

**Satellitengestützte
Abflussmessungen im Bereich von
Flussmündungen
–Eine Machbarkeitsstudie–**

Dissertation

Zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften
im Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Hamburg

vorgelegt von
Steffen Grünler
aus
Jena

Hamburg 2012

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Hamburg

Auf Grund der Gutachten von:

Prof. Dr. Detlef Stammer (Universität Hamburg)

Prof. Dr. Roland Romeiser (University of Miami)

Hamburg, den 13. Juli 2012

Prof. Dr. Jürgen Oßenbrügge
Sprecher des Fachbereichs Geowissenschaften

Für meine Mutter
Elisabeth Sabine Grünler
† Juni 2008

Kurzfassung

Flüsse besitzen eine wichtige ökologische, sozioökonomische und politische Bedeutung für den Menschen, z.B. zur Trinkwasser- und Stromgewinnung, als Transportweg und zur Bewässerung. Zudem können lokale Süßwassereinträge die regionale Ozeanzirkulation beeinflussen. Demnach besteht ein Bedarf zur Erfassung der räumlichen und zeitlichen Variationen der weltweiten Flussvolumentransporte. Das bisherige Verständnis der Abflussdynamik basiert auf Daten von In-situ-Messstellen, die global sehr ungleich verteilt sind, deren Anzahl abnimmt und deren Datenqualität und -verfügbarkeit für viele Anwendungen oft nicht ausreicht. Die Verfügbarkeit von satellitengestützten Verfahren zur Messung verschiedener Flussparameter bietet die Möglichkeit zur deutlichen Verbesserung dieser Bedingungen. Die bisherige Erfassung von satellitengestützten Abflüssen erfolgt im Wesentlichen auf punktuellen Wasserstand- und Neigungsmessungen an Flussquerschnitten durch, für Ozeananwendungen konzipierte, Radaraltimeter. Dem Mangel wird durch die zukünftige Surface Water and Ocean Topography (SWOT) Satellitenmission, die eine flächenhafte Erfassung von Wasserständen erlaubt, Rechnung getragen. Eine andere, vielversprechende Methodik stellt die Along-Track SAR Interferometrie (ATI) dar, die die simultane Messung der Strömungsgeschwindigkeit und der Flussbreite erlaubt. Seit 2007 können durch den Satelliten TerraSAR-X (im experimentellen Operationsmodus) erstmals vom Weltraum aus Fließgeschwindigkeiten in Flüssen und Flussmündungen gemessen werden. In dieser Studie werden beide Messmethoden (ATI, Altimetrie) gegenübergestellt und kombiniert, um das Potential zur Bestimmung von satellitengestützten Flussvolumentransporten zu untersuchen.

Um die komplexen Zusammenhänge zwischen den satellitenbasierten Messgrößen und den daraus abgeleiteten Volumentransporten möglichst genau zu untersuchen, wird ein numerisches, hoch aufgelöstes Modell der Tideelbe benutzt, das sowohl zur Simulation von Satellitenbeobachtungen als auch als Referenz benutzt wird.

Viele Flüssen unterliegen einem Gezeiteneinfluss. Die Tidesignale in den Messzeitreihen werden durch das Annähern von Fourierreihen der Frequenzen der Hauptgezeiten M_2 und K_1 reduziert. Die Effektivität des Mittelwertschätzers hängt im Wesentlichen von der Anzahl der Messungen und nicht von der Abtastperiode des Satelliten ab.

Unter Annahme der Parallelität der Fluss- und der wirklichen Fließrichtung kann ein zweidimensionales Geschwindigkeitsfeld aus den gemessenen ATI-Geschwindigkeiten (parallel zur Radarblickrichtung) abgeleitet werden. Die Berechnung der Abflüsse geschieht durch die Verwendung von empirischen Abflussmodellen.

Nur aus der durch das ATI messbaren Geschwindigkeit und Flussbreite lassen sich realistische instantane Volumentransporte erfassen, auch in einem stark tidebehaf-

teten Fluss. Reale TerraSAR-X ATI-Abflussberechnungen für die Tideelbe und die Lena bekräftigen die Simulationsergebnisse. Auch Nettotransporte können mittels ATI bestimmt werden. Durchgeführte TerraSAR-X ATI-Überflugsimulationen über der Elbe zeigen, dass nach 20 Überflügen realistische Nettotransporte mit einer Ungenauigkeit in der Größenordnung von 70% ermittelt werden. Für eine einjährige Mittelungsperiode (ca. 100 Messungen) erhöht sich die Genauigkeit auf 20-30%, was im Bereich traditioneller, kontaktloser, bodengestützter Abflussmessverfahren liegt. Aus ATI-Geschwindigkeitsmessungen können unter Verwendung von empirischen Abflussmodellen auch Aussagen zur Wassertiefe in einem Fluss getroffen werden. Die SWOT-Mission eignet sich kaum zur Abschätzung von Flussvolumentransporten in Flussmündungen. Simulationen der Überflüge der SWOT-Mission zeigen, dass sich im Gegensatz zu den ATI-Messungen aus den berechneten Neigungen keine realistischen Flussvolumentransporte ermitteln lassen. Der Grund hierfür sind ungültige Annahmen der empirischen Abflussmodelle in den Flussmündungen. Auch eine Kombination beider Technologien (zusätzliche Messgröße) verbessert die Abflussbestimmung gegenüber den alleinigen ATI-Messungen nicht. Mit einer Satellitenmission rein für ATI-Messungen können für verschiedene Flusseinzugsgebiete auf der Erde Süßwassereinträge in den Ozean bestimmt werden. Diese repräsentieren ca. 89% der gesamten jährlichen Flussausströme. Mit den derzeitigen Voraussetzungen ist die ATI-Technologie auf die großen Flüsse und Flussmündungen beschränkt. Sie ist besonders für schlecht überwachte Regionen und Regionen, für die keine flussspezifischen Kenntnisse vorliegen, geeignet. Altimeterbasierte Abflussbestimmungen sind meist nur außerhalb von Flussmündungen möglich. Die Fehler satellitengestützter Abflussberechnungen resultieren im Wesentlichen aus den angewendeten Abflussmodellen, weniger aus den fernerkundlich erfassten Messgrößen.

Abstract

Rivers have much ecological, socioeconomical, and political relevance to human society, e.g. for drinking water supply, electric power generation, ship traffic, and irrigation. River discharge is also an important link between terrestrial hydrology and the freshwater balance in the oceans. There is a strong need for accurate knowledge about temporal and spatial variations of the global river runoff. Our present knowledge about the dynamic of global river discharge is mainly based on an ever-declining global in-situ gauge measurement network. The global river discharge dynamics are monitored inadequately because the gauge network is sparse in many regions, the access to the streamflow data is difficult or impossible, or the data quality is not always satisfactory. Advances in satellite-based measurement techniques to detect various river parameters can improve this situation. Up to now, satellite-based river discharge determinations are mainly based on point-based water-level and slope measurements of radar altimeters that are designed for ocean applications. To overcome this lack, the concept for the planned SWOT (Surface Water and Ocean Topography) mission is based on a swath-mapping radar interferometer providing precise maps of water surface. In contrast, the promising technique of along-track interferometric SAR (along-track InSAR, ATI) allows simultaneous measurements of surface currents and river widths with a relatively high spatial resolution. Since 2007, satellite-based ATI current measurements in rivers (in experimental mode of operation) are possible from the satellite TerraSAR-X. The main goal of this study is to evaluate the potential of spaceborne ATI velocity data and future wide-swath altimetry height measurements for river runoff retrievals.

Given the lack of appropriate in-situ data, the feasibility study is based on simulations of a high-resolution numerical flow model of the Elbe estuary, which is being sampled in a satellite-simulated way and which acts as ground truth as well.

Possible tidal influence of many rivers can be removed from the measured signal by fitting the main tidal M_2 and K_1 oscillations. The effectiveness of the reduction of the tidal signal primarily depends on the number of measurements used rather than the sampling period of the satellite.

The ATI imaging geometry provides only the line-of-sight velocity component. Using the assumption that the river direction is close to the flow direction, the full flow field is resolved. Empirical flow models are used for calculating discharges.

It is shown that, by only measuring surface velocity and river width with an ATI system, realistic instantaneous discharge estimates for an estuary can be obtained. These results are proved using real TerraSAR-X ATI data of the Elbe river estuary and the Lena river. Also, net volume transports can be obtained. Realistic TerraSAR-X

ATI sampling simulations for the Elbe river test area show that at least 20 samples are necessary to reach an accuracy in the range of 70% of the estimated net discharges. For an annual observation period (approx. 100 samples), discharges can be estimated in the range of 20-30%, which is comparable to the accuracy range of traditional non-contact, ground-based measurements. Additionally, using ATI velocity measurements, estimates of water depth can be made.

Estimation of river volume transports in river mouths by the SWOT mission is almost impossible. Sampling simulations of the SWOT mission show, that in contrast to ATI measurements, no realistic discharge estimates can be obtained using calculated slope measurements, because assumptions of the empirical discharge models do not hold in a river mouth. Also a combination of both measurement technologies (providing an additional river parameter) does not show improvements of discharge estimates, in contrast to solely ATI-based discharge estimates.

Spaceborne ATI measurements are suitable for global monitoring of freshwater inputs into the ocean. Discharges of observable river basins (at river mouth) account for about 89% of the total global mean annual freshwater input. Satellite-based ATI observations are especially promising for river mouths and in regions where ground-based data are missing and no site-specific information is available. For the proposed SWOT mission, river discharge measurements are quite problematic in river mouths. Errors arise mainly from the empirical discharge models, not from the remotely sensed parameters.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	I
Abstract	III
1. Einleitung	1
1.1. Zielsetzung der Arbeit	6
1.2. Aufbau der Dissertation	7
2. Theorie und Methodik	9
2.1. In-situ-Abflussmessungen	9
2.2. Empirische Abflussmodelle	12
2.3. Messung hydraulischer Parameter mittels Fernerkundung	15
2.3.1. Flussbreite und Fläche	16
2.3.2. Wasserstand	17
2.3.3. Neigung	19
2.3.4. Oberflächengeschwindigkeit	20
2.3.5. Morphologie und Bathymetrie	25
2.3.6. Masse (GRACE)	26
2.3.7. Abflussschätzung aus Fernerkundungsdaten	27
2.4. Modelldaten und Untersuchungsgebiet	28
2.5. Generierung synthetischer Zeitreihen	29
2.6. Tiden	32
2.6.1. Reduzierung des Tidesignals	33
2.6.2. Räumliche Mittelung	35
2.6.3. Fehler der Tidereduzierung	37
2.7. Zusammenfassung	38
3. Abflussschätzungen mittels Along-Track InSAR (ATI)	43
3.1. Abgeleitete ATI-Oberflächengeschwindigkeitsfelder	43
3.2. Abgeleitete Mittlere Fließgeschwindigkeit	46
3.3. Instantane Abflussschätzungen	49
3.4. Abflüsse mittels realer TerraSAR-X Daten	53
3.4.1. Elbe	53
3.4.2. Lena	57
3.5. Anzahl an Messungen	60
3.6. Abschätzung von Nettovolumentransporten	63
3.6.1. Methode A	64

3.6.2. Methode B	66
3.7. Abtastungssimulationen	67
3.7.1. Gleichmäßige Abtastung	68
3.7.2. Ungleichmäßige Abtastung	69
3.8. Abschätzung der Wassertiefe	70
3.9. Zusammenfassung	73
4. Abflussschätzung mittels Wide-Swath-Altimetrie (SWOT-Mission)	77
4.1. SWOT-Orbits	77
4.2. Neigung	80
4.3. Geschwindigkeit abgeleitet aus der Neigung	82
4.4. Kombination von ATI und Altimetrie	87
4.4.1. Anzahl an Messungen	87
4.4.2. Nettoabflüsse	89
4.5. Zusammenfassung	91
5. Globale Anwendbarkeit	93
5.1. ATI	93
5.1.1. Beobachtungskriterien	93
5.1.2. Flussbeispiele	101
5.1.3. Zusammenfassende Betrachtung	109
5.2. Kombination von ATI und Altimetrie	112
5.3. Zusammenfassende Diskussion	114
6. Schlussfolgerungen	117
A. Appendix	121
A.1. Tidefrequenzen	121
A.2. Windgeschwindigkeiten	122
A.3. Flusseinzugsgebiete	125
Abbildungsverzeichnis	130
Tabellenverzeichnis	131
Literaturverzeichnis	133
Danksagung	147

1. Einleitung

Das gesamte Wasserreservoir der Erde beträgt ungefähr $1,4 \times 10^9 \text{ km}^3$, wovon ca. $3,6 \times 10^7 \text{ km}^3$ (2,6%) auf Süßwasser entfallen. Etwa 77,23% des Süßwassers sind in Form von Eis in der Arktis, Antarktis und in Gletschern der Hochgebirge gebunden. Auch wenn Flüsse lediglich 0,0002% des gesamten Wasservorrates der Erde enthalten (Oki, 2006), ist ihre Bedeutung im hydrologischen und geologischen Kreislauf enorm. Abb. 1.1 verdeutlicht den Stellenwert des Süßwasserabflusses im globalen Wasserkreislauf. Der Flussausstrom stellt die zentrale Verbindung zwischen den Kontinenten und den Ozeanen dar. Ungefähr $45.500 \text{ km}^3/\text{Jahr}$ drainieren die Flüsse weltweit. Auf die zehn größten Flüsse entfallen dabei ca. ein Drittel des gesamten Transportvolumens. Flussausströme stellen eine wichtige Quelle des Süßwasserbudgets des Ozeans dar. Zeitliche Veränderungen der Wasserdichte und der Oberflächentemperatur auf lokaler Ebene infolge von Süßwassereinträgen können zu weitreichenden Konsequenzen in der globalen Ozeanzirkulation führen. Daher sind Flussausströme eine bestimmende Größe der gesamten Ozeanzirkulation und des globalen Klimas (Broecker *et al.*, 1990). Ferner spielen Flüsse eine wichtige Rolle im geologischen Kreislauf. Sie transportieren ca. $13,5 \times 10^9 \text{ t}/\text{Jahr}$ Sedimente und ca. $3,9 \times 10^9 \text{ t}/\text{Jahr}$ an gelöstem Material von den Kontinenten in die Ozeane (Walling & Webb, 1987). Gelöstes Material stellt einen bestimmenden Faktor für die Ozeanchemie dar und bildet die Hauptnahrungsquelle für das Nahrungsnetz der Ozeane.

Der mittlere Abfluss (oberirdischer und unterirdischer Abfluss), der sich in den Flüssen sammelt und durch die Flüsse drainiert wird, stellt den Anteil an Wasser für die menschliche Nutzung dar, d.h. auf allen räumlichen Skalen ist der mittlere Volumentransport der Flüsse die verfügbare Wasserressource für den Menschen (Vörösmarty *et al.*, 2000). Die wirklich für den Menschen nutzbare Wassermenge wird durch die räumliche und zeitliche Variabilität des Abflusses gesteuert. Aus Abb. 1.1 ergibt sich die mittlere Verweildauer des Wassers (mittleres Speichervolumen geteilt durch mittleres Transportvolumen). Während beispielsweise Wasser in den Gletschern und der permanenten Schneedecke im Mittel ca. 1600 Jahre gebunden ist, liegt die mittlere globale Verweildauer des Wassers in Flüssen bei lediglich ca. 16 Tagen.

Prognosen der Vereinten Nationen (United Nations Population Division) weisen einen dramatischen Anstieg der Weltbevölkerung bis zu 9,3 Milliarden Menschen im Jahr 2050 (2007: 6,6 Mrd.) auf (United Nations, 2009). Eine derartige Erhöhung der Bevölkerung erzeugt einen steigenden Bedarf an Wasser. Neben dem Bevölkerungswachstum spielt auch die globale Klimaerwärmung eine wichtige Rolle, infolge derer sich der Wasserhaushalt verändern und deutlich über die Grenzen bislang beobachteter Schwankungen hinausgehen wird (Milly *et al.*, 2008). Eine Beschleunigung des hydrologischen Kreislaufes kann zu verstärkten Volumentransporten in den Flüssen

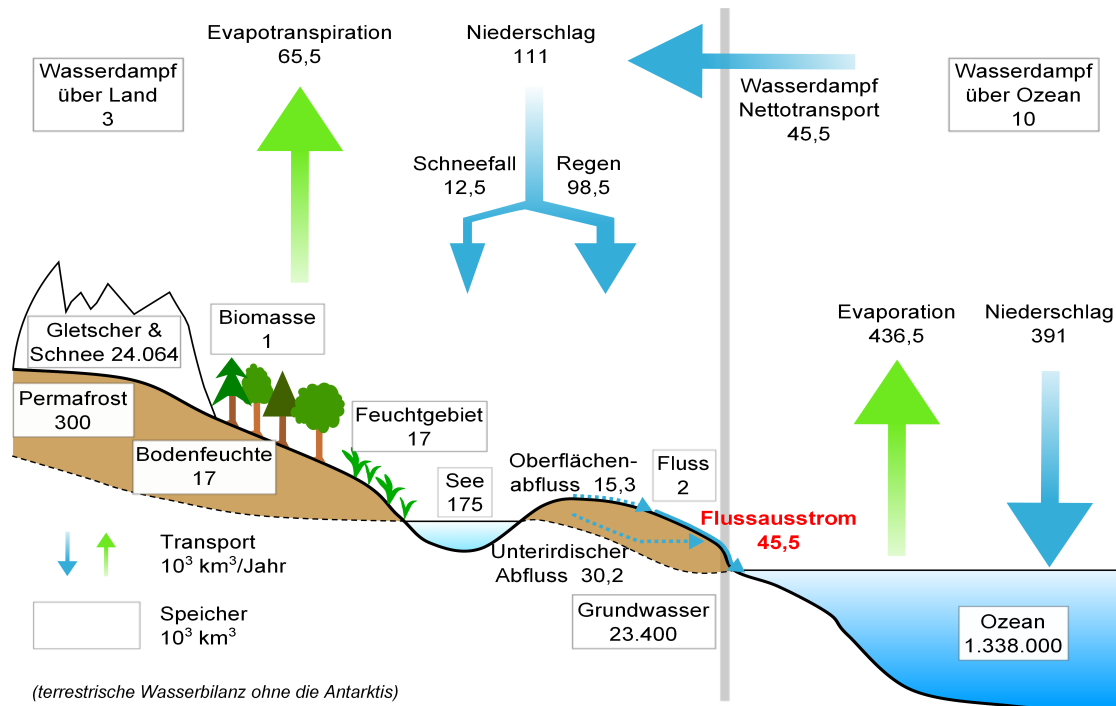


Abbildung 1.1.: Schematische Darstellung des globalen Wasserkreislaufs, verändert nach Oki & Kanae (2006) und Oki (2006). 10% des globalen Flussausstroms entfallen auf den direkten Grundwassereintrag, der hier nicht explizit aufgeführt ist.

führen (Huntington, 2006; Stocker & Raible, 2005). Während einige Autoren von steigenden Abflussvolumen der Flüsse in die Ozeane ausgehen (Huntington, 2006; Milly *et al.*, 2005; Labat *et al.*, 2004), fanden Gerten *et al.* (2008); Milliman *et al.* (2008); Dai & Trenberth (2002) und Dai *et al.* (2009) bei Untersuchungen keine generell signifikanten Trends. Sicher scheint, Flüsse in niedrigen und mittleren Breiten (Westafrika, Südeuropa) werden deutlich weniger Wasser drainieren (Dai *et al.*, 2009; Milliman *et al.*, 2008). Bereits bestehende Probleme bei der räumlichen Verteilung des Trinkwassers werden sich intensivieren, dem Wassermanagement fällt damit eine wachsende Bedeutung zu. Neben der Versorgung mit Trinkwasser für die Bevölkerung sind auch die Bereiche der Bewässerung in der Landwirtschaft, die Energieversorgung durch Wasserkraftanlagen, die Kontrolle der Veränderungen im Vegetationsbestand oder der Naturschutz betroffen (Milly *et al.*, 2008; Alcamo *et al.*, 2007; Oki & Kanae, 2006; Milly *et al.*, 2005; Gleick, 2003; Vörösmarty *et al.*, 2000). Die Kenntnis der Wasserbilanzen besitzt somit eine große soziologische und politische Dimension. Es besteht ein dringender Bedarf an einem guten Verständnis der räumlichen und zeitlichen Verteilung von Wasser. Globale Klima- und Wettermodellprojektionen könnten besser bewertet werden, da teilweise Fehler von 50-100% im Vergleich zu den tatsächlichen Abflussraten auftreten (Coe, 2000). Darüber hinaus muss die Quantifizierung

zukünftiger Veränderungen hydrologischer Größen deutlich verbessert werden, um eine Anpassung des Wassermanagements auf der Ebene von Entscheidungsträgern zu garantieren. Dazu bedarf es eines dichten Beobachtungsmessnetzes (Bates *et al.*, 2008).

Abb. 1.2 zeigt die weltweite Verteilung von Abflussmessstationen, die monatliche Abflussdaten für das Global Runoff Data Center (GRDC) liefern. Global betrachtet, sind Abflussmessstationen sehr heterogen verteilt. Abgesehen von Nordamerika und Mittel- und Nordeuropa ist die derzeitige Abdeckdichte in vielen Regionen der Erde sehr dünn. Seit Mitte der 1980er Jahre sinkt sogar die Gesamtanzahl der Messstationen (Shiklomanov & Vörösmarty, 2002), hauptsächlich in Entwicklungsländern, die in besonderem Maße durch Wasserstress (bzw. Trockenstress bei Pflanzen) betroffen sind (Oki & Kanae, 2006; Vörösmarty *et al.*, 2000). Auch aus Russland stehen seit Ende der 1980er Jahre kaum noch Messdaten zur Verfügung. Eine kontinuierliche Beobachtung der großen sibirischen Flüsse (z.B. Lena, Jenissei) ist daher nur unzureichend möglich. Selbst wenn Messdaten vorhanden sind, besteht in vielen Ländern aufgrund gesetzlicher und institutioneller Beschränkungen kein Zugriff auf die Daten oder aber die Datenqualität reicht für eine wissenschaftliche Verwendung nicht aus. Langfristige, zuverlässige, konsistente Messdaten von grenzübergreifenden Einzugsgebieten zu erhalten ist äußerst schwierig. Auch wenn unser derzeitiges Verständnis der globalen hydrologischen Dynamik auf den seit über 100 Jahren operierenden In-situ-Messstationen beruht, sind derartige Messnetze oft unzulänglich, um die Oberflächenwasserdynamik in Flüssen, Seen, Feuchtgebieten und Überflutungsbereichen ausreichend genau zu quantifizieren (Brakenridge *et al.*, 2005). Auch die Kosten für die Installation und Wartung eines dichten Stationsmessnetzes sind immens. Nach Angaben von Dingman & Bjerklie (2006) liegen die Installationskosten für eine traditionelle Messpegelstation beim USGS (U.S. Geological Survey) zwischen \$8000 und \$10.000, die jährlichen Operations- und Wartungskosten belaufen sich auf etwa \$6400. Die jährlichen Kosten für das Stationsnetz (ohne Verwaltungskosten) betragen demnach allein für die USA und Kanada etwa \$13,6 Mio. (insgesamt 2120 Messpegel, GRDC 2011). Nach Aussage von Fekete *et al.* (2000) werden trotzdem weniger als 60% der Abflüsse im Bereich der Flussmündung observiert und die Verteilung der Abflüsse innerhalb der Kontinente wird noch weniger überwacht. Derzeitige globale Abschätzungen des Oberwasservolumens auf regionaler bis globaler Ebene und dessen Dynamik basieren meist auf hydrologischen Modellsimulationen.

Aufgrund von Verbesserungen von Fernerkundungstechniken innerhalb der vergangenen zwei Jahrzehnte bieten satellitengestützte Überwachungsverfahren vielfältige Möglichkeiten, um kostengünstig und über politische Grenzen hinweg die großen Abdecklücken des In-situ-Messnetzes zu schließen, komplexe Fließverhalten über große Gebiete besser zu charakterisieren und zu genaueren Abschätzungen von Flussvolumentransporten auf großskaligen Maßstäben zu gelangen (Alsdorf *et al.*, 2007b; Smith, 1997). Eine direkte Messung der Volumentransporte in Flüssen durch die Fernerkundung ist nicht möglich. Eine Abschätzung der Abflusswerte muss indirekt über verschiedene hydraulische und geometrische Flussparameter erfolgen. Mittels Satellitenmesstechniken können Informationen über verschiedene hydraulische

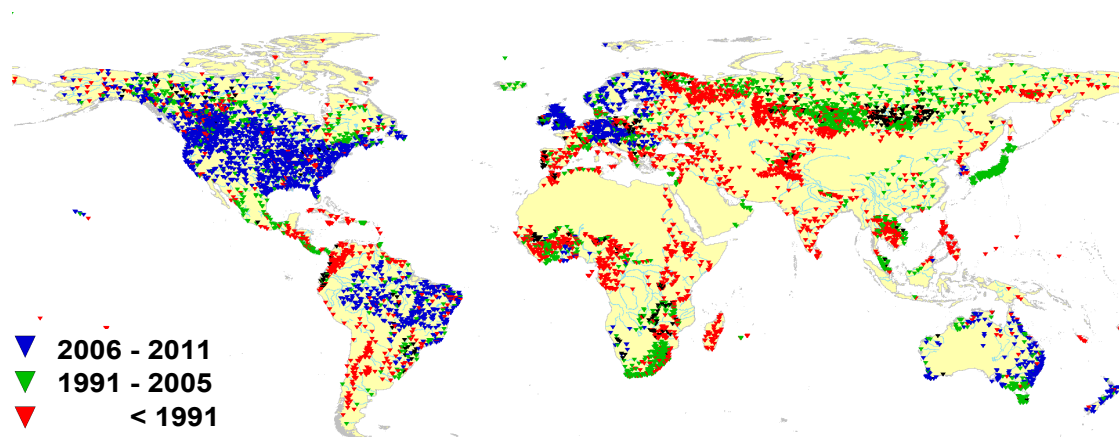


Abbildung 1.2.: Globale Verteilung von Abflussmessstationen, die monatliche Abflusswerte an das GRDC liefern. Die farbliche Abstufung zeigt das Ende der verfügbaren Abflusszeitreihen an. (Quelle: “Stations Catalogue” des GRDC, <http://www.bafg.de>)

Fließ- und Flussvariablen wie die Wasserfläche, -breite, Wasserstand und die Oberflächengeschwindigkeit gewonnen werden. Die Hauptlimitierung besteht jedoch in der Abhängigkeit der Ableitungsalgorithmen von empirischen Abflusskurven, die zur Abflussbestimmung an Messpegeln herangezogen werden. Diese Korrelationen, beispielsweise zwischen dem Wasserstand und dem Abfluss, sind standortbezogen und daher nicht auf andere Flüsse und Flussabschnitte übertragbar (Bjerklie *et al.*, 2003). Eine weitere Limitierung der Satelliten stellt die geringe zeitliche Abtastung dar (Wiederholraten zwischen 10 Tagen bis hin zu Monaten). Auch die geringe räumliche Auflösung limitiert die Anwendung der Satellitenfernerkundung für die Abschätzung von Volumentransporten in Flüssen. Abflussschätzungen erfolgen bisher üblicherweise mittels Radaraltimetern, die punktuell die Wasserstände messen. Die erforderliche Flussbreite beträgt mindestens 1 km. Diesen Einschränkungen kann durch die Kombination verschiedener Satellitensensoren begegnet werden, um eine höhere Abtastrate zu erzielen und um Informationen über mehr als einen hydraulischen Parameter zu erhalten. Allerdings können die verschiedenen Größen nicht simultan erfasst werden. Bjerklie *et al.* (2005b, 2003) beispielsweise zeigen unter Verwendung von In-situ-Daten, dass sich durch die gleichzeitige Erfassung der Flussbreite und der Oberflächenfließgeschwindigkeit satellitenbasierte Abflussschätzungen verbessern können, vergleichend zur alleinigen Verwendung des Wasserstandes und der Flussbreite.

Die bisherige satellitengestützte Erfassung der wichtigsten hydraulischen Parameter in Flüssen erfolgte durch die Satellitenaltimetrie, die Wasserstandinformationen bereitstellte, und die SAR-Technologie (Synthetic Aperture Radar), die räumliche Informationen erfasste. Aus der Kombination beider Technologien erwuchs die Surface Water and Ocean Topography (SWOT) Mission. Den zentralen Baustein stellt ein abbildendes Altimeter dar, das globale, räumliche Wasserstandsmessungen mit stark

verbesserter Auflösung gestattet (<http://swot.jpl.nasa.gov/>). Die Beobachtung von Flussausströmen stellt jedoch kein primäres Ziel der SWOT-Mission dar.

„The main “weak link” in satellite estimation of river discharge is the inability to measure river velocity remotely.” (Lettenmaier, 2005). Indes, die Messtechnik der Along-Track SAR Interferometrie (ATI) gestattet die simultane Messung der Oberflächenfließgeschwindigkeit und der Flussbreite. Ein ATI-System, wie es auf dem seit 2007 im Orbit befindlichen Radarsatelliten TerraSAR-X experimentell implementiert ist, erlaubt die gleichzeitige Ableitung von Oberflächengeschwindigkeitsfeldern mit einer effektiven räumlichen Auflösung von besser als 1 km und einer absoluten Genauigkeit von ca. 0,1 m/s, bei gleichzeitiger Messung der Wasserfläche/Flussbreite mit einer Genauigkeit von wenigen Metern (Romeiser *et al.*, 2010b, 2007). Damit kann ein satellitenbasiertes ATI-System im Prinzip zur Abschätzung von Flussvolumentransporten herangezogen werden.

Für qualitative Ableitungen von Strömungen in Flüssen mittels eines satellitengestützten ATI muss eine Flussbreite von mindestens 300 m und Windgeschwindigkeiten von etwa 5 m/s (erforderlich für das Aufräuen der Wasseroberfläche) gegeben sein. Abb. 1.3 stellt die Einzugsgebiete (EZG) dar, für die sich im Bereich der Flussmündung mittels eines satellitengetragenen ATI Volumentransporte abschätzen lassen, basierend auf den beiden Messkriterien Flussbreite und Windeinfluss. Die abgeleiteten EZG repräsentieren ungefähr 47% ($17.492 \pm 552 \text{ km}^3/\text{Jahr}$) (Dai *et al.*, 2009) der globalen Süßwassereinströme in den Ozean. An weniger als 60% aller Flussmündungen wird überhaupt operationell der Abfluss gemessen (Fekete *et al.*, 2000). In vielen EZG befindet sich die letzte Abflussmessstation viele hundert Kilometer von der Mündung entfernt (z.B. Amazonas, Station Obidos etwa 870 km; Jenissei, Station Igarka etwa 420 km). Abb. 1.3 verdeutlicht zudem, dass satellitengestützte Messungen der Flussvolumentransporte auch in den Gebieten möglich sind, für die kaum ausreichend Messdaten zur Verfügung stehen und/oder die nur unzureichend überwacht werden (vgl. Abb. 1.2). Basierend auf dem Kriterium einer Flussbreite von mindestens 100 m lassen sich viele Flüsse auch mit dem abbildenden Altimeter der SWOT-Mission erfassen.

Beide Techniken, die ATI-Methode sowie die Altimetrie (SWOT-Mission) können im Prinzip für die Abschätzung von Volumentransporten in Flüssen und Flussmündungen herangezogen werden.

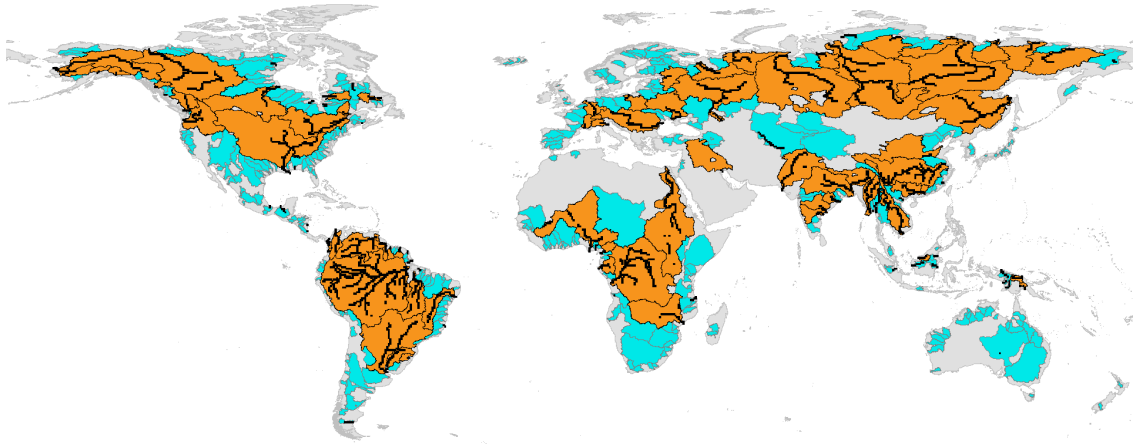


Abbildung 1.3.: Weltkarte der wichtigsten Flusseinzugsgebiete (EZG) (blau), ohne die Antarktis und Grönland. Die darüber liegenden EZG (orange) lassen eine Beobachtbarkeit mittels eines satellitengestützten ATI-Systems erwarten, basierend auf dem Kriterium einer abgeschätzten Flussbreite von mindestens 300 m. Die hervorgehobenen schwarzen Flussabschnitte weisen abgeschätzte Flussbreiten von mindestens 300 m auf.

1.1. Zielsetzung der Arbeit

Das Ziel dieser Arbeit stellt die Untersuchung des Potentials der Satellitenfernerkundung zur Bestimmung von Flussvolumentransporten dar. Die wichtigsten Ziele und Fragen dieser Arbeit können wie folgt zusammengefasst werden:

- In gezeitenbeeinflussten Flüssen stellt die Reduzierung des Tidesignals in den Messreihen eine zentrale Aufgabe dar. Es wird eine Methodik entwickelt, um die Tidesignale aus den Messzeitreihen zu reduzieren. Wie lange muss ein Fluss observiert werden, um zuverlässige tidereduzierte Größen zu erhalten?
- Untersucht werden soll, ob sich aus satellitengestützten ATI-Geschwindigkeitsmessungen Volumentransporte in Flüssen erfassen lassen. Welche Genauigkeiten lassen sich bei der Abschätzung von Flussvolumentransporten erzielen? Welche zusätzlichen Informationen lassen sich aus den Satellitenmessungen gewinnen?
- Untersucht werden soll, ob sich abbildende Altimetermessungen zur Abschätzung von Volumentransporten in Flussmündungen eignen. Welche Genauigkeiten der Abflussschätzungen können erzielt werden? Lässt sich aus der Kombination der Geschwindigkeitsmessungen und Flussbreiten durch die ATI-Technik und Wasserstandsmessungen mittels eines abbildenden Altimeters (SWOT-Mission) eine Verbesserung der Abschätzung von Flussausströmen erzielen?

- Die in dieser Arbeit entwickelten Methoden zur Bestimmung von Flussvolumentransporten sollen prinzipiell auf jeden Fluss weltweit übertragbar sein. Sind satellitenbasierte Abflussschätzungen auf regionaler bis kontinentaler Ebene ohne zusätzliche Informationen aus Bodenmessungen durchführbar? Welche Flüsse weltweit lassen sich wie und mit welchem Messsystem am besten observieren? Welche Genauigkeiten sind bei der Erfassung von Flussvolumentransporten in anderen Flüssen zu erwarten?

1.2. Aufbau der Dissertation

Die Beleuchtung der theoretischen Hintergründe zur Messungen und Berechnung von Volumentransporten in Flüssen sowie die Vorstellung der Methodik erfolgen in Kap. 2. Der Schwerpunkt liegt dabei in der Vorstellung der verschiedenen weltraumbasierten Fernerkundungsmesstechniken zur Erfassung diverser hydrologischer Parameter. Der entwickelte Ansatz zur Reduzierung der Tidesignale in Messzeitreihen wird vorgestellt. In Kap. 3 erfolgt eine Analyse der Möglichkeiten für ATI-gestützte Abflussberechnungen. Verschiedene Probleme der Abflussberechnung aus Satellitendaten werden analysiert. Anhand verschiedener ATI-Abtastsimulationen werden Erkenntnisse gewonnen, um Aussagen über den optimalen Messzeitraum und die zu erzielenden Genauigkeiten der Flussausströme zu ermöglichen. Anhand realer TerraSAR-X ATI-Aufnahmen über der Tideelbe und der Lena werden die gewonnenen, theoretischen Erkenntnisse zur Abschätzung instantaner Abflüsse überprüft. Kap. 4 befasst sich mit der Evaluierung der Möglichkeiten, aus Wasserstandsmessungen der SWOT-Mission Volumentransporte in Flüssen zu ermitteln. Ferner wird gezeigt, welche Möglichkeiten aus der Kombination beider Messsysteme (ATI und SWOT-Mission) erwachsen. In Kap. 5 wird ausführlich die Machbarkeit der Erfassung und Überwachung globaler Flussvolumentransporte mittels satellitengestützten Fernerkundungstechniken diskutiert. Die Arbeit schließt mit Kap. 6, einer Zusammenfassung der Hauptergebnisse. Große Teile aus Kap. 3 und 5 werden in Kürze zur Veröffentlichung in einem wissenschaftlichen Fachjournal eingereicht. Aus Kap. 4 soll ebenso eine wissenschaftliche Veröffentlichung entstehen.

2. Theorie und Methodik

2.1. In-situ-Abflussmessungen

Die Hauptkomponenten des Wasserkreislaufes über Land sind der Niederschlag, die Evapotranspiration und der Abfluss (vgl. Abb. 1.1) und werden mittels der Wasserhaushaltsgleichung berechnet:

$$\Delta S = N - E - Q, \quad (2.1)$$

mit ΔS Wasserspeicherveränderung, N Niederschlag, E Evapotranspiration und Q Abfluss, können punktuell in ausreichender Genauigkeit gemessen werden. Über die Grundwasserbeiträge auf kontinentalem und globalem Maßstab ist bisher wenig bekannt (Bates *et al.*, 2008). Niederschlagsmessungen werden seit langem operationell und in vielen Gebieten der Erde in hoher Dichte und Genauigkeit durchgeführt. Probleme existieren meist in kalten Regionen und bei festem Niederschlag wie Schnee oder Hagel (Goodison *et al.*, 1998). Die Evapotranspiration wird selten in ausreichender Dichte über große Flächen erfasst. Im Zuge des FLUXNET Messnetzes ist eine kontinuierliche, operationelle Erfassung der Evapotranspiration punktuell möglich (<http://daac.ornl.gov/FLUXNET/>). Abflussmessungen sind verhältnismäßig exakt, zudem spiegeln sie die Dynamik eines Flusseinzugsgebietes über einen großen Maßstab wieder (Dingman, 2002; Herschy, 1999).

Die meisten Flüsse lassen aufgrund ihres Transportvolumens nur eine indirekte Erfassung der Abflussmenge Q zu. Per Definition stellt der Abfluss den Volumendurchfluss durch einen oberirdischen Fließquerschnitt pro Zeiteinheit dar (DIN 4049). Nach der Kontinuitätsgleichung ergibt sich der Abfluss aus:

$$Q = V_m \cdot A = V_m \cdot B \cdot d, \quad (2.2)$$

wobei V_m die tiefengemittelte Geschwindigkeit, B die Gerinnebreite an der Oberfläche (Flussbreite), d die mittlere Wassertiefe und A die Querschnittsfläche senkrecht zur Fließrichtung darstellt. Zur Erfassung der Strömungsgeschwindigkeit kommt bei den weltweit ungefähr 65.000 In-situ-Abflussmessstellen meistens der Messflügel zum Einsatz (Herschy, 1999) oder im zunehmenden Maße auch das ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) (Morlock, 1996). ADCP-Instrumente zeichnen die Wassergeschwindigkeit über fast die gesamte Wassersäule auf. Sie messen die Dopperverschiebung von einem in Flüssigkeit schwimmenden Körper (Suspensionsfracht, Gasblasen). Insbesondere unter instationären Abflussbedingungen oder tidebeeinflussten Flachwasserbereichen stellt das ADCP eine hervorragende Möglichkeit dar,

Volumentransporte präzise zu erfassen, da konventionelle Flügelradmessungen oft versagen (z.B. durch Verkrautung). Zudem sind die Messungen meist schneller und weisen eine vergleichbare bis höhere Genauigkeit als konventionelle mechanische Flügelradabflussmessungen auf. Der Einsatz setzt vom Anwender eine exakte Kenntnis der zugrundeliegenden physikalischen Gesetzmäßigkeiten voraus, um mögliche Fehler bei der Messung zu vermeiden (Morlock, 1996).

Traditionell werden an ausgewählten Flussabschnitten (gleichförmige Gerinne) verschiedene hydraulische Größen, wie die Tiefe, die Breite, die Geschwindigkeit oder die Rauigkeitsverhältnisse, an vertikalen Abschnitten quer zum Fluss erfasst. Die schrittweise summierten Teilabflüsse ergeben den Gesamtdurchfluss am Fließquerschnitt. Somit kann durch eine Korrelation zwischen den periodischen Geschwindigkeits-Flächenmessungen und dem Wasserstand mittels einer Abflusskurve (Pegelkurve) indirekt auf den tatsächlichen Abfluss geschlossen werden. Die Pegel-Abfluss-Beziehung gilt nur für den spezifischen Standort und erfordert eine regelmäßige Erneuerung, da sich die Flussbettgeometrie ständig ändert (Rantz, 1982). Weltweit basieren die meisten operationell arbeitenden Abflussmessstellen auf einer standortspezifischen Pegel-Abfluss Beziehung. Winter (1981) gibt eine Ungenauigkeit der langfristigen mittleren Abflussmessungen an Messpegeln von ungefähr 5% an (95%-Konfidenzintervall).

Zwischen den verschiedenen hydraulischen und geometrischen Parametern und dem Abfluss bestehen Zusammenhänge. Leopold & Maddock (1953) führten als Erste den Begriff der „hydraulischen Geometrie“ (at-a-station hydraulic geometry) ein, um den Zusammenhang zwischen dem Abfluss Q und den hydraulisch veränderbaren Größen B , d und V_m zu beschreiben. Unter Annahme von stationären, gleichförmigen Abflussbedingungen (Wasserspiegelgefälle = Sohlgefälle) steigen diese Parameter als Funktion von Q an, wobei die Anstiegsrate von Flussstandort zu Flussstandort variiert. Die hydraulischen Größen B , d und V_m weisen jeweils einen deutlichen exponentiellen Zusammenhang gegenüber Q auf und nehmen im Allgemeinen eine der folgenden Formen an (Leopold, 1994):

$$B = a \cdot Q^b, d = c \cdot Q^f, v = k \cdot Q^m, \quad (2.3)$$

wobei a , b , c , f , k und m empirisch abgeleitete Koeffizienten darstellen. Normalerweise werden diese hydraulischen Größen durch eine Regression aus den aufgenommenen hydraulischen Bedingungen an der Abflussmessstelle geschätzt. Zur Erhaltung der Kontinuität (vgl. Gl. 2.2) muss die Summe der Exponenten $b + f + m = 1$ und das Produkt der Konstanten $a \cdot c \cdot k = 1$ sein. Es existieren flussspezifische Exponenten für eine große Anzahl von weltweiten Pegelmessstellen. Leopold & Maddock (1953) führten ebenso den Begriff der Downstream Hydraulic Geometry (DHG) ein, mit den gleichen funktionalen Beziehungen wie in Gl. 2.3. Der wesentliche Unterschied zur at-a-station hydraulic geometry besteht darin, dass sich die Parameter B , d und V_m auf einen Referenzabfluss im Flussabschnitt beziehen, d.h. auf räumliche Veränderungen der Gerinneform. Im Englischen als „bankfull discharge“ bezeichnet, stellt der Referenzabfluss die Abflussmenge dar, bei der die Flussmorphologie verändert wird. Dies beinhaltet u.a. Sedimentbewegungen, das Formen von Flussbiegungen

und Mäandern, kurz, Veränderungen der charakteristischen Flussbettmorphologie (Dunne & Leopold, 1978). Das Konzept der Downstream Hydraulic Geometry (DHG) charakterisiert die räumlichen Veränderungen der hydraulischen Parameter. Bisher konnte nicht schlüssig bewiesen werden, dass das DHG-Konzept am besten durch eine Exponentialfunktion beschrieben wird. Ferguson (1986) hält die Anwendung der Fließformeln sogar für fragwürdig, trotzdem lassen sich für jeden der Parameter Abflüsse berechnen, insofern die entsprechenden Exponenten bekannt sind.

In der Literatur existieren eine ganze Reihe von „Fließformeln“ für verschiedenartige hydraulische Berechnungen in Gerinnen. Dabei wird stets versucht, aus der Kenntnis des Oberflächengefälles (Neigung) S , des hydraulischen Radius R_h und eines Proportionalitätsfaktors auf die mittlere Geschwindigkeit V_m zu schließen. Bedeutende und in der Praxis gängige Fließformeln (slope-area method) sind die Chezy Formel (französischer Wasserbauer, 1775):

$$V_m = C \cdot R_h^{1/2} \cdot S^{1/2}, \quad (2.4)$$

und die Gauckler¹-Manning²-Strickler³ (GMS) Formel:

$$V_m = k_{St} \cdot R_h^{2/3} \cdot S^{1/2}, \quad (2.5)$$

wobei C ($\text{m}^{1/2}/\text{s}$) bzw. k_{St} ($\text{m}^{1/3}/\text{s}$) von der Gerinnerauigkeit abhängige Geschwindigkeitsbeiwerte darstellen. Im englischen Sprachraum hat sich für die GMS-Formel die Bezeichnung Manning-Gleichung durchgesetzt, wobei statt k_{St} der Reziprokwert $1/n$ Anwendung findet. Der für die Berechnung der Abflussverhältnisse in Gl. 2.4 und Gl. 2.5 verwendete hydraulische Radius R_h ergibt sich aus dem Quotienten aus durchflossener Querschnittsfläche A (m^2) und benetztem Umfang U (m) und besitzt folglich die Dimension (m):

$$R_h = \frac{A}{U} \quad (2.6)$$

Bei vielen Flüssen ist die Profilbreite w meist um ein Vielfaches größer als die Wassertiefe, sodass gilt:

$$R_h \approx \bar{d}, \quad (2.7)$$

wobei $\bar{d}$ die mittlere Wassertiefe des Fließquerschnitts darstellt. Im weiteren Verlauf der Arbeit wird der Term d die mittlere Wassertiefe bezeichnen. Daneben existiert die physikalisch basierte Darcy-Weisbach Fließformel für Rohrströmungen, die auch für offene Gerinne anwendbar ist. Malcherek (2003) verweist darauf, dass viele Autoren zur besseren Erfassung von komplexen Strömungserscheinungen zur Verwendung der

¹Phillipe Gauckler (1826–1905), französischer Ingenieur

²Robert Manning (1816–1897), irischer Wasserbauingenieur, der 1889 einen umfassenden Überblick über die Strömungsmechanik in offenen Gerinnen veröffentlichte (Manning, 1889).

³Albert Strickler (1887–1963), schweizer Wasserbauingenieur

Darcy-Weißbach Formel raten. Sie besitzt zudem den Vorteil, dass wie bei der GMS-Formel der Geschwindigkeitsbeiwert nicht vom hydraulischen Radius und somit von der Wassertiefe abhängt. Der wesentliche Unterschied zwischen den beiden Formeln besteht darin, dass der hydraulische Radius in die Chezy Formel mit $R_h^{1/2}$, während er in die GMS-Formel mit $R_h^{2/3}$ einfließt. Die GMS-Fließformel ist durch den Strickler-Gerinnebeiwert für die Rauigkeit mit der Dimension ($\text{m}^{1/3}/\text{s}$) dimensionsanalytisch nicht konsistent. Die Dimensionen (m/s) für die Geschwindigkeit und (m) für den hydraulischen Radius sind dagegen zwingend erforderlich (Malcherek, 2003).

In der wasserbaulichen Praxis findet die GMS-Formel weiterhin häufiger Verwendung. Trotz des rein empirischen Ansatzes, besitzt diese Fließformel eine solide Datengrundlage. Ferner beschreibt k_{St} das Gerinne fix und ist somit unabhängig von der Wassertiefe, die sich grundsätzlich in Abhängigkeit des Durchflusses ändert. Die Abschätzung des Rauigkeitsbeiwertes k_{St} erfolgt in der wasserbaulichen Praxis a-priori, indem die spezifischen Bedingungen im Flussabschnitt (z.B. Flussbett- und Ufermaterial, Kanalform) mit empirisch ermittelten Werten verglichen werden (Tabellen liegen in der Literatur vor). Aufgrund der hohen Subjektivität ist die Abschätzung der Rauigkeit sehr fehleranfällig. Darin begründet sich im Wesentlichen, dass benannte empirische Fließformeln Fehler bei der Abflussschätzung von 20-30% aufweisen (Hersch, 1999), gegenüber etwa 5% an Abflussmessstationen.

Abb. 2.1a zeigt in idealisierter Form die Zusammenhänge der verschiedenen, in Beziehung zum Abfluss stehenden Parameter in einem offenen Fließgerinne sowie ein Profil zur logarithmischen Geschwindigkeitsverteilung (Prandtl⁴-von Kármán⁵ Gesetz) bei Gerinnen mit fester Berandung. Die Chezy- und GMS-Formel nehmen ein rechteckiges Querprofil an. Abb. 2.1b zeigt für gleichförmige turbulente Gerinneströmung die Zusammenhänge zwischen der Flusslänge L , dem Gefälle S , dem Wasserstand h sowie der mittleren Flusstiefe d . Zunächst wird angenommen, dass das Oberflächengefälle gleich dem Gerinnebettgefälle ist. Jeweils in Rot markiert die Variablen, die mit Hilfe von satellitengestützten Fernerkundungstechniken direkt gemessen können (vgl. Abschn. 2.3).

2.2. Empirische Abflussmodelle

Prinzipiell lassen sich alle für Gl. 2.2 erforderlichen hydraulischen Größen mittels Satellitenfernerkundung messen oder ableiten (gilt nicht für Wasservolumenveränderungen). Wenn auch nicht gleichzeitig und in unterschiedlichen Genauigkeiten, können diese Größen trotzdem zur Abflussberechnung unter Verwendung des DHG-Konzepts herangezogen werden. Die Genauigkeit der Abflussschätzung liegt im Bereich der Summe aller Einzelmessungen des Wasserstandes h , der Neigung S , der Flussbreite B , der Oberflächenfließgeschwindigkeit V_{OG} sowie den Abschätzungen der tiefengemittelten Fließgeschwindigkeit V_m aus V_{OG} und der mittleren Wassertiefe d . Aufgrund der

⁴Ludwig Prandtl (1875–1953), deutscher Physiker, der das Konzept der Grenzschichttheorie einführte und grundlegende Forschungen zur Strömungsmechanik unternahm.

⁵Theodore von Kármán (1881–1963), ungarischer Mathematikstudent von Ludwig Prandtl

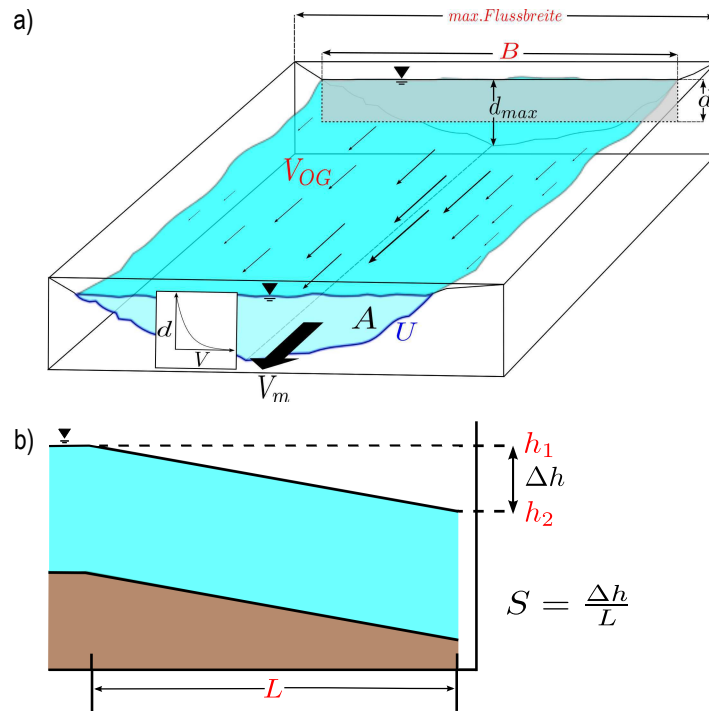


Abbildung 2.1.: a): Schematische Darstellung der vom Abfluss abhängigen Größen in einem offenen Fließgerinne mit fester Berandung. Hierbei stellt B die Flussbreite, d die mittlere Tiefe, A die Querschnittsfläche, U den Umfang, V_{OG} die Oberflächengeschwindigkeit und V_m die tiefengemittelte Geschwindigkeit dar. Der grau unterlegte Bereich markiert die mittlere Wassertiefe d . b): Längsprofil eines Flussabschnittes bei gleichförmigen turbulenten Strömungsbedingungen mit der Flusslänge L , dem Wasserstand h und dem Gefälle S . Jeweils in Rot markiert, sind die mittels der Satellitenfernerkundung messbaren Größen.

theoretischen Unsicherheit der GMS-Formel, der Schwierigkeit physikalisch fundierte Methoden zur Abschätzung der Rauigkeit zu formulieren und vor allem der Tatsache, dass die drei Größen B , S und V mit Hilfe der Fernerkundung nicht zeitgleich erfasst werden können, besteht ein Ansatz darin, durch Regressionsanalysen empirische Fließformeln zu entwickeln. Die Fließformeln stellen verschiedene Beziehungen zwischen dem Abfluss und den erfassbaren oder ableitbaren Variablen wie Flussbreite B , Neigung S und Fließgeschwindigkeit V her (Dingman & Sharma, 1997; Jarrett, 1984; Riggs, 1976).

In Studien von Bjerklie *et al.* (2005b, 2003) wird gezeigt, dass statistisch abgeleitete, generelle, multivariate Modelle für fernerkundlich basierte Abflussschätzungen herangezogen werden können. Unter Vernachlässigung des Dimensionsproblems werden im weiteren Verlauf der Arbeit folgende empirische Formeln aus den Arbeiten von Bjerklie *et al.* (2005b, 2003) Anwendung finden:

$$Q = k_1 \cdot B^{1,46} \cdot V_m^{1,39}, \quad (2.8)$$

$$Q = k_2 \cdot B^{5/3} \cdot V_m^{5/3}, \quad (2.9)$$

$$Q = k_3 \cdot B^{1,21} \cdot V_m^{1,53} \cdot S^{-0,30}, \quad (2.10)$$

$$Q = k_4 \cdot B \cdot V_m^{5/2} \cdot S^{-1/2}, \quad (2.11)$$

wobei Q Abfluss (m^3/s), B Flussbreite (m), V_m tiefengemittelte Fließgeschwindigkeit (m/s) und S Neigung (Oberflächenauslenkung) darstellen. Die Konstanten $k_1 = 0,23$; $k_2 = 0,1$; $k_3 = 0,09$ und $k_4 = 0,05$ repräsentieren den Fließwiderstand im Gerinne. Sie sind nicht zu verwechseln mit dem Koeffizienten C aus Gl. 2.4 und k_{st} aus Gl. 2.5, da sie nicht die spezifischen Bedingungen im Gerinnebett, wie das Flussbettmaterial und die Vegetation beschreiben. Die entwickelten empirischen Abflussmodelle basieren auf verschiedenen Potenzfunktionen, die aus einer Datenbank von 1012 Flussmessungen an 102 verschiedenen Flüssen entwickelt wurden, einbezogen unter anderem auch die großen Ströme Amazonas, Mississippi und der Yukon. Die gemessenen Fließ- und Flussparameter sind über mehrere Querschnittsprofile gemittelt (reach-averaged) und daher auch konsistent mit fernerkundlich ermittelten hydraulischen Parametern (flächig). Das Modell in Gl. 2.10 und Gl. 2.11 basieren auf einer Breite-Tiefenbeziehung $B^b = a \cdot d$, wobei b der parabolischen Ordnung und a dem Regressionskoeffizienten entspricht. Daraus abgeleitet wird eine Tiefen-Abflussbeziehung und ebenso eine Breiten-Abflussbeziehung. Diese Beziehungen sind ebenso generell anwendbar wie die GMS-Formel. Für Details sei auf Bjerklie *et al.* (2003) verwiesen.

Wird der Neigungsterm S in Gl. 2.10 und Gl. 2.11 durch eine Breite-Geschwindigkeits-Beziehung ersetzt, erhält man das Modell in Gl. 2.8 und Gl. 2.9 (Rantz, 1982). In der GMS-Formel ist die mittlere Fließgeschwindigkeit proportional zur Quadratwurzel der Neigung S und zur Tiefe hoch zwei Drittel $d^{2/3}$. Die tiefengemittelte Fließgeschwindigkeit V_m kann somit den Tiefen- und den Neigungsterm ersetzen. Das Modell in Gl. 2.9 weist eine allgemeingültigere Natur als das Modell in Gl. 2.8 auf. Bei Untersuchungen in vielen Flüssen wurde für die Tiefen-Abflussbeziehung ($d = c \cdot Q^b$) der allgemein anwendbare Exponent $b = 0,4$ ermittelt. Für das Modell 2.9 wurde das Verhältnis $d = c \cdot Q^{0,4}$ in die Kontinuitätsgleichung (Gl. 2.2) für die Tiefe d eingesetzt. Dies stellt den wesentlichen Unterschied dar. Abschätzungen aus den einfachen Geschwindigkeits-Breitenbeziehungen gelten jedoch für einen weiten Bereich von Fließbedingungen (Bjerklie *et al.*, 2005b).

Alle Modelle (Gl. 2.8-2.11) basieren auf dem DHG-Konzept. Der statistisch abgeleitete generelle Rauigkeitswert basiert auf der Annahme eines parabolischen Gerinnequerschnittes, der im Allgemeinen einen natürlichen Gerinnequerschnitt repräsentiert. Die

Modelle sind gültig für gering verflochtene Flüsse mit begrenzter Breite (innerhalb der Ufergrenzen) und für stationär gleichförmigen Abfluss in offenen Gerinnen (Wasserspiegelneigung und Sohlneigung verlaufen parallel). Die Modelle in Gl. 2.8-2.11 weisen in ihrer Vorhersagekraft die größten statistischen Unsicherheiten für geringe Abflussraten auf, da Messfehler proportional stärker einfließen. Mit Abweichungen von $\pm 50\%$ während 70% der Beobachtungszeit liegen die Genauigkeiten im Bereich der Messungen durch die Chezy- und die GMS-Formel (Bjerklie *et al.*, 2003). Die besten Abflussschätzungen ergeben sich demnach bei mittelgroßen bis großen Flüssen wie der Elbe. Ob ihrer allgemeinen Annahmen schätzen die beiden Modelle in Gl. 2.9 und Gl. 2.11 die Abflüsse insgesamt für einen größeren Bereich als die Modelle in Gl. 2.8 und Gl. 2.10.

Derartige universelle, empirische Modelle liefern Abflussschätzungen über einen großen Bereich unterschiedlicher Strömungsverhältnisse. Obwohl einige hydraulische Modellannahmen in einem Ästuar verletzt werden, und trotz den benannten Schwierigkeiten beim Ermitteln der Rauigkeiten im Flussbett (Annahme konstante Rauigkeiten über Zeit und Raum) und der Tatsache, dass derartige Modelle Fehler von 50% und mehr aufweisen können, stellen diese Modelle oftmals die einzige Möglichkeit der Abflussschätzung in Bereichen dar, in denen keinerlei flussspezifische Informationen existieren.

