

Entwicklung eines räumlich verteilten, konzeptionellen Niederschlag-Abfluss- Modells für den Einsatz in Schnee- dominierten datenarmen Gebieten

DISSERTATION
zur Erlangung des Grades eines Doktors
der Ingenieurwissenschaften

vorgelegt von
M. Eng. Michaela Kahl

eingereicht bei der Naturwissenschaftlich-Technischen Fakultät
der Universität Siegen

Referent: Prof. Paolo Reggiani, Ph.D.
Universität Siegen

Korreferent: Prof. Dr.-Ing. Markus Disse
Technische Universität München

Tag der Einreichung: 19.12.2016
Tag der mündlichen Prüfung: 18.04.2017

Zusammenfassung

In vielen ariden Nachbarregionen kontinentaler Hochgebirge ist Wasser aus der Schnee- und Gletscherschmelze die hauptsächliche wasserwirtschaftliche Ressource. Zur Modellierung des Schneeschmelz-Abfluss-Prozesses werden Niederschlag-Abfluss-Modelle eingesetzt, die spezielle Module für die Abbildung der Schnee- und Gletscherschmelze haben. Die Bestimmung der räumlichen Verteilung der benötigten meteorologischen Eingangsgrößen ist bisher jedoch aufgrund der hohen morphologischen Variabilität und der i. d. R. geringen Messnetzdicke in den meisten Hochgebirgsregionen sehr schwierig und mit großen Unsicherheiten behaftet.

Die vorliegende Arbeit hat zum Ziel, den Einsatz der heute verfügbaren globalen Fernerkundungs- und Reanalysedaten als meteorologische Eingangsgrößen zur Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses zu untersuchen. Das Haupteinsatzgebiet des Modells liegt in Schnee-dominierten datenarmen Einzugsgebieten.

Zur Modellierung des Schneeschmelz-Abfluss-Prozesses wurde das weltweit für den Einsatz in Schnee-dominierten Gebieten etablierte „Snowmelt Runoff Model—(SRM) von Martinec (1975) zu einem räumlich verteilten, konzeptionellen Niederschlag-Abfluss-Modell (rSRM) weiterentwickelt. Die drei wesentlichen Eingangsgrößen des Modells sind die Lufttemperatur, die Ausdehnung der Schneedecke und der Niederschlag. Zur Aufbereitung der Landoberflächentemperaturen aus Daten des „Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer—(MODIS) wurde eine neue Methode zur Rekonstruktion von räumlich verteilten Tagesmitteltemperaturen unter zur Hilfenahme einer Referenzstation entwickelt. Zur Bestimmung des Schneebedeckungsgrads wurde ein Verfahren weiterentwickelt, mit welchem die räumlichen Datenlücken in den täglichen MODIS-Datensätzen geschlossen werden können. Der Niederschlag wurde aus einem Ensemble aus Fernerkundungs- und Reanalysedaten abgeleitet. Hierzu wurde als deterministisches Modell ein künstliches neuronales Netz, als probabilistische Methode der „Model Conditional Processor—und eine Kombination beider Ansätze zur Ermittlung des optimalen Datensatzes untersucht.

Zur Beurteilung wurden die einzelnen Methoden in den Schweizer Alpen bei guter Datenlage mit Bodenstationsdaten verglichen. Anschließend wurden die Verfahren zur praktischen Anwendung in ein datenarmes Gebiet übertragen. Zur Validierung der Modellierungsergebnisse erfolgte die Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses für zwei Schweizer und ein datenarmes, Schnee-dominiertes Einzugsgebiet mit rSRM, HEC-HMS und einem künstlichen neuronalen Netz.

Im Rahmen dieser Arbeit konnte gezeigt werden, dass die verfügbaren globalen Fernerkundungs- und Reanalysedaten als Eingangsgrößen zur Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses für Schnee-dominierte Einzugsgebiete hervorragend geeignet sind. Wesentlich ist dabei eine räumlich und zeitlich vollständige Rekonstruktion der infolge Wolkenbedeckung häufig unvollständigen Fernerkundungsdaten für die Temperatur und den Schneebedeckungsgrad. Die in der Arbeit entwickelten Rekonstruktionsverfahren liefern räumlich hoch aufgelöste, tägliche Datensätze, welche zur genaueren Abbildung des Schneeschmelzprozesses innerhalb von rSRM entscheidend beitragen.

Abstract

In many neighboring regions of continental high mountain ranges water from snow and glacier melt is the main water resource. The snowmelt-runoff process is usually modeled by rainfall-runoff models, which have special routines for the simulation of the snow and glacier melt. However, the determination of the spatial distribution of the required meteorological input data from ground stations is very difficult and is subject to great uncertainties due to the high morphological variability and the generally low station density in most high mountain regions.

The aim of this thesis is to evaluate the use of today's global remote sensing and reanalysis data as meteorological input for the modeling of the rainfall-runoff process with a special focus on snow-dominated catchments with poor data availability.

To model the snowmelt-runoff process, the Snowmelt Runoff Model (SRM) developed by Martinec (1975) that has been established worldwide for use in snow-dominated areas was developed further into a spatially distributed, conceptual rainfall-runoff model (rSRM). The three main input variables of the model are: air temperature, snow covered area and precipitation. A new method for reconstructing MODIS land surface temperatures has been developed, which provides the required spatially distributed daily mean temperatures needing only one reference ground station. Accordingly, existing approaches have been refined in order to close the spatial gaps in the daily MODIS snow-cover data-sets. The precipitation input was derived from an ensemble of remote sensing and reanalysis data. For this purpose, an artificial neural network as a deterministic method, the Model Conditional Processor as a probabilistic method and a combination of both approaches were used to determine the optimal data-set.

To evaluate the methods, a comparison against data of ground stations was carried out in the Swiss Alps. Subsequently, the methods were transferred to a poor-data catchment in order to test the practical applicability. To validate the model results, the rainfall-runoff process was simulated for two Swiss and one snow-dominated poor-data catchment with rSRM, HEC-HMS and an artificial neural network.

In the framework of this thesis, it could be demonstrated that the available global remote sensing and reanalysis data is extremely suitable as meteorological input for the modeling of the rainfall-runoff process in snow-dominated catchments. Of particular importance is a complete reconstruction of the remote sensing data, which is often incomplete because of cloud coverage, for the air temperature and fractional snow cover distribution. The reconstruction methods developed in this thesis provide daily data-sets with high spatial resolution that contribute decisively to a more accurate simulation of the snowmelt process within rSRM.

Inhaltsverzeichnis

Tabellenverzeichnis	X
Abbildungsverzeichnis	XII
Abkürzungsverzeichnis	XX
Symbolverzeichnis	XXIII
1 Einleitung	1
1.1 Motivation	1
1.2 Zielsetzung	2
1.3 Methodik	3
1.4 Struktur der Arbeit.....	4
2 Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses	5
2.1 Teilprozesse der Abflussbildung	5
2.2 Wahl eines geeigneten Niederschlag-Abfluss-Modells	7
2.3 Snowmelt Runoff Model, SRM	9
2.3.1 Modellbeschreibung	9
2.3.2 Weiterentwicklung von SRM um einen rasterbasierten Ansatz zu rSRM	12
2.3.3 Vergleich Abflussganglinien SRM und rSRM.....	14
2.4 Sensitivität der Eingangsparameter von rSRM	16
3 Meteorologische Eingangsgrößen zur Modellierung der Schneeschmelze	21
3.1 Fernerkundungsdaten	22
3.1.1 Beschreibung der Fernerkundungsdaten des Sensors MODIS.....	22
3.1.2 Stand der Forschung	26
3.1.3 Rekonstruktion von MODIS LST-Karten	34
3.1.4 Vergleich rekonstruierte Temperaturen aus MODIS LST mit Stationsdaten.....	56
3.2 Reanalysedaten	62
3.3 Vergleich der Tagesmitteltemperaturen aus Reanalyse- und Fernerkundungsdaten	64
3.4 Übertragung des Rekonstruktionsverfahrens in eine datenarme Region	69
3.4.1 Gebietsbeschreibung	69
3.4.2 Rekonstruktion der Daten nach RrTLSTR-S.....	70
3.4.3 Vergleich der rekonstruierten Tagesmitteltemperatur mit Wetterstationsdaten	72
4 Meteorologische Eingangsgröße zur Modellierung des Niederschlagabflusses ...	75
4.1 Niederschlag aus Fernerkundungs- und Reanalysedaten	77
4.1.1 Beschreibung der Fernerkundungs- und Reanalysedaten	77
4.1.2 Stand der Forschung	78
4.2 Einzugsgebiete in der Schweiz	82
4.3 Aufbereitung und Validierung der Niederschlagsdaten.....	84
4.3.1 Aufbereitung der Ausgangsdaten	85
4.3.2 Bewertung der Ausgangsdaten	86
4.3.3 Künstliches neuronales Netz, ANN.....	90
4.3.4 Model Conditional Processor, MCP	97

4.3.5	Kombination ANN und MCP	107
4.3.6	Bewertung und Schlussfolgerung	112
4.4	Zeitliche Aggregation des Niederschlages	114
4.5	Übertragung des Verfahrens in eine datenarme Region.....	116
4.6	Stationsniederschlag vs. Gebietsniederschlag	119
4.6.1	Einzugsgebiete in der Schweiz	119
4.6.2	Einzugsgebiet des Mangla Reservoirs.....	124
4.7	Wasserbilanz	126
4.7.1	EZG-L.....	127
4.7.2	EZG-D.....	128
4.7.3	EMR.....	130
5	Anwendung von rSRM.....	133
5.1	Anwendung von rSRM in zwei Gebieten in der Schweiz	133
5.1.1	Beschreibung der Untersuchungsgebiete	133
5.1.2	Kalibrierung rSRM	138
5.1.3	Validierung rSRM	150
5.2	Übertragung von rSRM in eine datenarme Region	158
5.2.1	Beschreibung des Untersuchungsgebiets.....	158
5.2.2	Kalibrierung rSRM, EMR	161
5.2.3	Ergebnis der Validierung, EMR	166
5.2.4	Zusammenfassung	169
6	Anwendung von zwei weiteren Niederschlag-Abfluss-Modellen.....	171
6.1	HEC-HMS	171
6.1.1	Modellbeschreibung	171
6.1.2	Unterteilung der Einzugsgebiete.....	174
6.1.3	Gebietsspezifische Modellparameter.....	176
6.1.4	Ergebnis der Kalibrierung und Validierung, HEC-HMS	181
6.1.5	Bewertung der Ergebnisse	189
6.2	ANN	190
6.2.1	Modellbeschreibung und Datenaufbereitung	190
6.2.2	Ergebnis der Kalibrierung und Validierung, ANN	192
6.2.3	Bewertung der Ergebnisse	198
6.3	Vergleich der Modellergebnisse von HEC-HMS und ANN mit rSRM	200
6.3.1	EZG-L.....	200
6.3.2	EZG-D.....	203
6.3.3	EMR.....	206
6.3.4	Schlussfolgerung.....	209
7	Schlussfolgerungen und Ausblick.....	211
7.1	Fazit.....	211
7.2	Weiteres Forschungspotenzial	213
	Literaturverzeichnis.....	215

Anhang **225**

Tabellenverzeichnis

Tab. 2-1: Sensitivität der Eingangsgrößen rSRM (Lonza, Blatten)	17
Tab. 3-1: globale Temperaturdaten aus Fernerkundung	22
Tab. 3-2: Zusammenstellung MODIS-Produkt MOD11/MYD11 Landoberflächentemperatur	24
Tab. 3-3: Zusammenstellung MODIS-Produkt MOD10/MYD10 Schneefläche	25
Tab. 3-4: globale Temperaturdaten aus Reanalysen.....	62
Tab. 3-5: Räumliche Auflösung der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte	64
Tab. 3-6: MAE, RMSE, R^2 der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte für die Stationen Davos und Weissfluhjoch über den Zeitraum von 2000 bis 2015 (Szenario 1)	66
Tab. 3-7: MAE, RMSE, R^2 der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte für die Stationen Davos und Weissfluhjoch über den Zeitraum von 2000 bis 2015 (Szenario 2)	67
Tab. 3-8: MAE, RMSE, R^2 der rekonstruierten mittleren Tagestemperaturen über den Zeitraum von 2000 (Terra) bzw. 2002 (Aqua) bis 2015, EMR.....	73
Tab. 4-1: globale Temperaturdaten aus Fernerkundung	78
Tab. 4-2: globale Niederschlagsdaten aus Reanalysen	78
Tab. 4-3: Gebietssteckbriefe Einzugsgebiete Lonza und Dischmabach	82
Tab. 4-4: Niederschlagsmessstation in den beiden Schweizer Einzugsgebieten.....	83
Tab. 4-5: Werte der Gütekriterien des Vergleichs täglicher Stationsniederschlag gegen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte (Rohdaten)	88
Tab. 4-6: Werte der Gütekriterien des Vergleichs täglicher Stationsniederschlag gegen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte (ANN)	95
Tab. 4-7: Werte der Gütekriterien des Vergleichs täglicher Stationsniederschlag gegen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte (MCP).....	104
Tab. 4-8: Werte der Gütekriterien des Vergleichs täglicher Stationsniederschlag gegen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte (ANN + MCP)	110
Tab. 4-9: Zusammenstellung der Werte der Gütekriterien für den täglichen Niederschlag (Blatten)	112
Tab. 4-10: Zusammenstellung der Werte der Gütekriterien für den täglichen Niederschlag (Dischma)	112
Tab. 4-11: Werte der Gütekriterien des Vergleichs Stationsniederschlag gegen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte (Rohdaten)	117
Tab. 4-12: Werte der Gütekriterien des Vergleichs Stationsniederschlag gegen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte (ANN + MCP)	118

Tab. 4-13: Wetterstationen EZG-L	119
Tab. 4-14: Wetterstationen EZG-D.....	122
Tab. 4-15: Wetterstationen EMR.....	124
Tab. 5-1: D_v und R^2 nach der Kalibrierung von rSRM (EZG-L).....	144
Tab. 5-2: D_v und R^2 nach der Kalibrierung von rSRM (EZG-D)	147
Tab. 5-3: D_v und R^2 nach der Validierung von rSRM (EZG-L).....	150
Tab. 5-4: D_v und R^2 nach der Validierung von rSRM (EZG-D).....	154
Tab. 5-5: D_v und R^2 nach der Kalibrierung von rSRM (EMR).....	163
Tab. 5-6: D_v und R^2 nach der Validierung von rSRM (EMR).....	166
Tab. 6-1: Liste der verwendeten Verfahren HEC-HMS.....	171
Tab. 6-2: Flächen Zoneneinteilung EZG-L	174
Tab. 6-3: Flächen Zoneneinteilung EZG-D.....	175
Tab. 6-4: Flächen Zoneneinteilung EZG-L	176
Tab. 6-5: Parameter „Temperature Index“ (HEC-HMS).....	177
Tab. 6-6: „ATI-Meltrate Function–und „ATI-Coldrate Function–(HEC-HMS)	178
Tab. 6-7: Startparameter „Temperatur Index–(HEC-HMS).....	178
Tab. 6-8: mittlere monatliche Referenzverdunstung nach FAO Penman-Monteith über den Zeitraum 2001 - 2015.....	179
Tab. 6-9: Parameter „Simple Canopy–(HEC-HMS).....	179
Tab. 6-10: Parameter „Soil Moisture Accounting–(HEC-HMS).....	180
Tab. 6-11: Parameter „Clark Unit Hydrograph–(HEC-HMS).....	181
Tab. 6-12: Parameter „Linear Reservoir–(HEC-HMS).....	181
Tab. 6-13: D_v und R^2 HEC-HMS	182
Tab. 6-14: D_v und R^2 ANN	192
Tab. 6-15: D_v und R^2 EZG-L.....	202
Tab. 6-16: D_v und R^2 EZG-D	205
Tab. 6-17: D_v und R^2 EMR.....	208

Abbildungsverzeichnis

Abb. 2-1: Schematische Darstellung des Wasserkreislaufs.....	5
Abb. 2-2: Überblick Eingangsdaten SRM.....	10
Abb. 2-3: Überblick Eingangsdaten rSRM.....	13
Abb. 2-4: Vergleich Abflussganglinie 2004 für SRM und rSRM	14
Abb. 2-5: Vergleich 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2004 für SRM und rSRM	15
Abb. 3-1: Track Orbit des Satelliten Aqua vom 06.02.2016	23
Abb. 3-2: MODIS Sinusoidal Grid mit Kachelbezeichnung	24
Abb. 3-3: Schema Rekonstruktionsverfahren SCD nach Parajka und Blöschl (2008).....	29
Abb. 3-4: Schema Rekonstruktionsverfahren SCD nach Parajka et al. (2010)	30
Abb. 3-5: Schema Rekonstruktionsverfahren SCD nach Gafurov und Bárdossy (2009).....	31
Abb. 3-6: Schema Rekonstruktionsverfahren SCD nach Liang et al. (2008).....	31
Abb. 3-7: Schema Rekonstruktionsverfahren SCD nach Gao et al. (2010a).....	31
Abb. 3-8: Schema Rekonstruktionsverfahren SCD nach Gao et al. (2010b).....	32
Abb. 3-9: Untersuchungsgebiet mit Wetterstationen	35
Abb. 3-10: Hypsometrische Kurve und Verteilung der Wetterstation im Untersuchungsgebiet	35
Abb. 3-11: Workflow zur Ermittlung der Temperaturverteilung aus MODIS LST (RrTLSTR) 37	
Abb. 3-12: Anzahl der zum Download verfügbaren Kacheln h18v04 MOD11A1/MYD11A1 . 38	
Abb. 3-13: durchschnittlich gültige Pixel pro Monat MOD11A1/MYD11A1.....	39
Abb. 3-14: MODIS LST des Genfer Sees am 23.06.2010 für die Aufnahme am Tag	39
Abb. 3-15: Auswertung des Temperaturgradienten von MOD11A1 und MYD11A1	41
Abb. 3-16: Beispiel Filter für unplausiblen Temperaturgradient für den 23.07.2000 (Tag)	41
Abb. 3-17: Histogrammfilter am Beispiel vom 27.02.2010	42
Abb. 3-18: Anzahl der Karten in Abhängigkeit der gültigen Pixel, Schweiz.....	43
Abb. 3-19: an die Temperatur der Referenzstation angepasster Gradient.....	44
Abb. 3-20: Rekonstruktion der räumlichen Temperaturverteilung an MODIS-Daten.....	45
Abb. 3-21: Anzahl der zum Download verfügbaren Kacheln h18v04 MOD10A1/MYD10A1 . 46	
Abb. 3-22: Workflow zur Rekonstruktion von MOD10A1/MYD10A1	47
Abb. 3-23: durchschnittlich gültige Pixel pro Monat MOD10A1/MYD10A1.....	47
Abb. 3-24: Rekonstruktion FSC für den 31.03.2004	48

Abb. 3-25: Rekonstruktion FSC für den 27.11.2006	49
Abb. 3-26: Workflow zur Ermittlung der Temperaturverteilung aus MODIS LST (RrTLSTR-S).....	50
Abb. 3-27: Temperatur in Abhängigkeit des Schneebedeckungsgrads	52
Abb. 3-28: Anpassungsfunktionen der Temperatur von Schneepixeln, Schweiz	53
Abb. 3-29: Temperatur der Schneepixel am Beispiel vom 31.03.2004	54
Abb. 3-30: Rekonstruktion der räumlichen Temperaturverteilung an MODIS-Daten.....	55
Abb. 3-31: Box-Whisker-Plot der Gütekriterien für die 61 Bodenstationen (RrTLSTR)	57
Abb. 3-32: Vergleich Temperaturverlauf Bodenstation mit rekonstruierten T_a (MOD11A1) an der Wetterstation Davos (01/2012 – 12/2013).....	58
Abb. 3-33: Vergleich Temperaturverlauf Bodenstation mit rekonstruierten T_a (MOD11A1) an der Wetterstation Galzig (01/2012 – 12/2013).....	58
Abb. 3-34: Box-Whisker-Plot der Gütekriterien für die 61 Bodenstationen (RrTLSTR-S).....	59
Abb. 3-35: Vergleich Temperaturverlauf Bodenstation mit rekonstruierten T_a (MOD11A1) an der Wetterstation Davos (01/2012 – 12/2013).....	59
Abb. 3-36: Vergleich Temperaturverlauf Bodenstation mit rekonstruierten T_a (MOD11A1) an der Wetterstation Galzig (01/2012 – 12/2013).....	60
Abb. 3-37: Vergleich R^2 der beiden Rekonstruktionsverfahren für die Daten der Satelliten Terra und Aqua	60
Abb. 3-38: Vergleich Temperaturverlauf Bodenstation mit den rekonstruierten T_a (MOD11A1) der beiden Rekonstruktionsverfahren an der Wetterstation Galzig (03/2012-06/2012 und 03/2013-06/2013).....	61
Abb. 3-39: Streudiagramm Temperatur gegen Geländehöhe mit dem ermittelten Temperaturgradienten vom 04.04.2005	61
Abb. 3-40: Streudiagramm Temperatur gegen Geländehöhe mit dem ermittelten Temperaturgradienten vom 17.11.2011	61
Abb. 3-41: Vergleich der Rasterauflösung von Fernerkundungs- und Reanalysedaten für den 09.05.2010.....	65
Abb. 3-42: Streudiagramm Bodenstation gegen T_a nach RrTLSTR-S (Szenario 1).....	66
Abb. 3-43: Streudiagramm Bodenstation gegen T_a aus ERA-Interim (Szenario 1)	67
Abb. 3-44: Streudiagramm Bodenstation gegen T_a nach RrTLSTR-S (Szenario 2).....	68
Abb. 3-45: Streudiagramm Bodenstation gegen T_a aus ERA-Interim (Szenario 2)	68
Abb. 3-46: Einzugsgebiet des Mangla Reservoirs (EMR).....	69
Abb. 3-47: Hypsometrische Kurve vom Einzugsgebiet des EMR	70

Abb. 3-48: durchschnittlich gültige Pixel pro Monat MOD11A1/MYD11A1, EMR.....	70
Abb. 3-49: Anpassungsfunktionen der Temperatur von Schneepixeln, EMR.....	71
Abb. 3-50: Anzahl der Karten in Abhängigkeit der gültigen Pixel, EMR	72
Abb. 3-51: Datenverfügbarkeit der Bodenstationen der $T\alpha$, EMR.....	73
Abb. 4-1: TRMM 3B42 V7 vom 01.02.2000.....	77
Abb. 4-2: Einzugsgebiete in der Schweiz und Rasterauflösung der Niederschlagsprodukte	85
Abb. 4-3: Vergleich monatlicher Niederschlagssummen für Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte, Blatten (Rohdaten).....	86
Abb. 4-4: Vergleich monatlicher Niederschlagssummen für Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte, Dischma (Rohdaten).....	86
Abb. 4-5: Vergleich jährlichen Niederschlagssummen für Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte, Blatten (Rohdaten).....	87
Abb. 4-6: Kumulierte Niederschlagssummen Simulation vs. Beobachtung, Blatten.....	87
Abb. 4-7: Kumulierte Niederschlagssummen Simulation vs. Beobachtung, Dischma	87
Abb. 4-8: Vergleich jährlichen Niederschlagssummen für Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte, Dischma (Rohdaten).....	88
Abb. 4-9: Jahreszeitlicher Verlauf des Niederschlags in Blatten für das Jahr 2005	89
Abb. 4-10: Jahreszeitlicher Verlauf des Niederschlags in Dischma für das Jahr 2005.....	89
Abb. 4-11: Prinzipskizze des verwendeten ANN	90
Abb. 4-12: Bezeichnung der Ergebnisse aus der Konditionierung der einzelnen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte mittels ANN (dNP 1 bis dNP 6).....	92
Abb. 4-13: Bezeichnung des Ergebnisses aus der Konditionierung der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte mittels ANN (dNP ALL)	92
Abb. 4-14: Bezeichnung der Ergebnisse aus der Konditionierung der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte unter Ausschluss von jeweils einem Produkt mittels ANN (dNP -1 bis dNP -6)	93
Abb. 4-15: Vergleich monatlicher Niederschlagssummen für Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte (ANN)	94
Abb. 4-16: Jahreszeitlicher Verlauf des Niederschlags in Blatten für das Jahr 2005	96
Abb. 4-17: Jahreszeitlicher Verlauf des Niederschlags in Dischma für das Jahr 2005.....	96
Abb. 4-18: Beispiel eines Streudiagramms der transformierte Prädiktor gegen die transformierte Beobachtung aufgetragen	99
Abb. 4-19: Bezeichnung der Ergebnisse aus der Konditionierung der einzelnen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte mittels MCP (pNP 1 bis pNP 6).....	101

Abb. 4-20: Bezeichnung des Ergebnisses aus der Konditionierung der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte mittels MCP (pNP ALL).....	101
Abb. 4-21: Bezeichnung der Ergebnisse aus der Konditionierung der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte unter Ausschluss von jeweils einem Produkt mittels MCP (pNP -1 bis pNP -6).....	102
Abb. 4-22: Vergleich monatlicher Niederschlagssummen für Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte (MCP).....	103
Abb. 4-23: Ergebnis der Variante pNP-5 für den Zeitraum von 01.01.2005 bis 31.12.2005	105
Abb. 4-24: Jahreszeitlicher Verlauf des Niederschlags in Blatten für das Jahr 2005	106
Abb. 4-25: Jahreszeitlicher Verlauf des Niederschlags in Dischma für das Jahr 2005.....	106
Abb. 4-26: Bezeichnung der Ergebnisse aus der Konditionierung der einzelnen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte mittels ANN und MCP (kNP 1 bis kNP 6).....	107
Abb. 4-27: Bezeichnung des Ergebnisses aus der Konditionierung der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte mittels ANN und MCP (kNP ALL).....	107
Abb. 4-28: Bezeichnung der Ergebnisse aus der Konditionierung der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte unter Ausschluss von jeweils einem Produkt mittels ANN und MCP (kNP -1 bis kNP -6).....	108
Abb. 4-29: Vergleich monatlicher Niederschlagssummen für Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte (ANN + MCP)	109
Abb. 4-30: Jahreszeitlicher Verlauf des Niederschlags in Blatten für das Jahr 2005	111
Abb. 4-31: Jahreszeitlicher Verlauf des Niederschlags in Dischma für das Jahr 2005.....	111
Abb. 4-32: Kumulierte Niederschlagssummen Simulation vs. Beobachtung, Blatten.....	113
Abb. 4-33: Kumulierte Niederschlagssummen Simulation vs. Beobachtung, Dischma	113
Abb. 4-34: Korrelationskoeffizienten der aggregierten Niederschläge	114
Abb. 4-35: Nash-Sutcliffe Koeffizienten der aggregierten Niederschläge	114
Abb. 4-36: Einzugsgebiet des Mangla Reservoirs und Rasterauflösung der Niederschlagsprodukte	116
Abb. 4-37: Jahreszeitlicher Verlauf des Niederschlags in Srinagar für das Jahr 2012	117
Abb. 4-38: Jahreszeitlicher Verlauf des Niederschlags in Srinagar für das Jahr 2012	118
Abb. 4-39: Niederschlagsgradient EZG-L.....	120
Abb. 4-40: Niederschlagsprognose EZG-L.....	121
Abb. 4-41: Niederschlagsgradient EZG-D.....	122
Abb. 4-42: Niederschlagsprognose EZG-D	123

Abb. 4-43: Datenverfügbarkeit des Stationsniederschlags pro Jahr (EMR)	124
Abb. 4-44: Verwendete Wetterstationen EMR.....	125
Abb. 4-45: Niederschlagsgradient EMR	125
Abb. 4-46: Kumulierte Niederschlagssummen Simulation vs. Beobachtung, Blatten.....	127
Abb. 4-47: Wasserbilanz EZG-L für den Zeitraum von Oktober 2000 bis September 2015	128
Abb. 4-48: Kumulierte Niederschlagssummen Simulation vs. Beobachtung, Dischma	129
Abb. 4-49: Wasserbilanz EZG-D für den Zeitraum von Oktober 2000 bis September 2015	130
Abb. 4-50: Kumulierte Niederschlagssummen Simulation vs. Beobachtung, Srinagar	131
Abb. 4-51: Wasserbilanz EMR für den Zeitraum von Oktober 2003 bis September 2011...	132
Abb. 5-1: Pegel der Lonza in Blatten (08/2015).....	133
Abb. 5-2: Karte des EZG-L.....	133
Abb. 5-3: Klimatologie Blatten (2001-2015).....	135
Abb. 5-4: Abflussregime der Lonza am Pegel Blatten (1993-2015)	135
Abb. 5-5: mittlerer monatlicher Schneebedeckungsgrad des EZG-L (2000-2015).....	135
Abb. 5-6: Dischmatal (08/2015).....	136
Abb. 5-7: Karte des EZG-D	136
Abb. 5-8: Klimatologie Davos (1990-2015).....	137
Abb. 5-9: Abflussregime des Dischmabachs am Pegel Davos, Kriegsmatte (1993-2015)..	137
Abb. 5-10: mittlerer monatlicher Schneebedeckungsgrad des EZG-D (2000-2015)	137
Abb. 5-11: Parameter "Critical temperature" T_{crit}	139
Abb. 5-12: Parameter "Rain Contributing Area" (RCA).....	139
Abb. 5-13: Parameter „Degree-day factor–im EZG-L	140
Abb. 5-14: Parameter „Degree-day factor–im EZG-D	141
Abb. 5-15: Parameter „Runoff coefficient–Schnee im EZG-L und EZG-D	142
Abb. 5-16: Parameter „Runoff coefficient–Regen im EZG-L.....	142
Abb. 5-17: Parameter „Runoff coefficient–Regen im EZG-D	143
Abb. 5-18: Abflussganglinie des Jahres 2003, Lonza - Blatten (Kalibrierung).....	145
Abb. 5-19: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2003, Lonza - Blatten (Kalibrierung).....	145
Abb. 5-20: Abflussganglinie des Jahres 2004, Lonza - Blatten (Kalibrierung).....	146
Abb. 5-21: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2004, Lonza - Blatten (Kalibrierung).....	146

Abb. 5-22: Beobachtung und Simulation des Niederschlags 15.08.2004 bis 16.11.2004, Station Blatten	147
Abb. 5-23: Abflussganglinie des Jahres 2009, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (Kalibrierung)	148
Abb. 5-24: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2009, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (Kalibrierung)	148
Abb. 5-25: Abflussganglinie des Jahres 2001, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (Kalibrierung)	149
Abb. 5-26: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2001, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (Kalibrierung)	149
Abb. 5-27: Beobachtung und Simulation des Niederschlags 01.05.2001 bis 01.08.2001, Station Dischma.....	150
Abb. 5-28: Abflussganglinie des Jahres 2003, Lonza - Blatten (Validierung).....	151
Abb. 5-29: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2003, Lonza - Blatten (Validierung).....	151
Abb. 5-30: Beobachtung und Simulation des Niederschlags 01.06.2003 bis 01.09.2003, Station Blatten	152
Abb. 5-31: Abflussganglinie des Jahres 2011, Lonza - Blatten (Validierung).....	152
Abb. 5-32: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2011, Lonza - Blatten (Validierung).....	153
Abb. 5-33: Beobachtung und Simulation des Niederschlags 01.05.2011 bis 01.11.2011, Station Blatten	153
Abb. 5-34: Abflussganglinie des Jahres 2009, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (Validierung)	154
Abb. 5-35: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2009, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (Validierung).....	155
Abb. 5-36: „Degree-day factor–und Schneebedeckungsgrad des Jahres 2009, EZG-D.....	155
Abb. 5-37: Abflussganglinie des Jahres 2001, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (Validierung)	156
Abb. 5-38: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2001, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (Validierung).....	156
Abb. 5-39: „Degree-day factor–und Schneebedeckungsgrad des Jahres 2001, EZG-D.....	157
Abb. 5-40: Karte des EMR	158
Abb. 5-41: mittlere monatliche Temperatur Srinagar (1973-2015).....	160
Abb. 5-42: Abflussregime des Einzugsgebiets des Mangla Reservoirs (2004-2011).....	160
Abb. 5-43: mittlerer monatlicher Schneebedeckungsgrad des EMR (2000-2015)	160

Abb. 5-44: Parameter „Degree-day factor–im EMR.....	162
Abb. 5-45: Parameter „Runoff coefficient–Regen im EMR	163
Abb. 5-46: Abflussganglinie des Jahres 2005, EMR (Kalibrierung)	164
Abb. 5-47: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2005, EMR (Kalibrierung).....	164
Abb. 5-48: Abflussganglinie des Jahres 2006, EMR (Kalibrierung)	165
Abb. 5-49: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2006, EMR (Kalibrierung).....	165
Abb. 5-50: Abflussganglinie des Jahres 2011, EMR (Validierung).....	166
Abb. 5-51: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2011, EMR (Validierung).....	167
Abb. 5-52: Abflussganglinie des Jahres 2010, EMR (Validierung).....	168
Abb. 5-53: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2010, EMR (Validierung).....	168
Abb. 5-54: Niederschlag 01.02.2010 bis 01.09.2010, EMR (Srinagar)	169
Abb. 6-1: Schema HEC-HMS „Soil Moisture Accounting“ (nach Feldman 2000)	173
Abb. 6-2: Einteilung EZG-L, HEC-HMS	174
Abb. 6-3: Einteilung EZG-D, HEC-HMS	175
Abb. 6-4: Einteilung EMR, HEC-HMS	176
Abb. 6-5: Abflussganglinie des Jahres 2015, Lonza - Blatten (HEC-HMS).....	183
Abb. 6-6: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2015, Lonza – Blatten (HEC-HMS)	183
Abb. 6-7: Abflussganglinie des Jahres 2014, Lonza - Blatten (HEC-HMS).....	184
Abb. 6-8: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2014, Lonza - Blatten (HEC-HMS)	184
Abb. 6-9: Abflussganglinie des Jahres 2003, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (HEC- HMS)	185
Abb. 6-10: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2003, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (HEC-HMS)	185
Abb. 6-11: Abflussganglinie des Jahres 2001, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (HEC- HMS)	186
Abb. 6-12: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2001, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (HEC-HMS)	186
Abb. 6-13: Abflussganglinie des Jahres 2009, EMR (HEC-HMS).....	187
Abb. 6-14: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2009, EMR (HEC-HMS)	187
Abb. 6-15: Abflussganglinie des Jahres 2006, EMR (HEC-HMS).....	188
Abb. 6-16: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2006, EMR (HEC-HMS).....	188
Abb. 6-17: Schema ANN für EZG-L	191

Abb. 6-18: Abflussganglinie des Jahres 2003, Lonza - Blatten (ANN).....	193
Abb. 6-19: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2003, Lonza - Blatten (ANN).....	193
Abb. 6-20: Abflussganglinie des Jahres 2014, Lonza - Blatten (ANN).....	194
Abb. 6-21: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2014, Lonza - Blatten (ANN).....	194
Abb. 6-22: Abflussganglinie des Jahres 2003, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (ANN)	195
Abb. 6-23: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2003, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (ANN).....	195
Abb. 6-24: Abflussganglinie des Jahres 2011, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (ANN)	196
Abb. 6-25: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2011, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (ANN).....	196
Abb. 6-26: Abflussganglinie des Jahres 2005, EMR (ANN).....	197
Abb. 6-27: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2005, EMR.....	197
Abb. 6-28: Abflussganglinie des Jahres 2007, EMR	198
Abb. 6-29: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2007, EMR (ANN).....	198
Abb. 6-30: Vergleich der Abflussganglinien Beobachtung (blaue Volllinie), rSRM (grün gestrichelte Linie), HEC-HMS (orange gestrichelte Linie) und ANN (rot gestrichelte Linie) für das EZG-L für den Zeitraum von 2014 - 2015	201
Abb. 6-31: Vergleich der Abflussganglinien Beobachtung (blaue Volllinie), rSRM (grün gestrichelte Linie), HEC-HMS (orange gestrichelte Linie) und ANN (rot gestrichelte Linie) für das EZG-D für den Zeitraum von 2014 - 2015.....	204
Abb. 6-32: Vergleich der Abflussganglinien Beobachtung (blaue Volllinie), rSRM (grün gestrichelte Linie), HEC-HMS (orange gestrichelte Linie) und ANN (rot gestrichelte Linie) für das EMR für den Zeitraum von 2010 - 2011	207

Abkürzungsverzeichnis

AMSR-2	Advanced Microwave Scanning Radiometer 2
AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System
ANN	Künstliches neuronales Netz (engl. artificial neural network)
BAFU	Bundesamt für Umwelt der Schweizerischen Eidgenossenschaft
BFS	„Bayesian Forecasting System—
BMA	„Bayesian Model Averaging—
DAS	„data assimilation system—
DDF	„Degree-day factor“
dNP	deterministische Niederschlagsprognose
ECMWF	„European Centre for Medium-Range Weather Forecast—
EMR	Einzugsgebiet des Mangla Reservoir
EOS	„Earth Observing System—
EVI	„Enhanced Vegetation Index—
EZG-D	Einzugsgebiet des Dischmabachs bis Pegel Davos, Kriegsmatte
EZG-L	Einzugsgebiet der Lonza bis Pegel Blatten
FSC	„Fractional Snow Cover—
GCM	globales Klimamodell (engl., general circulation model)
GEOS	„Goddard Earth Observing System—
GPCC	„Global Precipitation Climatology Centre—
GSFC DAAC	„Goddard Space Flight Center Distributed Active Archive Center“
GSOD	„Global Surface Summary of the Day“
HADES	Hydrologischer Atlas der Schweiz
HDF	„Hierarchical Data Format—
HEC-HMS	„Hydrologic Engineering Center’s Hydrologic Modeling System“
HUP	„Hydrologic Uncertainty Processor—
IUP	„Input Uncertainty Processor—
JAXA	„Japan Aerospace Exploration Agency—
JMA	„Japan Meteorological Agency—
kNP	kombinierte Niederschlagsprognose aus ANN und MCP

LAM	„Limited Area—Modelle
LST	Landoberflächentemperatur (engl., Land Surface Temperature)
MCP	„Model Conditional Processor—
MeteoSchweiz	Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie MeteoSchweiz
MOD10A1	tägliche Schneeprodukt des Satelliten Terra
MOD11A1	tägliche LST-Produkt des Satelliten Terra
MODIS	„Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer—
MRT	„MODIS Reprojection Tool v.4.1—
MVIs	„Microwave Vegetation Indices—
MYD10A1	tägliche Schneeprodukt des Satelliten Aqua
MYD11A1	tägliche LST-Produkt des Satelliten Aqua
NASA	„National Aeronautics and Space Administration”
NCAR	„National Center for Atmospheric Research”
NDVI	„Normalized Difference Vegetation Index—
NOAA	„US National Oceanic and Atmospheric Administration”
NQT	„Normal Quantile Transform—
NSIDC	„National Snow and Ice Data Center”
pNP	probabilistische Niederschlagsprognose
RCA	„Rain Contributing Area—
RrTLSTR	Rekonstruktion von räumlich verteilten Tagesmitteltemperaturen aus MODIS LST unter zur Hilfenahme einer Referenzstation
RrTLSTR-S	Rekonstruktion von räumlich verteilten Tagesmitteltemperaturen aus MODIS LST unter zur Hilfenahme einer Referenzstation und des Schneebedeckungsgrades
rSRM	rasterbasiertes „Snowmelt Runoff Model”
SCA	„Snow Covered Area—
SCD	„Snow Cover Daily—
SMA	„Soil Moisture Accounting—
SRM	„Snowmelt Runoff Model”
SRTM	„Shuttle Radar Topography Mission—
TND	„Truncated Normal Distribution—

TRMM	„Tropical Rainfall Monitoring Mission—
USGS	„United States Geological Survey—
WAPDA	„Pakistan Water and Power Development Authority—

Symbolverzeichnis

Symbol	Bezeichnung	Dimension
a, a_n	„Degree-day factor—	$[\text{cm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}]$
A	Fläche des Einzugsgebiets oder Zone	$[\text{km}^2]$
A_c	Abflusshöhe	$[\text{mm}]$
c_R, c_{Rn}	„Runoff coefficient—Regen	$[-]$
c_S, c_{Sn}	„Runoff coefficient—Schnee	$[-]$
ΔS	Speicheränderung	$[\text{mm}]$
f	Anpassungsfaktor	$[-]$
η	normierter Stationsniederschlag	$[\text{mm}]$
$\hat{\eta}_k$	normierte Fernerkundungs- bzw. Reanalysedatensätze	$[\text{mm}]$
H_P	Hyperebene der Stichprobe	$[-]$
k, k_x, k_y	„Recession coefficient—	$[-]$
L	„Lag Time—	$[\text{h}]$
M	Anzahl der Prädiktoren	$[-]$
MAE	mittlere absolute Fehler	$[\text{°C}]$ für T $[\text{mm}]$ für P
$\mu_\eta, \mu_{\hat{\eta}}$	Mittelwerte der Stichprobe	$[-]$
n	Anzahl der Messwerte	$[-]$
N	Anzahl der Tage	$[-]$
P	Niederschlagshöhe	$[\text{mm}]$
P_C	mittlerer Gebietsniederschlag	$[\text{mm}]$
P_{crit}	„Critical precipitation—	$[\text{mm}]$
P_n	Niederschlagshöhe	$[\text{cm}]$
ϕ	Verteilungsfunktion der Normalverteilung	$[-]$
Q	mittlerer täglicher Abfluss	$[\text{m}^3/\text{s}]$
Q_i	gemessener Gebietsabfluss	$[\text{m}^3/\text{s}]$
\hat{Q}_i	simulierter Gebietsabfluss	$[\text{m}^3/\text{s}]$
\bar{Q}_i	Mittelwert der gemessenen Gebietsabflüsse	$[\text{m}^3/\text{s}]$
R^2	Nash-Sutcliffe Koeffizient	$[-]$

RMSE	Wurzel des mittleren quadratischen Prognosefehlers	[°C] für T [mm] für P
$\rho_{(x,y)}$	Korrelationskoeffizient	[-]
S_n	Schneebedeckungsgrad	[-]
$\sigma_\eta, \sigma_{\hat{\eta}}$	Standardabweichungen der Stichprobe	[-]
S/N	Verhältnis zwischen Signal und Rauschen (engl. signal-to-noise)	[-]
$\Sigma_{\eta, \hat{\eta}_k}$	Kovarianzmatrix	[-]
θ	Schwellenwert eines Neurons	[-]
\bar{T}_a	Tagesmitteltemperatur auf in 2 m Höhe über Gelände bezogen	[°C]
T_{crit}	„Critical temperature—	[°C]
T_n	Anzahl der positiven Gradtage	[°C d]
ΔT_n	Temperaturdifferenz zur Berechnung der mittleren Temperatur des Gebiets oder der Zonen mittels vertikalem Temperaturgradienten	[°C d]
V	Verdunstungshöhe	[mm]
V_R	gemessenes Abflussvolumen	[m ³]
\hat{V}_R	simuliertes Abflussvolumen	[m ³]
\bar{x}	Mittelwert der Stationsniederschläge	[mm]
x_i	Stationsniederschlag	[mm]
y	Ausgangsdatensatz des Stationsniederschlags	[mm]
y_i	gemessene Lufttemperatur Niederschlag aus Fernerkundungs- und Reanalyseprodukten	[°C] [mm]
\bar{y}	Mittelwert der ermittelten Niederschläge aus Fernerkundungs- und Reanalyseprodukten	[mm]
\bar{y}_i	Mittelwerte der gemessenen Lufttemperatur	[°C]
\hat{y}_i	rekonstruierte Temperatur	[°C]
\hat{y}_k	Fernerkundungs- bzw. Reanalysedatensätze	[mm]

1 Einleitung

1.1 Motivation

Überschwemmungen durch Starkregenereignisse und Ernteauffälle infolge von Dürreperioden haben in den letzten Jahren den Fokus der Öffentlichkeit vermehrt für die Vorhersage der Auswirkungen von Wetterextremen auf den Wasserhaushalt sensibilisiert. Das Management der lebenswichtigen Ressource Wasser hinsichtlich deren Nutzung als Trinkwasser, zur Gewinnung von Energie und zur Bewässerung von landwirtschaftlichen Flächen gewinnt aufgrund von Bevölkerungswachstum bei gleichzeitig knapper werdender Ressource immer mehr an Relevanz. In vielen ariden Nachbarregionen kontinentaler Hochgebirge ist Wasser aus der Schnee- und Gletscherschmelze die hauptsächliche wasserwirtschaftliche Ressource. Für landwirtschaftlich dominierte Volkswirtschaften, wie z. B. Pakistan, ist diese für die Nahrungsmittelproduktion von existenzieller Bedeutung. Dabei ist eine saisonale Vorhersage der zu erwartenden Abflussvolumen für die Planung der Anbauflächen ebenso wichtig wie eine mittelfristige Vorhersage der Abflüsse für die Steuerung der vorhandenen Reservoirs. Diese Aufgabe stellt die Hydrologie vor die Herausforderung in datenarmen Gebieten quantitativ und qualitativ korrekte Vorhersagen über den Gebietsabfluss zutreffen. Derzeit ist es üblich, dass auf die räumliche Verteilung der meteorologischen Eingangsgrößen durch die Interpolation bzw. Extrapolation dieser von einer oder mehreren Wetterstationen geschlossen wird. Allerdings ist vor allem in Gebirgsregionen eine verlässliche Aussage über die Verteilung aufgrund der hohen morphologischen Variabilität und der zumeist geringen Messnetzdichte in größerer Höhe jedoch sehr schwierig.

Eine zentrale Aufgabe der Hydrologie ist es, den Wasserkreislauf möglichst genau zu beschreiben. Die Entwicklungen in den letzten Jahrzehnten führen dazu, dass zur Modellierung hydrologischer Prozesse immer mehr globale Datensätze, wie z. B. Fernerkundungs- und Reanalysedaten, zur Verfügung stehen. Dies ist u. a. auf Fortschritte in der Meteorologie insbesondere im Bereich der Fernerkundung mit Wettersatelliten zurückzuführen. Das Forschungsprogramm der „National Aeronautics and Space Administration—(NASA) „Earth Observing System—(EOS) u. a. mit dem Satelliten „Tropical Rainfall Measuring Mission—(TRMM) der NASA und der japanischen Raumfahrtagentur „Japan Aerospace Exploration Agency—(JAXA) im Jahr 1997 und die beiden NASA Satelliten Terra im Jahr 1999 und Aqua im Jahr 2002 haben hierzu entscheidend beigetragen. Der hierdurch erzielte Zugewinn an Informationen über die räumliche Verteilung der meteorologischen Daten wie z. B. Temperatur, Schneebedeckung, Niederschlag ist vor allem für datenarme Gebiete zur Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses von enormem Stellenwert.

Für Hochgebirgsregionen, deren Abflussregime durch die Schnee- und Gletscherschmelze dominiert werden, gilt die Temperatur als der Hauptindikator. Die immer besseren und vielzähligen zur Verfügung stehenden globalen Temperaturdatensätze und die bessere

Kenntnis der Temperaturverteilung lassen neue Möglichkeiten zur genaueren Abbildung des Schneeschmelzprozesses erwarten. Ähnliches gilt für den Schneebedeckungsgrad und den Niederschlag aus Fernerkundungs- und Reanalysedaten.

1.2 Zielsetzung

Ziel dieser Arbeit ist es, die Möglichkeiten der derzeit kostenfrei verfügbaren globalen Rasterdatensätze als meteorologische Eingangsgrößen zur Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses aufzuzeigen. Das Hauptaugenmerk liegt bei der notwendigen Verfahrensweise die Daten aufzuarbeiten und die Anwendbarkeit der verwendeten Verfahren in Schnee-dominierten datenarmen Gebieten zu gewährleisten.

Hierzu wird ein räumlich verteiltes, konzeptionelles Niederschlag-Abfluss-Modell für den Einsatz in Schnee-dominierten datenarmen Gebieten entwickelt. Dieses Modell soll auf einem bereits bestehenden, allgemein anerkannten und vielfach in datenarmen Gebieten verwendeten Modell zur Modellierung des Schneeschmelzprozesses basieren. Auf Grund der üblicherweise nur spärlich vorhanden meteorologischen Messdaten von Bodenstationen in entlegenen Hochgebirgsregionen sollen als Eingangsgrößen zur Modellierung des Abflussprozesses globale Fernerkundungs- bzw. Reanalysedaten dienen. Da diese alle als Rasterdatensätze vorliegen, soll das gewählte Modell dementsprechend um einen rasterbasierten Ansatz zur Berechnung des Gebietsabflusses erweitert werden.

Für die Verwendung von täglichen Temperaturdaten aus satellitengestützten Fernerkundungssensoren besteht zunächst die Notwendigkeit, die größtenteils durch Wolken verursachten räumlichen Datenlücken zu schließen. Hierfür wurde eine Methode entwickelt, welche diese Lücken schließt und gleichzeitig möglichst hochaufgelöste räumliche Daten zur Temperaturverteilung liefert.

Zur Regionalisierung der Niederschlagshöhen aus Fernerkundungs- und Reanalysedaten werden unterschiedliche Verfahrensweisen untersucht. Anhand eines Vergleichs von Stationsmessung mit den aufbereiteten Fernerkundungs- und Reanalysedaten wird der optimale Datensatz für die Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses für Schnee-dominierte datenarme Gebieten ermittelt.

Aus den oben genannten Zielen dieser Arbeit ergeben sich folgende Fragestellungen:

- Welches etablierte Niederschlag-Abfluss-Modell ist für den Einsatz in Schnee-dominierten datenarmen Gebieten geeignet und kann um einen rasterbasierten Ansatz erweitert werden?
- Können die räumlichen Datenlücken in den täglichen Landoberflächentemperaturen (LST) aus Sensordaten des „Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer— (MODIS) geschlossen werden und gleichzeitig mindestens die räumliche und zeitliche Auflösung der Ausgangsdaten erhalten bleiben?
- Hat der Schneebedeckungsgrad Einfluss auf die Landoberflächentemperatur ermittelt aus MODIS Sensordaten?

- Wie kann ein Bezug zwischen den rekonstruierten täglichen MODIS LST-Karten zu den räumlich verteilten Tagesmitteltemperaturen \bar{T}_a auf 2 m über Geländehöhe bezogenen hergestellt werden?
- Wie können die globalen Niederschlagsdatensätze aus Fernerkundungs- und Reanalysedaten zur besseren Abbildung regionaler Niederschlagsereignisse kombiniert und regionalisiert werden?
- Inwieweit sind diese aufbereiteten Datensätze zur Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses in Schnee-dominierten Gebieten geeignet?

1.3 Methodik

In einem ersten Schritt erfolgt die Wahl eines geeigneten bereits etablierten Niederschlag-Abfluss-Modells. Dieses soll zu einem rasterbasierten, aufgelösten Modell erweitert werden. Die Auswahlkriterien orientieren sich am vorgesehen Einsatzgebietes des Modells in Schnee-dominierten datenarmen Gebieten.

Nach der Wahl eines geeigneten Niederschlag-Abfluss-Modells liegt zunächst der Fokus auf der Aufbereitung der zur Modellierung notwendigen meteorologischen Eingangsgrößen, wie der Temperatur, dem Schneebedeckungsgrad und dem Niederschlag.

Zum Vergleich der Qualität der Temperaturdaten aus Fernerkundung und Reanalyse ist es erforderlich, die vorhandenen räumlichen Datenlücken in den Fernerkundungsdaten vorab zu schließen. Hierzu wird ein geeignetes Verfahren zur Rekonstruktion von Temperaturen aus Daten des MODIS-Sensors bei guter Datenlage auf dem Gebiet der Schweiz entwickelt und in ein datenarmes an den Himalaya angrenzendes Gebiet übertragen. Dieser Ansatz wird in einem zweiten Schritt um eine Anpassungsfunktion für schneebedeckte Flächen ergänzt. Diese Funktion berücksichtigt die Tatsache, dass die Landoberflächentemperaturen über Schneeflächen unrealistisch niedrigere Messwerte, gegenüber schneefreien Flächen, wiedergeben. Die hierfür notwendigen Daten zum Schneebedeckungsgrad werden aus rekonstruierten MODIS-Schneekarten gewonnen. Zur Auswahl des bestmöglichen Temperaturdatensatzes erfolgt ein Vergleich der Datensätze aus Fernerkundung und Reanalyse.

Die Konditionierung der Niederschlagsdaten aus Fernerkundung und Reanalyse erfolgt mittels eines ensemblebasierten deterministischen und einem ensemblebasierten probabilistischen Ansatz. Hierzu wird die optimale Kombination der verfügbaren Niederschlagsdaten ermittelt.

Die aufbereiteten meteorologischen Daten werden als Eingangsgrößen für das erweiterte Niederschlag-Abfluss-Modell verwendet. Das Modell wird zunächst in zwei Schnee-dominierten Einzugsgebieten in der Schweiz bei guter Datenlage implementiert und im Anschluss auf ein Schnee-dominiertes datenarmes Einzugsgebiet am Rand des Himalaya übertragen.

Zusätzlich erfolgt alternativ zu dem entwickelten Modell die Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses mit zwei weiteren Modellen. Zum einen soll die Modellierung mittels eines Blackbox Ansatzes und zum anderen mittels eines konzeptionellen Modells erfolgen.

1.4 Struktur der Arbeit

Die Struktur der Arbeit orientiert sich an der oben beschriebenen Methodik.

Im **Kapitel 2** werden die wichtigsten Prozesse zur Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses kurz zusammengefasst und ein Überblick über Niederschlag-Abfluss-Modelle gegeben. Innerhalb dieses Kapitels werden das im Weiteren verwendete Ausgangsmodell und die Erweiterung um einen rasterbasierten Ansatz beschrieben und die Sensitivität der einzelnen Eingangsparameter des Modells aufgezeigt.

Im **Kapitel 3** werden die entwickelten Verfahren zur Rekonstruktion der zur Beschreibung des Schneeschmelzprozesses erforderlichen meteorologischen Eingangsgrößen Lufttemperatur und Schneebedeckungsgrad beschrieben. Die Bewertung der Modellgüte erfolgt anhand von 61 Bodenstationen in der Schweiz. Darüber hinaus werden die rekonstruierten Lufttemperaturen aus MODIS-Daten und Reanalysedaten mit Stationsmessungen verglichen.

Das **Kapitel 4** befasst sich mit unterschiedlichen Methoden zur Aufbereitung der Niederschlagsdaten aus Fernerkundung und Reanalyse. Die Aufbereitung erfolgt zunächst für zwei Gebiete in der Schweiz und wird dann im Anschluss in ein datenarmes Gebiet übertragen.

Im **Kapitel 5** werden die Ergebnisse der Implementierung des Niederschlag-Abfluss-Modells in zwei Schweizer Einzugsgebiete dargestellt und bewertet. Daran anschließend wird die Übertragbarkeit der Verfahren in ein datenarmes Schnee-dominiertes Einzugsgebiet am Rand des Himalayas demonstriert.

Im **Kapitel 6** erfolgt die Berechnung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses mittels zwei weiteren Niederschlag-Abfluss-Modellen. Zusätzlich erfolgt ein Vergleich der Modellierungsergebnisse der unterschiedlichen Modelle aus Kapitel 5 und 6.

In **Kapitel 7** wird ein Resümee der Ergebnisse dieser Arbeit gezogen und die Forschungsfragen beantwortet. Des Weiteren wird ein Ausblick auf den weiteren Forschungsbedarf gegeben.

2 Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses

2.1 Teilprozesse der Abflussbildung

Seit jeher ist die Hydrologie damit befasst die einzelnen Prozesse des Wasserkreislaufs mit mathematischen Modellen möglichst naturgetreu zu beschreiben. Die wichtigsten Prozesse zur Beschreibung der Abflussbildung sind Niederschlag, Interzeption, Muldenspeicherung, Infiltration, Exfiltration, Evapotranspiration, Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss und Basisabfluss (Abb. 2-1). Zusätzlich kommen in Einzugsgebieten mit saisonalen Schneeflächen die Schneeakkumulation und -schmelze als bedeutsame Prozesse hinzu. Zur Beschreibung dieser Prozesse wird eine Reihe von Informationen u. a. zu Gebietsparametern und zur Meteorologie des Gebiets benötigt. Zur Modellierung dieser Prozesse werden Niederschlag-Abfluss-Modelle genutzt.

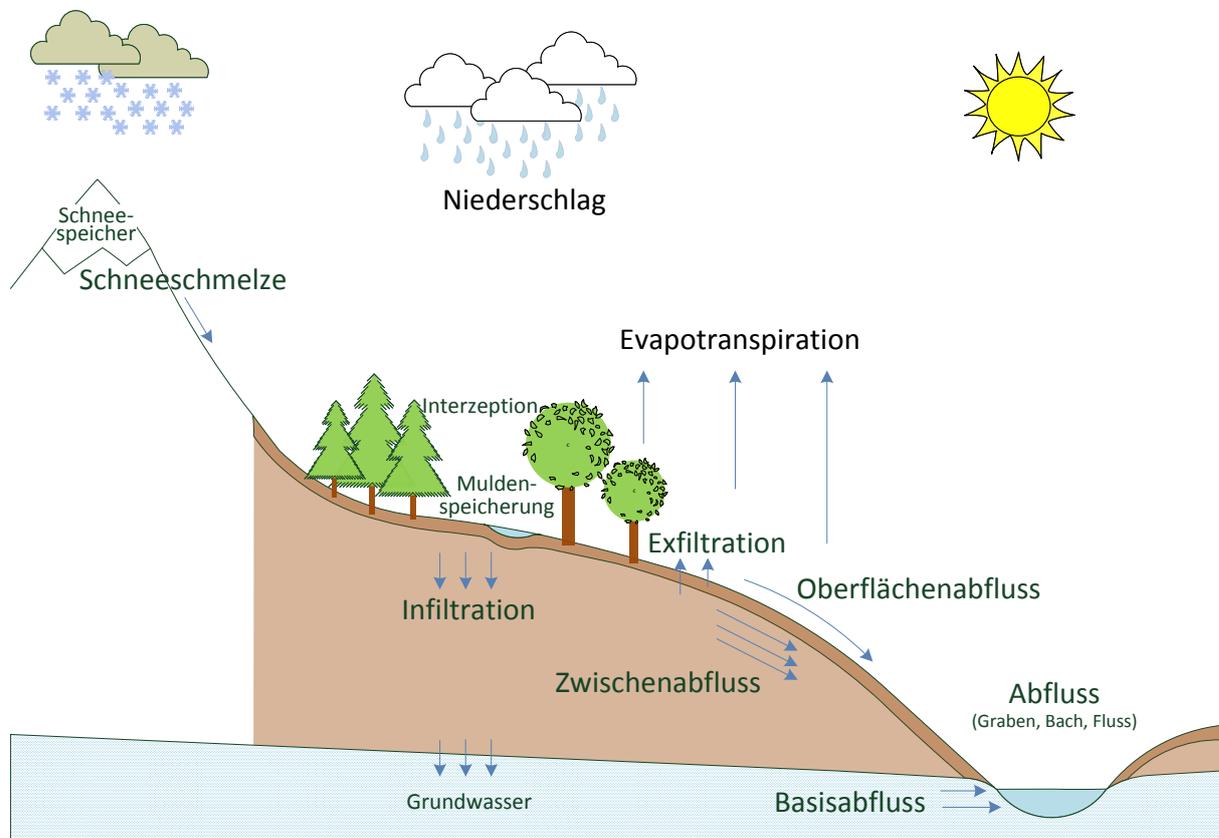


Abb. 2-1: Schematische Darstellung des Wasserkreislaufs

Der auf ein Gebiet fallende Niederschlag teilt sich zunächst in Abhängigkeit der Umgebungstemperatur in Regen und Schnee auf. Das im Schnee gespeicherte Wasser trägt nicht direkt, sondern erst zu einem späteren Zeitpunkt bei einsetzender Schneeschmelze zum Abfluss bei. Der Regen hingegen wird an der Erdoberfläche in die Komponenten Interzeption, Muldenspeicherung, Infiltration und Oberflächenabfluss aufgeteilt. Die Evapotranspiration führt das Wasser wieder zurück in die Atmosphäre. Hierbei wird zwischen der Verdunstung durch die Vegetation, der Transpiration, und der Verdunstung von unbewachsenem Boden oder Wasserflächen, der Evaporation, unterschieden. Zum Abfluss

tragen neben dem Oberflächenabfluss direkt als zeitlich verzögerte Komponenten der Zwischenabfluss aus den oberflächennahen Bodenschichten und der Basisabfluss hauptsächlich aus dem Grundwasser bei. Die o. g. Prozesse werden in Niederschlag-Abfluss-Modellen mit verschiedenen Ansätzen abgebildet.

2.2 Wahl eines geeigneten Niederschlag-Abfluss-Modells

Niederschlag-Abfluss-Modelle können grundlegend in konzeptionelle und physikalische Modelle unterschieden werden. Physikalische Modelle beschreiben detailliert jeden Teilprozess der Abflussbildung. Hierzu zählen u. a. Modelle wie LARSIM (Bremicker 2000), MIKE SHE (DHI Software 2007), TOPMODEL (Beven 1997), WaSiM-ETH (Schulla und Jasper 1998). Diese Modelle benötigen jedoch eine große Anzahl von Eingangsdaten wie z. B. Niederschlag, Lufttemperatur, Globalstrahlung, Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit, Windrichtung. Auch wenn diese Messgrößen zum Standardumfang einer Wetterstation gehören, findet man in abgelegenen Hochgebirgsregionen wenige kontinuierliche Datenreihen und praktisch keine Informationen über deren räumliche Verteilung. Infolgedessen sind diese Modelle für das geplante Einsatzgebiet in datenarmen Regionen als ungeeignet einzustufen.

Konzeptionelle Modelle wie z. B. HBV (Bergström 1992), HEC-HMS (Feldman 2000), SRM (Martinec et al. 2005) hingegen nutzen Indexvariablen und -parameter zur Berechnung des Gebietsabflusses aus dem beobachteten Gebietsniederschlag und benötigen somit wesentlich weniger Eingangsdaten.

Zur Simulation des Gebietsabflusses aus Hochgebirgsregionen benötigt das gesuchte Niederschlag-Abfluss-Modell zusätzlich einen Modellansatz zur Simulation des Schneeschmelzprozesses. Dieser nicht in allen Niederschlag-Abfluss-Modellen enthaltene Modellierungsansatz kann grundlegend in zwei Berechnungsansätze unterschieden werden: dem physikalisch basierendem Energiebilanz-Verfahren und dem konzeptionellen Temperaturindex-Verfahren.

Die Energiebilanzansätze erfassen neben der Wärmebilanz der Schneedecke, die Strahlungsbilanz an der Schneeoberfläche und die Massenbilanz der Schneedecke zur Berechnung der Schneeschmelzrate. Hierfür werden zur Berechnung eine Vielzahl von Eingangsgrößen wie z. B. die Lufttemperatur, die Globalstrahlung, die Windgeschwindigkeit, die Luftfeuchtigkeit, die Albedo benötigt. Vielfach liegen diese meteorologischen Größen zur Aufstellung einer Energiebilanz in großräumigen Einzugsgebieten und insbesondere in entlegenen Hochgebirgsregionen nicht in hinreichender zeitlicher und räumlicher Auflösung vor. Demzufolge sind Niederschlag-Abfluss-Modelle mit einem Energiebilanzansatz zur Bestimmung der Schneeschmelzrate aufgrund der enormen Anzahl an benötigten Eingangsgrößen nur bedingt für datenarme Gebiete geeignet.

Temperaturindexmodelle hingegen machen sich den Umstand zunutze, dass die Lufttemperatur ein guter Leitindikator zur Simulation des Schneeschmelzprozesses ist. Für den Einsatz in Schnee-dominierten Gebieten entwickelte und auf die Modellierung des Schneeschmelzprozesses spezialisierte Niederschlag-Abfluss-Modelle wie HBV (Bergström 1992) und SRM (Martinec et al. 2005) machen sich diesen Umstand zur Berechnung der Schneeschmelze zu nutze. Eine Besonderheit des „Snowmelt Runoff Models—(SRM) ist, dass bereits sehr früh (Martinec 1975) die aus Satellitendaten ermittelte schneebedeckte Fläche als maßgebliche Eingangsvariable genutzt wurde. Hierdurch erfolgt im Gegensatz zur

üblichen Bilanzierung der Schneehöhe bzw. des Schneewasseräquivalents eine permanente Rückkopplung mit tatsächlichen Messdaten.

Aufgrund der zumeist schlechten Datenlage in entlegenen Hochgebirgsregionen sind zur Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses besonders Modelle geeignet, deren Ansatz zur Simulation des Schneeschmelzprozesses auf dem Temperaturindexverfahren beruht. Zusätzlich soll das Modell mit einer minimalen Anzahl von frei verfügbaren Daten auskommen. Infolgedessen wird das in der Niederschlag-Abfluss-Modellierung für den Einsatz in Schnee-dominierten datenarmen Gebieten etablierte und weltweit genutzte Modell SRM als Ausgangsmodell zur Entwicklung eines räumlich verteilten Niederschlag-Abfluss-Modells gewählt. Alternativ zum weiterentwickelten Niederschlag-Abfluss-Modell werden in Kapitel 6 ein Blackbox- und ein konzeptionelles Modell angewandt.

2.3 Snowmelt Runoff Model, SRM

2.3.1 Modellbeschreibung

Das SRM wurde durch Martinec (1975) zunächst für kleine Schnee-dominierte Einzugsgebiete in den Schweizer Alpen entwickelt. Zwischenzeitlich ist SRM weltweit verbreitet und wurde in Schnee-dominierten Gebieten von wenigen Quadratkilometern Größe bis zu 917.444 km² im Einzugsgebiet des Ganges und einer Geländehöhe von 0 bis 8.848 m ü. NN angewandt (Seidel et al. 2000). SRM wurde bisher in über 100 Gebieten erfolgreich verwendet (Martinec et al. 2005). Beispiele zur Anwendung von SRM werden beschrieben in Martinec (1975), Rango et al. (2008), Immerzeel et al. (2009, 2010), Tahir et al. (2011), Abudu et al. (2012). Die Haupteingangsgroßen von SRM sind die Lufttemperatur, die Ausdehnung der Schneedecke und der Niederschlag. Die aktuelle freiverfügbare Version von WinSRM für das Betriebssystem Windows ist die Versionsnummer 1.14.

Rango (2012) empfiehlt Einzugsgebiete mit einer Höhendifferenz von über 500 m in Höhenzonen von 500 m zu unterteilen. Zur Unterteilung des Einzugsgebiets wird ein digitales Geländemodell zugrunde gelegt. Hierfür kann z. B. auf Fernerkundungsdaten wie das mit der „Shuttle Radar Topography Mission–(SRTM) gewonnene digitale Geländemodell zurückgegriffen werden. Die Berechnung des Gebietsabflusses mittels SRM erfolgt nach der (Gl. 2-1).

$$Q_{n+1} = [c_{Sn} \cdot a_n \cdot (T_n + \Delta T_n) \cdot S_n + c_{Rn} \cdot P_n] \cdot \frac{A \cdot 10000}{86400} \cdot (1 - k_{n+1}) + Q_n \cdot k_{n+1} \quad (\text{Gl. 2-1})$$

mit:

Q	=	mittlerer täglicher Abfluss	$[m^3/s]$
c_{Sn}	=	„Runoff coefficient–Schnee	$[-]$
c_{Rn}	=	„Runoff coefficient–Regen	$[-]$
a_n	=	„Degree-day factor–	$[cm^{\circ}C^{-1}d^{-1}]$
T_n	=	Anzahl der positiven Gradtage	$[^{\circ}C d]$
ΔT_n	=	Temperaturdifferenz zur Berechnung der mittleren Temperatur des Gebiets oder der Zonen mittels vertikalem Temperaturgradienten (optional)	$[^{\circ}C d]$
S_n	=	Schneebedeckungsgrad	$[-]$
P_n	=	Niederschlagshöhe	$[cm]$
A	=	Fläche des Einzugsgebiets oder der Zone	$[km^2]$
k	=	„Recession coefficient–	$[-]$

Die meteorologischen Eingangsgroßen wie der Schneebedeckungsgrad, die Temperatur und der Niederschlag sind täglich pro Zone zu ermitteln (vgl. hier mit dem Überblick der

Eingangsdaten SRM in Abb. 2-2). Der mittlere Schneebedeckungsgrad pro Zone wird u. a. von Li und Williams (2008), Immerzeel et al. (2009, 2010), Tahir et al. (2011), Dahri et al. (2011) und Ismail et al. (2015) aus Fernerkundungsdaten des MODIS-Sensors ermittelt. Die mittlere Temperatur der Zonen wird mittels der mittleren hypsometrischen Höhe der Zone aus Temperaturdaten einer oder mehrerer Wetterstationen und einem Temperaturgradienten bestimmt. Alternativ besteht die Möglichkeit der Eingabe der Temperatur pro Höhenzone. Der tägliche Niederschlag kann entweder pro Zone oder für das gesamte Einzugsgebiet als Eingangsgröße an SRM übergeben werden. Dieser wird vorab aus Stationsniederschlägen von einer oder mehrerer Stationen berechnet.

Die „Critical temperature— T_{crit} , die „Rain Contributing Area— RCA , die „Time Lag— L und der „Recession coefficient— sind gebietsspezifische Modellparameter, welche weitgehend unabhängig vom jeweiligen Untersuchungsjahr einer festen Regel über den Jahresverlauf folgen. Die beiden „Runoff coefficient— c_S und c_R und der „Degree-day factor— a hingegen werden u. a. durch die jeweilige Wettervorgeschichte beeinflusst und sind somit unterschiedlich für jedes Jahr.

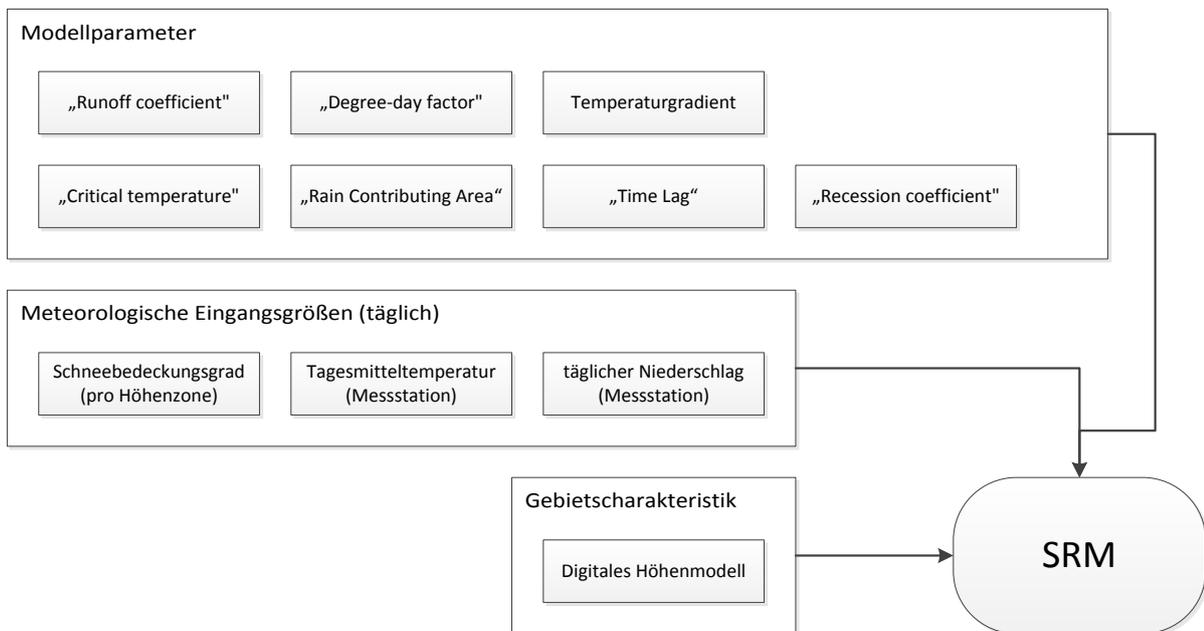


Abb. 2-2: Überblick Eingangsdaten SRM

Die „Runoff coefficient— c_S und c_R beeinflussen direkt den zum Gebietsabfluss beitragenden Anteil der Schneeschmelze bzw. des Regens. Der maximal zulässige Wert für die „Runoff coefficient—ist 1. Dies bedeutet, dass die Schneeschmelze bzw. der Regen zu 100 % zum Gebietsabfluss beitragen. Der minimal zulässige, aber unwahrscheinliche, „Runoff coefficient—ist 0. Dies bedeutet, dass die Schneeschmelze bzw. der Regen nicht zum Gebietsabfluss beitragen.

Der jährliche Verlauf der „Runoff coefficient—beschreibt Martinec et al. (2005), wie folgt: Zu Beginn der Schneeschmelzperiode sind normalerweise die Verluste sehr klein, da die Verdunstung von der Schneeoberfläche vor allem in großen Höhen sehr begrenzt ist. Im nächsten Schritt steigen die Verluste mit dem Freiwerden der Böden und mit dem

Wachstum der Vegetation infolge von Evapotranspiration und Interzeption an. Gegen Ende der Schneeschmelzperiode kann es in einigen Einzugsgebieten zu einer Erhöhung des „Runoff coefficient—und somit zu einer Verringerung von Verlusten bedingt dadurch, dass die übrigen Schneefelder und Gletscher direkt ins Gewässer abfließen, kommen. Darüber hinaus bemerkt Martinec et al. (2005) an, dass die beiden „Runoff coefficient— ϵ_s und c_R im Normalfall unterschiedlich sind.

Der „Degree-day factor— (DDF) ist neben der Tagesmitteltemperatur und dem Schneebedeckungsgrad der ausschlaggebende Faktor zur Bestimmung des Abflusses aus der Schneeschmelze. Dieser variiert innerhalb der Schmelzperiode in Abhängigkeit von den Schneeeigenschaften. Der DDF erhöht sich mit zunehmendem Reifegrad des Schnees. Nach den Zusammenstellungen von Braithwaite und Zhang (2000), Singh et al. (2000), Singh und Singh (2001) und Hock (2003) liegen der DDF für Schnee im Bereich zwischen $0,7 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ und $11,6 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$. Der DDF für Gletscher variiert zwischen $5,0 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ und $22,2 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$.

Die „Critical temperature— T_{crit} ist die Grenztemperatur, anhand welcher entschieden wird, ob der Niederschlag in flüssiger Form als Regen ($T_n \geq T_{crit}$) oder in fester Form als Schnee ($T_n < T_{crit}$) fällt. Martinec und Rango (1986) und Martinec et al. (2005) verwenden zur Modellierung des Gebietsabflusses vom Einzugsgebiet Dischma eine T_{crit} von $+3^\circ\text{C}$ zu Beginn der Schneeschmelzperiode im April und vermindern T_{crit} schrittweise bis auf $+0,75^\circ\text{C}$ im Juli. Diese saisonale Entwicklung der T_{crit} scheint laut Martinec et al. (2005) in andere Einzugsgebiete übertragbar.

Der Parameter „Rain Contributing Area— RCA steuert wie das Modell mit Niederschlag, welcher auf Schneeflächen fällt, verfährt. Bei $RCA = 0$ wird bei der Berechnung so verfahren als ob der komplette Niederschlag, welcher auf die Schneedecke, fällt in dieser gebunden wird und somit nicht direkt zum Abfluss beiträgt. Bei $RCA = 1$ geht der Modellansatz davon aus, dass die Schneedecke vollständig gesättigt ist und der Niederschlag analog dem Niederschlag, welcher auf die schneefreie Fläche fällt, beiträgt. Zu Beginn der Schneeschmelzperiode wird davon ausgegangen, dass sich die Schneedecke aus relativ trockenem Schnee zusammensetzt und RCA wird zu 0 gesetzt. Mit fortschreitender Schneeschmelze und zunehmender Reife der Schneedecke nimmt die Sättigung des Schnees mit Wasser zu und RCA wird zu 1 angenommen.

Die „Time Lag— L steuert die zeitliche Verzögerung des Abflusses zwischen der Abflussbildung und dem Zeitpunkt an dem dieser am Gebietsausgang zum Abfluss beiträgt. Das Modell unterliegt der grundsätzlichen Annahme, dass die minimale Tagestemperatur gegen 6:00 Uhr morgens erreicht wird. Steigt z. B. der Gebietsabfluss aus Schneeschmelze jeden Tag gegen Mittag an so ist der Abfluss um 6 Stunden gegenüber dem Temperaturanstieg zeitverzögert. Demzufolge resultiert der Gebietsabfluss zwischen 12:00 Uhr des aktuellen Tages bis 12:00 Uhr des darauffolgenden Tages aus der Schneeschmelze infolge der Temperatur des aktuellen Tages. Unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Beobachtungsintervalle von Temperatur und Abfluss wird z. B. bei einer

$L = 7,2h$ (Dischma, Martinec et al. 2005) davon ausgegangen, dass 45 % am Tag selbst und 55 % am darauffolgenden Tag abflusswirksam wird. Die „Lag time“ ist u. a. abhängig von der Größe und der Geometrie des Einzugsgebiets.

Der „Recession coefficient“ k ist das Verhältnis zwischen dem aktuellen Gebietsabfluss Q_{n+1} und dem des Vortages Q_n unter der Annahme, dass kein Zufluss aus Schnee oder Regen hinzukommt. Demzufolge wird der „Recession coefficient“ k nicht als konstanter Wert angenommen, sondern nimmt mit zunehmendem Q_n ab und wird nach der (Gl. 2-2) bestimmt.

$$k_{n+1} = k_x \cdot Q_n^{-k_y} \quad (\text{Gl. 2-2})$$

$$k_{n+1} = k_x \cdot (f \cdot Q_n)^{-k_y} \quad (\text{Gl. 2-3})$$

mit den gebietsspezifischen Konstanten k_x und k_y . Diese beiden Konstanten sind maßgeblich von der Größe des Einzugsgebiets abhängig. Oberhalb einer bestimmten täglichen Niederschlagsmenge P_{crit} wird der „Recession coefficient“ der schnelleren Reaktion des Einzugsgebiets bei starken Niederschlagsereignissen nach der (Gl. 2-3) angepasst. Dieses veränderte Abflussverhalten simuliert SRM mit einem Faktor f von 4 für die 5 Folgetage nach dem Ereignis.

2.3.2 Weiterentwicklung von SRM um einen rasterbasierten Ansatz zu rSRM

Neben der Bestimmung der gebietsspezifischen Modellparameter ist bei der Modellierung des Abflussprozesses in Schnee-dominierten Regionen ein besonderes Augenmerk auf die räumliche Temperaturverteilung im Einzugsgebiet, welche entscheidenden Einfluss auf die Schneeschmelzrate und somit auf die Menge des Gebietsabflusses aus der Schnee- und Gletscherschmelze hat, zu legen. Auf die räumliche Temperaturverteilung im Einzugsgebiet wird i. d. R. mittels Temperaturgradienten geschlossen. Ein zu steiler Temperaturgradient kann zu einem zu geringen bzw. ein zu flacher Gradient zu einem zu hohen Abfluss führen. Eine genauere Kenntnis über die tägliche Temperaturverteilung im Einzugsgebiet lässt daher bessere Ergebnisse in der Abflussmodellierung erwarten. Somit ist eine korrekte Abschätzung des Temperaturgradienten für gute Modellierungsergebnisse unabdingbar.

In Anbetracht der vielzähligen und immer besseren zur Verfügung stehenden globalen Temperaturdatensätze lässt deren Nutzung als Eingangsgröße und die somit bessere Kenntnis der Temperaturverteilung im Einzugsgebiet Potenzial zur genaueren Abbildung des Schneeschmelzprozesses erwarten. Aufgrund der heute verfügbaren hochaufgelösten Daten besteht die Hoffnung, dass ein aufgelöstes Niederschlag-Abfluss-Modell bessere Ergebnisse liefert. Infolgedessen wird das von Martinec (1975) entwickelte SRM um einen rasterbasierten Ansatz erweitert. Dieser soll die Potenziale der seit Anfang des Jahrtausends verfügbaren zeitlich und räumlich hochaufgelösten Rasterdaten zur Temperatur und zum Schneebedeckungsgrad nutzen.

Als Grundlage für die Entwicklung von rSRM dient das im Abschnitt 2.3 beschriebene Modell SRM. Im Wesentlichen unterscheiden sich die beiden Modelle darin, dass das Ausgangsmodell SRM für die Berechnung des Abflusses aus der Schneeschmelze in Höhenzonen aufgelöst ist und die Berechnungen von rSRM pro Pixel erfolgen. Ein Pixel entspricht einer Rasterzelle der rasterbasierten meteorologischen Eingangsgrößen. Hierdurch können die räumlich verteilten Daten zur Tagesmitteltemperatur und zum Schneebedeckungsgrad aus Fernerkundungs- bzw. Reanalysedaten optimal genutzt werden. Im Kapitel 3 wird das hierfür entwickelte Aufbereitungsverfahren ausführlich beschrieben.

Die Abb. 2-3 liefert einen Überblick über die Eingangsdaten von rSRM. Als meteorologische Eingangsgrößen wird der tägliche Schneebedeckungsgrad, die in den meisten Modellen genutzte auf 2 m Höhe über Gelände bezogene Tagesmitteltemperatur \bar{T}_a und der tägliche Niederschlag benötigt. Aufgrund der Tatsache, dass die \bar{T}_a als räumlich hochaufgelöste tägliche Rasterdaten als Eingangsparameter verwendet werden, kann auf den Temperaturgradienten als Eingangsparameter verzichtet werden. Die Tagesmitteltemperatur und deren räumliche Verteilung im Einzugsgebiet werden komplett von täglichen Daten der Fernerkundung und einer Bodenstation abgeleitet. Dies bietet gegenüber dem üblicherweise in datenarmen Gebieten verwendeten konstanten Temperaturgradienten hinsichtlich der Abbildung der wahren Temperaturbedingungen eindeutige Vorteile. Überwiegend findet der mittlere globale vertikale Temperaturgradient von $-6,5\text{ °C/km}$ (Martinec et al. 2005) Verwendung. Ein zeitlich und räumlich konstanter Gradient kann jedoch die zeitliche Dynamik des wahren Temperaturgradienten, bis hin zu dessen temporären Umkehr bei Inversionswetterlagen, nur unzureichend wiedergeben. Die weiteren Modellparameter, wie „Runoff coefficient“, „Degree-day factor“, „Critical temperature“, „Rain Contributing Area“, „Time Lag“, „Recession coefficient“ und digitales Geländemodell, werden analog zu SRM zur Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses für rSRM benötigt.

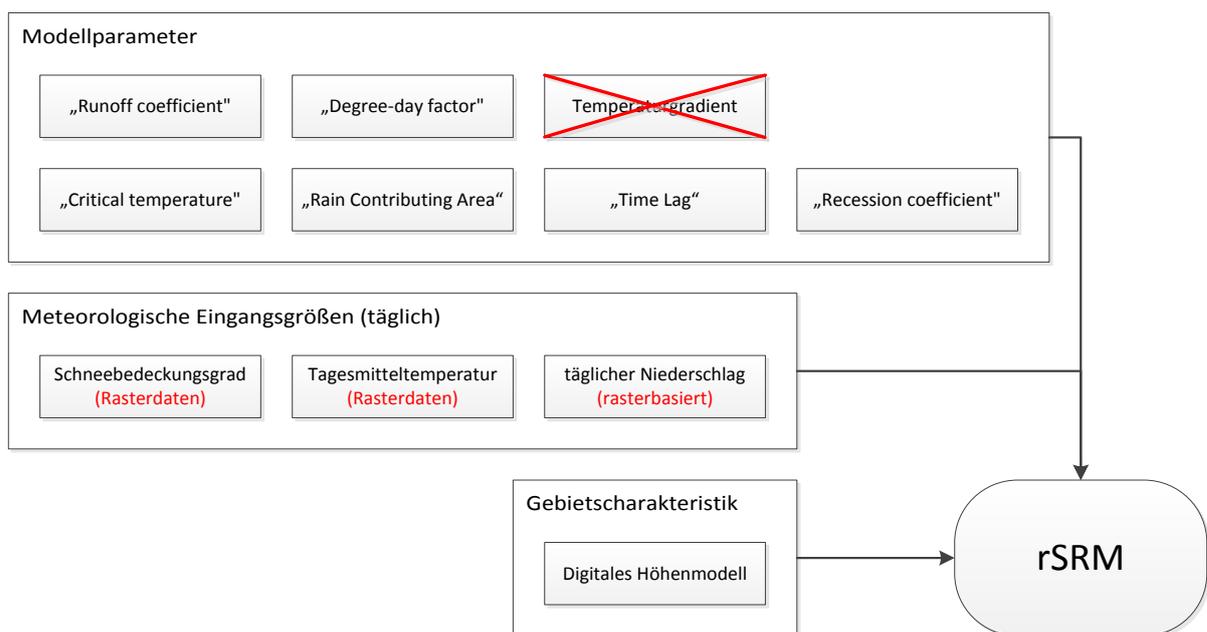


Abb. 2-3: Überblick Eingangsdaten rSRM

Alle Berechnungen innerhalb dieser Arbeit wurden mit einem eigens hierfür geschriebenen Programm in der Programmiersprache R durchgeführt. Dieses Programm führt alle Berechnungsschritte, soweit nicht anders beschrieben, analog dem von Martinec et al. (2005) beschriebenen Modell SRM aus.

2.3.3 Vergleich Abflussganglinien SRM und rSRM

Dieser Abschnitt zeigt exemplarisch an der kalibrierten Abflussganglinie für das Einzugsgebiet des Mangla Reservoirs (EMR) für das Jahr 2004 den Unterschied der Modellierungsergebnisse zwischen SRM und rSRM auf. Eine nähere Beschreibung des Gebiets und der verwendeten Eingangsgrößen sind dem Abschnitt 5.2.2 zu entnehmen.

Die Abb. 2-4 zeigt einen Vergleich der Berechnungsergebnisse von SRM (rot) und rSRM (grün). Die zur Modellierung verwendeten Eingangsgrößen sind in beiden Fällen identisch. Der Unterschied liegt alleine darin, dass die Berechnung im Fall von SRM auf Basis von Höhenzonen und im Fall von rSRM auf Pixelbasis mit einer räumlichen Auflösung von 500 x 500 m erfolgte. Das Untersuchungsgebiet ist für die Modellierung mit SRM in 11 Höhenzonen á 500 m unterteilt worden. Die mittlere Temperatur, der mittlere Schneebedeckungsgrad und der Niederschlag pro Höhenzonen wurden aus den in der jeweiligen Höhenzone befindlichen Pixel der im Abschnitt 5.2.2.1 detailliert beschriebenen räumlich verteilten Rasterdatensätze berechnet.

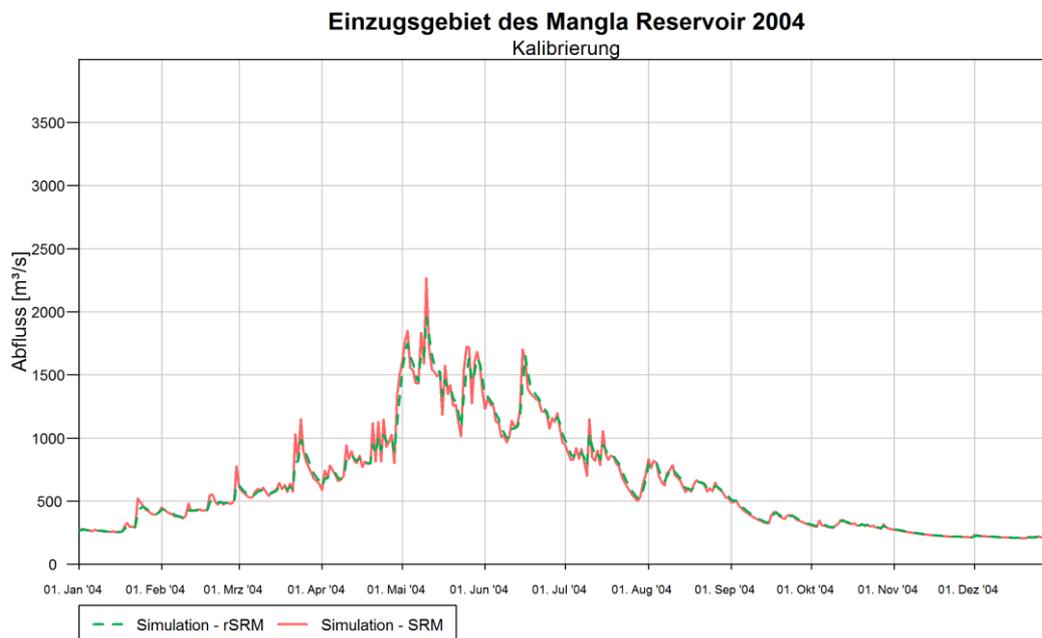


Abb. 2-4: Vergleich Abflussganglinie 2004 für SRM und rSRM

Die in der Abb. 2-4 dargestellte mit SRM berechnete Abflussganglinie (rot) bildet höhere Abflussspitzen als die in grün dargestellte mit rSRM berechnete Abflussganglinie aus. Die Summen der 10-tägigen Abflussvolumen, welche in der Abb. 2-5 dargestellt sind, tendieren zu Beginn der Schmelzperiode zu höheren Werten für SRM (rot) als für rSRM (grün).

Während gegen Ende der Schneeschmelzperiode ist ein leichter Trend zu niedrigeren Abflussvolumen zu erkennen ist.

Dieses Phänomen beruht auf der Tatsache, dass SRM mit mittleren Temperaturen und einem mittleren Schneebedeckungsgrad in der Höhenzone arbeitet. Zur Berechnung des Abflusses tragen alle Zone, deren mittlere Temperatur den Gefrierpunkt von 0 °C übersteigt, bei. Der Abfluss der einzelnen Zone ergibt sich somit aus dem Produkt des mittleren Schneebedeckungsgrad, dem DDF und den positiven Gradtagen. In rSRM hingegen tragen nur Rasterzellen, deren Temperatur über 0 °C liegt, zum Abfluss bei. Hierdurch ergeben sich beim klassischen SRM Ansatz höher Abflussspitzen und das tendenziell höhere Abflussvolumen zu Beginn der Schneeschmelzperiode.

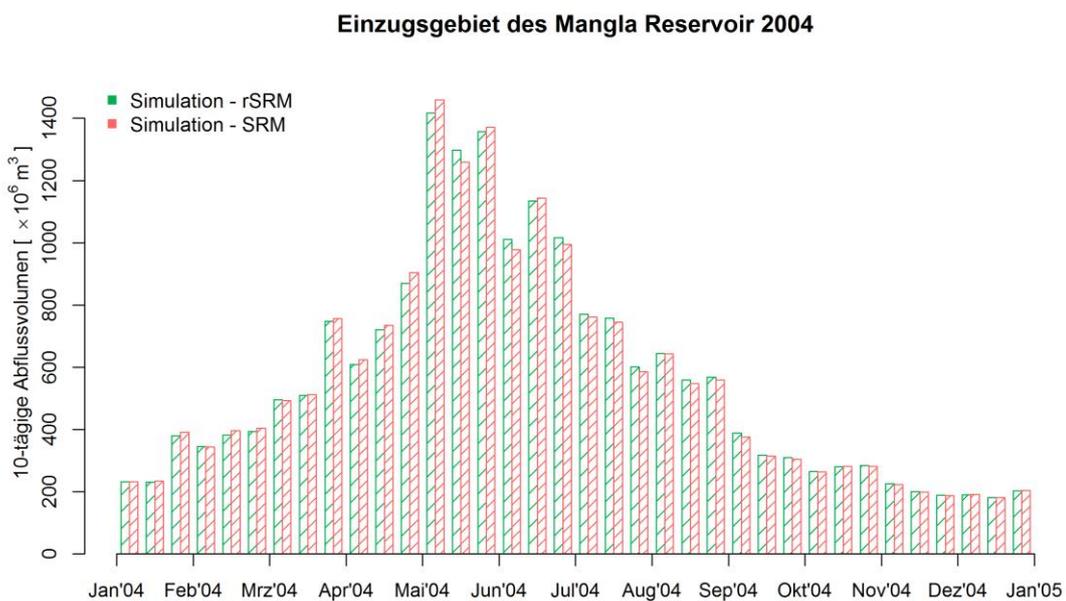


Abb. 2-5: Vergleich 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2004 für SRM und rSRM

2.4 Sensitivität der Eingangsparameter von rSRM

Innerhalb dieses Abschnittes wird zunächst die Sensitivität von rSRM hinsichtlich der meteorologischen Eingangsgrößen untersucht. Dies ist im Hinblick auf das spätere Untersuchungsgebiet in datenarmen Regionen von immenser Bedeutung, um die Auswirkungen von Fehlern aufgrund ungenau erfasster meteorologischer Daten auf das Modellierungsergebnis abschätzen zu können und um das Hauptaugenmerk auf die sensiblen Eingangsgrößen zu richten. Darüber hinaus wird die Sensibilität der insgesamt 8 Modellparameter untersucht.

Die Untersuchung erfolgt für das im Abschnitt 5.1.1.1 genauer beschriebene in der Schweiz gelegene Einzugsgebiet der Lonza bis zum Pegel in Blatten (EZG-L) mit einer Fläche von 77,8 km² und einem Gletscheranteil von 36,5 % (Bundesamt für Umwelt BAFU 2013). Die Ausgangslage der Berechnungen bilden die zur Validierung des rSRM verwendeten Eingangsgrößen für den Zeitraum von 2001 bis 2010. Zum Vergleich wird die jeweilige untersuchte Eingangsgröße angepasst und alle anderen Eingangsgrößen bei den Ausgangswerten belassen. In wie weit durch eine erneute Kalibrierung des Modells die simulierte Unter- bzw. Überschätzung des jeweiligen Parameters, durch das verändern anderer Parameter, ausgeglichen werden kann wird nicht untersucht.

Zur Bewertung der Modellergebnisse werden die beiden weit verbreiteten Gütekriterien der Nash-Sutcliffe Koeffizient R^2 nach (Gl. 2-4) (Nash und Sutcliffe 1970) und die Volumendifferenz D_V nach (Gl. 2-5) herangezogen.

$$R^2 = 1 - \frac{\sum(\hat{Q}_i - Q_i)^2}{\sum(Q_i - \bar{Q}_i)^2} \quad (\text{Gl. 2-4})$$

$$D_V = \frac{\hat{V}_R - V_R}{V_R} \cdot 100 \quad (\text{Gl. 2-5})$$

mit:

\hat{Q}_i	=	simulierter Gebietsabfluss	$[m^3/s]$
Q_i	=	gemessener Gebietsabfluss	$[m^3/s]$
\bar{Q}_i	=	Mittelwert der gemessenen Gebietsabflüsse	$[m^3/s]$
\hat{V}_R	=	simuliertes Abflussvolumen	$[m^3]$
V_R	=	gemessenes Abflussvolumen	$[m^3]$

Die Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse der Parameter sind in der Tab. 2-1 zusammengefasst. Die Werte der Gütekriterien für das Validierungsergebnis von 2001 bis 2010 sind ein R^2 von 0,879 bei einer Volumendifferenz über die 10 Untersuchungsjahre von $\pm 0,0$ %. Die teils asymmetrischen Auswirkungen auf die Differenz des Abflussvolums, trotz symmetrischer Änderung der Eingangsgrößen von ± 10 %, sind Modell bedingt.

Tab. 2-1: Sensitivität der Eingangsgrößen rSRM (Lonza, Blatten)

Eingangsgröße		D_v	R^2	ΔD_v
Validierungsergebnis 2001 - 2010		0,0 %	0,879	
Tagesmitteltemperatur	+10 %	6,8 %	0,874	± 6,8 %
	- 10 %	- 6,8 %	0,865	
Schneebedeckungsgrad	110 % (max. 100 %)	2,5 %	0,880	+ 2,5 %
	90 %	- 4,8 %	0,865	- 4,8 %
Niederschlag	110 %	2,7 %	0,872	± 2,7 %
	90 %	- 2,7 %	0,883	
k	k_x	110 %	11,2 %	+ 11,2 %
		90 %	- 5,0 %	- 5,0 %
	k_y	110 %	0,0 %	0,0 %
		90 %	0,0 %	
c_r	110 % (max. 1,0)	2,7 %	0,872	± 2,7 %
	90 %	- 2,7 %	0,883	
c_s	105,3 % (\cong max. 1,0)	3,5 %	0,879	+ 3,5 %
	90 % (\cong 0,855)	- 6,6 %	0,864	- 6,6 %
a	110 %	6,6 %	0,875	± 6,6 %
	90 %	- 6,6 %	0,865	
T_{crit}	konstant 0,75 °C	1,0 %	0,876	+ 1,0 %
	konstant 3,00 °C	- 2,2 %	0,887	- 2,2 %
RCA	konstant 1	3,2 %	0,876	+ 3,2 %
	konstant 0	- 11,3 %	0,872	- 11,3 %
L	50 %	- 0,1 %	0,883	- 0,1 %
	200 %	- 0,2 %	0,865	- 0,2 %
P_{crit}	50 %	- 1,0 %	0,879	- 1,0 %
	200 %	0,4 %	0,877	+ 0,4 %

Meteorologische Eingangsgrößen

Zur Ermittlung der Auswirkungen auf das Modellergebnis bei einer Überschätzung bzw. Unterschätzung der Tagesmitteltemperatur wird diese um 10 % erhöht bzw. um 10 % abgemindert. Dies bewirkt eine Erhöhung des Abflussvolumens um 6,8 % bei einem R^2 von 0,874 für die Überschätzung der Temperatur bzw. eine Verminderung des simulierten Abflussvolumens von 6,8 % bei einem R^2 von 0,865 für die Unterschätzung der Temperatur.

Für die Untersuchung der Sensitivität des Schneebedeckungsgrades wird dieser auf 110 % angehoben bzw. auf 90 % des aus den Fernerkundungsdaten ermittelten Wertes abgesenkt. Als maximaler zulässiger Schneebedeckungsgrad pro Pixel wird 100 % zugelassen. Infolge dieser Obergrenze ergibt sich für die Erhöhung der Eingangsgröße eine geringere Auswirkung auf das Abflussvolumen als bei der Absenkung. Insgesamt hat sich das Abflussvolumen gegenüber der Ausgangssituation um + 2,5 % für den erhöhten Schneebedeckungsgrad und für den niedrigeren Schneebedeckungsgrad um - 4,8 % verändert.

Die Simulation mit einem auf 110 % erhöhten Niederschlag hat zur Folge, dass sich das Abflussvolumen um + 2,7 % bei einem R^2 von 0,872 verändert. Die Analyse mit 90 % des Gebietsniederschlags zeigt, dass das Abflussvolumen sich um - 2,7 % verändert.

Für die meteorologischen Eingangsgrößen kann zusammenfassend festgestellt werden, dass die Über- oder Unterschätzung der Temperatur die größten Auswirkungen auf das Modellierungsergebnis von rSRM in der Schnee-dominierten Regionen des EZG-L hat. Die

zweit empfindlichste meteorologische Eingangsgröße ist der Schneebedeckungsgrad. Eine Fehleinschätzung der meteorologischen Eingangsgröße Niederschlag wirkt sich hingegen am geringsten auf das Modellergebnis aus.

Modellparameter

Die Untersuchung der Sensitivität der „Recession coefficient–für $\pm 10\%$ der Ausgangswerte zeigt, dass der „Recession coefficient– k_x in diesem Untersuchungsgebiet empfindlicher auf eine Veränderung reagiert als der „Recession coefficient– k_y . Die Erhöhung von k_x hat zur Folge, dass das Abflussvolumen sich um $+11,2\%$ bei einem R^2 von $0,836$ verändert. Ein niedriger k_x bewirkt eine Differenz im Abflussvolumen von $-5,0\%$. Für den „Recession coefficient– k_y kann nur eine vernachlässigbare geringe Veränderung im Modellierungsergebnis für dieses Untersuchungsgebiet ermittelt werden.

Die Anpassung des „Runoff coefficient–Regen c_r auf 90% bzw. 110% (bei einem maximalen Wert von $1,0$) gegenüber den Ausgangswerten ergeben sich Abweichungen für das Modellierungsergebnis von $\pm 2,7\%$ des Abflussvolumens.

Zur Ermittlung der Auswirkungen für die Veränderung des „Runoff coefficient–Schnee wird dieser zum einem auf $105,3\%$ des Ausgangswertes gesetzt, welches dem maximalen Wert von $1,0$ entspricht und zum anderen werden 90% ($c_s = 0,855$) des Ausgangswertes angenommen. Hierdurch wird im ersten Fall das Abflussvolumen um $+3,5\%$ bei einem R^2 von $0,879$ verändert und im zweiten Fall um $-6,6\%$ bei einem R^2 von $0,864$.

Eine Änderung des DDF auf $\pm 10\%$ des Ausgangswertes führt zu einer Veränderung des Abflussvolumens von $\pm 6,6\%$ bei einem R^2 von $0,875$ bzw. $0,865$.

Die Variation, dass die „Critical temperature– T_{crit} , welche der ausschlaggebende Parameter für den Aggregatzustand des Niederschlags ist, konstant im Jahresverlauf zu $0,75\text{ °C}$ bzw. $3,00\text{ °C}$ angenommen wird, bewirkt eine Differenz des Abflussvolumens von $+1,0\%$ bzw. $-2,2\%$.

Die Änderung, dass der Niederschlag, welcher auf eine Schneefläche fällt, zunächst komplett in dieser gebunden wird ($RCA = 0$), führt zu einer Verringerung des Abflussvolumens von $-11,3\%$. Hingegen bewirkt die Variation, dass der Schnee zu jedem Zeitpunkt gesättigt ist, sodass der Niederschlag, der auf Schnee fällt, komplett zum Abfluss beiträgt, eine Veränderung des Abflussvolumens von $+3,2\%$.

Eine Veränderung der Modellparameter „Lag time–und P_{crit} auf 50% bzw. 200% des Ausgangswertes schlagen sich kaum in den Werten der beiden gewählten Gütekriterien nieder.

Die Analyse der Sensitivität für die Eingangsgrößen Tagesmitteltemperatur, „Runoff coefficient–Schnee und DDF ergeben ähnliche Empfindlichkeiten auf das Modellierungsergebnis in Bezug auf die ermittelten Differenzen des Abflussvolumens. Diese drei Eingangsgrößen haben somit den größten Einfluss auf das Modellierungsergebnis in Schnee-dominierten Gebieten, wie dem EZG-L. Dies resultiert daraus, dass der Anteil des Gebietsabflusses aus der Schneeschmelze maßgeblich aus dem Produkt dieser drei

Parameter ermittelt wird. Allerdings ist zu Beginn der Schneeschmelzperiode die Tagesmitteltemperatur die alleinige ausschlaggebende Eingangsgröße, da die Berechnung der Schneeschmelze erst oberhalb einer Grenztemperatur von 0 °C beginnt. Darüber hinaus ist die Änderung, bis zu welchem Zeitpunkt die Schneedecke realistischerweise als ungesättigt angenommen wird ($RCA = 0$), ausschlaggebend für das Abflussvolumen. Ansonsten bewirkt zwar die Erhöhung des „Recession coefficient“— k_x einen Anstieg des Abflussvolumens, allerdings verschlechtert sich gleichzeitig der R^2 deutlich.

3 Meteorologische Eingangsgrößen zur Modellierung der Schneeschmelze

Zur Modellierung der Schneeschmelze mit rSRM werden als meteorologische Eingangsgrößen die Tagesmitteltemperatur \bar{T}_a , auf in 2 m Höhe über Gelände bezogen, und der Schneebedeckungsgrad benötigt. Für die Wahl des optimalen Temperaturdatensatzes werden in diesem Kapitel verschiedene Fernerkundungs- und Reanalysedatensätze miteinander verglichen. Der Schneebedeckungsgrad wird aus den täglichen Produkten MOD10A1 und MYD10A1 des MODIS-Sensors der Satelliten Terra und Aqua ermittelt. Die in diesem Kapitel beschriebenen Datensätze stehen zurzeit alle kostenlos online, ggf. nach vorheriger Anmeldung, für Forschungszwecke zur Verfügung.

Zunächst werden die verwendeten Fernerkundungsdaten und die notwendige Verfahrensweise zur Aufbereitung der \bar{T}_a im Abschnitt 3.1 erläutert. Die Herausforderung zur Nutzung der Fernerkundungsdaten des MODIS-Sensors besteht darin, dass zunächst die vorhandenen räumlichen Datenlücken in den täglichen Datensätzen gefüllt werden müssen. Die Datenlücken sind hauptsächlich durch Bewölkung zum Aufnahmezeitpunkt bedingt. Beispielhaft bedeutet dies im Bereich der Schweizer Alpen eine durchschnittliche Datenabdeckung von rd. 40 % für die Jahre 2000 bis 2015. Nach der Beschreibung der verwendeten Fernerkundungsdaten zur Modellierung des Schneeschmelzprozesses erfolgt ein Überblick über den aktuellen Stand der Forschung zur Rekonstruktion von Landoberflächentemperaturen und Schneeflächen aus MODIS-Daten. Das hieraus resultierende notwendige Verfahren zur Rekonstruktion der \bar{T}_a wird im Anschluss beschrieben. In einem ersten Schritt wird eine Methode zur Rekonstruktion von räumlich verteilten Tagesmitteltemperaturen aus MODIS LST unter zur Hilfenahme einer Referenzstation vorgestellt. Diese wird im Weiteren für Gebiete mit hoher saisonaler Schneebedeckung um den Schneebedeckungsgrad als Einflussgröße auf die LST erweitert. Danach erfolgt die Validierung der entwickelten Methoden zur Rekonstruktion der \bar{T}_a aus MODIS LST für insgesamt 61 Wetterstationen im Bereich der Schweizer Alpen.

Im Abschnitt 3.2 werden die für den Vergleich mit MODIS LST herangezogenen Reanalysedatensätze der \bar{T}_a beschrieben. Zur Wahl des optimalen Reanalyse- bzw. Fernerkundungsdatensatzes der \bar{T}_a zur Modellierung des Schneeschmelzprozesses erfolgt im Abschnitt 3.3 die Validierung an zwei Wetterstationen in der Schweiz. Im Abschnitt 3.4 wird die optimale Verfahrensweise in ein datenarmes an den Himalaya angrenzendes Gebiet übertragen.

3.1 Fernerkundungsdaten

Die beiden NASA Satelliten Terra und Aqua mit dem Sensor MODIS liefern täglich die Grundlage für jeweils zwei globale Datensätze zur Landoberflächentemperatur (LST). Diese tragen die Produktbezeichnung MOD11A1 bzw. MYD11A1 für das Produkt des Satelliten Terra bzw. Aqua. Die räumliche Auflösung beträgt rd. 1 x 1 km (Tab. 3-1) (Wan 2007).

Der Satellit Landsat liefert mit seinen Sensoren zwar analog zum MODIS-Sensor die Datengrundlage für die Berechnung der LST, aber diese sind nicht kostenlos und dementsprechend nicht frei verfügbar. Die räumliche Auflösung des Sensors auf der Erdoberfläche beträgt 60 x 60 m, allerdings bei einer zeitlichen Auflösung von 16 Tagen (Li et al. 2004). Wegen der unzureichenden zeitlichen Auflösung wird diese Datenquelle im Weiteren nicht berücksichtigt.

Tab. 3-1: globale Temperaturdaten aus Fernerkundung (nach Wan 2007)

Produkt	Zeitraum	Datenabdeckung	räumliche Auflösung	max. zeitliche Auflösung
MOD11A1	2000 - heute	global	0,0083 x 0,0083 ° (~1 km)	2 x täglich
MYD11A1	2002 - heute	global	0,0083 x 0,0083 ° (~1 km)	2 x täglich

Die Herausforderung zur Nutzung der LST aus Satellitendaten besteht in der Tatsache, dass die Daten häufig größere räumliche Datenlücken aufweisen. Der größte Teil dieser Lücken ist auf Bewölkung zum Aufnahmezeitpunkt zurückzuführen (Wan et al. 2004, Neteler 2011, Crosson et al. 2012, Hengl et al. 2012, Ke et al. 2013, Xu und Shen 2013, Shuai et al. 2014). Dieses Problem ist der Tatsache geschuldet, dass bei Bewölkung die Oberflächentemperatur der Wolke und nicht die Temperatur der Erdoberfläche durch den Sensor erfasst wird. Somit besteht zunächst die Notwendigkeit diese räumlichen Datenlücken zu füllen. Eine Übersicht über die bestehenden Verfahren zum Füllen dieser räumlichen Datenlücken wird in Abschnitt 3.1.2.1 gegeben.

Ein Verfahren zur Ermittlung der \bar{T}_a aus rekonstruierten LST-Karten des MODIS-Sensors sollte folgende Kriterien miteinbeziehen bzw. berücksichtigen: Die vom Satelliten gemessenen und rekonstruierten Landoberflächentemperaturen sollen an die in hydrologischen Modellen verwendete, gewöhnlich auf in 2 m Höhe über Gelände bezogene, Lufttemperatur angeglichen werden. Hierbei wird der Sachverhalt, dass die Oberflächentemperatur gut mit der Lufttemperatur korreliert, genutzt. Zusätzlich soll die Möglichkeit einer beliebig hohen räumlichen Auflösung der Temperaturdaten geschaffen werden.

3.1.1 Beschreibung der Fernerkundungsdaten des Sensors MODIS

Der MODIS-Sensor befindet sich an Bord der beiden NASA-Satelliten Terra und Aqua. Die Mission Terra ist am 18. Dezember 1999 und Mission Aqua am 04. Mai 2002 gestartet. Die Datenprodukte¹ stehen ab Februar/März 2000 bzw. Juli 2002 zur Verfügung. Die beiden Erdbeobachtungssatelliten befinden sich in einer polaren, sonnensynchronen Erdumlaufbahn

¹ z. B. Schneefläche, LST

in 705 km Höhe. Sie überfliegen jeden Punkt der Erde zweimal täglich zur nahezu selben Uhrzeit. Terra überfliegt den Äquator täglich um 10:30 Uhr Ortszeit in südlicher Richtung und Aqua wechselt täglich um 13:30 Uhr Ortszeit von der südlichen in die nördliche Hemisphäre (Abb. 3-1). In Kombination beider Satelliten stehen somit täglich bis zu vier Aufnahmen global zur Verfügung (NASA 2006). Die NASA rechnete zunächst mit einer Lebensdauer der beiden Satelliten von jeweils sechs Jahren, zwischenzeitlich wird von einer aktuellen Lebenserwartung bis Anfang der 2020er ausgegangen (Parkinson 2013, Owen 2016).

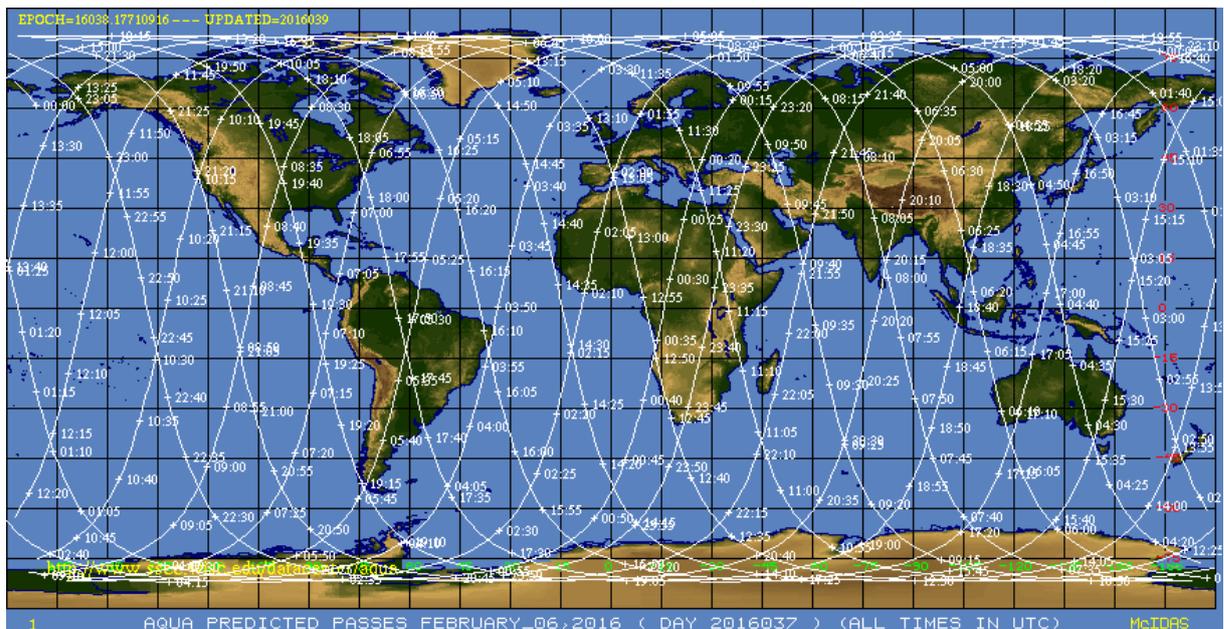


Abb. 3-1: Track Orbit des Satelliten Aqua vom 06.02.2016 Quelle: <https://www.ssec.wisc.edu/datacenter/>

Der MODIS-Sensor ist insgesamt mit 36 Spektralbändern im Bereich von 0,4 bis 14,4 μm ausgerüstet. Die räumliche Auflösung der Bänder variiert zwischen 250 m (Bänder 1-2), 500 m (Bänder 3-7) und 1.000 m (Bänder 8-36).

3.1.1.1 MODIS-Produkt MOD11/MYD11: Landoberflächentemperatur

Die LST-Produkte werden aus den Sensordaten der Bänder 20, 22, 23, 29 und 31 - 33 des MODIS-Sensor abgeleitet und in verschiedenen räumlichen und zeitlichen Auflösungen zum Download durch das „United States Geological Survey—(USGS) i. d. R. innerhalb von 2 Tagen unter der URL e4ftl01.cr.usgs.gov kostenlos zur Verfügung gestellt. Die räumliche Auflösung der verschiedenen Endprodukte erstreckt sich von rd. 1 x 1 km bis hin zu 0,05 x 0,05°. Die zeitliche Auflösung reicht von zwei Aufnahmen pro Tag über 8-tägigen Zusammenstellungen bis hin zu mittleren monatlichen Datensätzen (Tab. 3-2). Die LST Datensätze des Satelliten Terra stehen seit dem 05. März 2000 und die des Satelliten Aqua seit dem 08. Juli 2002 zur Verfügung. Die Bezeichnungen der LST Produkte des Satelliten Terra beginnen jeweils mit dem Kürzel MOD11 und die des Satelliten Aqua mit dem Kürzel MYD11 (Wan 2007).

Tab. 3-2: Zusammenstellung MODIS-Produkt MOD11/MYD11 Landoberflächentemperatur

Produkt	Satellit	Räumliche Auflösung	Zeitliche Auflösung	Projektion	Berechnungsalgorithmus
MOD11A1; MYD11A1	Terra; Aqua	0,0083 x 0,0083 ° (~1 km)	2 x täglich (Tag, Nacht)	Sinusoidal	Split-Window-Algorithmus
MOD11A2; MYD11A2	Terra; Aqua	0,0083 x 0,0083 ° (~1 km)	8-tägig	Sinusoidal	Split-Window-Algorithmus
MOD11B1; MYD11B1	Terra; Aqua	0,05 x 0,05 ° (~5,6 km)	2 x täglich (Tag, Nacht)	Sinusoidal	Day/Night Algorithmus
MOD11C1; MYD11C1	Terra; Aqua	0,05 x 0,05 °	2 x täglich (Tag, Nacht)	geographisch (Länge/Breite)	Day/Night Algorithmus
MOD11C2; MYD11C2	Terra; Aqua	0,05 x 0,05 °	8-tägig	geographisch (Länge/Breite)	Day/Night Algorithmus
MOD11C3; MYD11C3	Terra; Aqua	0,05 x 0,05 °	monatlich	geographisch (Länge/Breite)	Day/Night Algorithmus

Wan (1999), Wan et al. (2002) und Wan et al. (2004) beschreiben detailliert die zur Berechnung der LST aus MODIS-Sensordaten verwendeten Berechnungsalgorithmen.

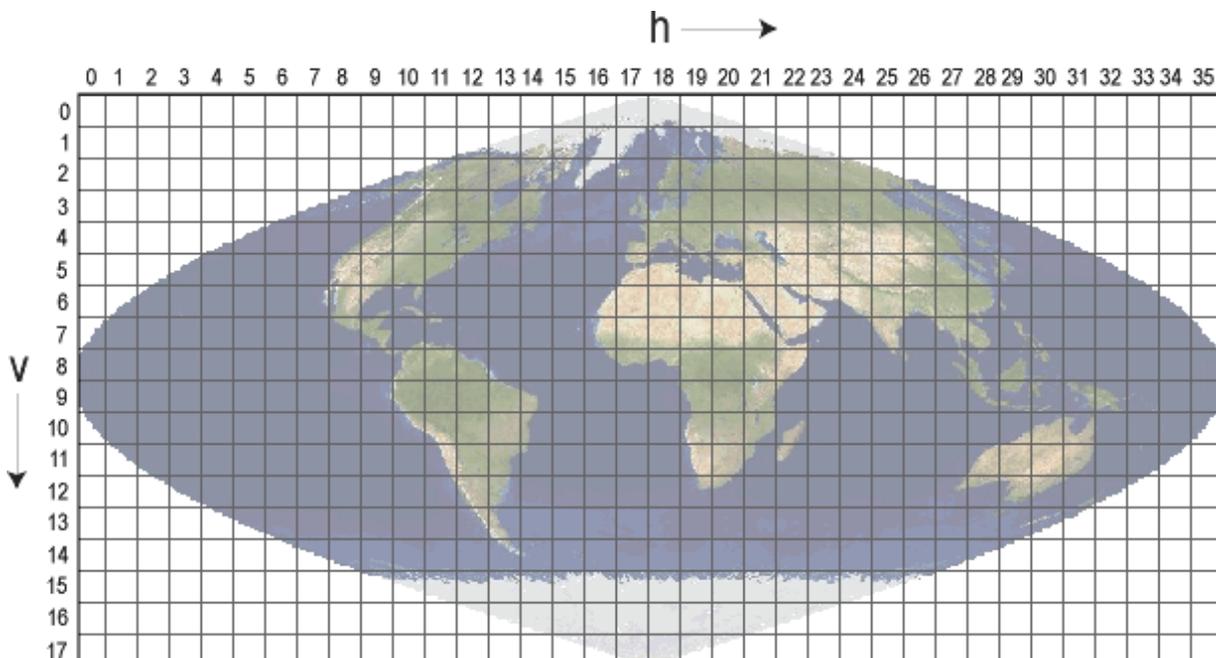


Abb. 3-2: MODIS Sinusoidal Grid mit Kachelbezeichnung

Quelle: http://nsidc.org/data/docs/daac/mod10_modis_snow/images/sinusoidal.gif

Die täglichen Datensätze MOD11A1/MYD11A1 werden im „Hierarchical Data Format–(HDF) gespeichert und als Download File zur Verfügung gestellt. Diese sind global in einem sinusoidalem Gitternetz von jeweils 10 x 10 ° pro Kachel organisiert (Abb. 3-2). Die täglichen HDF-Files enthalten insgesamt 12 Layer u. a. mit Informationen über die LST und deren Qualität für die Aufnahme am Tag und in der Nacht (Wan 2007).

Untersuchungen von Wan (1999), Wan et al. (2002), Wan et al. (2004) und Wan (2008) haben gezeigt, dass die täglichen LST-Karten unter wolkenlosen Bedingungen im Temperaturbereich von - 10 °C bis 50 °C eine höhere Genauigkeit als ± 1 °C verglichen mit in situ gemessenen Landoberflächentemperaturen liefern.

3.1.1.2 MODIS-Produkt MOD10/MYD10: Schneefläche

Die Schneeflächen werden aus den MODIS-Sensordaten der Bänder 1, 2, 3, 4, 5, 6², 7³, 31 und 32 abgeleitet und mit dem Kürzel MOD10 für den Satelliten Terra und der Abkürzung MYD10 für den Satelliten Aqua bezeichnet. Diese Daten werden durch das „National Snow and Ice Data Center—(NSIDC) produziert und i. d. R. innerhalb von 2 Tagen unter <ftp://n5eil01u.ecs.nsidc.org/> zum Download zur Verfügung gestellt. Die räumliche Auflösung variiert je nach Produkt zwischen rd. 0,5 x 0,5 km und 0,05 x 0,05 °. Die zeitliche Auflösung reicht von täglich über 8-tägig bis hin zu monatlichen globalen Datensätzen (Tab. 3-3). Die mehrtägigen Produkte stellen jeweils die maximale Ausdehnung der Schneedecke im Zeitraum dar. Die Datensätze des Satelliten Terra stehen seit dem 24. Februar 2000 und die des Satelliten Aqua seit dem 04. Juli 2002 zur Verfügung.

Tab. 3-3: Zusammenstellung MODIS-Produkt MOD10/MYD10 Schneefläche

Produkt	Satellit	Räumliche Auflösung	Zeitliche Auflösung	Projektion
MOD10A1; MYD10A1	Terra; Aqua	0,00416 x 0,00416 ° (~0,5 km)	täglich (Tag)	Sinusoidal
MOD10A2; MYD10A2	Terra; Aqua	0,00416 x 0,00416 ° (~0,5 km)	8-tägig	Sinusoidal
MOD10C1; MYD10C1	Terra; Aqua	0,05 x 0,05 °	täglich (Tag)	geographisch (Länge/Breite)
MOD10C2; MYD10C2	Terra; Aqua	0,05 x 0,05 °	8-tägig	geographisch (Länge/Breite)
MOD10CM; MYD10CM	Terra; Aqua	0,05 x 0,05 °	monatlich	geographisch (Länge/Breite)

Salomonson und Appel (2004), Hall und Riggs (2007) und Salomonson und Appel (2006) entwickelten einen Algorithmus zur Ermittlung des prozentualen Schneeflächenanteils pro Pixel aus MODIS-Sensordaten. Die täglichen Datensätze MOD10A1/MYD10A1 zur Schneefläche sind analog zu den im Abschnitt 3.1.1.1 beschriebenen LST organisiert. Die HDF-Files enthalten 4 Layer u. a. mit Informationen zum Schneeflächenanteil pro Pixel („Fractional Snow Cover—FSC) und der Datenqualität.

Die FSC besitzen laut Salomonson und Appel (2004, 2006) einen absoluten Fehler von kleiner als 10 % im Bereich zwischen 0 und 100 % Schneebedeckung. Die Validierung der binären Schneedata in Österreich von Parajka und Blöschl (2006) für wolkenlose Bedingungen ergibt eine mittlere Übereinstimmung von 95 %. Diese variiert zwischen 85 % für die Monate Dezember und Januar und über 99 % im Sommer.

² Satellit Terra

³ Satellit Aqua

3.1.2 Stand der Forschung

In diesem Abschnitt wird auf den aktuellen Stand der Forschung im Bereich der Rekonstruktion von Landoberflächentemperaturen aus MODIS LST und dem Füllen von räumlichen Lücken in täglichen Schneekarten des MODIS-Sensors eingegangen.

3.1.2.1 Rekonstruktion von Landoberflächentemperaturen aus MOD11/MYD11

Rekonstruktionsverfahren

Zur Nutzung der LST-Daten des MODIS-Sensors in aufgelösten hydrologischen Modellen ist das Füllen der räumlichen Datenlücken von existenzieller Bedeutung. Hierzu wurden unterschiedliche Verfahren zur Rekonstruktion von LST für die verschieden zeitlich aufgelösten Produkte entwickelt. Diese lassen sich grob in drei Kategorien gliedern. Ein Teil der Verfahren befasst sich mit der Rekonstruktion von 8-tägigen LST-Karten, ein weiterer kombiniert die Daten der beiden MODIS-Sensoren der Satelliten Terra und Aqua und der dritte Teil rekonstruiert tägliche Karten.

Rekonstruktion 8-tägige LST-Karten

Shuai et al. (2014) stellt ein Verfahren zur Rekonstruktion von 8-tägigen LST-Karten, welches fehlende Pixel mit Temperaturen von Pixeln mit gleicher Bodenbedeckung in einem festgelegten maximalen Umkreis ergänzt, vor. Er schränkt die maximale Größe des Referenzbereichs zur Rekonstruktion in Abhängigkeit der Geländetopographie ein. Ist die zu rekonstruierende Fläche wesentlich größer als der Referenzbereich, kann die Karte nicht vollständig wiederhergestellt werden.

Eine weitere Methode wurde von Xu und Shen (2013) entwickelt. Sie betrachten den Temperaturverlauf der einzelnen Pixel über die Zeit. Lücken werden mittels einer Anpassungsfunktion, welche die Summe der Fehlerquadrate an den vorhandenen Datenpunkten lokal minimiert, gefüllt.

Hengl et al. (2012) und Ke et al. (2013) befassen sich ebenfalls mit dem Füllen von räumlichen Datenlücken in 8-tägigen LST-Karten (MOD11A2/MYD11A2). Sie rekonstruieren die LST-Karten mit Hilfe unterschiedlicher Prädiktoren, wie z. B. dem Längen- und Breitengrad, dem digitalen Geländemodell, dem „Normalized Differenced Vegetation Index—(NDVI), der Entfernung zur Küste und füllen die räumlichen Datenlücken mit Interpolationsverfahren, wie Kriging, auf. Ke et al. (2013) stellten fest, dass die Geländehöhe bei der Rekonstruktion der Daten eine dominante Rolle einnimmt.

Kombination der Datensätze von Terra und Aqua

Eine Kombination der beiden Produkte MOD11A2 und MYD11A2 bildet die Grundlage der Rekonstruktion der 8-tägigen Karten nach Zhang et al. (2013). Nach der Filterung führen sie die beiden am Tag bzw. Nacht aufgenommenen Karten zusammen und füllen evtl. noch vorhandene räumliche Lücken mittels eines speziellen Interpolationsalgorithmus, basierend auf der Oberflächentemperatur und der Geländehöhe, auf. Den Bezug zur Lufttemperatur

stellen Zhang et al. (2013) anhand einer Funktion zwischen dem „Enhanced Vegetation Index—(EVI), der Geländehöhe und der MODIS LST her.

Crosson et al. (2012) verfolgen den Ansatz, mit Daten des Satelliten Terra vorhandene räumliche Datenlücken in den täglichen LST-Karten des Satelliten Aqua aufzufüllen. Diese Prozedur erhöht die Datenabdeckung um 24 % für den Tag bzw. 30 % für die Nacht jeweils bezogen auf die Daten des Satelliten Aqua und erfordert eine Angleichung der Temperatur an die zeitlich versetzt aufgenommenen LST. Allerdings führt dieser Ansatz nicht zu einer vollständigen Rekonstruktion der fehlenden Daten.

Rekonstruktionsverfahren täglicher LST-Karten

Shwetha und Kumar (2015) stellen als Methode zur Rekonstruktion ein künstliches neuronales Netz, basierend auf Rasterdaten mit einer Auflösung von 25 x 25 km, dessen Zielvariable die rekonstruierte tägliche Temperatur darstellt vor. Als Prädiktoren dienen die „Microwave Vegetation Indices—(MVIS), die Geländehöhe, die Bodenbedeckung, der Längen- und Breitengrad und der julianische Tag.

Eine Methode zur multitemporalen Auswertung von mehreren LST-Karten zum Auffüllen von räumlichen Datenlücken in täglichen LST-Karten des Satelliten Terra erläutern Zeng et al. (2015). Zur Eliminierung von Ausreißern erfolgt im Nachgang zur Rekonstruktion eine Bildanalyse mittels Histogramm. Zeng et al. (2015) schlagen zur Verbesserung dieser Methode die Einbeziehung weiterer Faktoren, wie z. B. die Geländehöhe vor.

Neteler (2011) entwickelt ein auf verschiedenen Filtern und einem räumlichen Spline basierendes Verfahren zur Rekonstruktion der täglichen MODIS-Produkte MOD11A1 bzw. MYD11A1. Zunächst werden die Pixel anhand ihrer Qualitätsmerkmale gefiltert. In einem weiteren Schritt werden die Daten auf der Grundlage von Histogrammen und der linearen Temperaturgradienten pro 16-tägigem Zyklus gefiltert, wodurch nicht erkannte kontaminierte Pixel eliminiert werden. Kontaminierte Pixel sind Pixel, welche z. B. durch nicht detektierte Schleierwolken oder atmosphärischen Störungen bedingt, inkorrekte Temperaturwerte liefern. Danach werden LST-Karten mit mehr als 10 % gültigen Pixel mittels räumlichem Spline zwischen zufällig gewählten täglichen Pixeln und Pixeln aus einer synthetisch erzeugten 16-tägigen Karte rekonstruiert. Alle anderen rekonstruierten LST-Karten entsprechen der jeweils für den Zeitraum erstellten synthetischen Karte (Neteler 2010, 2011, Neteler et al. 2011).

Bewertung und Schlussfolgerung

Die von Shuai et al. (2014) und Crosson et al. (2012) beschriebenen Verfahren zur Rekonstruktion von MODIS LST erzeugen keine vollständigen Karten und sind daher für die Modellierung des Schneeschmelzprozesses nicht verwendbar. Die Methoden zur Rekonstruktion von 8-tägigen LST-Karten nach Xu und Shen (2013), Hengl et al. (2012), Ke et al. (2013) und Zhang et al. (2013) erstellen zwar vollständige Karten, allerdings erfüllen diese nicht die Anforderung einer täglichen zeitlichen Auflösung und sind daher weniger gut geeignet.

Wie bereits von Zeng et al. (2015) angemerkt, ist eine Verbesserung der von ihnen beschriebenen Rekonstruktionsmethode der LST für Regionen mit hoher morphologischer Variabilität und die damit verbundene Erweiterung des Verfahrens zur Berücksichtigung der Geländehöhe unabdingbar. Dies wird von Neteler (2011) berücksichtigt, allerdings fehlt eine Anpassung der LST an die in den meisten hydrologischen Modellen als Eingangsgröße verwendete auf 2 m Höhe über Gelände bezogene Tagesmitteltemperatur \bar{T}_a .

