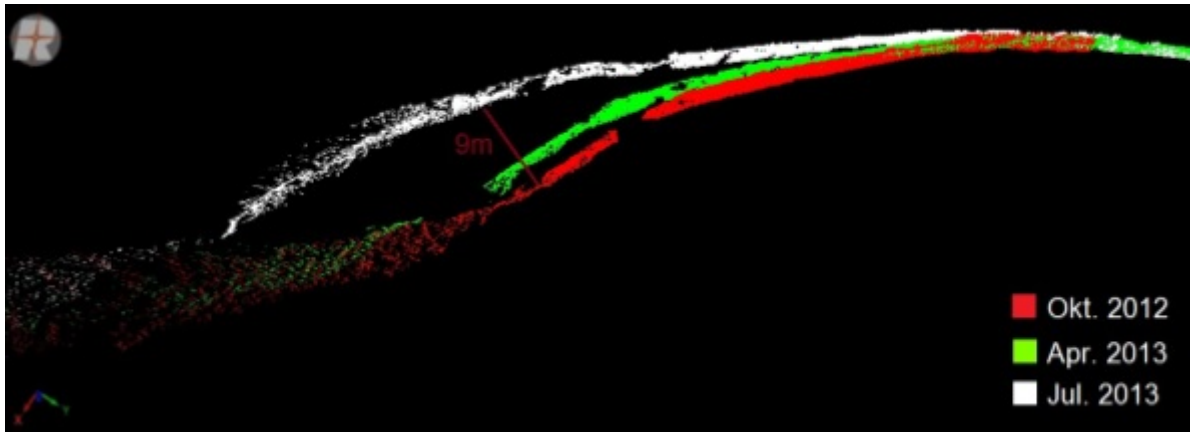


Abbildung 4.47: Rückverlegung des Prallhangs der Isar unterhalb der Arzbachmündung

2003 und 2006 ist der Lauf der Isar in diesem Abschnitt sogar noch relativ gestreckt und erst 2012 ist der Prallhang deutlich zu erkennen und auch die dazugehörige Erosionsfläche sichtbar.

Im Jahre 2005 kam es großflächig zu einem Hochwasserereignis, das im Bereich der Isar die Jährlichkeit eines HQ_{100} erreicht hat. Dabei wurde am Pegel Lenggries eine Abflussspitze von $571\text{m}^3/\text{s}$ gemessen (vgl. HND BAYERN). Im Vergleich der Aufnahmen von 2003 und 2006 hat sich der Lauf der Isar stark verändert und es kam zu großflächiger Umlagerung von Geschiebe. Zusätzlich muss erwähnt werden, dass bis zu der Aufnahme der Bilder schon wieder nahezu ein Jahr vergangen ist und die Auswirkungen trotzdem immer noch sichtbar sind. Es kann davon ausgegangen werden, dass es sich dabei auch um Geschiebe handelt, das durch den Arzbach in die Isar eingetragen wurde, wobei die mobilisierte Sedimentmenge insgesamt die Transportkapazitäten der Isar hier deutlich überschritten hat, wie es auch während des bereits angesprochenen Hochwassers 2013 der Fall war. Da die Analyse mit terrestrischem Laserscanning den Zeitraum ab 2012 gut abbildet, wurde auf eine weitere Kartierung verzichtet.

Entwicklung der mittleren Sohlhöhe der Isar an der Arzbachmündung

Um insgesamt einen Eindruck über die Entwicklung der Sohlhöhe der Isar im Bereich der Mündungen im Lauf der Zeit zu erhalten, wurde zusätzlich zu den bisher ausgewerteten Daten erneut auf die mittleren Sohlwerte zurückgegriffen.

Folgende Abbildung 4.48 zeigt die Entwicklung der mittleren Sohlhöhe zwischen 1979 und 2014 an einem Profil an der Kiesbank des Arzbachs (FKM 207,6) und je einem Profil oberhalb (FKM 207,8, in der Nähe der Mündung) und unterhalb (207,4). Der lineare Trend gibt Auskunft darüber, ob es in der Summe zu Akkumulation oder Erosion im betrachteten Zeitraum gekommen ist.

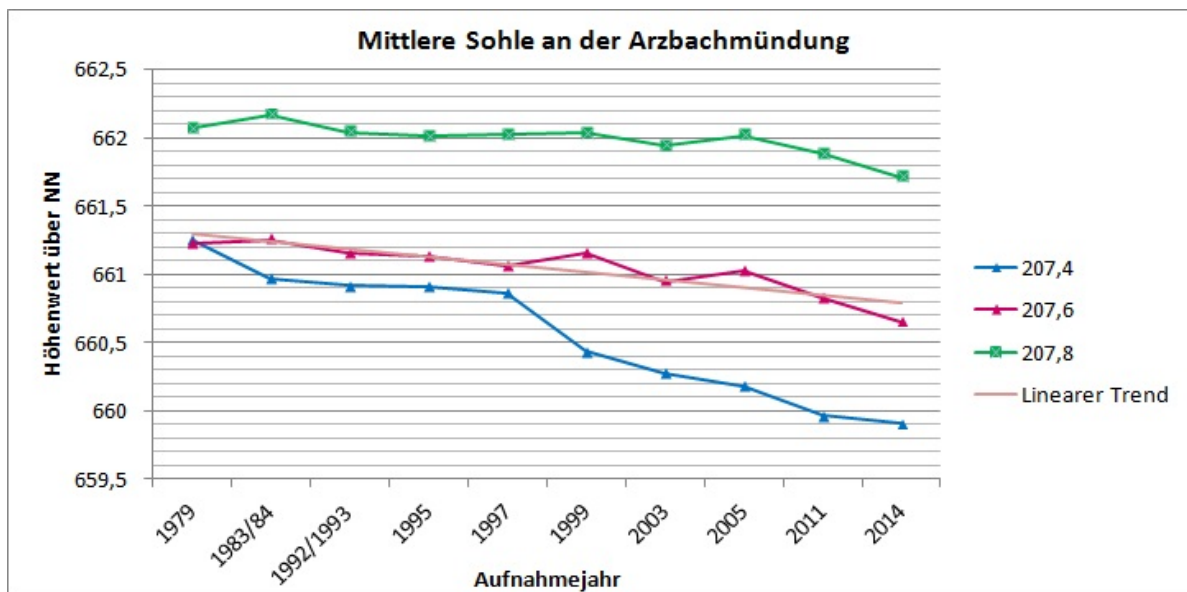


Abbildung 4.48: Entwicklung der mittleren Sohlhöhe der Isar an der Arzbachmündung

Der Vergleich der mittleren Sohle knapp oberhalb der Mündung (FKM 207,8), an der verschleppten Kiesbank (FKM 207,6) und dem weiteren Lauf mit einem unverbauten Prallhang orographisch rechts, zeigt in der Summe eine kontinuierliche Tiefenerosion zwischen 1979 und 2014 um ca. 1,3m bei FKM 207,4. An der Mündung selbst und der Kiesbank ist eine leichte temporäre Akkumulation nach den Hochwasserereignissen 1981, 1999 und 2005 zu erkennen.

Diskussion der Ergebnisse im Bereich des Arzbachs

Die Ergebnisse der einzelnen Untersuchungsschritte ergänzen und unterstützen sich. In den Differenzen ist zu erkennen, dass der Arzbach bei starken Hochwasserabflüssen durchaus einen hohen Sedimenteintrag liefert, es aber trotzdem zu Tiefen- und Seitenerosion in der Isar kommt. Es handelt es sich um einen sehr dynamischen Bereich, der starken Veränderungen unterworfen ist. Eine Erhöhung der Geschiebezufuhr aus dem stark verbauten Arz-

bach würde das Geschiebedefizit der Isar reduzieren und damit die Erosionsgefahr mindern. Einen ähnlichen Effekt hätte der Rückbau von Lateralverbauungen in der Isar selbst, da die Erosion am Prallhang belegt, dass auch hier erhebliche Menge Geschiebe mobilisiert werden kann.

4.2.2.2 Hirschbachmündung

Neben der Arzbachmündung zählt auch die Hirschbachmündung seit Beginn des Projekts zu den zentralen Untersuchungsgebieten und wurde mit terrestrischem Laserscanning, Drohnenbefliegungen (Photogrammetrie), Kartierungen und einer Analyse der Entwicklung der mittleren Sohlhöhe analysiert.

Terrestrisches Laserscanning an der Mündung des Hirschbachs

Seit Herbst 2012 fanden an der Hirschbachmündung sieben Messungen mit terrestrischem Laserscanning statt, wovon sechs aussagekräftige (messbare Veränderungen) Ergebnisse erbrachten. Die Bilanz der jeweiligen Zeitschritte ist in folgender Abb. 4.49 dargestellt.

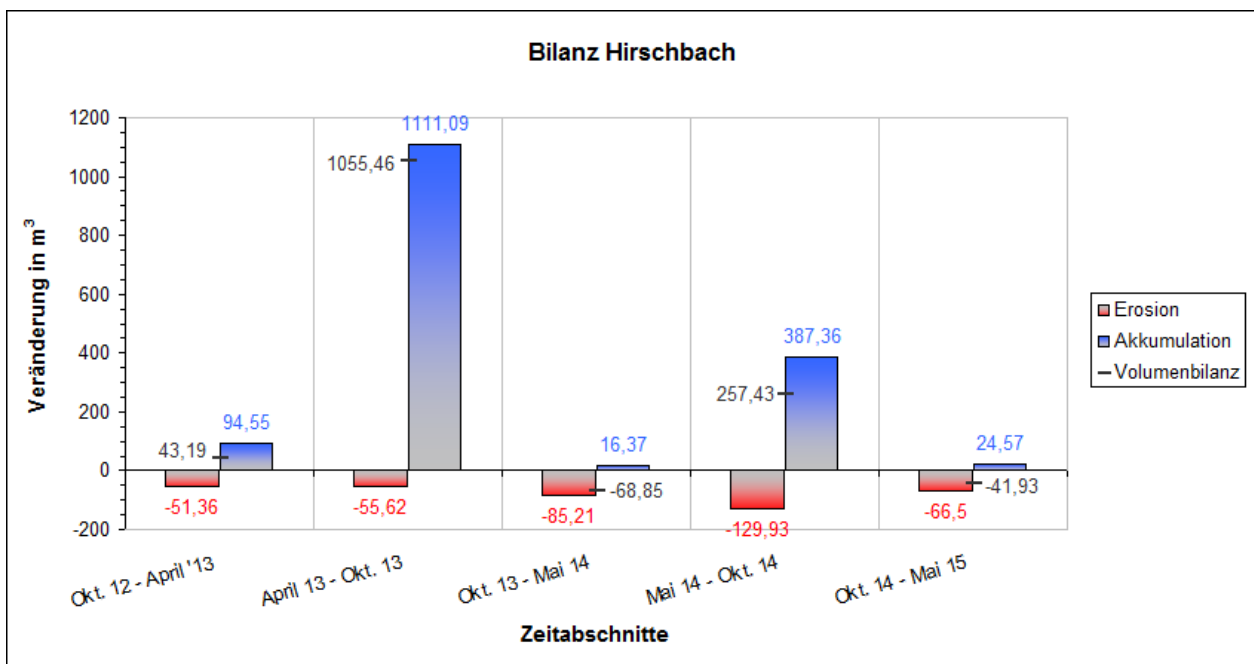


Abbildung 4.49: Erosion und Akkumulation im Isarlauf an der Hirschbachmündung

Auch hier zeigt sich auf den ersten Blick eine deutliche Akkumulation nach dem Hochwasserereignis im Juni 2013 sowie nach dem Ereignis im Spätsommer 2014 (HQ₂, Abfluss von ca. 200m³/s bezogen auf die Isar, gemessen am Pegel in Lengries)

Im Zeitraum zwischen Oktober 2012 und April 2013 vor dem Hochwasser kam es nur zu geringen Veränderungen, was mit dem Niedrigwasserabfluss im Winterhalbjahr erklärt werden kann. Dieses Verhalten ist auch in den Winterhalbjahren von Oktober 2013 bis Mai 2014 und Oktober 2014 bis Mai 2015 zu erkennen.

Während des Hochwasserabflusses kam es zu einer Akkumulation von mindestens 1111m^3 Geschiebe, dem ein Abtrag von nur ca. 56m^3 gegenübersteht. Zudem muss auch hier berücksichtigt werden, dass in diese Bilanz nicht alle Werte mit einbezogen werden konnten, da die Ausdehnung der Kiesbank nach dem Hochwasserereignis deutlich größer war, so dass für den Vergleich nicht auf allen Flächen Werte verfügbar waren. Die ehemalige und aktuelle Ausdehnung der Kiesbänke ist auch in folgender Darstellung 4.49 der räumlichen Verteilung von Erosion und Akkumulation, sowie der Zeitreihe der Orthophotos (Abb. 4.51) zu erkennen.

Bei dem kleineren Ereignis 2014 kam es erneut zu einer Akkumulation von ca. 387m^3 , die vor allem in der Nord-Süd Erweiterung der Kiesbank begründet liegt.

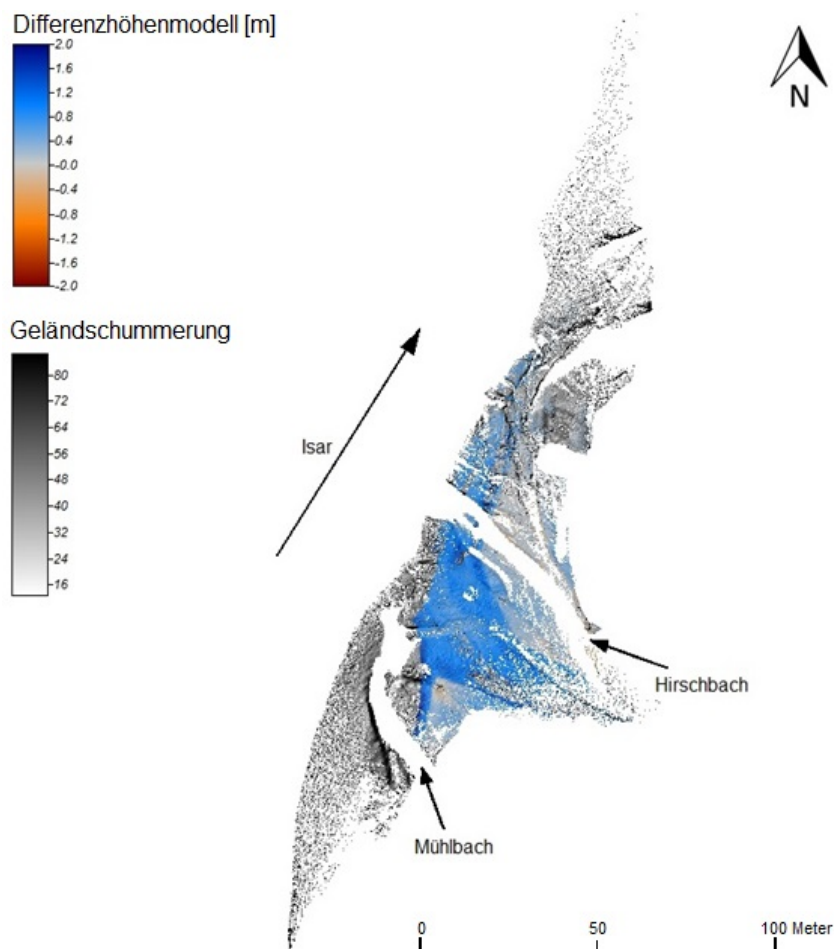


Abbildung 4.50: Sedimentbilanz (TLS) an der Hirschbachmündung zwischen 10/2012 und 05/2015

Wie bereits aus der Bilanz ersichtlich, kam es über die komplette Kiesbank verteilt zu Akkumulation und nur im Bereich des Laufs des Hirschbachs durch Laufverlagerung zu Erosion (Abb. 4.50). Die grau unterlegte Geländeschummerung zeigt deutlich die Größenzunahme der Kiesbank, vor allem in Nord-Südausdehnung. Auch hier stehen blaue Flächen für eine positive Höhenzunahme und damit Akkumulation, rote für eine Abnahme bzw. Erosion.

Drohnen-basierte Orthophotos von der Hirschbachmündung

Zusätzlich kam hier ebenfalls eine Drohne zum Einsatz, um zeitlich und räumlich hoch aufgelöste Orthophotos zu generieren. Die Hirschbachmündung wurde seit Projektbeginn vier Mal befliegen. Eine Übersicht über die daraus erstellten Orthophotos und die Veränderungen in den Zwischenzeiträumen gibt unten stehende Abbildung 4.51, die Mündung ist jeweils mit einem roten Oval markiert.



Abbildung 4.51: Orthophotos der Isar an der Hirschbachmündung (Rot: Untersuchungsfläche)

Deutlich zu erkennen sind die Laufverlagerung des Hirschbachs sowie die stark variierenden Kiesbänke im Isarlauf. Die Kiesbank an der Mündung breitet sich im betrachteten Zeitraum weiter in die Isar aus und nimmt auch in der Nord-Südausdehnung an Fläche zu, wie bereits die vorangegangenen Untersuchungen gezeigt haben.

Kartierungen des Mündungsbereichs des Hirschbachs

Auch für die Hirschbachmündung wurde eine Analyse der Luftbilder der Jahre 1958, 1962, 1965 und 1973 vorgenommen, um die Veränderungen im Mündungsbereich besser nachvollziehen zu können. Für 1950 waren keine Daten verfügbar. Es wurde zwischen den Klassen (1) Kiesfläche, (2) Hirschbach, (3) Isar, (4) Baumbestand und (5) Wiese unterschieden. Die Ergebnisse der Kartierung sind in folgender Abbildung dargestellt (Abb. 4.52).

Zwischen den Jahren 1958 und 1973 sind, wie schon bei der Arzbachmündung, keine auffällig großen oder gravierenden Veränderungen zu sehen. Sowohl der Lauf der Isar, als auch der Zufluss des Hirschbachs bleiben relativ unverändert. Hauptsächlich wandeln sich ehemalige Wiesen zu bewaldeter Fläche. Etwas deutlicher sind die Unterschiede zwischen 1965 und 1973, wobei vor allem die Wasserfläche zu- und die Kiesfläche abgenommen hat. 1970 ereignete sich ein HQ₅, 1973 zwei HQ₁ sowie zwei weitere Ereignisse mit höherem Abfluss.

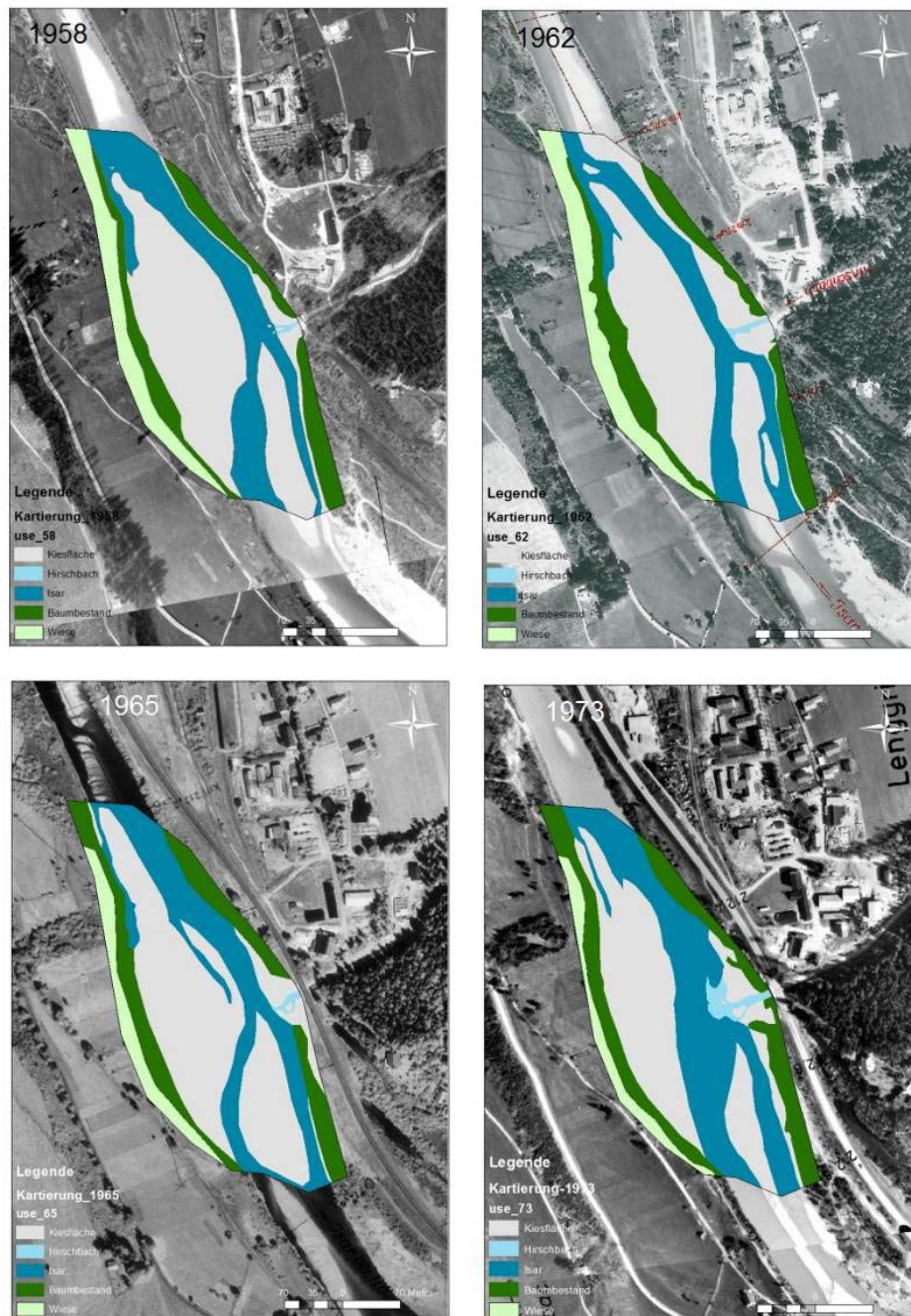


Abbildung 4.52: Veränderungen im Isarlauf an der Hirschbachmündung zwischen 1958 und 1973

Für die Hirschmündung wurden ebenfalls Luftbilder der Jahre 2003, 2006, 2009 und 2012 ausgewertet und die Flussbereiche kartiert (Abb. 4.53).

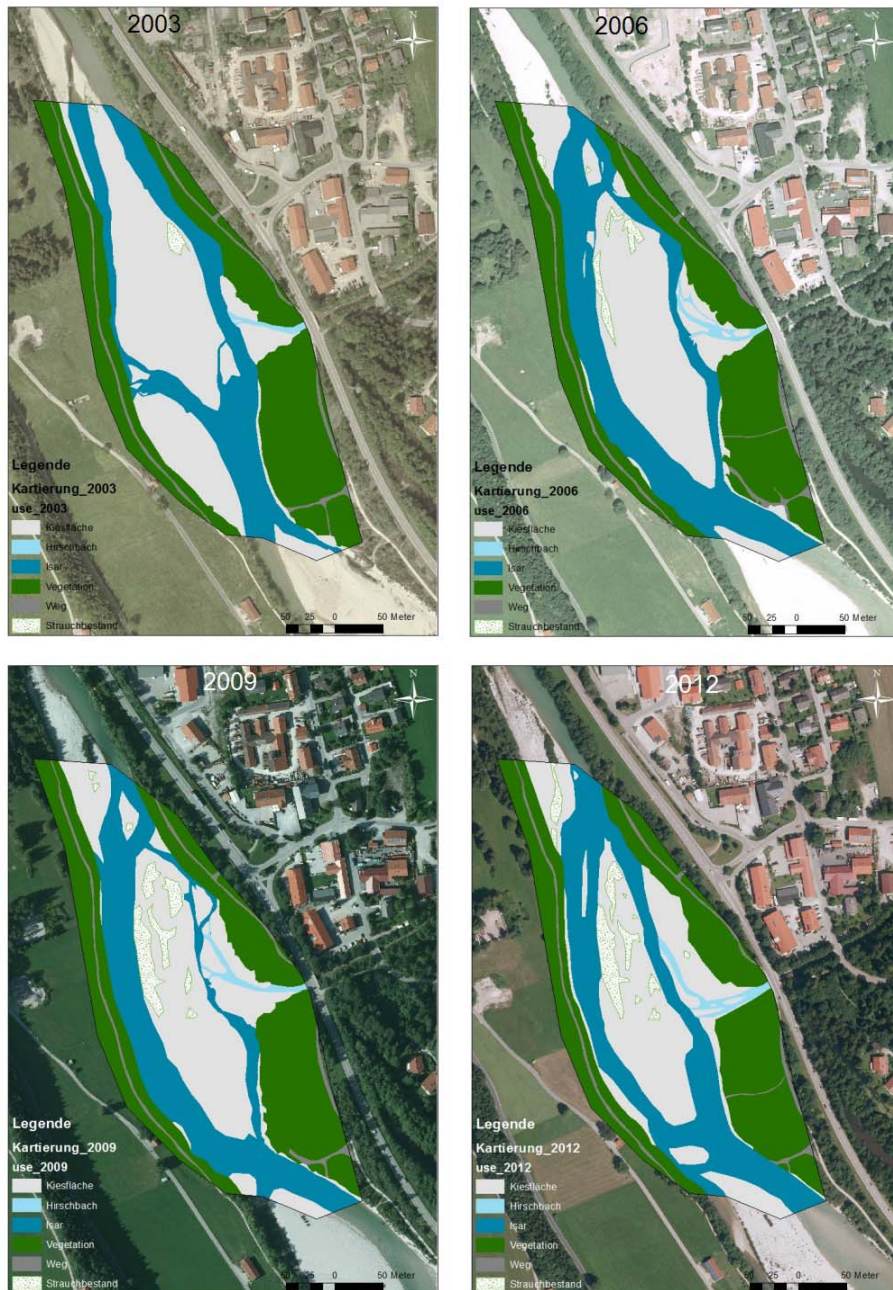


Abbildung 4.53: Veränderungen im Isarlauf an der Hirschbachmündung zwischen 2003 und 2012

Auch im Bereich des Hirschbachs sind die Auswirkungen des Hochwassers 2005 deutlich zu sehen. Zwar war der Lauf der Isar auch schon 2003 in zwei Arme aufgespalten, jedoch verlief der Hauptarm auf der Seite der Hirschbachmündung. 2006 bietet sich ein vollkommen anderes Bild – der Hauptlauf ist an die gegenüberliegende Uferseite abgelenkt und der direkte Mündungsbereich sowie die Kiesbank davor deutlicher ausgeprägt. Diese Kiesbank direkt an der Mündung nimmt auch 2009 und 2012 kontinuierlich weiter an Fläche zu, was mit dem abgedrängten

Hauptlauf in Verbindung steht. Wie auch beim Arzbach kommt es in den Folgejahren nach dem Hochwasser zu einem fortschreitenden Bewuchs und Abtrag der Kiesbänke im Lauf der Isar.