2.3. Messung hydraulischer Parameter mittels Fernerkundung

In-situ-Methoden liefern eindimensionale, punktuelle Informationen und sind sehr verlässlich bei gut definierten Grenzen des Gerinnes, versagen aber in einem komplexen Fließgewässerraum (z.B. Feuchtgebiete, verzweigte Flusssysteme) mit einer hohen zeitlichen und räumlichen Variabilität des Wasserflusses und der Speicherung (Alsdorf *et al.*, 2007a). Erst innerhalb der letzten zwei Jahrzehnte konnten durch Verbesserungen der Satellitentechnik hydraulische und geometrische Parameter erfasst werden. Usachev (1983) zeigte in einer ersten Anwendung ansatzweise die Möglichkeiten, mit Hilfe der Fernerkundung den Abfluss von Flüssen abzuschätzen. Wie in Abb. 2.1 dargestellt, können mittels Fernerkundungstechniken, auch vom Satelliten aus, die Wasseroberflächenbreite B , der Wasserstand h , das Oberflächengefälle (Neigung) S , die Oberflächengeschwindigkeit V_{OG} sowie morphologische Größen erfasst werden. Die wichtigen Größen durchschnittliche Wassertiefe d , tiefengemittelte Geschwindigkeit V_m sowie Fließwiderstand im Gerinne können nicht direkt gemessen werden. Wie dargelegt, stehen letztgenannte Größen in Beziehung zu den anderen messbaren hydraulischen und geometrischen Parametern und können indirekt abgeleitet werden (Hersch, 1999). Eine Abschätzung des Fließwiderstandes kann beispielsweise aus der Literatur erfolgen. Nachfolgend werden zusammenfassend die vielfältigen Möglichkeiten der Erfassung hydraulischer und geometrischer Größen durch die Fernerkundung dargelegt.

2.3.1. Flussbreite und Fläche

Die Fluss- sowie die Wasseroberflächenbreite können von optischen (panchromatisch, infrarot) und SAR (synthetic aperture radar) Sensoren, montiert an Flugzeugen und Satelliten, aus gemessen werden. Eine ganze Reihe an wissenschaftlichen und kommerziellen Instrumenten ermöglicht Aufnahmen von Flusslandschaften. Beispielsweise zählen im optischen Bereich MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer), SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre) und Landsat dazu. Im SAR-Bereich schließt dies z.B. ENVISAT (Environmental Satellite), Radarsat-1&2 (Canadian Synthetic Aperture Radar), ALOS (Advanced Land Observing Satellite, später: Daichi) und TerraSAR-X ein (Mertes, 2002; Smith, 1997). Einzelne Untersuchungen sind meist erfolgreich, eine operationelle Anwendung ist zum gegenwärtigen Zeitpunkt jedoch noch nicht gegeben. Systembedingt bestehen bei optischen Systemen Probleme bei Wolkenbedeckung (Alsdorf *et al.*, 2003). Darüber hinaus besitzen optische Sensoren wie MODIS zwar eine hohe Wiederholrate, erreichen aber nur eine grobe räumliche Auflösung. Weitere Probleme resultieren beispielsweise aus Rauchschwaden von Waldbränden. Sind Uferbereiche mit dichter Vegetation bewachsen oder befinden sich die Wasserflächen unter der Vegetation, wie oftmals in den Tropen, sind optische Sensoren gänzlich unbrauchbar. SAR-Sensoren dagegen sind weitgehend wetter- und tageslichtunabhängig. Besonders im L-Band lassen sich Wasserflächen sehr gut detektieren, da in dieser Wellenlänge die ausgesandte Strahlung im Wesentlichen spekulär reflektiert wird. Im Gegensatz zum Ozean reichen Wind- und Wellenbewegungen auf Wasserflächen im Inland oft nicht aus, um die notwendige Bragg-Streuung (vgl. Abschn. 2.3.4) zu erzeugen. Probleme in den kürzeren Wellenlängen wie C- oder X-Band ergeben sich durch Vegetation auf dem Wasser, dichten Uferbewuchs, raue Wasserflächen, Flussbänke oder auch durch Steine im Fluss, die die Uferkanten verwischen. Auch zu steile Uferkanten erzeugen geometrische Verzerrungen im SAR-Bild (Henderson & Lewis, 1998). Smith & Alsdorf (1998) nutzen zur Detektion von Wasserflächen und -breiten multitemporale interferometrische Kohärenzaufnahmen. Aufgrund von Wellenbewegungen weisen die Streucharakteristiken der Wasseroberflächen ständige Änderungen auf. Über Wasser zeigt sich somit eine geringe Repeat-Pass-Kohärenz. Dieser Ansatz erfordert jedoch stabile Kohärenzmuster der wasserumgebenden Landschaft (z.B. Schnee, möglichst konstante Bodenfeuchte). Bei Wiederholraten der Satelliten von Tagen ist dies meist nicht gegeben.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass die Oberflächenflussbreite und -fläche gut detektiert werden können. Die räumliche Auflösung des Sensors spielt die wichtigste Rolle für die Genauigkeit der Aufnahmen. Mit optischen Sensoren können räumliche Auflösungen von 1-2 m erreicht werden, Radarsensoren wie TerraSAR-X (SpotLight-Modus) erreichen mittlerweile eine vergleichbare Bodenauflösung.

2.3.2. Wasserstand

Altimetrie

Radaraltimeter stellen senkrecht blickende Instrumente dar, die im Wesentlichen für Anwendungen über dem offenen Ozean und großen Eisflächen konzipiert worden sind. Die Instrumente emittieren kontinuierlich Mikrowellenimpulse vom Satelliten zur Erdoberfläche, die von der Erdoberfläche zurückgestreut werden. Aus der 2-Wege Laufzeitverzögerung zwischen ausgesandtem Impuls und dem empfangenen Echo und der exakten Kenntnis der Orbitposition des Satelliten kann auf die Entfernung und somit auf die Höhe der Oberflächentopographie bezüglich eines Referenzdatums geschlossen werden. Mit einer ganzen Reihe von Korrekturen (Ionosphären-, Atmosphären- und Seegangskorrektur) erreichen Altimeter über dem offenen Ozean Genauigkeiten von 2-4 cm (Robinson, 2004). Radaraltimeter besitzen den Vorteil, dass sie unabhängig von Wetterbedingungen operieren und in vielen Gebieten Wasserflächen unterhalb der Vegetation erfassen können. Nachteilig für Landanwendungen ist, dass Altimeter keine abbildenden Instrumente darstellen, sondern nur Punktmessungen erzeugen. Höheninformationen sind nur von Objekten im Nadir erfassbar. Verschiedenartige Zielobjekte innerhalb des Footprints (zu einem Zeitpunkt abgedeckte Bodenfläche) und die Größe des zu erfassenden Ziels beeinflussen die Informationsgenauigkeit und die räumliche Auflösung in entscheidendem Maße (Birkett, 1998).

Frühe Studien belegen die erfolgreiche Anwendung der Radaraltimetrie zur Messung von Wasserständen für kontinentale Wasserflächen von Satelliten wie SEASAT und dem Nachfolger GEOSAT (Geodetic Satellite), die ursprünglich für Ozeananwendungen konzipiert worden sind (Brooks, 1982; Miller, 1979). Der Footprint der derzeit operierenden Radaraltimeter ist noch sehr groß, da wie bei SAR-Aufnahmen der Vorteil der kohärenten Doppler-Prozessierung nicht genutzt wird. Der Footprint liegt in Größenordnungen von einigen Kilometern, in Abhängigkeit der verwendeten Radarfrequenz (Henderson & Lewis, 1998). Seit Beginn der 1990er Jahre werden Höhen der Wasseroberfläche im Ozean operationell durch die Radaraltimeter an Bord der Satelliten TOPEX/Poseidon (T/P) und ERS-1 und -2 (European Remote Sensing) gemessen. Nachfolgende Satelliten wie ENVISAT und Jason-1 gestatten eine operationelle Erfassung von Höheninformationen über dem Ozean (Robinson, 2004).

Koblinsky *et al.* (1993) zeigen in einer ersten Anwendung das Potential von Wasserstandsmessungen durch Radaraltimeter in Flüssen bzw. deren Einzugsgebieten (Amazonas). Die räumliche Ausdehnung des Zielobjektes musste noch verhältnismäßig groß sein, da der Footprint des Altimeters zwischen 0,2-2 km betrug. Auch der hohe RMSE (root-mean-square error) von ca. 70 cm (bei manueller Anwendung) ließen keine routinemäßigen hydrologischen Messungen zu. Neuere Untersuchungen erzielen deutliche geringere mittlere quadratische Abweichungen (RMSE) im Bereich von 10-80 cm für Flüsse (besser während Hoch-, als bei Niedrigwassersaison) und 3-6 cm für Seen ($>100 \text{ km}^2$). Die Güte der Messung hängt in entscheidendem Maße von den Oberflächenbedingungen wie der Land-Wasser Verteilung, der Vegetationsdichte,

dem Relief etc. in Bezug zum Footprint des Altimeters ab. Je größer das zu erfassende Ziel, desto größer die Anzahl der Radarechos und umso höher die Genauigkeit (Birkett, 1998). Verschiedene Studien zeigen, dass die derzeit erzielbare Genauigkeit von Altimetermessungen über Land im Bereich von Dezimetern liegt (Frappart *et al.*, 2008, 2005; Maheu *et al.*, 2003; Birkett *et al.*, 2002). Birkett *et al.* (2002) geben erforderliche Flussbreiten zwischen 0,6-1,2 km an. Mit spezieller Reprozessierung können Pegelhöhen für überflogene Gewässer mit Breiten unter 1 km bestimmt werden. Dadurch wird die Verwendbarkeit für Messungen über Flüssen weiter verbessert (Berry, 2007). Insgesamt bestehen eine ganze Reihe von Untersuchungen, die die erfolgreiche Anwendung der Radaraltimetrie für die Aufnahme von Variationen des Wasserstandes in großen Flüssen, Seen, Feuchtgebieten und Überschwemmungsgebieten in verschiedenen Regionen auf der Erde belegen (Calmant *et al.*, 2008; Frappart *et al.*, 2008; Papa *et al.*, 2008; Frappart *et al.*, 2006; Crétaux *et al.*, 2005; Frappart *et al.*, 2005; Hwang *et al.*, 2005; Kouraev *et al.*, 2004; Maheu *et al.*, 2003; Birkett *et al.*, 2002; Mercier *et al.*, 2002; Birkett, 1998, 1995; Koblinsky *et al.*, 1993; Cudlip *et al.*, 1992).

Satellitengetragene Lidare (Light detection and ranging) wie der GLAS (Geoscience Laser Altimeter System) Sensor auf dem ICESat Satelliten (Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite) können deutlich höhere Genauigkeiten bis zu 3 cm, bei einem Footprint von 70 m, erreichen (Schutz *et al.*, 2005). Wie bei Radarwellen werden die Laserimpulse von Wasserflächen spiegelnd reflektiert, sodass Messungen bis 5° vom Lot abweichend möglich sind. Systembedingt ergeben sich Probleme bei schmalen Flüssen, wenn der Footprint des Satelliten die gleiche Größenordnung wie das zu erfassende Objekt aufweist. Lasermessungen sind bei Wolkenbedeckung nicht möglich. Bisher steht die Demonstration der Wasseroberflächenauslenkung mittels eines satellitengetragenen Lidars jedoch noch aus (Alsdorf *et al.*, 2007b).

Abbildende Sensoren

Neben Altimetern bietet die SAR Cross-Track Interferometrie die Möglichkeit, Informationen zum Wasserstand und zur Wasseroberfläche zu erhalten. Mittels eines DGM (digitales Geländemodell) können Wasseroberflächenhöhen gewonnen werden. Während der SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) wurde vom Weltraum aus ein globales digitales Geländemodell erzeugt. Aus Radardaten im X-Band lassen sich bessere digitale Geländemodelle generieren. Bei gleicher Antennengröße und gleicher InSAR-Baseline erhält man im X-Band eine bessere horizontale Auflösung und Höhenauflösung als im C-Band erzeugten DGM (Kiel *et al.*, 2006). Ein weiteres Problem beim aus InSAR-Messungen erzeugten DGM, besteht darin, dass dieses nicht unbedingt absolut höhenkalibriert ist. Bisher gibt es nur wenige Versuche, Uferlinien durch die Überlagerung von satellitenbasierten Messungen von überfluteten Bereichen mit dem DGM zu bestimmen (Brakenridge *et al.*, 2005; LeFavour & Alsdorf, 2005). Der Ansatz geht davon aus, dass Wasserlinien anhand von Kohärenzunterschieden zum Teil besser identifiziert werden können als anhand von Kontrasten innerhalb eines einzelnen Intensitätsbildes. Auch wenn ein derartiger Ansatz aufgrund der De-

korrelation des Radarsignals keine direkte Höhenmessung von Wasserflächen zulässt (Romeiser & Thompson, 2000), dient er als eine Art Proxy Messung. Die Präzision der bestimmten Höhe hängt erstens von der Höhengenaugkeit des DGM selbst ab. Im Fall des SRTM-DGM beträgt die vertikale relative Genauigkeit zwischen 4,7 m und 9,8 m, in Abhängigkeit zur Mittelungslänge (Rodríguez *et al.*, 2006). Zweitens bestimmen die Pixelauflösung und die Neigung der Uferlinie die Genauigkeit der Höhenabschätzung (darf nicht zu flach sein, da sonst kleine Wasserstandänderungen große Änderungen in Höhenbereichen verursachen, die gar nicht aufgelöst werden). Auch verringern steile Flussufer die Genauigkeit. Drittens geben DGM oftmals nicht die Höhe der Erdoberfläche, sondern die Spitze der Vegetation als Höhenwert an. Den bedeutendsten Einfluss auf die Exaktheit der Höhenabschätzung besitzt nach Aussage von Alsdorf *et al.* (2007b) die Annahme, dass die Wasserstände zwischen beiden Uferlinien eben sind, also frei von Schwankungen. Für Flüsse dürfte diese Annahme gelten, für großflächige Überflutungsbereiche nicht.

2.3.3. Neigung

Die Neigung S der freien Oberfläche stellt einen wichtigen Parameter für hydraulische Fließformeln dar. Mehrere Untersuchungen im Amazonas Einzugsgebiet (EZG) zeigen die erfolgreiche Berechnung der Neigung, wobei Dunne *et al.* (1998); Mertes *et al.* (1996); Cudlip *et al.* (1992); Guzkowska *et al.* (1990) Höhenabschätzungen aus SEASAT-Überflügen benutzen. Birkett *et al.* (2002) verwenden Daten von TOPEX/Poseidon und Leon *et al.* (2006) leiten vom ENVISAT-RA2 Altimeter Höheninformationen ab. Die Mehrzahl der Neigungsberechnungen starten von der Flussmündung, mehrere hundert bis tausend Kilometer flussaufwärts zu einem bestimmten Punkt. Aufgrund der langen Mittelungsstrecken reduzieren sich die Ungenauigkeiten der Höhenabschätzung durch das Altimeter. Bjerklie *et al.* (2003) geben zu bedenken, dass die derzeitige Generation von Satellitenaltimetern keine ausreichende räumliche Auflösung aufweist, um in Flüssen aussagekräftige Angaben über die Hydraulik tätigen zu können. Denn erst die erforderliche große räumliche Mittelung der verschiedenen Abtastungen ergeben statistisch stabile Neigungswerte. Ein weiterer Ansatz zur Ermittlung der Neigung ergibt sich aus der in Abschnitt. 2.3.2 benannten Möglichkeit der Höhenabschätzung mittels eines DGM. Um die Fehler der Höhenabschätzung zu reduzieren, ist eine räumliche Mittelung der Neigungen zwingend erforderlich. Bei der Studie von LeFavour & Alsdorf (2005) ist die zeitliche Mittelung (10-tägige SRTM-Aufnahmeperiode) der abgeleiteten Neigungen aus der SRTM vernachlässigbar, da die erwartete Neigungsänderung nur ca. 0,02 cm/km beträgt, gegenüber 2-4 cm/km der gemessenen Neigungswerte. Schumann *et al.* (2008) konstatieren, dass infolge der räumlichen Auflösung, der globalen Abdeckung und der freien Verfügbarkeit des SRTM-DGM hinreichende Möglichkeiten bestehen, um über größeren Skalen hydrologische und hydraulische Parameter zu bestimmen. Auch aus der Repeat-Pass SAR-Interferometrie können Wasseroberflächenhöhen h in großen Flüssen und Überschwemmungsbereichen mit einer Genauigkeit von ca. 1 cm ermittelt werden. In Kombination mit hoch aufgelösten topographischen

Informationen lassen sich daraus Neigungen berechnen (Alsdorf *et al.*, 2001, 2000). Allerdings benötigen derartige interferometrische Repeat-Pass SAR-Messungen bei glatter Wasseroberfläche stets einen Zweifachstreuer. Einen solchen unveränderlichen Streuer könnte ein aus den überfluteten Flächen vereinzelt herausragender Baum oder Busch darstellen. Zum einen funktioniert diese Methode nicht über offenen Wasserflächen. Zum anderen gab es bisher nur auf Flugzeugen sowie während der SRTM auf einem Space Shuttle eine derartige Antennenkonfiguration. Daher ist die Repeat-Pass SAR-Interferometrie zur Ermittlung der Wasseroberflächenvariationen und Neigungen nur bedingt geeignet.

SWOT

Eine zukunftssträchtige Mission im Bereich der terrestrischen Hydrologie sowie des Ozeans stellt die Surface Water and Ocean Topography (SWOT) Mission dar (geplanter Start 2020). Ziel dieser Mission ist es, Wasseroberflächenhöhen des Ozeans und von terrestrischen Wasserkörpern in hoch aufgelöster Form zu messen. Einen zentralen Baustein stellt das Ka-Band Radar Interferometer (KaRIN) dar. Der Wide-Swath Radarinterferometer besitzt eine geteilte Antenne (befestigt an einem insgesamt 10 m langen Ausleger) und liefert Aufnahmen mit einer Ausdehnung von jeweils 60 km am Boden beiderseits des Nadirpunktes mit einer Lücke von 20 km (vgl. Abb. 2.2). Die Pixelauflösung variiert dabei zwischen 60 m im Nahbereich (near range) und 10 m im Fernbereich (far range). Entlang der Along-Track Richtung kann durch die Prozessierung der synthetischen Apertur eine Auflösung von 5 m abgeleitet werden. Tab. 2.1 fasst die technischen Spezifikationen sowie die wissenschaftlichen und hydrologischen Anforderungen der SWOT-Mission zusammen. Gegenüber klassischen Altimetermessungen mit JASON-1 und -2 oder TOPEX/Poseidon, die die Wasseroberfläche nur eindimensional entlang ihres Nadirs messen und damit viele Flüsse, Seen und Feuchtgebiete nicht erfassen (Alsdorf *et al.*, 2007b), wird die SWOT-Mission zweidimensionale Aufnahmen des Wasserstandes mit deutlich besseren Genauigkeiten und horizontalen Auflösungen bieten (<http://swot.jpl.nasa.gov/>). Wie Biancamaria *et al.* (2011) und Durand *et al.* (2010a) anhand von Satellitensimulationen und eines hydrologischen Modells zeigen, lassen sich aus den flächenhaften Wasserstandsmessungen Abflüsse mit Fehlern kleiner 25% schätzen. Eine detaillierte Darstellung der technischen Charakteristiken des KaRIN-Interferometers und der geometrischen Zusammenhänge der abbildenden interferometrischen Radaraltimetrie bieten Durand *et al.* (2010b) und Enjolras *et al.* (2006).

2.3.4. Oberflächengeschwindigkeit

Mit Hilfe von Instrumenten, die direkten Kontakt zur Wasseroberfläche besitzen, lässt sich die Oberflächenfließgeschwindigkeit (OG) über die Fläche nur schwer ermitteln. Dagegen sind OG vom Flugzeug oder vom Satelliten flächenhaft messbar und besonders für die Erstellung von Geschwindigkeitsfeldern in Küstenregionen gut dokumentiert (Romeiser & Thompson, 2000; Goldstein & Zebker, 1987).

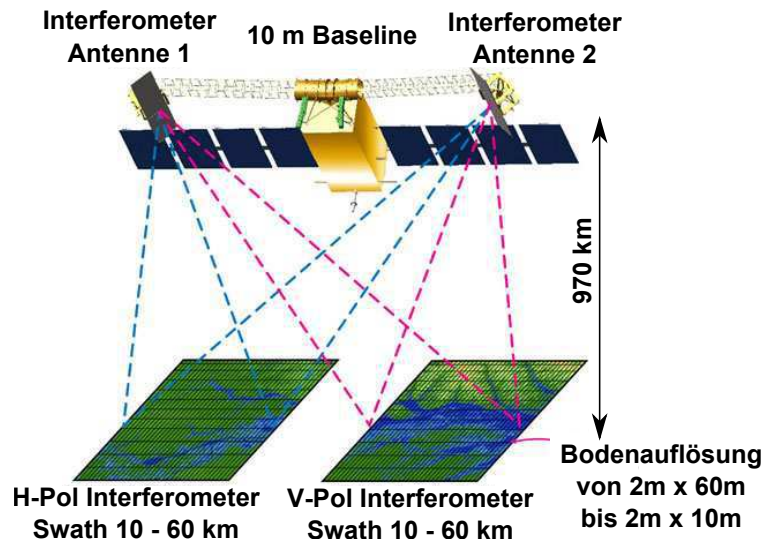


Abbildung 2.2.: Konzeptionelle Darstellung des KaRIN-Interferometers der SWOT-Mission (verändert nach der Quelle: <http://swot.jpl.nasa.gov/science/technology/>).

Die Along-Track SAR Interferometrie (ATI) ist bis dato die vielversprechendste Methodik zur Messung von Geschwindigkeitsfeldern von Satelliten aus mit hoher räumlicher Auflösung. Die ATI-Daten hängen von der Frequenz, vom Einfallswinkel, der Polarisation und den umgebenden Bedingungen wie Windgeschwindigkeit und -richtung ab. Das Along-Track InSAR besitzt zwei SAR-Antennen in einer Anordnung, die die Bestimmung von Geschwindigkeiten der Streuobjekte (Komponente in Radarblickrichtung) mit der räumlichen Auflösung eines SAR erlaubt. Bei der ATI-Technologie werden zwei komplexe Radarbilder desselben Gebietes von einer sich bewegenden Plattform (z.B. Flugzeug, Satellit) aufgenommen. Zwischen den zwei Aufnahmen besteht ein Zeitversatz im Bereich von einigen Millisekunden (X-Band, maximal 6 ms). Die Phasendifferenz beider Szenen ist proportional zur mittleren Dopplerverschiebung der zurück gestreuten Signale und damit zur der Geschwindigkeit des beobachteten Objektes (Goldstein & Zebker, 1987). Der Zeitversatz zwischen den zwei Radaraufnahmen wird durch den ATI-Antennenabstand und die Geschwindigkeit der Aufnahmeplattform bestimmt. In Abhängigkeit von der Sende- und Empfangssequenz der ATI-Antennen ergibt sich aus dem Zeitversatz eine Länge, die sogenannte effektive Baseline. Die effektive Baseline bzw. der Zeitversatz muss für Strömungsmessungen ausreichend lang sein, um klare Phasensignaturen der Strömungsvariationen des beobachteten Bereichs zu erhalten und muss zugleich ausreichend kurz sein um Phasenmehrdeutigkeiten und Dekorrelation des zurück-gestreuten Signals zu vermeiden (Romeiser & Thompson, 2000). Da sowohl die Strömung als auch Beiträge von Wellenbewegungen registriert werden, die überdies aufgrund der Wechselwirkung zwischen Strömung und Wellen räumlich variieren, müssen entsprechende Korrekturen mit Hilfe von Modellrechnungen durchgeführt werden (Romeiser *et al.*, 2007; Plant *et al.*, 2005). Mit Hilfe von Radarsystemen, die

Tabelle 2.1.: Konfigurationsparameter der SWOT-Mission sowie die wissenschaftlichen, hydrologischen Anforderungen (Biancamaria *et al.*, 2010).

Orbit	Höhe über Äquator	970 km
	Inklination	78° (74° Kalibrierungsphase)
	Wiederholrate	22 Tage (nominale Phase)
KaRIN-Instrument	Szenenbreite	60 km
	Totale Abdeckung	140 km
	Nadirlücke	20 km
	Frequenz	35,6 GHz
	Mastlänge (Baseline)	10 m
	Along-Track Auflösung	5 m
	Across-Track Auflösung	10 m bis 60 m
wissenschaftliche Anforderungen	Erforderliche Flussbreite	100 m
	Höhengenaugigkeit	<10 cm (über 1 km ²)
	Neigungsgenaugigkeit	1 cm/km (über 10 km)
	Fehler Wassermaske	<20% der totalen Wasserkörperfläche
	Minimale Lebenszeit	3 Jahre
	Kalibrierungsphase	3 Monate (3-Tage Zyklus)

aus verschiedenen Blickwinkeln die Wasseroberfläche betrachten, können komplette zweidimensionale Strömungsvektoren gemessen werden. Eine derartige Vorgehensweise ist bisher nur von Flugzeugen demonstriert worden und könnte auf der nächsten Generation von Satelliten mit InSAR-Fähigkeiten für ozeanographische Anwendungen realisiert werden. Aufgrund der technischen Anforderungen wurde bisher noch kein satellitengetragenes, einzig für Geschwindigkeitsmessungen konzipiertes, Along-Track SAR Interferometer gebaut. Strömungsmessungen in Flüssen mittels eines nicht-abbildenden, bodengestützten Doppler-Radars wurden erfolgreich von Uferbänken, Seilbahnen, Brücken (Kim *et al.*, 2008; Plant *et al.*, 2009; Costa *et al.*, 2006; Plant *et al.*, 2005) und mittels eines Along-Track InSAR vom Flugzeug, mit SRTM und TerraSAR-X durchgeführt (Bjerklie *et al.*, 2005b; Romeiser *et al.*, 2007, 2010b). Für genauere Ausführungen zu den auftretenden Streumechanismen an der Wasseroberfläche und der Prozessierung der Radardaten zur Ableitung der Strömungsgeschwindigkeiten sei auf Plant *et al.* (2005); Romeiser & Thompson (2000) verwiesen.

Ein weiterer Ansatz zur Messung der Oberflächenfließgeschwindigkeit basiert auf der Dopplerverschiebung des Radarsignals bei konventionellen SAR-Aufnahmen. Im Gegensatz zur ATI-Technologie wird nur eine SAR-Antenne benötigt. Die Grundannahme besteht darin, dass aus der Differenz der zu erwartenden Dopplerverschiebungen, die sich aus der relativen Bewegung der Aufnahmeplattform und der rotierenden Erde ergeben, und der gemessenen Frequenz der Dopplerpeaks die Doppleranomalie (Doppler Centroid Anomaly) bestimmt werden kann (Chapron *et al.*, 2005). Die

Doppleranomalie dieser Methodik entspricht der gemessenen Dopplerfrequenz aus dem ATI, d.h. die Doppleranomalie steht in direktem Zusammenhang zur mittleren Bewegung der Streuobjekte an der Wasseroberfläche (Mouche *et al.*, 2008). Die Methodik liefert die besten Ergebnisse bei Aufnahmen mit einem quasi-gleichmäßigen Radarrückstreuquerschnitt bei moderaten bis kräftigen Windverhältnissen. Die räumliche Auflösung der Geschwindigkeitsabschätzungen liegt bei 8 km in Azimut- und 4 km in Rangerichtung (<http://soprano.cls.fr>). Hansen *et al.* (2011b) erzielen mit korrigierten ENVISAT ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar) Wide-Swath Aufnahmen bei einem Einfallswinkel von 35° in VV- und HH-Polarisation einen RMSE der Dopplerverschiebung von 0,23 bzw. 0,19 m/s. In einer weiteren Arbeit demonstrieren Hansen *et al.* (2011a) anhand 1200 ENVISAT ASAR Wide-Swath Aufnahmen, dass die Methode der Doppleranomalie zur Beobachtung der räumlichen und zeitlichen Veränderung der Oberflächenzirkulation des Ozeans geeignet ist. Insgesamt liegen die ermittelten absoluten Geschwindigkeiten durch die Methode der Doppleranomalie im gleichen Größenbereich wie die durch satellitengestützte ATI-Messungen abgeleiteten Geschwindigkeiten. Auch wenn bisher direkte Vergleiche fehlen, die physikalischen Mechanismen, die zu Abweichungen zwischen den tatsächlichen OG und den unkorrigierten Dopplergeschwindigkeiten aus den Anomalien der Dopplerpeaks führen, sind die selben, die die ATI-Daten beeinflussen (Romeiser *et al.*, 2010a). Die Unterschiede zwischen beiden Methoden sind gering, abgesehen von der größeren räumlichen Auflösung der Doppleranomalie-Daten (ca. 10 km) gegenüber den ATI-Daten. Die Anwendung der Geschwindigkeitsmessung in Flüssen mittels der Methodik der Doppleranomalie ist prinzipiell nicht möglich, da man nur mittels der SAR-Prozessierung die Auflösung erreichen kann, die eine Trennung der Daten von Wasser und Land bei der Interpretation der Radarsignaturen ermöglicht. Einen anderen Ansatz zur satellitenbasierten Geschwindigkeitsmessung (optische Stereodaten) in Flüssen demonstrieren Käab & Prowse (2011). Dabei dienen auf der Wasseroberfläche schwimmende Eisreste als Marker für die Geschwindigkeitsabschätzung. Die Methode ist beschränkt auf Flüsse in kalten Regionen mit Eisablagerungen und funktioniert dementsprechend nur während der Schmelzperiode des Flusseises.

Strömungsmessungen mittels TerraSAR-X

Seit Juni 2007 befindet sich der deutsche Radarsatellit TerraSAR-X im Orbit, mit dessen technischen Möglichkeiten Along-Track InSAR Strömungsmessungen möglich sind (Romeiser & Runge, 2007). Abb. 2.3 zeigt eine schematische Darstellung des Satelliten. Die SAR-Antenne von TerraSAR-X ist 4,8 m lang. Tab. 2.2 fasst die Orbitparameter sowie die technischen Spezifikationen der SAR-Antenne zusammen. TerraSAR-X verfügt über drei Aufnahmemodi, den hoch aufgelösten Spotlight-Modus mit geringer räumlicher Abdeckung, den Stripmap-Modus sowie den ScanSAR-Modus mit Szenengrößen bis 100 km Breite.

Untersuchungen von Romeiser (2005) demonstrieren im Rahmen von Flugzeugexperimenten die Möglichkeiten der Gewinnung von Oberflächenströmungen mit ATI, die mit In-situ-Messungen und numerischen Modelldaten verglichen werden. In einer

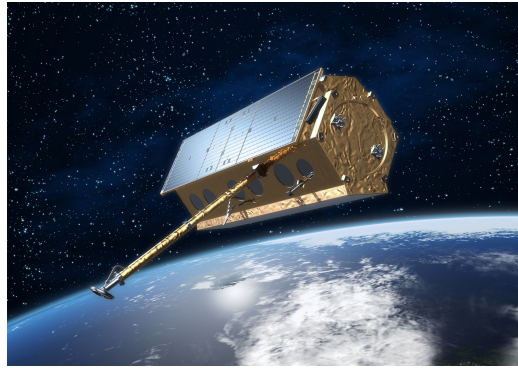


Abbildung 2.3.: Schematische Darstellung des TerraSAR-X Satelliten (Quelle: EADS Astrium).

weiterführenden Arbeit zeigen Romeiser *et al.* (2005) anhand von SRTM-Daten, dass Strömungsfelder im niederländischen Wattenmeer mit einer Messgenauigkeit von 0,1 m/s bei einer effektiven räumlichen Auflösung von etwa 1 km abgeleitet werden können. Die Arbeit von Romeiser & Runge (2007) evaluiert die erzielbare Datenqualität von verschiedenen Along-Track InSAR Modi von TerraSAR-X. Demnach ist TerraSAR-X besser als SRTM für die Gewinnung von Strömungsfeldern geeignet. Darüber hinaus könnten durch weitere Systemverbesserungen (Vergrößerung des Antennenabstands, Reduzierung des Instrumentenrauschens) die Datenqualität (Messgenauigkeit, räumliche Auflösung oder Kombination aus beiden) etwa um den Faktor 10 verbessert werden. Die erreichbaren Genauigkeiten lassen Strömungsmessungen in Flüssen vom Satelliten aus zu. Romeiser *et al.* (2007) zeigen anhand eines SRTM-Bildes der Elbe zwischen Hamburg und Cuxhaven und Referenzströmungen eines numerischen Modells (UnTRIM) der Bundesanstalt für Wasserbau (BAW), dass Strömungen in Flüssen mit vergleichbaren Genauigkeiten erfasst werden können wie in Küstengebieten. Die Flüsse müssen eine Mindestbreite von 200 m bis 300 m und eine ausreichende Oberflächenrauigkeit aufweisen. Für derartige Messungen ist der experimentelle “Dual Receive Antenna” Modus (DRA) von TerraSAR-X besonders geeignet. Das Konzept des DRA-Modus sieht vor, zwei Hälften der Radarantenne als unabhängige Empfangseinheiten zu verwenden. Die effektive Antennenlänge reduziert sich damit auf den Abstand zwischen den Mitten der Antennenhälften. Da beide Antennenhälften ein Signal von der gesamten Antenne empfangen, beträgt somit die effektive Baseline 1,2 m. Eine weitere Möglichkeit bietet der „Aperture-Switching“ (AS) Modus. Der AS-Modus verwendet einen gemultiplexten Einzelempfänger für beide Antennenhälften, sie empfangen das rückgestreute Signal abwechselnd (statt gleichzeitig im DRA-Modus), mit einer doppelten Pulswiederholfrequenz. Damit verbunden ist zwar ein erhöhtes Rauschen, eine reduzierte Schwadbreite (16 km, im DRA-Modus etwa 30 km) und Mehrdeutigkeiten bei der Prozessierung der Rohdaten, doch die Umschaltprozedur der TerraSAR-X Antenne vom konventionellen in den experimentellen Aufnahmemodus verläuft unkomplizierter. Details zu der technischen

Tabelle 2.2.: Orbitparameter und technische Spezifikationen der SAR-Antenne von TerraSAR-X.

Orbit	Höhe über Äquator	514 km		
	Inklination	97,44°		
	Wiederholrate	11 Tage		
SAR-Antenne	Frequenz	9,65 GHz (X-Band)		
	Polarisation	voll-polarimetrisch		
	Länge	4,8 m		
	Modus	Spotlight	Stripmap	ScanSAR
	Szenengröße			
	- Across-Track	10 km	30 km	100 km
	- Along-Track	5 km	< 1500 km	< 1500 km
	Bodenauflösung			
	- Across-Track	1 m	3 m	16 m
	- Along-Track	1 m	3 m	16 m

Umsetzung, der Datenprozessierung und der Datenqualität beider Modi finden sich ebenfalls in der Arbeit von Romeiser & Runge (2007). Die ersten realen satellitenge-tragenen ATI-Strömungsmessungen im AS-Modus in einem Fluss (Elbe) präsentieren Romeiser *et al.* (2010b). Die Datenqualität entspricht den theoretischen Erwartungen. Damit kann eine typische Strömungsgenauigkeit von 0,1 m/s mit einer effektiven räumlichen Auflösung von weniger als 1 km erreicht werden. Diese Resultate lassen eine verbesserte Abschätzung von Flussausströmen in bestimmten Gebieten erwarten.

2.3.5. Morphologie und Bathymetrie

Zur Beschreibung der Morphologie von Fließgewässerräumen leistet die Fernerkun-dung einen wichtigen Beitrag. So können beispielsweise die Art der Mäandrierung, die Mäanderlänge und die Krümmung aus einer ganzen Reihe von fernerkundungs-basierten Quellen, wie optischen Sensoren, SAR-Bildern, DGM und auch topogra-phischen Karten, erfasst werden (Bjerklie, 2007). Camporeale *et al.* (2005) schlagen zur Bestimmung von hydraulischen Bedingungen in Flüssen die Mäanderlänge vor, anstatt typischer Wasserstandsrelationen. Die morphologischen Merkmale können über Zeitbereiche von Stunden und Tagen als konstant angesehen werden. Der Beobachtungszeitpunkt spielt dementsprechend nicht die entscheidende Rolle.

Aus Gl. 2.2 ergibt sich, dass zur Abflussberechnung die Kenntnis der Wassertiefe bzw. Bathymetrie notwendig ist. Allerdings existieren derzeit weder Satellitensensoren, noch anderweitige operationale Fernerkundungssysteme, die bis in größere Tiefen ins Wasser eindringen können. Lediglich mit Hilfe von flugzeuggetragenen Lidaren konnten bathymetrische Karten im Küstenbereich und in einzelnen Flüssen mit Tiefen bis 40 m mit einer Genauigkeit von ca. 15 cm bei klarem Wasser erstellt werden (McKean & Isaak, 2009; Wozencraft & Lillycrop, 2002; Banic & Cunningham, 1998).

Die Eindringtiefe wird durch die Wassertrübung, große Oberflächenwellen, Luftblasen im Wasser und ungewollten Sonnenreflektionen (sunglint effect) eingeschränkt. Die in der Praxis maximal detektierbaren Tiefen entsprechen ca. dem 2-3 fachen der Secchi-Tiefe (Wozencraft & Lillicrop, 2002). In mehreren Konzeptstudien konnten mittels eines Ground-Penetrating Radars (GPR), befestigt an Flussumfern, an Seilbahnen und an Hubschraubern, Flussquerprofile ermittelt werden (Costa *et al.*, 2000; Melcher *et al.*, 2002; Costa *et al.*, 2006). Damit ergeben sich auch Informationen zur Wassertiefe und Flussbreite. Derartige Messungen sind räumlich beschränkt auf bestimmte Flussabschnitte und kleine Flüsse. Die Anwendung eines GPR vom Weltraum aus wird aufgrund der erforderlichen Energiemenge und hinsichtlich der räumlichen Auflösung am Boden auch in naher Zukunft nicht durchführbar sein.

Aufgrund des Zusammenhanges mit den hydraulischen Größen, wie dem Wasserstand, der Neigung, der Flussbreite oder Angaben zur Morphologie, können brauchbare Abschätzungen der Wassertiefe gewonnen werden. Bjerklie (2007) leitete aus einer Reihe von gemessenen Flussbreiten und Neigungen ein univariates Regressionsmodell zur Abschätzung der Wassertiefe ab. Die einfließenden Größen können gänzlich mit Fernerkundungsverfahren erfasst werden. Durand *et al.* (2010a) zeigen einen Ansatz, der basierend auf virtuellen Neigungs- und Flussbreitenmessungen der zukünftigen SWOT-Satellitenmission und der GMS-Formel Wassertiefen abschätzt. Die Rauigkeit der Gewässersohle muss a-priori abgeschätzt werden. Der angegebene Fehler liegt bei 11,2% (Standardabweichung) und liegt damit in einem Bereich zur Abschätzung realistischer instantaner Abflüsse.

2.3.6. Masse (GRACE)

Mit Hilfe der 2002 gestarteten Mission GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) wird ein Modell zu den mittleren und zeitvariablen Komponenten des Gravitationsfeldes der Erde abgeleitet, d.h. es sind erstmals direkte raumzeitliche Wasservolumenveränderungen im Erdsystem (Atmosphäre, Schneedecke, Oberflächenwasser, Bodenwasser, Grundwasser) messbar (Tapley *et al.*, 2004; Wahr *et al.*, 1998). GRACE erfasst Wasserkörper ab einer Größe von ca. 200.000 km² (Wahr *et al.*, 1998). Aufgrund der geringen Orbithöhe des Satelliten von ca. 500 km bleibt auch die räumliche Auflösung beschränkt. Die von Monat zu Monat abgeleiteten Volumenvariabilitäten stellen die Summe aller in Gl. 2.1 benannten Komponenten dar. Die Ergebnisse dienen im Wesentlichen zur Charakterisierung großer Flusseinzugsgebiete auf kontinentalem und/oder globalem Maßstab (Frappart *et al.*, 2008; Papa *et al.*, 2008), für Landoberflächenmodelle (Han *et al.*, 2009; Swenson & Milly, 2006) und für Versuche, die globale Wasserbilanzgleichung zu schließen (Gl. 2.1) (Sahoo *et al.*, 2011; Sheffield *et al.*, 2009). Durch GRACE können jedoch keine hydraulischen Fließparameter abgeleitet werden, sondern nur die Summe zeitlicher Volumenveränderungen.

2.3.7. Abflussschätzung aus Fernerkundungsdaten

Die mit Hilfe der Fernerkundung erfassbaren hydraulischen Variablen können in die Berechnung von Gesamtabflüssen einfließen. Die bisher verfolgten Ansätze der Abflussberechnung lassen sich im Wesentlichen in drei Kategorien zusammenfassen:

1. Der Großteil der Ansätze basiert auf den Methoden traditioneller In-situ-Messstationen, indem für den gleichen Zeitraum Korrelationen zwischen den fernerkundlich abgeleiteten Variablen wie Oberflächenbreite, Überflutungsfläche und Wasserstand mit Messungen aus nahe gelegenen Messstationen gebildet werden (Calmant *et al.*, 2008; Smith & Pavelsky, 2008; Brakenridge *et al.*, 2007; Papa *et al.*, 2007; Ashmore & Sauks, 2006; Zakharova *et al.*, 2006; Brakenridge *et al.*, 2005; Temimi *et al.*, 2005; Zhang *et al.*, 2005; Coe & Birkett, 2004; Kouraev *et al.*, 2004; Xu *et al.*, 2004; Al-Khudhairy *et al.*, 2002; Smith, 1997; Smith *et al.*, 1996; Usachev, 1983).
2. Es werden satellitenbasierte Daten mit topographischen Informationen kombiniert oder Ergebnisse hydrologischer Modelle werden eingebunden, um zu Abflussschätzungen zu gelangen (Biancamaria *et al.*, 2011; Durand *et al.*, 2008; Schumann *et al.*, 2008; Matgen *et al.*, 2007; Schumann *et al.*, 2007; Bates *et al.*, 2006; Leon *et al.*, 2006; Roux & Dartus, 2006; Bjerklie *et al.*, 2005b; Brakenridge *et al.*, 1998).
3. Es wird mittels der Berechnung von kompletten Volumenänderungen über die Fläche auf den resultierenden Abfluss geschlossen (Sahoo *et al.*, 2011; Alsdorf *et al.*, 2010; Papa *et al.*, 2010; Sheffield *et al.*, 2009; Frappart *et al.*, 2008, 2006, 2005; Alsdorf & Lettenmaier, 2003; Alsdorf *et al.*, 2001).

Viele Ansätze zur Bestimmung des Abflusses oder nicht direkt messbarer hydraulischer Parameter benötigen bis dato zusätzliche Informationen oder Messungen am Boden um die Algorithmen zu kalibrieren. Trotz der vielfältigen Möglichkeiten der Bestimmung hydrologischer und hydraulischer Variablen und deren Variation über eine bestimmte Fläche, stellt die Abhängigkeit von Abflusskurven einen limitierenden Faktor der fernerkundlichen Abflussschätzung dar. Wie bereits erwähnt, werden in Anlehnung an In-situ-Messstationen Regressionskurven zwischen zwei oder mehreren Parametern gebildet oder hydrologische Modelle benutzt. Allerdings sind derartige Korrelationen (Abflusskurven) nicht allgemeingültig, vielmehr gebietsspezifisch und daher auch nicht auf verschiedene Flüsse anwendbar (Rantz, 1982). Zudem stellen Smith & Pavelsky (2008) und Ashmore & Sauks (2006) die Inkompatibilität der Dimensionen der vorgestellten fernerkundungsbasierten Abflussbestimmungen heraus. Während die klassische at-a-station Hydraulic Geometry eine Längendimension besitzt, tasten Satelliten, auch mit der feinsten Auflösung, stets Flächen ab. Lange Zeit wurden für die Abflussberechnungen die zweidimensionalen Satellitenmessungen mit den eindimensionalen klassischen Abflusskurven gleichgesetzt. Bei Wasserstandsmessungen durch Altimeter wird beispielsweise der Flächeneffekt schlichtweg übergangen. Dem Dimensionsproblem kann durch die Bestimmung von Flussabschnitten begegnet

werden. Die gemessene Wasserfläche innerhalb des Flussabschnittes geteilt durch die Länge des Flussabschnittes ergibt eine eindimensionale Größe. Die Autoren Smith & Pavelsky (2008) und Ashmore & Sauks (2006) sprechen dann von der flächengemittelten Breite anstatt von der Querschnittsfläche.

2.4. Modelldaten und Untersuchungsgebiet

Ziel der Arbeit ist es, die theoretischen Zusammenhänge zwischen den vom Satelliten erfassbaren Messgrößen und daraus abgeleitet mögliche Volumentransporte zu untersuchen. Zum einen stehen sowohl In-situ-Messungen als auch Satellitendaten nicht in ausreichender Qualität zu Verfügung. Zum zweiten besitzen mögliche In-situ-Daten räumlich wie zeitlich nur eine begrenzte Aussagekraft, um die komplexen Zusammenhänge zwischen den satellitenbasierten Messgrößen und den nachfolgenden Abschätzungen von Volumentransporten ausreichend genau untersuchen können. Dagegen bieten numerisch simulierte Strömungsfelder und Wasserstände eines Flusses eine bestmögliche Datengrundlage. Die Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) in Hamburg betreibt das hydrodynamische UnTRIM-Modell, das es erlaubt die theoretischen Zusammenhänge zwischen Wasserstand, Oberflächenströmung und Gesamtdurchfluss sehr genau zu evaluieren. Gleichzeitig agiert das Modell als „Ground Truth“, um die abgeschätzten Volumentransporte zu vergleichen.

Mit dem gut validierten Modell UnTRIM werden ganz praktische Anwendungen zu verschiedenen Fragestellungen im Hinblick auf den groß angelegten Fahrrinnenausbau der Tideelbe realisiert oder Sedimenttransporte simuliert. Das UnTRIM-Modell löst numerisch zwei- und dreidimensionale Differentialgleichungen für die hydrostatischen und nicht-hydrostatischen Eigenschaften der freien Oberfläche (Flachwassergleichungen) sowie Transportgleichungen für Salz, Wärme, Schwebstoffe und suspendierte Sedimente (Casulli & Lang, 2004; Casulli & Zanolli, 2002; Casulli & Walters, 2000). Das Modell basiert auf der Kontinuitätsgleichung für inkompressible Flüssigkeiten und auf der Reynolds-gemittelten Navier-Stokes-Gleichung. Um die komplizierte Geometrie eines Flusses möglichst genau abzubilden, operiert UnTRIM auf einem unstrukturierten, orthogonalen Gitter. Das Gitter mit etwa 140.000 zweidimensionalen Polygonen setzt sich aus dreieckigen und quadratischen Elementen zusammen. Die Länge der Kanten variiert zwischen 1,46 m und etwa 1400 m mit einer typischen Länge von 50 m. Die vertikale Auflösung beträgt 1 m. Angetrieben wird das Modell von vorgeschriebenen Wasserstandsschwankungen in Richtung Nordsee (offen) und dem Oberwasserzufluss am Wehr in Geesthacht und den zwei Zuflüssen Stör und Oste. Es deckt somit den gesamten Bereich ab, der als Tideelbe bezeichnet wird (vgl. Abb. 2.4). Als Ergebnis liefert das UnTRIM-Modell die Wasserspiegelauslenkung der freien Oberfläche, die Strömungsgeschwindigkeit, die Tracerkonzentration sowie den hydrodynamischen Druck.

Der innerhalb dieser Arbeit zur Verfügung stehende Modelldatensatz umfasst zeitlich hoch aufgelöste (alle 10 Minuten) synoptische Strömungsfelder sowie Wasserstände der Tideelbe für den Zeitraum 10. Mai 2002 00:00 Uhr bis 27. Mai 2002 00:00 Uhr

(2449 Zeitpunkte) und beinhaltet einen vollständigen Spring-Nipp-Tidenzyklus (ca. 14,5 Tage).

Das stark gezeitengeprägte Gebiet der Tideelbe erstreckt sich unterhalb des Wehres in Geesthacht, mit Flussbreiten von ca. 200 m, über Hamburg mit den Bereichen des Hafens und Flussbreiten am Pegel St. Pauli von 400 m bis hin zur Seegrenze der Nordsee in Cuxhaven. Die Flussbreite erhöht sich dort auf ca. 1500 m während des Niedrigwassers und etwa 14 km während des Hochwassers. Auch wenn der Bereich der tidebeeinflussten Elbe stark anthropogen geprägt ist, bestehen die wesentlichen Wirkmechanismen eines klassischen Ästuars. Der langjährige mittlere jährliche Abfluss am Pegel Neu Darchau beträgt ca. $711 \text{ m}^3/\text{s}$ (ca. 50 km stromaufwärts vom Wehr in Geesthacht) und erhöht sich auf geschätzte $861 \text{ m}^3/\text{s}$ an der Seegrenze in Cuxhaven. Die Elbe ist durch einen markanten langfristigen mittleren Jahresgang gekennzeichnet. Am Pegel Neu Darchau weist dieser sein Minimum mit ca. $550 \text{ m}^3/\text{s}$ im November und sein Maximum mit ca. $1250 \text{ m}^3/\text{s}$ im Juni auf (IKSE, 2005). Der mittlere tägliche Oberwasserzufluss am Wehr in Geesthacht beträgt während des Modellzeitraums $732 \text{ m}^3/\text{s}$ (<http://www.bs-elbe.de>).

Zur besseren Weiterverarbeitung werden die verschiedenen dreidimensionalen unstrukturierten Modellparameter auf ein regelmäßiges Gitter von $100 \text{ m} \times 100 \text{ m} \times 1 \text{ m}$ gebracht. Die Erstellung der Land/Wassermaske für alle Tiefenschritte erfolgt im Wesentlichen manuell. Als Wasser werden jene Gitterzellen zugeordnet, die innerhalb des 17-tägigen Modellzeitraumes während mindestens eines Zeitpunktes mit Wasser bedeckt waren. Für die Untersuchungen in dieser Arbeit wird zum einen der Bereich unterhalb von Cuxhaven entfernt, da das Gebiet zur Nordsee zählt und somit die flussgeometrischen Bedingungen nicht mehr gegeben sind. Zum zweiten wird das Gebiet zwischen Hamburg und dem Wehr Geesthacht (einschließlich Hafen) entfernt, da die Strömungsverhältnisse zu komplex sind, um von den anzuwendenden empirischen Fließmodellen wiedergespiegelt zu werden. Zudem ist die Flussbreite zu gering für eine gesicherte Gewinnung der OG mittels eines satellitenbasierten ATI-Systems (vgl. Abschn. 2.3.4). Aus den Modellströmungsfeldern wird für jeden Zeitpunkt die Oberflächenfließgeschwindigkeit $\vec{V}_{OG}$ generiert, wobei die oberste als Wasser identifizierte Gitterzelle in der Wassersäule die OG repräsentiert. Die tiefengemittelte Geschwindigkeit $\vec{V}_m$ entspricht dem Integral über die gesamte Wassersäule.

2.5. Generierung synthetischer Zeitreihen

Die umfasste Zeitspanne der zur Verfügung stehenden UnTRIM-Modelldaten beträgt 17 Tage. Um diverse Abtastscenarien mit Satelliten auf Zeitskalen von einigen Monaten bis zu Jahren simulieren zu können, sind längere Zeitserien von Nöten. Eine Verlängerung durch einfaches „Aneinanderhängen“ der Datenreihen ist nicht möglich. Dies ruft Diskontinuitäten in den Zeitserien hervor.

Zu diesem Zweck werden für die Wasserstände, die Komponenten der mittleren Geschwindigkeit und der OG sowie für die instantanen Abflüsse (Durchflüsse) aus den UnTRIM-Modelldaten mit Hilfe einer Fast Fourier Transformation (FFT) die domi-

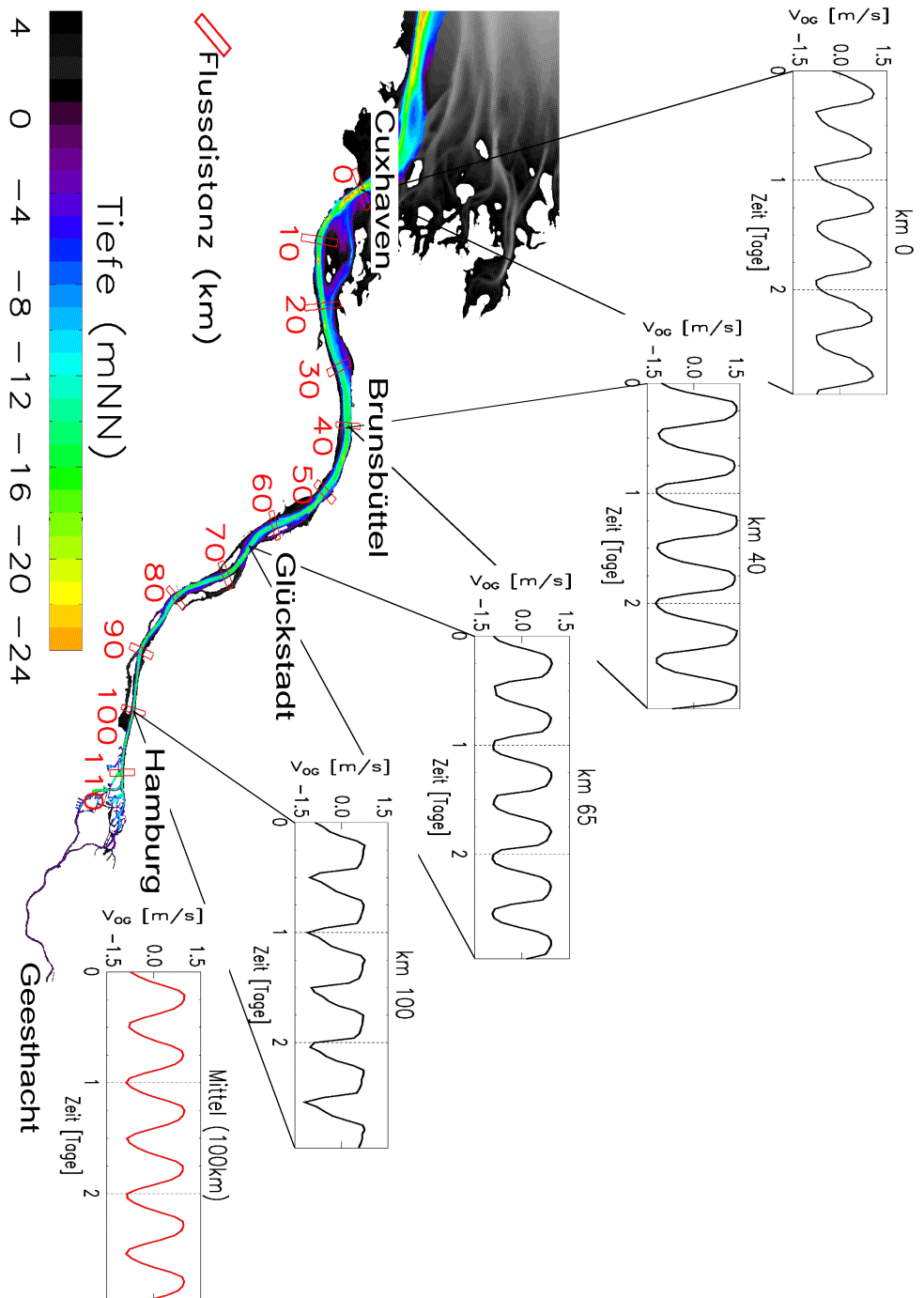


Abbildung 2.4.: Das Untersuchungsgebiet der Tidebe von Cuxhaven bis zum Wehr in Geesthacht sowie die Deformation der eindringenden Tidewelle am Beispiel der Oberflächengeschwindigkeit (in Rot, über 100 km gemittelte Oberflächengeschwindigkeit).

nanten Tidefrequenzen im Untersuchungsgebiet bestimmt (vgl. Appendix Tab. A.1). Die Fensterlänge beträgt entsprechend der Modellauflösung 10 min, sodass insgesamt 2449 Werte in die Berechnung für jede Gridzelle einfließen. Abb. 2.5 zeigt das Amplitudenspektrum am Beispiel der entlang des Flusses gemittelten OG V_{OG} (schwarz) und des Wasserstandes h (grün). Die halbtägige M_2 -Tide mit 1,9323 cpd (cpd=cycles per day, Umläufe pro Tag) dominiert den Tidezyklus im Bereich der Tideelbe. Deutlich sichtbar sind ebenso die M_2 -Obertiden und die tägliche K_1 -Tide (1,0 cpd). Die ermittelten dominanten Tidefrequenzen f_i werden benutzt, um längere Abtastzeitreihen auf Zeitskalen von einigen Monaten und Jahren zu konstruieren. Dazu werden die UnTRIM-Modellzeitreihen durch eine Fourierreihe $u^*(t)$ dargestellt.

$$u^*(t) = u_0 + \sum_{i=1}^9 [a_i \cdot \cos(2\pi \cdot f_i \cdot t) + b_i \cdot \sin(2\pi \cdot f_i \cdot t)] \quad (2.12)$$

Die Koeffizienten u_0 , a_i und b_i werden dabei mit einem Least-Square-Fit (Methode der kleinsten Quadrate) bestimmt. Der Offset u_0 repräsentiert das langjährige konstante Mittel der Zeitreihe und stellt damit das Referenzsignal dar. Die Koeffizienten a_i und b_i stellen mit

$$A_i = \sqrt{(a_i^2 + b_i^2)} \quad (2.13)$$

die Amplitude A_i und mit

$$\phi_i = \arctan\left(\frac{b_i}{a_i}\right) \quad (2.14)$$

die Phase ϕ_i dar.

Abb. 2.6 zeigt die originalen UnTRIM-Zeitserien und die mit Gl. 2.12 gefitteten Zeitserien der OG und dem Wasserstand, räumlich gemittelt über den gesamten Flussabschnitt. Die zeitlichen Mittel beider Zeitserien der OG sind mit ca. 0,12 m/s gleich. Die Standardabweichung σ variiert leicht, um ca. 0,04 m/s. Die gefitteten Zeitserien der OG spiegeln die Amplituden und Phasen der originalen UnTRIM-Zeitserien sehr gut wieder. Beim Wasserstand findet sich ein Unterschied um 0,02 m im zeitlichen Mittel und um 0,09 m in der Standardabweichung.

Trotz der leichten Unterschiede zwischen den originalen UnTRIM-Zeitserien und den gefitteten Zeitserien (gleiche räumliche wie zeitliche Auflösung) wird die räumliche und zeitliche Dynamik des Tideflusses wiedergespiegelt. Die synthetischen Zeitserien erlauben somit Abtastscenarien (mit Satelliten) auf verschiedenen relevanten Zeitskalen zu simulieren, mit minimalen Diskontinuitäten.

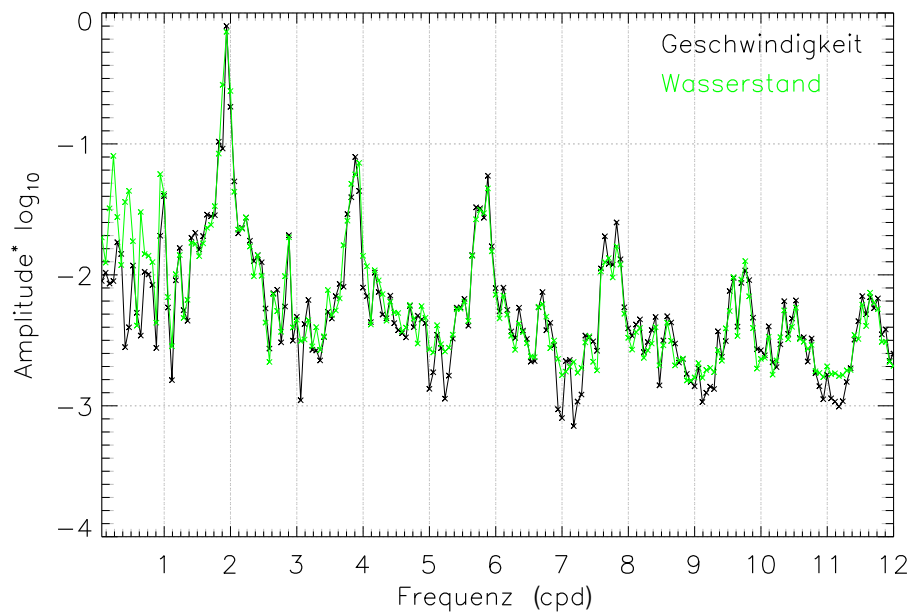


Abbildung 2.5.: Amplitudenspektrum für die OG (schwarz) und den Wasserstand (grün), entlang des Flusses gemittelt. Die Frequenzen der dominanten Peaks finden für die Erstellung der synthetischen Zeitserien (vgl. Tab. A.1) Verwendung.