Für die Modellierung des Schneeschmelzprozesses ist die genaue Kenntnis der \bar{T}_a und somit des vertikalen Temperaturgradienten zwingend erforderlich. Die bisherigen Verfahren zur Rekonstruktion von MODIS LST zielen zumeist auf 8-tägige LST-Karten ab. Die Methoden, welche zur Rekonstruktion von täglichen LST entwickelt wurden, ermitteln Karten zur Landoberflächentemperatur und stellen keinen Bezug zur Lufttemperatur \bar{T}_a , welche i. d. R. auf 2 m Höhe über Gelände bezogen ist, her. In hydrologischen Modellen wird überwiegend die \bar{T}_a als Eingangsgröße zur Modellierung der Schneeschmelze verwendet.

Dementsprechend stellt sich die Frage, inwieweit kann ein Verfahren zur Rekonstruktion von MODIS LST hinreichend genaue Daten zur Modellierung des Schneeschmelzprozesses liefern.

Ein solcher Datensatz müsste folgende Kriterien erfüllen:

- als Variable wird die \bar{T}_a wiedergegeben.
- tägliche Verfügbarkeit.
- der hohen morphologischen Variabilität in alpinen Regionen muss Rechnung getragen werden. Daher muss der Datensatz eine dementsprechende hohe Rasterauflösung besitzen.

Im Abschnitt 3.1.3.2 und 3.1.3.3 wird ein Verfahren mit zwei Ansätzen zur Rekonstruktion von MODIS LST vorgestellt, welche die o. g. Kriterien erfüllen.

3.1.2.2 Rekonstruktion von Schneeflächen aus MOD10A1/MYD10A1

Rekonstruktionsverfahren

Die Rekonstruktionsverfahren für tägliche Schneekarten MOD10A1/MYD10A1 unterscheiden sich zunächst in dem zugrunde gelegten Layer. Diverse Verfahren befassen sich mit der Rekonstruktion der binären Schneekarten (Schnee/kein Schnee) des Layers „Snow Cover Daily–(SCD). Der Layer FSC wurde mit der Version 5 der Datensätze MOD10A1/MYD10A1 (Mai 2008) eingeführt und steht für den kompletten Zeitraum zur Verfügung (NSIDC 2016). Zum Füllen der räumlichen Datenlücken im Layer FSC liefert die Literatur bisher wenige Ansätze.

Rekonstruktion des Datensatzes „Snow Cover Daily“

Parajka und Blöschl (2008) untersuchen drei unterschiedliche Varianten zur Reduzierung kontaminierter Pixel (Abb. 3-3). Das Auffüllen der räumlichen Datenlücken des Satelliten Aqua mit Daten des Satelliten Terra stellt die Variante 1 dar. In der 2. Variante werden die acht Nachbarpixel betrachtet und die Eigenschaft, welche die Mehrheit dieser aufweist, übernommen. Bei Gleichstand wird das Merkmal schneebedeckt zugewiesen.

Datengrundlage der Varianten 2 und 3 ist jeweils die Variante 1. Die Variante 3 untersucht die Ergebnisse bei unterschiedlicher zeitlicher Interpolation der Pixel von 1, 3, 5 oder 7 Tagen. Zum Vergleich der Ergebnisse mit 754 Wetterstationen definieren Parajka und Blöschl (2008) einen Qualitätsindex, welcher die übereinstimmenden Werte mit der Wetterstation und die gesamten Messwerte in Bezug setzt. Die Ausgangsprodukte weisen einen Index für die Satelliten Terra und Aqua von 95,1 % und 95,5 % bei einer Bewölkung von 59,2 % bzw. 63,0 % über den Untersuchungszeitraum von 2003 bis 2005 auf. Die Varianten 1 und 2 bewirken eine Erhöhung der gültigen Pixel auf 48,3 % bzw. 53,9 % bei einem Qualitätsindex von 94,9 % bzw. 94,2 %. Die Variante 3 mit zeitlicher Interpolation der Daten über mehrere Tage reduziert die ungültigen Pixel auf Werte zwischen 33,5 % (1 Tag) und 4,0 % (7 Tage) bei einem Index von 94,4 % bis hin zu 92,1 %.

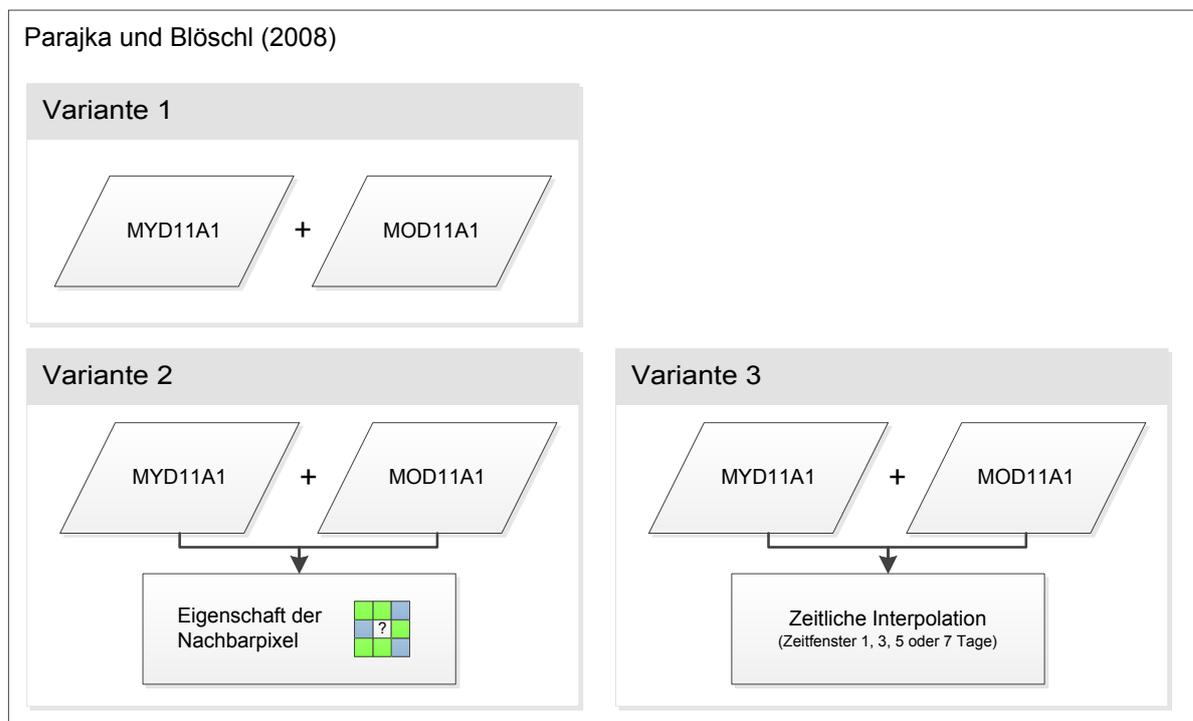


Abb. 3-3: Schema Rekonstruktionsverfahren SCD nach Parajka und Blöschl (2008) (eigene Darstellung)

Eine weitere Möglichkeit zur Reduzierung ungültiger Pixel stellen Parajka et al. (2010) vor (Abb. 3-4). Sie nutzen zwei Grenzhöhen. Eine Grenzhöhe, unterhalb derer alle Pixel als schneefrei deklariert werden, ist die mittlere Höhe aller schneefreien Pixel. Die mittlere Höhe aller Schneepixel stellt die zweite Grenzhöhe, oberhalb der alle Pixel als Schnee definiert werden, da. Alle Pixel zwischen den beiden Grenzhöhen werden als teilweise schneebedeckt eingestuft. Zusätzlich testen sie unterschiedliche minimal Anzahl gültiger Pixel pro Karte für dieses Verfahren aus.

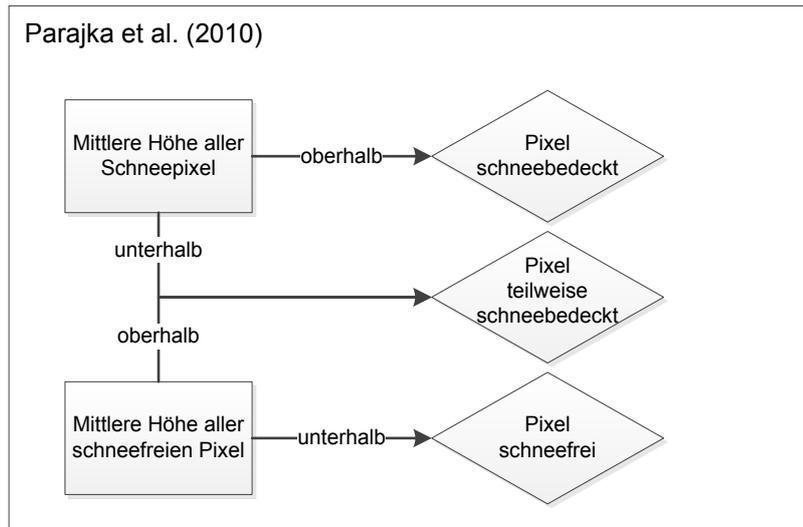


Abb. 3-4: Schema Rekonstruktionsverfahren SCD nach Parajka et al. (2010) (eigene Darstellung)

Gafurov und Bárdossy (2009) rekonstruieren den Datensatz „Snow Cover Daily—in 6 Schritten (Abb. 3-5). Im ersten Schritt kombinieren Sie die Daten der beiden Satelliten Terra und Aqua. Der zweite Schritt berücksichtigt die zeitliche Komponente. Ein Pixel, das maximal zwei Tage bzw. ein Tag zuvor und einen Tag bzw. zwei Tage danach die Eigenschaft schneebedeckt aufweist, erhält ebenfalls diese Eigenschaft. Zwei Grenzhöhen oberhalb bzw. unterhalb derer alle Pixel die Eigenschaft schneebedeckt bzw. schneefrei aufweisen, werden in Schritt drei für Karten mit mehr als 70 % gültigen Pixeln ermittelt. Alle Pixel oberhalb der Schneegrenze werden als Schneepixel markiert und alle unterhalb der Schneefreigrenze als schneefrei. In Schritt vier werden die vier direkt an einen ungültigen Pixel angrenzenden Pixel betrachtet. Sind diese wolkenlos und weisen das identische Kennzeichen auf, erhält auch das ungültige Pixel dieses Merkmal. Die Höhenlage der ungültigen Pixel wird in Schritt fünf einbezogen. Weist eines der acht Nachbarpixel Schnee auf und ist zudem niedriger gelegen, wird dieses als Schneepixel ausgewiesen. Der letzte Schritt betrachtet jeden einzelnen Pixel über das komplette Jahr und es werden zwei Zeitpunkte ermittelt. Der erste ist der Termin nachdem alle Tage des jeweiligen Pixels schneefrei sind und das zweite Datum markiert den Tag an dem der erste Schnee fällt. Alle Tage des jeweiligen Pixels vor dem ersten bzw. nach dem zweiten Termin werden als schneebedeckt markiert. Die restlichen Tage gelten als schneefrei. Der letzte Schritt alleine verursacht, laut Gafurov und Bárdossy (2009), einen Fehler bei der Rekonstruktion von 10 %.

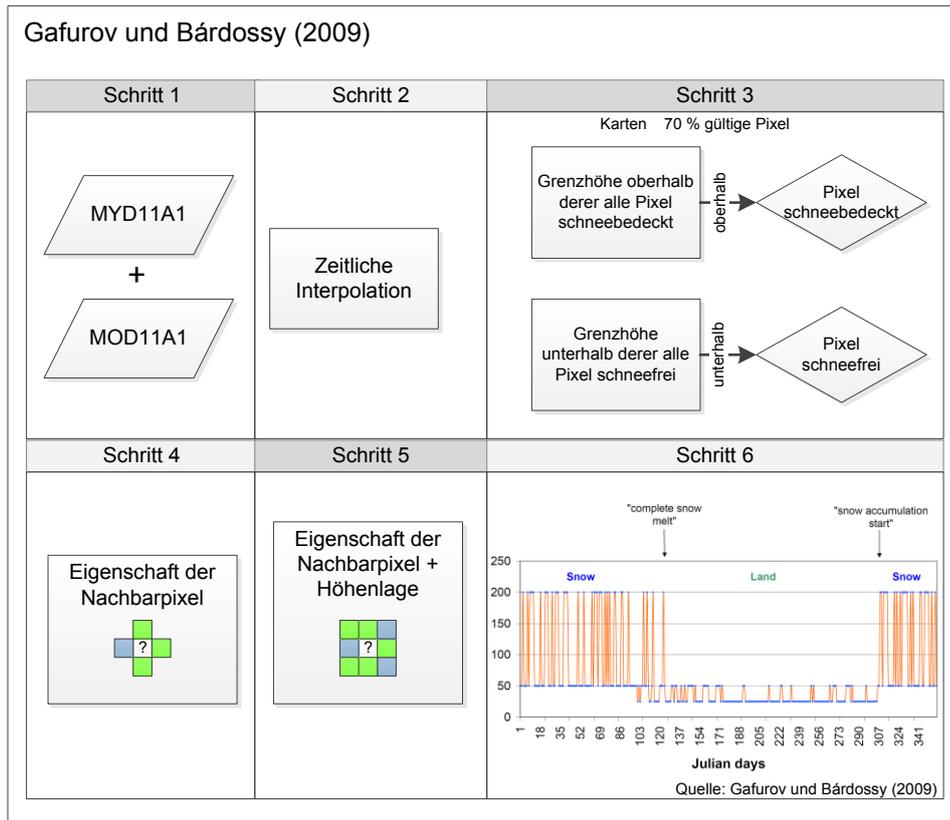


Abb. 3-5: Schema Rekonstruktionsverfahren SCD nach Gafurov und Bárdossy (2009) (eigene Darstellung)

Liang et al. (2008) stellen ein Verfahren vor, welches das Produkt MOD10A1 mit den niedriger auflösenden Daten zum Wasseräquivalent der Schneedecke (25 x 25 km) des „Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System–(AMSR-E) Sensor vom Satelliten Aqua kombinieren (Abb. 3-6). Gao et al. (2010a) erweitern diese Methode indem sie zunächst die beiden MODIS Produkte kombinieren und im Anschluss mit Daten des AMSR-E Sensors auffüllen (Abb. 3-7).

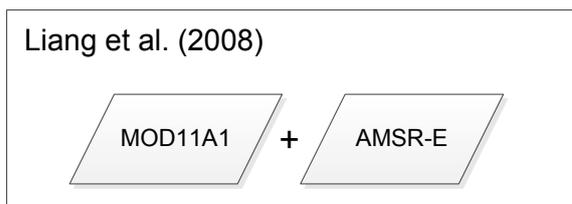


Abb. 3-6: Schema Rekonstruktionsverfahren SCD nach Liang et al. (2008) (eigene Darstellung)

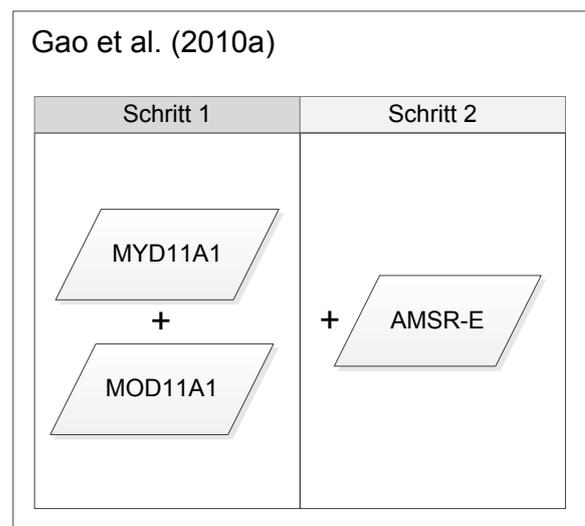


Abb. 3-7: Schema Rekonstruktionsverfahren SCD nach Gao et al. (2010a) (eigene Darstellung)

Eine Kombination der Verfahren nach Parajka und Blöschl (2008) und Gao et al. (2010a) stellen Gao et al. (2010b) vor (Abb. 3-8). Als Grundlage dienen die Variante 2 (Information der acht Nachbarpixel) bzw. Variante 3 (Betrachtung eines Zeitfensters von 1, 3, 5 oder 7 Tagen pro Pixel) nach Parajka und Blöschl (2008). Die übrigen räumlichen Datenlücken werden mit Daten des AMSR-E Sensors ergänzt.

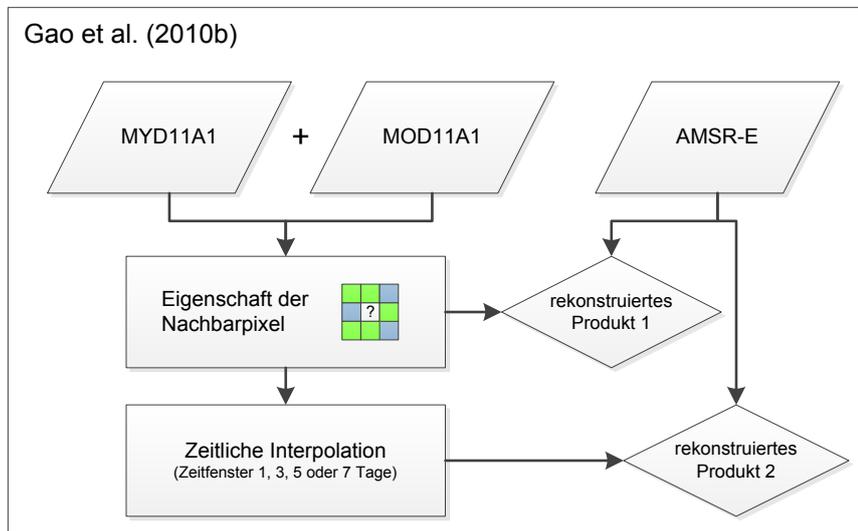


Abb. 3-8: Schema Rekonstruktionsverfahren SCD nach Gao et al. (2010b) (eigene Darstellung)

Rekonstruktion des Datensatzes „Fractional Snow Cover“

Zur Rekonstruktion des Datensatzes FSC des Satelliten Terra nutzen Tang et al. (2013) einen kubischen Spline zum Füllen der zeitlichen Datenlücken pro Pixel.

Deng et al. (2015) kombinieren die täglichen FSC-Karten der beiden Satelliten und füllen fehlende Werte zunächst mittels temporaler Interpolation der FSC-Karten des Vortags und des nächsten Tages auf. Des Weiteren nutzen sie die mittlere Höhe der schneebedeckten und schneefreien Pixel zur deren Klassifikation. Zum Füllen der restlichen räumlichen Datenlücken nutzen sie die seit Mai 2012 zur Verfügung stehenden Satellitendaten zum Wasseräquivalent der Schneedecke des Sensors „Advanced Microwave Scanning Radiometer 2–(AMSR-2) mit einer Auflösung von 10 x 10 km.

Bewertung und Schlussfolgerung

Die folgende Untersuchung der Landoberflächentemperatur in Abschnitt 3.1.3.3 zeigt, dass die Temperaturdifferenz von Pixeln mit und ohne Schnee in Abhängigkeit des Schneebedeckungsgrads des jeweiligen Pixels steht. Infolgedessen genügt ein rekonstruierter Datensatz „Snow Cover Daily—als binäre Schneekarten (Schnee/kein Schnee) nicht den im späteren gestellten Anforderungen an den für die Temperaturanpassung und für die Modellierung des Schneeschmelzprozesses benötigte prozentuale Schneebedeckungsgrad pro Pixel. Das Verfahren nach Tang et al. (2013) verwendet nur die Daten des Satelliten Terra und bietet somit keine optimale Ausnutzung der verfügbaren Datensätze, da es den Datensatz des Satelliten Aqua nicht miteinbezieht. Die von Deng et al. (2015) vorgestellte Methode zur Rekonstruktion hat zum einen den Nachteil,

dass das zum Füllen verwendete Produkt AMSR-2 eine um das 20-fache geringere Auflösung besitzt und zum anderen dieses erst seit Mai 2012 verfügbar ist.

Die Rekonstruktion des täglichen prozentualen Schneebedeckungsgrades pro Pixel soll unter Berücksichtigung der Datensätze der beiden Satelliten mit anschließender zeitlicher Interpolation pro Pixel erfolgen. Das hierzu verwendete Rekonstruktionsverfahren wird in Abschnitt 3.1.3.3 beschrieben.

3.1.3 Rekonstruktion von MODIS LST-Karten

Das im Anschluss beschriebene Verfahren zur Ermittlung von auf 2 m Höhe über Gelände bezogene Tagesmitteltemperatur \bar{T}_a aus MODIS LST wird zuerst bei guter Datenlage, d. h. einer großen Anzahl an Bodenstationen, in der Schweiz validiert. Im späteren wird diese Methode auf eine datenarme Gebirgsregion übertragen (Abschnitt 3.4). Nach der Beschreibung des Untersuchungsgebiets wird zunächst ein allgemeines Verfahren zur Rekonstruktion nach Kahl (2016) vorgestellt. Dieses wird in einem zweiten Schritt für Gebiete mit saisonaler Schneebedeckung um den Schneebedeckungsgrad als Einflussgröße auf die LST nach Bogacki und Kahl (2016) erweitert. Die Erweiterung bezieht die Tatsache ein, dass die LST oberhalb von schneebedeckten Flächen gegenüber vergleichbaren Pixeln ohne Schnee in derselben Höhenlage die Temperatur unterschätzt.

3.1.3.1 Beschreibung des Untersuchungsgebiets

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich über 170 km in der Breite und 300 km in der Länge. Die Gesamtfläche von 51.000 km² liegt in den Grenzen der Koordinaten nördliche Breite: 47°35'N, südliche Breite: 46°00'N, westliche Länge: 6°20'E und östliche Länge: 10°20'E (Abb. 3-9). Der tiefste Punkt des Gebietes befindet sich am Lago Maggiore und liegt unterhalb von 190 m ü. NN. Der höchste Punkt ist in den Walliser Alpen bei 4.545 m ü. NN. Die mittlere hypsometrische Höhe im Untersuchungsgebiet beträgt 1.100 m ü. NN. Der südöstliche Teil ist durch das Relief der Alpen geprägt. Im nordwestlichen Bereich erstrecken sich das Schweizer Flachland und der Jura. Die Durchschnittstemperaturen für das nördliche Flachland liegen im Januar bei rd. 1 °C und im Juli bei rd. 17 °C. In den höheren Gebieten bei rd. 1.500 m ü. NN ist die Durchschnittstemperatur im Januar bei rd. - 5 °C und im Juli bei rd. 11 °C. Die Niederschlagshöhe variiert zwischen 2.000 mm/a im Süden und regionalen Werten von 500 mm/a bis 600 mm/a im Wallis. Die Niederschlagshöhe im nördlichen Flachland beträgt zwischen 1.000 mm/a und 1.500 mm/a (Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie MeteoSchweiz 2014).

Im Untersuchungsgebiet liegen insgesamt für 62 Wetterstationen (Abb. 3-9) kontinuierliche Datenreihen im Zeitraum von 2000 bis 2015 vor. Die Temperaturdaten der Wetterstationen werden über die Datenbank der „US National Oceanic and Atmospheric Administration—(NOAA) dem „Global Surface Summary of the Day—(GSOD) (NOAA 2016) über den ftp-Server <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data> bezogen. Die Abb. 3-10 stellt zum einen die Verteilung der Geländehöhe gegenüber der Fläche des Untersuchungsgebiets und zum anderen die Verteilung der Wetterstationen über die Geländehöhe dar. Hieran kann man bereits für die gut beobachtete Region Schweiz eine Tendenz zu einer geringeren Messnetzdichte in den oberen Höhenlagen erkennen. Auf eine Fläche von rd. 8.200 km² bis zu einer Geländehöhe von 500 m ü. NN liegen insgesamt 19 Wetterstationen. Im Gegensatz dazu liegen oberhalb von 2.000 m ü. NN bei einer Fläche von rd. 11.000 km² nur 7 Wetterstationen.

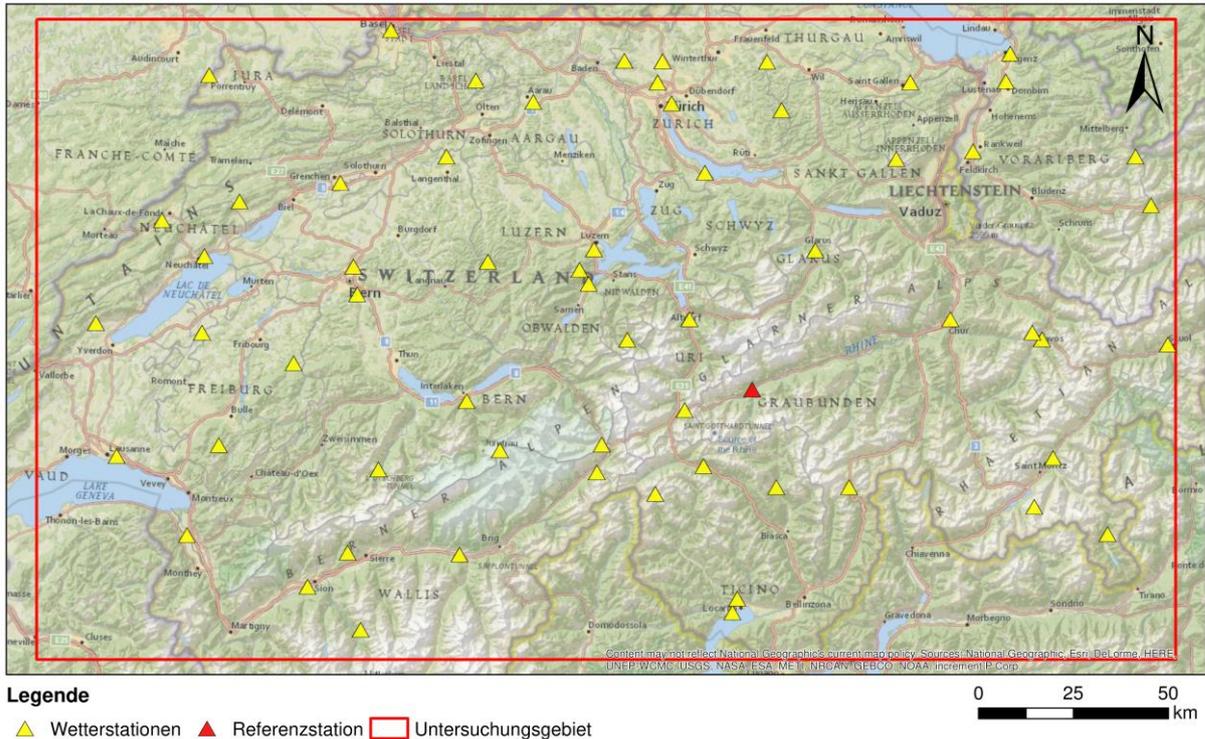


Abb. 3-9: Untersuchungsgebiet mit Wetterstationen (Quelle: ESRI National Geographic World Map, modifiziert)

Als digitales Höhenmodell wurden Daten der „Shuttle Radar Topography Mission—(SRTM) genutzt (USGS 2015). Diese stehen global kostenlos durch das USGS unter der URL e4ftl01.cr.usgs.gov/SRTM nahezu weltweit mit einer Auflösung von rd. 30 x 30 m zur Verfügung. Für die im späteren beschriebenen Rekonstruktionsverfahren wurden diese in die Auflösungen 500 x 500 m und 1.000 x 1.000 m aggregiert.

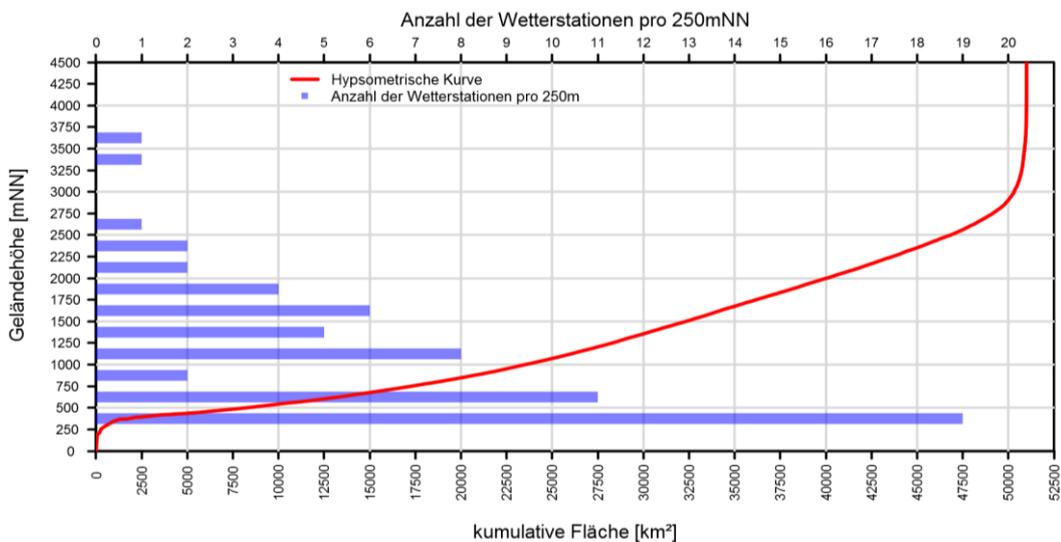


Abb. 3-10: Hypsometrische Kurve und Verteilung der Wetterstation im Untersuchungsgebiet

3.1.3.2 Rekonstruktion der \bar{T}_a aus MODIS LST

Der ursprüngliche Ausgangspunkt zur Entwicklung der Methode zur Ermittlung von \bar{T}_a aus rekonstruierten MODIS LST ist die im Abschnitt 3.1.2.1 skizzierte Methode nach Neteler (2011). Dementsprechend wird im Weiteren immer wieder Bezug auf dieses Verfahren genommen.

Der in der Abb. 3-11 dargestellte Workflow der Methode zur **Rekonstruktion** von **räumlich** verteilten Tagesmitteltemperaturen aus MODIS **LST** unter zur Hilfenahme einer **Referenzstation** (RrTLSTR) stellt einen Überblick der im Weiteren detaillierter beschriebenen Methode dar. Nach dem Download, Projektion und der Filterung anhand der Qualitätsmerkmale (Abb. 3-11, Zeile 1), welches der Prozedur von Neteler (2011) entspricht, werden neue zusätzliche Filter angewandt um weitere kontaminierte Pixel zu eliminieren (Abb. 3-11, Zeile 2). Im Anschluss erfolgt die Rekonstruktion der Karten in Abhängigkeit der Anzahl der validen Pixel (Abb. 3-11, Zeile 3 10 % valide Pixel und Zeile 4 < 10 % valide Pixel).

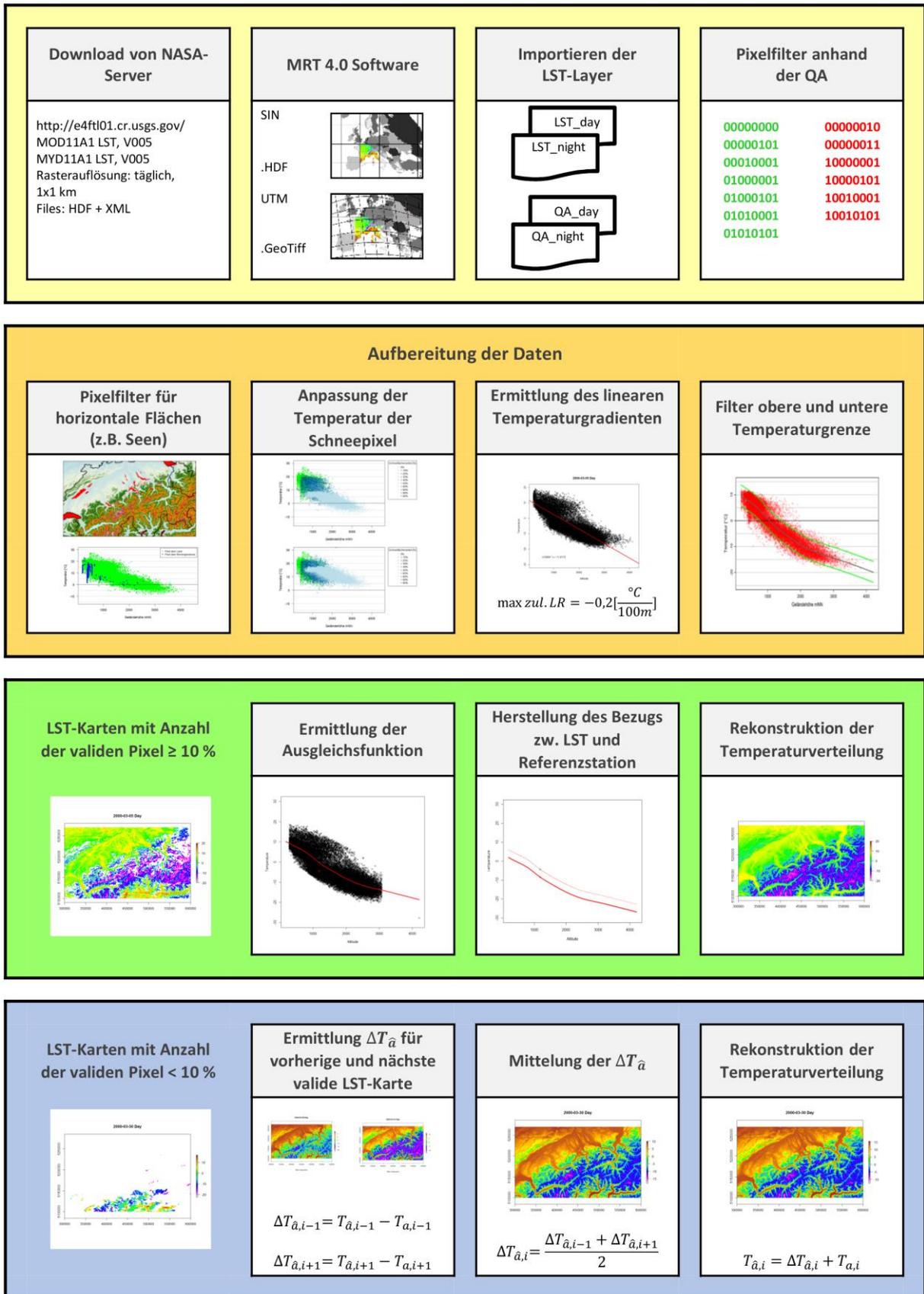


Abb. 3-11: Workflow zur Ermittlung der Temperaturverteilung aus MODIS LST (RrTLSTR)

Vorbereitung der Daten

Die Verarbeitung der Daten erfolgt mittels Skripten in der Programmiersprache R (R Core Team 2015). Das Untersuchungsgebiet liegt in der Kachel h18v04 (Abb. 3-2). Die für die Rekonstruktion verwendeten Daten MOD11A1 und MYD11A1 der Version 5 werden zunächst als täglicher HDF-File vom Server der USGS heruntergeladen. Einen Überblick der zum Download zur Verfügung stehenden Datensätze pro Jahr für den Untersuchungszeitraum von 2000 bis 2015 liefert die Abb. 3-12. Die Gründe für fehlende Datensätze sind unbekannt, diese werden im Weiteren als Karten mit einer Bewölkung von 100 % angenommen.

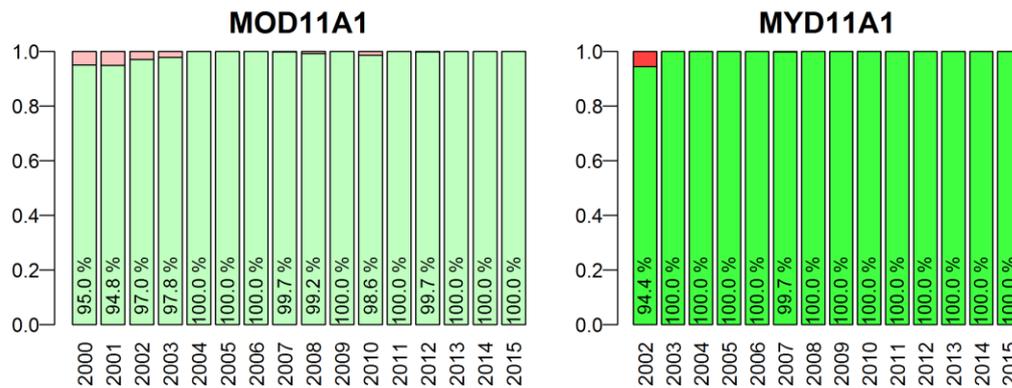


Abb. 3-12: Anzahl der zum Download verfügbaren Kacheln h18v04 MOD11A1/MYD11A1 (grün: verfügbare Datensätze; rot: fehlende Datensätze)

Für die Rekonstruktion der täglichen Temperaturkarten werden die Layer mit der Bezeichnung „LST_Day_1km—(LST Aufnahme am Tag), „QC_Day—(Qualitätsmerkmale Tag), „LST_Night_1km—(LST Aufnahme in der Nacht) und „QC_Night—(Qualitätsmerkmale Nacht) verwendet. Zum Entpacken, Projizieren und Zuschneiden auf das Untersuchungsgebiet wird das „MODIS Reprojection Tool v.4.1—(P DAAC 2011), kurz MRT, verwendet. Als Resampling-Methode wird die Methode "nächster Nachbar" angewandt, da es sich bei den Layern „QC_Day—und „QC_Night—um kategoriale Daten handelt. Die Projektion erfolgt von der Sinusoidal-Projektion in das Koordinatensystem WGS84 UTM Zone 32N.

Filterung anhand der Qualitätsmerkmale

Die LST-Karten werden jeweils für Tag und Nacht getrennt anhand ihrer Qualitätsmerkmale gefiltert. Pixel mit den Qualitätsmerkmalen „LST not produced due to cloud effects“, „LST not produced primarily due to reasons other than clouds“, „Average LST error ≤ 3 K“ und „Average LST error > 3 K“ werden herausgefiltert. Im selben Schritt erfolgt die Umrechnung der Temperatur von Kelvin in Grad Celsius. Neteler (2011) filtert zusätzlich noch Pixel mit dem Qualitätsmerkmal „average emissivity error $> 0,04$ —heraus, dieses Merkmal tritt jedoch nicht ohne die bereits zur Filterung verwendeten Kriterien auf und wird somit indirekt ebenfalls herausgefiltert. Nach der Filterung ergibt sich über den gesamten Untersuchungszeitraum von 2000 bis 2015 eine mittlere Gebietsabdeckung von 40,0 % (MOD11A1) bzw. 40,8 % (MYD11A1) für die Aufnahmen am Tag und 40,1 % (MOD11A1)

bzw. 40,9 % (MYD11A1) für die Aufnahmen in der Nacht. Die Anzahl der validen Pixel ist im Sommer höher als in den Wintermonaten (Abb. 3-13).

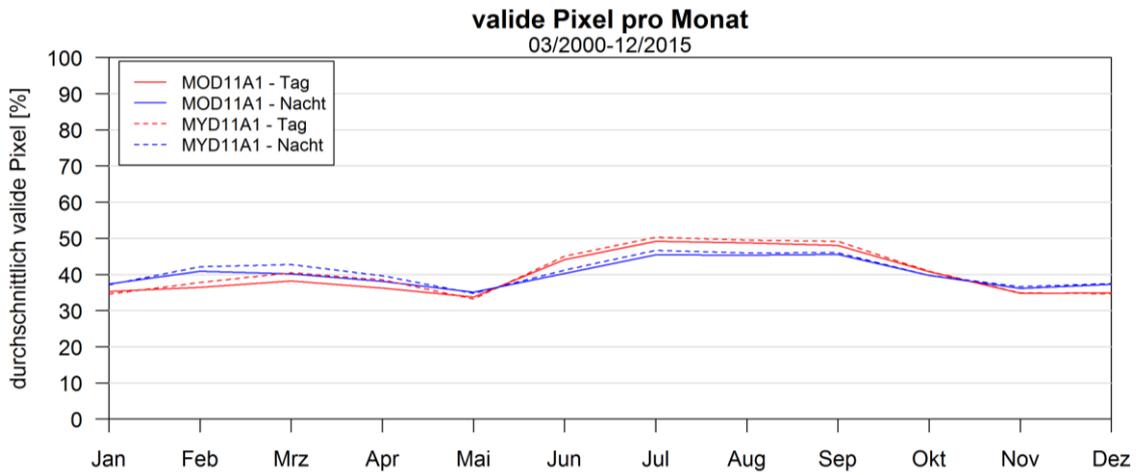
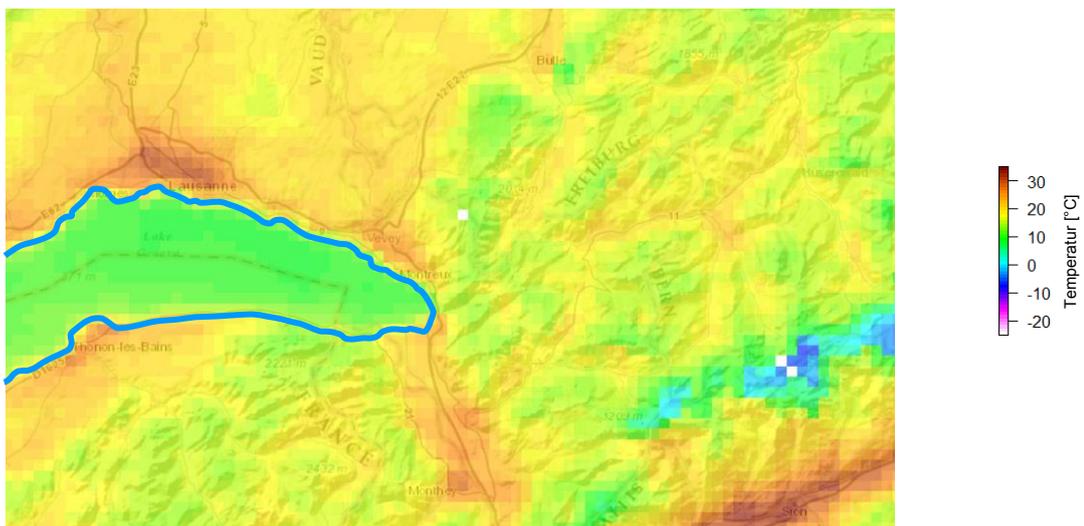


Abb. 3-13: durchschnittlich gültige Pixel pro Monat MOD11A1/MYD11A1

Gewässermaske



2010-06-23 - Tag

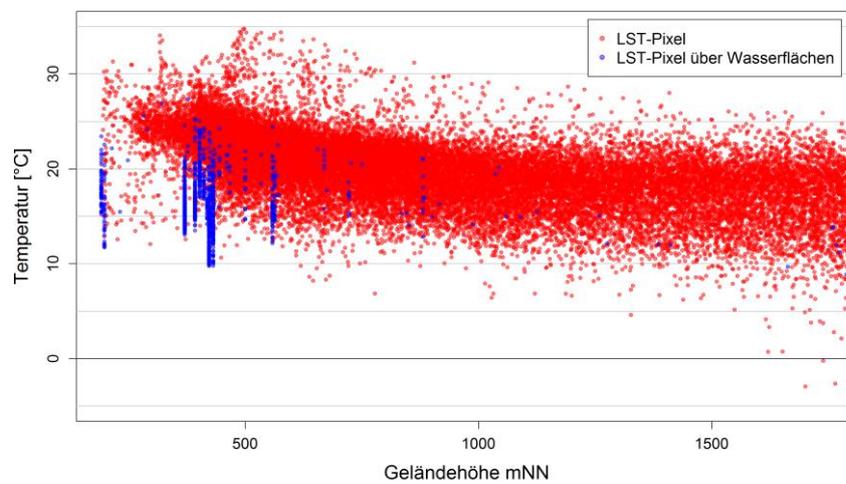


Abb. 3-14: MODIS LST des Genfer Sees am 23.06.2010 für die Aufnahme am Tag

In den Untersuchungen von Neteler (2011) und Crosson et al. (2012) wurde festgestellt, dass die LST über großen Wasserflächen im Sommer kälter und im Winter wärmer ist, jedoch wird dieses Erkenntnis nicht zum Filtern der Daten verwendet. Eigene Untersuchungen bestätigen diese Tatsache. Die Abb. 3-14 zeigt exemplarisch die original MODIS LST für den Genfer See am 23.06.2010 für die Aufnahme am Tag (links dunkelblaue Umrandung). Die LST des Sees ist um rd. 10 °C kälter als die vergleichbaren Pixel direkt am Ufer. Das Streudiagramm der Temperatur in °C gegen die Geländehöhe in m ü. NN in Abb. 3-14 zeigt in blau dargestellt die LST über der Wasserfläche und in rot die LST über Land. Die LST über Wasserflächen weisen klar einen anderen Bezug zu Geländehöhe auf. Diese Pixel werden unter zur Hilfenahme der MODIS Gewässermaske mit der Produktbezeichnung MOD44w herausgefiltert, um eine negative Beeinflussung bei der späteren Rekonstruktion der LST-Karte auszuschließen.

Filter für un plausible Temperaturgradienten

Ein weiterer Filter dient der Selektion von LST-Karten mit unplausiblen Temperaturgradienten. Dieses Phänomen tritt zum einen bei ungünstiger Verteilung der gültigen Pixel im Untersuchungsgebiet auf, zum anderen kann eine Inversionswetterlage die Ursache sein. Neteler (2011) ermittelt pro 16-tägige Periode eine obere und untere Grenze des Temperaturgradienten und löscht Karten mit Gradienten außerhalb dieser Grenzen. Dies kann dazu führen, dass Karten mit realistischen Temperaturgradienten bei einem Wetterumschwung zu Beginn bzw. Ende der Periode gelöscht werden, da der Gradient zu sehr von den übrigen in der 16-tägigen Periode ermittelten Gradienten abweicht. Studien von Rolland (2003) und Kattel et al. (2013) zum Temperaturgradienten der Luft zeigen, dass der Gradient der mittleren Monatstemperaturen für die minimale, maximale und mittlere Tagestemperatur zwischen - 4 °C bis - 8 °C/km liegen. Die aus den LST-Karten abgeleiteten Temperaturgradienten sind allerdings tägliche Temperaturgradienten und sind somit nicht direkt mit dem Gradienten der mittleren Monatstemperaturen vergleichbar.

Zur Rekonstruktion der LST-Karten wird ein maximaler täglicher Gradient für die Landoberflächentemperatur von - 2 °C/km zugelassen. In der Abb. 3-15 ist ein Box-Whisker-Plot der täglichen Temperaturgradienten für alle LST-Karten getrennt nach Tag/Nacht und Terra/Aqua dargestellt. Die rot eingezeichnete Linie entspricht dem maximal zugelassen Temperaturgradient. Ein zu flacher Temperaturgradient ($> - 2 \text{ °C/km}$) kann zum einen durch eine Inversionswetterlage im Untersuchungsgebiet verursacht sein. Jedoch sind diese Temperaturgradienten größtenteils auf eine ungünstige Verteilung der validen Pixel im Untersuchungsgebiet zurückzuführen.

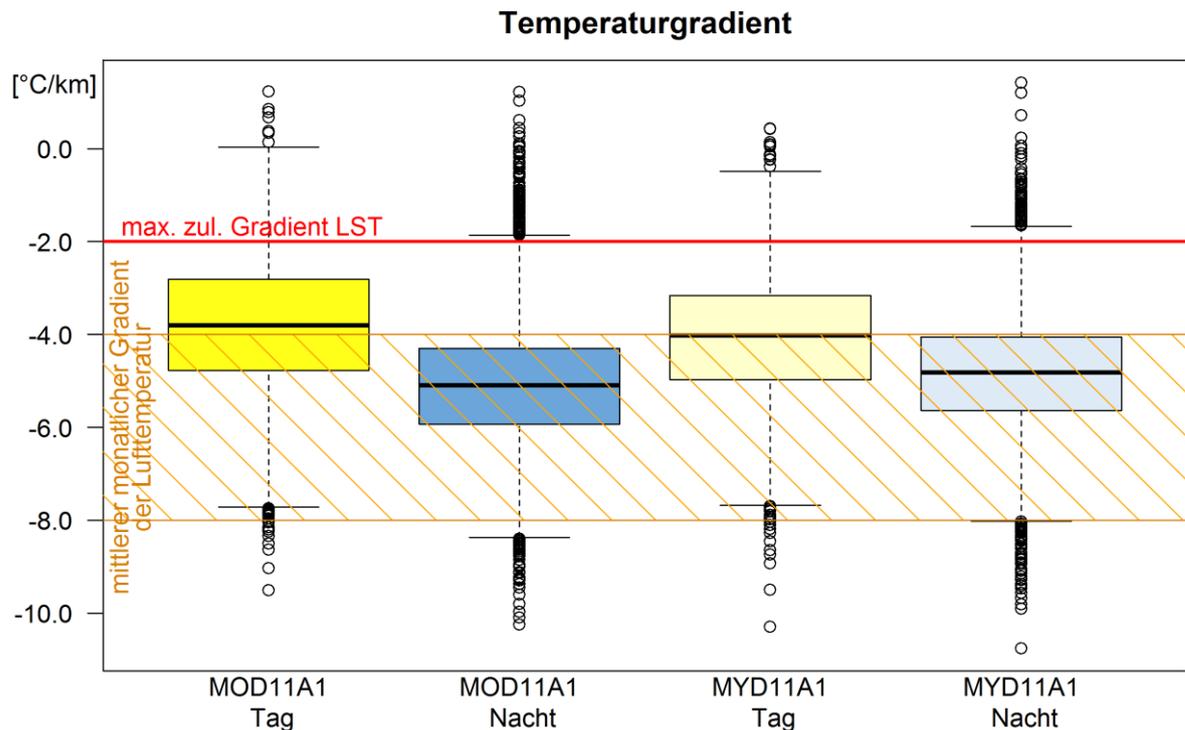


Abb. 3-15: Auswertung des Temperaturgradienten von MOD11A1 und MYD11A1. Bei den Box-Whisker-Plots entspricht die Box dem Bereich vom 25 % Quantil bis zum 75 % Quantil, der Median wird als durchgezogener Strich dargestellt und die Antennen (Whisker) gehen bis zum minimalen bzw. maximalen Wert, sofern dieser nicht mehr als das 1,5-fache des Interquartilsabstandes vom Median abweichen. Datenpunkte, die außerhalb dieses Bereiches liegen, gelten als Ausreißer und werden als Punkte dargestellt.

In der Abb. 3-16 ist beispielhaft für einen Temperaturgradienten von $-1,03\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ bei 17 % validen Pixeln die LST dargestellt. Das linke Bild zeigt die räumliche Verteilung der gültigen Pixel im Untersuchungsgebiet. In der rechten Abbildung ist die LST gegen die Geländehöhe (incl. Temperaturgradient) aufgetragen. Die beiden Abbildungen verdeutlichen zum einen, dass die gültigen Pixel nicht gleichmäßig über das gesamte Gebiet verteilt und zum anderen, dass nur eine geringe Anzahl an gültigen Pixel in den oberen Höhenbereich verfügbar sind. Demzufolge kann ein Temperaturgradient nicht die räumliche Verteilung der Temperatur für das gesamte Gebiet wiedergeben.

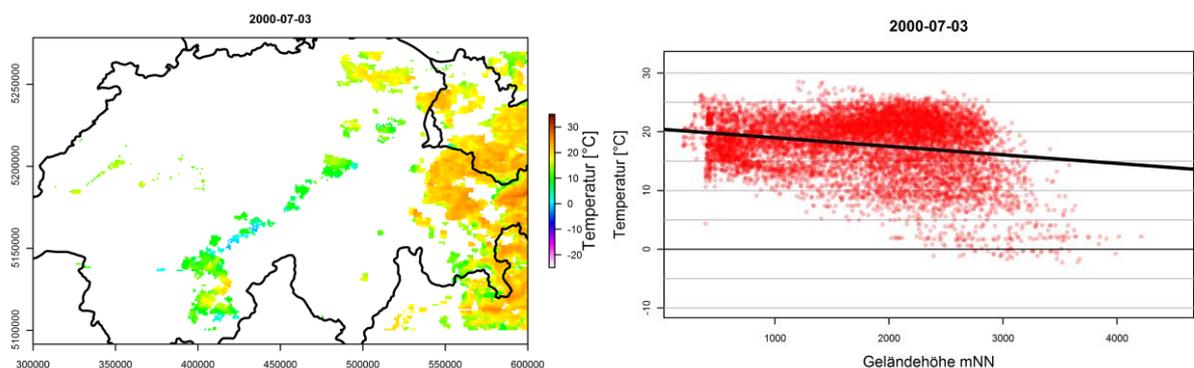


Abb. 3-16: Beispiel Filter für unplausiblen Temperaturgradient für den 23.07.2000 (Tag)

Filter 5 % und 95 % Quantil der Residuen

Das Hauptproblem zur korrekten Rekonstruktion der Temperaturkarten ist die Erkennung aller konterminierter Pixel. Um das Vorhandensein weiterer Kontaminationen ausschließen zu können, wird zunächst die LST gegen die Geländehöhe aufgetragen und ein kubischer Spline als Ausgleichsfunktion berechnet. Hierzu wurde die Funktion „smooth.spline—des R-Paktes „stats—(R Core Team 2015) verwendet. Der angewendete Spline lässt im Gegensatz zu der von Neteler (2011) genutzten Ausgleichsgraden unterschiedliche Steigungswinkel über die Geländehöhe zu. Der Temperaturgradient im Untersuchungsgebiet flacht zumeist im unteren und oberen Höhenbereich ab, während sich im mittleren Bereich ein steilerer Gradient ausbildet. In der Abb. 3-17 sind die Ausgleichsfunktion (grau) und die 5 % und 95 % Quantile der Residuen (grün) dargestellt. Das ebenfalls abgebildete Histogramm gibt Aufschluss über die Verteilung der Residuen. Alle Punkte außerhalb des Bereiches zwischen des 5 % und 95 % Quantils der Residuen werden bei der Rekonstruktion der Temperaturkarten nicht berücksichtigt. Neteler (2011) verwendet das 25 % Quantil und das 75 % Quantil der Residuen der Ausgleichsgraden zur Ermittlung von Grenzgradienten. Das Verwenden von Graden als Grenzgradienten führt jedoch im Untersuchungsgebiet dazu, dass bedingt durch den S-förmigen Verlauf der Temperaturverteilung im unteren und oberen Höhenbereich ungewollt valide Pixel gefiltert werden.

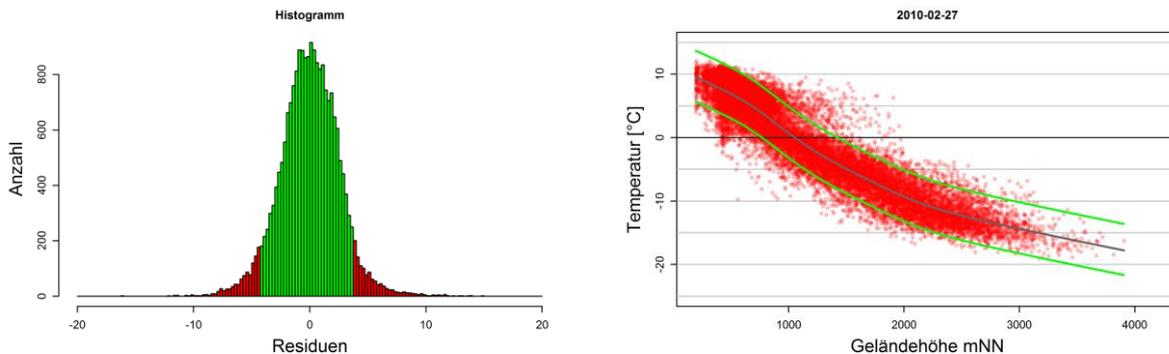


Abb. 3-17: Histogrammfilter am Beispiel vom 27.02.2010

Workflow zur Rekonstruktion fehlender Daten und Anpassung an die Lufttemperatur

Der Workflow ist in der vorangegangenen Abb. 3-11 (Seite 37, Zeile 3 & 4) dargestellt. Zur Rekonstruktion der täglichen Temperaturkarten wird zwischen Karten mit mehr als 10 % validen Pixeln und weniger als 10 % validen Pixeln nach der Filterung unterschieden. Dies geschieht analog der Methode nach Neteler (2011).

Für den Untersuchungszeitraum von 2000 bis 2015 weisen nach der Filterung 73,9 % (MOD11A1) bzw. 74,8 % (MYD11A1) der Karten für die Aufnahmen am Tag mehr als 10 % valide Pixel und für die Aufnahmen in der Nacht 80,5 % bzw. 81,4 % der Karten dieses Kriterium auf (Abb. 3-18).

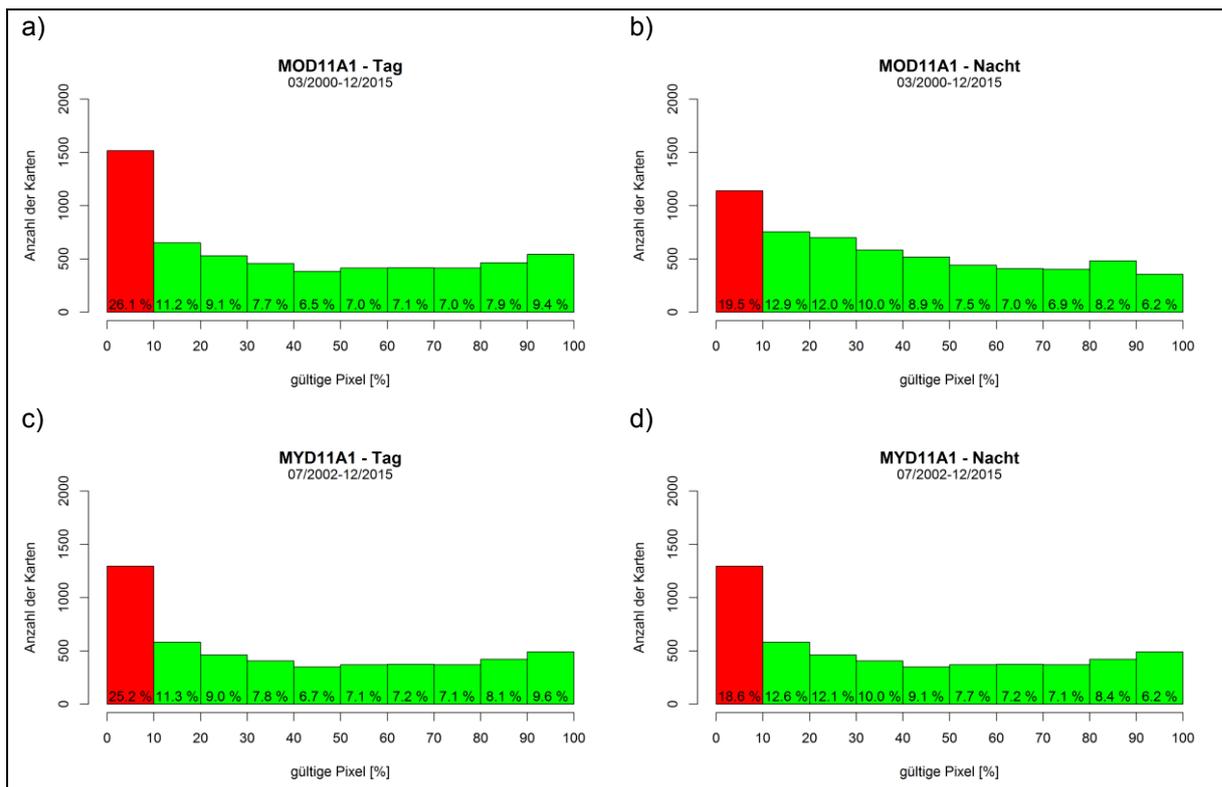


Abb. 3-18: Anzahl der Karten in Abhängigkeit der gültigen Pixel, Schweiz a) MOD11A1 Tag, b) MOD11A1 Nacht, c) MYD11A1 Tag, d) MYD11A1 Nacht

Elementarer Hintergrund zur Rekonstruktion der \bar{T}_a

Die bisher in der Literatur veröffentlichten Methoden zur Rekonstruktion von täglichen MODIS LST stellen bisher keinen direkten Bezug zwischen der vom Satelliten gemessenen LST und der i. d. R. auf 2 m über Geländehöhe bezogenen Lufttemperatur her. Demzufolge ist eine weitere Herausforderung an die Rekonstruktionsmethode für MODIS LST, neben dem Füllen der räumlichen Datenlücken, eine Relation zwischen der LST und der Lufttemperatur herzustellen. Hierbei wird der Sachverhalt, dass die Oberflächentemperatur gut mit der Lufttemperatur korreliert, genutzt. Aus diesem Grund wird für die Rekonstruktionsmethode die Annahme getroffen, dass die Steigung des Gradienten der LST der Steigung des Gradienten der Lufttemperatur entspricht. Der Unterschied zwischen der LST und der Lufttemperatur besteht somit nur in einer täglich differierenden Temperaturdifferenz zwischen den beiden Temperaturgradienten. Dementsprechend lässt sich die Relation zwischen der LST und der Lufttemperatur über eine Bodenstation, im Weiteren mit Referenzstation bezeichnet, herstellen. Durch diesen Ansatz lässt sich die Rekonstruktionsmethode problemlos in Gebieten mit nur spärlich vorhanden meteorologischen Messdaten von Bodenstationen übertragen.

Als Referenzstation wurde die Wetterstation Disentis-Sedrun gewählt, da sie zentral im Untersuchungsgebiet und auf einer Höhe von 1.180 m ü. NN liegt, was ungefähr der mittleren hypsometrischen Höhe entspricht.

Rekonstruktion von Karten $\geq 10\%$ validen Pixeln

Die Rekonstruktion der Karten mit mehr als 10 % validen Pixeln erfolgt mittels kubischem Spline. Der ermittelte Temperaturgradient wird zur Anpassung der LST an die Lufttemperatur an der Höhenkoordinate der Referenzstation auf die gemessene Lufttemperatur verschoben (Abb. 3-19).

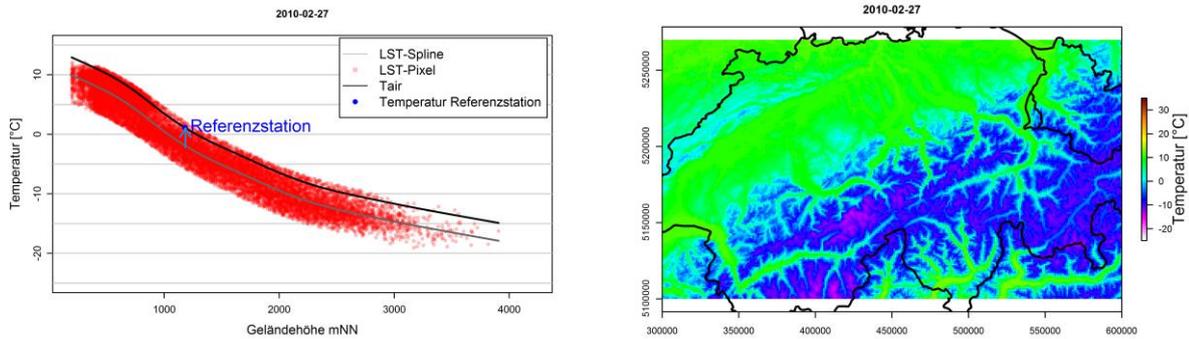


Abb. 3-19: an die Temperatur der Referenzstation angepasster Gradient (links: Temperaturspline auf die Temperatur der Referenzstation verschoben; rechts: rekonstruierte tägliche Temperaturkarte)

Rekonstruktion von Karten $< 10\%$ validen Pixeln

Nachdem zunächst alle Karten mit mehr als 10 % validen Pixeln rekonstruiert wurden, werden im Anschluss die fehlenden Karten rekonstruiert. Für Karten mit weniger als 10 % validen Pixeln erfolgt eine zeitliche Interpolation der Karten. Es wird für die zeitlich zuletzt rekonstruierte Karte und die nächste gültige rekonstruierte Karte die Abweichung beider Karten zur Referenzstation berechnet und diese im Anschluss gemittelt. Zur Erzeugung der rekonstruierten Lufttemperatur wird der Temperaturwert an der Höhenkoordinate der Referenzstation auf das Temperaturniveau der Referenzstation verschoben. Hierdurch wird die Differenz zwischen dem rekonstruierten mittleren Temperaturgradienten, der zugrunde gelegten beiden gültigen Karten, und der am jeweiligen Tag gemessenen Lufttemperatur ausgeglichen.

Ermittlung der Tagesmitteltemperatur

Die oben beschriebene Verfahrensweise erfolgt sowohl für die LST-Karte für den Tag als auch für die LST-Karte der Nacht. Zur Berechnung der Karte der \bar{T}_a werden die täglichen rekonstruierten Karten der Lufttemperatur für Tag und Nacht gemittelt und die Temperatur an die Tagesmitteltemperatur der Referenzstation angepasst. Die Anpassung erfolgt mittels Verschiebung des ermittelten Temperaturgradienten an die Höhenkoordinate und mittlere Lufttemperatur der Referenzstation.

Die Abb. 3-20 zeigt für den 04.04.2005 die einzelnen Zwischenprodukte bei der Rekonstruktion der Temperaturverteilung. Beginnend mit den beiden Karten für Tag (Abb. 3-20a) bzw. Nacht (Abb. 3-20b) über die Rekonstruktion der Tageshöchst- und Tagestiefsttemperatur Karten (Abb. 3-20c und d) und der Karte für die \bar{T}_a (Abb. 3-20e). Die Abb. 3-20f zeigt den tagesaktuellen Temperaturgradient im Vergleich zu den Temperaturen der Bodenstationen.

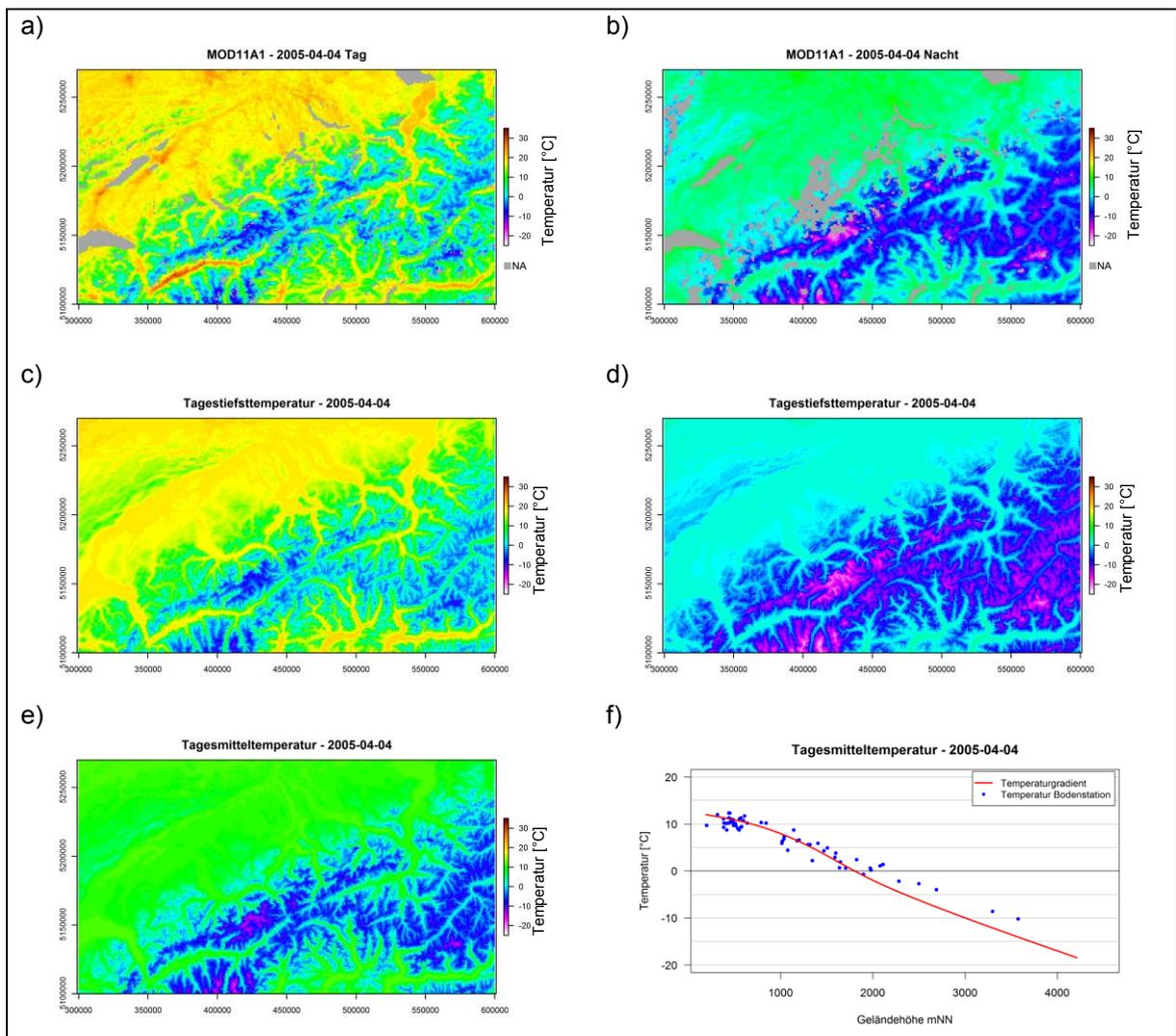


Abb. 3-20: Rekonstruktion der räumlichen Temperaturverteilung an MODIS-Daten für den 04.04.2005
a) gefilterte Karte (Tag); b) gefilterte Karte (Nacht); c) rekonstruierte Tageshöchsttemperatur;
d) rekonstruierte Tagesniedrigsttemperatur; e) rekonstruierte Tagesmitteltemperatur; f) Vergleich
Rekonstruktion mit Bodenstation

3.1.3.3 Erweiterter Ansatz zur Rekonstruktion der MODIS LST

Die unter Abschnitt 3.1.3.2 vorgestellte Methode RrTLSTR wird für Gebiete mit hoher saisonaler Schneebedeckung um den Schneebedeckungsgrad als Einflussgröße auf die LST erweitert. Die Erweiterung bezieht die Tatsache ein, dass die Oberflächentemperatur der Schneepixel i. d. R. kälter als vergleichbare Pixel ohne Schnee ist. Es erfolgt deshalb eine Temperaturanpassung der Schneepixel. Hierzu wird zunächst ein Rekonstruktionsverfahren für die MODIS Karten des Schneebedeckungsgrades vorgestellt.

Rekonstruktion der Schneeflächen

Vorbereitung der Daten

Die Grundlage für die Rekonstruktion der täglichen Karten zum Schneebedeckungsgrad sind die Produkte MOD10A1 vom Satelliten Terra bzw. MYD10A1 vom Satelliten Aqua in der Version 5. Die räumliche Auflösung beider Produkte beträgt 500 x 500 m. Die

Datenvorbereitung, sprich Download, projizieren und zuschneiden auf das Untersuchungsgebiet erfolgt analog zur Aufbereitung der Landoberflächentemperaturen (Abschnitt 3.1.3.2). Die Anzahl der zum Download zur Verfügung stehenden Karten ist der Abb. 3-21 zu entnehmen. Fehlende Karten werden als vollständig bewölkt angenommen. Die zur Rekonstruktion verwendeten Layer tragen die Bezeichnung „Fractional_Snow_Cover— (FSC) und „Snow_Spatial_QA—(Qualitätsmerkmale).

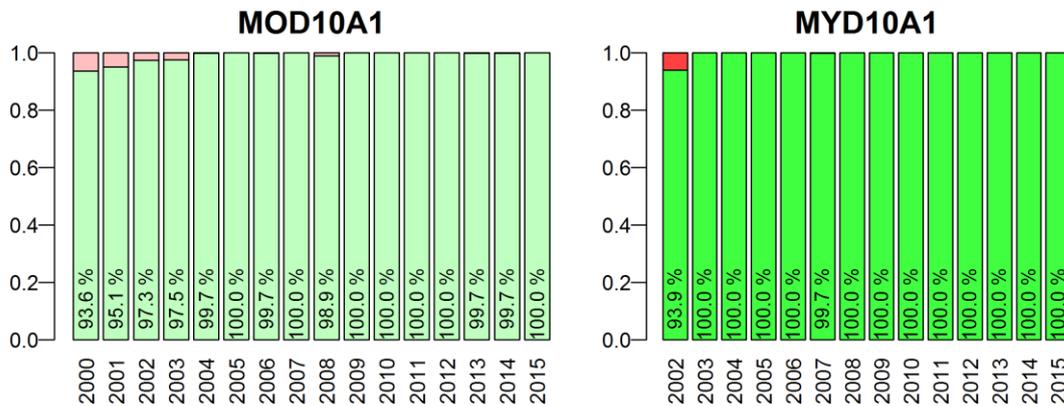


Abb. 3-21: Anzahl der zum Download verfügbaren Kacheln h18v04 MOD10A1/MYD10A1 (grün: verfügbare Datensätze; rot: fehlende Datensätze)

Im ersten Schritt werden alle Pixel deren Qualitätsmerkmal des Layers „Snow_Spatial_QA— nicht das Qualitätsmerkmal 0, für gute Qualität, aufweist im Layer FSC gelöscht. Als nächstes werden die Eingangswerte des Layers FSC wie folgt neuklassifiziert: Die Originalwerte 0 - 100, für den prozentualen Schneeflächenanteil pro Pixel, bleiben erhalten. Den Werten 225 („snow-free land—), 237 („lake or inland water—) und 239 („ocean—) wird der Wert 0 für schneefrei zugewiesen. Alle anderen Werte, 200 („missing data—), 201 („no decision—), 211 („darkness, terminator, or polar night—), 250 („cloud obscured—), 254 („detector saturated—) und 255 („fill—) werden gelöscht. Angelehnt an die im Abschnitt 3.1.2.2 zur Rekonstruktion von SCD beschriebenen Verfahren werden zunächst mittlere tägliche Karten aus den Datensätzen MOD10A1 und MYD10A1 berechnet. Die Datenlücken werden Pixelweise linear über die Zeit interpoliert (Abb. 3-22).

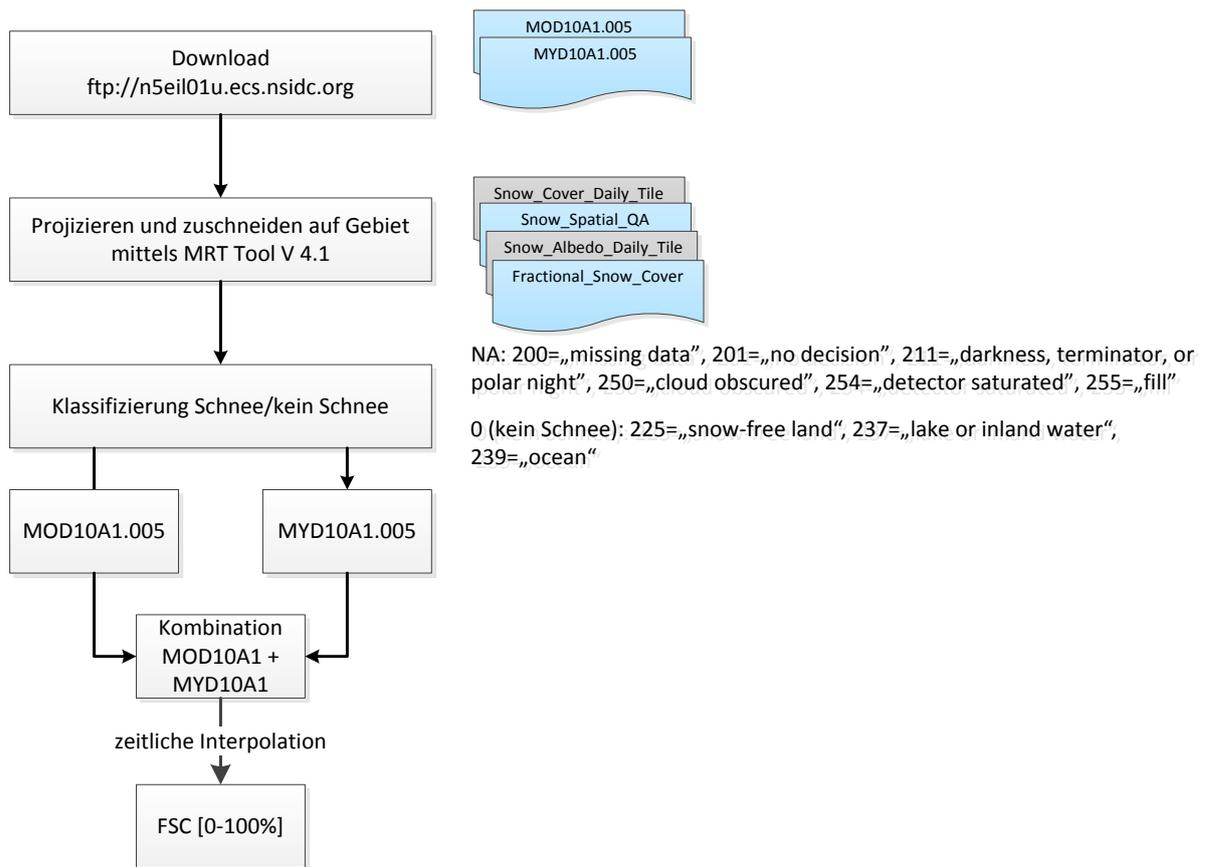


Abb. 3-22: Workflow zur Rekonstruktion von MOD10A1/MYD10A1

Die durchschnittliche Wolkenbedeckung im Untersuchungsgebiet liegt bei 61,9 % für das Produkt MOD10A1 und 64,6 % für MYD10A1. Die Kombination aus den beiden Datensätzen weist eine durchschnittliche tägliche Datenabdeckung von 45,0 % auf. In den Wintermonaten ist die Anzahl der validen Pixel am niedrigsten und in den Sommermonaten am höchsten (Abb. 3-23).

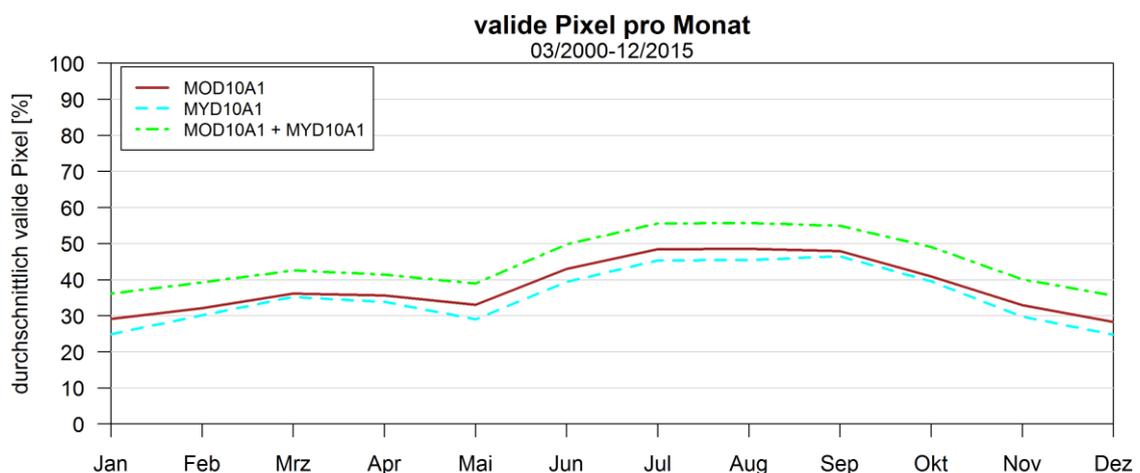


Abb. 3-23: durchschnittlich gültige Pixel pro Monat MOD10A1/MYD10A1

Die Abb. 3-24 zeigt exemplarisch für einen Tag im Frühjahr die Rekonstruktion der FSC auf. Das Produkt MOD10A1 vom 31.03.2004 weist eine Datenabdeckung von 58,8 % (Abb.

3-24a) und MYD10A1 von 47,2 % (Abb. 3-24b) auf. Die Kombination aus beiden Datensätzen (Abb. 3-24c) deckt das Gebiet zu 65,7 % ab. Für die grau dargestellten Flächen liegen keine Information zum Schneebedeckungsgrad vor. Die grünen Flächen stellen Flächen ohne Schnee dar. Der Farbverlauf von blau nach weiß gibt den unterschiedlichen Schneebedeckungsgrad von 1 bis 100 % wieder. Die räumliche Auflösung der vollständig rekonstruierten Karte (Abb. 3-24d) entspricht der Auflösung des Ausgangsproduktes von 500 x 500 m.

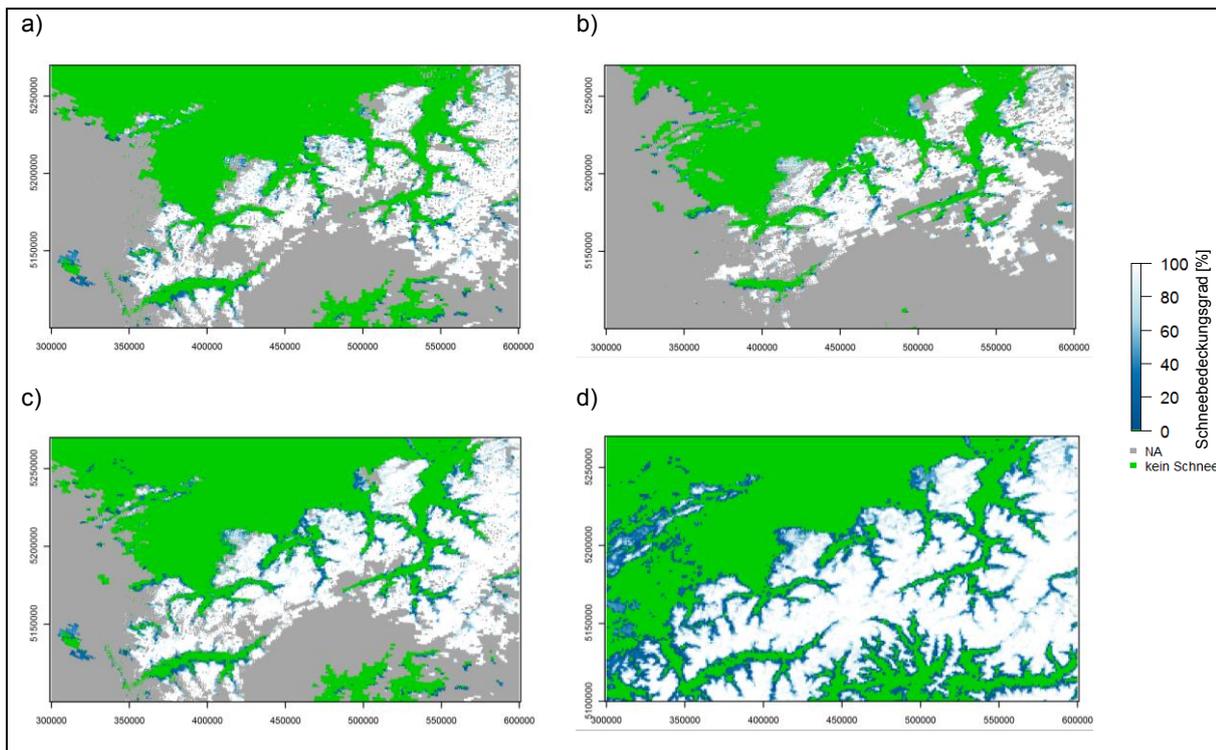


Abb. 3-24: Rekonstruktion FSC für den 31.03.2004 a) MOD10A1; b) MYD10A1; c) Kombination MOD10A1 + MYD10A1; d) rekonstruierte Karte

Beispielhaft für das vorgestellte Verfahren zeigt die Abb. 3-25 die Rekonstruktion der Karte für einen Herbsttag auf. Die Datenabdeckung von MOD10A1 vom 27.11.2006 ist 58,2 % (Abb. 3-25a) und von MYD10A1 ist 37,5 % (Abb. 3-25b). Die gemeinsame Karte besitzt eine Abdeckung von 70,3 % (Abb. 3-25c). Die vollständig rekonstruierte Karte ist in der Abb. 3-25d dargestellt.

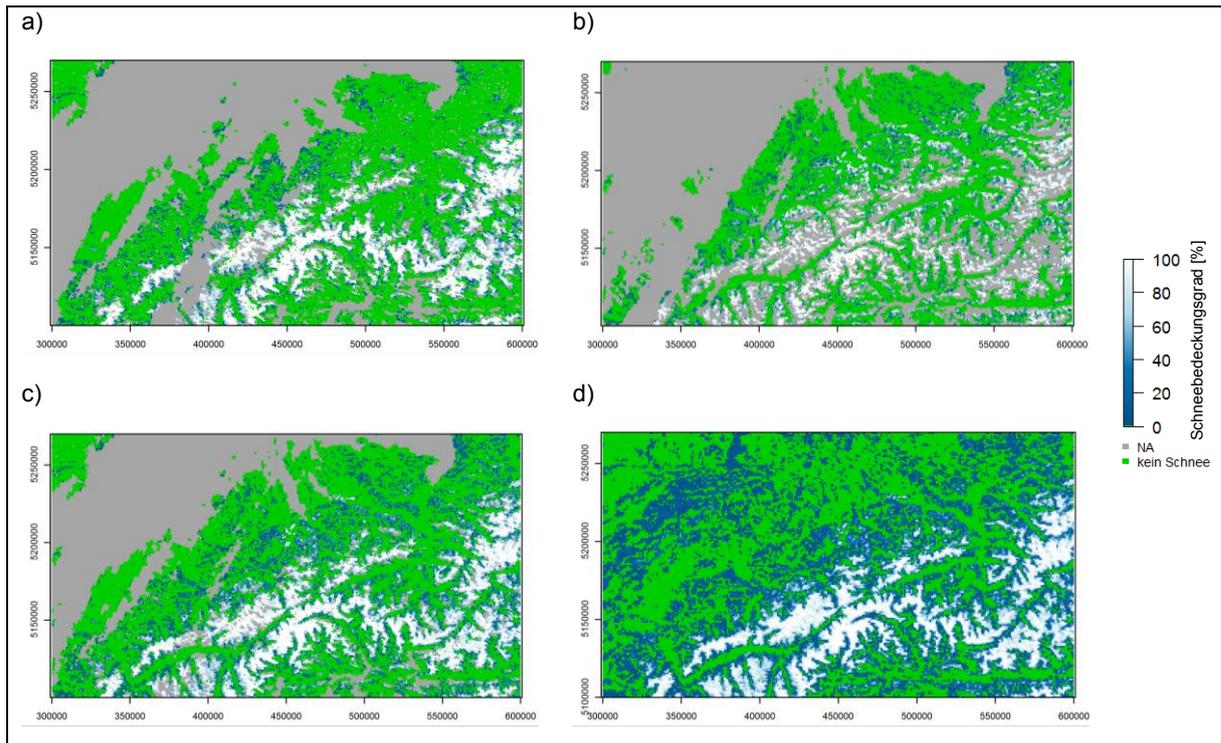


Abb. 3-25: Rekonstruktion FSC für den 27.11.2006 a) MOD10A1; b) MYD10A1; c) Kombination MOD10A1 + MYD10A1; d) rekonstruierte Karte

Für die Rekonstruktion der LST-Karten werden die rekonstruierten FSC-Karten in die Auflösung von 1.000 x 1.000 m, identischer der Auflösung von MOD11A1/MYD11A1, aggregiert.

Rekonstruktion der Tagesmitteltemperaturen

Der in der Abb. 3-26 dargestellte Workflow der Methode zur Rekonstruktion von räumlich verteilten Tagesmitteltemperaturen aus MODIS LST unter zur Hilfenahme einer Referenzstation und des Schneebedeckungsgrades (RrTLSTR-S) ist in der Zeile 2 um die Temperaturkorrektur der schneebedeckten Pixel in Abhängigkeit des Schneebedeckungsgrades gegenüber dem Workflow der Methode RrTLSTR (Abb. 3-11) erweitert. Die Korrektur erfolgt nachdem Filtern der Gewässerpixel und vor der Filterung durch den maximal zulässigen Temperaturgradienten.

3 Meteorologische Eingangsgrößen zur Modellierung der Schneeschmelze

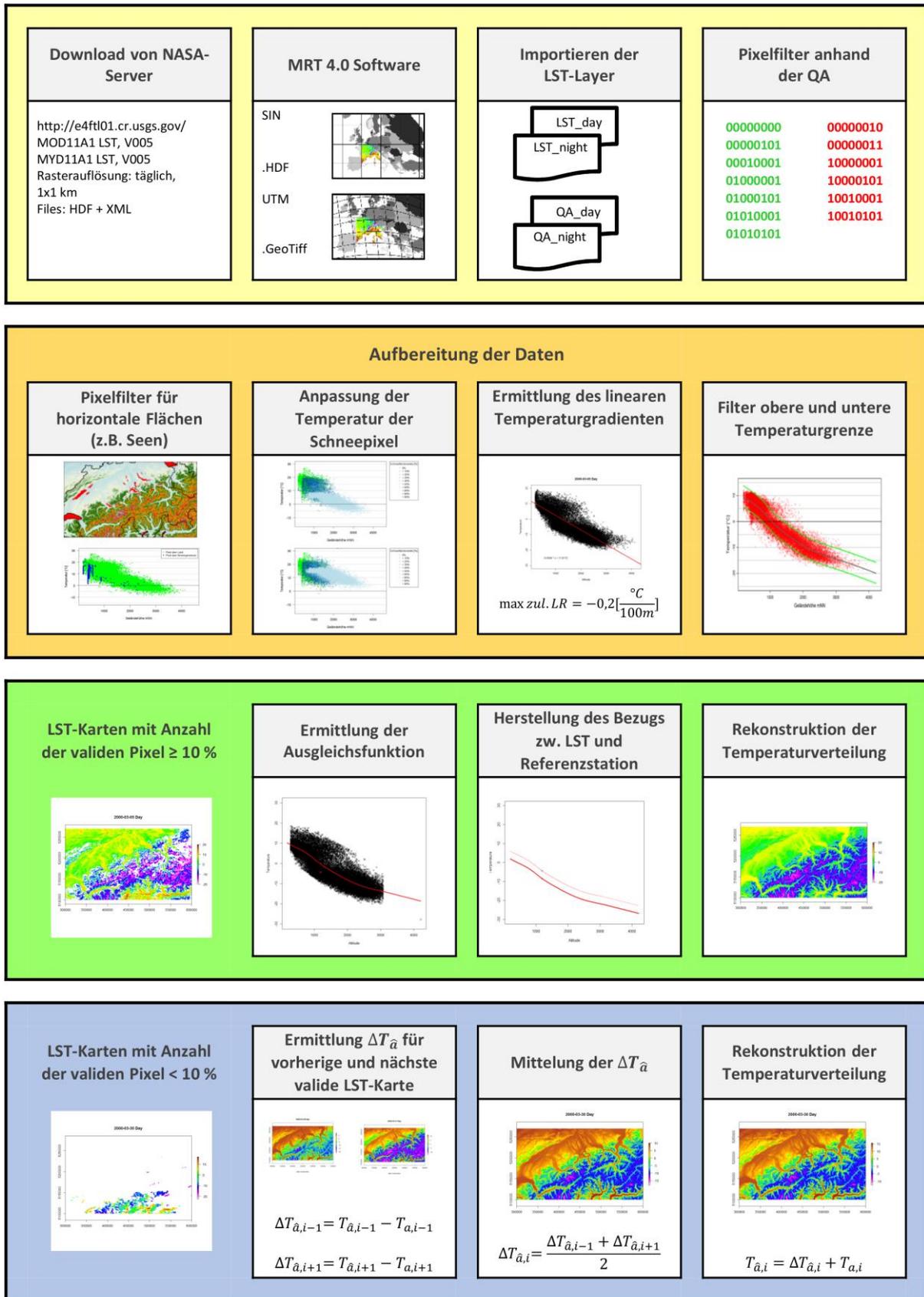


Abb. 3-26: Workflow zur Ermittlung der Temperaturverteilung aus MODIS LST (RrTLSTR-S)

Die Vorbereitung der Daten, die Filterung anhand der Qualitätsmerkmale und der Gewässermaske erfolgt analog der im Abschnitt 3.1.3.2 beschriebenen Verfahrensweise.

Algorithmus zur Anpassung der Temperatur von Schneepixeln

Die Ermittlung der LST aus den MODIS-Sensordaten erfolgt unabhängig vom prozentualen Schneebedeckungsgrad des jeweiligen Pixels. Allerdings haben eigene Untersuchungen gezeigt, dass schneebedeckte Pixel in Abhängigkeit des Schneebedeckungsgrads zumeist eine niedrigere Temperatur als vergleichbare Pixel in gleicher Geländehöhe aufweisen.

Der Algorithmus zur Berechnung der LST aus MODIS-Sensordaten berücksichtigt zwar u. a. das Schneeprodukt MOD10. Jedoch haben Untersuchungen ergeben, dass die MODIS LST schneebedeckter Pixel stärker als die MODIS LST schneefreier Pixel von Bodenstationsmessungen abweichen. McFarland et al. (1990) weisen darauf hin, dass die Bestimmung der LST für Schneeflächen, aufgrund der Physik der passiven Mikrowellensensoren, sehr schwierig, wenn nicht sogar unmöglich erscheint. Dies begründen sie darin, dass kein funktionaler Zusammenhang zwischen der Strahlung von Schnee und der LST existiert. Der MODIS-Sensor arbeitet zwar nicht im passiven Mikrowellenbereich, sondern misst die reflektierte infrarote Strahlung, jedoch weichen schneebedeckte Pixel stärker von den Messwerten der Bodenstationen ab als schneefreie Pixel. Hachem et al. (2012) vergleichen die LST des MODIS-Sensors sowohl mit der an Bodenstationen gemessenen Oberflächentemperatur als auch mit der an Bodenstationen gemessenen Lufttemperatur. Sie stellen fest, dass der Temperaturunterschied zwischen der LST und den Bodenstationsdaten für schneebedeckte Pixel größer ist, als bei schneefreien Pixeln. Pérez Díaz et al. (2015) untersuchen ebenfalls den Zusammenhang zwischen LST und der an Bodenstationen gemessenen Oberflächen- und Lufttemperatur. Sie schlussfolgern, dass zusätzliche Überlegungen benötigt werden, um eine bessere Abschätzung der LST für schneebedeckte Flächen zu erhalten.

Für die Anpassung der Temperatur der Schneepixel wird zunächst eine Auswertung der Temperaturen der Pixel pro Höhenzone vorgenommen. Eine derartige Auswertung der LST hinsichtlich der Temperatur in Abhängigkeit des Schneebedeckungsgrades ist aus der Literatur bisher nicht bekannt. Die Abb. 3-27 zeigt exemplarisch für vier Höhenzonen einen Vergleich der Oberflächentemperatur in Abhängigkeit des Schneebedeckungsgrads. Für den Vergleich sind Karten, welche mindestens 20 % der Fläche in der jeweiligen Höhenzone Schnee bzw. keinen Schnee aufweisen herangezogen worden. Die Höhenzone von 1.000 bis 1.050 m ü. NN weist ein Temperaturgefälle für MOD10A1 am Tag zwischen 0 und 100 % Schneebedeckung von 10,1 °C auf. Das Temperaturgefälle zwischen Pixel mit 0 % bis 100 % Schnee ist in der Nacht geringer. Zusätzlich variiert dieser in Abhängigkeit des Aufnahmezeitpunktes des jeweiligen Datenprodukts, sodass für die Produkte MOD11A1 und MYD11A1 für Tag bzw. Nacht insgesamt vier unterschiedliche Anpassungsfunktionen ermittelt werden.

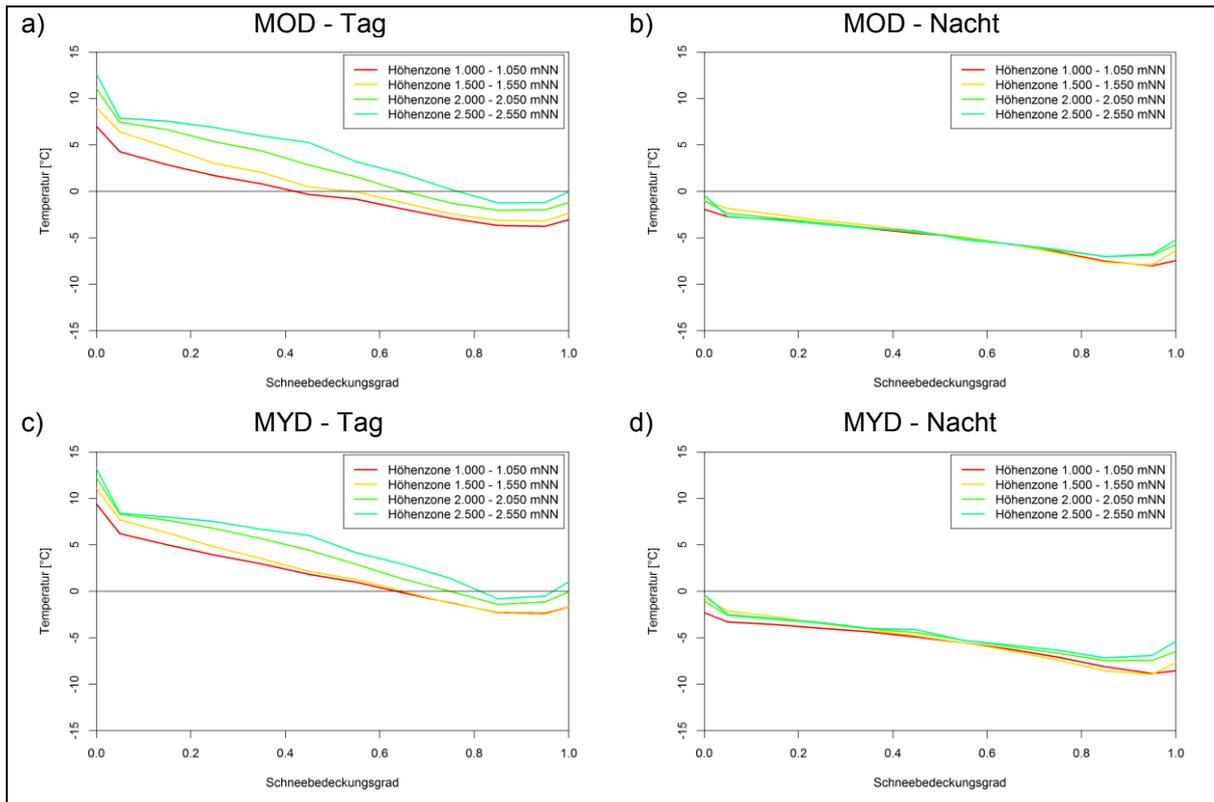


Abb. 3-27: Temperatur in Abhängigkeit des Schneebedeckungsgrads a) MOD11A1 Tag, b) MOD11A1 Nacht, c) MYD11A1 Tag, d) MYD11A1 Nacht

Für die Berechnung der Anpassungsfunktion wird der Höhenbereich 1.000 bis 2.500 m ü. NN zugrunde gelegt. Dieser Bereich wird in Höhenstufen von 50 m unterteilt. Für jede Höhenzone erfolgt die Berechnung der Temperaturdifferenz zwischen Pixeln mit einer Schneebedeckung kleiner 10 % zu den neun anderen Schneebedeckungsklassen in Schritten von 10 % im Bereich von 10 % bis 100 % der Schneebedeckung. Die Abb. 3-28 zeigt für jeden der neun Schneebedeckungsklassen einen Box-Whisker-Plot. Der einzelne Box-Whisker-Plot beinhaltet die Verteilung der Temperaturdifferenzen für die unterschiedlichen Höhenzonen.

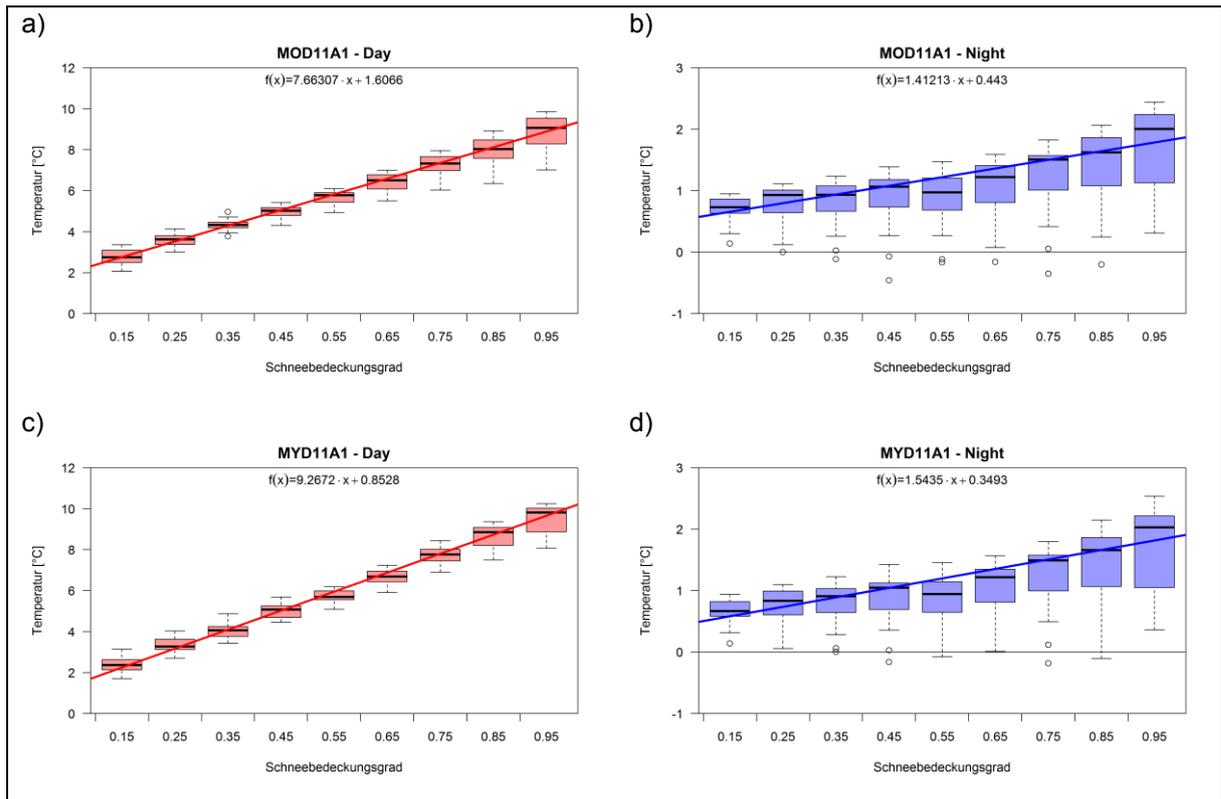


Abb. 3-28: Anpassungsfunktionen der Temperatur von Schneepixeln, Schweiz a) MOD11A1 Tag, b) MOD11A1 Nacht, c) MYD11A1 Tag, d) MYD11A1 Nacht. Bei den Box-Whisker-Plots entspricht die Box dem Bereich vom 25 % Quantil bis zum 75 % Quantil, der Median wird als durchgezogener Strich dargestellt und die Antennen (Whisker) gehen bis zum minimalen bzw. maximalen Wert, sofern dieser nicht mehr als das 1,5-fache des Interquartilsabstandes vom Median abweichen. Datenpunkte, die außerhalb dieses Bereiches liegen, gelten als Ausreißer und werden als Punkte dargestellt.

Zur Korrektur der Temperatur von Pixeln mit einem Schneebedeckungsgrad größer als 10 % wurde je eine lineare Anpassungsfunktion für Tag bzw. Nacht und MOD11A1 bzw. MYD11A1 ermittelt. Der Gradient für die Aufnahmen am Tag ist für den Satelliten Aqua höher als bei Terra. Dies rührt daher, dass der Zeitpunkt des Überfluges des Satellit Terra später am Tag liegt und mit zunehmender Sonnenscheindauer die Temperaturdifferenz zwischen schneefreien und schneebedeckten Pixeln steigt. Der Gradient flacht jeweils für beide Produkte in der Nacht ab.

Die Abb. 3-29 zeigt exemplarisch für den 31.03.2004 die Korrektur der Temperatur der Schneepixel. Die Abb. 3-29c) bildet die Ausgangssituation vor der Temperaturanpassung ab. Die grünen, schneefreien Pixel und die hellblauen zu 100 % schneebedeckten Pixel erwecken den Eindruck zweier getrennter Punktwolken für das Untersuchungsgebiet. Nachdem die Temperaturanpassung der Schneepixel in Abb. 3-29d) erfolgte, geben die Daten eine homogene Punktwolke wieder. Dies ist für die spätere Ermittlung des täglichen Temperaturgradienten von elementarer Bedeutung.

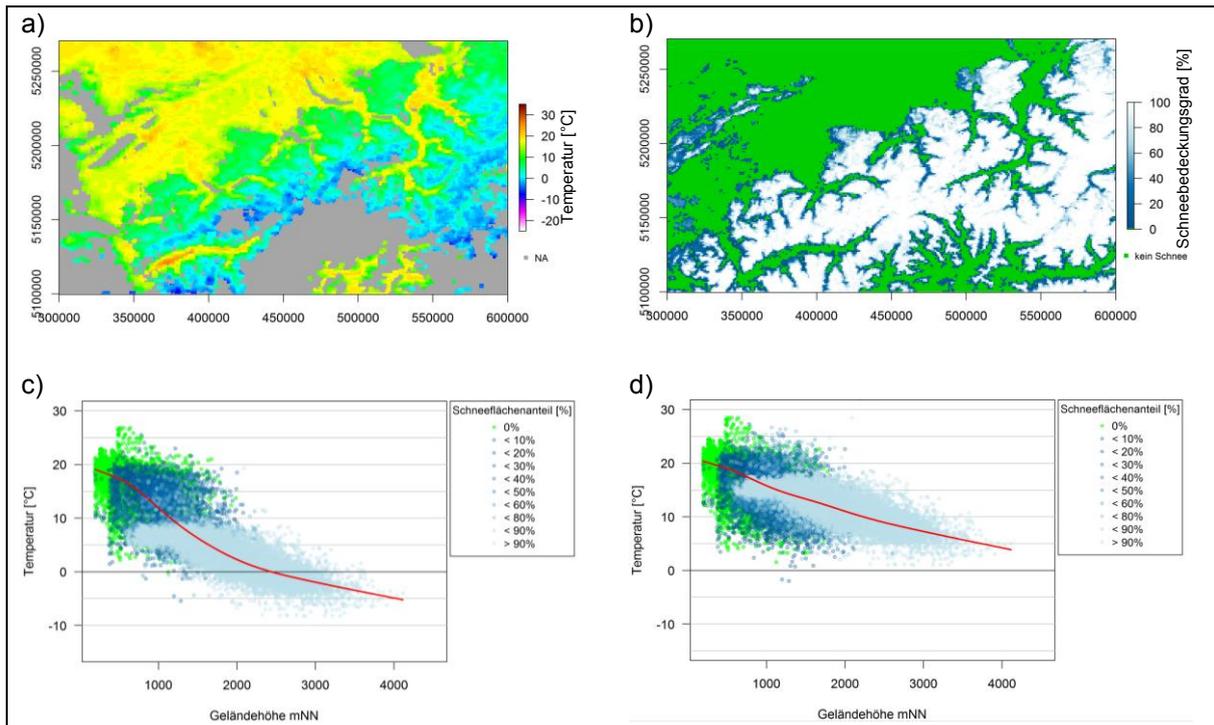


Abb. 3-29: Temperatur der Schneepixel am Beispiel vom 31.03.2004 a) Temperaturverteilung im Gebiet (MOD11A1); b) rekonstruierte Schneebedeckung; c) Temperatur (MOD11A1) vs. Geländehöhe (original); d) Temperatur (MOD11A1) vs. Geländehöhe (Temperatur der Schneepixel korrigiert);

Die weiteren Bearbeitungsschritte zur Rekonstruktion der \bar{T}_a aus MODIS LST, wie filtern unplausibler Temperaturgradienten, filtern anhand des 5 % und 95 % Quantils der Residuen, die Rekonstruktion der Karten mit 10 % und < 10 % validen Pixeln, sowie die Anpassung der LST an die Lufttemperatur, erfolgen identisch zu der im Abschnitt 3.1.3.2 beschriebenen Methode RrTLSTR.

Die Abb. 3-30 zeigt für den 04.04.2005 die einzelnen Zwischenprodukte bei der Rekonstruktion der Temperaturverteilung. Beginnend mit den beiden Karten für Tag (Abb. 3-30a) bzw. Nacht (Abb. 3-30b) über die Karte zur Schneebedeckung am Tag (Abb. 3-30c) der Rekonstruktion über die Temperaturanpassung für Tag und Nacht (Abb. 3-30d) bis hin zur Rekonstruktion der Tageshöchst- und Tagestiefsttemperatur Karten (Abb. 3-30e und f) und der Karte für die \bar{T}_a (Abb. 3-30g). Die Abb. 3-30h zeigt den tagesaktuellen Temperaturgradient und die gemessenen Temperaturen der Bodenstationen. Die Korrektur der Temperatur der Schneepixel bewirkt eine Verbesserung des Temperaturgradienten für den oberen Höhenbereich gegenüber der Methode RrTLSTR (Abschnitt 3.1.3.2).

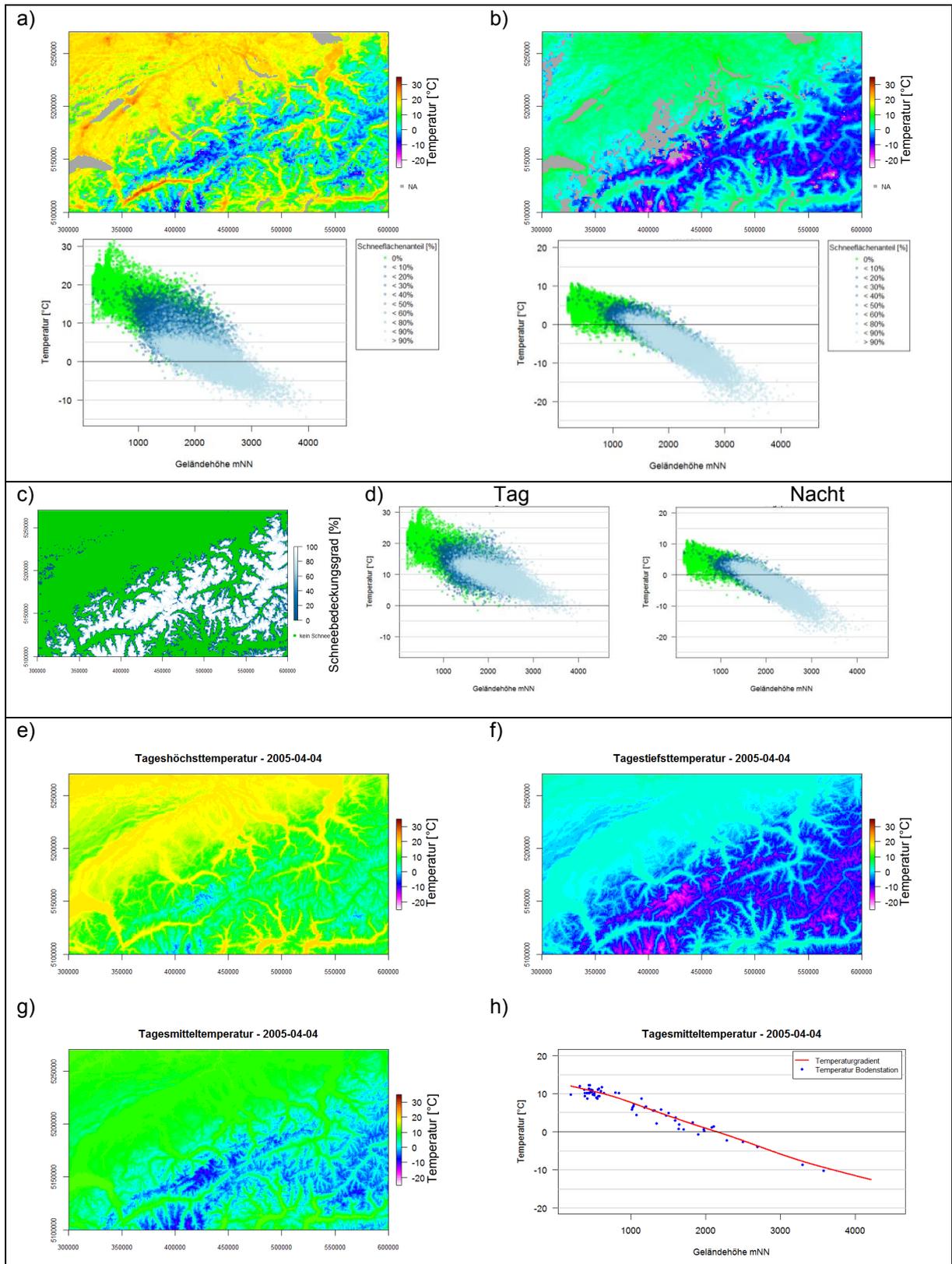


Abb. 3-30: Rekonstruktion der räumlichen Temperaturverteilung an MODIS-Daten für den 04.04.2005
 a) gefilterte Karte (Tag); b) gefilterte Karte (Nacht); c) Schneekarte; d) Temperaturangepassten
 Schneepixel; e) rekonstruierte Tageshöchsttemperatur; f) rekonstruierte Tagestiefsttemperatur;
 g) rekonstruierte Tagesmitteltemperatur; h) Vergleich Rekonstruktion mit Bodenstation

3.1.4 Vergleich rekonstruierte Temperaturen aus MODIS LST mit Stationsdaten

Zur Validierung der aus den Satellitendaten gewonnenen rekonstruierten \bar{T}_a werden diese mit den gemessenen Werten der Bodenstationen im Untersuchungsgebiet verglichen. Die Auswertung erfolgt für die \bar{T}_a an 61 Wetterstationen des Gebietes. Als Gütekriterien werden der mittlere absolute Fehler MAE (Gl. 3-1), die Wurzel des mittleren quadratischen Prognosefehlers RMSE (Gl. 3-2) und der Nash-Sutcliffe Koeffizient R^2 (Gl. 3-3) (Nash und Sutcliffe 1970) zur Bewertung der rekonstruierten Temperaturen herangezogen.

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |\hat{y}_i - y_i| \quad (\text{Gl. 3-1})$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (\hat{y}_i - y_i)^2} \quad (\text{Gl. 3-2})$$

$$R^2 = 1 - \frac{\sum (\hat{y}_i - y_i)^2}{\sum (y_i - \bar{y}_i)^2} \quad (\text{Gl. 3-3})$$

mit:

y_i	=	gemessene Tagesmitteltemperatur	[°C]
\hat{y}_i	=	rekonstruierte Tagesmitteltemperatur	[°C]
\bar{y}_i	=	Mittelwerte der gemessenen Tagesmittellufttemperatur	[°C]
n	=	Anzahl der Messwerte	[-]

3.1.4.1 Validierung der Rekonstruktionsmethode RrTLSTR

Die Auswertung des MAE für 61 Bodenstationen im Untersuchungsgebiet ergibt für die rekonstruierte \bar{T}_a aus MODIS LST des Satelliten Terra (MOD11A1) einen mittleren Wert von 1,8 °C für den Untersuchungszeitraum von März 2000 bis Dezember 2015. Die einzelnen Werte der Gütekriterien für jede Bodenstation sind in der Anlage A.1 dokumentiert. Der MAE liegt im Bereich von 1,1 °C für die Station Adelboden bis 2,8 °C für die Station Locarno-Monti. Der RMSE variiert zwischen 1,5 °C und 3,6 °C mit einem mittleren Wert von 2,3 °C. Der mittlere Nash-Sutcliffe Koeffizient beträgt 0,893. Den schlechtesten R^2 weist die Station Locarno-Monti mit 0,750 und den besten R^2 mit 0,955 die Station Adelboden auf.

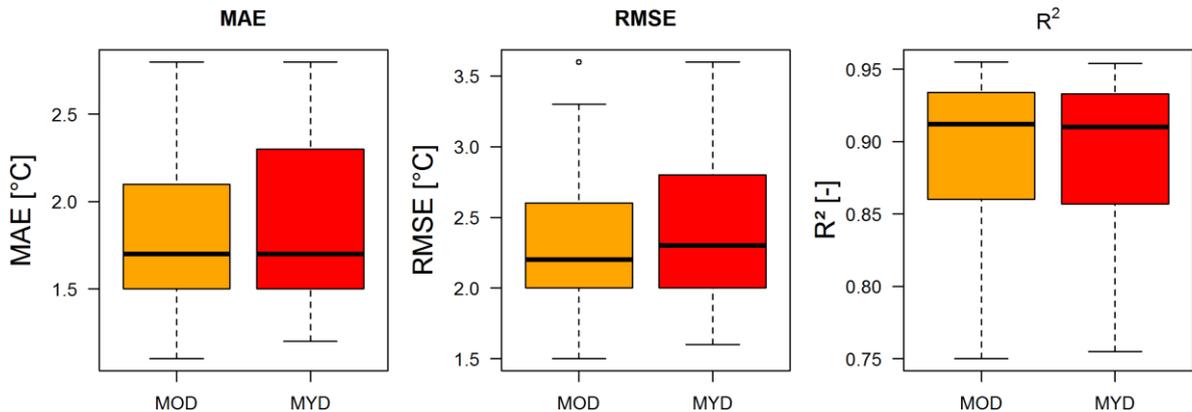


Abb. 3-31: Box-Whisker-Plot der Gütekriterien für die 61 Bodenstationen (RrTLSTR). Bei den Box-Whisker-Plots entspricht die Box dem Bereich vom 25 % Quantil bis zum 75 % Quantil, der Median wird als durchgezogener Strich dargestellt und die Antennen (Whisker) gehen bis zum minimalen bzw. maximalen Wert, sofern dieser nicht mehr als das 1,5-fache des Interquartilsabstandes vom Median abweichen. Datenpunkte, die außerhalb dieses Bereiches liegen, gelten als Ausreißer und werden als Punkte dargestellt.

Für die rekonstruierten \bar{T}_a auf Grundlage der Daten des Satelliten Aqua (MYD11A1) für den Zeitraum von Juli 2002 bis Dezember 2015 variiert der MAE zwischen 1,2 °C für die Stationen Pfaffenheim und Adelboden und 2,8 °C für die Station Pilatus mit einem mittleren MAE von 1,8 °C. Im Mittel über alle Stationen beträgt der RMSE 2,4 °C. Der kleinste RMSE ist 1,6 °C für die Stationen Pfaffenheim und Adelboden. Für die Station Ulrichen ergibt sich der größte RMSE von 3,6 °C. Der R^2 liegt im Bereich zwischen 0,755 für die Station Pilatus und 0,954 für die Station Adelboden bei einem mittleren R^2 von 0,888.

Die Validierungsergebnisse sind für die unterschiedlichen zur Rekonstruktion verwendeten MODIS Datensätze der Satelliten Terra (MOD11A1) und Aqua (MYD11A1) fast identisch (Abb. 3-31). Dementsprechend ist die Qualität der rekonstruierten \bar{T}_a unabhängig von der Wahl des Satelliten Terra oder Aqua.

Als Beispiel für eine Bodenstation über 1.500 m ü. NN wird für die Station Davos (1.590 m ü. NN) und als Beispiel für eine Bodenstation über 2.000 m ü. NN wird für die Station Galzig (2.080 m ü. NN) im Weiteren ein Vergleich des Temperaturverlaufs an der Bodenstation und der rekonstruierten \bar{T}_a aus MODIS LST dargestellt. Abb. 3-32 zeigt für die Bodenstation Davos die gemessene Tagesmitteltemperatur (schwarz) und die rekonstruierte \bar{T}_a aus MODIS LST (rot) für den Zeitraum von Januar 2012 bis Dezember 2013. Der Nash-Sutcliffe Koeffizient über den betrachteten Zeitraum beträgt 0,959 und der MAE 1,3 °C.

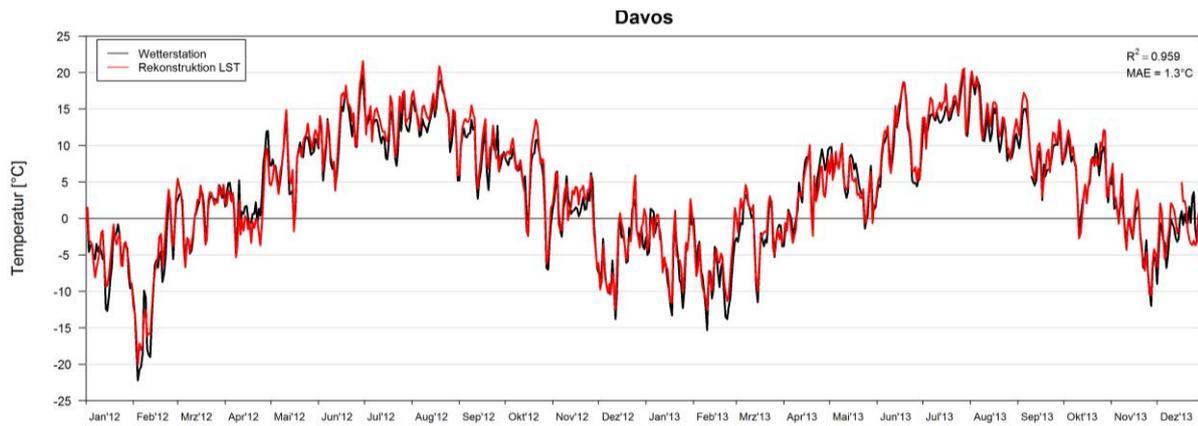


Abb. 3-32: Vergleich Temperaturverlauf Bodenstation mit rekonstruierten \bar{T}_a (MOD11A1) an der Wetterstation Davos (01/2012 – 12/2013)

Der Vergleich des Temperaturverlaufs für die Station Galzig über denselben Zeitraum ist in der Abb. 3-33 dargestellt. Der R^2 beträgt für den abgebildeten Zeitraum 0,895 und der MAE 2,2 °C.

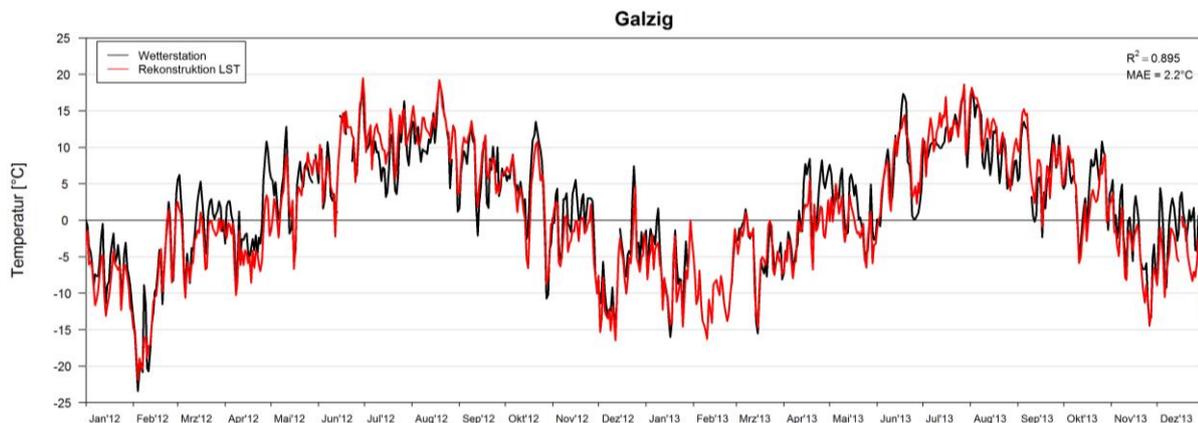


Abb. 3-33: Vergleich Temperaturverlauf Bodenstation mit rekonstruierten \bar{T}_a (MOD11A1) an der Wetterstation Galzig (01/2012 – 12/2013)

3.1.4.2 Validierung der Rekonstruktionsmethode RrTLSTR-S

Der Vergleich der rekonstruierten \bar{T}_a unter Berücksichtigung des Schneebedeckungsgrades an 61 Bodenstationen im Untersuchungsgebiet ergibt einen MAE über alle Stationen im Untersuchungszeitraum von März 2000 bis Dezember 2015 von 1,8 °C. Die Werte der Gütekriterien für jede einzelne Bodenstation sind in der Anlage A.2 dokumentiert. Den kleinsten MAE verzeichnen die Stationen Adelboden und Montana mit 1,1 °C und den größten MAE weist die Station Locarno-Monti mit 3,2 °C auf. Die Werte für den RMSE liegen im Bereich zwischen 1,5 °C für die Wetterstationen Adelboden und Montana und 4,0 °C für die Wetterstation Locarno-Monti. Der Nash-Sutcliffe Koeffizient liegt im Mittel über alle Wetterstationen und alle Jahre bei 0,899. Der rekonstruierte Temperaturverlauf auf Grundlage des MOD11A1 Produktes gibt für die Wetterstation Montana den größten R^2 von 0,960 und die Wetterstation Locarno-Monti mit einem R^2 von 0,689 den kleinsten Wert wieder.

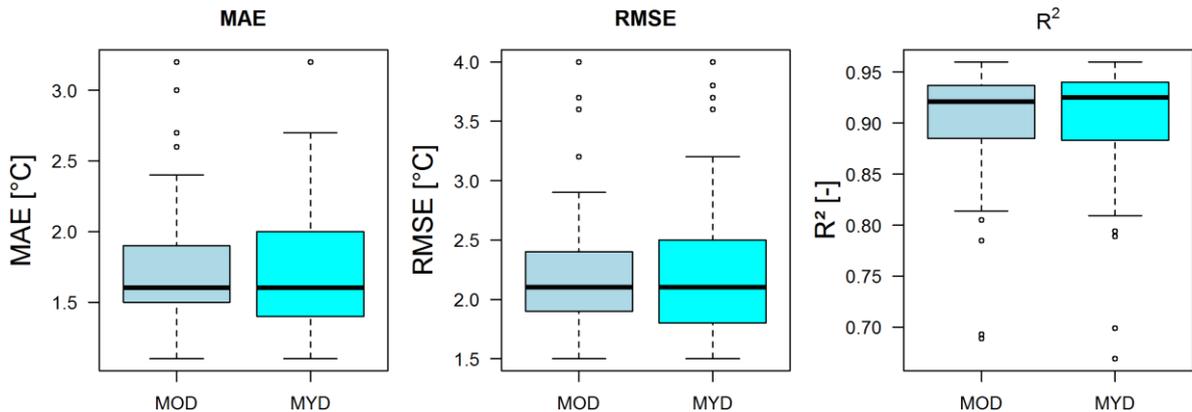


Abb. 3-34: Box-Whisker-Plot der Gütekriterien für die 61 Bodenstationen (RrTLSTR-S). Bei den Box-Whisker-Plots entspricht die Box dem Bereich vom 25 % Quantil bis zum 75 % Quantil, der Median wird als durchgezogener Strich dargestellt und die Antennen (Whisker) gehen bis zum minimalen bzw. maximalen Wert, sofern dieser nicht mehr als das 1,5-fache des Interquartilsabstandes vom Median abweichen. Datenpunkte, die außerhalb dieses Bereiches liegen, gelten als Ausreißer und werden als Punkte dargestellt.

Die rekonstruierten \bar{T}_a auf Grundlage der Daten des Satelliten Aqua (MYD11A1) für den Zeitraum von Juli 2002 bis Dezember 2015 ergeben im Vergleich mit den 61 Wetterstationen ein mittleren R^2 von 0,900. Die Streuung des R^2 liegt zwischen 0,669 für die Wetterstation Jungfraujoch und 0,960 für die Wetterstation Montana. Der MAE und der RMSE ergeben identische Werte für die rekonstruierten \bar{T}_a des Satelliten Terra und Aqua (Abb. 3-34). Damit ist die Qualität der rekonstruierten \bar{T}_a , ebenfalls für die Methode RrTLSTR-S, nicht von der Wahl des zugrunde gelegten MODIS-Produkts MOD11A1 oder MYD11A1 abhängig.

Die Abb. 3-35 zeigt exemplarisch für die Wetterstation Davos die gemessene Tagesmitteltemperatur (schwarz) und die rekonstruierte \bar{T}_a aus MODIS-Daten (rot) für den Zeitraum von Januar 2012 bis Dezember 2013. Der Temperaturverlauf ist nahezu deckungsgleich, der Nash-Sutcliffe Koeffizient für den dargestellten Zeitabschnitt beträgt 0,956 bei einem mittleren absoluten Fehler von 1,4 °C.