Nachdem sich das Hochwasser 2013 sichtbar auf die Hirschbachmündung ausgewirkt hat, wurden auch Orthophotos der Jahrgänge 2013 und 2014 aus eigenen Drohnendaten generiert (Aufnahmen jeweils im Oktober), um die Veränderungen im Mündungsbereich zu erfassen (Abb. 4.54).



Abbildung 4.54: Veränderungen im Isarlauf an der Hirschbachmündung zwischen 2013 und 2014

Seit 2013 deutlich zu erkennen ist die Mündung des Mühlbachs, südlich der eigentlichen Mündung des Hirschbachs. Beides wird jedoch weiterhin zusammengefasst als „Hirschbach“.

Vergleicht man die Kartierungen von 2012 (Abb. 4.53) und 2013 (Abb. 4.54), so ist an der Mündung (v.a. südlich) des Hirschbachs ein Wachstum der Kiesbank sowie die Ausdehnung in den Lauf der Isar hinein zu sehen, was auf die Akkumulation durch das Hochwasser 2013 zurückzuführen ist. Zudem wurde die große Kiesbank direkt vor der Mündung (mittig in der Abbildung) durch das Hochwasser zerschnitten und der Lauf des Hirschbachs über seinen Schwemmkegel weit gefächert.

Bis 2014 verengt sich der Hirschbach wieder auf einen Lauf, der nahezu geradlinig in die Isar führt. Daneben ist ein weiteres Wachstum des Schwemmkegels, bzw. der Kiesbank, v.a.

in der Nord-Südausdehnung, direkt an der Mündung zu erkennen. Die Vegetation auf der mittleren Kiesbank hat sich gefestigt und ist minimal gewachsen.

Entwicklung der mittleren Sohlhöhe der Isar an der Hirschbachmündung

Ergänzend zu den anderen Daten wurde auch an der Hirschbachmündung die Entwicklung der mittleren Sohlhöhe zwischen 1979 und 2014 an drei Profilpunkten analysiert (Abb. 4.55).

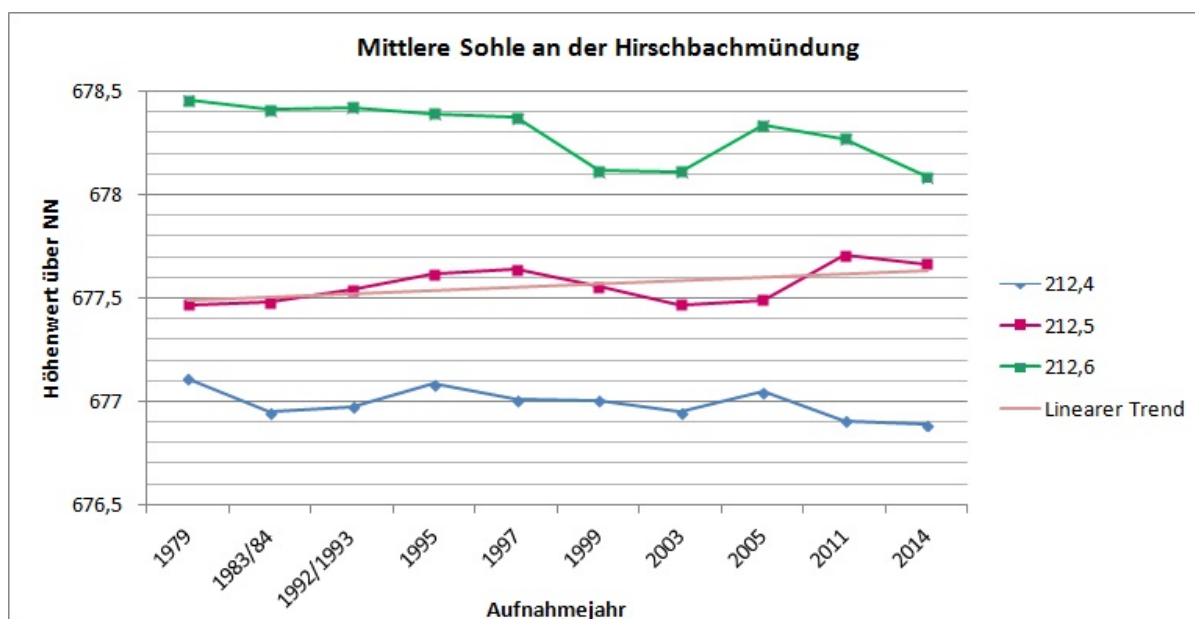


Abbildung 4.55: Entwicklung der mittleren Sohlhöhe der Isar an der Hirschbachmündung

Der Vergleich der mittleren Sohle oberhalb der Hirschbachmündung (FKM 212,6) mit dem Profil weiter Fluss abwärts (FKM 214,4) zeigt in der Summe eine Tieferlegung der Sohle vor und nach der Mündung zwischen 1979 und 2014 (besonders um 1999), jedoch auch temporäre Akkumulation, etwa im Jahr 2005. An der Mündung selbst (FKM 215,5) kam es in der Summe jedoch zu einer Akkumulation, mit einer Erosionsphase 1999 -2005, die stetig die Ausbildung eines Schwemmfächers und die Abdrängung des Isarlaufs an das gegenüberliegende Ufer verursacht. Die Daten zeigen das Sedimentlieferpotenzial des Hirschbachs, welches auch dazu führt, dass die Tieferlegung der Sohle unterhalb der Mündung durch den Sedimentinput deutlich geringer ausfällt als oberhalb. Berücksichtigt man die Kürze der Messreihe, ist unterhalb der Mündung daher nicht gesichert von einer Erosion auszugehen.

Diskussion der Ergebnisse im Bereich des Hirschbachs

Insgesamt betrachtet sind auch hier die Methoden vor allem in Kombination dazu geeignet, die Fragestellung zu bearbeiten. Deutlich ersichtlich wird wie beim Arzbach die hohe Dynamik mit vielen Laufänderungen der Isar, die durch den Schwemmkegel des Hirschbachs im-

mer wieder abgedrängt wird. Dabei findet man sowohl Erosion im Hauptlauf, als auch Akkumulation auf den Kiesbänken. Nicht an jedem Querprofil ist der niedrigste Punkt 2014 aufgenommen worden. Entsprechend kann in diesem Bereich nicht pauschal von einer Tiefenerosion ausgegangen werden, sondern es kommt vor allem nach den Hochwasserereignissen immer wieder zu Akkumulation. Eine genauere Analyse der Wechselwirkungen von Isar und Hirschbach müsste auch die unterschiedliche Reaktion auf Niederschlagsereignisse und damit die Hochwassergenese berücksichtigen. Ein hoher Abfluss der Isar ist nicht unbedingt auch mit einer starken Zufuhr von Geschiebe aus dem Hirschbach verbunden und umgekehrt kann ein Starkregen im Hirschbach Material mobilisieren, dass von der Isar erst bei einem späteren Hochwasser aufgenommen wird. Diese Ungleichzeitigkeiten machen es nötig, möglichst zeitlich hoch aufgelöste langfristige Datenreihen zu erheben, um zu abgesicherten Schlüssen zu gelangen. Für eine detaillierte Analyse der Querprofile wird auf den Anhang verweisen.

4.2.2.3 Jachen- und Schwarzenbachmündung

Die Ergebnisse von Jachen und Schwarzenbach werden auf Grund ihrer räumlichen Nähe zueinander und damit einer überlagerten Prozessdynamik in einem gemeinsamen Abschnitt dargestellt.

Terrestrisches Laserscanning an der Mündung der Jachen

Da die Mündung der Jachen erst im Herbst 2013 zu den Untersuchungsgebieten hinzugefügt wurde, gibt es im Untersuchungszeitraum nur je drei Aufnahmen durch terrestrisches Laserscanning und photogrammetrisch mit einer Drohne. Die Flussbettveränderungen zwischen den Aufnahmen sind in Abbildung 4.56 dargestellt.

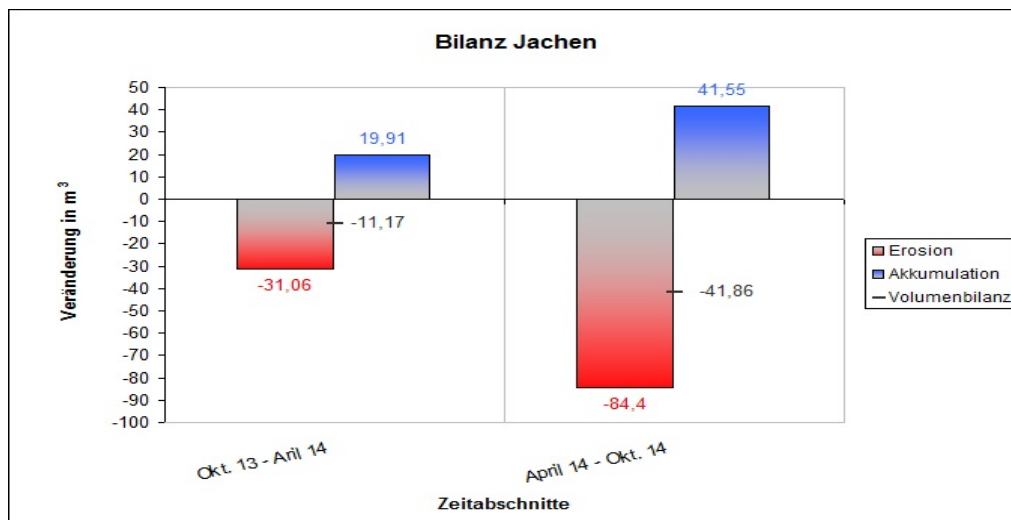


Abbildung 4.56: Erosion und Akkumulation im Isarlauf an der Jachenmündung

Die Analyse hat gezeigt, dass es an der Mündung der Jachen sowohl zu Erosion, als auch Akkumulation gekommen ist, wobei der Abtrag von Material überwiegt. Durch geringere Abflüsse im Winterhalbjahr, sind die Veränderungen zwischen Oktober 2013 und April 2014

geringer als im Sommerhalbjahr von April bis Oktober 2014, was sich mit den Erfahrungswerten und den Ergebnissen der anderen Gebiete deckt.

Die räumliche Verteilung von Erosion und Akkumulation mit einer Dominanz von Erosion im gesamten Untersuchungszeitraum zeigt Abbildung 4.57.

Die Abbildung verdeutlicht, dass es vor allem im Bereich der Terrassen und der Kanten der Kiesbänke verstärkt zu Erosion gekommen ist. Daneben kam es auf den Kiesbänken zu einer geringen Ablagerung von Sediment. Diese Bilanz ist mit dem stark verbauten Zustand der Jachen und der damit verbundenen geringen Geschiebedurchgängigkeit begründbar. Auch auf den Luftbildern in Abb. 4.60 ist erkennbar, dass es vergleichsweise zu geringen Veränderungen gekommen ist, so dass davon auszugehen ist, dass die Jachen vor allem als Lieferant für Abfluss in die Isar große Bedeutung hat.

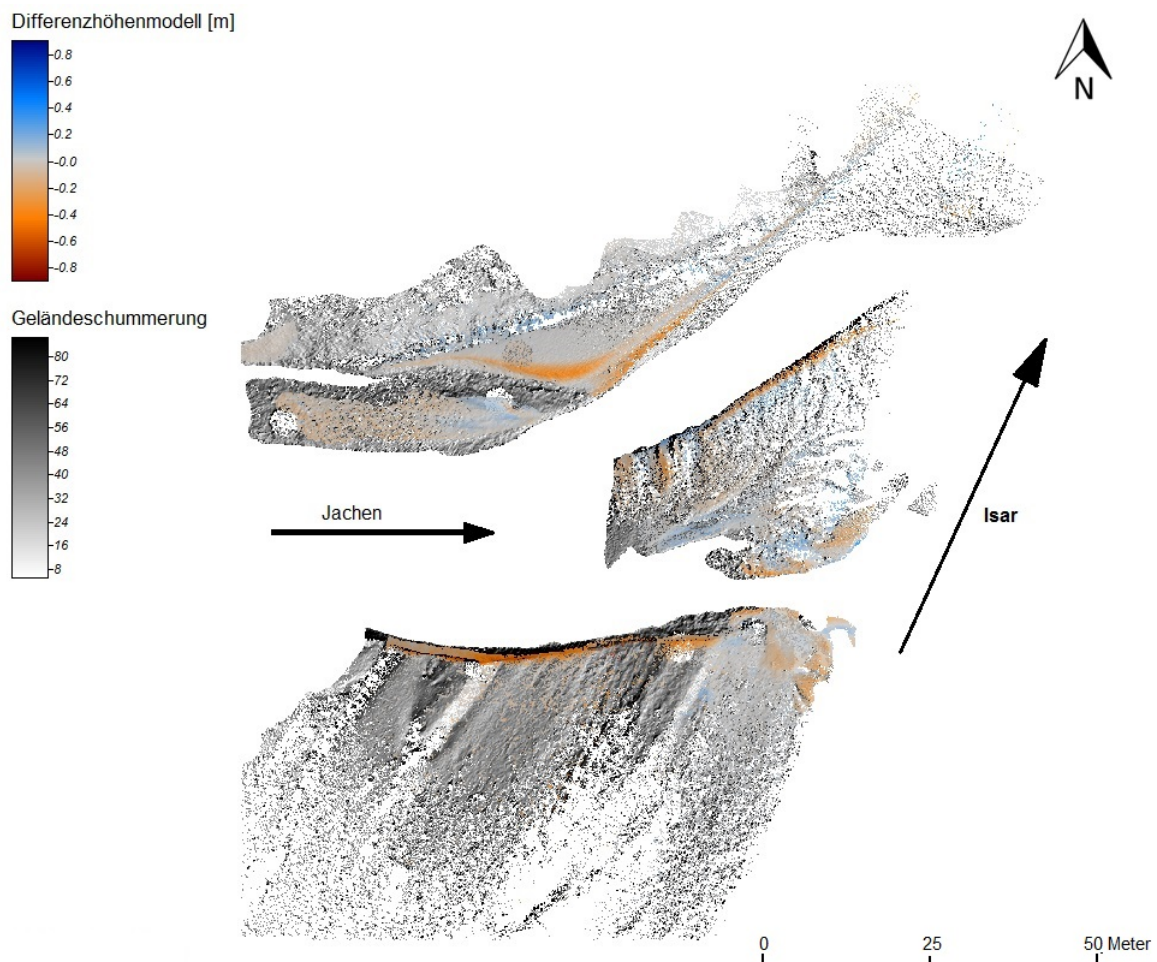


Abbildung 4.57: Sedimentbilanz (TLS) an der Jachenmündung zwischen 10/2013 und 10/2014

Terrestrisches Laserscanning an der Mündung des Schwarzenbachs

Neben der Jachen wird auch die Mündung des Schwarzenbachs seit Oktober 2013 betrachtet und wurde seitdem drei Mal mit terrestrischem Laserscanning und drei Mal photogrammetrisch mit einer Drohne aufgenommen.

Folgende Abbildung 4.58 zeigt die Sedimentbilanz an der Schwarzenbachmündung, die aus TLS-Daten berechnet wurde.

Vergleichbar wie an der Jachen kam es überwiegend zu Erosion von 50m^3 zwischen Oktober 2013 und April 2014 und 95m^3 zwischen April und Oktober 2014, was auch hier mit dem hohen Verbauungsgrad und der geringen Sedimentdurchgängigkeit begründet werden kann. Dennoch kam es bei dem Hochwasserereignis im Spätsommer 2014 auch zu Akkumulation von 74m^3 , die sich zum Teil aus Umlagerungen in der Isar, Sedimentzufuhr aus dem Schwarzenbach (Kiesfläche links neben der Mündung, Abb. 4.59) und anthropogenem Einfluss (links neben der Mündung, Abb. 4.59) zusammensetzt.

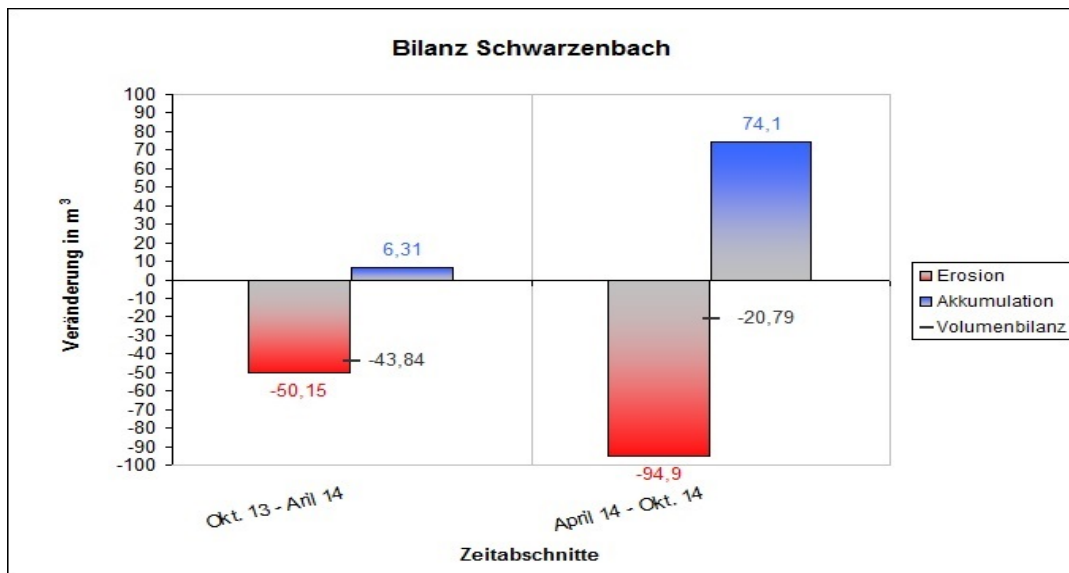


Abbildung 4.58: Erosion und Akkumulation im Isarlauf an der Schwarzenbachmündung

Die räumliche Verteilung von Erosion und Akkumulation ist in folgender Abbildung 4.59 dargestellt.

Es ist zu erkennen, dass es vor allem an den Rändern und Kanten von Kiesbänken und Terrassen zu Erosion gekommen ist. Die Akkumulation hat vor allem links von der Mündung durch Wachstum der Terrasse stattgefunden und in Form von blauen Ovalen auf der rechten Kiesfläche neben der Mündung. Dabei muss beachtet werden, dass diese ovalen Formen künstlich aufgeschüttete Hügel darstellen, bei denen Geschiebe zur Mündung geschoben wurde.

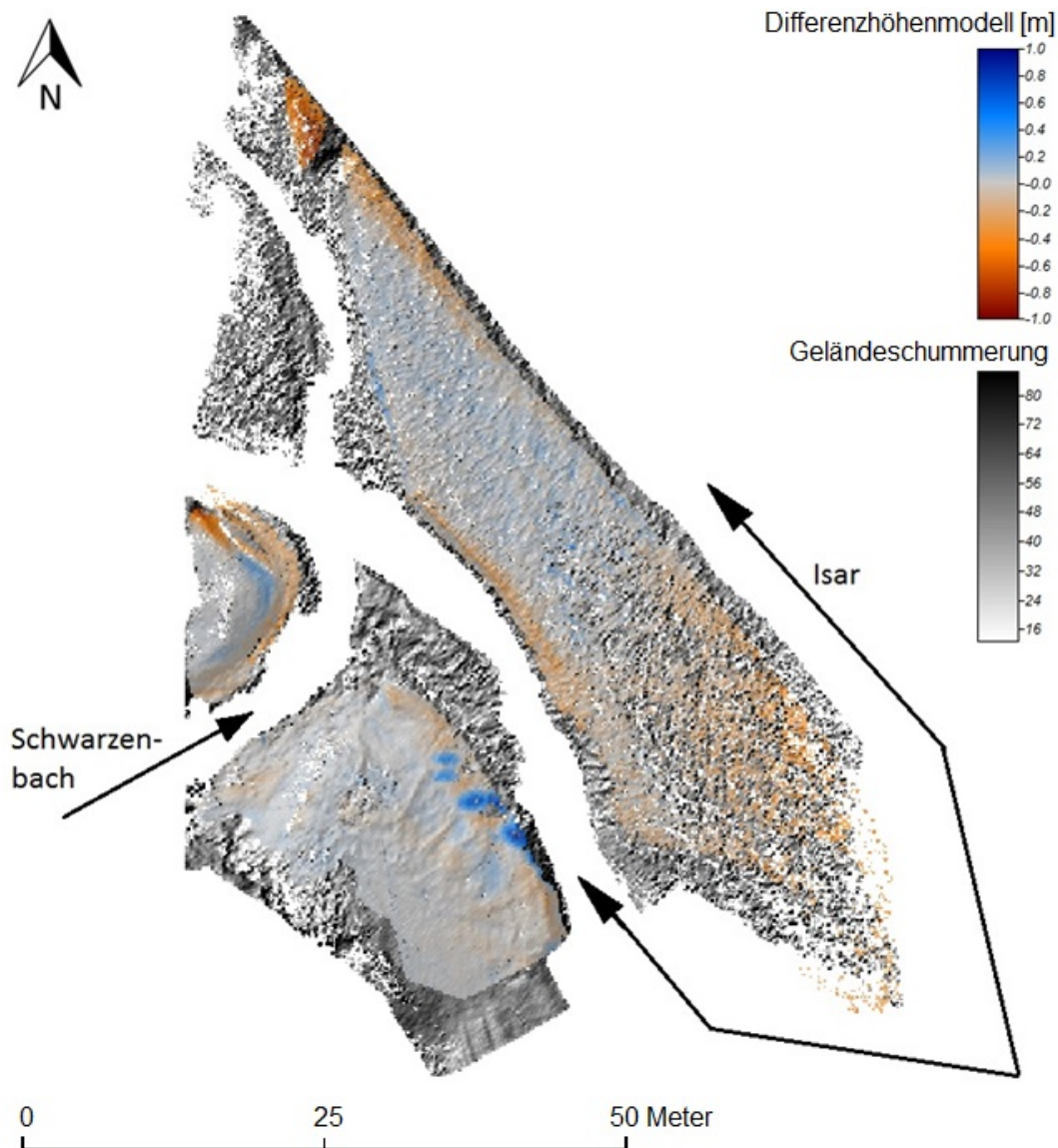


Abbildung 4.59: Sedimentbilanz (TLS) an der Schwarzenbachmündung zwischen 10/2013 und 10/2014

Drohnen-basierte Orthophotos von der Jachen- und Schwarzenbachmündung

Wie bei den anderen Gebieten wurden auch die Mündungen von Jachen und Schwarzenbach mit einer Drohne photogrammetrisch aufgenommen, um die Datenbasis zu verbessern und einen detaillierten Überblick über Veränderungen im erweiterten Mündungsbereich zu erhalten. Abbildung 4.60 zeigt zwei Zeitschritte der insgesamt drei Aufnahmen. Die Jachenmündung wurde mit einem gelben Oval gekennzeichnet, die Schwarzenbachmündung mit einem roten.

Auf den ersten Blick sind nur wenige Unterschiede zu erkennen, bei genauem Betrachten erkennt man jedoch die Akkumulation im Bereich der Schwarzenbachmündung, sowie die Erosion der Terrassen bei der Jachen.