2.6. Tiden

Viele Flüsse, wie auch das Untersuchungsgebiet, unterliegen einem signifikanten Gezeiteneinfluss. In der Elbe treten tidebedingte Amplituden der Geschwindigkeit von bis zu etwa 2,5 m/s und des Wasserstandes von mehreren hunderten Zentimetern treten auf. Mögliche Messgebiete können nur in Abständen von einigen Tagen observiert werden, da geeignete Satelliten Wiederholraten in Größenordnungen von 10-30 Tagen besitzen. Es treten jedoch hochfrequente zeitliche Änderungen, hervorgerufen durch Gezeiten, auf. Die maximal auflösbare Frequenz ist (limitiert) durch den Wiederholungszyklus des Satelliten gegeben. Gemäß dem Nyquist-Theorem ist die größte aufzulösende Frequenz beschränkt auf die Hälfte der Abtastrate, sprich den Wiederholungszyklus des Satelliten. Unterabgetastete Signale treten als niederfrequente Signale auf und verfälschen die Messreihen und führen zum sogenannten Aliasing-Effekt (Ray, 1998). Wird beispielsweise die Elbe regelmäßig alle 11 Tage mit TerraSAR-X abgetastet, dann taucht das unterabgetastete Signal der M_2 -Gezeit (Halbtägige Hauptmondtide) nach 42,96 Tagen und der K_1 -Gezeit (Eintägige Haupt-Deklinationstide) nach 365,24 Tagen wieder in der Messreihe auf. Zur Bestimmung von Flussvolumentransporten ist nicht die tidebehaftete Geschwindigkeit von Interesse, sondern die mittlere Fließgeschwindigkeit, d. h., dass aus den stark unterabgetasteten, tidebedingt variierenden Messreihen die Tiden herausgerechnet werden müssen. Prinzipiell ist dies durch Mitteln der Messsignale möglich. Für ein stabilen Mittelwert muss der Mittelungszeitraum aber möglichst lang sein. Um monatliche oder

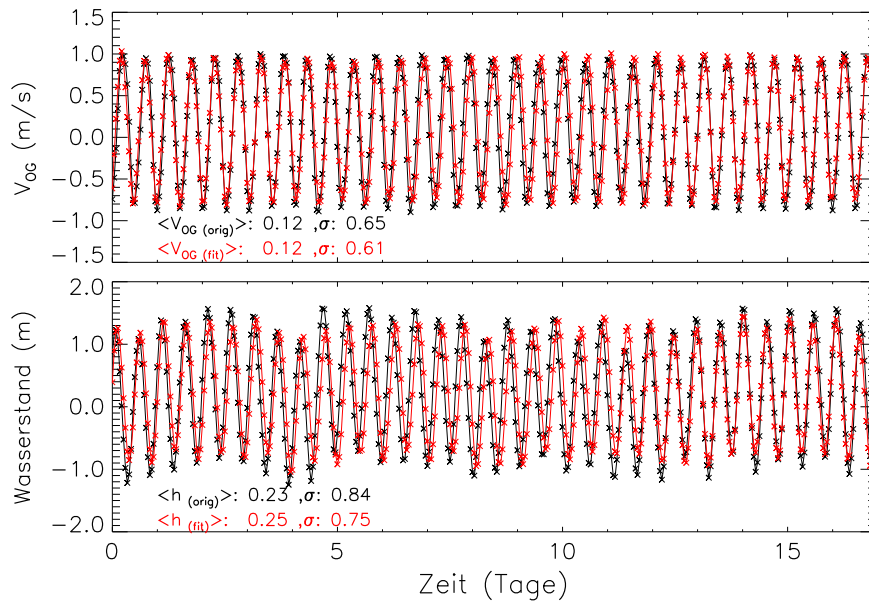


Abbildung 2.6.: Entlang des gesamten Flusses gemittelte UnTRIM-Zeitserien (schwarz) und gefittete (rot) Zeitserien für die OG (oben) und den Wasserstand (unten).

saisonale Volumentransporte aufzulösen, reicht ein einfaches Mitteln der Anzahl der Messpunkte oft nicht aus.

Prinzipiell ist eine Reduzierung der Tidesignale in der Messreihe durch die genaue Kenntnis der einzelnen Tidekomponenten und der Tidephase möglich. Aus Aufzeichnungen von Tidemessstationen können z.B. die entsprechenden Tidefrequenzen identifiziert werden. Informationen von Tidemessstationen stehen aber oftmals nicht in ausreichender Zahl zur Verfügung, zudem befinden sich diese Stationen meist in Küstennähe und nicht im zu beobachtenden Fluss. Numerische Tidemodelle mit hoher räumlicher Auflösung stehen ebenfalls selten zur Verfügung (Andersen *et al.*, 2006). Die Reduzierung der Tidesignale in der Form ist im Allgemeinen nur schwer zu realisieren.

Die Reduzierung des Tidesignals in den Messzeitreihen stellt allerdings eine zentrale Aufgabe dar. Um schneller als mit der arithmetischen Mittelung ein stabiles mittleres Signal der Messgröße zu erhalten, wird die Messzeitreihe mit einer Fourierreihe mit den bekannten astronomischen Tidefrequenzen approximiert. Die Nulllage der Fourierreihe stellt dann die gesuchte mittlere Größe dar.

2.6.1. Reduzierung des Tidesignals

Der in dieser Arbeit zur Anwendung kommende Ansatz, das Tidesignal zu reduzieren, basiert darauf, mit einer Fourierreihe mit den Frequenzen der beiden bekannten Stammtiden M_2 und K_1 die Messzeitreihe anzunähern. Damit wird auch die Aliasing-

Problematik umgangen, da die Kenntnis der Aliasfrequenzen unnötig ist, womit der Ansatz auch auf andere Abtastraten direkt übertragen werden kann. Die Koeffizienten a_0 , a_i und b_i der Fourierreihe u_{fit}^* werden mittels linearer Regression bestimmt.

$$u_{fit}^*(t) = a_0 + \sum_{i=1}^2 [a_i \cdot \cos(2\pi \cdot f_i \cdot t) + b_i \cdot \sin(2\pi \cdot f_i \cdot t)] , \quad (2.15)$$

wobei $f_1 = 1,93227$ cpd (M_2) und $f_2 = 1,000273$ cpd (K_1) bekannte Tidefrequenzen darstellen. Der Hauptansatzpunkt besteht darin, dass der konstante Term a_0 der gefitteten Zeitreihe u_{fit}^* als Schätzer für das gesuchte mittlere Signal fungiert und nicht das einfache arithmetische Mittel der Messreihe. Die exakten Tidefrequenzen im Fluss sind nicht bekannt. Daher wird um die beiden Haupttidefrequenzen jeweils ein Intervall definiert mit $f_i \pm 0,06$ cpd. Innerhalb des Intervalls von 120 gleichmäßig verteilten Werten ($\Delta f = 0,001$ cpd) werden jeweils Fits für alle möglichen Frequenzkombinationen berechnet. Die Fitkurve mit der geringsten mittleren Abweichung gegenüber der originalen Messzeitreihe wird als bestmögliche Lösung angesehen. Im Folgenden wird der Ansatz des Fourierreihenfits als Mittelwertschätzer bezeichnet. Der Ansatz die Konstante a_0 als Prädiktor zu verwenden, funktioniert nur unter der Annahme, dass die gemessenen Zeitserien mittels des obigen Fourierreihenansatzes approximiert werden können. Dies ist damit gerechtfertigt, weil die bekannten M_2 - und K_1 -Tiden die höchsten Gleichgewichtsamplituden weltweit aufweisen. Würden mehr Tidefrequenzen in den Fourierfit einfließen, könnten die Oszillationen des Zeitsignals besser approximiert werden. Die Konstante a_0 (Offset) würde sich jedoch kaum verändern. Werden mehr Frequenzen benutzt, sind auch mehr Messungen erforderlich. Mit zwei benutzten Frequenzen für den Fourierfit sind mindestens fünf Messwerte notwendig. Mit jeder weiteren Frequenz erhöht sich die Mindestanzahl der Messungen um Zwei. Ein Vorteil in der Verwendung des konstanten Terms a_0 der Fitfunktion u_{fit}^* besteht darin, dass dieser gegenüber dem einfachen arithmetischen Mittel der Zeitreihe schneller zum „wahren“ Wert konvergiert. Dies ist besonders bei kurzen Messzeitreihen von Bedeutung. Außerdem sind keine gleichmäßig abgetasteten Zeitreihen notwendig, um die gesuchte mittlere Größe abzuschätzen.

Der Unterschied zwischen den Konstanten a_0 aus Gl. 2.15 und u_0 aus Gl. 2.12 besteht darin, dass a_0 den Schätzer für das mittlere Signal für die Länge der jeweiligen Messzeitreihe repräsentiert, während u_0 das langjährige Mittel und damit das Referenzsignal darstellt. Die Größe a_0 ist innerhalb einer Mittelungsperiode konstant, sie variiert aber von Mittelungsperiode zu Mittelungsperiode aufgrund der Ungenauigkeit des Mittelwertschätzers und aufgrund von langperiodischen Schwankungen. Zum Beispiel kann sich bei einer Mittelungsperiode von vier Monaten in den Variationen der Konstante a_0 der Jahresgang widerspiegeln.

Es lässt sich zusammenfassen, der Ansatz erlaubt es Tidesignale aus den Messreihen zu reduzieren und eine mittlere Größe abzuschätzen. Die Methode ist verhältnismäßig einfach auf andere Flüsse und Ästuare übertragbar, da die Frequenzen beider Stammtiden bekannt sind und prinzipiell nur eine geringe Anzahl an Messungen notwendig sind, um die Tidesignale in den Messreihen zu reduzieren.

2.6.2. Räumliche Mittelung

Im Ästuar wird die propagierende Tidewelle aufgrund der abnehmenden Wassertiefe verformt (vgl. Abb. 2.4). Durch Querschnittsveränderungen des Flusses, Wind und Oberwasserzufluss ändert sich die Tidewelle. Das Tidespektrum wird komplexer, da halbtägliche und tägliche Gezeiten sich mit einer großen Anzahl an Flachwasserwellen (Wellenlänge der Tidewelle ist deutlich größer als die Wassertiefe) nichtlinear überlagern, während die Tidewelle entlang des Flusses propagiert. Wasserstände und Geschwindigkeiten nehmen im Regelfall stromaufwärts ab. Die Länge L der Tidewelle nimmt mit der Quadratwurzel der Wassertiefe d zu ($L = \sqrt{gd} \frac{2\pi}{\omega}$; g Gravitationskraft, ω Wellenperiode). Unter Annahme einer konstanten Wassertiefe, die im Messgebiet im Mittel ca. 6 m beträgt, ergibt sich eine Wellenlänge für die M_2 -Tide von rund 343 km und für die K_1 -Tide von rund 661 km. Abbildende Satelliten bieten die einfache Möglichkeit der räumlichen Mittelung der Aufnahmen. Durch Mittelung entlang des Flusses, d.h. durch Mittelung über die Tidewelle, können die Residuen des zeitabhängigen Tidesignals gewonnen werden. Die maximale Mittelungslänge im Testgebiet beträgt nur etwa ein Drittel der Wellenlänge der M_2 -Tide. Im Folgenden soll der Einfluss der räumlichen Mittelung zur Reduzierung des Tidesignals geprüft werden.

Abb. 2.7 zeigt die Reduzierung des Tidesignals durch Mittelung über die Tidewelle. Dargestellt wird dies durch den räumlich gemittelten RMSE (durchgezogene Linie) zwischen den über den Flussabschnitt gemittelten instantanen OG $\langle v_i \rangle_r$ und dem räumlich-zeitlichen Mittel (17 Tage) der OG $\bar{v}_{17}$. Das räumlich-zeitliche Mittel der OG $\bar{v}_{17}$ wird als „tidebefreit“ angenommen und stellt somit die Referenzgeschwindigkeit dar. Ebenfalls aufgetragen sind die RMSE Werte des Wasserstandes (gestrichelte Linie). Für verschiedene Mittelungslängen ergibt sich der $RMSE_r$ mit der Mittelungslänge r (km):

$$RMSE_r = \sqrt{\left(\frac{1}{N} \sum (\langle v_i \rangle_r - \bar{v}_{17})^2\right)}, \quad (2.16)$$

mit N Anzahl der Querschnittsprofile. Neben der Mittelungslänge, nimmt auch die Richtung der Mittelung entlang des Flusses Einfluss auf das Ergebnis. Beginnt die räumliche Mittelung in der Hälfte der gesamten Flussdistanz von 110 km und wird gleichmäßig flussauf- und flussabwärts gemittelt (blaue Linien), sinkt der $RMSE_r$ leicht von 0,9 auf 0,85 m/s. Durch Mittelung flussaufwärts beginnend in Cuxhaven (rote Linien) bleibt der $RMSE_r$ für eine Mittelungslänge $r = 110$ km unverändert. Zwischen $r = 10$ -50 km steigt der $RMSE_r$ sogar leicht an. Startet die Mittelung in Hamburg (grüne Linien) vergrößert sich der $RMSE_r$ stetig von 0,5 auf 0,85 m/s. Die Mittelung der Wasserstandsdaten ergeben ein anderes Bild. Mit dem Ansteigen der Mittelungslänge sinkt der $RMSE_r$, mit Ausnahme der Mittelung ab Flussmitte, bei der die Werte etwa konstant bleiben. Die stärkste Abnahme des $RMSE_r$ um 0,25 m ist für die Mittelungsrichtung beginnend in Cuxhaven zu verzeichnen. Im Untersuchungszeitraum nimmt der mittlere Tidehub von Cuxhaven bis kurz vor

Hamburg zunächst leicht ab und steigt dann wieder an. Darin begründet sich auch die stärkste Absenkung des $RMSE_r$ des Wasserstandes beim räumlichen Mitteln beginnend in Cuxhaven. Dies erklärt ebenso, dass beginnend mit der Mittelung in Flussmitte der $RMSE_r$ nahezu konstant bleibt. Die mittlere OG variiert entlang des Flusses stärker als der mittlere Wasserstand.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass im Fall der Elbe eine räumliche Mittelung das Tidesignal nur marginal reduziert. Zudem muss bemerkt werden, dass derzeit kein satellitengetragenes ATI-System mit einer Szenenbreite von ca. 100 km besteht, das Geschwindigkeitsmessungen mit ausreichender Qualität erlaubt. Unabhängig vom Tideeinfluss sollte möglichst großräumig gemittelt werden, um die lokale Variabilität der hydraulischen Größen zu minimieren und somit die mittleren Fließ- und Geometriebedingungen möglichst gut zu approximieren. Leopold (1994) und Rosgen (1994) schlagen mittlere Mittelungslängen vom mindestens dem 10-fachen der Flussbreite vor.

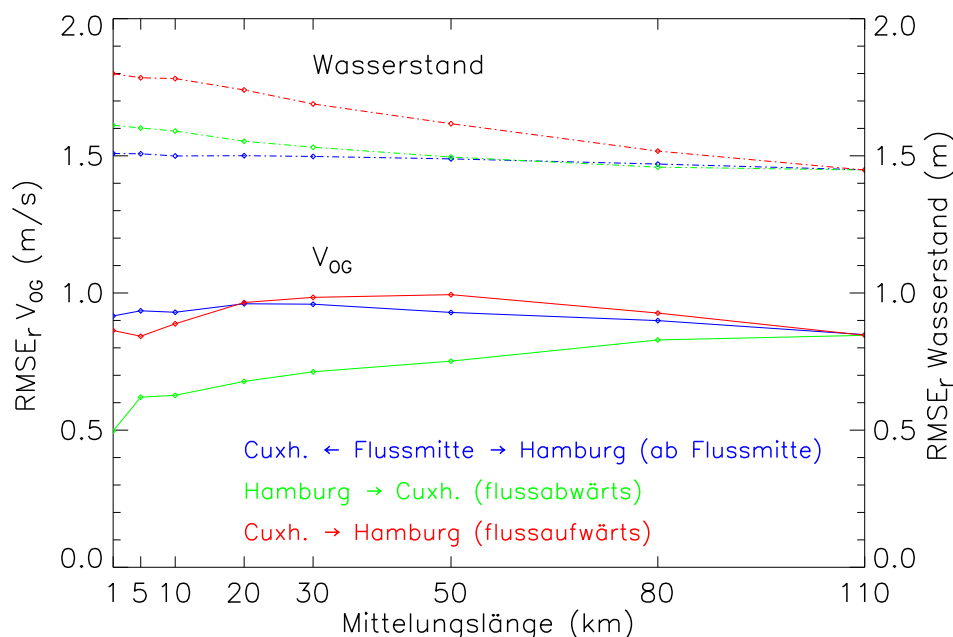


Abbildung 2.7.: Veränderung der Residuen ($RMSE_r$) des tideabhängigen Signals der OG und des Wasserstandes bei steigender Mittelungslänge entlang des Flusses. Der $RMSE_r$ ergibt sich aus den räumlich gemittelten instantanen Größen und dem räumlich-zeitlichen Mittel (17 Tage). Das räumliche 17-Tages Mittel wird als tidefrei angenommen. Beim Mitteln über die Tidewelle besitzt auch die Mittelungsrichtung (beginnend in der Flussmitte, flussabwärts, flussaufwärts) einen Einfluss auf die Reduzierung des Tidesignals.

Neben der Reduktion des zeitabhängigen Tidesignals, reduziert eine räumliche Mittelung über einen Flussabschnitt die lokale Variabilität der hydraulischen Größen. Damit werden nahezu gleichförmige Abflussbedingungen geschaffen, die für die

Anwendung der empirischen Abflussmodelle notwendig sind. Aufgrund der Kontinuitätsgleichung ändern sich die hydraulischen Parameter entlang des Flusses bei der Veränderung einer Größe. Der Ortsbezug der Fließ- und Flussparameter nimmt ab (Stewardson, 2005). So korreliert die mittlere Fließgeschwindigkeit (stationäre Fließbedingungen) stärker mit dem Abfluss als die Fließgeschwindigkeit am Flussquerschnitt selbst, wie sie zur Abflussermittlung an Messpegeln Verwendung findet (at-station-geometry). Die über den Flussabschnitt räumlich gemittelten hydraulischen Parameter repräsentieren naturgemäß das Flusseinzugsgebiet besser als der punktuelle Messwert an den Abflussmessstationen. Demnach sollte stets maximal möglich räumlich gemittelt werden, unabhängig ob unter stationären oder instationären Strömungsverhältnissen. Smith & Pavelsky (2008) ermittelten für grob aufgelöste (größer 250 m) MODIS-Daten an der Lena (kein Gezeiteneinfluss) eine optimale mittlere Mittelungslänge von etwa 60-90 km.

Es lässt sich zusammenfassen, dass prinzipiell eine räumliche Mittelung über die Tidewelle zur Reduktion des zeitabhängigen Tidesignals in den Messreihen beiträgt. Im Fall der Elbe ist die Reduktion allerdings vernachlässigbar. Eine Mittelung über den Flussabschnitt verringert die lokale Variabilität der hydraulischen Parameter im Fluss und führt somit zu nahezu gleichförmigen Strömungsbedingungen, die die Grundvoraussetzung für die Anwendung empirischer Abflussmodelle sind.

2.6.3. Fehler der Tidereduzierung

Die Überprüfung der vorgestellten Methodik zur Reduzierung des Tidesignals auf systematische Fehler wird anhand verschiedener Abtastperioden $\tau_s = 3, 5, 7, 9, 11, 22$ und 35 Tage und verschiedenen Anzahl an Messungen N_{samp} getestet. Für jeden Flusspunkt j werden Zeitreihen der Oberflächengeschwindigkeiten über 1000 Realisationen i generiert, für die jeweils verschiedenen Abtastperioden τ_s und Anzahl der Messungen N_{samp} . Für jede der 1000 Realisationen wird der Startzeitpunkt Δt der Zeitreihe variiert, indem dieser zufällig, normalverteilt innerhalb der Abtastperiode τ_s festgelegt wird. Gl. 2.17 wird angewendet, um den Offset O des Mittelwertschätzers zu bestimmen:

$$O(\tau_s, N_{samp}) = \frac{1}{N \cdot M} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M [V_{og\ i,j}(\tau_s, N_{samp}) - V_{ogr\ i,j}], \quad (2.17)$$

wobei V_{og} die mittleren OG (aus Mittelwertschätzer) und V_{ogr} die tidefreien Referenzoberflächengeschwindigkeiten darstellen. V_{ogr} wird repräsentiert durch die Konstante u_0 aus Gl. 2.12.

Die verschiedenen Abtastperioden weisen jeweils unterschiedliche Offsets auf, wie Abb. 2.8 zeigt. Für alle Abtastperioden und mehr als 50 Messungen ergibt sich eine leichte Unterschätzung der OG von ungefähr -0,0025 m/s. Dies entspricht einer Unterschätzung der mittleren Geschwindigkeit von ca. 1-5%. Ausgenommen die Abtastperiode $\tau_s = 3$ Tage, dann sind mehr als 30 Messungen notwendig um ein Niveau für stabile Abschätzungen zu erhalten. Die Unterschätzung der mittleren

OG beträgt ca. 4-15%. Bei weniger als 30 Messungen erhöht sich der Offset der mittleren OG auf etwa -0,05 m/s, wobei in Abhängigkeit der Abtastperiode bereits große Unterschiede auftreten. Eine Abtastperiode von $\tau_s = 3$ Tage scheint insgesamt unvorteilhaft, da eine stabile Abschätzung der mittleren OG erst ab ca. 40 Messungen erreicht wird.

Für die Ergebnisse in Abb. 2.8 wird jeweils die mittlere Abweichung der OG an einem Querschnittsprofil bestimmt. Für die Berechnung der instantanen Abflüsse (Durchflüsse) fließen jedoch räumlich gemittelte hydraulische Größen in das Abflussmodell ein. Daher wird erneut die Fehlerberechnung für den Mittelwertschätzer nach Gl. 2.17 durchgeführt, jedoch mit Zeitserien der OG über räumlich gemittelte Flussabschnitte, anstatt Zeitreihen an einem Querschnittsprofil. Die Länge der Flussabschnitte beträgt 10 km. Diese Flusslänge entspricht ungefähr der Ausdehnung der Überflugszone im TerraSAR-X Stripmap-Modus, der nach Romeiser *et al.* (2007) für qualitative ATI-Messungen in Flüssen geeignet ist. Die ermittelten Offsets der mittleren OG für eine Abtastperiode $\tau_s = 11$ Tage ergibt nur marginale Unterschiede im Vergleich zur den ermittelten Offsets der mittleren OG aus den Zeitreihen am Flussquerschnitt. Für weniger als 30 Messungen, liegt der Unterschied der ermittelten Offsets der OG bei etwa 0,001 m/s. Damit ist es für die Reduktion des Tidesignals zunächst unerheblich, ob räumlich gemittelte Geschwindigkeiten oder Geschwindigkeiten an einem Querschnittsprofil Verwendung finden.

Im Prinzip könnte der ermittelte Offset O für $N_{\text{samp}} < 30$ korrigiert werden. Allerdings variiert die zweifache Standardabweichung 2σ der ermittelten Offsets der mittleren OG aller Abtastperioden zwischen 0,05 bis 0,2 m/s. Damit liegt die Streuung der Offsets ($2\sigma = 0,11$ m/s) im Schwankungsbereich der als tidefrei betrachteten Referenzkonstanten der OG. Denn die Referenzkonstanten der OG schwanken entlang des Flusses zwischen 0,05-0,25 m/s. Die Anwendung einer möglichen Korrekturfunktion ist damit nicht sinnvoll.

Insgesamt ist festzustellen, dass der angewendete Mittelwertschätzer zu einer leichten systematischen Unterschätzung der OG bei mehr als 50 Messungen (für alle verwendeten Abtastperioden τ_s) von 1-5% führt. Ausgenommen die Abtastperiode $\tau_s = 3$ Tage, im Mittel sind mindestens 20 Messungen sind nötig, um ein Niveau zu erreichen (Unterschätzung $< 10\%$), um sinnvolle Abschätzungen der gesuchten mittleren OG zu erhalten.

2.7. Zusammenfassung

Für hydraulische Berechnungen in Flüssen existieren eine ganze Reihe von Fließformeln, wie die Chezy- (Gl. 2.4) und GMS-Gleichung (Gl. 2.5), die auf dem Konzept der Downstream Hydraulic Geometry (DHG) von Leopold & Maddock (1953) basieren. Dieses Konzept beschreibt die Zusammenhänge zwischen den veränderlichen geometrischen und hydraulischen Parametern und dem Abfluss in einem hydrologisch homogenen Einzugsgebiet (EZG), sowohl am Gerinnequerschnitt (at-a-station) als

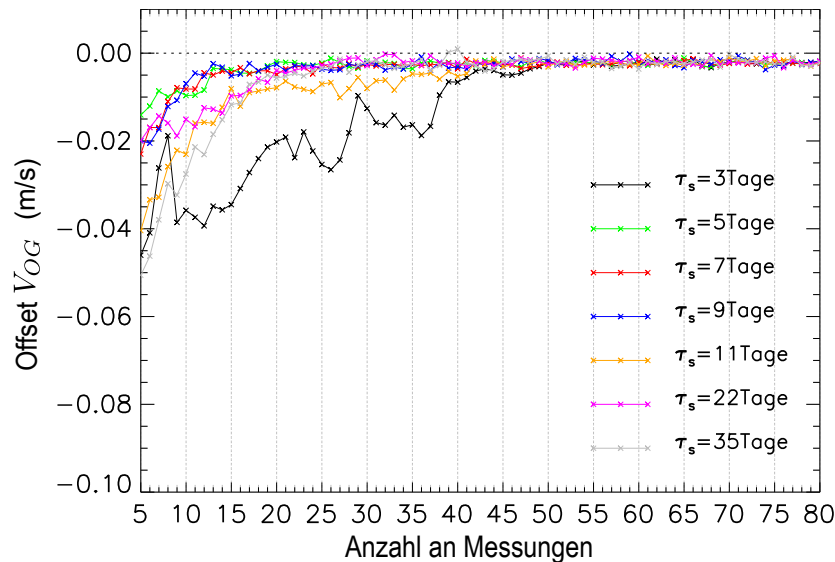


Abbildung 2.8.: Systematischer Offset des Mittelwertschätzers als Funktion der Anzahl an Messungen N_{samp} und für verschiedene Abtastperioden τ_s .

auch entlang eines Gerinnes und des Gewässernetzes (DHG, Flussabschnitt). Verschiedene Fließformeln finden in der wasserbaulichen Praxis erfolgreich Anwendung. Die meisten Abflussmessstationen weltweit benutzen ortsspezifische Abflusskurven. In-situ-Stationen bieten allerdings nur punktuelle Informationen über die hydrologischen Bedingungen, zudem besteht keine globale Abdeckung.

Nicht alle notwendigen Größen zur Abflussberechnung können gleichzeitig bestimmt werden. Dem DHG-Konzept folgend, können satellitengestützte hydraulische Messgrößen als Eingangsparameter für statistisch ermittelte Abflussmodelle benutzt werden. Derartige empirische Abflussmodelle von Bjerklie *et al.* (2005b, 2003) mit den Eingangsgrößen mittlere Geschwindigkeit, Flussbreite an der Wasseroberfläche sowie Neigung an der Wasseroberfläche finden in dieser Arbeit Anwendung. Die generell anwendbaren Abflussmodelle lassen sich für einen großen Bereich von Strömungsbedingungen verwenden, erzeugen jedoch größere Fehler als flussspezifische Modelle. Allerdings lassen sich mit ihnen Volumentransporte ohne zusätzliche Informationen berechnen. Somit sind die empirischen Abflussmodelle für satellitengestützte Abschätzungen von Flussausströmen geeignet.

Während der letzten zweieinhalb Jahrzehnte verbesserten sich die Möglichkeiten der Erfassung hydrologischer Variablen mit Hilfe von Fernerkundungsmethoden spürbar und somit auch die Möglichkeiten der satellitengestützten Abflussberechnung. Unter Verwendung verschiedener Fernerkundungssensoren können die Flussfläche sowie die Flussbreite gut detektiert werden. Dank der für Ozeananwendungen konzipierten Altimeter ist die hinreichende Erfassung von Wasserständen auch in Flüssen und Seen möglich. Trotzdem sind globale terrestrische Wasserstands- und Neigungsmessungen nur bedingt durchführbar, da aufgrund des großen Footprints der Radaraltimeter

viele Wasserkörper gar nicht erfasst werden. Diesen Umständen wird Rechnung getragen und die SWOT-Mission wird entwickelt, die 2020 gestartet werden soll. Die SWOT-Mission soll zweidimensionale, hoch aufgelöste, globale Wasserstandsmessungen über dem Ozean und den Landflächen liefern. Die Datenqualität und die räumliche Auflösung reichen für Abflussschätzungen in Flüssen aus. Die einmalige SRTM garantiert ein globales Höhenmodell der Wasseroberfläche, woraus Wasserstände und Neigungen bestimmt werden können, allerdings nur für einen Zeitpunkt (Februar 2000). Die Veränderung des Wasserstandes über die Zeit ist auch mit Hilfe der Verwendung der Repeat-Pass SAR-Interferometrie möglich. Trotz der hervorragenden räumlichen Auflösung ist die zeitliche Auflösung sehr grob. Das totale Wasservolumen, d.h. die Wasserspeicherung, lässt sich unabhängig von den am Boden herrschenden Bedingungen mit GRACE bestimmen. Jedoch sind aufgrund der großen räumlichen Skalen nur kontinentale bis globale Anwendungen möglich. Zudem lassen sich systembedingt keine hydraulischen Parameter bestimmen. Die gleichzeitige Messung der Flussbreite und der Oberflächenfließgeschwindigkeit (OG) in SAR-Qualität ist durch die Along-Track SAR Interferometrie (ATI) möglich, wodurch prinzipiell Flussvolumentransporte bestimmt werden können. Der derzeit im Weltraum befindliche Radarsatellit TerraSAR-X bietet durch seine Antennenkonfiguration die Möglichkeit, mittels ATI experimentell Oberflächenströmungsfelder, mit einer räumlichen Auflösung im Bereich von 1 km bei einer absoluten Genauigkeit von 0,1 m/s, in Flüssen und Küstenbereichen zu messen (Romeiser *et al.*, 2007). Auch die Methode der Doppleranomalie liefert OG-Felder, jedoch mit einer gröberen räumlichen Auflösung.

Um die Zusammenhänge zwischen Messgrößen und den daraus abgeleiteten Volumentransporten in Flüssen optimal untersuchen zu können, wird ein räumlich wie zeitlich hoch aufgelöstes, dreidimensionales, numerisches hydrodynamisches Modell der Tideelbe (UnTRIM-Modell) verwendet. Zum einen dient dieses Modell als Datenbasis für die Simulationsrechnungen. Zum zweiten fungiert es als Referenz um die Messgrößen und die abgeschätzten Volumentransporte zu vergleichen.

Der verfügbare UnTRIM-Modellzeitraum von lediglich 17 Tagen reicht nicht zur Simulation von Satellitenmessreihen auf Zeitskalen von Monaten bis hin zu Jahren aus. Daher werden mittels einer FFT dominante Tideinformationen aus den Daten des UnTRIM-Modells extrahiert. Mittels dieser Frequenzen können längere Zeitreihen auf allen relevanten Zeitskalen konstruiert werden.

Viele Flüsse unterliegen einem signifikanten Gezeiteneinfluss. Um mittlere Größen (monatliche bis jährliche Werte) bestimmen zu können, müssen die die Messreihe verunreinigende Tidesignale reduziert werden. Auch ohne die einzelnen Tidekomponenten exakt kennen zu müssen, können die Tidesignale mit Hilfe des verwendeten Ansatzes der Mittelwertschätzung erfolgreich reduziert werden. Hierbei werden unter Verwendung der gut bekannten Frequenzen der beiden Stammtiden M_2 und K_1 , Fourierreihen linear an die Signale der abgetasteten Messreihen gefittet. Als Schätzer für das tidereduzierte Signal dient der konstante Term des Fits. Die abgeschätzten Konstanten der Geschwindigkeit weisen geringe Abweichungen gegenüber dem Referenzsignal auf. Die Methode ergibt besonders bei wenigen Messwerten stabilere

Schätzungen, gegenüber der Verwendung vom einfachen arithmetischen Mittel. Der entwickelte und angewandte Mittelwertschätzer besitzt bei mehr als 50 Messungen eine mittlere Abweichung von 1-5%. Die Methodik zur Abschätzung der gesuchten mittleren Größe ist prinzipiell auf jeden Fluss weltweit übertragbar. Amplituden der Tidesignale können auch über die Mittelung der Tidewelle reduziert werden. Im Untersuchungsgebiet ist dieser Effekt jedoch marginal.

3. Abflussschätzungen mittels Along-Track InSAR (ATI)

Die ATI-Technik erlaubt die gleichzeitige Messung der Oberflächengeschwindigkeit und der Flussbreite in Flüssen. Daraus lassen sich theoretisch Volumentransporte ermitteln. Im Folgenden wird geprüft, welchen Einfluss Messfehler des ATI-Systems auf die Berechnungen besitzen, welche Beobachtungszeitreihen für erfolgreiche Abflussberechnungen nötig sind und wie die gemessenen Größen möglichst verarbeitet werden sollten um Volumentransporte in Flüssen zu bestimmen. Zudem werden Simulationen von verschiedenen Messkombinationen durchgeführt, die es erlauben, Aussagen über die zu erzielende Genauigkeit der Bestimmung von Flussvolumentransporten zu treffen.

3.1. Abgeleitete ATI-Oberflächengeschwindigkeitsfelder

Ein ATI-System erfasst lediglich die Oberflächengeschwindigkeit parallel zur Blickrichtung des Sensors, die normalerweise nicht mit der zu beobachteten Flussrichtung zusammenfällt. Bevor Volumentransporte berechnet werden können, muss aus der verfügbaren Geschwindigkeitskomponente ein gesamtes Geschwindigkeitsfeld abgeschätzt werden.

Abb. 3.1 zeigt schematisch die ATI-Abbildungsgeometrie mit dem Zusammenhang zwischen Satellitenblickrichtung $\vec{e}_{sat}$, der Flussrichtung $\vec{e}_{fluss}$ und der Fließrichtung $\vec{e}_{fließ}$ mit den dazugehörigen Winkeln β , θ und α . Formell ergibt sich die gesamte Oberflächengeschwindigkeit $\vec{V}_{OG}$ aus der gemessenen Satellitengeschwindigkeit $\vec{V}_{sat}$ und dem Winkel β :

$$V_{OG} = \frac{V_{sat}}{\cos\beta} \quad (3.1)$$

Um das komplette Geschwindigkeitsfeld darzustellen, ist die Kenntnis der Fließrichtung $\vec{e}_{fließ}$ erforderlich, die im Normalfall im Detail unbekannt ist. Als Approximation der Fließrichtung dient daher die Annahme $\vec{e}_{fließ} = \vec{e}_{fluss}$, d.h. an jedem Flusspunkt verläuft die Fließrichtung parallel zur den Flussufer. Die Ableitung der Flussrichtung $\vec{e}_{fluss}$ erfolgt aus den bathymetrischen Informationen der UnTRIM-Modelldaten, wobei der Talweg (Linie maximaler Tiefen entlang des Flusses) als Schätzer dient. Die tiefsten Stellen entlang der Elbe befinden sich innerhalb der Fahrrinne, die

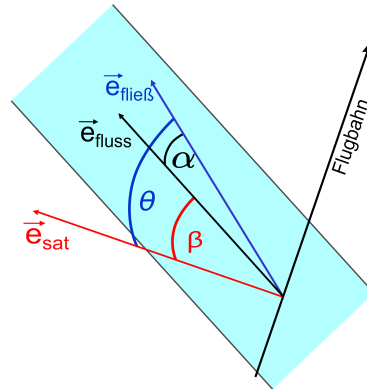


Abbildung 3.1.: Schematischer Zusammenhang zwischen der Satellitenblickrichtung $\vec{e}_{sat}$, der Flussrichtung $\vec{e}_{fluss}$ und der „wahren“ Fließrichtung $\vec{e}_{fließ}$ mit den dazugehörigen Winkeln β , θ und α . Aufgrund der Unkenntnis der exakten Fließrichtung, besteht die Annahme: $\vec{e}_{fließ} = \vec{e}_{fluss}$.

für große Containerschiffe künstlich geschaffen wurde. Auch wenn die Elbe künstlich vertieft wurde, lässt sie sich als ein natürliches Fließgerinne betrachten. Die lokalen Gegebenheiten im Fluss variieren permanent (z.B. Mäander, Änderung des Querschnittsprofils, morphologische Gegebenheiten). Der Talweg pendelt im Verlauf des Flusses und folgt nicht immer dem Stromstrich, d.h. Fließ- und Flussrichtung variieren (Winkel α). Ein Vergleich der definierten Flussrichtungen und der Fließrichtungen ergibt insgesamt eine mittlere quadratische Abweichung von $8,5^\circ$ (räumlich und zeitlich gemittelter RMSE) im Testgebiet. Für die fernerkundliche Erfassung von Flüssen fehlen meistens Tiefeninformationen zur Definition der Flussrichtung $\vec{e}_{fluss}$. In diesem Fall kann auch die Flussmitte als Schätzer für die Flussrichtung dienen. Die Flussmitte an der Wasseroberfläche kann aus Satellitenbildern abgeleitet werden. In ungekrümmten Flussabschnitten entspricht die Flussmitte dem Stromstrich (Linie maximaler Geschwindigkeiten).

Aus den UnTRIM OG-Modellfeldern wird $\vec{V}_{sat}$ konstruiert, d.h. wie ein die Elbe querendes satellitengetragenes ATI-System die Geschwindigkeit messen würde. Basierend auf den feststehenden TerraSAR-X Bahnparametern (vgl. Tab. 2.2) werden Überflüge simuliert. Daraus ergibt sich, dass TerraSAR-X das Testgebiet im aufsteigenden Orbit mit einem Winkel von ca. $347,3^\circ$ ($\vec{e}_{sat} = 77,3^\circ$) und im absteigenden Orbit mit ca. $192,7^\circ$ ($\vec{e}_{sat} = 82,7^\circ$) kreuzt. Aus der lokalen Orbitneigung des Satelliten und der Flussrichtung lässt sich die spezifische ATI-OG für jede Gitterzelle und jeden Zeitpunkt berechnen.

Um systematische Fehler der ATI-Messung aufgrund der Abbildungsgeometrie darzustellen, werden auf Grundlage eines ATI-Systems mit den TerraSAR-X Orbitparametern und einer Szenenbreite, die das gesamte Untersuchungsgebiet abdeckt, das zeitlich gemittelte Verhältnis ρ zwischen der wirklichen OG im Fluss (Winkel β) und

der vom Satelliten abgeleiteten OG (Winkel θ) bestimmt. Die Berechnungen basieren auf der Annahme, dass die vom Satelliten abgeleitete OG parallel zur Flussmitte verläuft. Das Verhältnis ρ stellt sich wie folgt dar:

$$\rho = \frac{\langle \frac{1}{\cos\beta} \rangle_t}{\langle \frac{1}{\cos\theta} \rangle_t} \quad (3.2)$$

Aus Abb. 3.2 wird ersichtlich, dass ein Verhältnis größer 1 eine Überschätzung der Oberflächengeschwindigkeit durch den Satelliten bedeutet, und umgekehrt. In diesem Zusammenhang ist eine Über- und Unterschätzung der OG nur bedingt durch die ATI-Abbildungsgeometrie und der getroffenen Annahme der Flussrichtung (Flussmitte). In Bereichen zwischen Flusskilometer 22-23 beispielsweise treten kaum Abweichungen auf (ρ kleiner als 0,1). Hier fließt der Fluss parallel zur Sensorblickrichtung. Höhere Abweichungen treten in Bereichen zwischen Flusskilometer 55 und 80 auf (ρ größer als 2,0). In diesen Gebieten verzweigt sich die Elbe, verbunden mit starken Veränderungen des Gerinnequerschnitts und niedrigen Wassertiefen. Aufgrund des funktionalen Zusammenhanges $\frac{1}{\cos\theta}$ zwischen Satellitenblick- und Flussrichtung, führen bereits kleine Abweichungen von der Annahme $\vec{e}_{fließ} = \vec{e}_{fluss}$ zu großen Differenzen, besonders in den Bereichen, in denen Winkeldifferenzen zwischen der Satellitenblickrichtung $\vec{e}_{sat}$ und Flussrichtung $\vec{e}_{fluss}$ von mehr als 60° auftreten. Abb. 3.3 verdeutlicht noch einmal schematisch diesen Zusammenhang. Für geringe Winkeldifferenzen zwischen $\vec{e}_{sat}$ und $\vec{e}_{fluss}$ führen Abweichungen von der Annahme $\vec{e}_{fließ} = \vec{e}_{fluss}$ nur zu geringen Fehlern (bis 60° Verdoppelung), wohingegen für Winkel größer als 60° , bereits geringe Abweichungen zu enormen Fehlern bei der vom Satelliten abgeleiteten Oberflächengeschwindigkeit führen.

Für den Fall der Elbe befinden sich diese Flussbereiche bei Flusskilometer 55 und 80. Ausgenommen die Bereiche mit Winkeldifferenzen zwischen $\vec{e}_{sat}$ und $\vec{e}_{fluss}$ von größer 60° , wird die OG in der Tideelbe leicht unterschätzt, wobei beim absteigenden TerraSAR-X Orbit (grüne Linie in Abb. 3.2) geringere Abweichungen gegenüber dem aufsteigenden Orbit auftreten. Falls möglich, sollten derartige Bereiche für Abflussberechnung ausgeschlossen werden oder bereits im Vorfeld durch eine entsprechende Auswahl der Flussabschnitte ausgegrenzt werden. Für Abflussberechnungen innerhalb dieser Arbeit werden die Bereiche mit einem Verhältnis ρ größer 1,5 und kleiner 0,5 ausmaskiert.

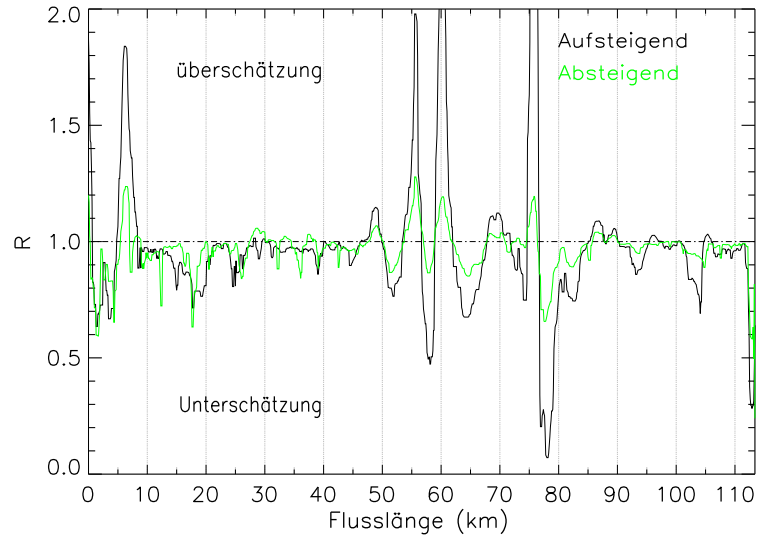


Abbildung 3.2.: Das Verhältnis R zwischen der wirklichen OG im Fluss und der ATI-abgeleiteten OG, basierend auf der Annahme, dass die vom Satelliten abgeleitete OG parallel zur Flussmitte verläuft. Aufgrund dieser Annahme und der ATI-Abbildungsgeometrie, bedeutet ein Verhältnis größer 1 eine Überschätzung, kleiner 1 eine Unterschätzung der OG. Deutliche Über- und Unterschätzungen treten in Bereichen auf, in denen die Annahme $\vec{e}_{\text{fließ}} = \vec{e}_{\text{fluss}}$ nicht gilt und bei gleichzeitig auftretenden Winkeldifferenzen zwischen Fluss- und Satellitenblickrichtung von mehr als 60° . Die schwarze Linie entspricht dem Verhältnis für einen aufsteigenden Orbit, die grüne Linie für einen absteigenden TerraSAR-X Orbit.

3.2. Abgeleitete Mittlere Fließgeschwindigkeit

Ein ATI-System misst lediglich an oder ganz nah an der Wasseroberfläche die Geschwindigkeit. Zur Berechnung des Abflussvolumens ist jedoch die mittlere Fließgeschwindigkeit über der Wassersäule im Gerinne notwendig (vgl. Gl. 2.2). Die meisten natürlichen Flüsse stellen turbulente Gerinne mit freier Wasseroberfläche dar, in denen die Flussbreite B deutlich größer als die mittlere Tiefe $\bar{d}$ ist ($B \gg \bar{d}$). Die konstante Durchmischung lässt die vertikale Verteilung der Fließgeschwindigkeit gut vorhersagen. Das Gesetz von Prandtl-von Kármán beschreibt die allgemeingültige vertikale Geschwindigkeitsverteilung in offenen Gerinnen mit fester Berandung. Demnach erhöht sich vertikal die Fließgeschwindigkeit logarithmisch mit der Entfernung vom Gewässergrund. Dem Logarithmusgesetz folgend beträgt das Verhältnis zwischen tiefengemittelter Geschwindigkeit V_m und der OG ca. 0,85. Folglich lässt sich in Abwesenheit von Tiefeninformationen, die mittlere Fließgeschwindigkeit V_m verhältnismäßig genau durch die Multiplikation der OG mit dem Faktor 0,85-0,90 abschätzen (Rantz, 1982). Costa *et al.* (2006) bestätigen in Untersuchungen die

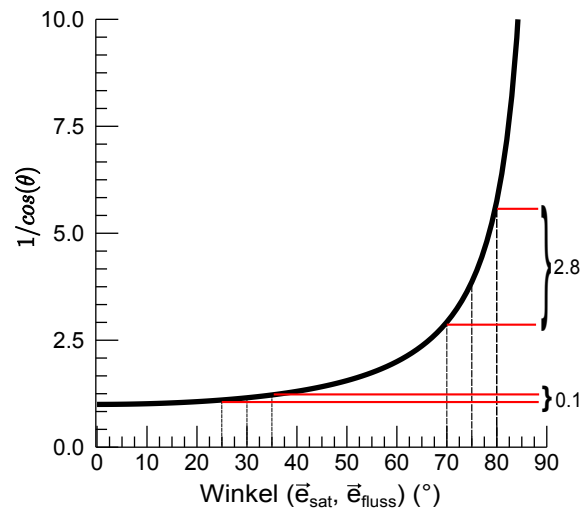


Abbildung 3.3.: Schematische Darstellung des Anstiegs des Fehlers bei der Ableitung des zweidimensionalen Oberflächengeschwindigkeitsfeldes aus den ATI-Messungen. Abweichungen von der Annahme $\vec{e}_{fließ} = \vec{e}_{fluss}$ produzieren besonders bei großen Winkeln zwischen $\vec{e}_{sat}$ und $\vec{e}_{fluss}$ große Fehler in den abgeleiteten Geschwindigkeiten.

Gültigkeit dieser Annahme für einen weiten Bereich von natürlichen Flussläufen. Ausnahmen bilden steile Flussläufe mit einer hohen Bodenrauigkeit durch grobes Flussbettmaterial. Gerinne mit grobem Flussbettmaterial (Partikelgröße groß im Vergleich zur Flusstiefe), wie bei Gebirgsflüssen, spielen für die fernerkundliche Beobachtung keine Rolle. In einem Ästuar wie der Elbe bestehen Dichteunterschiede durch das Eindringen von Salzwasser. Aufgrund der Stratifikation von Salz- und Süßwasser (Schichtströmungen), instationären Strömungsbedingungen (wechselnde Fließrichtungen, schnell ändernde Wasserstände, Vermischungsprozesse) gilt die Annahme eines logarithmischen Strömungsprofils räumlich wie zeitlich nur eingeschränkt. In Bereichen mit Salzwassereinfluss bewirken die Dichteunterschiede im Mittel die Ausprägung von Geschwindigkeitsprofilen mit einem Ausströmen an der Oberfläche und einem sohlennahen Strömen flussaufwärts (permanente Zirkulationsströmung). In komplexer Weise hängt das sich einstellende Geschwindigkeitsprofil von den topographischen Bedingungen, der Rauigkeit der Gerinnesohle und der Windschubspannung ab. Die drei verschiedenen Strömungsprofile (quergemittelt über die Fahrrinne der Elbe), extrahiert aus den UnTRIM-Modellsimulationen, in Abb. 3.4 verdeutlichen beispielhaft die Problematik, dass sich logarithmische Geschwindigkeitsprofile in Gezeitenströmungen oft nicht ausbilden. Während der maximalen Flutstromgeschwindigkeit zeigt sich ein nahezu unbeeinflusstes logarithmisches Strömungsprofil (vgl. Abb. 3.4a). Beispiel b) zeigt ein anderes Bild. Hier nimmt die Geschwindigkeit von der Sohle zur Oberfläche zu (hohe Ebbstromgeschwindigkeit). In den oberen 4 m Wassersäule verringert sich die Geschwindigkeit wieder. Die OG ist gleich der Geschwindigkeit an der Gewässersohle. Beispiel c) verdeutlicht ein Strömungsprofil kurz

nach dem Kenterpunkt mit Geschwindigkeiten um 0,1 m/s, während in den oberen 5 m bereits die einsetzende Ebbe zu erkennen ist mit einer Geschwindigkeitszunahme bis auf 1 m/s. Die Beispiele b) und c) verdeutlichen, dass unter instationären Strömungsbedingungen eine Abschätzung der mittleren Geschwindigkeit aus der OG Fehler produzieren kann.

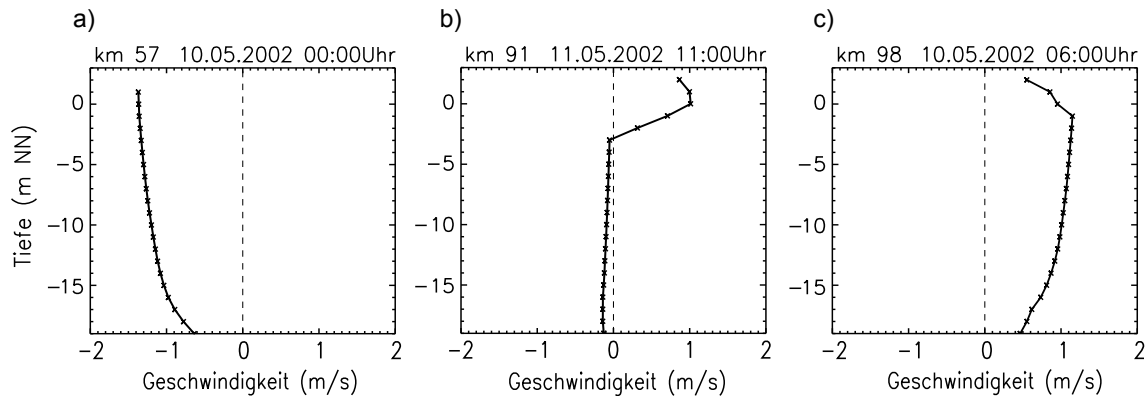


Abbildung 3.4.: Geschwindigkeitsprofile unter instationären Strömungsbedingungen, quergemittelt über die Fahrrinne der Elbe. a) logarithmisches Profil (Flutstrom); b) OG gleich Geschwindigkeit am Gerinnegrund (Ebbestrom); c) kurz nach dem Flutstromkenterpunkt.

Abb. 3.5 zeigt Längsprofile des über den Modellzeitraum zeitlich gemittelten Verhältnisses zwischen der tiefengemittelten Geschwindigkeit V_m und der OG V_{OG} . Dabei stellen sich deutliche Unterschiede bei der Mittelung über den gesamten Flussquerschnitt (grün) und bei der Mittelung lediglich über den Bereich der Hauptfahrrinne (rot) heraus. Die Werte innerhalb der Fahrrinne variieren um 0,85. Dies deutet darauf hin, dass sich bei Geschwindigkeiten größer 0,1 m/s logarithmische Strömungsprofile ausbilden können, aufgrund des geringen Einflusses der Uferreibung und einer verhältnismäßig glatten Gerinnesohle. Das räumliche Mittel entlang des Flusses liegt bei 0,89, ein Wert, der üblicherweise zur Umrechnung innerhalb relativ glatter Gerinne Verwendung findet (Rantz, 1982). Dagegen schwanken die Werte, gemittelt über den gesamten Flussquerschnitt, deutlich. Zunächst liegen die Werte unter dem üblichen Umrechnungsfaktor von 0,85, ab etwa Kilometer 70 steigen diese an. Dieser Bereich markiert in etwa die Brackwassergrenze (schwankt übers Jahr in Abhängigkeit der klimatologischen Bedingungen), wie Untersuchungen von Bergemann (1995) belegen. Weiter flussaufwärts steigen die Werte deutlich über 0,85. In den Zonen außerhalb der Vermischungszone zwischen Salz- und Süßwasser, gilt in weiten Bereichen die Annahme des Umrechnungskoeffizienten von 0,85. Gestört wird die Ausbildung von logarithmischen Strömungsprofilen dadurch, dass in den flachen Bereichen oft die Fließgeschwindigkeit nicht ausreicht. Zudem werden diese Bereiche durch Rückwasereffekte und stärker von Wind beeinflusst. Insgesamt beträgt das räumliche Mittel des Verhältnisses zwischen V_m und V_{OG} gleich 0,73.

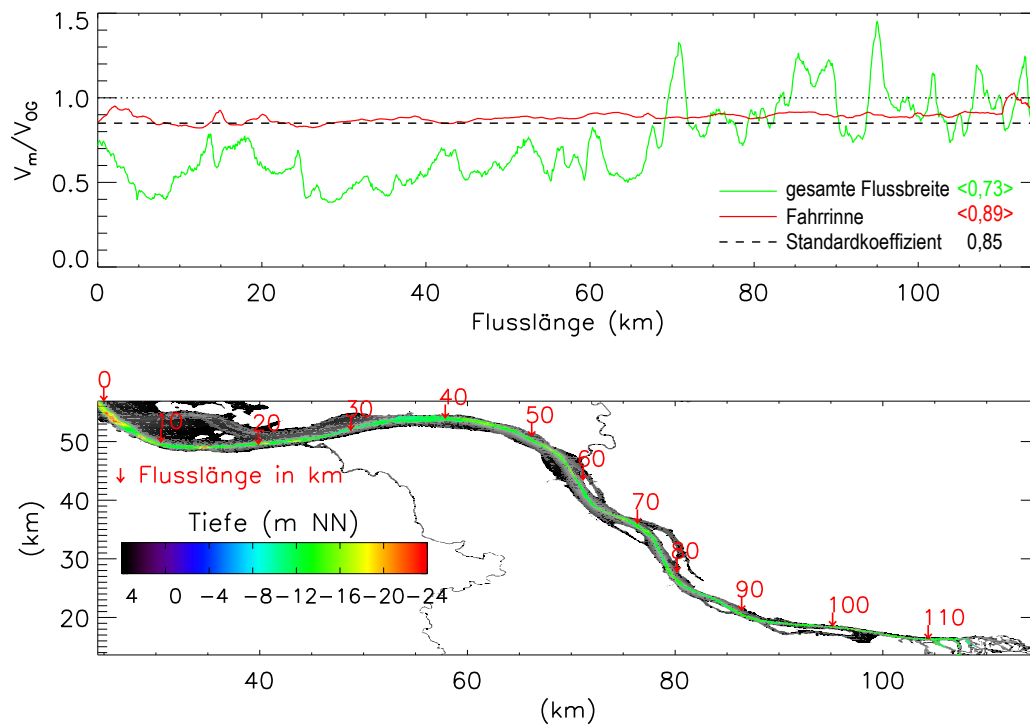


Abbildung 3.5.: Oben: Über den Modellzeitraum gemittelt Verhältnis zwischen der tiefengemittelten Geschwindigkeit und der Oberflächengeschwindigkeit, quergemittelt über den gesamten Flussquerschnitt (grün) und der Hauptfahrrinne (rot). Unten: Zum Vergleich der Flussverlauf mit maskierter Hauptfahrrinne (farbig).

Trotz der Abweichung des räumlich-zeitlich gemittelten Umrechnungsfaktors um ca. 0,12 für die Abschätzung der mittleren Geschwindigkeit aus der OG, wird im weiteren Verlauf der Arbeit, der aus der Literatur allgemein übliche Koeffizient 0,85 (Rantz, 1982) verwendet. So wird angenommen, dass das logarithmische Geschwindigkeitsprofil auch in Gezeitenströmungen gilt. Als Annahme gilt ebenso ein konstanter Koeffizient über Zeit und Raum. Denn die zu entwickelnden Methoden zur Abschätzung der Volumentransporte sollen auf andere Flüsse übertragen werden, besonders auf Gebiete, in denen keine testgebietsspezifischen Informationen vorhanden sind.

3.3. Instantane Abflussschätzungen

Der Breiten-Geschwindigkeitszusammenhang in Gl. 2.8 und Gl. 2.9 ist fundamental, denn zur Abflussschätzung müssen lediglich simultan die OG und die Flussbreite gemessen werden. Ein satellitengestütztes ATI ist dazu in der Lage. Die empirischen Fließgleichungen lassen eine Abschätzung des Abflusses im Genauigkeitsbereich der GMS-Formel erwarten. Im Prinzip sind diese Abflussformeln auf tidebeeinflusste Gerinne und instationäre Fließbedingungen nicht anwendbar. Es bestehen jedoch

keine Alternativen ohne flussspezifische Zusatzinformationen Abflüsse zu erhalten. Im Folgenden wird daher die Eignung der empirischen Fließformeln zur Abschätzung instantaner Durchflüsse mittels eines satellitengetragenen ATI-Systems in einem Tidefluss geprüft.

Für die Verwendung der empirischen Abflussmodelle im Tidebereich erfolgt eine Modifizierung der Gl. 2.8 und Gl. 2.9. In einem tidefreien Fluss besteht keine Richtungsabhängigkeit der Strömung, daher werden für die Anwendung in der Elbe nur mit den Geschwindigkeitsbeträgen die Durchflüsse bestimmt. Die Richtungsinformation der Durchflüsse ergibt sich aus der Richtung der tiefengemittelten Geschwindigkeit. Die Durchflussbestimmung erfolgt unter der Annahme, dass das ATI-System das gesamte Testgebiet abdeckt (Brunsbüttel bis Hamburg). Zunächst erfolgt eine räumliche Mittelung entlang des Flusses (reach-averaged) der OG und der Flussbreite. Anschließend erfolgt die Anwendung der Abflussmodelle mit den über den Flussabschnitt räumlich gemittelten Größen. Zur Entwicklung der empirischen Abflussformeln durch Bjerklie *et al.* (2005b, 2003) werden ebenfalls über den Flussabschnitt gemittelte hydraulische Fließparameter benutzt.