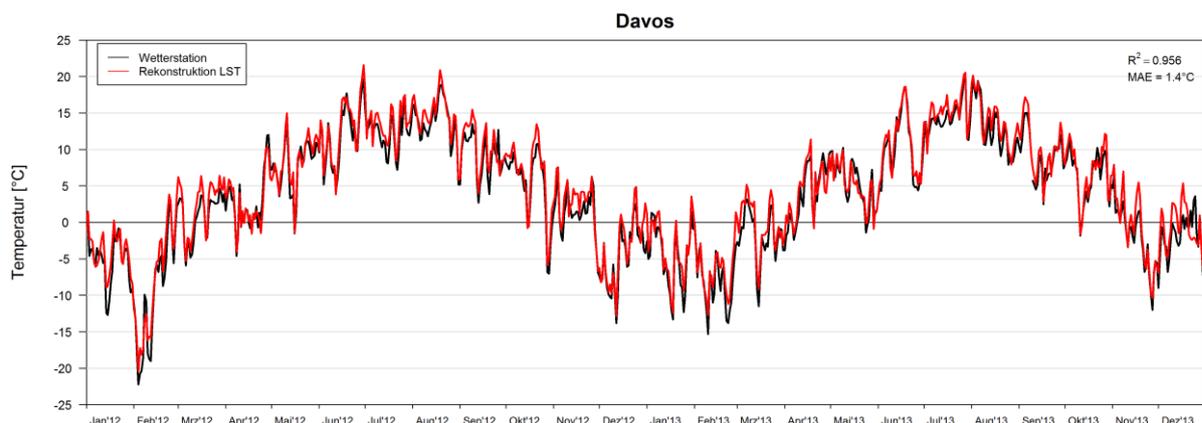


Abb. 3-35: Vergleich Temperaturverlauf Bodenstation mit rekonstruierten \bar{T}_a (MOD11A1) an der Wetterstation Davos (01/2012 – 12/2013)

Der Vergleich des Temperaturverlaufs für die Station Galzig über denselben Zeitraum ist in der Abb. 3-36 dargestellt. Der R^2 beträgt für den abgebildeten Zeitraum 0,917 und der MAE 1,8 °C.

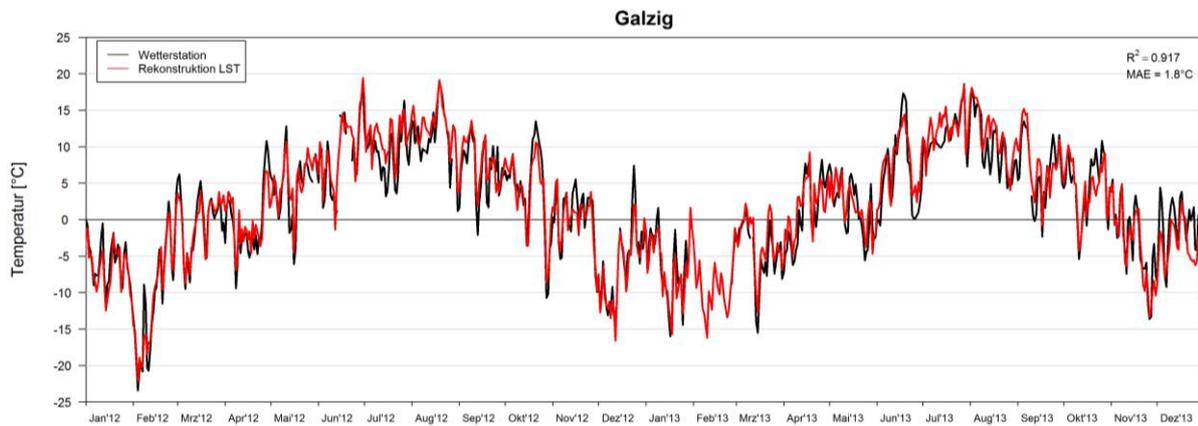


Abb. 3-36: Vergleich Temperaturverlauf Bodenstation mit rekonstruierten \bar{T}_a (MOD11A1) an der Wetterstation Galzig (01/2012 – 12/2013)

3.1.4.3 Bewertung der beiden Rekonstruktionsmethoden RrTLSTR und RrTLSTR-S

Der Vergleich des Nash-Sutcliffe Koeffizienten über alle Stationen für die beiden Ansätze RrTLSTR und RrTLSTR-S nach Abschnitt 3.1.3.2 und 3.1.3.3 für die Datensätze der Satelliten Terra bzw. Aqua ist in Abb. 3-37 dargestellt. Der mittlere R^2 ist für RrTLSTR-S bei gleichzeitig geringerem Interquartilsabstand merkbar verbessert.

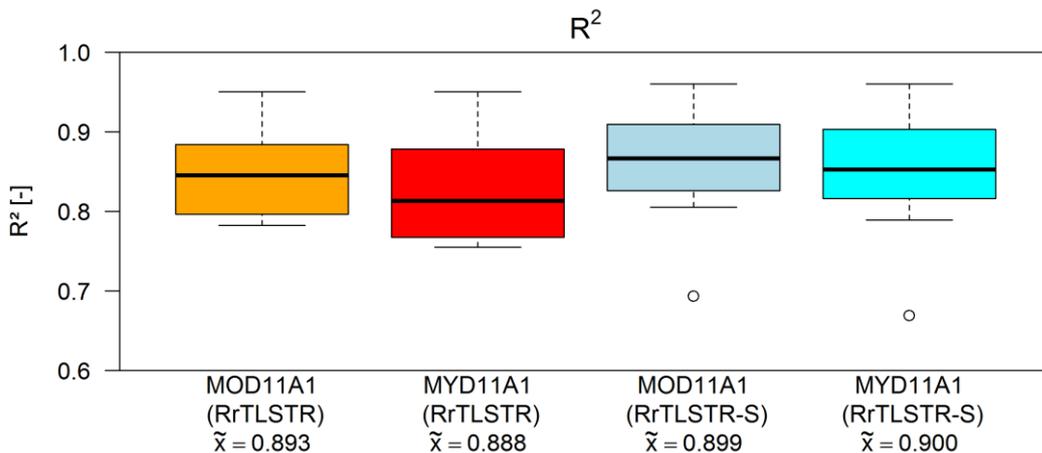


Abb. 3-37: Vergleich R^2 der beiden Rekonstruktionsverfahren für die Daten der Satelliten Terra und Aqua. Bei den Box-Whisker-Plots entspricht die Box dem Bereich vom 25 % Quantil bis zum 75 % Quantil, der Median wird als durchgezogener Strich dargestellt und die Antennen (Whisker) gehen bis zum minimalen bzw. maximalen Wert, sofern dieser nicht mehr als das 1,5-fache des Interquartilsabstandes vom Median abweichen. Datenpunkte, die außerhalb dieses Bereiches liegen, gelten als Ausreißer und werden als Punkte dargestellt.

Der Hauptunterschied beruht darauf, dass die Methode RrTLSTR in der Schneeschmelzperiode dazu tendiert, die \bar{T}_a in diesem Zeitraum zu unterschätzen. Die Abb. 3-38 zeigt beispielhaft dieses Phänomen für die Station Galzig. Der schwarze Temperaturverlauf entspricht den Messwerten der Bodenstation Galzig, die rote Linie stellt

die rekonstruierte \bar{T}_a nach RrTLSTR und die blaue Linie nach RrTLSTR-S dar. Die erweiterte Methode zu Rekonstruktion gibt den Temperaturverlauf an der Bodenstation genauer wieder.

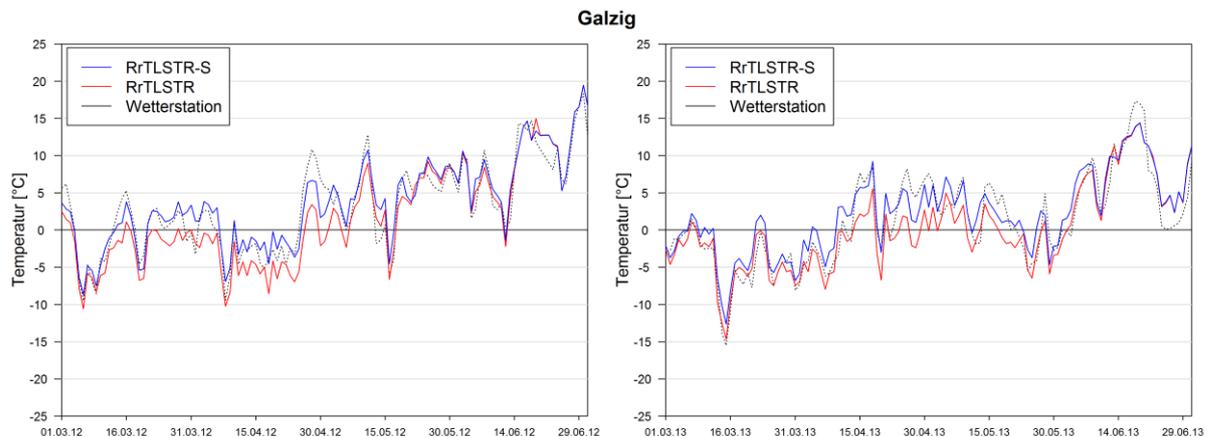


Abb. 3-38: Vergleich Temperaturverlauf Bodenstation mit den rekonstruierten \bar{T}_a (MOD11A1) der beiden Rekonstruktionsverfahren an der Wetterstation Galzig (03/2012-06/2012 und 03/2013-06/2013)

Die Streudiagramme in den Abb. 3-39 bzw. Abb. 3-40 zeigen für einen Frühlingstag bzw. Herbsttag die gemessenen \bar{T}_a der Bodenstationen gegen die Geländehöhe aufgetragen (schwarze Punkte). Der in rot dargestellte Temperaturgradient wurde ohne Berücksichtigung des Schneebedeckungsgrades und der in blau dargestellte Temperaturgradient mit Berücksichtigung des Schneebedeckungsgrades ermittelt. Die in blau gezeichneten Temperaturgradienten geben jeweils für den oberen Höhenbereich die an den Bodenstationen gemessene \bar{T}_a exakter wieder. Demzufolge sind die mittels der Methode RrTLSTR-S rekonstruierten \bar{T}_a besser für die Wiedergabe der an den Bodenstationen gemessenen Temperaturen geeignet.

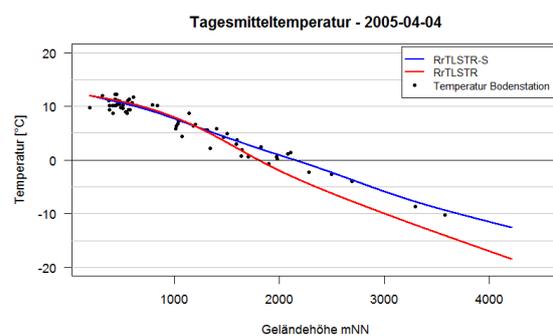


Abb. 3-39: Streudiagramm Temperatur gegen Geländehöhe mit dem ermittelten Temperaturgradienten vom 04.04.2005

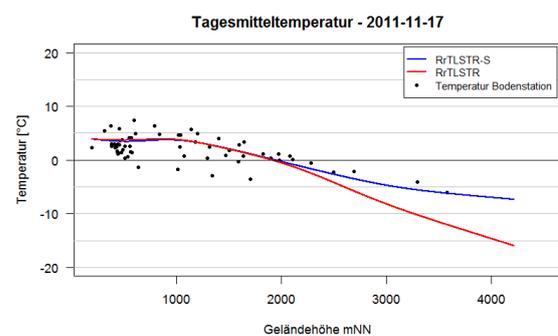


Abb. 3-40: Streudiagramm Temperatur gegen Geländehöhe mit dem ermittelten Temperaturgradienten vom 17.11.2011

Die Methode RrTLSTR-S mit Berücksichtigung des Schneebedeckungsgrades liefert erwiesenermaßen bessere Ergebnisse in Gebieten mit saisonaler Schneebedeckung als die Methode RrTLSTR. Die Methode RrTLSTR-S ist demzufolge eindeutig in Gebieten mit saisonaler Schneebedeckung der Methode RrTLSTR vorzuziehen.

3.2 Reanalysedaten

Die Tab. 3-4 gibt einen Überblick der Reanalysedatensätze, welche mindestens eine tägliche Auflösung besitzen und im Rahmen dieser Arbeit verwendet wurden. Die Reanalysen ERA-20C, ERA-Interim, JRA-55, MERRA, NCEP-CFSR und NCEP-NCAR sind als globale Rasterdatensätze verfügbar. Eine Variable dieser Datensätze ist die \bar{T}_a .

Tab. 3-4: globale Temperaturdaten aus Reanalysen

Produkt	Zeitraum	Datenabdeckung	räumliche Auflösung	max. zeitliche Auflösung
ERA-20C Reanalyse	1900 - 2010	global	0,125 x 0,125 ° - 3,0 x 3,0° (~14 - 333 km)	6-stündlich
ERA-Interim	1979 - heute	global	0,125 x 0,125 ° - 3,0 x 3,0° (~14 - 333 km)	6-stündlich
JRA-55	1958 - heute	global	1,25 x 1,25 ° (~139 km)	6-stündlich
MERRA	1979 - heute	global	1/2 ° x 2/3 ° (~56 x 74 km)	stündlich
NCEP-CFSR	1979 - 2011	global	~0,313 x 0,313 ° (T382) (~38 km)	stündlich
NCEP-CFSv2	2011 - heute	global	0,5 x 0,5 ° - 2,5 x 2,5 ° (~ 56 - 278 km)	stündlich
NCEP-NCAR (R1)	1948 - heute	global	1,875 x 1,875 ° (T62) (~209 km)	6-stündlich

ERA-20C

Das Produkt ERA-20C des „European Centre for Medium-Range Weather Forecasts—(ECMWF) gibt die Wetterdaten zwischen den Jahren 1900 und 2010 wieder. Das Produkt wurde im Jahr 2014 mittels dem „Integrated Forecast System—der Version Cy38r1 produziert. Das Produkt ERA-20C beschreibt u. a. die Atmosphäre zwischen der Erdoberfläche und 0,01 hPa auf 91 vertikalen Ebenen und die Landoberfläche in 4 Bodenschichten. Die räumliche Auflösung des originalen Datensatzes beträgt 125 km (T159). Die Datenbank des ECMWF stellt den täglichen Datensatz ERA-20C für die \bar{T}_a in einer Auflösung von 0,125 x 0,125 ° bis 3,0 x 3,0 ° mit einer maximalen zeitlichen Auflösung von 6 Stunden zur Verfügung (ECMWF 2016). Eine detaillierte Produktbeschreibung ist Poli et al. (2013) zu entnehmen.

ERA-Interim

Ebenfalls vom ECMWF wird das Produkt ERA-Interim produziert und diese Daten sind für den Zeitraum von 1979 bis heute verfügbar. Das Projekt ERA-Interim wurde 2006 ins Leben gerufen. Das Produkt ERA-Interim soll als Nachfolgeprodukt von ERA-40 die Brücke zur nächsten Generation von Reanalysen des ECMWF schaffen. Im ersten Schritt wurden die Daten ab 1989 produziert. Der Zeitraum von 1979 bis 1988 wurde 2011 nachproduziert. Als Atmosphärisches Modell und Reanalysesystem nutzt ERA-Interim die seit September 2006 operierende Version 31r2 des ECMWF's „Integrated Forecast System— Die räumliche Auflösung des originalen Datensatzes beträgt ca. 80 km (T255) in 60 vertikalen Ebenen von der Oberfläche bis zu 0,1 hPa (Dee et al. 2011). Die täglichen Datensätze können über die

Datenbank des ECMWF (2015) bezogen werden. Sie haben eine maximale zeitliche Auflösung von 6 Stunden. Die räumliche Auflösung variiert zwischen $0,125 \times 0,125^\circ$ und $3,0 \times 3,0^\circ$. Eine ausführliche Beschreibung des Produkts ERA-Interim findet sich bei Berrisford et al. (2011).

JRA-55

Die „Japan Meteorological Agency—(JMA) entwickelte im Rahmen eines Projektes zur globalen atmosphärischen Reanalyse das Produkt JRA-55 (Kobayashi et al. 2015, Harada et al. 2016). JRA-55 wurde im Dezember 2009 mittels dem „JMA's operational data assimilation system—der Version TL319, welches bereits seit der Einführung von JRA-25 ausführlich getestet und verbessert wurde, produziert. Die räumliche Auflösung des originalen Datensatzes beträgt ca. 55 km (TL319) in 61 vertikalen Ebenen von der Oberfläche bis zu 0,1 hPa. Diese können über das „National Center for Atmospheric Research—(NCAR) in einer räumlichen Auflösung von $1,25 \times 1,25^\circ$ für den Zeitraum von 1958 bis heute bezogen werden (NCAR 2015b).

MERRA

Für die Jahre seit 1979 ist die Reanalyse MERRA der NASA online abrufbar (NASA 2015). MERRA wurde generiert durch das „Goddard Earth Observing System (GEOS) atmospheric model—der Version 5.2.0. und dem „data assimilation system—(DAS). Das Produkt MERRA besteht insgesamt aus 72 vertikalen Ebenen von der Erdoberfläche bis 0,01 hPa. Die maximale zeitliche Auflösung sind Stundenwerte und die räumliche Auflösung ist $1/2 \times 2/3^\circ$. Eine umfassende Beschreibung des Produkts ist Suarez et al. (2008) und Rienecker et al. (2011) zu entnehmen.

NCEP-CFSR

Die Reanalyse NCEP-CFSR wurde für den Zeitraum von 1979 bis 2011 durch das NCAR berechnet. Die stündlichen Datensätze haben eine räumliche Auflösung von $0,313 \times 0,313^\circ$ (~38 km, T382) in 64 Ebenen von der Oberfläche bis 0,26 hPa. Die Daten können über den ftp-Server der NCAR (2015a) bezogen werden. Saha et al. (2010) erläutern die Produktdetails. Das Nachfolge Produkt NCEP's Climate Forecast System Version 2 (CFSv2) basiert auf dem gleichen Algorithmus und ist für den Zeitraum von 2011 bis heute verfügbar. Allerdings hat das Produkt NCEP-CFSv2 eine räumliche Auflösung von ~100 km (T126) in 64 vertikalen Ebenen von der Oberfläche bis zu 0,27 hPa (Saha et al. 2014).

NCEP-NCAR

Der ursprüngliche Plan war es die Daten über einen Zeitraum von 40 Jahren (1957 bis 1996) zu analysieren. Diese Analyse erfolgte 1997. Zwischenzeitlich ist das Produkt NCEP-NCAR für den Zeitraum von 1948 bis heute verfügbar. Die durch die NOAA produzierte Reanalyse besitzt eine räumliche Auflösung von $1,875 \times 1,875^\circ$ (~209 km, T62) in 28 vertikalen Ebenen. Diese wird von NOAA (2015) online bereitgestellt. Kalnay et al. (1996) beschreiben das Produkt NCEP-NCAR detailliert.

3.3 Vergleich der Tagesmitteltemperaturen aus Reanalyse- und Fernerkundungsdaten

In Anbetracht der immer besseren und vielzähligen zur Verfügung stehenden globalen Temperaturdatensätze lässt die Nutzung dieser als Eingangsgröße und die somit bessere Kenntnis der Temperaturverteilung im Untersuchungsgebiet Potenzial zur genaueren Abbildung des Schneeschmelzprozesses erwarten. Zur Validierung der Datensätze aus den unterschiedlichen Produkten der Fernerkundung (Tab. 3-1) und der Reanalyse (Tab. 3-4) erfolgt ein Vergleich der Messwerte an den beiden Wetterstationen Davos und Weissfluhjoch (Abb. 3-41: rote Punkte). Die Wahl fiel auf diese beiden Stationen, da diese in unmittelbarer Nähe zueinander bei gleichzeitiger großer Höhendifferenz liegen, welche die typische morphologische Variabilität des Geländes im Untersuchungsgebiet wiedergibt. Diesen Ansprüchen muss ein Temperaturdatensatz gerecht werden, um diesen zur Modellierung der Schneeschmelze einsetzen zu können.

Tab. 3-5: Räumliche Auflösung der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte

Produkt	max. Auflösung	Typ
\bar{T}_a nach RrTLSTR-S (Terra)	0,0083 x 0,0083 ° (~1 km)	Fernerkundung
ERA-20C	0,125 x 0,125 ° (~ 14 km)	Reanalyse
ERA-Interim	0,125 x 0,125 ° (~ 14 km)	Reanalyse
JRA-55	1,25 x 1,25 ° (~139 km)	Reanalyse
MERRA	1/2 ° x 2/3 ° (~56 x 74 km)	Reanalyse
NCEP-CFSR	~0,313 x 0,313 ° (T382) (~38 km)	Reanalyse
NCEP-NCAR (R1)	1,875 x 1,875 ° (T62) (~209 km)	Reanalyse

Die für den Vergleich verwendete räumlichen Auflösungen der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte werden in Tab. 3-5 ersichtlich. Abb. 3-41 veranschaulicht die räumliche Auflösung der Produkte in Relation zum Untersuchungsgebiet. Der aus der Rekonstruktion der MODIS LST mit der Methode RrTLSTR-S gewonnene Datensatz der \bar{T}_a weist mit einer räumlichen Auflösung von 1.000 x 1.000 m die höchste Auflösung auf. Die Reanalyse NCEP-NCAR besitzt mit 1,875 x 1,875 ° die geringste Auflösung.

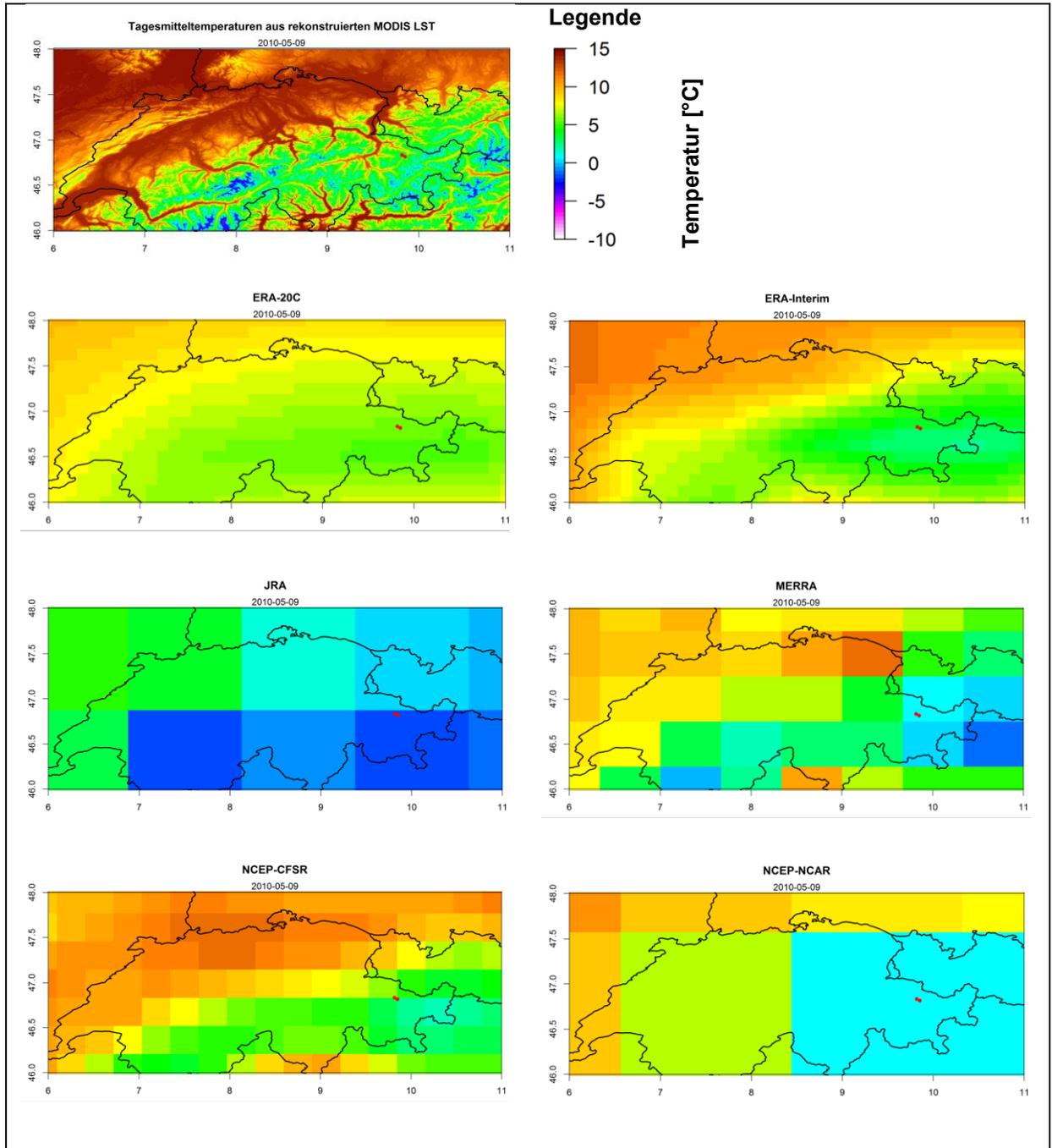


Abb. 3-41: Vergleich der Rasterauflösung von Fernerkundungs- und Reanalysedaten für den 09.05.2010

Die Validierung der Produkte erfolgt auf Grund zweier unterschiedlicher Ausgangsszenarien. Im ersten Szenario werden die nach der Methode RrTLSTR-S rekonstruierte \bar{T}_a und die \bar{T}_a aus Reanalyseprodukten mit den Messwerten an den beiden Wetterstationen verglichen. Das zweite Szenario vergleicht die nach der Methode RrTLSTR-S rekonstruierte \bar{T}_a und die \bar{T}_a aus Reanalyseprodukten, nachdem diese auf das Temperaturniveau der Station Disentis-Sedrun, analog des Rekonstruktionsverfahrens für MODIS LST, angepasst wurden.

Szenario 1

Eine Zusammenstellung der Gütekriterien MAE, RMSE und R^2 für das Szenario 1 ist in der Tab. 3-6 ersichtlich. Die \bar{T}_a aus rekonstruierten MODIS LST ergeben für die beiden Bodenstationen Davos und Weissfluhjoch ein R^2 von 0,942 bzw. 0,866. Der R^2 für das Produkt ERA-Interim an der Station Davos beträgt 0,961 und ist somit der beste Wert. Allerdings kann ERA-Interim die Temperatur an der Station Weissfluhjoch mit einem R^2 von 0,284 nur sehr ungenügend wiedergeben. Diese Problematik, dass die Temperaturen einzelner Bodenstationen nur bedingt wiedergeben werden können, tritt vor allem in Gebirgsregionen auf. Eine mögliche Ursache hierfür könnte die Vergleichsweise zu MODIS LST (1000 x 1000 m) geringe räumliche Auflösung von ERA-Interim (~14 x 14 km) sein. Aufgrund der Tatsache, dass jede Rasterzelle die räumlich gemittelte Temperatur wiedergibt können geringer aufgelöste Rasterdatensätze die Temperatur in Gebieten mit hoher morphologischer Variabilität, wie den Alpen, schlechter abbilden.

Tab. 3-6: MAE, RMSE, R^2 der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte für die Stationen Davos und Weissfluhjoch über den Zeitraum von 2000 bis 2015 (Szenario 1)

Produkt	Davos			Weissfluhjoch		
	MAE [°C]	RMSE [°C]	R^2 [-]	MAE [°C]	RMSE [°C]	R^2 [-]
\bar{T}_a nach RrTLSTR-S (Terra)	1,49	1,81	0,942	2,09	2,58	0,866
ERA-20C	1,99	2,42	0,900	6,76	7,39	-0,074
ERA-Interim	1,16	1,50	0,961	5,63	6,00	0,284
JRA-55	1,93	2,34	0,903	6,91	7,47	-0,131
MERRA	3,10	3,88	0,743	4,03	4,61	0,582
NCEP-CFSR	4,48	5,55	0,463	3,46	4,32	0,623
NCEP-NCAR	2,80	3,80	0,746	5,60	6,37	0,187

Die berechnete \bar{T}_a gegen die gemessene \bar{T}_a der Bodenstationen Davos und Weissfluhjoch ist exemplarisch in den Streudiagrammen für die Datensätze der \bar{T}_a nach RrTLSTR-S und ERA-Interim in den Abb. 3-42 und Abb. 3-43 dargestellt. Die Streudiagramme für alle Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte sind in der Anlage A.3 dokumentiert.

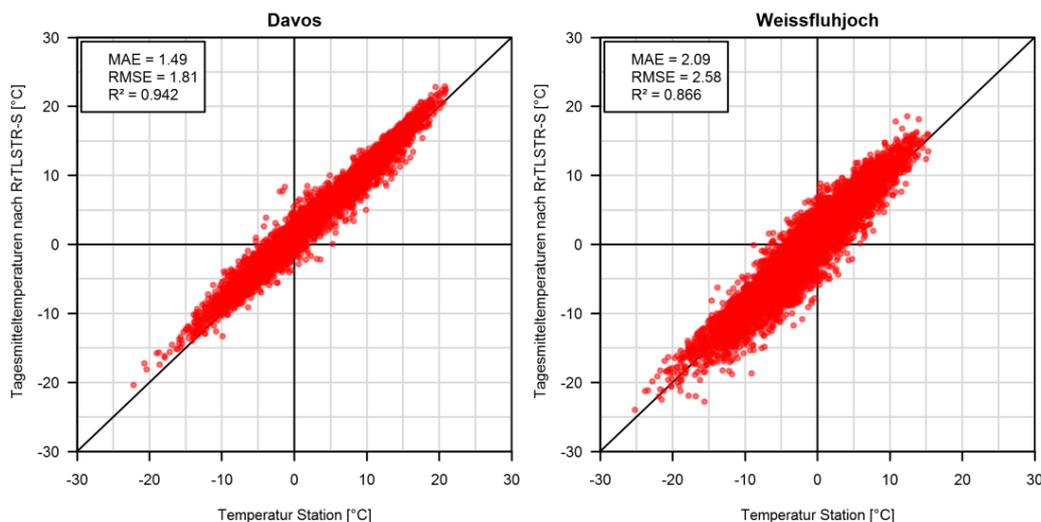
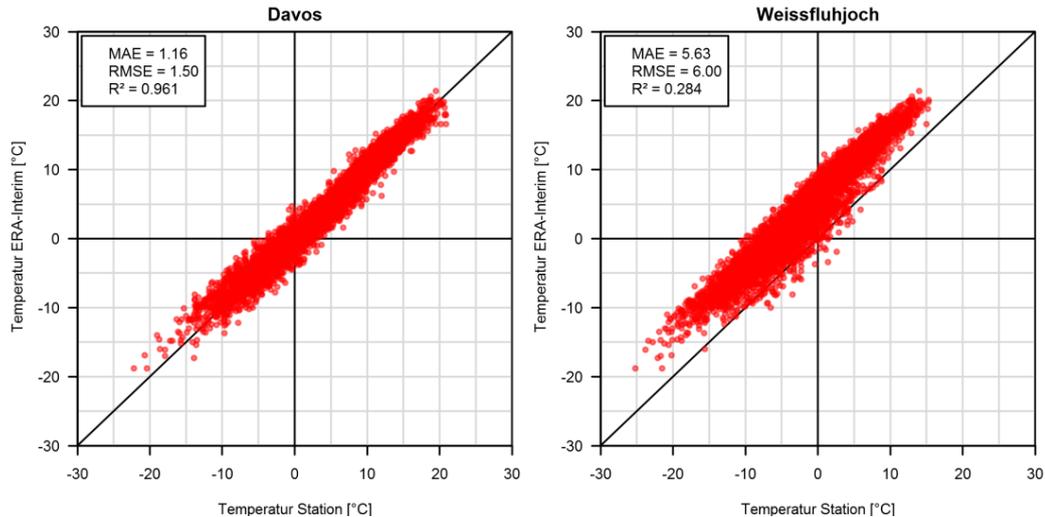


Abb. 3-42: Streudiagramm Bodenstation gegen \bar{T}_a nach RrTLSTR-S (Szenario 1)


 Abb. 3-43: Streudiagramm Bodenstation gegen \bar{T}_a aus ERA-Interim (Szenario 1)

Szenario 2

Im Szenario 2 werden die Temperaturen der Reanalyseprodukte an die gemessene \bar{T}_a der Station Disentis-Sedrun an deren lokaler Koordinate angepasst und im Anschluss mit den Werten der beiden Bodenstationen verglichen. In der Tab. 3-7 sind die Gütekriterien MAE, RMSE und R^2 für das Szenario 2 zusammengestellt. Der R^2 für die \bar{T}_a nach der Methode RrTLSTR-S beträgt für die Station Davos 0,942 und für die Station Weissfluhjoch 0,866. Der R^2 für die Reanalyseprodukte liegen zwischen 0,483 und 0,929 für die Station Davos. Die \bar{T}_a der Reanalyseprodukte der Station Weissfluhjoch weisen alle einen negativen R^2 auf. Dies ist der bereits oben beschriebenen Problematik der räumlichen geringeren Auflösung der Reanalysedaten und der hohen morphologischen Variabilität geschuldet.

 Tab. 3-7: MAE, RMSE, R^2 der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte für die Stationen Davos und Weissfluhjoch über den Zeitraum von 2000 bis 2015 (Szenario 2)

Produkt	Davos			Weissfluhjoch		
	MAE [°C]	RMSE [°C]	R^2 [-]	MAE [°C]	RMSE [°C]	R^2 [-]
\bar{T}_a nach RrTLSTR-S (Terra)	1,49	1,81	0,942	2,09	2,58	0,866
ERA-20C	2,57	2,78	0,869	7,99	8,34	-0,371
ERA-Interim	1,77	2,02	0,929	7,17	7,51	-0,119
JRA-55	2,12	2,35	0,903	7,53	7,88	-0,256
MERRA	2,43	2,91	0,855	7,58	8,07	-0,285
NCEP-CFSR	4,42	5,45	0,483	9,64	10,30	-1,146
NCEP-NCAR	3,14	3,32	0,808	8,59	8,89	-0,581

Die berechnete \bar{T}_a gegen die gemessene \bar{T}_a der Bodenstationen Davos und Weissfluhjoch ist in den Streudiagrammen exemplarisch für die Datensätze der \bar{T}_a nach RrTLSTR-S (Abb. 3-44) und ERA-Interim (Abb. 3-45) dargestellt. Die Streudiagramme für alle Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte sind in der Anlage A.4 dokumentiert.

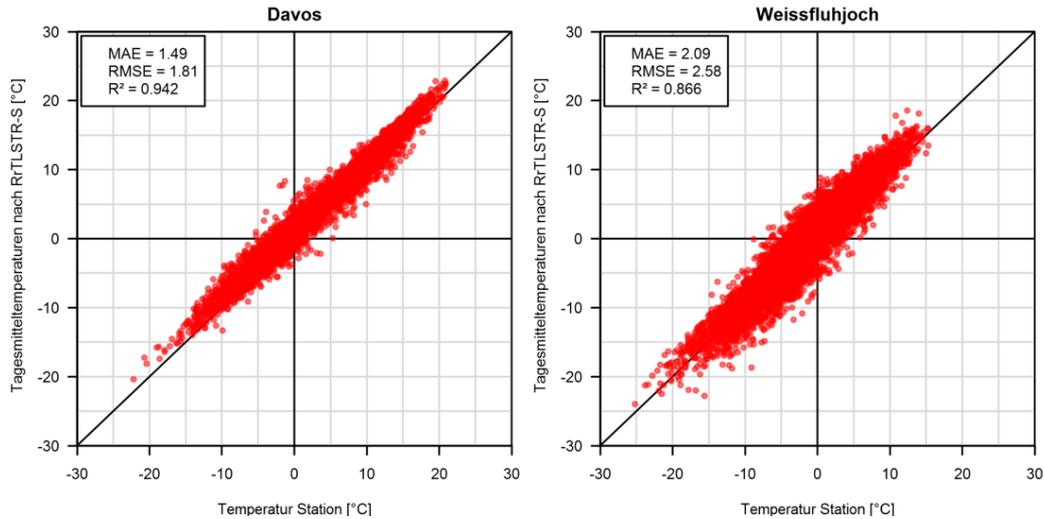


Abb. 3-44: Streudiagramm Bodenstation gegen \bar{T}_a nach RrTLSTR-S (Szenario 2)

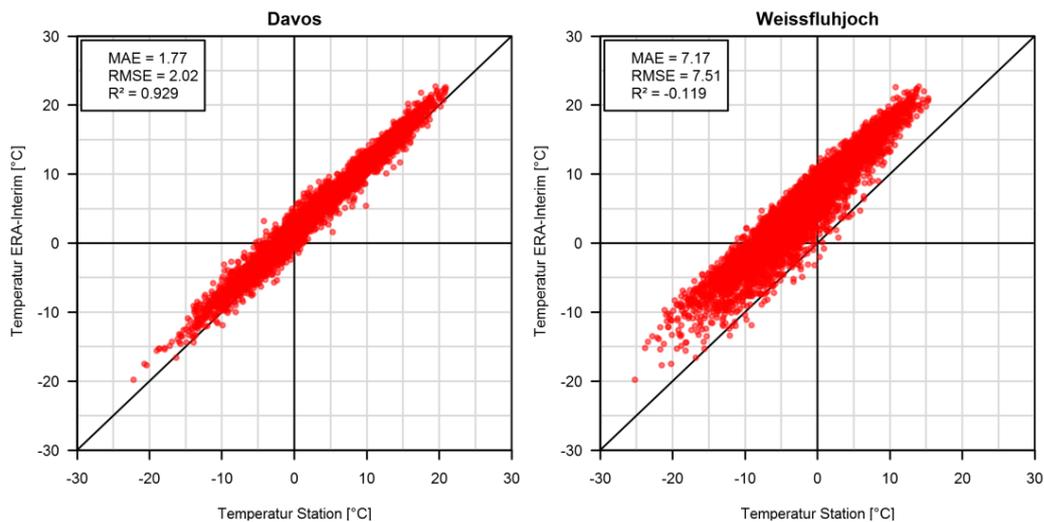


Abb. 3-45: Streudiagramm Bodenstation gegen \bar{T}_a aus ERA-Interim (Szenario 2)

Bewertung und Schlussfolgerung

Die Reanalyseprodukte sind infolge der geringeren räumlichen Auflösung der Daten, ohne bzw. mit Temperaturanpassung an eine Bodenstation, weniger gut für die Wiedergabe des vertikalen Temperaturgradienten in Gebieten mit hoher morphologischer Variabilität geeignet. Die \bar{T}_a nach der Methode RrTLSTR-S können auf Grund der räumlichen Auflösung von 1.000 x 1.000 m den täglichen vertikalen Temperaturgradienten in datenarmen Gebirgsregionen am besten reproduzieren. Jedoch sind die beschriebenen Reanalyseprodukte bereits für einen längeren Zeitraum von 38 Jahren (ERA-Interim, MERRA) bis zu 111 Jahre (ERA-20C) im Gegensatz zu MODIS LST für 17 Jahre verfügbar. Die Wahl des geeigneten Datensatzes hängt in erster Linie von der jeweiligen Fragestellung und nicht zuletzt von der Verfügbarkeit der Daten ab. Da die detaillierte Kenntnis der Temperaturverteilung im Untersuchungsgebiet für die Modellierung des Schneeschmelzprozesses unabdingbar ist, wird der nach der Methode RrTLSTR-S gewonnene Datensatz bevorzugt. Die Modellierung der Schneeschmelze im Kapitel 5 erfolgt daher auf Grundlage der Rekonstruierten MODIS LST nach dem Verfahren RrTLSTR-S.

3.4 Übertragung des Rekonstruktionsverfahrens in eine datenarme Region

3.4.1 Gebietsbeschreibung

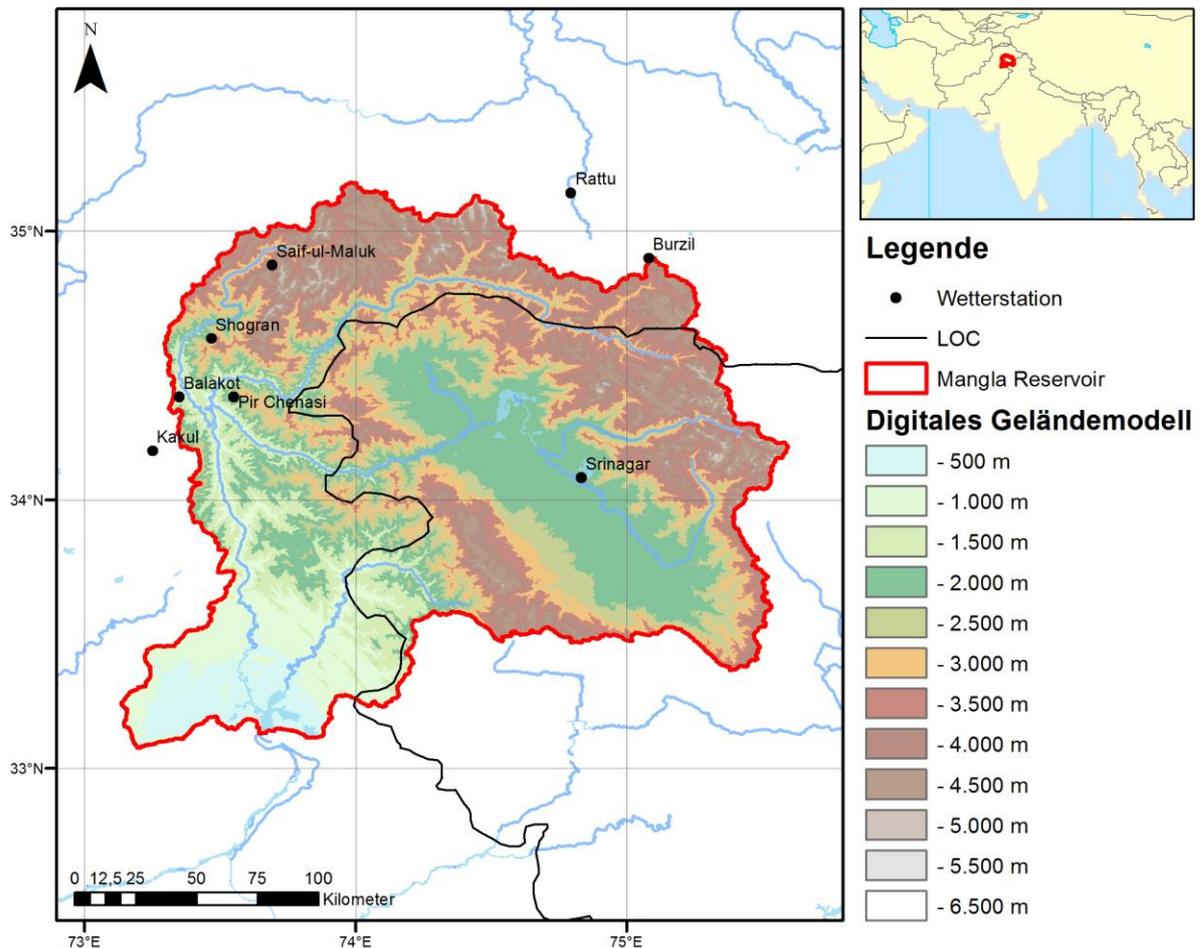


Abb. 3-46: Einzugsgebiet des Mangla Reservoirs (EMR)

Das Einzugsgebiet des Mangla Reservoirs (EMR) mit dem Hauptfluss Jhelum hat eine Fläche von ca. 33.500 km². Der Gebietsauslass befindet sich auf einer Geländehöhe von 275 m ü. NN. Die maximale Geländehöhe beträgt 6.250 m ü. NN und die mittlere hypsometrische Höhe liegt bei 2.360 m ü. NN (Abb. 3-47). Das Einzugsgebiet liegt in den Grenzen der Koordinaten 33°05'_S, 35°10'_N und 73°05'_W, 75°35'_E. Das Klima im Einzugsgebiet des Mangla Reservoirs ist vom Sommermonsun (Juli - September) und in der übrigen Zeit im Wesentlichen von den aus dem Westen kommenden Tiefdruckgebieten, den sogenannten „Westerlies“, geprägt. Als Referenzstation zur Rekonstruktion der \bar{T}_a wird die Bodenstation Srinagar auf 1.587 m ü. NN verwendet.

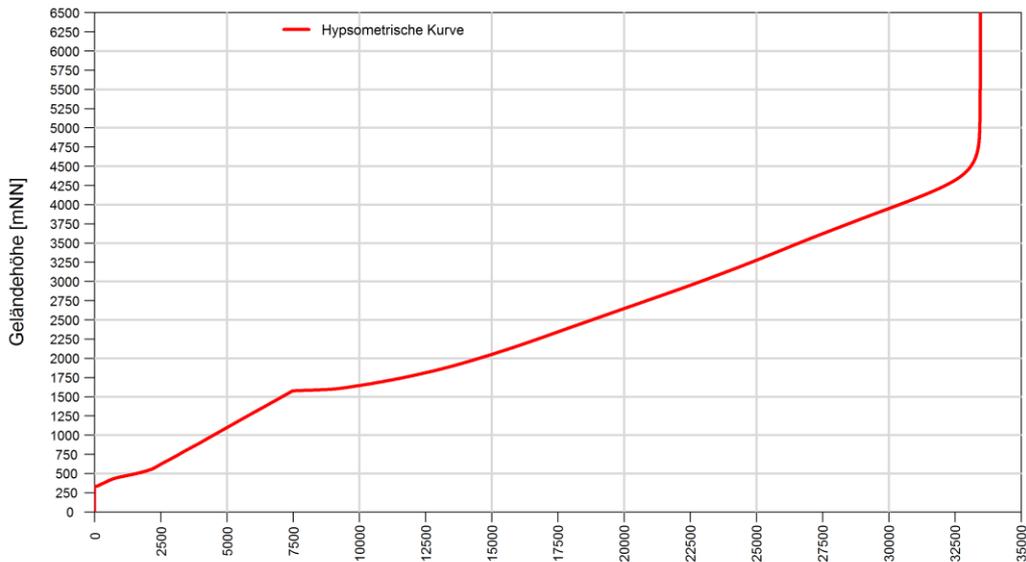


Abb. 3-47: Hypsometrische Kurve vom Einzugsgebiet des EMR

3.4.2 Rekonstruktion der Daten nach RrTLSTR-S

Die für das EMR benötigten MODIS-Daten befinden sich in der Kachel h24v05 (Abb. 3-2). Die Aufbereitung der Daten erfolgt analog dem im Abschnitt 3.1.3.3 beschriebenen Verfahrensweise RrTLSTR-S. Die Daten werden in das Koordinatensystem WGS84 UTM 43N projiziert. Nach der Filterung anhand der Qualitätsmerkmale variiert die Datenabdeckung im Gebiet für die Tagaufnahmen zwischen 35,0 % im Februar und 73,4 % im Oktober. Die Anzahl der validen Pixel in der Nacht sind im Februar mit 38,6 % minimal und im Oktober mit 72,0 % maximal.

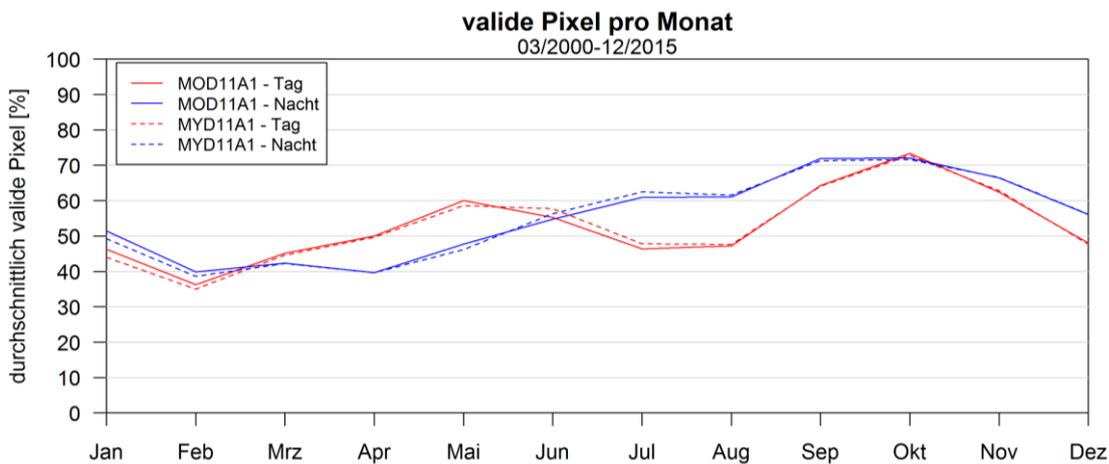


Abb. 3-48: durchschnittlich gültige Pixel pro Monat MOD11A1/MYD11A1, EMR

Algorithmus zur Anpassung der Temperatur von Schneepixeln

Die Berechnung der Anpassungsfunktion für die Temperatur von schneebedeckten Pixeln erfolgt für MOD11A1 und MYD11A1 nach der Rekonstruktion des Datensatzes FSC jeweils für Tag und Nacht getrennt, analog der im Abschnitt 3.1.3.3 beschriebenen Methode. Die Auswertung wird für den Höhenbereich von 2.000 bis 4.000 m ü. NN in Höhengritten von

jeweils 50 m vorgenommen. Der einzelne Box-Whisker-Plot in Abb. 3-49 beinhaltet die Verteilung der Temperaturdifferenzen für die unterschiedlichen Höhenzonen.

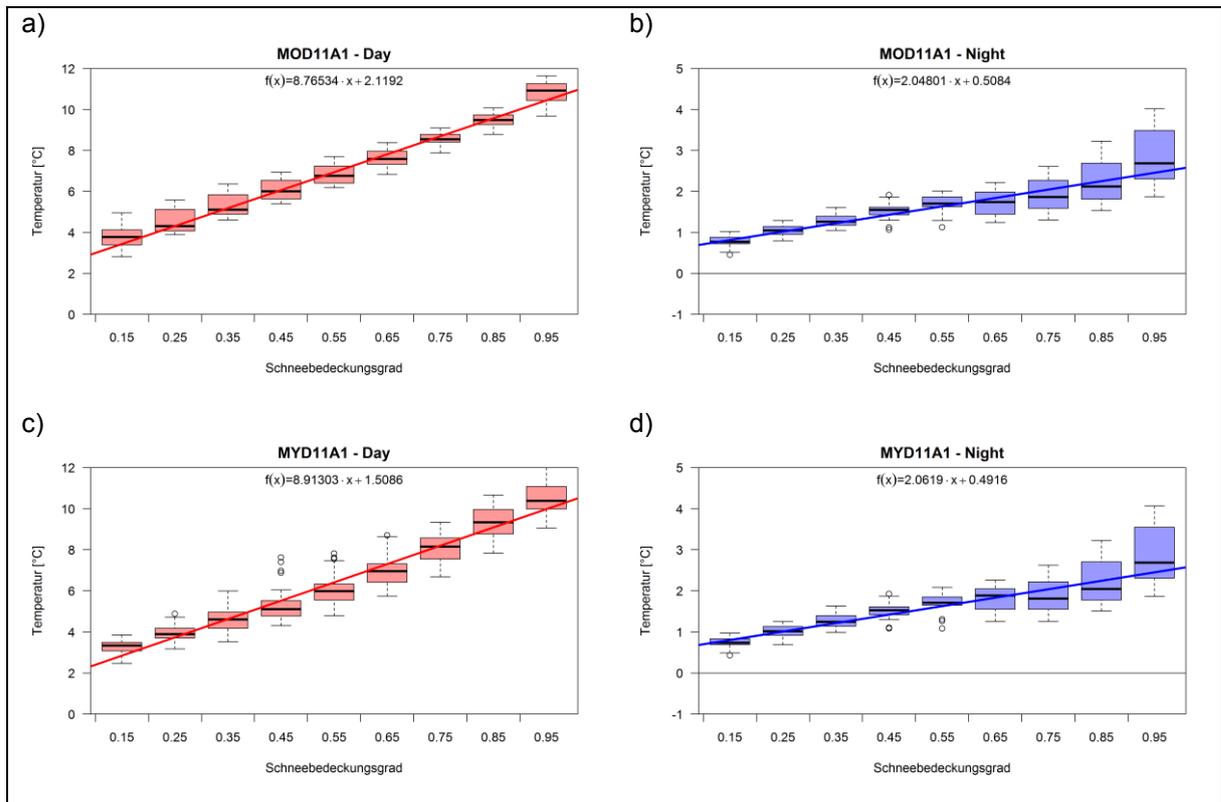


Abb. 3-49: Anpassungsfunktionen der Temperatur von Schneepixeln, EMR a) MOD11A1 Tag, b) MOD11A1 Nacht, c) MYD11A1 Tag, d) MYD11A1 Nacht. Bei den Box-Whisker-Plots entspricht die Box dem Bereich vom 25 % Quantil bis zum 75 % Quantil, der Median wird als durchgezogener Strich dargestellt und die Antennen (Whisker) gehen bis zum minimalen bzw. maximalen Wert, sofern dieser nicht mehr als das 1,5-fache des Interquartilsabstandes vom Median abweichen. Datenpunkte, die außerhalb dieses Bereiches liegen, gelten als Ausreißer und werden als Punkte dargestellt.

Nach der Anpassung der Temperatur der schneebedeckten Pixel erfolgt die Filterung der unplausiblen Temperaturgradienten und des 5 % und 95 % Quantils der Residuen wie oben beschrieben. Die räumlichen Datenlücken werden mittels dem im Abschnitt 3.1.3.3 vorgestellten Verfahren rekonstruiert. Die Anzahl der Karten mit weniger als 10 % validen Pixeln sind im EMR rd. 6 - 7 % weniger als in der Schweiz (vgl. Abb. 3-50 mit Abb. 3-18).

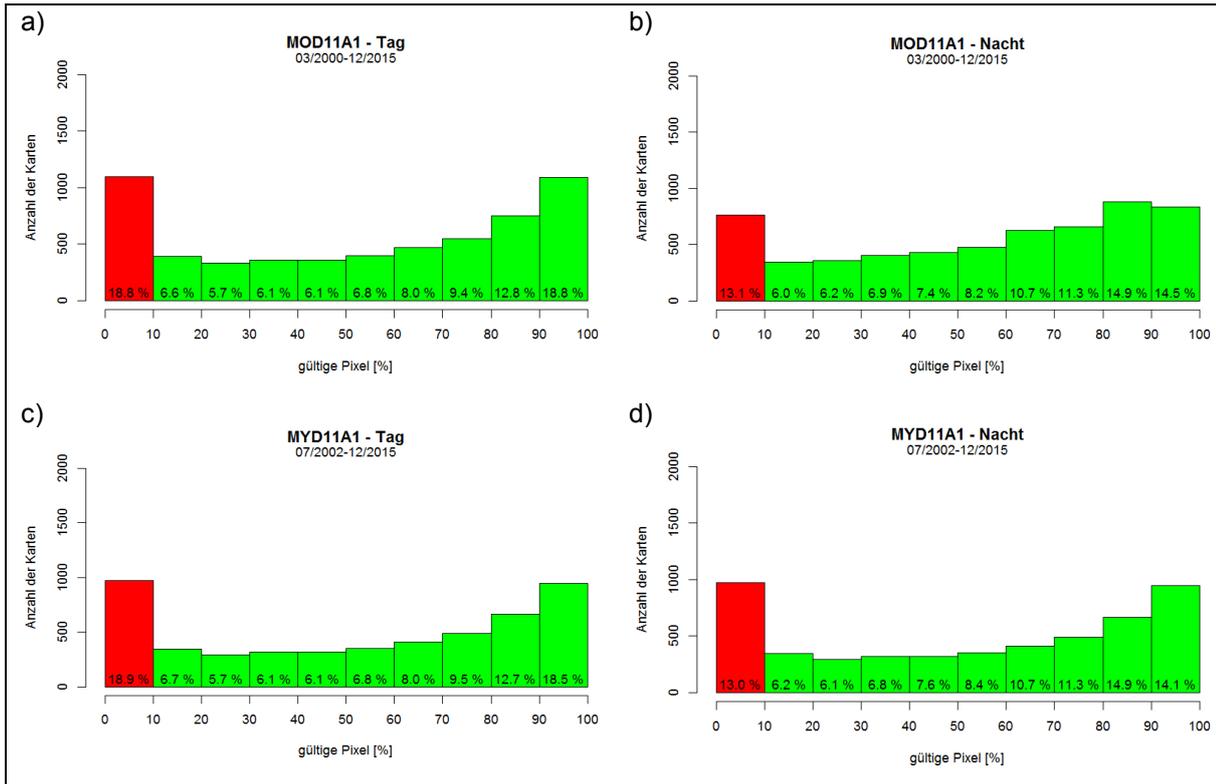


Abb. 3-50: Anzahl der Karten in Abhängigkeit der gültigen Pixel, EMR a) MOD11A1 Tag, b) MOD11A1 Nacht, c) MYD11A1 Tag, d) MYD11A1 Nacht

3.4.3 Vergleich der rekonstruierten Tagesmitteltemperatur mit Wetterstationsdaten

Ein Vergleich der Rekonstruktionsergebnisse der \bar{T}_a aus MODIS LST ist auf Grund der geringen Anzahl an Bodenstation im EMR schwierig. Die vorhandenen Messwerte der Bodenstation stehen zum Teil nur lückenhaft zur Verfügung. Einen Überblick der Datenverfügbarkeit der \bar{T}_a für den Untersuchungszeitraum von März 2000 bis Dezember 2015 ist in der Abb. 3-51 ersichtlich. Die verwendeten Stationsdaten sind dem GSOD und den „High-Altitude Weather Data Network—des „Glacier Monitoring and Research Centre—entnommen. Die als Referenzstation verwendete Station Srinagar hat eine Datenabdeckung von 96,7 %. Die niedrigste Datenabdeckung hat die Station Pir Chenasi mit 34,2 % über den gesamten Zeitraum. Dies ist u. a. darauf zurückzuführen, dass die vollständigen Datensätze der Station Rattu, Pir Chenasi, Shogran, Saif-ul-Maluk und Bruzil für die aktuelle Untersuchung nur bis 2009 respektive 2012 vorliegen.

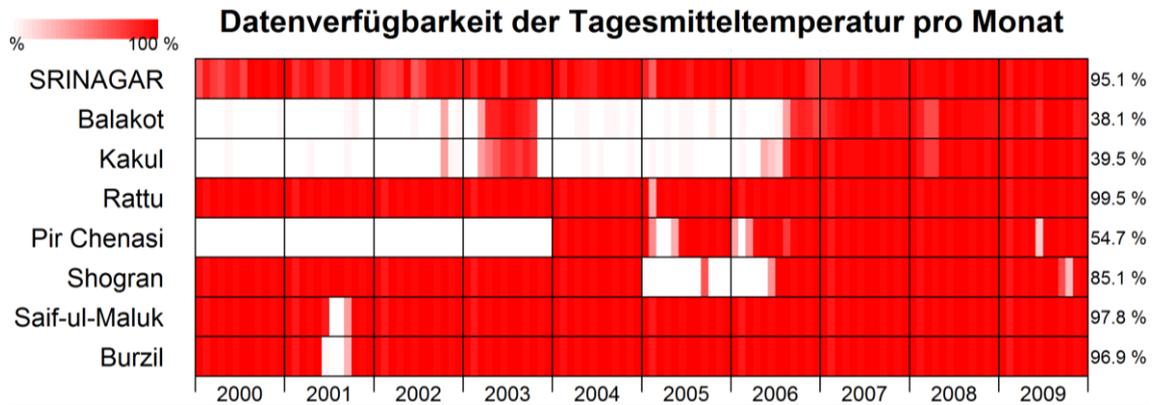


Abb. 3-51: Datenverfügbarkeit der Bodenstationen der \bar{T}_a , EMR

Für die beiden Stationen mit der niedrigsten Datenabdeckung Pir Chenasi und Shogran ergeben sich die schlechtesten Gütekriterien (Tab. 3-8). Der Nash-Sutcliffe Koeffizient der anderen 5 Stationen liegt im Bereich von 0,846 (Terra) und 0,819 (Aqua) bis 0,904 (Terra) und 0,901 (Aqua). Die Ergebnisse des Vergleichs der rekonstruierten \bar{T}_a nach der Methode RrTLSTR-S mit Daten von Bodenstationen sind zufriedenstellend. Allerdings können diese infolge der geringen Anzahl an verfügbaren Messwerten nicht so breit abgesichert werden wie die Rekonstruktionsergebnisse in der Schweiz.

Tab. 3-8: MAE, RMSE, R^2 der rekonstruierten mittleren Tagestemperaturen über den Zeitraum von 2000 (Terra) bzw. 2002 (Aqua) bis 2015, EMR

Station	H [mNN]	Terra			Aqua		
		MAE [°C]	RMSE [°C]	R^2 [-]	MAE [°C]	RMSE [°C]	R^2 [-]
Balakot	981	2,1	2,6	0,876	2,2	2,6	0,867
Kakul	1.309	1,7	2,2	0,902	1,8	2,3	0,901
Rattu	2.570	2,1	2,7	0,904	2,1	2,8	0,895
Pir Chenasi	2.802	3,4	4,1	0,575	3,7	4,5	0,484
Shogran	3.069	3,0	3,7	0,642	3,2	3,9	0,606
Saif-ul-Maluk	3.235	2,1	2,7	0,846	2,3	3,0	0,819
Burzil	4.030	2,7	3,3	0,827	2,5	3,2	0,843
gewichtetes Mittel über 7 Stationen		2,4	3,0	0,817	2,4	3,0	0,803

4 Meteorologische Eingangsgröße zur Modellierung des Niederschlagabflusses

In Hochgebirgsregionen liegen häufig nur unvollständige bzw. keine Aufzeichnungen zum Niederschlag vor. Diese Daten werden jedoch zur Modellierung des Abflussprozesses benötigt. Der Gebietsniederschlag wird zumeist mittels räumlicher Interpolation der Stationsniederschläge ermittelt, Datenlücken einzelner Stationen werden durch Aufzeichnungen benachbarter Stationen ergänzt. Alternativ werden einzelne Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte als Eingangsdaten genutzt.

Zur Verfeinerung der Auflösung dieser Produkte können „Downscaling—Verfahren angewandt werden. Im Allgemeinen versteht man unter dem Begriff „Downscaling—den konsistenten Informationstransfer von grob hinzu höher auflösenden Daten. Anwendung in der Hydrologie finden „Downscaling—Verfahren u. a. zur Regionalisierung von grob aufgelösten globalen Klimamodellen (engl. GCM, general circulation model) hinzu hochaufgelösten (regionalen und lokalen) Datensätzen. Wilby und Wigley (1997) unterscheiden die Verfahren zum „Downscaling—in die vier Kategorie: Regressionsverfahren; Ansätze zur Wetterlagenklassifizierung; stochastische Wettergeneratoren und „Limited Area—Modelle (LAM). Jedoch gibt es durchaus Modelle, welche einen hybriden Ansatz verfolgen und die verschiedenen Ansätze kombinieren. Wilby und Wigley (1997) beschreiben die Verfahrensweise der von ihnen kategorisierten Verfahren zum „Downscaling—wie folgt: Die Regressionsverfahren nutzen überwiegend lineare oder nichtlinear Zusammenhänge zwischen den hochauflösenden regionalen Parametern und den gröber aufgelösten Prädiktoren des GCM. Die Ansätze zur Wetterlagenklassifizierung kategorisieren zunächst typische Wetterlagen. Danach erfolgt die Konditionierung der regionalen Daten an den unterschiedlichen Wettermustern. Die stochastischen Wettergeneratoren koppeln an die großräumigen Prädiktoren der GCM an. Sie werten den statistischen Zusammenhang zwischen bestimmten Großwetterlagen und den lokalen Niederschlagsverhältnisse aus. Aus diesem Zusammenhang simulieren stochastische Wettergeneratoren in Abhängigkeit der Großwetterlage die lokalen Niederschlagsverhältnisse. Die LAM nutzen zur Simulation eines hochaufgelösten regionalen Klimamodells die Daten des GCM als Randbedingung. Das LAM wird demnach in das GCM eingebettet und von diesem angetrieben.

Für die Kalibrierung der unterschiedlichen „Downscaling—Verfahren benötigen diese (zu mindestens temporär) Daten eines hochaufgelösten regionalen Modells. Allerdings liegen in entlegenen Hochgebirgsregionen, wie z. B. dem Himalaya, die Stationsdaten nicht in hinreichender zeitlicher und räumlicher Auflösung zur Erstellung eines solchen Modells vor. Aufgrund dessen, dass die Anwendbarkeit der in dieser Arbeit genutzten Verfahren in datenarmen Gebieten gewährleistet werden soll, wird das „Downscaling— von Fernerkundungs- und Reanalysedaten in diesem Fall als ungeeignet angesehen.

Die global verfügbaren Fernerkundungs- und Reanalysedaten sollen jedoch im Rahmen dieser Arbeit zur unabhängigen Prognose des Stationsniederschlags genutzt werden. Hiermit soll die Möglichkeit geschaffen werden unabhängig von der zeitlichen Verfügbarkeit der Messdaten der Bodenstation den Abflussprozess modellieren zu können. Allerdings sind die einzelnen Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte mit gewissen Unsicherheiten in der Wiedergabe des Niederschlages behaftet. Eine Kombination unterschiedlicher Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte soll die Unsicherheiten der einzelnen Produkte reduzieren. Zusätzlich werden diese an temporär vorhandenen Stationsniederschlagsdaten kalibriert. Nach der Kalibrierung werden die Niederschläge, unabhängig von Stationsmessungen, nur anhand der Kombination der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte ermittelt. Zur Kombination der Datensätze werden zum einen ein künstliches neuronales Netz (engl. ANN, artificial neural network), als eine deterministische Methode, und zum anderen der „Model Conditional Processor— (MCP), als ein probabilistisches Verfahren, verwendet.

Die Methoden MCP und ANN unterscheiden sich grundlegend in der Art der Ergebnisse. Das Ergebnis der probabilistische Methode MCP ist eine prädiktive Dichtefunktion bzw. Verteilungsfunktion wohingegen die deterministische Methode ANN einen (scheinbar eindeutigen) Wert liefert. Diese beiden Verfahren (ANN im Abschnitt 4.3.3, MCP im Abschnitt 4.3.4) sollen zunächst unabhängig voneinander für zwei Gebiete anhand vorhandener Stationsniederschläge kalibriert und validiert werden. Im Weiteren erfolgt eine Kombination beider Verfahren (Abschnitt 4.3.5).

Zur Übertragung der so gewonnenen Punktmessungen im jeweiligen Einzugsgebiet auf die Einzugsgebietsfläche werden im Anschluss regionale jährliche Gradienten des Niederschlags für jedes Gebiet bestimmt. Diese werden aus den verfügbaren Stationsmessungen im Bereich des jeweiligen Einzugsgebiets abgeleitet. Zusätzlich wird durch die Erstellung der Wasserbilanz für die einzelnen Einzugsgebiete der Messfehler an der Bodenstation abgeschätzt.

4.1 Niederschlag aus Fernerkundungs- und Reanalysedaten

Die globalen Niederschlagsdatensätze gliedern sich in die Kategorien Fernerkundungs- und Reanalysedaten. Die in diesem Kapitel beschriebenen Datensätze stehen zurzeit alle kostenlos online, ggf. nach vorheriger Anmeldung, für Forschungszwecke zur Verfügung. Im Folgenden werden zunächst die global verfügbaren Datensätze des Niederschlags aufgelistet, die Validierung dieser erfolgt in Abschnitt 4.3. In der vorliegenden Arbeit werden nur Datensätze berücksichtigt, welche eine nahezu globale räumliche Abdeckung und mindestens eine zeitliche Auflösung von täglich aufweisen.

4.1.1 Beschreibung der Fernerkundungs- und Reanalysedaten

4.1.1.1 Fernerkundungsdaten

Die TRMM der NASA und der JAXA, mit ihrem gleichnamigen Satellit, liefert mit einer räumlichen Abdeckung von 50°S bis 50°N und 180°W bis 180°E mit einer zeitlichen Auflösung von 3 Stunden Niederschlagsdaten (Abb. 4-1).

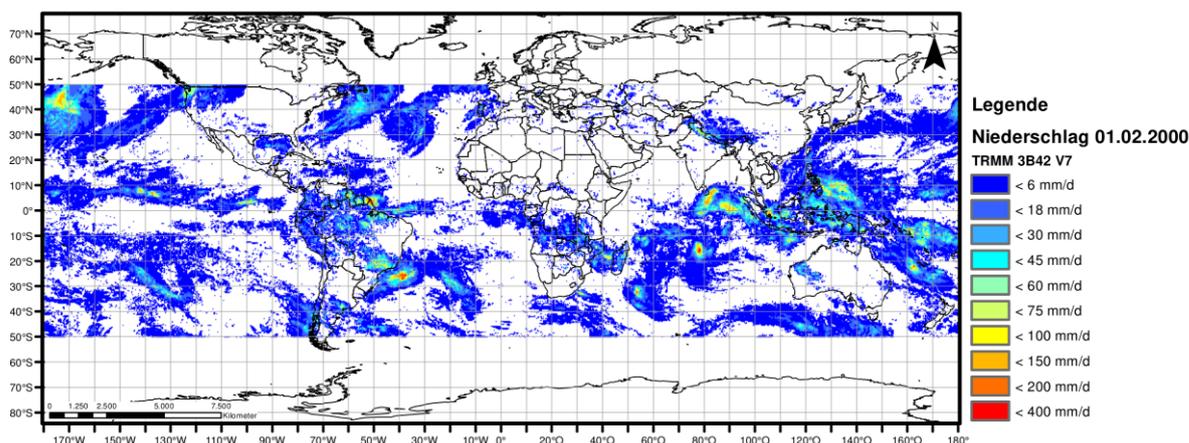


Abb. 4-1: TRMM 3B42 V7 vom 01.02.2000

Huffman et al. (1997) und Huffman et al. (2007) beschreiben den Algorithmus zur Ermittlung der Niederschlagsmenge, welcher auf Datenreihen verschiedener Sensoren des Satelliten TRMM basiert. Als tägliche Datensätze stehen die Produkte TRMM 3B42RT (GSFC DAAC 2016b) und TRMM 3B42 V7 (GSFC DAAC 2016a) mit einer räumlichen Auflösung von 0,25 x 0,25 ° zur Verfügung (Tab. 4-1). Die 3B42RT Daten werden in nahezu Echtzeit produziert. Das Produkt 3B42 V7 berücksichtigt zusätzlich zu den Satellitendaten Niederschlagsmessung von Wetterstationen und steht ca. 2 Monate nach der Aufnahme zur Verfügung. Huffman und Bolvin (2015) empfehlen die Verwendung des Produktes TRMM 3B42 V7 für Forschungsarbeiten, welche sich nicht speziell auf Echtzeitanwendungen konzentrieren. In dieser Arbeit wird dementsprechend das Produkt TRMM 3B42 V7 verwendet.

Tab. 4-1: globale Temperaturdaten aus Fernerkundung

Produkt	Zeitraum	Datenabdeckung	räumliche Auflösung	max. zeitliche Auflösung
TRMM 3B42 V7	1998 - heute	50°S - 50°N; 180°W - 180°E	0,25 x 0,25 °	3-stündlich
TRMM 3B42RT (V7)	03/2000 - heute	50°S - 50°N; 180°W - 180°E	0,25 x 0,25 °	täglich

4.1.1.2 Reanalysedaten

Die globalen Reanalyseprodukte für die Variable Niederschlag sind in ihrer zeitlichen und räumlichen Abdeckung bzw. Auflösung identisch zu den Datensätzen der Lufttemperatur auf 2 m Höhe über Gelände bezogen (Abschnitt 3.2).

Tab. 4-2: globale Niederschlagsdaten aus Reanalysen

Produkt	Zeitraum	Datenabdeckung	räumliche Auflösung	max. zeitliche Auflösung
ERA-Interim	1979 - heute	global	0,125 x 0,125 ° - 3,0 x 3,0° (~14 - 333 km)	6-stündlich
JRA-55	1958 - heute	global	1,25 x 1,25 ° (~139 km)	6-stündlich
MERRA	1979 - heute	global	1/2 ° x 2/3 ° (~56 x 74 km)	stündlich
NCEP-CFSR	1979 - 2011	global	~0,313 x 0,313 ° (T382) (~38 km)	stündlich
NCEP-CFSv2	2011 - heute	global	0,5 x 0,5 ° - 2,5 x 2,5 ° (~ 56 - 278 km)	stündlich
NCEP-NCAR (R1)	1948 - heute	global	1,875 x 1,875 ° (T62) (~209 km)	6-stündlich

4.1.2 Stand der Forschung

In diesem Abschnitt wird der aktuelle Stand der Forschung, hinsichtlich der bestehenden Untersuchungen zur Übereinstimmung der Niederschlagshöhen der o. g. Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte mit dem Stationsniederschlag, aufgezeigt.

Vergleiche zwischen Niederschlagsdaten aus Fernerkundung und Reanalyse mit Stationsniederschlag werden u. a. von Bosilovich et al. (2008, 2009), Ward et al. (2011), Lorenz und Kunstmann (2012), Thiemig et al. (2012), Peña-Arancibia et al. (2013), Jiang et al. (2014), Lauri et al. (2014), Zulkafli et al. (2014), Gehne et al. (2016) und Hu et al. (2016) auf regionaler bis hin zu globaler Ebene angestellt. Die Ergebnisse der Untersuchungen lassen sich dahingehend zusammenfassen, dass es nicht das eine Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukt gibt, welches den Stationsniederschlag weltweit am besten wiedergibt. Sondern jedes Produkt weist seine individuellen regionalen und saisonalen Stärken und Schwächen in der korrekten Wiedergabe des Niederschlags auf.

Gehne et al. (2016) stellen einen globalen Vergleich zwischen Fernerkundungs- und Reanalysedaten (u. a. ERA-Interim, JRA-55, MERRA, NCEP-CFSR, TRMM 3B42 V7) und dem Datensatz GPCP-1DD an. Der Datensatz GPCP-1DD kombiniert in situ Niederschlagsmessungen des „Global Precipitation Climatology Centre—(GPCC) mit

satellitenbasierten Infrarot- und Mikrowellenmessungen. Der weltweite tägliche Rasterdatensatz GPCP-1DD wird durch das „NASA Goddard Space Flight Center—in der räumlichen Auflösung von $1 \times 1^\circ$ produziert (Huffman et al., 1997, 2001). Gehne et al. (2016) wählten GPCP-1DD als Vergleichsprodukt nicht aus dem Grund aus, dass dieses den täglichen Niederschlag am genauesten abschätzt, sondern auf Grund seiner weiten Verbreitung und Vertrautheit der Leser mit diesem Produkt. Insgesamt beschreiben sie die Ergebnisse des Vergleichs für die Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte als sehr unterschiedlich. ERA-Interim tendiert im Sommer zur Unterschätzung der Niederschlagsrate über Nordamerika. Die Auswertungen ergeben im australischen Sommer ebenfalls für ERA-Interim eine große systematische Abweichung bei geringen Niederschlagsraten. Die Korrelation der jährlichen Niederschlagssummen zwischen den Reanalysen JRA-55, NCEP-CFSR und ERA-Interim im Vergleich zu GPCP-1DD stufen Gehne et al. (2016) über Nordamerika als nicht signifikant ein. Jedoch ermitteln sie für die o. g. Produkte eine Korrelation mit GPCP-1DD von über 0,79 über Europa, dem Maritimen Kontinent und Australien. Nach der Auffassung von Gehne et al. (2016) sind die Niederschlagsdaten aus Reanalysen in erster Linie Produkte, welche durch die Assimilation von beobachteten Daten und dem systematischen Fehler, in den zur Vorhersage verwendeten GCM, beeinflusst werden. Sie identifizieren eine eindeutige systematische Abweichung für die monatlichen und jährlichen Mittel der Reanalysen im Vergleich zu den Beobachtungen. Des Weiteren zeigen sie auf, dass die jährlichen Mittelwerte der Niederschlagsprognosen im großen Maßstab (kontinental bis global) sich in der Variabilität unterscheiden. Jedoch die Variabilität der Reanalysen auf Basis monatlicher Zeitskalen tendenziell zu den beobachteten Werten konsistent sind. Dies leiten sie aus den hohen Werten der Korrelationen ab. Gehne et al. (2016) schlussfolgert hieraus, dass die Reanalysedaten eine zuverlässigere Grundlage für Untersuchungen sind deren Fokus auf der Variabilität der Niederschlagsmengen liegen, als für Untersuchungen im Bereich des Energie- und Wasserhaushalts.

Hu et al. (2016) vergleicht die Produkte ERA-Interim, MERRA, NCEP-CFSR und TRMM 3B42 V7 mit Daten von 399 Wetterstationen in Zentralasien. Als ein wichtiges Ergebnis der Studie bezeichnen Hu et al. (2016), dass MERRA eine höhere Übereinstimmung mit den beobachteten Niederschlägen aufweist und die saisonale Variabilität des Niederschlags besser wiedergibt, als ERA-Interim und NCEP-CFSR. Allerdings überschätzen diese drei Produkte den beobachteten Niederschlag, insbesondere im späten Frühling und frühen Sommer. Hu et al. (2016) führen dies auf Fehler der Modelle in der Abbildung konvektiver Niederschläge zurück. In der untersuchten Gebirgsregion in Zentralasien tendieren die drei Reanalysedatensätze dazu den Niederschlag signifikant zu überschätzen. TRMM 3B42 V7 unterschätzt im Untersuchungsgebiet den Niederschlag im Winter und Frühling. Hu et al. (2016) begründen dieses Phänomen vor allem mit Problem bei der Erfassung von Winterniederschlägen in der Fernerkundung mit passiven Mikrowellen. Diese Ungenauigkeiten in der Erfassung des Niederschlags tritt hauptsächlich oberhalb von schnee- oder eisbedeckten Flächen auf (Grody 1991). Hu et al. (2016) sehen daher die Notwendigkeit das Verfahren zur Ermittlung des Niederschlags aus passiven Mikrowellen für die kalte Jahreszeit zu verbessern. Die Auswertungen von Hu et al. (2016) hinsichtlich der

topographischen Lage (Gebirgsregion oder Flachland) für TRMM 3B42 V7 ergeben für die Gebirgsregionen eine Unterschätzung des Niederschlags, insbesondere für die Sommermonate. In der Ebene tendiert TRMM 3B42 V7 dazu die monatlichen Niederschlagsmengen leicht zu überschätzen. TRMM 3B42 V7 korreliert gegenüber ERA-Interim, MERRA und NCEP-CFSR in Zentralasien am besten mit den Messwerten der Wetterstationen. Dies gilt sowohl im gesamten Untersuchungsgebiet als auch für die Gebirgsregionen und das Flachland.

Ähnliche Untersuchungen haben u. a. Ward et al. (2011) für den chilenischen Teil Patagoniens, Lorenz und Kunstmann (2012) weltweit und Thiemig et al. (2012) für drei Gebiete in Afrika angestellt. Ihre Ergebnisse unterstreichen den Sachverhalt, dass es nicht das eine optimale Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukt gibt, welches den Niederschlag am besten wiedergibt.

Lauri et al. (2014) untersuchen die Produkte ERA-Interim, NCEP-CFSR, TRMM 3B42 V6 und TRMM 3B42 V7 hinsichtlich deren Auswirkungen auf das Ergebnis eines Niederschlag-Abfluss-Modells für das Einzugsgebiet des Mekong in Südostasien. Sie stellten nach ersten Testläufen fest, dass die Notwendigkeit besteht die einzelnen Niederschlagsdatensätze hinsichtlich der Niederschlagsmenge mittels konstantem Koeffizienten anzupassen um vergleichbare Ergebnisse zu erzielen. Lauri et al. (2014) kommen zu dem Ergebnis, dass TRMM 3B42 V7 für das Einzugsgebiet des Mekong vergleichbar gute Ergebnisse, wie die Modellierung mit den beobachteten Niederschlägen, liefert. Die Modellierungsergebnisse mit den Reanalyseprodukten ERA-Interim und NCEP-CFSR als Eingangsdatensätze waren hingegen, aufgrund von Probleme mit der korrekten Wiedergabe der räumlichen Verteilung des Niederschlags, nicht zufriedenstellend. Lauri et al. (2014) stellen fest, dass ERA-Interim im Einzugsgebiet das wahre Niederschlagsmuster nicht korrekt wiedergibt. NCEP-CFSR gibt zwar die Niederschlagsmuster im Einzugsgebiet besser wieder, jedoch prognostiziert NCEP-CFSR starke Niederschläge, welche von den Bodenstationen nicht erfasst wurden. Lauri et al. (2014) bestätigt die Untersuchungsergebnisse von Lorenz und Kunstmann (2012) dahingehend, dass die Reanalyseprodukte für die hydrologische Modellierung in tropischen Gebieten nicht besonders gut geeignet sind.

Zulkafli et al. (2014) stellt einen Vergleich zwischen Modellierungsergebnissen mit den Eingangsdatensätzen TRMM 3B42 V6 bzw. TRMM 3B42 V7 in den nördlichen peruanischen Anden an. Sie bezeichnen die Verbesserung zwischen der Version 6 und Version 7 des Produkts TRMM 3B42 als beträchtlich für die Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses. Sie vergleichen insgesamt die Modellierungsergebnisse von 9 Einzugsgebieten und kommen zu dem Ergebnis, dass ihr Vertrauen in den Einsatz von TRMM 3B42 V7, in den meist schlecht vom Boden aus beobachteten Gebieten der tropischen Gebirgsregion, gestiegen ist. Zulkafli et al. (2014) sehen einen Mehrwert für die hydrologische Modellierung in der Verwendung von Fernerkundungsdaten.

Bosilovich et al. (2009) und Peña-Arancibia et al. (2013) vergleichen zusätzlich zu den Fernerkundungs- und Reanalysedatensätzen ein Ensemble aus diesen mit

Bodenstationsdaten. Bosilovich et al. (2009) stellen den Vergleich global und Peña-Arancibia et al. (2013) für Australien und Süd- und Ostasien an. Beide Untersuchungen kommen zu dem Ergebnis, dass ein Ensemble aus mehreren Fernerkundungs- und Reanalysedatensätzen den Niederschlag am besten wiedergibt.

Reggiani et al. (2016) verfolgen einen probabilistischen Ansatz zur Kombination von mehreren Reanalysedatensätzen (ERA-20C, ERA-Interim, JRA-55, MERRA, NCEP-CFSR, NCEP-NCAR) im Bereich des Himalaya. Sie konditionieren mittels dem MCP nach Coccia (2011) die monatlichen Gebietsniederschläge am Stationsniederschlag und verbessern hierdurch die Güte der Niederschlagsprognose.

Bewertung und Schlussfolgerung

Die oben dargestellten unterschiedlichen Vergleiche von Fernerkundungs- und Reanalysedaten mit Bodenstationsmessungen zeigt die unterschiedliche Qualität der einzelnen Produkte auf. Jedes einzelne Produkt weist seinen individuellen regionalen und saisonalen Stärken und Schwächen auf, sodass für jedes Untersuchungsgebiet der optimale Datensatz ermittelt werden muss. Wie bereits durch Gehne et al. (2016), Thiemig et al. (2012), Peña-Arancibia et al. (2013), Bosilovich et al. (2009) und Reggiani et al. (2016) angeregt, kann durch ein Ensemble aus mehreren Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte die Qualität der Niederschlagsprognose verbessert werden. Einen möglichen Ansatz hierzu zeigt die Analyse von Reggiani et al. (2016) für monatliche Gebietsniederschläge.

Dementsprechend stellt sich die Frage, inwieweit kann ein deterministischer Ansatz bzw. eine probabilistischer Ansatz ein Ensemble aus mehreren Fernerkundungs- und Reanalyseprodukten bilden, welches den täglichen Niederschlag bestmöglich wiedergibt.

Ein solcher Datensatz müsste folgende Kriterien erfüllen:

- als Variable wird der Niederschlag wiedergeben.
- tägliche Verfügbarkeit.
- unabhängig nach der Kalibrierung von Stationsdaten.

Im Abschnitt 4.3.3 wird als deterministischer Ansatz ein ANN, im Abschnitt 4.3.4 als probabilistischer Ansatz der MCP und im Abschnitt 4.3.5 die Kombination der beiden Ansätze zur Ermittlung des optimalen Ensembles aus mehreren Fernerkundungs- und Reanalyseprodukt untersucht, welches die o. g. Kriterien am besten erfüllt.

4.2 Einzugsgebiete in der Schweiz

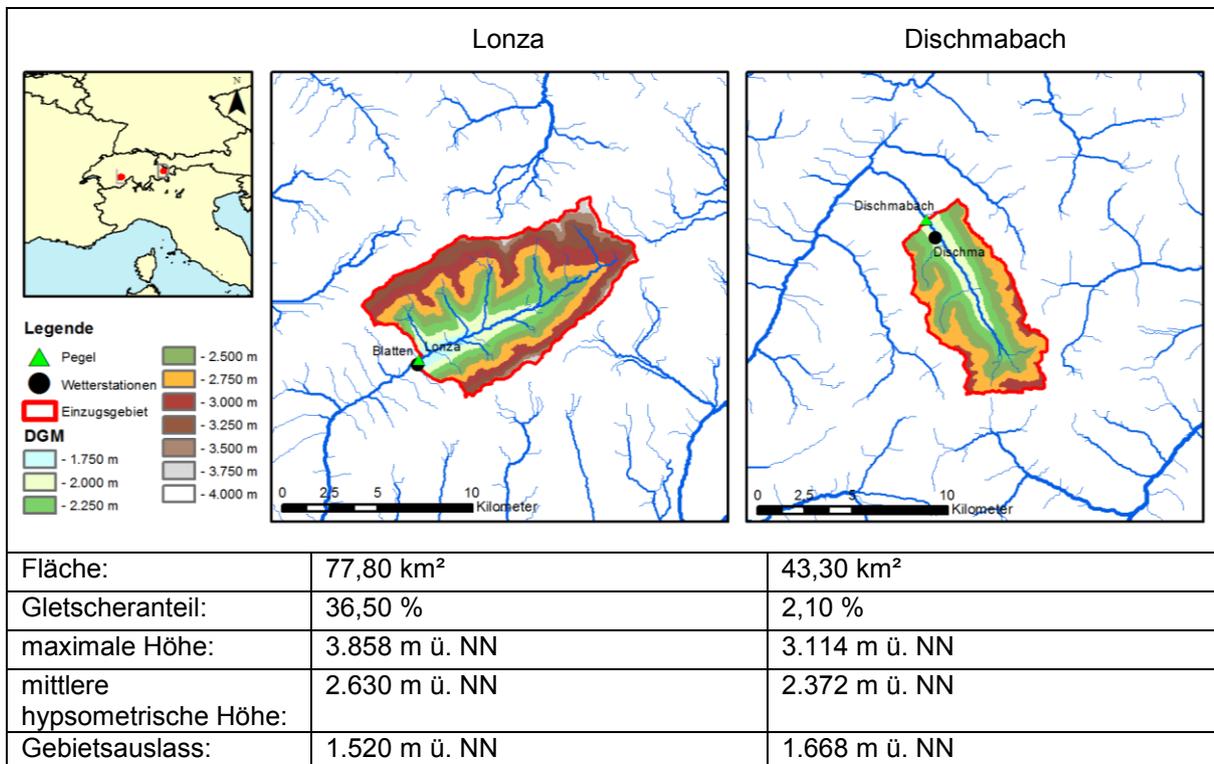
Die Verfahren ANN und MCP sollen zunächst exemplarisch in zwei Einzugsgebieten in der Schweiz zur Kalibrierung von Fernerkundungs- und Reanalysedaten an Stationsniederschlägen bei guter Datenlage angewandt werden. Hierzu werden die Tagesniederschläge in den Einzugsgebieten der Lonza und des Dischmabachs untersucht. Im Anschluss soll die beste Methode in eine datenarme Region übertragen und zur Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses verwendet werden.

Beschreibung der Untersuchungsgebiete

Das Einzugsgebiet der Lonza (EZG-L) liegt im Schweizer Kanton Valis im Lötschental. Die Fläche des Einzugsgebiets beträgt rd. 77,8 km² und verfügt über einen Gletscheranteil von rd. 36,5 % (Bundesamt für Umwelt BAFU 2013). Der Gebietsauslass am Pegel in Blatten liegt auf 1.520 m ü. NN und die mittlere hypsometrische Höhe beträgt 2.630 m ü. NN. Die maximale Höhe des EZG-L ist 3.858 m ü. NN (Tab. 4-3).

Das Einzugsgebiet des Dischmabachs (EZG-D) liegt im Schweizer Kanton Graubünden im Dischmatal einem Seitental bei Davos. Die Gebietsfläche beträgt rd. 43,3 km² mit einem Gletscheranteil von rd. 2,1 % (Bundesamt für Umwelt BAFU 2013). Die mittlere hypsometrische Höhe ist 2.372 m ü. NN und die Geländehöhe am Gebietsauslasses beträgt 1.668 m ü. NN. Die maximale Geländehöhe im EZG-D beträgt 3.114 m ü NN (Tab. 4-3).

Tab. 4-3: Gebietssteckbriefe Einzugsgebiete Lonza und Dischmabach



In der Nähe der beiden Gebietsauslässe befindet sich jeweils eine Niederschlagsmessstation. Die täglichen Stationsniederschläge der Stationen Blatten und Dischma wurden von MeteoSchweiz, dem Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie, zur

Verfügung gestellt. Die Tagessummen von 05:40 bis 05:40 des Folgetages werden für die Station Blatten seit dem 28.02.2001 und für die Station Dischma seit dem 31.12.1972 bis heute aufgezeichnet (Tab. 4-4).

Tab. 4-4: Niederschlagsmessstation in den beiden Schweizer Einzugsgebieten

Wetterstation	Zeitraum	Datenquelle	Länge/Breite	Höhe
Blatten, Lötschental	28.02.2001 - heute	MeteoSchweiz	7°49'/46°25'	1.538 m ü. NN
Dischma	31.12.1972 - heute	MeteoSchweiz	9°53'/46°46'	1.710 m ü. NN

4.3 Aufbereitung und Validierung der Niederschlagsdaten

Die Aufbereitung der Niederschlagsprodukte erfolgt mittels ANN und/oder MCP. Zur Bewertung der Ergebnisse werden zusätzlich zu den im Abschnitt 3.1.4 verwendeten Gütekriterien der Korrelationskoeffizient nach Pearson (Gl. 4-1) und das Verhältnis zwischen Signal und Rauschen (S/N, engl. Signal-to-noise) (Gl. 4-2) (Krzysztofowicz 1999) als Kriterium herangezogen. Der Korrelationskoeffizient misst den linearen Zusammenhang zwischen zwei Variablen. Der Wertebereich des Korrelationskoeffizienten liegt zwischen - 1 und 1. Der Wert 1 bedeutet, dass die Variablen perfekt positiv korrelieren und der Wert - 1 bedeutet eine perfekte negative Korrelation der Variablen. Der Wert 0 weist darauf hin, dass kein linearer Zusammenhang zwischen den Variablen besteht. Krzysztofowicz (1999) interpretiert die Werte des Verhältnisses zwischen Signal und Rauschen wie folgt: nimmt das Signal zu und das Rauschen ab so wird die Ausgabe des Modells informativer. Er versteht das Verhältnis zwischen Signal und Rauschen als entscheidungstheoretisches Maß der Informativität des jeweiligen Modells. Geht der Wert gegen 0 so korreliert das Modell nicht mit den Messwerten. Geht der Wert gegen unendlich so entspricht das einem „perfekten—Modell.

$$\rho_{(x,y)} = \frac{\frac{1}{n-1} \cdot \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\frac{1}{n-1} \cdot \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \cdot \sqrt{\frac{1}{n-1} \cdot \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (\text{Gl. 4-1})$$

$$S/N = \frac{\rho_{(x,y)}^2}{1 - \rho_{(x,y)}^2} \quad (\text{Gl. 4-2})$$

mit:

\bar{x}	=	Mittelwert der Stationsniederschläge	[mm]
x_i	=	Stationsniederschlag	[mm]
\bar{y}	=	Mittelwert der ermittelten Niederschläge aus Fernerkundungs- und Reanalyseprodukten	[mm]
y_i	=	Niederschlag aus Fernerkundungs- und Reanalyseprodukten	[mm]
n	=	Anzahl der Messwerte	[-]

Die Untersuchung erfolgt für den Zeitraum von 2000 bis 2015, insoweit die verwendeten Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte zur Verfügung stehen. Die Bestimmung der Werte der Gütekriterien der probabilistischen Prognose MCP erfolgt für den Erwartungswert und die Ermittlung der Güte der deterministischen Prognose ANN erfolgt für den Prognosewert.

4.3.1 Aufbereitung der Ausgangsdaten

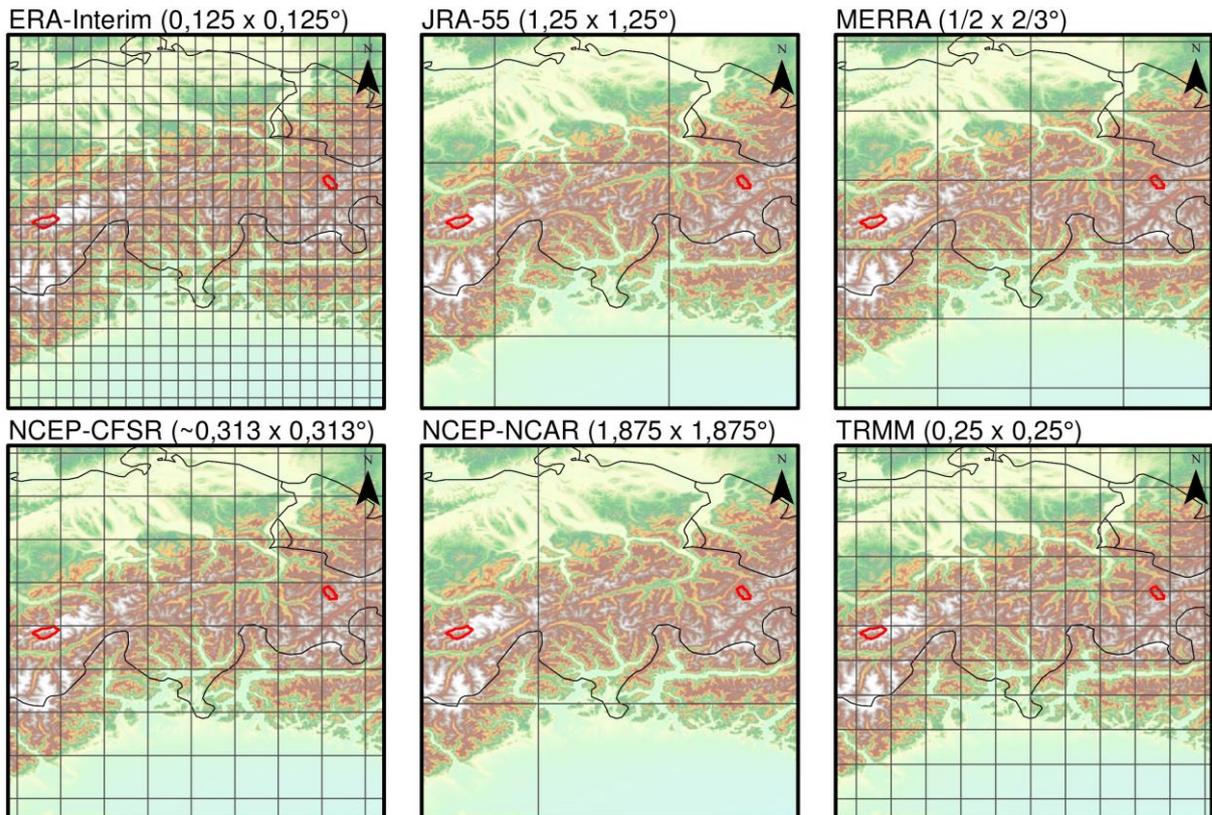


Abb. 4-2: Einzugsgebiete in der Schweiz und Rasterauflösung der Niederschlagsprodukte

Die Abb. 4-2 zeigt die Rasterauflösung der einzelnen Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte in Relation zu den beiden Einzugsgebieten in der Schweiz (rote Umrandungen). Das EZG-L (Abb. 4-2, westliches rot umrandetes Gebiet) liegt bei den Produkten JRA-55, MERRA, NCEP-CFSR, NCEP-NCAR und TRMM innerhalb von einer Rasterzelle, beim Produkt ERA-Interim hingegen erstreckt sich das EZG-L über mehrere Rasterzellen. Das EZG-D (Abb. 4-2, östlich rot umrandetes Gebiet) liegt bei den Produkten JRA-55 und NCEP-NCAR innerhalb einer Rasterzelle und bei den anderen Produkten erstreckt sich das Einzugsgebiet über mehrere Rasterzellen. Für die Kalibrierung der Datensätze am Stationsniederschlag wurde jeweils das flächengewichtete Mittel des jeweiligen Einzugsgebiets ermittelt.

Die Kalibrierung der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte am Stationsniederschlag erfolgt auf Basis der täglichen Messwerte. Hierfür ist es zunächst erforderlich die Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte dementsprechend zeitlich zu aggregieren. Das verwendete Ausgangsprodukt ERA-Interim wird dazu von der vorliegenden zeitlichen Auflösung von 12-stündlich hinzu täglich Daten aggregiert. Die zeitliche Auflösung der Ausgangsprodukte JRA-55 und NCEP-CFSR ist 6-stündlich. Diese Datensätze werden für die weitere Verwendung zu täglichen Daten zusammengefasst. Das Produkt MERRA hat eine zeitliche Auflösung von stündlich und wird ebenfalls zu Tagesdaten aufsummiert. Die Produkte NCEP-NCAR und TRMM liegen bereits in der zeitlichen Auflösung von täglich vor.

4.3.2 Bewertung der Ausgangsdaten

Für einen späteren Vergleich der Ergebnisse werden in einem ersten Schritt die einzelnen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte ohne Kalibrierung mit den Stationsniederschlägen verglichen.

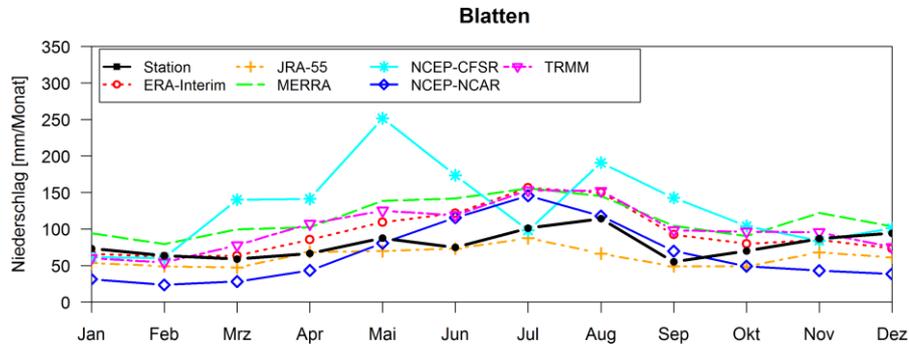


Abb. 4-3: Vergleich monatlicher Niederschlagssummen für Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte, Blatten (Rohdaten)

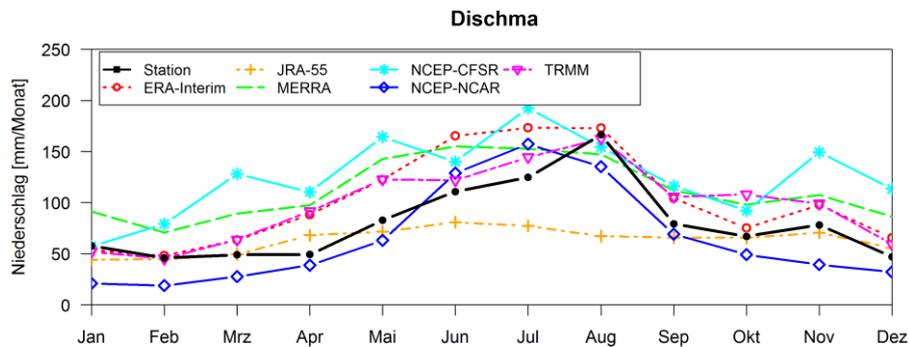


Abb. 4-4: Vergleich monatlicher Niederschlagssummen für Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte, Dischma (Rohdaten)

In der Abb. 4-3 und Abb. 4-4 sind die mittleren monatlichen Niederschlagssummen des Zeitraums von 2000 bis 2015 für die beiden Untersuchungsgebiete dargestellt. Diese wurden aus den täglichen Datensätzen der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte sowie dem Stationsniederschlag berechnet. Die Produkte ERA-Interim, MERRA, NCEP-CFSR und TRMM tendieren zur Überschätzung der Niederschläge. NCEP-NCAR überschätzt den Niederschlag in den Sommermonaten und unterschätzt diesen im restlichen Jahresverlauf. JRA-55 schätzt, mit Ausnahme im April im EZG-D, den Niederschlag insgesamt als zu gering ein.

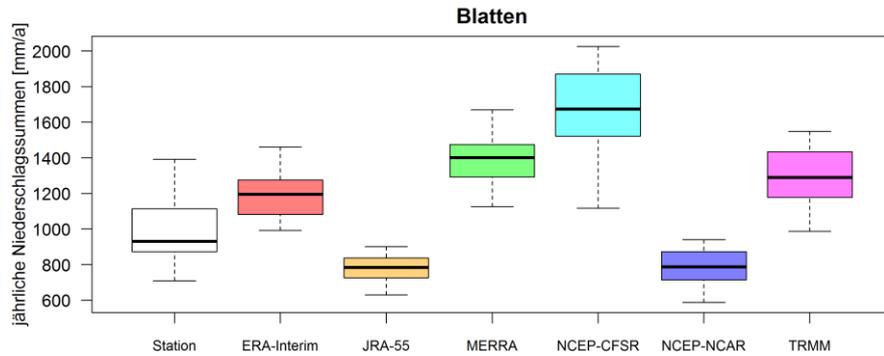


Abb. 4-5: Vergleich jährlichen Niederschlagssummen für Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte, Blatten (Rohdaten). Bei den Box-Whisker-Plots entspricht die Box dem Bereich vom 25 % Quantil bis zum 75 % Quantil, der Median wird als durchgezogener Strich dargestellt und die Antennen (Whisker) gehen bis zum minimalen bzw. maximalen Wert, sofern dieser nicht mehr als das 1,5-fache des Interquartilsabstandes vom Median abweichen. Datenpunkte, die außerhalb dieses Bereiches liegen, gelten als Ausreißer und werden als Punkte dargestellt.

Die jährliche mittlere Niederschlagssumme in Blatten im Untersuchungszeitraum beträgt rd. 930 mm/a und variiert im Bereich von 710 mm/a bis 1.390 mm/a. Der Box-Whisker-Plot in der Abb. 4-5 stellt die Verteilung der ermittelten jährlichen Niederschlagssummen der Wetterstation in Blatten und der einzeln Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte dar. Die größte Streuung der Niederschlagssummen weist das Produkt NCEP-CFSR mit Werten im Bereich zwischen 1.120 mm/a und 2.030 mm/a auf. Die geringste jährliche Streuung hat das Produkt JRA-55 mit 630 mm/a bis 900 mm/a. Insgesamt überschätzen die Produkte ERA-Interim, MERRA, NCEP-CFSR und TRMM die jährliche Niederschlagsmenge und die anderen beiden Produkte JRA-55 und NCEP-NCAR unterschätzt den jährlichen Wert. Diese Tendenz bestätigt sich im Diagramm der Abb. 4-6, in dem die kumulierten Niederschlagssummen der einzelnen Produkte gegen die kumulierte Niederschlagssumme der Stationsmessung aufgetragen sind.

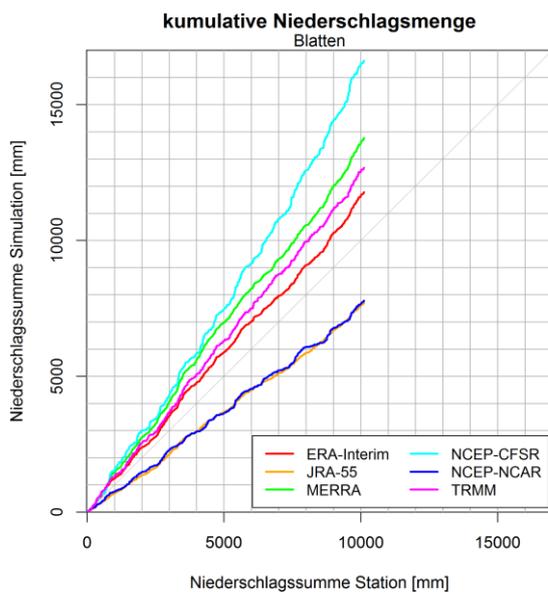


Abb. 4-6: Kumulierte Niederschlagssummen Simulation vs. Beobachtung, Blatten

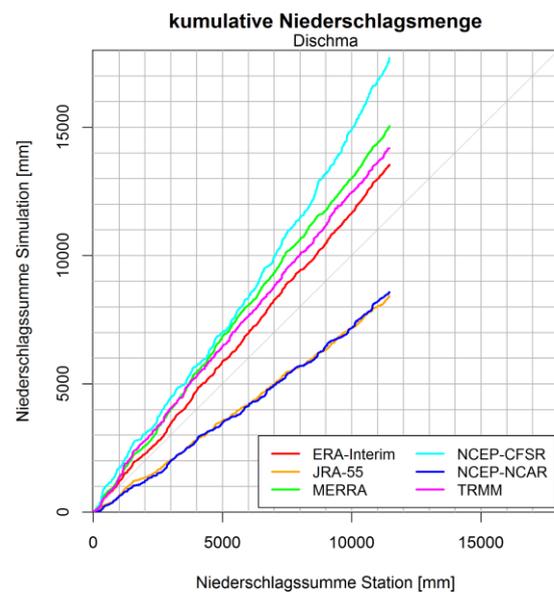


Abb. 4-7: Kumulierte Niederschlagssummen Simulation vs. Beobachtung, Dischma

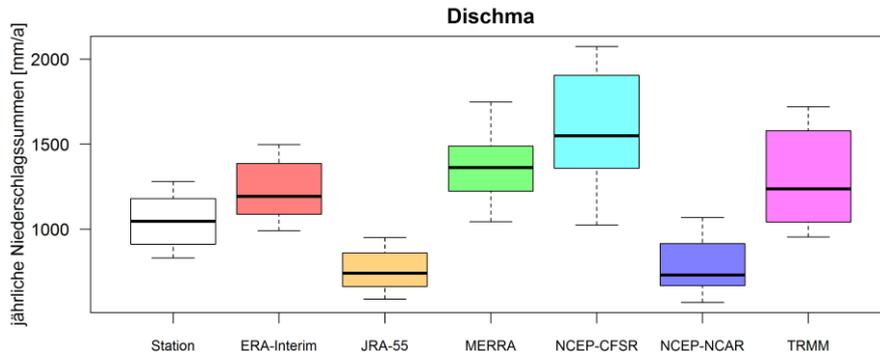


Abb. 4-8: Vergleich jährlichen Niederschlagssummen für Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte, Dischma (Rohdaten). Bei den Box-Whisker-Plots entspricht die Box dem Bereich vom 25 % Quantil bis zum 75 % Quantil, der Median wird als durchgezogener Strich dargestellt und die Antennen (Whisker) gehen bis zum minimalen bzw. maximalen Wert, sofern dieser nicht mehr als das 1,5-fache des Interquartilsabstandes vom Median abweichen. Datenpunkte, die außerhalb dieses Bereiches liegen, gelten als Ausreißer und werden als Punkte dargestellt.

An der Station Dischma wurde ein mittlerer Jahresniederschlag von rd. 1.040 mm/a für den Untersuchungszeitraum gemessen. Dieser variiert zwischen 830 mm/a und 1.280 mm/a. Der Vergleich der jährlichen Niederschlagssummen in der Abb. 4-8 zeigt, dass die Produkte ERA-Interim, MERRA, NCEP-CFSR und TRMM die jährliche Niederschlagsmenge in Bezug auf die Bodenstation überschätzen und die Produkte JRA-55 und NCEP-NCAR diese unterschätzen. Die ermittelten Jahresniederschläge für das Produkt NCEP-CFSR streuen zwischen 1.020 mm/a und 2.070 mm/a. Im Gegensatz dazu streut das Produkt JRA-55 nur zwischen 590 mm/a und 950 mm/a. Die kumulierte Niederschlagsmenge in Abb. 4-7 lassen eine lineare Abhängigkeit zwischen der Stationsmessung und den Niederschlagsdaten aus Fernerkundung und Reanalyse vermuten.

Tab. 4-5: Werte der Gütekriterien des Vergleichs täglicher Stationsniederschlag gegen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte (Rohdaten)

Produkt	Blatten					Dischma				
	$\rho_{(x,y)}$ [-]	S/N [-]	MAE [mm/d]	RMSE [mm/d]	R^2 [-]	$\rho_{(x,y)}$ [-]	S/N [-]	MAE [mm/d]	RMSE [mm/d]	R^2 [-]
ERA-Interim	0,637	0,682	2,59	5,29	0,372	0,692	0,918	2,44	4,70	0,444
JRA-55	0,670	0,814	2,23	5,14	0,407	0,594	0,544	2,42	5,13	0,337
MERRA	0,634	0,671	2,94	5,46	0,333	0,723	1,092	2,58	4,52	0,490
NCEP-CFSR	0,337	0,128	4,71	11,00	-1,766	0,493	0,322	4,03	9,33	-1,198
NCEP-NCAR	0,487	0,311	2,66	5,92	0,212	0,514	0,358	2,68	5,49	0,240
TRMM	0,332	0,124	4,06	7,32	-0,203	0,459	0,266	3,63	7,20	-0,308

Die Werte der Gütekriterien für die täglichen Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte sind in der Tab. 4-5 für die Stationen Blatten und Dischma zusammengestellt. Die Korrelationskoeffizienten der täglichen Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte liegen im Bereich zwischen 0,332 für TRMM an der Station Blatten und 0,723 für MERRA an der Station Dischma. Die Nash-Sutcliffe Koeffizienten von NCEP-CFSR und TRMM liegen für beide Stationen unter null. Dies bedeutet, dass der Mittelwert der Beobachtung einen besseren Schätzer als das Modell selbst darstellt.

Exemplarisch für das Jahr 2005 sind in der Abb. 4-9 die täglichen Niederschlagsmengen an der Station Blatten dargestellt. Die blauen Säulen entsprechen den Messwerten der Station und die grauen Punkte entsprechen den Werten des besten Reanalysedatensatzes JRA-55. Die Abb. 4-10 zeigt den jahreszeitlichen Verlauf der täglichen Niederschlagsmengen gemessen an der Wetterstation Dischma (blaue Säulen) und des Reanalyseproduktes MERRA (graue Punkte) für das Jahr 2005. Für beide Stationen kann das jeweils beste Produkt aus Fernerkundung und Reanalyse die täglichen Niederschlagsmengen nur unzutreffend wiedergeben.

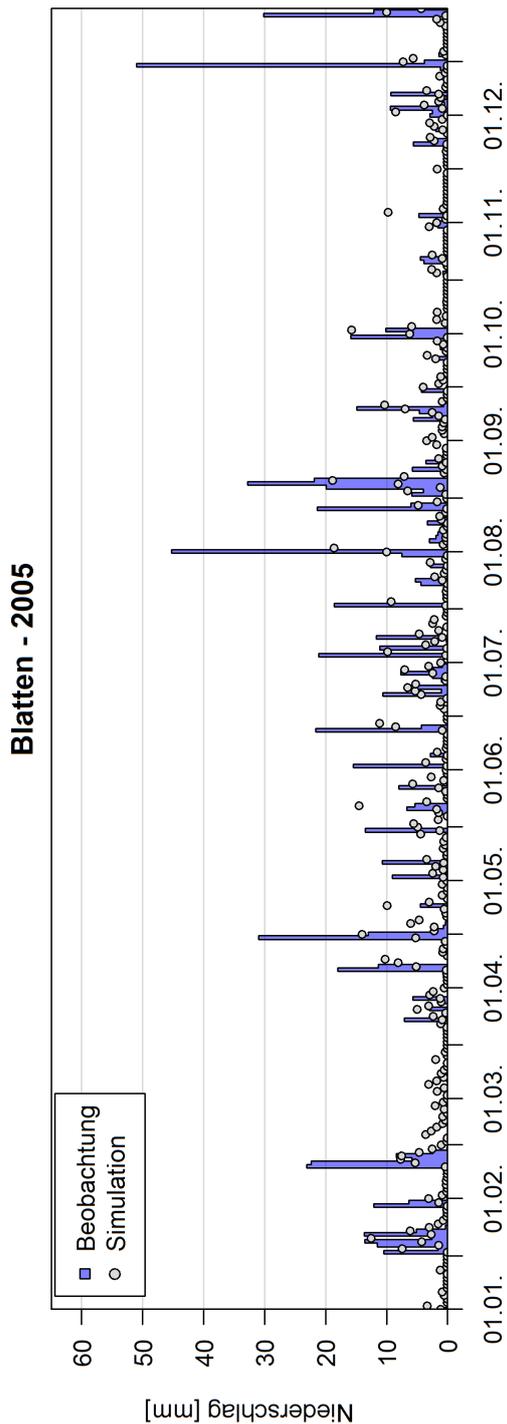


Abb. 4-9: Jahreszeitlicher Verlauf des Niederschlags in Blatten für das Jahr 2005 (blaue Säulen: Messwerte der Wetterstation; graue Punkte: JRA-55)

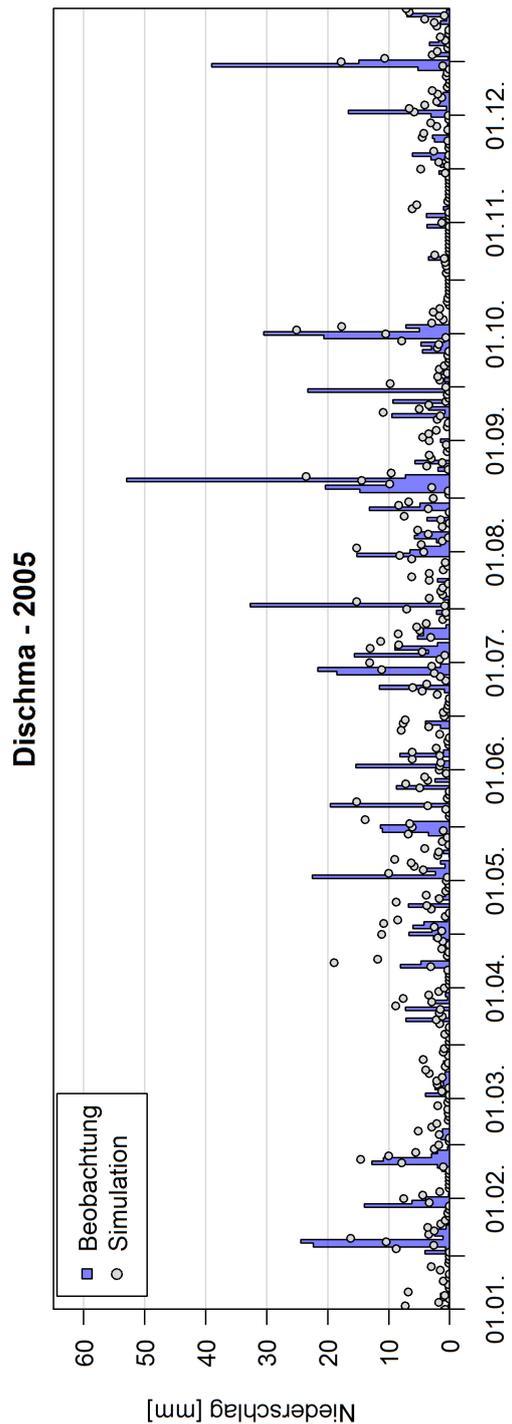


Abb. 4-10: Jahreszeitlicher Verlauf des Niederschlags in Dischma für das Jahr 2005 (blaue Säulen: Messwerte der Wetterstation; graue Punkte: MERRA)

4.3.3 Künstliches neuronales Netz, ANN

Das ANN berechnet als deterministische Methode genau einen Wert pro Berechnungszeitschritt. Die Anfänge des ANN sind auf die frühen 1940er zurückzuführen. McCulloch und Pitts (1943) beschrieben, von dem Wunsch getrieben, die Funktionsweise des menschlichen Gehirns zu verstehen und dieses nachzubilden, das erste künstliche neuronale Netz. Das in den 1950er von Rosenblatt (1958) beschriebene Perzeptron besitzt erste Fähigkeiten Muster zuerkennen. Die Grenzen der Möglichkeiten des Perzeptron wurden allerdings schnell erreicht. Erst mit Entwicklung des Backpropagation Algorithmus von Rumelhart et al. (1986) wurde das Training von mehrlagigen Perzeptron ermöglicht.

Eine Übersicht über die Verwendung von ANN in der Hydrologie ist den Arbeiten von ASCE Task Committee on Application of Artificial Neural Networks in Hydrology (2000a, 2000b), Dawson und Wilby (2001) und Maier et al. (2010) zu entnehmen. Im Weiteren wird das zur Kalibrierung der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte verwendete einlagige vorwärtsbetriebene Perzeptron und der als Trainingsmethode angewandte Backpropagation Algorithmus beschrieben. Diese Beschreibungen beruhen auf den Ausführungen von Rumelhart et al. (1986), ASCE Task Committee on Application of Artificial Neural Networks in Hydrology (2000a) und Dawson und Wilby (2001).

4.3.3.1 Beschreibung des Verfahrens

Das zur Verbesserung der Wiedergabe des Niederschlages von Fernerkundungs- und/oder Reanalysedaten gegenüber den Stationsniederschlägen verwendete ANN besteht aus einer Eingabeschicht, einer versteckten Schicht bzw. Layer mit versteckten Neuronen und einem Ausgabeneuron mit dem verbesserten Niederschlag (Abb. 4-11). Die einzelnen Neuronen der unterschiedlichen Schichten sind durch sogenannte Kanten miteinander verbunden.

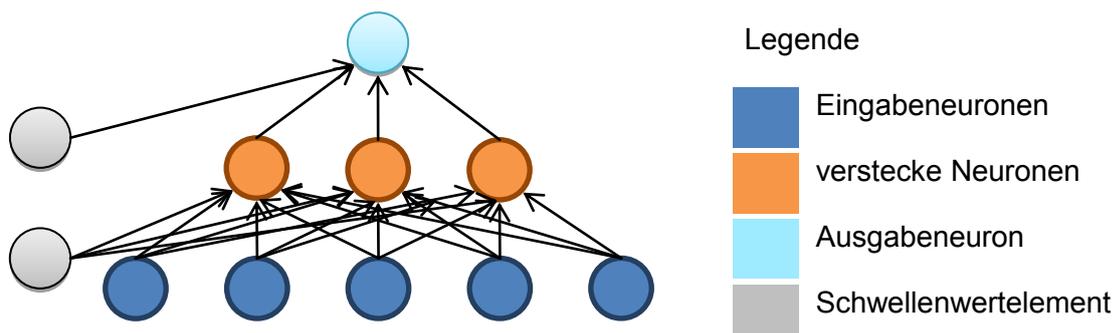


Abb. 4-11: Prinzipskizze des verwendeten ANN (eigene Darstellung basierend auf Fritsch und Guenther (2016))

Der Informationsfluss zwischen zwei Layern kann nur entlang der gerichteten Verbindungen (Kanten) erfolgen. Die Informationen gelangen so von der Eingabeschicht über die versteckte Schicht zur Ausgabeschicht. Die Kommunikation ist nur von einem zum nächsten Layer möglich. Es gibt also keine Verständigung der Neuronen innerhalb eines Layers. Somit ist die Ausgabe eines Neurons in einer Schicht nur abhängig von der vorhergehenden Schicht und den entsprechenden Gewichten.

Das Eingangssignal eines jeden Neurons in der versteckten Schicht bzw. Ausgabeschicht besteht aus zwei Vektoren. Die Variablen des ersten Vektors entsprechen dem Eingangssignal bzw. dem Ausgabesignal des vorherigen Layers. Der zweite Vektor enthält die Gewichtungen der Variablen des Eingangssignals. Das Ausgabesignal des einzelnen Neurons wird aus dem Produkt der beiden Vektoren und einem Schwellenwert θ mittels einer Aktivierungsfunktion berechnet. Die zugrunde gelegte Aktivierungsfunktion ist die logistische Funktion nach (Gl. 4-3).

$$f_{act}(\hat{x}, \theta) = \frac{1}{1 + e^{-(\hat{x}-\theta)}} \quad (\text{Gl. 4-3})$$

Für die Verwendung der Aktivierungsfunktion ist zunächst die Normierung der Werte der Eingabeneuronen auf den Zahlenbereich zwischen 0 und 1 notwendig. Die Normierung der Messwerte erfolgt nach (Gl. 4-4). Die Normierung hat zur Folge, dass das Modell nur Daten zwischen dem minimalen und maximalen Messwert des Trainingsdatensatzes fehlerfrei handhaben kann.

$$\hat{x}_i = \frac{x_i - \min(x)}{\max(x) - \min(x)} \quad (\text{Gl. 4-4})$$

Die Modellierung des ANN gliedert sich in zwei Phasen dem Training und der Testphase. Die Modellkalibrierung erfolgt im Zuge des Trainings. Ziel des Trainings eines ANN ist es, den Ausgabevektor so zu generieren, dass dessen Werte so nahe wie möglich am Zielvektor liegen. Dies wird durch die Minimierung der Fehlerfunktion nach (Gl. 4-5) erreicht.

$$E = \sum_P \sum_p (\hat{y}_i - \hat{\tau}_i)^2 \quad (\text{Gl. 4-5})$$

Die gewählte Anzahl der versteckten Neuronen in der versteckten Schicht variiert zwischen 5 und 20 Neuronen und ergibt sich aus dem größten Nash-Sutcliffe Koeffizienten für die Testphase. Für das Training des ANN werden 50 % der verfügbaren Daten genutzt, die restlichen Daten werden für die Testphase verwendet. Die Validierung der Daten erfolgt für den kompletten Zeitraum der Datenverfügbarkeit von 2000 bis 2015.

4.3.3.2 Untersuchungsvarianten des ANN

Anwendung auf nur ein Produkt

Das ANN wird zunächst auf jedes einzelne Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukt angewendet. Die im späteren verwendeten Bezeichnungen der einzelnen Niederschlagsprognosen sind in Abb. 4-12 ersichtlich. Das Ergebnis nach der Konditionierung von ERA-Interim am Stationsniederschlag trägt die Bezeichnung dNP 1, für die deterministische Niederschlagsprognose 1, das Ergebnis nach der Konditionierung von JRA-55 am Stationsniederschlag trägt die Bezeichnung dNP 2, für die deterministische Niederschlagsprognose 2, usw. (Abb. 4-12).

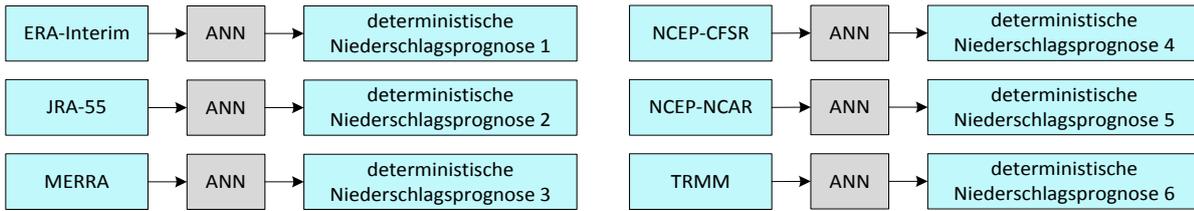


Abb. 4-12: Bezeichnung der Ergebnisse aus der Konditionierung der einzelnen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte mittels ANN (dNP 1 bis dNP 6)

Anwendung auf alle Produkte

Als weitere Untersuchungsvariante werden alle Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte gemeinsam mittels ANN am Stationsniederschlag konditioniert, diese Variante wird im Weiteren mit dNP ALL, für die deterministische Niederschlagsprognose mit allen Produkten, bezeichnet (Abb. 4-13).

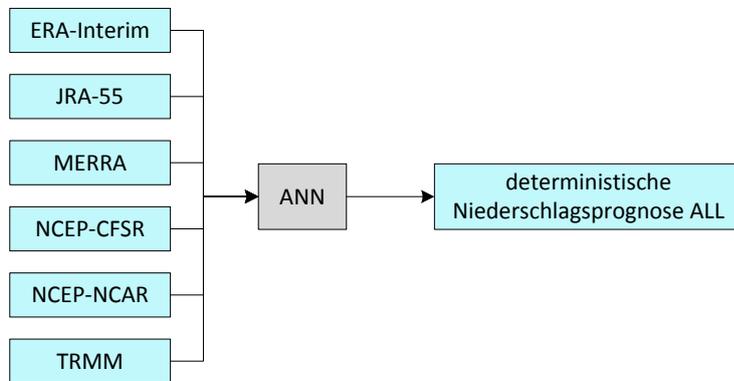


Abb. 4-13: Bezeichnung des Ergebnisses aus der Konditionierung der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte mittels ANN (dNP ALL)

Anwendung unter Ausschluss eines Produktes

Alternativ werden die Auswirkungen auf das Modellergebnis für den Fall das nur 5 der 6 Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte verfügbar sind untersucht. Die deterministische Niederschlagsprognose -1 (dNP -1) verwendet als Eingangsdaten JRA-55, MERRA, NCEP-CFSR, NCEP-NCAR und TRMM, die dNP -2 verwendet als Eingangsdaten ERA-Interim, MERRA, NCEP-CFSR, NCEP-NCAR und TRMM, usw. (Abb. 4-14).

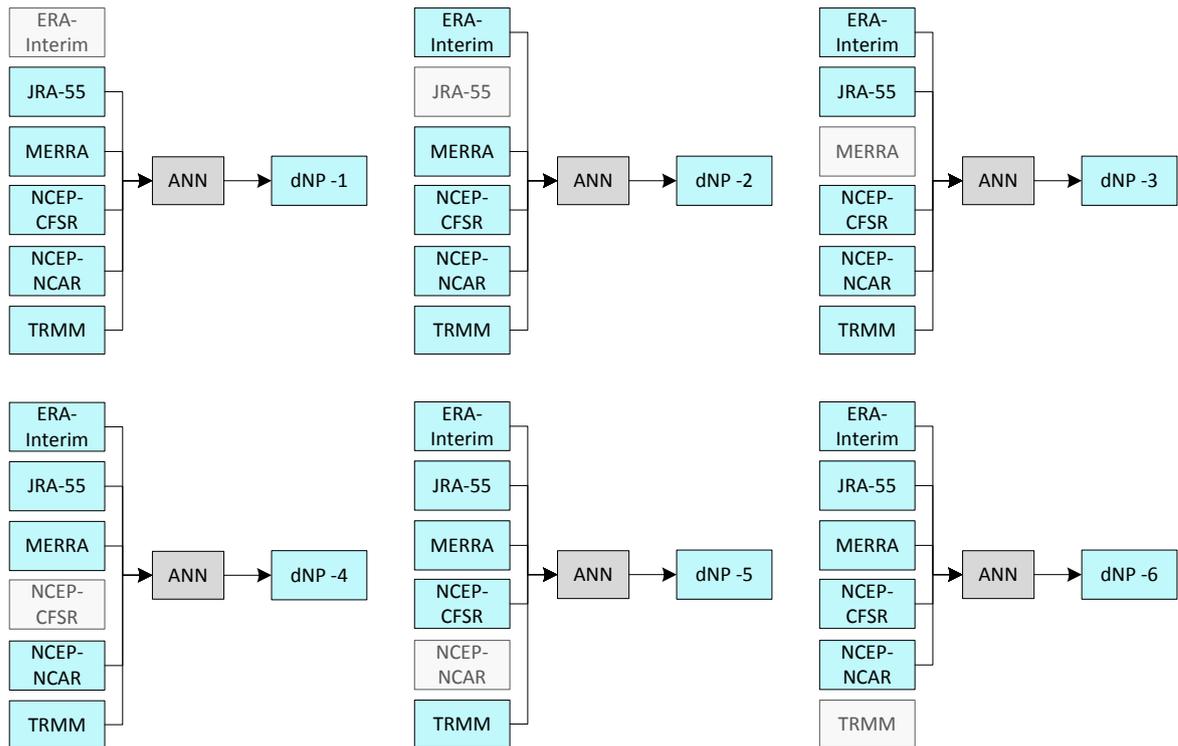


Abb. 4-14: Bezeichnung der Ergebnisse aus der Konditionierung der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte unter Ausschluss von jeweils einem Produkt mittels ANN (dNP -1 bis dNP -6)

4.3.3.3 Bewertung der Ergebnisse des ANN

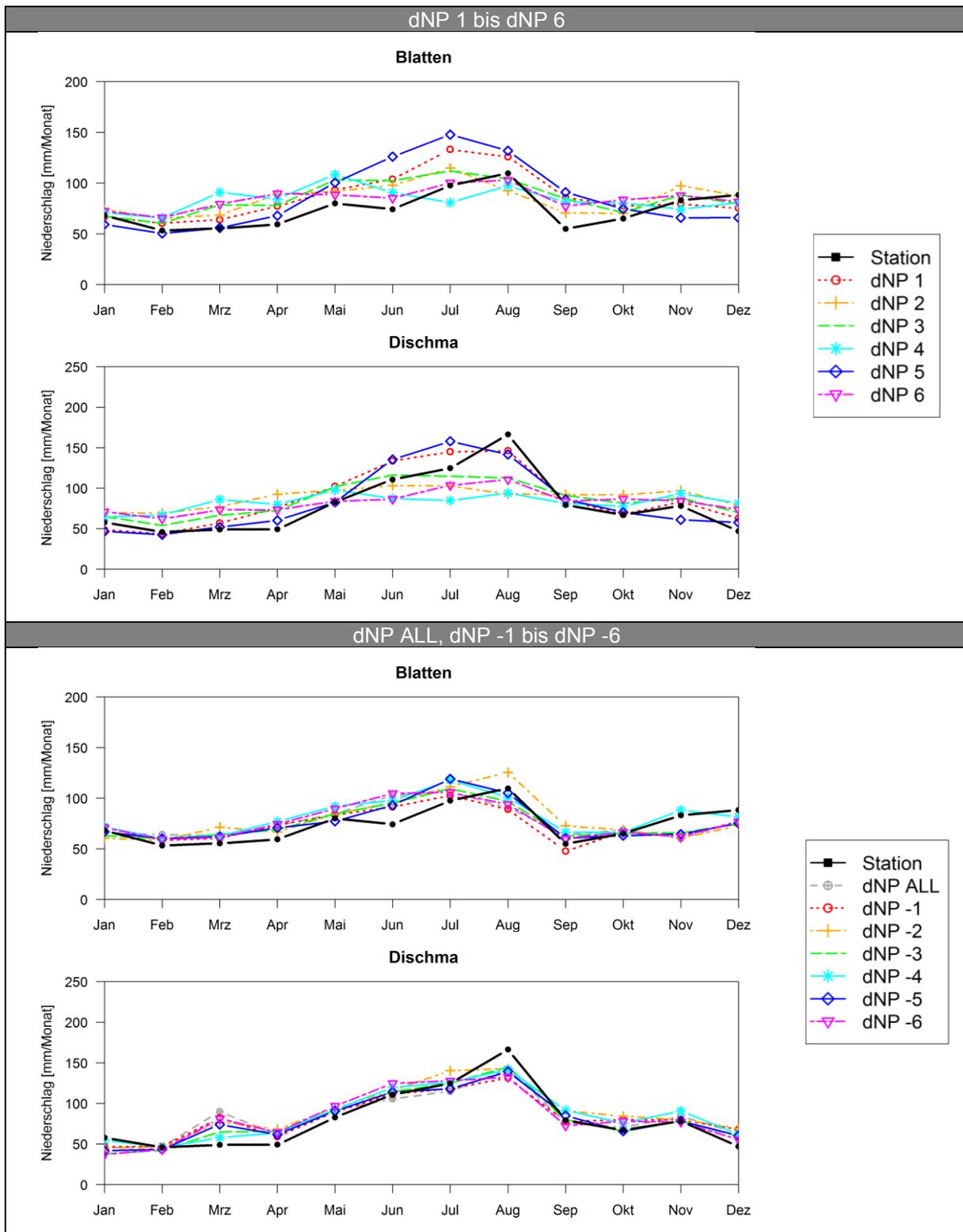


Abb. 4-15: Vergleich monatlicher Niederschlagssummen für Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte (ANN)

Die oberen beiden Grafiken in der Abb. 4-15 stellen die monatlichen Niederschlagssummen nach der Konditionierung der einzelnen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte mittels ANN am Stationsniederschlag dar. Die Kombinationen aus Fernerkundungs- und

Reanalyseprodukte (untere beide Abbildungen) weisen eine geringere Abweichung zu den tatsächlichen monatlichen Niederschlagssummen, als die einzeln konditionierten Produkte, auf (Abb. 4-15).