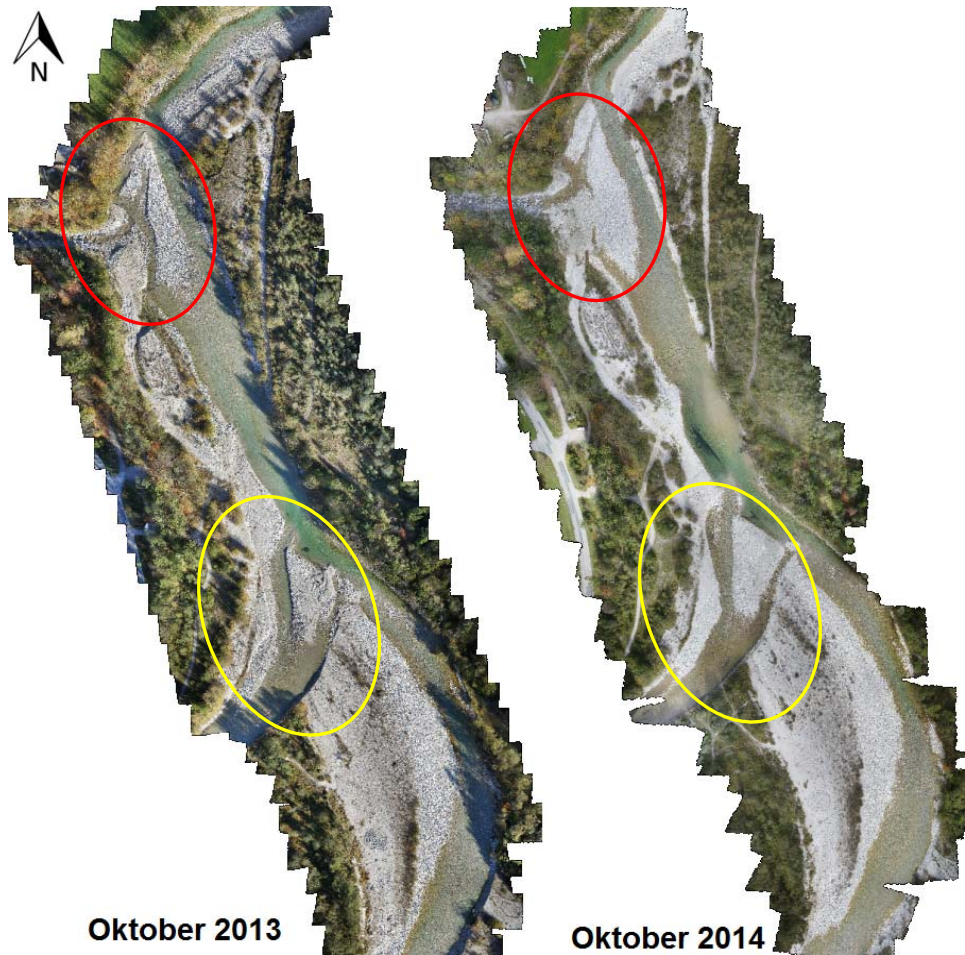


Abbildung 4.60: Orthophotos der Isar an den Mündungen von Jachen (gelb) und Schwarzenbach (rot)

Entwicklung der mittleren Sohlhöhe der Isar im Bereich der Jachen- und Schwarzenbachmündung

Zur besseren Darstellung werden die Profilpunkte der Isar im Bereich der Mündungen von Jachen (Abb. 4.61) und Schwarzenbach (Abb. 4.62) in zwei separaten Diagrammen dargestellt. Allerdings muss die räumliche Nähe der beiden und die Überlagerung ihrer Einflüsse berücksichtigt werden.

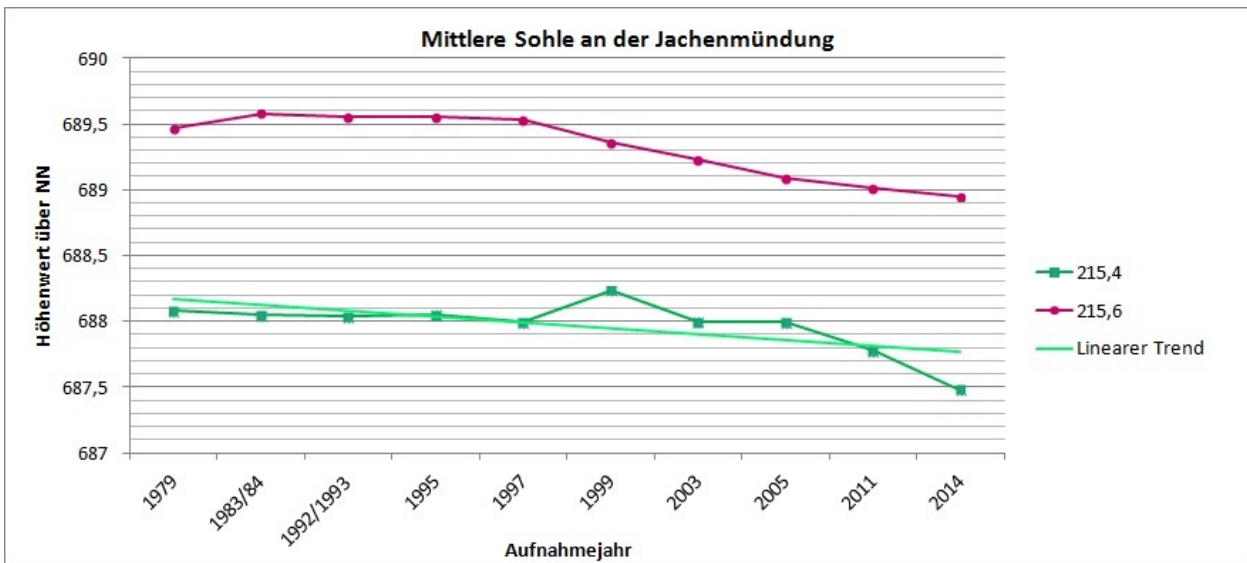


Abbildung 4.61: Entwicklung der mittleren Sohlhöhe der Isar im Bereich der Jachenmündung

Die Mündung der Jachen befindet sich bei FKM 212,5. Jedoch existiert kein Profil direkt an der Mündung selbst, weswegen die Werte ober- (FKM 215,6) und unterhalb (FKM 215,4) ausgewählt wurden. Die lineare Trendlinie soll auch hier Aufschluss darüber geben, ob es in der Summe zu Akkumulation oder Erosion im Verlauf zwischen 1979 und 2014 gekommen ist. Da sich kein Profil direkt an der Mündung befindet, wurde der Trend im Profil unterhalb eingefügt.

Unterhalb der Mündung der Jachen ist 1999 Akkumulation nach dem Hochwasser zu sehen, danach bis 2005 kaum eine Veränderung und ab 2011 eine deutliche Tieferlegung. Die Jachen ist stark reguliert und anthropogen beeinflusst. Zwar kam es bei dem HQ₁₀₀ (sowohl in Bezug auf die Isar, als auch auf die Jachen) 1999 zu einer Sedimentlieferung und Akkumulation, jedoch bei dem HQ₁₀₀ 2005 mit noch höheren Abflüssen als 99 (auch hier sowohl in Bezug auf Isar als auch Jachen) zu keiner signifikanten Akkumulation im Mündungsbereich. Entsprechend könnte die Akkumulation 1999 auch ein Effekt der Geschiebeeingabe von 1998 bei FKM 215,4 sein, der aber schon in den Jahren darauf und auch im Unterlauf die Wirkung verliert (siehe dazu auch FKM 215,2 beim Schwarzenbach). Insgesamt kommt es in diesem Laufabschnitt der Isar aufgrund fehlender Geschiebezufuhr aus den Nebenflüssen zu einer deutlichen Tieferlegung der Sohle um ca. 0,5m.

An der Mündung des Schwarzenbachs (FKM 212,2) ist 1999 ebenfalls noch eine leichte Akkumulation zu erkennen, die jedoch schon bei FKM 215,15 nahezu nicht mehr zu sehen ist. Insgesamt kam es in der Summe insbesondere seit 2005 zu einer deutlichen Tieferlegung der Sohle um ca. 0,65m.

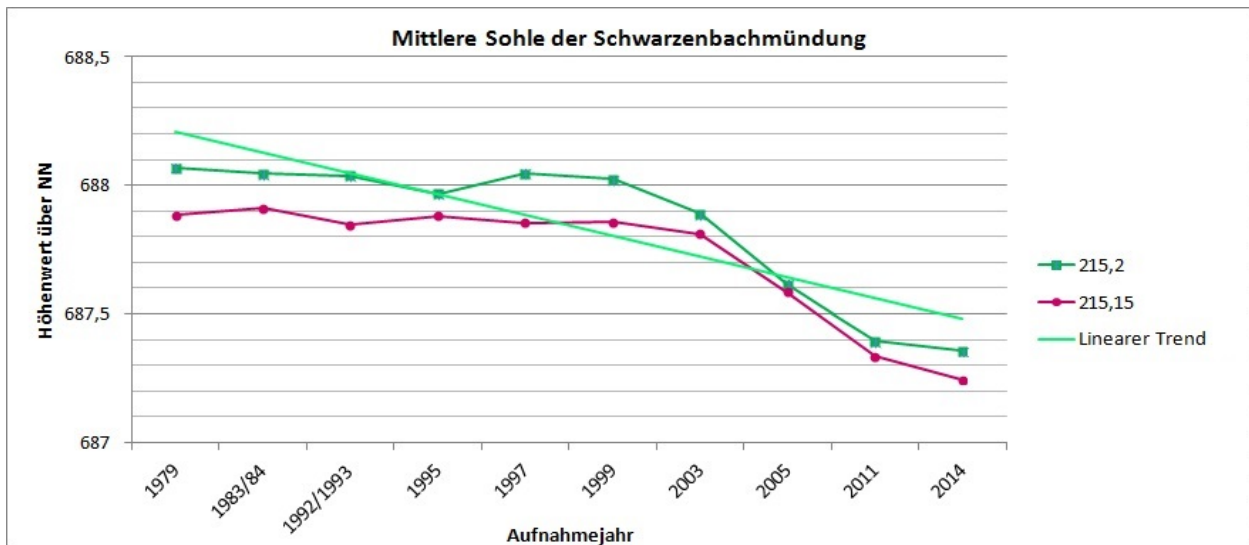


Abbildung 4.62: Entwicklung der mittleren Sohlhöhe der Isar im Bereich der Schwarzenbachmündung

Die starke Tiefenerosion spricht erneut für den hohen Verbauungsgrad und die geringe Sedimentdurchgängigkeit der beiden Wildbäche, die damit zu einer steigenden Unterversorgung der Isar mit Geschiebe in diesem Bereich beiträgt.

Diskussion der Ergebnisse der Jachen- und Schwarzenbachmündung

Auch hier ergänzen sich die verwendeten Methoden gut und die Ergebnisse sind untereinander stimmig. In den Auswertungen wird das Sedimentdefizit und die hohe Reliefenergie, die auch in den Längsprofilen zu erkennen war, sichtbar. Insgesamt kam es in diesem Abschnitt zu einer deutlichen Seiten- sowie Tiefenerosion im Dezimeter bis Meter-Bereich. Da Jachen und Schwarzenbach stark verbaut und für Geschiebe nahezu undurchlässig sind und zusätzlich Geschiebeentnahmen stattfinden, entsteht ein erhebliches Geschiebedefizit. Ein Einfluss der Geschiebeeingabe 1998 war nicht eindeutig zu erkennen, was aber wahrscheinlich auch daran liegt, dass der Einfluss des Hochwassers 1999 andere Effekte überlagert.

4.2.2.4 Steinbockdenkmal

Neben der eher sporadischen Geschiebeeingabe zwischen den Mündungen von Jachen und Schwarzenbach wird vor allem an zwei weiteren Stellen in der Isar Geschiebe eingegeben (bekannte Eingaben siehe Tab. 4.9)

Tabelle 4.9: Geschiebeeingabedaten und -menge am Steinbockdenkmal

Eingabedatum	Geschiebemenge
1995 (5.9. – 14.9.)	3.681m ³
1997 (16.6. – 20.6.)	4.032m ³
1998 (19.5. – 19.6.)	6.161m ³
2009 (7.9. – 15.9.)	6.000m ³
2013 (30.9. – 16.10)	6.312m ³

Die Kiesbank am Steinbockdenkmal wird seit der letzten Eingabe im Oktober 2013 mit terrestrischem Laserscanning und photogrammetrisch mit einer Drohne aufgenommen, sowie die Entwicklung der mittleren Sohle der Isar in diesem Bereich zwischen 1979 und 2014 ausgewertet.

Die Bilanz aus den Daten des terrestrischen Laserscannings kann Abb. 4.63 entnommen werden.

Terrestrisches Laserscanning an der Geschiebeeingabestelle am Steinbockdenkmal

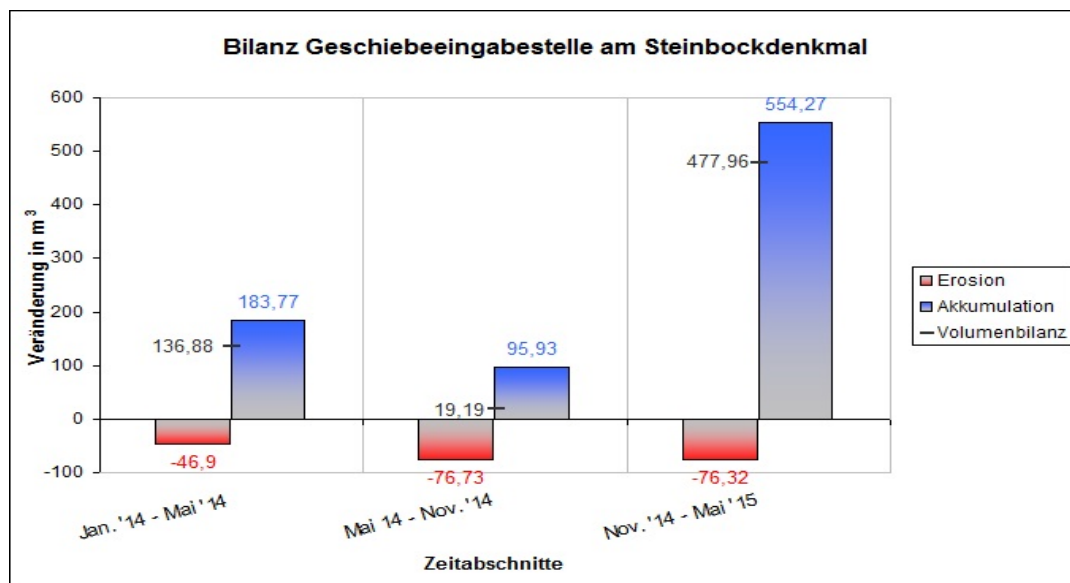


Abbildung 4.63: Erosion und Akkumulation im Isarlauf an der Geschiebeeingabestelle am Steinbockdenkmal

Die erste aussagekräftige Aufnahme nach der Eingabe im Oktober 2013 fand im Januar 2014 statt. Zwischen Januar und Mai kam es durch die allgemein geringen Abflüsse im Winterhalbjahr nur zu einer geringen Erosion am Geschiebedepot von ca. 47m³. Daneben kam es auf der gesamten Kiesbank zu einer Akkumulation von ca. 184m³. Diese setzt sich zusammen aus einer tatsächlichen Akkumulation von Geschiebe an den Kiesbänken, aber auch aus einer Zunahme der Vegetation auf der Hauptkiesbank im Frühling. Zwar wurde die Vegeta-

tion gefiltert, aber bei einem vergleichsweise dichten Bewuchs, wie hier vorzufinden (vergleiche hierzu auch die Orthophotos in Abb. 4.65), sind die Einflüsse durch Vegetation nicht komplett zu vermeiden. Der Fokus bei diesem Untersuchungsgebiet liegt jedoch auf dem Abtrag des Geschiebedepots und damit bei der Erosion, die realistisch dargestellt und berechnet werden kann.

Im zweiten Zeitschritt zwischen Mai und November 2014 kommt es zu einer Erosion von ca. 77m^3 , die trotz des HQ_2 im August vergleichsweise gering ausfällt. Dem gegenüber steht eine Akkumulation von ca. 96m^3 , die sich aus der Akkumulation an der südlichen Spitze der Kiesbank sowie der kleineren Kiesbank nördlich zusammensetzt.

Auch im letzten Zeitabschnitt zwischen November 2014 und Mai 2015 kam es trotz Niedrigwasserabfluss im Winterhalbjahr durch Starkregen im Januar und mehrfach im April zu erhöhtem Abfluss und in der Folge zu einem Abtrag am Geschiebedepot von ca. 76m^3 . Insgesamt betrachtet fällt die Menge an erodiertem Material von ca. 200m^3 in Bezug auf die Eingabemenge von ca. 6300m^3 sehr gering aus, was mit der Lage des Depots auf der Kiesbank zu begründen ist. Auch in den Orthophotos ist zu erkennen, dass sich die Geschiebeeingabestelle bisher kaum verändert hat und sich das Depot nach wie vor am Ort befindet.

Daneben kam es im letzten Zeitabschnitt auch zu Akkumulation durch Ablagerung von Geschiebe an der Kiesbank, wobei auch hier geringe Ungenauigkeiten durch den „Zuwachs“ der Vegetation im Frühjahr nicht ganz ausgeschlossen werden können.

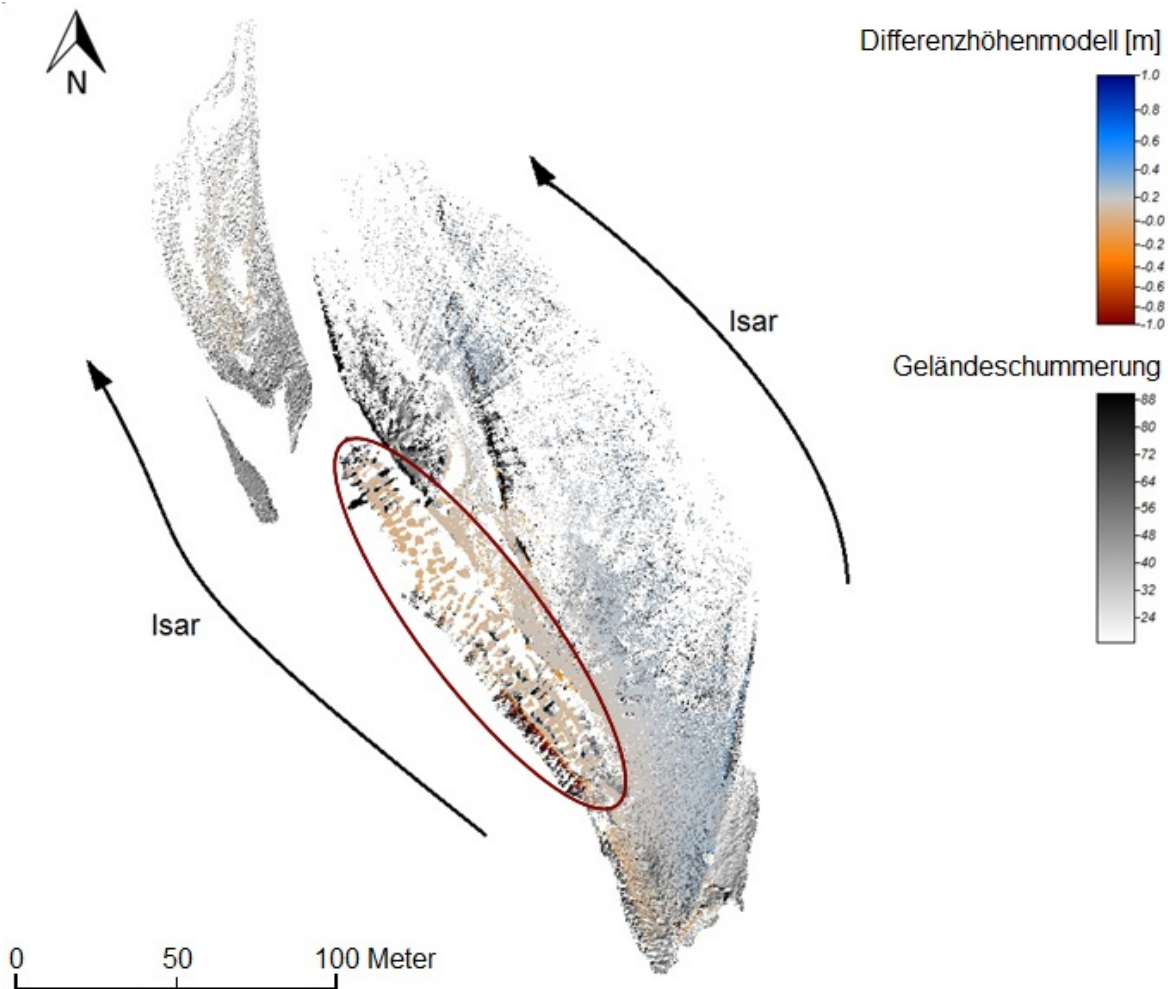


Abbildung 4.64: Sedimentbilanz (TLS) an der Geschiebeeingabestelle am Steinbockdenkmal zwischen 01/2014 und 05/2015

Abbildung 4.64 zeigt die räumliche Verteilung von Erosion und Akkumulation auf Basis des Differenzhöhenmodells zwischen Januar 2014 und Mai 2015, wobei sich die Erosion vor allem auf den südlichen Teil der Kiesbank und des Geschiebedepots beschränkt, an dem die Isar auf das Depot trifft. Akkumulation von Geschiebe findet vor allem am östlichen Rand der großen Kiesbank, sowie der kleineren Kiesbank links statt.

Drohnen-basierte Orthophotos der Situation am Steinbockdenkmal

Im Untersuchungszeitraum wurde die Geschiebeeingabestelle am Steinbockdenkmal insgesamt vier Mal mit einer Drohne photogrammetrisch aufgenommen. Es war nicht möglich, den Bereich kurzfristig vor der Eingabe mit der Drohne zu befliegen, weswegen in der Zeitreihe für den Stand vor der Eingabe ein Orthophoto aus der Bayernbefliegung 2012 verwenden

det wurde. Da zwischen den letzten beiden Aufnahmen im November und Dezember 2014 nur eine kurze Zeitspanne liegt und es nicht zu signifikanten Veränderungen kam, wurde für die Abbildung 4.65 nur die Aufnahme von November verwendet. Die Sedimenteingabestelle ist jeweils mit einem roten Oval markiert.

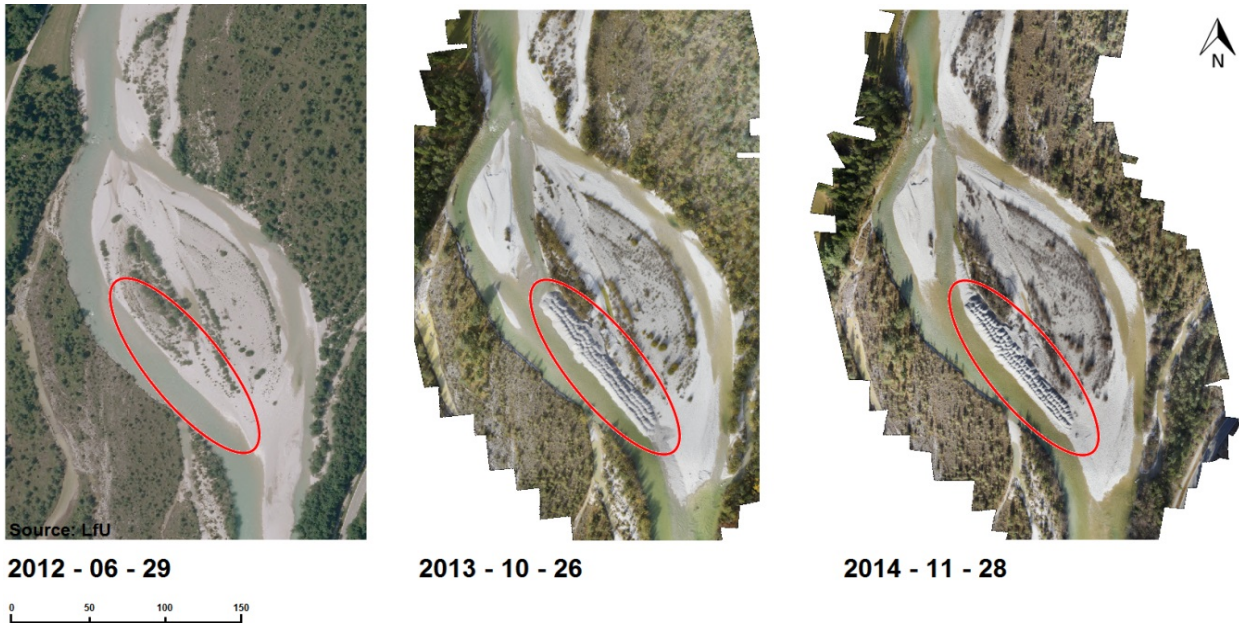


Abbildung 4.65: Orthophotos der Geschiebeeingabesituation am Steinbockdenkmal

Wie schon die Ergebnisse des terrestrischen Laserscannings gezeigt haben, ist auch auf den Orthophotos zu erkennen, dass die eingegebene Geschiebemenge bisher weitgehend am Ort verblieben ist.

Entwicklung der mittleren Sohlhöhe an der Geschiebeeingabestelle am Steinbockdenkmal

Ergänzend zu den anderen Daten wurde die Entwicklung der mittleren Sohlhöhe der Isar im Bereich der Geschiebeeingabestelle am Steinbockdenkmal analysiert. Zusätzlich zu dem Profil an der Eingabestelle (FKM 220,0) wird je ein Profil ober- (FKM 220,2) und unterhalb (FKM 219,8) in Abbildung 4.66 dargestellt und diskutiert.

Die tiefsten Punkte in den Profilen sind 1979 bzw. 1997 zu erkennen. Vor allem nach den Hochwasserereignissen 1999 und 2005 kam es direkt an der Kiesbank zu deutlicher Akkumulation. Nach 2005 kommt es bis 2011 zu Erosion und bis 2014 durch die erneute Geschiebeeingabe 2013, die bei Aufnahme des Profils noch auf der Kiesbank vorhanden war (s.o.), zu Akkumulation. Die Differenzen ober- und unterhalb der Eingabestelle fallen vergleichsweise gering aus, wobei der Wert von 2014 bei FKM 219,8 sogar minimal über dem von 1979 liegt. Der Trend an der Eingabestelle selbst ist positiv und zeigt somit eine Akku-

mulation an, die jedoch auch hier nicht eindeutig mit den Geschiebeeingaben, sondern eher mit den Hochwasserereignissen in Verbindung gebracht werden kann.