Jeweils für beide Abflussmodelle zeigt Abb. 3.6a die abgeschätzten instantanen Abflüsse gegenüber den Referenzdurchflüssen Q_{ref} , ermittelt aus dem UnTRIM-Modelldatensatz. In der oberen Grafik (Modell) sind die Abschätzungen mit den Referenzgrößen aus dem UnTRIM-Datensatz dargestellt, mit der mittleren Geschwindigkeit über der Wassersäule V_m und den ermittelten Flussbreiten B . In der unteren Grafik (Satellit) sind die Abschätzungen aus den simulierten ATI-OG-Feldern dargestellt, mit V_{OG} (umgerechnet mit 0,85 in die mittlere Geschwindigkeit) und den Flussbreiten, inklusive der abgeschätzten Fehler. Die Fehlerbalken der simulierten ATI-abgeschätzten Durchflüsse ΔQ stellen die Summe der resultierenden Varianzen der Unsicherheiten aus der empirischen Abflussformel ΔQ_{mod} (Modellfehler) und der Messfehler ΔQ_{ATI} dar:

$$\Delta Q = \sqrt{\Delta Q_{mod}^2 + \Delta Q_{ATI}^2} \quad (3.3)$$

Die Bestimmung des Messfehlers ΔQ_{ATI} ergibt sich aus der Fehlerfortpflanzungsfunktion für das empirische Abflussmodell. Die einzelnen Messgrößen fließen wie folgt in die Berechnung ein:

1. Fehler der Messung der OG ΔV_{OG} , die absolute Messgenauigkeit simuliert als normalverteilter Fehler von $\sigma = 0,1 \text{ m/s}$ (absolute ATI-Messgenauigkeit), addiert auf die ATI-OG-Felder (vor der räumlichen Mittelung).
2. die Unsicherheit aus der Transformation der OG in die mittlere Fließgeschwindigkeit, dargestellt als Differenz zwischen dem benutzten Umrechnungskoeffizienten von 0,85 und dem für das Testgebiet ermittelten mittleren Koeffizienten von 0,73.
3. konservativ angenommen, die Genauigkeit der Ermittlung der Flussbreite mit $\Delta B = 30 \text{ m}$ (unter Annahme von schlechter Detektion der Uferlinien). Reale ATI-

Aufnahmen lassen circa eine zehnfach höhere Genauigkeit bei der Bestimmung der exakten Flussbreite erwarten, da die räumliche Auflösung der Sensoren (z.B. TerraSAR-X) im Bereich von 10 m liegt.

Die abgeschätzten Durchflüsse mit der mittleren Fließgeschwindigkeit V_m (Referenz aus UnTRIM-Modell) und der Flussbreite in Abb. 3.6a (obere Grafik, Modell) werden durch das eher allgemeingültigere Modell (Gl. 2.9) gegenüber dem Referenzdurchfluss deutlich überschätzt. Diese Überschätzung ist erwartbar, da das Modell allgemeinere Annahmen für die Approximation der Wassertiefe trifft (auf Basis des DHG-Konzepts, vgl. Abschn. 2.2). Dagegen unterschätzt das Abflussmodell durch Gl. 2.8 die Durchflüsse leicht. Die deutliche Überschätzung durch Gl. 2.9 ist nicht überraschend, aufgrund der eher allgemeingültigeren Natur des Modells (anderer Exponent b für die Approximation der Tiefe, vgl. Abschn. 2.2) (Bjerklie *et al.*, 2005b). Der Großteil der Abflüsse für die Modellkalibrierung waren niedrige bis mittlere Abflüsse, zudem enthält die Datenbank für Bjerklies Modelle keine Messungen aus Ästuaren. Ferner sind keine verzweigten Flüsse in den Kalibrierungsdaten der Datenbank enthalten.

Fließen dagegen die ATI-abgeleiteten OG und Flussbreiten in die Durchflussberechnung ein, ergibt sich ein anderes Bild (untere Grafik, Satellit). Insgesamt weisen beide Kurven niedrigere Amplituden gegenüber dem UnTRIM-Referenzabfluss auf. Gleichwohl sich Modell- und Messfehler addieren, liegt der Referenzdurchfluss in den Fehlerbereichen beider Modelle. Zwei gegenläufige Effekte führen in diesem Fall nur zu einer geringen Unterschätzung der Durchflüsse durch Gl. 2.9 (grün) und einer höheren Unterschätzung durch Gl. 2.8 (rot). Einerseits führen die Messfehler, durch das ungünstige Verhältnis von Flussrichtung und Blickrichtung des Radars in einigen Flussabschnitten und die Umrechnung der OG in die tiefengemittelte Fließgeschwindigkeit zu einer Unterschätzung der instantanen mittleren Fließgeschwindigkeiten. Andererseits tendiert Gl. 2.9 zu einer Überschätzung. Als Ergebnis steht eine leichte Unterschätzung der Durchflüsse durch Gl. 2.9. Tab. 3.1 fasst die Minima, die Maxima, die Fehler ΔQ sowie das 17-Tagesmittel der vier Durchflussschätzungen für den Bereich der gesamten Flussbreite sowie für den Bereich der Fahrrinne zusammen. Insgesamt lässt sich festhalten, dass lediglich durch die Messung der OG und der Flussbreite durch ein satellitengestütztes ATI-System brauchbare Abschätzungen der instantanen Abflüsse in einem Ästuar ermittelt werden können, mit Genauigkeiten von ungefähr der zweifachen Standardabweichung.

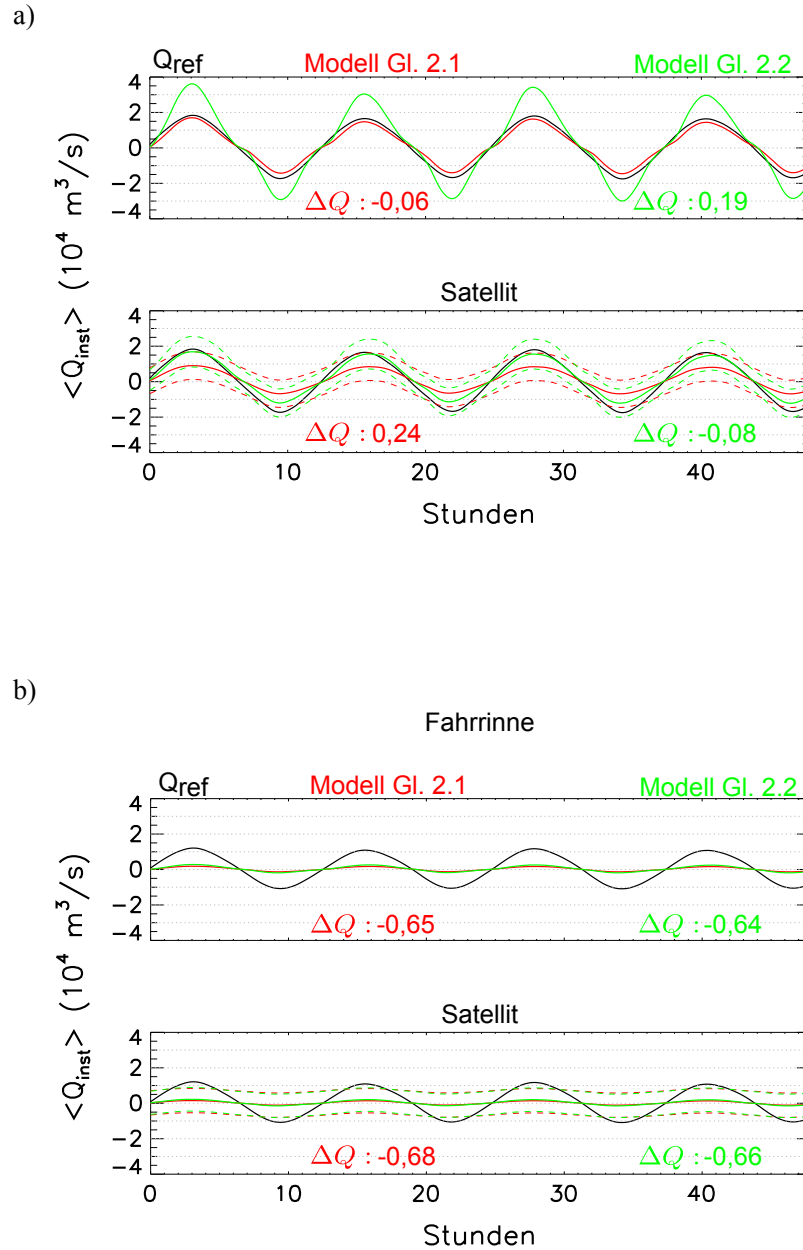


Abbildung 3.6.: Entlang des Flusses räumlich gemittelte instantane Durchflüsse über eine Periode von 48 Stunden. Schwarz repräsentiert jeweils den Referenzdurchfluss aus dem UnTRIM-Modelldatensatz. Jeweils in Rot dargestellt, die Durchflüsse mittels Gl. 2.8 (Bjerklie *et al.*, 2003) und in Grün jeweils die Durchflüsse mittels Gl. 2.9 (Bjerklie *et al.*, 2005b). a): Obere Grafik (Modell), Verwendung der tiefenge-mittelten Referenzgeschwindigkeit V_m aus dem UnTRIM-Modell und die ermittelte Flussbreite B . Untere Grafik (Satellit): Verwendung der ATI-abgeleiteten OG V_{OG} sowie die Flussbreite B . Die Fehler entsprechen den abgeschätzten Modell- plus Messfehlern (gestrichelte Linien). b): Mit korrespondierenden Farben und Linien, berechnete instantane Durchflüsse für den Bereich der Fahrrinne.

Instantane Abflüsse der Hauptfahrrinne

Der Bereich Hauptfahrrinne der Elbe muss jederzeit die Befahrbarkeit für große Containerschiffe gewährleisten. Damit einher geht eine garantierte Sohltiefe und stets die gleiche Lage der Fahrrinne (durch permanente Baggermaßnahmen). Gegenüber eines vollständig naturbelassenen Flusses lassen sich stabilere hydraulische Bedingungen erwarten. Aufgrund der geringeren Rauigkeit der Gewässersohle treten höhere Fließgeschwindigkeiten auf. Logarithmische Geschwindigkeitsprofile, auf denen die Umrechnung der OG in die mittlere Fließgeschwindigkeit basieren, prägen sich häufiger aus. Es zeigt sich, dass im Bereich der Fahrrinne das Mittel des Umrechnungskoeffizienten bei 0,89 liegt (vgl. Abb. 3.5). Aufgrund der Trägheit des Wassers kentert die Strömung in den Randbereichen deutlich eher als in der Strommitte (Zanke, 2002). Bei lateraler Mittelung werden diese Randeffekte umgangen. Untersucht wird daher, ob die größere Stabilität einiger hydraulischer Bedingungen in einer verbesserten Abschätzung aktueller Durchflüsse resultiert, d.h. ob das empirische Abflussmodell eine größere Gültigkeit besitzt. Die Fahrrinne wird definiert als der Bereich mit einer permanenten Wassertiefe größer als 14 m NN.

Abb. 3.6b zeigt eine deutliche Unterschätzung der instantanen Abflüsse verbunden mit größeren Fehlern. Insgesamt werden die Abflüsse um die Hälfte bis zu zwei Dritteln gegenüber dem Referenzdurchfluss unterschätzt. Die in der Fahrrinne auftretenden Fließgeschwindigkeiten sind leicht höher. Die Annahme eines parabolischen Gerinnequerschnitts in den Gl. 2.8 und Gl. 2.9 weicht deutlich vom tatsächlichen Querschnittprofil der Fahrrinne ab, die eher ein Rechteckprofil annimmt. So ändert sich die Flussbreite nicht mit dem Abfluss. Die im Abflussmodell angenommene Breite-Tiefenbeziehung gilt daher für die Fahrrinne nur eingeschränkt. Die Berechtigung des Versuches, den gesamten Volumenstrom des Flusses über den Bereich der hydraulisch stabileren Fahrrinne zu bestimmen, zeigt sich darin, dass etwa zwei Drittel des Volumenstroms darüber transportiert werden (vgl. Tab. 3.1). Trotz der stabileren hydraulischen Bedingungen in der Fahrrinne werden bessere Abflussschätzungen bei lateraler Mittelung über die gesamte Flussbreite der Elbe erzielt. Räumliche Mittelwerte der hydraulischen Größen werden im weiteren Verlauf der Arbeit daher durch die Mittelung über die komplette Gerinnebreite ermittelt.

3.4. Abflüsse mittels realer TerraSAR-X Daten

3.4.1. Elbe

Romeiser *et al.* (2010b) zeigen erstmalig, anhand realer TerraSAR-X ATI-Szenen, dass prognostizierte absolute Messgenauigkeiten der Strömungsgeschwindigkeiten von 0,1 m/s bei einer räumlichen Auflösung in der Größenordnung von weniger als 1 km erreicht werden können. Aus dieser Messkampagne stammen sechs reale, im experimentellen AS-Modus aufgenommene, TerraSAR-X ATI-Szenen. Daraus konnten sechs OG-Felder in Radarblickrichtung gewonnen werden. Der Aufnahmebereich befindet sich im aufsteigenden Orbit über der Elbemündung im Bereich des Medemsandes.

Tabelle 3.1.: Wertebereich der berechneten Durchflüsse (entlang des Flusses gemittelt) über den UnTRIM-Modellzeitraum von 17 Tagen. ΔQ repräsentiert den systematischen Fehler zwischen dem Referenzdurchfluss Q_{ref} und den abgeschätzten Durchflüssen Q_{Modell} und $Q_{Satellit}$.

Einheit ($10^4 \text{ m}^3/\text{s}$)	Gesamte Flussbreite				Fahrrinne			
	Min	Max	ΔQ	Mittel	Min	Max	ΔQ	Mittel
Q_{ref}	-1,75	1,83	-	0,08	-1,09	1,21	-	0,06
Q_{Modell} (Gl. 2.1)	-1,45	1,75	-0,06	0,13	-0,17	0,19	-0,65	0,02
Q_{Modell} (Gl. 2.2)	-2,99	3,74	0,19	0,26	-0,25	0,30	-0,64	0,03
$Q_{Satellit}$ (Gl. 2.1)	-0,78	0,95	-0,08	0,09	-0,13	0,15	-0,68	0,02
$Q_{Satellit}$ (Gl. 2.2)	-1,41	1,80	0,24	0,19	-0,17	0,22	-0,66	0,02

Abb. 3.7 zeigt den etwa 16 km breiten TerraSAR-X Überflugstreifen sowie die permanent operierenden Pegelmessstationen der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes (WSV) (LZ1 bis LZ4). Aufgezeichnet wurden sechs Szenen zwischen dem 07. Mai und dem 23. Juli 2008. Die Aufnahmepolarisation ist VV mit Einfallswinkeln zwischen 31° im Nahbereich (near range, westlicher Bereich des Überflugstreifens) bis 32° im Fernbereich (far range, östlicher Bereich). Die Blickrichtung der Antenne in diesem Bereich beträgt $78,6^\circ$. Leider stehen keine umfassenden In-situ-Messungen während der Aufnahmen zur Verfügung. Die im Testbereich arbeitenden Pegelmessstationen liefern punktuelle Strömungsmessungen in 2,5 m über der Gerinnesohle. Aus sicherheitsrelevanten Gesichtspunkten für die Schifffahrt befinden sich alle Messstationen außerhalb der Hauptfahrrinne. Jedoch steht das hoch aufgelöste Modell UnTRIM vom Mai 2002 zur Verfügung. Zwischen dem Jahr 2002 bis 2008 sind keine nennenswerten Baggermaßnahmen oder die Hydrodynamik beeinflussenden Maßnahmen in der Elbe vorgenommen wurden. Unter natürlichen Bedingungen ist somit davon auszugehen, dass die Strömungs- bzw. Durchflusscharakteristik im Zeitraum von einigen Jahren nahezu konstant ist. Die Variationen der instantanen Modellabflüsse für das Jahr 2002 geben somit die tatsächlichen instantanen Abflüsse im Messzeitraum (Jahr 2008) für die gleichen Tidephasen wieder. Die Modellsimulationen können aufgrund der hohen räumlichen wie zeitlichen Auflösung im Messbereich zur Referenzierung der abgeschätzten instantanen Abflüsse herangezogen werden. Ein grober Vergleich der instantanen, punktuellen Strömungsmessungen der verschiedenen Messstationen der WSV mit den Modelldaten in entsprechender Tiefe zeigt, dass die Variationen der Tideströmungen im Messbereich gut durch das Modell wiedergegeben werden. Die Unterscheidung zwischen Land- und Wasserflächen folgt der erstellten Land/Wassermaske für das UnTRIM-Modell (vgl. Abschn. 3.1). Für die Berechnungen der Abflüsse finden die aus Romeiser *et al.* (2010b) gefilterten und für die absolute Kalibrierung korrigierten OG-Felder in Radarblickrichtung Verwendung. Der Abhängigkeit der Genauigkeit der Ermittlung der OG aus dem Verhältnis der Blickrichtung des ATI-Systems zur Flussgeometrie (Annahme Fließrichtung gleich

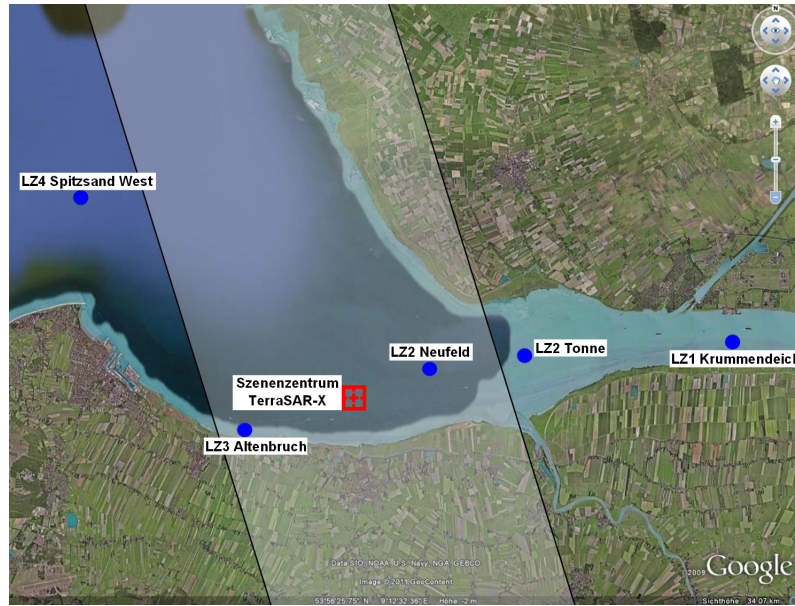


Abbildung 3.7.: Untersuchungsgebiet im Bereich des Medemsandes zwischen Cuxhaven und Brunsbüttel. In Grau, TerraSAR-X Überflugstreifen (Breite ca. 16 km) mit dem Szenenzentrum. Die blauen Kreise repräsentieren die permanent operierenden Strömungsmessstationen des WSV. (Quelle: Google Earth)

Flussrichtung) wird durch die räumlich gewichtete Mittelwertbildung Rechnung getragen (vgl. Gl. 3.5). Die räumliche Mittelung erfolgt über den gesamten Messbereich inklusive des nördlichen Stranges der Elbe, auch wenn sich besonders dort im Verlauf der sechs Jahre zwischen Modell- und Messzeitraum die Bodentopographie leicht verändert haben kann, verbunden mit einer komplizierten Fließdynamik. Abweichungen in der Abschätzung der Fließrichtung aus der Flussrichtung (Uferlinien) und somit in der resultierenden Geschwindigkeit können auftreten. Auch wenn über den südlichen Strang des Testgebietes (beinhaltet Hauptfahrrinne für den Containerschiffsverkehr) ein Großteil des Durchflusses transportiert wird, legen die gewonnen Erkenntnisse in Abschn. 3.3 nahe, die gesamte Flussbreite zur Durchflussermittlung zu benutzen (Breite schwacher Schätzer der Tiefe im empirischen Abflussmodell).

Abb. 3.8 zeigt die Variation der räumlich gemittelten instantanen Abflüsse im Testgebiet (grauer Bereich) als Funktion der Tidephase mit den dazugehörigen UnTRIM-Ergebnissen für 17 Tage (32 Tidezyklen) und den TerraSAR-X Resultaten zu den sechs Messzeitpunkten. Zum Vergleich werden beide Abflussmodelle verwendet (Gl. 2.8 und Gl. 2.9). Die Abschätzung der Fehler erfolgt mittels einer Fehlerfortpflanzungsfunktion. Der Gesamtfehler ergibt sich aus den Messfehlern ΔQ_{mess} und den Modellfehlern ΔQ_{mod} . Die Fehler bei der Abschätzung der resultierenden Fließgeschwindigkeit ergeben sich aus dem absoluten Messfehler der OG, der mit $\Delta V_{OG} = 0,1 \text{ m/s}$ angenommen wird. Hinzu addiert sich der Fehler aus der Umrechnung der OG in die mittlere Fließgeschwindigkeit, repräsentiert durch die Differenz zwischen dem allge-

mein üblichen Umrechnungskoeffizient 0,85 und dem speziell für die Elbe ermittelten Mittelwert von 0,73. Resultierend aus der Annahme, dass die Flussrichtung auch die Fließrichtung darstellt, wird aufgrund der komplexen hydraulischen Bedingungen im abgedeckten Bereich die mittlere Abweichung auf 10° gesetzt, im Vergleich zu einer ermittelten Abweichung von ca. $8,5^\circ$ für das gesamte Untersuchungsgebiet. Die Messgenauigkeit der Breite wird mit 30 m angenommen. Zum ermittelten Fehler addieren sich zusätzlich angenommene Modellfehler von 100%. Bjerklie *et al.* (2003) geben für das Abflussmodell in Gl. 2.8 (kalibriert) einen Modellfehler von 10% an, sonst liegt der Modellfehler im Bereich zwischen 50-100%. Damit ergibt sich ein Gesamtfehler ΔQ ,

$$\Delta Q = \sqrt{(\Delta Q_{mess})^2 + (\Delta Q_{mod})^2}. \quad (3.4)$$

In fünf von zwölf Fällen (beide Fließformeln) fallen die abgeschätzten Durchflüsse in die Variation des UnTRIM-Modells. Die Abweichungen aller Durchflussschätzungen fallen alle in den Bereich der Variation der numerischen Modelldaten, abgesehen von einem Fall (12.07.). Das allgemeine Abflussmodell (Gl. 2.9) liefert insgesamt leicht bessere Ergebnisse, weist jedoch größere Fehlerschwankungen auf. Mittels Gl. 2.8 findet meist eine Unterschätzung der Durchflüsse statt. Romeiser *et al.* (2010b) ermittelten für den 09.06. die größten Abweichung der OG gegenüber dem UnTRIM-Modell. Überraschenderweise weisen die TerraSAR-X Abschätzungen für diesen Fall nicht die größten Abweichungen auf. Nur für den südlichen Bereich betrachtet, steigen die Abweichungen der Durchflussschätzungen an. Die Fließformeln scheinen die natürliche Fließdynamik besser wiederzuspiegeln als nur für den durch Baumaßnahmen geprägten südlichen Strang im Untersuchungsgebiet. Die Modellannahme eines parabolischen Gerinnequerschnitts greift in diesem Bereich nicht (eher rechteckig). Durch Hinzunahme der etwas flacheren nördlicheren Rinne nähert sich die Gerinneprofilform wieder dem angenommen parabolischen Profilform der empirischen Abflussmodelle an. Da die Abflussformeln durch Potenzfunktionen dargestellt werden, verschärfen sich geringfügige Abweichungen der Annahmen zwischen Abflussmodell und den Gegebenheiten im Testgebiet. Dies führt bei hohen Durchflussraten zu großen Abweichungen der berechneten instantanen Abflüsse (z.B. am 12.07.). Damit bestätigen sich die Untersuchungen aus Abschn. 3.3. Abweichungen resultieren im Wesentlichen aus den Abflussmodellen als durch Fehler bei der Geschwindigkeitsmessung. Eine Modellkalibrierung würde eine deutliche Verbesserung der Abflussschätzungen mit sich bringen. Die dafür notwendigen Messwerte stehen in der Regel nicht zur Verfügung. Eine mögliche auf Bodenmessungen beruhende Kalibrierung widerspricht zudem dem Ansatz, Volumenströme in Flüssen mittels Fernerkundung abzuschätzen ohne aufwendige In-situ-Messungen gewinnen zu müssen. Die ermittelten Nettoflüsse für die Messperiode ergaben keine brauchbaren Resultate, da die Anzahl von sechs Messzeitpunkten nicht ausreicht um das Tidesignal in der Messreihe zu reduzieren. Erstmalig konnten durch reale ATI-Messungen instantane Abflüsse ermittelt werden. Die Ergebnisse bestätigen die theoretischen Untersuchungen in Abschn. 3.3 zur Anwendbarkeit der empirischen Abflussmodelle in Tidegebieten. Fehler bei

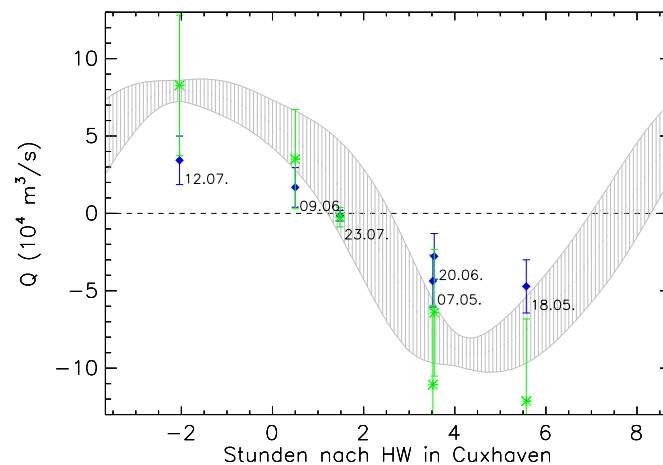


Abbildung 3.8.: Zeitliche Variation der räumlich gemittelten instantanen Abflüsse (grauer Bereich, für 32 Tidezyklen) als Funktion der dazugehörigen Tidephase des UnTRIM-Modells. In Blau, mittels TerraSAR-X berechnete instantane Abflüsse durch Gl. 2.8. In Grün, zum Vergleich die berechneten instantanen Abflüsse mittels Gl. 2.9.

der Schätzung der instantanen Abflüsse resultieren mehr aus den verwendeten Modellen als aus den gemessenen ATI-OG und Oberflächenflussbreiten. Der Aufnahmebereich ist während Niedrigwasser durch ausgedehnte Wattflächen gekennzeichnet. Die bestehende Flussgeometrie ist deutlich komplexer als die, der verwendeten Flussabschnitte in der Datenbank, die Bjerklie *et al.* (2005b, 2003) zur Entwicklung der empirischen Abflussmodelle herangezogen hat.

3.4.2. Lena

Ein weiterer Datensatz von drei realen TerraSAR-X ATI-Aufnahmen (experimenteller AS-Modus) stehen für die Lena zur Verfügung. Die Aufzeichnung der Szenen in VV-Polarisation erfolgte zwischen dem 10. Juli und 1. August 2010 mit Einfallswinkeln zwischen $31,8^\circ$ im Nahbereich (östl. Bereich in Szene) und $32,3^\circ$ im Fernbereich (westl. Bereich). Im Testgebiet befindet sich die Pegelmessstation Kusur ($70,68^\circ$ N; $127,39^\circ$ O), die am Ausgang des Lena EZG (ca. 2,43 Mio. km²) tägliche Abflüsse erfasst. Abb. 3.9 zeigt das Testgebiet sowie die drei TerraSAR-X-ATI Szenen (Stripmap-Modus, ca. 16 km Breite) der gemessenen OG. Zu den drei Messzeitpunkten stehen noch nicht kalibrierte tägliche Abflussmessungen zum Vergleich zur Verfügung. Die Lena drainiert im langjährigen Mittel ca. 16.770 m³/s (Global Runoff Data Center, GRDC). Der langjährige, mittlere monatliche Abfluss im Untersuchungszeitraum am Pegel Kusur beträgt etwa 40.000 m³/s (ArcticRIMS, <http://rims.unh.edu>). Die Prozessierung der TerraSAR-X ATI-Rohdaten erfolgte in

der Abteilung SAR-Signalverarbeitung des Instituts für Methodik der Fernerkundung am Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR). Die Ableitung der OG-Felder aus den SAR-Bildern geschah durch R. Romeiser von der University of Miami (Abteilung Applied Marine Physics), einer der führenden Experten im Bereich der ATI-Prozessierung. Die Methodik der Geschwindigkeitsbestimmung (Prozessierung, Korrektur) orientiert sich dabei an der Vorgehensweise für das Elbe-Testgebiet in der Arbeit von Romeiser *et al.* (2010b).

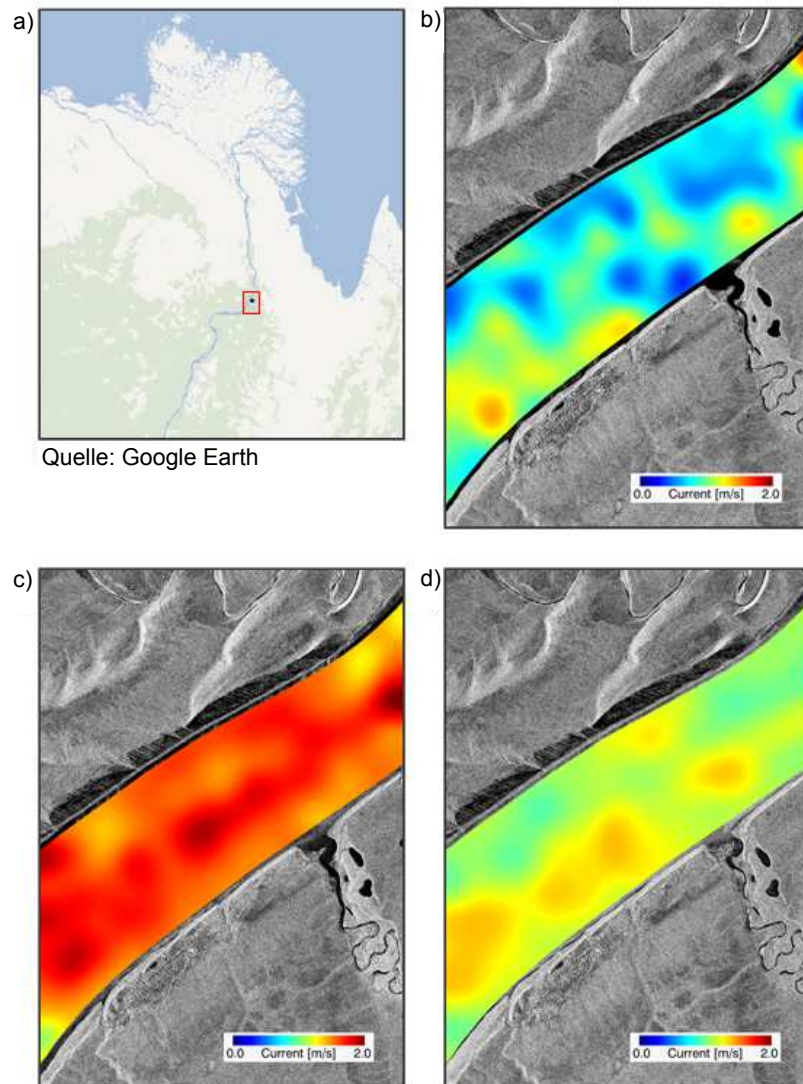


Abbildung 3.9.: a) Lage des Lena-Testgebietes am Messpegel Kusur ($70,68^{\circ}$ N; $127,39^{\circ}$ O). TerraSAR-X ATI-Szenen der abgeleiteten OG-Felder in Flussrichtung a) 10. Juli, b) 21. Juli und c) 1. August 2010.

Die jeweiligen OG in Flussrichtung werden entlang des Flusses räumlich gemittelt. Die Abschätzung der mittleren Fließgeschwindigkeit erfolgt mit dem Umrechnungs-

koeffizienten 0,85 (Rantz, 1982). Aus den SAR-Daten wird die Strommitte des Flussabschnittes ermittelt. Orthogonal zur dieser Linie der Strommitte werden die Oberflächenquerschnitte gebildet. Die mittlere Flussabschnittsbreite ergibt sich dann aus dem Mittel aller Flussquerprofile.

Die berechneten mittleren Fließgeschwindigkeiten und Breiten des Flussabschnittes fließen zur Abschätzung der instantanen Abflüsse in die empirischen Abflussmodelle ein. Abb. 3.10 zeigt zu den drei Messzeitpunkten die berechneten instantanen Abflüsse (Abflussmodelle in Gl. 2.8 und Gl. 2.9) mit den Fehlern im Vergleich zu den In-situ-Abflüssen (schwarz) der Pegelmessstation Kusur. Die Abschätzung der Fehler erfolgt mittels einer gaußschen Fehlerkalkulation, unter der Annahme, dass der absolute Fehler der OG-Messung mit 0,1 m/s, der Fehler der Messung der Breite 30 m und die Abweichung der angenommen Fließrichtung von der Flussrichtung 5° betragen. Nach Smith & Pavelsky (2008) beträgt die Differenz zwischen den korrigierten und den unkorrigierten täglichen Abflussmessungen ca. 6%. Der absolute Fehler der korrigierten Abflussmessungen auf Tagesbasis am Pegel Kusur wird ebenfalls mit 6% angegeben. Somit weisen die Referenzmessungen einen absoluten Fehler von etwa 12% auf (markiert als grauer Bereich in Abb. 3.10).

Im Gesamten folgen die abgeschätzten Abflüsse dem Verlauf der Referenzmessungen. Die höchsten Abflüsse treten am 21. Juli auf, mit einer gemessenen mittleren OG von etwa 1,63 m/s (vgl. Abb. 3.9c). Den Referenzmessungen des Abflusses zufolge ist die niedrigsten OG am 01. August zu erwarten. Die Satellitenmessungen weisen jedoch mit mittleren gemessenen OG von 0,83 m/s die niedrigsten Werte am 10. Juli auf (Abb. 3.9b). Dadurch werden die Abflüsse deutlich unterschätzt. Nach R. Romeiser (pers. Kommunikation) sind die Abschätzungen der OG zu diesem Messzeitpunkt unzureichend. Die Gründe für die deutliche Unterschätzung der abgeschätzten OG liegen eindeutig in der geringen Rauigkeit der Wasseroberfläche infolge des schwachen Windes von etwa 2 m/s im Tagesmittel (<http://meteo.infospace.ru>), trotz dessen die Windrichtung mit 160° für die Ableitung der OG günstig ist. Für qualitative ATI-Strömungsmessungen sind Windgeschwindigkeiten von etwa 5 m/s erforderlich. Analog zu den theoretischen Untersuchungen und den realen TerraSAR-X ATI-Aufnahmen in der Elbe scheint Modell in Gl. 2.8 den Abfluss zu unterschätzen, wohingegen Modell in Gl. 2.9 zu einer Überschätzung tendiert. Dies ist insofern überraschend, da die Anwendung der Fließformeln in einem Flussabschnitt ohne Tideeinfluss stattfindet. Außerdem sind während der Messzeitpunkte die Uferlinien klar detektierbar und die Flussgeometrie im Flussabschnitt ist weniger komplex, d.h. die hydraulischen Bedingungen des Flussabschnittes sind als quasi gleichförmig anzusehen. Aufgrund der geringen Datenlage sind jedoch keine gesicherten Aussagen darüber zu treffen, ob die Abweichungen der abgeschätzten Abflüsse im Wesentlichen auf Modellungenauigkeiten oder auf Messfehler der OG zurückzuführen sind. Neben der erforderlichen Flussbreite von mindestens 300 m, besitzt die Windinduzierung zur Erzeugung der Rauigkeit der Wasseroberfläche einen entscheidenden Einfluss auf die Qualität der ATI-Geschwindigkeitsmessung und somit auf die Abflussschätzung.

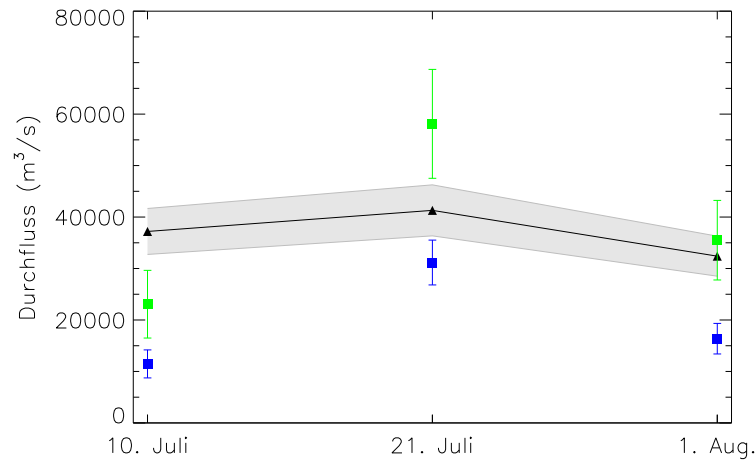


Abbildung 3.10.: Abgeschätzte instantane Abflüsse der Lena vom 10. Juli bis 1. August 2010. In Blau, Abflüsse mittels Gl. 2.8. In Grün, Abflüsse mittels Gl. 2.9 sowie in Schwarz, die unkorrigierten Abflussmessungen (Tagesbasis) am Pegel Kusur mit den abgeschätzten absoluten Fehlern (grauer Bereich).

3.5. Anzahl an Messungen

Um Nettotransporte ermitteln zu können, muss das Tidesignal aus den Messreihen entfernt werden. Ohne die exakten Tidekomponenten kennen zu müssen, können mittels dem in Abschn. 2.6.1 vorgestellten Ansatz, die Tidesignale aus den gemessenen Zeitserien hinreichend reduziert werden. Je öfter ein Fluss regelmäßig abgetastet wird, desto besser kann das Tidesignal entfernt werden. Die Anzahl der Überflüge und damit der Messungen hängt neben den Orbitparametern des Satelliten auch von der geographischen Breite des Testgebietes ab, zum Beispiel können Flüsse der hohen Breiten häufiger innerhalb eines Wiederholungszyklus überflogen werden, als Flüsse nahe des Äquators.

Um eine optimale Abtastperiode zu identifizieren, wird der vorgestellte Mittelwertschätzer auf die OG-Zeitserien angewendet und die Konstanten a_0 als Funktion der Anzahl an Messungen N_{samp} und verschiedener Abtastperioden τ_s bestimmt. Die Berechnungen werden für insgesamt 840 Abtastperioden durchgeführt, beginnend bei $\tau_s = 1$ h, in stündlichen Schritten bis zu $\tau_s = 35$ Tage. Abb. 3.11 zeigt für die verschiedenen Abtastperioden die Abweichungen der mittleren OG ΔV_{OG} (Konstanten a_0 in Gl. 2.15) als Funktion der Anzahl an Messungen N_{samp} von der als tidefrei angenommenen Referenz-OG (Konstante u_0 in Gl. 2.12). Zum Vergleich werden die berechneten ΔV_{OG} für die Wiederholungszyklen von TerraSAR-X (11 Tage), der SWOT-Satellitenmission (22 Tage) sowie TOPEX/Poseidon (9,9157 Tage) aufgetragen. Die Effektivität der Reduzierung des Tidesignals hängt im Wesentlichen von

der Anzahl an Messungen ab, weniger von der verwendeten Abtastperiode. Aus dem Mittel über alle Abtastperioden τ_s (schwarz) zeigt sich, dass mindestens 30 Messungen (Unterschätzung <10%) nötig sind, um eine stabile Abschätzung der mittleren OG zu erhalten. Mit TerraSAR-X und TOPEX/Poseidon muss mindestens 15 mal gemessen werden, um ein Schätzniveau (Überschätzung <10%) zu erreichen. Auf diesem Niveau schwanken jedoch mit jeder weiteren Abtastung die Abschätzungen der OG-Konstanten noch, bis etwa 55 Messungen (Unterschätzung <1%) erreicht sind. Mit dem Satelliten der SWOT-Mission muss mindestens 20 mal gemessen werden, um ein Niveau für relativ stabile Schätzwerte zu erreichen. Die Grenze für eine Verringerung der Schwankungen liegt ebenso bei etwa 55 Messungen. Insgesamt betrachtet, sobald ein Niveau erreicht ist, variieren die Werte um den Nullpunkt, konvergieren aber zu diesem mit steigender Anzahl an Messungen. Unabhängig von der Abtastperiode, unter Verwendung des entwickelten Mittelwertschätzers sind in etwa 30 Messungen notwendig um ein Niveau für relativ stabile mittlere Schätzungen zu erreichen, d.h. mit einer Über- oder Unterschätzung von weniger als 10% der OG. Ab etwa 55 Messungen sind nur geringe Abweichungen von weniger als 1% gegenüber dem Referenzwert zu verzeichnen.

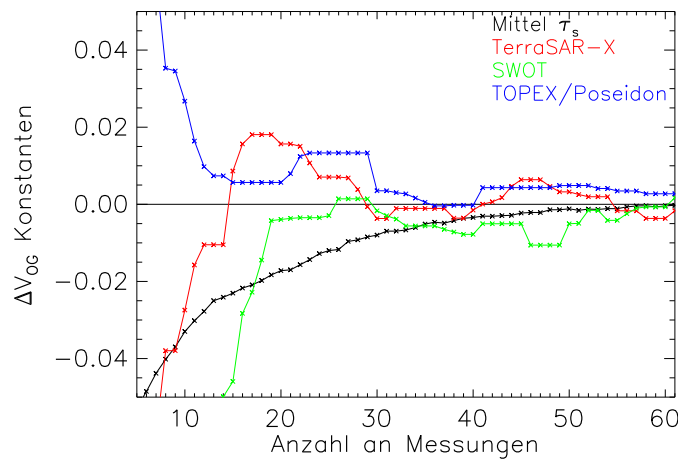


Abbildung 3.11.: Für verschiedene Abtastperioden τ_s , die Abweichungen der berechneten Konstanten (Mittelwertschätzer) der OG ΔV_{OG} vom Referenzwert als Funktion der Anzahl an Messungen N_{samp} . In Schwarz, das Mittel über 840 Abtastperioden, von $\tau_s = 1$ h, in stündlichen Schritten bis 35 Tage. Zum Vergleich, die berechneten Konstanten der OG ΔV_{OG} für die Abtastperiode von TerraSAR-X, der SWOT-Mission und von TOPEX/Poseidon.

Unter Einbeziehung von aufsteigenden und absteigenden Satellitenbahnen lässt sich die Anzahl der Messungen innerhalb eines Wiederholungszyklus steigern, auch wenn andere Flussabschnitte überflogen werden. Dadurch wird der Fluss in der Regel

unregelmäßig abgetastet. Die Güte der Abschätzung hängt auch von der Zeitdifferenz Δt der Messungen innerhalb des Wiederholungszyklus des Satelliten ab. Daher wird untersucht wie sich, unter Verwendung der vorgestellten Methode zur Reduzierung des Tidesignals, die Konstanten a_0 für zeitlich versetzte Überflüge innerhalb eines Wiederholungszyklus ändern. Simuliert wird ein Szenario, bei dem das Testgebiet zweimal innerhalb eines Wiederholungszyklus von 11 Tagen (TerraSAR-X) überflogen wird, als Funktion der Anzahl der Messungen. Die Zeitdifferenz Δt der zwei Messungen innerhalb des 11-Tage Wiederholungszyklus wird variiert und erhöht sich um jeweils 1 h. Abb. 3.12 zeigt die Abweichung der OG ΔV_{OG} als Funktion der Differenz des Messzeitpunktes Δt für verschiedene Anzahl an Messungen. Erkennbar ist, dass die Abweichung der Konstanten a_0 der OG ΔV_{OG} gegenüber dem als tidefrei angenommenen Referenzwert (Konstante u_0 aus Gl. 2.12) von der Differenz der Messzeitpunkte Δt abhängt. Genauere Betrachtungen zeigen, dass die Variabilitäten über Δt im Wesentlichen der Modulation durch die M_2 -Gezeit unterliegen. 10 Messungen (schwarz) reichen nicht aus, um stabile Abschätzungen zu gewinnen, unabhängig von der Zeitdifferenz beider Messzeitpunkte. Eine Verbesserung der Abschätzung nach 20 Messungen (rot) ist sichtbar. Eine deutliche Verringerung der Abweichungen tritt nach 33 Messungen (grün) ein, die Konstanten der OG werden nicht mehr als 40% unterschätzt (max. 20% überschätzt). Nach 66 Messungen (blau) werden die OG mit maximal 20% über- und unterschätzt.

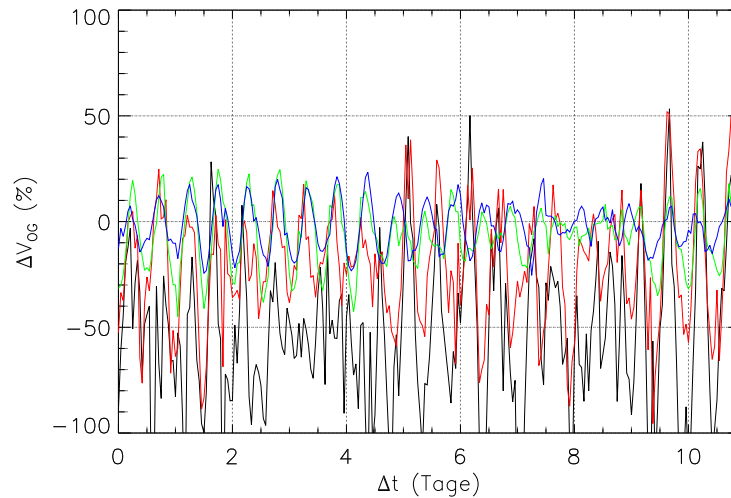


Abbildung 3.12.: Änderungen der mittleren OG ΔV_{OG} (Anwendung des Mittelwertschätzers) als Funktion der Differenz des Messzeitpunktes Δt , für zwei Überflüge innerhalb eines Wiederholungszyklus von 11 Tagen (TerraSAR-X). Simuliert wird jeweils eine unterschiedliche Anzahl an Messungen $N_{samp}=10$ (schwarz), 20 (rot), 33 (grün) (1 Jahr) und 66 (blau) (2 Jahre).

Auch in dieser Untersuchung zeigt sich, dass zwar eine Abhängigkeit von der Zeitdifferenz zwischen den Messungen (innerhalb eines Wiederholungszyklus) besteht, jedoch wird die Effektivität der Reduzierung des Tidesignals im Wesentlichen durch die Anzahl an Messungen bestimmt.

3.6. Abschätzung von Nettovolumentransporten

In Abschn. 3.3 wird gezeigt, dass brauchbare instantane Abflüsse mittels eines satellitengetragenen ATI-Systems abgeschätzt werden können, nur unter Verwendung der gemessenen Oberflächengeschwindigkeit und der Flussbreite. Ferner wird die erfolgreiche Anwendung des Mittelwertschätzers dargelegt, dessen Effektivität im Wesentlichen von der Anzahl an Messungen abhängt. Diese kann durch die Verwendung von verschiedenen auf- und absteigenden Satellitenüberflügen innerhalb des Wiederholungszyklus über einen Fluss gesteigert werden. Dadurch besteht die Möglichkeit schneller zu einer stabilen Schätzung der gesuchten mittleren Größen zu gelangen. Somit können auch zeitveränderliche Signale höher aufgelöst werden (z.B. Jahresgang). Auch kann der Fluss zudem komplett abgedeckt werden, wenn auch zu unterschiedlichen Zeitpunkten. Im Folgenden wird daher eine realistische TerraSAR-X Messsimulation präsentiert, um aus den Satellitenüberflügen Nettovolumentransporte abzuschätzen.

Zunächst wird der Fluss zwischen Cuxhaven und Hamburg entsprechend den auf- und absteigenden TerraSAR-X Überflügen im Stripmap-Modus, innerhalb des 11-Tage Wiederholungszyklus, eingeteilt. Nach Untersuchungen von Romeiser *et al.* (2007) eignet sich für TerraSAR-X ATI-Messungen in Flüssen besonders der Stripmap-Modus, mit einer effektiven Szenenbreite von ca. 16 km. Für die Auswahl der Szenen werden aktuelle TerraSAR-X Überflüge des Untersuchungsgebiets mit Einfallswinkeln zwischen 27° und 38° berücksichtigt. Dieser Einfallswinkelbereich ist am vielversprechendsten für ATI-Strömungsmessungen (persönliche Kommunikation mit R. Romeiser). Mit der gegebenen Konfiguration überfliegt TerraSAR-X das Testgebiet der Elbe zu drei Zeitpunkten ($t = 0, 4,4$ Tage und $5,9$ Tage) innerhalb des Wiederholungszyklus. Abb. 3.13 zeigt die TerraSAR-X Stripmap-Modus Szenen über der Elbe zu den verschiedenen Überflugszeitpunkten. Um die absolute TerraSAR-X ATI-Messgenauigkeit der OG im Stripmap-Modus zu simulieren (Romeiser *et al.*, 2010b), wird auf alle instantanen OG-Felder der ausgewählten Flussabschnitte ein zufälliger, normalverteilter Fehler von $\sigma = 0,1$ m/s addiert. Für alle nachfolgenden Berechnungen wird der Bereich zwischen Cuxhaven und Brunsbüttel ausmaskiert, weil in diesem Gebiet die Detektion der Ufergrenzen nur schwer möglich ist und die hydraulischen Gegebenheiten den Bedingungen der empirischen Abflussformel kaum entsprechen. Alle nachfolgenden Berechnungen basieren auf den möglichen Überflügen von TerraSAR-X über der Elbe, die unterschiedlich kombiniert werden. Es bestehen zwei fundamental verschiedene Vorgehensweisen, um aus ATI-Satellitenbeobachtungen zu Nettoabflüssen zu gelangen. Ein Ansatz besteht darin,

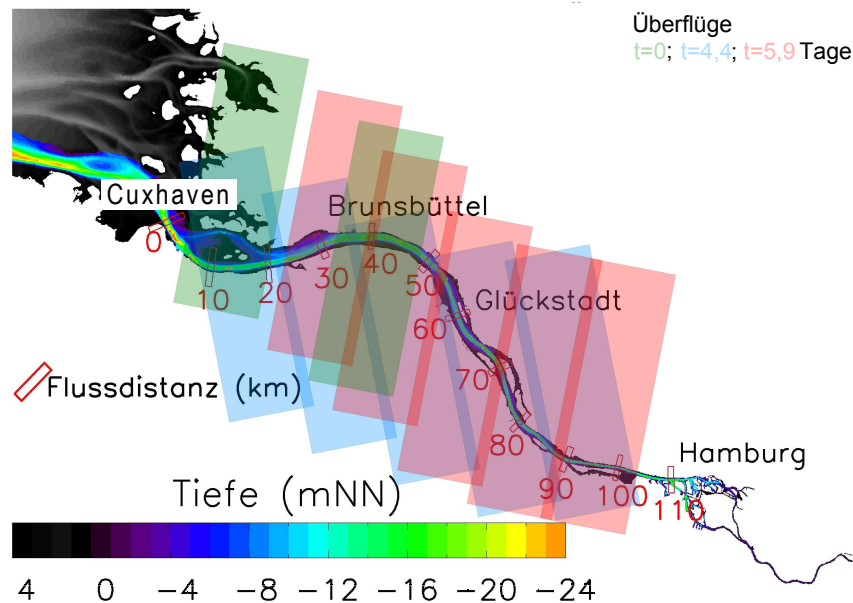


Abbildung 3.13.: Schematisch, TerraSAR-X ATI-Szenen im Stripmap-Modus innerhalb des 11-Tage Wiederholungszyklus zu den verschiedenen Überflugszeitpunkten. In Grün, absteigender Orbit $t = 0$; In Blau, aufsteigender Orbit $t = 4,4$ Tage und in Rot, absteigender Orbit $t = 5,9$ Tage.

aus den Messreihen der instantanen hydraulischen Parameter das Tidesignal zu reduzieren (Mittelwertschätzer), dann räumlich zu mitteln und anschließend die Abflüsse zu berechnen (im Folgenden Methode A). Eine andere Möglichkeit ist, zunächst die instantanen hydraulischen Parameter räumlich zu mitteln, mittels der empirischen Abflussformel Durchflüsse abzuschätzen und anschließend den Mittelwertschätzer auf die abgeschätzten Abflussquantitäten anzuwenden (Methode B). Theoretisch steht Methode B im Konflikt mit dem Gültigkeitsbereich des Abflussmodells, da dieses nur auf stationäre Abflussbedingungen anwendbar ist. Die Abflussmodelle liefern trotzdem brauchbare Schätzungen für den instantanen Abfluss (vgl. Abschn. 3.3). Daher ist es interessant zu sehen, wie sich die Ergebnisse gegenüber Methode A verhalten und ob die empirischen Abflussmodelle auch für die Berechnung von Nettoabflüssen geeignet sind. Im Folgenden werden beide Vorgehensweisen erläutert, um aus den verschiedenen ATI-Satellitenszenen die Nettoabflüsse zu berechnen. Zudem erfolgt eine detaillierte Abschätzung der Fehler.

3.6.1. Methode A

In Methode A wird zunächst der Mittelwertschätzer auf die Zeitreihen (aus den Satellitenszenen) der instantanen hydraulischen Parameter angewendet, dann räumlich gemittelt und anschließend die Abflüsse berechnet.

Für jeden Überflug werden die instantanen OG-Felder über den Fluss quergemittelt.

telt und die dazugehörige Oberflächenflussbreite bestimmt. Die OG beinhaltet den absoluten ATI-Messfehler (zufälliger, normalverteilter Fehler) der Geschwindigkeit von 0,1 m/s. Für jeden Flusspunkt i innerhalb der jeweiligen Satellitenszene wird dann der Mittelwertschätzer angewendet, woraus sich die OG parallel zur Radarblickrichtung $V_{R,i}$ und die Flussbreite B_i ergeben. Nach Gl. 3.1 wird die OG $V_{O,i}$ in Flussrichtung berechnet. Wie in Abschn. 3.1 diskutiert weist die Geschwindigkeit V_O unterschiedliche Genauigkeiten innerhalb des Flussabschnittes (Satellitenszene) auf. Unter Annahme der Parallelität der Fluss- und Fließrichtung hängt die Genauigkeit der abgeleiteten OG in Flussrichtung $V_{O,i}$ vom Verhältnis der Blickrichtung des ATI-Systems zur Flussrichtung ab. Um diese Fehler zu berücksichtigen, werden für die räumliche Mittelwertbildung entlang des Flusses (über die Satellitenszene) die mit dem Mittelwertschätzer bestimmten OG V_{OG} entsprechend dem Fehler gewichtet, indem sie vor dem Aufaddieren durch das Quadrat ihrer Fehler geteilt werden. Die durch den Mittelwertschätzer bestimmten, räumlich gewichtete OG für die Satellitenszene $\bar{V}_{OG}$ ergibt sich aus:

$$\bar{V}_{OG}(sat. scene) = \frac{\sum_{i=1}^N \frac{V_{O,i}}{\Delta V_{O,i}^2}}{\sum_{i=1}^N \frac{1}{\Delta V_{O,i}^2}}, \quad (3.5)$$

mit N der Anzahl an Flusspunkten und $\Delta V_{O,i}$ dem Fehler der OG $V_{O,i}$. Der Messfehler der OG $\Delta V_{O,i}$ wird durch eine Fehlerfortpflanzungsfunktion nach Gauß bestimmt:

$$\Delta V_{O,i}(sat. scene) = \sqrt{\left(\frac{1}{\cos\theta} \cdot \Delta V_R\right)^2 + \left(V_{R,i} \cdot \frac{\sin\theta}{\cos^2\theta} \cdot \Delta\theta\right)^2}, \quad (3.6)$$

mit θ dem Winkel zwischen der Satellitenblick- $\vec{e}_{sat}$ und der Flussrichtung $\vec{e}_{fluss}$. Hier wird $\Delta\theta = 8,5^\circ$ angenommen und stellt die mittlere Abweichung zwischen Fließ- und Flussrichtung dar (vgl. Abschn. 3.1). ΔV_R stellt den Fehler der mittleren OG dar. Als Schätzer des Fehlers dient der RMSE, der ermittelt wird aus:

$$\Delta V_R(sat. scene) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (V_{L,i} - V_{L,i,ref})^2}, \quad (3.7)$$

mit $V_{L,i,ref}$ der Referenzoberflächenfließgeschwindigkeit, die durch den konstanten Term u_0 aus Gl. 2.12 repräsentiert wird. ΔV_R (RMSE) ist konstant innerhalb des Flussabschnittes (Satellitenszene).

Aus der mittleren (Mittelwertschätzer) und entlang des Flussabschnittes (über die Satellitenszene) gemittelten OG $\bar{V}_{OG}$ wird die tiefengemittelte Fließgeschwindigkeit $\bar{V}$ durch die Multiplikation mit dem Korrekturfaktor von 0,85 bestimmt. Die Umrechnung erfolgt erst nach der Anwendung des Mittelwertschätzers, da theoretisch der Korrekturfaktor nur für stationäre Fließbedingungen Gültigkeit besitzt. Entsprechend dem Abflussmodell in Gl. 2.8 ergibt sich der Nettoabfluss Q wie folgt:

$$Q = k_1 \cdot \bar{B}^{1,46} \cdot \bar{V}^{1,39}, \quad (3.8)$$

mit $k_1 = 0,23$ dem konstanten Koeffizient und $\bar{B}$ der über den Flussabschnitt gemittelten Flussbreite. Der Fehler der Abflussberechnung $\Delta\bar{Q}$ ist:

$$\Delta\bar{Q}(sat. \text{ scene}) = k_1 \sqrt{(\bar{V}^{1,39} \cdot 1,46 \cdot \bar{B}^{0,46} \cdot \Delta\bar{B})^2 + (\bar{B}^{1,46} \cdot 1,39 \cdot \bar{V}^{0,39} \cdot \Delta\bar{V})^2}, \quad (3.9)$$

mit $\bar{V} = 0,85 \cdot \Delta\bar{V}_{OG}$. Der Fehler der räumlich gewichtet gemittelten OG $\Delta\bar{V}_{OG}$ ist:

$$\Delta\bar{V}_{OG} = \sqrt{\frac{1}{\sum_{i=1}^N \frac{1}{\Delta V_{OG,i}^2}}}, \quad (3.10)$$

mit i dem Flusspunkt und $\Delta V_{OG,i}$ dem Fehler der OG (vgl. Gl. 3.6). $\Delta\bar{B}$ stellt den Fehler der Flussbreite dar und wird abgeschätzt durch:

$$\Delta\bar{B} = \frac{\sigma}{\sqrt{N}}, \quad (3.11)$$

mit σ der Standardabweichung der Flussbreite entlang des jeweiligen Flussabschnittes und N Anzahl der Flussquerschnitte (Flusspunkte).

3.6.2. Methode B

Ein anderer Ansatz Nettoabflüsse aus den verschiedenen ATI-Überflügen zu berechnen besteht darin, dass zunächst die instantanen Abflüsse mittels der Abflussformel für jede Satellitenszene (Flussabschnitte) bestimmt werden und anschließend der Mittelwertschätzer auf diese Quantitäten angewendet wird. Auch wenn die empirischen Abflussmodelle nur eine eingeschränkte Gültigkeit unter instationären Abflussbedingungen (Tideeinfluss) besitzen, so konnte in Abschn. 3.3 gezeigt werden, dass sich brauchbare instantane Abflüsse ermitteln lassen.

Analog zu Methode A werden die gemessenen OG-Felder quergemittelt und die entsprechenden Flussbreiten bestimmt. Diese OG beinhalten bereits den absoluten Messfehler der Geschwindigkeit durch die ATI-Technik von ca. 0,1 m/s. Nach Gl. 3.1 wird die OG $V_{O,i}$ in Flussrichtung berechnet und aus der Multiplikation der $V_{O,i}$ mit dem Koeffizienten von 0,85 die tiefengemittelte Geschwindigkeit abgeschätzt. Anschließend wird, ebenso wie in Methode A, die OG und die Flussbreite über den Flussabschnitt räumlich gewichtet gemittelt, in Abhängigkeit vom Flusspunkt i (vgl. Gl. 3.5). Mit der über den Flussabschnitt räumlich gewichtet gemittelten und tiefengemittelten Geschwindigkeit $\bar{V}$ und der Flussbreite $\bar{B}$ werden unter Verwendung von Gl. 2.8 instantane Abflussreihen $\bar{Q}(t)$ pro Satellitenszene (Flussabschnitt) berechnet. Anschließend wird der Mittelwertschätzer angewendet, woraus sich die Nettoabflüsse Q ergeben.