Die Werte der Gütekriterien für alle deterministischen Niederschlagsprognosen sind in der Tab. 4-6 zusammengestellt. Die Korrelationskoeffizienten und das Verhältnis zwischen Signal und Rauschen der Varianten dNP 1 bis dNP 6 unterscheiden sich nur marginal zum Ausgangsdatensatz (vgl. Tab. 4-6 mit Tab. 4-5). Die Gütekriterien MAE, RMSE und R^2 verbessern sich für alle sechs Varianten. Die besten Werte für den täglichen Niederschlag an der Station Blatten ergeben sich für die Variante mit den Eingangsgrößen ERA-Interim, JRA-55, MERRA, NCEP-CFSR, NCEP-NCAR und TRMM mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,739, einem MAE von 2,17 mm und einem R^2 von 0,546. An der Station Dischma ist die beste Variante des ANN ohne die NCEP-NCAR mit einem R^2 von 0,634 und einem MAE von 1,88 mm.

Die Varianten dNP -1 bis dNP -6 weisen alle bessere Werte der Gütekriterien als die einzeln modellierten Ausgangsprodukte (dNP 1 bis dNP 6) auf. Den geringsten Mehrwert für die Kombination der täglichen Datensätze ergibt sich für die Reanalyse ERA-Interim an der Station Blatten und für NCEP-NCAR an der Station Dischma. Insgesamt können die täglichen Stationsniederschläge mittels ANN für die Station Dischma besser wiedergegeben werden als an der Station Blatten (Tab. 4-6).

Tab. 4-6: Werte der Gütekriterien des Vergleichs täglicher Stationsniederschlag gegen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte (ANN)

Variante	Blatten					Dischma				
	$\rho_{(x,y)}$ [-]	S/N [-]	MAE [mm/d]	RMSE [mm/d]	R^2 [-]	$\rho_{(x,y)}$ [-]	S/N [-]	MAE [mm/d]	RMSE [mm/d]	R^2 [-]
dNP 1 ERA-Interim	0,626	0,645	2,70	5,21	0,392	0,695	0,932	2,34	4,53	0,482
dNP 2 JRA-55	0,659	0,767	2,61	5,02	0,433	0,587	0,527	2,87	5,10	0,344
dNP 3 MERRA	0,634	0,672	2,67	5,17	0,401	0,726	1,117	2,24	4,35	0,527
dNP 4 NCEP-CFSR	0,357	0,146	3,50	6,18	0,127	0,493	0,320	3,07	5,48	0,242
dNP 5 NCEP-NCAR	0,483	0,304	3,11	5,84	0,233	0,514	0,360	2,98	5,40	0,265
dNP 6 TRMM	0,332	0,124	3,64	6,31	0,107	0,461	0,270	3,33	5,59	0,213
dNP ALL	0,739	1,204	2,17	4,46	0,546	0,784	1,599	1,94	3,90	0,615
dNP -1	0,739	1,202	2,08	4,46	0,545	0,784	1,594	1,98	3,91	0,614
dNP -2	0,703	0,979	2,36	4,70	0,495	0,785	1,605	2,06	3,90	0,615
dNP -3	0,725	1,106	2,17	4,56	0,525	0,758	1,351	2,11	4,11	0,574
dNP -4	0,720	1,073	2,26	4,64	0,518	0,760	1,367	2,07	4,11	0,577
dNP -5	0,727	1,121	2,19	4,54	0,528	0,797	1,739	1,88	3,81	0,634
dNP -6	0,736	1,183	2,16	4,48	0,542	0,778	1,535	1,93	3,95	0,605

Die Abb. 4-16 zeigt exemplarisch für das Jahr 2005 den jahreszeitlichen Verlauf des täglichen Niederschlags für die Station in blau und die Niederschlagsmengen für die beste Variante dNP ALL in grün. In der Abb. 4-17 ist das Niederschlagsjahr 2005 für die Station Dischma (blaue Säulen) und die Variante dNP -5 (grüne Punkte) dargestellt. Die täglichen

Niederschlagsmengen können durch die jeweils beste deterministische Niederschlagsprognose nur bedingt wiedergegeben werden.

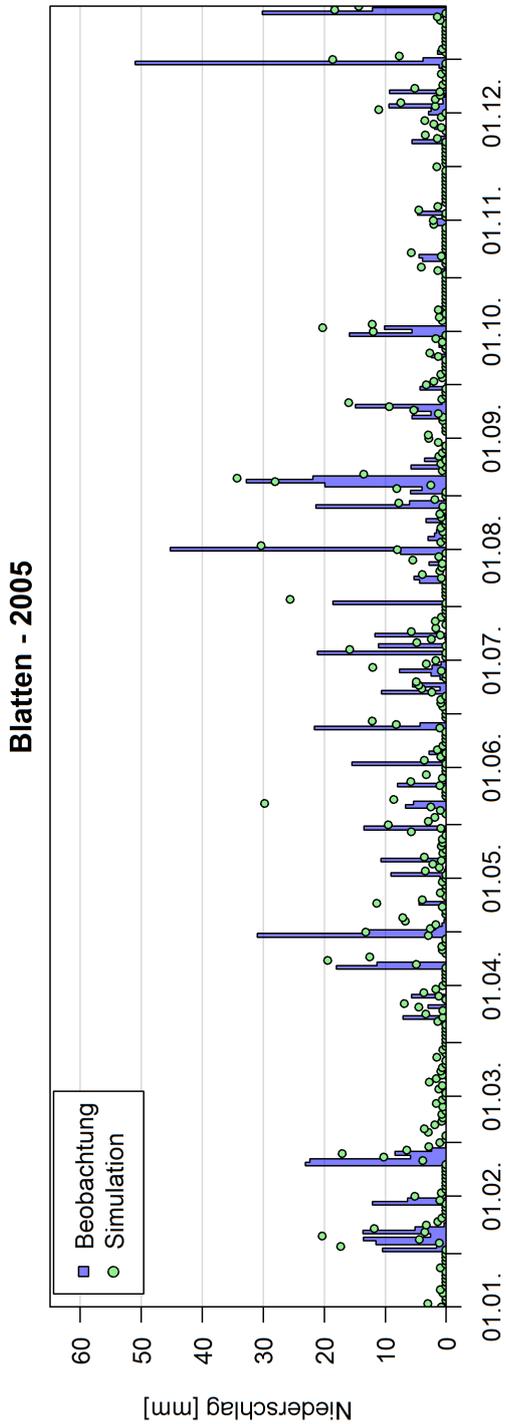


Abb. 4-16: Jahreszeitlicher Verlauf des Niederschlags in Blatten für das Jahr 2005 (blaue Säulen: Messwerte der Wetterstation; grüne Punkte: dNP ALL)

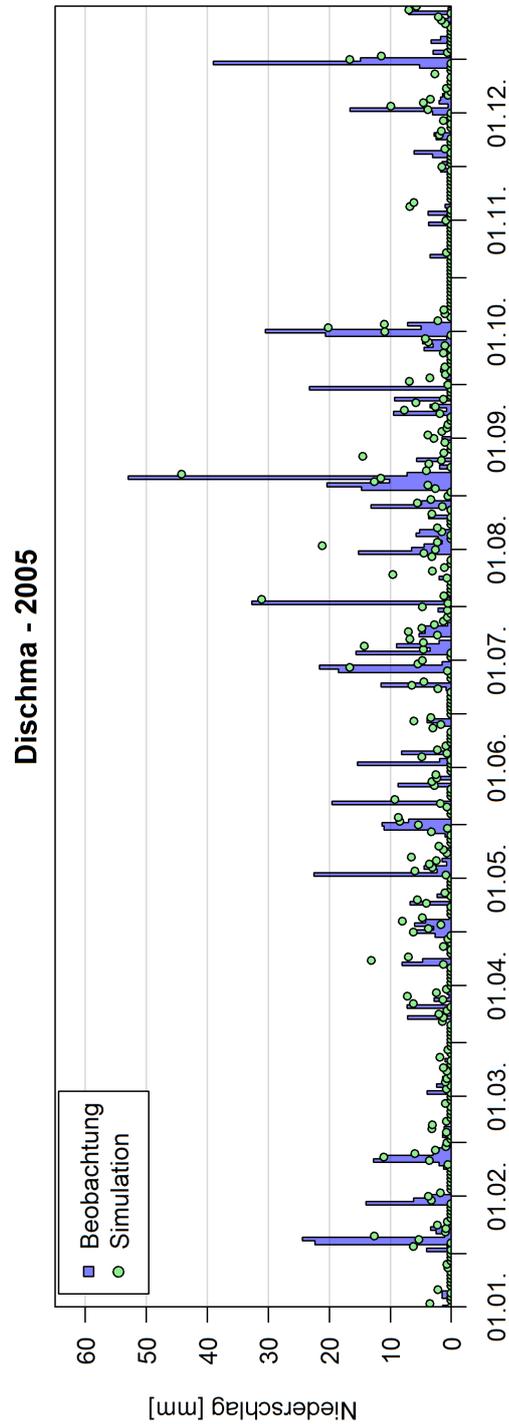


Abb. 4-17: Jahreszeitlicher Verlauf des Niederschlags in Dischma für das Jahr 2005 (blaue Säulen: Messwerte der Wetterstation; grüne Punkte: dNP -5)

4.3.4 Model Conditional Processor, MCP

Das von Krzysztofowicz (1999, 2002) beschriebene „Bayesian Forecasting System—(BFS) berücksichtigt erstmals zur Quantifizierung der Unsicherheiten in der hydrologischen Vorhersage die meteorologische Vorhersageunsicherheit und die hydrologische Modellunsicherheit. Krzysztofowicz (1999) berechnet die hydrologischen Modellunsicherheiten im „Hydrologic Uncertainty Processor— (HUP) und die meteorologischen Vorhersageunsicherheiten im „Input Uncertainty Processor—(IUP) getrennt voneinander und ermittelt die Gesamtunsicherheit über einen Integrator. Raftery et al. (1997, 2005) ermitteln die Unsicherheit in Abhängigkeit von mehreren Modellprognosen mit dem „Bayesian Model Averaging—(BMA) über das gewichtete Mittel der prädiktiven Verteilungen der einzelnen Modelle. Todini (2008) entwickelt den MCP als eine alternative zum HUP und BMA. Dieser ermöglicht die Kombination der Beobachtungen mit mehreren Modellprognosen, als eine mehrdimensionale Normalverteilung im Normalen Raum.

Die oben vorgestellten Ansätze setzen alle eine Normalverteilung der Variablen und eine Homoskedastizität der Fehlervarianz voraus. Die in der Hydrologie vorkommenden Variablen, wie Wasserstand und Abfluss in der Niederschlag-Abfluss-Modellierung und Niederschlag als meteorologische Eingangsgröße weisen immer eine Schiefe Verteilung und eine Heteroskedastizität der Fehlervarianz auf. Dies erfordert für die Anwendung der oben beschriebenen Methoden eine Transformation der Variablen mittels „Normal Quantil Transformation—(NQT) nach van der Waerden (1952, 1953a, 1953b, 1953c) in den Normalen Raum und einer späteren Rücktransformation in den Realen Raum.

Jedoch wird in vielen Fällen durch die Transformation keine Homoskedastizität der Fehlervarianz erreicht. Coccia und Todini (2011) und Coccia (2011) erweitern den MCP um das Prinzip der „Truncated Normal Distributions—(TNDs), um das Problem der Heteroskedastizität der Fehlervarianz zu umgehen. Coccia und Todini (2011) ermittelt die prädiktive Unsicherheit des Wasserstands und des Abflusses anhand dreier unterschiedlicher Niederschlag-Abfluss-Modelle mit dem um die TNDs erweitern MCP. Die bisherigen Anwendungen des MCP von Todini (2008), Coccia und Todini (2011), Coccia (2011) und Klein et al. (2016) zielen auf die Ermittlung der prädiktiven Unsicherheiten im Bereich der Wasserstands- und Abflussprognose ab. Reggiani et al. (2016) berechnet mit dem MCP in Verbindung mit der TND die prädiktive Unsicherheit für die zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung benötigten meteorologischen Eingangsgrößen Niederschlag und Temperatur. Als Prädiktoren verwenden sie die monatlichen Niederschlagssummen bzw. die Monatsmitteltemperaturen von sechs verschiedenen Reanalysedatensätzen.

Im Rahmen dieses Abschnitts soll der MCP in Verbindung mit den TNDs für die täglichen Datensätze des Niederschlages auf die im Abschnitt 4.1 genannten Fernerkundungs- und Reanalysedatensätze angewandt werden.

4.3.4.1 Beschreibung des Verfahrens

Der MCP benötigt zur Kalibrierung des Modells vollständige Datensätze vom Stationsniederschlag und dem Niederschlag aus Fernerkundungs- und Reanalysedaten für dieselben Tage als Eingangsgrößen. Für die spätere Anwendung des kalibrierten Prozessors werden nur die Niederschlagsdaten der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte benötigt. Die nachfolgende Beschreibung des MCP beruht auf den Arbeiten von Todini (2008), Coccia und Todini (2011) und Coccia (2011).

Normal Quantile Transform (NQT)

Die nicht normalverteilten Niederschlagsdatensätze, sowohl die Stations- als auch die Fernerkundungs- und Reanalysedatensätze, werden einzeln mittels NQT in den Normalen Raum transformiert. Hierzu werden die Daten der Datensätze zunächst aufsteigend sortiert und anhand des Rangs k , der Anzahl der Daten des Datensatzes n und der Inversen der Verteilungsfunktion der Normalverteilung ϕ^{-1} nach der (Gl. 4-6) transformiert.

$$\eta_{k,n} = \phi^{-1}\left(\frac{k}{n+1}\right) \quad (\text{Gl. 4-6})$$

Die Verteilungsfunktion dieser Daten entspricht der Standardnormalverteilung d. h. sie besitzen einen Mittelwert von null und eine Standardabweichung von eins. Der Ausgangsdatsatz des Stationsniederschlags wird mit y und die Fernerkundungs- bzw. Reanalysedatensätze mit \hat{y}_k , $k = 1 \dots M$ mit M der Anzahl der Prädiktoren bezeichnet. Der in den Normalen Raum transformierte Stationsniederschlag wird mit η bezeichnet und die transformierten Fernerkundungs- bzw. Reanalysedatensätze tragen die Bezeichnung $\hat{\eta}_k$.

MCP mit TNDs

Zum Erreichen der Homoskedastizität der Fehlervarianz wird die Stichprobe in zwei oder mehrere Bereiche unterteilt. Der Grenzwert a zur Aufteilung der Stichprobe wird so gewählt, dass die Varianz der oberen Stichprobe nach (Gl. 4-8) minimiert wird.

Die Abb. 4-18 zeigt ein Beispiel für die Aufteilung einer Stichprobe in einen unteren und oberen Bereich. Die in schwarz dargestellte Linie unterteilt die Stichprobe in zwei TNDs. Die Varianz der oberen Stichprobe ist kleiner als die Varianz des unteren TND. Die rote Volllinie entspricht dem 50 % Quantil des jeweiligen TNDs und die rot gestrichelten Linien entsprechen dem 5 % Quantil bzw. 95 % Quantil der Daten des TND.

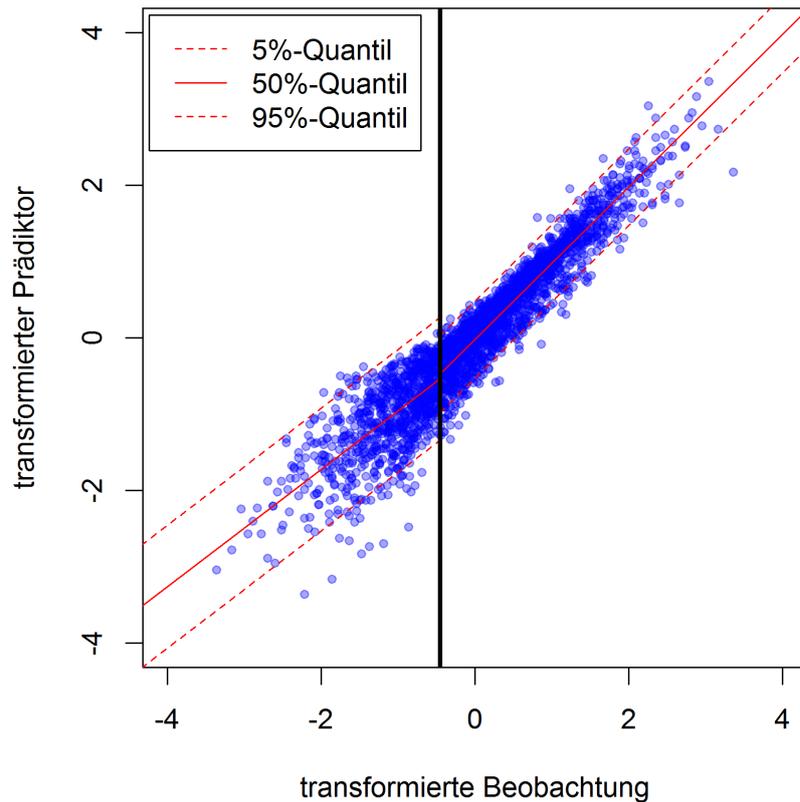


Abb. 4-18: Beispiel eines Streudiagramms der transformierte Prädiktor gegen die transformierte Beobachtung aufgetragen

Die Berechnung des Erwartungswertes des Niederschlags mit dem MCP erfolgt in drei Phasen.

Phase 1 (Anwendung des MCP einzeln auf jeden Datensatz)

Im ersten Schritt werden die einzelnen Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte am Stationsniederschlag kalibriert. Hierzu werden die Datensätze, wie oben beschrieben, zunächst in den Normalen Raum transformiert. Die Ermittlung des optimalen Grenzwertes a erfolgt für jedes Produkt separat.

$$\mu_{\eta|\hat{\eta}=\hat{\eta}^*, \hat{\eta}^* > a} = \mu_{\eta} + \frac{\sigma_{\eta\hat{\eta}}}{\sigma_{\hat{\eta}}^2} (\hat{\eta}^* - \mu_{\hat{\eta}}) \quad (\text{Gl. 4-7})$$

$$\sigma_{\eta|\hat{\eta}=\hat{\eta}^*, \hat{\eta}^* > a}^2 = \sigma_{\eta}^2 - \frac{\sigma_{\eta\hat{\eta}}^2}{\sigma_{\hat{\eta}}^2} \quad (\text{Gl. 4-8})$$

$$\mu_{\eta|\hat{\eta}=\hat{\eta}^*, \hat{\eta}^* < a} = \mu_{\eta} + \frac{\sigma_{\eta\hat{\eta}}}{\sigma_{\hat{\eta}}^2} (\hat{\eta}^* - \mu_{\hat{\eta}}) \quad (\text{Gl. 4-9})$$

$$\sigma_{\eta|\hat{\eta}=\hat{\eta}^*, \hat{\eta}^* < a}^2 = \sigma_{\eta}^2 - \frac{\sigma_{\eta\hat{\eta}}^2}{\sigma_{\hat{\eta}}^2} \quad (\text{Gl. 4-10})$$

mit μ_{η} , $\mu_{\hat{\eta}}$ den Mittelwerten und σ_{η} , $\sigma_{\hat{\eta}}$ den Standardabweichungen der Stichprobe für $\eta|\hat{\eta} > a$ und $\hat{\eta}|\hat{\eta} > a$ bzw. $\eta|\hat{\eta} < a$ und $\hat{\eta}|\hat{\eta} < a$. Die (Gl. 4-9) und (Gl. 4-10) sind nahezu identisch zu den (Gl. 4-7) und (Gl. 4-8) sie unterscheiden sich nur darin, dass diese sich auf den unteren Teil der Stichprobe beziehen. Anhand des täglichen Mittelwerts und der Varianz

werden bestimmte Quantil-Werte der Normalverteilung ermittelt und diese, zur Ermittlung des Erwartungswertes, zurück in den Realen Raum transformiert.

Phase 2 (Hyperebene im mehrdimensionalen Raum)

Die in der Phase 1 ermittelten Erwartungswerte der einzelnen Simulationen werden in den Normalen Raum transformiert und in der zweiten Phase zur Ermittlung einer Hyperebene im mehrdimensionalen Raum zusammengeführt. Die Lage der Hyperebene ergibt sich aus dem Grenzwert a_k des Modells dessen Varianz der oberen Stichprobe den geringsten Wert aufweist nach (Gl. 4-11) und (Gl. 4-12).

$$\sigma_{\eta|\hat{\eta}_k > a'_k, \hat{\eta}_k}^2 < \sigma_{\eta|\hat{\eta}_i > a'_i, \hat{\eta}_i}^2 \tag{Gl. 4-11}$$

$$a_k = a'_k \tag{Gl. 4-12}$$

Die Hyperebene der einzelnen Stichprobe ergibt sich zu $H_p = \sum_{i=1}^M \hat{\eta}_i$. Die Berechnung des Mittelwertes und der Varianz im Normalen Raum erfolgt nach (Gl. 4-13) bis (Gl. 4-16), jeweils separat für den unteren und oberen Teil der Stichprobe.

$$\mu_{\eta|\hat{\eta}_k = \hat{\eta}^*, H_p > M \cdot a} = \mu + \Sigma_{\eta\hat{\eta}} \cdot \Sigma_{\hat{\eta}\hat{\eta}}^{-1} \cdot (\hat{\eta}^* - \hat{\mu}) \tag{Gl. 4-13}$$

$$\sigma_{\eta|\hat{\eta}_k = \hat{\eta}^*, H_p > M \cdot a}^2 = \Sigma_{\eta\eta} - \Sigma_{\eta\hat{\eta}} \cdot \Sigma_{\hat{\eta}\hat{\eta}}^{-1} \cdot \Sigma_{\hat{\eta}\eta}^T \tag{Gl. 4-14}$$

$$\mu_{\eta|\hat{\eta}_k = \hat{\eta}^*, H_p < M \cdot a} = \mu + \Sigma_{\eta\hat{\eta}} \cdot \Sigma_{\hat{\eta}\hat{\eta}}^{-1} \cdot (\hat{\eta}^* - \hat{\mu}) \tag{Gl. 4-15}$$

$$\sigma_{\eta|\hat{\eta}_k = \hat{\eta}^*, H_p < M \cdot a}^2 = \Sigma_{\eta\eta} - \Sigma_{\eta\hat{\eta}} \cdot \Sigma_{\hat{\eta}\hat{\eta}}^{-1} \cdot \Sigma_{\hat{\eta}\eta}^T \tag{Gl. 4-16}$$

Mit μ und $\hat{\mu}$ dem Mittelwert der Stichproben $\eta|H_p > M \cdot a$ und $\hat{\eta}|H_p > M \cdot a$ bzw. $\eta|H_p < M \cdot a$ und $\hat{\eta}|H_p < M \cdot a$. $\Sigma_{\eta\eta}$, $\Sigma_{\eta\hat{\eta}}$ und $\Sigma_{\hat{\eta}\hat{\eta}}$ ergeben sich aus der Kovarianzmatrix der Stichproben nach (Gl. 4-17) und (Gl. 4-18).

$$\Sigma_{\eta, \hat{\eta}_k} = \begin{bmatrix} 1 & \rho_{\eta, \hat{\eta}_1} & \rho_{\eta, \hat{\eta}_2} & \dots & \rho_{\eta, \hat{\eta}_M} \\ \rho_{\hat{\eta}_1 \eta} & 1 & \rho_{\hat{\eta}_1 \hat{\eta}_2} & \ddots & \rho_{\hat{\eta}_1 \hat{\eta}_M} \\ \rho_{\hat{\eta}_2 \eta} & \rho_{\hat{\eta}_2 \hat{\eta}_1} & \ddots & \ddots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \ddots & \ddots & \rho_{\hat{\eta}_{M-1} \hat{\eta}_M} \\ \rho_{\hat{\eta}_M \eta} & \rho_{\hat{\eta}_M \hat{\eta}_1} & \dots & \rho_{\hat{\eta}_M \hat{\eta}_{M-1}} & 1 \end{bmatrix} \tag{Gl. 4-17}$$

$$\Sigma_{\eta, \hat{\eta}_k} = \begin{bmatrix} \Sigma_{\eta\eta} & \Sigma_{\eta\hat{\eta}} \\ \Sigma_{\eta\hat{\eta}}^T & \Sigma_{\hat{\eta}\hat{\eta}} \end{bmatrix} \tag{Gl. 4-18}$$

Phase 3 (MCP mit Hyperebene im mehrdimensionalen Raum)

In der Phase 3 erfolgt die Berechnung der Erwartungswerte des Niederschlages analog der Verfahrensweise in Phase 1 mit den Erwartungswerten aus Phase 2 konditioniert am Stationsniederschlag.

Rücktransformation in den Realen Raum

Die Rücktransformation der Daten in den Realen Raum erfolgt für die ermittelten Quantil-Werte mit der Inversen der Transformationsfunktion der Beobachtungen. Der Mittelwert im Normalen Raum entspricht hierbei dem Median im Realen Raum. Der

Erwartungswert des Niederschlags wird aus dem Mittelwert der Quantil-Werte im Realen Raum berechnet. Die Transformation der Daten in den Normalen Raum bewirkt, dass Werte welche kleiner bzw. größer als der minimale bzw. maximale Wert der zur Kalibrierung des MCP verwendeten Werte sind, nur bedingt abgebildet werden können. Somit ist eine Extrapolation an den Rändern der empirischen Verteilung notwendig. Eine ausführliche Beschreibung des MCP ist Todini (2008), Coccia und Todini (2011) und Coccia (2011) zu entnehmen.

Die Kalibrierung des MCP erfolgt für den Zeitraum von 2000 bis einschließlich 2007. Die Validierung der Daten erfolgt für den kompletten Zeitraum von 2000 bis 2015.

4.3.4.2 Untersuchungsvarianten des MCP

Anwendung auf nur ein Produkt

Im ersten Schritt wird der MCP separat auf jedes einzelne Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukt angewendet. Im Weiteren tragen die Ergebnisse der Kalibrierung des Produktes ERA-Interim mittels MCP am Stationsniederschlag die Bezeichnung pNP 1, analog hierzu wird das Ergebnis des MCP von JRA-55 mit pNP 2 bezeichnet (Abb. 4-19).

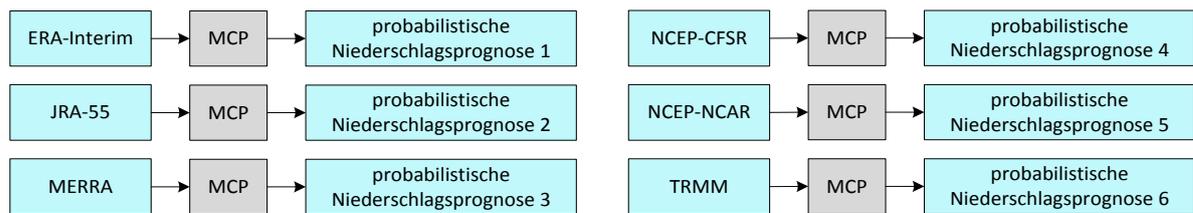


Abb. 4-19: Bezeichnung der Ergebnisse aus der Konditionierung der einzelnen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte mittels MCP (pNP 1 bis pNP 6)

Anwendung auf alle Produkte

Die Anwendung des MCP auf alle Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte zur Konditionierung auf den Stationsniederschlag wird mit pNP ALL bezeichnet (Abb. 4-20).

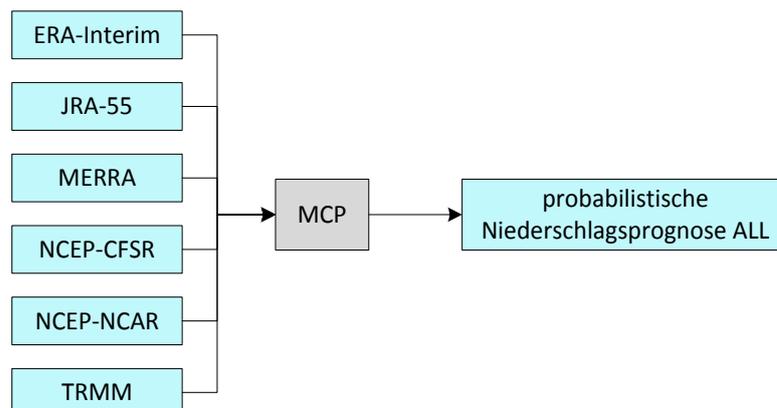


Abb. 4-20: Bezeichnung des Ergebnisses aus der Konditionierung der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte mittels MCP (pNP ALL)

Anwendung unter Ausschluss eines Produktes

Als weitere Variante wird der MCP unter Ausschluss eines Produkts auf die übrigen 5 Produkte angewendet. Die Variante pNP -1 wendet den Prozessor auf die Produkte JRA-55, MERRA, NCEP-CFSR, NCEP-NCAR und TRMM an. Die Untersuchungsvariante unter Ausschluss von JRA-55 wird mit pNP -2 bezeichnet (Abb. 4-21).

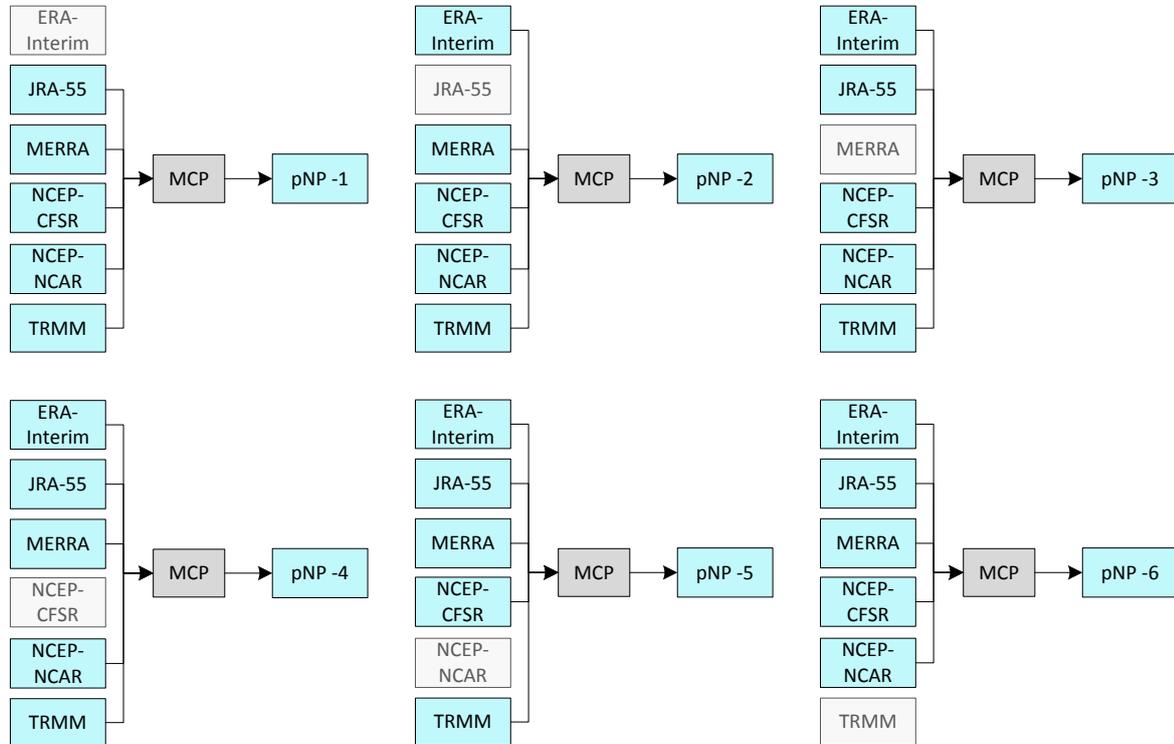


Abb. 4-21: Bezeichnung der Ergebnisse aus der Konditionierung der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte unter Ausschluss von jeweils einem Produkt mittels MCP (pNP -1 bis pNP -6)

4.3.4.3 Bewertung der Ergebnisse des MCP

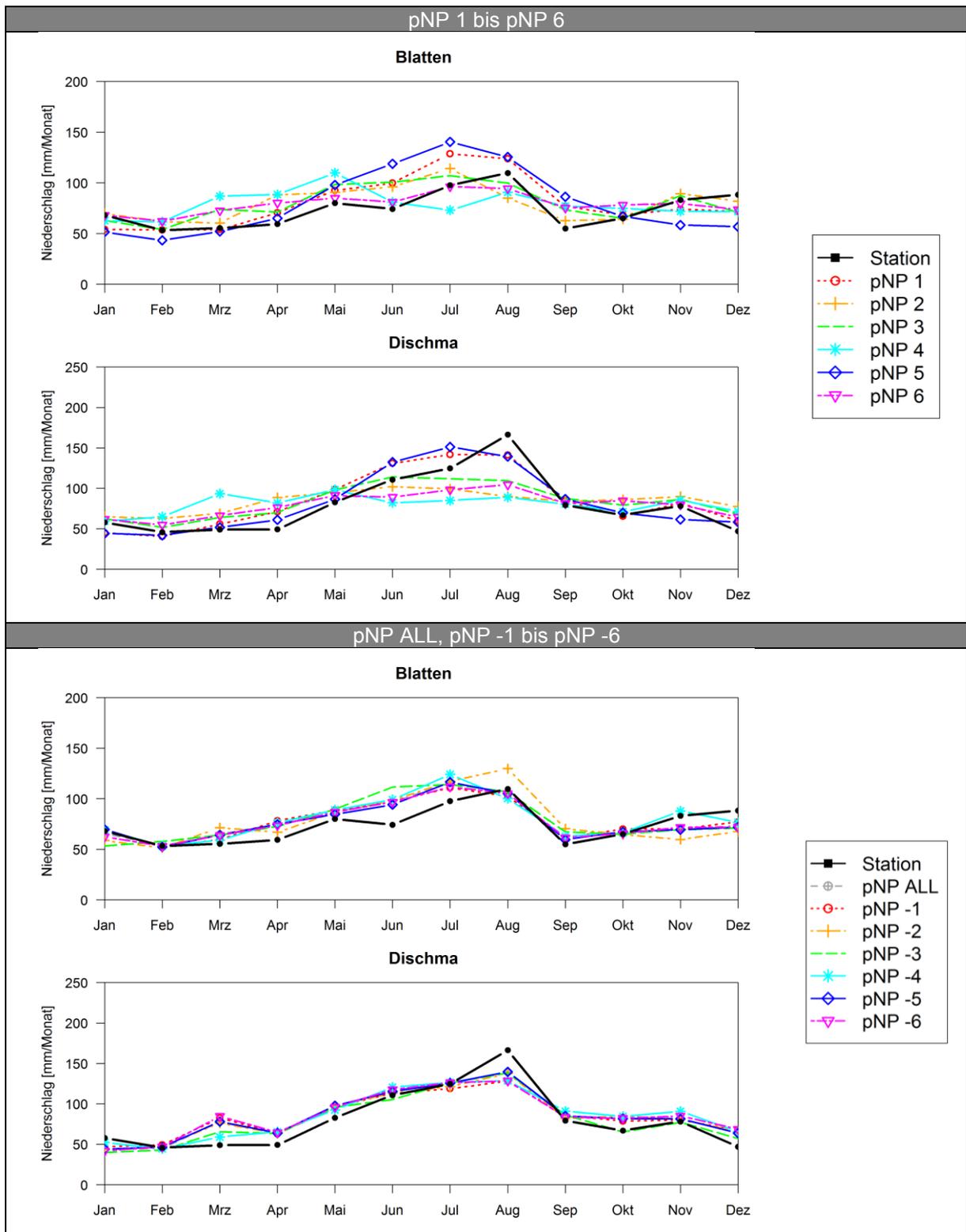


Abb. 4-22: Vergleich monatlicher Niederschlagssummen für Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte (MCP)

Die Abb. 4-22 zeigt in den oberen beiden Zeilen die monatlichen mittleren Niederschlagssummen der mittels des MCP an den Stationsniederschlag konditionierten einzelnen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte (farbig) im Vergleich zum gemessenen

Stationsniederschlag (schwarz). Die unteren beiden Zeilen stellen die Ergebnisse aus der Kombination aller Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte bzw. unter Ausschluss eines Produktes mit dem MCP im Vergleich zum gemessenen Stationsniederschlag dar.

In der Tab. 4-7 sind die Werte der Gütekriterien der verschiedenen Untersuchungsvarianten zusammengestellt. Der Vergleich der Werte der Gütekriterien für den MCP mit nur einem Produkt (Varianten pNP 1 bis pNP 6) in Tab. 4-7 mit den Werten der Gütekriterien des Ausgangsprodukts in Tab. 4-5 ergibt eine geringfügige Verbesserung. Die besten Werte für den täglichen Niederschlag an der Station Blatten ergeben sich für die Varianten pNP ALL und pNP -5 mit einem R^2 von 0,529. Die beste Variante für den täglichen Niederschlag an der Station Dischma ist pNP -5 mit einem R^2 von 0,618 auf. Den geringsten Einfluss auf die Werte der Gütekriterien hat die Reanalyse NCEP-NCAR.

Tab. 4-7: Werte der Gütekriterien des Vergleichs täglicher Stationsniederschlag gegen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte (MCP)

Variante	Blatten					Dischma				
	$\rho_{(x,y)}$ [-]	S/N [-]	MAE [mm/d]	RMSE [mm/d]	R^2 [-]	$\rho_{(x,y)}$ [-]	S/N [-]	MAE [mm/d]	RMSE [mm/d]	R^2 [-]
pNP 1 ERA-Interim	0,634	0,673	2,48	5,16	0,401	0,693	0,922	2,32	4,54	0,479
pNP 2 JRA-55	0,667	0,802	2,37	4,98	0,444	0,592	0,539	2,70	5,08	0,349
pNP 3 MERRA	0,633	0,668	2,51	5,18	0,400	0,725	1,111	2,20	4,36	0,526
pNP 4 NCEP-CFSR	0,382	0,171	3,27	6,11	0,145	0,514	0,359	2,89	5,40	0,264
pNP 5 NCEP-NCAR	0,496	0,326	2,94	5,80	0,244	0,514	0,359	2,95	5,40	0,263
pNP 6 TRMM	0,333	0,125	3,58	6,31	0,105	0,468	0,281	3,25	5,57	0,217
pNP ALL	0,728	1,127	2,16	4,54	0,529	0,786	1,616	1,94	3,90	0,616
pNP -1	0,722	1,091	2,19	4,58	0,521	0,776	1,514	1,99	3,98	0,601
pNP -2	0,709	1,011	2,24	4,67	0,502	0,785	1,604	1,95	3,91	0,615
pNP -3	0,716	1,051	2,23	4,63	0,511	0,762	1,384	2,07	4,08	0,580
pNP -4	0,720	1,076	2,18	4,64	0,517	0,753	1,312	2,11	4,17	0,567
pNP -5	0,729	1,132	2,15	4,54	0,529	0,787	1,624	1,93	3,89	0,618
pNP -6	0,722	1,088	2,16	4,58	0,520	0,779	1,544	1,96	3,95	0,606

In der Abb. 4-23 ist exemplarisch für die Variante pNP ALL für das Jahr 2005 das Ergebnis des MCP für die Station Blatten dargestellt. Der hellgraue Bereich entspricht dem prognostizierten Wahrscheinlichkeitsbereich zwischen dem 5 % und 95 % Quantil der Variante pNP ALL und der dunkelgraue Bereich stellt das Intervall zwischen dem 25 % und 75 % Quantil dar. Der Erwartungswert der Prognose ist als schwarze Linie eingezeichnet. Die blau dargestellten Punkte sind die Messwerte an der Bodenstation in Blatten. Die Abbildung verdeutlicht, dass der Erwartungswert des MCP zwar nicht immer korrekt den Messwert der Bodenstation wiedergibt, allerdings liegen die Messwerte zumeist in den prognostizierten Wahrscheinlichkeitsbereichen.

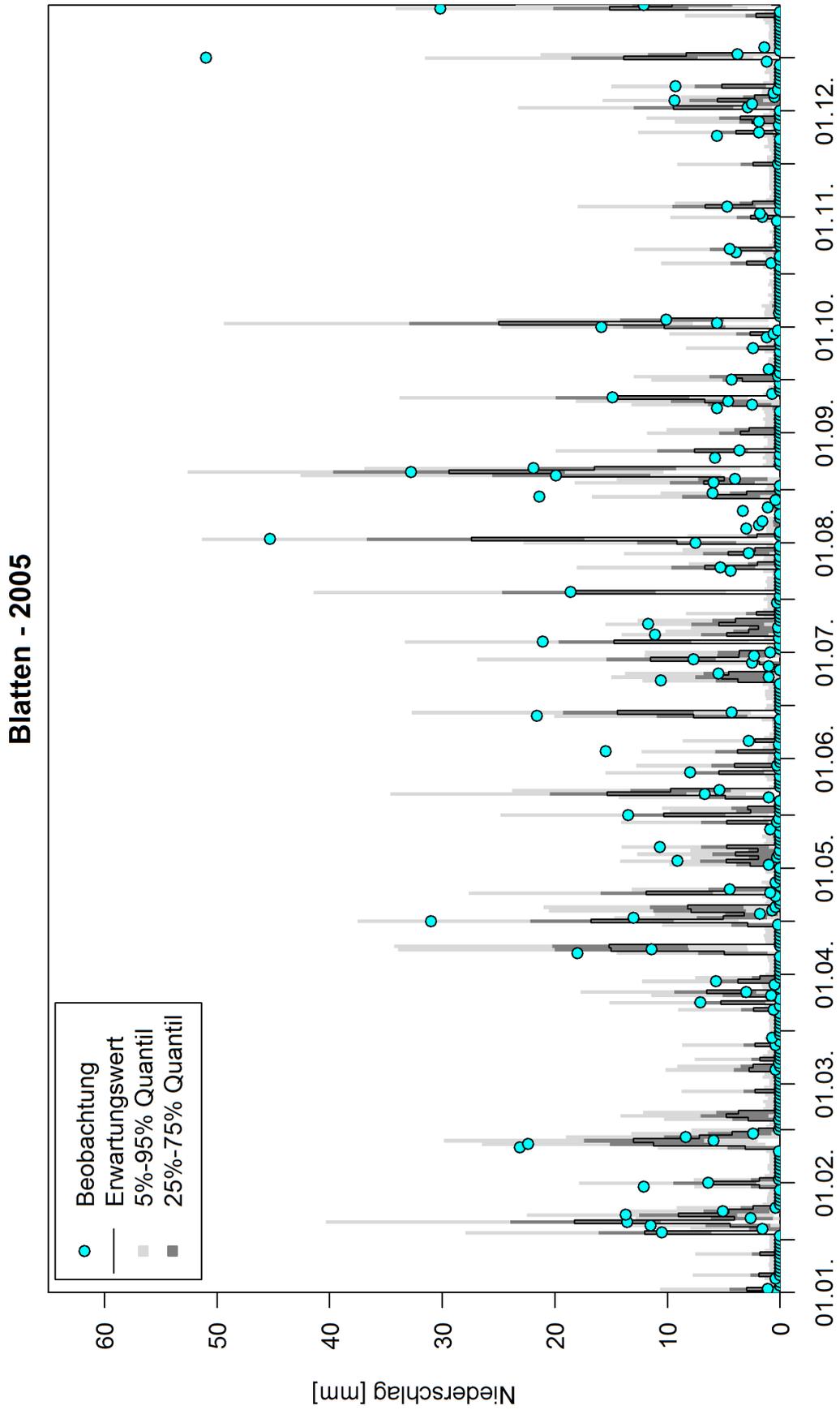


Abb. 4-23: Ergebnis der Variante pNP-5 für den Zeitraum von 01.01.2005 bis 31.12.2005 Stationsbeobachtung (blaue Punkte); Erwartungswert (schwarze Linie); 5% - 95% Quantil (hellgrau); 25% - 75% Quantil (dunkelgrau);

Die Abb. 4-24 zeigt exemplarisch für das Jahr 2005 den Verlauf der täglichen Niederschlagsmengen gemessen an der Station Blatten (blaue Säulen) und den Erwartungswert der Variante pNP -5 (orange Punkte). In der Abb. 4-25 sind die täglichen Niederschlagsmengen für das Jahr 2005 an der Station Dischma dargestellt. Die blauen Säulen entsprechen den Messwerten der Station und die orangen Punkte entsprechen dem Erwartungswerten der besten Variante pNP -5. Die täglichen Niederschlagsmengen können durch die jeweils beste probabilistische Niederschlagsprognose nur bedingt, hinsichtlich der Niederschlagshöhe und dem korrekten Zeitpunkt, wiedergegeben werden.

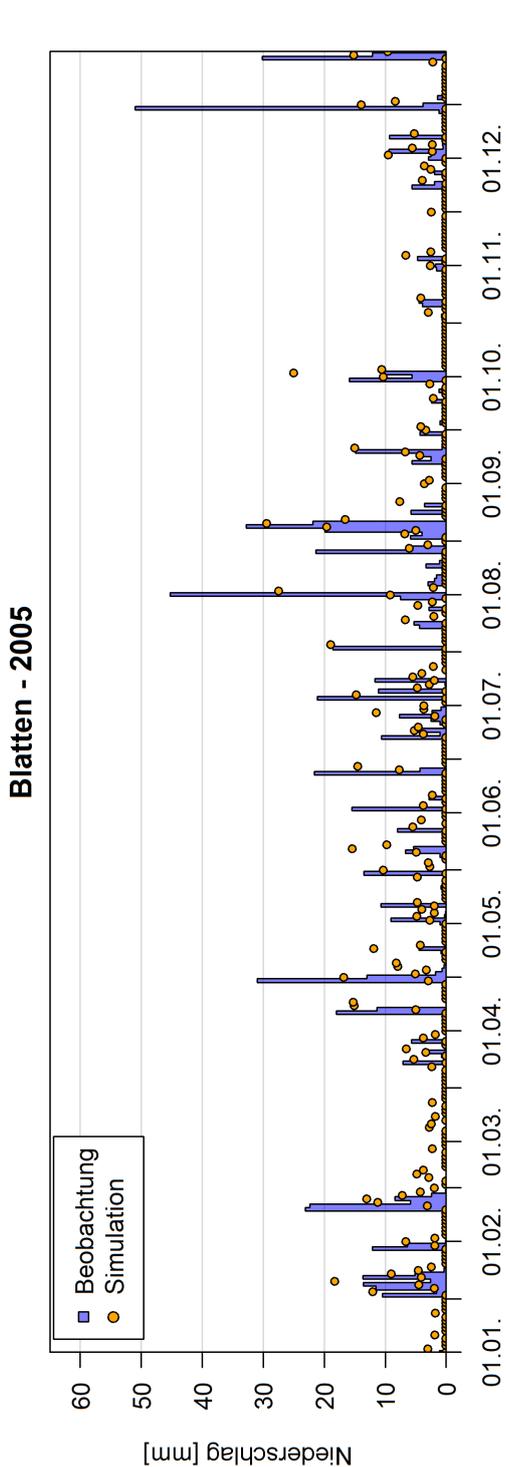


Abb. 4-24: Jahreszeitlicher Verlauf des Niederschlags in Blatten für das Jahr 2005 (blaue Säule: Messwerte der Wetterstation; orange Punkte: pNP -5)

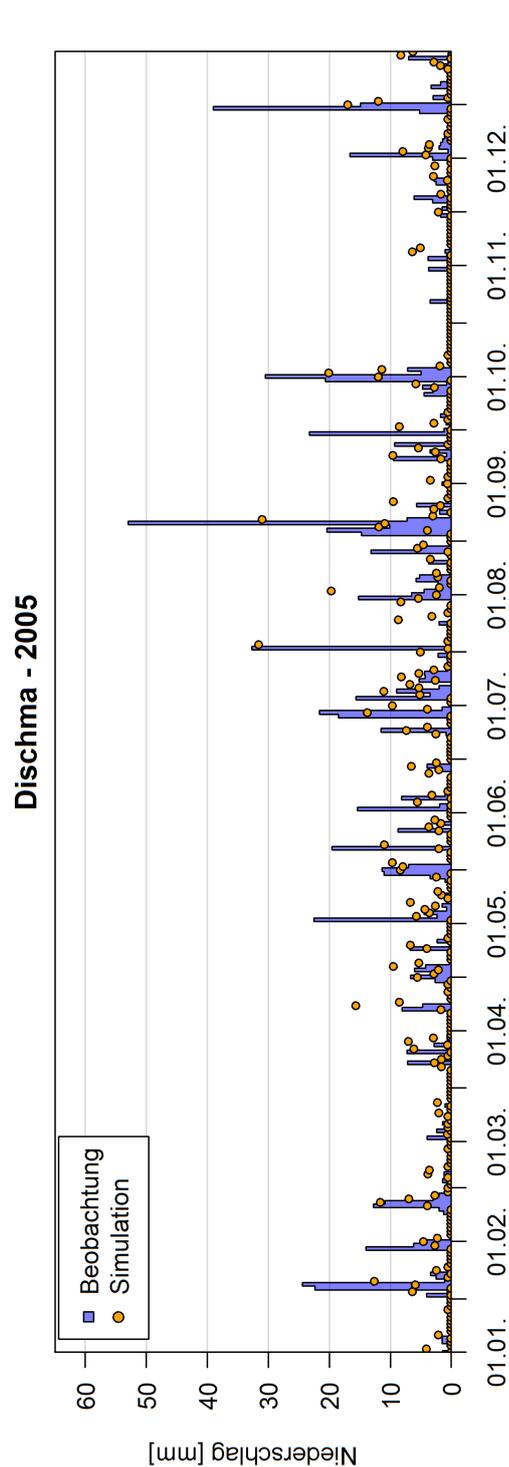


Abb. 4-25: Jahreszeitlicher Verlauf des Niederschlags in Dischma für das Jahr 2005 (blaue Säulen: Messwerte der Wetterstation; orange Punkte: pNP -5)

4.3.5 Kombination ANN und MCP

In diesem Abschnitt erfolgt die Kombination der beiden Verfahren ANN und MCP. Im ersten Schritt werden die Datensätze mittels ANN und im Anschluss mit dem MCP an den Stationsniederschlägen konditioniert. Die Kalibrierungs- und Validierungsperiode entspricht jeweils den oben genannten Zeiträumen.

4.3.5.1 Untersuchungsvarianten der Kombination aus ANN und MCP

Anwendung auf nur ein Produkt

Die Konditionierung erfolgt zunächst für die einzelnen Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte mittels ANN und anschließend mit dem MCP am Stationsniederschlag. Die Niederschlagsprognose für die Kombination aus den Verfahren ANN und MCP des Produkts ERA-Interim wird mit kNP 1, des Produkts JRA-55 mit kNP 2, usw. bezeichnet (Abb. 4-26).

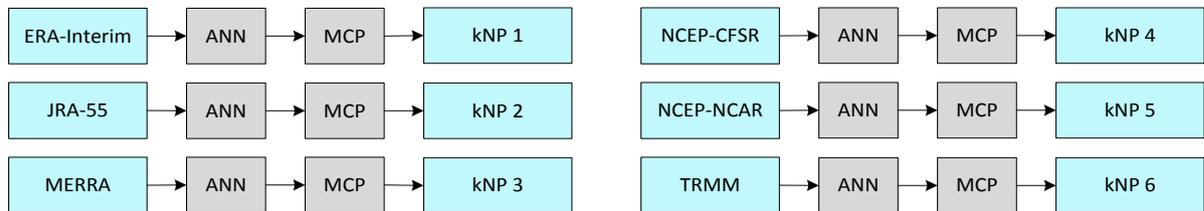


Abb. 4-26: Bezeichnung der Ergebnisse aus der Konditionierung der einzelnen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte mittels ANN und MCP (kNP 1 bis kNP 6)

Anwendung auf alle Produkte

Zur Konditionierung aller Datenprodukte (kNP ALL) am Stationsniederschlag mittels ANN und MCP werden die bereits im Abschnitt 4.3.3 ermittelten Varianten dNP -1 bis dNP -6 mit dem MCP kombiniert (Abb. 4-27).

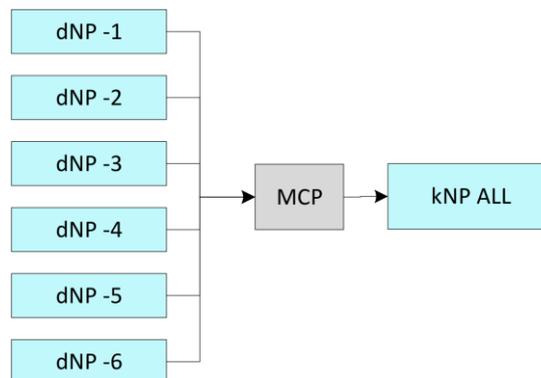


Abb. 4-27: Bezeichnung des Ergebnisses aus der Konditionierung der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte mittels ANN und MCP (kNP ALL)

Anwendung unter Ausschluss eines Produktes

In den Untersuchungsvarianten kNP -1 bis kNP -6 wird davon ausgegangen, dass nur fünf der sechs Produkte aus Fernerkundung und Reanalyse verfügbar sind. Als erstes werden jeweils vier Produkte mittels ANN kombiniert und im Anschluss werden diese Kombinationen mit dem MCP am Stationsniederschlag konditioniert (Abb. 4-28).

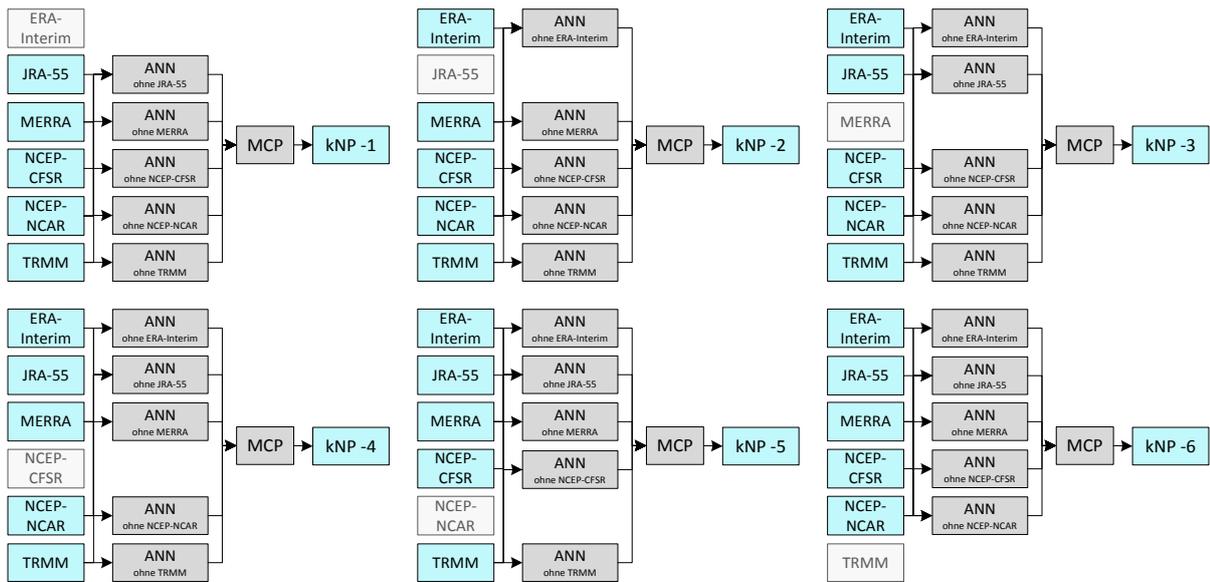


Abb. 4-28: Bezeichnung der Ergebnisse aus der Konditionierung der Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte unter Ausschluss von jeweils einem Produkt mittels ANN und MCP (kNP -1 bis kNP -6)

4.3.5.2 Bewertung der Ergebnisse aus Kombination von ANN und MCP

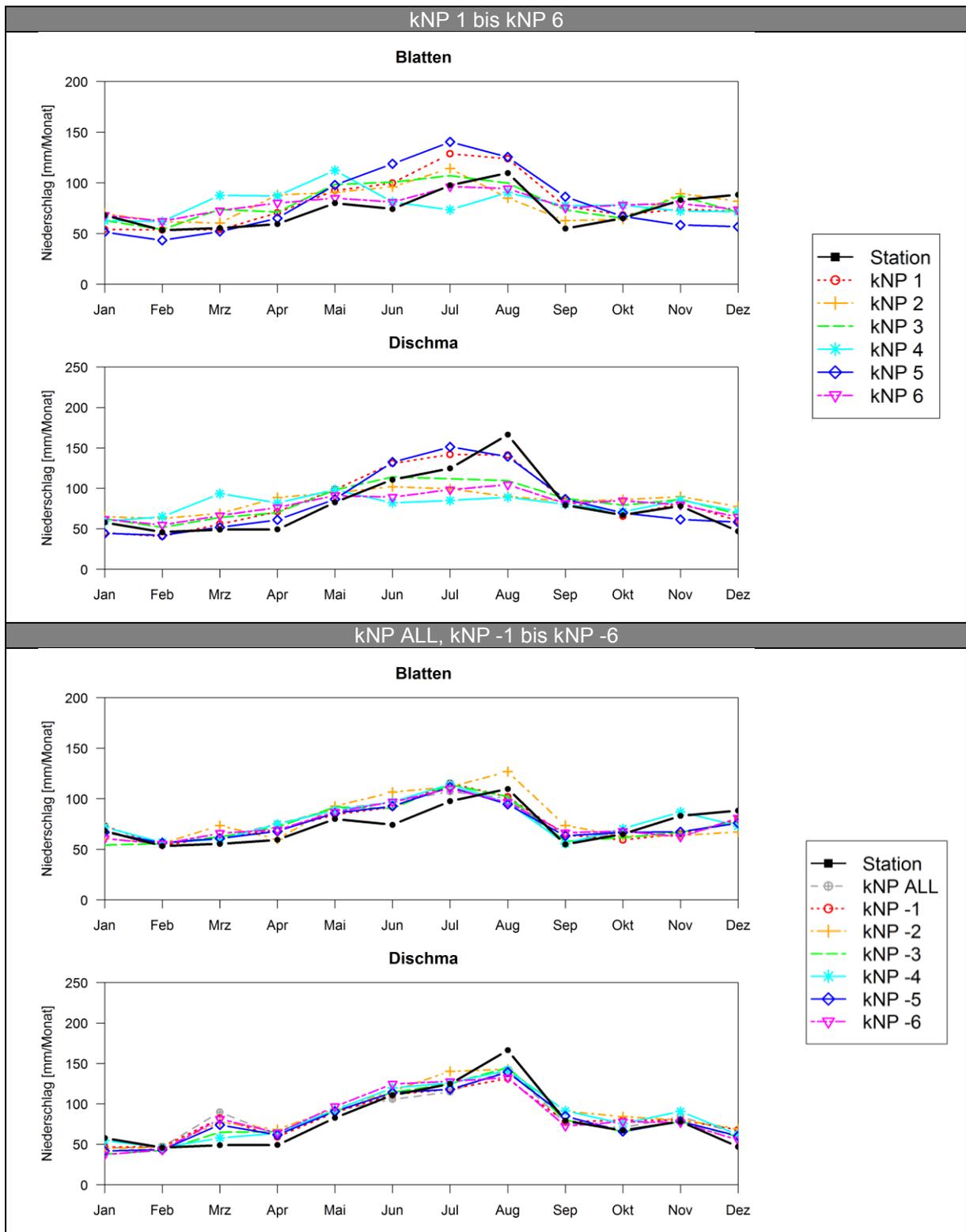


Abb. 4-29: Vergleich monatlicher Niederschlagssummen für Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte (ANN + MCP)

Die oberen beiden Zeilen der Abb. 4-29 stellen das Ergebnis der einzeln konditionierten Fernerkundungs- und Reanalysedaten am Stationsniederschlag mittels ANN und MCP dar. Die Varianten kNP 1 bis kNP 6 geben den Stationsniederschlag besser als das jeweilige

Ausgangsprodukt wieder. Die unteren beiden Zeilen der Abb. 4-29 stellen die mittleren monatlichen Niederschlagssummen der Varianten kNP ALL, kNP -1 bis kNP -6 dar.

Die Werte der Gütekriterien für die Varianten kNP 1 bis kNP 6, kNP ALL und kNP -1 bis kNP -6 sind in der Tab. 4-8 zusammengefasst. Für die Variante kNP -1 ohne ERA-Interim mit den Eingangsgrößen JRA-55, MERRA, NCEP-CFSR, NCEP-NCAR und TRMM ergibt sich für den täglichen Niederschlag an der Station Blatten der niedrigste MAE von 2,04 mm und der höchste R^2 mit 0,600. Die bestmögliche Variante an der Station Dischma mit einem R^2 von 0,656 und einem MAE von 1,85 mm ist die Variante kNP -5 mit den Eingangsgrößen ERA-Interim, JRA-55, MERRA, NCEP-CFSR und TRMM.

Tab. 4-8: Werte der Gütekriterien des Vergleichs täglicher Stationsniederschlag gegen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte (ANN + MCP)

Variante	Blatten					Dischma				
	$\rho_{(x,y)}$ [-]	S/N [-]	MAE [mm/d]	RMSE [mm/d]	R^2 [-]	$\rho_{(x,y)}$ [-]	S/N [-]	MAE [mm/d]	RMSE [mm/d]	R^2 [-]
kNP 1 ERA-Interim	0,634	0,673	2,48	5,16	0,401	0,693	0,924	2,32	4,54	0,480
kNP 2 JRA-55	0,667	0,802	2,37	4,98	0,444	0,592	0,539	2,70	5,08	0,349
kNP 3 MERRA	0,633	0,668	2,51	5,18	0,400	0,725	1,111	2,20	4,36	0,526
kNP 4 NCEP-CFSR	0,381	0,170	3,27	6,12	0,144	0,514	0,359	2,89	5,40	0,264
kNP 5 NCEP-NCAR	0,496	0,326	2,94	5,80	0,244	0,514	0,359	2,95	5,40	0,263
kNP 6 TRMM	0,333	0,125	3,58	6,31	0,105	0,469	0,282	3,25	5,57	0,218
kNP ALL	0,743	1,234	2,10	4,43	0,551	0,797	1,742	1,91	3,80	0,634
kNP -1	0,777	1,519	2,04	4,18	0,600	0,781	1,563	1,99	3,94	0,609
kNP -2	0,738	1,196	2,17	4,47	0,543	0,798	1,756	1,91	3,79	0,636
kNP -3	0,748	1,269	2,14	4,40	0,557	0,786	1,612	2,01	3,90	0,615
kNP -4	0,730	1,143	2,13	4,57	0,532	0,792	1,683	1,97	3,87	0,626
kNP -5	0,764	1,402	2,04	4,28	0,582	0,811	1,918	1,85	3,69	0,656
kNP -6	0,768	1,437	2,04	4,25	0,588	0,783	1,590	1,95	3,91	0,613

Exemplarisch für das Jahr 2005 sind in der Abb. 4-30 die täglichen Niederschlagsmengen an der Station Blatten dargestellt. Die blauen Säulen entsprechen den Messwerten der Station und die gelben Punkte entsprechen den Erwartungswerten der besten Variante kNP -1. Die Abb. 4-31 zeigt die täglichen Niederschlagsmengen für das Jahr 2005 an der Wetterstation Dischma (blaue Säulen) und der Variante kNP -5 (gelbe Punkte). Für beide Stationen kann die jeweils beste kombinierte Niederschlagsprognose die täglichen Niederschlagsmengen nur phasenweise korrekt wiedergeben werden.

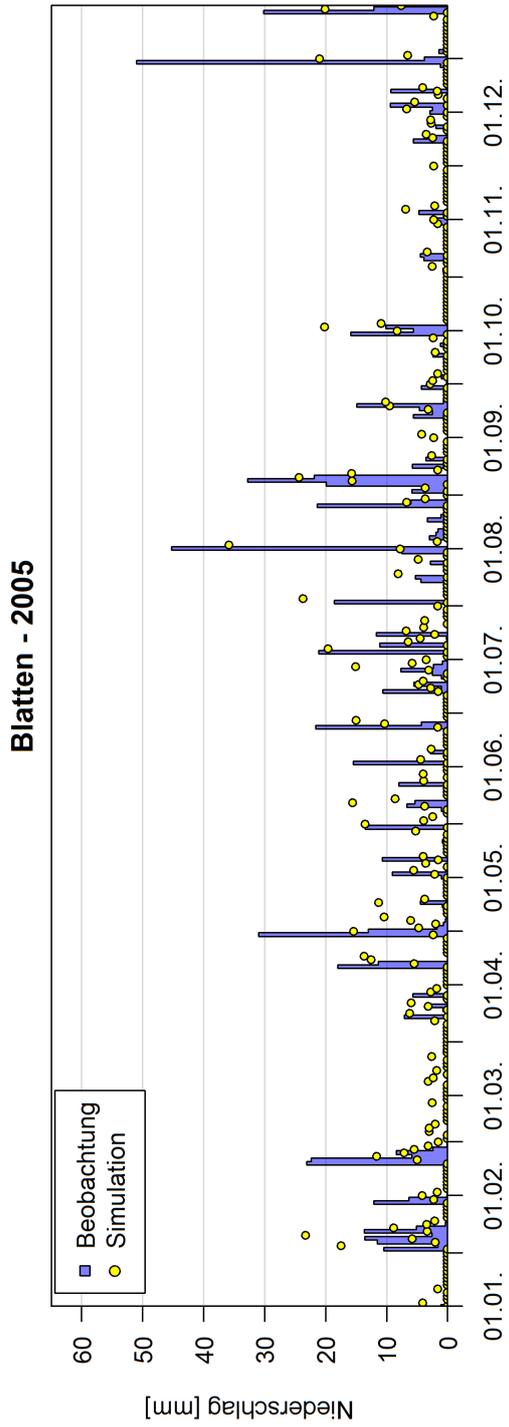


Abb. 4-30: Jahreszeitlicher Verlauf des Niederschlags in Blatten für das Jahr 2005 (blaue Säulen: Messwerte der Wetterstation; gelbe Punkte: kNP -1)

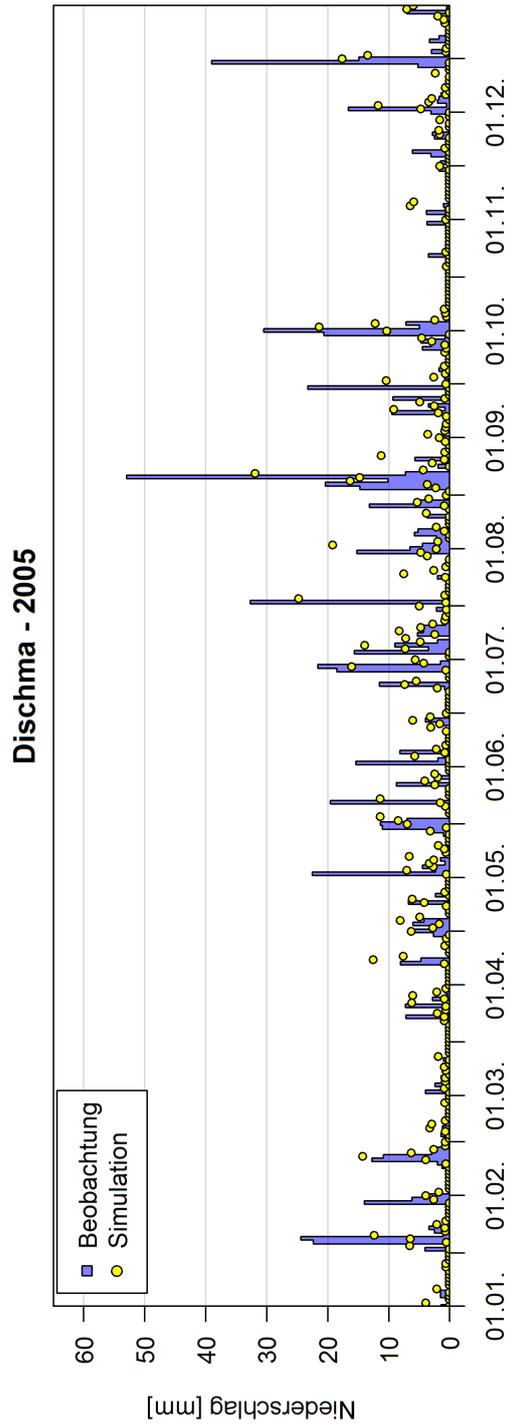


Abb. 4-31: Jahreszeitlicher Verlauf des Niederschlags in Dischma für das Jahr 2005 (blaue Säulen: Messwerte der Wetterstation; gelbe Punkte: kNP -5)

4.3.6 Bewertung und Schlussfolgerung

In den Tab. 4-9 und Tab. 4-10 sind die Werte der Gütekriterien für das beste Produkt aus Fernerkundung und Reanalyse, die beste deterministische Niederschlagsprognose, die beste probabilistische Niederschlagsprognose und die beste kombinierte Niederschlagsprognose für die Bodenstationen Blatten und Dischma zusammengefasst. Ein Vergleich der Werte der Gütekriterien für die Modellierungsergebnisse von ANN und MCP lässt nicht erkennen, dass ein Modell die besseren Ergebnisse liefert. Je nach den zugrunde gelegten Datensätzen ergeben sich mit ANN oder MCP die besseren Werte. Das ANN besitzt den Vorteil, dass es in der Modellierung schneller und somit weniger zeitaufwändig ist. Der MCP hingegen gibt neben dem Erwartungswert zusätzliche Informationen zur Wahrscheinlichkeit des Eintretens des jeweiligen Niederschlagsereignisses. Die Zusammenstellung der Modellierungsergebnisse für die jeweils günstigsten Produkte/Varianten zeigt, dass sich für die Kombination aus ANN und MCP die besten Ergebnisse ergeben.

Tab. 4-9: Zusammenstellung der Werte der Gütekriterien für den täglichen Niederschlag (Blatten)

Produkt/Variante	Blatten				
	$\rho_{(x,y)}$ [-]	S/N [-]	MAE [mm/d]	RMSE [mm/d]	R^2 [-]
JRA-55	0,670	0,814	2,23	5,14	0,407
dNP ALL	0,739	1,204	2,17	4,46	0,546
pNP -5 (ohne NCEP-NCAR)	0,729	1,132	2,15	4,54	0,529
kNP -1 (ohne ERA-Interim)	0,777	1,519	2,04	4,18	0,600

Tab. 4-10: Zusammenstellung der Werte der Gütekriterien für den täglichen Niederschlag (Dischma)

Produkt/Variante	Dischma				
	$\rho_{(x,y)}$ [-]	S/N [-]	MAE [mm/d]	RMSE [mm/d]	R^2 [-]
MERRA	0,723	1,092	2,58	4,52	0,490
dNP -5 (ohne NCEP-NCAR)	0,797	1,739	1,88	3,81	0,634
pNP -5 (ohne NCEP-NCAR)	0,787	1,624	1,93	3,89	0,618
kNP -5 (ohne NCEP-NCAR)	0,811	1,918	1,85	3,69	0,656

Insgesamt die besten Ergebnisse für die Station Blatten ergeben sich für die Variante kNP -1 mit JRA-55, MERRA, NCEP-CFSR, NCEP-NCAR und TRMM mit einem R^2 von 0,600 und für die Station Dischma die Variante kNP -5 mit ERA-Interim, JRA-55, MERRA, NCEP-CFSR und TRMM mit einem R^2 von 0,656.

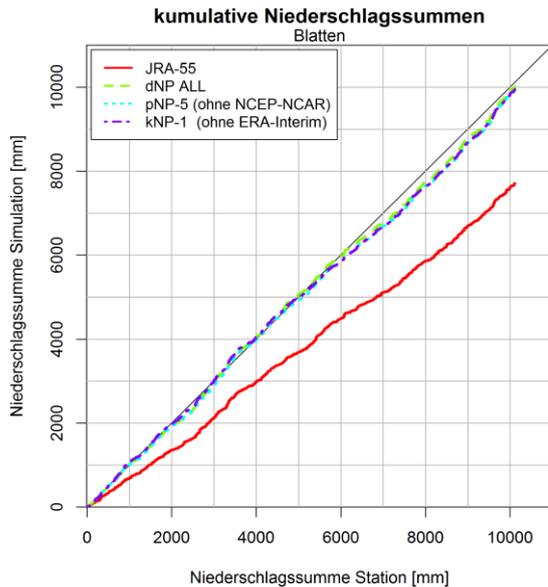


Abb. 4-32: Kumulierte Niederschlagssummen Simulation vs. Beobachtung, Blatten

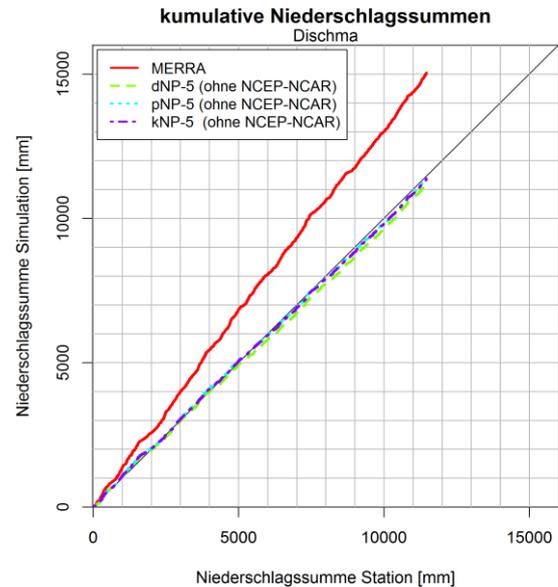


Abb. 4-33: Kumulierte Niederschlagssummen Simulation vs. Beobachtung, Dischma

Der Vergleich der kumulierten Niederschlagssummen in der Abb. 4-32 für die Station Blatten zeigt, dass die Varianten dNP ALL, pNP -5 (ohne NCEP-NCAR) und kNP -1 (ohne ERA-Interim) die Niederschlagssummen annähernd gleichwertig gut mit einer leichten Tendenz zur Unterschätzung wiedergeben können. Das beste Ausgangsprodukt JRA-55 unterschätzt hingegen die Niederschlagssummen um rd. 24 %. Der analoge Vergleich für die Station Dischma in Abb. 4-33 ergibt für die Varianten dNP -5 (ohne NCEP-NCAR), pNP -5 (ohne NCEP-NCAR) und kNP -5 (ohne NCEP-NCAR) ähnlich gute Ergebnisse. An dieser Station überschätzten die besten Rohdaten MERRA die Niederschlagssummen um rd. 31 %.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass sich die Kombination unterschiedlicher Niederschlagsprodukte positiv auf die Qualität der Ergebnisse auswirkt. Allerdings ist die günstigste Kombination der Produkte gebietsabhängig. Dies ist in der Tatsache begründet, dass die einzelnen Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte, wie bereits im Abschnitt 4.1.2 beschrieben, individuelle regionale und saisonale Stärken und Schwächen in der Prognose des Niederschlags aufweisen. Hingegen ist die Kombination von ANN und MCP gegenüber der alleinigen Verwendung von ANN oder MCP zur Konditionierung des Niederschlags für die jeweiligen Produkte immer zu bevorzugen. Jedoch können die täglichen Niederschlagsmengen nur phasenweise korrekt wiedergegeben werden. Allerdings werden die täglichen Fehleinschätzungen über einen längeren Zeitraum ausgeglichen, wie die kumulierten Niederschlagssummen in Abb. 4-32 und Abb. 4-33 zeigen.

4.4 Zeitliche Aggregation des Niederschlages

In diesem Abschnitt wird die Auswirkung der zeitlichen Aggregation des Stationsniederschlags auf den Korrelationskoeffizienten und den Nash-Sutcliffe Koeffizienten untersucht. Die zeitliche Aggregation der Niederschlagsdaten bewirkt, wie allgemein bekannt, einen gewissen Ausgleich der Fehler in der Ermittlung des Niederschlages innerhalb des gewählten Zeitabschnitts. Hierzu werden die Niederschlagssummen für 2 Tage, 3 Tage, 5 Tage, 10 Tage, 15 Tage und monatlich zwischen Stationsmessung und den aus Fernerkundungs- und Reanalysedaten ermittelten Niederschlägen für die Varianten dNP ALL, pNP ALL und kNP ALL gegenübergestellt.

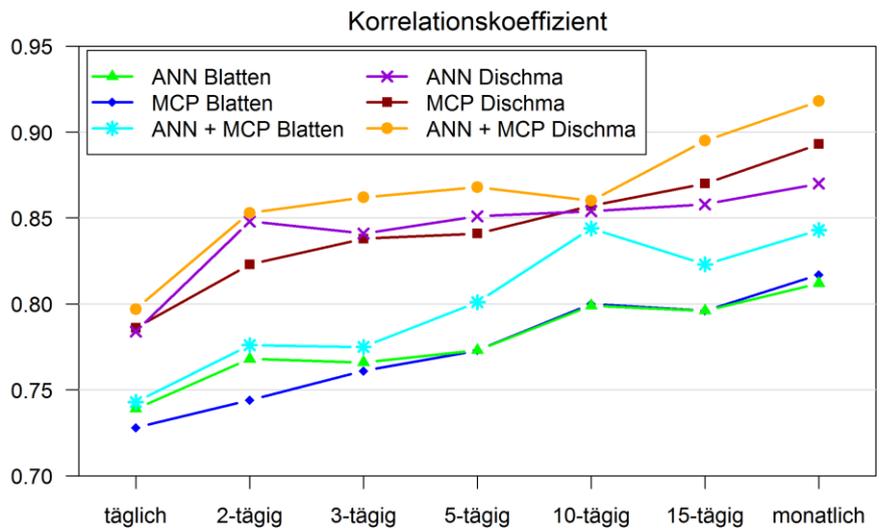


Abb. 4-34: Korrelationskoeffizienten der aggregierten Niederschläge

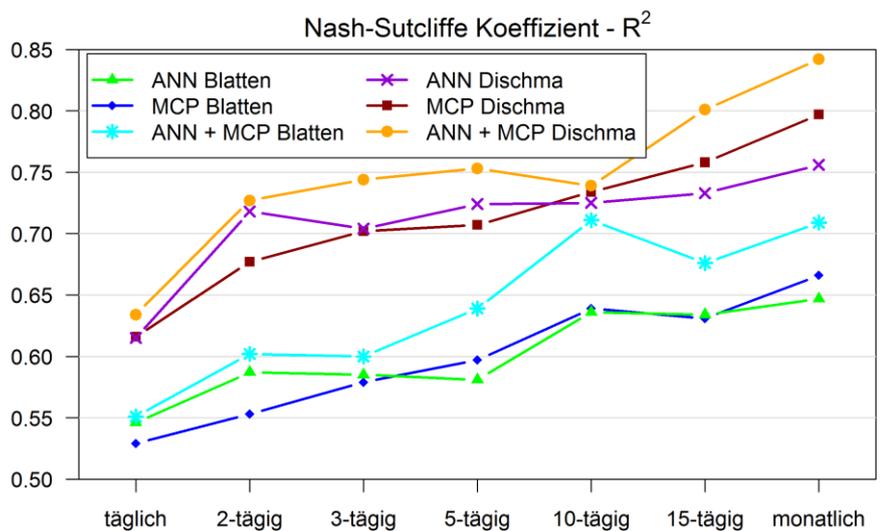


Abb. 4-35: Nash-Sutcliffe Koeffizienten der aggregierten Niederschläge

Der in Abb. 4-34 dargestellte Korrelationskoeffizient nimmt tendenziell mit der Vergrößerung des betrachteten Zeitabschnitts zu. Für die Station Blatten bedeutet dies konkret unter Verwendung des ANN und des MCP ein Anstieg von 0,551 (täglich) auf 0,709 (monatlich).

Die größte Verbesserung des Korrelationskoeffizienten bewirkt die Aggregation der Daten an der Station Dischma für die Kombination von ANN und MCP von 0,797 (täglich) auf 0,918 (monatlich).

Analog hierzu verbessert sich der Nash-Sutcliffe Koeffizient mit der Vergrößerung des Aggregationszeitraums (Abb. 4-35). Der R^2 steigert sich für die Variante kNP ALL von 0,551 bzw. 0,634 für täglichen Werte auf 0,709 bzw. 0,842 für monatlichen Werte an der Station Blatten bzw. Dischma an.

4.5 Übertragung des Verfahrens in eine datenarme Region

Im Einzugsgebiet des Mangla Reservoirs (EMR) soll der ermittelte Niederschlag aus Fernerkundungs- und Reanalysedaten analog zur Referenzstation für die Temperaturverteilung im Gebiet an der Station Srinagar kalibriert werden. Die Station Srinagar liefert jedoch lediglich für die Jahre von 2010 bis 2015 Niederschlagsdaten. Die Aufzeichnungen des Stationsniederschlags im GSOD in den Jahren zuvor weisen ausschließlich null Meldungen oder keine Werte auf. Auf Grund dieser Tatsache und des verfügbaren Zeitraumes des Reanalysedatensatzes NCEP-CFSR bis Ende 2011 erfolgt die Ermittlung des Stationsniederschlags für das EMR mit den Fernerkundungs- und Reanalyseprodukten ERA-Interim, JRA-55, MERRA, NCEP-NCAR und TRMM. Die Kalibrierung der Daten erfolgt für den Zeitraum der verfügbaren Stationsniederschläge von 2010 bis 2015.

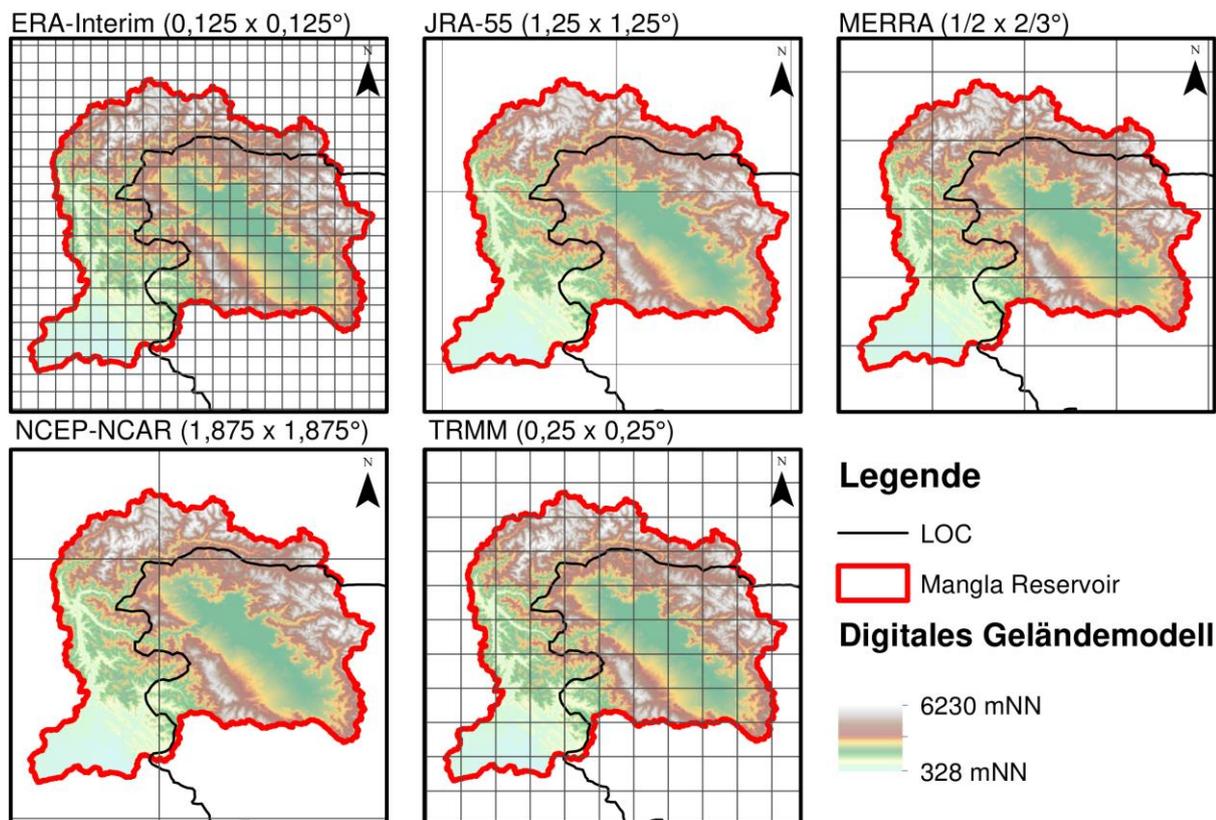


Abb. 4-36: Einzugsgebiet des Mangla Reservoirs und Rasterauflösung der Niederschlagsprodukte

Die Abb. 4-36 zeigt die Rasterauflösung der einzelnen Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte in Relation zum EMR. Das EMR erstreckt sich bei allen Produkten über mehrere Rasterzellen. Für die Kalibrierung der Datensätze am Stationsniederschlag wurde das flächengewichtete Gebietsmittel bestimmt. Die zeitliche Aggregation der einzelnen Fernerkundungs- und Reanalyseprodukte erfolgt analog zu den Daten der Schweizer Einzugsgebiete, wie im Abschnitt 4.3.1 beschrieben.

Tab. 4-11: Werte der Gütekriterien des Vergleichs Stationsniederschlag gegen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte (Rohdaten)

Produkt	Srinagar				
	$\rho_{(x,y)}$ [-]	S/N [-]	MAE [mm/d]	RMSE [mm/d]	R^2 [-]
ERA-Interim	0,641	0,697	2,92	6,10	0,053
JRA-55	0,445	0,247	2,59	7,04	-0,263
MERRA	0,585	0,520	2,30	5,19	0,336
NCEP-NCAR	0,517	0,366	3,67	5,93	0,106
TRMM	0,581	0,509	2,45	5,60	0,201

Die Werte der Gütekriterien für den Vergleich zwischen dem Stationsniederschlag und den einzelnen Fernerkundungs- und Reanalyseprodukten sind in der Tab. 4-11 zusammengestellt. Der Nash-Sutcliffe Koeffizient der einzeln Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte variiert zwischen -0,263 für JRA-55 und 0,336 für MERRA. Die Korrelationskoeffizienten liegen im Bereich von 0,445 bis 0,641 für die nicht kalibrierten Datensätze. In der Abb. 4-37 ist für das Jahr 2012 die täglichen Messwerte der Station Srinagar (blaue Säulen) und die täglichen Werte der Reanalyse MERRA (graue Punkte) dargestellt. Die Spitzenniederschläge werden durch die Reanalyse nur unzureichend wiedergegeben.

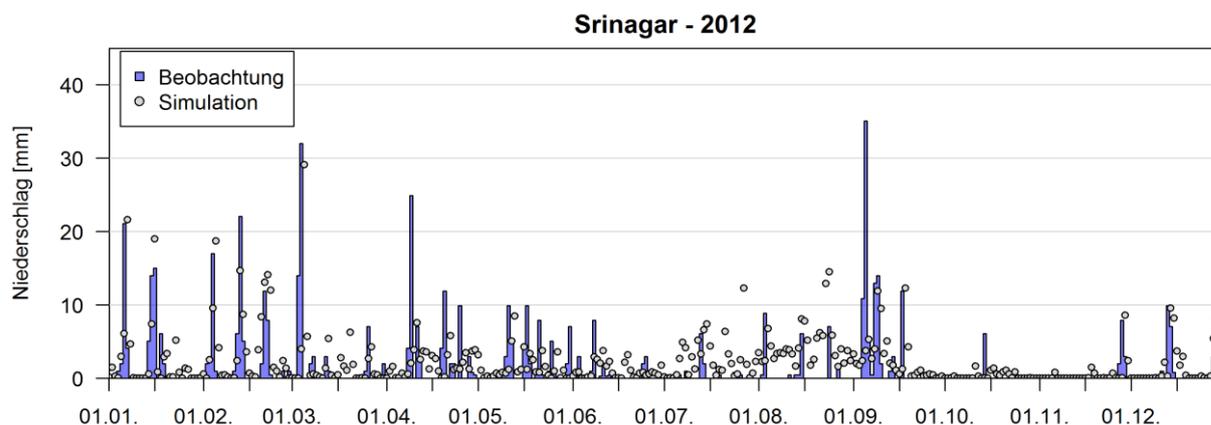


Abb. 4-37: Jahreszeitlicher Verlauf des Niederschlags in Srinagar für das Jahr 2012 (blaue Säulen: Messwerte der Wetterstation; graue Punkte: MERRA)

Auf Grund der Tatsache, dass sich bei den Untersuchungen für die beiden Schweizer Bodenstationen herausgestellt hat, dass die Kombination von ANN und MCP die beste Niederschlagsprognose ergibt, wird für das EMR nur die Kombination von ANN und MCP untersucht. Die hieraus resultierenden Werte der Gütekriterien sind in der Tab. 4-12 zusammengefasst. Nach der Konditionierung der Datensätze am Stationsniederschlag ergeben sich für die einzeln Varianten kNP 1 bis kNP 6 ein Verhältnis zwischen Signal und Rauschen zwischen 0,303 und 0,696. Die beste Übereinstimmung mit dem Stationsniederschlag ergibt sich für die Kombination von ERA-Interim, MERRA, NCEP-NCAR und TRMM mittels ANN und MCP. Der Korrelationskoeffizienten der Variante kNP -2 beträgt 0,757 bei einem R^2 von 0,540.

Tab. 4-12: Werte der Gütekriterien des Vergleichs Stationsniederschlag gegen Fernerkundungs- bzw. Reanalyseprodukte (ANN + MCP)

Variante	Srinagar				
	$\rho_{(x,y)}$ [-]	S/N [-]	MAE [mm/d]	RMSE [mm/d]	R^2 [-]
KNP 1 ERA-Interim	0,640	0,696	2,17	4,83	0,405
KNP 2 JRA-55	0,482	0,303	2,52	5,45	0,230
KNP 3 MERRA	0,583	0,516	2,39	5,19	0,336
KNP 5 NCEP-NCAR	0,537	0,404	2,52	5,30	0,284
KNP 6 TRMM	0,538	0,407	2,45	5,36	0,284
KNP ALL	0,704	0,981	1,96	4,49	0,479
KNP -1	0,688	0,900	2,09	4,71	0,453
KNP -2	0,757	1,343	1,96	4,31	0,540
KNP -3	0,687	0,895	2,04	4,66	0,448
KNP -5	0,722	1,089	2,02	4,54	0,490
KNP -6	0,689	0,905	2,08	4,69	0,456

Ein Vergleich der gemessenen Stationswerte (blaue Säulen) mit der besten Variante kNP -2 (gelbe Punkte) ist in der Abb. 4-38 dargestellt. Insgesamt kann trotz einer Verbesserung der Werte der Gütekriterien die tägliche Niederschlagsmenge nur zeitweise richtig wiedergegeben werden.

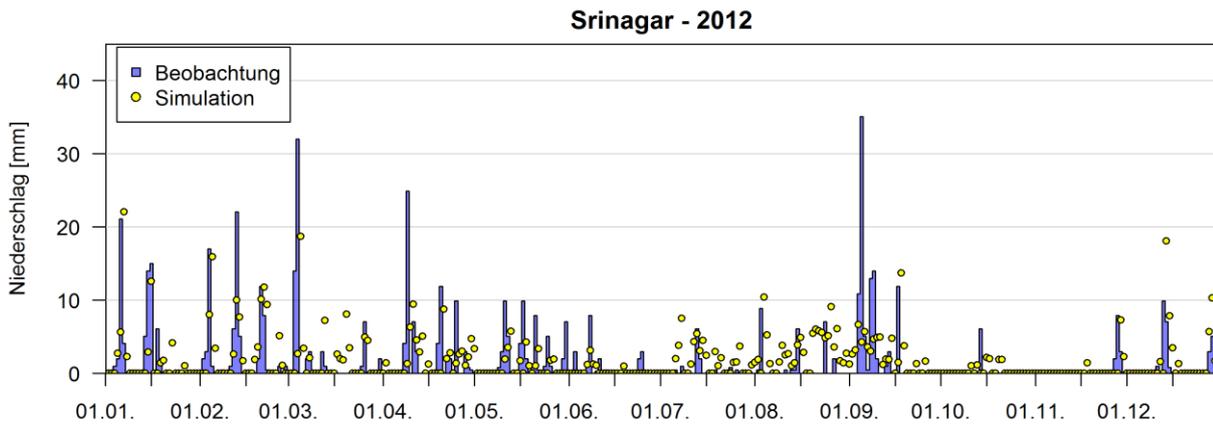


Abb. 4-38: Jahreszeitlicher Verlauf des Niederschlags in Srinagar für das Jahr 2012 (blaue Säulen: Messwerte der Wetterstation; gelbe Punkte: kNP -2)

4.6 Stationsniederschlag vs. Gebietsniederschlag

Das oben beschriebene Verfahren ermöglicht es auf der Grundlage von Fernerkundungs- und Reanalysedaten den am wahrscheinlichsten an der Wetterstation eintretenden Niederschlag zu prognostizieren. Zur Modellierung des Gebietsabflusses benötigt ein Niederschlag-Abfluss-Modell jedoch Informationen zur räumlichen Verteilung des Niederschlags im Einzugsgebiet. Einerseits nimmt der Niederschlag in den meisten Regionen mit der Geländehöhe zu. Andererseits ist die jährliche Niederschlagsmenge im Gebirge von weiteren Faktoren, wie die Lage des Einzugsgebiets an der Luv- oder Lee-Seite eines Gebirgszuges abhängig. Die der Hauptwindrichtung zugewandte Luv-Seite des Gebirges zwingt die Luftmassen zum Aufsteigen. Hierdurch wird ein abkühlen der Luftmassen bewirkt, welches wiederum zu Steigungsregen führen kann. Auf der windabgewandten Lee-Seite hingegen sinken die Luftmassen wieder ab und bewirken Föhn. Infolge dessen wird meistens eine größere Niederschlagsmenge an der Luv-Seite, als an der Lee-Seite, von Gebirgszügen beobachtet. Demzufolge besteht eine regionale Abhängigkeit der räumlichen Verteilung des Gebietsniederschlags und diese ist einzugsgebietspezifisch zu ermitteln.

Die Berücksichtigung der räumlichen Verteilung des Gebietsniederschlags im Einzugsgebiet kann durch die Interpolation zwischen mehreren Niederschlagsstationen mit Verfahren, wie Isohyeten-Methode, Thiessen-Polygon-Methode oder Kriging erfolgen. Insbesondere in entlegenen Hochgebirgsregionen liegen Stationsdaten nicht in hinreichender zeitlicher und räumlicher Auflösung für die Anwendung dieser Methoden vor. Ein wichtiger Indikator für die Niederschlagsmenge im Gebirge ist die Geländehöhe. Sodass in diesen Gebieten auf die Verteilung des Gebietsniederschlags mittels Höhengradient des Niederschlags geschlossen wird. Aufgrund dessen wird für die beiden Einzugsgebiete in der Schweiz und dem Einzugsgebiet des Mangla Reservoirs ein jährlicher mittlerer Niederschlagsgradient aus den Niederschlagsdaten der nächstgelegenen Wetterstationen ermittelt.

4.6.1 Einzugsgebiete in der Schweiz

EZG-L

Zur Ermittlung eines regionalen Niederschlagsgradienten im EZG-L stehen die Daten der Wetterstation Visp in 639 m ü. NN und der Wetterstation Blatten in 1.538 m ü. NN zur Verfügung. Die Station Visp zeichnet die täglichen Niederschlagsdaten seit Ende 1979 und die Station Blatten seit Ende Februar 2001 auf (Tab. 4-13).

Tab. 4-13: Wetterstationen EZG-L

Wetterstation	EZG-L	
	Visp (VIS)	Blatten, Lötschental (BLA)
Höhe	639 m ü. NN	1.538 m ü. NN
Zeitraum	31.12.1979 - heute	28.02.2001 - heute

In der Abb. 4-39 sind die jährlichen Niederschlagssummen der Stationen Visp und Blatten als Box-Whisker-Plot dargestellt. Im Zeitraum von 2002 bis 2015 beträgt der mittlere jährliche Niederschlag an der Station Visp 564,7 mm/a und an der Station Blatten 1.027,5 mm/a. Der

Gradient des Niederschlags zwischen den beiden Station beträgt 51,5 mm/100 m/a, dies entspricht einem Faktor von 5,0 %/100 m bezogen auf die Station Blatten. Der ermittelte Gradient basiert auf dem mittleren jährlichen Niederschlagssummen der beiden Stationen. Schwarb et al. (1999) bezifferen die Größe des Niederschlagsgradienten in der Schweiz im Bereich zwischen 0 bis 200 mm/100 m/a. Zusätzlich merken Sie an, dass sogar kleine negative Gradienten auftreten können. Der mittlere Niederschlagsgradient für die gesamte Schweiz, welcher zur Berechnung des Hydrologischer Atlas der Schweiz (HADES) verwendet wurde beträgt 80 mm/100 m/a (Schwarb et al. 1999).

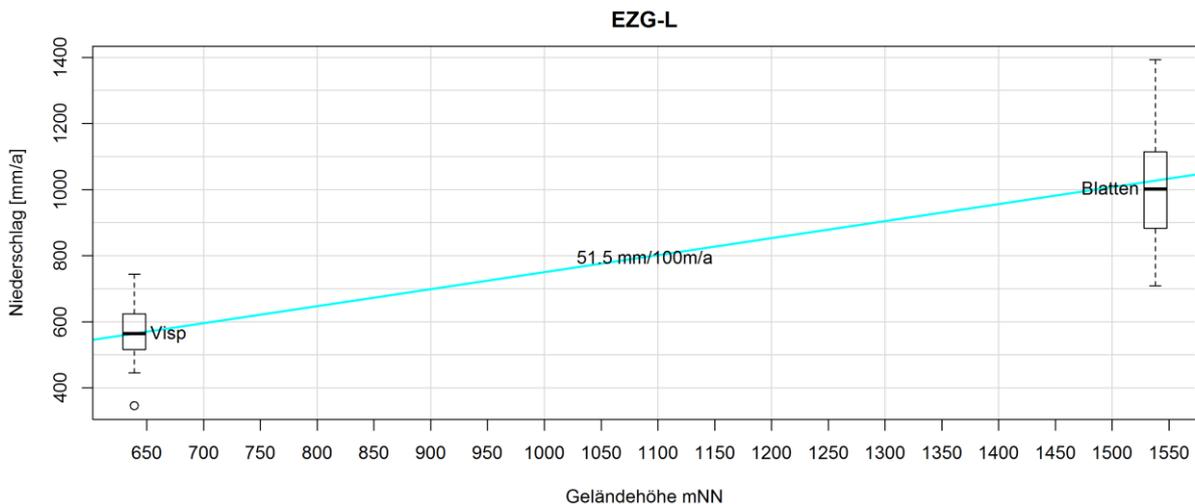


Abb. 4-39: Niederschlagsgradient EZG-L. Bei den Box-Whisker-Plots entspricht die Box dem Bereich vom 25 % Quantil bis zum 75 % Quantil, der Median wird als durchgezogener Strich dargestellt und die Antennen (Whisker) gehen bis zum minimalen bzw. maximalen Wert, sofern dieser nicht mehr als das 1,5-fache des Interquartilsabstandes vom Median abweichen. Datenpunkte, die außerhalb dieses Bereiches liegen, gelten als Ausreißer und werden als Punkte dargestellt.

Die Abb. 4-40a stellt das EZG-L und die beiden zur Ermittlung des Niederschlagsgradienten verwendeten Wetterstationen dar. Die Abb. 4-40b zeigt ein Streudiagramm der gemessenen täglichen Niederschläge an der Station Blatten gegenüber der Station Visp. Die direkte Gegenüberstellung veranschaulicht, dass die Niederschlagsmengen an der höhergelegenen Station Blatten tendenziell stärker sind. Der ermittelte Niederschlagsgradient bezieht sich auf den Jahresniederschlag der beiden Messstationen, sodass dieser für die Anwendung auf tägliche Niederschlagsprognosen auf Tageswerte heruntergebrochen werden muss. Eine Möglichkeit besteht darin, den jährlichen Gradienten auf die mittlere Anzahl der jährlichen Niederschlagsereignisse an der Station Blatten von 166 Tagen aufzuteilen. Hieraus ergibt sich ein konstanter von der Intensität unabhängiger Niederschlagsgradient von 0,31 mm/100 m/d. Die Auswertung eines konstanten Gradienten für die Prognose des Niederschlags an der Station Visp auf der Grundlage der Daten der Station Blatten ist in der Abb. 4-40c dargestellt. Der R^2 beträgt 0,53 bei einem MAE von 1,04 mm/d. Alternativ ist in der Abb. 4-40d die Prognose des Niederschlags an der Station Visp auf der Grundlage der Daten der Station Blatten unter Berücksichtigung des oben genannten Faktors von 5,0 %/100 m dargestellt. Dieser Faktor benötigt keine Anpassung auf die Anzahl der Niederschlagsereignisse, da dieser direkt die Niederschlagshöhe skaliert. Der R^2 beträgt 0,70 bei einem MAE von 0,91 mm/d.

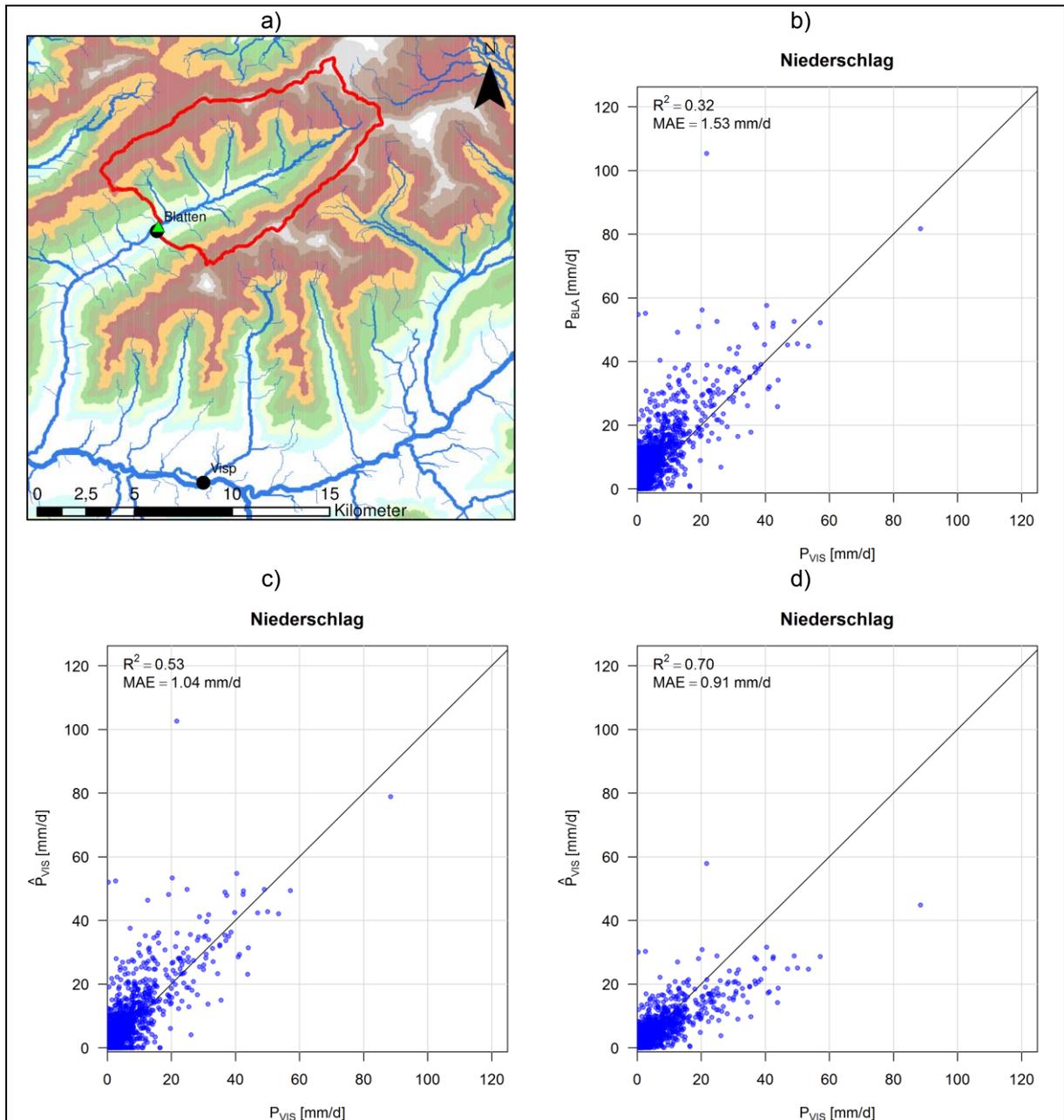


Abb. 4-40: Niederschlagsprognose EZG-L a) Lage der Wetterstationen Visp und Blatten; b) Streudiagramm Stationsniederschlag Blatten gegen Stationsniederschlag Visp; c) Streudiagramm Prognose Visp gegen Stationsniederschlag Visp (Konstante); d) Streudiagramm Prognose Visp gegen Stationsniederschlag Visp (Faktor)

EZG-D

Im EZG-D werden die Wetterstation Dischma (1.710 m ü. NN) und Weissfluhjoch (2.691 m ü. NN) zur Ermittlung des mittleren jährlichen Niederschlagsgradienten verwendet. Die Messdaten des Niederschlags stehen für die Station Dischma seit Ende 1972 und für die Station Weissfluhjoch seit Ende 1958 zur Verfügung (Tab. 4-14).

Tab. 4-14: Wetterstationen EZG-D

Wetterstation	EZG-D	
	Dischma (DMA)	Weissfluhjoch (WFJ)
Höhe	1.710 m ü. NN	2.691 m ü. NN
Zeitraum	31.12.1972 – heute	31.12.1958 – heute

Die jährlichen Niederschlagssummen an den Stationen Dischma und Weissfluhjoch sind in der Abb. 4-41 als Box-Whisker-Plot dargestellt. Der mittlere jährliche Niederschlag über den Zeitraum von 1973 bis 2015 für die Station Dischma beträgt 1.023,3 mm/a und für die Station Weissfluhjoch 1390,1 mm/a. Der mittlere jährliche Gradient des Niederschlags beträgt 37,2 mm/100 m/a. Dies entspricht einem Faktor von 3,6 %/100 m bezogen auf die Station Dischma.

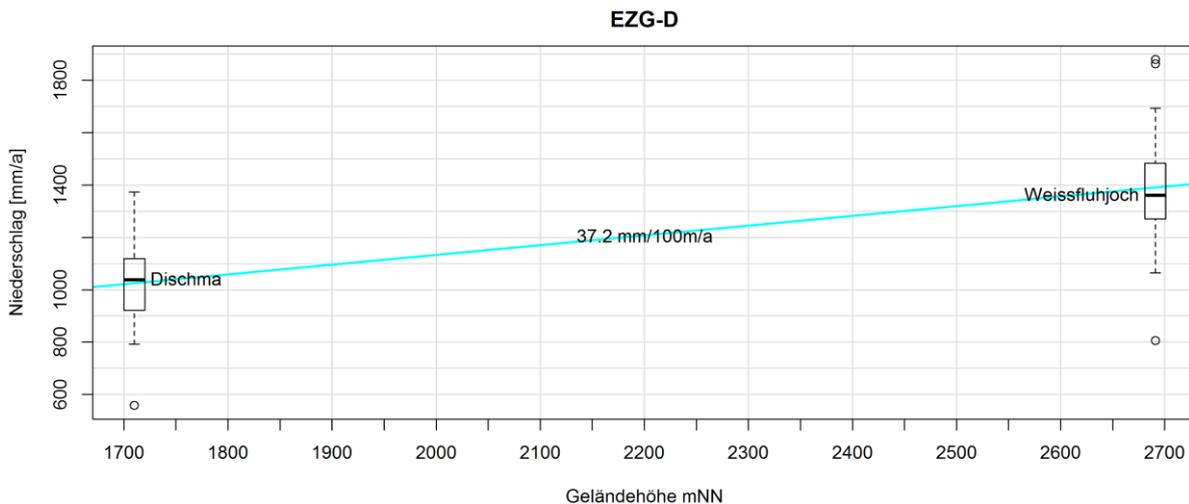


Abb. 4-41: Niederschlagsgradient EZG-D. Bei den Box-Whisker-Plots entspricht die Box dem Bereich vom 25 % Quantil bis zum 75 % Quantil, der Median wird als durchgezogener Strich dargestellt und die Antennen (Whisker) gehen bis zum minimalen bzw. maximalen Wert, sofern dieser nicht mehr als das 1,5-fache des Interquartilsabstandes vom Median abweichen. Datenpunkte, die außerhalb dieses Bereiches liegen, gelten als Ausreißer und werden als Punkte dargestellt.

In der Abb. 4-42a ist das EZG-D und die Lage der beiden Wetterstationen dargestellt. Das Streudiagramm in Abb. 4-42b stellt den Stationsniederschlag der Station Dischma dem Stationsniederschlag der Station Weissfluhjoch gegenüber. Die mittlere Anzahl der Tage im Jahr an denen Niederschlag an der Station Dischma fällt beträgt 170 Tage. Hieraus resultiert ein täglicher konstanter Niederschlagsgradient von 0,22 mm/100 m/d. Die Prognose des Niederschlags an der Station Weissfluhjoch auf der Grundlage der Stationsdaten Dischma und konstantem Niederschlagsgradient ist im Streudiagramm in der Abb. 4-42c dargestellt. Der R^2 beträgt 0,80 bei einem MAE von 1,61 mm/d. Das Streudiagramm in der Abb. 4-42d prognostiziert den Niederschlag an der Station Weissfluhjoch auf Basis der Daten der Station Dischma mittels dem o. g. Faktors von 3,6 %/100m. Der R^2 beträgt 0,78 bei einem MAE von 1,57 mm/d. Für den Berechnungsansatz unter Zuhilfenahme eines lokalen höhenabhängigen Faktors ergibt sich der geringere MAE. Aufgrund dessen erfolgt die Berechnung der räumlichen Verteilung des Gebietsniederschlags im EZG-D, analog zum EZG-L, mittels höhenabhängigen Faktor.

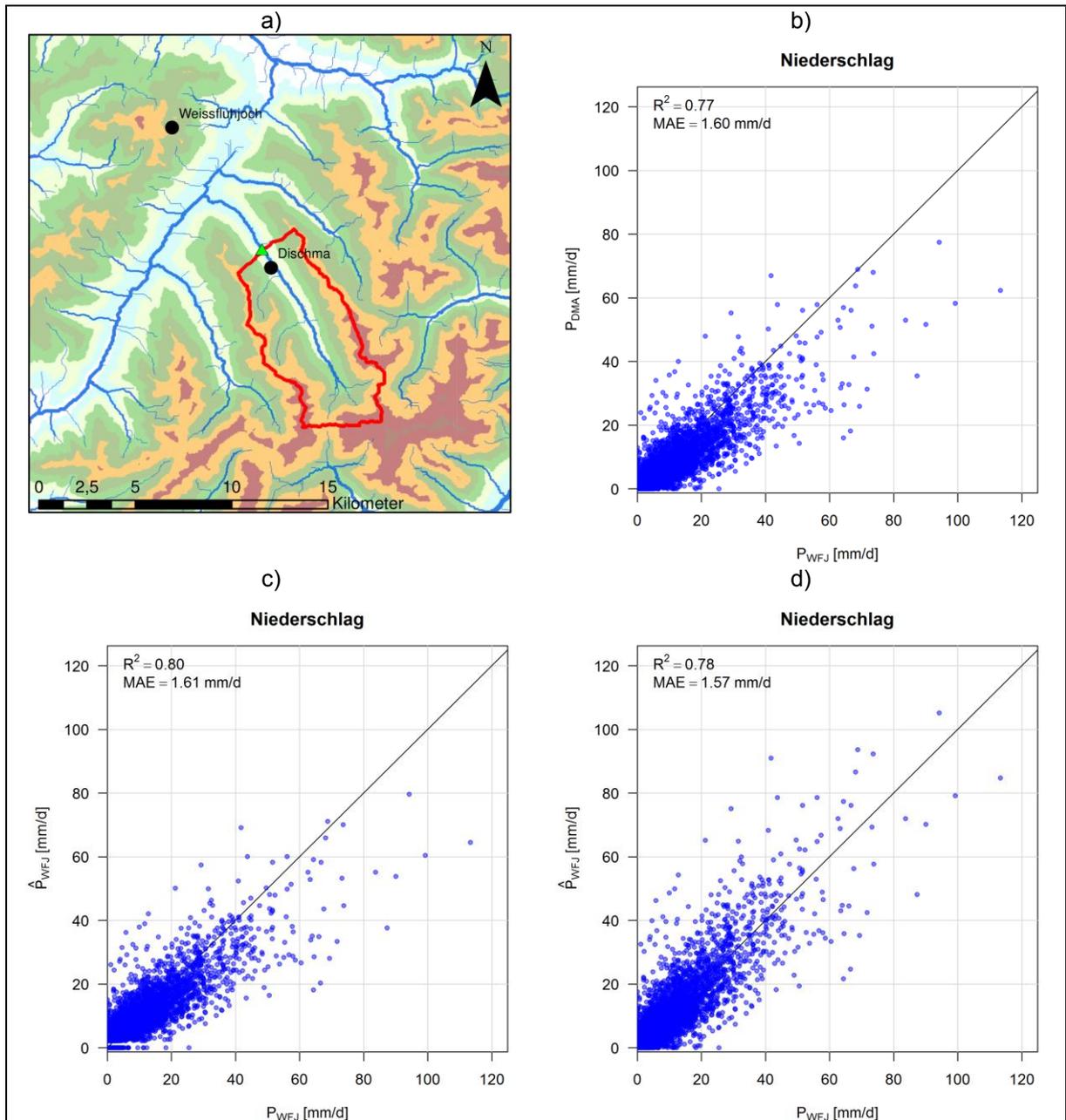


Abb. 4-42: Niederschlagsprognose EZG-D a) Lage der Wetterstationen Weissfluhjoch und Dischma; b) Streudiagramm Stationsniederschlag Dischma gegen Stationsniederschlag Weissfluhjoch; c) Streudiagramm Prognose Weissfluhjoch gegen Stationsniederschlag Weissfluhjoch (Konstante); d) Streudiagramm Prognose Weissfluhjoch gegen Stationsniederschlag Weissfluhjoch (Faktor)

4.6.2 Einzugsgebiet des Mangla Reservoirs

Die Auswertung der Datenverfügbarkeit im Bereich des EMR in der Abb. 4-43 zeigt, dass lediglich für den Zeitraum von 2009 bis 2012 für die Stationen Murree, Kakul, Islamabad Airport und Sialkot über 97 % (dunkelblau) der jährlichen Messungen im GSOD verfügbar sind. Für den übrigen Zeitraum sind 97 % der jährlichen Stationsmessungen nur für einen kürzeren Zeitraum oder nur für weniger als 4 Stationen zeitgleich verfügbar. Die Forderung das mindesten 97 % der täglichen Messwerte für das jeweilige Jahr verfügbar sind beruht darauf, dass zur Ermittlung des Jahresniederschlags eine möglichst vollständige Messreihe verfügbar sein soll.

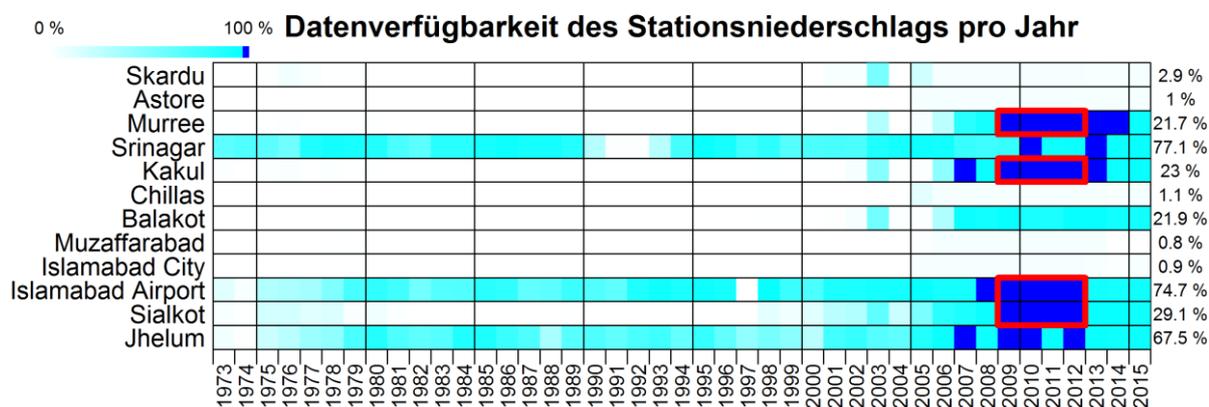


Abb. 4-43: Datenverfügbarkeit des Stationsniederschlags pro Jahr (EMR)

Die Berechnung des Niederschlagsgradienten erfolgt auf Basis dieser vier Stationen. Die Lage der Stationen ist in der Abb. 4-44 dargestellt. Die Station Murree liegt auf 2.127 m ü. NN westlich des EMR. Die Station Kakul liegt westlich des EMR auf einer Geländehöhe von 1.309 m ü. NN, die ebenfalls westlich gelegene Station Islamabad Airport liegt auf 508 m ü. NN. Die Station Sialkot liegt südlich des EMR auf 256 m ü. NN (Tab. 4-15).

Tab. 4-15: Wetterstationen EMR

Wetterstation	EMR			
	Murree	Kakul	Islamabad Airport	Sialkot
Höhe	2.127 m ü. NN	1.309 m ü. NN	508 m ü. NN	256 m ü. NN

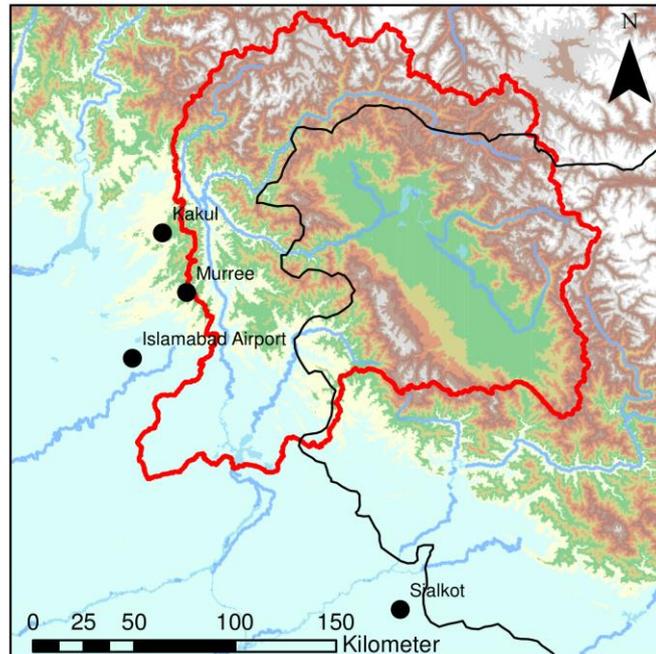


Abb. 4-44: Verwendete Wetterstationen EMR

In der Abb. 4-45 sind die jährlichen Niederschlagssummen der Stationen Sialkot, Islamabad Airport, Kakul und Murree, als Box-Whisker-Plot, dargestellt. Der mittlere jährliche Niederschlag im Zeitraum von 2009 bis 2012 an der Station Sialkot beträgt 766,7 mm/a. An der Station Islamabad Airport ist der mittlere Jahresniederschlag 848,5 mm/a. An den Station Kakul bzw. Murree beträgt der mittlere jährliche Niederschlag 1088,9 mm/a bzw. 1317,8 mm/a. In der Abb. 4-45 ist neben dem Box-Whisker-Plot der Jahresniederschläge für die vier Stationen der ermittelte Niederschlagsgradient von 29,4 mm/100 m/a eingezeichnet.

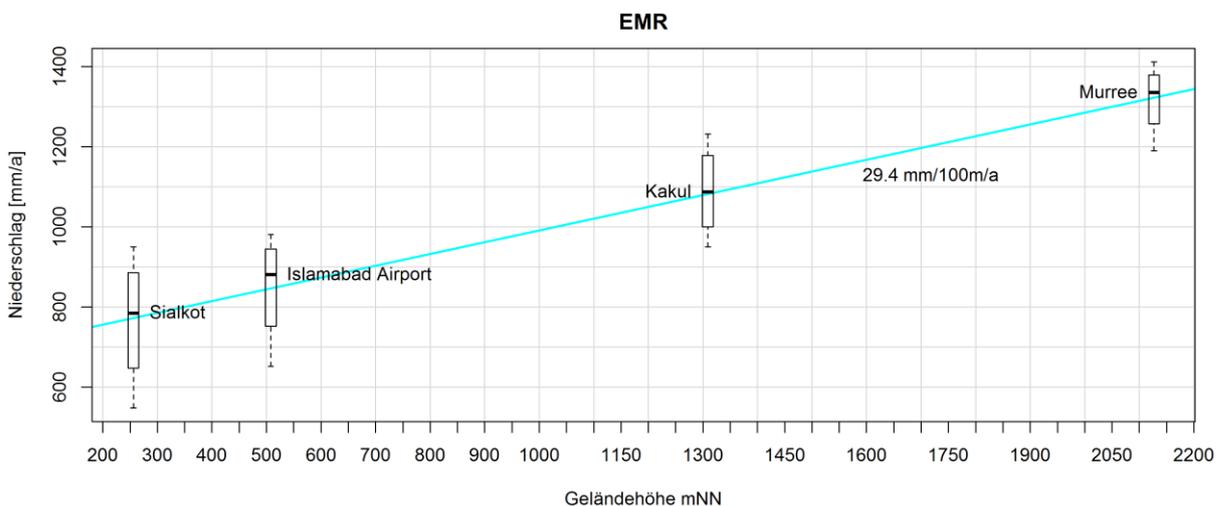


Abb. 4-45: Niederschlagsgradient EMR. Bei den Box-Whisker-Plots entspricht die Box dem Bereich vom 25 % Quantil bis zum 75 % Quantil, der Median wird als durchgezogener Strich dargestellt und die Antennen (Whisker) gehen bis zum minimalen bzw. maximalen Wert, sofern dieser nicht mehr als das 1,5-fache des Interquartilsabstandes vom Median abweichen. Datenpunkte, die außerhalb dieses Bereiches liegen, gelten als Ausreißer und werden als Punkte dargestellt.

4.7 Wasserbilanz

Die Wasserbilanz bilanziert die einzelnen Komponenten des Wasserkreislaufs über einen bestimmten Zeitraum in einem Gebiet. Die Wasserbilanzgleichung (Gl. 4-19) besagt, dass die verfügbare Wassermenge aus Niederschlag der Summe aus Abflusshöhe, Verdunstungshöhe und Speicheränderung entspricht.

$$P = A_c + V \pm \Delta S \quad (\text{Gl. 4-19})$$

mit:

P = Niederschlagshöhe [mm]

A_c = Abflusshöhe [mm]

V = Verdunstungshöhe [mm]

ΔS = Speicheränderung [mm]

Jedoch unterliegt die an Wetterstation erfasste Niederschlagshöhe bei der Erfassung einem systematischen Messfehler. Dieser Messfehler kann nach Sevruk (1985, 1987, 1993) und Maniak (2010) resultieren aus:

- Windeinfluss
- Haftwasser an der Auffangfläche
- Verdunstung aus der Sammelkanne
- Aufstellungsfehler

Nach Sevruk (1985) kann der systematische Messfehler in Abhängigkeit der Lage der Wetterstation in tiefenlagen im Sommer um die 4 % und im Winter in hochgelegenen Regionen über 40 % betragen. Sevruk (1985) stellt fest, dass der Messfehler vornehmlich im Winter mit zunehmender Geländehöhe und höherem Anteil von Niederschlag in Form von Schnee steigt. Sevruk (1987) beziffert den systematischen Fehler für Niederschlagsmessungen in den Größenordnungen von bis zu 15 % bei Regen und 20 - 50 % bei Schnee. Der systematische Messfehler führt zur Unterschätzung der wahren Niederschlagsmengen und somit zu Problemen bei der Niederschlag-Abfluss-Modellierung, da die zur Modellierung des Gebietsabflusses notwendigen Wassermengen unterschätzt werden. Sevruk (1987) führt an, dass der systematische Niederschlagsmessfehler bei hydrologischen Berechnungen berücksichtigt werden muss. Für eine realistische Abschätzung des systematischen Messfehlers an den verwendeten Wetterstationen wird die Wasserbilanz des jeweiligen Einzugsgebiets herangezogen.

Infolgedessen, dass der Niederschlag im Hochgebirge ab Oktober zumeist als Schnee fällt und erst im darauffolgenden Frühjahr zum Gebietsabfluss beiträgt, erfolgt die Berechnung der Wasserbilanz verschoben zum kalendarischen Jahreszyklus. Für den Vergleich der Abflusshöhen mit dem Gebietsniederschlag wurde ein hydrologisches Jahr von Oktober bis September des darauffolgenden Jahres gewählt. Dieser Zeitraum entspricht nach dem

Schweizer Bundesamt für Energie (2013) der Definition des hydrologischen Jahres in der Schweiz. Aufgrund der Berechnung der Wasserbilanz in Zeitschritten von jeweils einem hydrologischen Jahr für einen Zeitraum über mehrere Jahre wird davon ausgegangen, dass sich die Speicheränderung über den Gesamtzeitraum ausgleicht und somit annähernd null beträgt. Diese Annahme ermöglicht, dass die (Gl. 4-19) um den Term ΔS reduziert werden kann.

4.7.1 EZG-L

Die Berechnung des Gebietsniederschlags setzt sich zu einem aus dem im Abschnitt 4.6.1 bestimmten höhenabhängigen Faktor von 5,0 %/100 m und zum anderen aus einem Korrekturbeiwert zusammen. Der Korrekturbeiwert ermittelt sich aus der Gegenüberstellung der kumulierten Niederschlagssummen der Variante kNP -1 und den Stationsmessungen. Die kumulierte Niederschlagssumme über den Zeitraum von 2000 bis 2015 der Variante kNP -1 beträgt 14.337 mm und die kumulierte Niederschlagssumme der Stationsdaten von Blatten ist 15.385 mm (Abb. 4-46). Dies entspricht einer Unterschätzung von 7,3 % bezogen auf die Variante kNP -1. Infolgedessen wird die Variante kNP -1 mit einem Korrekturbeiwert von 7,3 % beaufschlagt.

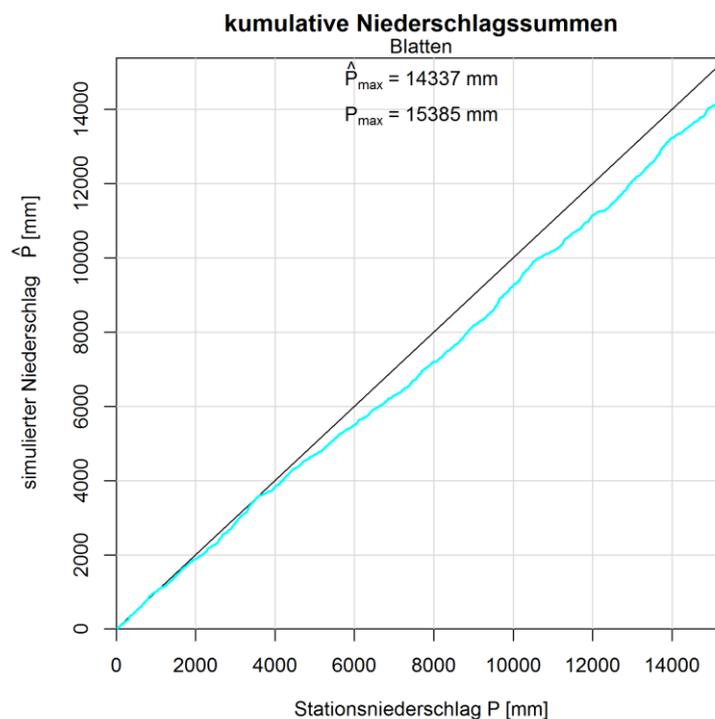


Abb. 4-46: Kumulierte Niederschlagssummen Simulation vs. Beobachtung, Blatten

Die mittlere jährliche aktuelle Verdunstung wurde unter zur Hilfenahme des HADES für das EZG-L zu rd. 309 mm/a abgeschätzt (Menzel et al. 1999). Die Abflusshöhen werden aus den online frei verfügbaren Jahrestabellen des Abflusses des Bundesamts für Umwelt der Schweizerischen Eidgenossenschaft (BAFU) bestimmt.