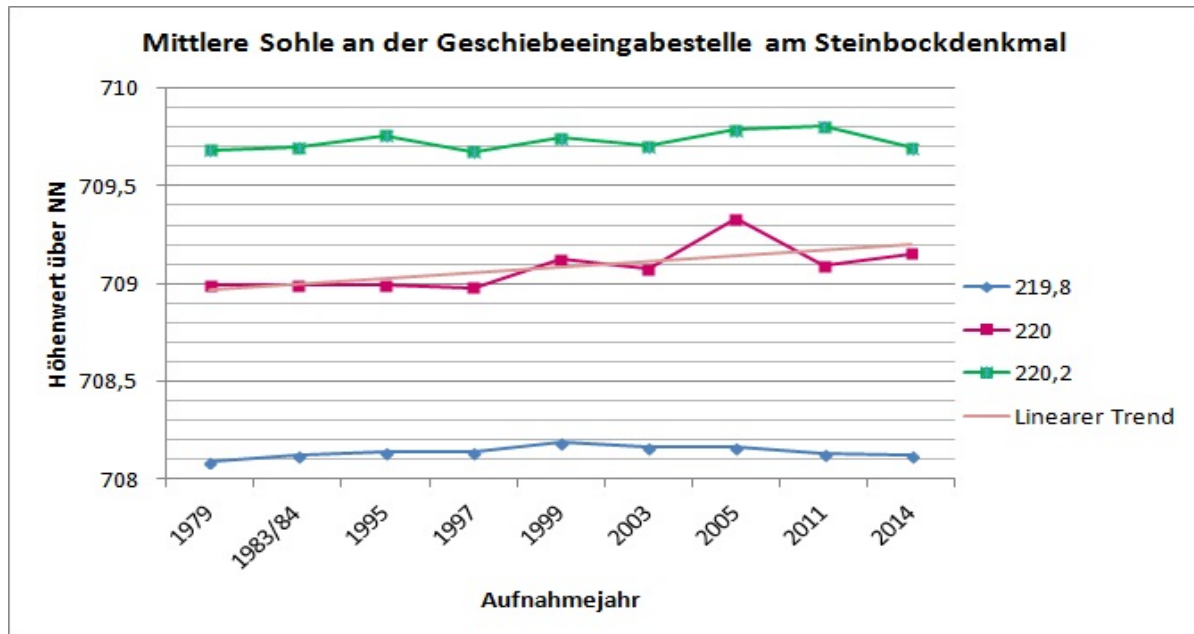


Abbildung 4.66: Entwicklung der mittleren Sohlhöhe an der Geschiebeeingabestelle am Steinbockdenkmal

Diskussion der Ergebnisse am Steinbockdenkmal

Die Auswertung der Aufnahme der Kiesbank durch terrestrisches Laserscanning zeigt vor allem im Frühjahr Akkumulation, die sich zum Teil aus dem Zuwachs der Vegetation ergibt, zum Teil einer Ablagerung von Geschiebe entspricht. Durch den dichten Bewuchs kann keine vollständige Filterung erfolgen. Die Erosion kann jedoch realitätsnah abgebildet werden.

Die Ergebnisse aus terrestrischem Laserscanning und den Drohnen-basierten Orthophotos zeigen, dass es bisher kaum zu einem Abtrag des neuen Geschiebedepots gekommen ist, was darin zu begründen ist, dass das Sediment auf der Kiesbank deponiert wurde und so nur bei sehr hohen Abflüssen abgetragen wird. Entsprechend reagiert das Depot kaum bei Niedrig- oder Normalwasser und ebenfalls kaum bei dem HQ₂, das im Untersuchungszeitraum aufgenommen wurde. Ein eindeutiger Einfluss der vorangegangenen Geschiebeeingaben auf die Entwicklung des Gerinnebetts konnte nicht festgestellt werden. Da die Gesamtentwicklung hier keine Erosion belegt, sollte die Eingabestelle weiter beobachtet werden, um zu entscheiden, ob die Zufuhr von Geschiebe vielleicht an anderer Stelle mit stärkerer Erosion effizienter gestaltet werden kann.

4.2.2.5 3. Schwelle

Neben der Sedimenteingabestelle am Steinbockdenkmal wurde auch die Eingabestelle unterhalb der 3. Schwelle am Sylvensteinspeicher seit der Eingabe 2013 durch terrestrisches Laserscanning und Drohnenaufnahmen photogrammetrisch ausgewertet, sowie zusätzlich die Entwicklung der mittleren Sohlhöhe der Isar auf der Grundlage von amtlichen Querprofilaufnahmen an der Eingabestelle analysiert. Seit 1995 sind in diesem Bereich fünf Geschiebeeingaben bekannt, die in folgender Tabelle 4.10 aufgelistet sind.

Tabelle 4.10: Geschiebeeingabedaten und -menge unterhalb der 3. Schwelle

Eingabedatum	Geschiebemenge
1995 (5.9. – 14.9.)	1.473m ³
1997 (16.6. – 20.6.)	2.995m ³
1998 (19.5. – 19.6.)	4.050m ³
2009 (7.9. – 15.9.)	4.000m ³
2013 (30.9. – 16.10)	4.010m ³

Terrestrisches Laserscanning an der Geschiebeeingabestelle an der 3. Schwelle

Die erste Aufnahme mit terrestrischem Laserscanning erfolgte vor der Geschiebeeingabe im Oktober 2013. Die jeweiligen Bilanzen der Untersuchungsabschnitte sind in folgender Abbildung 4.67 dargestellt.

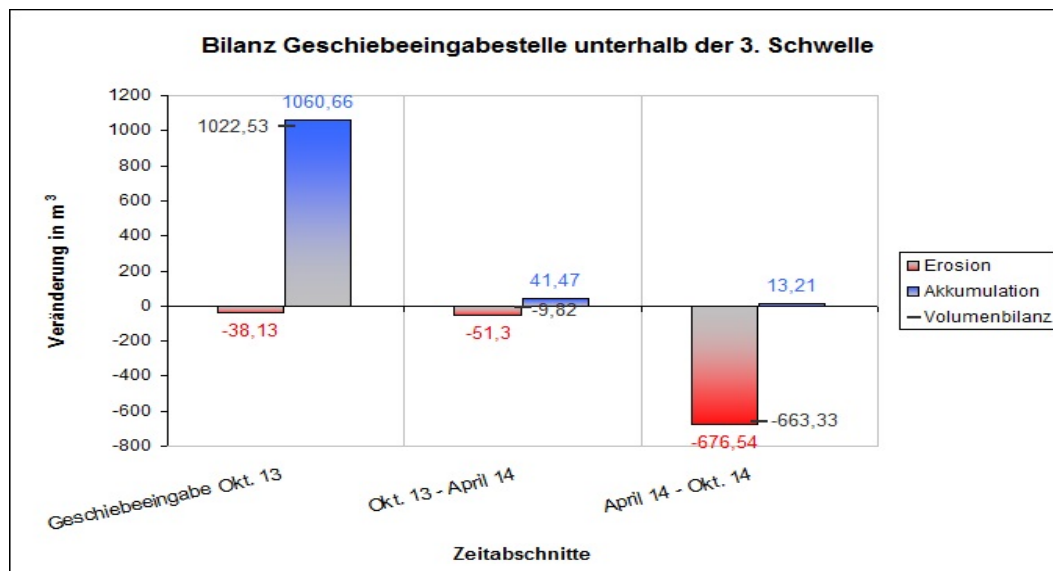


Abbildung 4.67: Erosion und Akkumulation im Isarlauf an der Geschiebeeingabe an der 3. Schwelle

Der erste Abschnitt zeigt die Bilanz zwischen Anfang und Ende Oktober 2013 und bildet damit die Geschiebeeingabe ab. Entsprechend ist eine deutliche Akkumulation von 1061m^3 zu erkennen. Zwar wurden insgesamt ca. 4000m^3 Geschiebe deponiert, aber es konnte nicht das ganze Depot mit terrestrischem Laserscanning aufgenommen werden. Einerseits kam es durch die raue Oberflächenstruktur des Depots zu Abschattungseffekten, andererseits wurde das Geschiebe zum Teil im Lauf der Isar eingebracht, weswegen für diesen Bereich vor der Eingabe keine Werte gewonnen werden konnten.

Im Winterhalbjahr von Oktober 2013 bis April 2014 sind nur geringe Veränderungen zu beobachten, die mit den niedrigen Abflüssen zu erklären sind. Es kam zu einer ersten Erosion am Geschiebedepot und einer Akkumulation auf der Kiesbank unterhalb.

Im nächsten Zeitschritt von April bis Oktober 2014 wurden jedoch 677m^3 am Geschiebedepot erodiert, dem eine Akkumulation von nur 13m^3 gegenübersteht. Anders als an der Eingabestelle am Steinbockdenkmal, hat sich hier das Hochwasserereignis im Spätsommer stärker auf die Erosionsleistung ausgewirkt, da sich ein Teil des Depots direkt im Lauf der Isar befindet.

Die räumliche Verteilung von Erosion (rot) und Akkumulation (blau) für den Zeitraum zwischen den Aufnahmen wird anhand von Differenzhöhenmodellen dargestellt (Abb. 4.63). Anders als bei den bisherigen Gebieten, werden die drei Zeitschritte seit der Geschiebeeingabe jeweils in einem eigenen Differenzhöhenmodell dargestellt, um die Akkumulation nach der Eingabe, sowie die Erosion nach dem Hochwasserereignis besser darstellen zu können.

Ganz links in Abb. 4.68 ist die Sedimentbilanz für die Zeitspanne vor und direkt nach der Geschiebeeingabe dargestellt und zeigt entsprechend das Sedimentdepot im unteren Bereich des Differenzhöhenmodells.

Die nächste Zeitspanne umfasst das Winterhalbjahr von Oktober 2013 bis April 2014 und belegt, dass die erste Erosion als Abtrag an den der Isar zugewandten Flanken des Depots stattgefunden hat. Dieser Abtrag fällt entsprechend der Niedrigwasserperiode im Winterhalbjahr nur gering aus.

Der letzte Abschnitt umfasst die Sommer- und Herbstperiode, mit einem zweijährigen Hochwasserereignis Anfang August 2014, wodurch ein großer Teil des Geschiebedepots erodiert wurde.

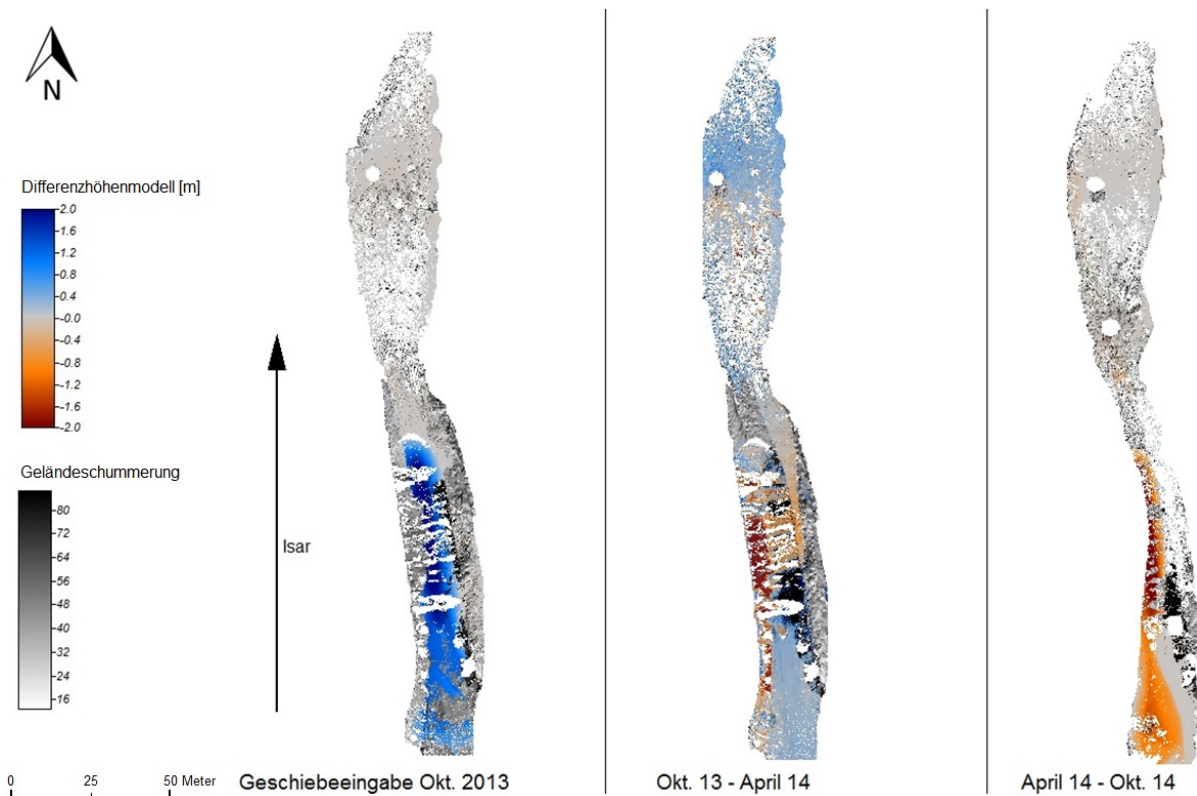


Abbildung 4.68: Sedimentbilanz (TLS) an der Geschiebeeingabestelle an der 3. Schwelle zwischen 10/2013 und 10/2014

Die Veränderungen und besonders die Erosion am Geschiebedepot sind ebenfalls in der Zeitreihe der Drohnen-basierten Orthophotos (Abb. 4.69) zu erkennen. Die Geschiebeeingabestelle ist jeweils mit einem roten Oval markiert.

Es ist deutlich zu erkennen, dass das Geschiebe zum Teil im aktiven Hauptlauf der Isar eingebracht wurde, worin sich auch begründet lässt, dass die Geschiebeeingabestelle im Vergleich zum Steinbockdenkmal schneller und bei niedrigeren Abflüssen reagiert. Die Isar schneidet den Sedimenthügel kontinuierlich an und hat ihn während des Hochwasserereignisses großflächig abgetragen.

Drohnen-basierte Orthophotos der Situation an der 3. Schwelle

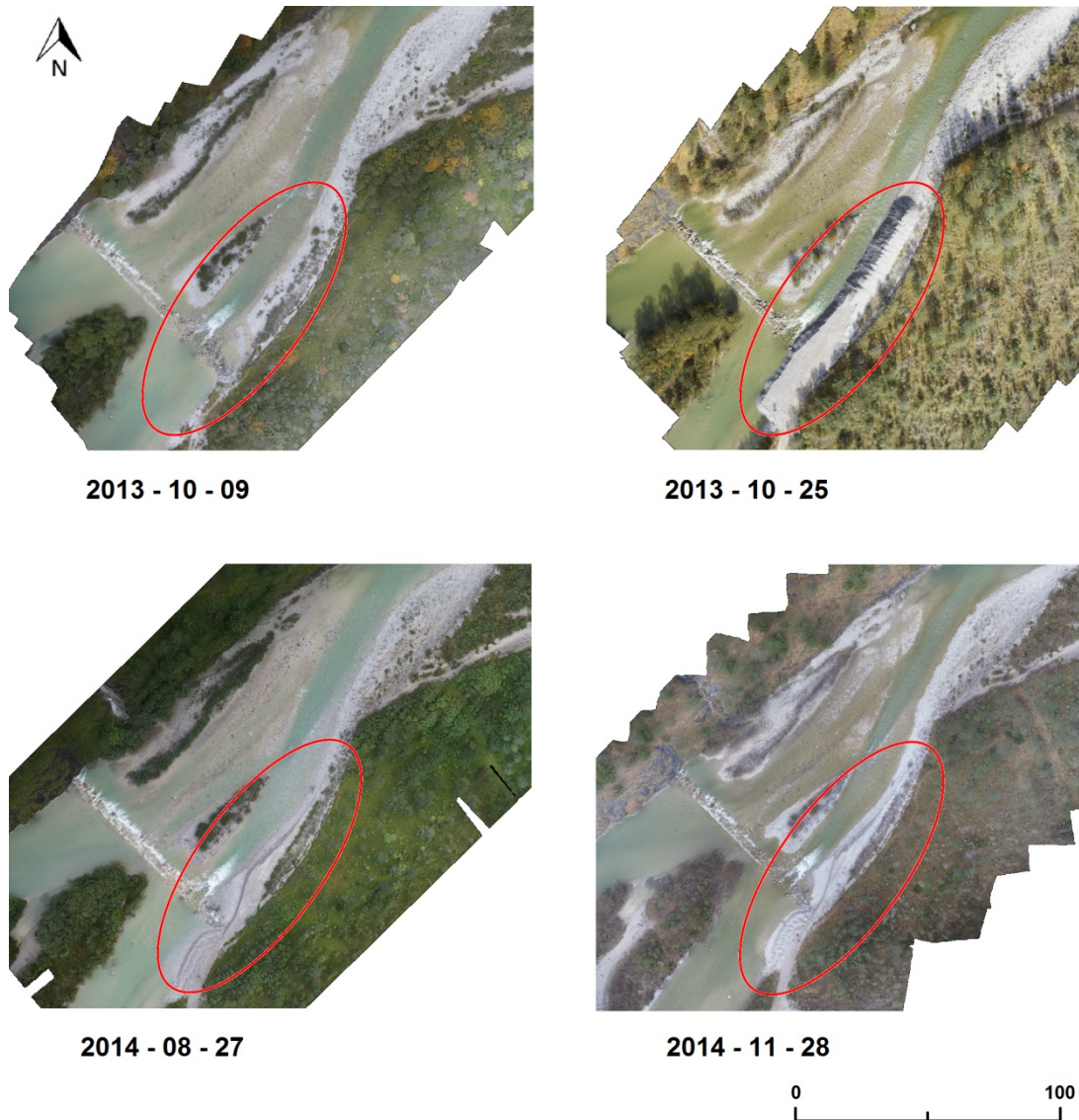


Abbildung 4.69: Orthophotos der Geschiebeeingabesituation an der 3. Schwelle

Entwicklung der mittleren Sohlhöhe an der Geschiebeeingabestelle unterhalb der 3. Schwelle

Auf der Basis der Daten aus terrestrischem Laserscanning und Photogrammetrie (Drohnen-basiert) wurde auch an der dritten Schwelle durch eine Analyse der Entwicklung der mittleren Sohlhöhe zwischen 1979 und 2014 ergänzt.

An der Geschiebeeingabestelle unterhalb der dritten Schwelle (FKM 223,0) ist im Profil (Abb. 4.70) oberhalb (FKM 222,8) nach dem Hochwasser von 1981 und in der Folge bis

1983/84 eine leichte Akkumulation zu erkennen, und erneut zwischen 2005 und 2011. An die Akkumulation schließt sich jeweils eine kontinuierliche Erosion von insgesamt ca. 0,2m an.

Insgesamt kommt es an allen drei Stellen nach dem Hochwasser 2005 zu Erosion, mit einer geringen Akkumulation bis 2011. Bei FKM 223 an der Geschiebeeingabestelle setzt sich die Akkumulation bis 2014 fort, was eventuell mit der Geschiebeeingabe 2013 in Verbindung stehen könnte. Jedoch schon im Profil unterhalb der Eingabestelle (FKM 223,2) ist bis 2014 erneut Erosion aufgetreten.

Der Trend der Sohlveränderungen direkt an der Eingabestelle ist leicht negativ und zeigt damit eine Tieferlegung der Sohle seit 1979 an. Ein direkter Einfluss der Geschiebeeingaben ist nicht zu erkennen.

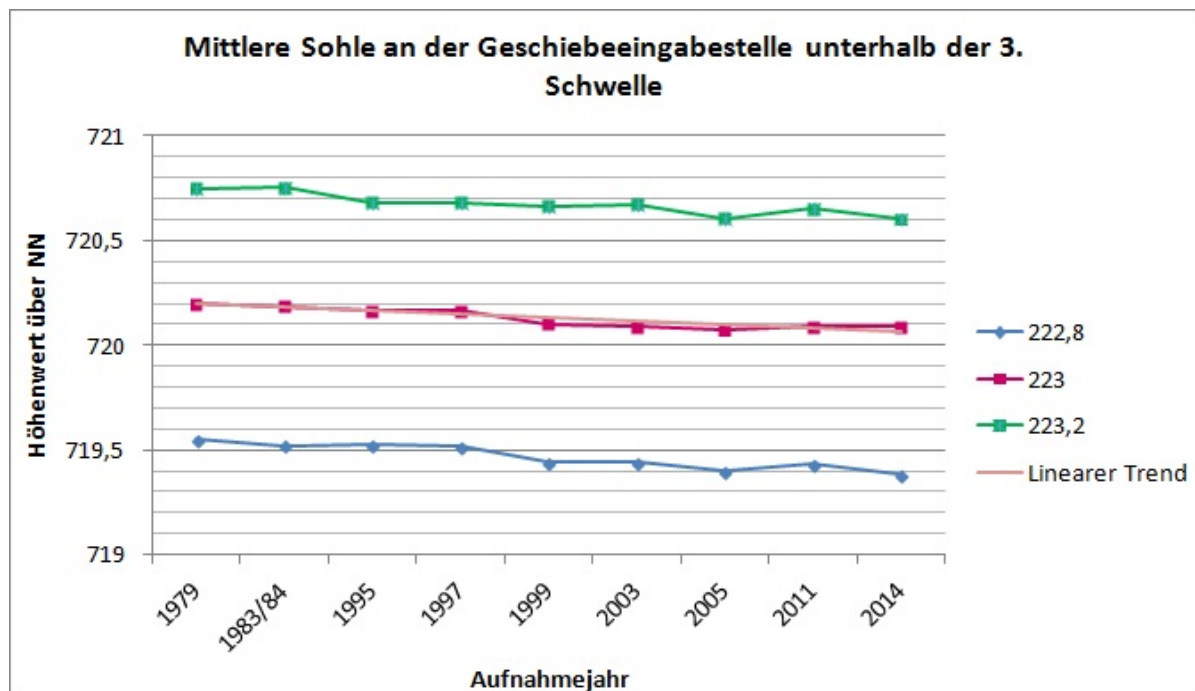


Abbildung 4.70: Entwicklung der mittleren Sohlhöhe an der Geschiebeeingabestelle unterhalb der 3. Schwelle

Diskussion der Ergebnisse an der 3. Schwelle unterhalb des Sylvensteinspeichers

Obwohl nicht das komplette Volumen der Geschiebeeingabe mit terrestrischem Laserscanning abgebildet werden konnte, wurden die Prozesse am Geschiebedepot und dort vor allem die Erosion gemessen und volumetrisch bestimmt. Auch die Orthophotos geben einen guten Eindruck über den Verlauf von Akkumulation und Erosion an der Geschiebeeingabestelle. Vor allem durch das Hochwasserereignis im Spätsommer 2014 wird deutlich, dass das Ge-

schiebedepot unterhalb der 3. Schwelle durch seine Lage im Lauf der Isar schneller und stärker von der Isar erodiert werden kann, als das Geschiebe am Steinbockdenkmal.

Die Analyse der mittleren Sohlhöhe zwischen 1979 und 2014 ergänzt die Daten und zeigt auch hier, dass kein direkter Einfluss der Geschiebeeingaben festgestellt werden kann. Da sich allerdings ein leichter Trend zur Erosion ungeachtet der Geschiebeeingaben zeigt, sollten diese zur Stabilisierung der Sohle der Isar zunächst hier beibehalten werden. Weitere Messungen sind zur Absicherung erforderlich.

5 Fazit/ Empfehlungen

5.1 WP4

Im letzten Teil werden der erwartete Output, sowie die Arbeitshypothesen erneut aufgegriffen und mit den Ergebnissen zusammengeführt.

5.1.1 Fazit

Für WP4 bestand der **erwartete Output** in einem Beitrag zur Projektaktivität 4.1 (four georeferenced databases of sediment sources).

→ **Erreichter Output**

Zu 4.1. konnten unter Verwendung des SCA-Ansatzes auf Basis der ALS-Daten für alle sechs Einzugsgebiete die sedimentliefernden Flächen identifiziert werden. Die sedimentliefernden Flächen sind als Vektordatei im SHP-Format abgespeichert und enthalten für jede einzelne Fläche die Größe in km².

Hauptergebnisse zum Untersuchungsprogramm

Das am Anfang der Studie aufgestellte Untersuchungsprogramm wird hier nochmals aufgegriffen, um die jeweiligen Hauptergebnisse zu nennen:

1. Grundlegende Voraussetzung für die Abschätzung und Bewertung des Geschiebepotenzials eines (Teil-)Einzugsgebietes ist die Kenntnis von **sedimentliefernden Flächen**. Hierunter werden Teilbereiche des Gebiets verstanden, auf denen Sediment generiert bzw. mobilisiert wird, welches das Gerinnenetz erreichen kann.
2. Diese **Kopplung** der sedimentliefernden Flächen an das Gerinnenetz wird mithilfe zweier Verfahren auf der Basis eines hochauflösenden digitalen Geländemodells der Untersuchungsgebiete beurteilt.
3. Das **Geschiebepotenzial** wird einerseits quantitativ über Messungen, andererseits qualitativ abgeschätzt. Die Messungen der aktuellen Sedimentdynamik umfassen (i) die wiederholte hochauflösende Vermessung ausgewählter sedimentliefernder Flächen und Sedimentationsbereichen in den Wildbächen mittels TLS, sowie (ii) die Bestimmung des Sedimentaustrags aus ausgewählten Hanggerinnen mithilfe von Sedimentfallen. In Ergänzung dieser Messungen wird eine flächenverteilte, qualitative Einstufung der Einzugsgebiete im Bezug auf das Geschiebepotenzial vorgenommen. Hierbei werden vorliegende Geodaten wie die Topographie, Lithologie und Vegetation im Bezug auf die potenzielle Lieferung von Geschiebe bewertet; das Ergebnis wird unter Einbeziehung der Sediment-Konnektivität für größere Gebiete aggregiert und liefert damit einen Summenparameter zur Bewertung ganzer (Teil-)Einzugsgebiete.