Die Abschätzung der Fehler der Nettoabflüsse ΔQ unterscheidet sich gegenüber Methode A. In Methode A wird der RMSE als Schätzer für den Fehler für die OG gebildet. Die OG stellt die Richtungskomponente parallel zur Radarblickrichtung für

eine Anzahl an Flusspunkten $V_{R,i}$ (innerhalb der Satellitenszene) dar. Dieser Ansatz funktioniert bei Methode B nicht, da nur ein instantaner Abflusswert, gemittelt über den Flussabschnitt, bestimmt wird. Folglich ist die Bildung des RMSE zwischen dem räumlich gemittelten (über Flussabschnitt) instantanen Abfluss $\overline{Q}(t)$ und einem Referenzabfluss nicht möglich. Um trotzdem ein Fehlermaß für $\overline{Q}(t)$ anzugeben, wird der Fehler numerisch berechnet. Hierbei werden Abflusszeitreihen für 1000 Realisationen $\overline{Q}^*(t)$ gebildet, indem zu jedem Zeitpunkt ein zufälliger, gaußverteilter Fehler $\Delta\overline{Q}(t)$ hinzuaddiert wird. $\Delta\overline{Q}(t)$ ergibt sich wiederum aus der Fehlerfortpflanzung für die verwendete empirische Abflussformel (vgl. Gl. 3.9 bei Methode A). Für jede der Realisationen der Zeitserien der Abflüsse $\overline{Q}^*(t)$ wird ebenfalls der Mittelwertschätzer angewandt und die jeweiligen Nettoabflüsse Q^* werden abgeschätzt. Damit kann der Fehler der Nettoabflüsse ΔQ aus dem Ensemble-RMSE berechnet werden:

$$\Delta Q = \sqrt{\sum_{i=1}^N (Q^* - Q_{ref})^2}, \quad (3.12)$$

mit $N=1000$ der Anzahl der Realisationen, Q^* Nettoabfluss der n -ten Realisation und Q_{ref} der Abflusskonstante u_0 aus Gl. 2.12. Somit ergeben sich ebenfalls für jeden Überflug (Flussabschnitt) Nettoabflüsse Q mit der Abschätzung der dazugehörigen Fehler ΔQ .

3.7. Abtastungssimulationen

Neben der Art der Berechnung der Nettoabflüsse nach Methode A (Q_A) und Methode B (Q_B) werden verschiedene Abtastungsansätze getestet. Ein Ansatz besteht darin, dass die verschiedenen Überflüge (Flussabschnitte) getrennt verarbeitet werden. Auf Grundlage der TerraSAR-X Simulationen im Stripmap-Modus können alle 11 Tage für jeden Flussabschnitt Messungen durchgeführt werden (gleichmäßige Abtastung). Die räumliche Mittelung über den jeweiligen Flussabschnitt erfolgt nach der Anwendung des Mittelwertschätzers.

Ein anderer Ansatz besteht darin, dass die verschiedenen Überflüge innerhalb des Wiederholungszyklus zu einer Zeitreihe kombiniert werden. Diese Vorgehensweise erlaubt eine höhere Abtastrate (im Fall von TerraSAR-X drei Mal innerhalb des Wiederholungszyklus von 11 Tagen). Aufgrund der häufigeren, aber unregelmäßigen, Abtastung, kann das Tidesignal schneller reduziert werden. Die Möglichkeit der Kombination der zeitlich versetzten Überflüge ist nur unter der Annahme zulässig, dass die hydraulischen Parameter entlang des Flusses quasi konstant sind. Aufgrund der höheren Abtastung mit dieser Methode können zeitveränderliche Signale besser aufgelöst werden. Dies ist besonders wichtig in Flüssen wie der Elbe, die einem starken Gezeiteneinfluss unterliegen.

Im Folgenden werden beide Methoden zur Berechnung der Nettotransporte für die verschiedenen Abtastungssimulationen (gleichmäßig und ungleichmäßig) getestet. In allen Fällen findet für die Berechnung der Abflüsse das Modell nach Gl. 2.8

Verwendung. Die Messungen werden für Mittelungsperioden von 3, 4, 6 und 12 Monaten simuliert. Der gesamte simulierte Zeitraum beträgt sechs Jahre. Dies entspricht ungefähr der typischen Lebenszeit eines Erdbeobachtungssatelliten. Zusätzlich wird ein Jahresgang der Geschwindigkeit der Elbe eingeführt, um realistischere Abtastzeitreihen zu simulieren. Die Abschätzung der Amplitude der Geschwindigkeit erfolgt aus dem langfristigen mittleren Abfluss $Q_m \approx 711 \text{ m}^3/\text{s}$, dem langfristigen monatlichen maximalen sowie minimalen Abfluss ($Q_{\min} \approx 550 \text{ m}^3/\text{s}$, $Q_{\max} \approx 1550 \text{ m}^3/\text{s}$) am Pegel Neu Darchau (IKSE, 2005), etwa 50 km stromaufwärts vom Wehr Geesthacht gelegen. Die jeweiligen Abflussgrößen Q_m , $Q_{\min}$ und $Q_{\max}$ eingesetzt in das empirische Abflussmodell in Gl. 2.8 und nach der Geschwindigkeit umgestellt, ergibt eine abgeschätzte jährliche Amplitude für die mittlere Fließgeschwindigkeit von ca. 0,009 m/s.

3.7.1. Gleichmäßige Abtastung

Simulierte Messzeitreihen mit einer gleichmäßigen Abtastung alle 11 Tage für den jeweiligen Überflugstreifen dienen als Eingang für die Mittelwertschätzung. Anschließend erfolgt eine räumliche Mittelung über die jeweiligen Überflugstreifen und damit die Flussabschnitte. Die Berechnung der Abflüsse erfolgt getrennt nach Methode A (Q_A) und Methode B (Q_B).

Abb. 3.14 zeigt die berechneten Nettoabflüsse inklusive der abgeschätzten Fehler. Wie zu erwarten, wird für eine 12-monatige Mittelungsperiode das Tidesignal am besten reduziert und die genauesten Nettoabflüsse (Abweichung von ca. 30%) ermittelt. Die räumlich zusammengefassten Überflüge (nach der Mittelwertschätzung) für eine 12-monatige Mittelungsperiode entsprechen 100 Messungen. Zwischen den einzelnen Jahren existieren noch Variationen, da die Tidesignale nicht vollständig entfernt werden. Deutlich zeigt sich, dass eine 3-monatige Mittelungsperiode (8 Messungen pro Flussabschnitt) nicht ausreicht, um das Tidesignal so weit zu reduzieren, dass sich brauchbare Abflussschätzungen ergeben. Auch eine 4-monatige Mittelungsperiode (11 Messungen pro Flussabschnitt) reicht nicht für die Bestimmung von brauchbaren Abflüssen aus. Mit einer 6-monatigen Mittelungsperiode (17 Messungen pro Flussabschnitt) werden realistische Abflüsse ermittelt. Der Referenzabfluss (Konstante u_0 aus Gl. 2.12) liegt im Bereich beinahe aller Fehlerbalken von Q_A . Im Gesamten weist Q_A sehr geringe Abweichungen gegenüber den Referenzabflüssen auf und unterschätzt diese leicht. Dagegen überschätzt Q_B sichtlich die Abflüsse. Dabei weist Q_B größere Variationen auf als Q_A . Für die Mittelungsperiode von 3, 4 und 6 Monaten ist das Signal des simulierten Jahresganges der Geschwindigkeit nicht detektierbar. Es liegt unter dem Rauschen.

Methode A ergibt bessere Abflussschätzungen und produziert geringere Variationen. Das Fehlschlagen von Methode B lässt sich aus dem Gültigkeitsbereich der empirischen Abflussformeln erklären. Diese sind nicht für instationäre Abflussbedingungen gültig, d.h. zur Abschätzung von instantanen Abflüssen (Methode B) unter Tideeinfluss. Dementsprechend produzieren die empirischen Abflussmodelle große Fehler. Daher ist Methode A für die Berechnung der Nettoabflüsse vorzuziehen. Beispielsweise

lassen sich mit einer gleichmäßigen Abtastung alle 11 Tage durch TerraSAR-X über 6 Monate (17 Messungen) an den verschiedenen Flussabschnitten realistische Abflüsse mit Fehlern im Bereich von 60% berechnen.

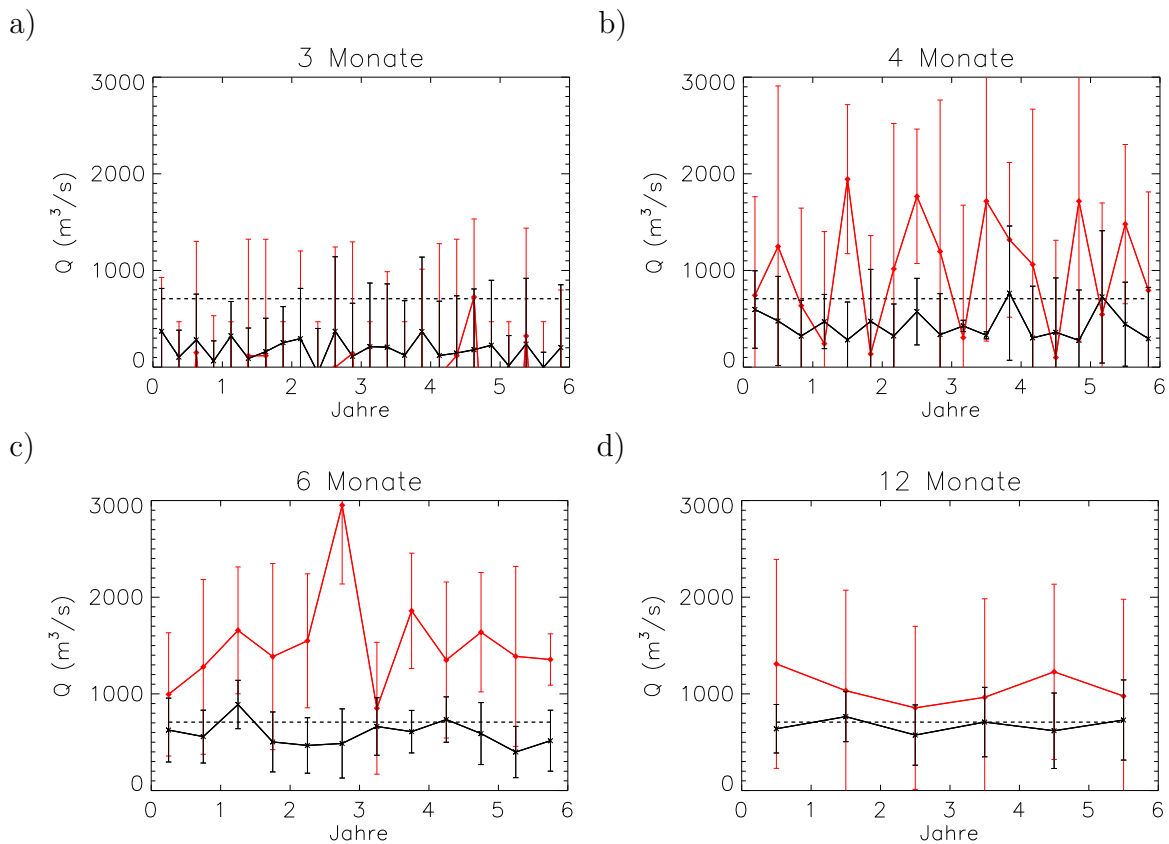


Abbildung 3.14.: Berechnete Nettoabflüsse mit den dazugehörigen Fehlern bei einer gleichmäßigen Abtastung alle 11 Tage, für simulierte Mittelungsperioden von jeweils 3, 4, 6 und 12 Monaten (a-d). Die gesamte simulierte Zeitspanne beträgt 6 Jahre. In Schwarz, Nettoabflüsse mittels Methode A Q_A und in Rot mittels Methode B Q_B . Die schwarz gestrichelte Linie repräsentiert den Referenzabfluss (räumliches Mittel der Konstante u_0 aus Gl. 2.12).

3.7.2. Ungleichmäßige Abtastung

Wie beschrieben, kann die Elbe drei Mal innerhalb des 11-Tage Wiederholungszyklus von TerraSAR-X abgetastet werden, wenn die verfügbaren Überflüge entlang des Flusses zu einer Zeitserie zusammengefasst werden. Aufgrund der großen Fehler von Methode B bei der Berechnung der Nettoabflüsse, wird im Folgenden nur Methode A berücksichtigt. Abb. 3.15 zeigt die Resultate der Simulationen. Insgesamt betrachtet, zeigt sich eine sichtbare Verbesserung der Abflussschätzungen bei geringeren

Abweichungen (kleinere Fehlerbalken), im Vergleich zu den Simulationen mit einer gleichmäßigen Abtastung. Für eine Abtastungsperiode von 2 Monaten existieren noch beachtliche Variationen zwischen den einzelnen Abflusswerten verbunden mit großen Fehlerbalken. Allerdings ergibt bereits eine 3-monatige Abtastungsperiode (24 Messungen) brauchbare Berechnungen der Abflüsse (Fehler ca. 60%). Eine 6-monatige Abtastungsperiode zeigt deutlich verbesserte Abflüsse. Das relativ schwache Signal des Jahresganges im Untersuchungsgebiet ist in allen Simulationen ebenso wie bei der gleichmäßigen Abtastung nicht zu detektieren. Eine kontinuierliche Abtastung über ein Jahr (100 Messungen) führt zu Abflussberechnungen mit Abweichungen gegenüber dem Referenzabfluss (Konstante u_0 aus Gl. 2.12) im Bereich von 20% bis 30%, verbunden mit sehr geringen abgeschätzten Fehlern im Bereich von weniger als zehn Prozent. Insgesamt lässt sich festhalten, dass sich die berechneten Abflüsse gegenüber der gleichmäßigen Abtastsimulation verbessern, geringere Variationen zwischen den einzelnen Mittelungsperioden auftreten und die angegebenen Fehlerbalken kleiner sind. Brauchbare Abflussberechnungen lassen sich bereits nach 3 bis 4 Monaten (24 bis 33 Messungen) ermitteln, gegenüber einer minimalen Mittelungsperiode von 6 Monaten (50 Messungen) bei einer gleichmäßiger Abtastung.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass für die Berechnung von Nettoabflüssen der Mittelwertschätzer zunächst auf die hydraulischen Größen angewendet sollte und anschließend das empirische Abflussmodell benutzt werden sollte. Für das Untersuchungsgebiet ergibt das Zusammenfassen der räumlich verschiedenen Überflüge von TerraSAR-X zu einer Zeitserie (ungleichmäßige Abtastung) bessere Abflussberechnungen. Für realistische Abflussberechnungen sind mindestens 20 Messungen (Abweichung der gesuchten mittleren Geschwindigkeit <10%) notwendig. Ohne zusätzliche flussspezifische Informationen lassen sich aus ATI-Beobachtungen von ungefähr einem Jahr (ca. 100 Messungen) Abflüsse mit Fehlern gegenüber dem Referenzabfluss von 20% bis 30% ermitteln.

3.8. Abschätzung der Wassertiefe

Die Wassertiefe stellt eine zentrale Größe für die Abflussberechnung dar, kann aber wie erläutert nicht routinemäßig mittels der Fernerkundung erfasst werden. Allerdings lassen sich aufgrund der Messung der Geschwindigkeit und der Flussbreite Angaben zur Wassertiefe treffen.

Wird für die Elbe ein parabolischer Gerinnequerschnitt angenommen, besteht ein Zusammenhang zwischen der Flussbreite B und der Wassertiefe d . Dieser Zusammenhang ergibt sich, wenn die Gerinnesohle durch eine parabolische Funktion beschrieben wird (vgl. Abb. 3.16):

$$f(x) = ax^2 + bx + c \quad (3.13)$$

Die Koeffizienten a , b , c erhält man durch die Randbedingungen

$$f(x=0) = 0; \quad f(x=B) = 0; \quad f(x=\frac{B}{2}) = -d$$

Damit ergibt sich

$$f(x) = \frac{4d}{B} \cdot x \left(\frac{x}{B} - 1 \right) \quad (3.14)$$

Die Funktion $f(x)$ integriert, ergibt die Querschnittsfläche A :

$$A = \int_0^B f(x) \cdot dx, \quad (3.15)$$

damit ergibt sich die maximale Tiefe für einen parabolischen Gerinnequerschnitt:

$$d = \frac{2}{3} \cdot B \quad (3.16)$$

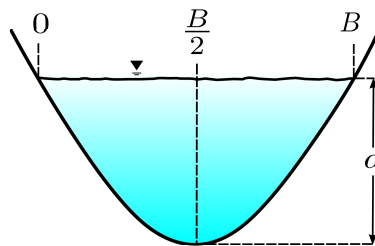


Abbildung 3.16.: Zusammenhang zwischen der Wassertiefe d und der Flussbreite B für einen parabolischen Gerinnequerschnitt.

Mit der Geschwindigkeit und der Flussbreite kann unter Anwendung der empirischen Fließformeln (vgl. Gl. 2.8 und Gl. 2.9) der Abfluss bestimmt werden. Zunächst werden die als tidebefreit angenommenen OG-Felder (Konstanten u_0 aus Gl. 2.12) und die bestimmten Flussbreiten entlang des Flusses räumlich gemittelt. Im Untersuchungsgebiet erfolgt die räumliche Mittelung über eine Länge von ca. 65 km zwischen Brunsbüttel und Hamburg, da in diesem Bereich die geometrischen und hydraulischen Bedingungen im Fluss stabiler sind (z.B. klare Detektion der Uferlinien). Der berechnete Abfluss Q_{Bj} , die tiefengemittelte Geschwindigkeit V_m und die Flussbreite B eingesetzt in die allgemeine Abflussgleichung in Gl. 2.2 und umgestellt, ergeben die maximale Wassertiefe d_{Bj} :

$$d_{Bj} = \frac{3}{2} \cdot \frac{Q_{Bj}}{V_m \cdot B} \quad (3.17)$$

Zum Vergleich wird auch mittels der GMS-Formel (Gl. 2.5) die Wassertiefe bestimmt. Dies ist möglich, da für Flüsse mit einem großen Breiten/Tiefen-Verhältnis gilt, dass der hydraulische Radius R_h der mittleren Wassertiefe $\bar{d}$ entspricht ($R_h \approx \bar{d}$). Daher lässt sich aus der tiefengemittelten Fließgeschwindigkeit V_m , der Wasseroberflächenneigung S und des Gerinnebeiwertes k_{St} die Tiefe bestimmen. Im Testgebiet wird die Wasseroberflächenneigung aus den Konstanten u_0 des Wasserstandes aus Gl. 2.12 (Referenzwert) ermittelt. Hierbei wird $k_{St} = 35 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ angenommen, gültig für natürliche Gerinne mit mäßigem Geschiebe (Schröder *et al.*, 1999). Damit ergibt sich für die GMS-Formel die Tiefe d_{GMS} :

$$d_{GMS} = \left(\frac{V}{k_{st} \cdot S^{1/2}} \right)^{3/2} \quad (3.18)$$

Tab. 3.2 gibt die ermittelten maximalen Flusstiefen d , die Differenz D sowie die abgeschätzten Fehler Δd für die Anwendung der Gl. 2.8 (Bjerklie-2003), der Gl. 2.9 (Bjerklie-2005) sowie der Gl. 2.5 (GMS-Formel) an.

Die Flusstiefe wird durch das Modell in Gl. 2.8 (Bjerklie-2003) sehr gut abgeschätzt. Die leichte Unterschätzung gegenüber der Referenztiefe d_{ref} (ca. 9,33 m) liegt innerhalb des abgeschätzten Fehlers Δd . Das Modell in Gl. 2.9 (Bjerklie-2005) mit den allgemeiner gehaltenen Annahmen zur Approximation der Tiefe überschätzt die ermittelte Tiefe im Testgebiet um ca. 2,5 m. Das Ergebnis liegt damit etwa im Bereich des 2-fachen des abgeschätzten Fehlers. Deutlich erkennbar ist, dass eine Abschätzung der Flusstiefe unter Verwendung der GMS-Formel fehlschlägt. Die deutliche Unterschätzung resultiert daraus, dass die Annahme der Parallelität des Wasseroberflächen- und Sohlgefälles in der Flussmündung nicht gültig ist. Mit den beiden anderen Modellen (Bjerklie-2003 & -2005) können dagegen Wassertiefenabschätzungen realisiert werden. Somit lassen sich durch die Messung der Geschwindigkeit und der Flussbreite mit einem ATI-System sowohl Volumentransporte bestimmen als auch Aussagen zur maximalen Flusstiefe treffen. Anlehnend zu den Untersuchungen in Abschn. 3.7 kann zudem geschlossen werden, dass für realistische Tiefenschätzungen mindestens vier bis sechs Monate lang mit TerraSAR-X (Wiederholungszyklus 11 Tage) gemessen werden muss. Für eine Mittelungsperiode von 12 Monaten liegen die Abweichungen der abgeschätzten Wassertiefen im Bereich der Resultate von Tab. 3.2.

Tabelle 3.2.: Geschätzte maximale Wassertiefen d , die Differenz D zur mittleren Referenztiefe d_{ref} sowie die Fehler Δd . Die Abschätzungen von Bjerklie-2003 beziehen sich auf Gl. 2.8, von Bjerklie-2005 auf Gl. 2.9 sowie auf die GMS-Formel (vgl. Gl. 2.5).

(m)	d	$D(d - d_{ref})$	Δd
Bjerklie-2003	8,82	-0,51	0,97
Bjerklie-2005	11,91	+2,58	1,16
GMS-Formel	0,76	-8,57	0,06

3.9. Zusammenfassung

Ein ATI-System misst lediglich die Oberflächengeschwindigkeitskomponente in Radarblickrichtung. Diese Geschwindigkeitskomponente wird mit den UnTRIM-Modelldaten simuliert. Daraus wird ein komplettes zweidimensionales Geschwindigkeitsfeld bestimmt, auf Basis der Annahme, dass die Fluss- gleich der Fließrichtung (parallel zu den Flussufern) ist. Für die Elbe wird eine mittlere quadratische Abweichung von $8,5^\circ$ von dieser Annahme ermittelt. Weicht die Fluss- von der Fließrichtung ab, spielt die Differenz zwischen der Satellitenblick- und Flussrichtung eine Rolle. Beträgt diese mehr als 60° , kann eine Über- bzw. Unterschätzung der gemessenen Geschwindigkeiten durch die ATI von mehr als dem Doppelten auftreten. Diese Bereiche sollten für Untersuchungen ausmaskiert werden.

Die aus der ATI-Methode gewonnenen Oberflächenfließgeschwindigkeiten müssen für die Berechnung von Volumentransporten in tiefengemittelte Fließgeschwindigkeiten umgerechnet werden. Dies erfolgt traditionell unter der Annahme, dass die tiefengemittelte Fließgeschwindigkeit ca. 85% der OG beträgt (logarithmisches Geschwindigkeitsprofil). Auch wenn in einem Ästuar, so auch in der Elbe, die Annahme nur bedingt gilt (mittlerer bestimmter Umrechnungsfaktor 0,73), wird in dieser Arbeit die tiefengemittelte Fließgeschwindigkeit mit Hilfe des Umrechnungsfaktors 0,85 aus der OG ermittelt. Denn bei Geschwindigkeitsmessungen in anderen Flüssen stehen oftmals keine flussspezifischen Informationen zur Verfügung.

Mit Hilfe eines satellitengestützten ATI-Systems lassen sich simultan die Oberflächengeschwindigkeit und die Flussbreite in Flüssen messen. Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, dass sich aus der Erfassung dieser hydraulischen Parameter realistische instantane Abflüsse erzielen lassen. Gleichwohl die zur Abflussberechnung verwendeten empirischen Abflussformeln nicht für den Einsatz in tidebehafteten Flüssen konzipiert sind. Die Referenzabflüsse liegen für beide Modelle (Gl. 2.8 und Gl. 2.9) im Fehlerbereich der ATI-ermittelten instantanen Volumentransporte. Anhand realer TerraSAR-X ATI-Aufnahmen (AS-Modus) über der Tideelbe und der Lena konnten die theoretischen Untersuchungen zur Bestimmung instantaner Abflüsse, sowohl in einem tidebehafteten wie auch tidefreien Fluss, bestätigt werden. Für die Berechnung von Nettovolumentransporten sind die Messreihen jedoch zu kurz. Die Ergebnisse für die Lena deuten darauf hin, dass bei Flüssen im Landesinneren die geringe Oberflächenrauigkeit des Wassers aufgrund der geringen Windgeschwindigkeit den größten Einfluss auf die Genauigkeit der Messung der OG besitzt.

Für die Berechnung von Nettovolumentransporten muss das Tidesignal aus den Messreihen entfernt werden. Unter Verwendung des in dieser Arbeit entwickelten Mittelwertschätzers sind im Mittel mindestens 30 Messungen nötig, um zu einem relativ stabilen mittleren Signal (Unterschätzung $<10\%$) der Messgröße zu gelangen. Mit TerraSAR-X können im Untersuchungsgebiet bereits nach etwa 20 Überflügen brauchbare Schätzwerte (Überschätzung $<10\%$) der gesuchten mittleren Geschwindigkeit ermittelt werden. Die Untersuchungen belegen, dass die bestimmende Größe zur effektiven Reduzierung des Tidesignals die Anzahl der Messungen darstellt, weniger die Abtastperiode des Satelliten. Durch Einbeziehung von auf- und absteigenden

Überflügen kann ein Fluss zu verschiedenen Zeiten mehrmals innerhalb des Wiederholungszyklus überflogen werden. Daher wird der Einfluss von zwei zeitlich versetzten TerraSAR-X Überflügen innerhalb des Wiederholungszyklus von 11 Tagen untersucht. Die Effektivität der Reduzierung des Tidesignals wird weniger durch den zeitlichen Versatz der Messungen, sondern im Wesentlichen durch die Anzahl der Messungen bestimmt.

Zur Berechnung von Nettoabflüssen werden TerraSAR-X Überflüge über der Elbe simuliert. Die Elbe wird zu drei verschiedenen Zeitpunkten innerhalb des 11-tägigen Wiederholungszyklus an unterschiedlichen Flussabschnitten überflogen. Dabei wird getestet, ob durch die räumliche wie zeitliche Kombination der verschiedenen Überflüge eine Verbesserung der Berechnung der Nettotransporte möglich ist. Zunächst werden zwei verschiedene Methoden zur Berechnung der Nettovolumentransporte getestet, die sich im Wesentlichen durch die Reihenfolge der Berechnungen unterscheiden. Die Untersuchungen ergeben, dass aus den Zeitreihen der gemessenen hydraulischen Größen zunächst das Tidesignal entfernt, dann die Größen über den Flussabschnitt räumlich gewichtet gemittelt (Einbezug der Differenz Satellitenblick- zu Flussrichtung) und anschließend die empirische Abflussformel angewendet werden sollte.

Neben der Art und Weise der Berechnung der Nettoabflüsse, wird auch die Art und Weise der Abtastung (regelmäßig und unregelmäßig) getestet. Für den Fall der Elbe ergibt die Simulation, dass eine Zusammenfassung der verschiedenen Überflüge entlang des Flusses (innerhalb des Wiederholungszyklus) zu einer Zeitreihe (ungleichmäßige Abtastung), die Ergebnisse und die Fehler der ermittelten Nettovolumentransporte verbessert. Die Simulationen ergeben, dass mittels TerraSAR-X bereits nach 3 bis 4 Monaten brauchbare Nettoabflüsse mit einem Fehler in der Größenordnung von 70% ermittelt werden können. Wird die Elbe kontinuierlich über ein Jahr lang observiert (ca. 100 Messungen), liegen die Abweichungen vom Referenzabfluss bei 20% bis 30% und damit im Bereich der Genauigkeiten traditioneller, kontaktloser, bodengestützter Abflussmessmethoden wie der GMS-Formel.

Aus der Messung der Geschwindigkeit und der Flussbreite ergibt sich zudem die Möglichkeit, Aussagen zur Flusstiefe zu treffen. Anhand von drei Modellen werden Wassertiefen abgeschätzt. Für Modell in Gl. 2.8 (Bjerkli *et al.*, 2003) liegen die Abweichungen der Wassertiefen innerhalb des abgeschätzten Fehlers. Für Modell in Gl. 2.9 (Bjerkli *et al.*, 2005b) liegt das Ergebnis etwa im Bereich des 2-fachen des abgeschätzten Fehlers. Die Berechnung der Wassertiefe unter Verwendung der Wasseroberflächenneigung schlägt dagegen fehl, da im Untersuchungsgebiet das mittlere Sohlgefälle nicht dem mittleren Wasseroberflächengefälle entspricht.

Die Analysen zeigen insgesamt, dass mittels der simultanen Messung der OG und der Flussbreite sowohl instantane Abflüsse und noch genauer Nettotransporte in einem tidebehafteten Fluss bestimmt werden können. Die Fehler der abgeschätzten Abflüsse resultieren weniger aus den Ungenauigkeiten der ATI-Geschwindigkeitsmessungen, sondern vielmehr aus den Ungenauigkeiten durch die verwendeten empirischen Abflussformeln. Aufgrund des verhältnismäßig einfachen Ansatzes, d.h. nur zwei hydraulische Parameter müssen erfasst werden und es sind keine weiteren Kenntnisse

zur Abschätzung der gesuchten mittleren hydraulischen Größe (Reduzierung Tidesignal in Messreihen) nötig, ist die Methodik leicht auf andere Flüsse übertragbar. Nach Aussage von Bjerklie *et al.* (2005b) können bei der Messung der OG durch die ATI-Technologie und in Kombination mit Wasserstandsmessungen (Ableitung der Oberflächenneigung) Abflussschätzungen substantiell verbessert werden, im Vergleich zur alleinigen Nutzung von Wasserstandsmessungen. Auch die in Bjerklie *et al.* (2003) entwickelten empirischen Fließmodelle zur Abflussberechnung zeigen unter Hinzunahme des Geschwindigkeitsterms verbesserte Berechnungen der Abflussmengen. Im nachfolgenden Kapitel soll daher überprüft werden, inwieweit die Aussage gilt, dass die Kombination von Geschwindigkeits-, Wasserstands- und Flussbreitenmessungen zu einer spürbaren Verbesserung der Abflussschätzungen führt, auch für die Anwendung in einem tidebehafteten Fluss.

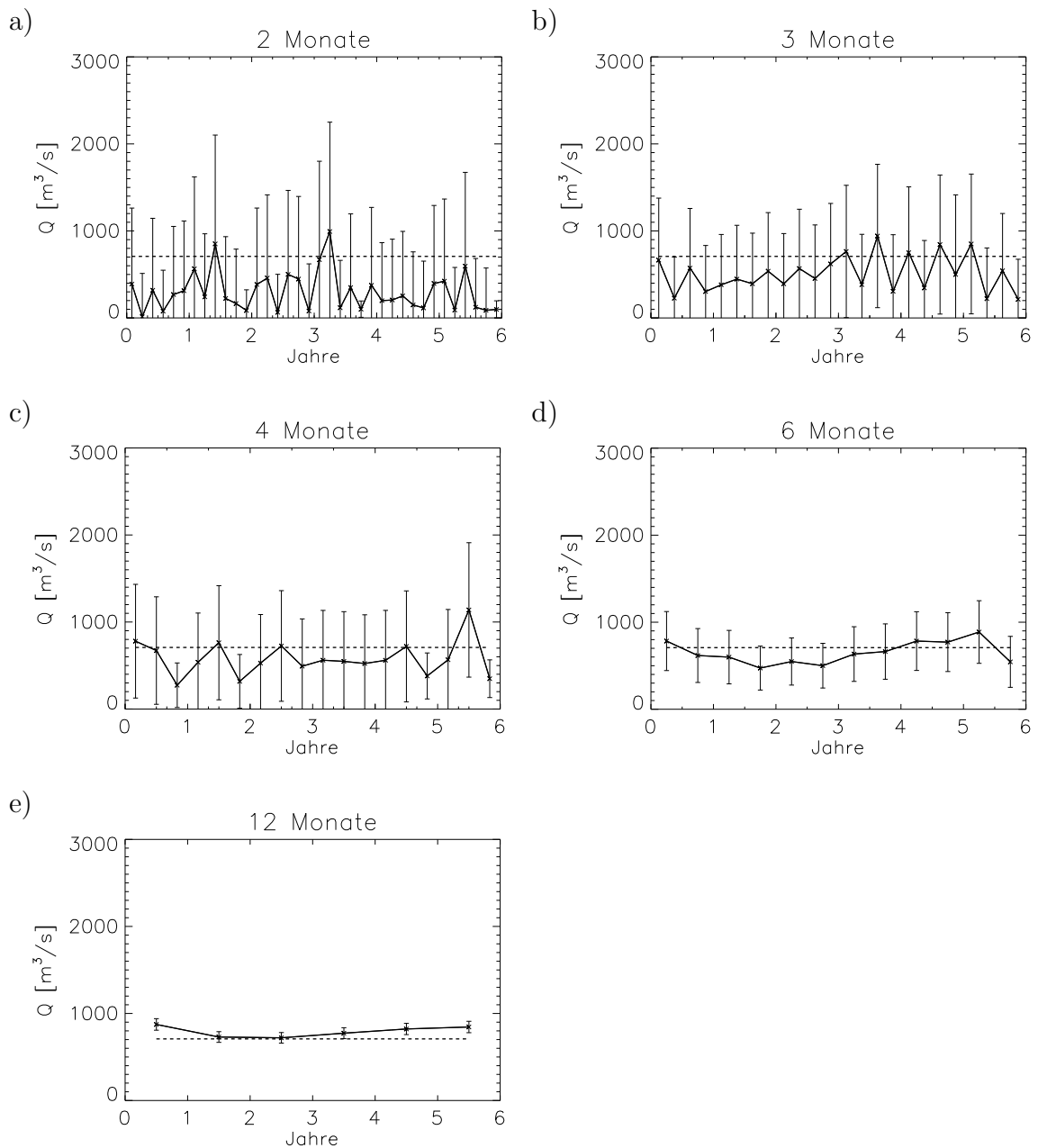


Abbildung 3.15.: Berechnete Nettoabflüsse (nur Methode A) mit den dazugehörigen Fehlern bei einer ungleichmäßigen Abtastung alle 11 Tage, für simulierte Mittelungsperioden von jeweils 2, 3, 4, 6 und 12 Monaten (a-e). Die gesamte simulierte Zeitspanne beträgt 6 Jahre. Die schwarz gestrichelte Linie repräsentiert den Referenzabfluss (räumliches Mittel der Konstante u_0 aus Gl. 2.12).

4. Abflussschätzung mittels Wide-Swath-Altimetrie (SWOT-Mission)

Gegenüber den für Ozeananwendungen konzipierten Altimetermissionen wie z.B. TOPEX/Poseidon gestattet die zukünftige Satellitenmission SWOT auch die flächenhafte Erfassung von terrestrischen Wasserständen, verbunden mit einer deutlich größeren räumlichen Abdeckung (vgl. Abschn. 2.3.3). Aus den gemessenen Wasserständen lassen sich Neigungen ermitteln und in Verbindung mit weiteren hydraulischen Parametern Abflüsse berechnen. Das Konzept der SWOT-Mission sieht nicht vor, Süßwassereinträge in den Ozean zu überwachen, obwohl dies einen möglichen Anwendungsbereich darstellt. Daher soll im Folgenden die Eignung der abbildenden Altimetrie, auch in Kombination mit möglichen Geschwindigkeitsmessungen, für die Abschätzung von Volumentransporten in Flussmündungen und tidebehafteten Flüssen untersucht werden.

4.1. SWOT-Orbits

Ausgehend von den Bahnparametern und den technischen Spezifikationen des Ka-Band Radar Interferometer (KaRIN) (vgl. Tab. 2.1) werden in dieser Arbeit mögliche Satellitenbahnen für die SWOT-Mission simuliert. Abb. 4.1 zeigt die Geometrie eines Satellitenorbits in Bezug zur Erdoberfläche. Die Position des Nadirpunktes des Satelliten (geogr. Länge und Breite) ergibt sich hierbei aus (Rees, 2001):

$$\sin b = \sin \phi \sin i, \quad (4.1)$$

wobei b die geographische Breite, ϕ den Winkel darstellt, der von den Punkten P , E , Ω eingeschlossen wird, und $i = 78^\circ$ die Inklination des Orbits des SWOT-Satelliten an der Äquatorialebene (von Süd nach Nord gleich aufsteigender Orbit; von Nord nach Süd gleich absteigender Orbit) darstellt. Die geographische Länge l des Nadirpunktes berechnet sich wie folgt:

$$l = l_0 + \arctan 2 \left(\frac{\cos \phi}{\cos b}, \frac{\tan b}{\tan i} \right), \quad (4.2)$$

wobei l_0 den Orbitstartpunkt am Äquator darstellt. Da der exakte Orbitstartpunkt l_0 noch nicht bekannt ist, wird dieser zunächst auf Null gesetzt.

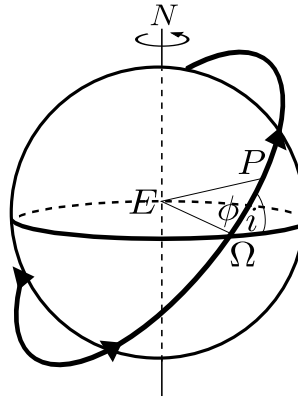
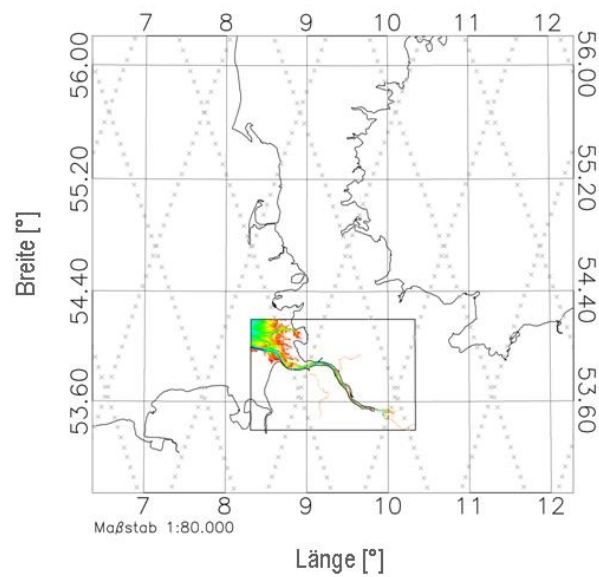


Abbildung 4.1.: Schematische Darstellung des kreisförmigen Satellitenorbits in Bezug zur Erdoberfläche, nach Rees (2001). E ist der Erdmittelpunkt, N der Nordpol, P die momentane Satellitenposition und Ω der Knotenpunkt. Der Term i gibt die Inklination des Orbits an der Äquatorialebene an und ϕ stellt den Winkel von den Punkten P , E , Ω dar.

Die simulierten, sich kreuzenden, virtuellen SWOT-Bahnen für das Testgebiet der Elbe zeigt Abb. 4.2a. Zu acht verschiedenen Zeitpunkten innerhalb des 22-Tage Wiederholungszyklus streift der SWOT-Satellit das Testgebiet. Daraus werden vier Überflüge ausgewählt. Als ein Auswahlkriterien dient die Größe der abgedeckten Flussabschnitte, die sich aus der speziellen SWOT-Abbildungsgeometrie (vgl. Abb. 2.2) ergibt. Denn in der 20 km breiten Nadirlücke sind keine Messungen möglich. Das zweite Auswahlkriterium berücksichtigt die hydraulischen Bedingungen für die Anwendbarkeit der empirischen Fließformeln. Der Anwendungsbereich ist eingeschränkt auf das Gebiet zwischen Brunsbüttel und Hamburg, da die Flussufer klar zu detektieren sind. Für diesen Bereich sind zu vier Zeitpunkten pro Wiederholungszyklus des Satelliten ($t = 4,8, 7,2, 13,8$ und $20,2$ Tage) Wasserstandsmessungen möglich. Die Ausdehnung der vier Szenen zeigt Abb. 4.2b. Insgesamt ergeben sich aus den simulierten Satellitenbahnen 66 Wasserstandsmessungen pro Jahr. Zum Vergleich, TerraSAR-X überfliegt die Elbe mit einer regelmäßigen Abtastung von 11 Tagen 33 mal pro Jahr. Zudem deckt der Satellit der SWOT-Mission aufgrund der Breite des Überflugstreifens von 140 km, gegenüber TerraSAR-X mit ca. 16 km im Stripmap-Modus, einen deutlich größeren Bereich des Flusses ab. Werden alle verfügbaren TerraSAR-X Überflüge im Stripmap-Modus kombiniert, wird das Elbe-Testgebiet 100 mal pro Jahr überflogen, jedoch an unterschiedlichen Flussabschnitten. Zu beachten ist, dass die SWOT-Orbits noch nicht bekannt sind, daher steht auch die genaue Lage der SWOT-Überflugstreifen nicht fest. Dieser Umstand ändert jedoch nichts an der Anzahl der Messungen pro Wiederholungszyklus, an denen das Testgebiet in ausreichender Größe erfasst wird.

a)



b)

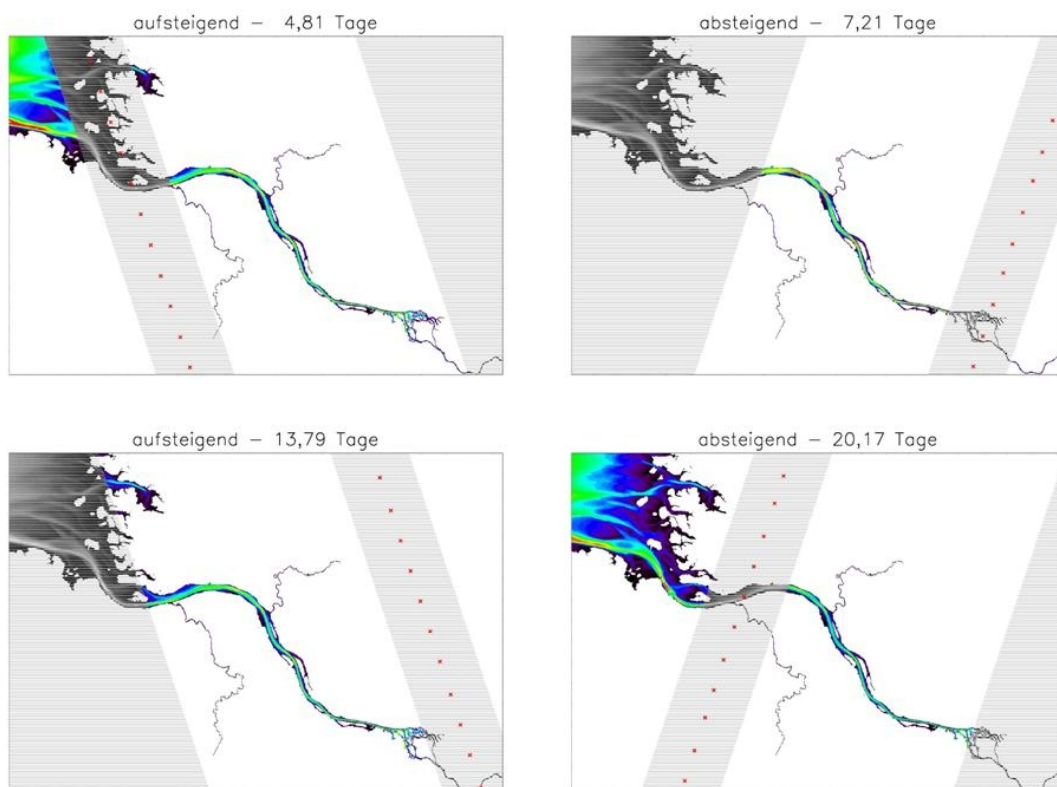


Abbildung 4.2.: a:) Lage des Elbe-Testgebietes mit den auf- und absteigenden SWOT-Satellitenbahnen. b:) Ausgewählte SWOT-Szenen, die eine ausreichend große Abdeckung der Elbe ermöglichen, innerhalb des 22-Tage Wiederholungszyklus. Die grau markierten Gebiete geben Bereiche außerhalb des Sensors an. Der Bereich mit den rote Kreuzen stellt die 20 km breite Nadirlücke des Sensors dar.

4.2. Neigung

Aus den gemessenen Wasserständen lässt sich die Neigung bzw. das Gefälle errechnen. Beide Begrifflichkeiten werden im Folgenden äquivalent benutzt. Wie in Abschn. 2.1 dargelegt, stellt die Neigung eine zentrale Größe vieler Fließmodelle zur Abschätzung von Abflüssen dar (z.B. GMS-Formel). Gemäß Definition errechnet sich die Neigung des Gerinnes S aus der Differenz der Wasserstände an den jeweiligen Enden flussauf- und flussabwärts ΔZ , geteilt durch die Gerinnelänge ΔX :

$$S = \frac{\Delta Z}{\Delta X} \quad (4.3)$$

Die meisten empirischen Abflussmodelle verwenden die Annahme, dass die Auslenkung an der Wasseroberfläche S_O (mit Satelliten messbar) gleich der Gerinnesohle S_S ist ($S_O = S_S$), so auch die in dieser Arbeit verwendeten Abflussmodelle in Gl. 2.10 und Gl. 2.11. Die Konsequenzen dieser Annahme für die Abflussbestimmung werden in Abschn. 4.3 dargelegt. Grundsätzlich ist es sinnvoll, die Neigung über eine möglichst lange Strecke zu messen. Denn für die Neigung gilt, dass der Fehler der Neigung mit größeren ΔX kleiner wird. Eine Einschränkung dessen ist, dass sich die hydraulischen und geometrischen Bedingungen im Fluss nicht zu stark ändern. Andererseits bietet es sich an, den Verlauf der Wasserstände entlang des Flusses zu nutzen und die Messfehler an den Enden des Wasserstandsprofils zu minimieren. Im Folgenden wird anhand verschiedener Methoden geprüft, wie sich der Fehler bei der Berechnung der Neigung minimieren lässt.

Auf alle Wasserstände wird ein zufälliger, normalverteilter SWOT-Messfehler mit einer Standardabweichung von $0,1 \text{ m/km}^2$ addiert. Mit diesen messfehlerbehafteten Wasserständen wird eine Regression für den Wasserstandsverlauf mit Polynomen von 1. bis 3. Ordnung durchgeführt. Zusätzlich zu den Regressionen, wird auch ein laufendes Mittel mit einer Fenstergröße von 5 Werten getestet. Im Vergleich dazu wird die Neigung auch bestimmt, ohne den Wasserstandsverlauf zu approximieren. Abb. 4.3 zeigt beispielhaft für den 10. Mai 2002 um 13:00 Uhr die Wasserstände einer einlaufenden Tidewelle und die Approximation der Wasserstände mittels der verschiedenen Regressionen. Erkennbar ist, dass die Verwendung eines Polynoms 1. Ordnung fehlschlägt. Das geglättete Wasserstandsprofil sowie die durch ein Polynom 3. Ordnung approximierte Wasserstandskurve repräsentieren den Oberflächenverlauf der gemessenen Wasserstände am besten.

Für eine systematische Betrachtung der Fehler wird ein statistischer Ansatz gewählt. Zu jedem Zeitpunkt des 17-tägigen UnTRIM-Modelldatensatzes werden für jeden Wasserstand 1000 Varianten gebildet, indem jeweils ein zufälliger, normalverteilter Fehler mit einer Standardabweichung von $0,1 \text{ m/km}^2$ hinzuaddiert wird. Daraus resultieren $2,5 \cdot 10^6$ mögliche Realisierungen des Wasserstandes. Für jede dieser Realisierung werden die RMSE $\Delta h_{\rho,i}$ mit $\rho = 1$ bis 5 für die verschiedenen Methoden

und $i = 1, 2$ den Anfangs- und Endwert gebildet. Für den RMSE $\Delta h_{\rho,i}$ gilt:

$$\Delta h_{\rho,i} = \left[\frac{1}{M \cdot N} \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N (h_{i,m,n} - h_{i,n}^*)^2 \right]^{1/2}, \quad (4.4)$$

mit $M = 1000$ der Anzahl der Varianten, $N = \text{Anzahl der Messzeitpunkte}$ und $h_{i,n}^*$ dem fehlerfreien Referenzwert (Konstante u_0 aus Gl. 2.12 für den 17-Tage Modellzeitraum) zum n -ten Zeitpunkt. Mittels der Fehlerfortpflanzung lässt sich mit dem ermittelten RMSE $\Delta h_{\rho,i}$ der Fehler ΔS der Neigung S bestimmen. Also,

$$\Delta S_{\rho} = \frac{1}{|r_1 - r_2|} \cdot \sqrt{\Delta h_{\rho 1}^2 - \Delta h_{\rho 2}^2}, \quad (4.5)$$

wobei r_1, r_2 Anfangs- und Endwert der Flusslänge und $\Delta h_{\rho 1}, \Delta h_{\rho 2}$ Anfangs- und Endwert des Wasserstandsprofils darstellen.

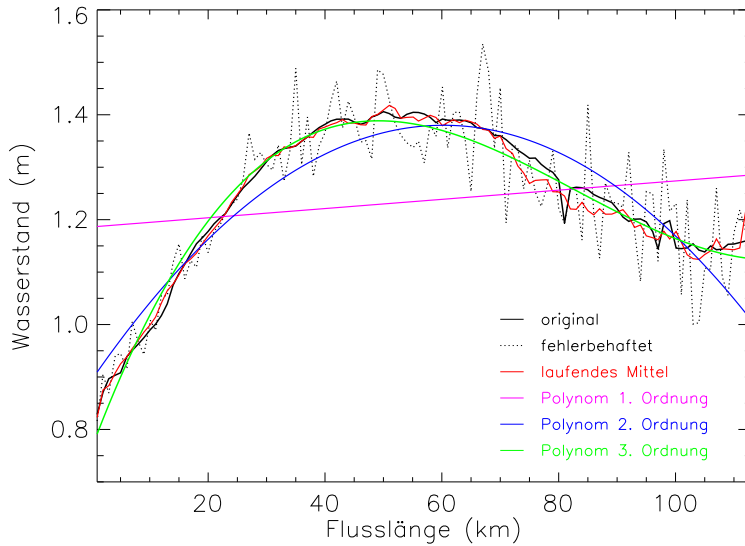


Abbildung 4.3.: Beispielhaft, gemessene und approximierte Wasserstände entlang des Flusses. Die schwarze durchgezogene Linie repräsentiert die originalen Wasserstände. Die schwarz gepunktete Linie stellt die durch die SWOT-Mission erfassten Wasserstände dar, d.h. inklusive des induzierten Messfehlers. Die rote Linie repräsentiert ein durch ein laufendes Mittel geglättetes Wasserstandsprofil (Fenstergröße 5 Werte). Die magentafarbene, die blaue und die grüne Linie stellen ein Polynom 1., 2. und 3. Ordnung dar.

Tab. 4.1 fasst die Fehler ΔS_{ρ} bei der Berechnung der Neigung S durch die verschiedenen Methoden zusammen. Gegenüber einer einfachen Verwendung der Anfangs- und Endwerte des Wasserstandsprofils für die Berechnung der Neigung, kann der

Fehler durch die Anwendung eines Polynoms 3. Ordnung auf die gemessenen Wasserstände um ca. 25% reduziert werden. Ebenfalls kann der Fehler durch eine räumliche Glättung entlang des Wasserstandsprofils vermindert werden.

Für Flüsse ohne Tideeinfluss steigt das Gefälle der Wasserstände flussaufwärts gleichmäßiger an und kann entsprechend mit einem Polynom 1. Ordnung approximiert werden.

Tabelle 4.1.: Abgeschätzter Fehler ΔS_ρ bei der Neigungsberechnung anhand verschiedener approximierter Profile der Wasserstände.

$S \cdot 10^{-5}$	Einfach	Polynom 1. Ordnung	Polynom 2. Ordnung	Polynom 3. Ordnung	Laufendes Mittel
$< \Delta S_\rho >_t$	0,08	0,23	0,11	0,06	0,08

Im weiteren Verlauf dieser Arbeit werden alle Berechnungen der Neigung S mit der Approximation des Wasserstandes über ein Polynom 3. Ordnung vorgenommen.

4.3. Geschwindigkeit abgeleitet aus der Neigung

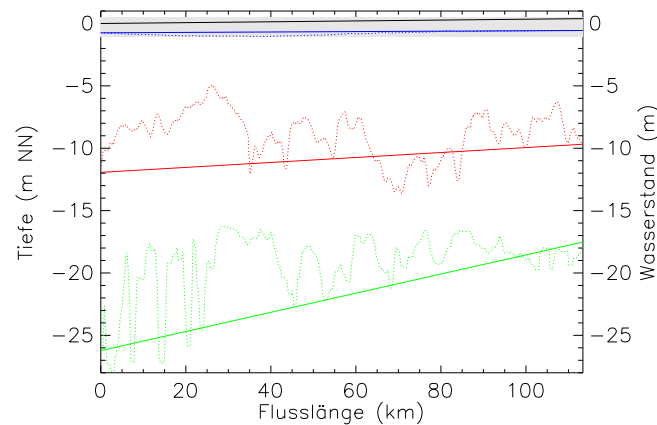
Die Abflussmodelle in Gl. 2.8 bis Gl. 2.11 sind prinzipiell für die Anwendung in tidebehafteten Fließgewässern mit instationären Strömungsbedingungen nicht geeignet. Auch für ungleichförmige Strömungsbedingungen gelten die empirischen Abflussformeln nicht. Durch die räumliche Mittelung der hydraulischen Größen lassen sich näherungsweise gleichförmige Abflussbedingungen schaffen. Trotzdem liefern die beiden Abflussformeln in Gl. 2.8 und Gl. 2.9, die als Eingangsgrößen lediglich die OG V_{OG} (umgerechnet in die tiefengemittelte Fließgeschwindigkeit V_m) und die Flussbreite B verwenden, auch unter instationären Strömungsbedingungen realistische Abflussschätzungen. Die beiden Modelle in Gl. 2.10 und Gl. 2.11 benutzen neben der Flussbreite und der Geschwindigkeit zusätzlich die Neigung. Viele Fließformeln bestimmen die tiefengemittelte Geschwindigkeit V_m und daraus die Abflüsse aus den rein geometrischen Größen Neigung S und der Flussbreite B (plus eines Proportionalitätsfaktors) unter der Annahme, dass die Oberflächenneigung S_O gleich der Neigung der Gerinnesohle S_S entspricht. Die komplexen hydraulischen Bedingungen in einem tidebehafteten Fluss wie die Elbe gestalten die Verwendung der Neigung S , wie das im Modell von Gl. 2.10 und Gl. 2.11 der Fall ist, zur Abflussberechnung ungleich schwieriger. Gleichförmige Abflussbedingungen implizieren, dass das Oberflächengefälle S_O identisch dem Sohlgefälle S_S ist. Abb. 4.4a verdeutlicht, dass diese Bedingungen weder für instationäre noch für stationäre Strömungsbedingungen gegeben sind. In Abb. 4.4b ist exemplarisch der Verlauf der Wasserstände unter instationären Bedingungen gezeigt. Bei instationären Strömungsverhältnissen in einem tidebehafteten Gerinne gilt grundsätzlich nicht die Bedingung $S_O = S_S$, da die Oberflächenauslenkung des Wasserstandes von der Tide und nicht vom Gefälle der Gerinnesohle abhängt. Instantane Abflussschätzungen auf Basis der Neigung

sind unter Tidebedingungen daher nicht möglich. Ein weiterer Punkt, der zu Fehlern bei der Abschätzung instantaner Abflüsse führt, liegt darin begründet, dass der Wasserstand und die Strömungsgeschwindigkeit in einem Ästuar nicht in Phase liegen. Empirische Fließformeln nehmen dagegen an, dass während des höchsten Wasserstandes auch die größte Fließgeschwindigkeit auftritt.

In Flüssen steigen in der Regel in Fließrichtung die Wassertiefe und die Flussbreite an, und die Geschwindigkeit nimmt ab (aus Kontinuitätsgründen). Außerhalb von Flussmündungen, in Bereichen weiter stromaufwärts, mit stationären, gleichförmigen Abflussbedingungen ist eine Anwendung der empirischen Fließformeln möglich. Dagegen gelten in Flussmündungen in denen der Gezeiteneinfluss vernachlässigbar ist oder in denen durch die Mittelwertschätzung tidebereinigt angenommene Bedingungen geschaffen worden sind, die hydraulischen Bedingungen ($S_O = S_S$) nur eingeschränkt. Dadurch gestalten sich Abflussbestimmungen in Flussmündungen, auch unter stationären Strömungsbedingungen, schwierig.

Im Testgebiet der Elbe ist das Gefälle der Gerinnesohle S_S um etwa das 6-fache größer als die Neigung der näherungsweise tidebereinigt angenommenen Wasseroberfläche S_O (rote Linie in Abb. 4.4a). Die als tidefrei angenommenen Wasserstände ergeben sich aus Gl. 2.12 (Referenzwert). Die aus dem Talweg der Elbe ermittelte Neigung beträgt ungefähr das 22-fache (grüne Linie in Abb. 4.4a). Die hydraulischen Bedingungen der Elbe im Testgebiet entsprechen ungleichförmigen, näherungsweise verzögerten Abflussbedingungen. Abb. 4.4b veranschaulicht an einem Beispiel diese Bedingungen. Zusätzlich wird in einem vergrößerten Bereich Neigung der Elbe unter angenommenen tidefreien Bedingungen dargestellt.

a)



b)

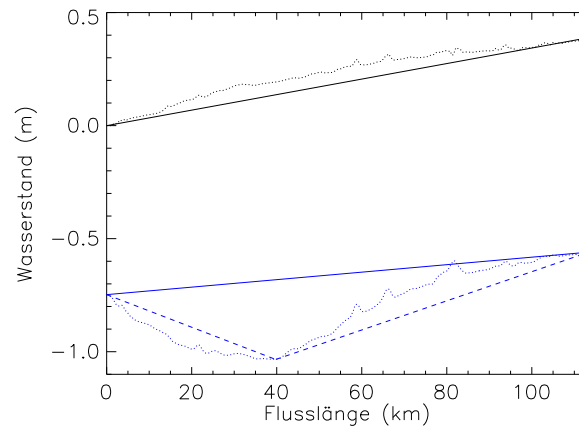


Abbildung 4.4.: Flusstiefe und Wasserstand entlang des Flusses. Zur Veranschaulichung ist der über ein Polynom 1. Ordnung approximierte Tiefen- und Wasserstandsverlauf dargestellt (durchgezogene Linien). a:) In Rot, Flusstiefen quergemittelt über die gesamte Flussbreite und in Grün, der Talweg. b:) Vergrößerter Bereich (grauer Balken in oberer Abb.), zur Veranschaulichung der Verlauf des tidebereinigten Wasserstandes (näherungsweise stationäre Abflussbedingungen). Exemplarisch in Blau, instantane Wasserstandsänderungen entlang des Flusses (instationäre Bedingungen) am 10. Mai 2002 um 12:00 Uhr.

Um die Untauglichkeit der Verwendung der Neigung zur Geschwindigkeitsbestimmung im Tidebereich zu veranschaulichen, werden die tiefengemittelten Fließgeschwindigkeiten mit verschiedenen Modellen abgeleitet.

- Modell 1 (rot) bestimmt die tiefengemittelte Geschwindigkeit und ist abgeleitet nach dem Prandtl-von Kármán Gesetz zur Verteilung der vertikalen Fließge-

geschwindigkeiten in turbulenten Gerinnen (Dingman, 2009), mit $g = 9,81 \text{ m/s}^2$ (Erdbeschleunigung), dem Wasseroberflächengefälle S_O aus den Konstanten u_0 der bestmöglichen Schätzung des Mittelwertes des Wasserstandes nach Gl. 2.12, der Tiefe d (bekannt aus UnTRIM-Modell) und der angenommenen Rauigkeitshöhe $d_0 = 63 \cdot 10^{-6}$ (Korngröße der Sedimente, Grobschluff).