Der erforderliche Wert zur Korrektur des systematischen Messfehlers in den Bodenstationsdaten wird auf Grundlage der Daten für den Zeitraum von Oktober 2000 bis September 2015 berechnet. Die Auswertung der einzelnen hydrologischen Jahre ist in der Abb. 4-47 dargestellt. Der schraffierte Bereich entspricht der Korrektur des systematischen Messfehlers. Dieser beträgt für das EZG-L 36 %. Dieser relativ hohe systematische Messfehler ist in dem hohen Anteil an Niederschlag in Form von Schnee begründet. Die hellblauen Säulen stellen den theoretisch verfügbaren Niederschlag auf Grundlage der Stationsmessungen dar. Diese Säule dient lediglich der Veranschaulichung, welche Wassermengen infolge der Messungen an der Wetterstation Blatten verfügbar wären. Die dunkelblaue Säule hingegen stellt den für die spätere Niederschlag-Abfluss-Modellierung verwendeten Gebietsniederschlag aufgrund der Variante kNP -1 und des Niederschlagsgradienten dar. Die graue Säule ist die Abflusshöhe im jeweiligen hydrologischen Jahr.

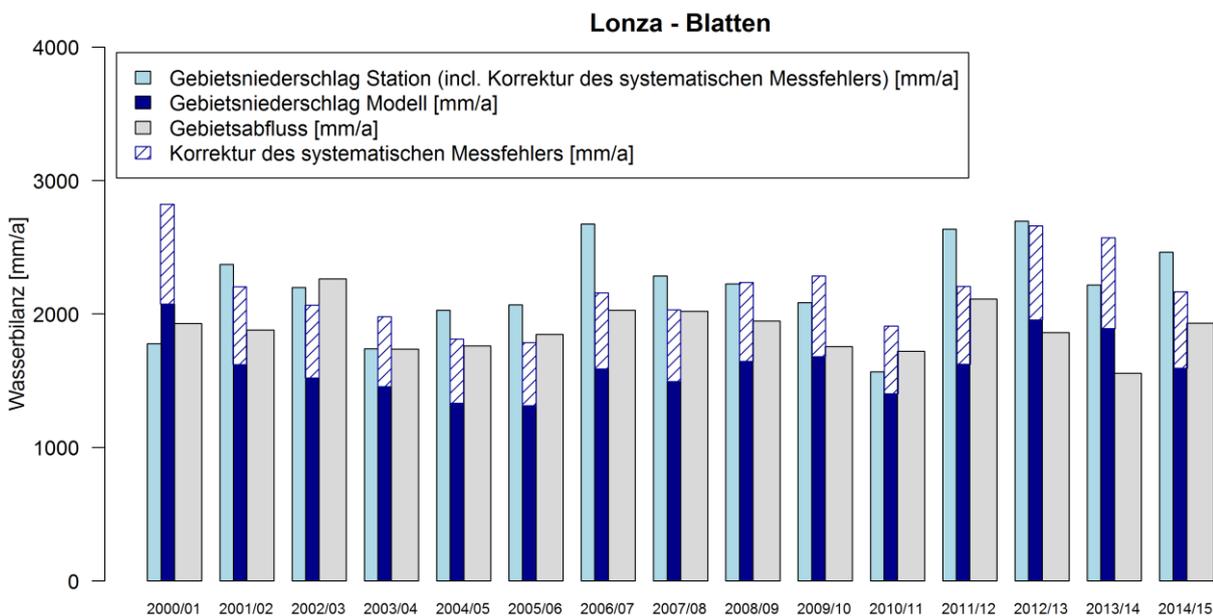


Abb. 4-47: Wasserbilanz EZG-L für den Zeitraum von Oktober 2000 bis September 2015

In den hydrologischen Jahren 2000/01, 2009/10, 2012/13 und 2013/14 steht deutlich mehr Wasser aus Niederschlag zur Verfügung als in den anderen Jahren. Ein Ausgleich dessen kann durch höhere Verdunstungsrate und durch die Speicherung eines Teils des Wassers in Form von Schnee bzw. Eis im Gletscher im Einzugsgebiet erfolgen. Umgekehrt ist in den hydrologischen Jahren 2002/03, 2005/06 die prognostizierte Höhe des Gebietsniederschlags geringer als die gemessene Abflusshöhe.

4.7.2 EZG-D

Analog der Vorgehensweise für das EZG-L wird zunächst für das EZG-D ein Korrekturbeiwert aus der Gegenüberstellung der kumulierten Niederschlagssummen der Variante kNP -5 und den Stationswerten ermittelt. Die kumulierte Niederschlagssumme der Variante kNP -5 beträgt 16.568 mm und die kumulierte Niederschlagssumme der Station Dischma ist 16.759 mm für den Zeitraum von 2000 bis 2015 (Abb. 4-48). Dies entspricht

einer Unterschätzung des Niederschlags von 1,1 % bezogen auf die Variante kNP -1. Demzufolge werden die Werte der Variante kNP -5 mit einem Korrekturbeiwert von 1,1 % beaufschlagt.

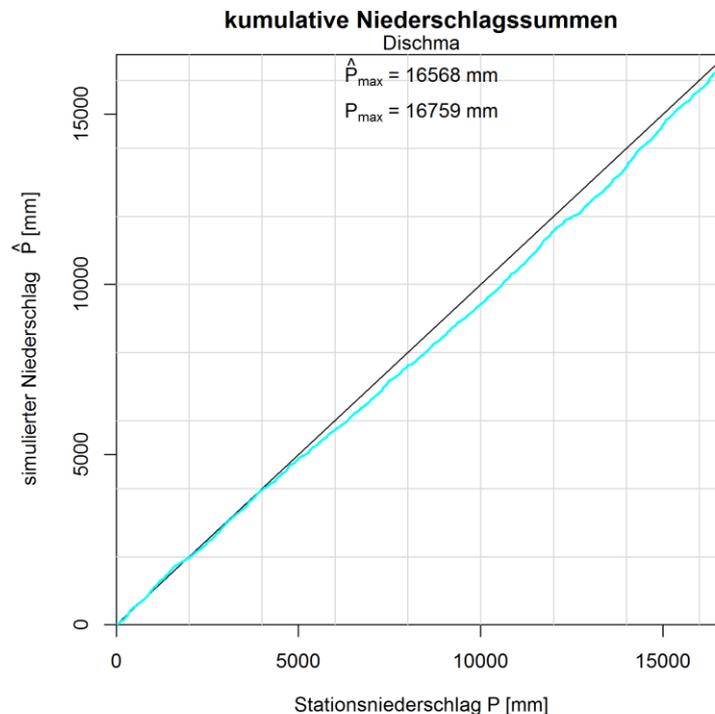


Abb. 4-48: Kumulierte Niederschlagssummen Simulation vs. Beobachtung, Dischma

Die Abschätzung der mittleren jährlichen aktuellen Verdunstung erfolgt mittels des HADES für das EZG-D zu rd. 302 mm/a (Menzel et al. 1999). Die Abflusshöhen werden aus den Jahrestabellen des Abflusses des BAFU bestimmt.

Für die Korrektur des systematischen Messfehlers in den Bodenstationsdaten wird die Zeitreihe von Oktober 2000 bis September 2015 ausgewertet (Abb. 4-49). Der systematische Messfehler wird zu 16 % ermittelt. Sevruk (1985) beziffert den systematischen Messfehler an der Station Davos für die Bezugsperiode von 1971 bis 1978 auf das Jahr bezogen mit 12,9 %. Der von ihm ermittelte monatliche systematische Messfehler liegt im Bereich von 6,0 % im Juli bis 32,4 % im März. Die Untersuchungen von Martinec (1985) bezüglich des systematischen Messfehlers für die Station Weissfluhjoch über 30 Jahre ergeben einen mittleren Fehler von 25,7 %. Zusätzlich vergleicht er die Abflusshöhen in Dischma mit den Messwerten der Station Weissfluhjoch und ermittelt über einen Zeitraum von 17 Jahren einen systematischen Messfehler von 29 %. Demzufolge liegt der in dieser Arbeit ermittelte systematische Messfehler von 16 % oberhalb des durch Sevruk (1985) an der tiefergelegenen Station Davos bestimmten und unterhalb des von Martinec (1985) ermittelten systematischen Messfehlers der höher gelegenen Station Weissfluhjoch. Dies ist u. a. durch den Anteil von Niederschlag in Form von Schnee begründet, da i. d. R. gilt je höher der Schneeanteil desto größer der systematischen Messfehler.

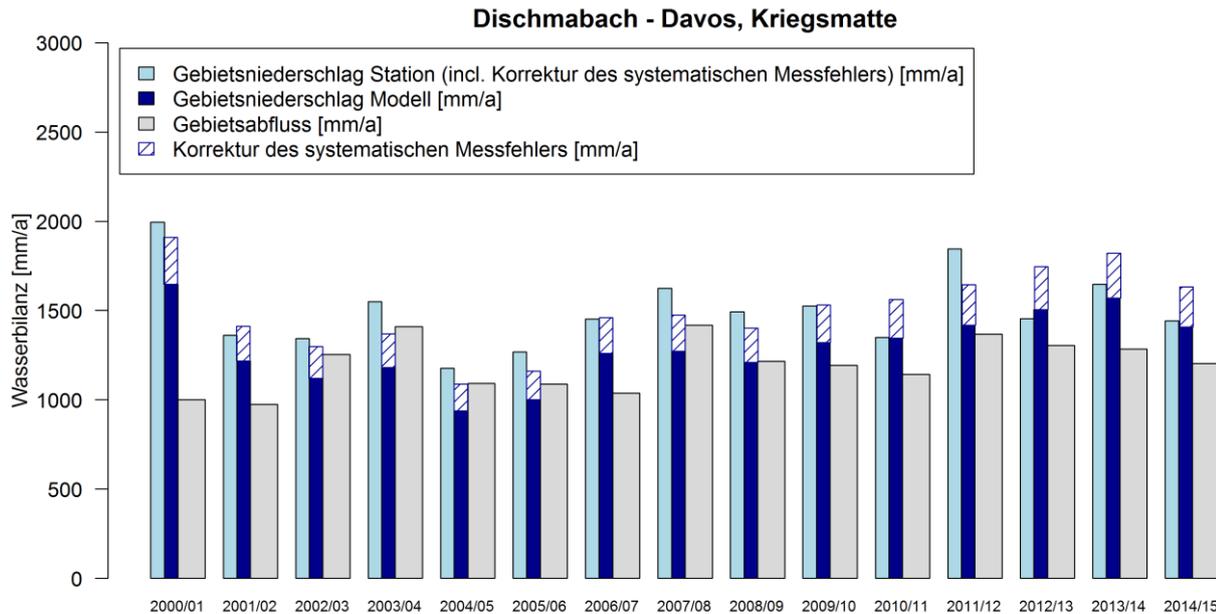


Abb. 4-49: Wasserbilanz EZG-D für den Zeitraum von Oktober 2000 bis September 2015

Die Abb. 4-49 ist identisch der Abb. 4-47 für das EZG-L aufgebaut. Die dunkelblauen Säulen entsprechen dem ermittelten Gebietsniederschlag aus der Variante kNP -5 incl. der Korrektur des systematischen Messfehlers um 16 % (Schraffierung). Dem gegenüber steht die in grau dargestellte Abflusshöhe im jeweiligen hydrologischen Jahr. Die Wasserbilanz für das hydrologische Jahr 2000/01 ergibt eine sehr große Niederschlagshöhe gegenüber der Abflusshöhe wieder. Dies muss innerhalb des Gebiets u. a. durch eine höhere Verdunstungsrate und Wasserspeicherung ausgeglichen werden.

4.7.3 EMR

Die Auswertung der kumulativen Niederschlagssummen für das EMR über die verfügbaren Daten des Zeitraums von 2010 bis 2015 ergeben eine kumulative Niederschlagssumme für kNP -2 von 3.825 mm und eine kumulative Niederschlagssumme an der Bodenstation Srinagar von 4.393 mm (Abb. 4-50). Der, aus der Gegenüberstellung der kumulierten Niederschlagssummen der Variante kNP -2 und den Stationsmessungen ermittelte, Korrekturbeiwert ergibt sich zu 14,8 %.

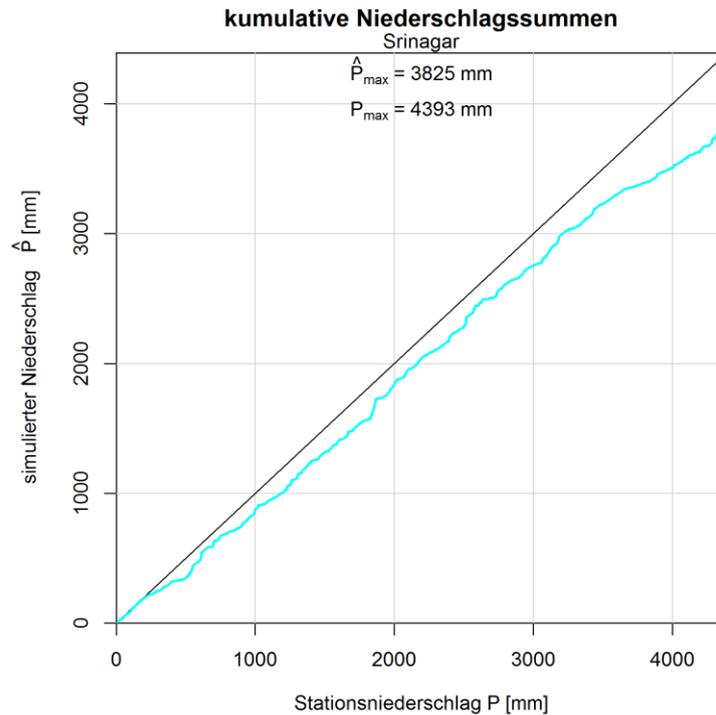


Abb. 4-50: Kumulierte Niederschlagssummen Simulation vs. Beobachtung, Srinagar

Bastiaanssen et al. (2012) ermittelt im Bereich des EMR eine aktuelle Verdunstung zwischen 100 mm/a und 900 mm/a in kleinen Region bis zu 1.200 mm/a für das Jahr 2007. In Anlehnung an diese Arbeit wird im Mittel eine aktuelle Verdunstung von 500 mm/a angenommen. Die jährlichen Abflusshöhen wurden aus den Abflussdaten der „Pakistan Water and Power Development Authority–(WAPDA) ermittelt.

Der Korrekturfaktor der Messwerte infolge des systematischen Messfehlers wird auf Grundlage der Abflussmessungen über den Zeitraum von Oktober 2003 bis September 2010 bestimmt. Der Korrekturfaktor für die Variante kNP -2 beträgt 27 %. In der Abb. 4-51 ist in blau der ermittelte Gebietsniederschlag incl. Korrektur des Messfehlers (Schraffierung) und in grau die Abflusshöhe der untersuchten hydrologischen Jahre dargestellt. Die Wasserbilanz der einzelnen Jahre ist untereinander relativ ausgewogen.

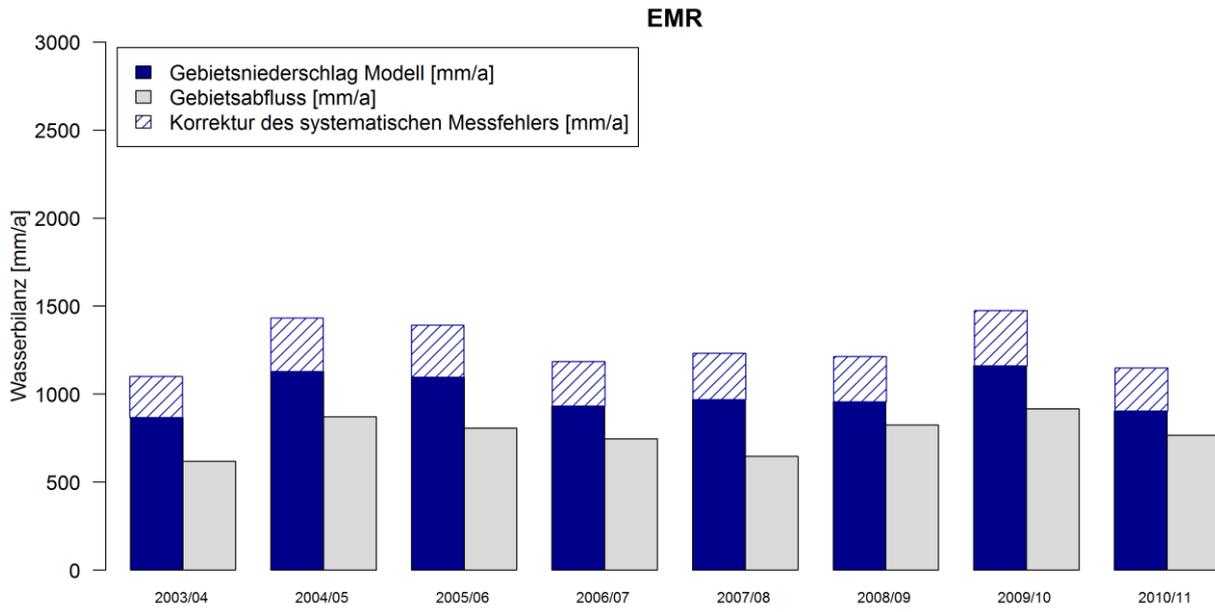


Abb. 4-51: Wasserbilanz EMR für den Zeitraum von Oktober 2003 bis September 2011

5 Anwendung von rSRM

Innerhalb dieses Kapitels wird zunächst das Modell rSRM in zwei Schweizer Einzugsgebieten implementiert. Anschließend wird das Modell in das Schnee-dominierte datenarme Einzugsgebiet des Mangla Reservoirs übertragen.

5.1 Anwendung von rSRM in zwei Gebieten in der Schweiz

Die Anwendung des Niederschlag-Abfluss-Modells rSRM erfolgt zunächst für zwei Gebiete in den Schweizer Alpen. Dem Einzugsgebiet der Lonza bis zum Pegel Blatten (EZG-L) und dem Dischmabach bis zum Pegel Davos, Kriegsmatte (EZG-D). Als meteorologische Eingangsgrößen werden die in den Kapiteln 3 und 4 untersuchten und aufbereiteten Fernerkundungs- und Reanalysedaten, welche die Beobachtungen am besten wiedergeben, genutzt. Die Kalibrierung des Modells erfolgt für den Zeitraum von 2001 bis 2010 und die Validierung für die Jahre 2001 bis 2015.

5.1.1 Beschreibung der Untersuchungsgebiete

Die beiden Untersuchungsgebiete in der Schweiz sind bereits hinsichtlich ihrer topographischen Lage im Abschnitt 4.1.1.2, zur Ermittlung der optimalen Kombination aus Fernerkundungs- und Reanalysedaten für die Simulation des Gebietsniederschlags, beschrieben worden.

5.1.1.1 Einzugsgebiet der Lonza - Blatten



Abb. 5-1: Pegel der Lonza in Blatten (08/2015)

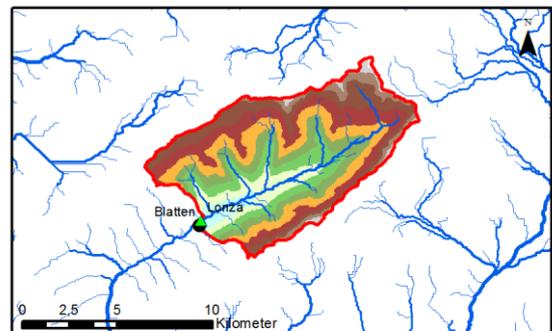


Abb. 5-2: Karte des EZG-L

Die Klimatologie für die am Gebietsauslass des EZG-L gelegene Wetterstation Blatten (Abb. 5-2) im Lötschental für die Messwerte der Jahre 2001 bis 2015 zeigt die Abb. 5-4. Die minimale mittlere monatliche Tagesmitteltemperatur an der Wetterstation Blatten im Lötschental beträgt $-5,9\text{ °C}$ im Januar und die maximale mittlere monatliche Tagesmitteltemperatur ist $13,4\text{ °C}$ im Juli. Der Monat mit der niedrigsten mittleren monatlichen Niederschlagssumme ist der September mit 53 mm. Die höchste mittlere monatliche Niederschlagssumme beträgt 110 mm im Dezember.

Für die Abb. 5-5 des Abflussregimes der Lonza am Pegel in Blatten wurden die online frei verfügbaren Jahrestabellen des Abflusses des Bundesamts für Umwelt der Schweizerischen Eidgenossenschaft (BAFU) für den Zeitraum von 1993 bis 2015 ausgewertet. Der minimale mittlere monatliche Abfluss am Pegel Blatten beträgt $0,54 \text{ m}^3/\text{s}$ im Februar und der maximale mittlere monatliche Abfluss von $12,89 \text{ m}^3/\text{s}$ wird im Juli verzeichnet. Der niedrigste im Zeitraum von 1993 bis 2015 gemessene Abfluss ist $0,34 \text{ m}^3/\text{s}$ am 23.02.1999 und der höchste gemessene mittlere tägliche Abfluss beträgt $37,00 \text{ m}^3/\text{s}$ am 15.10.2000. Das mittlere jährliche Abflussvolumen am Pegel Blatten beträgt $146,7 \text{ Mio. m}^3$.

Der mittlere monatliche Schneebedeckungsgrad im EZG-L ist in der Abb. 5-10 dargestellt. Der maximale mittlere monatliche Schneebedeckungsgrad im EZG-L beträgt $96,4 \%$ im März und die minimale mittlere monatliche Ausdehnung der Schneefläche beträgt im August $43,1 \%$. Dieser liegt oberhalb der durch die BAFU angegebene Grad der Vergletscherung im EZG-L von $36,5 \%$ (Bundesamt für Umwelt BAFU 2013). Der höhere Wert ist durch die ersten Schneefälle im Untersuchungsgebiet im August begründet.

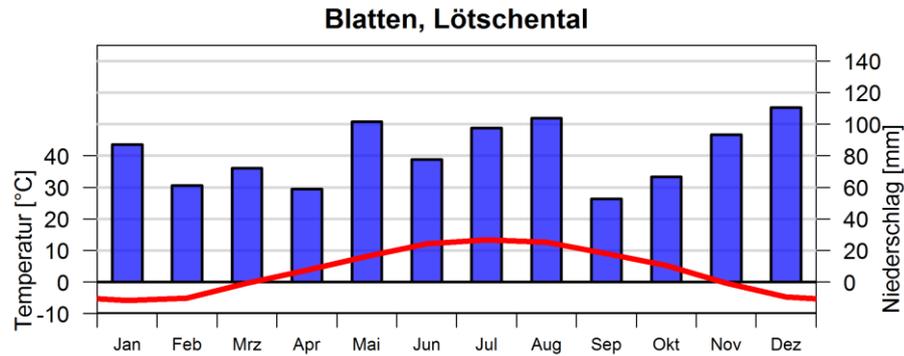


Abb. 5-3: Klimatologie Blatten (2001-2015) (eigene Auswertung basierend auf Dienstleistungen der MeteoSchweiz)

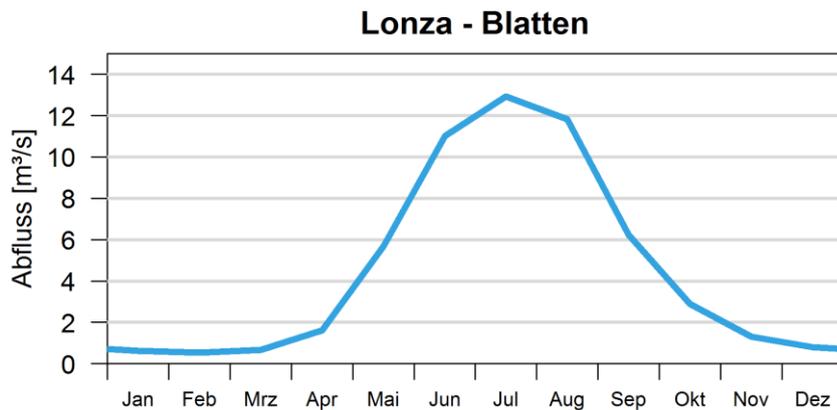


Abb. 5-4: Abflussregime der Lonza am Pegel Blatten (1993-2015) (eigene Auswertung basierend auf Dienstleistungen der BAFU)

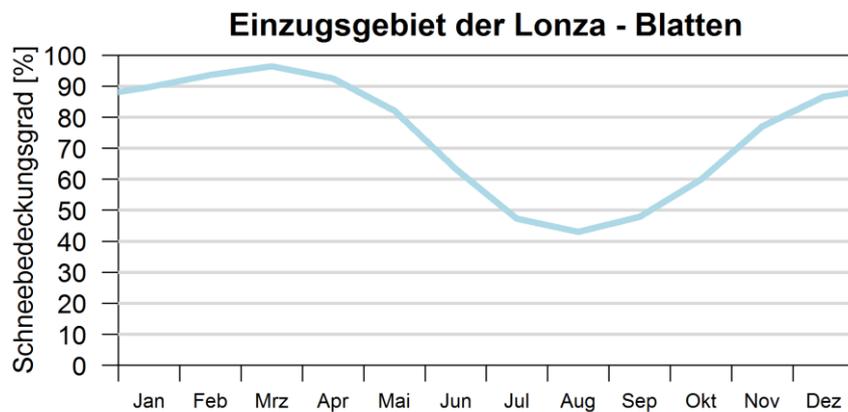


Abb. 5-5: mittlerer monatlicher Schneebedeckungsgrad des EZG-L (2000-2015) (eigene Auswertung basierend auf MODIS Daten)

5.1.1.2 Einzugsgebiet des Dischmabachs - Davos, Kriegsmatte



Abb. 5-6: Dischmatal (08/2015)

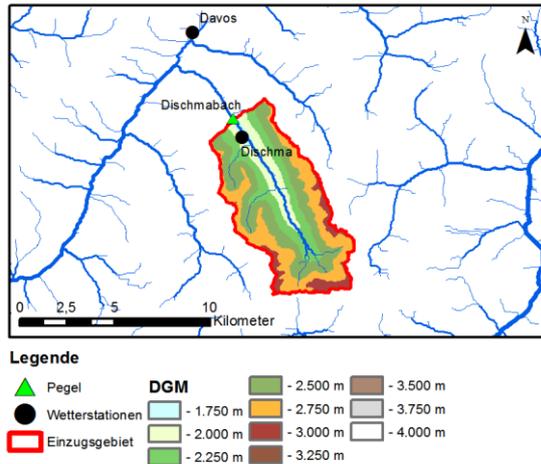


Abb. 5-7: Karte des EZG-D

Die in der Abb. 5-8 dargestellte Klimatologie der am Ende des Dischmatal gelegen Wetterstation Davos (Abb. 5-7) basiert auf der Auswertung der Daten der MeteoSchweiz für den Zeitraum von 1990 bis 2015. Die minimale mittlere monatliche Tagesmitteltemperatur beträgt $-4,5\text{ °C}$ im Januar und die maximale mittlere monatliche Tagesmitteltemperatur wird im Juli mit $12,7\text{ °C}$ erreicht. Der im Mittel trockenste Monat ist der März mit einer Niederschlagssumme von 53 mm. Der Monat mit der maximalen mittleren monatlichen Niederschlagssumme ist der August mit 146 mm.

Das Abflussregime am Pegel Davos, Kriegsmatte (Abb. 5-9) variiert im Jahresverlauf von einem minimalen mittleren monatlichen Abfluss von $0,37\text{ m}^3/\text{s}$ im Februar bis zu einem maximalen mittleren monatlichen Abfluss von $4,45\text{ m}^3/\text{s}$ im Juni. Der maximale tägliche Abfluss für den Zeitraum von 1993 bis 2015 beträgt $13,4\text{ m}^3/\text{s}$ am 23.08.2005. Der minimale Abfluss von $0,18\text{ m}^3/\text{s}$ wurde an mehreren Tagen im Februar/März 2001 am Pegel aufgezeichnet. Das mittlere jährliche Abflussvolumen am Pegel Davos, Kriegsmatte beträgt $52,6\text{ Mio. m}^3$.

Allerdings stellt Schaepli (2016) die Messwerte des Pegels Davos, Kriegsmatte für den Zeitraum von 2000 bis 2005 infrage. Ihr Vergleich der Doppelsummenkurve zwischen dem Pegel Davos, Kriegsmatte und dem flussabwärtsgelegenen Pegel Landwasser - Davos, Frauenkirch zeigt auf, dass die Zeitreihen in einigen Jahren des genannten Zeitraums nicht gut miteinander korrespondieren. Zusätzlich wurde nach Schaepli (2016) im Oktober 2003 der alte analoge Limnigraph am Pegel Davos, Kriegsmatte durch einen Druckmesser ersetzt. Dieser wurde im November 2006 und im September 2011 erneuert. Aufgrund der Tatsache, dass es zwar Anhaltspunkte für Fehler in den Messwerten des Pegels Davos, Kriegsmatte gibt, diese allerdings nicht genau beziffert werden können, erfolgt die Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses mit den offiziell verfügbaren täglichen Abflussdaten des Bundesamt für Umwelt BAFU (2013).

Der minimale durchschnittliche monatliche Schneebedeckungsgrad im EZG-D beträgt 2,2 % im August, dies entspricht ungefähr dem von der BAFU angegebenen Grad der

Vergletscherung von 2,1 % (Bundesamt für Umwelt BAFU 2013). Im März wird die maximale mittlere monatliche Ausdehnung der Schneedecke von 98,6 % erreicht (Abb. 5-10).

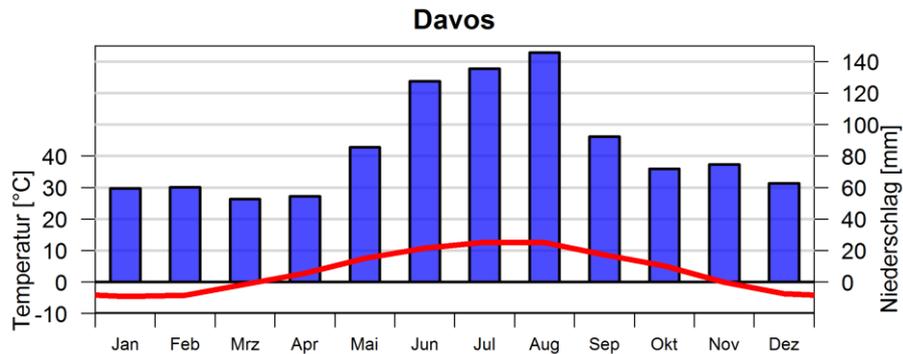


Abb. 5-8: Klimatologie Davos (1990-2015) (eigene Auswertung basierend auf Dienstleistungen der MeteoSchweiz)

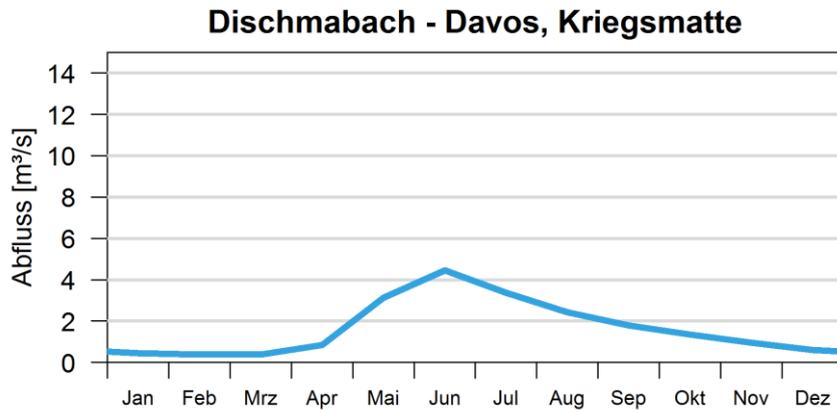


Abb. 5-9: Abflussregime des Dischmabachs am Pegel Davos, Kriegsmatte (1993-2015) (eigene Auswertung basierend auf Dienstleistungen der BAFU)

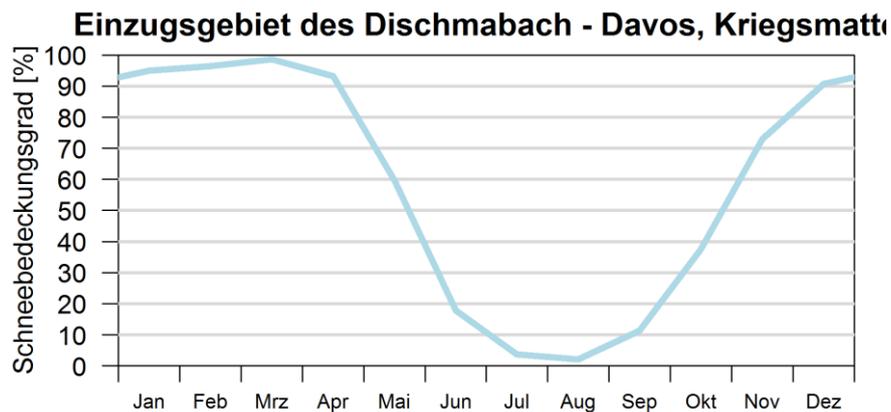


Abb. 5-10: mittlerer monatlicher Schneebedeckungsgrad des EZG-D (2000-2015) (eigene Auswertung basierend auf MODIS Daten)

5.1.2 Kalibrierung rSRM

Die Kalibrierung des Niederschlag-Abfluss-Modells der beiden Gebiete des EZG-L und des EZG-D erfolgt in erster Linie mittels der Eingangsgrößen „Degree-day factor—(DDF) und „Runoff coefficient—Regen. Diese erfolgt händig für jedes einzelne Jahr im Zeitraum 2001 bis 2010 anhand der Methode Versuch und Irrtum. Alle anderen Parameter wurden vorab ermittelt und festgelegt. Aus den jährlichen Parametersätzen wird im Anschluss ein optimierter Parametersatz zur späteren Validierung ermittelt. Die Berechnungen des Abflusses aus Schneeschmelze und Niederschlag basieren auf einer Rasterauflösung von 500 x 500 m.

5.1.2.1 Meteorologische Eingangsgrößen

Zur Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses mit rSRM ist die genaue Kenntnis der meteorologischen Eingangsgrößen Tagesmitteltemperatur, Schneebedeckungsgrad und Niederschlag von extenzieller Bedeutung. Angesichts der in den Kapiteln 3 und 4 beschriebenen Methoden zur Rekonstruktion bzw. Aufbereitung der entsprechenden Datensätze können diese als Eingangsgrößen für rSRM genutzt werden. Die Entwicklung des Verfahrens RrTLSTR-S (Abschnitt 3.1.3.3) ermöglicht es, dass der bisher aufgrund der räumlichen Datenlücken nicht nutzbare tägliche Datensatz MOD11A1 (Satellit Terra) zur Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses herangezogen werden kann. Der Schneebedeckungsgrad pro Pixel wird nachdem im Abschnitt 3.1.3.3 beschriebenen Verfahren zur Rekonstruktion des Schneebedeckungsgrades aus den täglichen MODIS-Daten der beiden Satelliten Terra und Aqua ermittelt. Der Gebietsniederschlag wird aus einem Ensemble aus mehreren Fernerkundungs- und Reanalyseprodukten wie im Abschnitt 4.7 beschrieben berechnet. Im EZG-L werden die Produkte JRA-55, MERRA, NCEP-CFSR, NCEP-NCAR und TRMM (Variante kNP -1) kombiniert und im EZG-D wird der Gebietsniederschlag aus den Produkten ERA-Interim, JRA-55, MERRA, NCEP-CFSR und TRMM (Variante kNP-5) ermittelt.

5.1.2.2 Gebietsspezifische Modellparameter

Die gebietsspezifischen Modellparameter, wie die „Critical temperature—, die „Rain Contributing Area—, die „Lag Time—, der „Recession coefficient—und der „Critical precipitation—werden für den Jahresverlauf festgelegt und sind identisch für alle Jahre. Diese werden u. a. anhand der topographischen und geologischen Eigenschaften der Einzugsgebiete und aus Erfahrungswerten im Untersuchungsgebiet selbst oder vergleichbaren Gebieten bestimmt.

„Critical temperature“ T_{crit}

Der Parameter der „Critical temperature—wird analog nach Martinec und Rango (1986) und Martinec et al. (2005) für beide Einzugsgebiete zu Beginn der Schneeschmelzperiode im April mit + 3 °C angenommen und bis Juli schrittweise auf + 0,75 °C abgesenkt und ab September bis November wieder auf + 3 °C angehoben (Abb. 5-11).

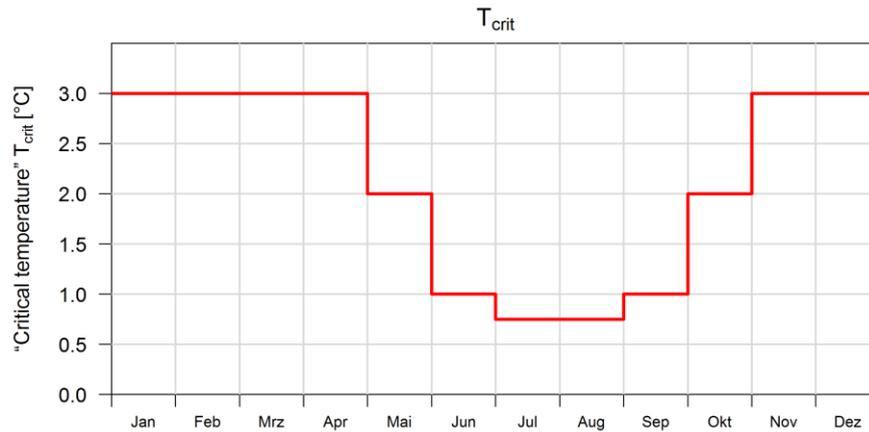


Abb. 5-11: Parameter "Critical temperature" T_{crit}

„Rain Contributing Area“ (RCA)

Die RCA wird für beide Einzugsgebiete für die Monate Januar bis April, November und Dezember zu 0 und im Zeitraum von Mai bis Oktober wird die RCA zu 1 gesetzt (Abb. 5-12). Zusätzlich wird für Tage nachdem Neuschnee gefallen ist die RCA im EZG-D ebenfalls zu 0 gesetzt.

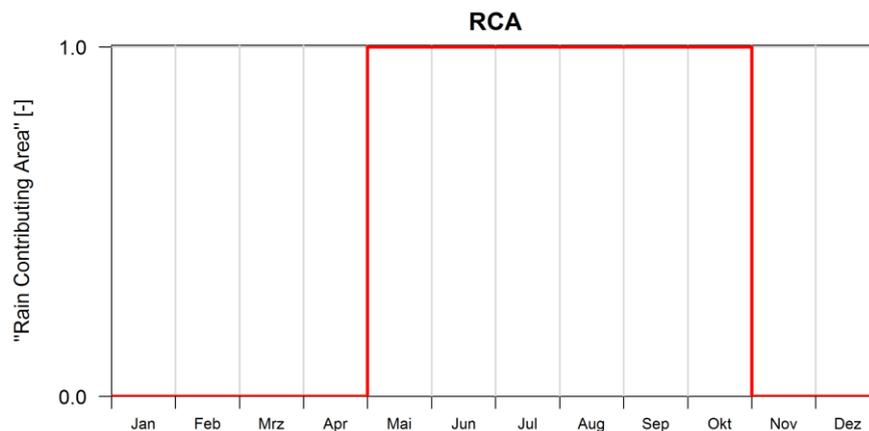


Abb. 5-12: Parameter "Rain Contributing Area" (RCA)

„Lag Time“ L

Die „Lag Time“ wird für das EZG-L zu 8 h und für das EZG-D, analog der Untersuchungen von Martinec et al. (2005), zu 7,2 h angenommen.

„Recession coefficient“ k

Die Modellierung des EZG-L erfolgt mit den „Recession coefficient“— $k_x = 0,97$ und $k_y = 0,07$. Das Retentionsverhalten des EZG-D variiert zwischen $k_x = 0,85$ und $k_y = 0,065$ in der Schneeschmelzperiode, $k_x = 0,94$ und $k_y = 0,065$ für 10-tägige Perioden mit einer durchschnittlichen Temperatur von unter $-1,0\text{ °C}$ und für den Zeitraum in dem der Niederschlag die Abflussbildung dominiert mit $k_x = 0,96$ und $k_y = 0,035$ wenn weniger als 25 % des Einzugsgebiets schneebedeckt sind.

„Critical precipitation“ P_{crit}

Der „Critical precipitation“—wird in beiden Einzugsgebieten in der Schweiz auf 2 mm Niederschlagshöhe festgelegt. Die Berechnung des „Recession coefficient“—wird oberhalb dieses Schwellenwertes modifiziert um das veränderte Abflussverhalten des Einzugsgebietes nach Niederschlagsereignissen zu simulieren. Die Anpassung des Koeffizienten erfolgt jeweils für den Tag des Niederschlagsereignisses selbst und für den darauffolgenden Tag um den Faktor $f = 4$ für das EZG-L und dem Faktor $f = 3$ für das EZG-D nach (Gl. 2-3).

5.1.2.3 Primäre Kalibrierungsparameter

„Degree-day factor“ (DDF) a

Für die Kalibrierung von rSRM erfolgt die Abstufung des DDF in $0,5 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ Schritten um keine übertriebene Genauigkeit in der Modellierung des Schneeschmelzprozesses vorzutäuschen. Hierzu erfolgt eine Anpassung des DDF pro 10-tägige Periode.

In der Abb. 5-13 sind die optimierten DDF für jedes Abflussjahr farbig und für den gesamten Kalibrierungszeitraum in schwarz für das EZG-L dargestellt. Diese sind zunächst für die Monate Januar und Februar konstant $1,0 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$. Ab März ergeben sich in Abhängigkeit der Entwicklung der Schneeeigenschaften für die unterschiedlichen Jahre verschiedene optimierte DDF. Der maximale DDF von $6,5 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ wird im August erreicht. Der DDF senkt sich ab Ende August bis Anfang Oktober auf $1,0 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ ab.

Die in der Abb. 5-13 schwarz dargestellte Linie ist der optimierte Jahresverlauf für den DDF über den gesamten Kalibrierungszeitraum. Dieser wurde auf Grundlage der jährlichen DDF ermittelt und wird zur Validierung des Modells in Abschnitt 5.1.3 verwendet.

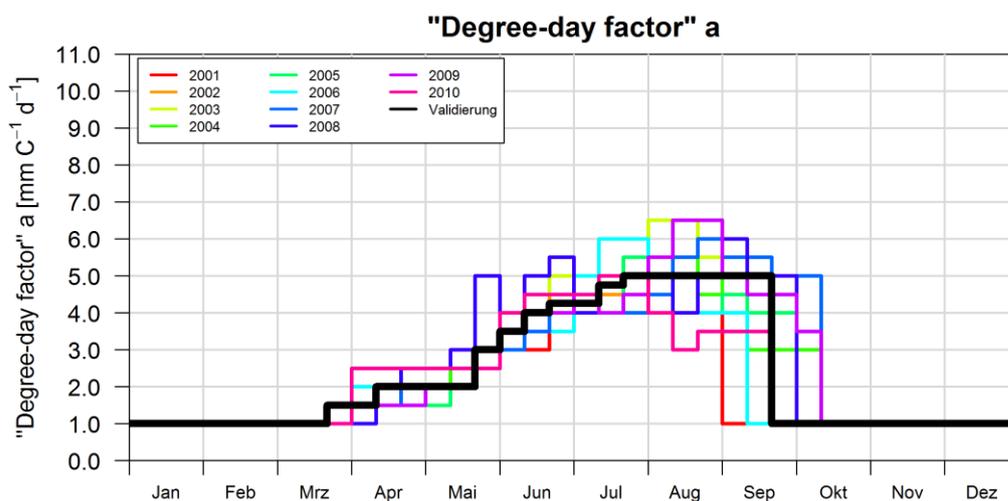


Abb. 5-13: Parameter „Degree-day factor“ im EZG-L

Die Abb. 5-14 stellt die zur Kalibrierung des EZG-D verwendeten DDF dar. Der DDF im EZG-D variiert im Kalibrierungszeitraum zwischen $0,5 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ und $8 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$. Im EZG-D steigt in bestimmten Jahren nach einer anfänglichen Reduktion des Schneebedeckungsgrads zu Beginn der Schmelzperiode durch Neuschnee der Anteil der

Schneeflächen stark an. Demzufolge ändert sich die Konsistenz des Schnees und der DDF vermindert sich. Infolgedessen kann für die Validierung des EZG-D kein einheitlicher Verlauf des DDF im Zeitraum von Mitte Mai bis Mitte Juli über alle Jahre angenommen werden. Der DDF im EZG-D beträgt im Zeitraum von Januar bis März und Ende Juli bis Dezember $0,5 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$. Ab Anfang April steigt der DDF kontinuierlich bis Anfang Mai für alle Jahre gleichermaßen, wie in der Abb. 5-14 dargestellt (schwarze Linie), an. In der Zeit von Mitte April bis Mitte Juli variiert der Verlauf des DDF in Abhängigkeit der Entwicklung des Schneebedeckungsgrades. Normalerweise steigt der DDF kontinuierlich bis zu einem Wert von $7 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ an und reduziert sich auf einen Wert von $0,5 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ bis zum Ende des Jahres, sobald der Schneeflächenanteil im EZG-D unter 5 % fällt. Fällt jedoch Neuschnee und der prozentuale Anteil der Schneeflächen steigt um mehr als 20 % pro 10-tägiger Periode an, so minimiert sich der DDF auf $0,5 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ ab. Der DDF steigt anschließend wieder mit einsetzender Schneeschmelze an. Der jahreszeitliche Verlauf des DDF wird im Abschnitt 5.1.3.2 beispielhaft für zwei Jahre dargestellt.

Die Reduzierung des DDF bei größeren Neuschneemengen unterliegt im Wesentlichen der Annahme, dass zum einen Neuschnee eine höhere Albedo (0,75 - 0,95 nach Singh und Singh 2001) als Altschnee (0,40 - 0,80 nach Singh und Singh 2001) aufweist. Zum anderen ist im Allgemeinen die Dichte von Neuschnee (10 bis 200 kg/m^3 nach Singh und Singh 2001) geringer als die Dichte von Altschnee (200 bis 800 kg/m^3 nach Singh und Singh 2001). Demzufolge wird von einer geringeren Schneeschmelzrate und somit einem niedrigerem DDF, aufgrund des höheren Albedo und der geringeren Dichte des Neuschnees, ausgegangen.

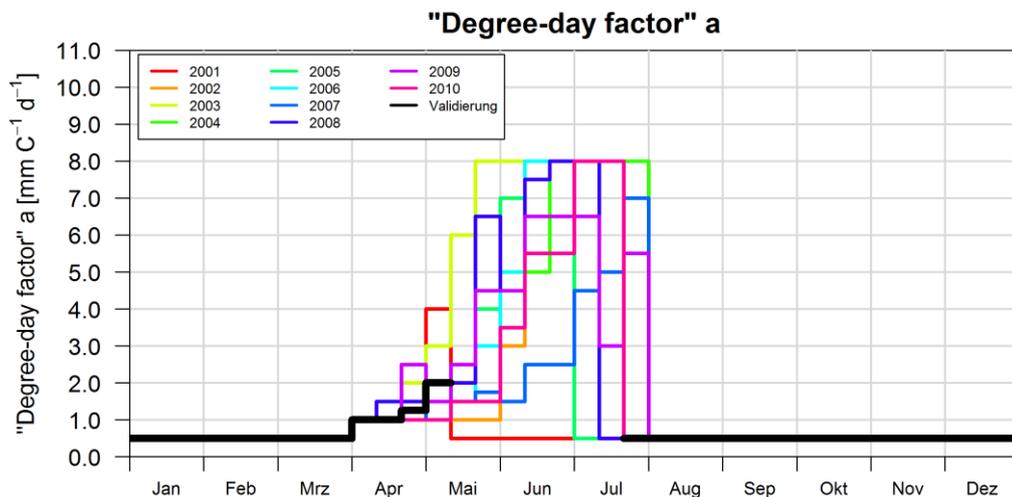


Abb. 5-14: Parameter „Degree-day factor“ im EZG-D

„Runoff coefficient“ c_s und c_R

Der „Runoff coefficient—Schnee wird für das EZG-L bzw. das EZG-D als konstanter Wert über den Jahresverlauf angenommen und zu 0,95 bzw. 1,00 gewählt. Die Annahme von c_s als Konstante wird zur Reduzierung der Anzahl der zu kalibrierenden Parameter getroffen. Diese Vereinfachung wird aufgrund dessen angenommen, dass der Anteil des

Gebietsabflusses aus Schneeschmelz aus dem Produkt des DDF, der Anzahl der positiven Gradtage, der Schneefläche und dem „Runoff coefficient“ c_S berechnet wird.

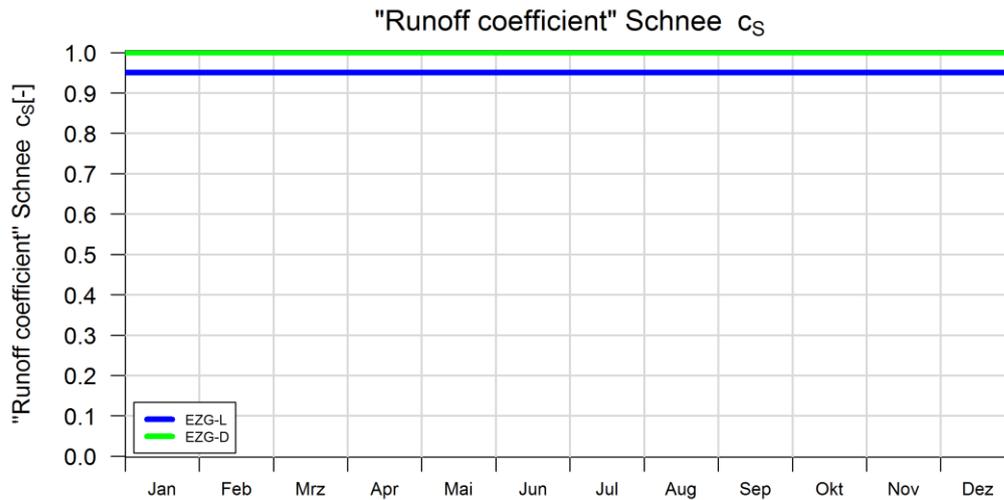


Abb. 5-15: Parameter „Runoff coefficient“ Schnee im EZG-L und EZG-D

Für die Kalibrierung des „Runoff coefficient“ Regen c_R in rSRM wird dieser in 0,05er-Schritten abgestuft und eine Anpassung des Wertes erfolgt pro 10-tägige Periode. Näheres über den jahreszeitlichen Verlauf des „Runoff coefficient“ Regen ist den Ausführungen in Abschnitt 2.3.1 zu entnehmen. Die in der Abb. 5-16 farbige dargestellten „Runoff coefficient“ Regen des EZG-L stellen die optimierten Werte für das jeweilige Jahr dar. Die schwarze Linie ist das Optimum des „Runoff coefficient“ Regen über den Zeitraum von 2001 bis 2010 und diese wird im Abschnitt 5.1.3 zur Validierung des Modells verwendet. Dieser Verlauf entspricht nicht vollständig dem mittleren c_R über alle Jahre, da der durch Martinec et al. (2005) beschriebene in Abschnitt 2.3.1 bereits erläuterte jahreszeitliche Verlauf des c_R zugrunde gelegt wurde. In den Monaten Januar bis April und Ende Oktober bis Dezember ist $c_R = 0,90$. In den übrigen Monaten liegt der „Runoff coefficient“ c_R im Bereich von 0,45 bis 0,90.

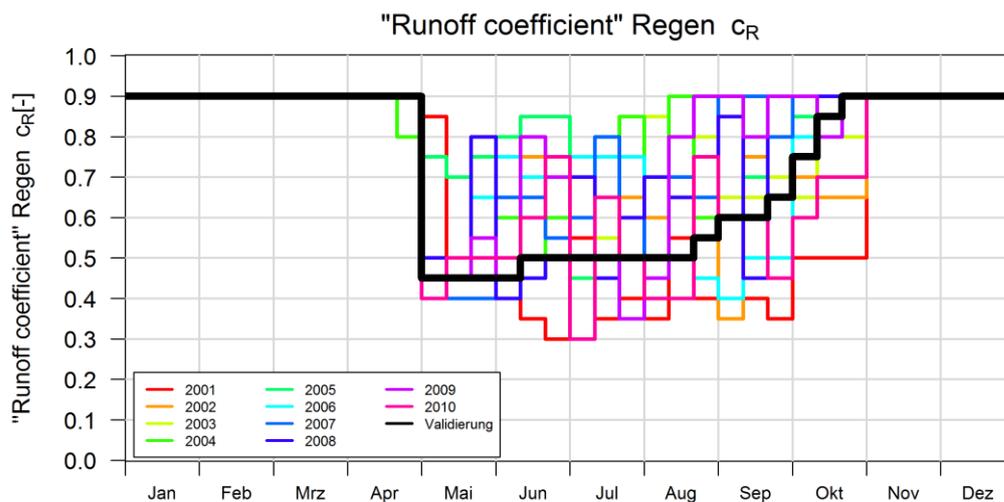


Abb. 5-16: Parameter „Runoff coefficient“ Regen im EZG-L

Die in der Abb. 5-17 farbige dargestellten „Runoff coefficient–Regen des EZG-D entsprechen dem Jahresgang für das jeweilige Jahr der Modellkalibrierung. Die schwarze Linie ist der optimierte Verlauf des „Runoff coefficient–Regen über die komplette Kalibrierungsperiode von 2001 bis 2010 unter Berücksichtigung der Ausführungen von Martinec et al. (2005). Dieser Verlauf wird zur Validierung des Modells im Abschnitt 5.1.3 verwendet. Der „Runoff coefficient–Regen variiert zwischen 0,30 im Juni 2001 und 1,0 jeweils zu Beginn bzw. Ende des Jahres. Martinec (1985) ermittelt für das EZG-D mittlere jährliche „Runoff coefficient– ϵ_R für die Jahre von 1964 bis 1980 im Bereich von 0,66 bis zu 1,07. Den mittleren jährliche „Runoff coefficient– ϵ_R gibt er mit 0,84 an.

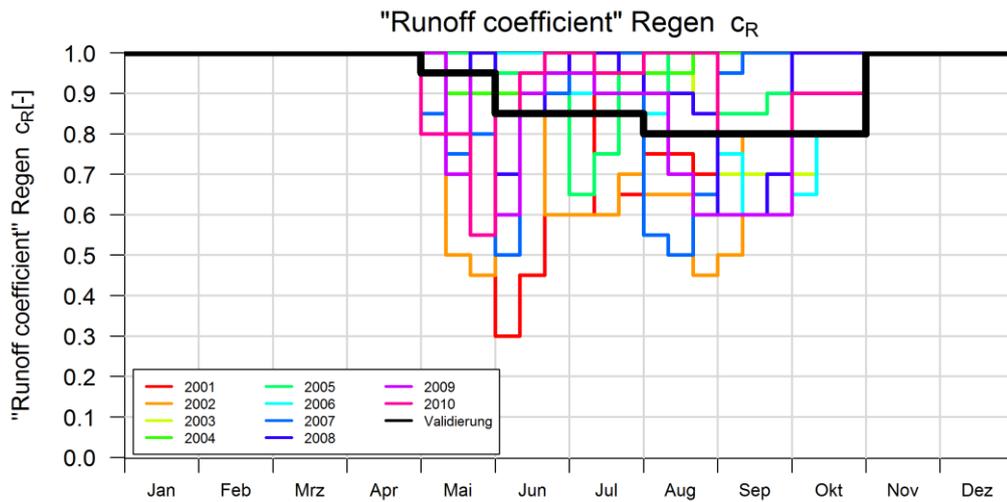


Abb. 5-17: Parameter „Runoff coefficient“ Regen im EZG-D

5.1.2.4 Ergebnis der Kalibrierung, EZG-L

Die Tab. 5-1 fasst die Werte der Gütekriterien der Modellkalibrierung zusammen. Der Nash-Sutcliffe Koeffizient für die jährliche Kalibrierung des EZG-L liegt zwischen 0,90 und 0,96 bei einer Volumendifferenz im Bereich von - 0,4 % bis + 3,0 %.

Tab. 5-1: D_V und R^2 nach der Kalibrierung von rSRM (EZG-L)

Jahr	Blatten	
	D_V [%]	R^2 [-]
2001	1,6	0,96
2002	0,7	0,93
2003	1,0	0,96
2004	1,4	0,91
2005	1,5	0,91
2006	0,7	0,94
2007	-0,4	0,90
2008	1,2	0,91
2009	0,7	0,93
2010	3,0	0,91

Exemplarisch für die Modellierungsergebnisse der Kalibrierung im EZG-L wird im Weiteren auf die Abflussganglinie der Jahre mit dem besten und den schlechtesten Werten der Gütekriterien eingegangen. Die Abflussganglinie der Lonza am Pegel Blatten kann für das Jahr 2003 am genauesten simuliert werden. Der R^2 beträgt 0,96 bei einer Volumendifferenz von + 1,0 %. Die blaue Volllinie in der Abb. 5-18 stellt den gemessenen Gebietsabfluss für 2003 und die grüne gestrichelte Linie den simulierten Abfluss dar. Die orange Linie gibt den zum abflussbeitragenden Anteil aus Schneeschmelze und die dunkelblaue Linie den Anteil aus Niederschlag wieder. Der überwiegende Anteil des Gebietsabflusses des EZG-L wird aus der Schneeschmelze generiert. Die Abb. 5-19 stellt das Abflussvolumen pro 10-tägiger Periode dar. In den Monaten März bis Ende April unterschätzt das Modell das Abflussvolumen und im September bis Oktober wird dieses überschätzt.

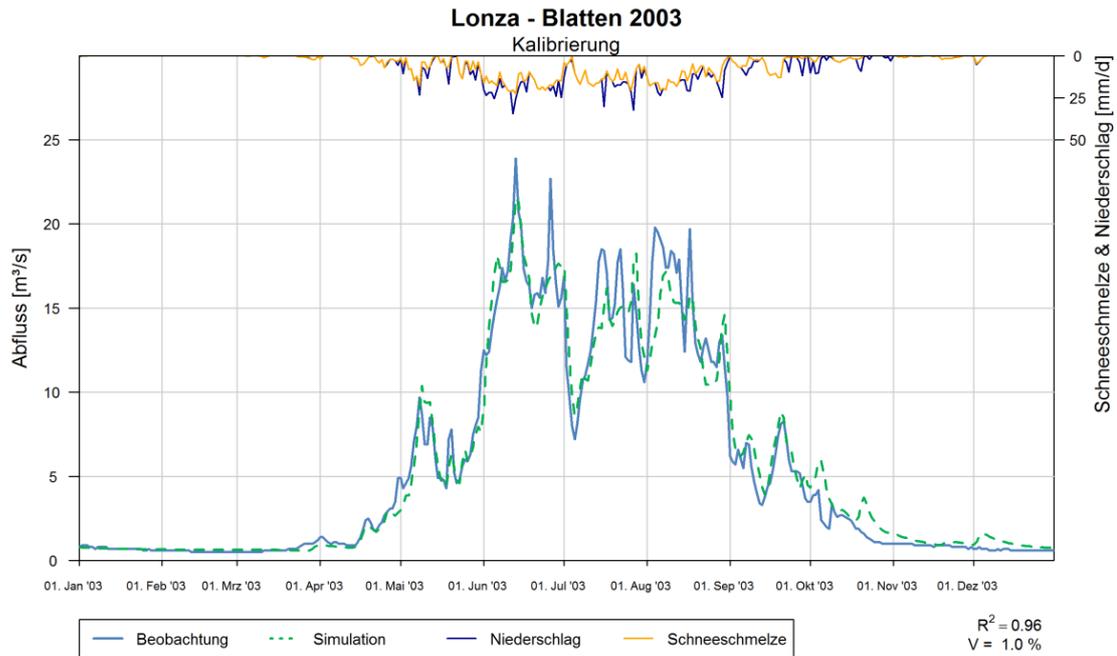


Abb. 5-18: Abflussganglinie des Jahres 2003, Lonza - Blatten (Kalibrierung)

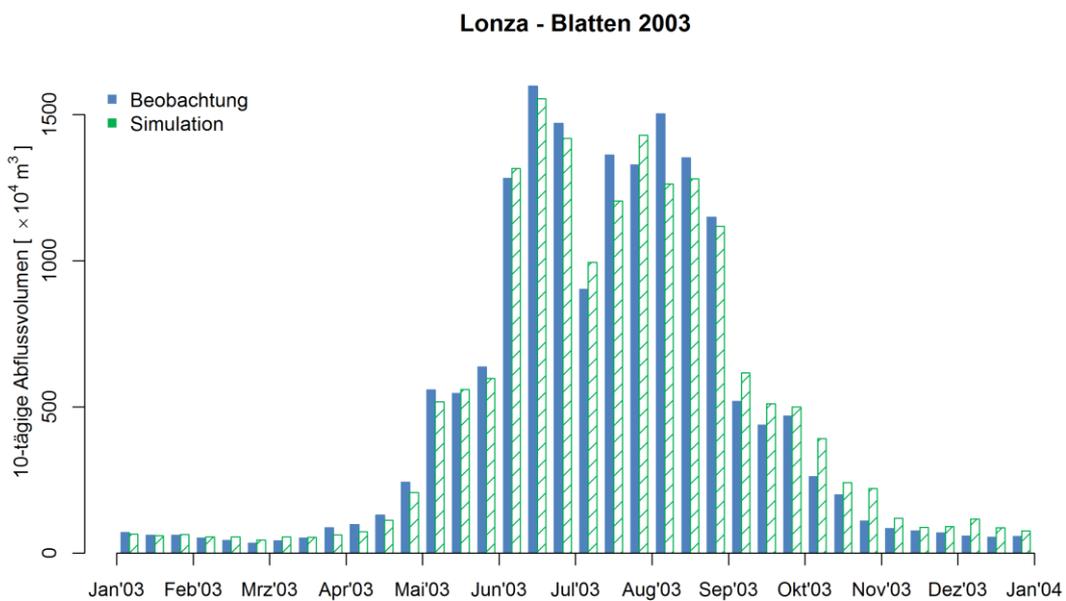


Abb. 5-19: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2003, Lonza - Blatten (Kalibrierung)

Die Abb. 5-20 zeigt die Kalibrierungsergebnisse für das Jahr 2004. Dieses Jahr konnte für den Untersuchungszeitraum am schlechtesten wiedergeben werden. Die Volumendifferenz ist + 1,4 % und der R^2 beträgt 0,91. Dies ist u. a. auf die unzureichende Wiedergabe der Abflussspitzen Ende August, Ende September und Anfang November zurückzuführen. Die Abb. 5-22 stellt für den betreffenden Zeitraum die an der Wetterstation Blatten beobachteten (blaue Säulen) und die simulierten Niederschläge (gelbe Punkte) gegenüber. Die Modellierung des Niederschlags erfasst in diesem Zeitraum nicht den korrekten Zeitpunkt

und die wahre Intensität der gemessenen Niederschlagsereignisse. Infolgedessen kann das Modell die Abflussspitzen nicht korrekt wiedergeben. Dementsprechend wird das Abflussvolumen (Abb. 5-21) Ende September und Anfang November unterschätzt.

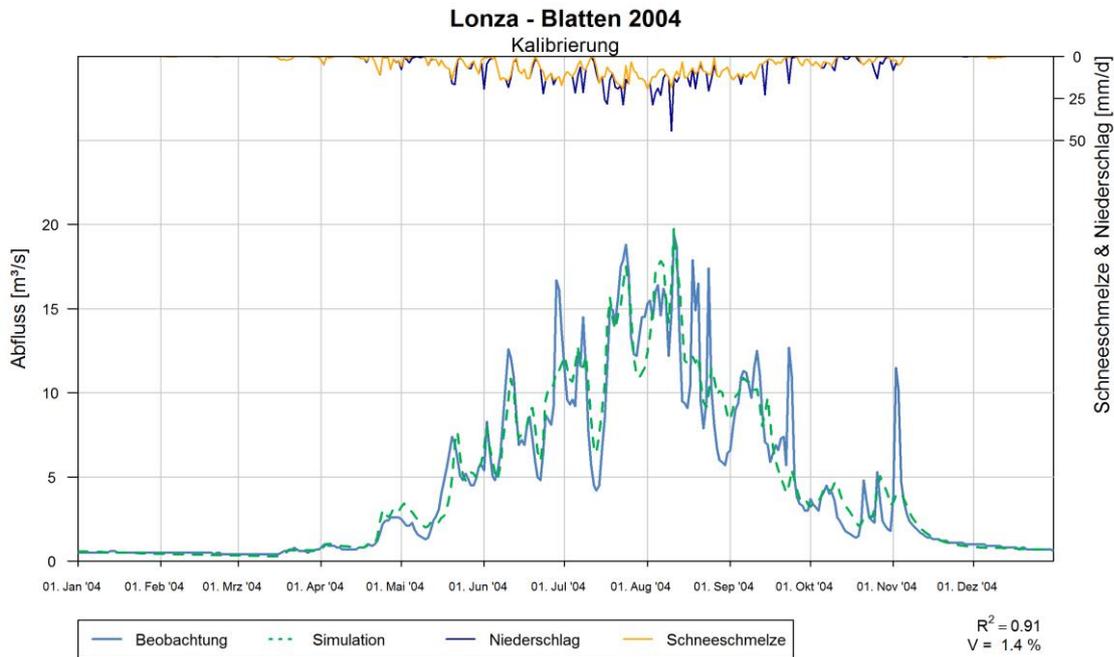


Abb. 5-20: Abflussganglinie des Jahres 2004, Lonza - Blatten (Kalibrierung)

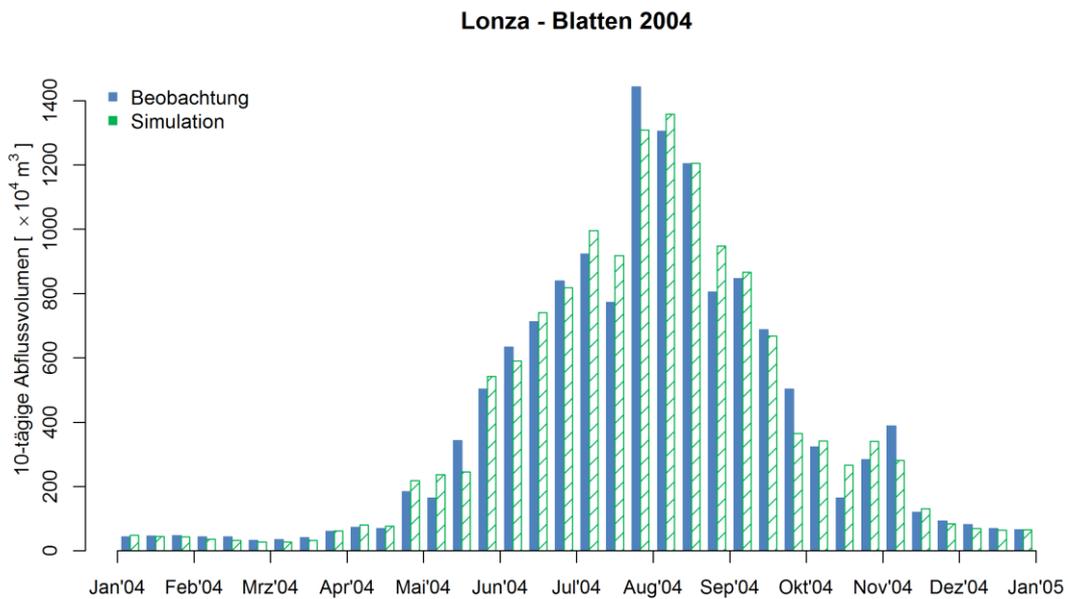


Abb. 5-21: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2004, Lonza - Blatten (Kalibrierung)

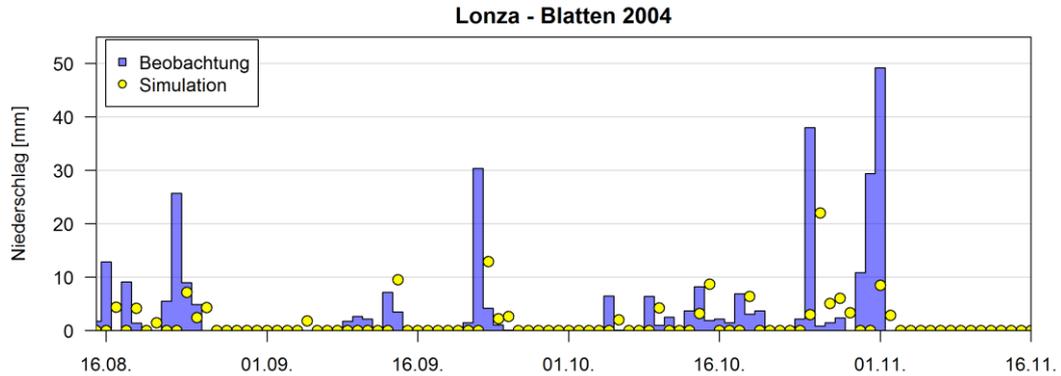


Abb. 5-22: Beobachtung und Simulation des Niederschlags 15.08.2004 bis 16.11.2004, Station Blatten

Die jährlichen Modellierungsergebnisse des EZG-L für den Untersuchungszeitraum von 2001 bis 2010 sind in der Anlage B.1 dokumentiert.

5.1.2.5 Ergebnis der Kalibrierung, EZG-D

Die Tab. 5-2 fasst die Werte der Gütekriterien der jährlichen Modellierungsergebnisse des EZG-D zusammen. Der R^2 variiert zwischen 0,78 für das Jahr 2001 bei einer Volumendifferenz von - 10,5 % und 0,94 für das Jahr 2009 bei einer Volumendifferenz von + 4,1 %. Im Weiteren werden die Abflussganglinie und das 10-tägigen Abflussvolumen exemplarisch für diese beiden Jahre diskutiert.

Tab. 5-2: D_v und R^2 nach der Kalibrierung von rSRM (EZG-D)

Jahr	Dischma	
	D_v [%]	R^2 [-]
2001	-10,5	0,78
2002	0,0	0,79
2003	-5,1	0,90
2004	-7,5	0,91
2005	-1,4	0,79
2006	1,8	0,89
2007	-0,3	0,92
2008	-2,5	0,91
2009	4,1	0,94
2010	-0,2	0,87

Das Modellierungsergebnis für das Jahr 2009 ist in der Abb. 5-23 und Abb. 5-24 dargestellt. Im Zeitraum von Ende April bis Anfang Mai wird das Abflussvolumen tendenziell unterschätzt und im August bis Mitte Oktober geringfügig überschätzt. Ab April wird der Gebietsabfluss zunächst durch die Schneeschmelze dominiert. Im weiteren Jahresverlauf erhöht sich der Anteil des Abflussvolumens aus Niederschlag deutlich.

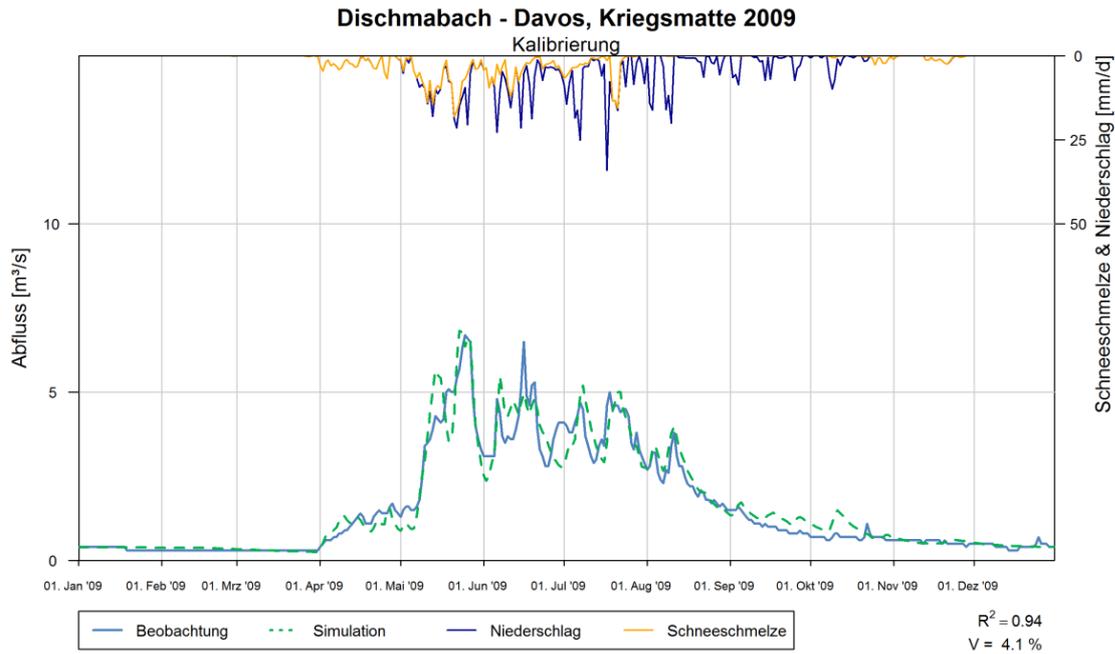


Abb. 5-23: Abflussganglinie des Jahres 2009, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (Kalibrierung)

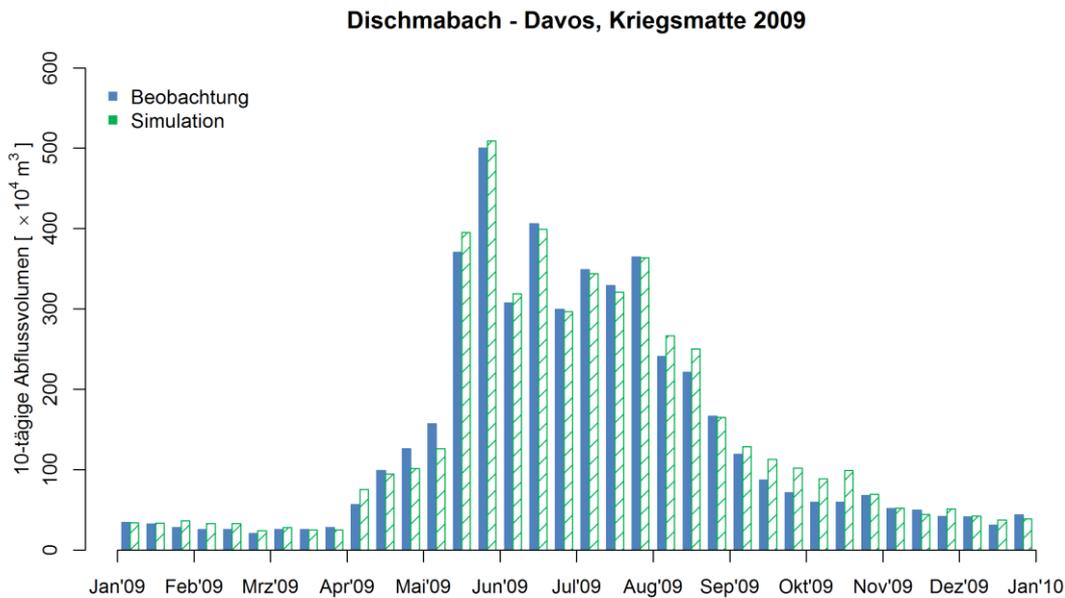


Abb. 5-24: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2009, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (Kalibrierung)

Die Abflussganglinie für das Jahr 2001 (Abb. 5-25) kann durch rSRM für das EZG-D am schlechtesten wiedergegeben werden. Im Mai unterschätzt das Modell die Abflussganglinie und das Abflussvolumen (Abb. 5-26) im EZG-D. Die Unterschätzung des Abflussvolumens Ende Juni ist darauf zurückzuführen, dass der tatsächliche Gebietsniederschlag durch die Niederschlagsprognose unterschätzt wurde (Abb. 5-27).

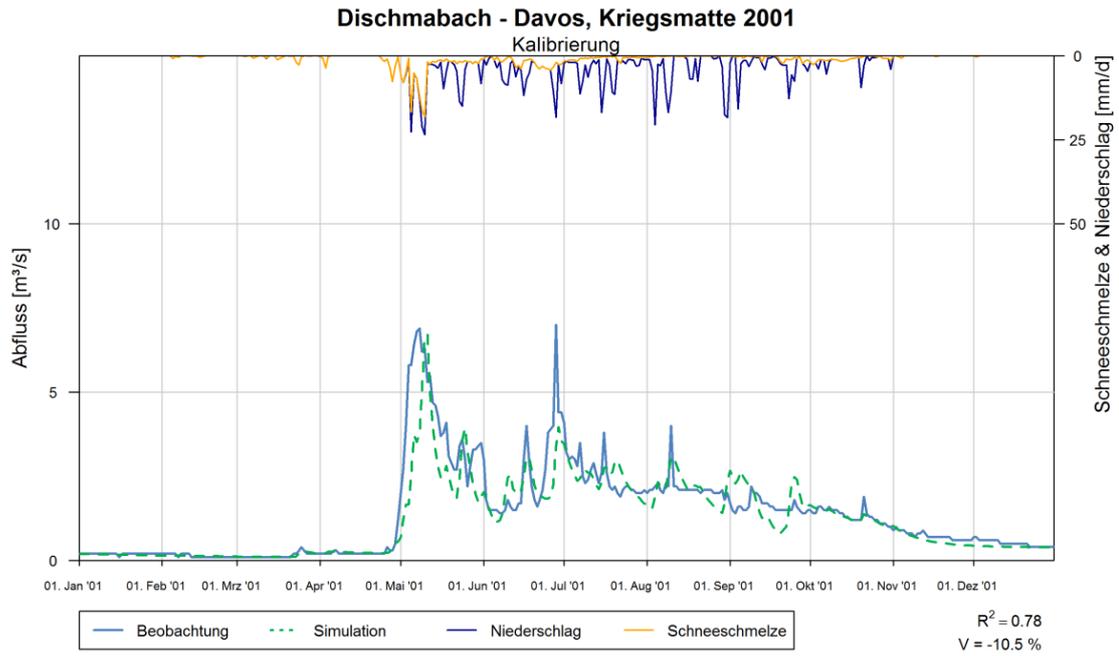


Abb. 5-25: Abflussganglinie des Jahres 2001, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (Kalibrierung)

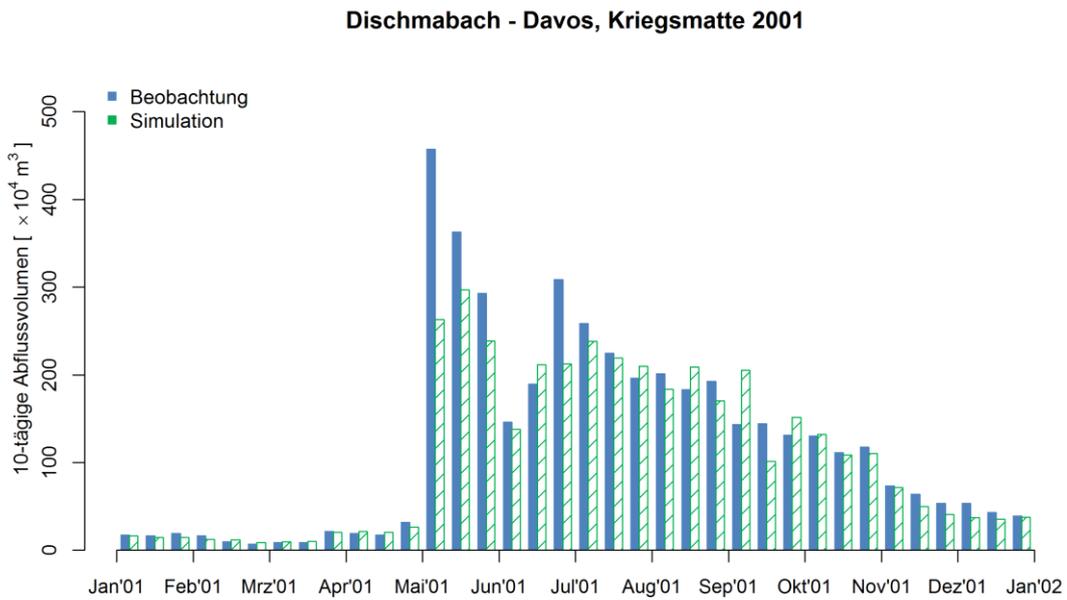


Abb. 5-26: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2001, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (Kalibrierung)

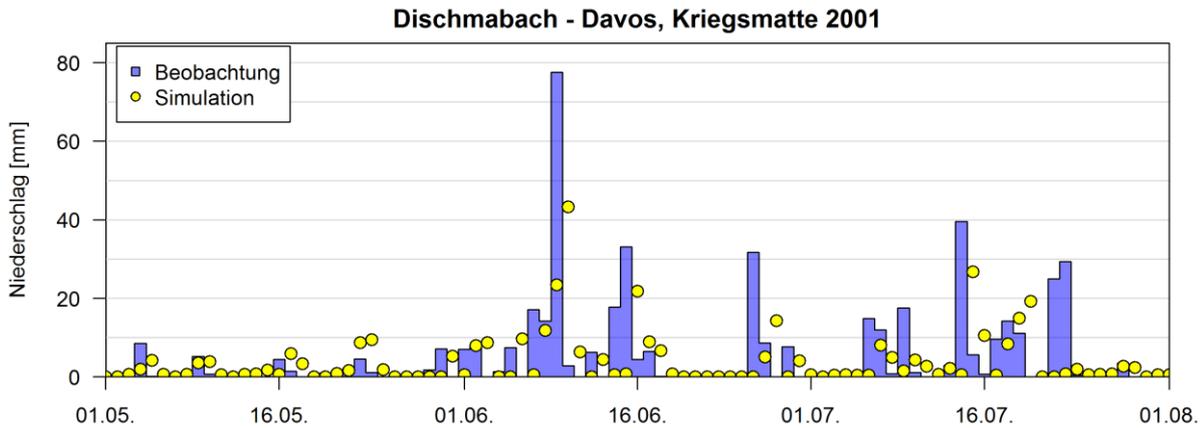


Abb. 5-27: Beobachtung und Simulation des Niederschlags 01.05.2001 bis 01.08.2001, Station Dischma

Die jährlichen Abflussganglinien und die 10-tägigen Abflussvolumen für jedes einzelne Jahr des Kalibrierungszeitraums von 2001 bis 2010 sind im Anlage B.3 dokumentiert.

5.1.3 Validierung rSRM

Die Validierung der Einzugsgebiete erfolgt mittels der in Abschnitt 5.1.2 ermittelten optimierten Jahresverläufe des DDF und dem „Runoff coefficient—Regen c_R für den Validierungszeitraum von 2001 bis 2015. Die weiteren Modellparameter werden wie im Abschnitt 5.1.2 beschrieben angesetzt.

5.1.3.1 Ergebnis der Validierung, EZG-L

In der Tab. 5-3 sind die Werte der Gütekriterien der Modellvalidierung zusammengefasst. Der R^2 liegt im Bereich von 0,75 bis 0,90 bei einer Volumendifferenz zwischen - 11,7 % und + 12,8 %. Dies ist durch die Verwendung eines einheitlichen Parametersatz für alle Jahre und keine individuelle Anpassung des DDF und „Runoff coefficient—auf das spezifische Abflussjahr begründet.

Tab. 5-3: D_V und R^2 nach der Validierung von rSRM (EZG-L)

Jahr	Blatten	
	D_V [%]	R^2 [-]
2001	12,8	0,88
2002	5,1	0,89
2003	-8,9	0,90
2004	-4,4	0,88
2005	-0,9	0,90
2006	2,6	0,89
2007	-3,7	0,88
2008	-9,0	0,83
2009	-6,7	0,89
2010	7,2	0,87
2011	-11,7	0,75
2012	-5,3	0,83
2013	10,2	0,85
2014	8,2	0,82
2015	-9,7	0,89

Die Validierungsergebnisse werden im Weiteren beispielhaft für die beiden Jahre, in denen die Abflussganglinie am besten und schlechtesten wiedergegeben wird, dargestellt. Die Abb. 5-28 zeigt die am besten simulierte Abflussganglinie der Validierung des EZG-L für das Jahr 2003. Die Volumendifferenz beträgt - 8,9 % und der R^2 ist 0,90. Das Abflussdefizit im August 2003 ist auf einen zu niedrigen DDF zurückzuführen (Abb. 5-29). Zusätzlich wird im Zeitraum von Juni bis August der Gebietsniederschlag durch die Niederschlagsprognose unterschätzt (Abb. 5-30).

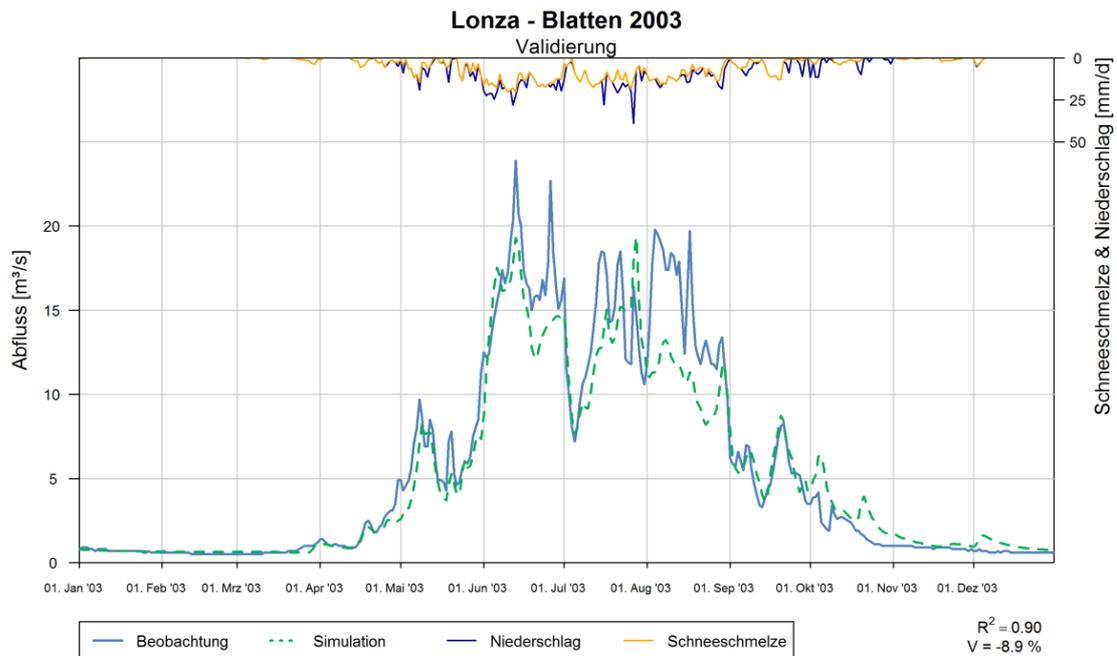


Abb. 5-28: Abflussganglinie des Jahres 2003, Lonza - Blatten (Validierung)

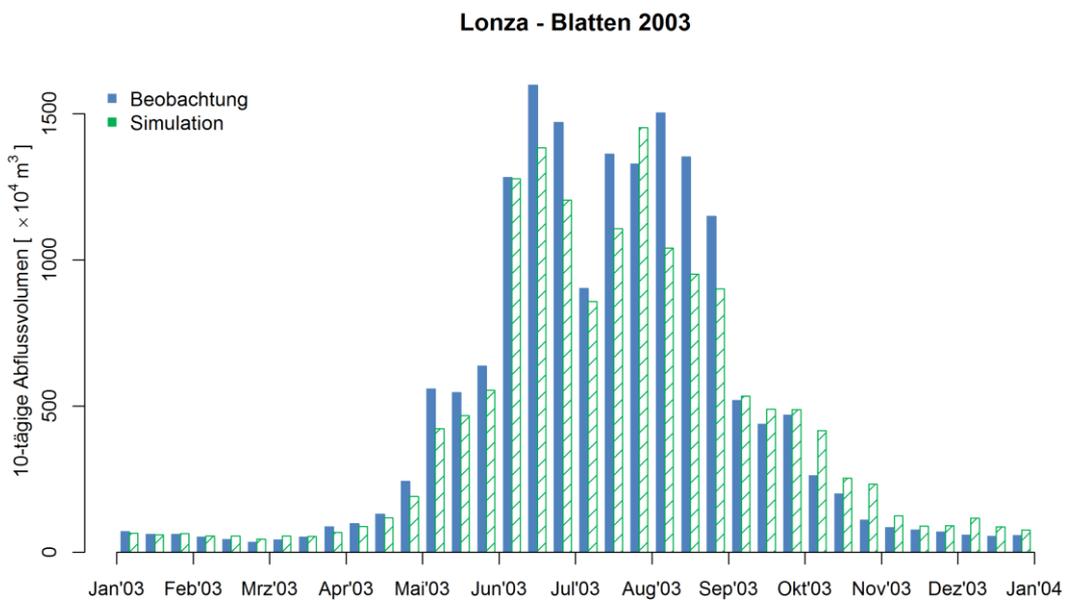


Abb. 5-29: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2003, Lonza - Blatten (Validierung)

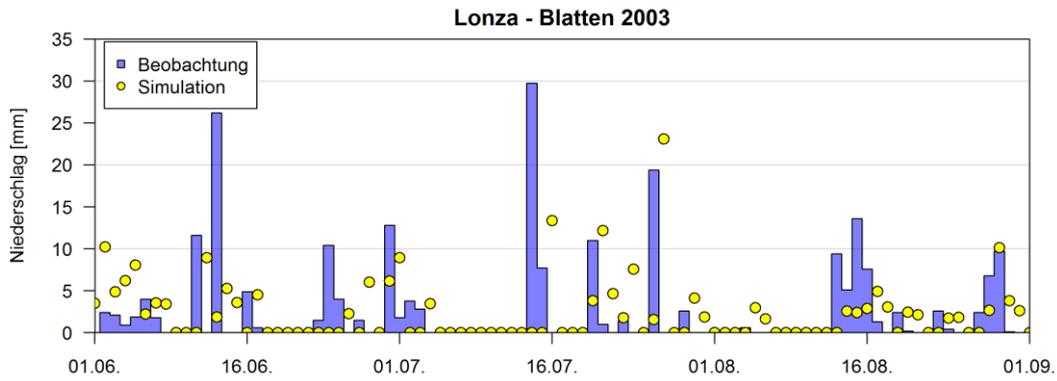


Abb. 5-30: Beobachtung und Simulation des Niederschlags 01.06.2003 bis 01.09.2003, Station Blatten

Das schlechteste Ergebnis der Modellvalidierung ergibt sich für das Jahr 2011 (Abb. 5-31) mit einem R^2 von 0,75 und einer Volumendifferenz von - 11,7 %. Im Zeitraum von Mitte Juni bis Mitte Juli wird die Niederschlagsmenge durch das Niederschlagsmodell (135 mm) überschätzt. Die Abb. 5-33 zeigt, dass die großen Niederschlagsereignisse ab Mitte August bis Mitte Oktober nicht erfasst und somit auch das rSRM die Abflussganglinie nicht korrekt simulieren kann.

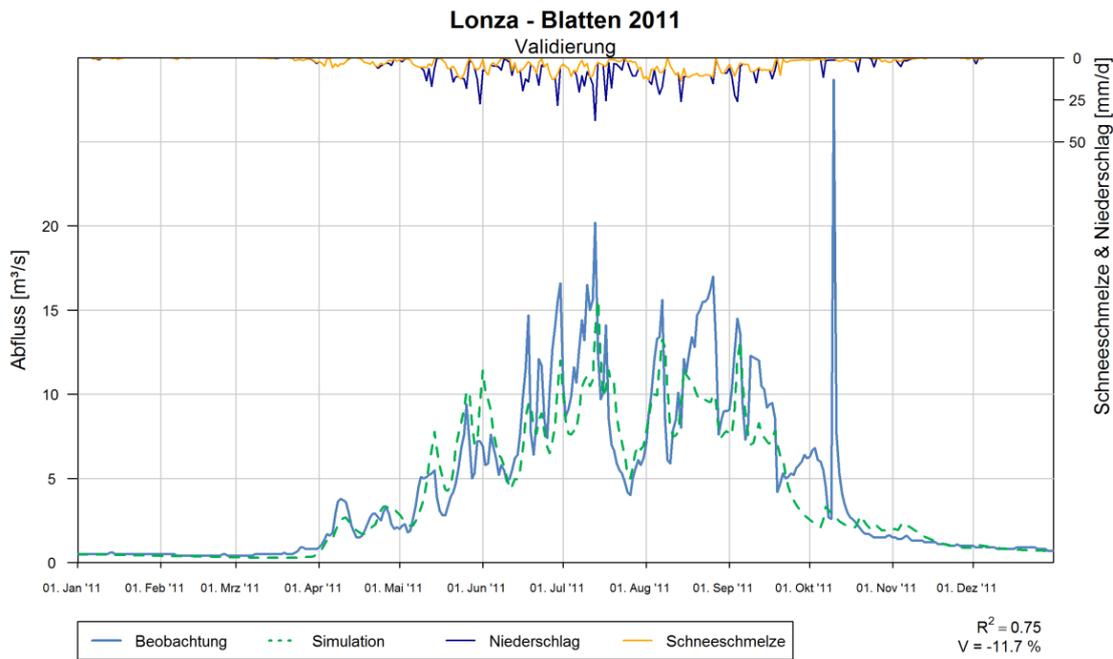


Abb. 5-31: Abflussganglinie des Jahres 2011, Lonza - Blatten (Validierung)

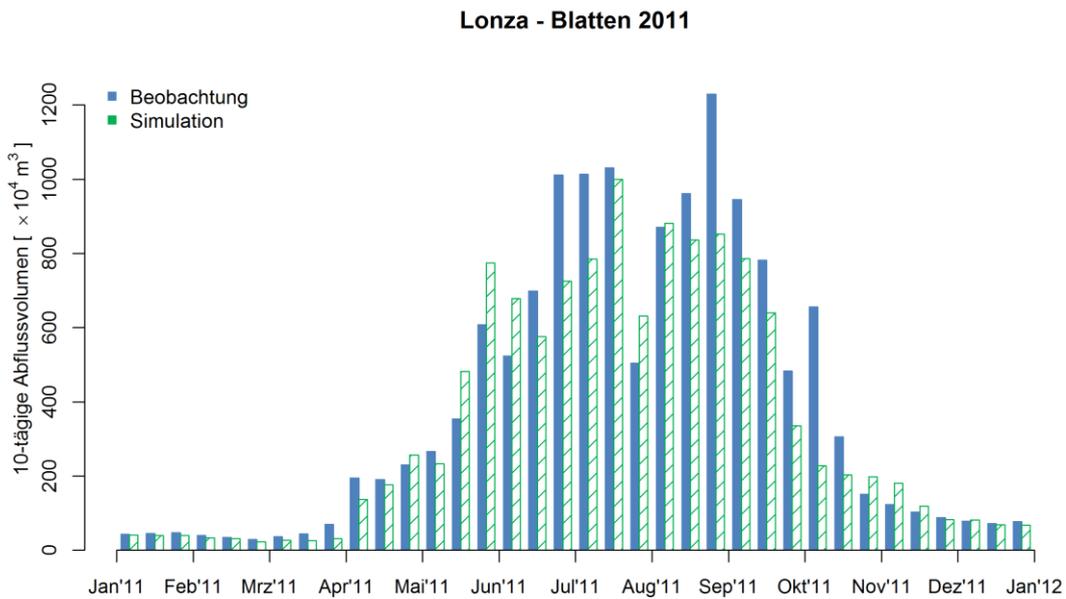


Abb. 5-32: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2011, Lonza - Blatten (Validierung)

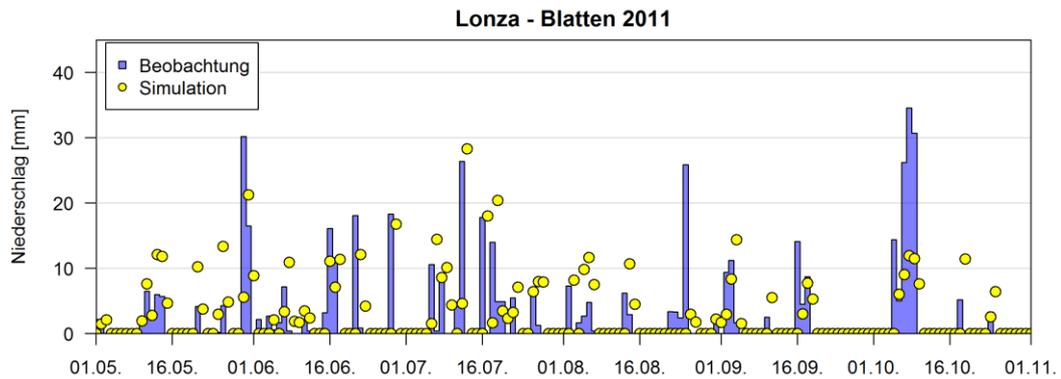


Abb. 5-33: Beobachtung und Simulation des Niederschlags 01.05.2011 bis 01.11.2011, Station Blatten

Die Ergebnisse der Modellvalidierung des EZG-L sind in der Anlage B.2 für jedes Jahr des Validierungszeitraums dargestellt.

5.1.3.2 Ergebnis der Validierung, EZG-D

Die Güterkriterien der Validierungsergebnisse für das EZG-D sind in der Tab. 5-4 zusammengefasst. Der Nash-Sutcliffe Koeffizient liegt im Bereich zwischen 0,48 und 0,87 bei einer Differenz des Abflussvolumens von - 21,4 % bis 19,9 %. Die große Spannweite der Differenz des Abflussvolumens kann eine Folge der durch Schaefli (2016) beschriebenen teilweise nicht plausiblen Messwerten des Pegels Davos, Kriegsmatte im Zeitraum von 2000 bis 2005 verursacht sein (vgl. 5.1.1.2).

Tab. 5-4: D_V und R^2 nach der Validierung von rSRM (EZG-D)

Jahr	Dischma	
	D_V [%]	R^2 [-]
2001	0,6	0,48
2002	11,1	0,61
2003	19,9	0,78
2004	-21,4	0,76
2005	-0,4	0,71
2006	-0,2	0,74
2007	6,8	0,76
2008	-12,5	0,79
2009	1,2	0,87
2010	-1,2	0,80
2011	10,3	0,65
2012	-8,0	0,77
2013	-4,5	0,82
2014	4,7	0,65
2015	17,0	0,73

Beispielhaft für das Validierungsergebnis wird im Weiteren das Jahr mit den besten und ungünstigsten Werten der Gütekriterien dargestellt. Der R^2 im Jahr 2009 beträgt 0,87 bei einer Volumendifferenz von +1,2 %. Die beobachtete (blau) und simulierte (grün) Abflussganglinie für das Jahr 2009 ist in der Abb. 5-34 und die 10-tägigen Abflussvolumen in der Abb. 5-35 dargestellt. Zusätzlich ist in der Abb. 5-36 der zugrunde gelegte Verlauf des DDF und die Entwicklung des Schneebedeckungsgrads des EZG-D veranschaulicht. Der DDF nimmt kontinuierlich von April bis Ende Juni mit abnehmender Schneefläche und zunehmenden Reifegrad des Schnees zu. Ab Ende Juli reduziert sich der DDF im EZG-D auf $0,5 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ (vgl. Abschnitt 5.1.2.3).

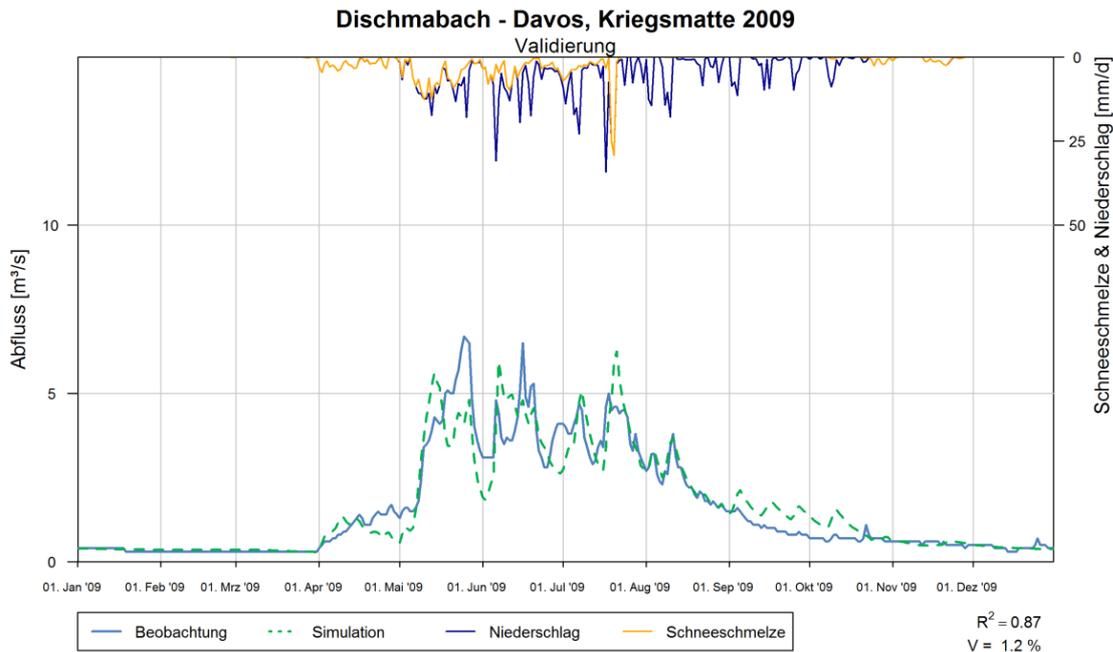


Abb. 5-34: Abflussganglinie des Jahres 2009, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (Validierung)

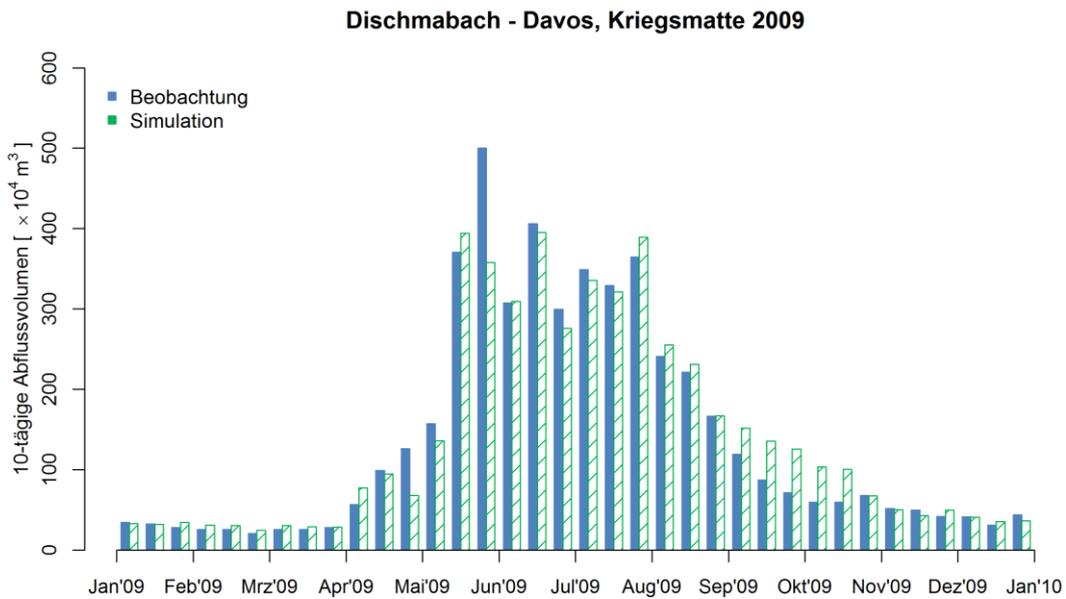


Abb. 5-35: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2009, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (Validierung)

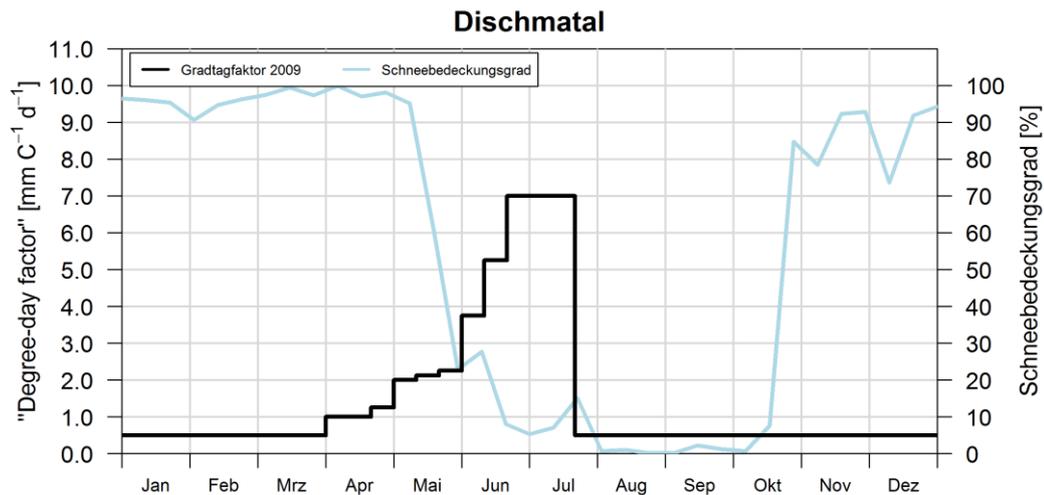


Abb. 5-36: „Degree-day factor“ und Schneebedeckungsgrad des Jahres 2009, EZG-D

Die Abflussganglinie für das Jahr 2001 ist in der Abb. 5-37 dargestellt. Diese ist durch einen sehr starken Anstieg Anfang Mai geprägt. Dieser kann durch eine Verallgemeinerung des DDF nur unzureichend wiedergegeben werden. Gleiches zeigt sich beim Betrachten der 10-tägigen Abflussvolumen. Hier wird ebenfalls ein starkes Defizit zu Beginn des Monats Mai in der Abb. 5-38 ausgewiesen. In der Abb. 5-39 ist der Verlauf des DDF ersichtlich. Dieser steigt zunächst stetig von März bis Mitte Mai an und reduziert sich dann aufgrund von erheblichen Neuschneemenge auf $0,5 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$. Ab Anfang Juli steigt der DDF wieder an (vgl. Abschnitt 5.1.2.3).

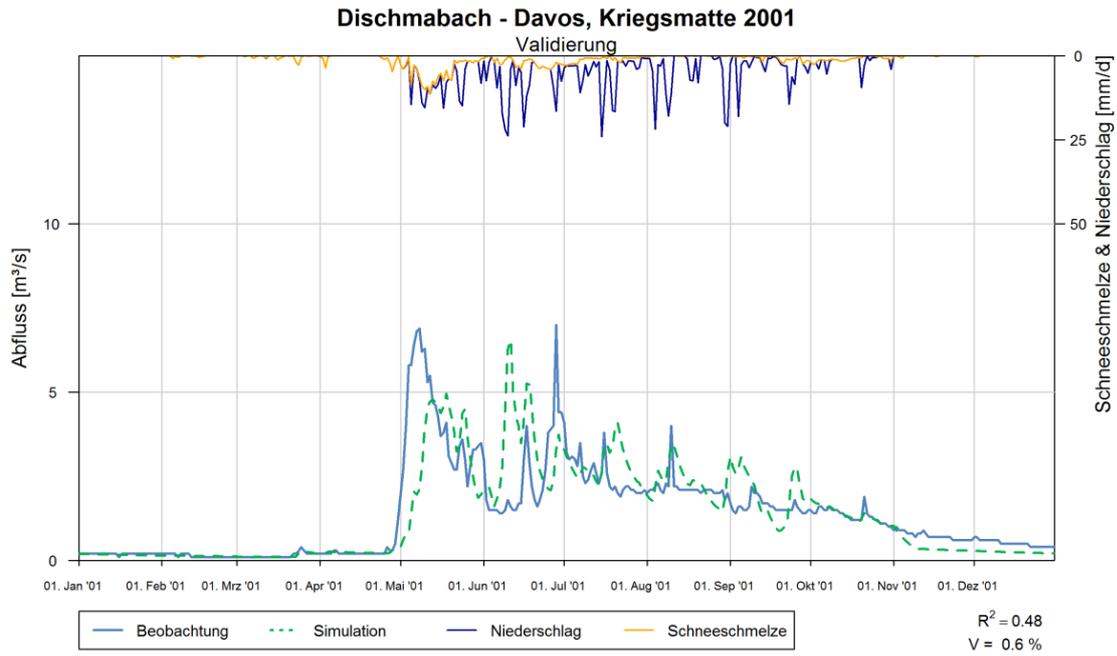


Abb. 5-37: Abflussganglinie des Jahres 2001, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (Validierung)

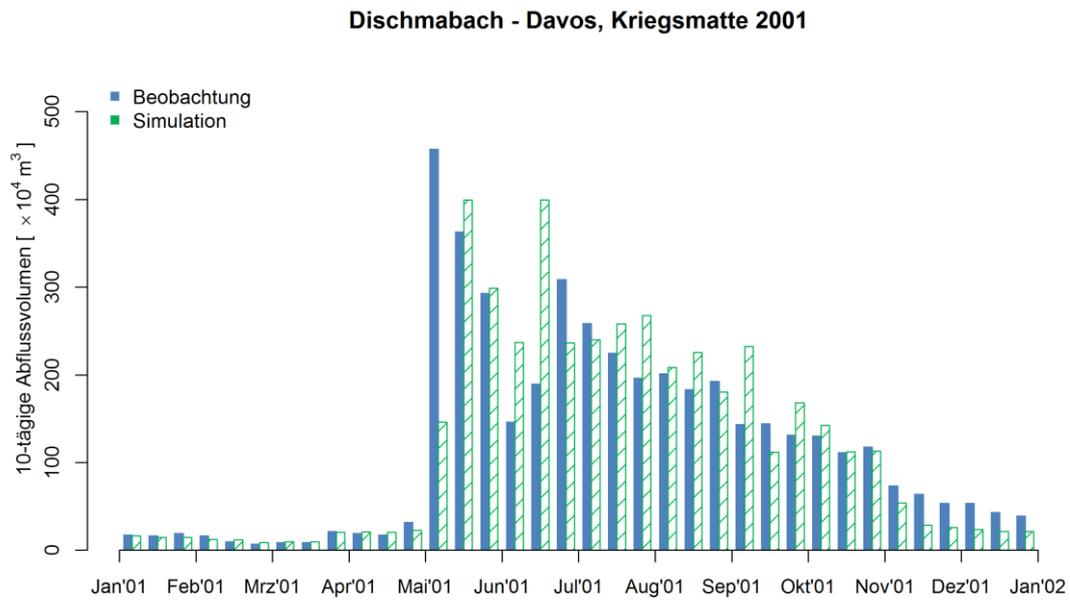


Abb. 5-38: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2001, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (Validierung)

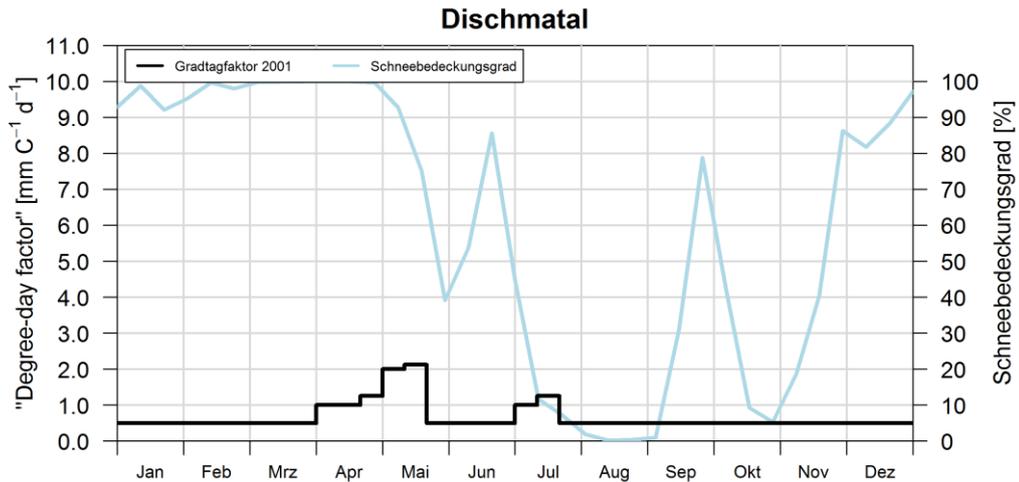


Abb. 5-39: „Degree-day factor“ und Schneebedeckungsgrad des Jahres 2001, EZG-D

Die Abflussganglinien und das 10-tägige Abflussvolumen sind für jedes Jahr in der Anlage B.4 dokumentiert.

5.1.3.3 Bewertung der Validierung

Die Vereinheitlichung des Jahresgangs des DDF und des „Runoff coefficient–Regen über den Kalibrierungszeitraum hat zur Folge, dass die Validierungsergebnisse insgesamt leicht ungünstigere Güterkriterien als der optimierte jährliche Parametersatz aufweisen. Die genaue Wiedergabe aller Abflussspitzen ist entscheidend davon abhängig, dass die zur Modellierung verwendeten Gebietsniederschläge mit den wahren Gebietsniederschlägen hinsichtlich des Zeitpunktes und deren Intensität übereinstimmen. Aufgrund dessen kann das Modell rSRM nicht alle Abflussspitzen exakt wiedergeben. Alternativ zu dem gewählten Ansatz der jahreszeitlichen Entwicklung des DDF, welche dem Ansatz für SRM nach Martinec et al. (2005) entspricht, könnte eine Weiterentwicklung des Ansatzes nach Ismail et al. (2015) und Bogacki und Ismail (2016) die Validierungsergebnisse verbessern. Sie entwickelten eine Methode, welche den Verlauf des DDF in Abhängigkeit der Höhenlage und des aktuellen Temperaturverlaufs pro Höhenzone beschreibt. Zur Übertragung der Methode vom zonenbasierten Ansatz hinzu einem räumlich aufgelösten rasterbasierten Ansatz müssten jedoch weitere grundlegende Untersuchungen angestellt werden.

Insgesamt kann festgehalten werden, dass die zur Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses verwendeten meteorologischen Eingangsgrößen wie Temperatur, Schneebedeckungsgrad und Niederschlag gute Ergebnisse hinsichtlich der Modellierung des Schneesmelzprozesses liefern. Die durch Regen bedingten Abflussspitzen können nur bedingt wiedergeben werden. Dies ist nicht nur der teilweisen Unterschätzung der Niederschlagsintensitäten geschuldet, sondern auch im rudimentären Ansatz von SRM und somit ebenfalls von rSRM zur Modellierung des Abflusses infolge von Regen begründet. Die Stärken des Ausgangsmodells SRM und des rSRM liegen ganz klar in der Modellierung des Schneesmelzprozesses. Die Modellierungsergebnisse des ganz klar Schnee-dominierten EZG-L lassen für den Einsatz des Modells in Schnee-dominierten datenarmen Gebieten sehr gute Modellierungsergebnisse erwarten.

5.2 Übertragung von rSRM in eine datenarme Region

5.2.1 Beschreibung des Untersuchungsgebiets

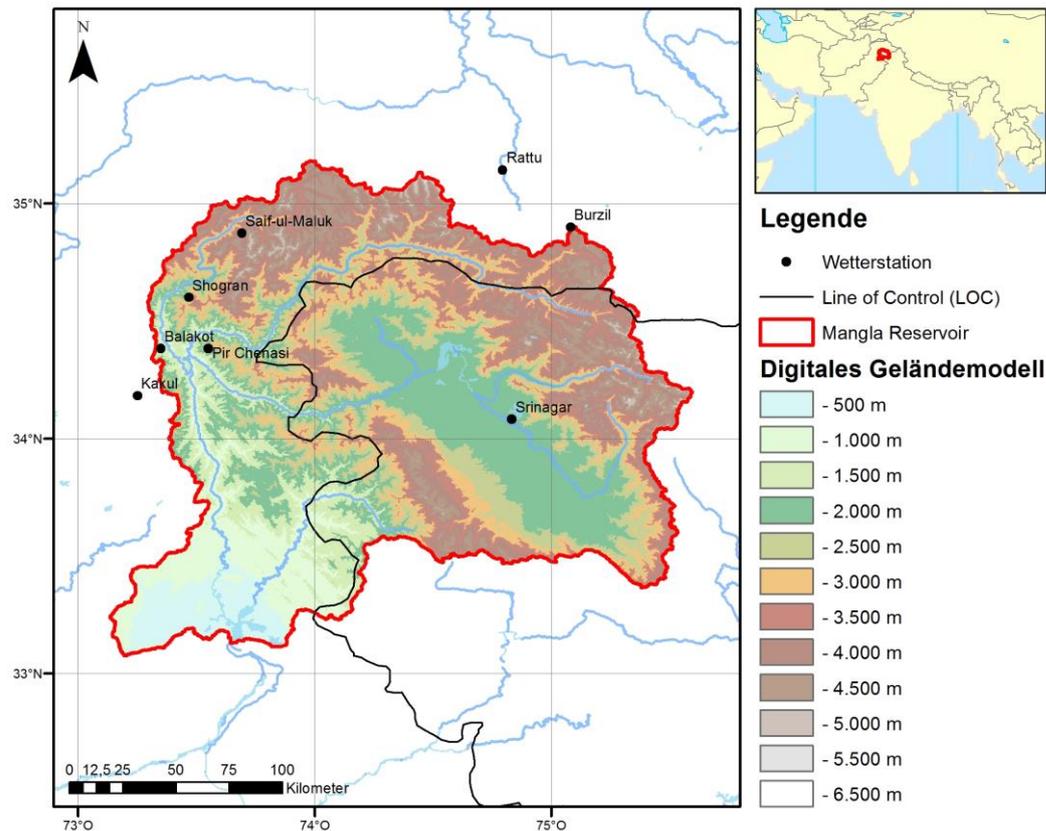


Abb. 5-40: Karte des EMR

Die Übertragung von rSRM in die datenarme Region des EMR erfolgt für die Jahre 2004 bis 2011. Die genau topographische Lage des Einzugsgebiets wurde bereits in Abschnitt 3.4.1 beschrieben. Der Monat mit der niedrigsten mittleren monatlichen Tagestemperatur in Srinagar ist der Januar mit 2,0 °C, die maximale mittlere monatliche Tagesmitteltemperatur beträgt 24,1 °C im Juli (Abb. 5-41).

In der Abb. 5-42 sind die mittleren monatlichen Gebietsabflüsse des EMR für den Zeitraum von 2004 bis 2011 dargestellt. Die Abflussdaten basieren auf den durch die WAPDA online veröffentlichten Daten. Der minimale mittlere monatliche Abfluss des EMR beträgt 276 m³/s im November der maximale mittlere monatliche Abfluss ist 1.712 m³/s im Mai. Der mittlere jährliche Gebietsabfluss beträgt insgesamt 26.429,8 Mio. m³. Der niedrigste aufgezeichnete tägliche Abfluss beträgt 97 m³/s am 24.02.2010. In die Untersuchungsperiode fällt die schwere Überschwemmungen im EMR im Jahr 2010. Der maximale gemessene tägliche Abfluss bei diesem Ereignis betrug 6.265 m³/s und wurde am 31.07.2010 gemessen. Nach Shabir (2013) ereigneten sich im Juli/August 2010 in Pakistan landesweite Überschwemmungen. Diese wurden durch außergewöhnliche Monsunregen im Bereich des Einzugsgebietes des Indus und somit auch des EMR hervorgerufen. Von den Überschwemmungen waren insgesamt 78 der 121 landesweiten Distrikte betroffen und

insgesamt war eine Fläche von 100.000 km² überschwemmt. Der im EMR gelegene Wular See beeinflusst maßgeblich das Abflussverhalten des Einzugsgebiets während der Schneeschmelzperiode. Der Wular See ist der größte Trinkwassersee in Indien und liegt ca. 35 km nordwestlich von Srinagar im EMR. Die Fläche des Sees kann im Jahresverlauf zwischen 65 km² und 273 km² variieren (Khan 2008). Der Wular See puffert aufgrund seiner Variabilität der Oberfläche und somit des Speichervolumens die oberhalb des See auftretenden Abflussspitzen infolge von Schneeschmelze.

Die Abb. 5-43 zeigt die Auswertung der rekonstruierten MODIS-Karten zum Schneebedeckungsgrad im Jahresverlauf. Der maximale mittlere monatliche Schneebedeckungsgrad von 51,1 % wird im Februar erreicht. Die minimale mittlere monatliche Ausdehnung der Schneefläche im EMR ist 1,7 % im August. Dies entspricht dem aus Daten des GLIMS und NSIDC (2005, updated 2014) ermittelten Gletscheranteils von 1,7 %.

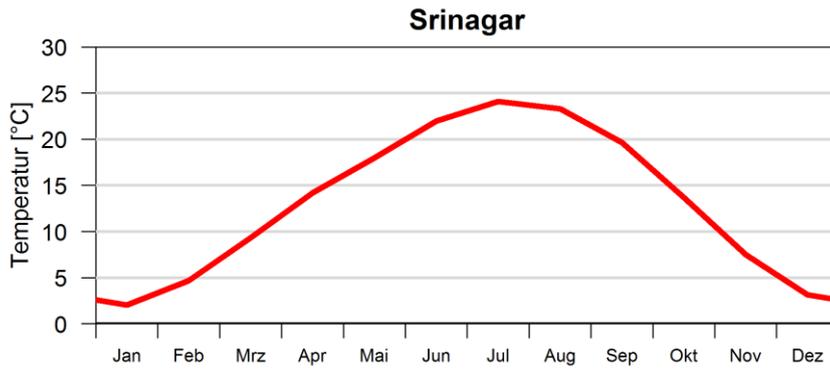


Abb. 5-41: mittlere monatliche Temperatur Srinagar (1973-2015) (eigene Auswertung basierend auf GSOD Daten)

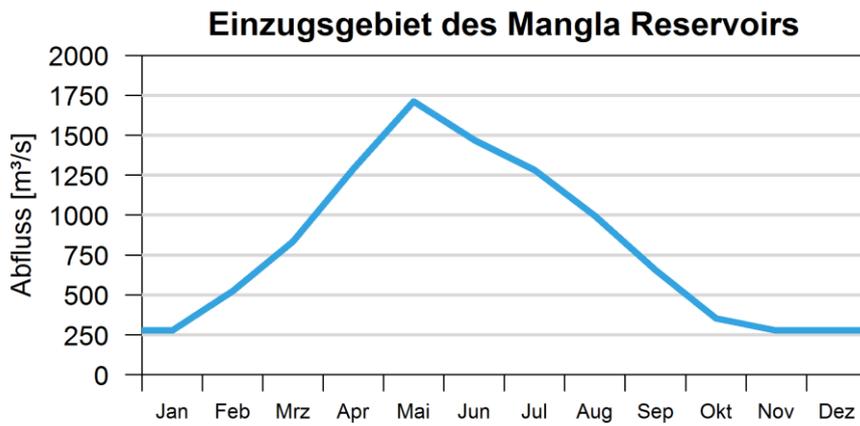


Abb. 5-42: Abflussregime des Einzugsgebiets des Mangla Reservoirs (2004-2011) (eigene Auswertung basierend auf Daten der WAPDA)

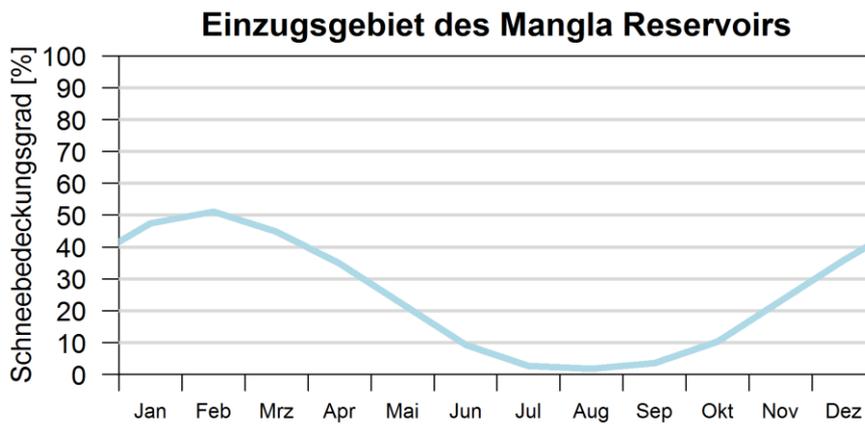


Abb. 5-43: mittlerer monatlicher Schneebedeckungsgrad des EMR (2000-2015) (eigene Auswertung basierend auf MODIS Daten)

5.2.2 Kalibrierung rSRM, EMR

5.2.2.1 Meteorologische Eingangsgrößen

Die tägliche Tagesmitteltemperatur und der Schneebedeckungsgrad des Einzugsgebietes werden nach dem im Abschnitt 3.1.3.3 beschriebenen Verfahren rekonstruiert. Der Gebietsniederschlag wird, wie im Abschnitt 4.7.3 beschrieben, aus den Fernerkundungs- und Reanalysedatensätzen ERA-Interim, MERRA, NCEP-NCAR und TRMM abgeleitet.

5.2.2.2 Gebietsspezifische Modellparameter

Die Parameter „Critical temperature—und RCA werden analog den Werten des Abschnitts 5.1.2 für die Einzugsgebiete der Schweiz angenommen. Die „Time Lag—wird für das EMR zu 18 Stunden angenommen, dies entspricht nach Martinec et al. (2005) einer Fließzeitverzögerung von einem Tag. Die „Recession coefficient—werden auf $k_x = 1,30$ und $k_y = 0,05$ und der „Critical precipitation—wird auf 2 mm festgelegt. Die Anpassung des „Recession coefficient—nach (Gl. 2-1) für Tage mit einer Niederschlagsmenge größer P_{crit} erfolgt in Abhängigkeit der Niederschlagshöhe für den Tag selbst und die nachfolgenden Tage. Der Anpassungsfaktor f berechnet sich in Abhängigkeit der Niederschlagsintensität nach (Gl. 5-1). Die Anzahl der Tage N an der diese Anpassung erfolgt berechnet sich nach (Gl. 5-2).

$$f = \max\left(\frac{20}{P_n}, 2\right) \quad (\text{Gl. 5-1})$$

$$N = \text{round}\left(\frac{P_n}{5} + 2\right) \quad (\text{Gl. 5-2})$$

5.2.2.3 Primäre Kalibrierungsparameter

„Degree-day factor“ (DDF) a

Die Kalibrierung von rSRM für das EMR erfolgt analog der im Abschnitts 5.1.2 beschriebenen Verfahrensweise in $0,5 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ Schritten pro 10-tägige Periode.

Die Abb. 5-44 stellt den zur Modellkalibrierung verwendeten jährlichen Verlauf des DDF für die Jahre 2004 bis 2009 in unterschiedlichen Farben dar. Die DDF starten Anfang des Jahres bei einem Wert von $1,0 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ und steigen bis Mitte des Jahres auf einen maximalen Wert von $8,0 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$. Bis Mitte August sind alle DDF auf einen Wert von $1,0 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ gefallen. Die in der Abb. 5-44 schwarz dargestellte Linie ist der optimierte DDF über dem gesamten Kalibrierungszeitraum. Dieser ist im Januar bis einschließlich Mitte Februar konstant $1,0 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ und steigt bis Ende Juni auf $8,0 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ an. Im letzten Drittel des Monats Juli fällt der DDF auf $1,0 \text{ mm}^\circ\text{C}^{-1}\text{d}^{-1}$ bis zum Ende des Jahres.