Zu 1.

Im Projektzeitraum wurden im Untersuchungsgebiet insgesamt 16 Sedimentfallen eingebaut, wovon für 12 mindestens der Austrag eines Jahres quantifiziert werden konnte. Zusätzlich konnten Daten für zwei Kiesfänge aufbereitet werden, In Übereinstimmung mit bereits vorhandenen Untersuchungen von Haas et al. (2011) besteht ein signifikanter Zusammenhang zwischen sedimentliefernder Einzugsgebietsgröße (log) von Hanggerinnen und dem mittleren Sedimentaustrag (log). Im Rahmen dieser Studie konnte durch Integration der Kiesfangdaten festgestellt werden, dass der beobachtete Zusammenhang auch für größere Einzugsgebietsflächen besteht. Dies sollte durch weitere Auswertungen gesammelter Daten zu Kiesfangentnahmen geprüft werden.

Die multitemporale Vermessung von Sedimentquellen mittels TLS liefert wertvolle Hinweise auf Art, räumliche Verteilung und Umfang von Erosion, Sedimentverlagerung am Hang und ggf. die Kopplung an das Gerinnenetz. Die Untersuchungen zeigen Schwierigkeiten bei der Vermessung von Oberflächenveränderungen bzw. die morphologische Sedimentbudgetierung auf der Basis von TLS-Daten in bewaldeten bzw. stark bewachsenen Gebieten. Dies ist auf Abschattungseffekte sowie Ungenauigkeiten durch den Vegetationseinfluss (die eigentliche Oberfläche kann durch den Bedeckungsgrad der Vegetation nicht mehr vollständig bestimmt werden) zurückzuführen. ALS-Daten könnten hier Abhilfe schaffen, sind allerdings teuer und werden daher nicht regelmäßig erhoben.

Zu 2./3.

Die Korrelation zwischen der Größe des sedimentliefernden Einzugsgebietes und dem gemessenen Sedimentaustrag bestätigt die Nutzbarkeit für quantitative Abschätzungen auf der Hang- und Teileinzugsgebietskala, mit sedimentliefernden Flächen von bis zu 10^5 m². Die Übereinstimmung der Bewertung des Geschiebepotenzials mit bislang bekannten Bewertungen (Bönsch & Schomers, 1998) deutet an, dass der Zusammenhang zumindest qualitativ auch für ganze Wildbacheinzugsgebiete von 10^0 - 10^1 km² Fläche zutreffen könnte.

Die hier vorgestellte Bewertung ist vergleichsweise einfach aus digitalen Daten (DHM, EGAR) ableitbar. Sowohl die Ableitung der sedimentliefernden Flächen als auch die qualitative Bewertung der lokalen Erosionsneigung stellen verhältnismäßig geringe Anforderungen an den Arbeitsaufwand. Insbesondere die Ableitung der sedimentliefernden Flächen benötigt zunächst nur ein (hochaufgelöstes) DHM, wie es in vielen Ländern bereits flächendeckend vorhanden ist. Umfangreicher ist die Ableitung des Gerinnenetzes aus dem DHM. Für diese existiert keine Standardprozedur; da die Parameter z.B. mit der Lithologie varrieren können, ist eine Abstimmung auf die Verhältnisse im Untersuchungsgebiet bzw. in den Untersuchungsgebieten von Nöten. Die hier dokumentierten Arbeiten wurden im Wesentlichen mit frei verfügbarer Software (insbesondere SAGA GIS, vgl. www.saga-gis.org) bzw. den darin enthaltenen Werkzeugen erstellt.

Für eine qualitative, flächenverteilte Bewertung der Erosionsneigung werden etwas mehr Daten benötigt (geologische Karten, Vegetationskarten und Kartierungen zur Prozessbewertung etc). Liegen solche Daten bereits in digitaler Form vor, so kann eine qualitative Ab-

schätzung mit wenigen Schritten erfolgen, anderenfalls muss vorher eine Digitalisierung erfolgen. Die Hangneigung und der Konnektivitäts-index IC können von den DHM-Daten abgeleitet werden (für den IC existieren Softwarewerkzeuge für proprietäre und freie Software: <http://www.sedalp.eu/download/tools.shtml>). Die qualitative Bewertung mittels Methode A (vgl. 4.1.4.1) ergab konsistente und mit anderen Studien vergleichbare Ergebnisse. Mithilfe der Gewichtung mittels IC-Index (Methode B, vgl. 4.1.4.1) konnten diese Bewertungen nicht reproduziert werden; es wird jedoch empfohlen, andere Parameterkombinationen für die Umrechnung des IC in einen Gewichtungsfaktor zu testen, da der Wertebereich des IC u.a. Abhängig von der Größe des Einzugsgebietes ist (vgl. Schlussbericht WP4, Brardinoni et al. 2015).

5.1.2 Empfehlungen

Mit dem hier vorgestellten Verfahren (Methode A) besteht die Möglichkeit, eine Vielzahl von Einzugsgebieten mit verhältnismäßig geringem Arbeitsaufwand und unter Verwendung meist gut verfügbarer Datenquellen vergleichend hinsichtlich des Geschiebepotenzials zu bewerten. Mithilfe der Ergebnisse kann zumindest eine Auswahl zur Priorisierung von aufwändigeren Geländebegehungen, detaillierten Gutachten und Managemententscheidungen getroffen werden. Die flächendeckende Nutzbarkeit ist ein großer Vorteil der automatisierten Verfahren gegenüber geländebasierten Expertengutachten.

Die Validität könnte am besten durch quantitative Daten beurteilt werden, die das Geschiebeaufkommen bewerten. Hierzu ist es notwendig, die bereits existierenden größeren Sedimentfallen (z.B. Kiesfänge und andere Verbauungen) weitergehend als bisher geschehen für ein Monitoring zu verwenden. Dies wäre z.B. durch regelmäßige, vom Füllgrad unabhängige Entleerungen in regelmäßigen Zeiträumen (z.B. 1-Jahresabstand) sowie zusätzliche ereignisbezogene Entnahmen umsetzbar. Eine möglichst genaue Quantifizierung des entnommenen Materials sollte bei jeder Leerung durchgeführt werden (wobei bereits eine grobe Quantifizierung besser ist als gar keine).

Erst eine ereignisbezogene Beprobung ermöglicht es, etwaige Zusammenhänge zwischen sedimentliefernder Fläche und Sedimentlieferung bei (Extrem-)Ereignissen zu analysieren, wenn solche tatsächlich auftreten. Insbesondere aufgrund der Tatsache, dass größere Ereignisse die Kapazität und Widerstandskraft der als Sedimentfallen verwendeten Wannen in kleinen Hanggerinnen oft übersteigen (mit der Folge von Ausspülung oder Zerstörung der eingebauten Falle), sind die Kiesfänge ein besonders wichtiges Instrument zur Quantifizierung des Geschiebeaufkommens größerer (Teil-)Einzugsgebiete und während größerer Ereignisse. Bei Vorliegen entsprechender Datensätze kann auch eine Überprüfung erfolgen, ob und wie die Geschiebefracht z.B. mit den hier vorgeschlagenen Größen erklärbar ist.

Während die multitemporale Vermessung mittels TLS sich nur auf kleinen, weitgehend vegetationsfreien Standorten für die Analyse und Quantifizierung von Abtrag, Ablagerung und Kopplung eignet, könnten im zeitlichen Abstand einiger Jahre durchgeführte ALS-Befliegungen eine flächendeckende Quantifizierung von bedeutenden Oberflächenveränderungen und der damit assoziierten Sedimentdynamik auch in bewaldeten Gebieten ermöglichen (vgl. z.B. die Empfehlungen des WP4-Schlussberichts, Brardinoni et al. 2015).

5.2 WP5

5.2.1 Fazit

Um einen Bogen zur Einleitung und dem Expected Output bzw. den Hypothesen und Fragestellungen herzustellen, werden die jeweiligen Unterpunkte nochmals aufgeführt:

Expected Output:

- 5.1.: Dataset on sediment and wood transport rates and volumes for different regions in the Alps (Study areas: Ain, Danube, Drau, Drôme, Gadoria Basin, Gradaščica River Basin, Isar, Isel, Manival, Mur, ORE Draix-Bléone, Réal, Rhône, Rio Cordon, Strimm Basin, Suggadinbach, Urslau,...)
- 5.3.: Report on spatio-temporal variability in sediment transport
- 5.5.: Report on the results of the evaluation of restoration projects with respect to measured sediment fluxes

→ Erreichter Output:

Zu 5.1. wurden flächenhafte Veränderungen durch Erosion und Akkumulation im Isarlauf an ausgewählten Wildbachmündungen und künstlichen Sedimenteingabestellen berechnet.

Zu 5.3. wurde ein großer Abschnitt des Isarlaufs zwischen Bad Tölz, sowie den Mündungen von Arzbach, Hirschbach, Jachen und Schwarzenbach kartiert und mit terrestrischem Laserscanning sowie Luftbildphotogrammetrie aufgenommen und ausgewertet, um Ereignisbezüge herzustellen. Ergänzend konnten ab 1979 vorliegende Daten der Quer- und Längsprofilvermessungen ausgewertet und in die Analyse einbezogen werden.

Zu 5.5. wurden die Lokalitäten der künstlichen Geschiebeeingaben mehrfach mit Hilfe des terrestrischen Laserscannings und der digitalen Luftbildphotogrammetrie aufgenommen und ausgewertet. Zusätzlich konnten seit 1995 vorliegende Querprofilvermessungen analysiert werden.

Arbeitshypothesen

- 1) Der Bau des Sylvensteinspeichers führte hauptverantwortlich zu einem Sedimentdefizit und Tiefenerosion im Unterlauf der Isar bis Bad Tölz.
- 2) Das Sedimentdefizit wird durch die natürliche Geschiebezufuhr aus den tributären Wildbacheinzugsgebieten teilweise ausgeglichen.
- 3) Das Sedimentdefizit kann durch künstliche Geschiebezugaben messbar verringert werden.

Zu 1)

Die Ausgangssituation vor Beginn des Baus des Sylvensteinspeichers kann nur auf der Grundlage älterer topographischer Karten und erster Luftbildbefliegungen ermittelt werden. Die Ergebnisse der Auswertungen dieser Quellen weisen darauf hin, dass die bedeutendsten Veränderung, wie eine Verringerung der Abflussbreite und die Reduktion von mehreren Armen zu einem Hauptarm in den meisten Bereiche schon vor dem Bau des Sylvensteinspeichers stattgefunden haben. Dies gilt auch für den zunehmend dichten Bewuchs der Flussaue.

Die Ursachen dieser bereits vor dem Bau des Staudamms einsetzenden Entwicklung sind auf die geänderte Abflussdynamik durch die Ableitungen im Oberlauf der Isar zurückzuführen, die häufig zu Niedrigwasserabflüssen und teilweise zum Trockenfallen des Flussbetts der Isar geführt haben. Zusätzlich wurde der Abfluss an Aus- und Überleitungen gestaut, was schon seitdem zu einem Geschieberückhalt führte.

1924 wurde bei FKM 251,5 das Wehr in Krün gebaut, wodurch sich der Krüner Isarstausee gebildet hat, in dem seitdem Sediment zurückgehalten wird. Dort wird der Isar ein großer Teil des natürlichen Abflusses entnommen – maximal $25\text{m}^3/\text{s}$ (Vgl. E.on). An Dürrach (max. $12\text{m}^3/\text{s}$), Ampelsbach und Walchen (max. $7,2\text{m}^3/\text{s}$) findet seit 1927 bzw. 1928 und danach 1951 eine Stauung und Überleitung in den Achensee mit Ableitung in den Inn statt, was ebenfalls mit einem gestörten Sedimentkontinuum in Verbindung zu bringen ist. Am Reißbach wird seit 1950 bei der sog. Oswaldhütte an der Straße Vorderriß (Bayern) – Hinterriß (Tirol) der Abfluss (und damit Isarzufluss) gestaut und über einen Stollen ein großer Teil (max. $12\text{m}^3/\text{s}$) in den Walchensee abgeleitet (Vgl. TIWAG). Daraus resultiert eine erneute Unterbrechung des Sedimentkontinuums. Zeitgleich wurde der natürliche Auslauf des Walchensees über die Jachen in die Isar unterbrochen. Insgesamt führten diese Maßnahmen zu einer deutlichen Verringerung des natürlichen hydrologisch wirksamen Einzugsgebiets der Isar (um ca. 993km^2 Vgl. HND Bayern und TIWAG) und zu einem großen Verlust an Abfluss. Dieser verringerte Abfluss (im Mittel um $35\text{m}^3/\text{s}$) führte schon im Oberlauf zu Sedimentation, zusätzlich zu dem zurückgehaltenen Geschiebe an den Vorsperren und Wehren der Überleitungen und Kraftwerke. Hinzu kommt der teils hohe Verbauungsgrad im Isarlauf (Reduktion lateraler Erosion) und in den tributären Wildbacheinzugsgebieten (mit Geschiebeentnahme aus den Wildbächen), wie es besonders an der Jachen und dem Schwarzenbach deutlich geworden ist. Nach dem Bau des Staudamms werden die Effekte durch das Sedimentdefizit als Konsequenz des Sylvensteinspeichers sowie eine erneut veränderte Abflussdynamik und Kappung der Hochwasserspitzen nur noch verstärkt.

Die Ergebnisse zeigen, dass es über längere Zeitschnitte betrachtet in der Summe lokal zu Tiefenerosion im Isarlauf kommt. Manche Stellen weisen ein stabiles Bett oder leichte Tendenz zur Akkumulation auf. In Erosionsbereichen kann es im Verlauf von Hochwasserereignissen auch zu temporärer Akkumulation kommen.

Die Auswertung der Trends der Längsprofile zeigt einen gemittelten Wert der Tiefenerosion seit 1979 von ca. 20cm im oberen Abschnitt und ca. 50cm im unteren Abschnitt. Allerdings muss dabei beachtet werden, dass es durch das Kraftwerk in Bad Tölz, den Stausee und die

Anlandung sowie Entnahme zu einer starken anthropogenen Beeinflussung in diesem Abschnitt kommt. Betrachtet man den „bereinigten“ mittleren Trend, in dem der Abschnitt des Stausees in Bad Tölz nicht berücksichtigt wird, so zeigt sich ein völlig anderes Bild, das nur noch eine Erosion von ca. 20cm im oberen Abschnitt (FKM 211,2 – ca. 205,6) zeigt und ab FKM 205,6 bis zum Stadtgebiet in Bad Tölz sogar Akkumulationstendenzen aufweist. Diese Tendenz könnte jedoch nach wie vor mit der Anlandung von Sediment im Stadtgebiet durch die Abnahme von Gefälle und Fließgeschwindigkeit in Verbindung stehen. Im Mittel der vergangenen ca. 35 Jahre ist die Sohleintiefung damit erkennbar, liegt aber in einem recht geringen Bereich bei insgesamt hohen Schwankungsbreiten, so dass weitere Daten zu einer Absicherung der Ergebnisse führen müssen. Eine Berechnung der Veränderungen vor 1979 ist mit den zur Verfügung stehenden Daten in der erforderlichen Genauigkeit nicht möglich, so dass für die Phase unmittelbar nach Inbetriebnahme des Sylvensteinspeichers hinsichtlich der Tiefenerosion keine Aussage getroffen werden kann.

Zu 2)

Die Analysen der amtlich vermessenen Längs- und Querprofile, der Daten des terrestrischen Laserscannings und der photogrammetrischen Luftbilddauswertungen haben gezeigt, dass Wildbäche mit vorhandener Sedimentdurchgängigkeit insbesondere bei Hochwasserereignissen nach Starkregen in der Lage sind, das Sedimentdefizit im Bett der Isar temporär zu reduzieren, so dass es dort zu einer Akkumulation von Geschiebe kommt.

Trotzdem kann keine pauschale Aussage über die Lieferkapazität bzw. den Transport aus den Wildbacheinzugsgebieten getroffen werden. Die Analysen haben gezeigt, dass die Wildbäche nicht bei jedem vergleichbaren Ereignis auch gleich stark reagieren, bzw. allgemein bei Hochwasserereignissen großen Sedimentinput liefern. Um die Ursache dieser differenzierten Reaktion der Gebiete ermitteln zu können, wären Daten der Niederschlagsintensität und -menge in deutlich höherer zeitlicher und räumlicher Auflösung notwendig, da die Mobilisierung von Geschiebe in kleinen Wildbacheinzugsgebieten anders als der Abfluss der Isar stark von den lokal wechselnden Niederschlägen abhängt.

Die Untersuchungen haben allerdings klar belegt, dass die Wildbäche einen wichtigen Beitrag zum Ausgleich bzw. zur Reduktion des Sedimentdefizits leisten. Der teilweise sehr hohe Verbauungsgrad sowie die Einrichtung von Geschiebesperren können die positiven Einflüsse der Wildbäche auf den Geschiebehaushalt der Isar allerdings reduzieren oder sogar ins Gegenteil verkehren, wenn zu wenig Geschiebe aber viel Abfluss geliefert wird. Im Laufabschnitt betrifft dies vor allem Jachen und Schwarzenbach, aber auch der Geschieberückhalt in anderen Wildbächen sollte überprüft, kontrolliert und ggf. reduziert werden.

Zu 3)

Ein direkter Einfluss der künstlichen Geschiebeeingaben auf das Erosionsverhalten der Isar im Oberlauf des Untersuchungsabschnittes konnte nicht klar herausgearbeitet werden. Die Eingaben 1995, 1997 und 1998 wurden von Hochwasserereignissen überlagert, so dass nicht differenziert werden konnte, welche Auswirkung auf die Geschiebeeingabe zurückzuführen ist und welche auf das Hochwasser – wobei das Hochwasser die stärkeren Folgen

hatte und damit dominant ist. Die Eingaben von 2009 hatten keinen sichtbaren Effekt. Die Depots von 2013 sind an einer Stelle noch nahezu unberührt, an der anderen Stelle ca. zu 1/3 abgetragen worden. Jedoch ist auch hier kein eindeutiger Einfluss bzw. Verbleib des abgetragenen Sediments nachvollziehbar.

In der Summe kam es trotz insg. 11 Geschiebeeingaben mit einer Gesamtsumme von ca. 49.500m³ zumindest an der 3. Sperre zu einer geringen Tiefen- und Seitenerosion, die sich seit dem Eingabebeginn 1995 nicht signifikant reduziert hat, was ebenfalls auf einen hier geringen Effekt der künstlichen Geschiebeeingaben hinweist. Insgesamt ist also nach wie vor ein Sedimentdefizit zu erkennen, das durch verschiedene Maßnahmen reduziert bzw. ausgeglichen werden muss. Optimal wäre eine verbesserte Sedimentdurchgängigkeit v.a. der Tributäre und die Möglichkeit zur lateralen Erosion, was jedoch wahrscheinlich in der Summe ohne eine zusätzliche Eingabe von Geschiebe nicht ausreichend ist. Entsprechend weisen die Untersuchungen darauf hin, dass mehr und häufiger Geschiebe eingegeben werden sollte. Da insbesondere bei Hochwasserereignissen eher ein Trend zur Geschiebeakkumulation im Isarlauf zu erkennen war (Zufuhr durch Wildbäche?), ist die künstliche Geschiebeeingabe so vorzunehmen, dass das Geschiebe im jährlichen Abflussgeschehen aufgearbeitet werden kann.

5.2.2 Empfehlungen

Die Untersuchungen haben gezeigt, dass im Isarlauf unterhalb des Sylvensteinspeichers lokal Tendenzen zur Sohlvertiefung bestehen. Es ist allerdings auf der Grundlage der bisher vorliegenden Daten eher unwahrscheinlich, dass ausschließlich das durch den Bau des Speichers verursachte Geschiebedefizit diese Reaktion des Flusses verursacht, weil bereits in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts einsetzende hydrologische Eingriffe in das System eine wichtige Rolle spielen, so dass sich das Flussbett bereits in der ersten Hälfte des 20. Jahrhundert verändert hat. Um diese Frage besser beantworten zu können, sollten weitere historische Daten akquiriert, verarbeitet und ausgewertet werden, die sich vor allem auch mit dem Oberlauf der Isar im Bereich der Ableitungen beschäftigen.

Um die Verteilung des natürlich und künstlich eingetragenen Geschiebes im Detail zu verfolgen, müssten weitere umfangreiche Aufnahmen großer Laufabschnitte in engen zeitlichen Intervallen und mit Bezug zu den hydrologisch relevanten Ereignissen durchgeführt werden. Dabei könnten sowohl Laserscanner mit einem grünen Laser für Aufnahmen unter der Wasseroberfläche zum Einsatz kommen, als auch photogrammetrische Auswertungen von Luftbildaufnahmen (Drohnen), wobei neue Forschungen hier auch Bereiche unter der Wasseroberfläche einschließen.

5.2.2.1 Geschiebedurchgängigkeit der Wildbäche

Um einen Ausgleich zum Sedimentdefizit aus Wildbächen gewährleisten zu können, müsste die Geschiebeentnahme bzw. der Verbauungsgrad reduziert und die Geschiebedurchgängigkeit wiederhergestellt werden, soweit es im Rahmen der Siedlungssicherung und Risikoprävention möglich ist. Konkret hat sich in den Untersuchungen z.B. gezeigt, dass die stark verbauten Tributäre Jachen und Schwarzenbach grundlegend anders reagieren, als die durch-

gängigeren Wildbäche Arzbach und Hirschbach, die durch ihr Sedimentlieferpotenzial durchaus in der Lage sind, das Sedimentdefizit zu reduzieren oder zeitweise sogar eine Akkumulation von Geschiebe zu bedingen. Entsprechend wird empfohlen, die Geschiebedurchgängigkeit an Jachen und Schwarzenbach zu verbessern bzw. wiederherzustellen.

5.2.2.2 Laterale Erosion und Uferverbauungen

Oft war zudem eine Tiefenerosion im Bereich von verbauten Prallhängen zu beobachten, wohingegen unverbaute Prallhänge teilweise in der Lage waren, die Tiefenerosion zu reduzieren oder sogar für eine Akkumulation zu sorgen. Entsprechend wird empfohlen, weitere Uferverbauungen zu entfernen und damit der Isar die Möglichkeit zu lateraler Erosion zu bieten. Dafür geeignet ist z.B. der Isarabschnitt bei der Bibermühle, wofür schon seit 2012 erste Pläne zum Uferrückbau existieren. Es wird empfohlen, diese Planung weiter intensiv zu verfolgen und soweit möglich zeitnah umzusetzen. Zusätzlich sollte begleitend zu solchen Maßnahmen ein Erfolgsmonitoring erfolgen. Dazu ist es ratsam, Querprofile im Bereich der Rückbaumaßnahmen, sowie ober- und unterstrom davon (mindestens ein FKM) vor Beginn der Baumaßnahmen aufzunehmen, sowie in regelmäßigen Abständen danach und zusätzlich nach Ereignissen mit erhöhtem Abfluss. Um die flächenhaften Veränderungen zu dokumentieren und ggf. in den Maßnahmen nachsteuern zu können, wird der ereignisbezogene Einsatz von Drohnenaufnahmen empfohlen. Die zusätzlichen, ereignisbezogenen Aufnahmen können je nach Einschätzung der Veränderungen vor Ort vorgenommen werden, sobald sich sichtbare Unterschiede ergeben haben und ein Ereignisbezug hergestellt werden kann.

Die Untersuchungen haben ergeben, dass der unverbaute Prallhang am Arzbach sowie ein unverbauter Hang gegenüber der Jachen- und Schwarzenbachmündung bei erhöhtem Abfluss erodiert und zurückverlegt werden. Diese Prozesse sollten ebenfalls durch regelmäßige Querprofilaufnahme und ereignisbezogene Luftbildaufnahmen (Drohnen) sowie die alle drei Jahre erfolgende Bayernbefliegung beobachtet und eventuell durch Kartierungen ergänzt werden. Dadurch kann die Dynamik in diesen Bereichen besser dokumentiert und ein Sedimentpotenzial der Hänge und folglich eventuell der Geschiebebedarf der Isar in diesem Abschnitt abgeschätzt werden. Außerdem könnte dieser Bedarf zukünftig durch Geschiebeeingaben an diesen Mündungsbereichen gedeckt bzw. reduziert werden, um eine weitere Rückverlegung der Hänge zu vermindern.

5.2.2.3 Geschiebeeingaben

Künstliche Geschiebeeingaben beeinflussen die Sohlentwicklung je nach Eingabestelle unterschiedlich stark. Neben der Eingabe in relativer Nähe zum Staudamm, wo ein besonders großes Geschiebedefizit zu erwarten war, sollten weitere Eingabestellen diskutiert werden, die sich an Lokalisationen besonders intensiver Tiefenerosion aufgrund mangelnder Geschiebeverfügbarkeit orientieren.