- Modell 2 (grün) entspricht Modell 1 (Dingman, 2009) und berechnet die tiefengemittelte Geschwindigkeit für den Bereich der Fahrrinne, mit einer angenommenen Rauigkeitshöhe von $d_0 = 2 \cdot 10^{-4}$ (Korngröße für Feinsand). Modell 1 und 2 (vgl. Tab. 4.2) eignen sich besonders für breite Gerinne mit einer geringen relativen Rauigkeit ($d \gg d_0$).
- Modell 3 (schwarz) entspricht der klassischen GMS-Formel (vgl. Gl. 2.5). Der Abflussbeiwert der Gerinnerauigkeit k_{st} wird a-priori mit $k_{st} = 35 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ (natürlicher Fluss mit mäßigem Geschiebe) angenommen. Der hydraulische Radius R_h entspricht der mittleren Wassertiefe d (Elbe Breiten/Tiefen-Verhältnis >12).
- Modell 4 (blau) entspricht Gl. 2.11, umgestellt nach der Fließgeschwindigkeit. Der Abfluss Q entspricht dem Referenzabfluss (Konstante u_0 , vgl. Gl. 2.12).
- Modell 5 stammt aus einer Studie nach Bjerklie *et al.* (2005a), umgestellt nach der Fließgeschwindigkeit. Das Modell wurde aus Messungen an verschiedenen Flüssen aus unterschiedlichen Leitwertmodellen in Verbindung mit verschiedenen Tiefen- und Neigungsexponenten entwickelt. Modell 5 ähnelt der GMS-Formel, verwendet aber leicht modifizierte Exponenten. Dieses Modell lieferte in der zitierten Untersuchung die besten Abflussschätzungen. Die ermittelten Ergebnisse aus Modell 5 werden in Abb. 4.5 nicht gezeigt, da die abgeleiteten Geschwindigkeiten weit außerhalb des Darstellungsbereiches liegen.

Die einzelnen Modelle sind in Tab. 4.2 angegeben und die ermittelten Fließgeschwindigkeiten in Abb. 4.5 dargestellt. Insgesamt ist erkennbar, dass die Modelle 1 bis 5 die Geschwindigkeiten gegenüber der Referenzfließgeschwindigkeit systematisch überschätzen.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, unter Verwendung der empirischen Abflussformeln lassen sich im Gegensatz zur Messung der OG mittels eines ATI-Systems aus gemessenen Wasserständen und der daraus abgeleiteten Oberflächenauslenkung keine realistischen instantanen Abflüsse in Flüssen mit instationären und gleichförmigen (durch räumliche Mittelung) Abflussbedingungen abschätzen. Unter näherungsweise stationären und gleichförmigen Abflussbedingungen schwanken die abgeleiteten Geschwindigkeiten je nach angewendetem Fließmodell erheblich. Die Verwendung der empirischen Fließmodelle zur Bestimmung der tiefengemittelten Geschwindigkeit sollte nur stattfinden, wenn keinerlei andere Informationen zur Verfügung stehen. Der Hauptgrund für die enormen Fehler liegt in den ungültigen Modellannahmen, da die Wasseroberflächenneigung nicht parallel zur Sohlneigung verläuft.

Alle Größen in Modell 3 und 4 können mittels der Fernerkundung direkt abgeschätzt werden. Für den Fall der Elbe ergeben sich für beide Modelle die geringsten Abweichungen. Obwohl die empirischen Fließmodelle große Fehler produzieren, sollen im Folgenden Simulationsergebnisse von Abflussschätzungen gezeigt werden, die die tiefengemittelte Fließgeschwindigkeit, Flussbreite und Wasseroberflächenneigung benutzen.

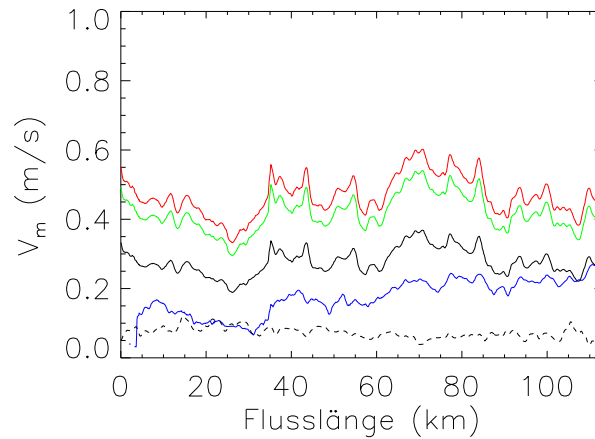


Abbildung 4.5.: Entlang des Flusses abgeschätzte tiefengemittelte Geschwindigkeiten. Die verwendeten empirischen Fließmodelle (vgl. Tab. 4.2) nutzen das Wasseroberflächengefälle und nehmen näherungsweise stationäre Strömungsbedingungen an. Die schwarz gestrichelte Linie stellt die Referenzgeschwindigkeit dar, in Rot (Modell 1), Grün (Modell 2), Schwarz (Modell 3), Blau (Modell 4). Modell 5 ist nicht gezeigt, da die Ergebnisse weit außerhalb des Darstellungsbereichs liegen.

Tabelle 4.2.: Verhältnis zwischen den abgeleiteten Modell-Fließgeschwindigkeiten V_{mod} und der Referenzfließgeschwindigkeit V_{ref} der getesteten Modelle 1-5.

	Verhältnis V_{mod}/V_{ref}
Modell 1 ($V_m = 2,5 \cdot (g \cdot d \cdot S_O)^{1/2} \cdot [\ln(\frac{d}{d_0}) - 1]$)	7,3
Modell 2 ($V_m = 2,5 \cdot (g \cdot d \cdot S_O)^{1/2} \cdot [\ln(\frac{d}{d_{fahro}}) - 1]$)	6,5
Modell 3 (GMS-Formel, Gl. 2.5)	4,3
Modell 4 ($V_m = (\frac{Q}{0,05 \cdot B \cdot S_O^{1/2}})^{2/5}$)	2,8
Modell 5 ($V_m = (\frac{Q}{7,14 \cdot B \cdot S_O^{1/3}})^{3/5}$)	32,7

4.4. Kombination von ATI und Altimetrie

Die vorangegangenen Ausführungen in Abschn. 3.3 und 3.6 zeigen, dass mittels Geschwindigkeitsmessungen eines ATI-Systems realistische instantane Abflüsse sowie Nettotransporte (aus mittleren Flussbreiten und OG) bestimmt werden können. Wird dagegen die Geschwindigkeit basierend auf Neigungsmessungen durch den abbildenden Altimeter abgeschätzt, zeigen sich große Abweichungen. Die Modelle in Gl. 2.10 und Gl. 2.11 benutzen sowohl die Neigung als auch die Geschwindigkeit (plus Flussbreite) zur Abflussbestimmung. Mit Hilfe dieser Modelle lassen sich keine instantanen Abflüsse erfassen. Im Folgenden soll gezeigt werden, ob eine Kombination beider satellitengestützter Messsysteme (ATI und Altimetrie) zu einer Verbesserung der Abflussbestimmungen in einer Flussmündung unter angenommenen stationären Strömungsbedingungen führt, trotz der bedingten Anwendbarkeit der Abflussmodelle (mit Neigungsterm). In den Untersuchungen von Bjerklie *et al.* (2003) ergibt das Modell in Gl. 2.10 mit den hydraulischen Größen B , S und V_m die niedrigsten Abweichungen. Daher wird im Folgenden das Modell in Gl. 2.10 für die Abflussberechnungen herangezogen.

4.4.1. Anzahl an Messungen

Zunächst soll getestet werden mit welcher Abtastperiode die Neigung wie genau erfasst werden kann. Zum Vergleich werden auch die OG-Messungen simuliert. Es wird ein ATI-System und ein abbildendes Altimeter mit den selben Orbitparametern, der räumlichen Auflösung und Messgenauigkeit wie TerraSAR-X und der SWOT-Mission angenommen. Zudem wird pro Überflug der gesamte Fluss abgedeckt. Basierend auf dem Szenario in Abschn. 3.6 wird simuliert, dass das ATI-System die Elbe drei Mal innerhalb des 11-Tage Wiederholungszyklus überfliegt. Auf Grundlage der SWOT-Simulation (vgl. Abschn. 4.1) deckt zeitversetzt das abbildende Altimeter das Testgebiet vier Mal innerhalb des 22-Tage Wiederholungszyklus ab. Zur Simulation des Messfehlers der ATI-Messungen wird auf alle instantanen OG-Felder ein zufälliger, normalverteilter Fehler mit $\sigma = 0,1 \text{ m/s}$ und zu allen instantanen Wasserständen ein zufälliger, normalverteilter Fehler mit $\sigma = 0,1 \text{ m/km}^2$ hinzuaddiert.

Die mit dem Mittelwertschätzer berechneten Neigungen können auf verschiedenen Wegen ermittelt werden. Zunächst werden einerseits die instantan gemessenen Wasserstände entlang des Flusses über ein Polynom 3. Ordnung approximiert, um daraus die aktuelle Wasseroberflächenneigung zu ermitteln. Anschließend wird auf die Messzeitreihen der Neigung der Mittelwertschätzer nach Gl. 2.15 für den jeweiligen Messzeitraum angewendet. Andererseits können zunächst aus den Messreihen der Wasserstände entlang des Flusses mit dem Mittelwertschätzer der über den Messzeitraum gesuchten mittleren Wasserstände bestimmt werden. Anschließend werden diese mittleren Wasserstände mit Hilfe eines Polynoms 3. Ordnung approximiert, um daraus die über den Messzeitraum gesuchte mittlere Neigung zu bestimmen.

Abb. 4.6 zeigt die unter Anwendung des Mittelwertschätzers unterschiedlich ermittelten Neigungen und zum Vergleich die mittleren OG als Funktion der Anzahl

an Messungen (verschieden lange Messzeiträume). Zur Bestimmung der mittleren Größen der Geschwindigkeiten werden für die Messzeitreihen der OG-Felder (verschiedene Überflüge) räumlich gewichtete Mittel gebildet (vgl. Abschn. 3.6) und darauf ebenfalls der Mittelwertschätzer angewendet. Die Resultate zeigen eine leichte Unterschätzung der OG (mehr als 50 Messungen). Die Ursache der Abweichungen ist im Wesentlichen durch die ATI-Abbildungsgeometrie und die nicht immer gültige Annahme, dass die tatsächliche Fließrichtung parallel zur Flussrichtung verläuft (vgl. Abschn. 3.1), zu sehen. Zusätzlich resultiert eine leichte Unterschätzung durch die Ungenauigkeit des angewendeten Mittelwertschätzers.

Ein anderes Bild ergibt sich bei den abgeschätzten Wasseroberflächenneigungen. Bei mehr als 80 Messungen sind die Abweichungen der ermittelten Neigungen vom Referenzwert marginal. Die mittleren Neigungen (rot) erreichen nach etwa 20 Messungen ein relativ stabiles Niveau, während die Neigungswerte, bestimmt aus den mittleren Wasserständen, erst nach ca. 35 Messungen stabil werden. Zum Vergleich, die mit dem Mittelwertschätzer bestimmten mittleren OG erreichen auch etwa nach 20 Messungen ein Niveau.

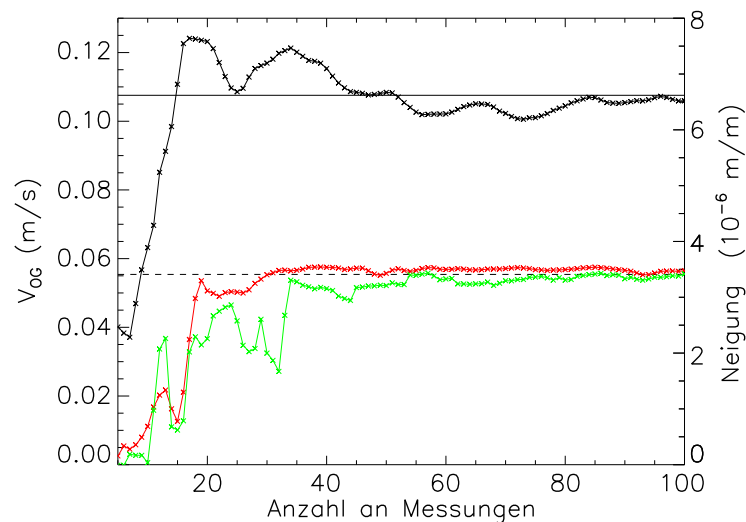


Abbildung 4.6.: Mittlere Neigungen (Mittelwertschätzer) als Funktion der Anzahl an Messungen. In Rot, mittlere Neigungen, dagegen in Grün, Neigungswerte aus mittleren Wasserständen. Zum Vergleich die mittleren OG (schwarz). Die durchgezogene und gestrichelte schwarze Linie stellt jeweils die Referenzgröße des abgeschätzten Parameters dar. Im Fall der Neigung entspricht dies dem Gefälle der Wasseroberfläche S_O .

Es lässt sich zusammenfassen, dass nach etwa 20 Messungen realistische mittlere Neigungen ermittelt werden. Aus den gemessenen instantanen Wasserständen sollten zunächst die Neigungen bestimmt und anschließend der Mittelwertschätzer angewandt werden.

4.4.2. Nettoabflüsse

Analog zu den Simulationen in Abschn. 3.7 werden im Folgenden realistische Messszenarien eines ATI-Systems (ähnlich TerraSAR-X) und eines abbildenden Altimeters (ähnlich SWOT-Satellit) konstruiert, um Nettotransporte zu bestimmen. Auch wenn zu erwarten ist, dass die empirischen Abflussmodelle unter Verwendung der Neigung große Fehler produzieren werden, ist es interessant zu sehen, wie sich die resultierenden Nettotransporte aus der Kombination beider Messsysteme (ATI, Altimetrie) gegenüber den Nettotransporten rein aus den ATI-Simulationen verhalten. Die OG, die Flussbreite sowie der Wasserstand werden jeweils zeitlich versetzt gemessen. Innerhalb eines Monats lassen sich somit insgesamt 14 Messwerte erfassen, 8 Geschwindigkeits- und 6 Wasserstandsmessungen. Die Simulationen erstrecken sich über eine gesamte Zeitspanne von sechs Jahren mit Mittelungsperioden von jeweils 2, 3, 4, 6 und 12 Monaten Länge.

Die instantanen ATI-OG-Messungen werden analog zur Vorgehensweise in Abschn. 3.6 verarbeitet, um zu den durch den Mittelwertschätzer berechneten, räumlich gemittelten, tiefengemittelten Fließgeschwindigkeiten und Flussbreiten zu gelangen. Die Berechnung der Neigung aus den gemessenen Wasserständen durch den Satelliten der SWOT-Mission folgt der Methode aus Abschn. 4.2 und 4.4.1. Dies bedeutet, zunächst wird ein zufälliger, normalverteilter Fehler mit einer Standardabweichung von $0,1 \text{ m/km}^2$ auf die gemessenen Wasserstände addiert und diese dann entlang des Flusses über ein Polynom 3. Ordnung approximiert. Daraus werden die instantanen Neigungen berechnet und anschließend wird der Mittelwertschätzer angewandt. In Abb. 4.7 sind die berechneten Nettoabflüsse aus der Kombination von ATI und Altimetrie für verschiedene Mittelungsperioden sowie zum Vergleich die Berechnungen allein aus ATI-Messungen dargestellt. Die getrennt verarbeiteten und mit Hilfe des Mittelwertschätzers bestimmten Wasserstände und Geschwindigkeiten fließen in das Abflussmodell in Gl. 2.10 ein. Die Bestimmung der Nettotransporte lediglich aus ATI-Simulationen werden mit dem Modell in Gl. 2.8 realisiert. Die Abschätzung der Fehler erfolgt mittels einer Fehlerfortpflanzung, analog zu Methode A in Abschn. 3.6.1.

Im Gegensatz zu den rein aus ATI-Daten (TerraSAR-X) abgeleiteten Nettotransporten (rot), werden bei allen Mittelungsperioden die Nettoabflüsse überschätzt. Bei einer Mittelungsperiode von 12 Monaten beträgt die Überschätzung der Nettoabflüsse gegenüber dem Referenzabfluss ungefähr das 2,5-fache. Bei einer 6-monatigen Mittelungsperiode lassen sich noch realistische Abflüsse ermitteln. Für Mittelungsperioden von 3 und 4 Monaten liefert die Kombination von ATI und Altimetrie keine realistischen Abflussschätzungen. Die Schwankungen sind enorm, ebenso wie die abgeschätzten Fehler. Entsprechend der Erwartung ergibt sich aus der Kombination von ATI- und Altimetermessungen keine Verbesserung der Abflussberechnungen, trotz der Gewinnung einer zusätzlichen Messgröße. Wie bereits erläutert, begründen sich die Fehler hauptsächlich aus der Annahme von gleichförmigen Strömungsbedingungen durch die empirischen Abflussmodelle, nicht aus den Satellitenmessungen selbst. Gegenüber Bereichen weiter stromaufwärts ist die Annahme in Flussmündungen ungültig, dass das mittlere Wasseroberflächengefälle gleich dem mittleren

Sohlgefälle über dem Flussabschnitt entspricht. Darüber hinaus nimmt in der Elbe, wie bei Flüssen mit einem Breiten/Tiefen-Verhältnis von >12 , beim Ansteigen der Abflüsse bzw. der Durchflüsse die Flussbreite schneller zu als die mittlere Tiefe (Rosgen, 1994). Die trichterförmige Zunahme der Flussmündung (klassische Morphologie eines stark tidebeeinflussten Ästuars) wird durch die Tidedynamik verursacht. Unter Tideverhältnissen treten in der Elbe Durchflussmengen um etwa das 20-fache gegenüber dem Nettoabfluss auf. Messungen über kürzere Flussabschnitte, innerhalb denen sich die hydraulischen und geometrischen Bedingungen im Fluss nicht zu stark ändern (näherungsweise gleichförmige Strömungsbedingungen), lassen bessere Abschätzungen erwarten.

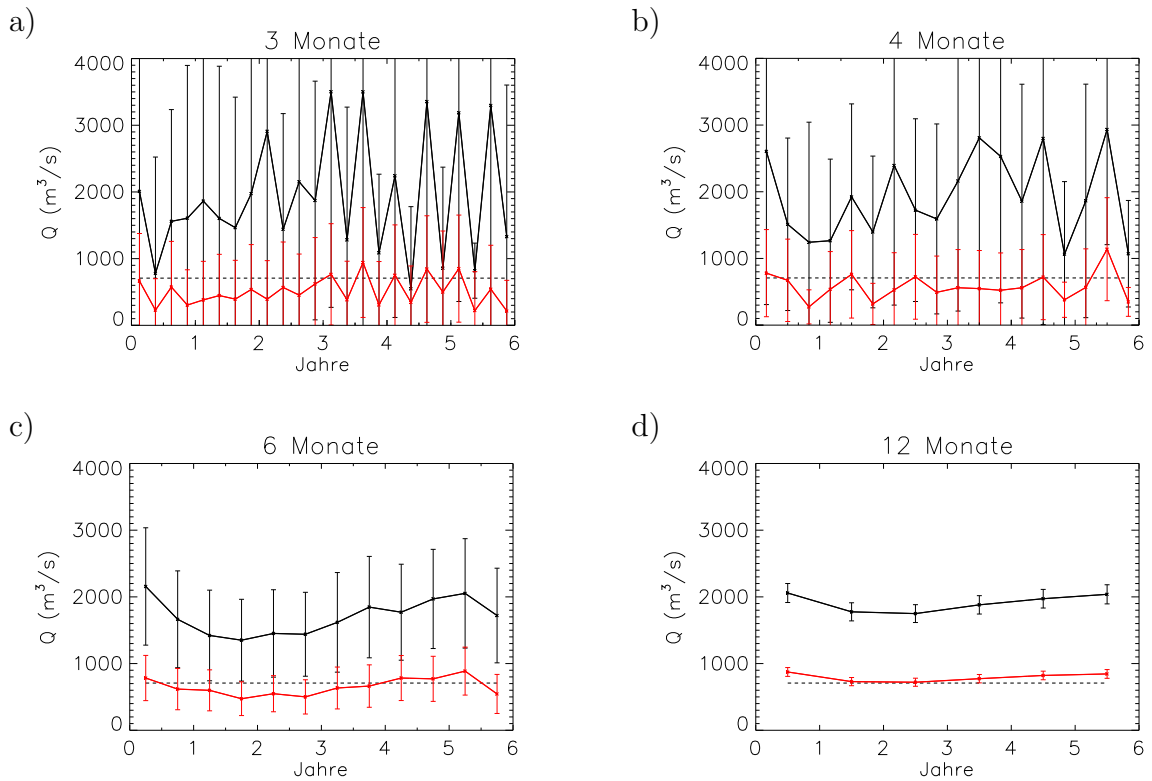


Abbildung 4.7.: Berechnete Nettoabflüsse mit den dazugehörigen Fehlern aus der Kombination von Geschwindigkeits- (TerraSAR-X ATI) und Altimetermessungen (SWOT-Mission), für simulierte Mittelungsperioden von jeweils 3, 4, 6 und 12 Monaten (a-d). Zum Vergleich in Rot, ermittelte Nettoabflüsse lediglich aus TerraSAR-X Messungen (nur Fließgeschwindigkeit und Flussbreite). Die gesamte simulierte Zeitspanne beträgt 6 Jahre. Die schwarz gestrichelte Linie repräsentiert den Referenzabfluss (räumliches Mittel der Konstante u_0 aus Gl. 2.12).

4.5. Zusammenfassung

Für die Simulation von Wasserstandsmessungen über der Elbe werden die Satellitenorbits der zukünftigen SWOT-Mission (abbildendes Altimeter) simuliert. Das Gebiet der Tideelbe wird innerhalb des 22-tägigen Wiederholungszyklus zu vier Zeitpunkten in ausreichender Größe überflogen, um den gesamten Fluss abzudecken und die Abflussformel anwenden zu können. Fehler bei der Berechnung der Neigung (nur Subtraktion von Anfangs- und Endwert der Wasserstände) treten auf. Durch die Approximation der Wasserstände über ein Polynom 3. Ordnung oder ein laufendes Mittel lassen sich die Fehler bei der Ermittlung der Neigung um bis zu 25% senken. Es erfolgt ein Test von fünf verschiedenen empirischen Abflussmodellen, aus denen mittels der Neigung die tiefengemittelte Geschwindigkeit abgeleitet wird. Die Ergebnisse zeigen, dass die Annahme, die Neigung der Gerinnesohle sei gleich der Neigung der abgeleiteten Wasseroberfläche, im Testgebiet nicht gilt. Diese Annahme bildet jedoch in vielen Fällen die Grundvoraussetzung für die Anwendbarkeit der empirischen Fließmodelle (mit der Größe Neigung) zur Abflussbestimmung mit satellitengestützten Fernerkundungsmethoden, wenn keine Information über die Bathymetrie vorhanden ist.

Die Abschätzung von instantanen Abflüssen unter Tidebedingungen ist in Flussmündungen in der Regel nicht möglich, da die Neigung der Wasseroberfläche hauptsächlich durch die Tide, weniger durch das Gefälle des Gerinnes gesteuert wird. Die Analysen lassen zudem vermuten, dass auch in Flussmündungen mit einem vernachlässigbaren Gezeiteneinfluss die Bestimmung von instantanen Abflüssen ebenso fehlschlägt. Dies wird anhand der durchgeführten Simulationsrechnungen für die Kombination TerraSAR-X und SWOT-Überflugszenarien belegt. Bei einer Mittelungsperiode von 12 Monaten beträgt die Überschätzung der Nettoabflüsse gegenüber dem Referenzabfluss ca. das 2,5-fache. Im Vergleich dazu werden die Nettoabflüsse basierend auf der Fließgeschwindigkeit und der Flussbreite nur marginal überschätzt.

Überträgt man die gewonnenen Erkenntnisse auf andere Gebiete, dann ergibt sich, dass in tidebeeinflussten Flussmündungen und Flüssen unter Verwendung der Neigung (aus Wasserstandsmessungen) und der Flussbreite nur unzureichende Abschätzungen der Abflüsse möglich sind. Auch eine Beobachtung von Süßwassereinträgen in den Ozean ist somit schwierig. Dagegen sind nur auf Grundlage von ATI-Geschwindigkeits- und Flussbreitenmessungen auch in stark tidebehafteten Flussmündungen brauchbare Nettotransporte bestimmbar. Die Fehler der Abflussberechnungen aus ATI- und Altimetermessungen sind hauptsächlich bedingt durch die in den verwendeten empirischen Fließmodellen getroffenen Annahmen. Allerdings stellt die Verwendung der empirischen Abflussmodellen oftmals die einzige Möglichkeit dar, wenn keine flussspezifischen Informationen verfügbar sind.

5. Globale Anwendbarkeit

Die Machbarkeit von satellitengestützten Abflussberechnungen hängt von mehreren Faktoren ab, wie 1) den Messgenauigkeiten der hydraulischen Größen, 2) den Ungenauigkeiten des Modells zur Ableitung des Abflusses und 3) der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Beobachtungen für die hydraulischen Größen. In den vorangegangenen Kapiteln werden die beiden erstgenannten Punkte unter der Verwendung eines ATI-Systems (TerraSAR-X) und eines abbildenden Altimeters (SWOT-Mission) untersucht. Ohne zusätzliche flussspezifische Informationen können mit der ATI-Technik (Messung der Geschwindigkeit und der Flussbreite) sowohl instantane als auch Nettotransporte in einer Flussmündung erfolgreich berechnet werden. Dagegen zeigen die durch ein Altimeter (Verwendung der Neigung aus Wasserstandsmessungen) bestimmten Volumentransporte große Unsicherheiten. Aus den Untersuchungen können zudem Informationen gewonnen werden, die Aussagen über die notwendigen Beobachtungslängen für die Bestimmung von Nettotransporten in Flüssen zulassen. Innerhalb dieses Kapitels wird die Anwendbarkeit beider Messmethoden, einzeln und in Kombination, für globale Abflussschätzungen anhand ausgewählter Flüsse mit unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Abflussbedingungen diskutiert, basierend auf den Erkenntnissen der Simulationen der vorangegangenen Kapitel.

5.1. ATI

5.1.1. Beobachtungskriterien

Um Aussagen über die Machbarkeit von Abflussmessungen auf globaler Ebene treffen zu können, müssen neben den zu erwartenden Flussbreiten, der Flussrichtung in Bezug zur Radarblickrichtung und den Gezeiten ebenso die zu erwartenden Windgeschwindigkeiten, das jährliche Abflussverhalten sowie die Flussmorphologie berücksichtigt werden. Eine exakte quantitative Bestimmung der räumlichen und zeitlichen Verteilung der beeinflussenden Größen ist schwer möglich. Es können qualitative Aussagen über die zu erwartenden Größen und Genauigkeiten in den einzelnen Flüssen getroffen werden. Auf Basis der im Folgenden näher erläuterten Kriterien und Bedingungen, der ermittelten Genauigkeiten für das Elbegebiet sowie flussspezifischer Informationen aus der Literatur werden die verschiedenen Flusseinzugsgebiete (EZG) im Bereich der Flussmündung manuell klassifiziert.

Die Erkenntnisse der Untersuchungen am Testgebiet der Tideelbe sind auf andere Flüsse übertragbar, da das zeitlich wie räumlich hoch aufgelöste UnTRIM-Modell

umfangreiche Simulationen nahezu aller für die Flussfernerkundung eine Rolle spielenden Größen erlaubt. Zudem stellt die Tideelbe ein ideales Testgebiet dar. Erstens, trotz anthropogener Prägung ist die Tideelbe ein natürliches Ästuar, das charakterisiert ist durch komplexe hydraulische Bedingungen. Die Anwendung empirischer Abflussformeln ist teilweise problematisch. Zweitens, es herrscht ein starker Gezeiteinfluss, der ebenso die Anwendung der Abflussformeln einschränkt und bei einer Satellitenbeobachtung zudem die Auflösung zeitlicher Variationen reduziert. Drittens, der langjährige mittlere Abfluss liegt unter 5% des tidebedingten instantanen Abflusses von mehreren Zehntausend Kubikmetern. Zudem schwankt der Jahresgang des Abflusses wie für viele Flüsse in den mittleren Breiten nur moderat. Ein Test basierend auf den TerraSAR-X Abtastsimulationen über der Elbe in Abschn. 3.7 zeigt, dass die jahreszeitliche Schwankung des Abflusses mindestens 5% der Amplitude der Hauptzeit (M_2) betragen muss, damit dieser mit einer Mittelungsperiode von 4 Monaten aufgelöst werden kann (vgl. Abb. 5.1). Dementsprechend können in Flüssen mit einem geringeren Tidevolumen, aber einem vergleichbaren Jahresgang wie dem der Elbe, jahreszeitliche Schwankungen besser aufgelöst werden. Die ATI-Abflussberechnungen ergeben für eine einjährige Mittelungsperiode (TerraSAR-X regelmäßig alle 11 Tage) Genauigkeiten im Bereich von 20-30%. Damit liegt die satellitengestützte Abflussberechnung mit ATI-Messungen im Genauigkeitsbereich der berührungslosen Abflussschätzung mittels der bekannten GMS-Formel.

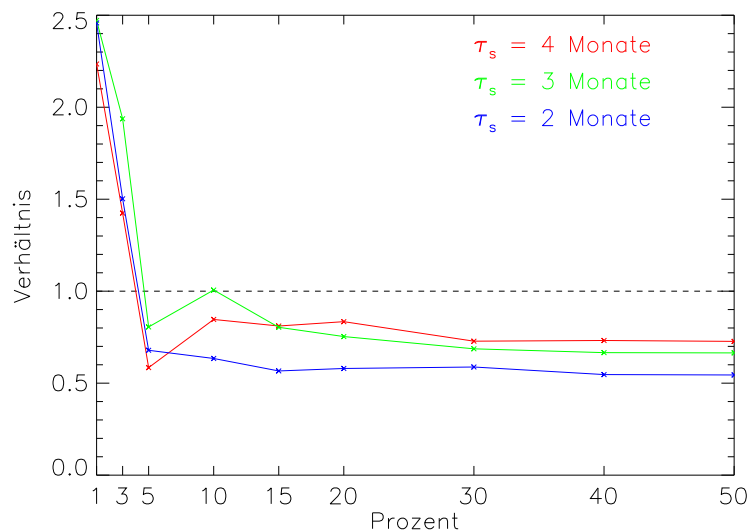


Abbildung 5.1.: Verhältnis von abgeleiteter und definierter Geschwindigkeitsamplitude des Jahresganges für verschiedene Mittelungsperioden mit TerraSAR-X (Wiederholungszyklus alle 11 Tage). Ein Verhältnis kleiner 1 bedeutet eine Auflösung der Amplitude des Jahresganges. Die definierten Amplituden entsprechen jeweils einem prozentualen Anteil der mittleren Amplitude der M_2 -Tide der Elbe.

Abb. 5.2 zeigt die EZG der Flüsse, für die Abflüsse im Bereich der Flussmündung mittels eines satellitengetragenen ATI-Systems abgeschätzt werden können. Die Darstellungen in Abb. 1.3, 5.2 und 5.3 basieren auf durch das GRDC (Global Runoff Data Centre (GRDC), 2007) abgeleiteten Flusseinzugsgebieten. Auswahl finden nur EZG, deren Flüsse in den Ozean dränieren, inkl. der Wolga, die ins Kaspische Meer mündet (Spaltenschlüssel „in_out“ in GRDC Daten).

Im Folgenden werden die verschiedenen Kriterien erläutert, die zur Einschätzung der Machbarkeit (Klassifikation) der ATI-Abflussbestimmung in den EZG und den Flussmündungen führen (vgl. Abb. 5.2).

Flussbreiten

Eine erste Einteilung der Flüsse nach ihren Flussbreiten an der Mündung erfolgt auf Grundlage der Einzugsgebietsfläche A_{EZG} („area_calc“ GRDC Daten). Zur Anwendung kommt das klassische, dem DHG-Ansatz folgende Modell nach Leopold & Maddock (1953):

$$B_A = c \cdot A_{EZG}^b, \quad (5.1)$$

mit dem Koeffizienten $b=0,5$, der gewählt wird, da er dem üblichen Zusammenhang (Quadratwurzel) zwischen Abfluss und Flussbreite in einem natürlichen, alluvialen¹ Gerinne widerspiegelt (Leopold, 1994). Der Koeffizient c variiert in natürlichen Gerinnen von Flussabschnitt zu Flussabschnitt. Trotzdem wird $c=0,001$ für alle Flüsse gleichermaßen angewendet, da dieser Wert das beobachtete Minimum in natürlichen, alluvialen Gerinnen darstellt (Montgomery & Gran, 2001). Qualitative ATI-Strömungsmessungen sind in Flüssen ab einer Flussbreite von 300 m möglich. Bei vielen Flüssen ist die erforderliche Flussbreite nur an der Mündung gegeben, dagegen weisen die großen Flusssysteme wie z.B. der Amazonas, der Mississippi und die Lena auch stromaufwärts ausreichende mittlere Flussbreiten auf. Eine globale Abschätzung der Flussbreiten erfolgt auf der Basis von langjährigen mittleren jährlichen Abflüssen aus dem globalen hydrologischen Modell WaterGAP 2.1g (Water - Global Analysis and Prognosis) (Hunger & Döll, 2008; Döll & Kaspar, 2003). Die kalkulierten Abflüsse Q mit einer räumlichen Auflösung von $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ ($55 \text{ km} \times 55 \text{ km}$ am Äquator) werden als Eingangsgrößen für das einfach-variate Breite-Abflussmodell nach Bjerklie *et al.* (2003) benutzt:

$$Q = 0,11 \cdot B^{1,62} \quad (5.2)$$

Umgestellt nach der Breite B_Q :

$$B_Q = \left(\frac{Q}{0,11} \right)^{\frac{1}{1,62}} \approx 3,92 \cdot Q^{0,62}, \quad (5.3)$$

¹alluvial: „angeschwemmte“ Sedimente und Böden an Flüssen, Seeufern und Meeresküsten

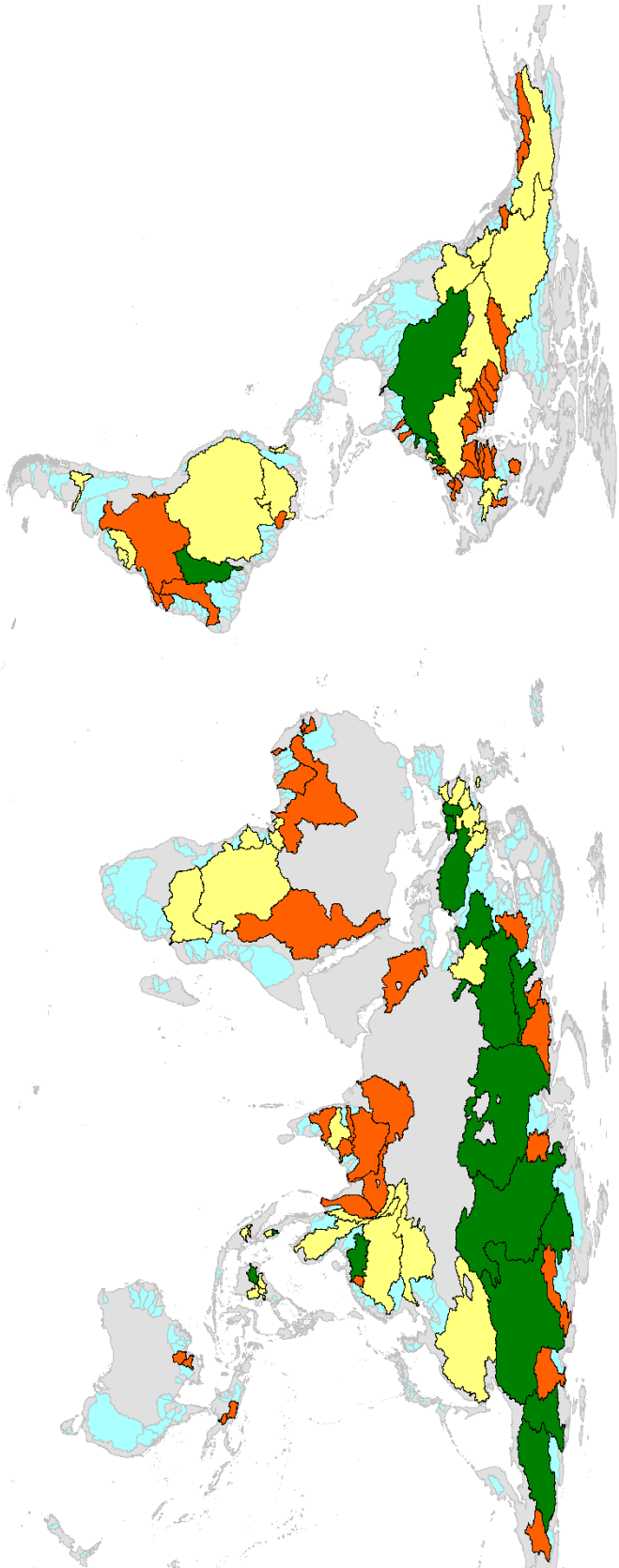


Abbildung 5.2.: Weltkarte der wichtigsten EZG (blau), ohne die Antarktis und Grönland. Die farbigen, darüber liegenden EZG lassen eine Abschätzung der Nettotransporte an der Flussmündung mittels eines satellitengestützten ATL-Systems erwarten. Eine manuelle Klassifizierung der EZG erfolgt nach den Kriterien der Flussbreite, der Flussrichtung, der zu erwartenden Windgeschwindigkeit an der Wasseroberfläche, des Gezeiteinflusses, der Beobachtungsdauer, der Abflussvariation sowie der Flussmorphologie (vgl. Abschn. 5.1.1). Im Vergleich zum Testgebiet der Elbe sind ungenauere (rot), vergleichbare (gelb) und verbesserte (grün) Genauigkeiten der Abflussberechnung zu erwarten.

ergeben sich globale Schätzungen der Flussbreite. Das empirische Modell ist vergleichbar mit den Breite-Geschwindigkeit (Gl. 2.8 und Gl. 2.9) und Breite-Geschwindigkeit-Wasserstand (Gl. 2.10 und Gl. 2.11) Abflussmodellen, die ebenfalls in dieser Arbeit Verwendung finden. Anschließend erfolgt eine manuelle Überprüfung der Ergebnisse unter Zuhilfenahme von Satellitendaten verschiedener Sensoren und zu verschiedenen Jahreszeiten. Flüsse, für die das Abflussmodell augenscheinlich keine Gültigkeit besitzt, werden nicht ausgewählt. Es finden nur EZG Berücksichtigung, 1) für die durch Gl. 5.3 an mindestens einer der letzten drei Gitterzellen im WaterGAP-Modelldatensatz (vor dem Ozean) eine Flussbreite B_Q von 300 m berechnet wird, 2) deren durch Gl. 5.1 abgeschätzte Flussbreite B_A an der Mündung mindestens 250 m beträgt (überprüft durch Satellitendaten) und 3) deren Flüsse in den Ozean dränieren (inkl. der Wolga).

Unter Annahme von stationären, gleichförmigen Fließbedingungen (DHG-Konzept) funktioniert die Approximation der Flussbreite an der Mündung B_A sowohl auf Basis der Einzugsgebietsfläche A_{EZG} (Gl. 5.1) als auch auf Basis des mittleren jährlichen Abflusses Q (Gl. 5.3). Jedoch sind zahlreiche Flussmündungen durch kräftige Gezeiten beeinflusst, sodass die Modellannahmen ungültig sind. Allerdings weisen tidedominierte Flussdeltas in der Regel größere Flussbreiten gegenüber fluvial²-dominierten und wellendominierten Deltatypen auf (Nittrouer et al., 1986 zitiert in Hori & Saito (2008)). Durch die gezeitenbedingten, größeren instantanen Strömungsgeschwindigkeiten im Mündungsbereich werden in der Regel breitere Flussbetten geformt. Somit lassen sich auch Volumentransporte in Flüssen erfassen, deren mittlerer Abfluss, mittlere Sohlneigung, mittlere Fließgeschwindigkeit und Flussbettmaterial in der Regel keine ausreichend breiten Flussbetten für satellitengestützte ATI-Beobachtungen im Mündungsbereich formen. Das Testgebiet der Tideelbe stellt ein solches Beispiel dar.

Globale Flussrichtung

Entspricht die Fließ- nicht der Flussrichtung wird die Messgenauigkeit von Abflüssen durch die spezielle ATI-Abbildungsgeometrie eingeschränkt. Ist dies der Fall können sich für Flussabschnitte mit einem Winkel größer als 60° zwischen Radarblick- und angenommener Fließrichtung erhebliche Fehler bei der Messung der Geschwindigkeit ergeben (vgl. Abschn. 3.1). Um abzuschätzen für welche Flüsse die oben beschriebene Problematik eine Rolle spielt, werden die mittleren Flussrichtungen aus den DDM30-Daten (The 30' global drainage direction map) mit einer räumlichen Auflösung des Gitters von $0,5^\circ$ in Länge und Breite (Döll & Lehner, 2002) extrahiert. Aus den Orbitparametern von TerraSAR-X erfolgt die Berechnung der lokalen Radarblickrichtungen. Aus beiden Informationen ergeben sich die Winkeldifferenzen zwischen Radarblick- und Flussrichtung. Die Daten der lokalen Winkelangaben, die Flussbreiten auf Basis des mittleren jährlichen Abflusses (vgl. Gl. 5.3) sowie die abgeschätzte Breite der Flussmündungen B_A (vgl. Gl. 5.1) werden zu einem Datensatz verknüpft. Für eine detaillierte Einschätzung der

²fluvial: zum Fluss gehörend

lokalen Winkeldifferenzen ist eine Auflösung des Gitters der Flussrichtungen von $0,5^\circ$ zu grob, deswegen lässt sich die Untersuchung nicht automatisiert realisieren. Es erfolgt eine Überprüfung mit GoogleEarth, ob die aus dem Datensatz resultierenden lokalen Winkeldifferenzen repräsentativ ist. Die Ergebnisse lassen Aussagen darüber zu, ob weite Flussbereiche eher geeignet oder ungeeignet für eine Beobachtung sind. Für stark verzweigte oder mäandrierende Flüsse (z.B. viele arktische Ströme Nordamerikas) oder intermittierende Flüsse³ in ariden und semiariden Gebieten (z.B. der Indus), ist eine Definition der Fließrichtung über die Flussmittellinie ohnehin problematisch. Der Magdalenastrom in Kolumbien, mit einem mittleren jährlichen Abfluss von ca. $7300 \text{ m}^3/\text{s}$, einer der größten Flüsse der Erde, stellt ein Beispiel für eine sehr ungünstige Fließrichtung im Vergleich zur Radarblickrichtung dar. Aufgrund der ungünstigen Nord-Süd Flussrichtung in Kombination mit mittleren Flussbreiten um 300 m ist eine Abflussschätzung durch ein ATI-System äußerst problematisch. Der Fluss wird als ungeeignet für ATI-Beobachtungen klassifiziert. Auch die Weichsel in Polen lässt derzeit, aufgrund des ungünstigen Flussverlaufs und Flussbreiten knapp unter 300 m im Bereich der Mündung, keine Beobachtung zu. Eine Limitierung der ATI-Abflussmessungen auf Grundlage der mittleren Flussrichtungen betrifft nur wenige Flüsse und spielt daher eine untergeordnete Rolle.

Windgeschwindigkeiten

Ein weiterer Punkt, der die Qualität der ATI-Messungen einschränkt, ergibt sich aus der erforderlichen Rauigkeit der Wasseroberfläche. Diese wird auf für die Satellitenfernerkundung relevanten Skalen im Wesentlichen durch den Wind induziert. Zuverlässige ATI-Strömungsmessungen sind im Windgeschwindigkeitsbereich von 5 m/s möglich (pers. Kommunikation R. Romeiser). Die Einschätzung der zu erwartenden Windgeschwindigkeiten auf der Wasseroberfläche basiert auf langjährigen mittleren monatlichen Windgeschwindigkeiten (Level 1000 mb) aus NCEP (National Centers for Environmental Prediction) Reanalysedaten (Kalnay *et al.*, 1996) (vgl. Appendix A.2). Einschränkungen in der Qualität der ATI-Messungen durch eine fehlende Wasseroberflächenrauigkeit aufgrund der zu geringen Windgeschwindigkeit über das Jahr sind beispielsweise für den Orinoco und den Brahmaputra zu erwarten. Gerade in den EZG der Tropen nimmt in vielen Gebieten aufgrund des dichten Pflanzenbewuchses die Windgeschwindigkeit flussaufwärts zügig ab. Allerdings spielt im Gesamten ein negativer Einfluss durch die fehlende Windinduzierung der Wasseroberflächenrauigkeit im Jahresverlauf für viele Flussmündungen nur eine untergeordnete Rolle.

Gezeiten

Der Einfluss der Gezeiten spielt dagegen eine enorme Rolle für die Genauigkeit der Abflussberechnung und die Auflösung zeitabhängiger Variationen. Informationen über die Tideamplituden der verschiedenen Gezeitenkomponenten in den Flussmündungen

³intermittierender Fluss: Gewässer mit klimatisch bedingt starker Variation der Wasserführung

werden aus dem globalen Tidemodell HAMTIDE (Hamburg direct data Assimilation Methods for TIDEs) ermittelt (Taguchi *et al.*, 2010). Die Daten sind vom Integrated Climate Data Center (ICDC) (<http://www.icdc.zmaw.de/hamtide.html>; Stand Januar 2012) frei erhältlich. Neben zahlreichen Quellen in der Literatur (flussspezifisch) wird der Einfluss der Gezeiten aus der Morphologie des Flussdeltas abgeschätzt (Hori & Saito, 2008). Stark tidegeprägte Deltas weisen eine typische trichterförmige Flussmündung mit unterschiedlich verzweigten Gerinnen auf, ähnlich dem Elbeästuar. Nahezu parallel zur Flussrichtung verlaufende, charakteristisch langgestreckte, sandige Rücken treten auf. Beispiele für derartige Deltaformen finden sich für den Amazonas, den Ganges-Brahmaputra, den Yangtze und den Irrawaddy (Indien). Flüsse mit einem ausgeprägteren Jahresganges des Abflusses im Vergleich zur Elbe (langjähriges minimales und maximales Abflussmittel $Q_{min} = 550 \text{ m}^3/\text{s}$, $Q_{max} = 1250 \text{ m}^3/\text{s}$), aber geringeren Amplituden der Tide, erlauben eine höhere zeitliche Auflösung der Abflussvariationen. Für Flüsse ohne ausgeprägten Tideeinfluss (kleiner als die ATI-Messgenauigkeit) geben die instantanen Abflussberechnungen direkt die Nettotransporte wieder. Im Fall von TerraSAR-X können damit monatliche Abflussvolumen ermittelt werden. Die arktischen Flüsse Sibiriens unterliegen einem zu vernachlässigbaren Gezeiteneinfluss (Ausnahme Chatanga). Auch der Mississippi unterliegt keinem ausgeprägten Gezeiteneinfluss. Erkennbar wird dies unter anderem an dem markanten, fluvial-dominierten Flussdelta. Auch für die ins Mittelmeer mündenden Flüsse Po und Rhone spielen Gezeiten kaum eine Rolle. Für die benannten Flüsse ist aufgrund des zu vernachlässigenden Gezeiteneinflusses eine Reduzierung des Gesamtfehlers der Abflussberechnungen zu erwarten.

Beobachtungsperiode

Auch die Beobachtungsperiode besitzt Einfluss auf die Genauigkeit der Abflussberechnungen. Arktische Flüsse sind zwischen Oktober und Mai von Eis bedeckt. Nur etwa 10% des jährlichen Abflusses dränieren die Flüsse während dieses Zeitraumes. Innerhalb dieser Periode und im Verlauf der Eisschmelze (treibende Eisblöcke) sind ATI-Messungen unmöglich. Tritt Eisstau auf, sind ATI-Messungen im Bereich vor der Eisbarriere ebenfalls problematisch. Die zu erwartenden Strömungsgeschwindigkeiten liegen oftmals unter der absoluten ATI-Messgenauigkeit von $0,1 \text{ m/s}$. Aufgrund der instationären Strömungsbedingungen (Überflutungen, Stauwassereffekte) ist eine Anwendung der empirischen Fließformel zur Abflussberechnung ebenfalls unmöglich. Während der Schneeschmelze Ende Mai bis Anfang Juni dränieren arktische Flüsse ca. 50% ihres gesamten jährlichen Abflussvolumens (Smith & Alsdorf, 1998). Dieser Zeitraum spielt für die Abflussberechnung eine zentrale Rolle. Auch für intermittierende Flüsse in ariden und vielen semiariden Gebieten verkürzt sich die Beobachtungsdauer. Ohnehin können viele Flüsse aufgrund des geringen jährlichen Abflussvolumens und der daraus resultierenden geringen Flussbreiten nicht observiert werden. Beispiele hierfür stellen der Godavari (Indien) und der Niger dar. Perennierende Flüsse⁴ erlauben im Prinzip eine ganzjährige Beobachtung.

⁴perennierender Fluss: Gewässer mit kontinuierlicher Wasserführung

Abflussvariation

Auch die jährlichen Abflussvariationen beeinflussen die Mindestgenauigkeit der Abflussbestimmung. Je höher die saisonale Abflussdynamik, desto besser können zeitliche Variationen erfasst werden. Denn der Fehler der Einzelmessung wirkt sich geringer auf den gesamten zu erwartenden Fehler der Abflussberechnung aus. Als ein Maß für die Variabilität des Abflusses wird der Variationskoeffizient ($C_V = \frac{\sigma}{\bar{Q}}$, $\bar{Q}$ mittlerer jährlicher Abfluss, σ Standardabweichung der mittleren monatlichen Abflüsse) verwendet. Die in dieser Arbeit angegebenen monatlichen Variationskoeffizienten werden aus monatlichen Abflüssen an den mündungsnahsten Abflussmesstationen berechnet. Die Daten entstammen den Modellsimulationen des Global River Discharge Project (RivDIS) Datensatzes (Vörösmarty *et al.*, 1998). Zudem können Variationskoeffizienten aus historischen Zeitreihen gewonnen werden. Für Flüsse wie den Ganges, den Mekong, den Jenissei, den Yukon und den Mississippi mit einem ausgeprägteren Jahresgang als dem der Elbe, wirken sich Fehler bei der Abflussberechnung geringer aus. Dagegen lassen sich zeitliche Schwankungen eher schlechter erfassen für Flüsse, die einen Variationskoeffizienten ähnlich der Elbe ($C_v = 0,28$) aufweisen, wie z.B. den Amazonas, den Kongo und die Donau.

Flussmorphologie

Die Morphologie eines Flusses ist von zentraler Bedeutung für die Genauigkeit der Abflussberechnungen. Die räumliche Auflösung von TerraSAR-X-ATI am Boden von ca. 3 m (Stripmap-Modus) gestattet in der Regel eine genaue Detektion der Ufer- und Wasserlinie. Probleme bei der ATI-Messung ergeben sich durch im Wasser stehende Bäume. Diese müssen für die ATI-Prozessierung ausmaskiert werden. Die Qualität von ATI-Messungen kann auch durch steile Flussufer eingeschränkt werden. Auf den relevanten Messskalen spielen steile Flussufer in den Mündungsbereichen der Flüsse jedoch eine untergeordnete Rolle.

Flüsse mit einem ausgeprägten Jahresgang und sich stark verändernden Wasserlinien an den Ufern lassen die Beobachtung der Form und Beschaffenheit des Gerinnebettes zu. Eine verbesserte Detektion der Wasserlinie führt auch zu einer verbesserten Definition der Fließrichtung (Flussmittellinie). Existieren steile Uferwände, dann verzweigt der Fluss sich in der Regel weniger, die wirkliche Fließrichtung ist genauer abschätzbar. Trockengefallene Flussbereiche geben zudem Hinweise über die Rauigkeit der Gerinnesohle.

Weniger die Messung der hydraulischen Größen, vielmehr die Anwendbarkeit der empirischen Abflussformeln auf Flussbereiche mit komplexen Fließbedingungen steuert die Genauigkeit der Abflussberechnungen, denn die Abflussformeln sind für gering verflochtene Flüsse mit begrenzter Breite und für stationär gleichförmigen Abfluss anwendbar (vgl. Abschn. 2.2).

Flussvolumentransporte der hohen Breiten werden saisonal über die Temperatur gesteuert. Für Flüsse wie den Yukon, den MacKenzie und den Nelson und den

Churchill, die in die Hudson Bay (Kanada) münden, lassen sich Abflüsse schwieriger messen. Diese Flüsse stellen klassische verzweigte Flusssysteme dar. Dagegen existiert in den großen asiatischen, arktischen Strömen Lena, Jenissei und Ob ein geringerer Grad der Verzweigung, da diese Ströme deutlich größere mittlere Volumentransporte aufweisen. Auch die meist niedrige Fließgeschwindigkeit in Flussmündungen ohne markanten Gezeiteneinfluss schränken ATI-Strömungsmessungen ein. Durch die sehr flachen Neigungen der Gerinnesohle können Fließgeschwindigkeiten unter der absoluten ATI-Messgenauigkeit von 0,1 m/s auftreten. Jedoch stehen spezifische Informationen über die zu erwartenden Strömungsgeschwindigkeiten für die meisten Flüsse nicht zur Verfügung.

5.1.2. Flussbeispiele

Tab. 5.1 schlüsselt am Beispiel der zehn größten Flusssysteme (nach dem Abflussvolumen) Kriterien auf, die die Machbarkeit von ATI-Abflussmessungen bestimmen. Über die zu erwartenden Genauigkeiten werden qualitative Aussagen getroffen. Diese beziehen sich auf die erzielbaren Genauigkeiten der Abflussbestimmung im Vergleich zum Testgebiet der Elbe. Für einjährige Mittelungsperioden mit dem ATI-System lassen sich für die Elbe Genauigkeiten von 20-30% gegenüber dem Referenzabfluss erzielen. Mittelungsperioden über 4 Monate lassen für die Elbe Abflussberechnungen mit Abweichungen um die 70% erwarten. Zusätzlich werden der Nil und der Euphrat & Tigris ausgewählt, da große Teile ihrer EZG in ausgedehnten ariden und semiariden Zonen liegen. Zudem wird die Donau ausgewählt, da sie einen bedeutenden Strom der mittleren Breiten darstellt. Auch der Rhein wird ausgewählt, da dieser trotz des ca. 3-fachen mittleren jährlichen Abflusses gegenüber der Elbe mit dieser vergleichbar ist, aufgrund des starken Gezeiteneinflusses in der Mündung, den hydroklimatischen Bedingungen wie die saisonale Abflussvariation und die auftretenden Windgeschwindigkeiten.

Amazonas

Der Amazonas, der mit Abstand größte Fluss der Erde, trägt allein ca. 18% (mittlerer jährlicher Abfluss ca. 230.000 m³/s) zum globalen jährlichen Süßwassereintrag in den Ozean bei (Mikhailov, 2010). Die dominierenden Kriterien, die die Abflussmessungen einschränken, stellen der enorme Tideeinfluss, die verhältnismäßig geringe Windgeschwindigkeit (abgeschätztes Jahresmittel ca. 2,0 m/s) sowie eine im Verhältnis zum jährlichen Abflussvolumen moderate saisonale Variation des Abflusses (Variationskoeffizient $C_V = 0,46$) dar. Die tidebedingte Stratifikation von Salz- und Süßwasser (Schichtströmungen), die wechselnde Fließrichtungen verursacht und somit zu Problemen bei der Umrechnung der OG in die mittlere Geschwindigkeit führt, spielt eine untergeordnete Rolle. Der Grund liegt in den enormen dränierten Wassermengen des Amazonas (Mikhailov, 2010). Der Tideeinfluss ist ab der Flussmündung bis ca. 1000 km flussaufwärts messbar (Kosuth *et al.*, 2009). Der Einfluss ist jedoch so gering, dass die empirische

Abflussformel für den Amazonas problemlos angewendet werden kann. Da der Variationskoeffizient des Abflusses größer als der der Elbe ($C_V = 0,28$) ist, können saisonale Abflussschwankungen ab einer Mittelungsperiode von vier Monaten mit TerraSAR-X ATI-Messungen aufgelöst werden. Die Flussbreite stellt für die Beobachtung des Amazonas-EZG ein kaum beschränkendes Kriterium dar. Nahezu das gesamte EZG kann beobachtet werden. Im Landesinneren schränken die zu erwartenden sehr niedrigen mittleren Windgeschwindigkeiten von weniger als 2 m/s die Qualität der ATI-Messungen deutlich ein. Neben den genannten Bedingungen wie Flussbreite und Windgeschwindigkeit, erlauben auch die zu erwartenden Strömungsgeschwindigkeiten (ab der Station Obidos bis zur Mündung) zwischen 0,8 m/s (Niedrigwasser) und 2,5 m/s (Hochwasser) qualitative ATI-Strömungsmessungen im Amazonasdelta. Am Deltakopf (am Zufluss des Xingu) sind Genauigkeiten der Abflussberechnungen vergleichbar mit der Elbemündung zu erwarten. Damit können jährliche Volumentransporte in den Ozean mit einer Genauigkeit von ca. 20-30% quantifiziert werden. Bisher werden Süßwassereinträge in den Ozean in der Regel an der Station Obidos gemessen. Nach Wasserbilanzrechnungen von Mikhailov (2010) wird ein zusätzlicher Abfluss von 25% des bisher gemessenen Betrages zwischen der Abflussmessstation Obidos (ca. 870 km von der Mündung) und dem Deltakopf generiert. Die Genauigkeit möglicher ATI-Abflussmessungen reicht damit aus, um zum Schließen der Wasserbilanzgleichungen für das ausgedehnte Amazonasdelta beizutragen. Für den Amazonas lassen sich Genauigkeiten für die Abschätzung der Volumentransporte vergleichbar der Elbe prognostizieren.

Kongo

Das EZG des Kongos liegt ebenso wie das Amazonas-EZG im äquatorialen Klimabereich. Die Güte der Abflussberechnung sind vergleichbar mit dem Amazonas. In der Flussmündung herrscht ebenso ein starker Tidenhub, die zu erwartenden geringen Windgeschwindigkeiten schränken die ATI-Messqualität ein und die saisonale Abflussvariation ist mit einem Variationskoeffizienten von $C_V = 0,19$ vergleichsweise gering. Über die hydrologische Dynamik und den Süßwassereinstrom des Kongos ist im Gegensatz zum Amazonas noch weniger bekannt. Die zu erwartenden Genauigkeiten der Abflussberechnungen sind ähnlich denen der Elbe. Fernerkundungsgestützte ATI-Abflussmessungen stellen hier eine optimale Technologie dar, um zusätzliche Kenntnisse über die auftretenden Abflussvolumina des Kongos zu erlangen.

Orinoco

Auch das EZG des Orinocos liegt im Bereich des Äquators. Der Variationskoeffizient des Orinocos ist vergleichbar mit dem Amazonas, d.h. es treten eher moderate jährliche Abflussschwankungen auf. Im Gesamten unterliegt das ausgedehnte Orinocodelta einem moderaten Gezeiteneinfluss, denn nach Hori & Saito (2008) stellt das Delta eine Mischung zwischen wellen- und tidedominierten Delta dar.