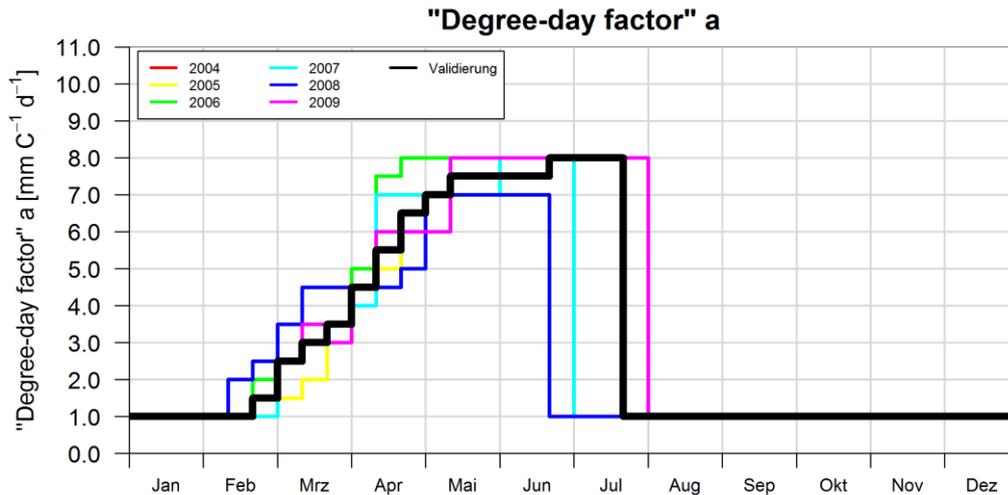


Abb. 5-44: Parameter „Degree-day factor“ im EMR

„Runoff coefficient“ c_S und c_R

Der „Runoff coefficient— c_S wird konstant über den Jahresverlauf zu 0,95 angenommen. Oberhalb einer mittleren Schneeschmelzrate von 10 mm/d wird dieser auf Grund der Tatsache, dass der Wular See und das im Vergleich relative flache angrenzende Kaschmir Valley das Abflussverhalten solcher Ereignisse dämpft mit der empirischen Funktion nach (Gl. 5-3) abgemindert.

$$c_{S,ab} = c_S \cdot (a \cdot T_n \cdot S_n)^{-1,5} \tag{Gl. 5-3}$$

$$c_{R,ab} = c_R \cdot P_n^{-0,75} \tag{Gl. 5-4}$$

mit:

- c_S = „Runoff coefficient—Schnee [-]
- $c_{S,ab}$ = „Runoff coefficient—Schnee, abgemindert [-]
- a = „Degree-day factor— [mm°C⁻¹d⁻¹]
- T_n = Tagesmitteltemperatur des Untersuchungsgebiets [°C]
- S_n = mittlerer Schneebedeckungsgrad des Untersuchungsgebiets [-]
- c_R = „Runoff coefficient—Regen [-]
- $c_{R,ab}$ = „Runoff coefficient—Regen, abgemindert [-]
- P_n = mittlerer Gebietsregen [mm]

Die zur Modellkalibrierung genutzten jährlichen „Runoff coefficient–Regen sind in der Abb. 5-45 farbig dargestellt. Diese liegen in einem Bereich von 0,25 bis 0,85 und wurden an den Abflussdaten des jeweiligen Jahres kalibriert. Die in schwarz dargestellte Linie stellt der optimierte Verlauf über alle Jahre des Kalibrierungszeitraums dar und wird im Abschnitt 5.2.3 zur Validierung des Modells zugrunde gelegt. Dieser orientiert sich am über den Kalibrierungszeitraum gemittelten 10-tägigen Werten und an dem durch Martinec et al. (2005) beschriebenen jahreszeitlichen Verlauf des „Runoff coefficient–Regen (siehe Abschnitt 2.3.1). Der „Runoff coefficient–Regen variiert zwischen einem c_R von 0,85 für Januar und Dezember und einem minimalen c_R im Juli und August von 0,4. Der „Runoff coefficient–Regen erfährt analog zum „Runoff coefficient–Schnee für Niederschlagsmengen über 10 mm/d eine Anpassung mittels der (Gl. 5-4).

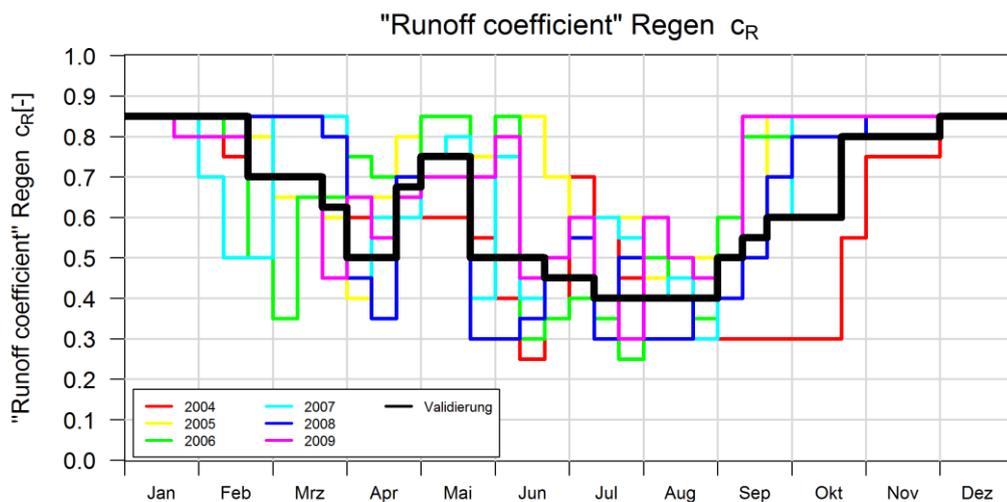


Abb. 5-45: Parameter „Runoff coefficient“ Regen im EMR

5.2.2.4 Ergebnis der Kalibrierung, EMR

Die Tab. 5-5 fasst die Werte der Gütekriterien der Modellkalibrierung zusammen. Der R^2 liegt im Bereich von 0,80 bis 0,88 bei einer Volumendifferenz zwischen - 4,9 % und + 3,2 %.

Tab. 5-5: D_V und R^2 nach der Kalibrierung von rSRM (EMR)

Jahr	EMR	
	D_V [%]	R^2 [-]
2004	-1,0	0,87
2005	-4,9	0,88
2006	-1,5	0,80
2007	1,9	0,82
2008	-2,6	0,87
2009	3,2	0,88

Im Weiteren werden das Jahr 2005 mit dem besten Kalibrierungsergebnis und das Jahr 2006 mit den ungünstigsten Werten der Gütekriterien betrachtet. Die Abb. 5-46 stellt die kalibrierte Abflussganglinie für das Jahr 2005 dar. Die Volumendifferenz beträgt - 4,9 % bei einem R^2 von 0,88. Der Jahresgang des Gebietsabflusses kann insgesamt gut bis auf die Abflussspitzen im Februar und der Abflussgang im Juni wiedergegeben werden. Die

10-tägige Summe des Abflussvolumens ist in der Abb. 5-48 dargestellt. Das Modell unterschätzt das Abflussvolumen im Februar, Ende April, im Juni und ab Oktober bis zum Ende des Jahres.

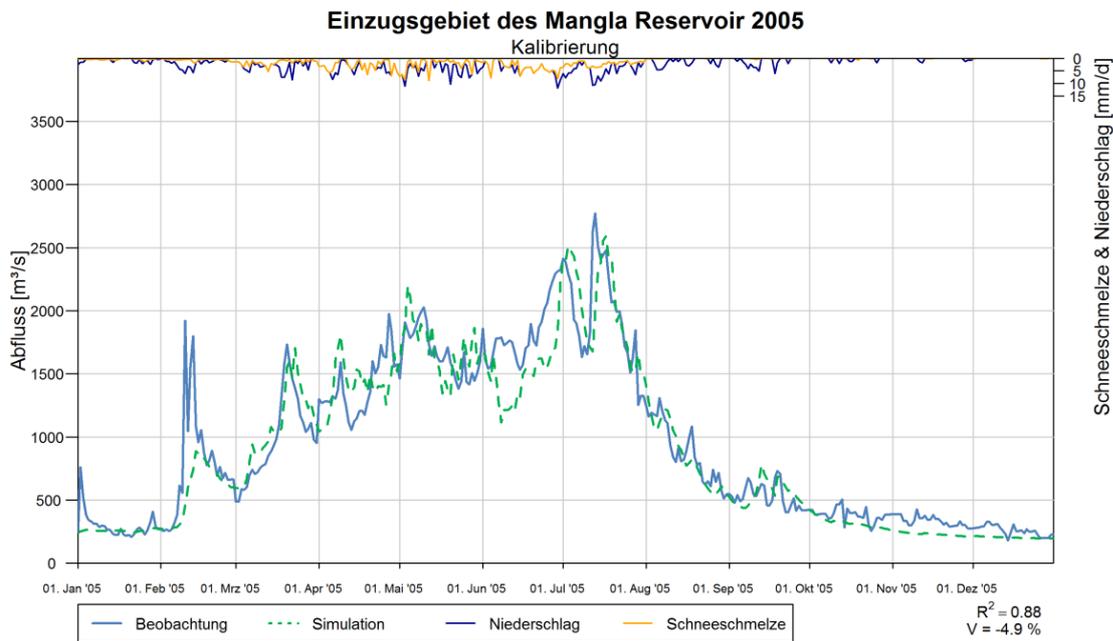


Abb. 5-46: Abflussganglinie des Jahres 2005, EMR (Kalibrierung)

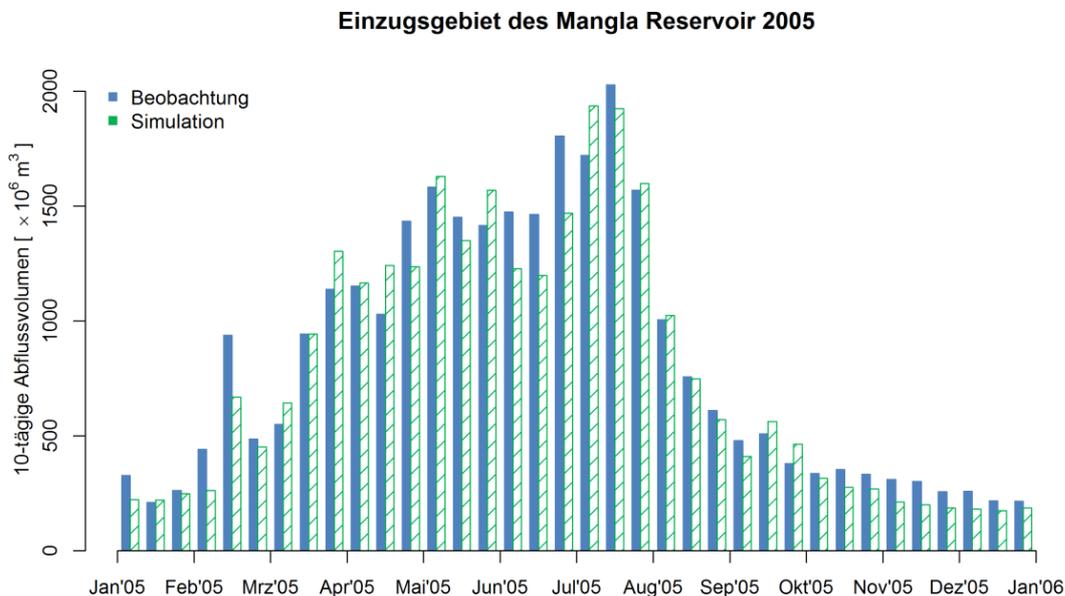


Abb. 5-47: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2005, EMR (Kalibrierung)

Die Abflussganglinie im Jahr 2006 ist durch mehrere Abflussspitzen im Jahresverlauf geprägt. Der simulierte Gebietsabfluss in Abb. 5-48 kann diese Ereignisse nur in unzureichender Form wiedergeben. Infolge dessen beträgt der R^2 0,80 bei einer Volumendifferenz von - 1,5 %. Die 10-tägigen Abflussvolumen in Abb. 5-49 für das Jahr

2006 unterschätzt für die Monatsdrittel im Januar, Februar und Anfang Dezember mit einer Abflussspitze das tatsächliche Abflussvolumen.

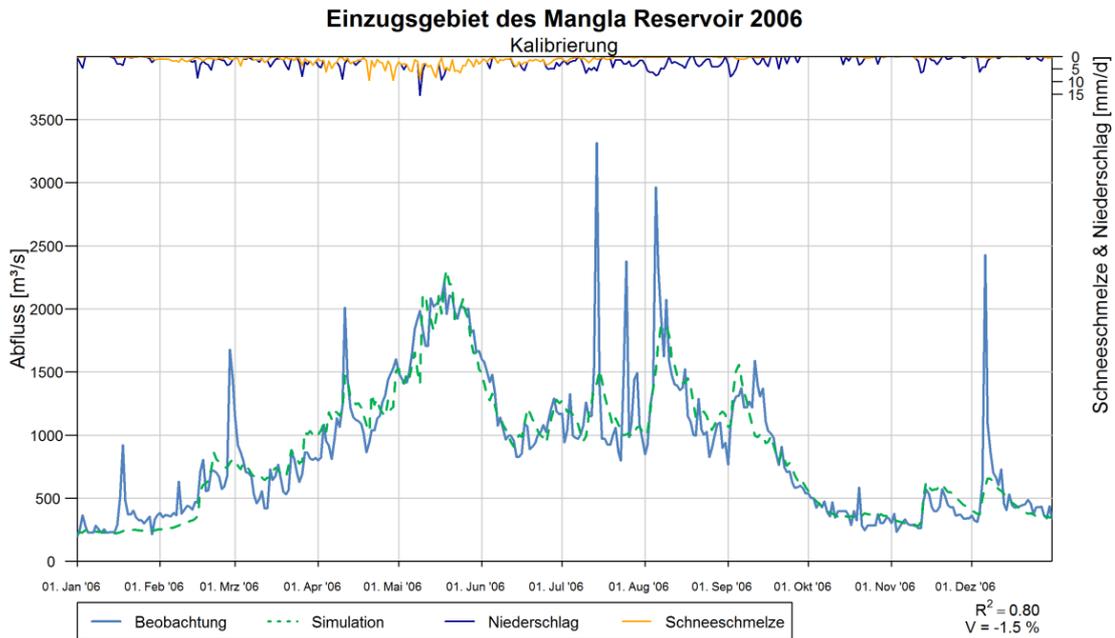


Abb. 5-48: Abflussganglinie des Jahres 2006, EMR (Kalibrierung)

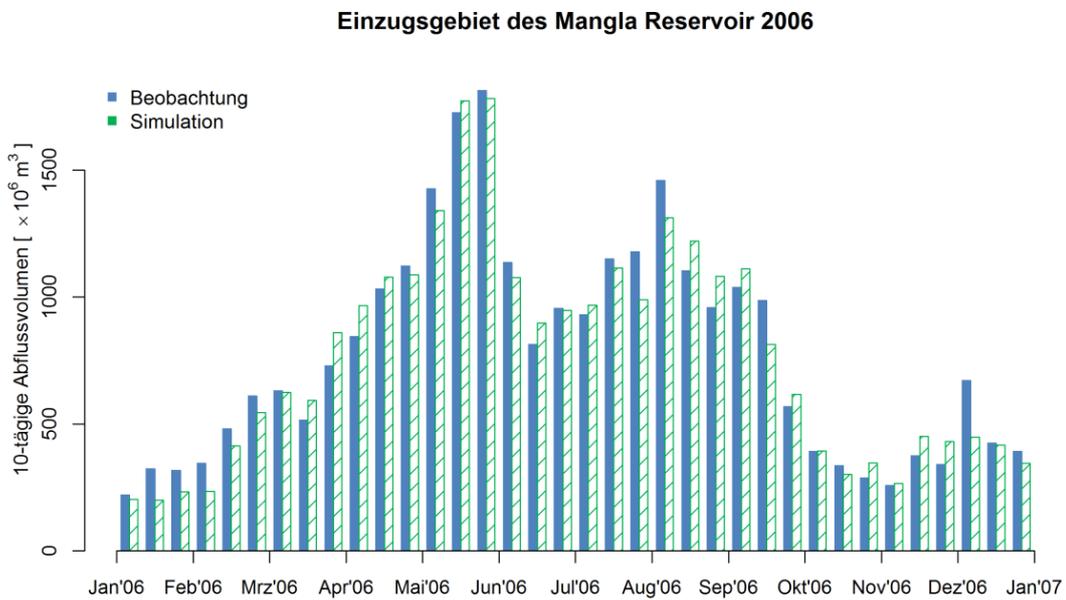


Abb. 5-49: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2006, EMR (Kalibrierung)

Die Abflussganglinien und das 10-tägige Abflussvolumen der jährlichen Kalibrierung sind für die Jahre 2004 bis 2009 in der Anlage B.5 dokumentiert.

5.2.3 Ergebnis der Validierung, EMR

Die Modellvalidierung erfolgt mit den im vorherigen Abschnitt beschrieben optimierten Parametern für den Gesamtzeitraum. Die Werte der Gütekriterien der Modellvalidierung sind in der Tab. 5-6 zusammengestellt. Der R^2 liegt im Bereich von 0,55 für das Jahr 2010 bis 0,86 für das Jahr 2011. Die Volumendifferenz variiert zwischen - 12,4 % und + 6,6 %.

Tab. 5-6: D_V und R^2 nach der Validierung von rSRM (EMR)

Jahr	EMR	
	D_V [%]	R^2 [-]
2004	6,6	0,81
2005	-8,8	0,81
2006	-3,2	0,77
2007	0,7	0,79
2008	6,2	0,64
2009	-1,0	0,84
2010	-12,4	0,55 ⁴
2011	4,1	0,86

Das Ergebnis der Validierung für das Jahr 2011 ist in der Abb. 5-50 dargestellt. Der R^2 beträgt 0,86 und Volumendifferenz ist + 4,1 %. Insgesamt kann die Abflussganglinie für das Jahr 2011 zufriedenstellend simuliert werden. Allerdings unterschätzt die simulierte Abflussganglinie die Abflussspitzen Anfang des Jahres und im September und ebenso kann die Abflussganglinie im Mai nicht korrekt wiedergegeben werden.

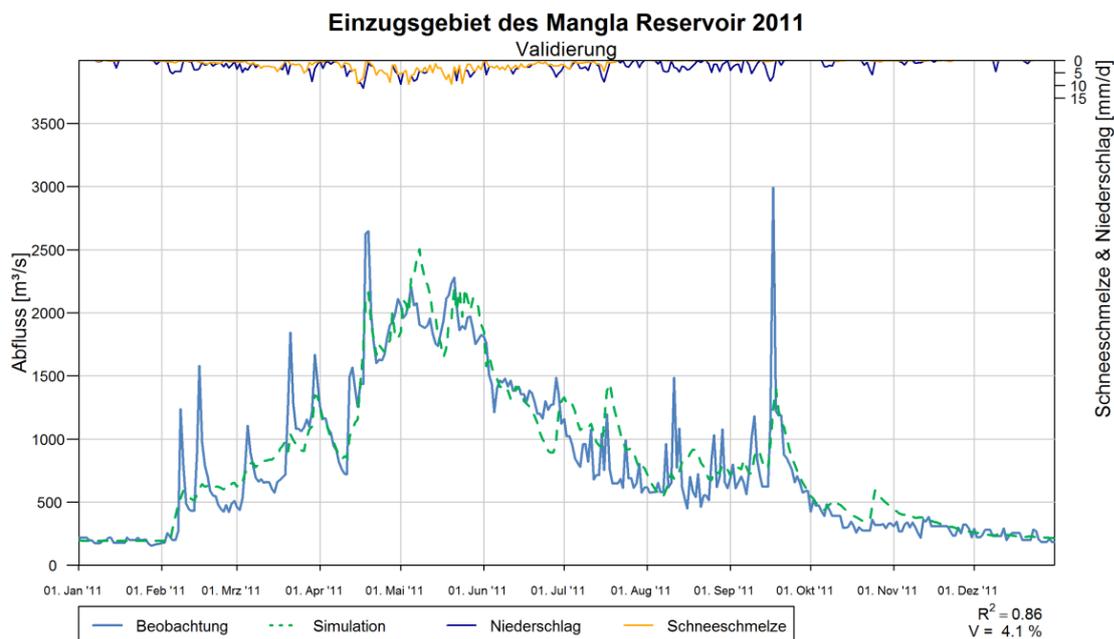


Abb. 5-50: Abflussganglinie des Jahres 2011, EMR (Validierung)

⁴ $R^2 = 0,80$ und $D_V = - 1,5 \%$ (ohne Hochwasserereignis vom 26.07. - 27.08.2010)

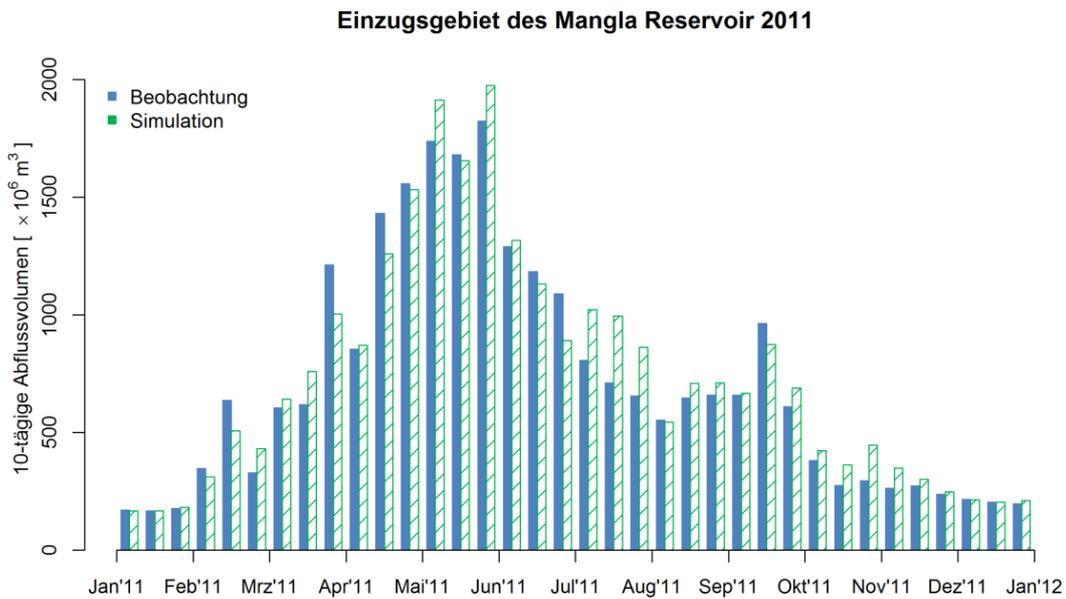


Abb. 5-51: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2011, EMR (Validierung)

Die schlechtesten Validierungsergebnisse wurden für das Jahr 2010 mit einem R^2 von 0,55 bei einer Abflusssdifferenz von - 12,4 % (Abb. 5-52) erzielt. Die Abflussganglinie kann infolge der extrem Niederschlagsereignisse im Februar und Ende Juli/Anfang August (Abb. 5-54) nur unzureichend wiedergeben werden. Das Ereignis Ende Juli/Anfang August führte zu starken Überschwemmungen in Pakistan (Shabir 2013). Berechnet man die Werte der Gütekriterien ohne den Zeitraum des extremen Hochwassers vom 26.07. - 27.08.2010 ergibt sich der R^2 zu 0,80 bei einer Volumendifferenz von - 1,5 %.

Die Abflussganglinie des Jahres 2010 ist insgesamt durch die Niederschlagsereignisse im Jahresverlauf geprägt. Das Abflussvolumen für die Monate Mai bis August 2010 kann auf Grund der insgesamt für das Gebiet außergewöhnlichen Wetterlagen nicht korrekt simuliert werden.

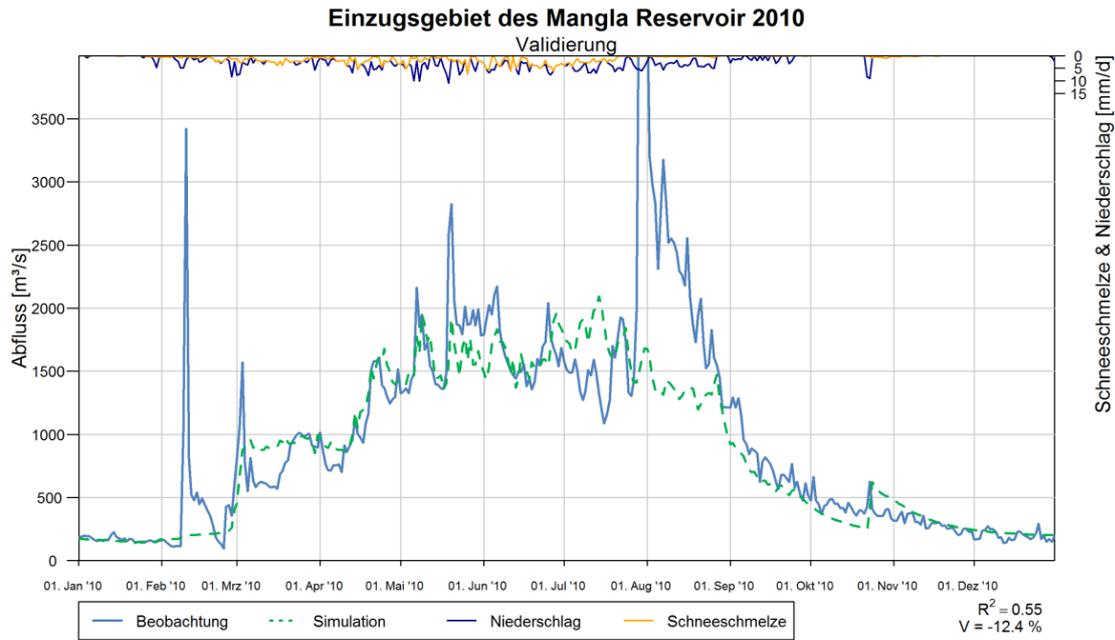


Abb. 5-52: Abflussganglinie des Jahres 2010, EMR (Validierung)

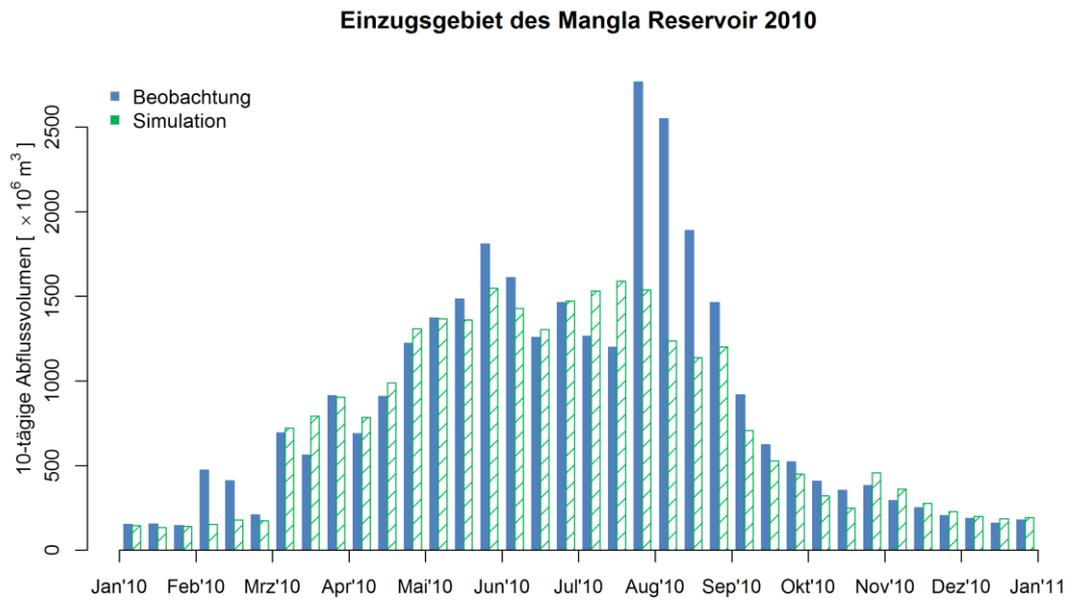


Abb. 5-53: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2010, EMR (Validierung)

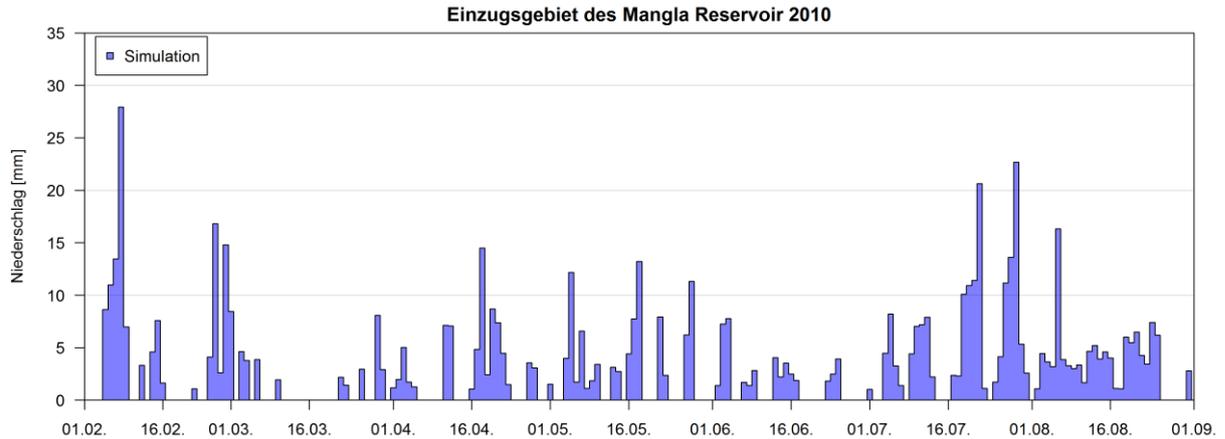


Abb. 5-54: Niederschlag 01.02.2010 bis 01.09.2010, EMR (Srinagar)

Die jährlichen Abflussganglinien für die Jahre 2004 bis 2011 sind dem Anlage B.6 dokumentiert.

5.2.4 Zusammenfassung

Die Kalibrierung und Validierung des EMR zeigen, dass die zur Modellierung verwendeten aufbereiteten Fernerkundungs- und Reanalysedaten für den Einsatz in Schnee-dominierten datenarmen Gebieten geeignet sind. Hierfür ist neben den korrekten räumlich verteilten meteorologischen Eingangsgrößen besonderen Wert auf die Anpassung der gebietsspezifischen Parameter zu legen, da diese gemeinsam den Grundstein für eine erfolgreiche Modellierung bilden. Im EMR bedeutet dies für den „Runoff coefficient“, dass dieser oberhalb einer bestimmten täglichen Niederschlagshöhe bzw. Schmelzrate speziell angepasst wird. Allerdings können Abflussereignisse infolge von extremen Wetterereignissen nur bedingt durch rSRM wiedergegeben werden. Dies wird besonders deutlich, wenn man die Validierungsergebnisse für das Jahr 2010 betrachtet. Das Hochwasserereignis infolge von Starkregen im Juli/August 2010 kann durch rSRM nicht annähernd korrekt wiedergegeben werden. Allerdings kann in diesem Jahr die Abflussganglinie außerhalb dieses Zeitraums mit einem R^2 von 0,80 bei einer Volumendifferenz von - 1,5 % zufriedenstellend wiedergegeben werden. Dieses Phänomen ist auf den rudimentären Ansatz von rSRM zur Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses infolge von Regen zurückzuführen.

6 Anwendung von zwei weiteren Niederschlag-Abfluss-Modellen

In diesem Kapitel werden mit den im Kapiteln 3 und 4 aufbereiteten Tagesmitteltemperaturen \bar{T}_a und dem Gebietsniederschlag zwei weitere Niederschlag-Abfluss-Modelle angetrieben. Hierzu wird zum einen das konzeptionelle Modell „Hydrologic Engineering Center’s Hydrologic Modeling System” (HEC-HMS) und zum anderen ein künstliches neuronales Netz als Blackbox Modell genutzt. Die Ergebnisse der beiden Modelle werden im Anschluss mit den Ergebnissen von rSRM verglichen.

6.1 HEC-HMS

6.1.1 Modellbeschreibung

HEC-HMS ist eine kostenlose und frei verfügbare Software zur Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses und wurde von dem U. S. Army Corps of Engineers entwickelt. HEC-HMS wurde bereits vielfach weltweit erfolgreich in der Niederschlag-Abfluss-Modellierung, z. B. von Chu und Steinman (2009), Roy et al. (2013), Munyaneza et al. (2014), Silva et al. (2014), Mahmood und Jia (2016), Wang et al. (2016), eingesetzt.

Die Software HEC-HMS ist modular aufgebaut und ermöglicht so zwischen verschiedenen konzeptionellen Ansätzen zur Modellierung des Abflussprozesses zu wählen. Scharffenberg (2016) und Feldman (2000) beschreiben detailliert die Software und die implementierten Berechnungsansätze von HEC-HMS.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden zur Beschreibung der einzelnen Teilprozesse des Niederschlag-Abfluss-Prozesses die in der Tab. 6-1 zusammengestellten Verfahren verwendet. Die Beschreibungen der einzelnen Verfahren erfolgt im Weiteren nach den Ausführungen von Scharffenberg (2016) und Feldman (2000).

Tab. 6-1: Liste der verwendeten Verfahren HEC-HMS

Prozess	Komponente in HEC-HMS	verwendetes Verfahren
Schneeakkumulation und -schmelze	„Snowmelt—	„Temperature Index—
Interzeption und Evapotranspiration	„Canopy—	„Simple Canopy—
Abflussbildung	„Loss—	„Soil Moisture Accounting—
Abflusskonzentration	„Transform—	„Clark Unit Hydrograph—
Basisabfluss	„Baseflow—	„Linear Reservoir—

Die Schneeakkumulation und -schmelze simuliert HEC-HMS mittels dem „Temperature Index—Verfahren. Hierzu simuliert HEC-HMS abhängig von der Lufttemperatur den Schneedeckenauf- und -abbau. Liegt die Temperatur oberhalb einer Grenztemperatur so nimmt die Software an, dass der Niederschlag in flüssiger Form als Regen bzw. unterhalb der Grenztemperatur in fester Form als Schnee fällt. Diese Prozedur wird durch die „ATI-Meltrate Function—und die „ATI-Coldrate Function—in Abhängigkeit der positiven bzw. negativen Summe der Gradtage gesteuert.

Zur Beschreibung der Interzeption und der Evapotranspiration wurde für die Komponente „Canopy—das Verfahren „Simple Canopy—gewählt. Diese Komponente dient zur Simulation der Speicherung von Niederschlag durch die Vegetation und der Simulation der Verdunstung an der Blattoberfläche. Dieser Speicher wird zunächst bei einem Niederschlagsereignis als erstes aufgefüllt und läuft im Anschluss in den obersten Bodenspeicher über. Der „Canopy—Speicher kann nur durch Verdunstung geleert werden, diese berechnet sich aus dem Produkt der potenziellen Evapotranspiration und dem Pflanzenkoeffizienten. Nach der kompletten Entleerung des Speichers kann Wasser aus dem obersten Bodenspeicher verdunstet werden.

Zur Modellierung des Prozesses der Abflussbildung (Komponente: „Loss—) wird das Verfahren „Soil Moisture Accounting—(SMA) verwendet. Dieses Verfahren simuliert die Abflussbildung mittels einem Bodenspeicher und zwei Grundwasserspeichern (Abb. 6-1). Der Bodenspeicher unterteilt sich in eine „Tension Zone—und eine „Upper Zone—. Die „Tension Zone—simuliert den Anteil an im Boden gebundenen Wasser, welcher nur durch Evapotranspiration dem Boden entzogen werden kann. Bei einem Regenereignis füllt sich als erstes die „Tension Zone—und dann die „Upper Zone—. Oberflächenabfluss entsteht, wenn der Bodenspeicher gefüllt ist oder die Niederschlagsmenge die Infiltrationsrate übersteigt. Der Bodenspeicher entleert sich zum einen durch Verdunstung und zum anderen durch Perkolation in den „Groundwater layer 1—Das Wasser, welches verdunstet entleert zuerst die „Upper Zone—und dann die „Tension Zone—. Der Zwischenabfluss wird aus dem „Groundwater layer 1—generiert. Durch Perkolation vom „Groundwater layer 1—in den „Groundwater layer 2—füllt sich dieser. Der größte Teil des Wassers des „Groundwater layer 2—fließt als Basisabfluss in das Gewässer, ein i. d. R. kleiner Teil kann durch Perkolation in die Tiefe versickern.

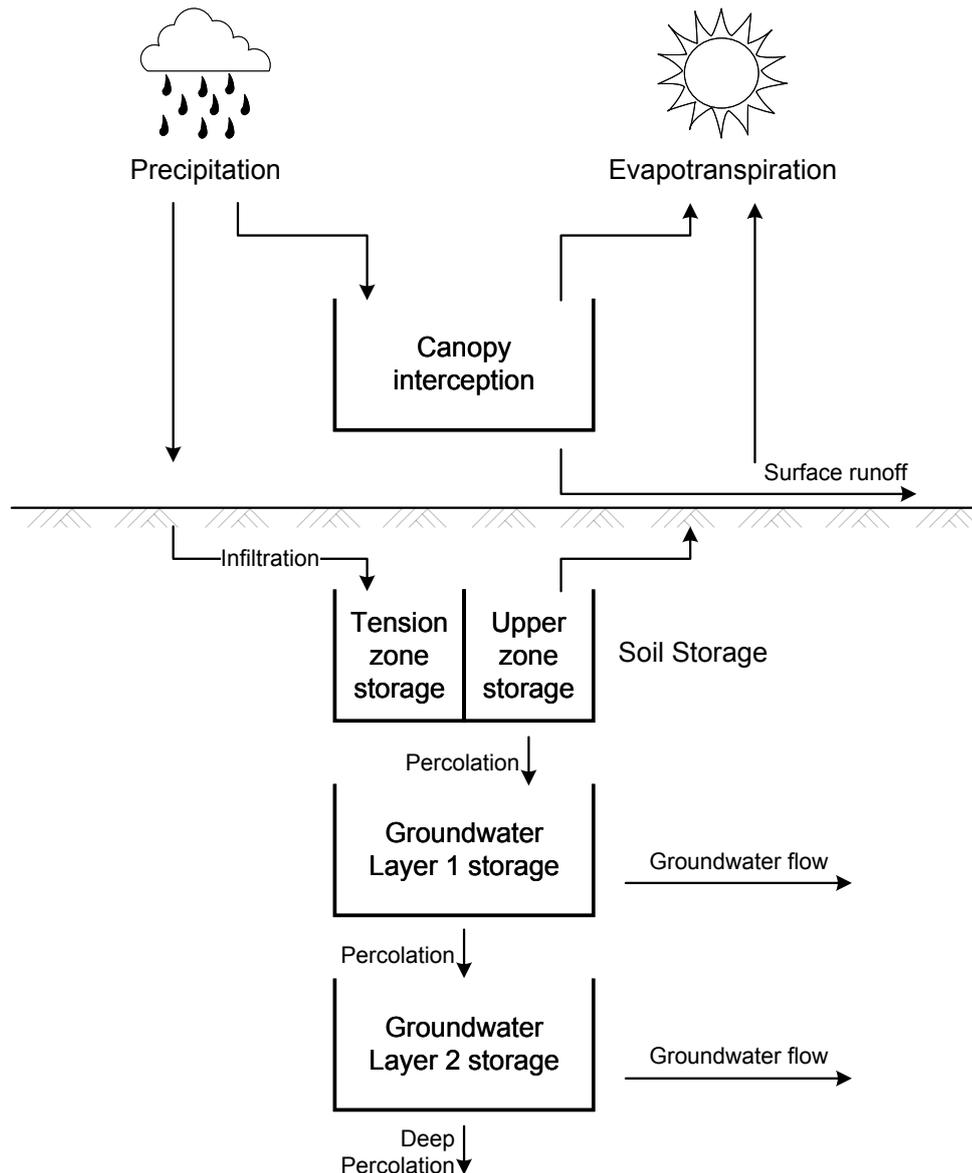


Abb. 6-1: Schema HEC-HMS „Soil Moisture Accounting“ (nach Feldman 2000)

Die Abflusskonzentration beschreibt den zeitlichen Zusammenhang zwischen dem Zeitpunkt des Niederschlagsereignisses und der zeitlichen Verteilung des Abflusses am Gebietsauslass. Die Simulation erfolgt in HEC-HMS mittels der synthetischen Einheitsganglinie des „Clark Unit Hydrograph“ über die Parameter „Time of Concentration“ und „Storage Coefficient“. Die „Time of Concentration“ beschreibt die Verzögerung des Abflusses von Niederschlag des am weitesten vom Gebietsauslass entfernten Punkt bis zum Abfluss am Gebietsauslass. Der „Storage Coefficient“ bewirkt eine Reduzierung der Magnitude der Abflussganglinie, welche durch den Rückhalt im Gebiet bewirkt wird.

Die HEC-HMS Komponente „Baseflow“ steuert in Verbindung mit dem Verfahren SMA die Entleerung der beiden „Groundwater layer storage“ ins Gewässer. Hierzu wird das Verfahren „Linear Reservoir“, welches eine lineare Speicherentleerung simuliert verwendet.

6.1.2 Unterteilung der Einzugsgebiete

Die Einzugsgebiete wurden jeweils in Höhenzonen á 500 m zur besseren Berücksichtigung der höhenabhängigen meteorologischen Eingangsgrößen \bar{T}_a und P unterteilt. Als Eingangsgrößen werden jeweils für jede Höhenzone die mittlere \bar{T}_a und der mittlere P bestimmt. Jede Höhenzone wurde in HEC-HMS als einzelnes Teileinzugsgebiet eingegeben um problemlos den entsprechenden Verlauf der \bar{T}_a und P jeder Zone zuweisen zu können. Die Teileinzugsgebiete wurden am Gebietsauslass in einem Knotenpunkt zusammengeführt.

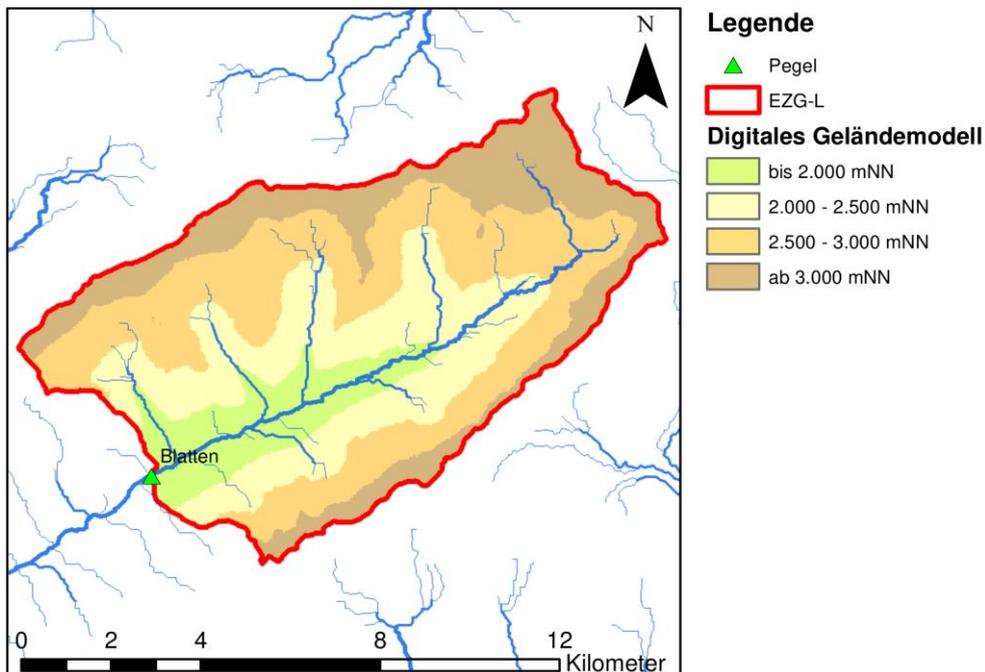


Abb. 6-2: Einteilung EZG-L, HEC-HMS

Die Unterteilung des EZG-L in vier Zonen ist in der Abb. 6-2 dargestellt. Die Zone 1 ist 9,25 km², die Zone 2 ist 22,25 km², die Zone 3 ist 27,25 km² und die Zone 4 ist 19,00 km² groß (Tab. 6-4).

Tab. 6-2: Flächen Zoneneinteilung EZG-L

Bezeichnung	von	bis	Fläche	mittlere hypsometrische Höhe
Zone 1		2.000 m ü. NN	9,25 km ²	1.820 m ü. NN
Zone 2	2.000 m ü. NN	2.500 m ü. NN	22,25 km ²	2.259 m ü. NN
Zone 3	2.500 m ü. NN	3.000 m ü. NN	27,25 km ²	2.760 m ü. NN
Zone 4	3.000 m ü. NN		19,00 km ²	3.220 m ü. NN
Einzugsgebiet			77,75 km ²	2.630 m ü. NN

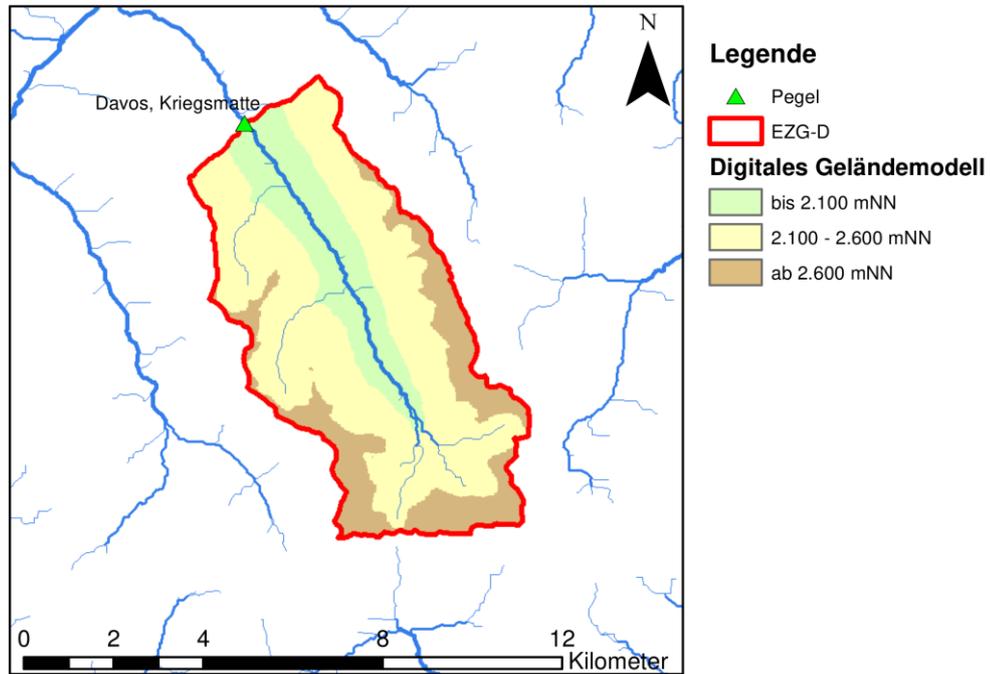


Abb. 6-3: Einteilung EZG-D, HEC-HMS

Das EZG-D wird, wie in der Abb. 6-1 dargestellt, in 3 Höhenzonen unterteilt. Die Fläche der Zone 1 beträgt $8,75 \text{ km}^2$ mit einer mittleren hypsometrischen Höhe von 1.932 m ü. NN , die Fläche der Zone 2 beträgt $25,00 \text{ km}^2$ mit einer mittleren hypsometrischen Höhe von 2.378 m ü. NN und die Fläche der Zone 3 beträgt $8,50 \text{ km}^2$ mit einer mittleren hypsometrischen Höhe von 2.722 m ü. NN (Tab. 6-3).

Tab. 6-3: Flächen Zoneneinteilung EZG-D

Bezeichnung	von	bis	Fläche	mittlere hypsometrische Höhe
Zone 1		2.100 m ü. NN	$8,75 \text{ km}^2$	1.932 m ü. NN
Zone 2	2.100 m ü. NN	2.600 m ü. NN	$25,00 \text{ km}^2$	2.378 m ü. NN
Zone 3	2.500 m ü. NN		$8,50 \text{ km}^2$	2.722 m ü. NN
Einzugsgebiet			$42,25 \text{ km}^2$	1.668 m ü. NN

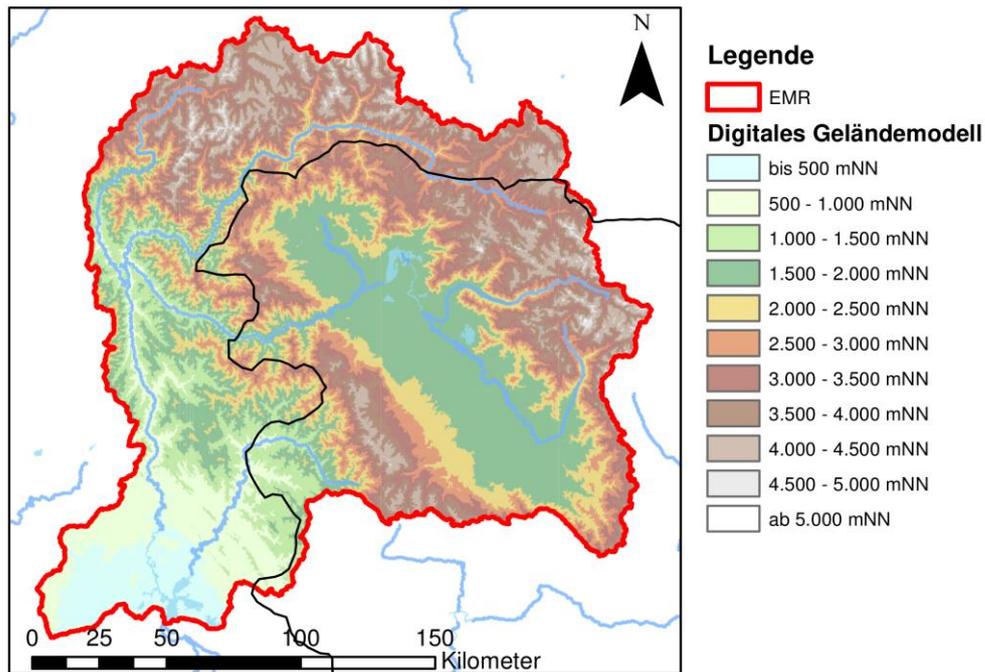


Abb. 6-4: Einteilung EMR, HEC-HMS

Das EMR wird in insgesamt 11 Höhenzonen á 500 m unterteilt (Abb. 6-4). Die einzelnen Zonen variieren in ihrer Größe zwischen 18,25 km² (Zone 11) und 7.457,75 km² (Zone 4) (Tab. 6-4).

Tab. 6-4: Flächen Zoneneinteilung EZG-L

Bezeichnung	von	bis	Fläche	mittlere hypsometrische Höhe
Zone 1		500 m ü. NN	1.599,50 km ²	428 m ü. NN
Zone 2	500 m ü. NN	1.000 m ü. NN	2.891,75 km ²	729 m ü. NN
Zone 3	1.000 m ü. NN	1.500 m ü. NN	2.595,00 km ²	1.252 m ü. NN
Zone 4	1.500 m ü. NN	2.000 m ü. NN	7.457,75 km ²	1.720 m ü. NN
Zone 5	2.000 m ü. NN	2.500 m ü. NN	4.245,50 km ²	2.245 m ü. NN
Zone 6	2.500 m ü. NN	3.000 m ü. NN	4.121,75 km ²	2.749 m ü. NN
Zone 7	3.000 m ü. NN	3.500 m ü. NN	3.702,75 km ²	3.246 m ü. NN
Zone 8	3.500 m ü. NN	4.000 m ü. NN	3.798,75 km ²	3.754 m ü. NN
Zone 9	4.000 m ü. NN	4.500 m ü. NN	2.688,25 km ²	4.203 m ü. NN
Zone 10	4.500 m ü. NN	5.000 m ü. NN	341,00 km ²	4.638 m ü. NN
Zone 11	5.000 m ü. NN		18,25 km ²	5.263 m ü. NN
Einzugsgebiet			33.460,25 km ²	2.360 m ü. NN

6.1.3 Gebietsspezifische Modellparameter

Die verwendeten gebietsspezifischen Modellparameter zur Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses mit HEC-HMS sind in diesem Abschnitt zusammengestellt. Diese Parameter sind u. a. abhängig von der Topographie und der Geologie der Einzugsgebiete und wurden im Rahmen der Modellkalibrierung mittels der Methode Versuch und Irrtum bestimmt.

„Temperature Index“

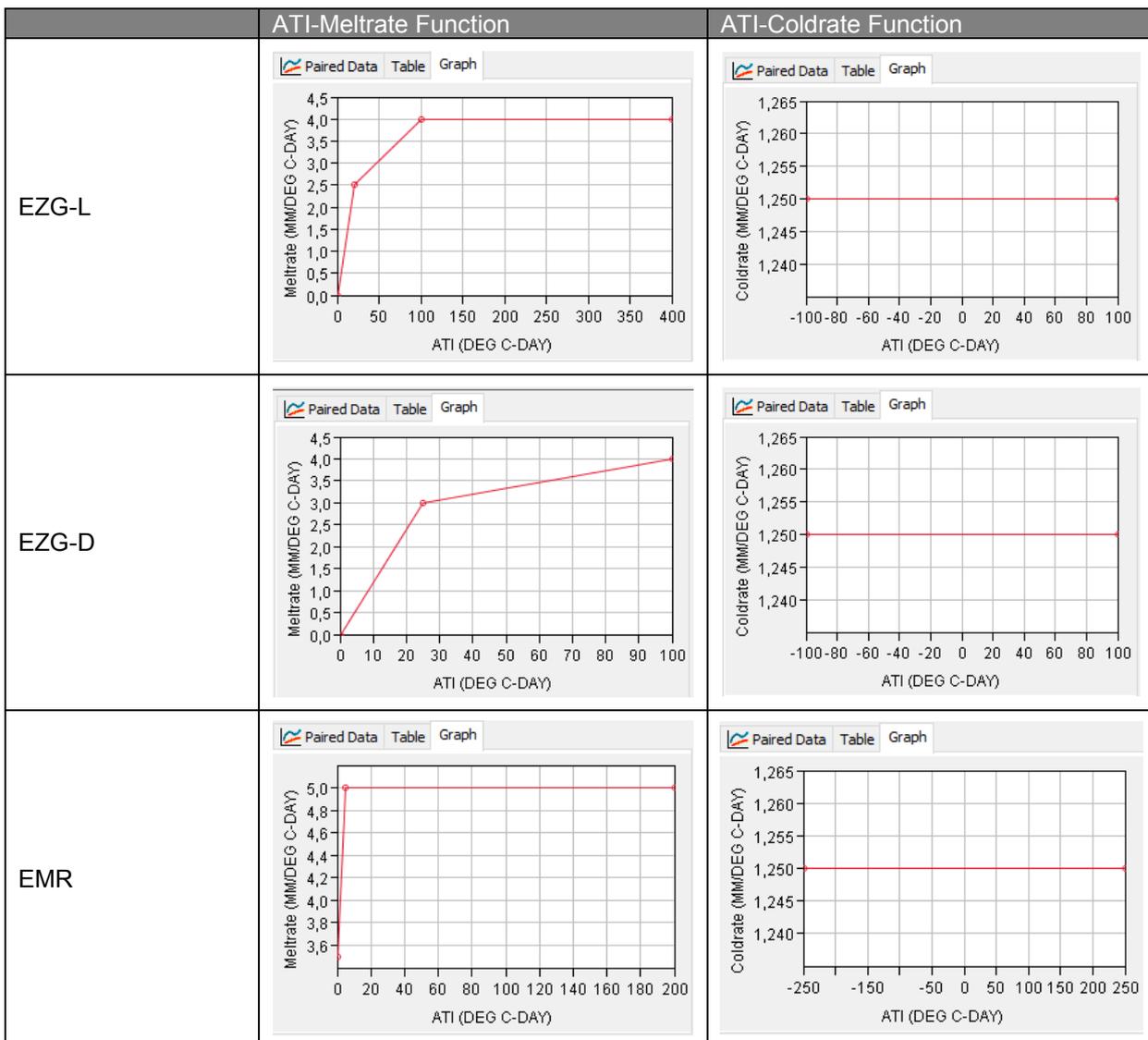
Die verwendeten Parameter für den „Temperatur Index— sind in der Tab. 6-5 zusammengestellt.

Tab. 6-5: Parameter „Temperature Index“ (HEC-HMS)

Parameter	EZG-L	EZG-D	EMR
„PX Temperature— [°C]	1,4	1,4	1,4
„Base Temperature— [°C]	0	0	0
„Wet Meltrate—{mm/deg °C-day]	4	5	2,5
„Rain Rate Limit—{mm/d]	0,2	0,2	0,2
„ATI-Meltrate Coefficient—{]	0,96	0,95	0,95
„Cold Limit—{mm/d]	0,5	0,5	0,5
„ATI-Coldrate Coefficient—{]	0,95	0,95	0,95
„Water Capacity—{%	1	3	2
„Groundmelt—{mm/d]	0	0	0

Der Parameter „PX Temperature—, welcher maßgeblich über den Aggregatzustand des Niederschlags (Regen oder Schnee) entscheidet, wurde einheitlich in allen Einzugsgebieten auf 1,4 °C festgesetzt. Die „Base Temperature— ist die Grenztemperatur oberhalb derer die Software die Schneeschmelze berechnet. Diese wurde für alle Einzugsgebiete, wie im Handbuch von Scharffenberg (2016) empfohlen, zu 0 °C angenommen. Fällt Regen auf die Schneedecke und es wird das „Rain Rate Limit— von einheitlich 0,2 mm/d überschritten so wird die Schneeschmelzrate mit der „Wet Meltrate— von 4 mm/deg °C-day im EZG-L, 5 mm/deg °C-day im EZG-D bzw. 2,5 mm/deg °C-day im EMR berechnet. Der „ATI-Meltrate Coefficient— bzw. der „ATI-Coldrate Coefficient— skalieren die „ATI-Meltrate Function— bzw. die „ATI-Coldrate Function—. Diese wurden für alle Einzugsgebiete zu 0,95, mit Ausnahme des „ATI-Meltrate Coefficient— für das EZG-L zu 0,96, gewählt. Diese beiden Funktionen sind in der Tab. 6-6 für die Einzugsgebiete dargestellt. Die „ATI-Meltrate Function— bzw. die „ATI-Coldrate Function— (Tab. 6-6) beschreibt die Schneeschmelzrate bzw. die Gefrierate in Abhängigkeit der positiven bzw. negativen Summe der Gradtage. Mit Hilfe des „Cold Limit— simuliert HEC-HMS den rapiden Temperaturanstieg in der Schneedecke, wenn Regen auf diese fällt. Übersteigt die Regenmenge das „Cold Limit— so wird die Temperatur der Schneedecke auf die Temperatur des Regens gesetzt. Für den Fall, dass die Temperatur des Regens höher ist als die „Base Temperature— so wird diese als Temperatur der Schneedecke angenommen. Das „Cold Limit— wurde in allen Einzugsgebieten auf 0,5 mm/d gesetzt. Der Parameter „Water Capacity— legt fest, wieviel Wasser zunächst nach eintretender Schneeschmelze in der Schneedecke gespeichert wird, bevor das Wasser an der Erdoberfläche zur Infiltration oder zum Direktabfluss verfügbar ist. Die „Water Capacity— wurde im EZG-L auf 1 %, im EZG-D auf 3 % und im EMR auf 2 % festgelegt. Die „Groundmelt— legt eine kontinuierliche Temperatur unabhängige Schneeschmelzrate im Einzugsgebiet fest. Diese wurde für alle Einzugsgebiete zu 0 mm/d festgesetzt.

Tab. 6-6: „ATI-Meltrate Function“ und „ATI-Coldrate Function“ (HEC-HMS)



Die Startparameter zur Berechnung des Schneedeckenauf- und -abbaus sind in der Tab. 6-7 zusammengefasst und wurden aus den Berechnungen für die Folgejahre abgeschätzt.

Tab. 6-7: Startparameter „Temperatur Index“ (HEC-HMS)

Parameter	EZG-L	EZG-D	EMR
„Initial SWE—[mm]	0	50	0
„Initial Cold Content— [mm]	0	0	0
„Initial Liquid Water—[mm]	0	0	0
„Initial Cold Content ATI“ [°C]	0	0	0
„Initial Melt ATI“ [deg °C-day]	0	0	0

„Simple Canopy“

Zur Berechnung der Verdunstung wurden vorab die mittleren monatlichen Referenzverdunstungen für jedes Einzugsgebiet bestimmt. Die Berechnung erfolgte nach der FAO Penman-Monteith Gleichung (Allen et al. 2006) auf Grundlage der minimalen, maximalen und mittleren Lufttemperatur, dem geografischen Längen- und Breitengrad und der mittleren hypsometrischen Geländehöhe auf Tagesbasis. Die Tageswerte wurden im Anschluss zu Monatswerten aggregiert. Die Aggregation der Daten wird von Allen et al.

(2006) empfohlen, wenn für die Berechnung der Referenzverdunstung als einzige meteorologische Eingangsgröße die Lufttemperatur verwendet wurde. In der Tab. 6-8 sind die ermittelten Referenzverdunstungen nach der FAO Penman-Monteith Gleichung für die drei Einzugsgebiete zusammengestellt. Die zur Berechnung verwendeten Lufttemperaturen wurden nachdem im Abschnitt 3.1.3.3 vorgestellten Verfahren RrTLSTR-S für den Zeitraum von 2001 bis 2015 ermittelt.

Tab. 6-8: mittlere monatliche Referenzverdunstung nach FAO Penman-Monteith über den Zeitraum 2001 - 2015

Monat	EZG-L (Koeffizient: 0,25 Nov. - Mai; 0,85 Jun. - Okt.)	EZG-D (Koeffizient: 0,25 Nov. - Mai; 0,85 Jun. - Okt.)	EMR (Koeffizient: 0,25 Nov. - Mai; 0,95 Jun. - Okt.)
Januar	14,0 mm/Monat	14,6 mm/Monat	40,2 mm/Monat
Februar	19,5 mm/Monat	20,4 mm/Monat	48,0 mm/Monat
März	40,6 mm/Monat	42,0 mm/Monat	88,3 mm/Monat
April	59,1 mm/Monat	60,5 mm/Monat	115,2 mm/Monat
Mai	87,6 mm/Monat	91,6 mm/Monat	152,0 mm/Monat
Juni	116,1 mm/Monat	121,3 mm/Monat	162,7 mm/Monat
Juli	119,8 mm/Monat	124,2 mm/Monat	162,7 mm/Monat
August	101,5 mm/Monat	104,6 mm/Monat	149,2 mm/Monat
September	68,4 mm/Monat	70,5 mm/Monat	127,0 mm/Monat
Oktober	43,0 mm/Monat	44,2 mm/Monat	102,4 mm/Monat
November	20,8 mm/Monat	21,3 mm/Monat	63,9 mm/Monat
Dezember	12,7 mm/Monat	13,2 mm/Monat	42,4 mm/Monat

Der Koeffizient zur Berechnung der potenziellen Evapotranspiration wurde in allen Einzugsgebieten für den Zeitraum von November bis Mai zu 0,25 angenommen. Im Zeitraum von Juni bis Oktober wurde durch kalibrieren der optimale Koeffizient in den beiden Schweizer Einzugsgebieten zu 0,85 und im EMR zu 0,95 ermittelt. Die verwendeten Parameter für das Modul „Simpel Canopy—sind in der Tab. 6-9 zusammengefasst. Der Parameter „Initial Storage—wurde für alle Einzugsgebiete zu 0 % gesetzt, da davon ausgegangen wurde, dass dieser Speicher Anfang Januar leer ist. Der „Max Storage—wurde im EZG-L und im EZG-D mit 2 mm, im EMR mit 5 mm angenommen. Der „Crop Coefficient—wurde in den beiden Schweizer Einzugsgebieten mit 0,70 und im EMR mit 0,85 abgeschätzt. Die Berechnung der Evapotranspiration erfolgte für das EZG-L und das EZG-D für „Only Dry Periods—Im Gegensatz dazu erfolgte die Berechnung der Evapotranspiration für das EMR unabhängig vom Niederschlag für „Wet and Dry Periods—Als „Uptake Methode“ wurde das Verfahren „Simple—in HEC-HMS gewählt.

Tab. 6-9: Parameter „Simple Canopy“ (HEC-HMS)

Parameter	EZG-L	EZG-D	EMR
„Initial Storage—[%]	0	0	0
„Max Storage— [mm]	2	2	5
„Crop Coefficient—[-]	0,7	0,7	0,85
„Evapotranspiration—	„Only Dry Periods—	„Only Dry Periods—	„Wet and Dry Periods—
„Uptake Method—	„Simple—	„Simple—	„Simple—

„Soil Moisture Accounting“

Die Parameter zur Modellierung des Prozesses der Abflussbildung nach dem Verfahren SMA sind in der Tab. 6-10 zusammengestellt. Diese Parameter wurden alle anhand der Methode Versuch und Irrtum ermittelt. Die Füllhöhen des Speichers „Soil– und „Groundwater 1–wurden zu Beginn der Simulation mit 0 % angenommen, da diese Speicher im Januar in allen drei Einzugsgebieten in den anderen simulierten Jahren jeweils leer sind. Der Füllstand des „Groundwater 2–wurde aus der Simulation der weiteren Jahre zu jeweils 15 % in den beiden Schweizer Einzugsgebieten und zu 6 % im EMR abgeschätzt. Die „Maximum Infiltration–wurde im EZG-L zu 8 mm/h, im EZG-D zu 10 mm/h und im EMR zu 7 mm/h angenommen. Der optimale Wert des Anteils der zum Direktabfluss beitragenden Flächen („Impervious–) wurde durch kalibrieren im EZG-L zu 8 %, im EZG-D zu 10 % und im EMR zu 7 % ermittelt. Der „Soil Storage–wurde in den beiden Schweizer Einzugsgebieten zu 150 mm und im EMR zu 175 mm mit jeweils einem Anteil vom „Tension Storage–von 5 mm bestimmt. Die angenommene „Soil Percolation–beträgt im EZG-L 5 mm/h, im EZG-D 6,5 mm/h und im EMR 6 mm/h. Die Größe des „Groundwater 1 Storage–wurde im EZG-L zu 250 mm, im EZG-D zu 200 mm und im EMR zu 300 mm ermittelt. Die „Groundwater 1 Percolation–beträgt im EZG-L 2,25 mm/h, im EZG-D 3,25 mm/h und im EMR 4,00 mm/h. Der „GW1 Coefficient–wurde im EZG-L zu 300 h, im EZG-D zu 400 h und im EMR zu 325 h ermittelt. Die Größe des „Groundwater 2 Storage–wurde im EZG-L zu 500 mm, im EZG-D zu 350 mm und im EMR zu 600 mm bestimmt. Die „Groundwater 2 Percolation–wurde im EZG-L zu 0,005 mm/h, im EZG-D zu 0,0075 mm/h und im EMR zu 0,03 mm/h abgeschätzt. Der angenommene „GW2 Coefficient–beträgt im EZG-L 1.300 h, im EZG-D 1.450 h und im EMR 1.600 h.

Tab. 6-10: Parameter „Soil Moisture Accounting“ (HEC-HMS)

Parameter	EZG-L	EZG-D	EMR
„Soil–[%]	0	0	0
„Groundwater 1–[%]	0	0	0
„Groundwater 2–[%]	15	15	6
„Maximum Infiltration–[mm/h]	7	10	8
„Impervious–[%]	8	10	7
„Soil Storage–[mm]	150	150	175
„Tension Storage–[mm]	5	5	5
„Soil Percolation–[mm/h]	5	6,5	6
„Groundwater 1 Storage–[mm]	250	200	300
„Groundwater 1 Percolation–[mm/h]	2,25	3,25	4,00
„GW1 Coefficient–[h]	300	400	325
„Groundwater 2 Storage–[mm]	500	350	600
„Groundwater 2 Percolation–[mm/h]	0,005	0,0075	0,03
„GW2 Coefficient–[h]	1.300	1.450	1.600

„Clark Unit Hydrograph“

Die „Time of Concentration“ liegt für die einzelnen Höhenzonen im EZG-L im Bereich von 6 bis 12 Stunden, im EZG-D im Bereich von 4 bis 9 Stunden und im EMR im Bereich von 4 bis 36 Stunden. Die unterschiedlichen Zeitspannen der „Time of Concentration–ergeben sich u. a. aus dem Größenunterschied der Einzugsgebiete und der daraus resultierenden anderen Fließzeiten. Der „Storage Coefficient–variiert im EZG-L zwischen 8 und 14 Stunden,

im EZG-D zwischen 5 und 10 Stunden und im EMR zwischen 6 und 40 Stunden für die einzelnen Höhenzonen (Tab. 6-11).

Tab. 6-11: Parameter „Clark Unit Hydrograph“ (HEC-HMS)

Parameter	EZG-L	EZG-D	EMR
„Time of Concentration— [h]	6 - 12	4 - 9	4 - 36
„Storage Coefficient—[h]	8 - 14	5 - 10	6 - 40

„Linear Reservoir“

Der Initiale Abfluss des GW 1 und GW 2 wurde für die drei Einzugsgebiete mit 0 m³/s angenommen und der „GW 1 Coefficient—bzw. „GW 2 Coefficient—wurde zu 1 h abgeschätzt. Die Anzahl der zugrunde gelegten „GW 1 Reservoirs—bzw. „GW 2 Reservoirs—wurde mit eins angenommen (Tab. 6-12).

Tab. 6-12: Parameter „Linear Reservoir“ (HEC-HMS)

Parameter	EZG-L	EZG-D	EMR
„GW 1 Initial—[m ³ /s]	0	0	0
„GW 1 Coefficient—[h]	1	1	1
„GW 1 Reservoirs—[-]	1	1	1
„GW 2 Initial—[m ³ /s]	0	0	0
„GW 2 Coefficient—[h]	1	1	1
„GW 2 Reservoirs—[-]	1	1	1

6.1.4 Ergebnis der Kalibrierung und Validierung, HEC-HMS

Der Kalibrierungszeitraum für die Modellierung in HEC-HMS ist analog dem Kapitel 5 für die beiden Schweizer Einzugsgebiete von 2001 bis 2010 und für das EMR von 2004 bis 2009 gewählt worden. Die Validierung erfolgte für den Zeitraum von 2011 bis 2015 in den beiden Schweizer Einzugsgebieten und für die Jahre 2010 und 2011 für das EMR. In der Tab. 6-13 sind die Werte der Gütekriterien für die drei Einzugsgebiete zusammengestellt. Der R² variiert im EZG-L zwischen 0,33 und 0,87 bei einer Volumendifferenz zwischen - 16,3 % und + 47,6 %. Im EZG-D liegt der R² im Bereich von 0,03 bis 0,88 und die Volumendifferenz liegt zwischen - 19,2 % und + 37,8 %. Die Volumendifferenz beträgt im EMR zwischen - 6,3 % und + 10,9 % bei einem R² im Bereich von 0,38 bis 0,88.

Tab. 6-13: D_v und R^2 HEC-HMS

	Jahr	EZG-L		EZG-D		EMR		
		D_v [%]	R^2 [-]	D_v [%]	R^2 [-]	D_v [%]	R^2 [-]	
Kalibrierungszeitraum	2001	12,4	0,79	28,8	0,03	-	-	Kalibrierungszeitraum
	2002	10,0	0,86	37,8	0,29	-	-	
	2003	-10,4	0,75	-5,6	0,88	-	-	
	2004	-2,8	0,85	-19,2	0,81	-5,7	0,70	
	2005	-4,5	0,80	-16,5	0,55	5,3	0,84	
	2006	-16,3	0,77	-5,7	0,73	9,4	0,38	
	2007	-5,2	0,80	13,4	0,72	-3,5	0,76	
	2008	-2,3	0,75	-4,4	0,82	10,9	0,79	
	2009	6,4	0,74	9,0	0,86	-1,3	0,88	
Validierungszeitraum	2010	24,6	0,66	8,4	0,78	1,1	0,72	Validierungszeitraum
	2011	-4,1	0,55	18,4	0,74	-6,3	0,83	
	2012	-0,8	0,77	9,2	0,76	-	-	
	2013	32,5	0,48	18,6	0,77	-	-	
	2014	47,6	0,33	34,3	0,47	-	-	
	2015	11,7	0,87	21,9	0,75	-	-	

In der Literatur finden sich für die Modellierung von Teilbereichen des EMR etwas schlechtere Werte der Gütekriterien. Mahmood und Jia (2016) kalibrieren und validieren HEC-HMS für den Zeitraum von 1978 bis 1989 und geben für die modellierten Teileinzugsgebiete einen R^2 im Bereich von 0,31 bis 0,81 bei einer Volumendifferenz von $\pm 12,0$ % an.

Exemplarisch für die Modellierungsergebnisse in den drei Einzugsgebieten wird im Weiteren auf die Jahre mit dem jeweils besten und schlechtesten Werten der Gütekriterien eingegangen. Die Abflussganglinie der Lonza am Pegel Blatten kann durch HEC-HMS für das Jahr 2015 am besten simuliert werden. Die Volumendifferenz beträgt + 11,7 % bei einem R^2 von 0,87. Die in der Abb. 6-5 blau dargestellte Volllinie entspricht dem am Pegel gemessenen Abfluss und die orange gestrichelte Linie stellt den simulierten Abfluss dar. Das Modell kann die Abflussspitzen Anfang Mai und von Juli bis September nur schlecht wiedergeben. In der Abb. 6-6 ist das Abflussvolumen pro 10-tägige Periode dargestellt. Das Modell überschätzt das Abflussvolumen Mitte/Ende Juni und ab August bis zum Ende des Jahres.

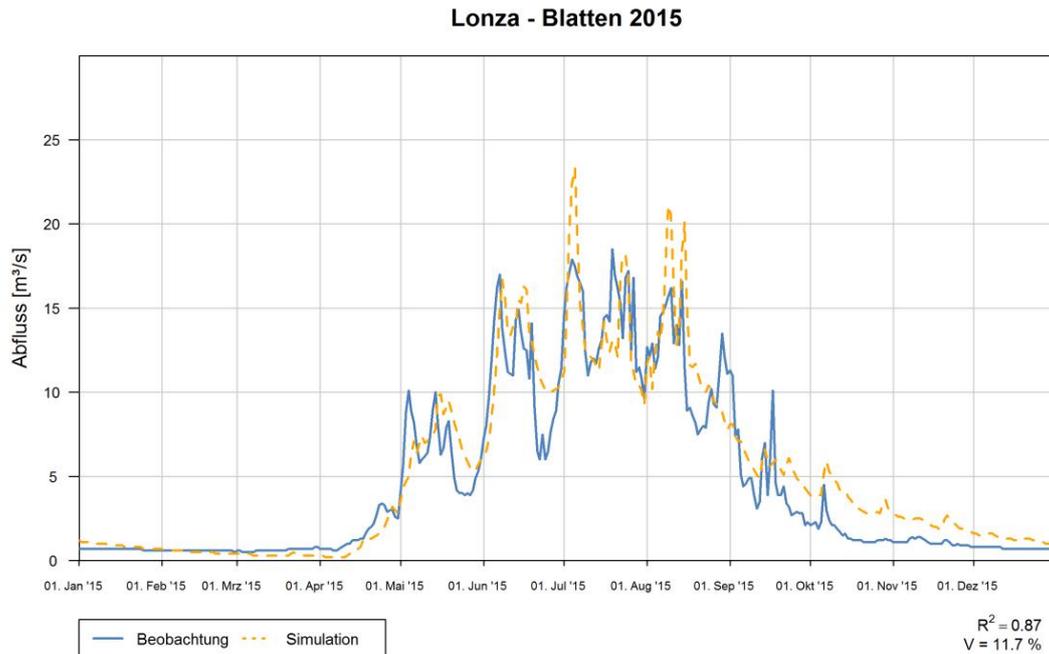


Abb. 6-5: Abflussganglinie des Jahres 2015, Lonza - Blatten (HEC-HMS)

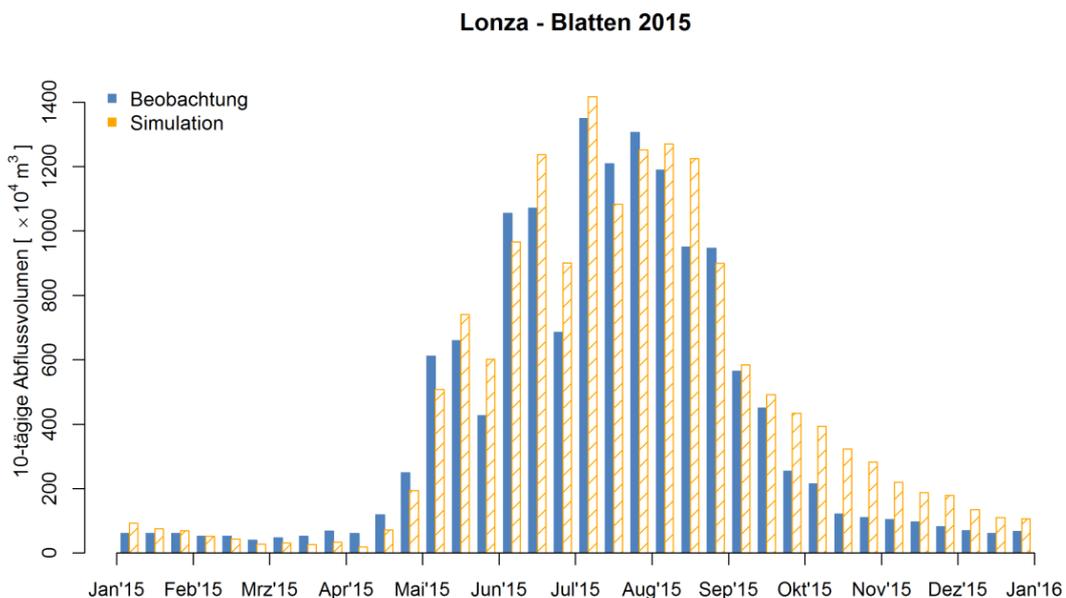


Abb. 6-6: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2015, Lonza – Blatten (HEC-HMS)

Im Jahr 2014 kann HEC-HMS die Abflussganglinie im EZG-L am schlechtesten wiedergeben. In diesem Jahr überschätzt HEC-HMS das Abflussvolumen ab Ende April, wie in der Abb. 6-7 und der Abb. 6-8 dargestellt, systematisch. Der R^2 beträgt 0,33 bei einer Volumendifferenz von + 47,6 %. In diesem Jahr konnte die Abflussganglinie durch HEC-HMS nur von Januar bis Mitte April annähernd korrekt wiedergegeben werden. Ab Ende April kann das Modell die gemessene Abflussganglinie nicht richtig wiedergeben.

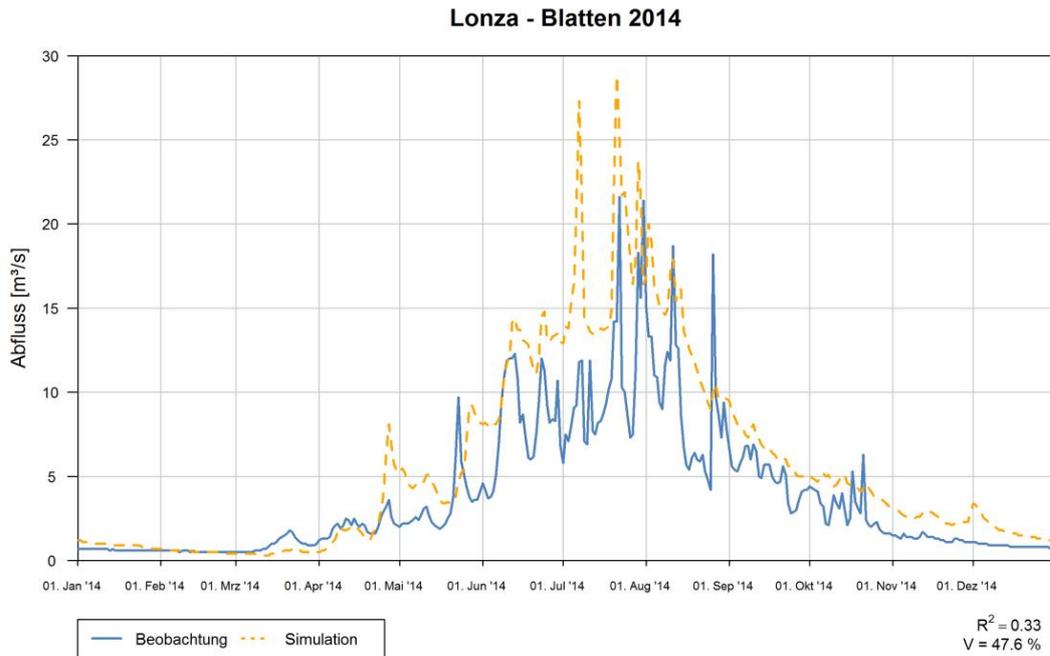


Abb. 6-7: Abflussganglinie des Jahres 2014, Lonza - Blatten (HEC-HMS)

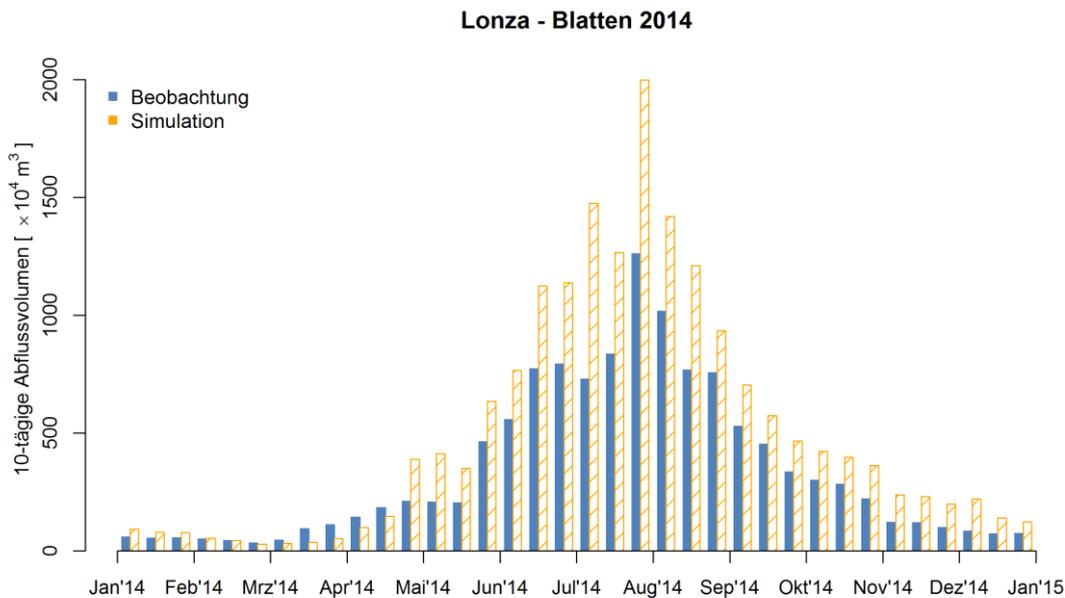


Abb. 6-8: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2014, Lonza - Blatten (HEC-HMS)

Das beste Simulationsergebnis für das EZG-D am Pegel Davos, Kriegsmatte konnte für das Jahr 2003 erzielt werden. Der R^2 beträgt 0,88 bei einer Volumendifferenz von - 5,6 %. Die in der Abb. 6-9 dargestellte Abflussganglinie wird ab Februar bis Ende Juni tendenziell unterschätzt. Ab Juli wird die Abflussganglinie und das Abflussvolumen (Abb. 6-10) überschätzt.

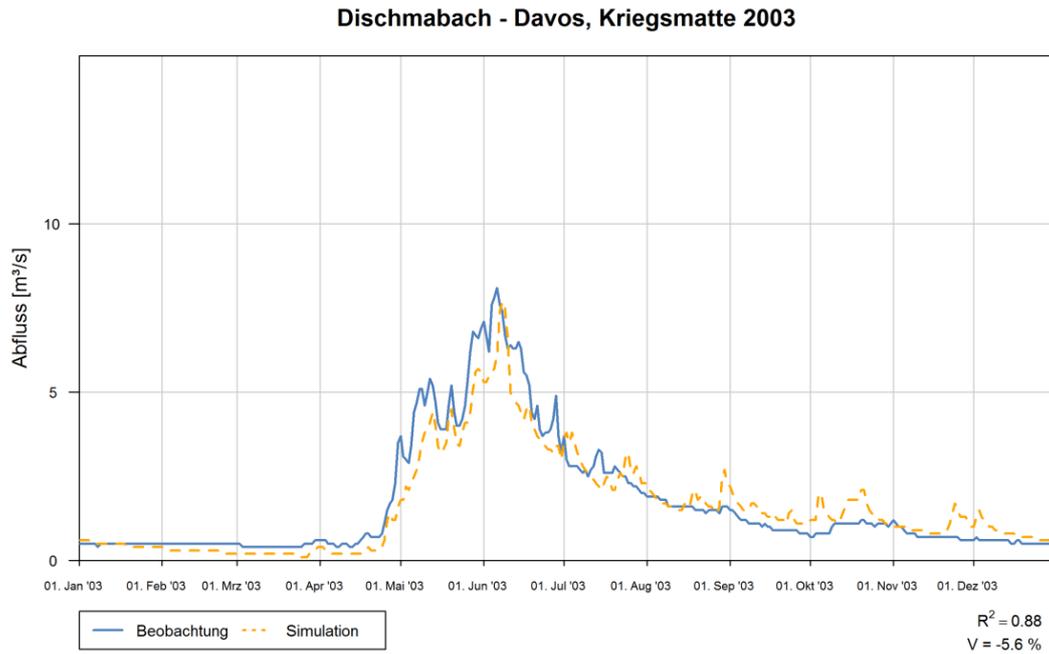


Abb. 6-9: Abflussganglinie des Jahres 2003, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (HEC-HMS)

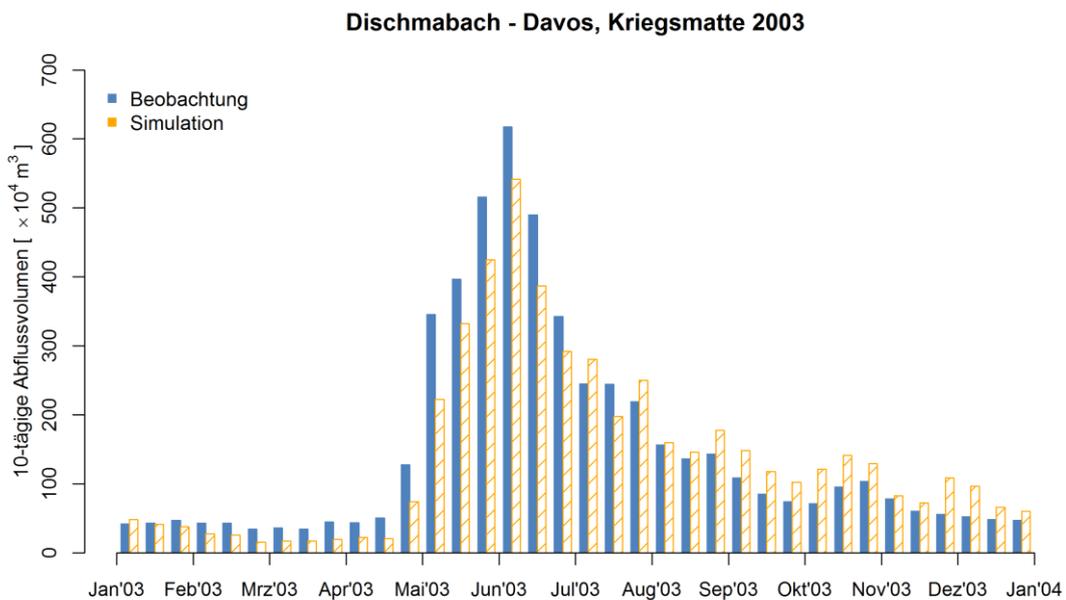


Abb. 6-10: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2003, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (HEC-HMS)

Die Abflussganglinie für das Jahr 2001 am Pegel Davos, Kriegsmatte ist in der Abb. 6-11 dargestellt. In diesem Jahr sind die Werte der Gütekriterien für die Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses mit HEC-HMS für das EZG-D am schlechtesten. Die Abflussganglinie von Januar bis Ende April und ab Mitte Oktober bis Ende Dezember kann durch HEC-HMS gut wiedergegeben werden. Im Zeitraum von Anfang Mai bis Anfang Oktober kann zwischen der simulierten Abflussganglinie und der gemessenen

Abflussganglinie keine Beziehung erkannt werden. Demzufolge beträgt der R^2 0,03 und die Volumendifferenz + 28,8 %.

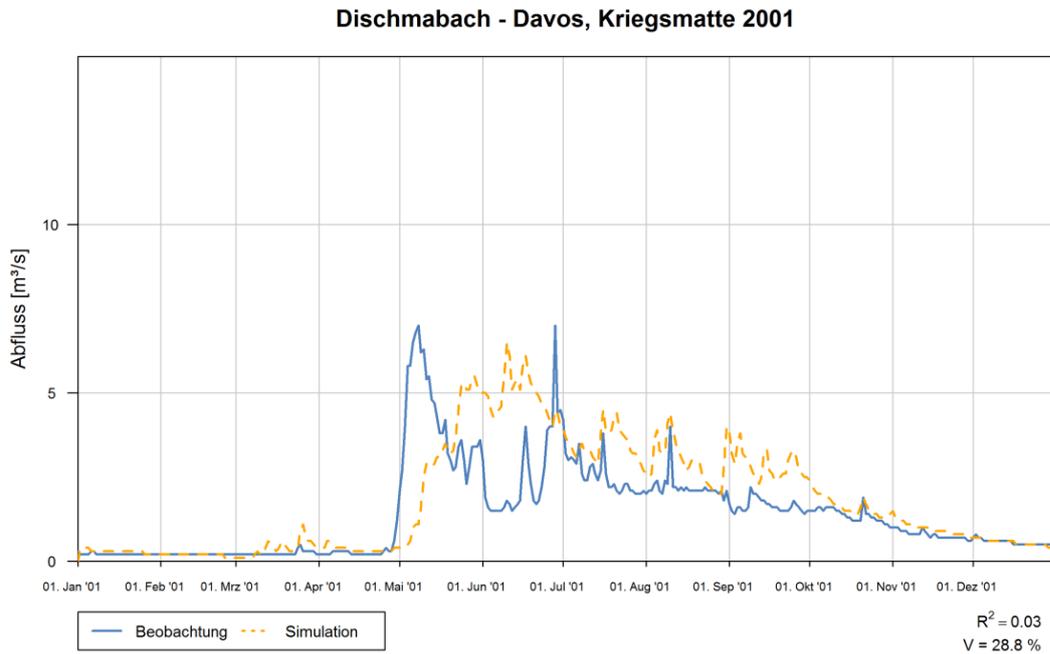


Abb. 6-11: Abflussganglinie des Jahres 2001, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (HEC-HMS)

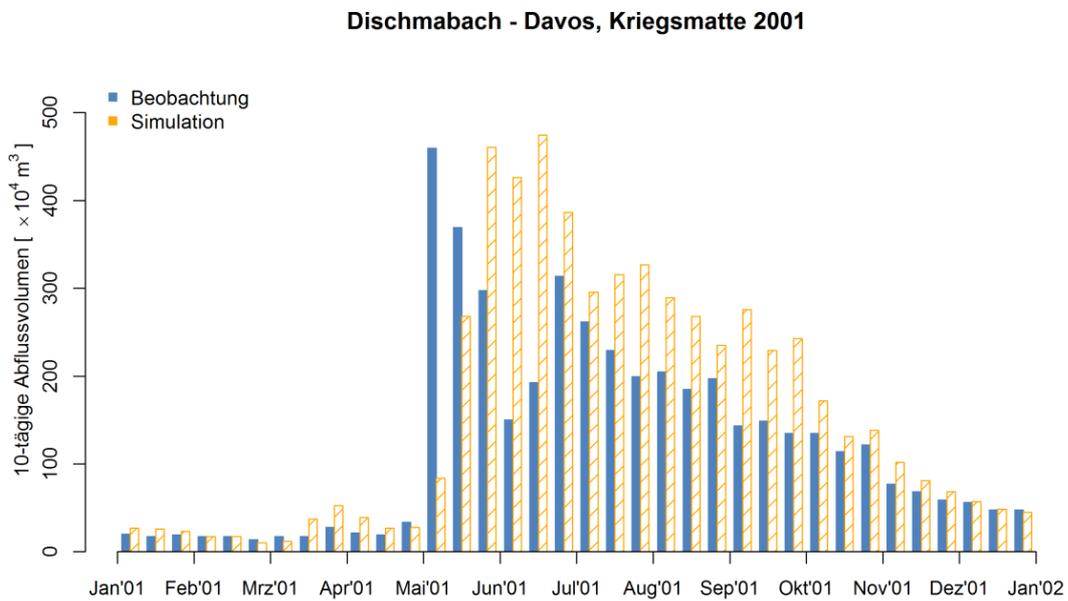


Abb. 6-12: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2001, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (HEC-HMS)

Die Abflussganglinie des Jahres 2009 für das EMR ist in der Abb. 6-13 dargestellt. In diesem Jahr konnten die besten Werte der Gütekriterien für das EMR, mit einem R^2 von 0,88 bei einer Volumendifferenz von - 1,3 %, erreicht werden. Das durch die Schneeschmelze bedingte Abflussvolumen im Mai wird durch HEC-HMS unterschätzt. Die in der Abb. 6-14

dargestellte Bilanz des 10-tägigen Abflussvolumens verdeutlicht, dass das Modell im Mai und Juni das Abflussvolumen unterschätzt.

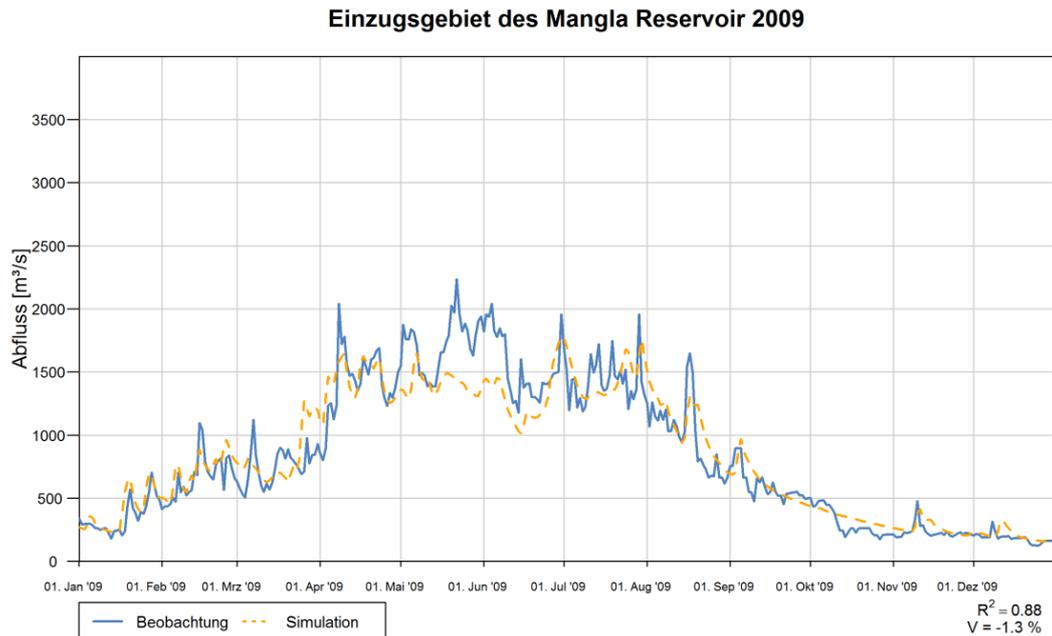


Abb. 6-13: Abflussganglinie des Jahres 2009, EMR (HEC-HMS)

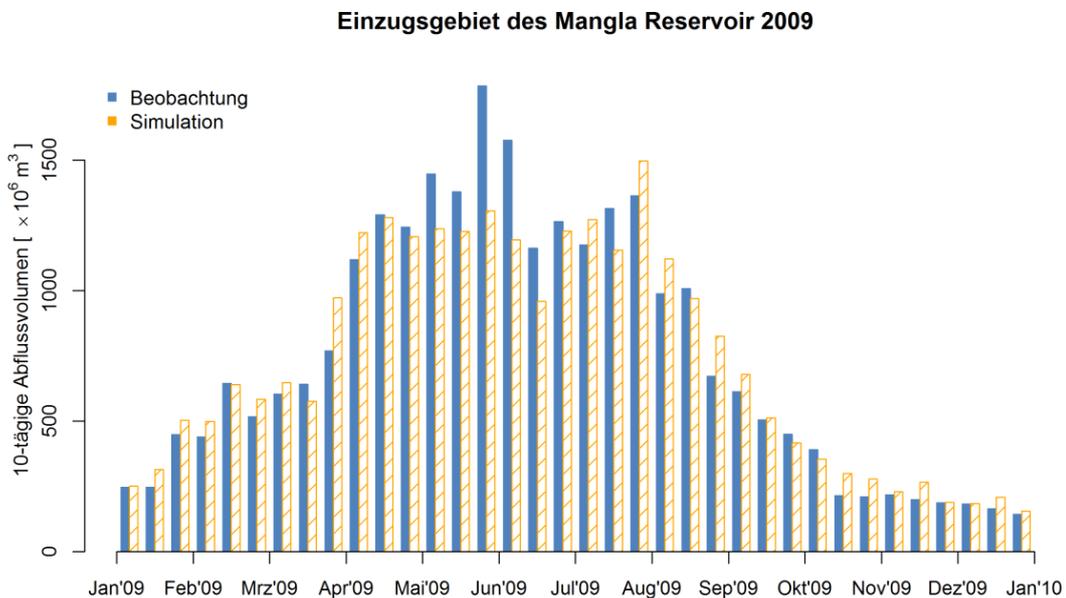


Abb. 6-14: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2009, EMR (HEC-HMS)

Die Abb. 6-15 zeigt die gemessene (blaue Linie) und die simulierte Abflussganglinie (orange gestrichelte Linie) für das Jahr 2006. Für dieses Jahr konnte HEC-HMS für den Untersuchungszeitraum die Messwerte am schlechtesten wiedergeben. Der R^2 beträgt 0,38 bei einer Volumendifferenz von + 9,4 %. Am deutlichsten fallen die Unterschätzung des

Abflussvolumens Ende April bis Ende Mai und die enorme Überschätzung des Abflussvolumens Ende Juli bis Ende November auf (Abb. 6-16).

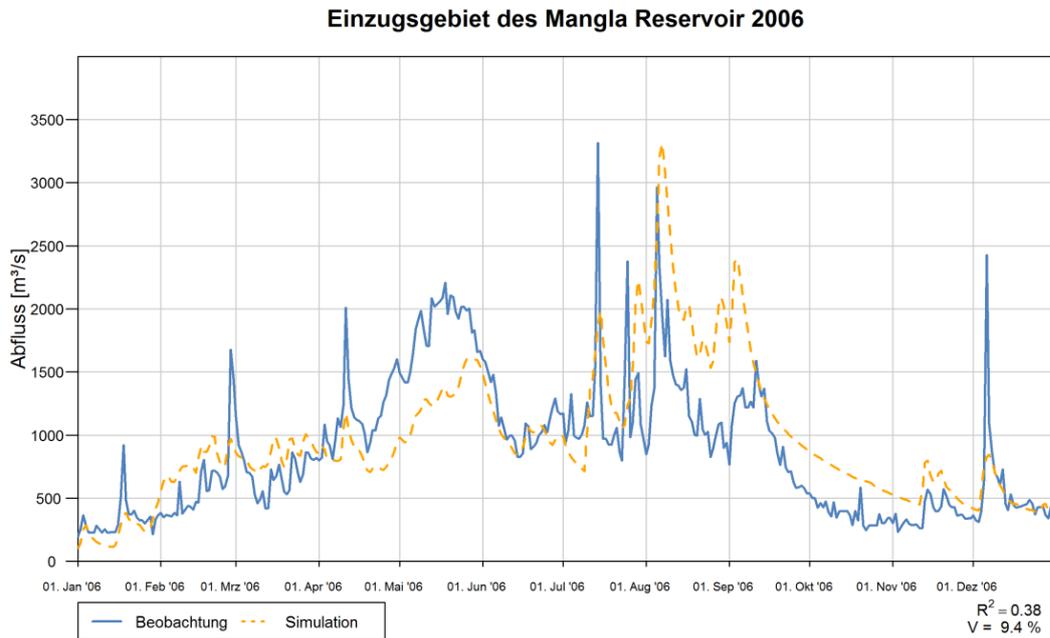


Abb. 6-15: Abflussganglinie des Jahres 2006, EMR (HEC-HMS)

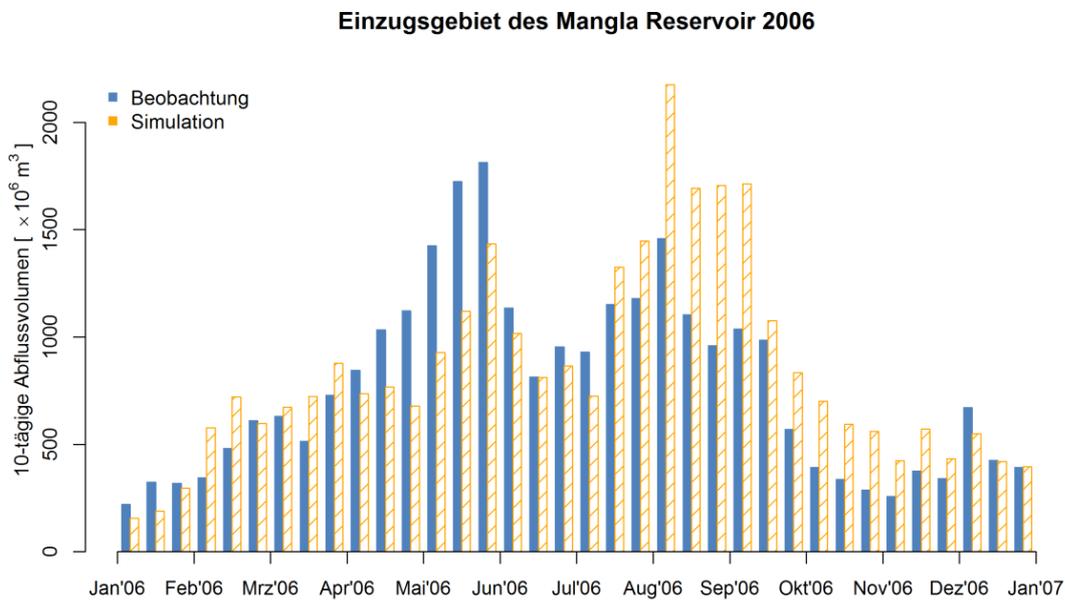


Abb. 6-16: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2006, EMR (HEC-HMS)

Die Abflussganglinien für die drei Einzugsgebiete über alle Jahre sind im Anhang C dokumentiert.

6.1.5 Bewertung der Ergebnisse

HEC-HMS ist auf Grund der zum Teil schlechten Werte der Gütekriterien für einige Jahre als nur bedingt geeignet zur Simulation des Niederschlag-Abfluss-Prozesses in diesen Gebieten einzustufen. Der R^2 beträgt für die schlechtesten Jahre in allen Einzugsgebieten deutlich unter 0,5. Die maximale jährliche Volumendifferenz von + 47,6 % im EZG-L und von + 37,8 % im EZG-D bewirken, dass das Modell für eine mittelfristige Vorhersage der Abflüsse für die Steuerung vorhandener Reservoire und ggf. die Planung von Anbauflächen für die Nahrungsmittelproduktion nicht geeignet ist. Allerdings sollte ein Modell dies für Schnee-dominierte datenarme Gebieten ermöglichen. Ein Vergleich von HEC-HMS mit rSRM erfolgt im Anschluss im Abschnitt 6.3 gemeinsam mit den Modellierungsergebnissen des ANN.

6.2 ANN

6.2.1 Modellbeschreibung und Datenaufbereitung

Künstliche neuronale Netze werden vielfach erfolgreich in der Niederschlag-Abfluss-Modellierung angewandt. Eine Übersicht über die Verwendung von ANN ist den Arbeiten von ASCE Task Committee on Application of Artificial Neural Networks in Hydrology (2000a, 2000b), Dawson und Wilby (2001) und Maier et al. (2010) zu entnehmen. Zur Simulation des Niederschlag-Abfluss-Prozesses wurde das bereits im Abschnitt 4.3.3.1 beschriebene einlagige vorwärtsbetriebene Perzeptron mit der Trainingsmethode Backpropagation Algorithmus verwendet.

Die zur Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses verwendeten Prädiktoren des ANN variieren je nach Untersuchungsgebiet, dessen Charakteristika und der Datenverfügbarkeit. Riad et al. (2004) verwendet als Eingangsparameter zur Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses in Marokko den aktuellen Niederschlag und den Niederschlag der letzten sieben Tage. Tombul und Oğul (2006), Modarres (2009) und Wu und Chau (2011) nutzen den aktuellen Niederschlag, den Niederschlag der Vortage (teilweise in kumulierter Form) und die Gebietsabflüsse der Vortage zur Modellierung. Vos und Rientjes (2005) bezieht zusätzlich die aktuelle Bodenfeuchte in ihre Berechnungen mit ein. Bonafè et al. (1994), Melesse und Wang (2006) und Hassan et al. (2014) verwenden als Eingangsparameter den aktuellen Niederschlag, den Niederschlag der Vortage (teilweise kumuliert), den Abfluss der Vortage und die Lufttemperatur.

In der vorliegenden Arbeit sollen als Eingangsparameter der Niederschlag, die Tagesmitteltemperatur und der Schneebedeckungsgrad verwendet werden. Eigene Voruntersuchungen haben gezeigt, dass der Niederschlag von bis zu einem Jahr vor dem Abflussereignis zu diesem beiträgt. Infolge dessen wurden als Eingangsparameter nicht nur der aktuelle Niederschlag, sondern ebenfalls der Niederschlag, welcher bis zu drei Tage zuvor gefallen ist als Tageswerte in der Berechnung berücksichtigt. Zusätzlich wurden die Niederschlagssummen vom 4. bis zum 10. Tag, vom 11. bis zum 15. Tag, vom 16. bis zum 30. Tag, vom 31. bis zum 60. Tag, vom 61. bis zum 120. Tag und vom 121. bis zum 360. Tag vor dem Abflussereignis gebildet und als Eingangsgrößen verwendet. Weitere Eingangsgrößen für das ANN sind die Tagesmitteltemperaturen und der mittlere Schneebedeckungsgrad der im Abschnitt 6.1.2 definierten Höhenzonen. Der Zielvektor des ANN ist der jeweilige am Gebietsauslass gemessene Abfluss. Beispielhaft ist in der Abb. 6-17 für das EZG-L das zugrunde gelegte ANN dargestellt.

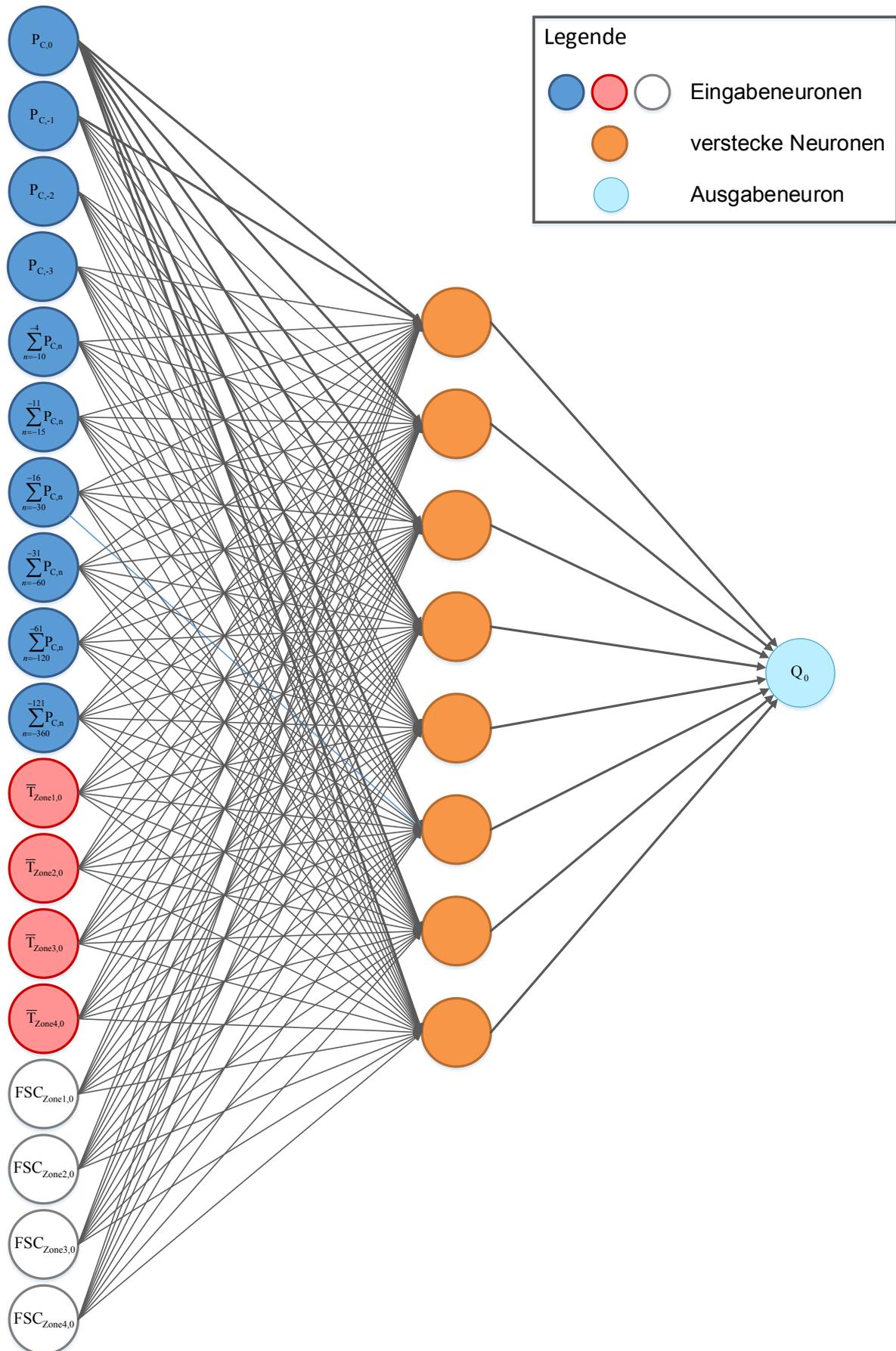


Abb. 6-17: Schema ANN für EZG-L

6.2.2 Ergebnis der Kalibrierung und Validierung, ANN

Die Kalibrierung des ANN erfolgte in den beiden Schweizer Einzugsgebieten für den Zeitraum von 2001 bis 2010 und für das EMR von 2004 bis 2009. Jeweils die erste Hälfte der Daten wurde zum Training des Modells und die zweite Hälfte zum Testen des Modells verwendet. Der Validierungszeitraum erstreckte sich für die beiden Schweizer Einzugsgebiete von 2011 bis 2015 und für das EMR von 2010 bis 2011. Zur Bestimmung der optimalen Anzahl der versteckten Neuronen wurde der Nash-Sutcliffe Koeffizienten für die Testphase bestimmt. Die mögliche Anzahl der versteckten Neuronen variierte zwischen 5 und 15 Neuronen in der Trainingsphase.

Die Werte der Gütekriterien sind in der Tab. 6-14 für die drei Einzugsgebiete zusammengestellt. Im EZG-L variiert der R^2 zwischen 0,57 und 0,94 bei einer Volumendifferenz von - 22,6 % bis + 27,3 %. Der R^2 im EZG-D liegt im Bereich von -1,52 bis 0,96 bei einer Volumendifferenz von - 29,9 % bis + 12,7 %. Ein negativer R^2 bedeutet, dass der mittlere Gebietsabfluss einen besseren Schätzer für den Gebietsabfluss darstellt als das Modell selbst. Im EMR liegt der R^2 zwischen 0,52 und 0,92 bei einer Volumendifferenz von - 5,1 % bis + 8,3 %.

Tab. 6-14: D_V und R^2 ANN

	Jahr	EZG-L		EZG-D		EMR		
		D_V [%]	R^2 [-]	D_V [%]	R^2 [-]	D_V [%]	R^2 [-]	
Trainings- zeitraum	2001	-0,2	0,93	-1,2	0,94	-	-	Trainings- zeitraum
	2002	-1,9	0,95	5,0	0,89	-	-	
	2003	3,5	0,94	1,0	0,96	-	-	
	2004	-7,0	0,89	-5,9	0,95	4,7	0,81	
	2005	2,3	0,92	-3,5	0,93	-2,6	0,92	
Testzeitraum	2006	-6,9	0,69	-21,9	0,18	-1,4	0,83	Test- zeitraum
	2007	-22,6	0,77	2,7	-0,18	1,6	0,52	
	2008	-12,8	0,84	-17,7	0,67	8,3	0,72	
	2009	-1,6	0,89	-2,1	0,74	-2,8	0,71	
	2010	6,3	0,87	-16,4	0,57	3,7	0,72	
Validierungs- zeitraum	2011	5,5	0,73	12,7	-1,52	-5,1	0,68	Validie- rungs- zeitraum
	2012	-2,8	0,81	-0,4	0,37	-	-	
	2013	2,2	0,85	-29,5	0,25	-	-	
	2014	27,3	0,57	-4,3	0,34	-	-	
	2015	13,0	0,81	-11,2	0,60	-	-	

Beispielhaft für die Modellierungsergebnisse in den drei Einzugsgebieten wird im Weiteren auf die Jahre mit dem jeweils besten und schlechtesten Werten der Gütekriterien eingegangen. In der Abb. 6-18 ist die gemessene Abflussganglinie im EZG-L am Pegel Blatten als blaue Volllinie und die durch das ANN simulierte Abflussganglinie als rot gestrichelte Linie für das Jahr 2003 dargestellt. Der R^2 für das Jahr 2003 beträgt 0,94 bei einer Volumendifferenz von + 3,5 %. Die Bilanz der 10-tägigen Abflussvolumen in der Abb. 6-19 veranschaulicht zusammen mit der Abflussganglinie, dass das Modell dazu tendiert ab Mitte September das Abflussvolumen zu überschätzen.

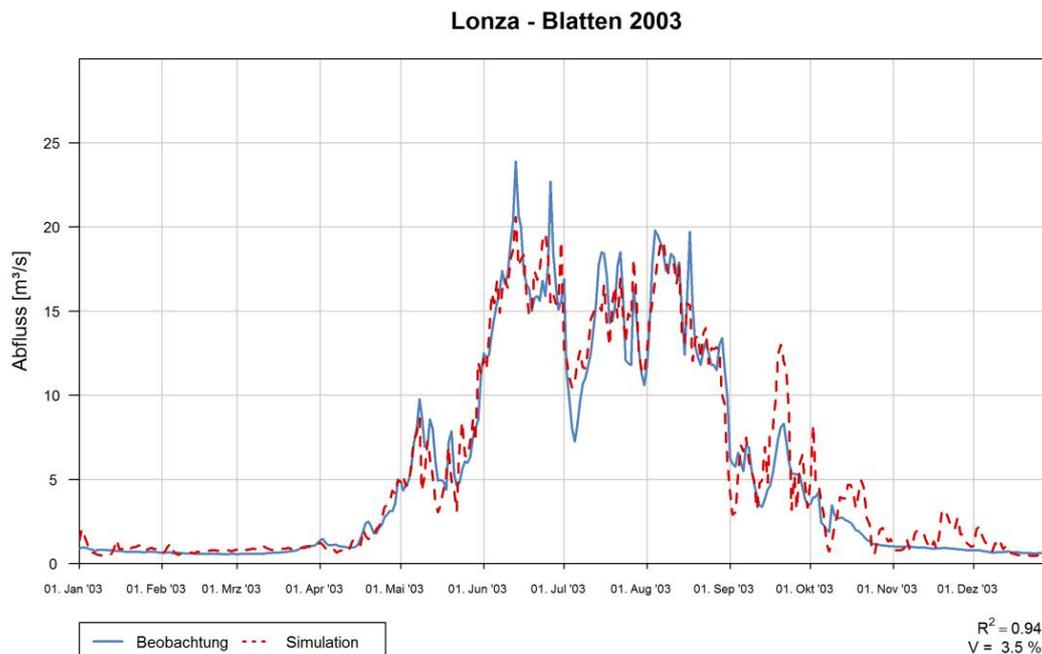


Abb. 6-18: Abflussganglinie des Jahres 2003, Lonza - Blatten (ANN)

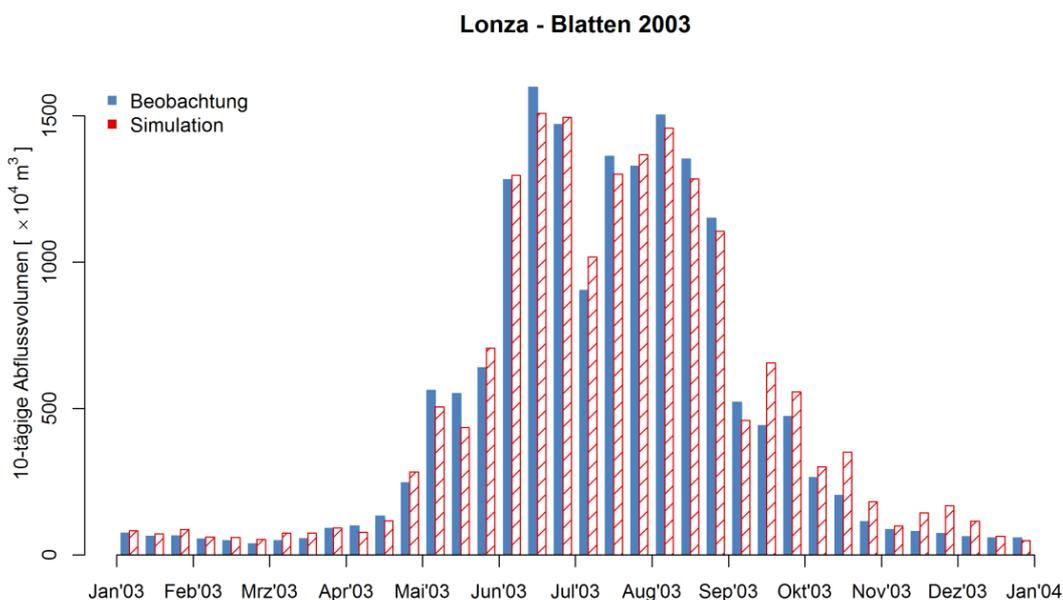


Abb. 6-19: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2003, Lonza - Blatten (ANN)

In der Abb. 6-20 ist das Modellierungsergebnis des ANN für das EZG-L für das Jahr 2014 dargestellt. Für dieses Jahr konnte das Modell die Messwerte am schlechtesten wiedergeben. Der R^2 beträgt 0,57 bei einer Volumendifferenz von + 27,3 %. Für den Zeitraum von Ende April bis Mitte August und ab Ende November bis zum Ende des Jahres überschätzt das ANN das Abflussvolumen (Abb. 6-21).

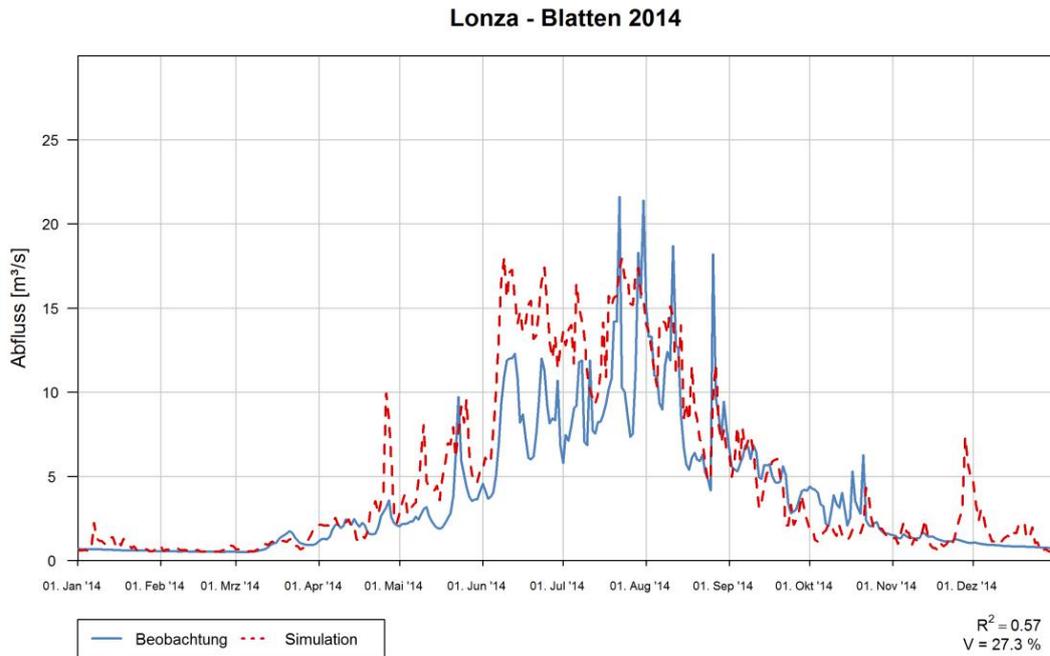


Abb. 6-20: Abflussganglinie des Jahres 2014, Lonza - Blatten (ANN)

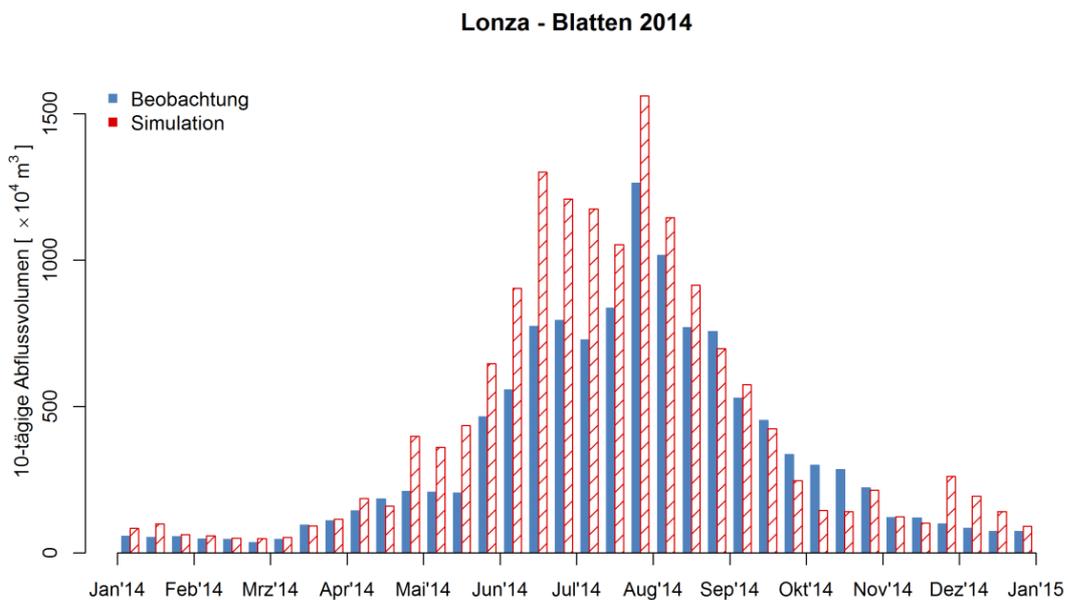


Abb. 6-21: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2014, Lonza - Blatten (ANN)

Die Abflussganglinie für das EZG-D am Pegel Davos, Kriegsmatte ist in der Abb. 6-22 für das Jahr 2003 dargestellt. Für dieses Jahr konnte das ANN die Abflussganglinie mit einem R^2 von 0,96 bei einer Volumendifferenz von + 1,0 % am besten wiedergeben. Die simulierte Abflussganglinie für die Zeit von Januar bis Ende Juli ist nahezu deckungsgleich zu der gemessenen Abflussganglinie. Ab August simuliert ANN mehr Abflussspitzen als am Pegel tatsächlich gemessen wurden.

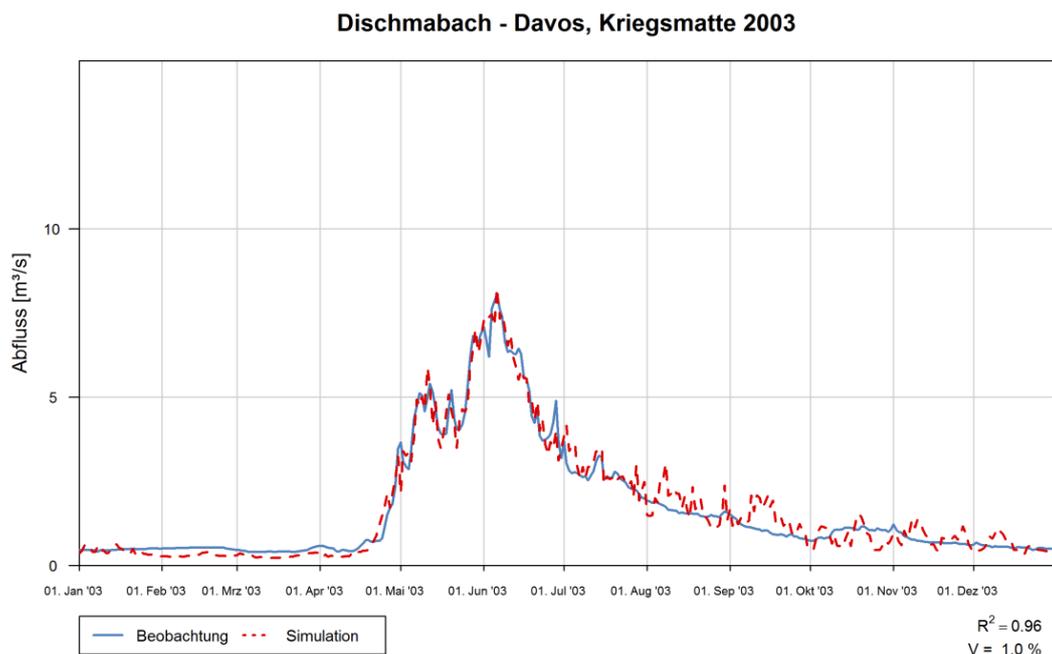


Abb. 6-22: Abflussganglinie des Jahres 2003, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (ANN)

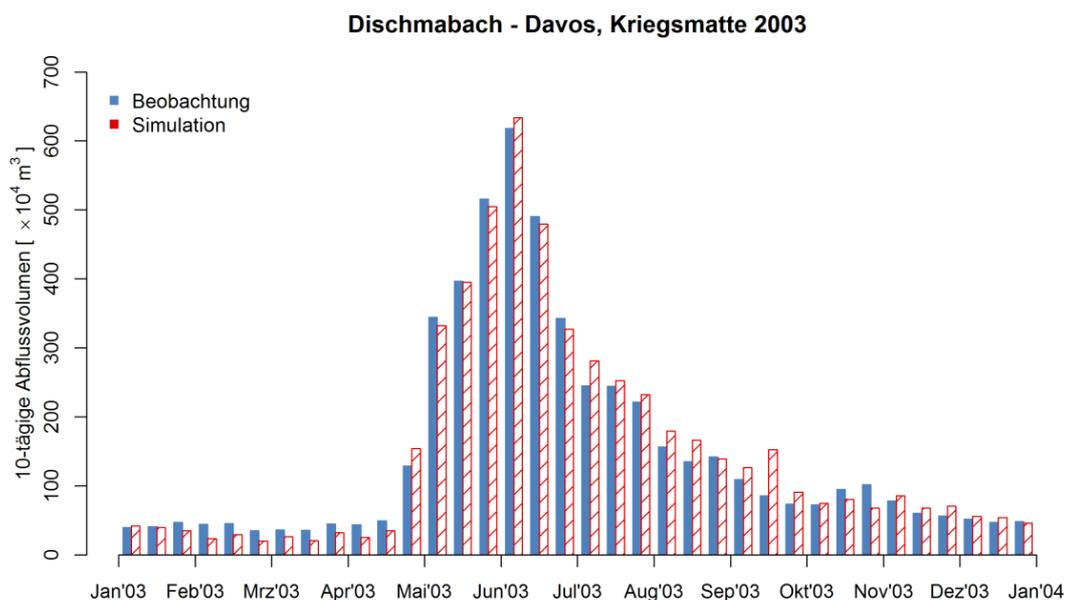


Abb. 6-23: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2003, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (ANN)

Der Vergleich der simulierten mit der gemessenen Abflussganglinie in der Abb. 6-24 und die Bilanz des 10-tägigen Abflussvolumens in der Abb. 6-25 für EZG-D für das Jahr 2011 zeigen, dass das ANN die Abflussganglinie das Jahr 2011 nicht korrekt wiedergeben kann. In diesem Jahr kann die Abflussganglinie am schlechtesten durch das ANN für das EZG-D simuliert werden. Der R^2 beträgt $-1,52$, sodass der Mittelwert des Abflussvolumens ein besserer Schätzer als das ANN ist.