Jachen-/Schwarzenbachmündung

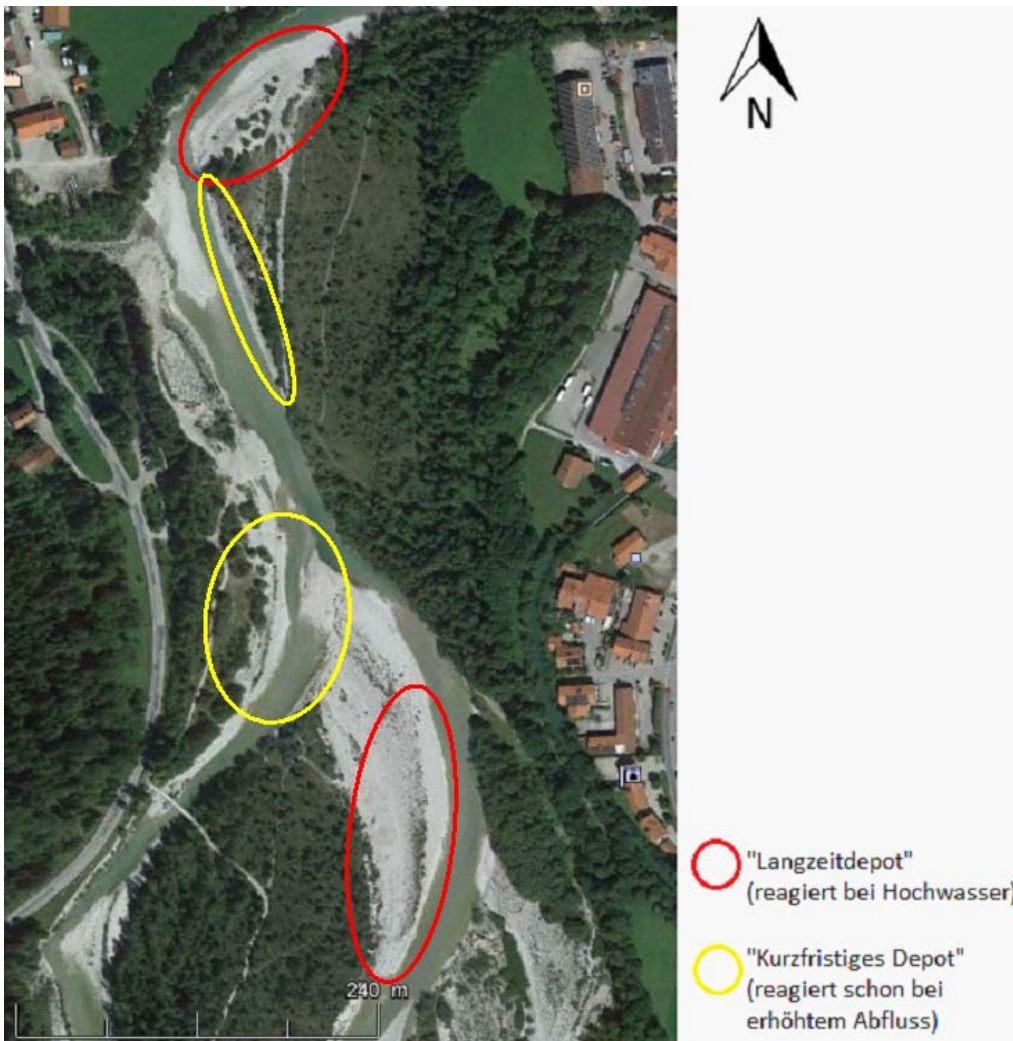


Abbildung 5.1: Vorschlag für Geschiebeeingabestellen an Jachen- und Schwarzenbachmündung (Verändert auf Basis von Google Earth)

Aufgrund der Untersuchungsergebnisse ist der Mündungsbereich Jachen/Schwarzenbach eine relevante Eingabestelle, wenn das Geschiebedefizit nicht durch Maßnahmen in den tribuären Einzugsgebieten reduziert werden kann.

In Abbildung 5.1. werden auf Basis der Erfahrungen und Untersuchungsergebnisse an den Geschiebeeingabestellen unterhalb der dritten Schwelle und dem Steinbockdenkmal sowie der Ergebnisse aus terrestrischen Laserscanningaufnahmen sowie Geländeerfahrung an den Wildbachmündungen Vorschläge für Geschiebeeingabestellen an Jachen- und Schwarzenbachmündung unterbreitet. Dabei wird zwischen „Langzeitdepots“ und „kurzfristigen Depots“ unterschieden. Diese Einschätzung basiert auf den bekannten Eingabestellen an der dritten Schwelle und dem Steinbockdenkmal sowie deren Entwicklung. „Langzeitdepots“ reagieren entsprechend wahrscheinlich erst bei höheren Abflüssen, wie z.B. dem HQ_5 bzw.

HQ₁₀ in 2013, „kurzfristige Depots“ (vgl. 3. Schwelle) können schon bei erhöhtem Abfluss wie z.B. dem HQ₁ im Spätsommer 2014 erodiert werden. Die tatsächliche Reaktion müsste jedoch in der Praxis beobachtet werden (siehe auch Kapitel 5.2.2.4). Eine Priorisierung der kurzfristig wirksamen Eingaben ist wünschenswert, da bei starken Ereignissen in der Regel die Tendenz zur Eintiefung der Sohle eher weniger stark ausgeprägt ist, da durch die Wildbäche zusätzlicher Sedimenteintrag stattfindet und mindestens in den Mündungsbereichen i.d.R. damit das Sedimentdefizit ausgeglichen bis übersättigt wird.

Steinbockdenkmal

Die Analyse der Daten hat gezeigt, dass es am Steinbockdenkmal auch vor den bekannten Geschiebeeingaben ab 1995 nicht zu einer deutlichen Tiefenerosion der Sohle gekommen ist. Das Geschiebedepot von 2013 befindet sich bis heute nahezu unverändert am Ort. Entsprechend ist die Lage der Eingabestelle und ihr Nutzen kritisch zu hinterfragen.

Sollte die Eingabestelle weiterhin bestehen bleiben, ist davon auszugehen, dass das aktuelle Depot erst bei höheren Abflüssen (mindestens über HQ₂, vgl. Spätsommer 2014) erodiert werden kann. Eventuell könnte diese Eingabestelle dann als „Langzeitdepot“ dienen, um der Isar bei Hochwasserereignissen zusätzlich Sediment zuzuführen.

Recherchen haben ergeben, dass das Geschiebe 2009 am Steinbockdenkmal an einer anderen Stelle eingegeben wurde (Abb. 5.2) und 2010 durch ein HQ₂ im Juni und nahezu ein HQ₂ im September erodiert wurde, also eher auf kleinere Ereignisse reagiert hat und damit vermutlich effektiver die Erosion reduzierte.

Entsprechend könnte es ratsam sein, an beiden Stellen am Steinbockdenkmal Geschiebe einzugeben, wobei die Stelle von 2013 auf der Kiesbank als „Langzeitdepot“ und vor allem für größere Hochwasserereignisse angelegt wird, das Depot von 2009 eher als „Kurzzeitdepot“ für die kontinuierliche Versorgung der Isar, wobei diese Stelle auch sehr gut zugänglich ist und entsprechend häufiger aufgefüllt werden kann. Eine Überversorgung sollte jedoch zugunsten anderer Eingabeorte vermieden werden.

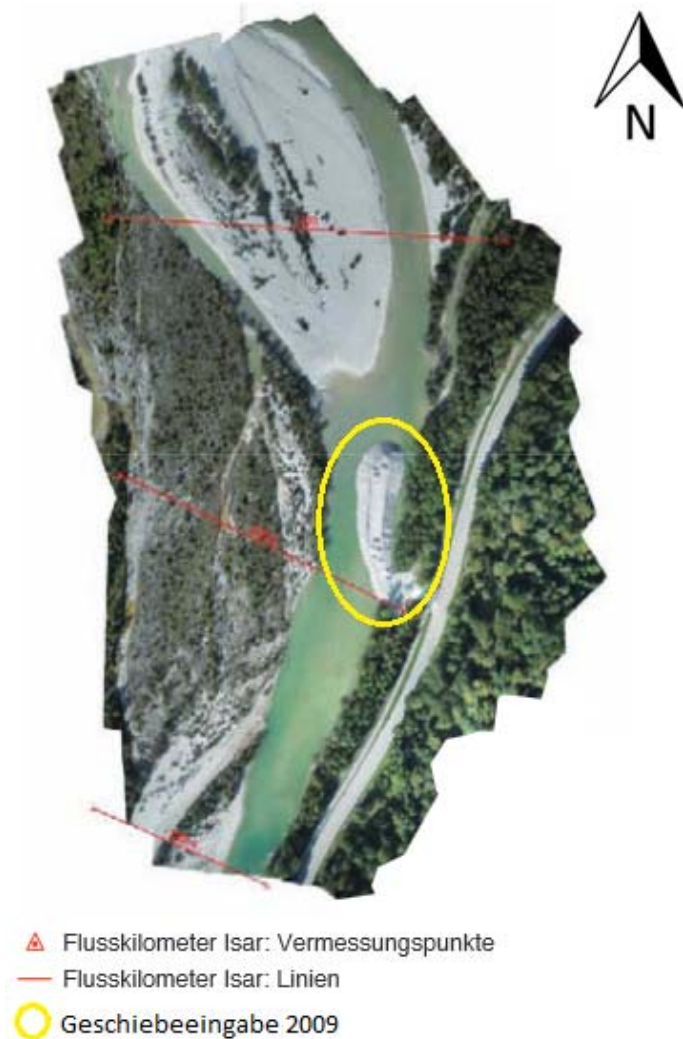


Abbildung 5.2 Lage der Geschiebeeingabestelle am Steinbockdenkmal 2009 (LfU 2011)

3. Schwelle unterhalb des Sylvensteinspeichers

Die Untersuchungen haben ergeben, dass im Bereich der Eingabestelle an der 3. Schwelle sowohl vor, als auch nach der Geschiebeeingabe eine geringe Tendenz zur Tiefenerosion in diesem Laufabschnitt festzustellen ist. Entsprechend erscheint die Eingabe sowie deren Lage sinnvoll. Da trotz Geschiebeeingabe ab 1995 nach wie vor eine Tendenz zur Erosion festzustellen ist, wird empfohlen, größere Mengen an Geschiebe umzusetzen. Da der Trend aufgrund der begrenzten Datenreihe nur schwach belegt ist, sollte die weitere Entwicklung durch konsequentes Monitoring (Vermessung, TLS, Drohnenaufnahmen) überwacht werden.

Bei der Eingabestelle unterhalb der dritten Schwelle handelt es sich eher um ein „kurzfristiges Depot“, das 2014 bereits durch leicht erhöhte Abflüsse zum großen Teil erodiert wurde.

Entsprechend wird zusätzlich empfohlen, dieses Depot in kürzeren zeitlichen Abständen als bisher bzw. nach Möglichkeit sogar nach jedem Ereignis mit größerem Abtrag wieder aufzufüllen und ebenfalls in das Monitoring einzubeziehen

„Langzeitdepots“ erfordern durch ihre Lage, zumindest an den vorgeschlagenen Stellen, oft auch einen höheren Aufwand. Entsprechend wird empfohlen, bei der Umsetzung größere Mengen an Geschiebe einzugeben. Da die Isar bisher bei größeren Ereignissen (z.B. am Steinbockdenkmal) das eingegebene Geschiebe problemlos aufgenommen hat, wird geraten, durchaus noch größere Mengen als bisher (max. $\sim 6.000\text{m}^3$) einzugeben und die Reaktion der Isar zu beobachten.

In Bezug auf „kurzfristige Depots“ wird empfohlen, häufiger und durchaus auch kleinere Mengen einzugeben, bzw. die Depots sobald sie angegriffen oder abgetragen wurden, wieder aufzufüllen, um die Isar durchgängig und langfristig mit Geschiebe zu versorgen (vgl. Eingabestelle unterhalb der 3. Schwelle, sowie Eingabestelle am Steinbockdenkmal von 2009).

5.2.2.4 Monitoring

Insgesamt wird empfohlen, besonders die wasserbaulichen Maßnahmen intensiv zu begleiten und Daten vor allem vor den Eingriffen (entweder direkt davor, oder die letzten regelmäßig erhobenen Daten, falls es danach nicht zu nennenswerten Ereignissen kam), aber auch danach in regelmäßigen Abständen und nach Hochwasserereignissen aufzunehmen, um einen Ereignisbezug herstellen zu können.

Bezogen auf die Wildbachmündungen hat sich die Kombination aus Kartierungen, Aufnahmen mit TLS und der Drohne, sowie die Auswertung von Querprofilen bewährt.

Kartierungen könnten auf Basis der alle drei Jahre erfolgenden Bayernbefliegung mit geringem Arbeitsaufwand durchgeführt werden und lassen grobe Rückschlüsse (geringe zeitliche Auflösung) auf die unterschiedlichen Dynamiken sowie die Entwicklungen im Isarlauf zu. Auf dieser Basis könnten z.B. akute Bereiche der Veränderungen des Flussbetts erkannt und detailliert aufgenommen werden, um Entwicklungen im Erosionsverhalten der Isar nachzuvollziehen.

Die Aufnahme von Querprofilen sollte konsequent, durchgängig und in regelmäßigen zeitlichen Abständen sowie unbedingt nach Hochwasserereignissen durchgeführt werden. Höher aufgelöste flächenhafte Aufnahmen (z.B. durch TLS) sind in den Bereichen der Geschiebeeingaben jeweils vor und begleitend nach der Eingabe vorzunehmen. Mit entsprechend aufbereiteten Daten und vorgefertigten Masken, Diagrammen und Formeln ist auch hier der Arbeitsaufwand vergleichsweise gering. Aus diesen Daten können Rückschlüsse auf die Erosions- bzw. Akkumulationstendenz der Sohle gezogen werden und entsprechend z.B. der Einfluss von Geschiebeeingaben oder Uferrückbaumaßnahmen beurteilt werden. Zusätzlich könnte es ratsam sein, die Anlandung im Stausee in Bad Tölz bzw. auch schon im Stadtgebiet konsequent und hochaufgelöst zu beobachten und gegebenenfalls mit den Geschiebeeingaben in Verbindung zu bringen. Aus den angelandeten Mengen an Sediment im Stausee bzw. Stadtgebiet, in Zusammenhang mit den Kubaturen aus historischen Daten, sowie den Men-

gen der Geschiebeeingaben könnten somit eventuell Rückschlüsse auf den Verbleib des eingebenden Sediments gezogen werden und z.B. nach Hochwasserereignissen analysiert werden, ob es zum Durchtransport der eingebenden Geschiebemengen von Eingabestelle bis zum Stausee/Stadtgebiet gekommen ist.

Die Aufnahmen mit TLS bzw. einer Drohne erfordern je nach Gebiet ca. einen Tag Arbeitsaufwand im Gelände und anschließend ca. zwei Tage für die Bearbeitung und Auswertung der Daten im Büro. Damit sind die Aufnahmen wenig aufwändig, aber zeitlich und räumlich sehr flexibel. Die Gebiete sollten in regelmäßigen Abständen, z.B. je einmal im Frühjahr und Herbst und zusätzlich nach Starkregen- oder Hochwasserereignissen aufgenommen werden. Die Daten ermöglichen es, Volumina von Erosion und Akkumulation, sowie deren räumliche Verteilung zu dokumentieren und somit z.B. das Sedimentlieferpotenzial von Wildbächen oder den Abtrag an Geschiebedepots nach zu verfolgen. Außerdem kann nur so ein Ereignisbezug hergestellt werden bzw. eine Abschätzung der Veränderungen des Volumens von Geschiebedepots vorgenommen werden, um gezielt weitere Geschiebeeingaben zu veranlassen.

Zusätzlich ist es ratsam, mit den Bewohnern vor Ort oder z.B. dem Betreiber des Kraftwerks in Fleck in regelmäßiger Verbindung zu bleiben, da diese die Situation und Veränderungen täglich beobachten und Auskunft darüber geben können. Der Betreiber des Kraftwerks in Fleck hat mit dem orts- und höhenfesten Auslass (neu gebaut 2010) des Werkskanals unterhalb der Jachen- und Schwarzenbachmündung eine gute Marke, um Erosion bzw. Akkumulation in diesem Bereich auch zeitlich abzuschätzen, sowie durch Anlandung im Werkskanal am Wehr den Geschiebetransport z.B. auch nach Geschiebeeingaben zu beurteilen.

Geschiebeentnahmen müssen sowohl im Isarbereich als auch in den Zuflüssen genau dokumentiert werden (staatlich und privat). Sie sollten auf das absolute Mindestmaß beschränkt werden und nur dort erlaubt werden, wo das Geschiebedefizit der Isar nicht ohnehin vorhanden ist und dann nur verstärkt würde.

6 Referenzen

1. Abolmasov, B., Milenkovic, S., Jelisavac, B., Duric, U. & Marjanovic, M. (2014): Mechanism and Dynamics of Umka Landslide, Belgrad, Serbia. In: K. Sassa, P. Canuti & Y. Yin (Hrsg.), *Landslide Science for a Safer Geoenvironment* (S. 297-302). Springer International Publishing.
2. Albertz, J. (2001): *Einführung in die Fernerkundung. Grundlagen der Interpretation von Luft- und Satellitenbildern*. Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgesellschaft.
3. Barrand, N. E., James, T. D. & Murray, T. (2010): Spatio-temporal variability in elevation changes of two high-Arctic valley glaciers. In: *Journal of Glaciology*, Vol. 56, No. 199, S. 771-780
4. Barnes, J. W. & Lisle, R. J. (2004): *Basic Geological Mapping, Fourth Edition*, Chichester, West Sussex, England: Wiley.
5. Becht M. (1995): *Untersuchungen zur aktuellen Reliefentwicklung in alpinen Einzugsgebieten*. Münchner Geographische Abhandlungen, Reihe A. Geobuchverlag, München.
6. Becht M., C. Copien & C. Frank (2006): *Abschlussbericht zum Projekt HANG (Teilprojekte HAWAS und HAGEM) (Historische Analyse von NaturGefahren)*
7. Bell, R. (2006): Multi-method monitoring of recent landslide activity in the Swabian Alb (Germany). In: *Geophysical Research Abstracts*, Bd. 8.
8. Bitelli, G., Dubbini, M. & Zanutta, A. (2004): Terrestrial Laser Scanning and Digital Photogrammetry Techniques to Monitor Landslide Bodies. In: *Proceedings of the XXth ISPRS Congress, Istanbul, XXXV, part B5*, 246-251.
9. Brasington, J., Langham, J. & Rumsby, B. (2003): Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport. In: *Geomorphology* 53, S. 299-316.
10. Brasington, J., Vericat, D. & Rychkov, I. (2012): Modelling River Bed Morphology, Roughness and Surface Sedimentology using high resolution Terrestrial Laser Scanning. In: *Water Resour. Res.* 48, W11519.
11. Bremer, M. & Sass, O. (2012): Combining airborne and terrestrial laser scanning for quantifying erosion and deposition by a debris flow event. In: *Geomorphology* 138, S. 49-60.
12. Bogaard, T., Antoine P., Desvarreux, P., Giraud, A., Van Asch. T. W. (2000): The slope movements within the Modorès graben (Drôme, France); the interaction between geology, hydrology and typology. In: *Engineering geology*, 55(4), S. 297-312.

13. Bönsch, H. & Schomers, K. (1998): Geschiebehaushalt der Wildbache zwischen dem Sylvensteinspeicher und der Staustufe Bad Tölz, Untersuchung im Auftrag des Bayerischen Landesamtes für Umwelt, S. 1. ff.
14. Bonnard, C., Noverraz, F. & Dupraz, H. (1996): Long Term Movements of Substabilized Versants in the Swiss Alps and Climate Changes. Ecole polytechnique fédérale de Lausanne, Laboratoires de mécanique des sols et des roches.
15. Borselli L., P. Cassi & D. Torri (2008): Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. *Catena* 75, 268-277. DOI: 10.1016/j.catena.2008.07.006
16. Cavalli M., S. Trevisani, F. Comiti and L. Marchi (2013): Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology* 188, p. 31-41. doi: 10.1016/j.geomorph.2012.05.007
17. Cavalli M., S. Crema & L. Marchi (2014a): Guidelines on the Sediment Connectivity ArcGis 10.1 and 10.2 Toolbox. Release: 1.1 <http://www.sedalp.eu/download/tools.shtml> (26.03.2015)
18. Cavalli M., S. Crema & L. Marchi (2014b): Guidelines on the Sediment Connectivity stand-alone application SedInConnect. Release: 2.0 <http://www.sedalp.eu/download/tools.shtml> (26.03.2015)
19. Church, M., (2010): Mountains and Montane Channels. In: Burt, T.P., Allison, R.J. (Eds.), *Sediment Cascades*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK, pp. 17-53.
20. Dalla Fontana G. & L. Marchi (2003): Slope-area relationships and sediment dynamics in two alpine streams. *Hydrol. Process.* 17, 73-87. DOI: 10.1002/hyp.1115
21. Eisenbeiß, H (2009): UAV Photogrammetry, Diss. Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, Institut für Geodäsie und Photogrammetrie, Zürich.
22. E.ON (2010): Das Walchenseekraftwerk. Ein Juwel der Technik in den Alpen. Online unter: http://apps.eon.com/documents/EWK_Walchensee_2010_ger.pdf (Letzter Aufruf: 14.06.2015)
23. Foerst, M. & Rütthner, N. (2013): Measuring bank retreat in fluvial environment with terrestrial laser scanning (TLS). In: *Earth Surface Dynamics Discussion*, 1, S. 951-972.
24. Geologisches Jahrbuch (1985): Empfehlung für die Herstellung ingenieurgeologischer Karten, herausgegeben von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und den Geologischen Landesämtern in der Bundesrepublik Deutschland, Reihe C, Heft 41.

25. Gili, J. A., Corominas, J. & Rius J. (2000): Using Global Positioning System techniques in landslide monitoring. In: Engineering Geology, 55(3), S. 167-192.
26. Haas F. (2008): Fluviale Hangprozesse in alpinen Einzugsgebieten der nördlichen Kalkalpen. Quantifizierung und Modellierungsansätze. Profil Verlag GmbH München/Wien.
27. Haas F., Heckmann, T., Wichmann, V. & Becht, M. (2011): Quantification and Modeling of Fluvial Bedload Discharge from Hillslope Channels in two Alpine Catchments (Bavarian Alps, Germany). Zeitschrift für Geomorphologie Vol. 55, Suppl. 3, 147-168, Stuttgart
28. Hegg, C., Kienholz, H. & Weingartner, R. (1996): Wildbachhydrologie und – geomorphologie im Testgebiet Leissigen. Internationales Symposium Interpraevent 1996 – Garmisch-Partenkirchen. In: Tagespublikation, Band 1, S. 309 – 318.
29. Hegg, C., Rickenmann, D. & Forster, F. (2001): Hochwasser und Feststofftransport in Wildbacheinzugsgebieten. In: Bull. angewandte Geologie Vol. 6, Nr. 1, S. 85-97.
30. Heinimann, H.R., Hollenstein, K., Kienholz, H., Krummenacher, B. & Mani, P. (1998): Methoden zur Analyse und Bewertung von Naturgefahren. – Umwelt-Materialien Nr. 85, Naturgefahren. Herausgeber: Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (BUWAL), Bern.
31. Herrera, C., Fernández-Merodo, J., Mulas, J., Pastor, M., Luzi, G. & Monserrat, O. (2009): A Landslide forecasting model using ground based SAR data: The Portalet case study. In: Engineering Geology, 105 (3), S. 220-230.
32. Hilger, P. (2014): Beurteilung der Hang-Gerinne-Kopplung von Rutschungen im Isar-Einzugsgebiet. Masterarbeit am Lehrstuhl für Physische Geographie, Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt.
33. HND (Hochwassernachrichtendienst) Bayern (2006): Hydrologisches Jahrbuch. Online unter: http://www.hnd.bayern.de/pegel/jahrbuch/jahrbuch_q/16163000.pdf (Letzter Aufruf 14.06.2015).
34. Hugenholtz, C. H. (2013): Geomorphological mapping with small unmanned aircraft system (sUAS): Feature detection and accuracy of a photogrammetrically-derived digital terrain model. In: Geomorphology 194, S. 16-24.
35. Konecny, G. (2014): Geoinformation. Remote Sensing, Photogrammetry and Geographic Information Systems. Second Edition. Boca Raton, Florida: CRC Press.
36. Kotorba, A. (1976): Studies of Mass Movements in Poland/1970-1975. In: Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography, S. 173-178.