Im Deltabereich sind kaum qualitative ATI-Strömungsmessungen möglich. Die zu erwartenden Windgeschwindigkeiten liegen vor dem Eingang ins Delta (Deltabeginn ca. 200 km vor der Küste) häufig unter 5 m/s. Am Deltaeingang reicht die Flussbreite für ATI-Strömungsmessungen aus. Nach Mikhailova (2010) ist die jährliche Wasserbilanz (Niederschlag minus Verdunstung) innerhalb des Deltas nahezu geschlossen, sodass das Abflussvolumen in den Ozean gleich dem Abflussvolumen am Eingang des Deltas ist. Die morphologischen Bedingungen am Deltaeingang sind weniger komplex und daher deutlich geeigneter für ATI-Abflussmessungen. Ferner ist der Einfluss der Tide deutlich niedriger am Deltaeingang, denn die Tidewelle pflanzt sich maximal bis 300 km von der Küste fort (max. 100 km flussaufwärts ab dem Deltaeingang) (Mikhailova, 2010). Insgesamt gesehen, ergeben sich die Hauptprobleme für die ATI-Beobachtungen im Wesentlichen aus den zu geringen Windgeschwindigkeiten am Deltaeingang. Mittlere jährliche Abflussschätzungen des Orinocos sind mit einer vergleichbaren Genauigkeit wie in der Tideelbe zu erwarten.

Yangtze

Das Abflussregime des im Himalaja entspringenden Yangtze ist geprägt durch den Monsun. Die Yangtzemündung unterliegt ebenso wie die Elbe einem starken Gezeiteneinfluss. Die saisonalen Schwankungen des Abflusses sind jedoch deutlich größer (Variationskoeffizient $C_V \approx 0,53$; Daten aus nur zwei Jahren). Allerdings nimmt die Abflussvariation durch massive Flussbaumaßnahmen stromaufwärts der Mündung rapide ab (Nilsson *et al.*, 2005). Es ist zu erwarten, dass saisonale Abflussschwankungen zeitlich besser als in der Elbe aufgelöst werden können. Die morphologischen Bedingungen (8 m bis 10 m Tiefe) sowie die auftretenden tidebedingten Fließgeschwindigkeiten (bis zu 2,5 m/s) im Yangtzeästuar (Chen *et al.*, 2008) sind vergleichbar mit dem Elbeästuar. Die Flussufer sind gut detektierbar, da der Yangtze flussabwärts ab der Stadt Nanjing eingedeicht ist. Tidebedingte Strömungen sind je nach Abflusssituation bis 200 km bis zu 250 km von der Küste zu verzeichnen (Mikhailov *et al.*, 2001). Bei einem ähnlichen Abtastscenario wie an der Elbe (3 Messungen innerhalb des Wiederholungszyklus von 11 Tagen) können realistische Abflussschätzungen mit einer 4-monatigen Mittelungsperiode gewonnen werden. Die Güte der erwartbaren mittleren jährlichen Abflussberechnungen ist vergleichbar mit der Elbe.

Ganges-Brahmaputra

Das Ganges-Brahmaputra Flussdelta in Bangladesch stellt das größte Flussdelta der Welt dar und wird gespeist durch den Zusammenfluss der Flüsse Brahmaputra, Ganges und Meghna. Sowohl während der sommerlichen Hochwasserphasen durch den Monsun (Juni-September), als auch während der Trockenperioden ist das Delta durch einzigartige, komplexe hydrodynamische und morphologische Bedingungen charakterisiert. Aufgrund des Monsuneinflusses weist der Fluss einen ausgeprägten Jahresgang auf (Variationskoeffizient $C_V \approx 0,75$). Vergleichbare Daten über die

hydrodynamischen Bedingungen innerhalb der vielen verschiedenen Gerinne im Delta sind äußerst rar. Die zu erwartenden morphologischen Bedingungen des Flussnetzes weichen stark von den Annahmen der üblichen empirischen Abflussmodelle ab. In vielen Bereichen sind Flussabschnitte mit Flussbreiten unter 300 m zu erwarten. Die vielen Inseln im Gerinne stören die Qualität der ATI-Strömungsgewinnung erheblich, eine Definition der Flussmittellinie ist ebenso problematisch. Informationen zum Einfluss der Gezeiten sind ebenso spärlich, nach Mikhailov & Dotsenko (2006) besitzen sie jedoch einen großen Einfluss. Im Hoogly Arm pflanzt sich die Tidewelle während der Trockenzeit im Frühjahr 250 km bis zu 300 km stromaufwärts fort. Tidebedingte maximale Strömungsgeschwindigkeiten von 1,4-2,0 m/s treten auf. Lediglich für den Unteren Meghna, der einen Großteil des jährlichen Abflussvolumens beisteuert (Mikhailov & Dotsenko, 2006), sind im Mündungsbereich brauchbare Schätzungen zu erwarten. Der Einfluss der Gezeiten sowie niedrige mittlere Windgeschwindigkeiten von deutlich unter 5 m/s reduzieren die Güte der Abflussberechnungen zusätzlich. Während Sturmereignissen mit registrierten Windgeschwindigkeiten zwischen 24 m/s und 62 m/s wird die Datenqualität möglicher ATI-Messungen reduziert. Es lässt sich zusammenfassen, dass die Fehler möglicher fernerkundungsbasierter Abflussberechnungen für den Ganges-Brahmaputra kaum realistische Werte ergeben werden, im Wesentlichen bedingt durch die komplizierten hydrodynamischen und morphologischen Bedingungen.

Jenissei

Aufgrund der Eisbedeckung ist die Beobachtungszeit auf Mai bis Oktober beschränkt. Der Jenissei besitzt einen ausgeprägten Jahresgang (Variationskoeffizient $C_V = 1,2$). Während des langen Frühjahrshochwassers von Ende Mai bis Juli (ca. 62% des Jahresabflusses) (Kravtsova & Cherepanova, 2003) füllen sich die für die arktische Flüsse typischen, breiten Überflutungsflächen, die durchsetzt sind mit Sümpfen, Thermokarst-Seen und vielen kleinen verflochtenen Gerinnen. Eine Anwendung der empirischen Abflussmodelle in diesen Bereichen führt zu sehr großen Fehlern, aufgrund der ungünstigen hydraulischen Bedingungen. Die vielen kleinen Gerinne mit Breiten von mehreren Zehnermetern lassen keine Strömungsmessungen mit einem satellitengestützten ATI-System zu. Sie treten nur während der Abflussspitzen auf, sind oft nicht mit dem Hauptgerinne verbunden und werden schnell wieder entwässert (Costard & Gautier, 2008). Insofern tragen sie nur wenig zum Gesamtabfluss bei. Der Großteil des Abflusses wird über den Hauptstrom abgeführt. Auch wenn sich im Verlauf des Jahres im gut abgrenzbaren Hauptgerinne viele Inseln und Sandbänke herausbilden, ist eine ausreichende Wasseroberfläche aufgrund der Größe des Jenissei gegeben. Die eher ungünstige Hauptfließrichtung des Jenissei von Süd nach Nord wird vor der Flussmündung von einem markanten, ca. 50 km langen Ost-West gerichteten Flussabschnitt unterbrochen. Dieser Bereich eignet sich gut für ATI-Messungen. Aufgrund des fehlenden Gezeiteneinflusses und der relativ gut detektierbaren Flussufer ist insgesamt eine bessere Erfassung instantaner Abflüsse und Nettovolumentransporte möglich. Monatliche Abflussmittel können bestimmt

werden (besonders wichtig für Frühjahrshochwasser), zumal das Gebiet vor der weitflächigen Mündung häufiger (bis zu 5 Messungen innerhalb des 11-tägigen Wiederholungszyklus von TerraSAR-X) als die Elbe überflogen wird. Auch weiter stromaufwärts von der Mündung treten Flussbreiten von mehr als 300 m auf, das bedeutet, dass große Teile des EZG des Jenissei mittels ATI beobachtbar sind. Die Haupteinschränkung besteht darin, dass die mittlere Hauptabflussrichtung ab der Stadt Lessosibirsk ($58^{\circ} 14' \text{ N}$, $92^{\circ} 29' \text{ O}$) bis zur Mündung (70° N , $83^{\circ} 12' \text{ O}$, Dorf Karaul) von Süd nach Nord verläuft, sodass viele Flussabschnitte einen ungünstigen Beobachtungswinkel (größer 60°) zwischen Radarblick- und Flussrichtung aufweisen. Die für ATI-Messungen notwendigen Windgeschwindigkeiten von ca. 5 m/s sind während der Beobachtungszeit meistens zu erwarten. Im Gesamten sind genauere Abschätzungen der Flussvolumentransporte im Jenissei als in der Elbemündung zu erwarten.

Mississippi

Die Mischung verschiedener Niederschlagsereignisse (Schneefall, großräumige Sturmereignisse wie Hurrikans und konvektiver Niederschlag) erzeugt eine moderate saisonale Abflussvariabilität der Abflussspitzen und eher moderate monatliche Schwankungen des Abflusses im Mississippi (Variationskoeffizient $C_V = 0,38$). Das Mississippidelta stellt ein klassisches fluvial-dominiertes Flussdelta (prismaartige Form) dar. Das Ästuar ist gering stratifiziert (Hori & Saito, 2008), das bedeutet, bezogen auf satellitengestützte Abflussmessungen ist der Einfluss der Gezeiten als eher gering einzuschätzen. Die mittleren, zu erwartenden Strömungsgeschwindigkeiten an der Oberfläche liegen zwischen 0,2 m/s und 2,7 m/s (Pegel New Orleans, Messstelle Carrollton) (http://www.mvn.usace.army.mil/eng/edhd/velo_no.asp, Stand Januar 2012). Damit befinden sie sich innerhalb der ATI-Messgenauigkeit. Im Deltabereich lassen sich die Flussufer des Hauptstroms sehr gut detektieren, aufgrund anthropogener Eindeichungsmaßnahmen. Infolge dieser Baumaßnahmen (z.B. Deichbau, Kanalisierung, Befreiung der Flussufer von Vegetation) wurden die morphologischen Bedingungen im Fluss vereinfacht. Dies gilt auch für weite Flussabschnitte stromaufwärts. Der Mississippi ist einer der am stärksten fließregulierten Ströme der Erde (Knox, 2008). Die weiter stromaufwärts auftretenden Flussbreiten über 300 m gestatten ebenso weite Gebiete des EZG zu beobachten. Einschränkungen der ATI-Datenqualität sind in einigen Bereichen des EZG durch die teilweise geringen Windgeschwindigkeiten zu erwarten. Insgesamt lassen ATI-gestützte Abflussmessungen höhere Genauigkeiten im Vergleich zur Elbe erwarten.

Lena

Für die Lena sind das hydrologische Regime, die mittleren jährlichen Abflüsse, der ausgeprägte Jahresgang (Variationskoeffizient $C_V = 1,3$), die Möglichkeit häufiger Überflüge, der fehlende Gezeiteneinfluss, die enormen Flussbreiten, auch weiter stromaufwärts, sowie die weitläufigen Überflutungsflächen mit dem Jenissei

vergleichbar. Auch wenn weite Flussabschnitte durch eine ungünstige Fließrichtung, in Bezug zur Satellitenblickrichtung, gekennzeichnet sind, so sind trotzdem genauere Abflussmessungen im Vergleich zum Elbeästuar zu erwarten.

Paraná

Der Paraná ist stromaufwärts vom langgestreckten, bis zu 60 km breiten, Paranádelta durch ein pluviales Abflussregime⁵ geprägt. Die mittleren jahreszeitlichen Schwankungen sind sehr gering mit Abflussmaxima von ca. 22.000 m³/s im Feb./März und Abflussminima von ca. 13.000 m³/s im Juli/Aug. (Variationskoeffizient $C_V \approx 0,11$). Der Einfluss der Tide ist zu vernachlässigen, sodass monatliche Abflussmittel aufgelöst werden können. Stromaufwärts vom Deltagebiet mäandriert der Fluss stark, ist gekennzeichnet durch vielfach verzweigte Gerinne mit Inseln und ausgeprägten Überflutungsflächen. Dies lässt eine stark irreguläre Form des Flussbettes erwarten. Eine Anwendung der Abflussformel wird in diesen Bereichen sehr ungenaue Abflussschätzungen produzieren. Auch der sumpfige Deltabereich mit vielen stark mäandrierenden, parallel verlaufenden Gerinnen ist charakterisiert durch komplexe hydrodynamische Bedingungen, sodass eine Anwendung der empirischen Abflussformel zu enormen Fehlern führt. Aufgrund dieser Gegebenheiten liefern mögliche ATI-Abflussmessungen größere Fehler als im Elbeästuar.

Mekong

Der Abfluss des Mekongs im Unterlauf ist geprägt durch den Einfluss des südöstlichen Monsuns. Abflussspitzen treten im September bis Oktober auf. In weiten Teilen des EZG akkumuliert sich Flusswasser während der monsungesteuerten Hochwasserphasen. Der Mekong ist gekennzeichnet durch einen sehr hohen Variationskoeffizienten ($C_V = 0,94$) der monatlichen Abflüsse. Das Mekongdelta unterliegt einem kräftigen Gezeiteinfluss. Der Fluss verzweigt sich im Mekongdelta in zwei bis acht Stränge, die jeweils die erforderlichen Flussbreiten (400 m-3400 m) und stark gezeitendominierte hydrodynamische Bedingungen aufweisen. Durch Eindeichungen sind die Flussufer deutlich detektierbar. Während der Trockenphasen dringt die Tidewelle bis 395 km in den Fluss ein (Mikhailov & Arakelyants, 2010). Mindestens 20 Überflüge sind nötig (vergleichbare Abtastsimulation mit TerraSAR-X wie über der Elbe), um die kräftigen saisonalen Abflussschwankungen aufzulösen. Bei einzelnen Aufnahmen können sich zusätzlich Probleme bei der Strömungsmessung durch die ATI ergeben, aufgrund zu hoher Windgeschwindigkeiten bei Taifunen (40-80 m/s) (Mikhailov & Arakelyants, 2010). Auch stromaufwärts der großen Mündung lassen sich ATI-Messungen durchführen, da Flussbreiten von über 300 m auftreten. Die Hauptprobleme für die ATI-Abflussschätzungen erwachsen aus den niedrigen zu erwartenden Windgeschwindigkeiten und dem weiten Eindringen der Tidewelle. Das Ufermaterial stromaufwärts wechselt zwischen alluvialem (verflochtenes Gerinne) und festem Material. Die Uferbänke sind bei festem Material

⁵pluviales Abflussregime: auch als Regenregime bezeichnet.

deutlich detektierbar, doch teilweise charakterisiert durch steile Wände, die die ATI-Beobachtungen einschränken (Gupta, 2008). Der Mekong stellt ein weiteres gutes Beispiel für den Anwendungsbereich der Fernerkundung zur Abflussschätzung dar. Zwar sind die hydrodynamischen Bedingungen komplex, gerade während der Hochwasserphase (viele überflutete Bereiche), doch gleichzeitige, dauerhafte Strömungsmessungen in den verschiedenen, tidedominierten Strängen sind äußerst schwierig und kostenintensiv. Insgesamt betrachtet, lassen sich Süßwassereinströme in den Ozean durch den Mekong mit einer leicht schlechteren Genauigkeit als in der Elbe abschätzen.

Donau

Die Donau unterliegt im Unterlauf (Tiefland) einem pluvialen Abflussregime. Trotzdem treten die Abflussspitzen aufgrund der Schneeschmelze im Mai bis Juni auf. Die Donau weist einen vergleichsweise niedrigen Variationskoeffizienten ($C_V = 0,24$) des Abflusses auf. Es besteht kein Einfluss von Gezeiten. Für ATI-Fernerkundungsbeobachtungen eignet sich das Gebiet am Eingang des typisch fluvial geprägten Deltas nahe der Stadt Tulecea (ca. 80-100 km vom Schwarzen Meer). Dort trennt sich die Donau in drei Arme, die einzeln betrachtet für ATI-Abflussmessungen ungeeignet sind. Weite Flussabschnitte weisen Flussbreiten von unter 300 m auf. Weiter stromaufwärts ist die Donau wieder für ATI-Messungen geeignet, trotz variabler geometrischer und hydraulischer Gerinnebedingungen. In einigen Flussabschnitten wurden durch Fließregulierungen die Flussgeometrie soweit verändert, dass das DHG-Konzept zur Abflussberechnung nicht mehr greift (Lóczy, 2008). Insgesamt gesehen lassen sich aufgrund der morphologischen Bedingungen vor dem Donaudelta und dem fehlenden Einfluss von Gezeiten Süßwassereinströme ins Schwarze Meer mittels satellitengestützter ATI besser abschätzen als in der Elbe.

Rhein

Der Rhein unterliegt im Unterlauf einem ozeanisch geprägten, pluvialen Abflussregime. Wegen seines alpinen Ursprungs weist der Rhein einen sehr ausgeglichenen Jahresgang des Abflusses auf. Dementsprechend ist der Variationskoeffizient ($C_V = 0,17$) kleiner als für die Elbe. Das stark gezeitenbeeinflusste Rhein-Maas Delta ist durch zahlreiche Fließregulierungen nahezu komplett anthropogen geprägt. Ähnlich wie im Elbeästuar ist die Detektion der Flusssufer und die Definition der Flussrichtung relativ gut möglich. Aufgrund der unzureichenden Flussbreite stromaufwärts bleibt die Anwendung der Fernerkundung auf den Ästuarbereich beschränkt. Der Rhein dräniert etwa das dreifache Volumen der Elbe. Bei vergleichbaren hydrodynamischen Bedingungen, d.h. starkem Gezeiteneinfluss bei geringerer jährlicher Abflussvariation (aber deutlich höherem Abflussvolumen) als im Elbeästuar, sind die zu erwartenden Unsicherheiten der ATI-Abflussberechnungen mit den Elbeabschätzungen vergleichbar.

Nil

Der Nil besitzt verglichen mit der Größe seines EZG ein sehr geringes Abflussvolumen, da der Großteil seines EZG im ariden Bereich liegt. Dies zeigt sich an der abgeschätzten Flussbreite an der Mündung (1754 m) auf Basis der Fläche des EZG. Dagegen ergibt sich auf der Grundlage der mittleren jährlichen Abflüsse ein realistischer Wert von 325 m (vgl. Tab. 5.1). Die Abflussvariation des Nils wird im Wesentlichen durch sommerliche Monsunniederschläge des blauen Nils im Oberlauf (trägt 70% des Gesamtabflusses bei) gesteuert. Die Abflussspitzen treten im September/Oktobre auf. Nach der Fertigstellung des Assuan Staudamms 1970 und zahlreichen Fließregulierungen reduzierte sich die jährliche Abflussvariation des Nils dramatisch. Der Variationskoeffizient beträgt jetzt etwa $C_V = 0,18$.

Das Nildelta stellt ein wellendominiertes Delta dar. Störende Gezeiteneinflüsse für die fernerkundliche Abflusserfassung sind daher vernachlässigbar. Das jährliche Abflussvolumen am Deltaeingang nördlich von Kairo liegt bei etwa $1.100 \text{ m}^3/\text{s}$ (Mikhailova, 2001). Das Delta ist komplett anthropogen beeinflusst. Die Flussbreiten der zahlreichen Bewässerungsrinnen reichen für eine ATI-Überwachung nicht aus. Messungen der Strömungsgeschwindigkeiten sind höchstens am Eingang des Deltas möglich. Weiter flussaufwärts weisen viele Flussabschnitte mittlere Flussbreiten von kleiner 300 m auf. Als bedeutende weitere Einschränkung kommt die ungünstige Süd-Nord Flussrichtung des Nils über mehrere hundert Kilometer hinzu. Aufgrund der intensiven Landwirtschaft (40% der landwirtschaftlichen Produktion Ägyptens) und der enormen Verdunstung im Deltabereich repräsentiert eine mögliche Abflussschätzung am Deltaeingang den Süßwassereintrag in das Mittelmeer nur unzureichend. Ein möglicher Ansatz zur Verbesserung der Abschätzung der Nettovolumeneinträge ins Mittelmeer wäre, die Verdunstung der verschiedenen Landnutzungsformen abzuschätzen und mit den fernerkundungsgestützten Abschätzungen der Wasservolumeneinträge in den Deltabereich zu kombinieren. Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass ATI-Abflussmessungen ausschließlich auf das Gebiet kurz vor dem Delta und auf Kairo beschränkt sind. In Kairo ist die Qualität möglicher ATI-Geschwindigkeitsmessungen durch die zahlreichen Brücken beeinträchtigt. Mögliche Abflussmessungen weisen im Vergleich zu den Abflussberechnungen im Elbegebiet deutlich größere Unsicherheiten auf. Aussagen zu den Süßwassereinträgen ins Mittelmeer sind nur bedingt möglich.

Euphrat & Tigris

Das EZG des Euphrat & Tigris', das sich zu großen Teilen über semiaride und aride Gebiete erstreckt, unterliegt einem politisch brisanten Konflikt um die Ressource Wasser. Dementsprechend existieren kaum gesicherte Daten über die Abflussdynamik. Auch der Variationskoeffizient $C_V \approx 0,47$ kann nur grob abgeschätzt werden. Die Datenlage hat sich nach 1990 infolge von Dammbaumaßnahmen der verschiedenen Anrainerstaaten dramatisch verschlechtert. Abflussmessungen des Euphrat & Tigris' sind nur im Bereich der Flussmündung möglich, infolge der erweiterten Flussbreiten

durch die gezeitenbedingt erhöhten Strömungsgeschwindigkeiten. Die Flussbreiten variieren für den Euphrat zwischen 100 m-200 m und für den Tigris zwischen 150 m-350 m. Damit liegen sie im Grenzbereich für mögliche satellitenbasierte ATI-Strömungsmessungen. Während der Tiden treten Strömungsgeschwindigkeiten bis zu 2 m/s-3 m/s auf. Die Flussbetten sind gut zu detektieren, da sie über dem alluvialen Schwemmfächer liegen (Iraq Foundation, 2003). Aufgrund der Flussbreiten von unter 300 m in einigen Flussabschnitten des Deltabereiches und dem starken Gezeiteneinfluss werden mögliche ATI-Abflussschätzungen deutlich größere Fehler aufweisen.

5.1.3. Zusammenfassende Betrachtung

Die Klassifikation der EZG nach der Anwendbarkeit von ATI-Messungen auf Grundlage der in Abschn. 5.1.1 diskutierten Beobachtungskriterien ergibt, dass sich zwar mit einer reinen ATI-Satellitenmission die Süßwassereinträge von nur ca. 30% der weltweiten EZG abschätzen lassen. Diese machen allerdings ca. 89% der jährlichen Flussvolumentransporte in den Ozean aus (auf Basis der Daten vom GRDC (Global Runoff Data Centre (GRDC), 2007); vgl. Abb. 5.2). Mit einer jährlichen Beobachtungsperiode können 60% der Süßwassereinträge mit einer Genauigkeit vergleichbar der Elbe erfasst werden, mit erwartbaren Fehlern von 20-30%. Die Nettovolumenausströme der übrigen EZG können im Vergleich zu den erzielten Genauigkeiten der Elbe-Abflussberechnungen in etwa zu gleichen Teilen besser und schlechter abgeschätzt werden.

Auch für die im Himalaja entspringenden Flüsse wie der Yangtze, Mekong, der Indus und der Ganges-Brahmaputra können jährliche Süßwassereinträge bestimmt werden. Für diese Flüsse besteht ein hohes geopolitisches Interesse. In ihrem EZG lebt ein Großteil der Weltbevölkerung (ca. ein Drittel), die dieses Flusswasser sowohl für landwirtschaftliche und industrielle Zwecke als auch als Trinkwasser benutzen. Allerdings sind die zu erwartenden Fehler der berechneten Volumentransporte für das EZG des Ganges-Brahmaputras und des Indus' groß. Auch für die bedeutenden Flüsse Nil und Paraná sind große Fehler der ATI-Abflussberechnungen zu erwarten. Dies gilt auch für andere Flüsse, mit meist intermittierendem Abfluss, der ariden und semiariden EZG.

Die Abflussberechnungen der stark verflochtenen Ströme der hohen Breiten in Nordamerika, die zusätzlich durch Gezeiten beeinflusst werden, sind ebenfalls mit sehr großen Fehlern belegt. In diesen Bereichen Nordamerikas besteht allerdings auch eine große Abdeckdichte von Abflussmessstationen. Dagegen erlauben die Wolga sowie die großen arktischen Ströme Lena, Jenissei, Ob, Kolyma und die Wolga realistische Abflussberechnungen, sowohl an der Mündung als auch in weiten Teilen stromaufwärts, bedingt durch die günstigeren morphologischen und hydrodynamischen Bedingungen (zu vernachlässigender Gezeiteneinfluss, oftmals deutlich größeres Abflussvolumen als arktische Flüsse Nordamerikas). Ein satellitengestütztes ATI-System stellt hier eine optimale Methodik zur Überwachung dar, denn gerade diese Regionen unterliegen einer sehr geringen Observationsdichte durch Abflussmessstationen. Nahezu alle großen

Tabelle 5.1.: Kriterien für ATL-basierte Abflussuschätzungen großer Flusssysteme im Bereich der Flussmündungen.

Nr.	Fluss/ EZG	Volumen ^a (m³/s)	Fluss- ^b breite (m)	Mehrere Überflüge	Winkel ^c <60°	Wind	Tiden	Beobachtungs- periode	Abfluss- variation	Geometrische ^d Bedingungen	Fehler ^e
1	Amazonas	176.417 ^f	2425	+	+	o	stark	perennierend	moderat	moderat	ähnlich
2	Kongo	40.250	1923	+	+	o	stark	perennierend	moderat	moderat	ähnlich
3	Orinoco	31.206	975	+	+	-	moderat	perennierend	moderat	moderat	ähnlich
4	Yangtze ^g	28.521	1321	+	+	+	stark	perennierend	hoch	gut	ähnlich
5	Brahmaputra	21.112	719	+	+	-	stark	perennierend	hoch	komplex	viel größer
6	Jenissei	18.496	1599	+	+	+	gering	Mai-Okt.	hoch	moderat	geringer
7	Mississippi	16.966	1788	+	+	+	gering	perennierend	moderat	gut	geringer
8	Lena	16.704	1624	+	-	o	gering	Mai-Okt.	hoch	moderat	geringer
9	Paraná	15.104	1625	+	+	+	gering	perennierend	moderat	komplex	größer
10	Mekong	13.214	887	+	+	+	stark	perennierend	hoch	komplex	ähnlich
11	Donau	6.415	891	+	+	+	gering	perennierend	gering	gut	geringer
12	Rhein	2.254	436	+	+	+	stark	perennierend	gering	gut	ähnlich
13	Nil	1.250	1754	-	-	+	gering	perennierend	hoch	moderat	viel größer
14	Euphrat ^h	1.192	912	+	+	+	stark	intermittierend	hoch	moderat	größer

^aVolumen: Die Angabe des mittleren jährlichen Abflussvolumens stammt aus dem „Station Catalogues“ des GRDC (www.bafg.de, Stand Januar 2012).

^bFlussbreite: Die abgeschätzte Breite der Mündung nach Gl. 5.1.

^cWinkel zwischen lokaler Radarblick- und mittlerer Flussrichtung

^dGeometrische Bedingungen: umfasst morphologische und hydraulische Bedingungen am Fluss

^eFehler: Qualitative Aussage über die zu erwartenden Genauigkeiten der Abflussberechnung im Vergleich zum Elbe-Testgebiet.

^fIm Text 230.000 m³/s, nach neueren Berechnung von Mikhailov (2010)

^gYangtze: auch bekannt als Changjiang

^hinklusive Tigris

Flusssysteme, die in Abb. 5.2 mit zur Elbe vergleichbaren und geringeren Fehlern der Abflussschätzungen klassifiziert werden, erlauben auch eine ATI-Beobachtung stromaufwärts der Mündung. Neben der erforderlichen Flussbreite bilden geringe Windgeschwindigkeiten die Haupteinschränkungen für ATI-Messungen.

Basierend auf der ATI-Messtechnik und der angewendeten Methodik zur Reduzierung des Tidesignals lässt sich schlussfolgern, dass ohne zusätzliche Tideinformationen und in Flüssen mit moderaten hydraulischen Bedingungen mindestens 20-25 Messungen nötig sind, um realistische Abschätzungen von Nettovolumentransporten zu erhalten. Für Flüsse, die vergleichsweise komplizierte hydraulische Bedingungen aufweisen und einem starken Gezeiteneinfluss unterliegen, wie den Niger (Nigeria) oder die in die Hudson Bay mündenden Ströme (z.B. der Nelson, der Churchill und der Hayes Fluss), können nur mittlere halbjährliche Abflüsse realistisch berechnet werden. Denn für die letztgenannten Ströme in den arktischen Breiten ist die Beobachtungsperiode auf nur sechs Monate beschränkt. Dagegen lassen sich die Flüsse in den äquatorialen Regionen wie der Amazonas, der Kongo und der Sambesi, das ganze Jahr über beobachten, mit vergleichbaren bis leicht schlechteren Genauigkeiten im Vergleich zur Tideelbe.

Insgesamt betrachtet zeigen die Analysen, dass die Genauigkeit der Abflussberechnung im Wesentlichen durch die hydraulischen Bedingungen gesteuert wird, da oftmals der Anwendungsbereich der empirischen Abflussformeln verletzt wird. Die Messfehler und Einschränkungen der ATI-Technik besitzen einen geringeren Einfluss auf die Genauigkeit der Berechnung der Flussvolumentransporte. Auf Seiten der Fernerkundung werden globale Messungen von Nettotransporten in Flüssen und Süßwassereinträgen in den Ozean im Wesentlichen durch die erforderliche Flussbreite von etwa 300 m limitiert. Der Nachteil der Messung von nur einer Strömungskomponente in Radarblickrichtung spielt nur eine untergeordnete Rolle, da die hohe räumliche Auflösung, z.B. von TerraSAR-X, im Prinzip eine ausreichend genaue Definition der Flussrichtung zulässt, und damit eine hinreichend genaue Approximation der wirklichen Fließrichtung im Fluss ermöglicht. Die Haupteinschränkung für zuverlässige satellitengestützte Abflussschätzungen liegt in der Approximation der hydraulischen Fließbedingungen in den Abflussformeln, unabhängig ob in Flüssen/Flussabschnitten mit stationären wie instationären Strömungsbedingungen. Allerdings ergeben sich zusätzlich große Probleme auch bei den ATI-Messungen, wenn die morphologischen Bedingungen im Gerinne sehr komplex sind. In diesem Fall projiziert sich bei großen Winkeln zwischen Radarblick- und angenommener Fließrichtung (parallel zur Flussrichtung) die absolute ATI-Messgenauigkeit von etwa 0,1 m/s zu größeren Abweichungen in der abgeleiteten Oberflächengeschwindigkeit. Von den bedeutenden Strömen treffen diese Bedingungen lediglich für den Nil und die Magdalena (Kolumbien) zu, sodass eine Abschätzung der Flussvolumentransporte nur sehr schwer möglich ist.

5.2. Kombination von ATI und Altimetrie

Sowohl die ATI (TerraSAR-X) als auch der abbildende Altimeter der SWOT-Mission besitzen Vor- und Nachteile. Geschwindigkeits- und Flussbreitenmessungen mit dem ATI-System sind alle 11 Tage (und mehr) möglich, während der SWOT-Altimeter im nominellen Orbit eine 22-Tage-Wiederholrate besitzt. Dagegen deckt der SWOT-Satellit mit einer Szenenbreite von 120 km einen deutlich größeren Bereich ab als TerraSAR-X im Stripmap-Modus (für ATI-Messungen in Flüssen am besten geeignet) mit einer Szenenbreite von ca. 16 km. Einer der größten Unterschiede liegt in der erforderlichen Flussbreite von mindestens 300 m für ATI-Messungen und lediglich 100 m für Altimetermessungen.

Die Altimetrie erlaubt kaum Abflussmessungen in Flussmündungen oder unter instationären Strömungsbedingungen (Tideeinfluss). Der Grund ist, dass das in die Abflussberechnung einfließende Sohlgefälle des Flusses nicht durch die gemessene Wasseroberflächenneigung approximiert wird. Dagegen ist die ATI-Technologie zur Gewinnung von Volumentransporten besonders in Flussmündungen geeignet. Dies gilt auch unter instationären Fließbedingungen. Sind die erforderlichen Kriterien für die ATI-Messung wie die erforderlichen Flussbreiten und Windbedingungen und ein günstiger Winkel zwischen Fluss- und Satellitenblickrichtung gegeben, ist das ATI-System auch für Abflussmessungen im Landesinneren geeignet, wobei in Abhängigkeit vom Fluss mittlere monatliche und jährliche Abflussvolumen bestimmt werden können. Jährliche ATI-Abflussschätzungen in einem tidebeeinflussten Gebiet mit ähnlichen hydrodynamischen Flusseigenschaften wie im Testgebiet der Elbe weisen Fehler von 20-30% auf. Der mittlere Fehler für instantane Abflussschätzung mit SWOT-Beobachtungen in Flüssen mit einer Flussbreite größer als 50 m beträgt etwa 25% (Biancamaria *et al.*, 2010). Die für die altimeterbasierte Messung notwendige Bedingung von stationären Abflüssen ist in den großen, für die Fernerkundung erfassbaren, EZG (außerhalb der Mündung) gegeben, da sich in der Regel die hydraulischen Größen Fließgeschwindigkeit, Flussbreite und Wasserstand auf Zeitskalen von Stunden nicht ändern. Eine Kombination beider Messsysteme, damit verbunden die zusätzliche Messung einer hydraulischen Größe, ist nur in Flussabschnitten außerhalb der Flussmündung sinnvoll. Dadurch kann sich die Güte der Abflussberechnungen möglicherweise erhöhen. Über die minimale Distanz von der Flussmündung, ab der also eine Kombination sinnvoll ist, kann hier keine Aussage getroffen werden, da für den Großteil der Flüsse keine bathymetrischen Informationen vorliegen.

In welchen EZG die für die ATI- und SWOT-Messungen erforderlichen Messbedingungen gleichzeitig gegeben sind und somit eine Kombination der beiden Messsysteme sinnvoll erscheint, zeigt Abb. 5.3. Dargestellt sind manuell klassifizierte EZG und abgeschätzte Flussabschnitte von mindestens 300 m Flussbreite (vgl. Gl. 5.3). Es werden die in Abschn. 5.1.1 vorgestellten Kriterien angewandt. Ob durch eine Kombination von ATI und Altimetrie auch eine Verbesserung der Schätzung der Süßwassereinträge des entsprechenden Flusses in den Ozean erzielt würde, kann nicht beurteilt werden. Dies hängt stark von den hydroklimatischen Bedingungen und den anthropogenen Einflüssen zwischen dem geeigneten Flussabschnitt und dem Mündungsbereich ab.

Eine Kombination beider Messsysteme erscheint sinnvoll für die Mündungsbereiche des Po, des Dnjepr (mittleres jährliches Abflussvolumen $Q = 1514 \text{ m}^3/\text{s}$ bzw. $Q = 1482 \text{ m}^3/\text{s}$, größer als in der Elbe) und des Don ($Q = 790 \text{ m}^3/\text{s}$, vergleichbar mit der Elbe), die kaum von den Gezeiten beeinflusst werden.

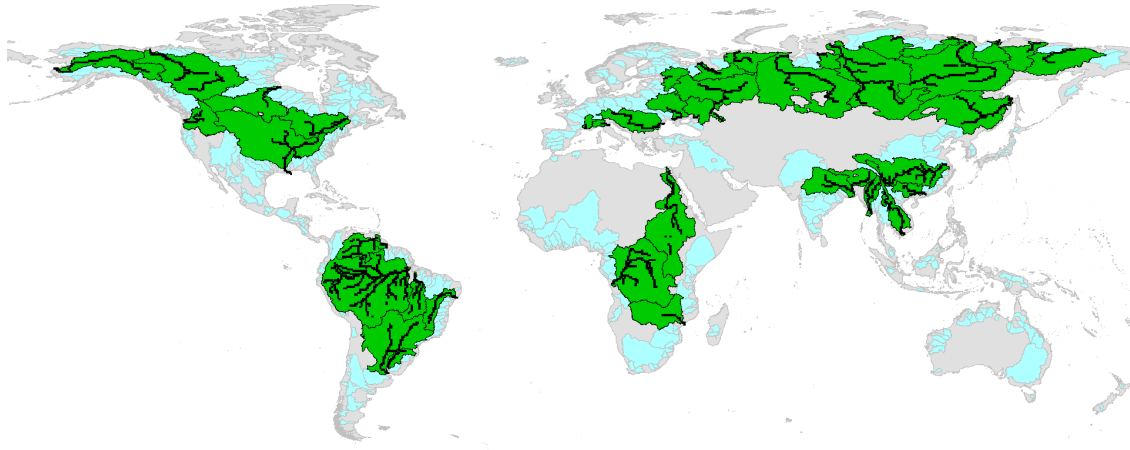


Abbildung 5.3.: Weltkarte der wichtigsten Flusseinzugsgebiete (blau) ohne die Antarktis und Grönland. In Grün darüber liegend, die EZG in denen eine Kombination von ATI und SWOT-Altimetrie sinnvoll erscheint. Die hervorgehobenen Flussabschnitte (schwarz) besitzen abgeschätzte Flussbreiten von mindestens 300 m.

Wie in den meisten Flussmündungen, so ist auch im untersuchten Elbeästuar die Wasseroberflächenneigung (unter tidebereinigten Bedingungen) ungleich der Gerinnesohlenneigung (vgl. Kap. 4). Daher sind weiterführende Simulationen über die Kombination der beiden Messsysteme hier auch nicht möglich. Nimmt man ein Flusssystem an, bei dem das messbare Oberflächengefälle und das Sohlgefälle parallel sind, und betrachtet die für das Untersuchungsgebiet der Elbe simulierten Überflugszenarien von TerraSAR-X und SWOT, dann sind aufgrund der zusätzlichen Messgröße bessere Abflussberechnungen zu erwarten. Mit den drei Messgrößen lässt sich der instantane Abfluss berechnen. Auf Grundlage der simulierten Szenarien würden sich im Idealfall für das Untersuchungsgebiet der Elbe bis zu 6 Abflussschätzungen pro Monat ergeben.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass unter Maßgabe der benutzten empirischen Abflussmodelle und unter Tideeinfluss eine Kombination der Altimetrie und der ATI-Messtechnik voraussichtlich zu keinen verbesserten Abflussberechnungen in Flussmündungen führen würde. Eine Kombination erscheint nur in Regionen außerhalb von Flussmündungen sinnvoll, in Bereichen, in denen das messbare Wasseroberflächengefälle in etwa dem Gefälle der Gerinnesohle entspricht.

5.3. Zusammenfassende Diskussion

Im Hinblick auf die verschiedenen Methoden der satellitengestützten Erfassung der Volumentransporte in Flüssen und der Messung von Süßwassereinträgen in den Ozean erweitert die Messung der Oberflächengeschwindigkeit durch ATI den Bereich, in dem Abflussbestimmungen möglich sind. Die Gewinnung einer zusätzlichen Messgröße durch Kombination mit Altimetermessungen erhöht die räumliche Abdeckung und möglicherweise die Güte von Abflussschätzungen (außerhalb von Flussmündungen). Durch die Erfassung der Oberflächenflächengeschwindigkeit durch ein ATI-System ist es prinzipiell möglich, flächendeckend in Flussmündungen und großen Flüssen (regionale und kontinentale Skalen) sowohl instantane als auch Nettotransporte zu bestimmen. Neben der technischen Realisierung eines operationellen satellitengestützten Geschwindigkeitsmesssystems stellt die Umrechnung der gemessenen Fluss- und Fließparameter in Volumentransporte das größte Hindernis für die Verbesserung der Abflussberechnungen dar. Die Fehler der Abflussberechnung fußen im Wesentlichen auf der Umrechnung der Messgrößen in die Abflüsse durch die Abflussformeln und weniger auf den Messungenauigkeiten der Satelliten, hier ATI und SWOT-Altimeter. Dies bestätigen auch Biancamaria *et al.* (2010) in ihrer Arbeit über die Eignung der SWOT-Mission für weltweite Abflussberechnungen. Daraus lässt sich schlussfolgern, dass der größte Forschungsbedarf in der Weiterentwicklung der empirischen Abflussformeln besteht. Eine Möglichkeit, diesen Mangel zu beheben, wäre der Aufbau einer zentralen, globalen Flussnetzdatenbank, ähnlich des GRDC. Weltweite Messungen der verschiedenen hydraulischen Größen wie beispielsweise der Flussbreite, der Geschwindigkeit, des Wasserstands, der Tiefe, aber auch morphologischer Größen wie Kurvigkeit von Flüssen oder der Mäanderlänge flößen gesammelt in diese Flussnetzdatenbank ein.

Die Fernerkundung kann in zweierlei Hinsicht zur Verbesserung der Abschätzung von Flussvolumentransporten beitragen: 1.) Aufgrund der enormen Verbesserungen der Messgenauigkeiten der verschiedenen Satellitensensoren ist eine unabhängige Überwachung der zeitlichen und räumlichen Dynamik von hydraulischen und geometrischen Flussgrößen wie Wasserfläche und Wasserstand für verschiedene Flüsse und Flussabschnitte möglich. 2.) Durch die Überwachung und die Kombination mit den verschiedenen fernerkundlich wie auch am Boden gemessenen Größen wird der weitere Aufbau und die immer bessere Charakterisierung des weltweiten Flussnetzes durch die Datenbank vorangetrieben. Diese großflächigen und regelmäßigen Aufzeichnungen und deren Sammlung in einer zentralen, globalen Datenbank der geometrischen und hydraulischen Abflussgrößen würden helfen, weltweite Flussvolumentransporte besser zu charakterisieren, globale Landoberflächen-Abflussmodelle zu kalibrieren und auch Messlücken in den kostenintensiven, bodengestützten Abflussnetzwerken zu schließen. Ein optimales Ergebnis wäre eine Erstellung verschiedener empirischer Abflussmodelle, die für eine Auswahl an natürlichen und auch anthropogen beeinflussten Flusstypen gültig sind.

Auch die Weiterentwicklung von physikalisch basierten Abflussmodellen, die das Verhältnis der relevanten Abflussgrößen untereinander beschreiben, kann aus dem

globalen Datensatz weiter vorangetrieben werden. Aus einer Flussnetzdatenbank könnten auch räumlich wie zeitlich konsistente und qualitätsgeprüfte Berechnungen von Flussvolumentransporten hervorgehen. Beispielsweise wäre es ein enormer Fortschritt, wenn die Ableitung von verlässlichen gerinnespezifischen bathymetrischen Informationen für das Flussnetzwerk aus den Satellitenmessungen gelingen würde, denn für die Quantifizierung der Volumentransporte sind Tiefeninformationen unabdingbar. Neben der genauen Ableitung der Tiefe ist auch die Möglichkeit der flächenhaften Gewinnung von Rauigkeitsinformationen der Gerinnesohle mittels der Fernerkundung bisher ungeklärt. Ein weiterer Schritt, der zur Klärung dieser Fragen beiträgt, ist von der TanDEM-X Mission zu erwarten. Aus dieser Mission soll ab 2014 ein deutlich verbessertes, dreidimensionales globales digitales Geländemodell hervorgehen mit einer vertikalen Auflösung von weniger als 2 m bei einer horizontalen Auflösung von etwa $12\text{ m} \times 12\text{ m}$ (www.astroium-geo.com, Zugriff Januar 2012). Damit ist global eine genauere Bestimmung der Flussrichtungen, der mittleren Flussgefälle und anderer geomorphologischer Gerinnegrößen der verschiedenen EZG möglich. Für Flüsse, die während der TanDEM-X Überflüge teilweise trocken liegen, können zum Beispiel Informationen über die Rauigkeit und andere morphologische Größen der Gerinnesohle gewonnen werden. Ein Satellitenkonzept wie TanDEM-X bietet zudem die Möglichkeit von ATI-Messungen mit einer verbesserten Qualität der Strömungsmessungen, durch eine verlängerte Along-Track Baseline (Krieger *et al.*, 2007).

Eine genaue Abflussbestimmung besitzt eine politische Dimension. Auch in Zukunft wird vermutlich kein verbesserter Zugang zu In-situ-Abflussdaten gewährleistet sein. Viele Regionen leiden bereits jetzt unter Wasserstress (Oki & Kanae, 2006). Im Zuge der globalen Klimaveränderungen wird sich diese Situation noch verschärfen. Globale Fließregulierungen der Flüsse durch Umleitungen und Bau von Staudämmen zur Trinkwasserversorgung, Bewässerung und Stromgewinnung werden weiter zunehmen. Bereits jetzt sind mehr als die Hälfte aller Flüsse weltweit durch teilweise enorme Dammprojekte betroffen (Nilsson *et al.*, 2005). In vielen fließregulierten und durch lokale hydraulische Kontrollen beeinflussten Bereichen gelten zudem die allgemeinen hydraulisch-geometrischen Beziehungen nicht, um die empirischen Abflussmodelle für natürliche Gerinne anzuwenden. Ein Beispiel stellt der untere Mississippi dar (Schumm *et al.* (1994) zit. in Knox (2008)). Aufgrund der Auswirkungen der Fließregulierungen in den Flüssen und der fehlenden Verfügbarkeit von verlässlichen Messdaten sind globale Abschätzungen der Land-Ozean Transporte nur sehr schwer möglich. Auch ein wirksames grenzüberschreitendes Flusseinzugsgebietsmanagement ist nur sehr schwer zu bewerkstelligen. Nur die Fernerkundung stellt eine von politischen Grenzen unabhängige Beobachtungsquelle dar (Syed *et al.*, 2010). Denn die meisten der globalen modellgestützten Abflussschätzungen basieren ebenfalls auf aggregierten Daten von bodengestützten Abflussmessstellen aus den verschiedenen Ländern.

Ein mögliches Überwachungssystem für weltweite Flussvolumentransporte kann auf der Idee der benannten Flussnetzdatenbank fußen. Eine langfristige Überwachung von satellitengestützten Flussvolumentransporten, egal ob auf täglicher oder jährlicher Basis, ist zum derzeitigen Stand der Entwicklung nicht möglich. Im Bereich

der Kartierung von Überschwemmungsgebieten spielt die Fernerkundung bereits heute eine tragende Rolle. Die in dieser Arbeit gewonnenen Erkenntnisse legen nahe, dass auch bei einer erfolgreichen Realisierung der SWOT-Mission auf die Messungen der Geschwindigkeit nicht verzichtet werden kann, denn diese Größe stellt das zentrale Element für die Abflussberechnung dar. Die Entwicklung einer Satellitenmission rein für Geschwindigkeitsmessungen in Flüssen wäre wünschenswert. Zwar sind experimentelle ATI-Abflussmessungen vom Satelliten aus erfolgreich realisiert worden, doch für quantitativ zuverlässige Aussagen müssen weitere Forschungsanstrengungen unternommen werden. Dazu notwendig wäre, an diversen Flüssen und Flussmündungen mit unterschiedlichen hydrodynamischen Abflussbedingungen längere Messungen durchzuführen. Satellitengestützte Abflussmessungen werden kaum den Genauigkeitsbereich von Abflusspegelmessungen erreichen. Trotzdem kann die Fernerkundung für die Abschätzung von Flussvolumentransporten auf globaler bis regionaler Skala eine bedeutende Rolle spielen. Denn sowohl mit der ATI-Technologie als auch mit der zukünftigen SWOT-Mission können in vielen Gebieten der Erde Aussagen über Flussvolumentransporte getroffen werden, für die bisher schlichtweg keine Abflussinformationen zu Verfügung stehen.

6. Schlussfolgerungen

Im Rahmen dieser Arbeit konnte erstmals gezeigt werden, dass sich besonders satellitengestützte Along-Track SAR Interferometrie (ATI) Messungen zur Fernerkundung von Flussvolumentransporten in Flussmündungen eignen. Die Abschätzung von Volumentransporten in Flussmündungen durch ein abbildendes Altimeter (SWOT-Mission) ist dagegen problematisch.

Um die komplexen Zusammenhänge zwischen satellitenbasierten Messgrößen und daraus abgeleiteten Volumentransporten möglichst genau zu untersuchen, wurde ein numerisches, hoch aufgelöstes Modell der Tideelbe benutzt, das sowohl zur Simulation von Satellitenbeobachtungen als auch als Referenz benutzt wurde.

Viele Flüsse sind durch Gezeiten beeinflusst. Die für Abflussberechnungen notwendige Reduzierung des Tidesignals aus den Messreihen erfolgt in der hier entwickelten Methodik mittels der Annäherung einer Fourierreihe mit den bekannten Frequenzen der M_2 - und K_1 -Tiden an die Zeitreihen der satellitengemessenen Größen. In stark gezeitengeprägten Flüssen sind mindestens 20 Messungen (TerraSAR-X) für realistische Abflussschätzungen mit Fehlern in der Größenordnung von 70% notwendig. Nimmt die Anzahl der Messungen zu, reduziert sich der Fehler. In dieser Arbeit basieren die Abflussberechnungen auf empirischen Abflussmodellen, da nicht alle zur Abflussbestimmung erforderlichen Größen zeitgleich durch ein satellitengestütztes ATI-System und die SWOT-Mission erfasst werden können.

Mit einem ATI-System sind selbst in einem stark tidebeeinflussten Gerinne sowohl Abschätzungen instantaner Volumentransporte als auch Abschätzungen von Nettotransporten ohne flussspezifische Kenntnisse möglich, nur basierend auf den beiden durch ein ATI-System simultan erfassbaren Größen Oberflächenfließgeschwindigkeit und Flussbreite. Die erforderliche Umrechnung der gemessenen Oberflächenfließgeschwindigkeit in die für die Abflussberechnung notwendige tiefengemittelte Geschwindigkeit gelingt durch die Annahme, dass die mittlere Fließgeschwindigkeit ca. 85% der Oberflächengeschwindigkeit (logarithmisches vertikales Geschwindigkeitsprofil) beträgt. Die spezifische ATI-Abbildungsgeometrie erlaubt nur die Messung der Geschwindigkeitskomponente in Radarblickrichtung. Die zweite Geschwindigkeitskomponente muss abgeschätzt werden. Dies gelingt durch die Annahme, dass die aus Satellitendaten abschätzbare Flussrichtung parallel zur mittleren Fließrichtung verläuft. Die Ergebnisse der realen TerraSAR-X ATI-Abflussmessungen über der Tideelbe und der Lena liegen in realistischen Größenordnungen und bekräftigen somit die aus den Simulationen gewonnenen Erkenntnisse.

Verschiedene Abtastmöglichkeiten von TerraSAR-X ATI-Messungen wurden getestet. Für die Berechnung von Nettotransporten sollte zunächst das Tidesignal in den Messreihen entfernt und anschließend die Abflussformel angewandt werden. Die besten

Ergebnisse bei der Abflussberechnung liefert das Szenario, bei dem die Überflüge über verschiedene Flussabschnitte zu Messreihen zusammengefasst werden, bevor der Mittelwertschätzer angewendet wird. Wird dagegen der Mittelwertschätzer auf die einzelnen Flussabschnitte angewendet und werden diese dann räumlich zusammengefasst, werden mehr Messungen benötigt um ein stabiles mittleres Signal zu erhalten. Einjährige Mittelungsreihen mit dem ATI-System ergeben Fehler für die Berechnung der mittleren jährlichen Nettotransporte von 20-30%. Dies liegt im Bereich von konventionellen, kontaktlosen, bodengestützten Abflussmessungen unter Verwendung der GMS-Formel. Dieses Ergebnis ist insofern beachtlich, dass die satellitengestützten Abflussberechnungen nur auf den zwei hydraulischen Größen Fließgeschwindigkeit und Flussbreite basieren und in einer hydrodynamisch komplizierten Flussmündung mit starkem Gezeiteneinfluss stattfinden. Das gemessene Signal der instantanen Volumentransporte entspricht etwa dem 20-fachen der resultierenden Nettovolumentransporte. Es ist daher davon auszugehen, dass die ATI-Messungen über Flüssen mit einem geringeren Tidesignal und einer vergleichbaren bis höheren jährlichen Abflussvariation bessere Abflussberechnungen ergeben. Aus den ATI-Messungen lassen sich unter der Verwendung von empirischen Abflussmodellen ebenfalls Aussagen zur Wassertiefe in einem Fluss treffen.

Die Untersuchungen über die Messungen des Wasserstandes zur Abschätzung der Neigung und der Flussbreite durch die zukünftige SWOT-Mission haben gezeigt, dass keine realistischen Abflussschätzungen in Tidegebieten und Flussmündungen durch die Altimetrie möglich sind, weil die für die empirischen Abflussmodelle erforderliche Annahme, dass die Wasseroberflächenneigung gleich die Sohlneigung des Gerinnes ist, nicht gegeben ist. Eine Kombination beider Messsysteme und damit die Gewinnung eines zusätzlichen Parameters für die Abflussberechnung ist daher auch nur in Flussabschnitten stromaufwärts des Mündungsbereiches und unter nahezu stationären Fließbedingungen sinnvoll.

Werden die in dieser Arbeit getroffenen Annahmen und gewonnen Erkenntnisse auf das globale Flussnetz übertragen, dann zeigt sich, dass mit einer „reinen“ ATI-Mission und den derzeit erforderlichen ATI-Messkriterien weltweite Abschätzungen von Süßwassereinträgen auf regionaler bis kontinentaler Skala möglich sind. Knapp 90% der gesamten weltweiten jährlichen Flussausströme können abgeschätzt werden. Im Wesentlichen bestimmen die morphologischen Bedingungen im Fluss und der Gültigkeitsbereich der verwendeten Abflussmodelle die Güte der Berechnungen, weniger die Messungen der hydraulischen und geometrischen Größen durch den Satelliten. Auch wenn die abgeschätzten Abflüsse für einige Flüsse mit erheblichen Fehlern verbunden sind, so können für diese Flüsse Süßwassereinträge in den Ozean abgeschätzt werden, für die teilweise bis dato keine oder unzureichende Abflussinformationen vorliegen. Die entwickelten Methoden, die allgemeingültig getroffenen Annahmen und die Verarbeitung der Daten zur Abflussbestimmung sind prinzipiell auf jeden Fluss weltweit übertragbar, sodass sich folgende Haupterkenntnisse aus der Arbeit gewinnen lassen:

- Unabhängig von den spezifischen Bedingungen im Fluss werden bei stark gezeitengeprägten Flüssen mindestens 20 Überflüge (TerraSAR-X) benötigt, um realistische Nettovolumentransporte zu erhalten.
- Mittels eines satellitengestützten ATI-Systems lassen sich Flussvolumentransporte abschätzen, wobei die ATI-Technologie mit den derzeitigen Voraussetzungen auf die großen Flüsse und Flussmündungen beschränkt ist. Die Methode ist besonders für schlecht überwachte Gebiete und Regionen geeignet, in denen keine flussspezifischen Kenntnisse vorliegen.
- Es können mit einem satellitengestützten ATI-System Genauigkeiten der Abflussberechnung im Bereich von 20-30% erzielt werden. Dies entspricht dem Genauigkeitsbereich von traditionellen, bodenbasierten, kontaktlosen Abflussberechnungen.
- Mittels der Wide-Swath-Altimetrie der SWOT-Mission lassen sich unter Verwendung von empirischen Abflussmodellen kaum realistische Volumentransporte in Flussmündungen abschätzen.
- Eine Kombination beider Messtechniken (zusätzliche Messgröße) zur Verbesserung der Abflussberechnungen ist nur außerhalb von Flussmündungen sinnvoll.
- Die Messfehler der Satellitensensoren beider Messtechnologien spielen eine untergeordnete Rolle gegenüber den Fehlern durch die verwendeten empirischen Abflussmodelle.
- Im Hinblick auf ein globales Monitoring von Flussvolumentransporten sollte die Messung der Geschwindigkeit unbedingt mit einbezogen werden. Nur auf Basis von Wasserstandsmessungen durch die abbildende Altimetrie bleiben die abgeschätzten Flussvolumentransporte und Süßwassereinträge in den Ozean mit erheblichen Ungenauigkeiten bestehen.

Nach Lettenmaier (2005) ist die Messung der Geschwindigkeit vom Satelliten aus unmöglich und stellt damit den Haupthindernisgrund für satellitengestützte Abflussberechnungen dar. Wie in dieser Arbeit jedoch gezeigt, besitzt die ATI-Technologie das Potential dieses Hindernis für die satellitengestützte Bestimmung von Flussvolumentransporten zu überbrücken und kann somit einen erheblichen Teil zum weiteren Verständnis der globalen hydrologischen Dynamik beitragen.

A. Appendix

A.1. Tidefrequenzen

Tabelle A.1.: Ermittelte Tidefrequenzen f (cpd) zur Erstellung der synthetischen Zeitserien (vgl. Gl. 2.12) der Geschwindigkeit V und des Wasserstandes h .

(cpd)	f_1	f_2	f_3	f_4	f_5	f_6	f_7	f_8	f_9
V	0,29412	1,00027	1,23529	1,93227	2,88235	3,88235	5,88235	7,82353	9,76471
Tide	-	K_1	-	M_2	-	M_4	M_6	M_8	M_{10}
h	0,23529	0,47059	0,64706	0,94118	1,93227	3,94118	5,88235	7,82353	9,76471
Tide	-	-	-	K_1	M_2	M_4	M_6	M_8	M_{10}

A.2. Windgeschwindigkeiten

Zur Einschätzung des zu erwartenden Windes auf der Wasseroberfläche werden langjährige mittlere monatliche Windgeschwindigkeiten (Level 1000 mb) aus NCEP (National Centers for Environmental Prediction) Reanalysedaten verwendet. Die Daten sind frei verfügbar unter <http://www.esrl.noaa.gov/psd> (Stand Januar 2012).

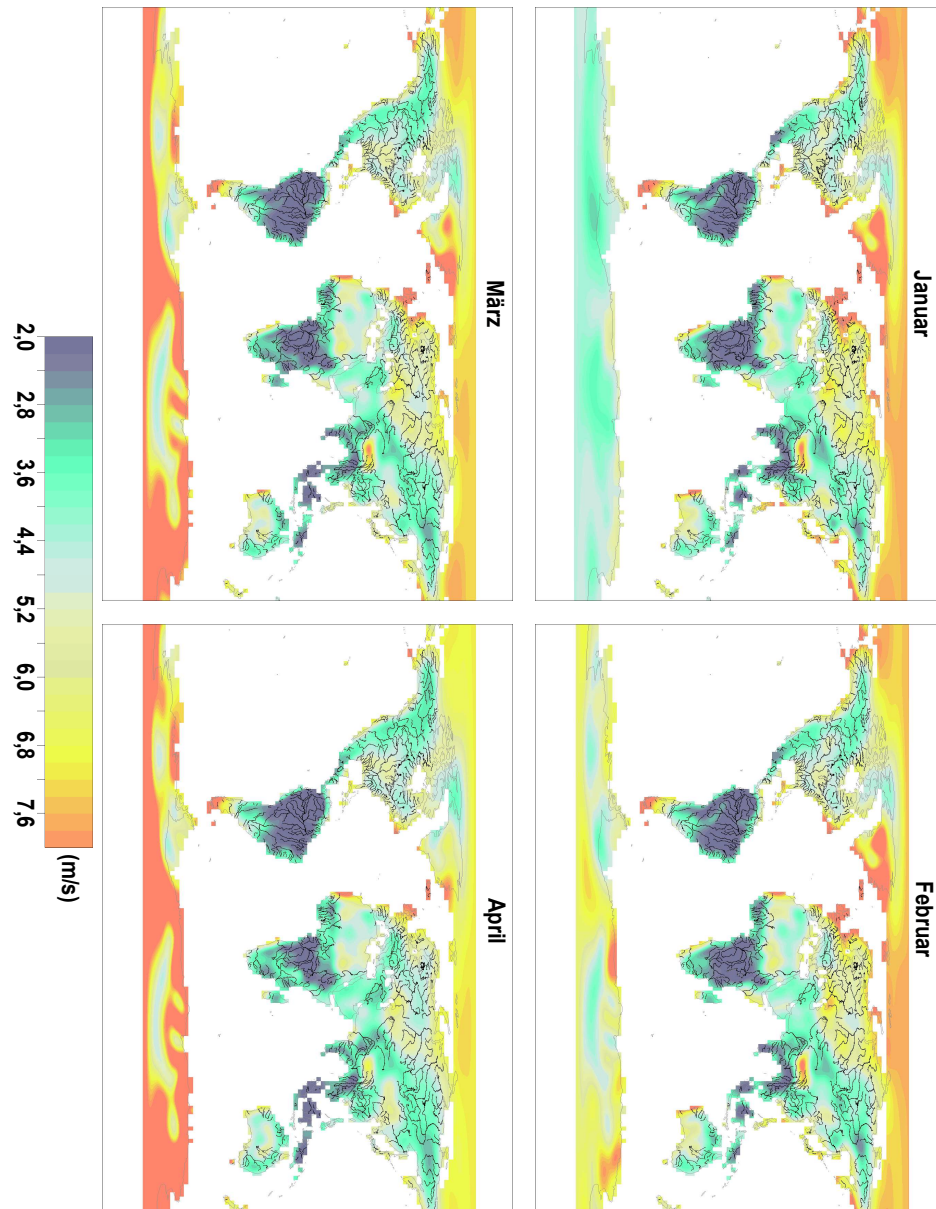


Abbildung A.1.: Karten der Windgeschwindigkeiten aus NCEP-Daten.