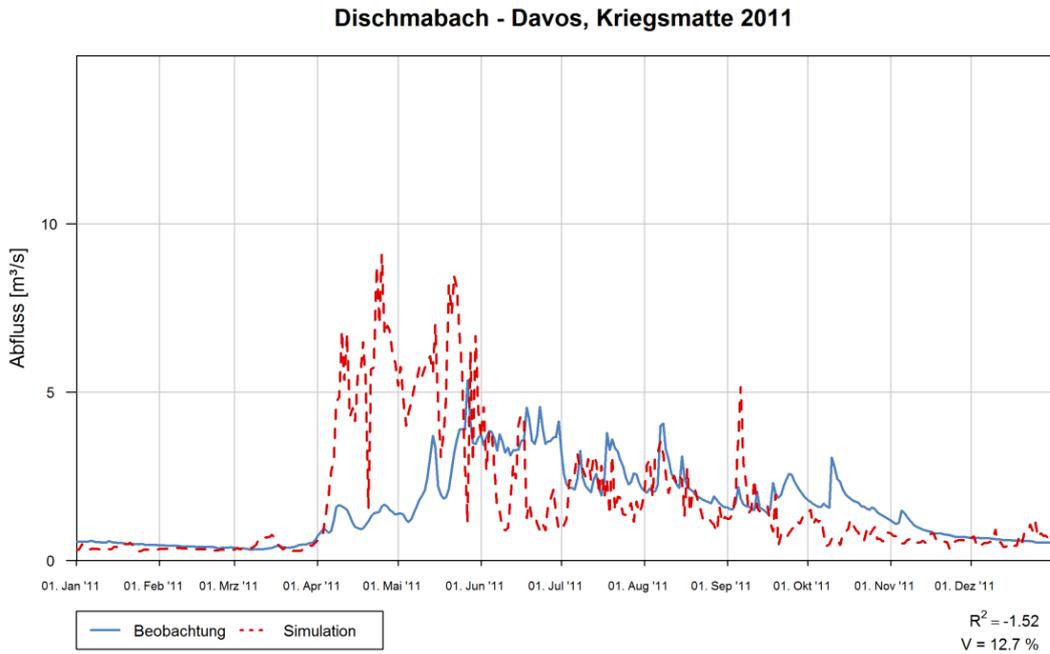


Abb. 6-24: Abflussganglinie des Jahres 2011, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (ANN)

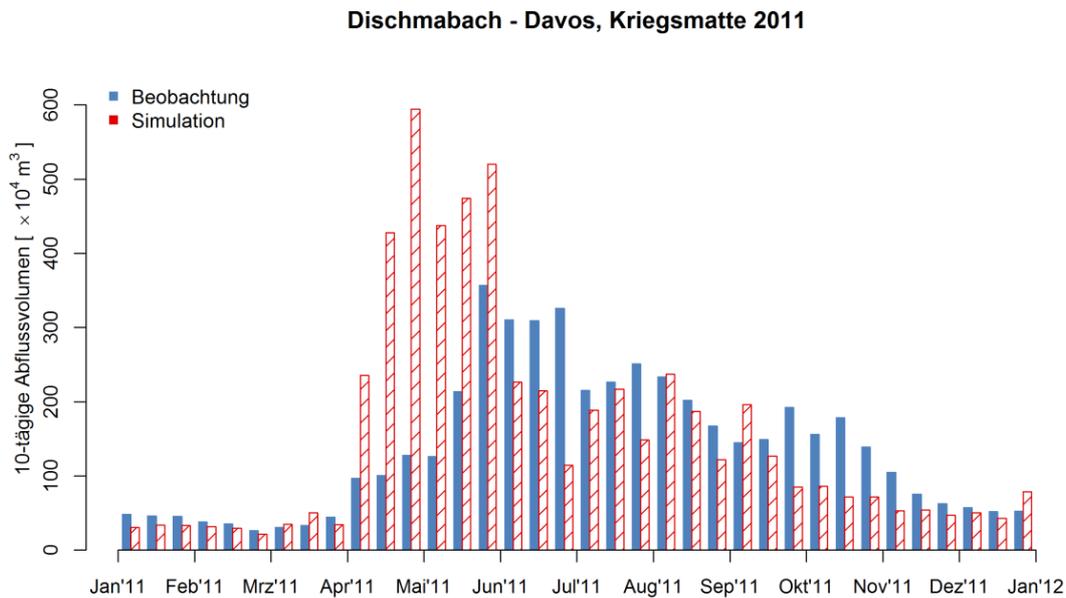


Abb. 6-25: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2011, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte (ANN)

Die Abb. 6-26 zeigt die beste für das EMR durch das ANN simulierte Abflussganglinie für das Jahr 2005. Die Volumendifferenz beträgt - 2,6 % und der R^2 ist 0,92. Das Modell unterschätzt das Abflussvolumen im Juli und überschätzt es im Zeitraum von Mitte August bis Ende September (Abb. 6-27).

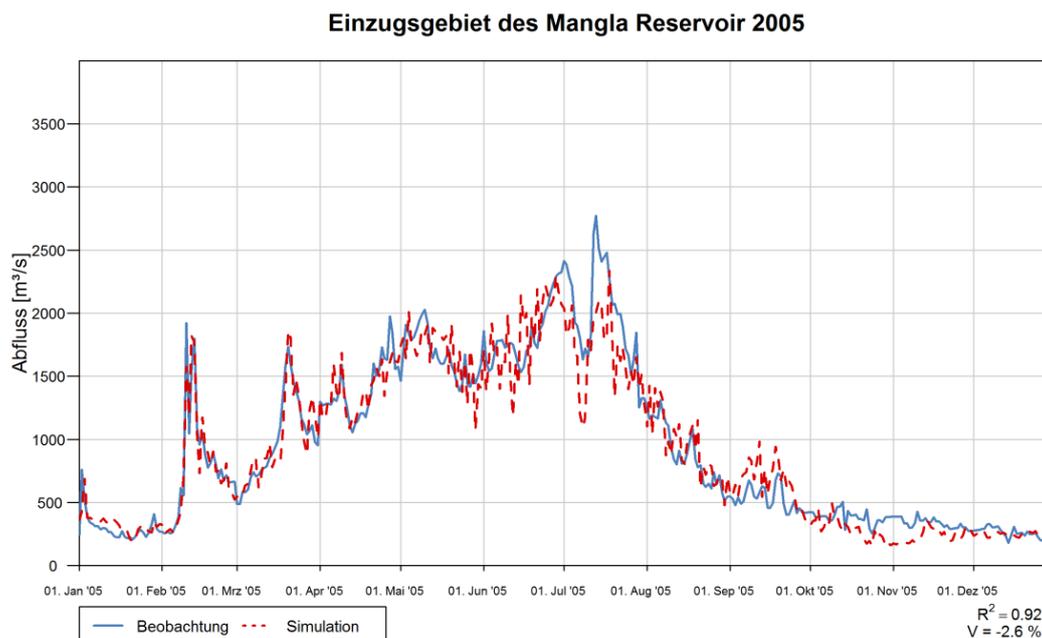


Abb. 6-26: Abflussganglinie des Jahres 2005, EMR (ANN)

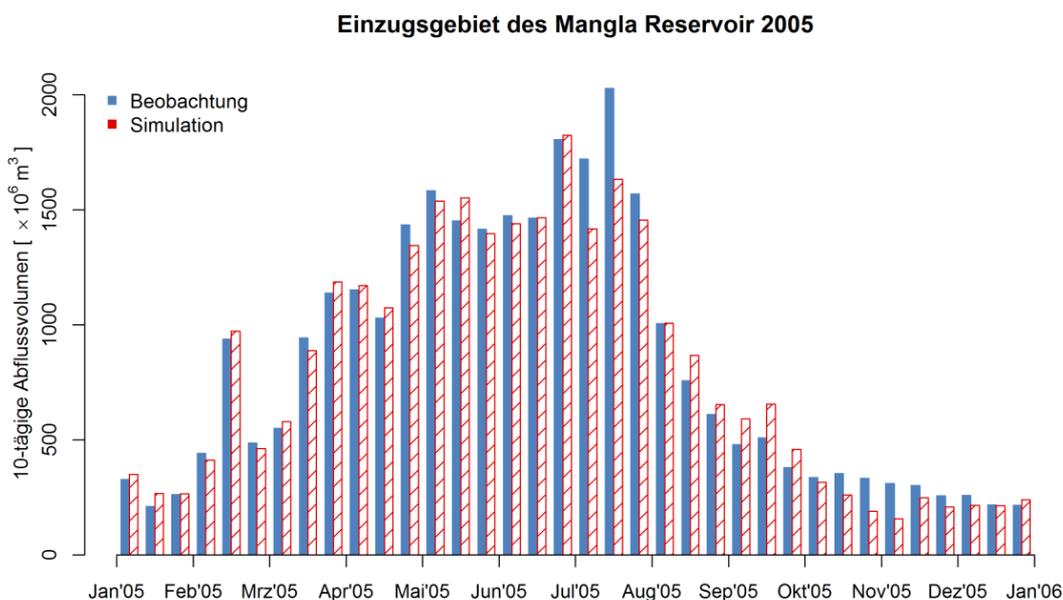


Abb. 6-27: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2005, EMR

Die Abflussganglinie des Jahres 2007 für das EMR ist in der Abb. 6-28 dargestellt. Der R^2 für das Jahr beträgt 0,52 bei einer Volumendifferenz von + 1,6 %. In diesem Jahr konnte das ANN die Messwerte für das EMR am schlechtesten wiedergeben. Zu Beginn des Jahres simuliert das Modell Abflussspitzen, welche nicht den Abflussmessungen entsprechen. Die Bilanz des 10-tägigen Abflussvolumens in der Abb. 6-29 zeigt, dass das Abflussvolumen Mitte Februar bis Anfang März und von Anfang Juni bis Mitte Juli überschätzt und im Zeitraum von Ende März bis Anfang Mai unterschätzt wird.

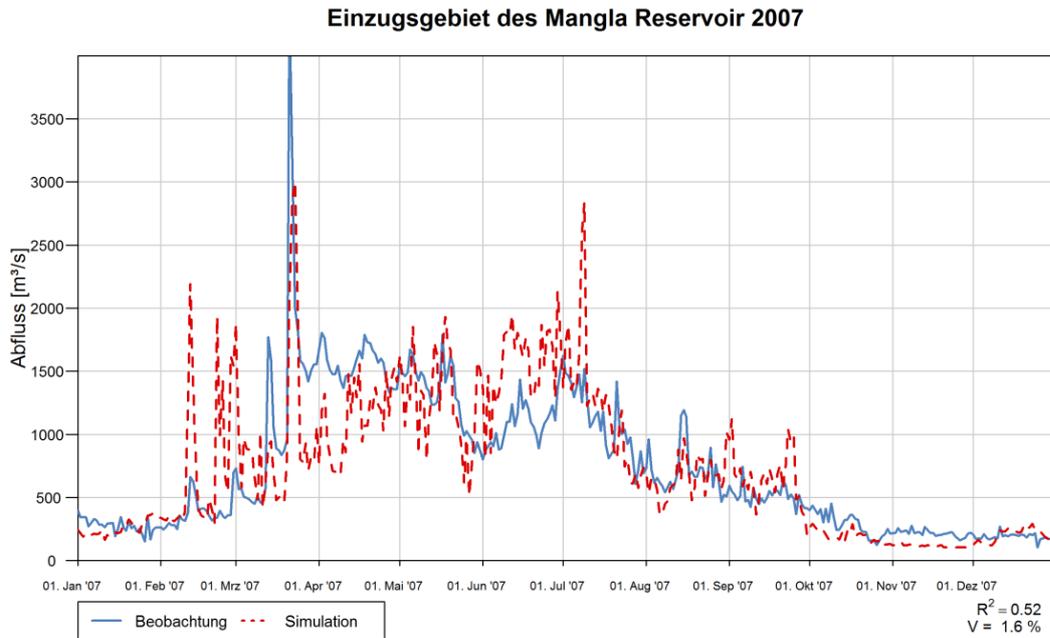


Abb. 6-28: Abflussganglinie des Jahres 2007, EMR

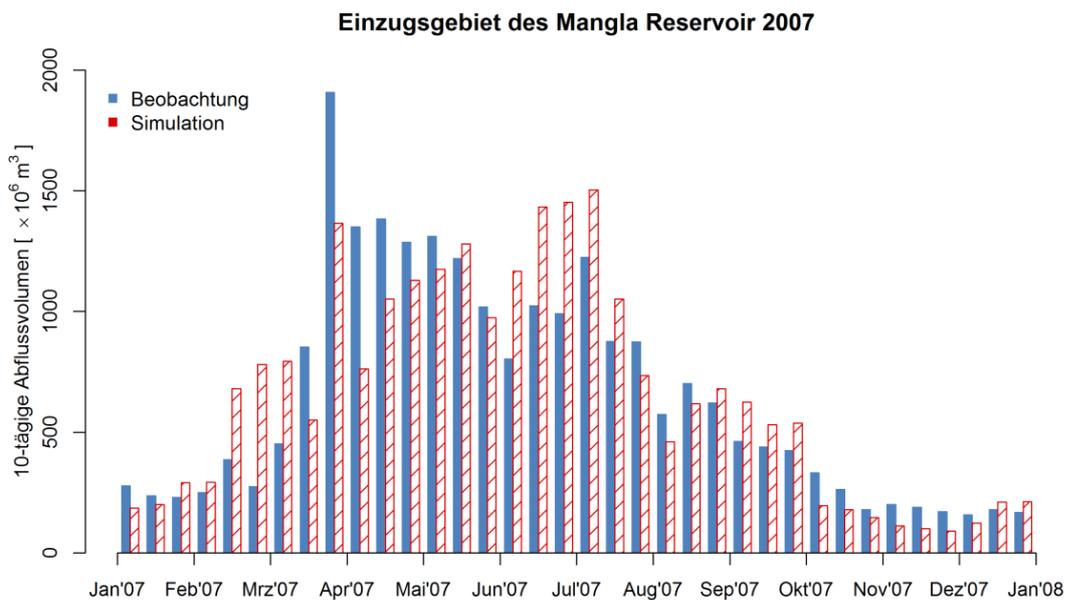


Abb. 6-29: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2007, EMR (ANN)

Die Abflussganglinien und die Bilanz der 10-tägigen Abflussvolumen sind im Anhang D für die einzelnen Jahre für jedes Einzugsgebiet dokumentiert.

6.2.3 Bewertung der Ergebnisse

Für das ANN ergeben sich für die Trainings- und Testphase akzeptable Werte der Gütekriterien. Allerdings außerhalb des zum Training verwendeten Datensatzes versagt das ANN im EZG-D total und der R^2 wird für zwei Jahre negativ. Demzufolge eignet sich im

EZG-D das beschriebene ANN nicht zur Beschreibung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses. Im EZG-L ergibt sich eine sehr hohe Differenz zwischen dem beobachteten und simulierten Abflussvolumen (- 22,6 % bis + 27,3 %). Zusätzlich gibt das ANN temporär sehr große Unterschiede zwischen der beobachteten und simulierten Abflussganglinie für alle drei Einzugsgebiete wieder. Aufgrund dessen kann ein ANN zur Simulation des Niederschlag-Abfluss-Prozesses in diesen Gebieten nicht empfohlen werden.

6.3 Vergleich der Modellergebnisse von HEC-HMS und ANN mit rSRM

Zunächst werden exemplarisch für jeweils zwei Jahre die Abflussganglinien der drei Niederschlag-Abfluss-Modelle für die drei Einzugsgebiete gegenübergestellt. Im Anschluss erfolgt ein Vergleich der drei Modellierungsergebnisse auf Grundlage der Werte der Gütekriterien für die drei Einzugsgebiete.

6.3.1 EZG-L

Beispielhaft sind in der Abb. 6-30 die beobachteten Abflussganglinien und die simulierten Abflussganglinien der drei Modelle für den Zeitraum von 2014 bis 2015 für das EZG-L dargestellt. Die blaue Volllinie stellt jeweils den am Pegel beobachteten Gebietsabfluss dar. Die obere Abbildung zeigt die beobachtete Abflussganglinie im Vergleich zur simulierten Abflussganglinie von rSRM (grün gestrichelte Linie). In der mittleren Abbildung ist die von HEC-HMS simulierte Abflussganglinie (orange gestrichelte Linie) im Vergleich zum beobachteten Gebietsabfluss dargestellt. Die untere Abbildung zeigt die beobachtete Abflussganglinie im Vergleich zur simulierten Abflussganglinie des ANN (rot gestrichelte Linie). Bis Mitte April 2014 sind die simulierten Abflussganglinien aller drei Modelle im Verlauf nahezu deckungsgleich und geben gleich gut den beobachteten Abfluss wieder. Ab Ende April 2014 bis Mitte Juli 2014 simuliert ANN tendenziell höhere Abflussspitzen, als die beiden anderen Modelle und die Gebietsbeobachtung. Darüber hinaus simuliert das ANN eine Abflussspitze Ende November/Anfang Dezember 2014, die nicht den Messwerten am Pegel entspricht. Ab Ende April 2014 bis Ende 2014 überschätzt HEC-HMS den Gebietsabfluss. rSRM tendiert dazu den Gebietsabfluss von Ende April 2014 bis Ende Oktober 2014 leicht zu überschätzen. Im Zeitraum von Januar 2015 bis Ende April 2015 entsprechen die simulierten Abflussganglinien der drei Modelle der gemessenen Ganglinie. ANN unterschätzt und überschätzt die beobachtete Abflussganglinie phasenweise zwischen Anfang Mai und Ende September 2015. Von Mitte Juni bis Ende August 2015 tendiert rSRM dazu das Abflussvolumen im EZG-L zu unterschätzen. Ab Anfang August 2015 bis Ende 2015 überschätzen HEC-HMS und ANN das Abflussvolumen.

Insgesamt kann rSRM für den Zeitraum von 2014 bis 2015 die Abflussganglinie mit einem R^2 von 0,86 bei einer Volumendifferenz von - 0,8 %, gegenüber HEC-HMS mit einem R^2 von 0,67 bei einer Volumendifferenz von + 28,1 % und gegenüber ANN mit einem R^2 von 0,72 bei einer Volumendifferenz von + 19,5 %, am besten wiedergeben.

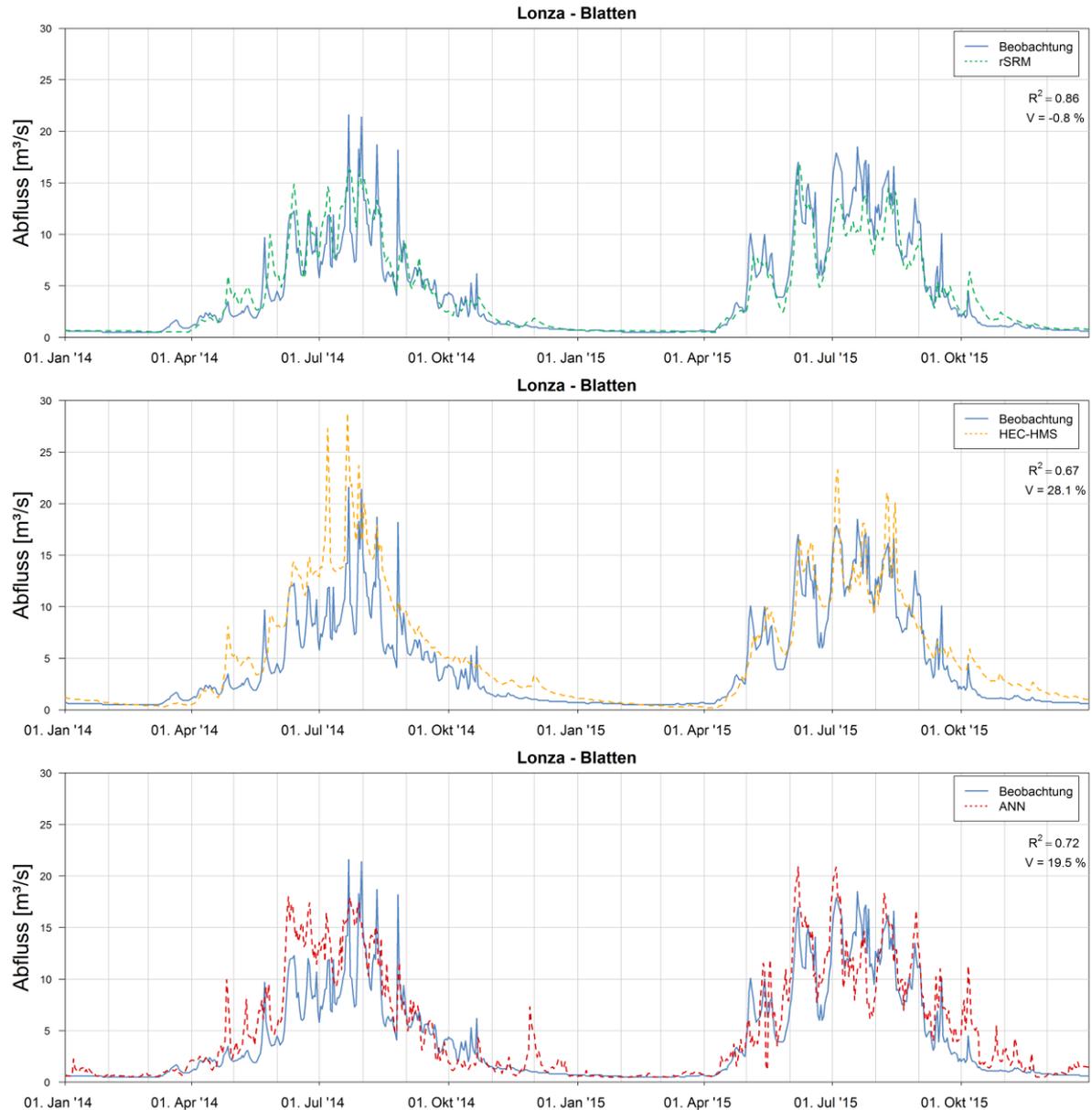


Abb. 6-30: Vergleich der Abflussganglinien Beobachtung (blaue Vollinie), rSRM (grün gestrichelte Linie), HEC-HMS (orange gestrichelte Linie) und ANN (rot gestrichelte Linie) für das EZG-L für den Zeitraum von 2014 - 2015

In der Tab. 6-15 sind die Werte der Gütekriterien der drei Modelle für den Zeitraum von 2001 bis 2015 für das EZG-L zusammengefasst. Zusätzlich wurde für den Zeitraum der Modellkalibrierung und -validierung der R^2 und die Volumendifferenz ermittelt. Für einen Vergleich, welches Modell den Prozess des Schneedeckenauf- und abbaus am besten wiedergibt, wurde darüber hinaus die Werte der Gütekriterien für den Gebietsabfluss bei einem Schneeflächenanteil von über bzw. unter 40 % im Einzugsgebiet ermittelt. Dieser relativ hohe Grenzwert liegt daran, dass das Einzugsgebiet einen Gletscheranteil von 36,5 % (Bundesamt für Umwelt BAFU 2013) aufweist. In jeder Zeile der Tab. 6-15 wurde zum besseren Überblick jeweils der beste R^2 grün und der schlechteste R^2 rot hinterlegt. Das Modell HEC-HMS gibt im Untersuchungszeitraum mit den zur Modellierung verwendeten Daten in 11 von 15 Jahren, gegenüber den anderen Modellen, die schlechtesten Ergebnisse

wieder und ist daher in diesem Fall nicht zu empfehlen. Das ANN gibt im Trainingszeitraum von 2001 bis 2005 den gemessenen Abfluss am besten wieder. Dies ist hauptsächlich dadurch bedingt, dass das Modell auf diesen Zeitraum geeicht wurde. Allerdings ist das Modellierungsergebnis für das Jahr 2014 mit einem R^2 von 0,57 im Vergleich zu den anderen Jahren schlecht. Außerdem variiert die Volumendifferenz beim ANN sehr stark im Bereich von - 22,6 % bis + 27,3 %. Das Modell rSRM erreicht zwar nicht so hohe R^2 , wie das ANN, ist allerdings über den Gesamtzeitraum in den Werten der Gütekriterien als solide einzustufen. Der Vergleich des R^2 über den Gesamtzeitraum ergibt für das rSRM den besten Wert gegenüber den anderen Modellen. Ein Vergleich der Werte der Gütekriterien in Abhängigkeit des Schneebedeckungsgrads des Einzugsgebiets von 40 % zeigt, dass die Stärken des Modells rSRM in der Modellierung des Schneeschmelzprozesses liegen. Im Zeitraum mit einem Schneebedeckungsgrad von < 40 % im EZG-L ergeben sich für die Modelle rSRM und ANN der gleiche R^2 von 0,68. Auf Grund der insgesamt besten Werte der Gütekriterien wird das Modell rSRM zur Simulation des Gebietsabflusses im EZG-L empfohlen.

Tab. 6-15: D_V und R^2 EZG-L (grün: bestes Ergebnis; rot: schlechtestes Ergebnis)

Jahr	rSRM		HEC-HMS		ANN	
	D_V [%]	R^2 [-]	D_V [%]	R^2 [-]	D_V [%]	R^2 [-]
2001	12,8	0,88	12,4	0,79	-0,2	0,93
2002	5,1	0,89	10,0	0,86	-1,9	0,95
2003	-8,9	0,90	-10,4	0,75	3,5	0,94
2004	-4,4	0,88	-2,8	0,85	-7,0	0,89
2005	-0,9	0,90	-4,5	0,80	2,3	0,92
2006	2,6	0,89	-16,3	0,77	-6,9	0,69
2007	-3,7	0,88	-5,2	0,80	-22,6	0,77
2008	-9,0	0,83	-2,3	0,75	-12,8	0,84
2009	-6,7	0,89	6,4	0,74	-1,6	0,89
2010	7,2	0,87	24,6	0,66	6,3	0,87
2011	-11,7	0,75	-4,1	0,55	5,5	0,73
2012	-5,3	0,83	-0,8	0,77	-2,8	0,81
2013	10,2	0,85	32,5	0,48	2,2	0,85
2014	8,2	0,82	47,6	0,33	27,3	0,57
2015	-9,7	0,89	11,7	0,87	13,0	0,81
2001 - 2010	0,0	0,88	0,8	0,78	-4,3	0,87
2011 - 2015	-1,4	0,83	16,1	0,63	8,2	0,78
Gesamtzeitraum	-0,3	0,86	5,8	0,73	-0,2	0,84
Gesamtzeitraum Schneeflächen- anteil 40 %	5,5	0,86	12,0	0,76	-1,8	0,80
Gesamtzeitraum Schneeflächen- anteil < 40 %	-5,7	0,68	0,0	0,27	1,2	0,68

6.3.2 EZG-D

Für einen Vergleich der einzelnen Modelle mit dem beobachteten Gebietsabfluss (blaue Volllinie) sind exemplarisch für den Zeitraum von 2014 bis 2015 die Abflussganglinien in der Abb. 6-31 dargestellt. Im oberen Teil der Abbildung ist der Vergleich zwischen beobachteten Abfluss und dem simulierten Abfluss von rSRM (grün gestrichelte Linie), im mittleren Teil ist der Vergleich zwischen beobachteten Abfluss und dem simulierten Abfluss von HEC-HMS (orange gestrichelte Linie) und im unteren Teil ist der Vergleich zwischen beobachteten Abfluss und dem simulierten Abfluss von ANN (rot gestrichelte Linie) dargestellt. Von Mitte April 2014 bis Ende Oktober 2014 und Mitte Juli 2015 bis Ende 2015 überschätzt das Modell HEC-HMS das Abflussvolumen. Der R^2 beträgt für das Modell HEC-HMS über den dargestellten Zeitraum 0,63 bei einer Volumendifferenz von + 28,3 %. Das ANN weicht phasenweise über den Zeitraum von 2014 bis 2015 sowohl stark nach unten als auch stark nach oben von der gemessenen Abflussganglinie ab. Der R^2 beträgt für das ANN 0,49 bei einer Volumendifferenz von - 7,6 %. Das Modell rSRM überschätzt die gemessene Abflussganglinie Anfang Mai 2014, im Juli 2014, Anfang August 2014, im Mai 2015, Anfang Juni 2015 und im August 2015 bis zum November 2015. Die Volumendifferenz über den dargestellten Zeitraum beim Modell rSRM beträgt + 9,8 % bei einem R^2 von 0,69. Das Modell rSRM gibt die Abflussganglinie für den Zeitraum von 2014 bis 2015 im Vergleich zu den beiden anderen Modellen am besten wieder.

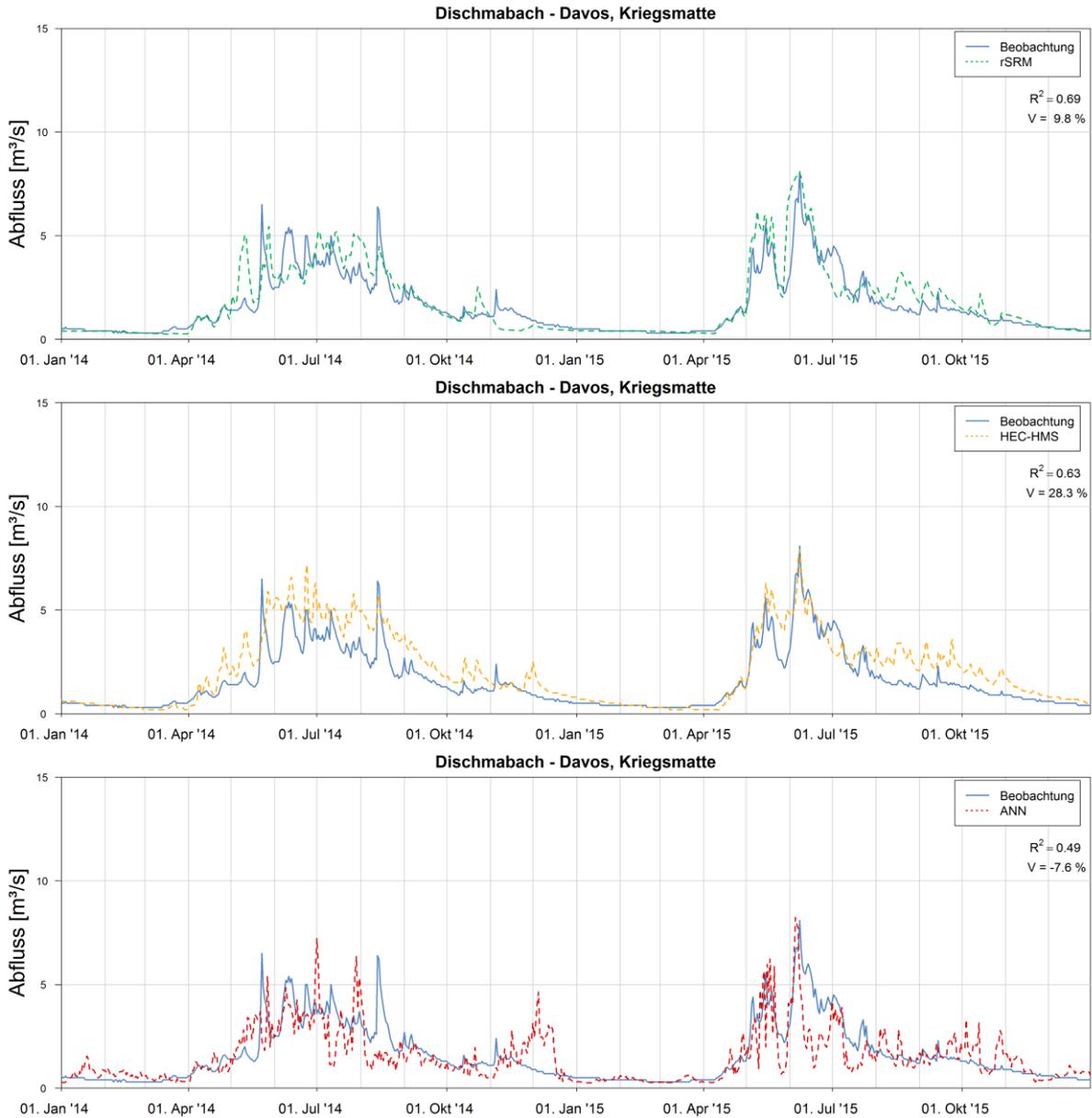


Abb. 6-31: Vergleich der Abflussganglinien Beobachtung (blaue Vollinie), rSRM (grün gestrichelte Linie), HEC-HMS (orange gestrichelte Linie) und ANN (rot gestrichelte Linie) für das EZG-D für den Zeitraum von 2014 - 2015

Die Werte der Gütekriterien für das EZG-D sind in der Tab. 6-16 für die drei Modelle zusammengestellt. Der Aufbau der Tabelle ist analog der Tabelle für die Werte der Gütekriterien für das EZG-L. Für einen Vergleich, welches Modell den Prozess des Schneedeckenauf- und abbaus am besten wiedergibt, wurde darüber hinaus die Werte der Gütekriterien für den Gebietsabfluss bei einem Schneeflächenanteil von über bzw. unter 5 % im Einzugsgebiet ermittelt. Außerhalb des Trainingszeitraums sind die Werte der Gütekriterien für das ANN im Vergleich zu den anderen Modellen am schlechtesten. Infolge dessen und auf Grund der Tatsache, dass der R^2 für zwei Jahre einen negativen Wert annimmt ist das ANN für die Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses im EZG-D ungeeignet. Der R^2 variiert beim Modell HEC-HMS zwischen 0,03 und 0,88 bei einer Volumendifferenz von - 19,2 % bis + 37,8 %. Im Vergleich hierzu variiert der R^2 beim Modell

rSRM nicht so stark und zwar liegt dieser im Bereich von 0,48 bis 0,87 bei einer Volumendifferenz von - 21,4 % bis + 19,9 %. Im Vergleich zu HEC-HMS kann rSRM im Validierungszeitraum von 2011 bis 2015 nicht nur das Abflussvolumen (HEC-HMS: + 20,2 %; rSRM: + 1,7 %), sondern auch die Abflussganglinie (HEC-HMS: $R^2=0,71$; rSRM: $R^2=0,74$) besser wiedergeben. Ein Vergleich der Werte der Gütekriterien über den Gesamtzeitraum für die Tage an denen der Schneeflächenanteil im EZG-D 5 % beträgt verdeutlicht, dass die Stärke von rSRM (Schneeflächenanteil 5 %: $R^2=0,78$; Schneeflächenanteil < 5 %: $R^2=0,45$) vor allem in der Modellierung des Gebietsabflusses aus Schneeschmelze liegt. Die teilweise niedrigen R^2 im Zeitraum von 2000 bis 2005 können eine Folge der durch Schaefli (2016) beschriebenen teilweise nicht plausiblen Messwerten des Pegels Davos, Kriegsmatte sein (vgl. 5.1.1.2). Insgesamt ist rSRM für die Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses im EZG-D HEC-HMS vorzuziehen.

Tab. 6-16: D_V und R^2 EZG-D (grün: bestes Ergebnis; rot: schlechtestes Ergebnis)

Jahr	rSRM		HEC-HMS		ANN	
	D_V [%]	R^2 [-]	D_V [%]	R^2 [-]	D_V [%]	R^2 [-]
2001	0,6	0,48	28,8	0,03	-1,2	0,94
2002	11,1	0,61	37,8	0,29	5,0	0,89
2003	19,9	0,78	-5,6	0,88	1,0	0,96
2004	-21,4	0,76	-19,2	0,81	-5,9	0,95
2005	-0,4	0,71	-16,5	0,55	-3,5	0,93
2006	-0,2	0,74	-5,7	0,73	-21,9	0,18
2007	6,8	0,76	13,4	0,72	2,7	-0,18
2008	-12,5	0,79	-4,4	0,82	-17,7	0,67
2009	1,2	0,87	9,0	0,86	-2,1	0,74
2010	-1,2	0,80	8,4	0,78	-16,4	0,57
2011	10,3	0,65	18,4	0,74	12,7	-1,52
2012	-8,0	0,77	9,2	0,76	-0,4	0,37
2013	-4,5	0,82	18,6	0,77	-29,5	0,25
2014	4,7	0,65	34,3	0,47	-4,3	0,34
2015	17,0	0,73	21,9	0,75	-11,2	0,60
2001 - 2010	-5,4	0,75	3,2	0,71	-6,5	0,73
2011 - 2015	1,7	0,74	20,2	0,71	-6,9	0,18
Gesamtzeitraum	-3,1	0,75	9,1	0,71	-6,6	0,56
Gesamtzeitraum Schneeflächen- anteil 5 %	-3,8	0,78	7,8	0,73	-4,5	0,61
Gesamtzeitraum Schneeflächen- anteil < 5 %	-1,8	0,45	11,4	0,41	-10,3	0,05

6.3.3 EMR

In der Abb. 6-32 ist der Vergleich der Abflussganglinien der drei Modelle mit den beobachteten Werten (blaue Volllinie) im EMR für den Zeitraum von 2010 bis 2011 dargestellt. Keines der drei Modelle kann die einzelnen Abflussspitzen in der Abflussganglinie exakt wiedergeben. Die Abflussspitze im Februar 2010 wird von der besten Simulation um mehr als die Hälfte unterschätzt. Die Abflussganglinie von April 2010 bis Juli 2010 wird am besten vom Modell rSRM (grün gestrichelte Linie) wiedergegeben. Das Modell HEC-HMS (orange gestrichelte Linie) unterschätzt die Abflussganglinie und das ANN (rot gestrichelte Linie) überschätzt die Abflussganglinie im gleichen Zeitraum. Das Hochwasserereignis im August 2010 wird von den beiden Modellen HEC-HMS und ANN unterschätzt. In der Simulation dieses Abflussereignisses unterschätzt das Modell rSRM das Abflussvolumen in seiner Gänze. Im Zeitraum von Ende März bis Ende Mai 2011 tendieren die Modelle HEC-HMS und ANN dazu das Abflussvolumen im EMR zu unterschätzen. Das Modell rSRM kann in diesem Zeitraum die Abflussganglinie am besten wiedergeben.

Für den in der Abb. 6-32 dargestellte Zeitraum von 2010 bis 2011 kann das Modell HEC-HMS mit einem R^2 von 0,76 bei einer Volumendifferenz von - 2,2 % die Abflussganglinie am besten wiedergeben. Betrachtet man hingegen den gleichen Zeitraum ohne das Hochwasserereignis von 26.07. bis 27.08.2010 ergeben sich für das rSRM ein R^2 von 0,83 bei einer Volumendifferenz von + 2,2 %, für HEC-HMS ein R^2 von 0,75 bei einer Volumendifferenz von - 1,0 % und für ANN ein R^2 von 0,69 bei einer Volumendifferenz von + 2,9 %.

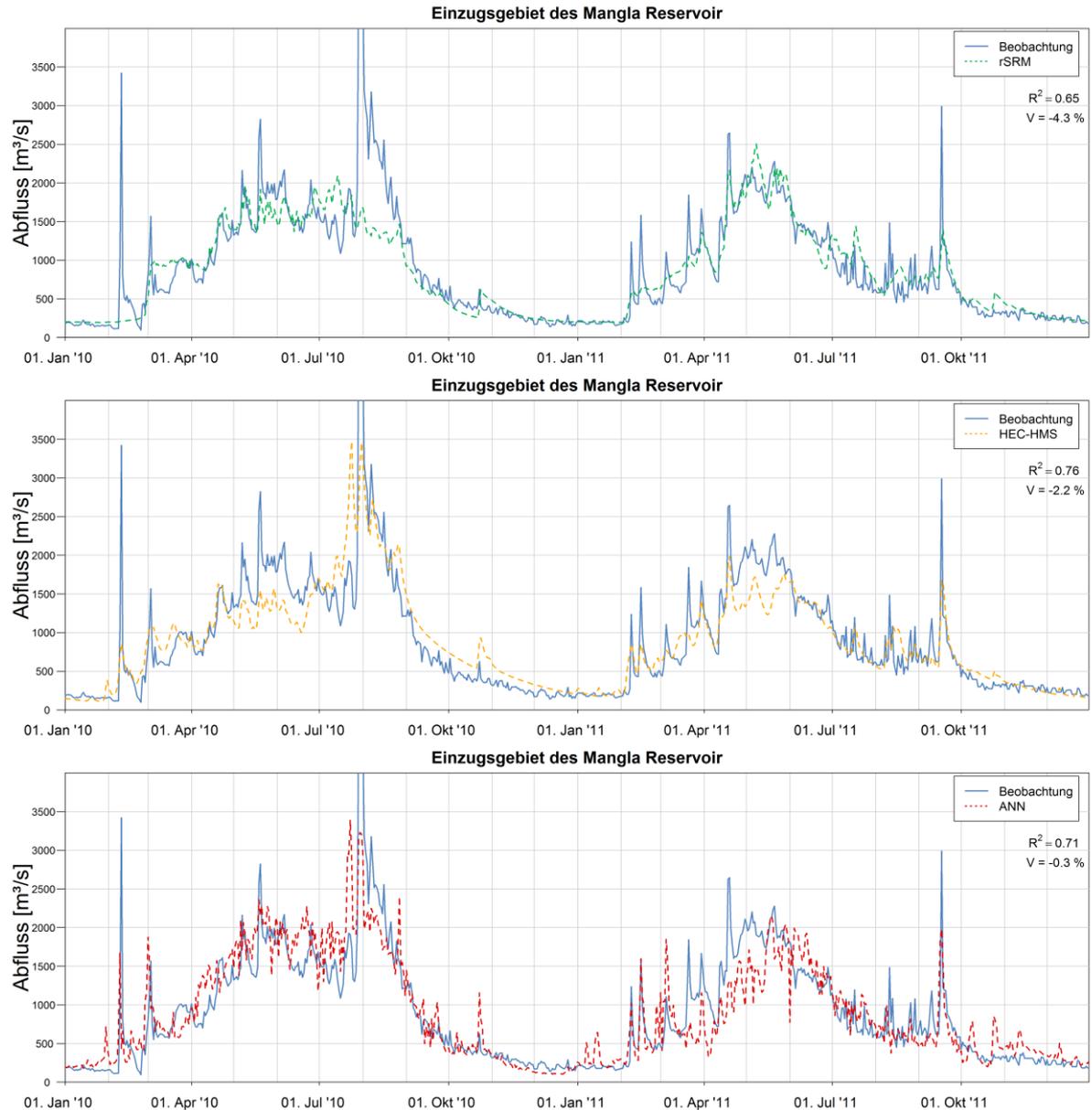


Abb. 6-32: Vergleich der Abflussganglinien Beobachtung (blaue Vollinie), rSRM (grün gestrichelte Linie), HEC-HMS (orange gestrichelte Linie) und ANN (rot gestrichelte Linie) für das EMR für den Zeitraum von 2010 - 2011

In der Tab. 6-17 sind die Werte der Gütekriterien der drei Modelle für den Zeitraum von 2004 bis 2011 für das EMR zusammengefasst. Darüber hinaus wurden die Werte der Gütekriterien für die Zeiträume von 2004 bis 2009, 2010 bis 2011, den Gesamtzeitraum von 2004 bis 2011, den Gesamtzeitraum mit einem Schneeflächenanteil im EMR von 5 %, den Gesamtzeitraum mit einem Schneeflächenanteil von < 5 % und den Gesamtzeitraum ohne das extreme Hochwasser 26.07. - 27.08.2010 (Shabir 2013) ermittelt. In der Tab. 6-17 ist in jeder Zeile der jeweils beste R^2 grün und der schlechteste R^2 rot hinterlegt. Die besten Werte der Gütekriterien ergeben sich für das ANN im Trainingszeitraum. Der R^2 liegt im Trainingszeitraum zwischen 0,81 und 0,92. Jedoch liegt der R^2 im Testzeit- und im Validierungszeitraum im Bereich von 0,52 bis 0,71. Dies ist der Tatsache geschuldet, dass das ANN nur das in der Trainingsphase erlernte Verhalten problemlos wiedergeben kann.

Für das Modell HEC-HMS variiert der R^2 zwischen 0,38 und 0,88 bei einer Volumendifferenz im Bereich von - 6,3 % bis + 10,9 %. Die Werte der Gütekriterien für das Modell rSRM weisen die geringste Variabilität für den R^2 auf. Dieser liegt zwischen 0,55 und 0,86 bei einer Volumendifferenz von - 12,4 % bis + 6,6 % für die einzelnen Jahre. Die besten Werte der Gütekriterien für den Kalibrierungszeitraum von 2004 bis 2009 ergeben sich für das Modell rSRM. Aufgrund der Überschwemmungen im Zeitraum von 26.07. bis 27.08.2010 ergeben sich im Validierungszeitraum für das Modell HEC-HMS die besten Werte der Gütekriterien. Für den Gesamtzeitraum ergibt sich ein identischer R^2 für die Modelle HEC-HMS und ANN von 0,75. Der R^2 für das Modell rSRM liegt minimal unterhalb bei 0,74. Ermittelt man die Werte der Gütekriterien für den Gesamtzeitraum ohne das extreme Hochwasserereignis von 26.07. bis 27.08.2010 ergeben sich für das Modell rSRM die besten Gütekriterien mit einem R^2 von 0,80 bei einer Volumendifferenz von + 0,2 %. Auf Grund dessen wird das Modell rSRM zur Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses im EMR bevorzugt. Dies gilt allerdings mit der Einschränkung versehen, dass das Modell bei der Prognose von extremen Hochwasserereignissen infolge von extremen Niederschlagsereignissen versagt.

Tab. 6-17: D_V und R^2 EMR (grün: bestes Ergebnis; rot: schlechtestes Ergebnis)

Jahr	rSRM		HEC-HMS		ANN				
	D_V [%]	R^2 [-]	D_V [%]	R^2 [-]	D_V [%]	R^2 [-]			
2004	Validierungsergebnisse	6,6	0,81	Kalibrierungszeitraum	-5,7	0,70	Trainingszeitraum	4,7	0,81
2005		-8,8	0,81		5,3	0,84		-2,6	0,92
2006		-3,2	0,77		9,4	0,38		-1,4	0,83
2007		0,7	0,79		-3,5	0,76	Testzeitraum	1,6	0,52
2008		6,2	0,64		10,9	0,79		8,3	0,72
2009		-1,0	0,84		-1,3	0,88		-2,8	0,71
2010		-12,4	0,55 ⁵		Validierung	1,1	0,72	Validierung	3,7
2011	4,1	0,86	-6,3	0,83		-5,1	0,68		
2004 - 2009	-0,4	0,79	2,9	0,74	0,9	0,77			
2010 - 2011	-4,8	0,65 ⁶	-2,2	0,76	-1,1	0,71			
Gesamtzeitraum	-1,5	0,74	1,5	0,75	0,5	0,75			
Gesamtzeitraum Schneeflächenanteil 5 %	-0,9	0,83	-3,5	0,80	-0,3	0,77			
Gesamtzeitraum Schneeflächenanteil < 5 %	-2,6	0,54	10,6	0,64	2,1	0,69			
Gesamtzeitraum ohne Hochwasser 26.07. - 27.08.2010	0,2	0,80	1,9	0,75	1,4	0,75			

⁵ $R^2 = 0,80$ und $D_V = - 1,5$ % (ohne Hochwasserereignis vom 26.07. - 27.08.2010)

⁶ $R^2 = 0,83$ und $D_V = + 2,2$ % (ohne Hochwasserereignis vom 26.07. - 27.08.2010)

6.3.4 Schlussfolgerung

Die Werte der Gütekriterien für das ANN sind in allen drei Einzugsgebieten für den Trainingszeitraum am besten. Allerdings außerhalb dieses Zeitraums sind die Ergebnisse im Vergleich zu den beiden anderen Modellen im EZG-D und EMR überwiegend schlechter. Das ANN ist für die Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses angesichts der teils schlechten Werte der Gütekriterien nicht empfehlenswert. Aufgrund der Tatsache, dass der R^2 für HEC-HMS im EZG-D und EMR sehr niedrige Werte annimmt ist dieses Modell zur Simulation des Abflusses in diesen Gebieten nur bedingt geeignet. Das Modell rSRM hat sich als bestes Modell zur Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses im EZG-L, EZG-D und EMR herausgestellt. rSRM kann aufgrund einer permanenten Rückkopplung mit tatsächlichen Messdaten der Schneefläche im Einzugsgebiet den Schneeschmelzprozess am besten beschreiben. Die Stärken des Modells liegen in der Modellierung des Schneeschmelzprozesses und nicht in der Modellierung des Abflussprozesses infolge von (Stark-)Regenereignissen. Dies wird verdeutlicht dadurch, dass das Modell rSRM das extreme Hochwasserereignis in Pakistan im August 2010 nicht korrekt wiedergeben kann. Aufgrund der Ergebnisse in den drei Einzugsgebieten empfiehlt sich das Modell rSRM für den Einsatz in vergleichbaren Schnee-dominierte datenarme Gebieten.

7 Schlussfolgerungen und Ausblick

7.1 Fazit

Die Entwicklung in den letzten Jahrzehnten hinzu der zunehmenden Verfügbarkeit von meteorologischen Daten aus der Fernerkundung und Reanalyse bietet das Potenzial die Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses in datenarmen Schnee-dominierten Regionen zu verbessern. Diese Arbeit zeigt u. a. auf, wie diese Daten aufbereitet werden müssen um diese innerhalb eines Niederschlag-Abfluss-Modells erfolgreich nutzen zu können. Insbesondere durch die Entwicklung eines Verfahrens zur Rekonstruktion von MODIS LST stehen nun räumlich hochaufgelöste tägliche Temperaturdatensätze \bar{T}_a zur Verfügung. Dieses Verfahren ermöglicht unter Einbeziehung von nur einer Bodenstation und der MODIS LST auf die Temperaturverteilung in einem Untersuchungsgebiet zuzuschließen. Die täglichen Niederschlagsdaten aus Fernerkundung und Reanalyse können durch deren Kombination und Konditionierung an einer Bodenstation mittels ANN und MCP unabhängig von der Bodenstation Daten liefern. Die infolge dieser Arbeit verfügbaren täglichen räumlich hochaufgelösten meteorologischen Daten der Temperatur und des Schneebedeckungsgrads ermöglichen eine genauere Abbildung des Schneeschmelzprozesses innerhalb von rSRM. Diese beiden Eingangsgrößen tragen entscheidend zur qualitativen Verbesserung der Modellierung des Gebietsabflusses in Schnee-dominierten Regionen bei. Dies konnte innerhalb dieser Arbeit nicht nur für zwei Schweizer Einzugsgebiete, sondern ebenfalls für ein datenarmes, am Rande des Himalayas gelegenes Einzugsgebiet des Mangla Reservoirs nachgewiesen werden. Der Vergleich mit den Modellierungsergebnissen von HEC-HMS und ANN im Kapitel 6 verdeutlicht, dass rSRM besonders für den Einsatz in Schnee-dominierten Gebieten geeignet ist. Die eindeutige Stärke des Modells besteht in der Modellierung des Schneeschmelzprozesses. Aufgrund des rudimentären Ansatzes zur Berechnung des Gebietsabflusses infolge von (Stark-)Regen kann das Modell die Abflussganglinie für diese Ereignisse nur bedingt wiedergeben.

Die zu Beginn dieser Arbeit gestellten Fragen lassen sich nun wie folgt beantworten:

- *Welches etablierte Niederschlag-Abfluss-Modell ist für den Einsatz in Schnee-dominierten datenarmen Gebieten geeignet und kann um einen rasterbasierten Ansatz erweitert werden?*

Das von Martinec et al. (2005) entwickelte „Snowmelt Runoff Model“, welches weltweit in über 100 Gebieten in mehr als 25 Ländern eingesetzt wurde ist bewiesenermaßen für den Einsatz in Schnee-dominierten Gebieten prädestiniert. Der auf Höhenzonen basierende Berechnungsansatz von SRM wurde im Rahmen dieser Arbeit um einen rasterbasierten Ansatz erweitert. Die Erweiterung hinzu rSRM konnte erfolgreich sowohl in zwei Schweizer Einzugsgebieten getestet, als auch in einem Einzugsgebiet am Rande des Himalayas implementiert werden.

- *Können die räumlichen Datenlücken in den täglichen Landoberflächentemperaturen aus Sensordaten des MODIS geschlossen werden und gleichzeitig mindestens die räumliche und zeitliche Auflösung der Ausgangsdaten erhalten bleiben?*

Das mit Abschnitt 3.1.3 vorgestellte Verfahren zur Rekonstruktion der räumlich verteilten Tagesmitteltemperaturen gibt die an Bodenstationen gemessenen Temperaturen wegen der hohen morphologischen Variabilität im alpinen Untersuchungsgebiet sehr gut wieder. Dies macht das Verfahren insbesondere für abgelegene Hochgebirgsregionen mit einer geringen Messnetzdichte interessant. Die Übertragung des Verfahrens in die datenarme Region des Einzugsgebiets des Mangla Reservoirs demonstriert die Einsetzbarkeit der Methode in solchen Gebieten. Darüber hinaus bietet das Verfahren nicht nur die Möglichkeit, fehlende Daten zu rekonstruieren, sondern ermöglichen auch eine beliebig hohe Auflösung der Temperaturdaten in Abhängigkeit von der Rasterauflösung des gewählten digitalen Geländemodells.

- *Hat der Schneebedeckungsgrad Einfluss auf die Landoberflächentemperatur ermittelt aus MODIS Sensordaten?*

Der Schneebedeckungsgrad hat insbesondere in Hochgebirgsregionen mit saisonaler Schneebedeckung einen Einfluss auf die LST aus MODIS-Sensordaten. Dies wird durch den Vergleich von schneefreien zu schneebedeckten Pixeln auf derselben Geländehöhe in Abschnitt 3.1.3.3 klar ersichtlich. Von daher ist es sinnvoll, in Regionen mit saisonaler Schneebedeckung den Rekonstruktionsansatz zur Ermittlung der Tagesmitteltemperaturen um eine Anpassungsfunktion, wie in Abschnitt 3.1.3.3 beschreiben, zu erweitern.

- *Wie kann ein Bezug zwischen den rekonstruierten täglichen MODIS LST-Karten zu den räumlich verteilten Tagesmitteltemperaturen \bar{T}_a auf 2 m über Geländehöhe bezogen hergestellt werden?*

Der Bezug zwischen den rekonstruierten LST-Karten und der \bar{T}_a kann unter Einbeziehung von entsprechenden Temperaturdaten einer Bodenstation hergestellt werden. Es wird damit die Möglichkeit eröffnet, über LST Fernerkundungsdaten flächendeckend auf die großräumige Verteilung der \bar{T}_a , die ein wichtiger Indexparameter für viele hydrologische wie auch biologische Prozesse ist, zu schließen. Hervorzuheben ist dabei die Tatsache, dass die Temperaturverteilung für das gesamte Untersuchungsgebiet von nur einer Bodenstation abgeleitet wird. Für ein Testgebiet mit einer Fläche von 51.000 km² im Bereich der Schweizer Alpen zeigt die im Abschnitt 3.1.4 dargestellte Validierung der aus MODIS LST gewonnenen \bar{T}_a mit kontinuierlichen Datenreihen an 61 Bodenstationen für die Jahre 2000 bis 2015 eine hervorragende Übereinstimmung.

- *Wie können die globalen Niederschlagsdatensätze aus Fernerkundungs- und Reanalysedaten zur besseren Abbildung regionaler Niederschlagsereignisse kombiniert und regionalisiert werden?*

Die Kombination von unterschiedlichen Niederschlagsdaten aus der Fernerkundung und Reanalyse mittels ANN und MCP unter Einbeziehung einer Niederschlagsmessstation erhöht

insgesamt die Qualität der Daten. Im Abschnitt 4.3 ist die genaue Vorgehensweise zur Kombination und Regionalisierung der Niederschlagsdaten beschrieben.

- *Inwieweit sind diese aufbereiteten Datensätze zur Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses in Schnee-dominierten Gebieten geeignet?*

Die Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses in dem Kapitel 5 für zwei Schweizer Einzugsgebiete und ein datenarmes, am Rande des Himalayas gelegenes Einzugsgebiet demonstrieren die Verwendbarkeit der Daten. Aufgrund der Tatsache, dass für die Aufbereitung der Daten nur eine Wetterstation benötigt wird ist dieses Verfahren für den Einsatz in datenarmen Schnee-dominierten Gebieten von besonderem Interesse.

7.2 Weiteres Forschungspotenzial

Im Bereich des entwickelten rSRM besteht weiterer Forschungsbedarf hinsichtlich der Entwicklung eines Verfahrens, welches den Jahreszeitlichen Verlauf des „Degree-day factor—pro Pixel wiedergibt, um eine genauere Simulation des Gebietsabflusses zu erreichen. Dieses Verfahren könnte analog der Methode zur zeitlichen Entwicklung des „Degree-day factor—pro Höhenzone nach Ismail et al. (2015) erfolgen. Allerdings müsste die Entwicklung zunächst anhand von Daten aus der Feldforschung unterstützt werden.

Dem Verfahren RrTLSTR-S unterliegt die wesentliche Annahme, dass die Temperaturverteilung im Untersuchungsgebiet hauptsächlich von der Höhenlage abhängig ist und keine gravierenden regionalen Temperaturunterschiede infolge unterschiedlicher klimatischer oder besonderer meteorologischer Bedingungen vorliegen, wie dies z. B. bei bestimmten Wetterlagen zwischen Alpennord- und -Südseite der Fall ist. Demzufolge lassen weitere Untersuchungen in diese Richtung eine Verbesserung erwarten.

Weiterhin besteht die Notwendigkeit für die globalen Niederschlagsdaten aus Fernerkundung und Reanalyse, eine Methode für datenarme Gebiete zu entwickeln, die eine höhere räumliche Auflösung der Daten zur Verfügung stellt. Hierzu müsste eine Methode entwickelt werden, welche möglichst mit einer geringen Anzahl von Bodenstationen betrieben werden kann und gleichzeitig der hohen morphologischen Variabilität in alpinen Regionen Rechnung trägt.

Literaturverzeichnis

- Abudu, S., Cui, C.-I., Saydi, M. und King, J.P. (2012). Application of snowmelt runoff model (SRM) in mountainous watersheds: A review. *Water Science and Engineering*, 5 (2), S. 123–136.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. und Smith, M. (2006). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. FAO, Rome, 300 (9), S. D05109.
- ASCE Task Committee on Application of Artificial Neural Networks in Hydrology (2000a). Artificial Neural Networks in Hydrology. I: Preliminary Concepts. *Journal of Hydrologic Engineering*, 5 (2), S. 115–123.
- ASCE Task Committee on Application of Artificial Neural Networks in Hydrology (2000b). Artificial Neural Networks in Hydrology. II: Hydrologic Applications. *Journal of Hydrologic Engineering*, 5 (2), S. 124–137.
- Bastiaanssen, W.G.M., Cheema, M.J.M., Immerzeel, W.W., Miltenburg, I.J. und Pelgrum, H. (2012). Surface energy balance and actual evapotranspiration of the transboundary Indus Basin estimated from satellite measurements and the ETLook model. *Water Resources Research*, 48 (11).
- Bergström, S. (1992) The HBV Model: Its Structure and Applications: Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI).
- Berrisford, P., Dee, D., Poli, P., Brugge, R., Fielding, K., Fuentes, M., Kallberg, P., Kobayashi, S., Uppala, S. und Simmons, A. (2011). The ERA-Interim archive Version 2.0. ERA Report Series (1).
- Beven, K. (1997). TOPMODEL: A Critique. *Hydrological Processes*, 11, S. 1069–1085.
- Bogacki, W. und Ismail, M.F. (2016). Seasonal forecast of Kharif flows from Upper Jhelum catchment. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 374, S. 137–142.
- Bogacki, W. und Kahl, M. (2016) Spatial Re-construction of daily MODIS LST maps. Poster. Lisbon, 4th GlobTemperature User Consultation Meeting.
- Bonafè, A., Galeati, G. und Sforza, M. (1994). Neural networks for daily mean flow forecasting. *Transactions on Ecology and the Environment*, 7, S. 131–138.
- Bosilovich, M.G., Chen, J., Robertson, F.R. und Adler, R.F. (2008). Evaluation of Global Precipitation in Reanalyses. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47 (9), S. 2279–2299.
- Bosilovich, M.G., Mocko, D., Roads, J. und Ruane, A. (2009). A Multimodel Analysis for the Coordinated Enhanced Observing Period (CEOP). *Journal of Hydrometeorology*, 10 (4), S. 912–934.
- Braithwaite, R.J. und Zhang, Y. (2000). Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model. *Journal of Glaciology*, 46 (152), S. 7–14.
- Bremicker, M. (2000) Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM: Grundlagen und Anwendungsbeispiele 11: Institut für Hydrologie der Universität Freiburg i. Br.
- Bundesamt für Energie (2013) Schweizerische Elektrizitätsstatistik 2012. Bern.
- Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie MeteoSchweiz (2014) Klima der Schweiz [online]. Verfügbar unter: <http://www.meteoschweiz.admin.ch/home/klima/vergangenheit/klima-der-schweiz.html> [Zuletzt geprüft am 09.03.2016].
- Bundesamt für Umwelt BAFU (2013) Hydrologisches Jahrbuch der Schweiz 2009. Umwelt-Zustand UZ-1321-D. Bern.
- Chu, X. und Steinman, A. (2009). Event and Continuous Hydrologic Modeling with HEC-HMS. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 135 (1), S. 119–124.
- Coccia, G. (2011) Analysis and developments of uncertainty processors for real time flood forecasting. Dissertation thesis. Alma Mater Studiorum Università di Bologna.

- Coccia, G. und Todini, E. (2011). Recent developments in predictive uncertainty assessment based on the model conditional processor approach. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15 (10), S. 3253–3274.
- Crosson, W.L., Al-Hamdan, M.Z., Hemmings, S.N. und Wade, G.M. (2012). A daily merged MODIS Aqua–Terra land surface temperature data set for the conterminous United States. *Remote Sensing of Environment*, 119, S. 315–324.
- Dahri, Z.H., Ahmad, B., Leach, J.H. und Ahmad, S. (2011). Satellite-Based Snowcover Distribution and Associated Snowmelt Runoff Modeling in Swat River Basin of Pakistan. *Proceedings of the Pakistan Academy of Sciences*, 48 (1), S. 19–32.
- Dawson, C.W. und Wilby, R.L. (2001). Hydrological modelling using artificial neural networks. *Progress in Physical Geography*, 25 (1), S. 80–108.
- Dee, D., Uppala, S., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A.J., Haimberger, L., Healy, S.B., Hersbach, H., Hólm, E.V., Isaksen, L., Kallberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A.P., Monge-Sanz, B.M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., Rosnay, P. de, Tavolato, C., Thépaut, J.-N. und Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137 (656), S. 553–597.
- Deng, J., Huang, X., Feng, Q., Ma, X. und Liang, T. (2015). Toward Improved Daily Cloud-Free Fractional Snow Cover Mapping with Multi-Source Remote Sensing Data in China. *Remote Sensing*, 7 (6), S. 6986–7006.
- DHI Software (2007) MIKE SHE User Manual: Volume 1: User Guide.
- ECMWF (2015) ERA Interim, Daily. Verfügbar unter: <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/> [Zuletzt geprüft am 15.11.2015].
- ECMWF (2016) ERA-20C, Daily. Verfügbar unter: <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/era20c-daily/> [Zuletzt geprüft am 10.04.2016].
- Feldman, A.D. (2000) HEC-HMS Hydrologic Modeling System: Technical Reference Manual.
- Fritsch, S. und Guenther, F. (2016) neuralnet: Training of neural networks: R package version 1.33. Verfügbar unter: <https://CRAN.R-project.org/package=neuralnet>.
- Gafurov, A. und Bárdossy, A. (2009). Cloud removal methodology from MODIS snow cover product. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13 (7), S. 1361–1373.
- Gao, Y., Xie, H., Lu, N., Yao, T. und Liang, T. (2010a). Toward advanced daily cloud-free snow cover and snow water equivalent products from Terra–Aqua MODIS and Aqua AMSR-E measurements. *Journal of Hydrology*, 385 (1-4), S. 23–35.
- Gao, Y., Xie, H., Yao, T. und Xue, C. (2010b). Integrated assessment on multi-temporal and multi-sensor combinations for reducing cloud obscuration of MODIS snow cover products of the Pacific Northwest USA. *Remote Sensing of Environment*, 114 (8), S. 1662–1675.
- Gehne, M., Hamill, T.M., Kiladis, G.N. und Trenberth, K.E. (2016). Comparison of Global Precipitation Estimates across a Range of Temporal and Spatial Scales. *Journal of Climate*, 29 (21), S. 7773–7795.
- GLIMS und NSIDC (2005, updated 2014) Global Land Ice Measurements from Space glacier database: Compiled and made available by the international GLIMS community and the National Snow and Ice Data Center. Boulder CO, U.S.A.
- Grody, N.C. (1991). Classification of snow cover and precipitation using the special sensor microwave imager. *Journal of Geophysical Research*, 96 (D4), S. 7423.
- GSFC DAAC (2016a) Tropical Rainfall Measurement Mission Project (TRMM): Daily TRMM and Others Rainfall Estimate (3B42 V7 derived). Verfügbar unter: ftp://disc2.nascom.nasa.gov/ftp/data/TRMM/Gridded/Derived_Products/3B42_V7/Daily/ [Zuletzt geprüft am 03.05.2016].
- GSFC DAAC (2016b) Tropical Rainfall Measurement Mission Project (TRMM): TRMM/TMPA 3B42RT Daily TRMM and Others Daily Rainfall Estimate V7. Verfügbar unter: ftp://disc2.nascom.nasa.gov/ftp/data/TRMM/Gridded/Derived_Products/3B42RT/Daily/ [Zuletzt geprüft am 03.05.2016].

- Hachem, S., Duguay, C.R. und Allard, M. (2012). Comparison of MODIS-derived land surface temperatures with ground surface and air temperature measurements in continuous permafrost terrain. *The Cryosphere*, 6 (1), S. 51–69.
- Hall, D.K. und Riggs, G.A. (2007). Accuracy assessment of the MODIS snow products. *Hydrological Processes*, 21, S. 1534–1547.
- Harada, Y., Kamahori, H., Kobayashi, C., Endo, H., Kobayashi, S., Ota, Y., Onoda, H., Onogi, K., Miyaoka, K. und Takahashi, K. (2016). The JRA-55 Reanalysis: Representation of atmospheric circulation and climate variability. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 94.
- Hassan, Z., Shamsudin, S. und Harun, S. (2014). Minimum Input Variances for Modelling Rainfall-runoff Using ANN. *Jurnal Teknologi*, 69 (3).
- Hengl, T., Heuvelink, G.B.M., Perčec Tadić, M. und Pebesma, E. (2012). Spatio-temporal prediction of daily temperatures using time-series of MODIS LST images. *Theoretical and Applied Climatology*, 107 (1-2), S. 265–277.
- Hock, R. (2003). Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282 (1-4), S. 104–115.
- Huffman, G.J., Adler, R.F., Arkin, P., Chang, A., Ferraro, R., Gruber, A., Janowiak, J., McNab, A., Rudolf, B. und Schneider, U. (1997). The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78 (1), S. 5–20.
- Huffman, G.J., Adler, R.F., Morrissey, M.M., Bolvin, D.T., Curtis, S., Joyce, R., McGavock, B. und Susskind, J. (2001). Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multisatellite Observations. *Journal of Hydrometeorology*, 2 (1), S. 36–50.
- Huffman, G.J. und Bolvin, D.T. (2015) TRMM and Other Data Precipitation Data Set Documentation.
- Huffman, G.J., Bolvin, D.T., Nelkin, E.J., Wolff, D.B., Adler, R.F., Gu, G., Hong, Y., Bowman, K.P. und Stocker, E.F. (2007). The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8 (1), S. 38–55.
- Hu, Z., Hu, Q., Zhang, C., Chen, X. und Li, Q. (2016). Evaluation of reanalysis, spatially interpolated and satellite remotely sensed precipitation data sets in central Asia. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121 (10), S. 5648–5663.
- Immerzeel, W.W., Droogers, P., Jong, S. de und Bierkens, M.F.P. (2009). Large-scale monitoring of snow cover and runoff simulation in Himalayan river basins using remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 113, S. 40–49.
- Immerzeel, W.W., Droogers, P., Jong, S. de und Bierkens, M.F.P. (2010). Satellite Derived Snow and Runoff Dynamics in the Upper Indus River Basin. *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung* (45), S. 303–312.
- Ismail, M.F., Habib-ur-Rehman, Bogacki, W. und Muhammad, N. (2015). Degree day factor models for forecasting the snowmelt runoff for naran watershed. *Science International*, 27 (3).
- Jiang, S., Ren, L., Hong, Y., Yang, X., Ma, M., Zhang, Y. und Yuan, F. (2014). Improvement of Multi-Satellite Real-Time Precipitation Products for Ensemble Streamflow Simulation in a Middle Latitude Basin in South China. *Water Resources Management*, 28 (8), S. 2259–2278.
- Joyce, R., Janowiak, J., Arkin, P. und Xie, P. (2004). CMORPH: A Method that Produces Global Precipitation Estimates from Passive Microwave and Infrared Data at High Spatial and Temporal Resolution. *Journal of Hydrometeorology*, 5 (3), S. 487–503.
- Kahl, M. (2016). Berechnung von räumlich verteilten täglichen Temperaturen aus rekonstruierten MODIS Satellitendaten. In: Wernecke, G., Ebner von Eschenbach, A.-D., Strunck, Y., Kirschbauer, L., und Müller, A., eds. *Wasserressourcen - Wissen in Flussgebieten vernetzen: Beiträge zum Tag der Hydrologie am 17./18. März 2016 in Koblenz*, S. 249–258.

- 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. und Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77 (3), S. 437–471.
- Kattel, D.B., Yao, T., Yang, K., Tian, L., Yang, G. und Joswiak, D. (2013). Temperature lapse rate in complex mountain terrain on the southern slope of the central Himalayas. *Theoretical and Applied Climatology*, 113 (3-4), S. 671–682.
- Ke, L., Ding, X. und Song, C. (2013). Reconstruction of Time-Series MODIS LST in Central Qinghai-Tibet Plateau Using Geostatistical Approach. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 10 (6), S. 1602–1606.
- Khan, M.A. (2008) *Water Resources Management and Sustainable Agriculture*. New Delhi: A.P.H. Pub. Corp.
- Klein, B., Meißner, D., Kobialka, H.-U. und Reggiani, P. (2016). Predictive Uncertainty Estimation of Hydrological Multi-Model Ensembles Using Pair-Copula Construction. *Water*, 8 (4), S. 125.
- Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, Y., EBITA, A., Moriya, M., ONODA, H., Onogi, K., Kamahori, H., Kobayashi, C., Endo, H., Miyaoka, K. und Takahashi, K. (2015). The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 93 (1), S. 5–48.
- Krzysztofowicz, R. (1999). Bayesian theory of probabilistic forecasting via deterministic hydrologic model. *Water Resources Research*, 35 (9), S. 2739–2750.
- Krzysztofowicz, R. (2002). Bayesian system for probabilistic river stage forecasting. *Journal of Hydrology*, 268 (1-4), S. 16–40.
- Lauri, H., Räsänen, T.A. und Kummu, M. (2014). Using Reanalysis and Remotely Sensed Temperature and Precipitation Data for Hydrological Modeling in Monsoon Climate: Mekong River Case Study. *Journal of Hydrometeorology*, 15 (4), S. 1532–1545.
- Liang, T., Zhang, X., Xie, H., Wu, C., Feng, Q., Huang, X. und CHEN, Q. (2008). Toward improved daily snow cover mapping with advanced combination of MODIS and AMSR-E measurements. *Remote Sensing of Environment*, 112 (10), S. 3750–3761.
- Li, F., Jackson, T.J., Kustas, W.P., Schmugge, T.J., French, A.N., Cosh, M.H. und Bindlish, R. (2004). Deriving land surface temperature from Landsat 5 and 7 during SMEX02/SMACEX. *Remote Sensing of Environment*, 92 (4), S. 521–534.
- Li, X. und Williams, M.W. (2008). Snowmelt runoff modelling in an arid mountain watershed, Tarim Basin, China. *Hydrological Processes*, 22 (19), S. 3931–3940.
- Lorenz, C. und Kunstmann, H. (2012). The Hydrological Cycle in Three State-of-the-Art Reanalyses: Intercomparison and Performance Analysis. *Journal of Hydrometeorology*, 13 (5), S. 1397–1420.
- LP DAAC (2011) *MODIS Reprojection Tool user's manual: Release 4.1*.
- Mahmood, R. und Jia, S. (2016). Assessment of Impacts of Climate Change on the Water Resources of the Transboundary Jhelum River Basin of Pakistan and India. *Water*, 8 (6), S. 246.
- Maier, H.R., Jain, A., Dandy, G.C. und Sudheer, K.P. (2010). Methods used for the development of neural networks for the prediction of water resource variables in river systems: Current status and future directions. *Environmental Modelling & Software*, 25 (8), S. 891–909.
- Maniak, U. (2010) *Hydrologie und Wasserwirtschaft: Eine Einführung für Ingenieure*. Berlin/Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Martinec, J. (1975) *New methods in snowmelt runoff studies in representative basins*. Tokyo, Japan (117), S. 99–107.
- Martinec, J. (1985). Korrektur der Niederschlagsdaten durch Schneemessungen. In: Schweizerischen Geotechnischen Kommission and Hydrologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, eds. *Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie: Der Niederschlag in der Schweiz*: Bern, S. 77–86.

- Martinez, J. und Rango, A. (1986). Parameter values for snowmelt runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 84 (3-4), S. 197–219.
- Martinez, J., Rango, A. und Roberts, R. (2005) Snowmelt-Runoff Model (SRM) user's manual: USDA Jornada Experimental Range, New Mexico State University. Las Cruces, NM.
- McCulloch, W.S. und Pitts, W. (1943). A logical calculus of the ideas immanent in nervous activity. *The Bulletin of Mathematical Biophysics*, 5 (4), S. 115–133.
- McFarland, M., Miller, R. und Neale, C. (1990). Land surface temperature derived from the SSM/I passive microwave brightness temperatures. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28 (5), S. 839–845.
- Melesse, A. und Wang, X. (2006). Multitemporal scale hydrograph prediction using artificial neural networks. *Journal of the American Water Resources Association*, 42 (6), S. 1647–1657.
- Menzel, L., Lang, H. und Rohmann, M. (1999). Mittlere jährliche aktuelle Verdunstungshöhen 1973–1992: Tafel 4.1. In: Bundesamt für Umwelt BAFU, ed. *Hydrologischen Atlas der Schweiz (HADES)*.
- Modarres, R. (2009). Multi-criteria validation of artificial neural network rainfall-runoff modeling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13 (3), S. 411–421.
- Munyaneza, O., Mukubwa, A., Maskey, S., Uhlenbrook, S. und Wenninger, J. (2014). Assessment of surface water resources availability using catchment modelling and the results of tracer studies in the mesoscale Migina Catchment, Rwanda. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18 (12), S. 5289–5301.
- NASA (2006) *Earth Science Reference Handbook: A Guide to NASA's Earth Science Program and Earth Observing Satellite Missions*. Washington, D.C.: NASA.
- NASA (2015) MERRA IAU 2d atmospheric single-level diagnostics. Verfügbar unter: http://goldsmr2.sci.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/dpool/HTTP_DpFileDownloadMERRA.pl?DATASET=MERRA_DP&FCP_DIR=/ftp/private/tmp/&APPLICATION=SUBSET_LATS4D&FILTER=SUBSET_LATS4D&SUB_LONMIN=-120.601222&SUB_LONMAX=-120.565426&SUB_LATMAX=45.653351&SUB_LATMIN=45.631137&OUTPUT_FORMAT=HDF&LOKUPID_List=MAT1NXSLV&STARTYR=1990&STARTMON=01&STARTDAY=01&ENDYR=2011&ENDDAY=31&variable=u50m&variable=v50m [Zuletzt geprüft am 18.11.2015].
- Nash, J.E. und Sutcliffe, J.V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10 (3), S. 282–290.
- NCAR (2015a) Climate Forecast System Reanalysis (CFSR). Verfügbar unter: ftp://nomads.ncdc.noaa.gov/CFSR/HP_time_series/ [Zuletzt geprüft am 20.11.2015].
- NCAR (2015b) JRA-55: Japanese 55-year Reanalysis, Daily 3-Hourly and 6-Hourly Data. Verfügbar unter: <http://rda.ucar.edu/datasets/ds628.0/> [Zuletzt geprüft am 22.11.2015].
- Neteler, M. (2010). Estimating Daily Land Surface Temperatures in Mountainous Environments by Reconstructed MODIS LST Data. *Remote Sensing*, 2 (1), S. 333–351.
- Neteler, M. (2011) *Spatio-temporal reconstruction of satellite-based temperature maps and their application to the prediction of tick and mosquito disease vector distribution in Northern Italy*. 1st ed. Norderstedt: Books on Demand.
- Neteler, M., Roiz, D., Rocchini, D., Castellani, C. und Rizzoli, A. (2011). Terra and Aqua satellites track tiger mosquito invasion: modelling the potential distribution of *Aedes albopictus* in north-eastern Italy. *International Journal of Health Geographics*, 10 (1), S. 49.
- NOAA (2015) NCEP/NCAR Reanalysis 1. Verfügbar unter: ftp://ftp.cdc.noaa.gov/pub/Datasets/ncep.reanalysis/surface_gauss/ [Zuletzt geprüft am 11.11.2015].
- NOAA (2016) Global Surface Summary of the Day. Verfügbar unter: <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/g sod/> [Zuletzt geprüft am 16.04.2016].
- NSIDC (2016) MODIS Data: Data Versions [online]. Verfügbar unter: https://nsidc.org/data/modis/data_versions.html#processing-history [Zuletzt geprüft am 09.03.2016].
- Owen, T. (2016) Terra Turns 16 [online], NASA. Verfügbar unter: <http://terra.nasa.gov/news/terra-turns-16> [Zuletzt geprüft am 10.02.2016].

- Parajka, J. und Blöschl, G. (2006). Validation of MODIS snow cover images over Austria. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10 (5), S. 679–689.
- Parajka, J. und Blöschl, G. (2008). Spatio-temporal combination of MODIS images - potential for snow cover mapping. *Water Resources Research*, 44 (3), S. n/a.
- Parajka, J., Pepe, M., Rampini, A., Rossi, S. und Blöschl, G. (2010). A regional snow-line method for estimating snow cover from MODIS during cloud cover. *Journal of Hydrology*, 381 (3-4), S. 203–212.
- Parkinson, C.L. (2013). Summarizing the First Ten Years of NASA's Aqua Mission. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 6 (3), S. 1179–1188.
- Peña-Arancibia, J.L., van Dijk, A.I.J.M., Renzullo, L.J. und Mulligan, M. (2013). Evaluation of Precipitation Estimation Accuracy in Reanalyses, Satellite Products, and an Ensemble Method for Regions in Australia and South and East Asia. *Journal of Hydrometeorology*, 14 (4), S. 1323–1333.
- Pérez Díaz, C.L., Lakhankar, T., Romanov, P., Muñoz, J., Khanbilvardi, R. und Yu, Y. (2015). Near-surface air temperature and snow skin temperature comparison from CREST-SAFE station data with MODIS land surface temperature data. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 12 (8), S. 7665–7687.
- Poli, P., Hersbach, H., Tan, D.G.H., Dee, D., Thepaut, J.-J., Simmons, A., Peubey, C., Lalouaux, P., Komori, T., Berrisford, P., Dragani, R., Trémolet, Y., Hólm, E.V., Bonavita, M., Isaksen, I. und Fisher, M. (2013). The data assimilation system and initial performance evaluation of the ECMWF pilot reanalysis of the 20th-century assimilating surface observations only (ERA-20C). *ERA Report Series* (14).
- R Core Team (2015) R: A Language and Environment for Statistical Computing. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing.
- Raftery, A.E., Gneiting, T., Balabdaoui, F. und Polakowski, M. (2005). Using Bayesian model averaging to calibrate forecast ensembles. *Monthly Weather Review* (133), S. 1155–1174.
- Raftery, A.E., Madigan, D. und Hoeting, J.A. (1997). Bayesian Model Averaging for Linear Regression Models. *Journal of the American Statistical Association*, 92 (437), S. 179–191.
- Rango, A. (2012). The Snowmelt Runoff Model (SRM): Chapter 14. In: Singh, V.P., ed. *Computer models of watershed hydrology*. 2nd ed. Highlands Ranch, Colo: Water Resources Publications, S. 477–520.
- Rango, A., Martinec, J. und Roberts, R. (2008). Relative importance of glacier contributions to water supply in a changing climate. *World Resource Review*, 20 (3), S. 487–503.
- Reggiani, P., Coccia, G. und Mukhopadhyay, B. (2016). Predictive Uncertainty Estimation on a Precipitation and Temperature Reanalysis Ensemble for Shigar Basin, Central Karakoram. *Water*, 8 (6), S. 263.
- Riad, S., Mania, J., Bouchaou, L. und Najjar, Y. (2004). Rainfall-runoff model using an artificial neural network approach. *Mathematical and Computer Modelling*, 40 (7-8), S. 839–846.
- Rienecker, M.M., Suarez, M.J., Gelaro, R., Todling, R., Bacmeister, J., Liu, E., Bosilovich, M.G., Schubert, S.D., Takacs, L., Kim, G.-K., Bloom, S., Chen, J., Collins, D., Conaty, A., da Silva, A., Gu, W., Joiner, J., Koster, R.D., Lucchesi, R., Molod, A., Owens, T., Pawson, S., Pegion, P., Redder, C.R., Reichle, R., Robertson, F.R., Ruddick, A.G., Sienkiewicz, M. und Woollen, J. (2011). MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. *Journal of Climate*, 24 (14), S. 3624–3648.
- Rolland, C. (2003). Spatial and Seasonal Variations of Air Temperature Lapse Rates in Alpine Regions. *Journal of Climate*, 16 (7), S. 1032–1046.
- Rosenblatt, F. (1958). The Perceptron: A Probabilistic Model for Information Storage and Organization in the Brain. *Psychological Review*, 65 (6), S. 386–408.
- Roy, D., Begam, S., Ghosh, S. und Jana, S. (2013). Calibration and validation of HEC-HMS model for a river basin in Eastern India. *ARNP Journal of Engineering and Applied Sciences*, 8 (1), S. 40–56.

- Rumelhart, D.E., Hinton, G.E. und Williams, R.J. (1986). Learning Internal Representations by Error Propagation. In: Rumelhart, D.E. and McClelland, J.L., eds. *Parallel Distributed Processing, Volume 1: Explorations in the Microstructure of Cognition: Foundations*. 6th ed. Cambridge, Mass: The MIT Press, S. 318–362.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y.-T., Chuang, H.-Y., Juang, H.-M.H., Sela, J., Iredell, M., Treadon, R., Kleist, D., van Delst, P., Keyser, D., Derber, J., Ek, M., Meng, J., Wei, H., Yang, R., Lord, S., van Den Dool, H., Kumar, A., Wang, W., Long, C., Chelliah, M., Xue, Y., Huang, B., Schemm, J.-K., Ebisuzaki, W., Lin, R., Xie, P., Chen, M., Zhou, S., Higgins, W., Zou, C.-Z., Liu, Q., Chen, Y., Han, Y., Cucurull, L., Reynolds, R., Rutledge, G. und Goldberg, M. (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91 (8), S. 1015–1057.
- Saha, S., Moorthi, S., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Behringer, D., Hou, Y.-T., Chuang, H.-Y., Iredell, M., Ek, M., Meng, J., Yang, R., Mendez, M.P., van Den Dool, H., Zhang, Q., Wang, W., Chen, M. und Becker, E. (2014). The NCEP Climate Forecast System Version 2. *Journal of Climate*, 27 (6), S. 2185–2208.
- Salomonson, V.V. und Appel, I. (2004). Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index. *Remote Sensing of Environment*, 89 (3), S. 351–360.
- Salomonson, V.V. und Appel, I. (2006). Development of the Aqua MODIS NDSI fractional snow cover algorithm and validation results. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44 (7), S. 1747–1756.
- Schaefli, B. (2016). Snow hydrology signatures for model identification within a limits-of-acceptability approach. *Hydrological Processes*.
- Scharffenberg, W.A. (2016) *Hydrologic Modeling System HEC-HMS: User's Manual*.
- Schulla, J. und Jasper, K. (1998) *Modellbeschreibung WaSiM-ETH: Wasserhaushalts-Simulations-Modell ETH*: Institute of Geography ETH Zürich.
- Schwarb, M., Frei, C.S.C. und Daly, C. (1999). Mittlere jährliche Niederschlagshöhen im europäischen Alpenraum 1971–1990: Tafel 2.6. In: Bundesamt für Umwelt BAFU, ed. *Hydrologischen Atlas der Schweiz (HADES)*.
- Seidel, K., Martinec, J. und Baumgartner, M.F. (2000). Modelling runoff and impact of climate change in large Himalayan basins. In: *Integrated Water Resources Management for Sustainable Development*. New Dehli, India: Routledge, S. 1020–1028.
- Sevruk, B. (1985). Systematischer Niederschlagsmessfehler in der Schweiz. In: Schweizerischen Geotechnischen Kommission and Hydrologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, eds. *Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie: Der Niederschlag in der Schweiz*: Bern, S. 65–75.
- Sevruk, B. (1987). Point precipitation measurements: why are they not corrected. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Publ*, 164, S. 477–486.
- Sevruk, B. (1993). Checking precipitation gauge performance. In: *Measurement of Airborne Pollutants*: Elsevier, S. 89–107.
- Shabir, O. (2013). A Summary Case Report on the Health Impacts and Response to the Pakistan Floods of 2010. *PLoS Currents*.
- Shuai, T., Zhang, X., Wang, S., Zhang, L., Shang, K., Chen, X. und Wang, J. (2014). A Spectral Angle Distance-Weighting Reconstruction Method for Filled Pixels of the MODIS Land Surface Temperature Product. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 11 (9), S. 1514–1518.
- Shwetha, H.R. und Kumar, D.N. (2015). Prediction of Land Surface Temperature Under Cloudy Conditions Using Microwave Remote Sensing and ANN. *Aquatic Procedia*, 4, S. 1381–1388.
- Silva, M.M.G.T. de, Weerakoon, S.B. und Herath, S. (2014). Modeling of Event and Continuous Flow Hydrographs with HEC-HMS: Case Study in the Kelani River Basin, Sri Lanka. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19 (4), S. 800–806.

- Singh, P., Kumar, N. und Arora, M. (2000). Degree–day factors for snow and ice for Dokriani Glacier, Garhwal Himalayas. *Journal of Hydrology*, 235 (1-2), S. 1–11.
- Singh, P. und Singh, V.P. (2001) *Snow and glacier hydrology*. Dordrecht: Kluwer Academic Publ.
- Suarez, M.J., Rienecker, M.M., Todling, R., Bacmeister, J., Takacs, L., Liu, H.C., Gu, W., Sienkiewicz, M., Koster, R.D. und Gelaro, R. (2008). The GEOS-5 Data Assimilation System-Documentation of Versions 5.0. 1, 5.1. 0, and 5.2. 0.
- Tahir, A.A., Chevallier, P., Arnaud, Y., Neppel, L. und Ahmad, B. (2011). Modeling snowmelt-runoff under climate scenarios in the Hunza River basin, Karakoram Range, Northern Pakistan. *Journal of Hydrology*, 409 (1-2), S. 104–117.
- Tang, Z., Wang, J., Li, H. und Yan, L. (2013). Spatiotemporal changes of snow cover over the Tibetan plateau based on cloud-removed moderate resolution imaging spectroradiometer fractional snow cover product from 2001 to 2011. *Journal of Applied Remote Sensing*, 7 (1), S. 73582.
- Thiemig, V., Rojas, R., Zambrano-Bigiarini, M., Levizzani, V. und Roo, A. de (2012). Validation of Satellite-Based Precipitation Products over Sparsely Gauged African River Basins. *Journal of Hydrometeorology*, 13 (6), S. 1760–1783.
- Todini, E. (2008). A model conditional processor to assess predictive uncertainty in flood forecasting. *International Journal of River Basin Management*, 6 (2), S. 123–137.
- Tombul, M. und Oğul, E. (2006). Modeling of Rainfall-Runoff Relationship at the Semi-arid Small Catchments Using Artificial Neural Networks. In: Huang, D., Li, K., und Irwin, G.W., eds. *Intelligent Control and Automation*: Springer Berlin Heidelberg, S. 309–318.
- USGS (2015) Shuttle Radar Topography Mission. Verfügbar unter: e4ftl01.cr.usgs.gov/SRTM [Zuletzt geprüft am 07.12.2015].
- van der Waerden, B. (1952). Order tests for the two-sample problem and their power. *Indagationes Mathematicae (Proceedings)*, 55, S. 453–458.
- van der Waerden, B.L. (1953a). Order Tests for the Two-Sample Problem (second communication). *Indagationes Mathematicae (Proceedings)*, 56, S. 303–310.
- van der Waerden, B.L. (1953b). Order Tests for the Two-Sample Problem (third communication). *Indagationes Mathematicae (Proceedings)*, 56, S. 311–316.
- van der Waerden, B.L. (1953c). Order Tests for the Two-Sample Problem and their Power. *Indagationes Mathematicae (Proceedings)*, 56, S. 80.
- Vos, N.J. de und Rientjes, T.H.M. (2005). Constraints of artificial neural networks for rainfall-runoff modelling: trade-offs in hydrological state representation and model evaluation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9 (1/2), S. 111–126.
- Wang, M., Zhang, L. und Baddoo, T.D. (2016). Hydrological Modeling in A Semi-Arid Region Using HEC-HMS. *Journal of Water Resource and Hydraulic Engineering*, 5 (3), S. 105–115.
- Wan, Z. (1999) MODIS Land-Surface Temperature: Algorithm Theoretical Basis Document (LST ATBD). Version 3.3. Santa Barbara: Institute for Computational Earth System Science.
- Wan, Z. (2007) MODIS Land Surface Temperature Products: Collection-5. Users' Guide. Santa Barbara: ICESS, University of California.
- Wan, Z. (2008). New refinements and validation of the MODIS Land-Surface Temperature/Emissivity products. *Remote Sensing of Environment*, 112 (1), S. 59–74.
- Wan, Z., Zhang, Y., Zhang, Q. und Li, Z.-L. (2002). Validation of the land-surface temperature products retrieved from Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment*, 83 (1-2), S. 163–180.
- Wan, Z., Zhang, Y., Zhang, Q. und Li, Z.-L. (2004). Quality assessment and validation of the MODIS global land surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, 25 (1), S. 261–274.
- Ward, E., Buytaert, W., Peaver, L. und Wheeler, H. (2011). Evaluation of precipitation products over complex mountainous terrain: A water resources perspective. *Advances in Water Resources*, 34 (10), S. 1222–1231.

- Wilby, R.L. und Wigley, T.M.L. (1997). Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. *Progress in Physical Geography*, 21 (4), S. 530–548.
- Wu, C.L. und Chau, K.W. (2011). Rainfall–runoff modeling using artificial neural network coupled with singular spectrum analysis. *Journal of Hydrology*, 399 (3-4), S. 394–409.
- Xu, Y. und Shen, Y. (2013). Reconstruction of the land surface temperature time series using harmonic analysis. *Computers & Geosciences*, 61, S. 126–132.
- Zeng, C., Shen, H., Zhong, M., Zhang, L. und Wu, P. (2015). Reconstructing MODIS LST Based on Multitemporal Classification and Robust Regression. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 12 (3), S. 512–516.
- Zhang, L., Huang, J., Guo, R., Li, X., Sun, W. und Wang, X. (2013). Spatio-temporal reconstruction of air temperature maps and their application to estimate rice growing season heat accumulation using multi-temporal MODIS data. *Journal of Zhejiang University SCIENCE B*, 14 (2), S. 144–161.
- Zulkafli, Z., Buytaert, W., Onof, C., Manz, B., Tarnavsky, E., Lavado, W. und Guyot, J.-L. (2014). A Comparative Performance Analysis of TRMM 3B42 (TMPA) Versions 6 and 7 for Hydrological Applications over Andean–Amazon River Basins. *Journal of Hydrometeorology*, 15 (2), S. 581–592.

Anhang

Anhangverzeichnis

A	Ergebnisse der Validierung der Tagesmitteltemperaturen	227
A.1	MAE, RMSE und R^2 der RrTLSTR	228
A.2	MAE, RMSE und R^2 der RrTLSTR-S.....	230
A.3	Streudiagramme Bodenstation gegen \bar{T}_a (Szenario 1).....	232
A.4	Streudiagramme Bodenstation gegen \bar{T}_a (Szenario 2).....	235
B	Ergebnisse Modellierung rSRM	238
B.1	Abflussganglinien der Kalibrierung EZG-L.....	239
B.2	Abflussganglinien der Validierung EZG-L.....	249
B.3	Abflussganglinien der Kalibrierung EZG-D	264
B.4	Abflussganglinien der Validierung EZG-D	274
B.5	Abflussganglinien der Kalibrierung EMR	289
B.6	Abflussganglinien der Validierung EMR	295
C	Ergebnisse Modellierung HEC-HMS	303
C.1	Abflussganglinien EZG-L	304
C.2	Abflussganglinien EZG-D.....	319
C.3	Abflussganglinien EMR.....	334
D	Ergebnisse Modellierung ANN	342
D.1	Abflussganglinien EZG-L	343
D.2	Abflussganglinien EZG-D.....	358
D.3	Abflussganglinien EMR.....	373

A Ergebnisse der Validierung der Tagesmitteltemperaturen

A.1 MAE, RMSE und R² der RrTLSTR für den Zeitraum von 2000 (Terra) bzw. 2002 (Aqua) bis 2015

Station	H	Terra			Aqua		
		MAE	RMSE	R ²	MAE	RMSE	R ²
Basel-Binningen	316	1,6	2,2	0,915	1,6	2,2	0,912
Locarno-Monti	380	2,8	3,6	0,750	2,7	3,5	0,771
Aigle	383	1,7	2,2	0,908	1,7	2,2	0,908
Buchs-Suhr	387	1,7	2,2	0,912	1,7	2,3	0,906
Dornbirn	411	1,7	2,3	0,913	1,7	2,3	0,914
Wynau	416	1,9	2,5	0,887	2,0	2,6	0,882
Grenchen	430	1,8	2,4	0,896	1,8	2,4	0,890
Zürich-Kloten	432	1,7	2,2	0,912	1,7	2,3	0,909
Bregenz	439	1,7	2,2	0,914	1,7	2,2	0,913
Feldkirch	439	1,7	2,3	0,912	1,7	2,4	0,910
Alpnach	442	1,8	2,4	0,896	1,8	2,4	0,891
Zürich-Affolter	443	1,6	2,2	0,917	1,7	2,2	0,913
Altdorf	451	1,6	2,2	0,910	1,7	2,2	0,910
Luzern	456	1,5	2,0	0,927	1,5	2,1	0,925
Pully	461	1,7	2,2	0,913	1,6	2,1	0,920
Wädenswil	463	1,5	2,0	0,933	1,5	2,0	0,930
Sion	481	1,8	2,3	0,915	1,8	2,3	0,919
Neuchâtel	487	1,6	2,1	0,920	1,6	2,0	0,925
Payerne	491	1,7	2,2	0,909	1,7	2,3	0,910
Bern-Belp	510	1,7	2,3	0,916	1,8	2,3	0,915
Glarus	515	1,6	2,2	0,919	1,7	2,3	0,913
Aadorf-Täniko	536	1,9	2,5	0,891	1,9	2,6	0,887
Acquarossa-Comprovasco	552	2,3	3,0	0,806	2,3	3,0	0,819
Chur-Ems	556	1,3	1,7	0,950	1,3	1,7	0,953
Bern-Zollikofen	565	1,6	2,2	0,921	1,6	2,2	0,919
Zurich-Fluntern	569	1,4	1,9	0,936	1,4	1,9	0,938
Interlaken	579	1,6	2,1	0,922	1,6	2,1	0,922
Fahy	597	1,5	2,0	0,922	1,6	2,0	0,923
Rünenberg	610	1,5	2,0	0,934	1,4	2,0	0,933
Visp	640	2,1	2,7	0,894	2,0	2,7	0,896
St.Gallen	791	1,4	1,9	0,934	1,4	2,0	0,935
Lägern	843	1,4	1,9	0,937	1,4	1,9	0,936
Piotta	1.016	2,3	2,8	0,852	2,3	2,8	0,857
La Chaux-de-Fonds	1.019	1,4	1,9	0,934	1,4	1,9	0,936
Engelberg	1.035	1,4	1,9	0,939	1,4	1,9	0,939
Plaffeien	1.041	1,2	1,6	0,952	1,2	1,6	0,953
Poschiavo-Robbia	1.078	2,3	2,9	0,834	2,3	2,9	0,838
Hörnli	1.144	1,3	1,7	0,947	1,3	1,7	0,949
Bullet-La Frêtaz	1.202	1,4	1,8	0,939	1,4	1,8	0,939

Scuol	1.298	1,4	2,0	0,935	1,4	2,0	0,936
Adelboden	1.320	1,1	1,5	0,955	1,2	1,6	0,954
Ulrichen	1.345	2,5	3,6	0,825	2,4	3,6	0,831
Napf	1.406	1,5	1,8	0,936	1,5	1,9	0,937
Warth	1.471	1,5	1,9	0,934	1,5	1,9	0,935
Montana	1.508	1,3	1,7	0,943	1,4	1,8	0,940
Davos	1.590	1,4	1,7	0,950	1,4	1,7	0,950
Chasseral	1.599	1,8	2,3	0,897	1,9	2,3	0,891
San Bernardino	1.638	1,9	2,4	0,884	2,0	2,5	0,878
Cimetta	1.648	2,5	3,1	0,782	2,6	3,3	0,767
Samedan	1.706	2,5	3,3	0,837	2,5	3,3	0,845
Evolène-Villaz	1.825	2,0	2,6	0,860	2,1	2,8	0,841
Robièi	1.898	2,4	3,1	0,784	2,6	3,3	0,759
Le Moléson	1.972	2,4	3,1	0,796	2,6	3,3	0,765
Grimsel-Hospiz	1.980	1,8	2,2	0,899	2,0	2,5	0,878
Galzig	2.080	2,1	2,6	0,879	2,3	2,8	0,857
Pilatus	2.110	2,5	3,2	0,789	2,8	3,4	0,755
Gütsch ob Andermatt	2.284	2,2	2,8	0,838	2,4	3,0	0,809
Säntis	2.500	2,5	3,1	0,793	2,7	3,3	0,761
Weissfluhjoch	2.690	2,2	2,8	0,845	2,5	3,1	0,810
Piz Corvatsch	3.299	2,0	2,6	0,850	2,3	2,9	0,813
Jungfrauoch	3.576	2,1	2,7	0,827	2,4	3,1	0,782
gewichtetes Mittel über 61 Stationen	3.576	1,8	2,3	0,893	1,8	2,4	0,888

A.2 MAE, RMSE und R² der RrTLSTR-S für den Zeitraum von 2000 (Terra) bzw. 2002 (Aqua) bis 2015

Station	H	Terra			Aqua		
		MAE	RMSE	R ²	MAE	RMSE	R ²
Basel-Binningen	316	1,6	2,1	0,921	1,6	2,1	0,925
Locarno-Monti	380	3,2	4,0	0,689	3,2	4,0	0,699
Aigle	383	1,7	2,1	0,912	1,7	2,1	0,918
Buchs-Suhr	387	1,5	2,0	0,930	1,5	1,9	0,935
Dornbirn	411	1,7	2,2	0,923	1,6	2,1	0,929
Wynau	416	1,7	2,1	0,919	1,6	2,1	0,925
Grenchen	430	1,6	2,1	0,920	1,6	2,0	0,924
Zürich-Kloten	432	1,5	2,0	0,929	1,5	1,9	0,935
Bregenz	439	1,6	2,1	0,925	1,6	2,0	0,930
Feldkirch	439	1,6	2,1	0,928	1,5	2,1	0,932
Alpnach	442	1,6	2,1	0,919	1,6	2,0	0,925
Zürich-Affolter	443	1,5	2,0	0,931	1,5	1,9	0,936
Altdorf	451	1,7	2,2	0,910	1,6	2,2	0,913
Luzern	456	1,4	1,9	0,937	1,4	1,8	0,942
Pully	461	1,9	2,4	0,892	1,9	2,4	0,894
Wädenswil	463	1,4	1,8	0,944	1,3	1,7	0,948
Sion	481	1,8	2,3	0,917	1,8	2,2	0,925
Neuchâtel	487	1,7	2,2	0,914	1,7	2,1	0,920
Payerne	491	1,6	2,1	0,920	1,6	2,1	0,925
Bern-Belp	510	1,7	2,1	0,927	1,6	2,1	0,932
Glarus	515	1,4	1,8	0,942	1,4	1,8	0,944
Aadorf-Täniko	536	1,7	2,3	0,911	1,7	2,2	0,914
Acquarossa-Comprovasco	552	2,4	3,2	0,785	2,4	3,2	0,794
Chur-Ems	556	1,4	1,8	0,945	1,4	1,8	0,947
Bern-Zollikofen	565	1,5	1,9	0,936	1,4	1,9	0,940
Zurich-Fluntern	569	1,4	1,9	0,938	1,4	1,8	0,942
Interlaken	579	1,4	1,9	0,938	1,4	1,8	0,942
Fahy	597	1,5	2,0	0,923	1,6	2,0	0,923
Rünenberg	610	1,5	2,0	0,934	1,5	2,0	0,934
Visp	640	2,1	2,6	0,900	2,0	2,6	0,904
St.Gallen	791	1,4	1,9	0,936	1,4	1,9	0,937
Lägern	843	1,3	1,8	0,947	1,3	1,8	0,947
Piotta	1.016	2,3	2,8	0,855	2,2	2,8	0,858
La Chaux-de-Fonds	1.019	1,4	1,8	0,940	1,4	1,8	0,942
Engelberg	1.035	1,4	1,8	0,946	1,3	1,7	0,947
Plaffeien	1.041	1,2	1,6	0,954	1,2	1,6	0,955
Poschiavo-Robbia	1.078	2,3	2,9	0,835	2,3	2,8	0,839
Hörnli	1.144	1,3	1,7	0,947	1,3	1,7	0,949
Bullet-La Frêtaz	1.202	1,4	1,8	0,940	1,4	1,8	0,940

Scuol	1.298	1,5	2,1	0,933	1,5	2,1	0,933
Adelboden	1.320	1,1	1,5	0,957	1,1	1,5	0,957
Ulrichen	1.345	2,6	3,7	0,816	2,6	3,7	0,816
Napf	1.406	1,5	1,8	0,938	1,5	1,8	0,939
Warth	1.471	1,6	1,9	0,930	1,6	2,0	0,930
Montana	1.508	1,1	1,5	0,960	1,1	1,5	0,960
Davos	1.590	1,5	1,8	0,942	1,5	1,8	0,941
Chasseral	1.599	1,8	2,2	0,899	1,8	2,3	0,897
San Bernardino	1.638	1,9	2,3	0,885	1,9	2,4	0,883
Cimetta	1.648	2,2	2,8	0,820	2,3	2,9	0,814
Samedan	1.706	2,7	3,6	0,814	2,7	3,6	0,816
Evolène-Villaz	1.825	1,5	2,0	0,915	1,5	2,1	0,914
Robièi	1.898	2,2	2,8	0,826	2,3	2,9	0,818
Le Moléson	1.972	2,0	2,6	0,856	2,1	2,7	0,847
Grimsel-Hospiz	1.980	1,6	2,0	0,922	1,7	2,1	0,914
Galzig	2.080	1,8	2,2	0,909	1,8	2,3	0,903
Pilatus	2.110	2,1	2,6	0,858	2,2	2,7	0,848
Gütsch ob Andermatt	2.284	1,9	2,4	0,882	2,0	2,5	0,871
Säntis	2.500	2,3	2,8	0,826	2,4	3,0	0,809
Weissfluhjoch	2.690	2,1	2,6	0,866	2,2	2,7	0,852
Piz Corvatsch	3.299	2,4	2,9	0,805	2,6	3,1	0,789
Jungfrauoch	3.576	3,0	3,6	0,693	3,2	3,8	0,669
gewichtetes Mittel über 61 Stationen	3.576	1,8	2,2	0,899	1,8	2,3	0,900

A.3 Streudiagramme Bodenstation gegen \bar{T}_a (Szenario 1)

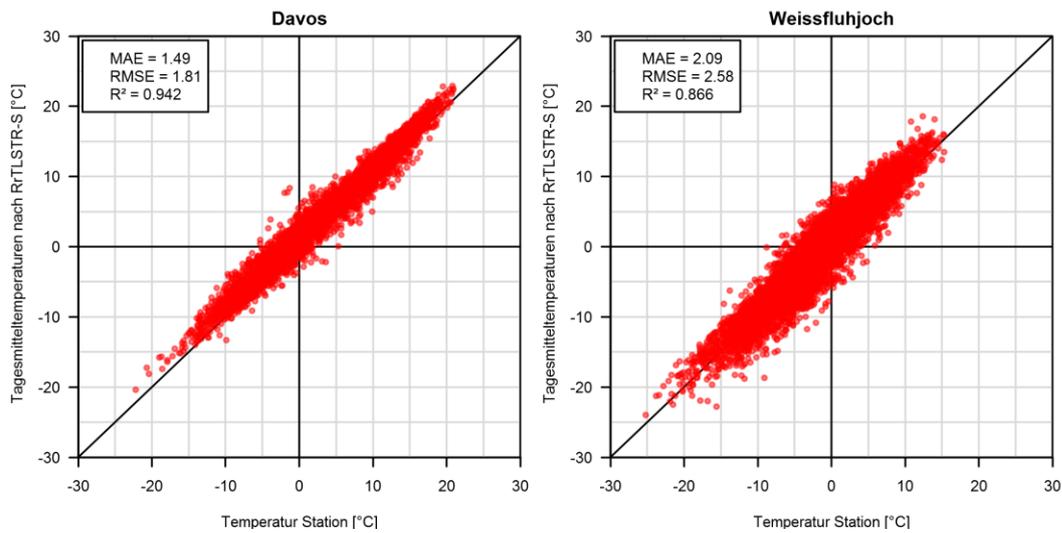


Abb. A-3- 1: Streudiagramm Bodenstation gegen \bar{T}_a nach RrTLSTR S (Szenario 1)

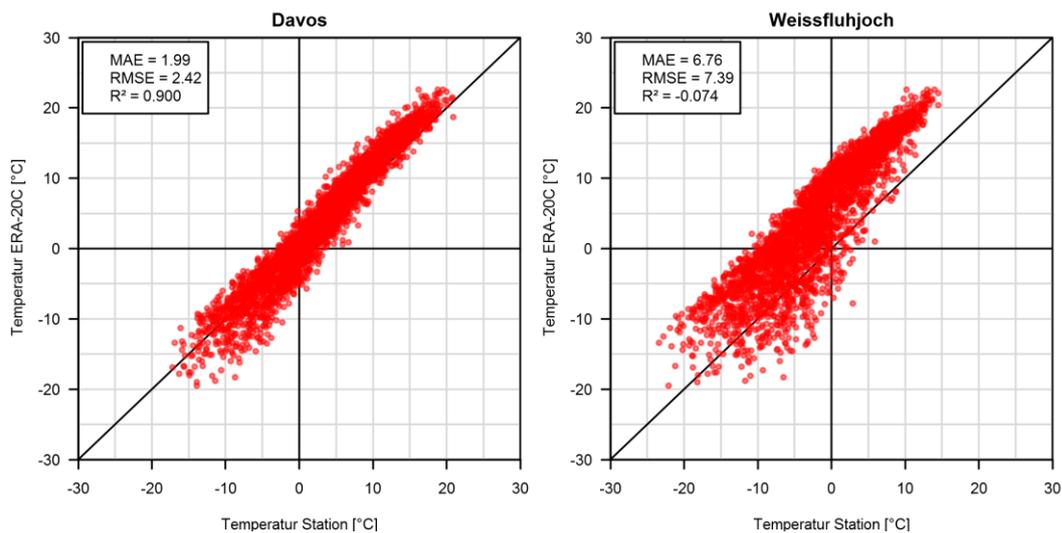


Abb. A-3- 2: Streudiagramm Bodenstation gegen \bar{T}_a aus ERA-20C (Szenario 1)

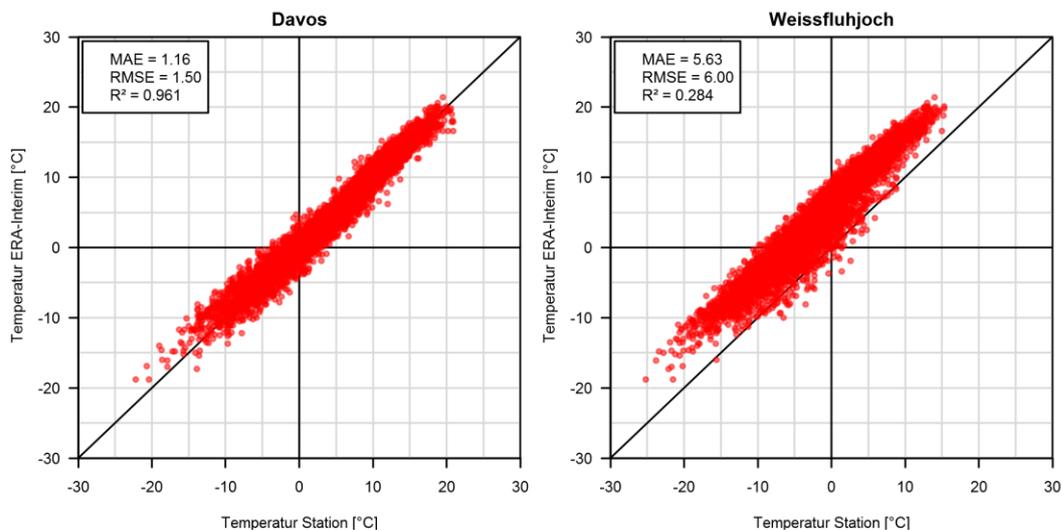


Abb. A-3- 3: Streudiagramm Bodenstation gegen \bar{T}_a aus ERA-Interim (Szenario 1)

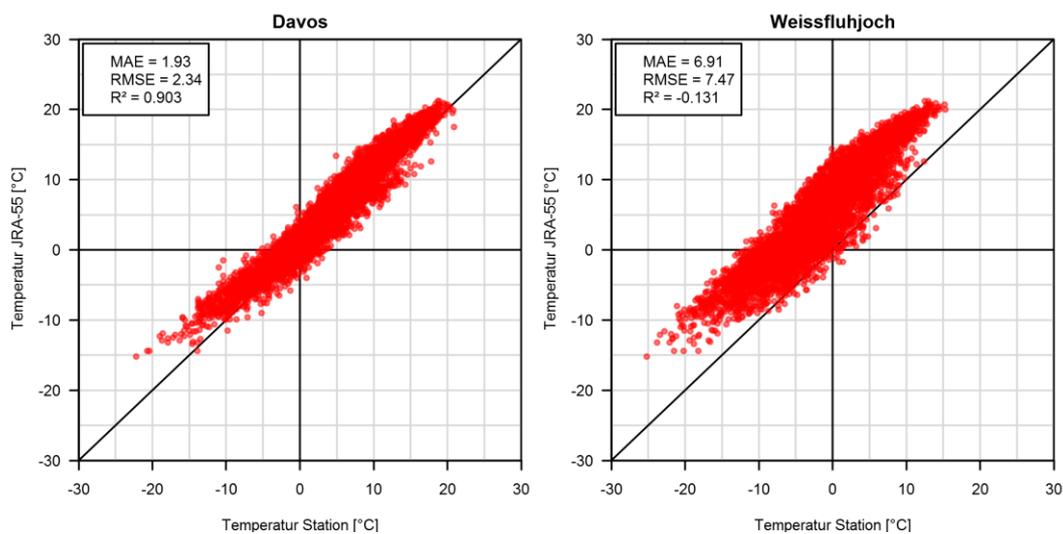


Abb. A-3- 4: Streudiagramm Bodenstation gegen \bar{T}_a aus JRA-55 (Szenario 1)

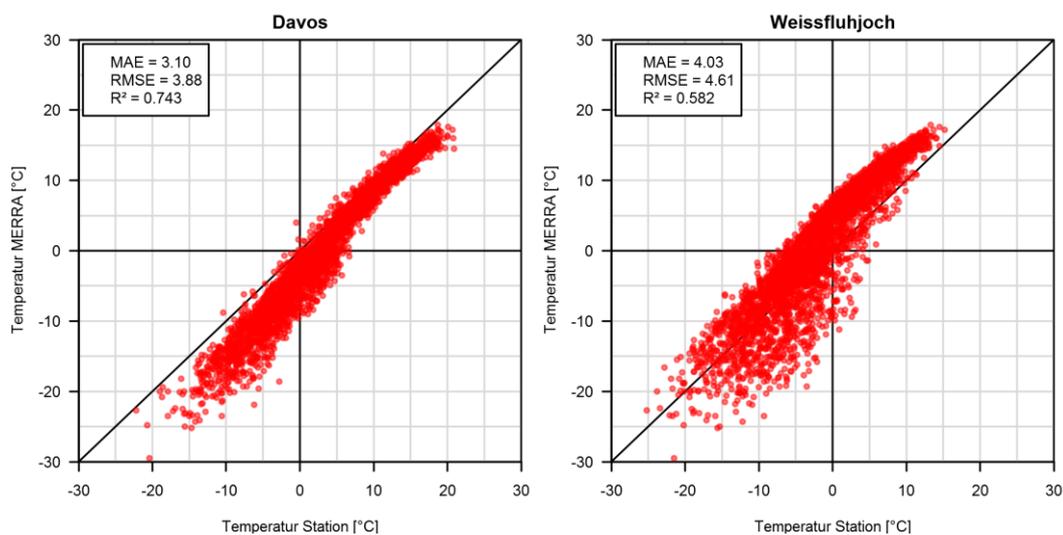


Abb. A-3- 5: Streudiagramm Bodenstation gegen \bar{T}_a aus MERRA (Szenario 1)

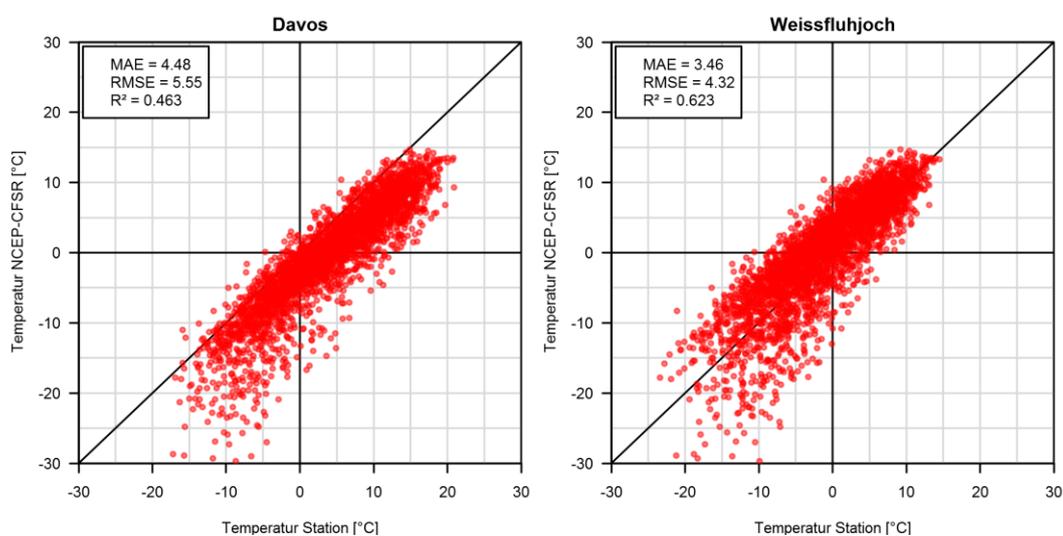


Abb. A-3- 6: Streudiagramm Bodenstation gegen \bar{T}_a aus NCEP-CFSR (Szenario 1)

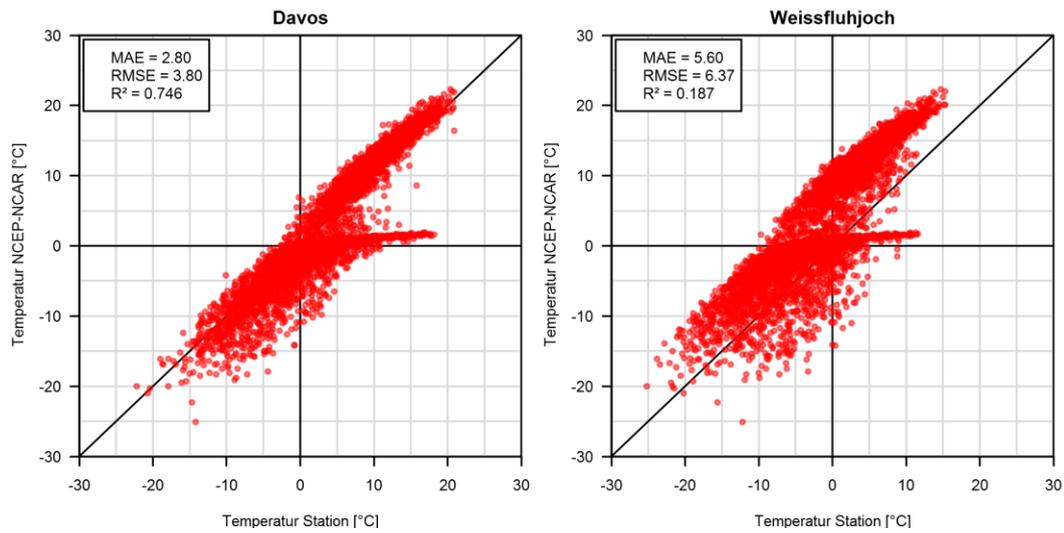


Abb. A-3- 7: Streudiagramm Bodenstation gegen \bar{T}_a aus NCEP-NCAR (Szenario 1)

A.4 Streudiagramme Bodenstation gegen \bar{T}_a (Szenario 2)

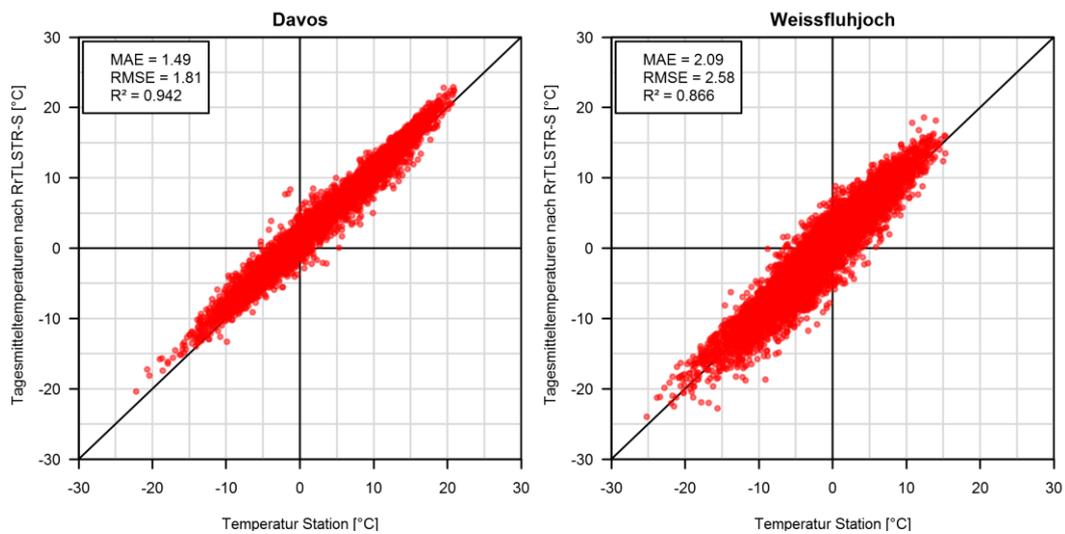


Abb. A-4- 1: Streudiagramm Bodenstation gegen \bar{T}_a nach RrTLSTR S (Szenario 2)

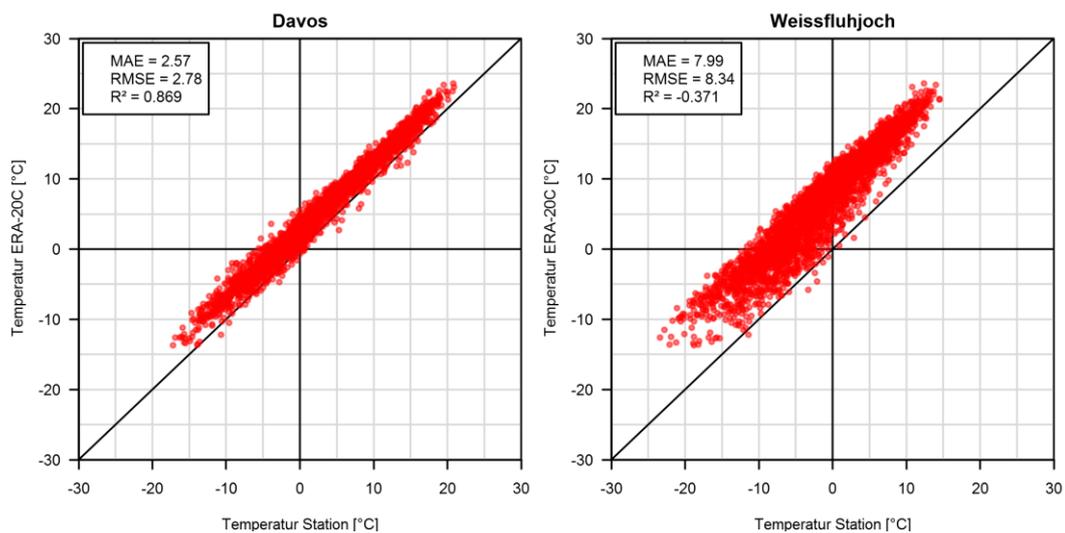


Abb. A-4- 2: Streudiagramm Bodenstation gegen \bar{T}_a aus ERA-20C (Szenario 2)

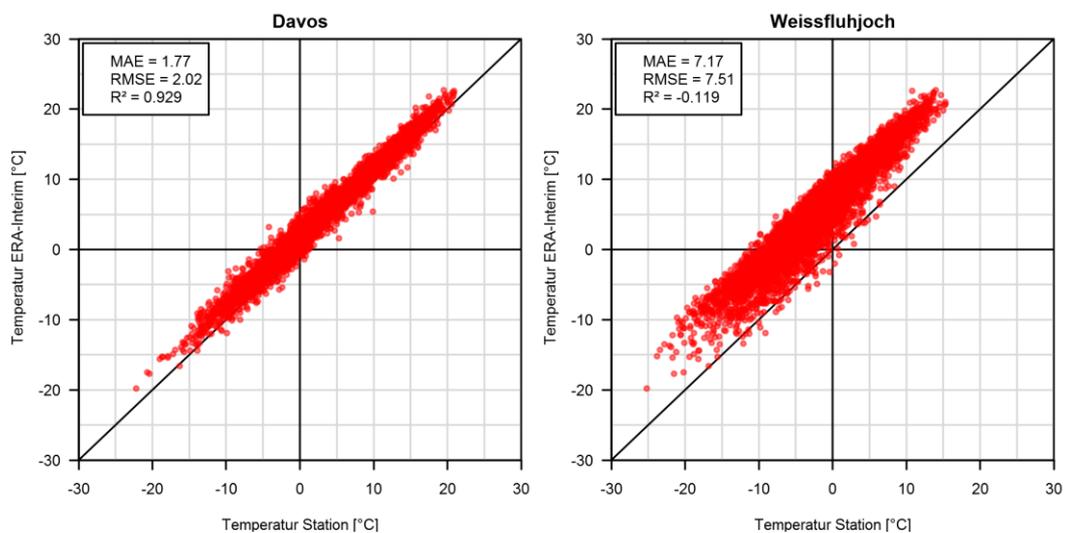


Abb. A-4- 3: Streudiagramm Bodenstation gegen \bar{T}_a aus ERA-Interim (Szenario 2)

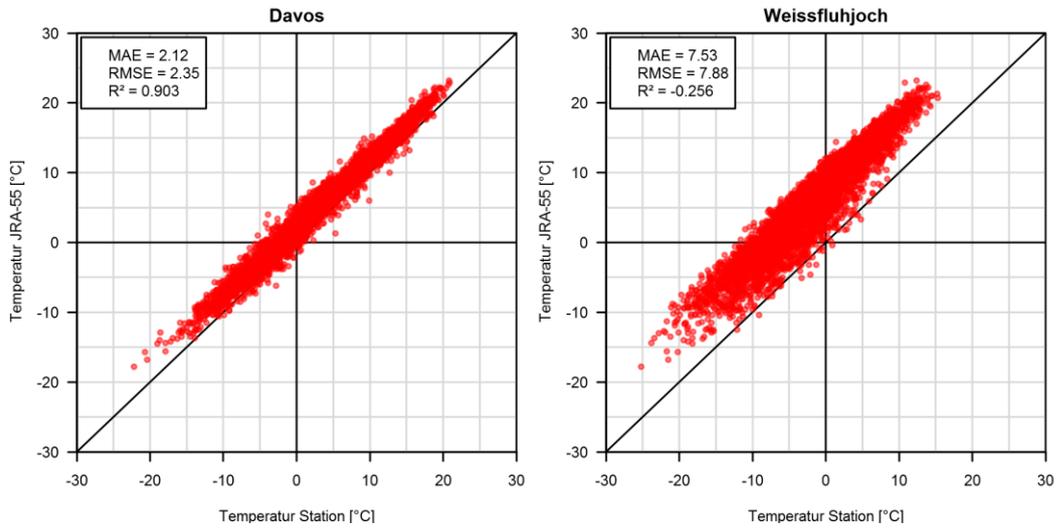


Abb. A-4- 4: Streudiagramm Bodenstation gegen \bar{T}_a aus JRA-55 (Szenario 2)

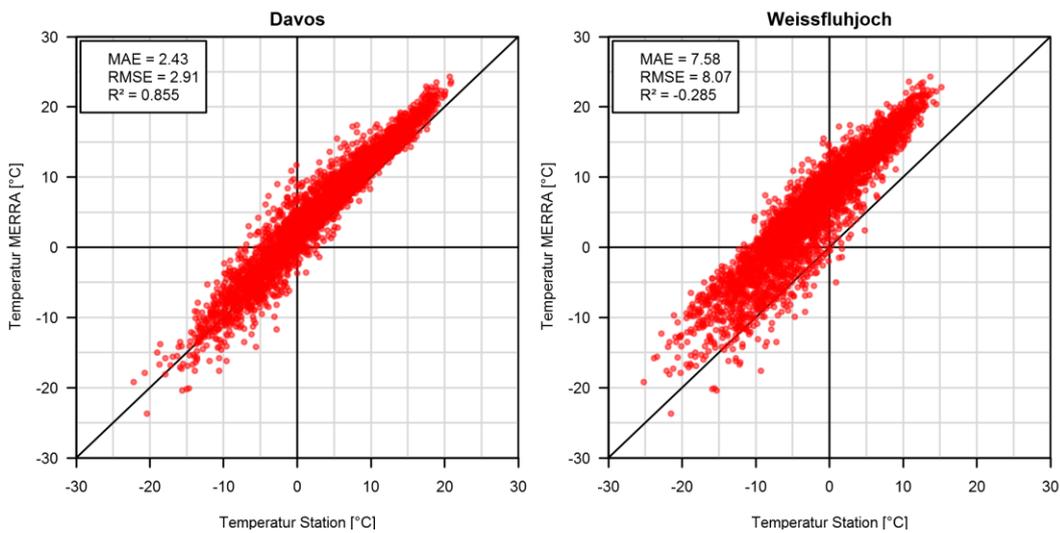


Abb. A-4- 5: Streudiagramm Bodenstation gegen \bar{T}_a aus MERRA (Szenario 2)

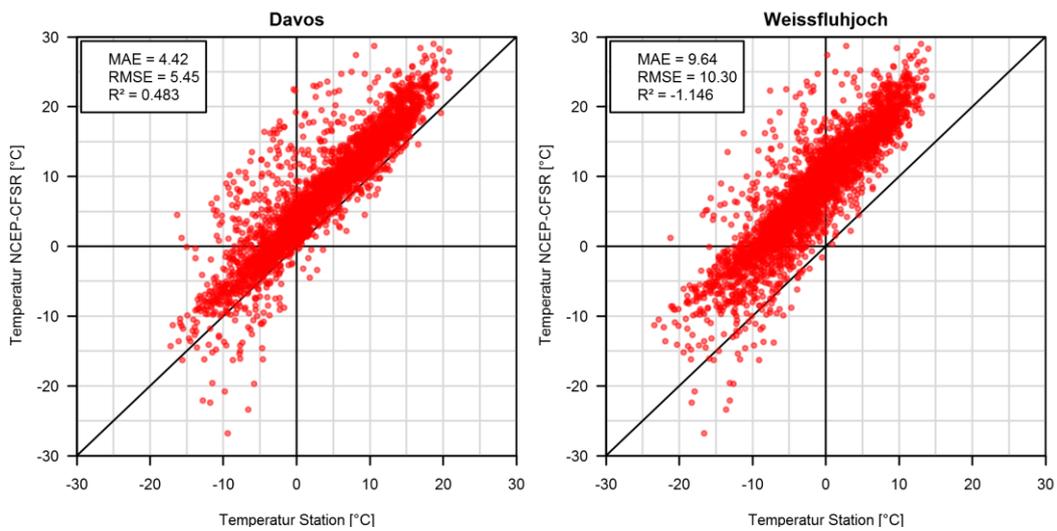


Abb. A-4- 6: Streudiagramm Bodenstation gegen \bar{T}_a aus NCEP-CFSR (Szenario 2)

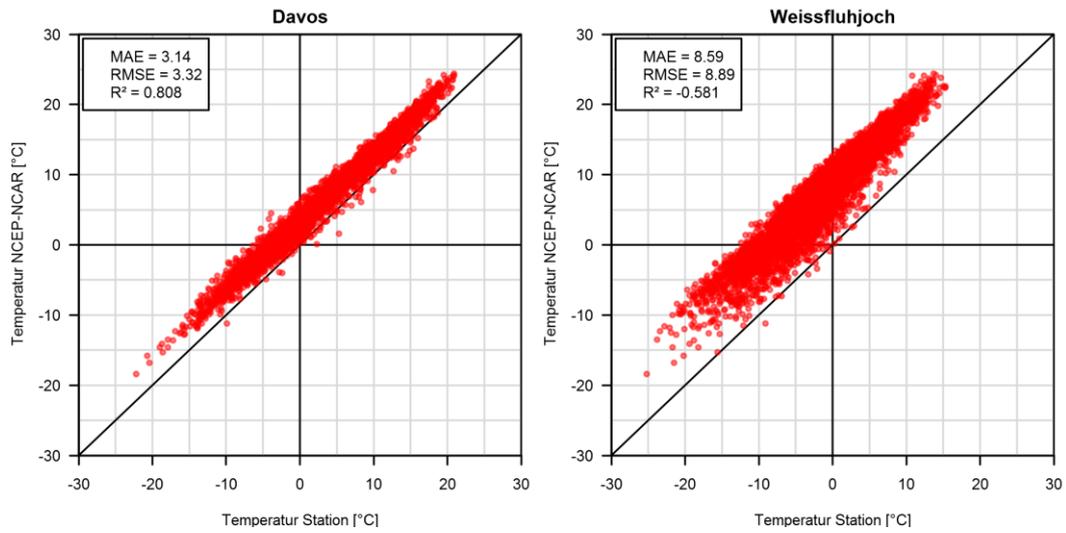


Abb. A-4- 7: Streudiagramm Bodenstation gegen \bar{T}_a aus NCEP-NCAR (Szenario 2)