37. Lane, S. T., Westway, R. M., & Hicks, M. D. (2003): Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 28, S. 249- 271.
38. LfU (Bayerisches Landesamt für Umwelt) (2008): Flussausstattung, Flussaufnahmen und deren Dokumentation. Merkblatt Nr. 5.4/1.
39. LfU (Bayerisches Landesamt für Umwelt) (2011): Geschiebemanagement an der Isar. Umsetzung der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie in Bayern.
40. Linder, W. (2003): *Digital photogrammetry. Theory and applications*. Berlin: Springer.
41. López-Vicente, M., Poesen, J., Navas, A., Gaspar, L., 2013. Predicting runoff and sediment connectivity and soil erosion by water for different land use scenarios in the Spanish Pre-Pyrenees. *Catena* 102, 62-73.
42. Markart G., B. Kohl, B. Sotier, T. Schauer, G. Bunza und R. Stern (2004): Provisorische Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflussbeiwertes auf alpinen Boden-/Vegetationseinheiten bei konvektiven Starkregen (Version 1.0). BFW-Dokumentation; Schriftenreihe des Bundesamtes und Forschungszentrums für Wald, Wien. ISSN 1811-3044
43. Meßenzehl, K., Hoffmann, T., Dikau, R., 2014. Sediment connectivity in the high-alpine valley of Val Müschauns, Swiss National Park – linking geomorphic field mapping with geomorphometric modelling. *Geomorphology* 221, 215-229.
44. Meyer, W. (1989): *Geologisches Zeichnen und Konstruieren*, Clausthaler Tektonische Hefte, 47.
45. Mirijovsky, J. (2012): UAV Photogrammetry in Fluvial Geomorphology. In: SGEM2012 12th International Multidisciplinary Scientific GeoConference and EXPO. Stef92 Technology
46. Montgomery, D.R. & Dietrich (1989): Source areas, drainage density and channel initiation. *Water Resource Research* 25: 1907-1918
47. Montgomery, D.R. & E. Foufoula-Georgiou (1993): Channel network source representation using digital elevation models. *Water Resources Research* 29: 3925 - 3934
48. Ouédraogo, M. Degré, A.; Debouche, C. & Lisein, J. (2014): The evaluation of unmanned aerial system-based photogrammetry and terrestrial laser scanning to generate DEMs of agricultural watersheds. In: *Geomorphology*, 214, S. 339-355.
49. Prokop, A. & Panholzer, H. (2009): Assessing the capability of terrestrial laser scanning for monitoring slow moving landslides. In: *Natural Hazards and earth System Science*, 9 (6), S. 1921-1928.

50. Sass, O., Bell, R. & Glade, T. (2008): Comparison of GPR, 2D-resistivity and traditional techniques for the subsurface exploration of the Ösching landslide, Swabian Alps (Germany), In: *Geomorphology*, 93 (1), S. 89-103.
51. Remondino, F. et al (2011): UAV photogrammetry for mapping and 3D modelling. Current status and future perspectives. In: *International archives of the photogrammetry, remote sensing and spatial information sciences, conference on unmanned aerial vehicles in geomatics*, Zürich.
52. Rickenmann, D., Hunzinger, L. & Koschni, A. (2008): Flood Events and Sediment Transport during the Rainstorm of August 2005 in Switzerland. In: *Interpraevent 2008, Conference Proceedings, Vol. 1*, S. 465-476
53. Schönwetter, L. (2013): Veränderungen der Geschiebeablagerungen im Mündungsbe- reich des Hirschbaches in die Isar: Eine multi- temporale Analyse von Luftbildern und terrestrischen LiDAR-Daten, Bachelorarbeit am Lehrstuhl für Physische Geographie, Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt.
54. Schürch, P. et al. (2011): Detection of surface change in complex topography using terrestrial laser scanning: application to the Illgraben debris-flow channel. In: *Earth Sur- face Processes and Landforms* 36, 1847-1859
55. TIWAG (Tiroler Wasserkraft AG) (2015): Achenseekraftwerk. Online unter: <https://www.tiroler-wasserkraft.at/> (Letzter Aufruf: 14.06.2015).
56. Tobler, D. & Kreuzen, H. R. (2013): Hazard Zoning n Areas with Major Deep-Seated Landslides: Case Study from Switzerland. In: *Landslide Science and Practice*, S. 337-343. Springer.
57. Vigiak O., L. Borselli, L.T.H. Newham, J. McInnes & A.M. Roberts (2012): Comparison of conceptual landscape metrics to define hillslope-scale sediment delivery ratio. *Geomorphology* 138, p. 74-88
58. Wasserwirtschaftsamt (WWA) Landshut (2012): Flüsse und Seen – Gewässerportraits – Isar. Online unter: http://www.wwa-la.bayern.de/fluesse_seen/gewaesserportraits/isar/index.htm, letzter Aufruf 15.05.2015.
59. Wasserwirtschaftsamt (WWA) Weilheim (2006): Sylvensteinspeicher – Technische Daten. Online unter: http://www.wwa-wm.bayern.de/fluesse_seen/gewaesserportrait/s/sylvensteinspeicher/doc/sylvenstein_technischedaten_stand2006.pdf, letzter Aufruf 15.05.2015.
60. Wheaton J. M., J. Brasington, S.E. Darby & D.A. Sear (2010): Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgests. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 35, S. 136- 156.

61. Wichmann, V. (2006): Modellierung geomorphologischer Prozesse in einem alpinen Einzugsgebiet: Abgrenzung und Klassifizierung der Wirkungsräume von Sturzprozessen und Muren mit einem GIS. Eichstätter Geographische Arbeiten 15, S. 231, Profil-Verlag, München/Wien
62. Zimmermann, R. (1997): Geschiebeeinträge aus den Wildbächen zwischen Sylvensteinspeicher und Bad Tölz, Probearbeit im Auftrag des Wasserwirtschaftsamts Weilheim, S. 1 ff.

7 Anhang

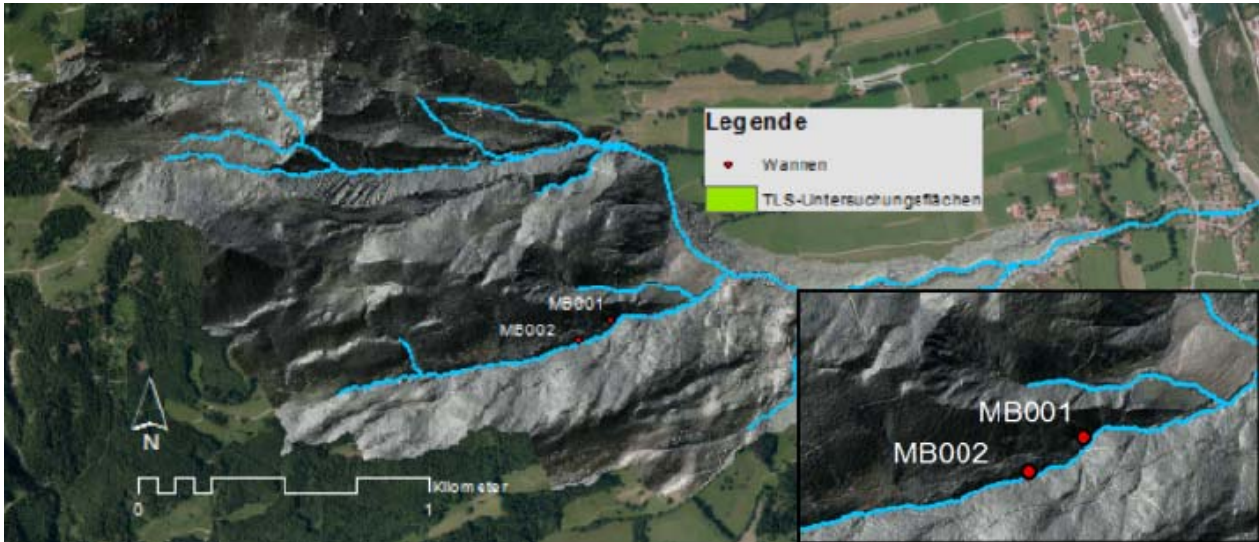


Abbildung 7.1: Standorte der Sedimentfallen im Murbach

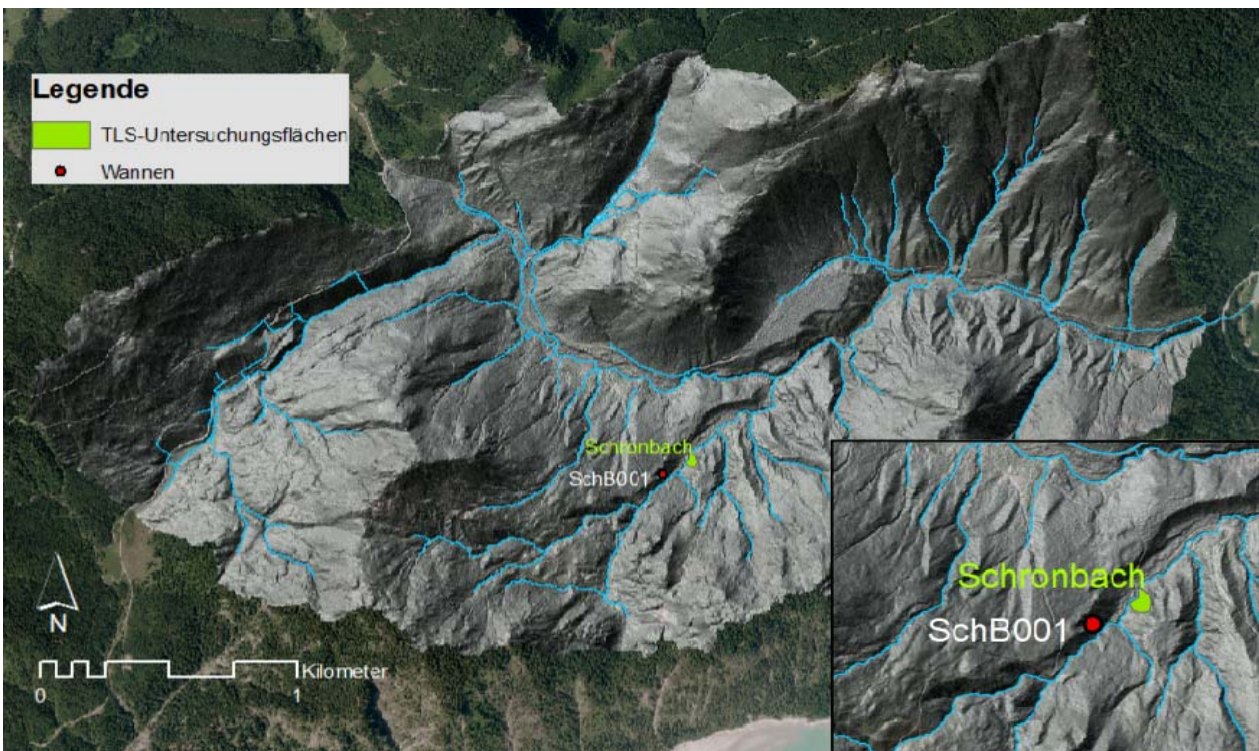


Abbildung 7.2: Standorte der Sedimentfalle und TLS-Untersuchungsfläche im Schronbach

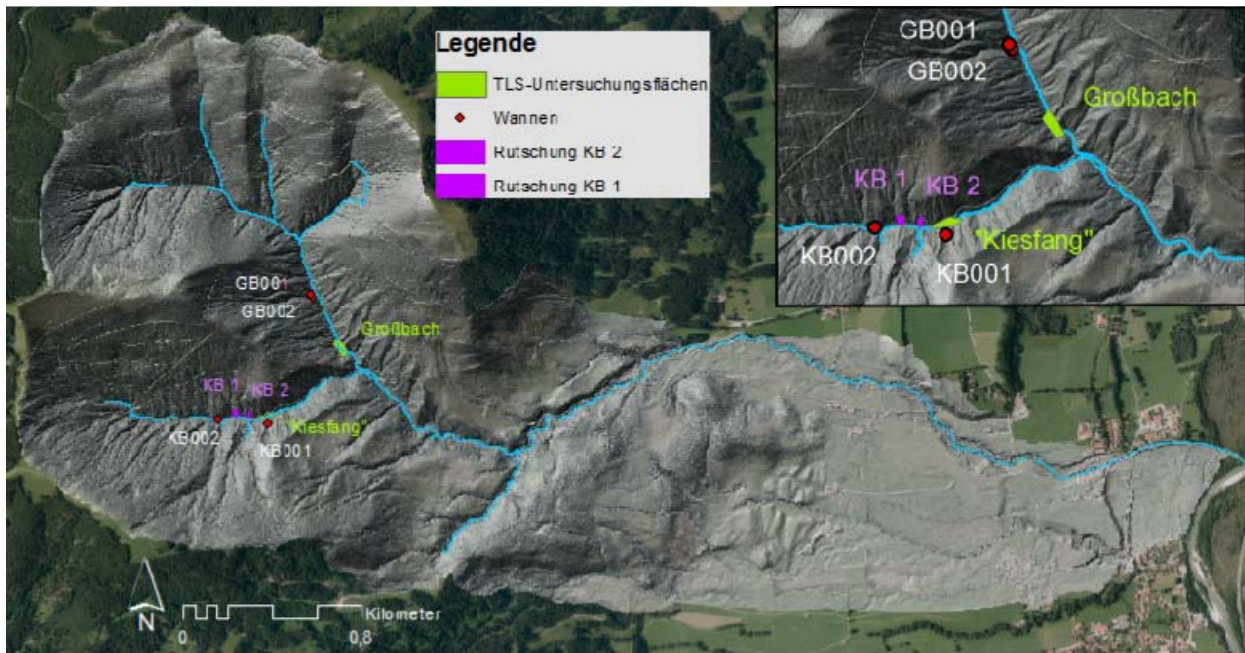


Abbildung 7.3: Standorte der Sedimentfallen und TLS-Untersuchungsflächen im Steinbach

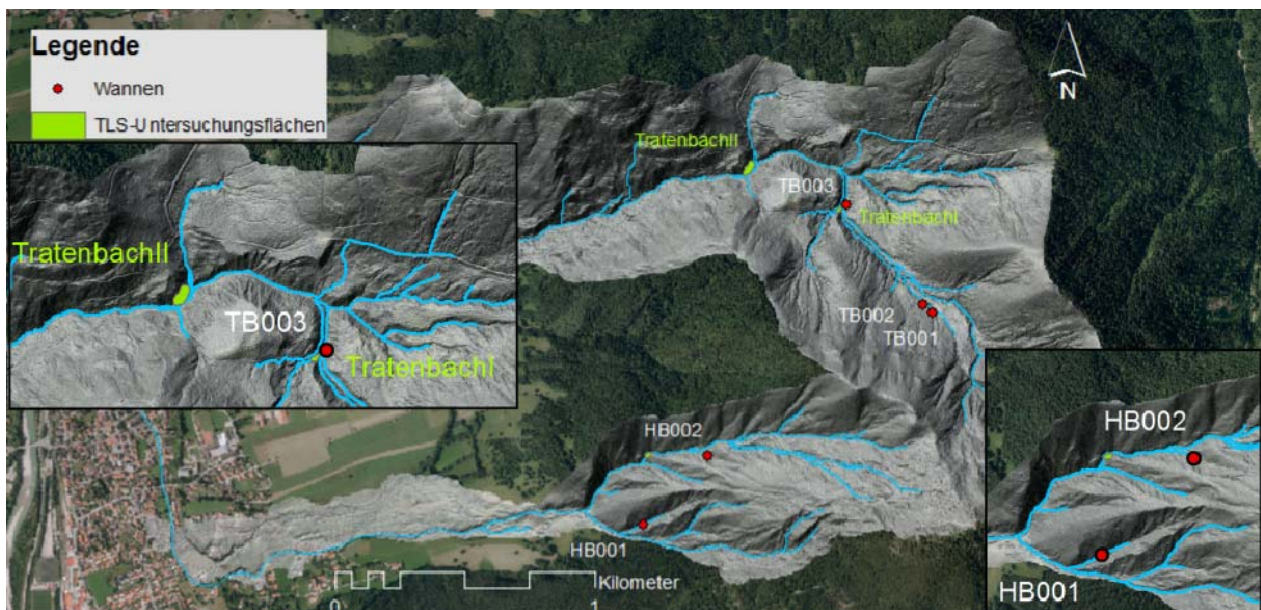


Abbildung 7.4: Standorte der Sedimentfallen und TLS-Untersuchungsflächen im Traten- und Halsbach

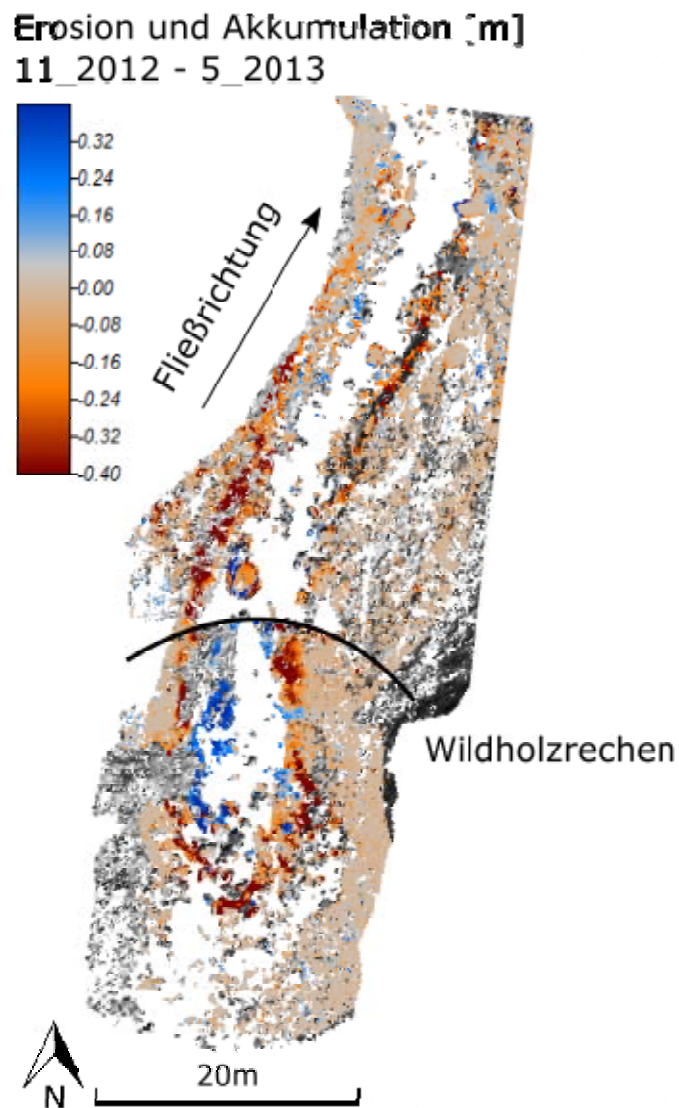


Abbildung 7.5: Erosion und Akkumulation an der Untersuchungsfläche am Wildholzrechen, Arzbach, über den Messzeitraum 11_2012 - 5_2013, Einwirkung des Hochwasserereignisses Juni2013, Veränderung in m

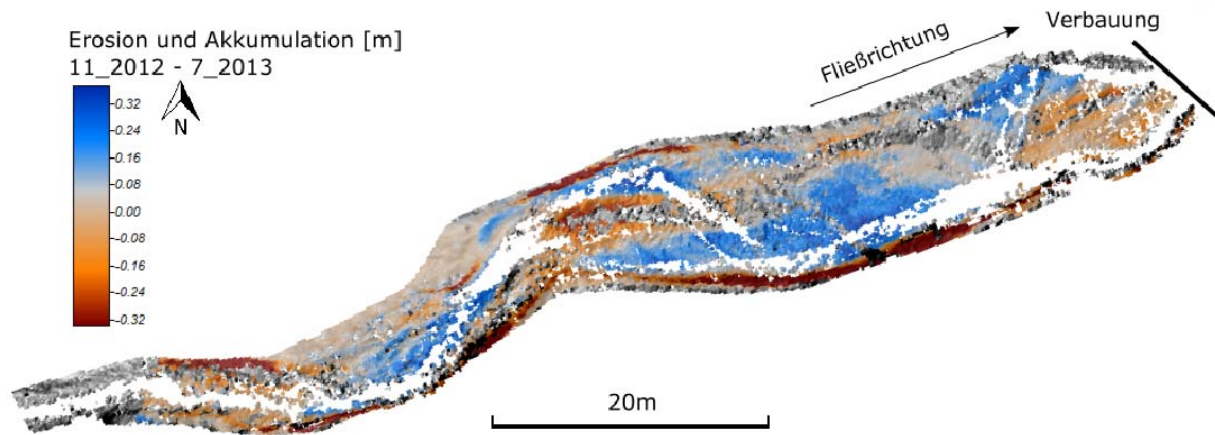


Abbildung 7.6: Erosion und Akkumulation an der Untersuchungsfläche im Kleinbach, über den Messzeitraum 11_2012 - 6_2013, Einwirkung des Hochwasserereignisses Juni2013, Veränderung in m

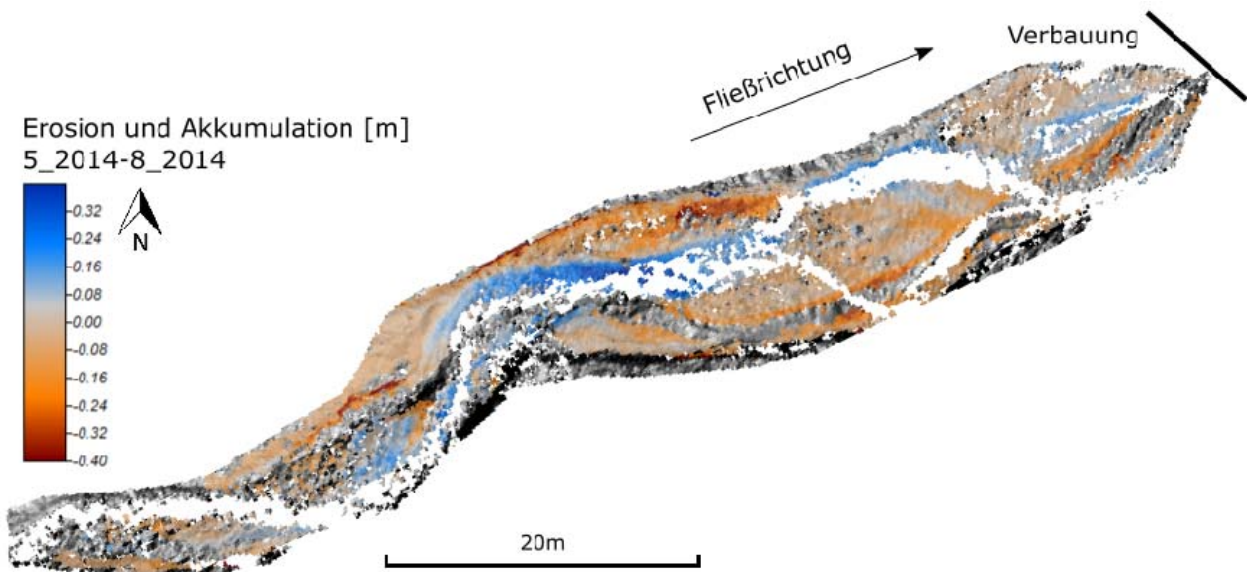


Abbildung 7.7: Erosion und Akkumulation an der Untersuchungsfläche im Kleinbach, über den Messzeitraum 5_2014 - 8_2014, Einwirkung des Hochwasserereignisses Juni2013, Veränderung in m

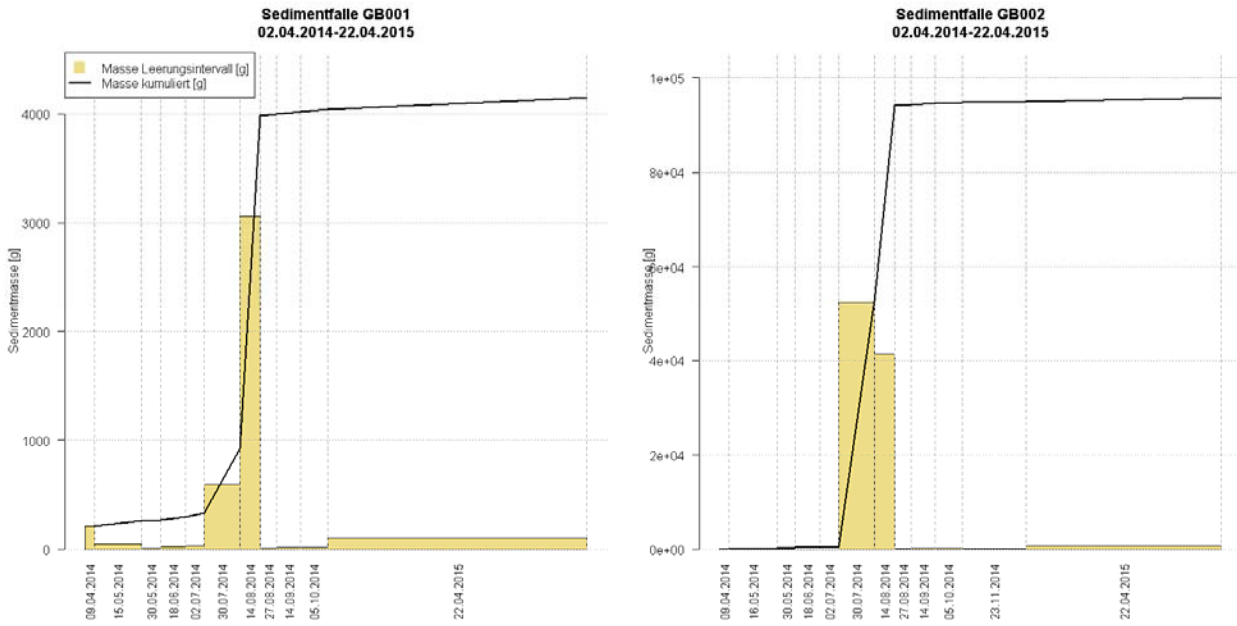


Abbildung 7.8: Auswertung der Geschiebemessungen in zwei Sedimentfallen im Kleinbach/ Großbach-Einzugsgebiet