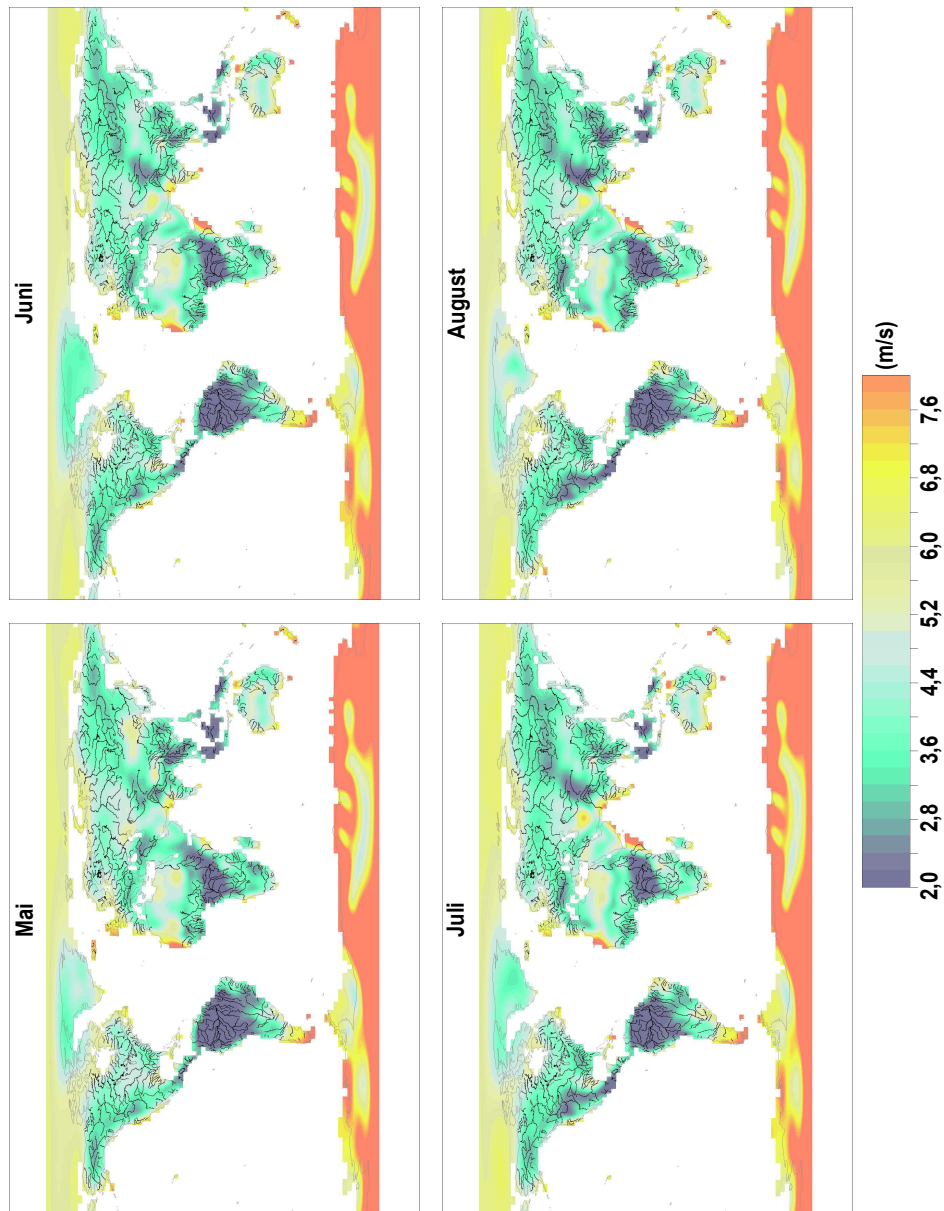


Abbildung A.1 (Forsetzung): Karten der Windgeschwindigkeiten aus NCEP-Daten.

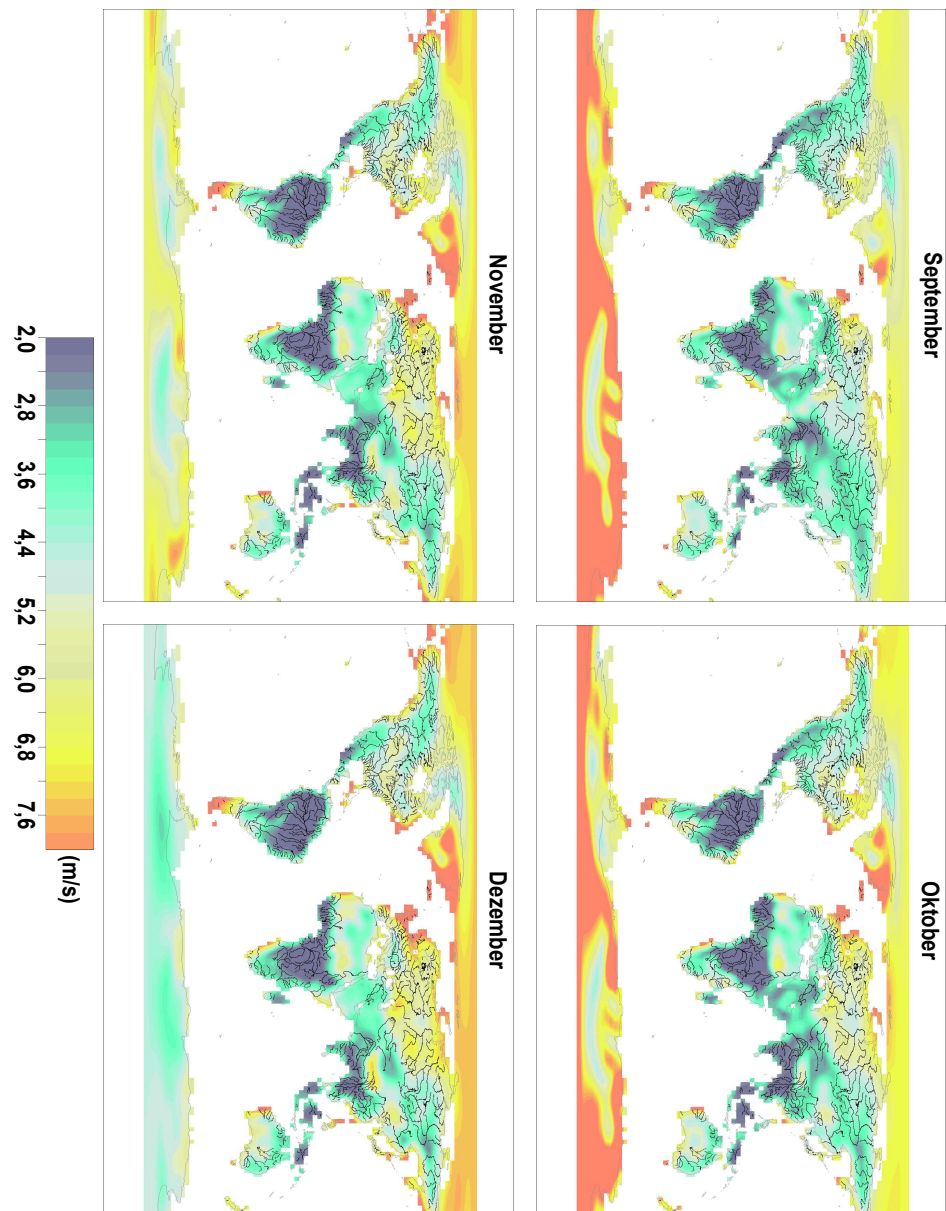


Abbildung A.1 (Forsetzung): Karten der Windgeschwindigkeiten aus NCEP-Daten.

A.3. Flusseinzugsgebiete

Die Daten stammen vom GRDC (Global Runoff Data Centre (GRDC), 2007) und werden für die Karten in Abb. 1.3, 5.2 und 5.3 verwendet. Nur Einzugsgebiete, deren Flüsse in den Ozean münden (außer der Wolga) sind aufgelistet. Die Breite B_Q stellt die berechnete Breite auf Basis der langjährigen mittleren Abflüsse Q dar (vgl. Gl. 5.3). Die Breite B_A stellt die berechnete Flussbreite auf Grundlage der Fläche des Einzugsgebietes A_{EZG} dar (vgl. Gl. 5.1). Der erwartbare Fehler bezieht sich auf die angegebenen Genauigkeiten der Abflussschätzung für das Testgebiet der Tideelbe.

Tabelle A.2.: Liste der Flusseinzugsgebiete

Name des ¹ Einzugsgebiets	Fläche (km ²)	Abfluss (m ³ /s)	B_Q (m)	B_A (m)	Erwartbarer Fehler
ALBANY RIVER	123.081	958	276	351	höher
AMAZONAS	5.880.855	176.418	6.999	2.425	vergleichbar
AMUR	2.023.520	9.979	1.179	1.423	vergleichbar
ANADYR	171.276	2.668	521	414	höher
ARNAUD	44.932	347	147	212	höher
ATRATO	34.619	1.777	405	186	vergleichbar
ATTAWAPISKAT RIVER	30.457	344	146	175	höher
BATANG HARI	42.872	-	-	207	vergleichbar
BATANG KUANTAN	16.739	-	-	129	vergleichbar
BEI JIANG	52.915	1.315	336	230	höher
BRAHMAPUTRA	518.011	21.112	1.877	720	höher
CANIAPISCAU	105.691	1.280	330	325	vergleichbar
CAVALLY	30.665	484	181	175	höher
CHURCHILL RIVER	298.505	465	176	546	höher
CHURCHILL, FLEUVE (LABRADOR)	84.984	1.743	400	292	vergleichbar
COLUMBIA RIVER	668.562	6.444	899	818	vergleichbar
CONGO	3.698.918	40.250	2.800	1.923	vergleichbar
CONNECTICUT RIVER	27.468	474	178	166	höher
COPPER RIVER	64.960	1.857	416	255	höher
CORUBAL	24.258	311	137	156	höher
CROSS	52.820	548	195	230	vergleichbar
CUYUNI	85.635	1.233	323	293	höher
DALY	53.415	248	119	231	höher

¹Englische Bezeichnungen der Namen der Einzugsgebiete.

Tabelle A.2 (Fortsetzung): Liste der Flusseinzugsgebiete

Name des Einzugsgebiets	Fläche (km²)	Abfluss (m³/s)	B_Q (m)	B_A (m)	Erwartbarer Fehler
DANUBE	793.705	6.415	897	891	niedriger
DELAWARE RIVER	26.713	331	143	163	vergleichbar
DNIEPR	510.661	1.492	363	715	niedriger
DON	425.630	809	248	652	vergleichbar
EASTMAIN	48.838	912	268	221	höher
ELBE RIVER	139.348	710	229	373	vergleichbar
FRASER RIVER	239.678	2.709	525	490	vergleichbar
GAMBIA	69.874	152	88	264	höher
GANGES	1.024.463	12.037	1.325	1.012	höher
GARONNE	55.807	607	208	236	vergleichbar
GEORGE RIVER	39.054	763	239	198	höher
GODAVARI	311.699	3.058	566	558	vergleichbar
GRANDE RIVIERE	111.718	1.701	394	334	höher
GRANDE RIVIERE DE LA BALEINE	24.257	671	221	156	höher
HAYES RIVER (TRIB. HUDSON BAY)	105.372	566	199	325	höher
HUANG HE (YELLOW RIVER)	988.063	1.426	353	994	vergleichbar
HUDSON RIVER	36.893	391	158	192	niedriger
INDIGIRKA	341.228	1.603	380	584	niedriger
INDUS	1.139.075	2.904	549	1.067	höher
IRRAWADDY	411.516	8.137	1.039	641	höher
JAMES RIVER	23.528	196	103	153	niedriger
KELANTAN	14.420	550	196	120	niedriger
KHATANGA	294.908	5.591	823	543	niedriger
KOLYMA	652.850	3.255	589	808	niedriger
KRISHNA	269.869	1.642	385	519	höher
KUSKOKWIM RIVER	118.114	1.191	316	344	höher
LENA	2.425.551	16.704	1.623	1.557	niedriger
LOIRE	115.944	838	254	341	vergleichbar
MACKENZIE RIVER	1.752.002	9.123	1.115	1.324	vergleichbar
MAHANADI RIVER (MAHAHADI)	135.061	1.883	419	368	höher
MEKONG	787.257	13.214	1.404	887	vergleichbar
MERRIMACK RIVER	12.645	218	110	112	höher
MEZEN	76.715	641	215	277	höher

Tabelle A.2 (Fortsetzung): Liste der Flusseinzugsgebiete

Name des Einzugsgebiets	Fläche (km ²)	Abfluss (m ³ /s)	B_Q (m)	B_A (m)	Erwartbarer Fehler
MISSISSIPPI RIVER	3.196.605	16.966	1.639	1.788	niedriger
MOOSE RIVER (TRIB. HUDSON BAY)	105.615	755	238	325	höher
NARMADA	95.818	1.216	320	310	höher
NEGRO (ARGENTINIA)	130.062	848	256	361	vergleichbar
NELSON RIVER	1.099.380	3.028	563	1.049	vergleichbar
NEVA	223.310	2.506	501	473	höher
NIGER	2.117.889	5.057	774	1.455	höher
NILE	3.078.088	1.251	325	1.754	höher
NORTHERN DVINA (SEVERNAYA DVINA)	323.573	3.331	597	569	niedriger
NOTTAWAY	118.709	1.021	287	345	höher
OB	2.701.041	12.698	1.369	1.643	niedriger
OGOOUE	222.663	4.689	738	472	vergleichbar
OLENEK	208.522	1.109	302	457	höher
ORINOCO	952.173	31.206	2.391	976	vergleichbar
PAHANG	28.437	535	192	169	vergleichbar
PARAIBA DO SUL	58.027	825	251	241	höher
PARANA	2.640.486	15.104	1.525	1.625	höher
PECHORA	312.763	4.677	737	559	höher
PEE DEE RIVER	46.531	273	127	216	höher
PENOBSCOT RIVER	21.169	401	161	145	höher
PO	73.067	1.512	366	270	niedriger
PURARI	32.140	2.318	477	179	höher
RAJANG	49.944	2.230	466	223	vergleichbar
RHINE	190.522	2.254	469	436	vergleichbar
RHONE	97.485	1.707	395	312	niedriger
RIO DOCE	86.086	1.032	289	293	höher
RIO JACUI	70.798	1.719	396	266	vergleichbar
RUPERT RIVER	16.063	836	253	127	höher
SAGUENAY (RIVIERE)	91.367	1.458	358	302	höher
SAINT JOHN RIVER	55.152	808	248	235	höher
SALWEEN	258.475	-	-	508	vergleichbar
SAN JUAN (COLUMBIA-PACIFIC)	13.898	2.068	444	118	vergleichbar
SANAGA	134.252	1.990	434	366	vergleichbar

Tabelle A.2 (Fortsetzung): Liste der Flusseinzugsgebiete

Name des Einzugsgebiets	Fläche (km²)	Abfluss (m³/s)	B_Q (m)	B_A (m)	Erwartbarer Fehler
SEINE	74.228	334	143	272	vergleichbar
SEPIK	81.120	3.805	649	285	höher
SEVERN RIVER (TRIB. HUDSON BAY)	98.590	636	214	314	höher
ST.LAWRENCE	1.055.021	8.505	1.068	1.027	vergleichbar
STIKINE RIVER	51.147	1.572	375	226	höher
SUNGAI KAJAN	33.172	-	-	182	vergleichbar
SUNGAI KAPUAS	84.902	-	-	291	niedriger
SUNGAI MAHAKAM	75.823	-	-	275	vergleichbar
SUSITNA RIVER	49.470	1.373	345	222	höher
SUSQUEHANNA RIVER	69.080	1.159	310	263	niedriger
TAZ	152.086	1.081	297	390	höher
THAMES	12.359	66	53	111	vergleichbar
TIGRIS & EUPHRATES	832.579	1.192	316	912	höher
TOCANTINS	774.718	11.444	1.284	880	niedriger
URUGUAY	265.505	5.406	806	515	vergleichbar
VICTORIA RIVER	78.462	145	85	280	höher
VOLGA	1.408.279	8.141	1.039	1.187	niedriger
VOLTA	414.004	1.086	298	643	höher
WESER	43.140	324	141	208	vergleichbar
WINISK RIVER	106.470	417	165	326	höher
XI JIANG	362.894	6.916	939	602	niedriger
YANA	233.479	1.070	295	483	höher
YANGTZE RIVER (CHANG JIANG)	1.745.094	28.521	2.261	1.321	vergleichbar
YENISEI	2.558.237	18.496	1.729	1.599	niedriger
YUKON RIVER	829.632	6.472	902	911	vergleichbar
ZAMBEZI	1.388.572	4.134	683	1.178	vergleichbar

Abbildungsverzeichnis

1.1. Globaler hydrologischer Kreislauf	2
1.2. Globale Verteilung der Abflussmessstationen	4
1.3. Karte beobachtbarer Flusseinzugsgebiete (unklassifiziert) mittels eines ATI	6
2.1. Hydraulische Größen an einem Flussquerschnitt	13
2.2. KaRIN-Interferometer	21
2.3. TerraSAR-X Satellit	24
2.4. Untersuchungsgebiet der Tideelbe	30
2.5. Amplitudenspektrum	32
2.6. Fit synthetischer Zeitreihen	33
2.7. RMSE entlang der Elbe	36
2.8. Offset des Mittelwertschätzers	39
3.1. Abbildungsgeometrie eines Along-Track InSAR	44
3.2. Verhältnis der wirklichen und ATI-abgeleiteten Geschwindigkeit	46
3.3. Schematische Darstellung des Anstiegs des Fehlers bei der Geschwindigkeitsableitung	47
3.4. Tiefenprofile der Geschwindigkeit	48
3.5. Verhältnis zwischen der tiefengemittelten Geschwindigkeit und der Oberflächengeschwindigkeit	49
3.6. Abgeschätzte instantane Durchflüsse	52
3.7. TerraSAR-X Überflugstreifen über der Elbe	55
3.8. Instantane Abflüsse der Elbe mittels realer TerraSAR-X ATI-Daten	57
3.9. Lage des Lena-Testgebietes und reale TerraSAR-X ATI-Szenen	58
3.10. Instantane Durchflüsse der Lena mittels realer TerraSAR-X ATI-Daten	60
3.11. Mittlere Geschwindigkeiten als Funktion der Abtastperiode und Anzahl an Messungen	61
3.12. Mittlere Geschwindigkeiten als Funktion der Differenz des Abtastzeitpunktes	62
3.13. TerraSAR-X ATI-Überflugstreifen über der Elbe	64
3.14. Nettoabflüsse bei gleichmäßiger Abtastung	69
3.16. Parabolischer Gerinnequerschnitt	71
3.15. Nettoabflüsse bei ungleichmäßiger Abtastung	76
4.1. Schematische Darstellung eines Satellitenorbits	78
4.2. SWOT-Satellitenbahnen und überflogene Bereiche der Tideelbe	79
4.3. Gemessene und approximierte Wasserstände entlang des Flusses	81
4.4. Zusammenhang zwischen Wasseroberflächen- und Sohlneigung	84
4.5. Abgeschätzte tiefengemittelte Fließgeschwindigkeiten	86
4.6. Mittlere Neigungen als Funktion der Anzahl an Messungen	88

4.7. Nettoabflüsse aus der Kombination von Geschwindigkeits- und Altimetermessungen	90
5.1. Verhältnis von abgeleiteter und definierter Geschwindigkeitsamplitude des Jahresganges	94
5.2. Karte beobachtbarer Flusseinzugsgebiete (klassifiziert) mittels eines ATI-Systems	96
5.3. Karte der Flusseinzugsgebiete für kombinierte ATI- und SWOT-Messungen	113
A.1. Karten der NCEP-Windgeschwindigkeiten	122

Tabellenverzeichnis

2.1. Konfigurationsparameter der SWOT-Mission	22
2.2. Technische Spezifikationen von TerraSAR-X	25
3.1. Wertebereich der berechneten Durchflüsse	54
3.2. Abgeschätzte Wassertiefen	72
4.1. Fehler der Neigung	82
4.2. Verhältnis zwischen abgeschätzter und Referenzgeschwindigkeit	86
5.1. Kriterien für ATI-basierte Abflussschätzungen großer Flüsse	110
A.1. Tidefrequenzen	121
A.2. Flusseinzugsgebiete	125

Literaturverzeichnis

- Al-Khudhairi, D.H.A., Leemhuis, C., Hofmann, V., Shepherd, I.M., Calaon, R., Thompson, J.R., Gavin, H., Gasca-Tucker, D. L., Zalldis, Qand G. Bilas, & Papadimos, D. 2002. Monitoring Wetland Ditch Water Levels Using Landsat TM and Ground-Based Measurements. *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, **68(8)**, 809–818.
- Alcamo, J., Flörke, M., & Märker, M. 2007. Future long-term changes in global water resources driven by socio-economic and climatic change. *Hydrological Sciences Journal*, **52**, 247–275.
- Alsdorf, D., Birkett, C., Dunne, T., Melack, J., & Hess, L. 2001. Water level changes in a large Amazon lake measured with spaceborne radar interferometry and altimetry. *Geophys. Res. Lett.*, **28(14)**, 2671–2674.
- Alsdorf, D., Bates, P., Melack, J., Wilson, M., & T., Dunne. 2007a. Spatial and temporal complexity of the Amazon flood measured from space. *Geophys. Res. Lett.*, **34**(L08402), 1–5.
- Alsdorf, D., Han, S.-C., Bates, P., & Melack, J. 2010. Seasonal water storage on the Amazon floodplain measured from satellites. *Remote Sensing of Environment*, **114**(11), 2448–2456.
- Alsdorf, D. E., & Lettenmaier, D. P. 2003. Geophysics: Tracking Fresh Water from Space. *Science*, **301**(5639), 1491–1494.
- Alsdorf, D. E., Melack, J. M., Dunne, T., Mertes, A. K. L., Hess, L. L., & Smith, L. C. 2000. Interferometric radar measurements of water level changes on the Amazon flood plain. *Nature*, **404**, 174–177.
- Alsdorf, D. E., Lettenmaier, D., Vörösmarty, C., & the NASA Surface Water Working Group. 2003. The need for global satellite based observations of terrestrial surface waters. *EOS Transactions of AGU*, **84**(29), 269–280.
- Alsdorf, D. E., Rodríguez, E., & Lettenmaier, D. P. 2007b. Measuring surface water from space. *Rev. Geophys.*, **45**(RG2002), 24.
- Andersen, O., Egbert, G., Erofeeva, S., & Ray, R. 2006. Mapping nonlinear shallow-water tides: a look at the past and future. *Ocean Dynamics*, **56**(5), 416–429.
- Ashmore, P., & Sauks, E. 2006. Prediction of discharge from water surface width in a braided river with implications for at-a-station hydraulic geometry. *Water Resour. Res.*, **42**, W03406, 11.

- Banic, J. R., & Cunningham, A. G. 1998. Airborne Laser Bathymetry: A tool for the Next Millennium. *EEZ Technol.*, **3**, 75–80.
- Bates, B. C., Kundzewicz, Z. W., Wu, S., & Palutikof, J. P. 2008. Climate Change and Water. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *IPCC Secretariat*, 210pp. Geneva.
- Bates, P. D., Wilson, M. D., Horritt, M. S., Mason, D. C., Holden, N., & Currie, A. 2006. Reach scale floodplain inundation dynamics observed using airborne synthetic aperture radar imagery: Data analysis and modelling. *Journal of Hydrology*, **328**(1-2), 306–318.
- Bergemann, M. 1995. Die Lage der oberen Brackwassergrenze im Elbeästuar. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen (DGM) - Sonderdruck*, **H.4/5 39**, 134–137.
- Berry, P.A.M. 2007. What has 16 years of Satellite Radar Altimetry given us towards global monitoring of the Earth's inland water resources? *Vortrag beim Hydrospace07 workshop*. Geneva, Switzerland, 12-14th November 2007.
- Biancamaria, S., Andreadis, K. M., Durand, M., Clark, E. A., Rodríguez, E., Mognard, N. M., Alsdorf, D. E., Lettenmaier, D. P., & Oudin, Y. 2010. Preliminary Characterization of SWOT Hydrology Error Budget and Global Capabilities. *IEEE Journal of Selected Topics In Applied Earth Observations and Remote Sensing*, **3**(1), 6–19.
- Biancamaria, S., Durand, M., Andreadis, K. M., Bates, P. D., Boone, A., Mognard, N. M., Rodríguez, E., Alsdorf, D. E., Lettenmaier, D. P., & Clark, E. A. 2011. Assimilation of virtual wide swath altimetry to improve Arctic river modeling. *Remote Sensing of Environment*, **115**(2), 373–381.
- Birkett, C. M. 1995. The contribution of TOPEX/POSEIDON to the global monitoring of climatically sensitive lakes. *J. Geophys. Res.*, **100**(C12), 25179–25204.
- Birkett, C. M. 1998. Contribution of the TOPEX NASA Radar Altimeter to the Global Monitoring of Large Rivers and Wetlands. *Water Resour. Res.*, **34**, 1223–1239.
- Birkett, C. M., Mertes, L. A. K., Dunne, T., Costa, M. H., & Jasinski, M. J. 2002. Surface water dynamics in the Amazon Basin: Application of satellite radar altimetry. *J. Geophys. Res.*, **107**(D20)(September), 8059.
- Bjerklie, D. M. 2007. Estimating the bankfull velocity and discharge for rivers using remotely sensed river morphology information. *Journal of Hydrology*, **341**(3-4), 144–155.
- Bjerklie, D. M., Dingman, S. L., Vörösmarty, C. J., Bolster, C. H., & Congalton, R. G. 2003. Evaluating the potential for measuring river discharge from space. *Journal of Hydrology*, **278**(1-4), 17–38.
- Bjerklie, D. M., Dingman, S. L., & Bolster, C. H. 2005a. Comparison of constitutive flow resistance equations based on the Manning and Chezy equations applied to natural rivers. *Water Resour. Res.*, **41**(11), W11502.

- Bjerklie, D. M., Moller, D., Smith, L. C., & Dingman, S. L. 2005b. Estimating discharge in rivers using remotely sensed hydraulic information. *Journal of Hydrology*, **309**(1-4), 191–209.
- Brakenridge, G. R., Tracy, B. T., & Knox, J. C. 1998. Orbital SAR remote sensing of a river flood wave. *International Journal of Remote Sensing*, **19**(7), 1439–1445.
- Brakenridge, G. R., Nghiem, S. V., Anderson, E., & Chien, S. 2005. Space-Based Measurement of River Runoff. *Eos Trans. AGU*, **86**(19), 185.
- Brakenridge, G. R., Nghiem, S. V., Anderson, E., & Mic, R. 2007. Orbital microwave measurement of river discharge and ice status. *Water Resour. Res.*, **43**, **W04405**, 16.
- Broecker, W. S., Peng, T.-H., Jouzel, J., & Russell, G. 1990. The magnitude of global fresh-water transports of importance to ocean circulation. *Climate Dynamics*, **4**(2), 73–79.
- Brooks, R. L. 1982. Lake elevation from satellite radar altimetry from a validation area in Canada. *Report, Geosci. Res. Corp.* Maryland, USA.
- Calmant, S., Seyler, F., & Jean, C. 2008. Monitoring Continental Surface Waters by Satellite Altimetry. *Surveys in Geophysics*, **29**(4), 247–269.
- Camporeale, C., Perona, P., Porporato, A., & Ridolfi, L. 2005. On the long-term behavior of meandering rivers. *Water Resour. Res.*, **41**, **W12403**, 14.
- Casulli, V., & Lang, G. 2004. Mathematical Model UnTRIM. Validation Document. The Federal Waterways Engineering and Research Institute (BAW).
- Casulli, V., & Walters, R. A. 2000. An unstructured grid, three-dimensional model based on the shallow water equations. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, **32**(3), 331–348.
- Casulli, V., & Zanolli, P. 2002. Semi-implicit numerical modeling of nonhydrostatic free-surface flows for environmental problems. *Mathematical and Computer Modelling*, **36**(9-10), 1131–1149.
- Chapron, B., Collard, F., & Ardhuin, F. 2005. Direct measurements of ocean surface velocity from space: Interpretation and validation. *J. Geophys. Res.*, **110**(C7), C07008.
- Chen, Z., Xu, K., & Watanabe, M. 2008. Dynamic Hydrology and Geomorphology of the Yangtze River. In: *Large Rivers: Geomorphology and Management* (ed A. Gupta). John Wiley & Sons, Ltd.
- Coe, M. T. 2000. Modeling Terrestrial Hydrological Systems at the Continental Scale: Testing the Accuracy of an Atmospheric GCM. *Journal of Climate*, **13**(4), 686–704.
- Coe, M. T., & Birkett, C. M. 2004. Calculation of river discharge and prediction of lake height from satellite radar altimetry: Example for the Lake Chad basin. *Water Resour. Res.*, **40**, **W10205**, 11.

- Conrad, O. 2006. SAGA - Entwurf, Funktionsumfang und Anwendung eines Systems für Automatisierte Geowissenschaftliche Analysen. Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultäten der Georg-August-Universität zu Göttingen. <http://webdoc.sub.gwdg.de/diss/2007/conrad/conrad.pdf>. [letzter Zugriff: 06.03.2012].
- Costa, J. E., Spicer, K. R., Cheng, R. T., Haeni, F. P., Melcher, N. B., Thurman, E. M., Plant, W. J., & Keller, W. C. 2000. Measuring stream discharge by non-contact methods: A proof-of-concept experiment. *Geophys. Res. Lett.*, **27**(4), 553–556.
- Costa, J. E., Cheng, R. T., Haeni, F. P., Melcher, N., Spicer, K. R., Hayes, E., Plant, W., Hayes, K., Teague, C., & Barrick, D. 2006. Use of radars to monitor stream discharge by noncontact methods. *Water Resour. Res.*, **42**, **W07422**, 1–14.
- Costard, F., & Gautier, E. 2008. The Lena River: Hydromorphodynamic Features in a Deep Permafrost Zone. In: *Large Rivers: Geomorphology and Management* (ed A. Gupta). John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK.
- Crétaux, J.-F., Kouraev, A. V., Papa, F., Bergé-Nguyen, M., Cazenave, A., Aladin, N., & Plotnikov, I. S. 2005. Evolution of Sea Level of the Big Aral Sea from Satellite Altimetry and Its Implications for Water Balance. *Journal of Great Lakes Research*, **31**(4), 520–534.
- Cudlip, W., Ridley, J. K., & Rapley, C.G. 1992. The use of satellite radar altimetry for monitoring wetlands. *Proceedings of the 16th Annual Conference of Remote Sensing Society: Remote Sensing and Global Change*, 207–216. London, UK.
- Dai, A., & Trenberth, K. E. 2002. Estimates of Freshwater Discharge from Continents: Latitudinal and Seasonal Variations. *Journal of Hydrometeorology*, **3**(6), 660–687.
- Dai, A., Qian, T., Trenberth, K. E., & Milliman, J. D. 2009. Changes in Continental Freshwater Discharge from 1948 to 2004. *Journal of Climate*, **22**(10), 2773–2792.
- Dingman, S. L. 2002. Physical Hydrology. 600pp. 2nd ed. Prentice Hall.
- Dingman, S. L. 2009. Fluvial Hydraulics. 576pp. Oxford University Press.
- Dingman, S. L., & Bjerklie, D. M. 2006. Estimation of River Discharge. In: *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Dingman, S. L., & Sharma, K. P. 1997. Statistical development and validation of discharge equations for natural channels. *Journal of Hydrology*, **199**(1-2), 13–35.
- Döll, P., & Kaspar, F. and Lehner, B. 2003. A global hydrological model for deriving water availability indicators: model tuning and validation. *Journal of Hydrology*, **270**(Issues 1-2), 105–134.
- Döll, P., & Lehner, B. 2002. Validation of a new global 30-min drainage direction map. *Journal of Hydrology*, **258**(1-4), 214 –231.

- Dunne, T., & Leopold, L. B. 1978. *Water in Environmental Planning*. 818pp. W. H. Freeman Co., San Francisco.
- Dunne, T., Mertes, L. A. K., Meade, R. H., Richey, J. E., & Forsberg, B. R. 1998. Exchanges of sediment between the flood plain and channel of the Amazon River in Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **110**(4), 450–467.
- Durand, M., Andreadis, K. M., Alsdorf, D. E., Lettenmaier, D. P., Moller, D., & Wilson, M. 2008. Estimation of bathymetric depth and slope from data assimilation of swath altimetry into a hydrodynamic model. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L20401, 5.
- Durand, M., Rodríguez, E., Alsdorf, D. E., & Trigg, M. 2010a. Estimating River Depth From Remote Sensing Swath Interferometry Measurements of River Height, Slope, and Width. *IEEE Journal of Selected Topics In Applied Earth Observations and Remote Sensing*, **3**(1), 20–31.
- Durand, M., F., Lee-Lueng, Lettenmaier, D. P., Alsdorf, D. E., Rodríguez, E., & Esteban-Fernandez, D. 2010b. The Surface Water and Ocean Topography Mission: Observing Terrestrial Surface Water and Oceanic Submesoscale Eddies. *Proceedings of the IEEE*, **98**(5), 766–779.
- Enjolras, V., Vincent, P., Souyris, J.-C., Rodríguez, E., Phalippou, L., & Cazenave, A. 2006. Performances Study of Interferometric Radar Altimeters: from the Instrument to the Global Mission Definition. *Sensors*, **6**(3), 164–192.
- Fekete, B. M., Vörösmarty, C. J., & Grabs, W. 2000. Global, Composite Runoff Fields Based on Observed River Discharge and Simulated Water Balances. World Meteorological Organization - Global Runoff Data Center (WMO-GRDC).
- Ferguson, R. I. 1986. Hydraulics and hydraulic geometry. *Progress in Physical Geography*, **10**: 1, 1–31.
- Frappart, F., Seyler, F., Martinez, J.-M., León, J. G., & Cazenave, A. 2005. Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels. *Remote Sensing of Environment*, **99**(4), 387–399.
- Frappart, F., Calmant, S., Cauhopé, M., Seyler, F., & Cazenave, A. 2006. Preliminary results of ENVISAT RA-2-derived water levels validation over the Amazon basin. *Remote Sensing of Environment*, **100**(2), 252–264.
- Frappart, F., Papa, F., Famiglietti, J. S., Prigent, C., Rossow, W. B., & Seyler, F. 2008. Interannual variations of river water storage from a multiple satellite approach: A case study for the Rio Negro River basin. *J. Geophys. Res.*, **113**, D21104, 12.
- Gerten, D., Rost, S., Bloh, W. von, & Lucht, W. 2008. Causes of change in 20th century global river discharge. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L20405, 5.
- Gleick, P. H. 2003. Global Freshwater Resources: Soft-Path Solutions for the 21st Century. *Science*, **302**(5650), 1524–1528.

- Global Runoff Data Centre (GRDC). 2007. Major River Basins of the World / Global Runoff Data Centre. Koblenz, Germany: Federal Institute of Hydrology (BfG).
- Goldstein, R. M., & Zebker, H. A. 1987. Interferometric radar measurement of ocean surface currents. *Nature*, **328**, 707–709.
- Goodison, B., Louie, P., & Yang, D. 1998. WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison. *Instruments and Observing Methods Report*, 88. WMO/TD-No. 872.
- Gupta, A. 2008. The Mekong River: Morphology, Evolution, Management. *In: Large Rivers: Geomorphology and Management (ed A. Gupta)*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK.
- Guzkowska, M. A. J., Rapley, C. G., Rideley, J. K., Cudlip, W., Birkett, C. M., & Scott, R. F. 1990. Developments in inland water and land altimetry. *ESA contract report*. 78391881FIFL.
- Han, S-C., Kim, H., Yeo, I-Y., Yeh, P., Oki, T., Seo, K-W., Alsdorf, D., & Luthcke, S. B. 2009. Dynamics of surface water storage in the Amazon inferred from measurements of inter-satellite distance change. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L09403, 5.
- Hansen, M. W., Johannessen, J. A., Dagestad, K. F., Collard, F., & Chapron, B. 2011a. Monitoring the surface inflow of Atlantic Water to the Norwegian Sea using Envisat ASAR. *J. Geophys. Res.*, **116**, C12008.
- Hansen, M. W., Collard, F., Dagestad, K., Johannessen, J. A., Fabry, P., & Chapron, B. 2011b. Retrieval of Sea Surface Range Velocities From Envisat ASAR Doppler Centroid Measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **49**(10), 3582–3592.
- Henderson, F., & Lewis, A. 1998. Manual of Remote Sensing: Principles and Applications of Imaging Radar. John Wiley & Sons, New York.
- Hersch, R. W. 1999. Hydrometry – Principles and Practices. 376pp. 2nd ed. John Wiley & Sons, Chichester, UK.
- Hori, K., & Saito, Y. 2008. Classification, Architecture, and Evolution of Large-River Deltas. *Chap. 6 of: Gupta, A. (ed), Large Rivers: Geomorphology and Management (ed A. Gupta)*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK.
- Hunger, M., & Döll, P. 2008. Value of river discharge data for global-scale hydrological modeling. *Hydrology and Earth System Sciences*, **12**(6), 841–861.
- Huntington, T. G. 2006. Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *Journal of Hydrology*, **319**(1-4), 83–95.
- Hwang, C., Peng, M-F., Ning, J., Luo, J., & Sui, C-H. 2005. Lake level variations in China from TOPEX/Poseidon altimetry: data quality assessment and links to precipitation and ENSO. *Geophysical Journal International*, **161**(1), 1–11.

- IKSE. 2005. Die Elbe und ihr Einzugsgebiet. Ein geographisch-hydrologischer und wasserwirtschaftlicher Überblick. *Internationale Kommission zum Schutz der Elbe*.
- Iraq Foundation. 2003. Physical Characteristics of Mesopotamian Marshlands of Southern Iraq. Draft Report. *The Iraq Foundation*.
- Jarrett, R.D. 1984. Hydraulics of high-gradient streams. *Journal of Hydraulic Engineering - ASCE*, **110**(11), 1519–1539.
- Kääb, A., & Prowse, T. 2011. Cold-regions river flow observed from space. *Geophys. Res. Lett.*, **38**(8), L08403.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., & Dennis, J. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**(3), 437–471.
- Kiel, B., Alsdorf, D., & LeFavour, G. 2006. Capability of SRTM C and X band DEM data to measure water elevations in Ohio and the Amazon. *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, **72**, 313–320.
- Kim, Y., Muste, M., Hauet, A., Krajewski, W. F., Kruger, A., & Bradley, A. 2008. Stream discharge using mobile large-scale particle image velocimetry: A proof of concept. *Water Resour. Res.*, **44**, **W09502**, 6.
- Knox, J. C. 2008. The Mississippi River System. *In: Large Rivers: Geomorphology and Management (ed A. Gupta)*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK.
- Koblinsky, C. J., Clarke, R. T., Brenner, A. C., & Frey, H. 1993. Measurement of River Level Variations With Satellite Altimetry. *Water Resour. Res.*, **29**, 1839–184.
- Kosuth, P., Callède, J., Laraque, A., Filizola, N., Guyot, J. L., Seyler, P., Fritsch, J. M., & Guimarães, V. 2009. Sea-tide effects on flows in the lower reaches of the Amazon River. *23*(22), 3141–3150.
- Kouraev, A. V., Zakharova, E. A., Samain, O., Mognard, N. M., & Cazenave, A. 2004. Ob' river discharge from TOPEX/Poseidon satellite altimetry (1992–2002). *Remote Sensing of Environment*, **93**(1-2), 238–245.
- Kravtsova, V. I., & Cherepanova, E. V. 2003. Dynamics of the Yenisei and Pur River Deltas. *Water Resources*, **30**(3), 275–282.
- Krieger, G., Moreira, A., Fiedler, H., Hajnsek, I., Werner, M., Younis, M., & Zink, M. 2007. TanDEM-X: A Satellite Formation for High-Resolution SAR Interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **45**(11), 3317–3341.
- Labat, D., Godderis, Y., Probst, J. L., & Guyot, J. L. 2004. Evidence for global runoff increase related to climate warming. *Advances in Water Resources*, **27**(6), 631–642.

- LeFavour, G., & Alsdorf, D. 2005. Water slope and discharge in the Amazon River estimated using the shuttle radar topography mission digital elevation model. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(L17404), 1–5.
- Leon, J.G., Calmant, S., Seyler, F., Bonnet, M.-P., Cauhopé, M., Frappart, F., Filizola, N., & Fraizy, P. 2006. Rating curves and estimation of average water depth at the upper Negro River based on satellite altimeter data and modeled discharges. *Journal of Hydrology*, **328**(3-4), 481–496.
- Leopold, L. B. 1994. A View of the River. 298pp. Harvard University Press, Cambridge, MA.
- Leopold, L. B., & Maddock, T. 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **252**, 57.
- Lettenmaier, D. P. 2005. Observations of the Global Water Cycle - Global Monitoring Networks. In: *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Lóczy, D. 2008. The Danube: Morphology, Evolution and Environmental Issues. In: *Large Rivers: Geomorphology and Management* (ed A. Gupta). John Wiley & Sons, Ltd.
- Maheu, C., Cazenave, A., & Mechoso, C. R. 2003. Water level fluctuations in the Plata Basin (South America) from Topex/Poseidon Satellite Altimetry. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1143.
- Malcherek, A. 2003. Hydromechanik der Oberflächengewässer (Version 5.0). Bundesanstalt für Wasserbau (BAW), Aussenstelle Küste, Hamburg. <http://www.baw.de/vip/abteilungen/wbk/Methoden/hnm/nummeth/nummeth1.pdf> [letzter Zugriff: 21.03.2009].
- Manning, R. 1889. On the flow of water in open channels and pipes. *Transactions of the Institution of Civil Engineers of Ireland*, **20**, 161–195.
- Matgen, P., Schumann, G., Henry, J.-B., Hoffmann, L., & Pfister, L. 2007. Integration of SAR-derived river inundation areas, high-precision topographic data and a river flow model toward near real-time flood management. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, **9**(3), 247–263.
- McKean, J., & Isaak, D. 2009. Improving Stream Studies with a small-Footprint Green Lidar. *EOS Transactions of AGU*, **90**, **39**, 341:342.
- Melcher, N. B., Costa, J. E., Haeni, F. P., Cheng, R. T., Thurman, E. M., Buursink, M., Spicer, K. R., Hayes, E., Plant, W. J., Keller, W. C., & Hayes, K. 2002. River discharge measurements by using helicopter-mounted radar. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, **22**, 2084, 41–4.
- Mercier, F., Cazenave, A., & Maheu, C. 2002. Interannual lake level fluctuations (1993-1999) in Africa from Topex/Poseidon: connections with ocean-atmosphere interactions over the Indian Ocean. *Global and Planetary Change*, **32**(2-3), 141–163.

- Mertes, L. A. K. 2002. Remote sensing of riverine landscapes. *Freshwater Biology*, **47**(4), 799–816.
- Mertes, L. A. K., Dunne, T., & Martinelli, L. A. 1996. Channel-floodplain geomorphology along the Solimoes-Amazon River, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **108**(9), 1089–1107.
- Mikhailov, V. 2010. Water and sediment runoff at the Amazon River mouth. *Water Resources*, **37**(2), 145–159.
- Mikhailov, V., & Arakelyants, A. 2010. Specific features of hydrological and morphological processes in the mouth area of the Mekong River. *Water Resources*, **37**(3), 253–267.
- Mikhailov, V., & Dotsenko, M. 2006. Peculiarities of the hydrological regime of the Ganges and Brahmaputra river mouth area. *Water Resources*, **33**(4), 353–373.
- Mikhailov, V. N., Korotaev, V. N., Mikhailova, M. V., Li, C., & Liu, S. 2001. Hydrological Regime and Morphodynamics of the Yangtze River Mouth Area. *Water Resources*, **28**(4), 351–363.
- Mikhailova, M. V. 2001. Hydrological Regime of the Nile Delta and Dynamics of Its Coastline. *Water Resources*, **28**(5), 477–490.
- Mikhailova, M. V. 2010. Hydrological-morphological processes in the mouth area of the Orinoco (Venezuela). *Water Resources*, **37**(2), 160–171.
- Miller, L. S. 1979. Topographic and Backscatter Characteristics of Geos 3 Overland Data. *J. Geophys. Res.*, **84**, **B8**, 4045–4054.
- Milliman, J. D., Farnsworth, K. L., Jones, P. D., Xu, K. H., & Smith, L. C. 2008. Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951–2000. *Global and Planetary Change*, **62**(3–4), 187–194.
- Milly, P. C. D., Dunne, K. A., & Vecchia, A. V. 2005. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*, **438**(7066), 347–350.
- Milly, P. C. D., Betancourt, J., Falkenmark, M., Hirsch, R. M., Kundzewicz, Z. W., Lettenmaier, D. P., & Stouffer, R. J. 2008. CLIMATE CHANGE: Stationarity Is Dead: Whither Water Management? *Science*, **319**(5863), 573–574.
- Montgomery, D. R., & Gran, K. B. 2001. Downstream variations in the width of bedrock channels. *Water Resour. Res.*, **37**(6), 1841–1846.
- Morlock, S. E. 1996. Evaluation of acoustic Doppler current profiler measurements of river discharge. *US Geological Survey Water Resources Investigation Report*, 36pp. 95–4218.
- Mouche, A. A., Chapron, B., Reul, N., & Collard, F. 2008. Predicted Doppler shifts induced by ocean surface wave displacements using asymptotic electromagnetic wave scattering theories. *Waves in Random and Complex Media*, **18**(1), 185–196.

- Nilsson, C., Reidy, C. A., Dynesius, M., & Revenga, C. 2005. Fragmentation and Flow Regulation of the World's Large River Systems. *Science*, **308**(5720), 405–408.
- Oki, T. 2006. The Hydrologic Cycles and Global Circulation. *In: Encyclopedia of Hydrological Sciences*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Oki, T., & Kanae, S. 2006. Global Hydrological Cycles and World Water Resources. *Science*, **313**(5790), 1068–1072.
- Papa, F., Prigent, C., & Rossow, W. B. 2007. Ob' River flood inundations from satellite observations: A relationship with winter snow parameters and river runoff. *J. Geophys. Res.*, **112**, D18103, 11.
- Papa, F., Güntner, A., Frappart, F., Prigent, C., & Rossow, W. B. 2008. Variations of surface water extent and water storage in large river basins: A comparison of different global data sources. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L11401, 5.
- Papa, F., Prigent, C., Aires, F., Jimenez, C., Rossow, W. B., & Matthews, E. 2010. Interannual variability of surface water extent at the global scale, 1993–2004. *J. Geophys. Res.*, **115**(D12), D12111.
- Plant, W. J., Keller, W.C., & Hayes, K. 2005. Measurement of river surface currents with coherent microwave systems. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **43**(6), 1242–1257.
- Plant, W. J., Branch, R., Chatham, G., Chickadel, C. C., Hayes, K., Hayworth, B., Horner-Devine, A., Jessup, A., Fong, D. A., Fringer, O. B., Giddings, S. N., Monismith, S., & Wang, B. 2009. Remotely sensed river surface features compared with modeling and in situ measurements. *J. Geophys. Res.*, **114**, 13.
- Rantz, S. E. 1982. Measurement and computation of streamflow. *US Geological Survey Water-Supply Paper*, **2175**, 631.
- Ray, R. D. 1998. Spectral analysis of highly aliased sea-level signals. *J. Geophys. Res.*, **103**(C11), 24,991–25,003.
- Rees, W. G. 2001. Physical principles of remote sensing. Cambridge University Press.
- Riggs, H. C. 1976. A simplified slope-area method for estimating flood discharges in natural channels. *J. Res. US Geol. Surv.*, **4**(3), 285–291.
- Robinson, I. S. 2004. Measuring the Oceans from Space: The principles and methods of satellite oceanography. Springer Praxis Publishing. Chichester, UK.
- Rodríguez, E., Morris, C. S., & Belz, J. E. 2006. A global assessment of the SRTM performance. *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, **72**, 249–260.
- Romeiser, R. 2005. Current measurements by airborne along-track InSAR: Measuring technique and experimental results. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **30**, 552–569.

- Romeiser, R., & Runge, H. 2007. Theoretical Evaluation of Several Possible Along-Track InSAR Modes of TerraSAR-X for Ocean Current Measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **45**(1), 21–35.
- Romeiser, R., & Thompson, D. R. 2000. Numerical study on the along-track interferometric radar imaging mechanism of oceanic surface currents. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **38**(1), 446–458.
- Romeiser, R., Breit, H., Eineder, M., Runge, H., Flament, P., de Jong, K., & Vogelzang, J. 2005. Current measurements by SAR along-track interferometry from a Space Shuttle. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **43**(10), 2315–2324.
- Romeiser, R., Runge, H., Suchandt, S., Sprenger, J., Weilbeer, H., Sohrmann, A., & Stammer, D. 2007. Current Measurements in Rivers by Spaceborne Along-Track InSAR. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **45**(12), 4019–4031.
- Romeiser, R., Johannessen, J., Chapron, B., Collard, F., Kudryavtsev, V., Runge, H., & Suchandt, S. 2010a. Direct Surface Current Field Imaging from Space by Along-Track InSAR and Conventional SAR. In: Barale, Vittorio, Gower, J.F.R., & Alberotanza, L. (eds), *Oceanography from Space*. 73–91pp. Springer Netherlands.
- Romeiser, R., Suchandt, S., Runge, H., Steinbrecher, U., & Grünler, S. 2010b. First Analysis of TerraSAR-X Along-Track InSAR-Derived Current Fields. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **48**(2), 820–829.
- Rosgen, D. L. 1994. A classification of natural rivers. *Catena*, **22**, 169–199.
- Roux, H., & Dartus, D. 2006. Use of parameter optimization to estimate a flood wave: Potential applications to remote sensing of rivers. *Journal of Hydrology*, **328**(1-2), 258–266.
- Sahoo, A. K., Pan, M., Troy, T. J., Vinukollu, R. K., Sheffield, J., & Wood, E. F. 2011. Reconciling the global terrestrial water budget using satellite remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, **115**(8), 1850–1865.
- Schröder, W., Euler, G., Knauf, D., Lautner, G., & Schneider, K. 1999. Grundlagen des Wasserbaus. -4., völlig überarb. und erw. Aufl., Werner, Düsseldorf.
- Schumann, G., Hostache, R., Puech, C., Hoffmann, L., Matgen, P., Pappenberger, F., & Pfister, L. 2007. High-Resolution 3-D Flood Information From Radar Imagery for Flood Hazard Management. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **45**(6), 1715–1725.
- Schumann, G., Matgen, P., Cutler, M. E. J., Black, A., Hoffmann, L., & Pfister, L. 2008. Comparison of remotely sensed water stages from LiDAR, topographic contours and SRTM. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, **63**(3), 283–296.
- Schutz, B. E., Zwally, H. J., Shuman, C. A., Hancock, D., & DiMarzio, J. P. 2005. Overview of the ICESat Mission. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L21S01, 4.

- Sheffield, J., Ferguson, C. R., Troy, T. J., Wood, E. F., & McCabe, M. F. 2009. Closing the terrestrial water budget from satellite remote sensing. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L07403, 5.
- Shiklomanov, A. I., Lammers R. B., & Vörösmarty, C. J. 2002. Widespread decline in hydrological monitoring threatens Pan-Arctic research. *Eos Trans. AGU*, **83**(2), 13, 16–17.
- Smith, L. C. 1997. Satellite remote sensing of river inundation area, stage, and discharge: a review. *Hydrological Processes*, **11**(10), 1427–1439.
- Smith, L. C., & Alsdorf, D. E. 1998. Control on sediment and organic carbon delivery to the Arctic Ocean revealed with space-borne synthetic aperture radar: Ob' River, Siberia. *Geology*, **26**(5), 395–398.
- Smith, L. C., & Pavelsky, T. M. 2008. Estimation of river discharge, propagation speed, and hydraulic geometry from space: Lena River, Siberia. *Water Resour. Res.*, **44**, W03427, 11.
- Smith, L. C., Isacks, B. L., Bloom, A. L., & Murray, A. B. 1996. Estimation of discharge from three braided rivers using synthetic aperture radar satellite imagery: Potential application to ungaged basins. *Water Resour. Res.*, **32**(7), 2021–2034.
- Stewardson, M. 2005. Hydraulic geometry of stream reaches. *Journal of Hydrology*, **306**(1-4), 97–111.
- Stocker, T. F., & Raible, C. C. 2005. Climate change: Water cycle shifts gear. *Nature*, **434**(7035), 830–833.
- Swenson, S. C., & Milly, P. C. D. 2006. Climate model biases in seasonality of continental water storage revealed by satellite gravimetry. *Water Resour. Res.*, **42**, W03201, 7.
- Syed, T. H., Famiglietti, J. S., Chambers, D. P., Willis, J. K., & Hilburn, K. 2010. Satellite-based global-ocean mass balance estimates of interannual variability and emerging trends in continental freshwater discharge. *Proceedings of the National Academy of Sciences*.
- Taguchi, E., Stammer, D., & Zahel, W. 2010. Inferring deep ocean tidal energy dissipation from the global high-resolution data-assimilative HAMTIDE model. *J. Geophys. Res.*, **(to be submitted)**.
- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Ries, J. C., Thompson, P. F., & Watkins, M. M. 2004. GRACE Measurements of Mass Variability in the Earth System. *Science*, **305**(5683), 503–505.
- Temimi, M., Leconte, R., Brissette, F., & Chaouch, N. 2005. Flood monitoring over the Mackenzie River Basin using passive microwave data. *Remote Sensing of Environment*, **98**(2-3), 344–355.
- United Nations. 2009. World Population Prospects: The 2008 Revision. Population Division of the Department of Economic and Social Affairs of the United Nations Secretariat. United Nations, New York.

- Usachev, V. F. 1983. Evaluation of flood plain inundations by remote sensing methods. *Proceedings of the Hamburg Symposium, IAHS Publ.*, **145**, 475–482.
- Vörösmarty, C. J., Fekete, B. M., & Tucker, B. A. 1998. Global River Discharge, 1807-1991, V. 1.1 (RivDIS). Data set. Available on-line [<http://www.daac.ornl.gov>] from Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, TN, U.S.A.
- Vörösmarty, C. J., Fekete, B. M., Meybeck, M., & Lammers, R. B. 2000. Global System of Rivers: Its Role in Organizing Continental Land Mass and Defining Land-to-Ocean Linkages. *Global Biogeochem. Cycles*, **14**, 599–621.
- Wahr, J., Molenaar, M., & Bryan, F. 1998. Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *J. Geophys. Res.*, **103**, **30**, 205–230.
- Walling, D. E., & Webb, B. W. 1987. Material transport by the world's rivers: Evolving perspectives. *Water for the Future: Hydrology in Perspective, International Association for Scientific Hydrology Publication 164, International Association for Scientific Hydrology*.
- Winter, T. C. 1981. Uncertainties in estimating the water balance of lakes. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, **17**(1), 82–115.
- Wozencraft, J. M., & Lillycrop, W. J. 2002. Total shallow-water survey through airborne hydrography. *In: Southampton Oceanogr. 2002*.
- Xu, K., Zhang, J., Watanabe, M., & Sun, C. 2004. Estimating river discharge from very high-resolution satellite data: a case study in the Yangtze River, China. *Hydrological Processes*, **18**(10), 1927–1939.
- Zakharova, E. A., Kouraev, A. V., Cazenave, A., & Seyler, F. 2006. Amazon River discharge estimated from TOPEX/Poseidon altimetry. *Comptes Rendus Geosciences*, **338**(3), 188–196.
- Zanke, U. C. E. 2002. Hydromechanik der Gerinne und Küstengewässer. Vieweg+Teubner.
- Zhang, J., Xu, K., Qi, L., Yang, Y., & Watanabe, M. 2005. Estimation of freshwater and material fluxes from the Yangtze River into the East China Sea by using TOPEX/Poseidon altimeter data. *Hydrological Processes*, **19**(18), 3683–3698.

Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen der von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) geförderten Projekte AnaNAF (Analysen zur Nutzbarkeit zukünftiger Satellitendaten für die Fernerkundung des Ausstroms von Flüssen) und AnaNAF-FF (Anwendungsnahe Nutzung von Algorithmen zur Fernerkundung von Flüssen und Feuchtgebieten) am Lehrstuhl für Fernerkundung des Institutes für Meereskunde der Universität Hamburg.

Mein besonderer Dank gilt Prof. Dr. Detlef Stammer für sein entgegengebrachtes Vertrauen für die Durchführung der Arbeiten sowie die Betreuung dieser Arbeit.

Zu danken habe ich auch Prof. Dr. Roland Romeiser von der University of Miami für seine wissenschaftliche und persönliche Unterstützung während der Arbeit.

Die gewonnenen Kenntnisse aus den bisherigen Forschungen meiner beiden Gutachter boten eine verlässliche Grundlage für die durchgeführten Untersuchungen.

Ferner möchte ich auch meinem langjährigen Bürokollegen Manfred Brath danken. Aufgrund seiner vielfältigen Unterstützung bei zahlreichen Problemen fachlicher Art und der unzähligen Diskussionen über Wissenschaft und das Leben außerhalb des Büros trug er einen sehr wichtigen Beitrag zum Gelingen dieser Arbeit bei.

Mein weiterer Dank gebührt Nina Maaß, Dr. Sascha Hölig und Dr. Martin Scharffenberg für die intensive Begutachtung des Manuskripts und die zahlreichen Anregungen im Verlauf der Arbeit.

Dank geht auch an Dr. Norbert Winkel von der Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) für die Bereitstellung der UnTRIM-Modelldaten, ohne die diese Untersuchungen schlichtweg nicht möglich gewesen wären. Ebenso danken möchte ich Hannes Müller Schmied von der Goethe-Universität Frankfurt am Main für die unkomplizierte Bereitstellung der WaterGAP-Modelldaten.

Weiterhin möchte ich mich sowohl bei meinen nicht namentlich aufgeführten Kollegen für die gute Arbeitsatmosphäre als auch bei meinen Freunden bedanken, die mir jeweils in fachlicher und persönlicher Hinsicht nützliche Anregungen und Unterstützung zuteil werden ließen.

Einige Karten dieser Arbeit wurden mit dem quelloffenen Geographischen Geoinformationssystem (GIS) SAGA-GIS (System für Automatisierte Geowissenschaftliche Analysen) erstellt (Conrad, 2006).

Ganz besonderer Dank gilt schließlich meinen Eltern und meiner Freundin Doro für ihre Liebe und die mannigfache Unterstützung während der Anfertigung dieser Arbeit.

Eidesstattliche Versicherung

Hiermit erkläre ich an Eides statt, dass ich die vorliegende Dissertationsschrift selbst verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe.

Hamburg, 13. Juli 2012

A handwritten signature in blue ink, appearing to read 'St. Grünler', with a stylized, cursive script.

Steffen Grünler