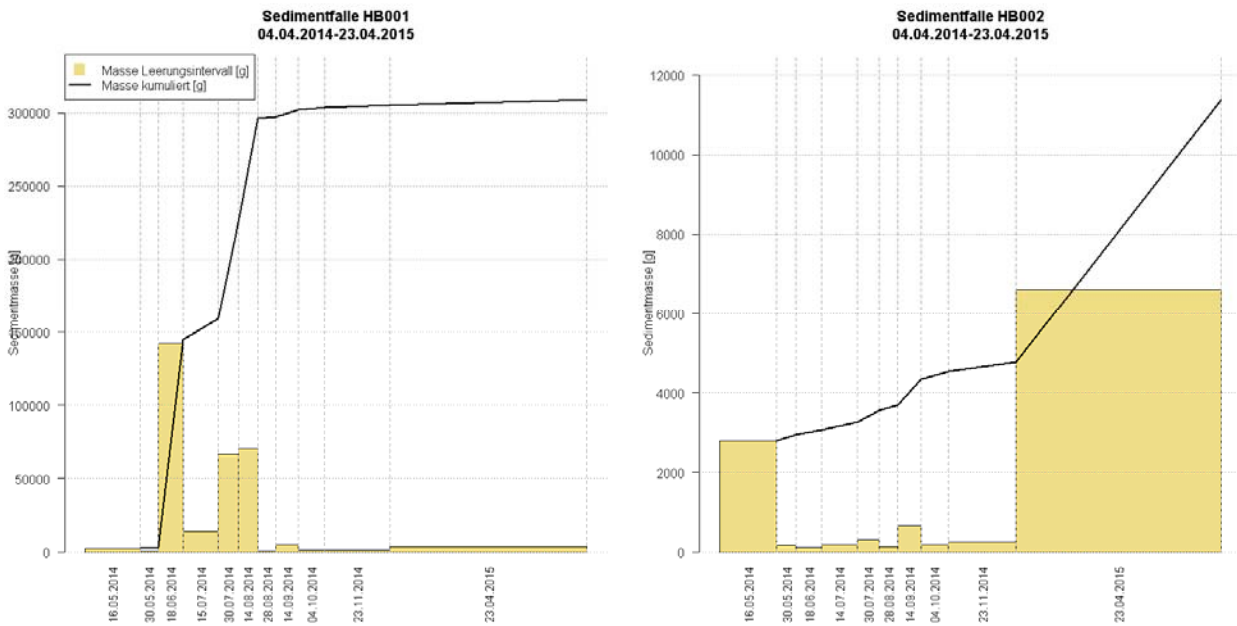


Abbildung 7.9: Auswertung der Geschiebemessungen in zwei Sedimentfallen im Halsbach-Einzugsgebiet

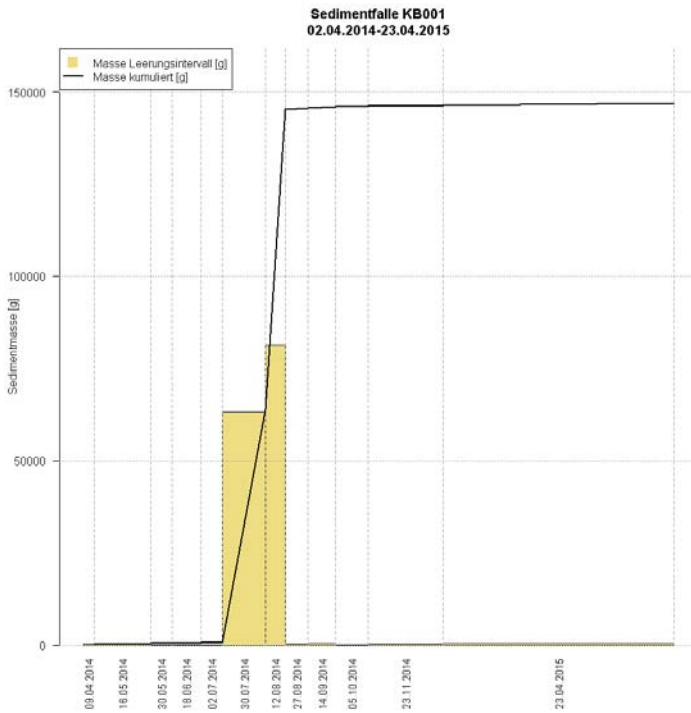


Abbildung 7.10: Auswertung der Geschiebemessungen in der Sedimentfalle im Steinbach/ Kleibach-Einzugsgebiet

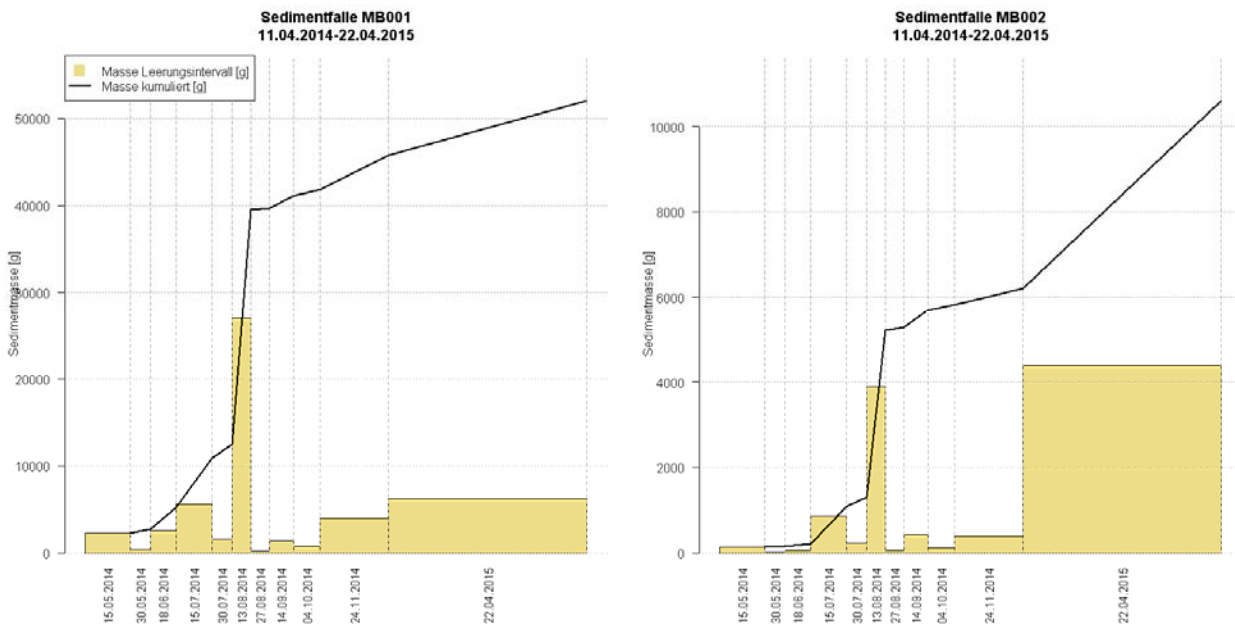


Abbildung 7.11: Auswertung der Geschiebemessungen in zwei Sedimentfallen im Murbach-Einzugsgebiet

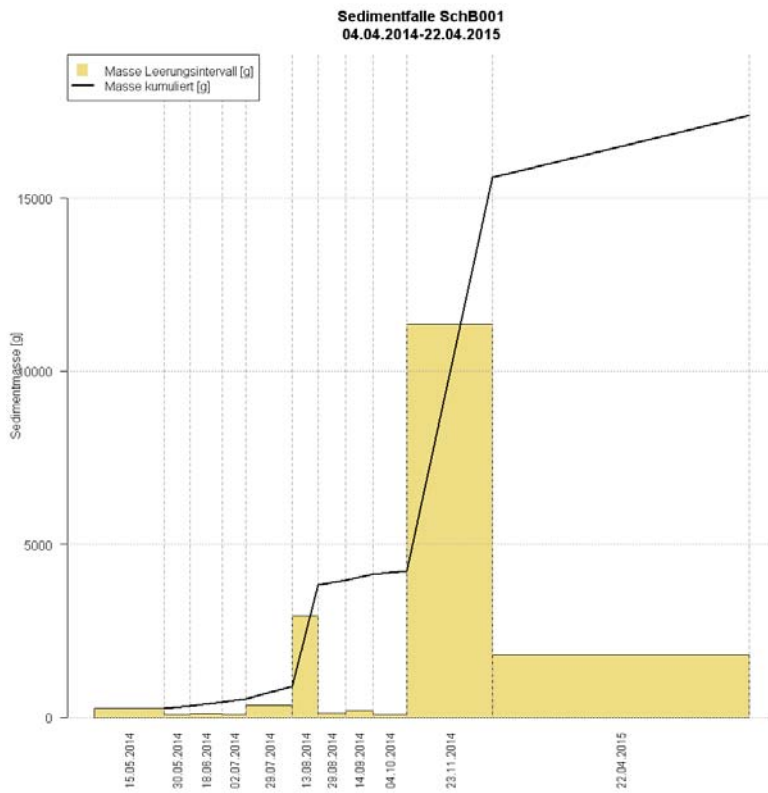


Abbildung 7.12: Auswertung der Geschiebemessungen in der Sedimentfalle im Schronbach-Einzugsgebiet

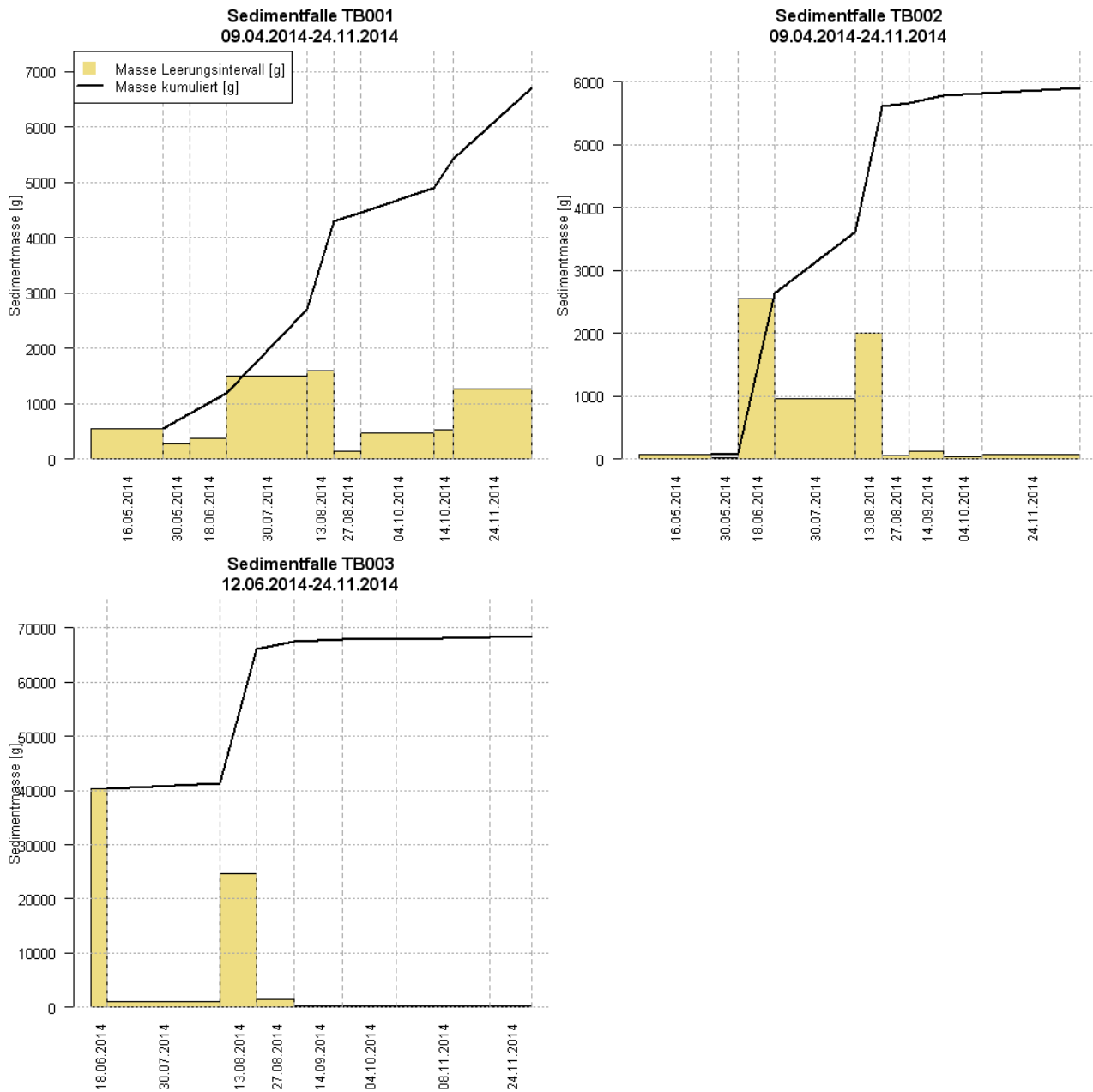


Abbildung 7.13: Auswertung der Geschiebemessungen in drei Sedimentfallen im Tratenbach-Einzugsgebiet

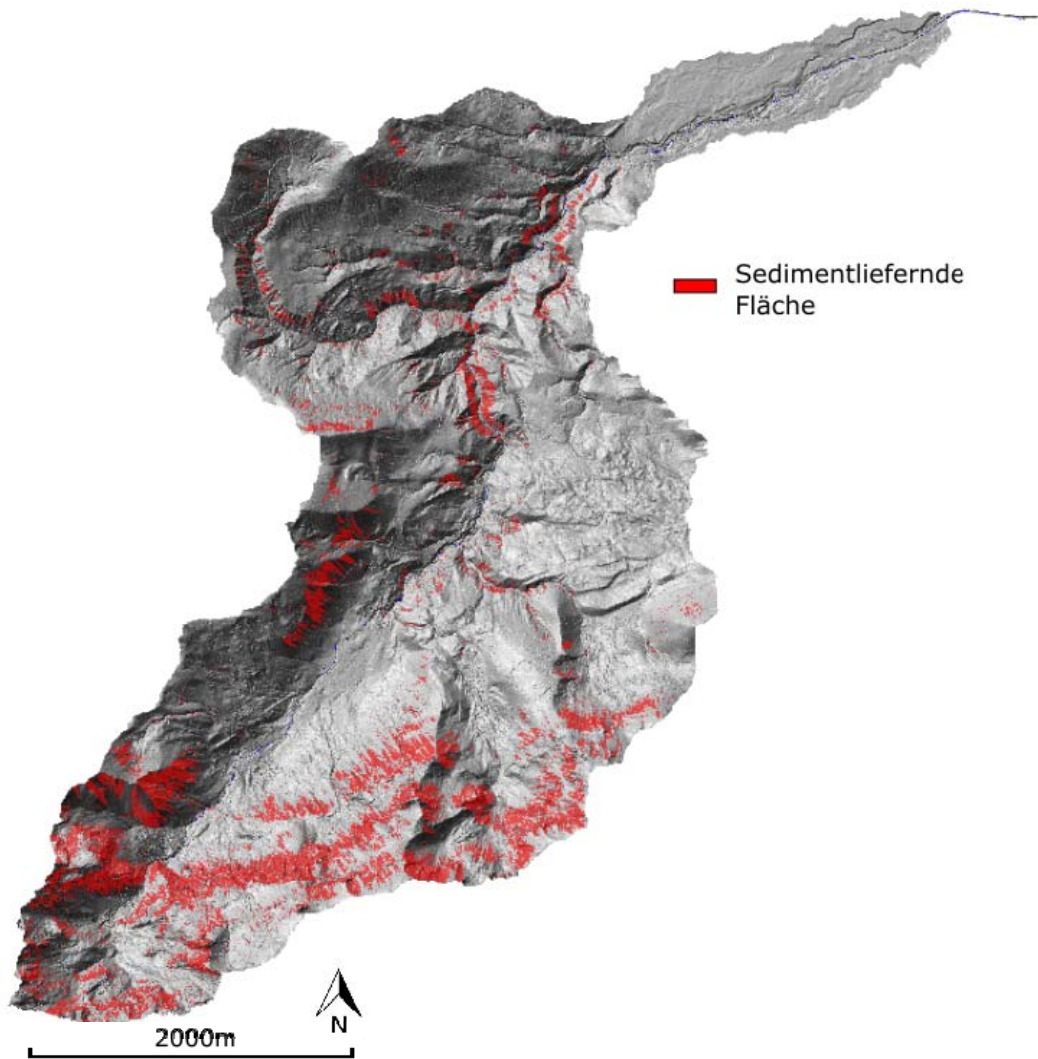


Abbildung 7.14: Sedimentliefernde Fläche des Arzbachs, ausgewiesen durch das SCA-Modell

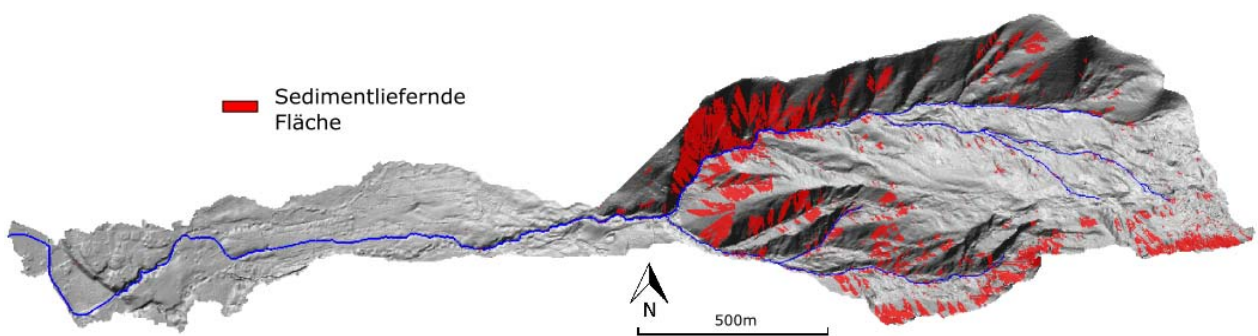


Abbildung 7.15: Sedimentliefernde Fläche des Halsbachs, ausgewiesen durch das SCA-Modell

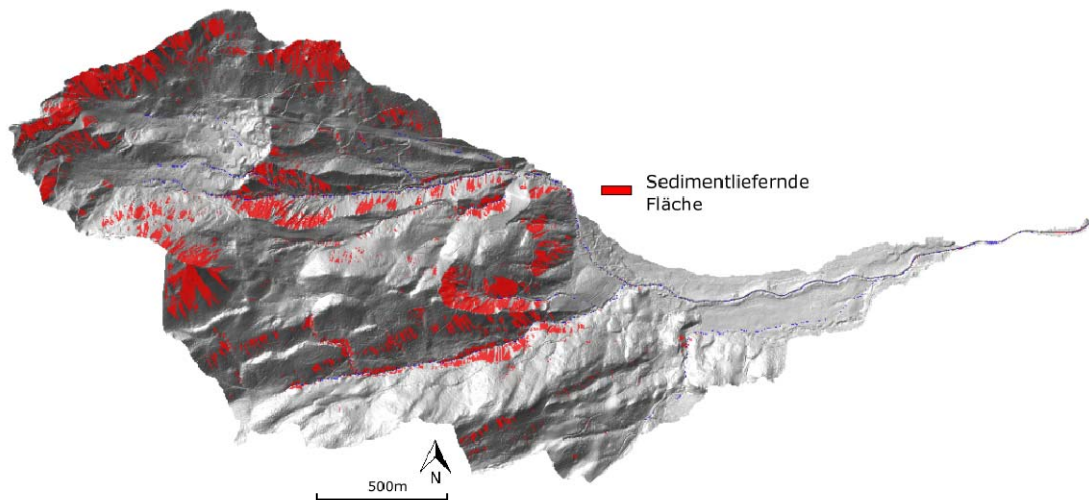


Abbildung 7.16: Sedimentliefernde Fläche des Murbachs, ausgewiesen durch das SCA-Modell

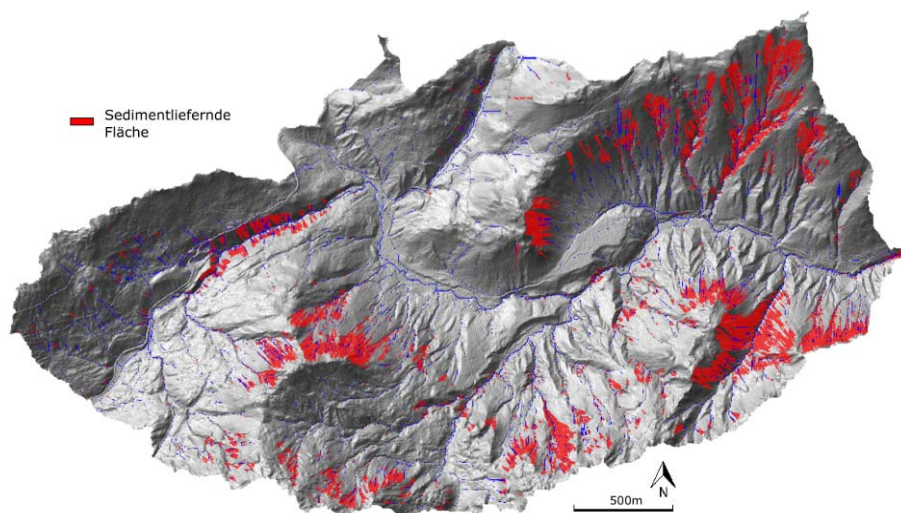


Abbildung 7.17: Sedimentliefernde Fläche des Schronbachs, ausgewiesen durch das SCA-Modell

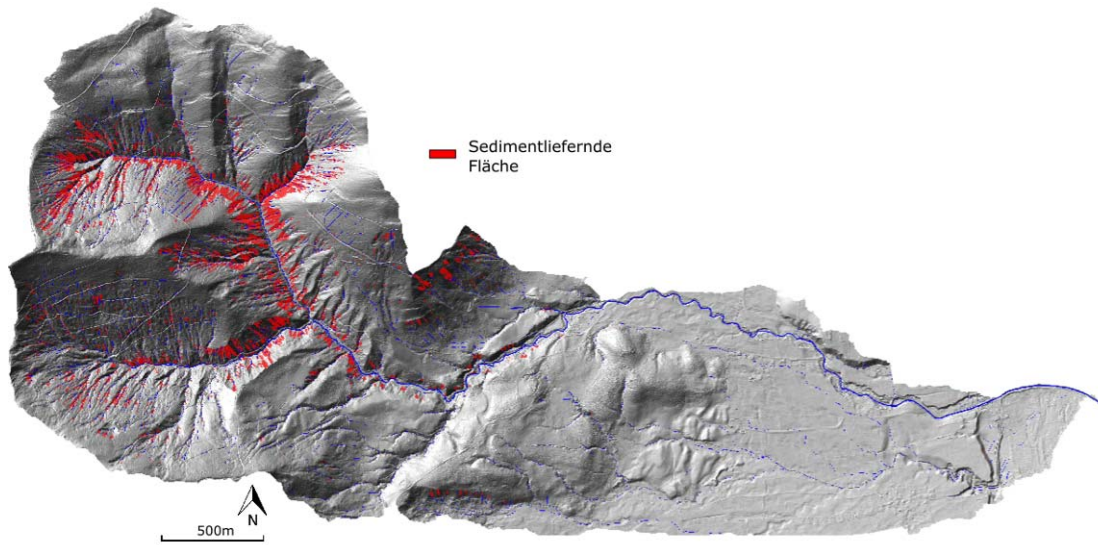


Abbildung 7.18: Sedimentliefernde Fläche des Steinbachs, ausgewiesen durch das SCA-Modell

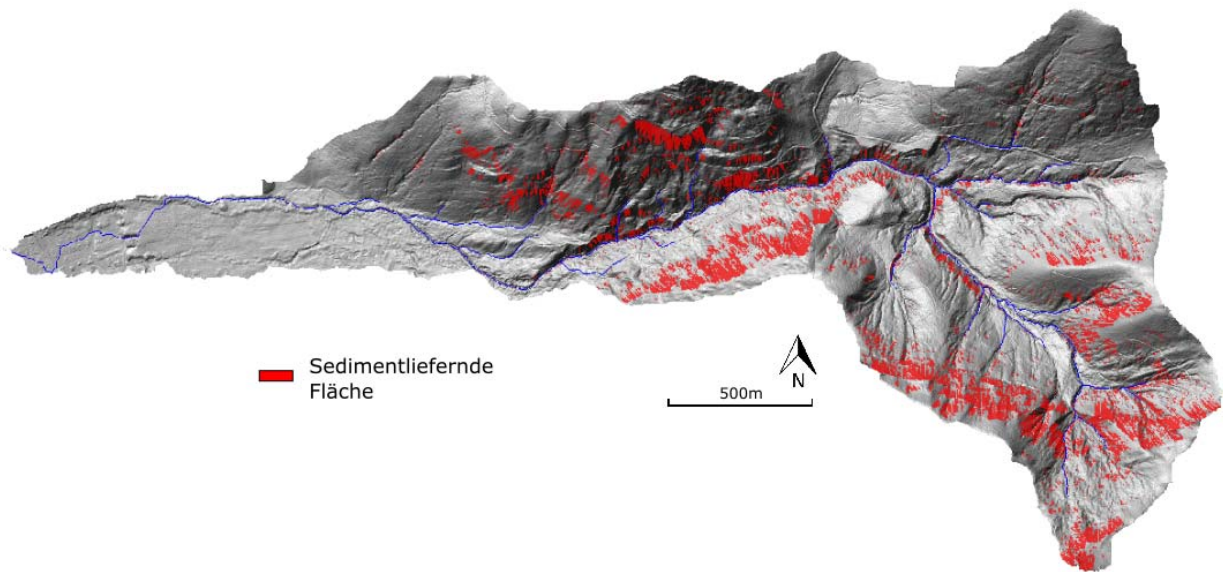


Abbildung 7.19: Sedimentliefernde Fläche des Tratenbachs, ausgewiesen durch das SCA-Modell