B Ergebnisse Modellierung rSRM

B.1 Abflussganglinien der Kalibrierung EZG-L

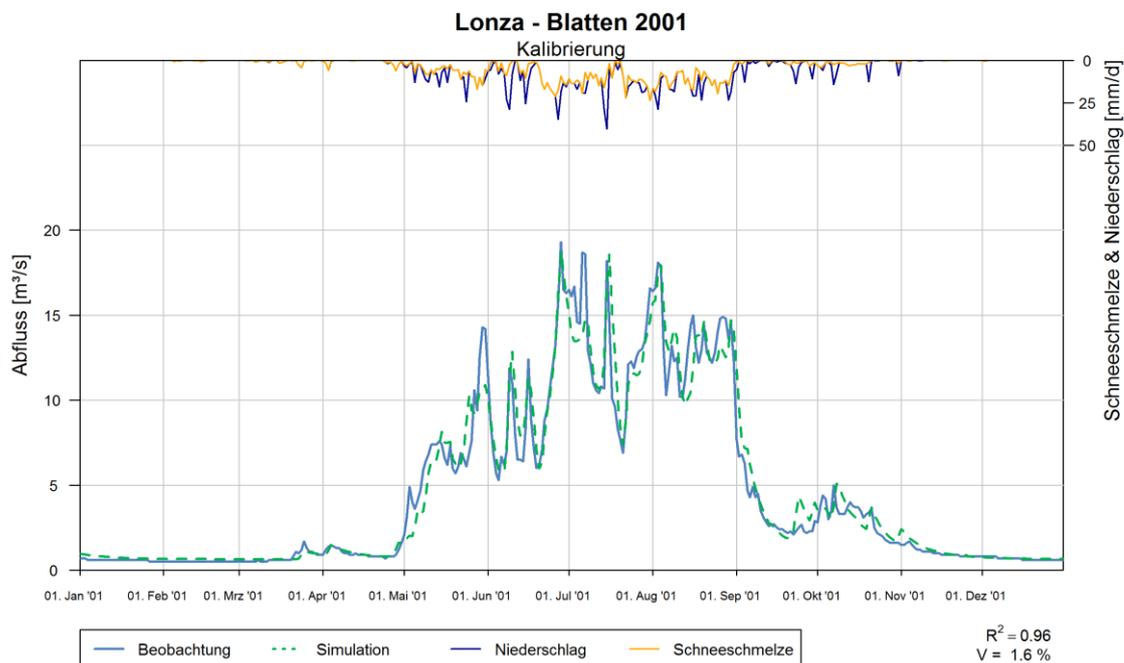


Abb. B-1- 1: Modellkalibrierung des Jahres 2001, Lonza - Blatten

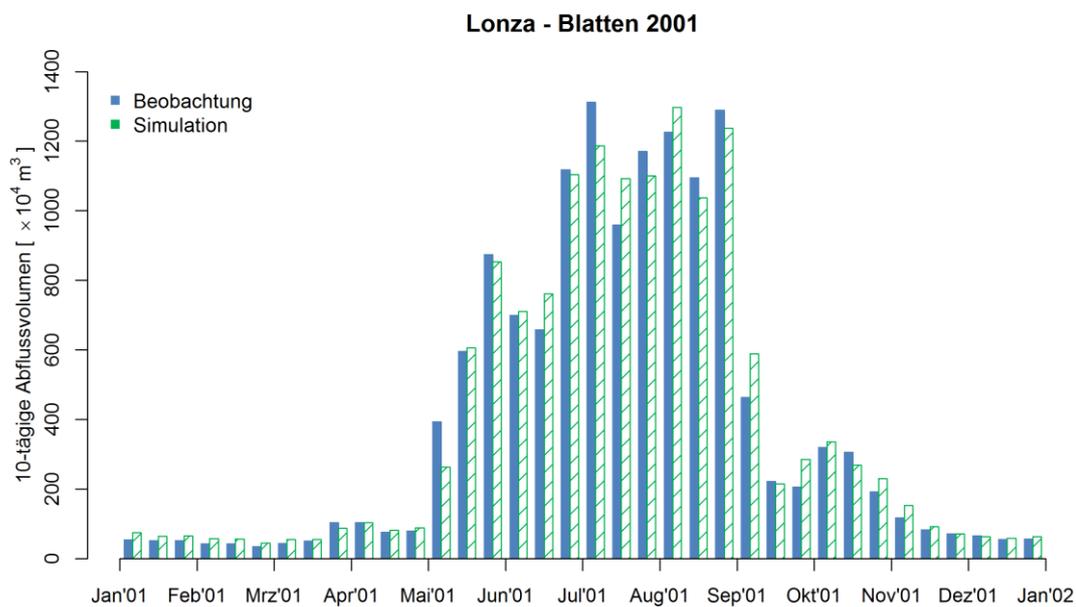


Abb. B-1- 2: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2001, Lonza - Blatten

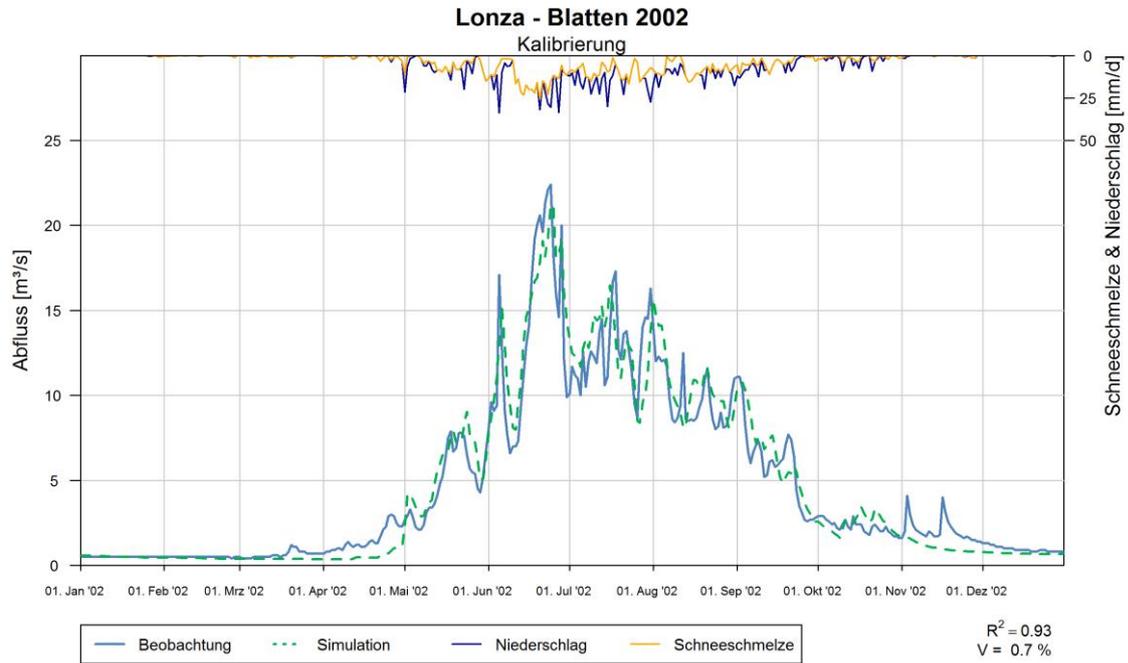


Abb. B-1- 3: Modellkalibrierung des Jahres 2002, Lonza - Blatten

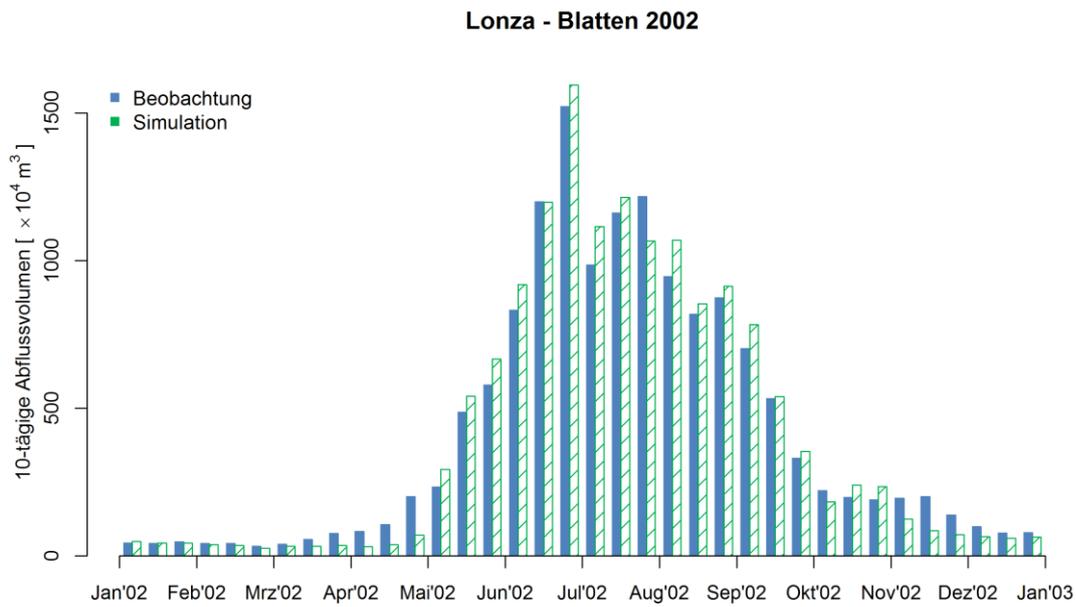


Abb. B-1- 4: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2002, Lonza - Blatten

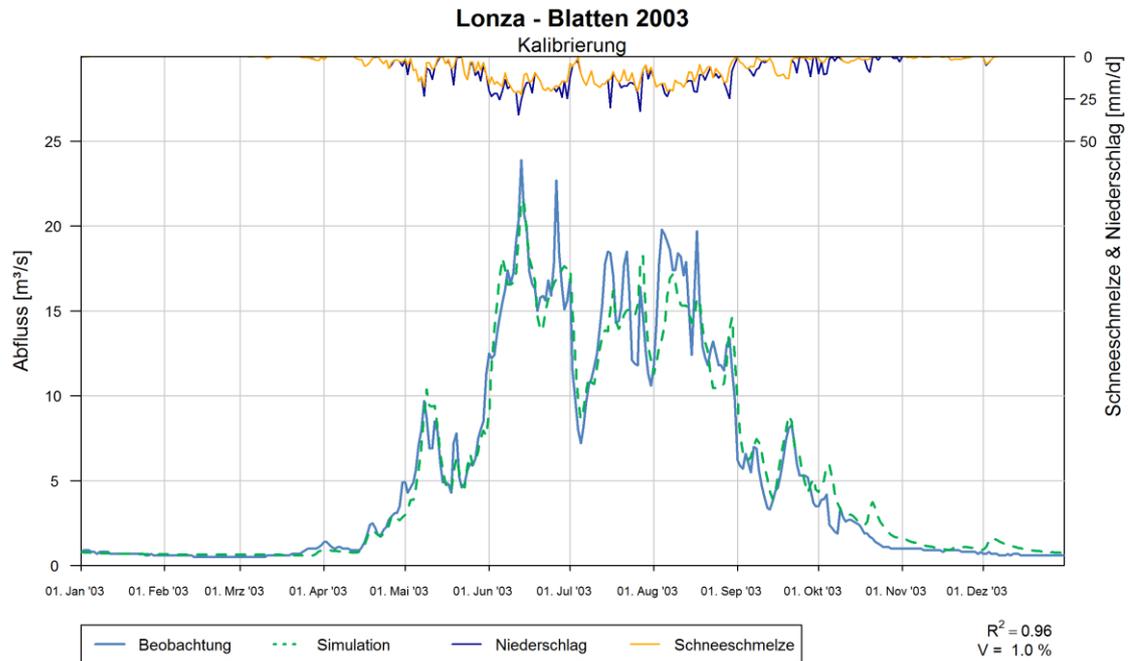


Abb. B-1- 5: Modellkalibrierung des Jahres 2003, Lonza - Blatten

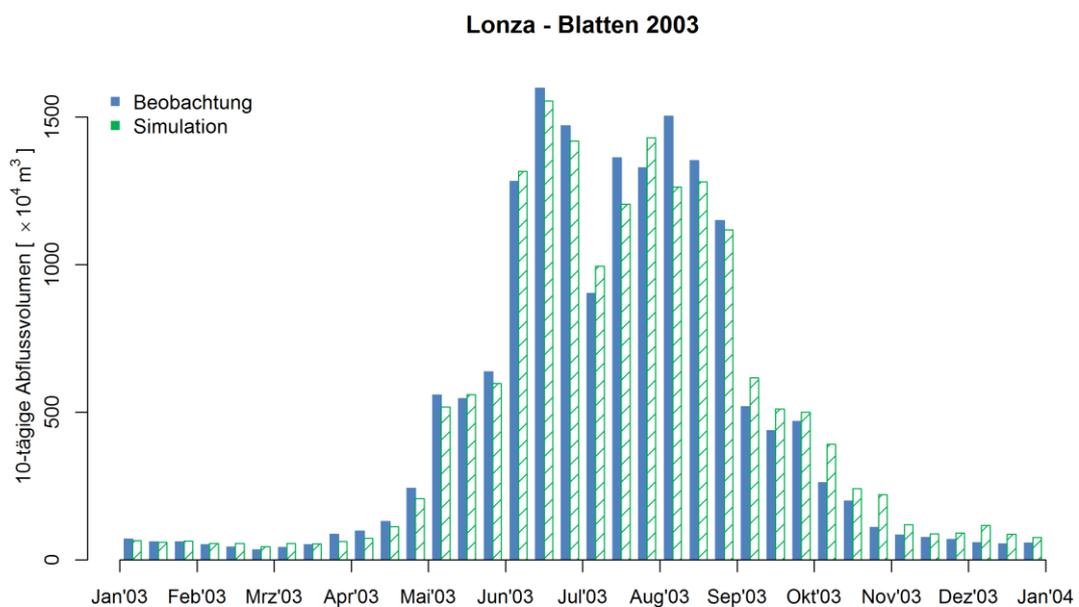


Abb. B-1- 6: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2003, Lonza - Blatten

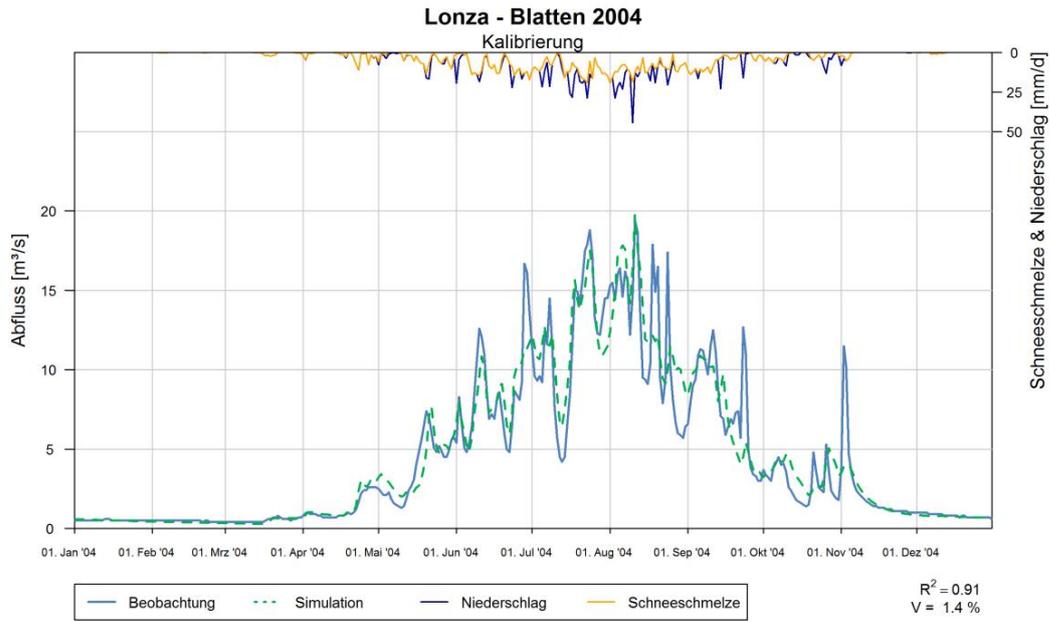


Abb. B-1- 7: Modellkalibrierung des Jahres 2004, Lonza - Blatten

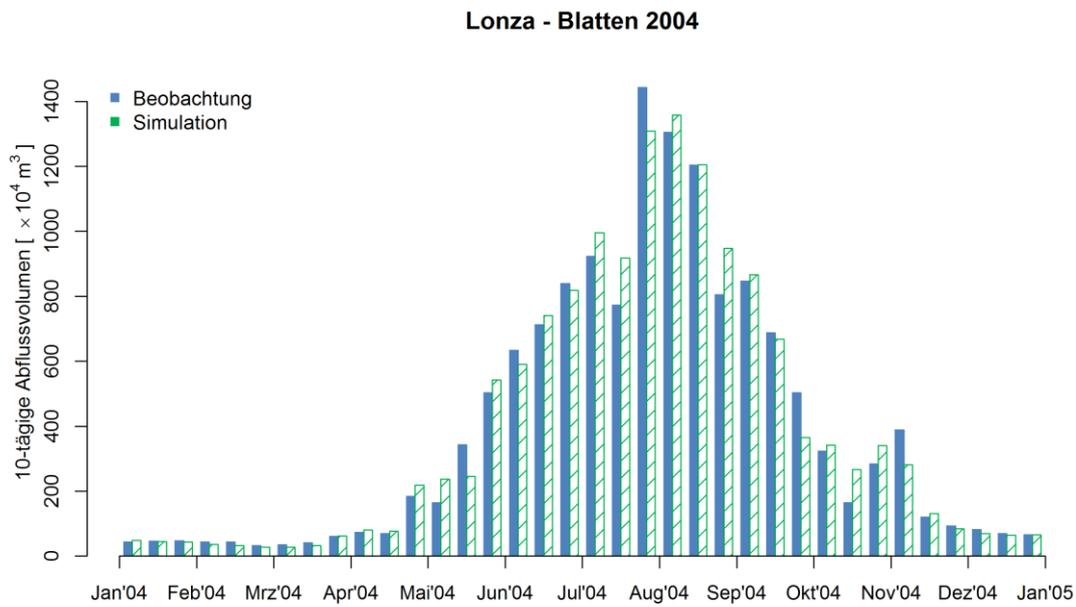


Abb. B-1- 8: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2004, Lonza - Blatten

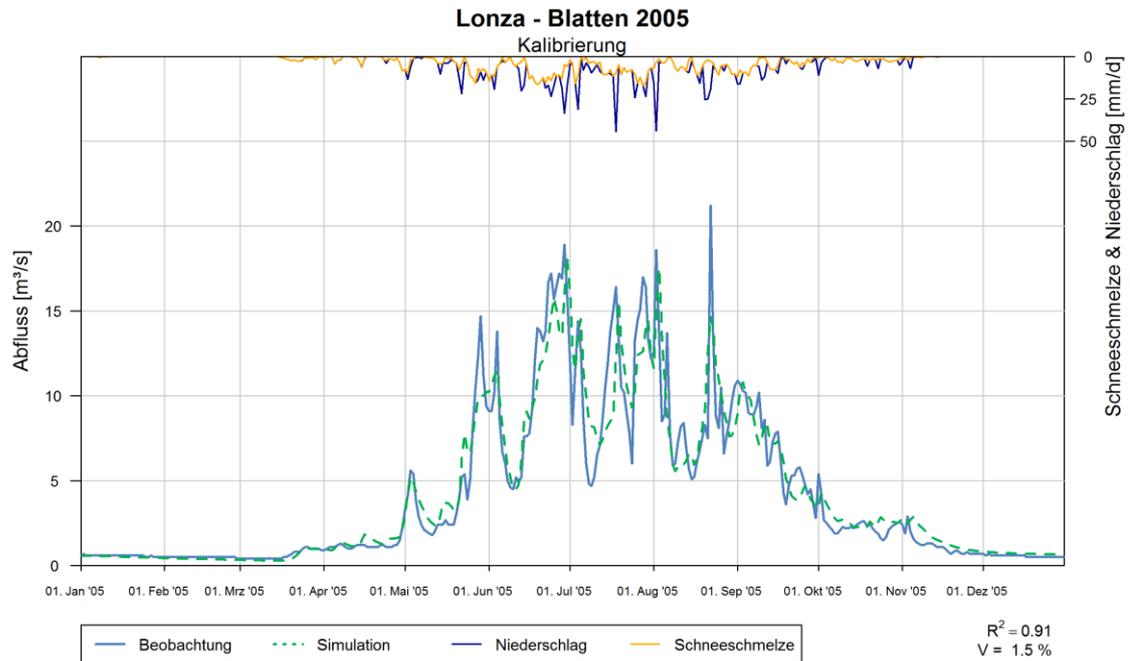


Abb. B-1- 9: Modellkalibrierung des Jahres 2005, Lonza - Blatten

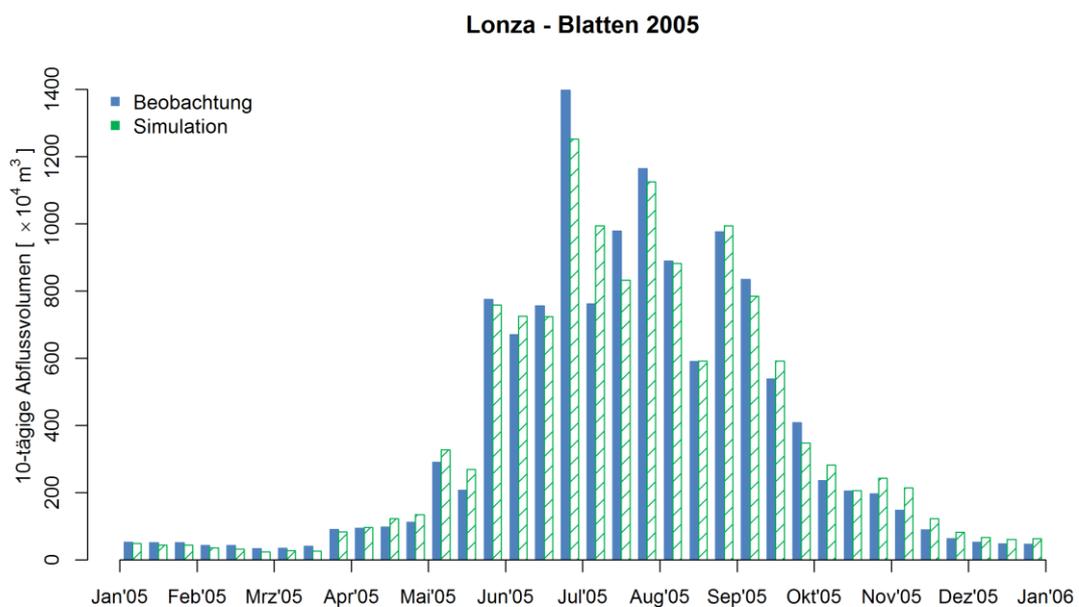


Abb. B-1- 10: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2005, Lonza - Blatten

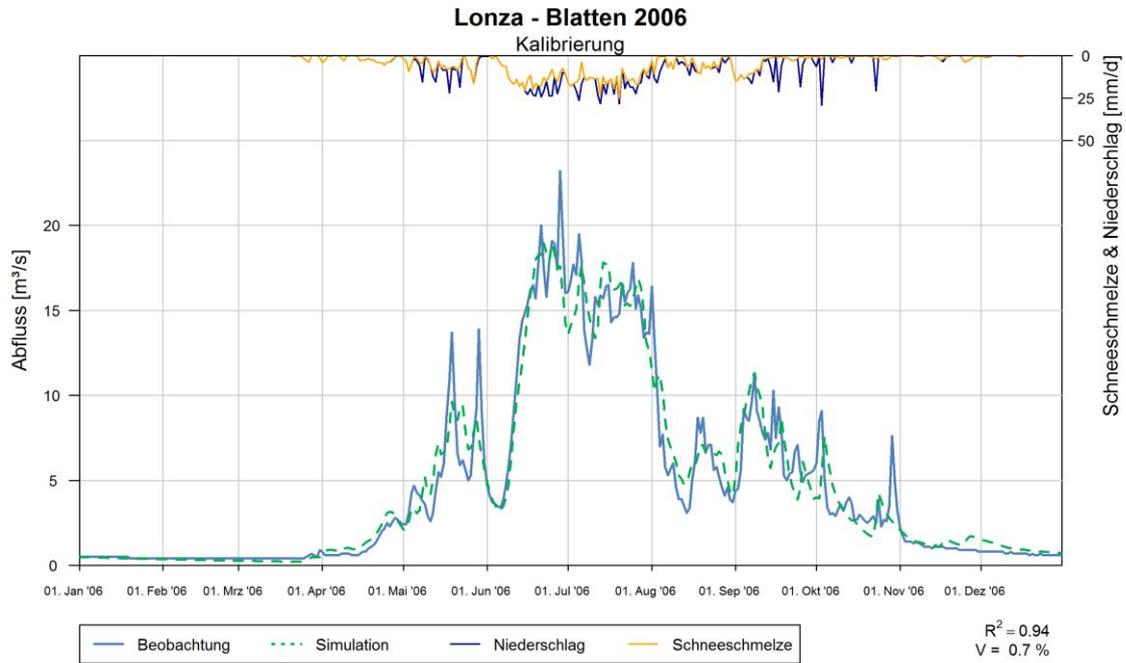


Abb. B-1- 11: Modellkalibrierung des Jahres 2006, Lonza - Blatten

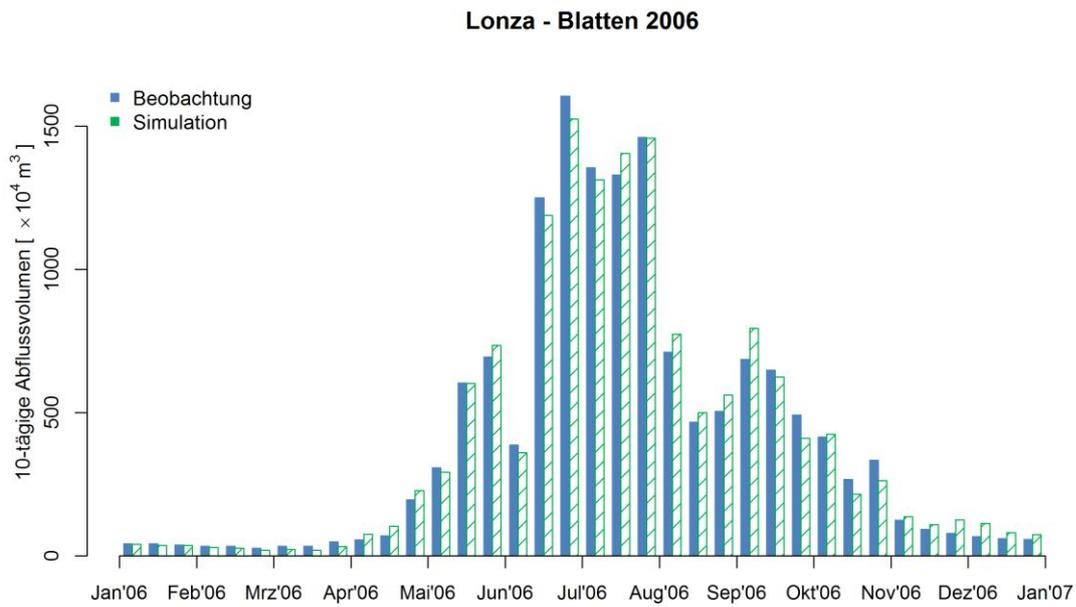


Abb. B-1- 12: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2006, Lonza - Blatten

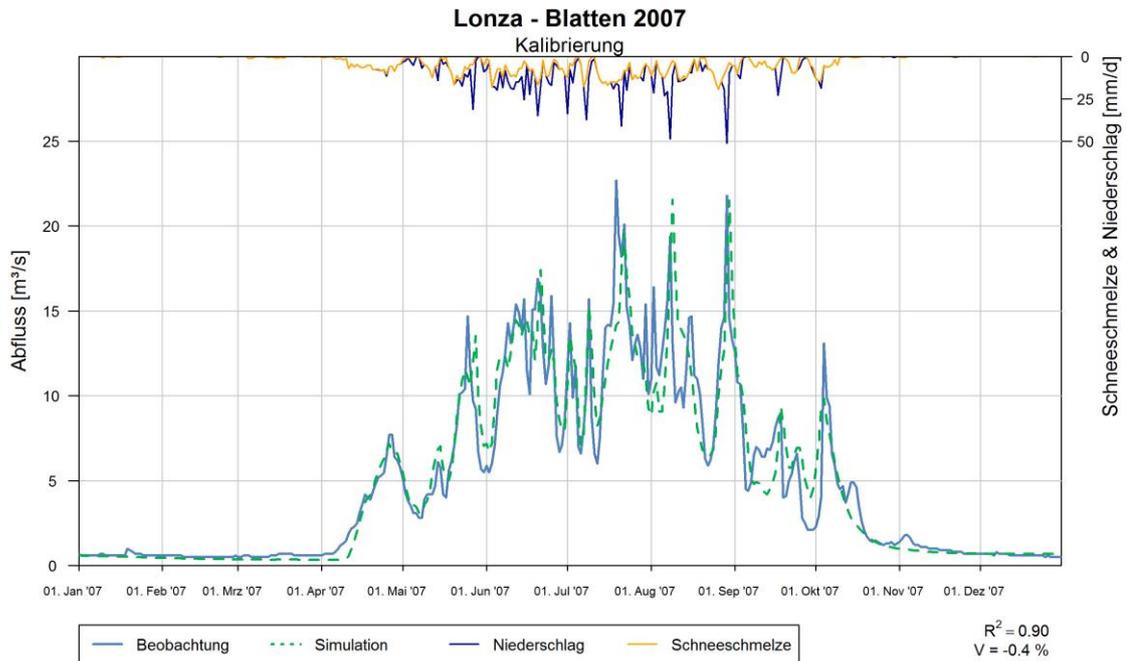


Abb. B-1- 13: Modellkalibrierung des Jahres 2007, Lonza - Blatten

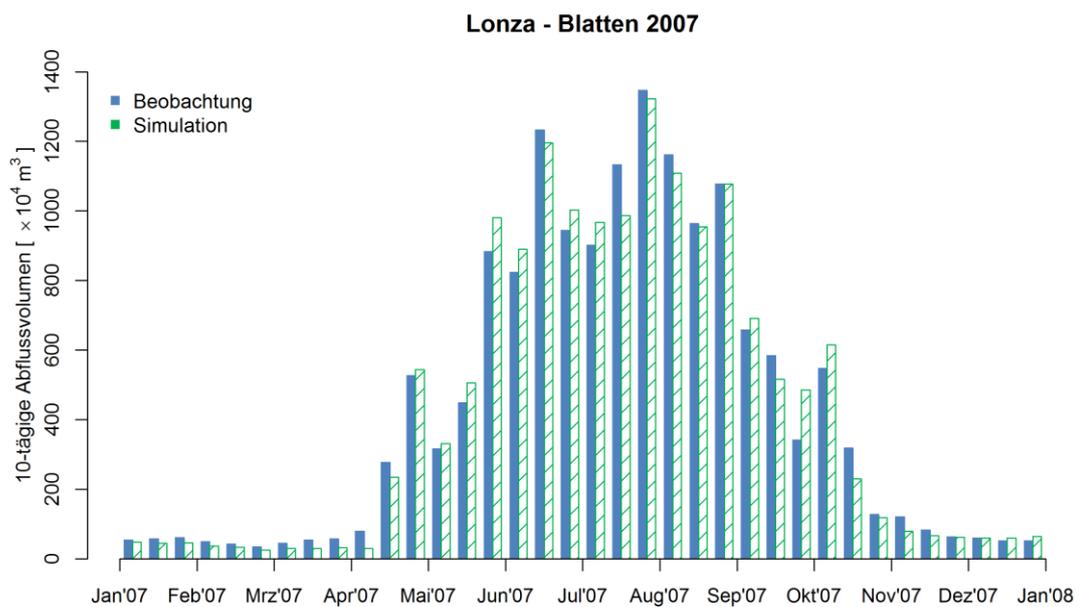


Abb. B-1- 14: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2007, Lonza - Blatten

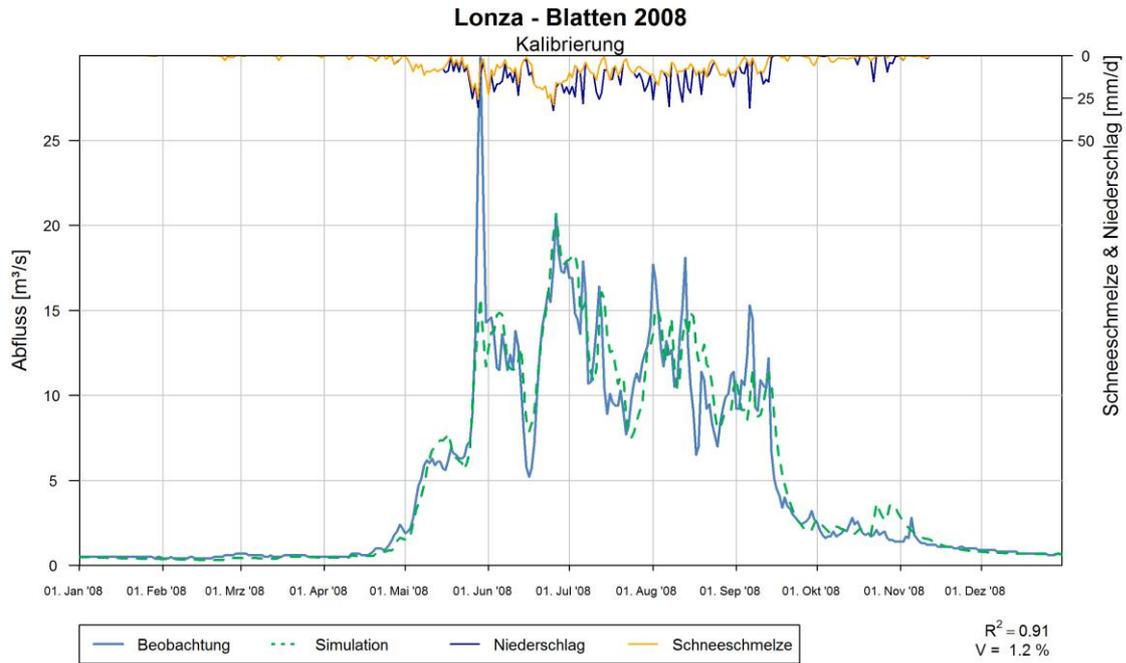


Abb. B-1- 15: Modellkalibrierung des Jahres 2008, Lonza - Blatten

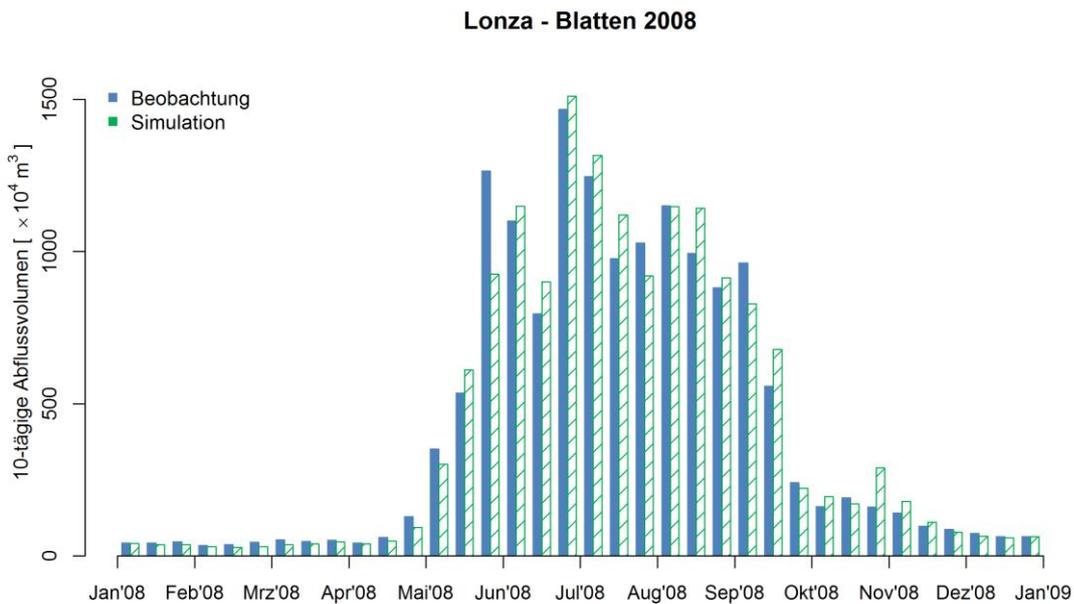


Abb. B-1- 16: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2008, Lonza - Blatten

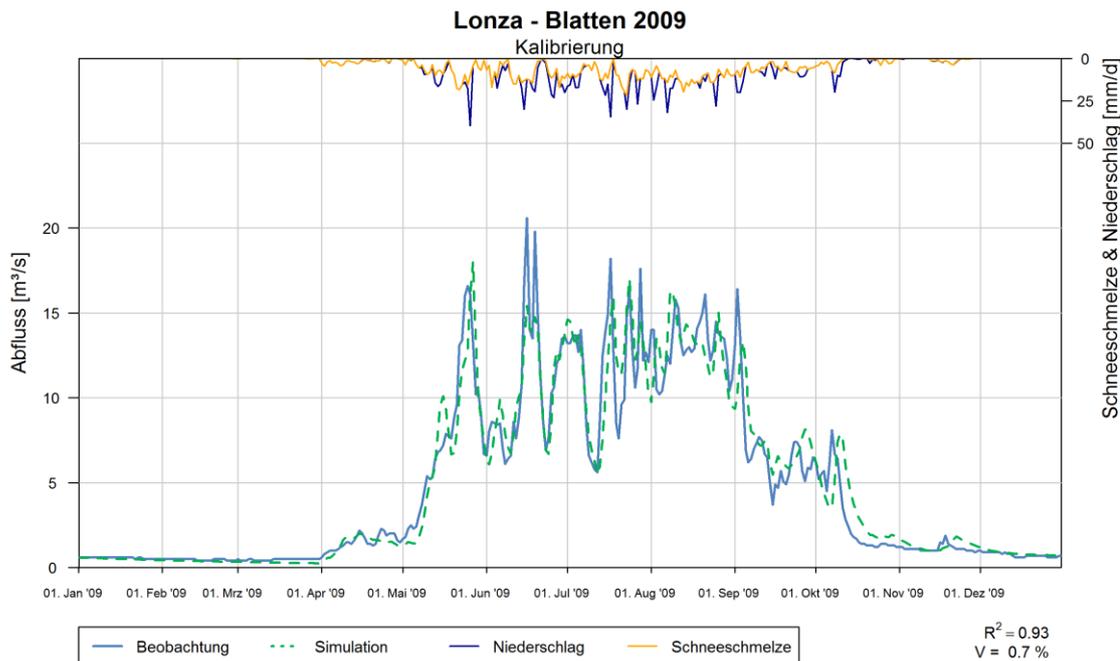


Abb. B-1- 17: Modellkalibrierung des Jahres 2009, Lonza - Blatten

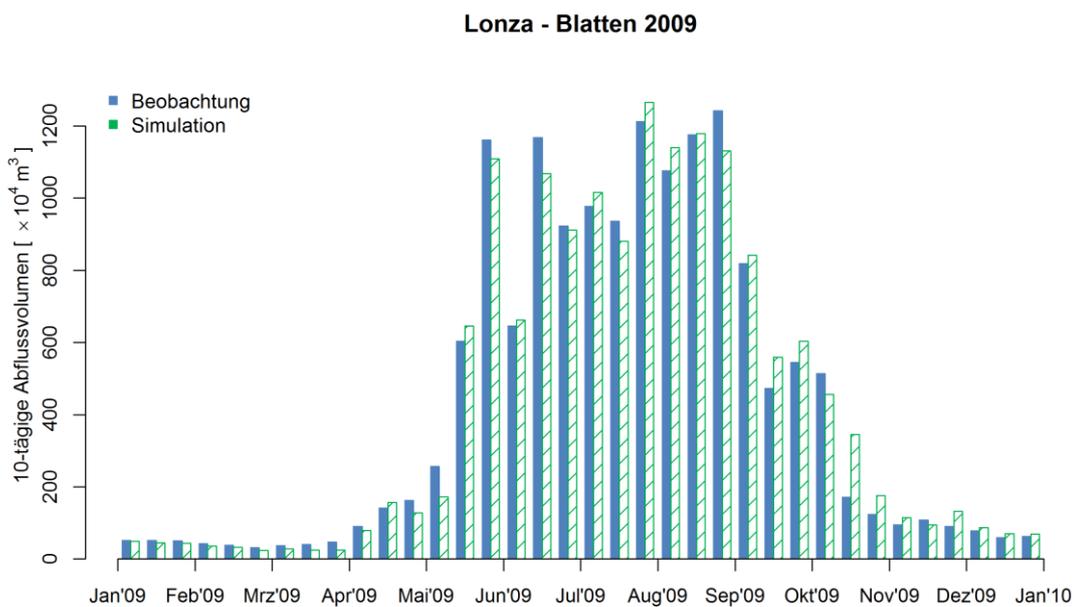


Abb. B-1- 18: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2009, Lonza - Blatten

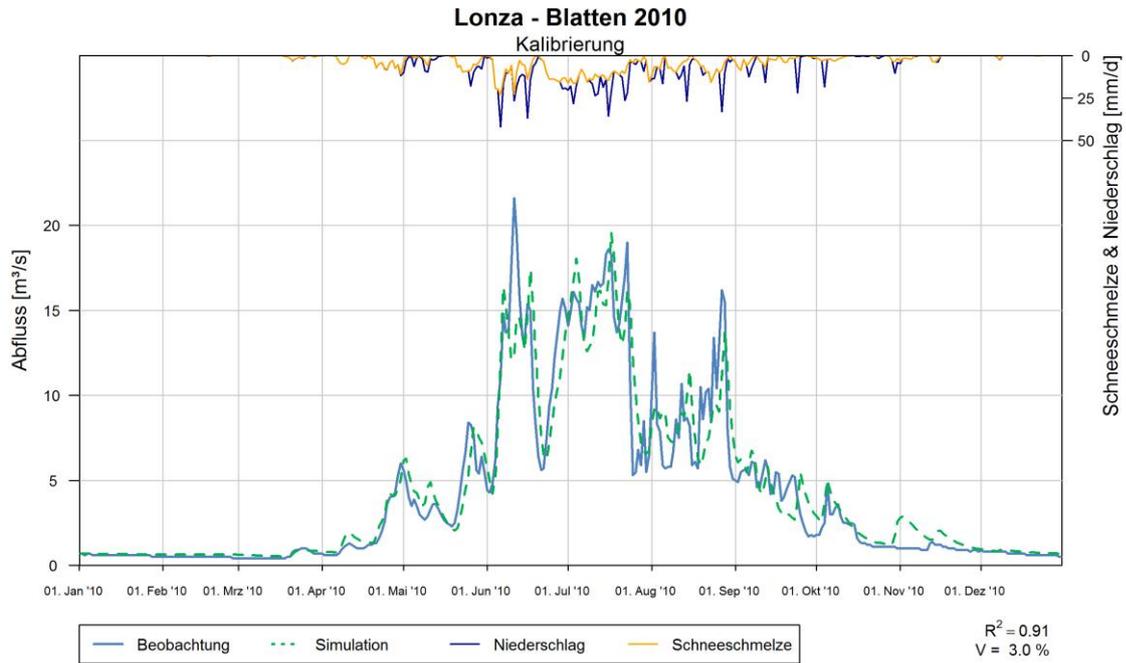


Abb. B-1- 19: Modellkalibrierung des Jahres 2010, Lonza - Blatten

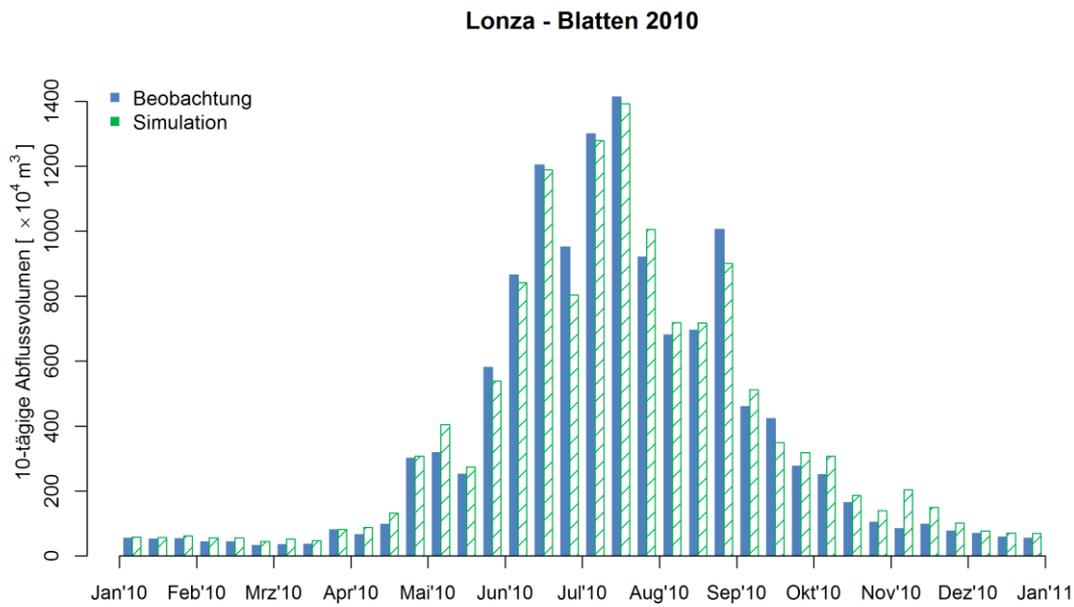


Abb. B-1- 20: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2010, Lonza - Blatten

B.2 Abflussganglinien der Validierung EZG-L

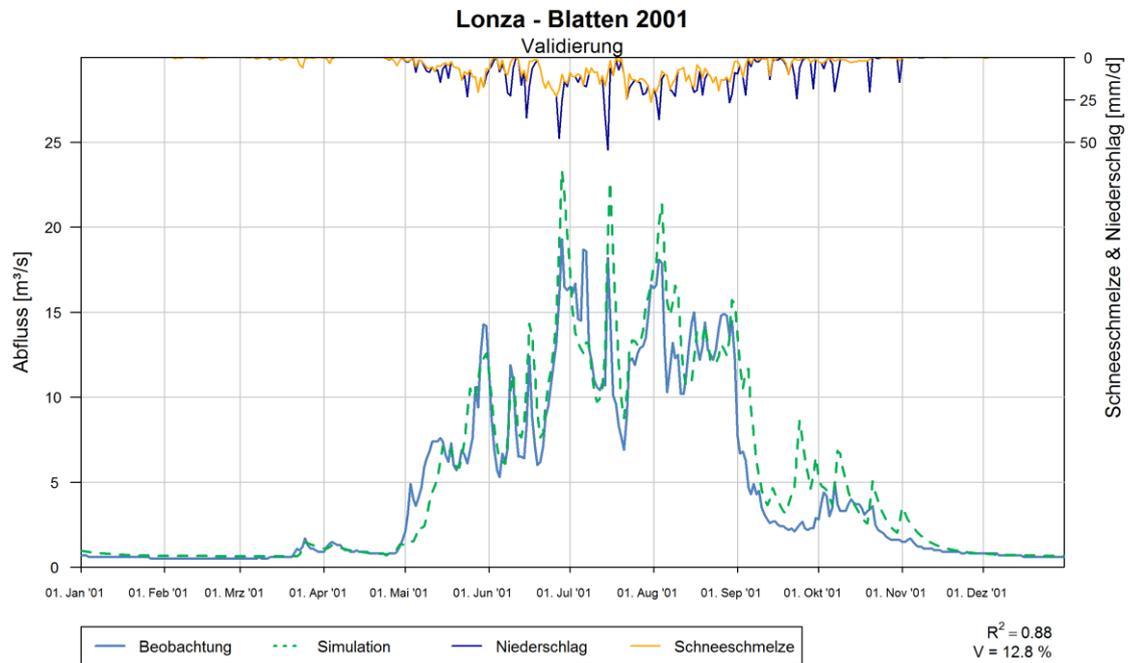


Abb. B-2- 1: Modellvalidierung des Jahres 2001, Lonza - Blatten

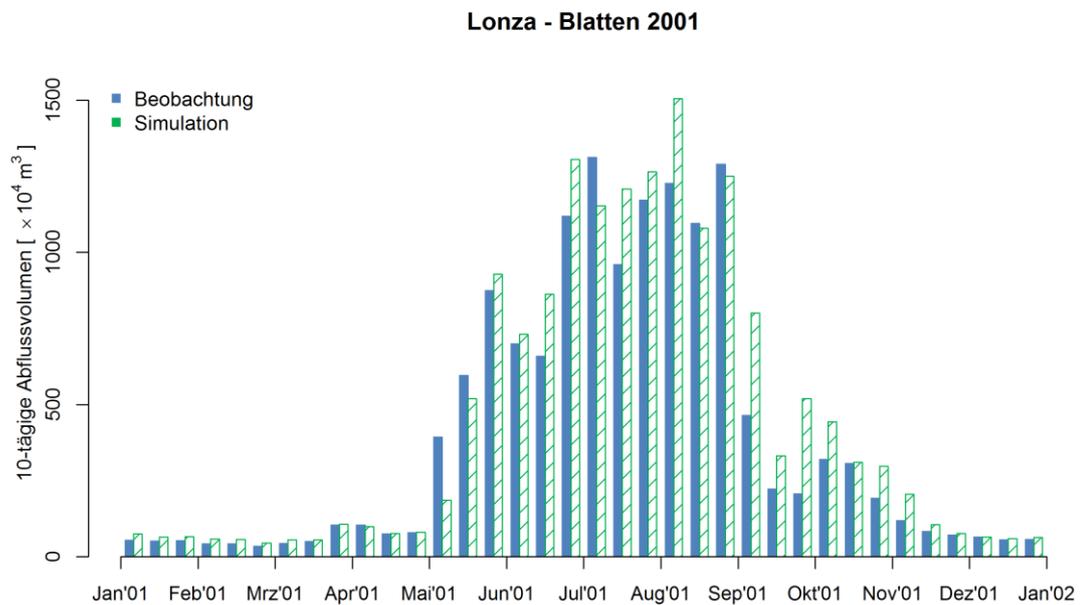


Abb. B-2- 2: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2001, Lonza - Blatten

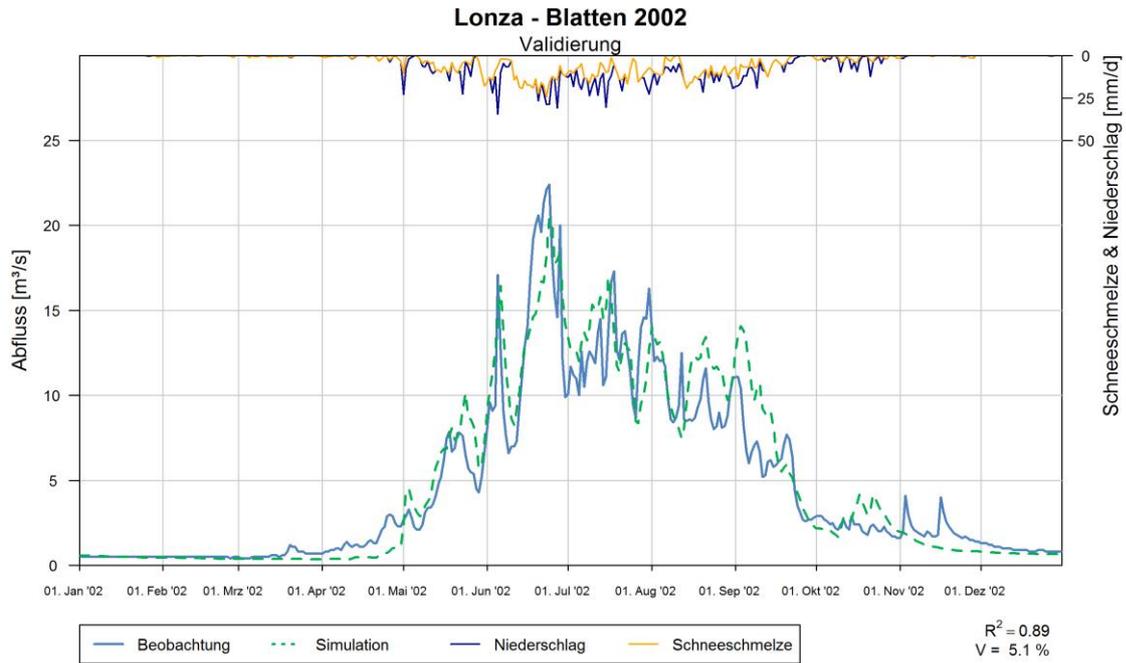


Abb. B-2- 3: Modellvalidierung des Jahres 2002, Lonza - Blatten

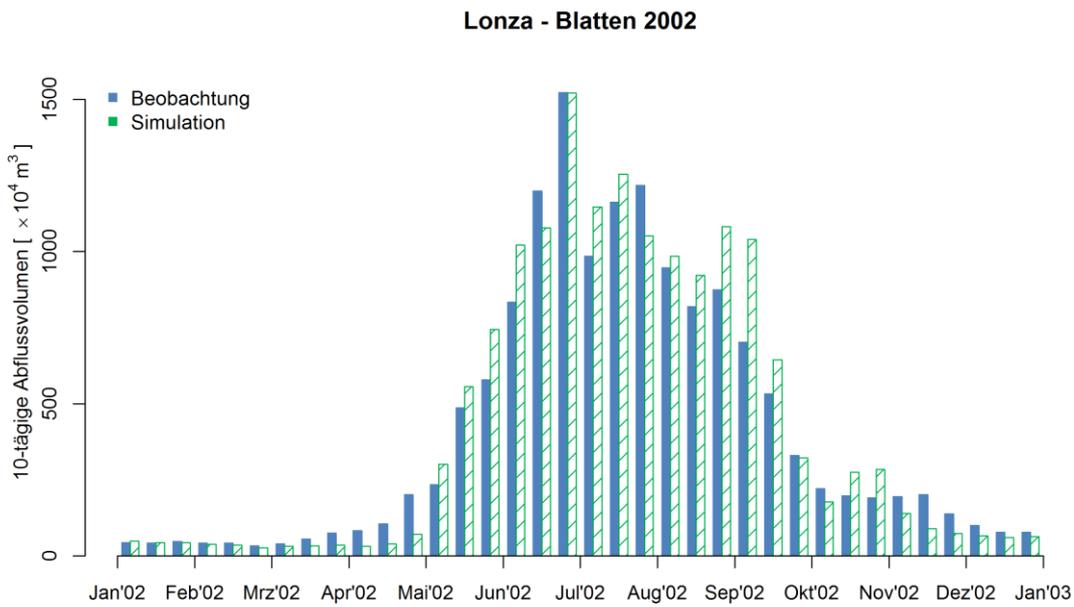


Abb. B-2- 4: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2002, Lonza - Blatten

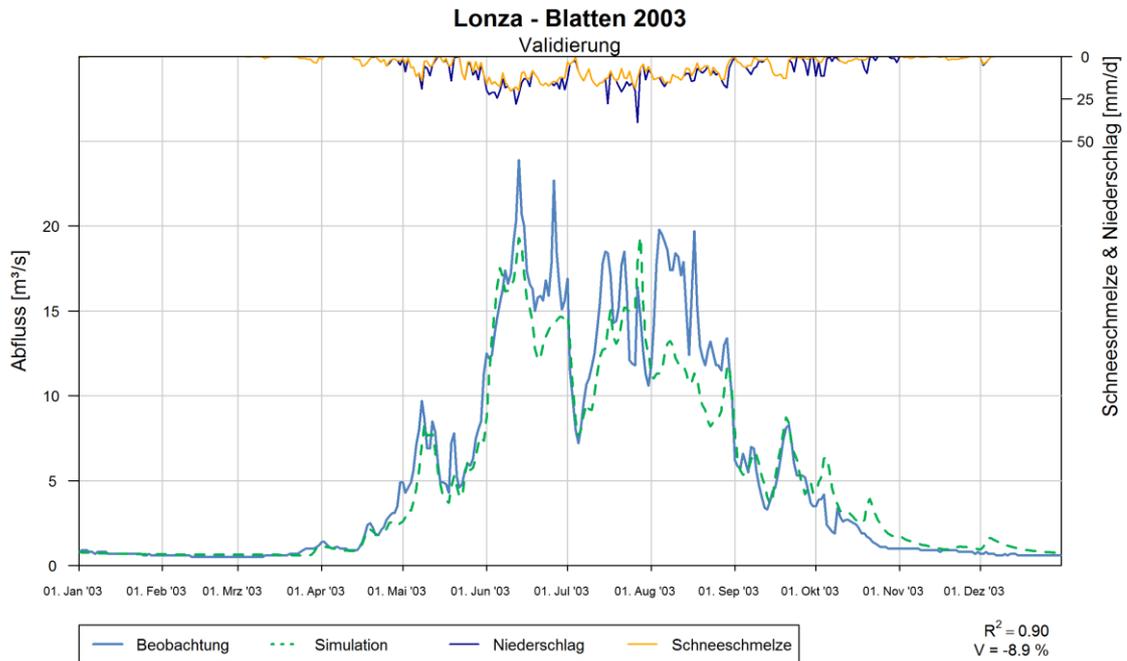


Abb. B-2- 5: Modellvalidierung des Jahres 2003, Lonza - Blatten

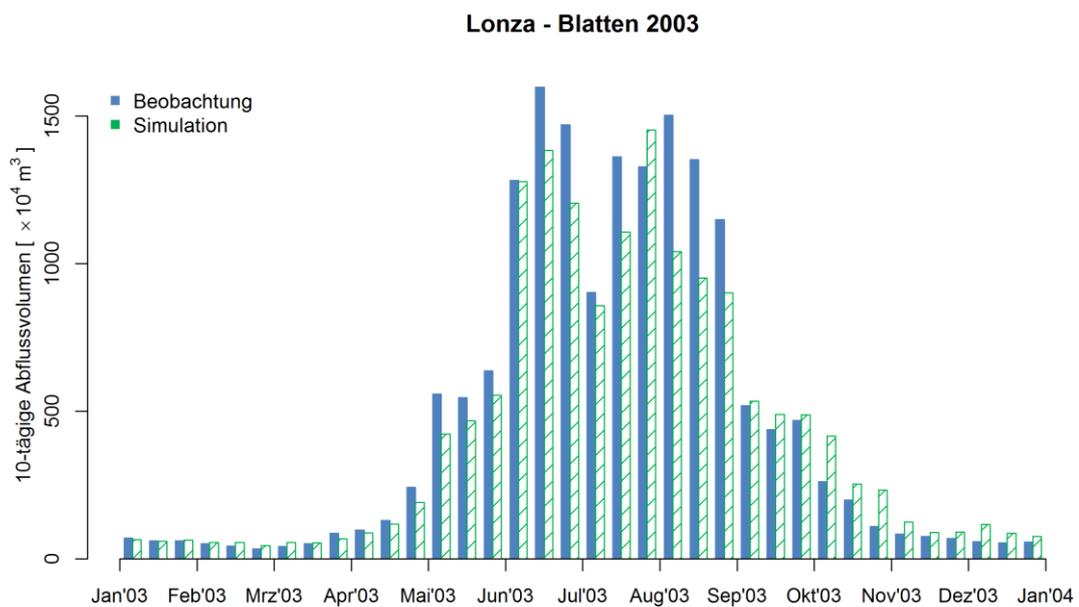


Abb. B-2- 6: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2003, Lonza - Blatten

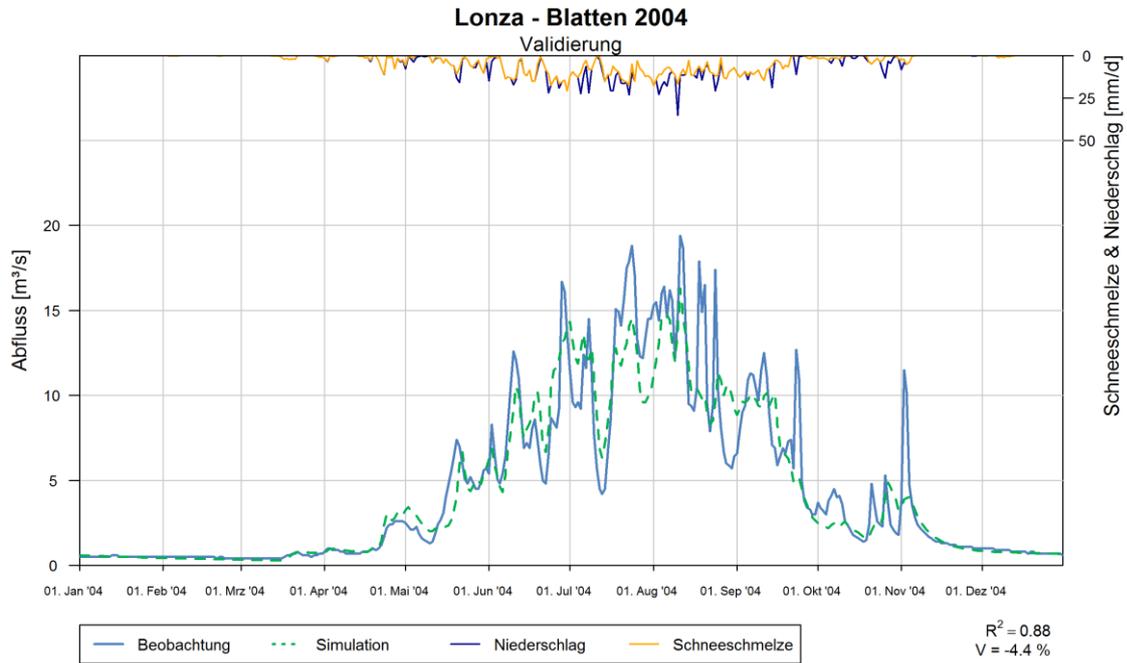


Abb. B-2- 7: Modellvalidierung des Jahres 2004, Lonza - Blatten

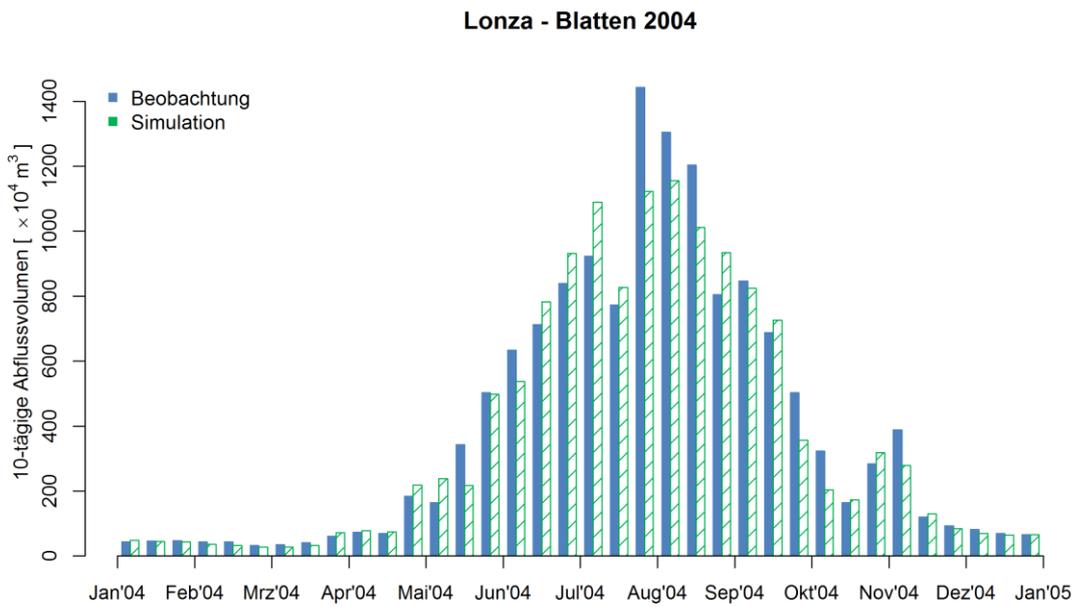


Abb. B-2- 8: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2004, Lonza - Blatten

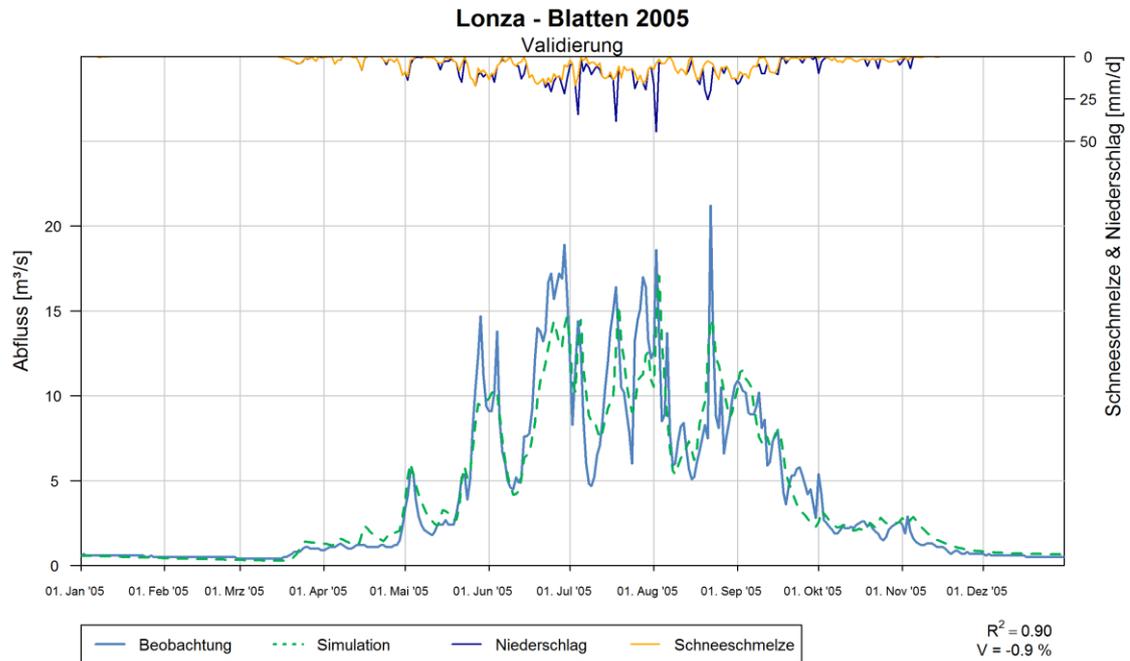


Abb. B-2- 9: Modellvalidierung des Jahres 2005, Lonza - Blatten

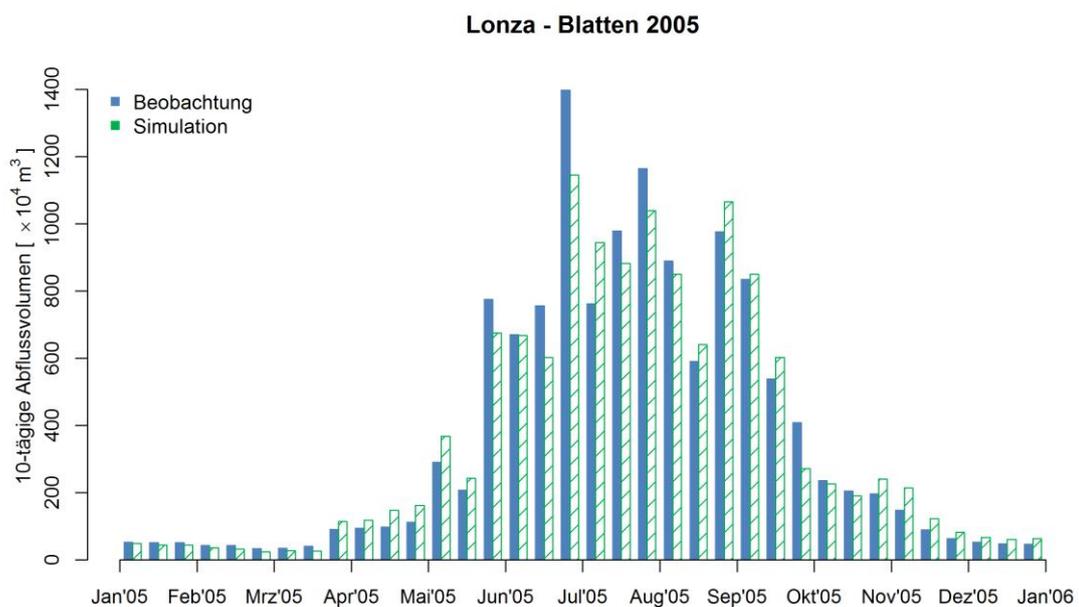


Abb. B-2- 10: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2005, Lonza - Blatten

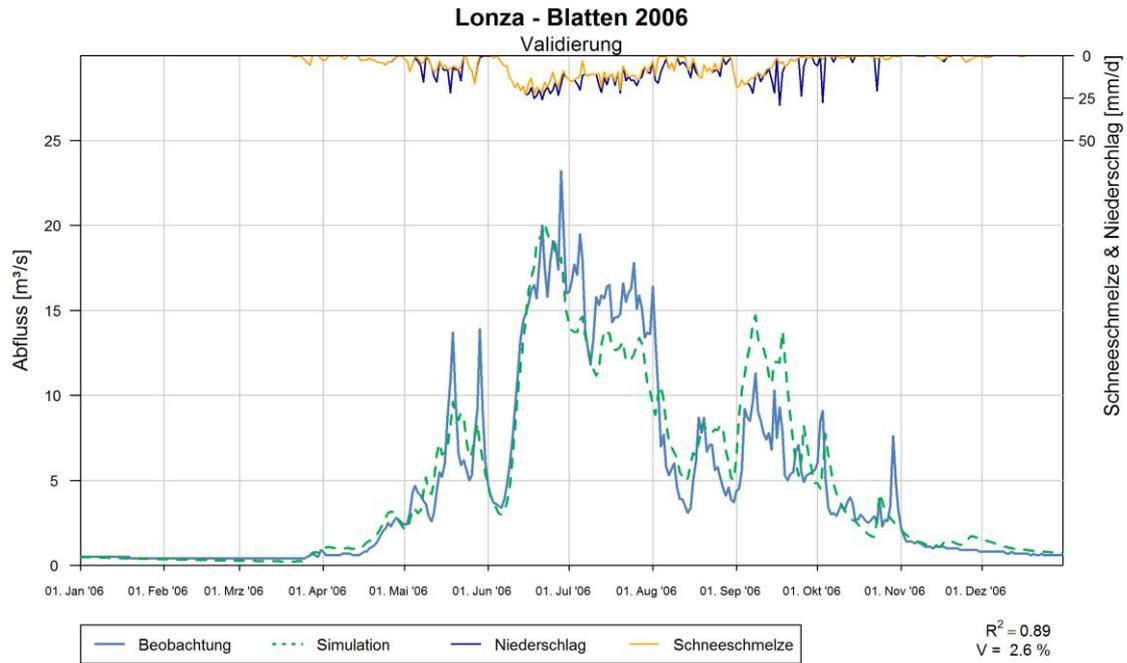


Abb. B-2- 11: Modellvalidierung des Jahres 2006, Lonza - Blatten

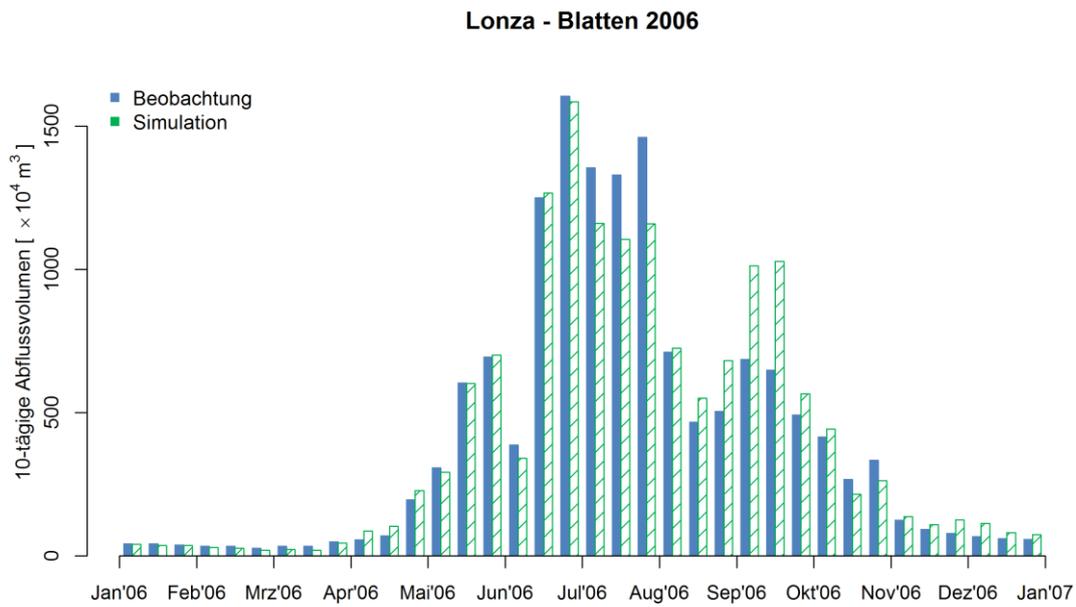


Abb. B-2- 12: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2006, Lonza - Blatten

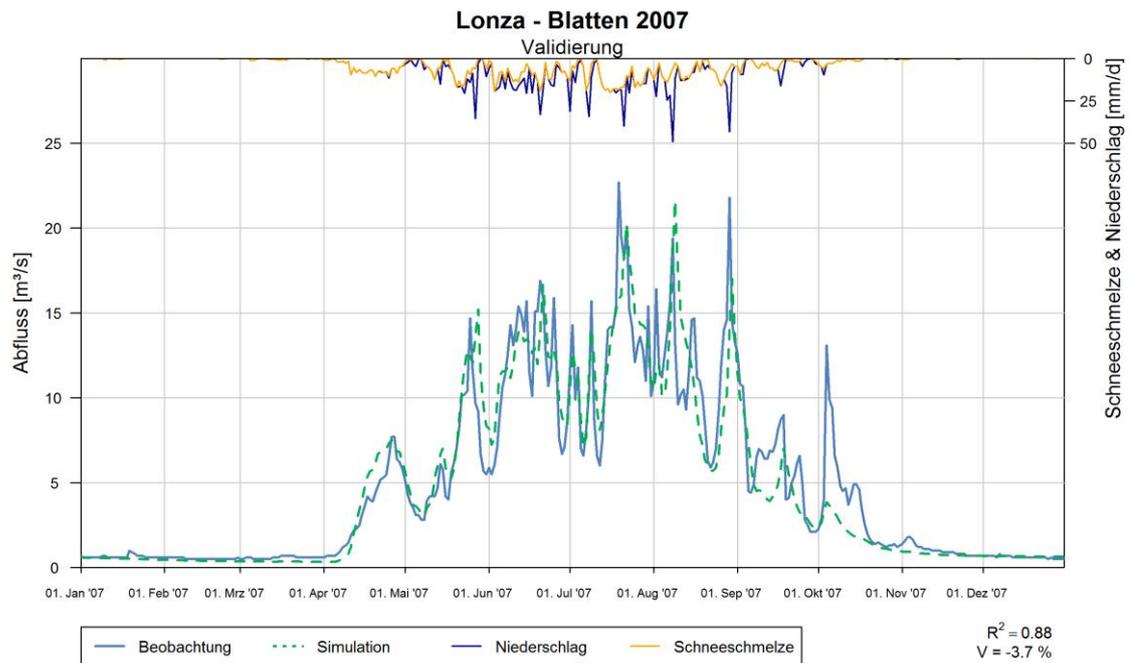


Abb. B-2- 13: Modellvalidierung des Jahres 2007, Lonza - Blatten

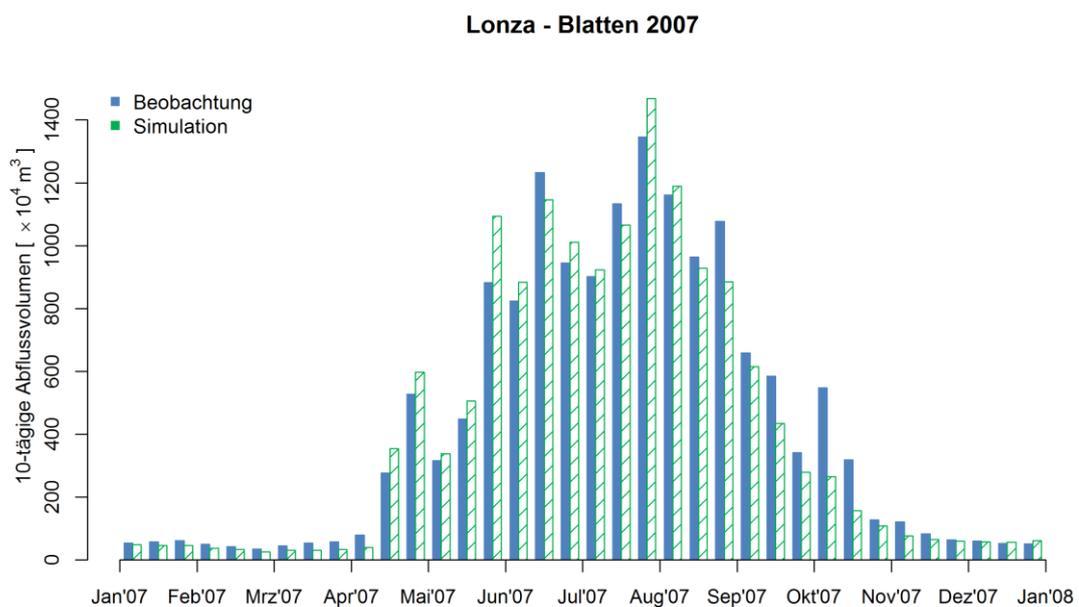


Abb. B-2- 14: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2007, Lonza - Blatten

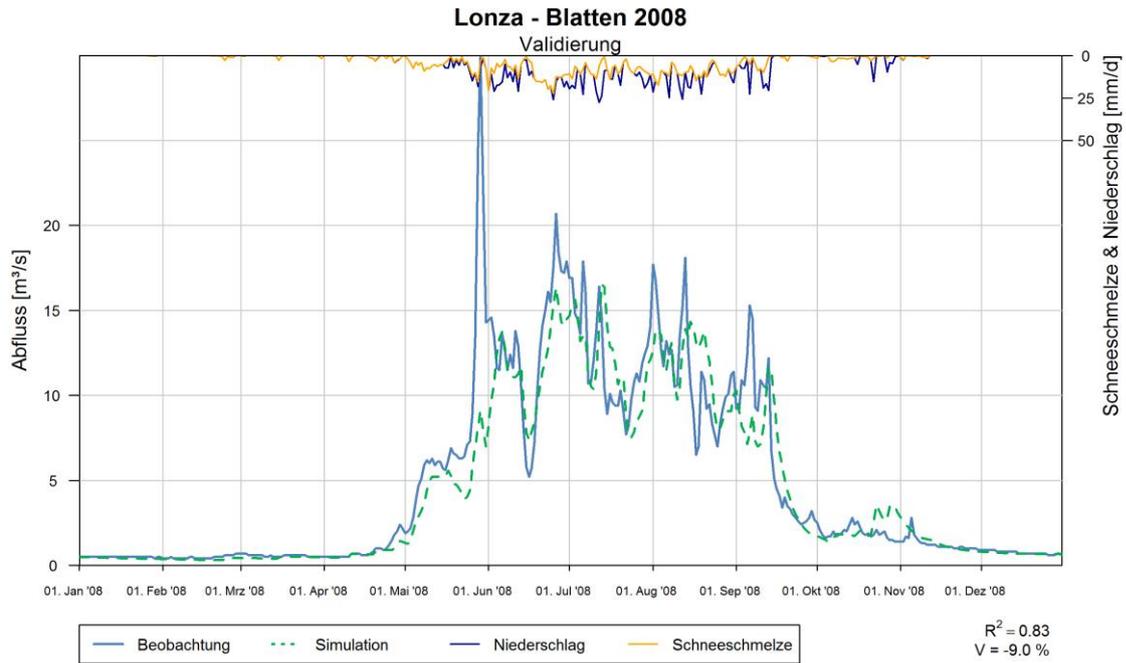


Abb. B-2- 15: Modellvalidierung des Jahres 2008, Lonza - Blatten

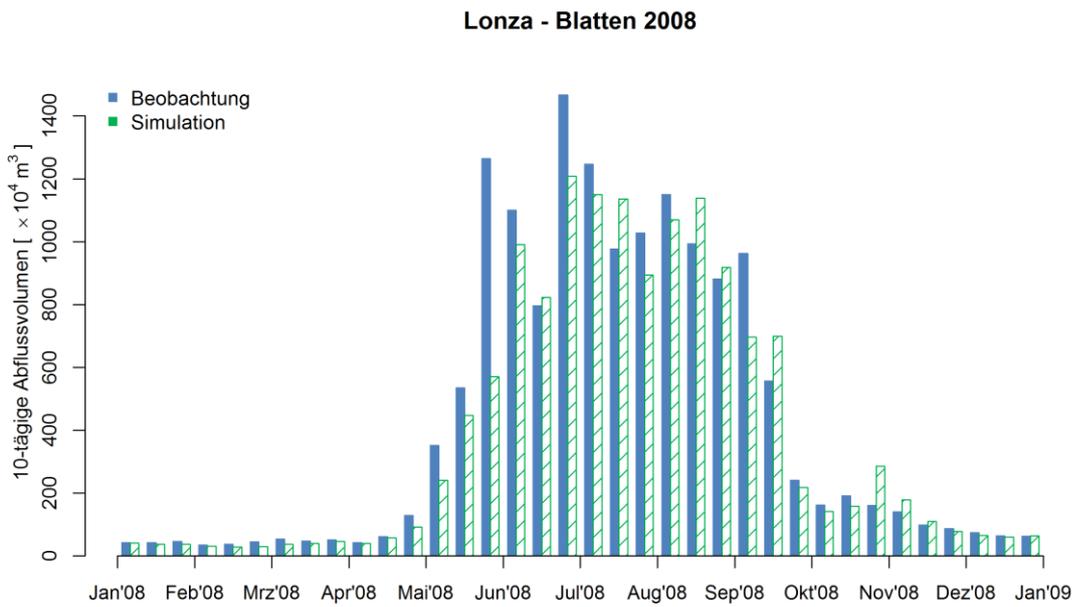


Abb. B-2- 16: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2008, Lonza - Blatten

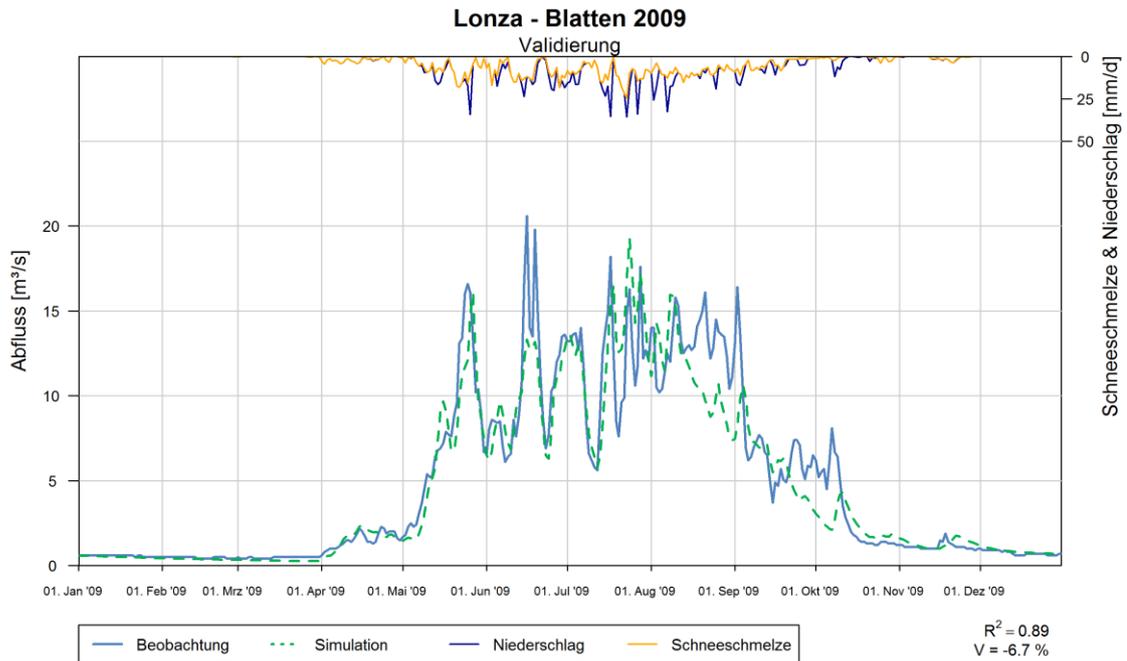


Abb. B-2- 17: Modellvalidierung des Jahres 2009, Lonza - Blatten

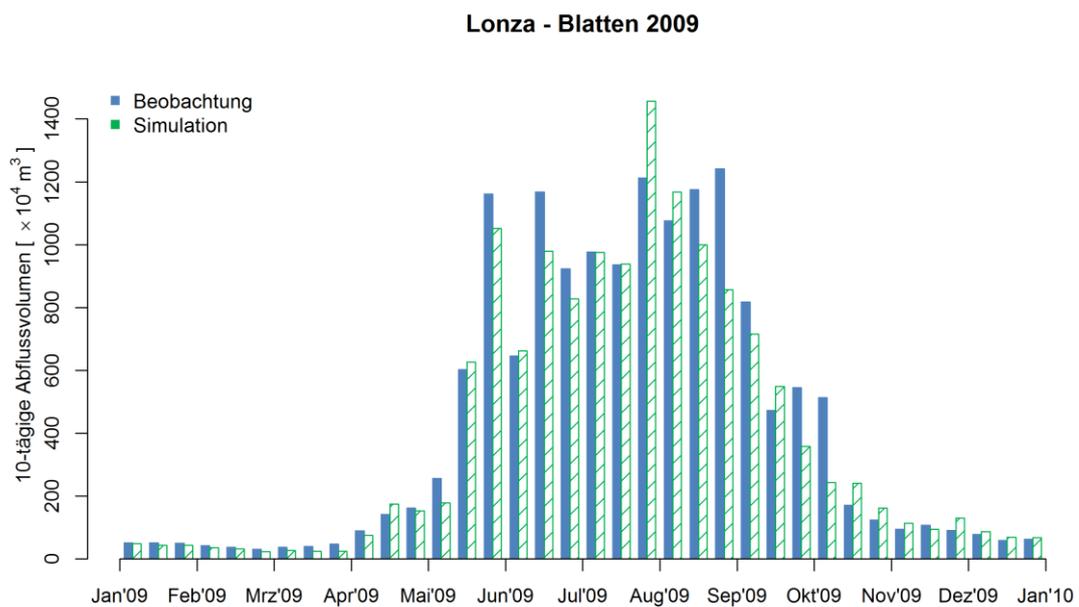


Abb. B-2- 18: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2009, Lonza - Blatten

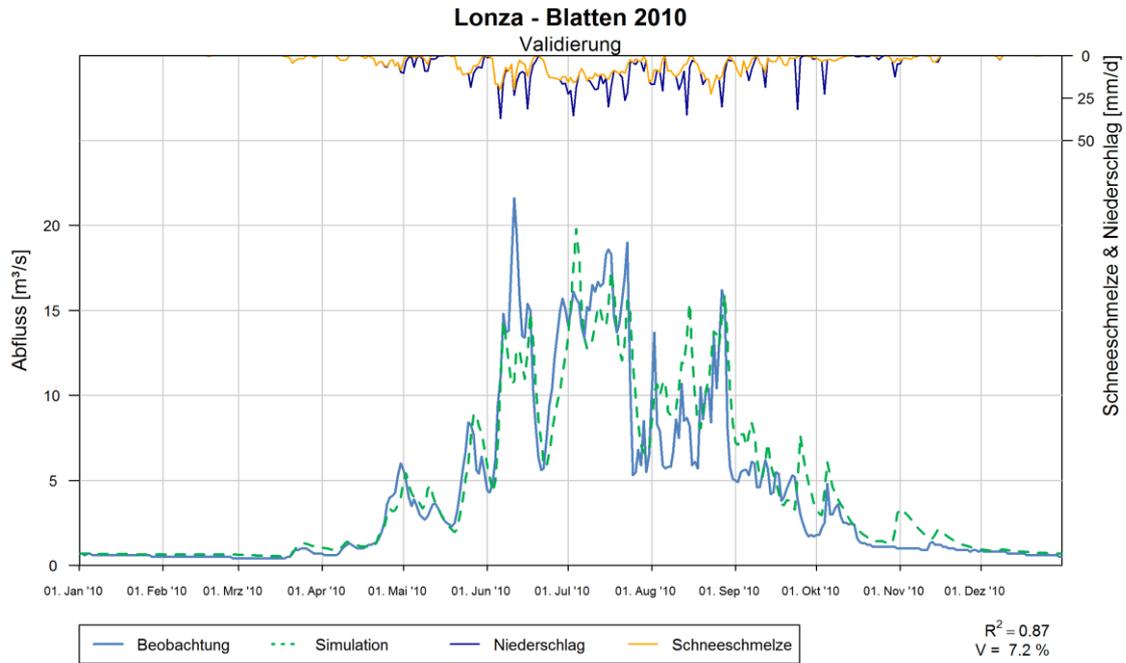


Abb. B-2- 19: Modellvalidierung des Jahres 2010, Lonza - Blatten

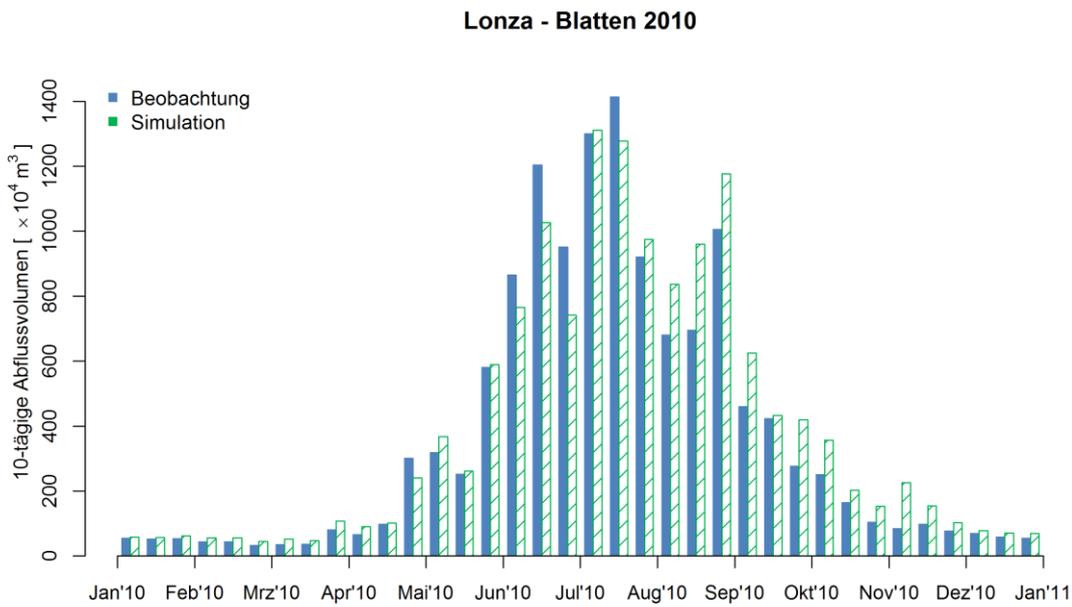


Abb. B-2- 20: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2010, Lonza - Blatten

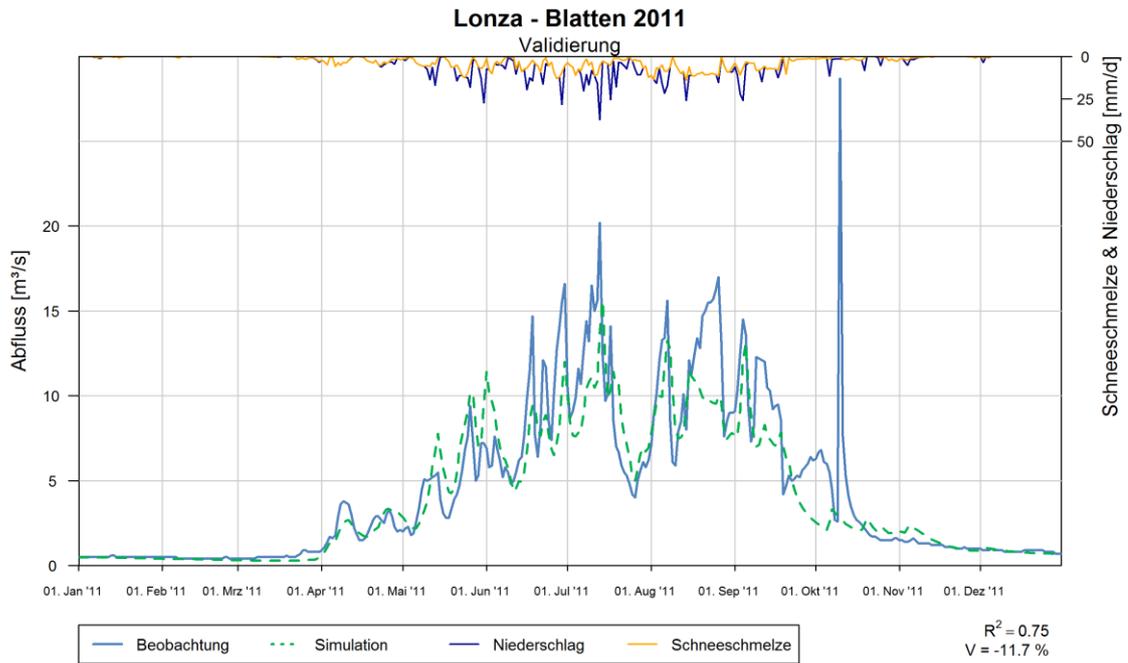


Abb. B-2- 21: Modellvalidierung des Jahres 2011, Lonza - Blatten

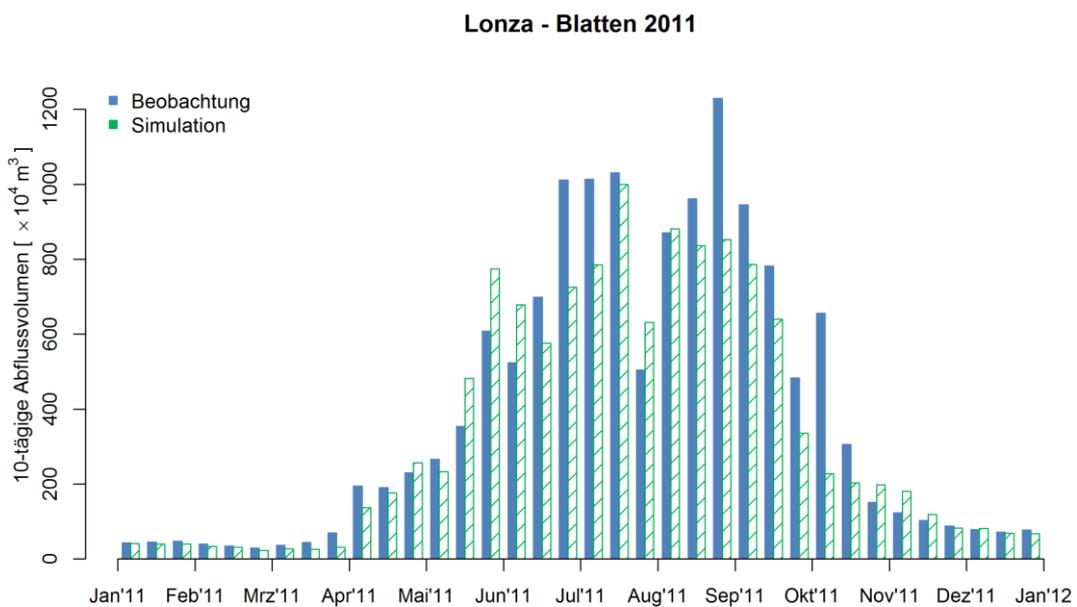


Abb. B-2- 22: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2011, Lonza - Blatten

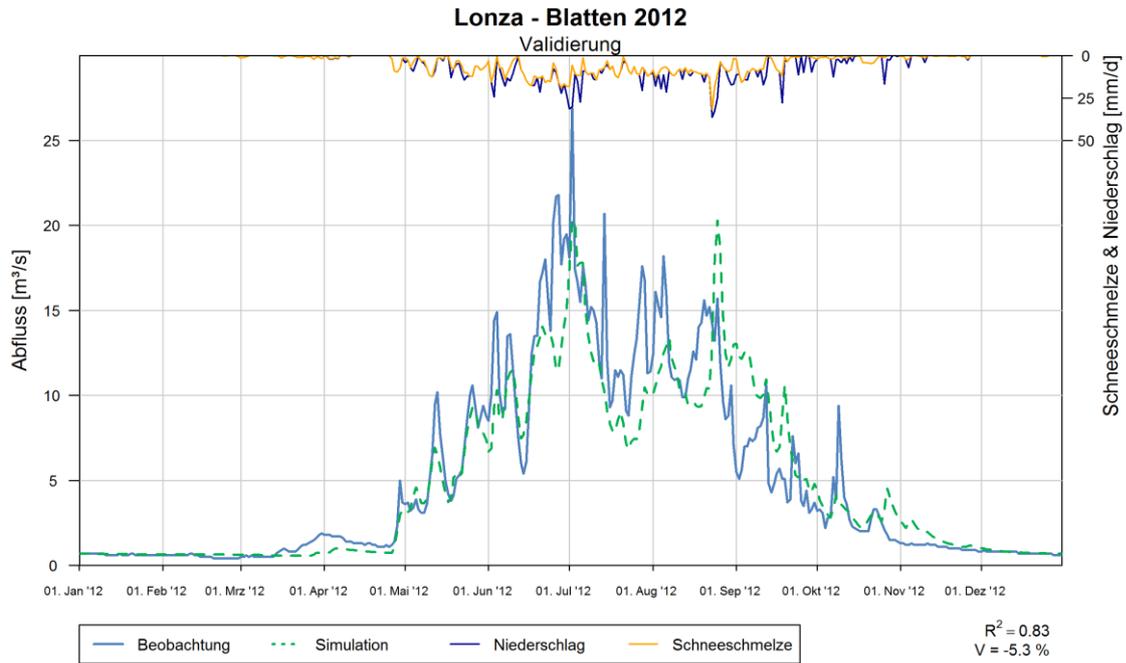


Abb. B-2- 23: Modellvalidierung des Jahres 2012, Lonza - Blatten

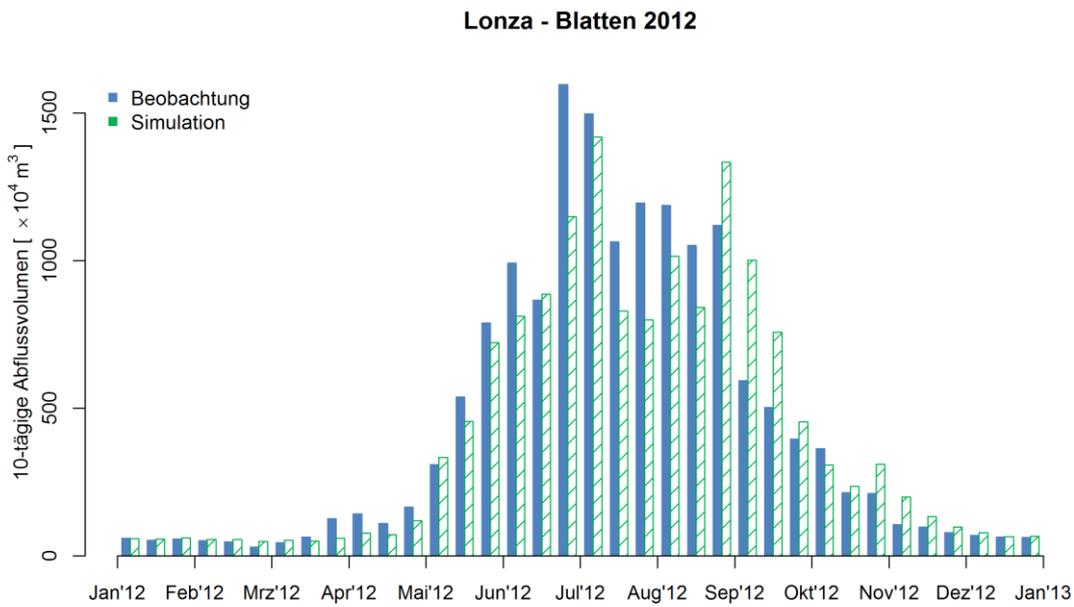


Abb. B-2- 24: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2012, Lonza - Blatten

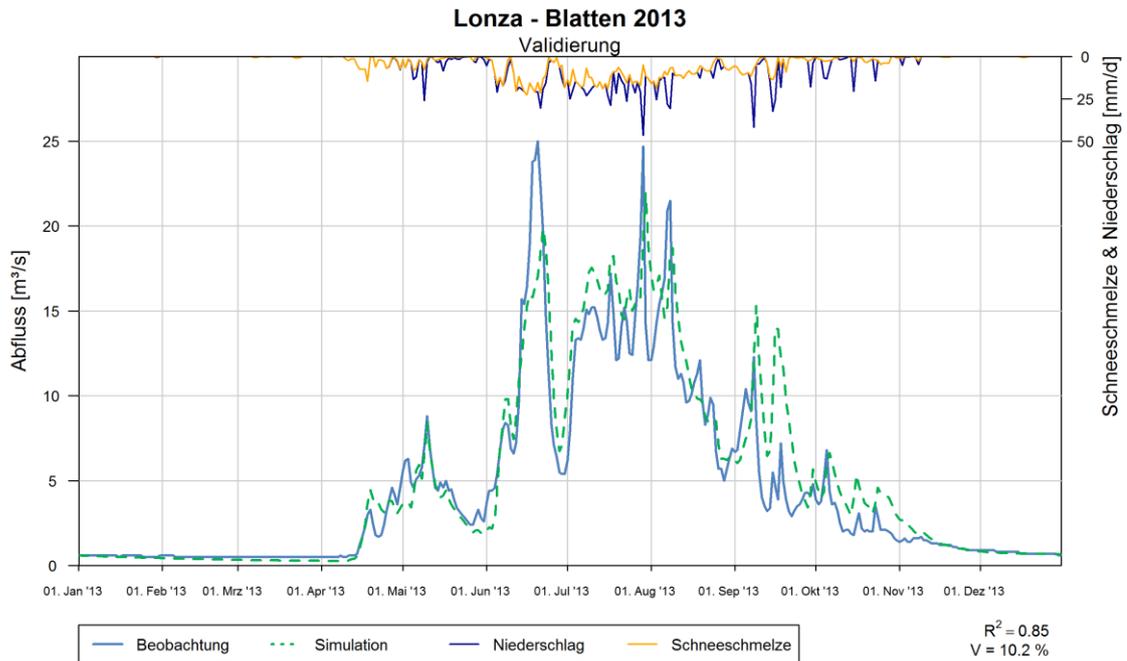


Abb. B-2- 25: Modellvalidierung des Jahres 2013, Lonza - Blatten

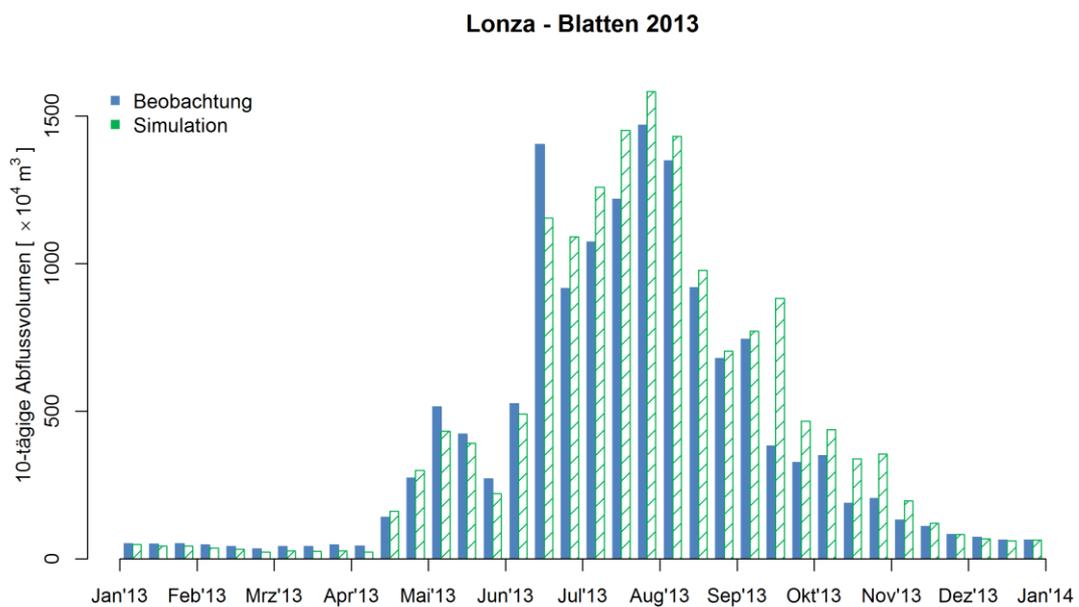


Abb. B-2- 26: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2013, Lonza - Blatten

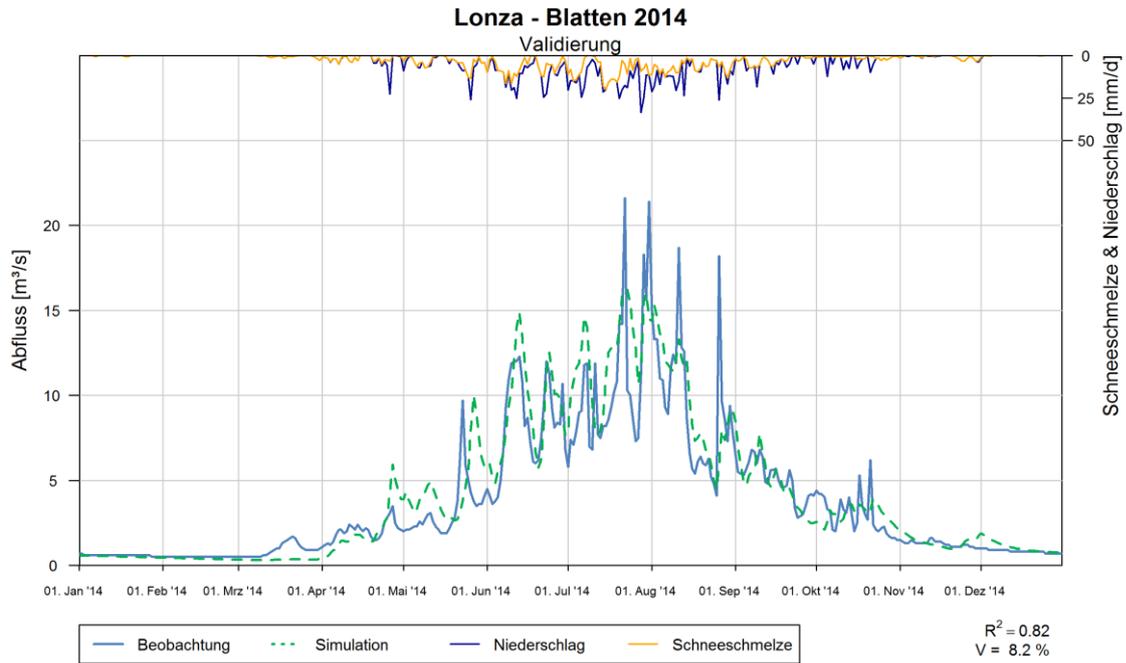


Abb. B-2- 27: Modellvalidierung des Jahres 2014, Lonza - Blatten

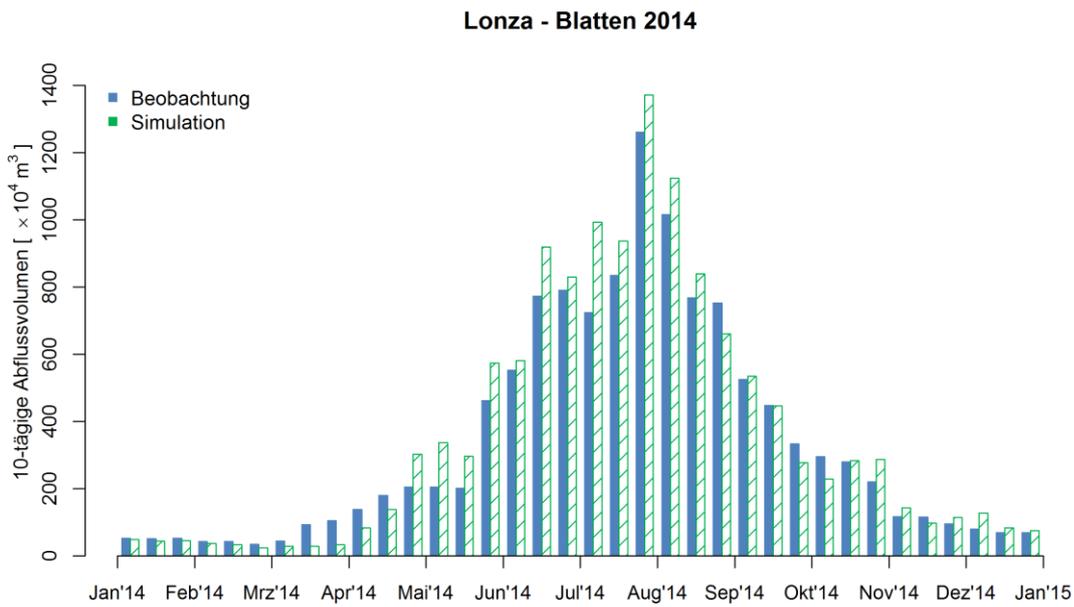


Abb. B-2- 28: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2014, Lonza - Blatten

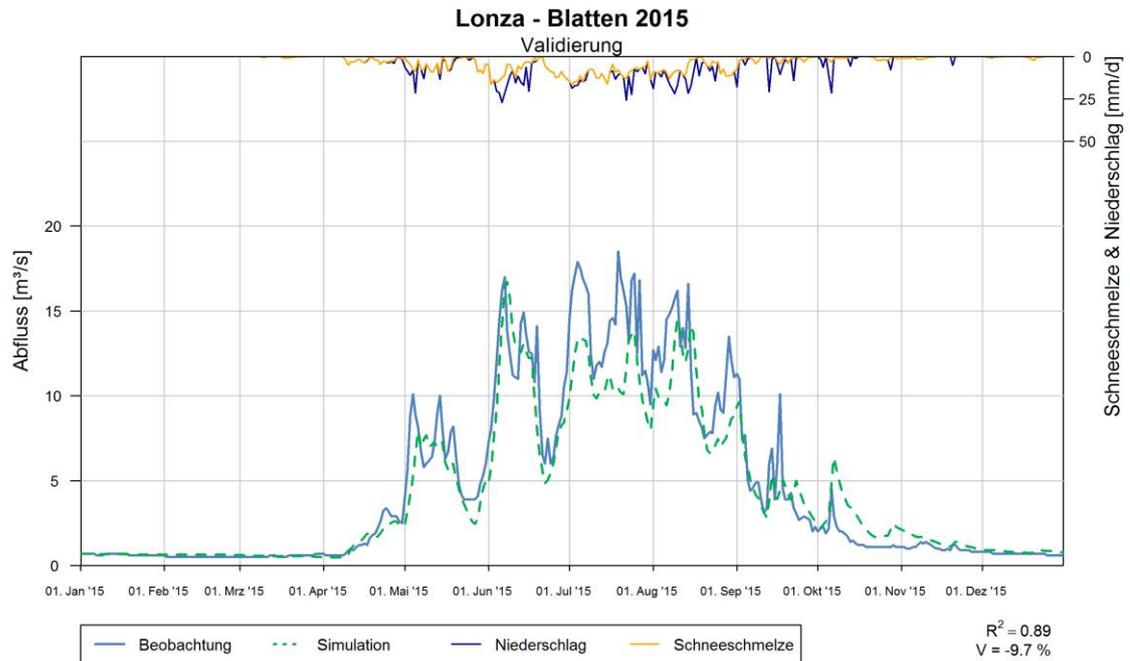


Abb. B-2- 29: Modellvalidierung des Jahres 2015, Lonza - Blatten

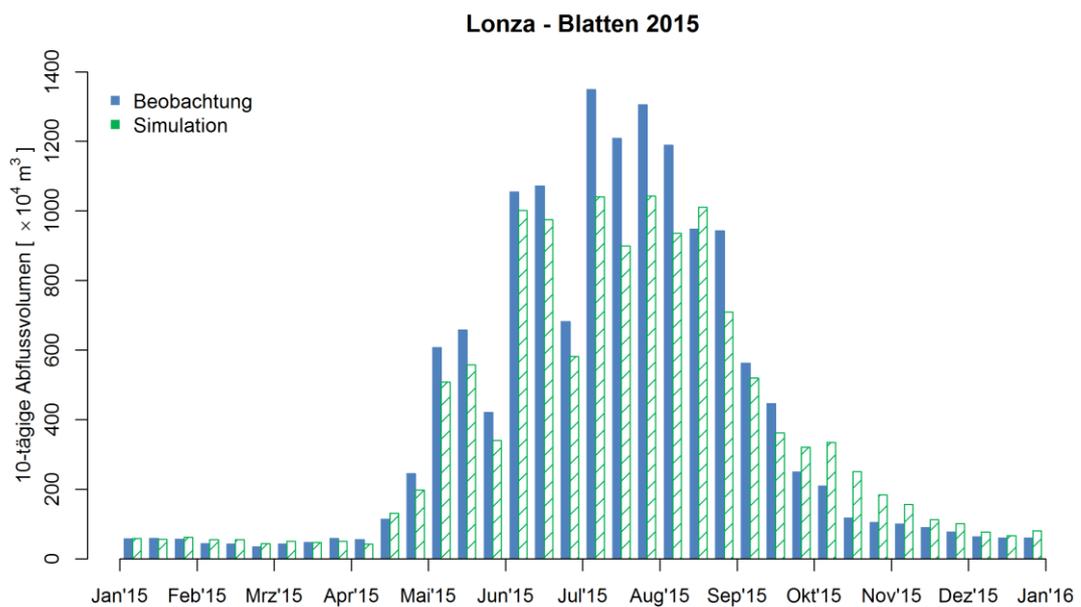


Abb. B-2- 30: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2015, Lonza - Blatten

B.3 Abflussganglinien der Kalibrierung EZG-D

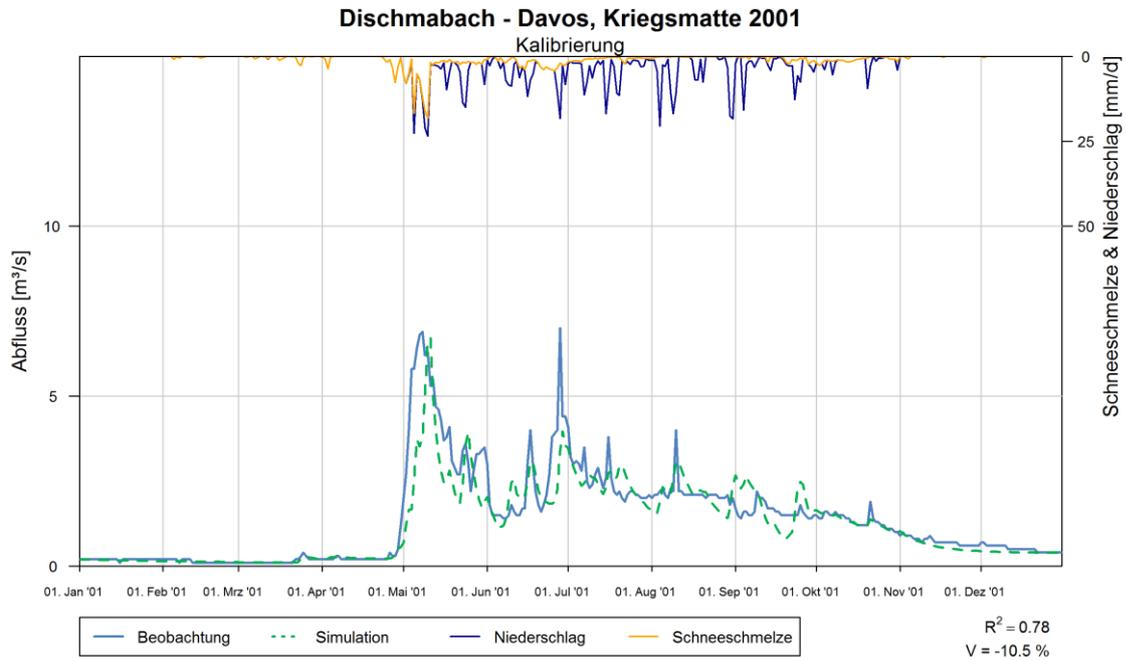


Abb. B-3- 1: Modellkalibrierung des Jahres 2001, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

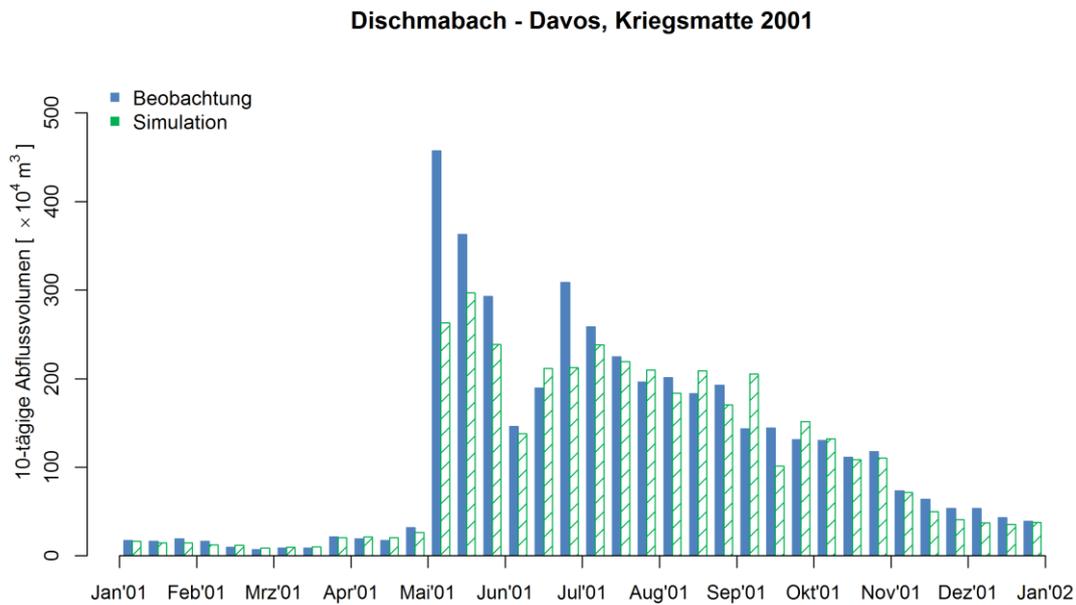


Abb. B-3- 2: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2001, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

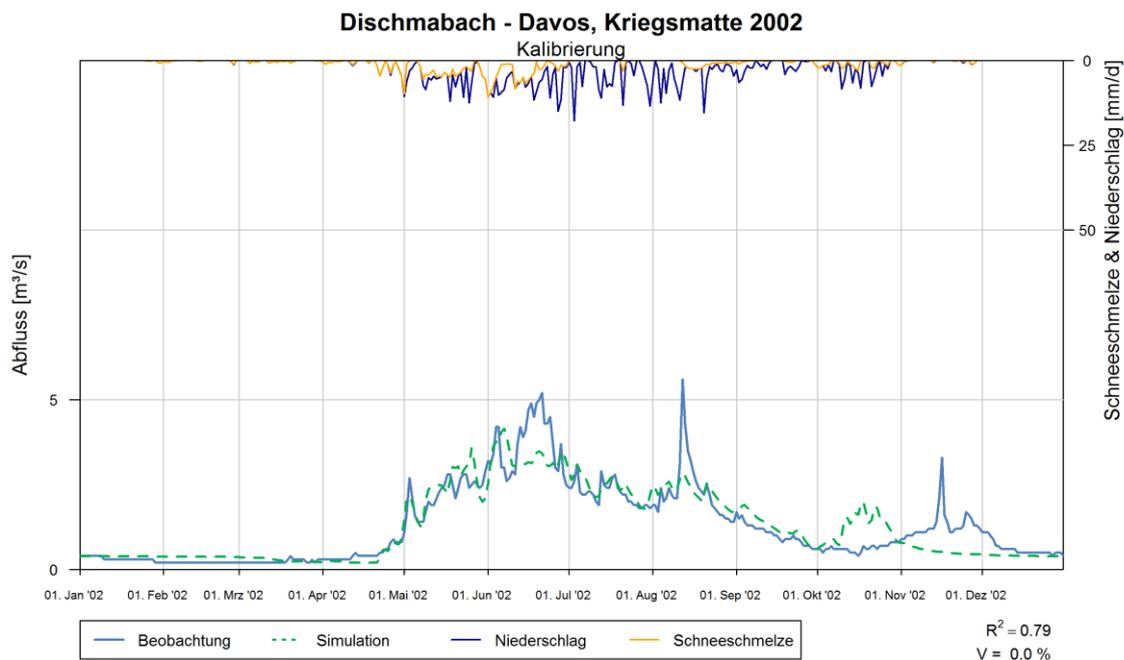


Abb. B-3- 3: Modellkalibrierung des Jahres 2002, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

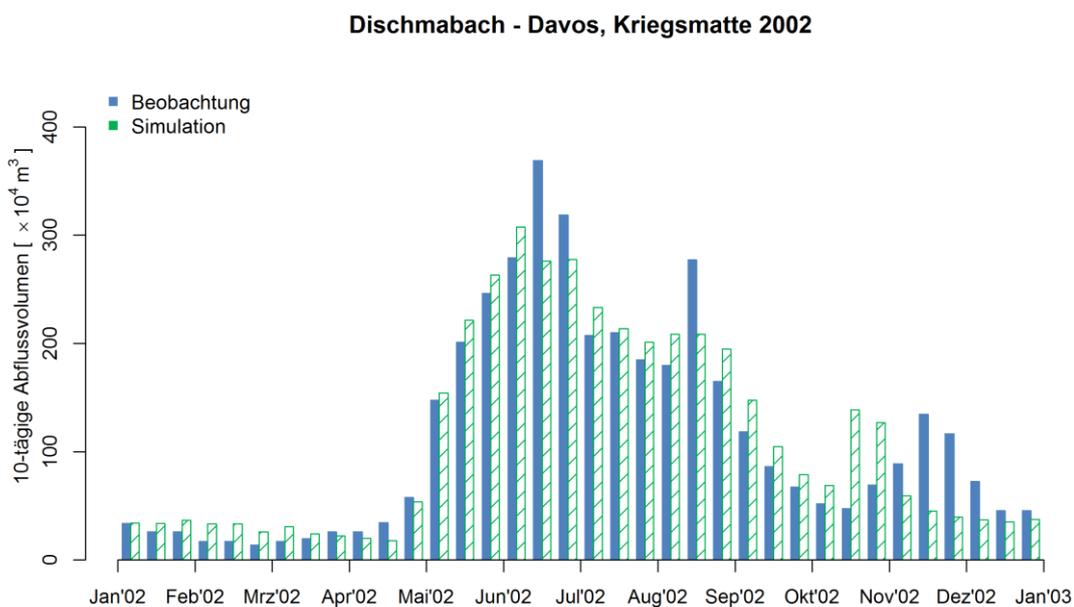


Abb. B-3- 4: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2002, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

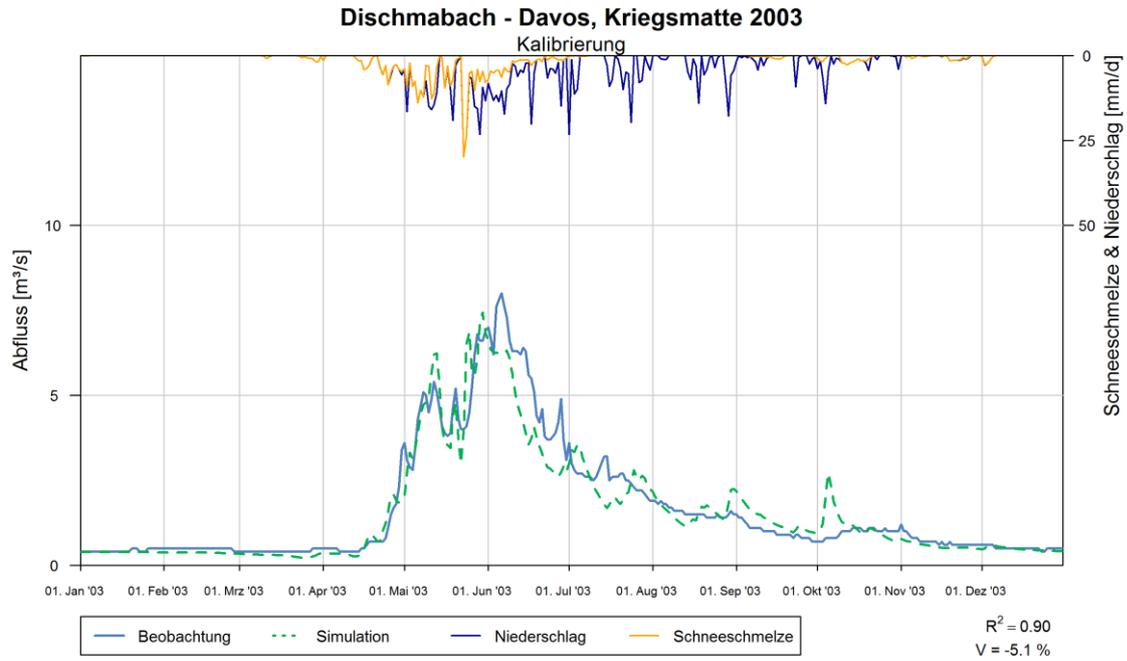


Abb. B-3- 5: Modellkalibrierung des Jahres 2003, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

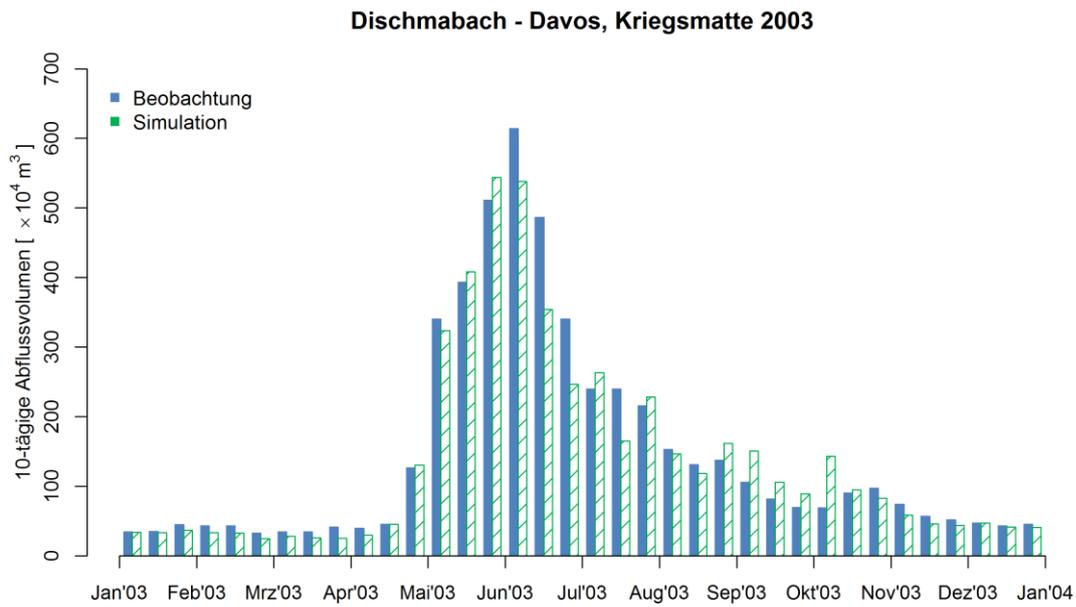


Abb. B-3- 6: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2003, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

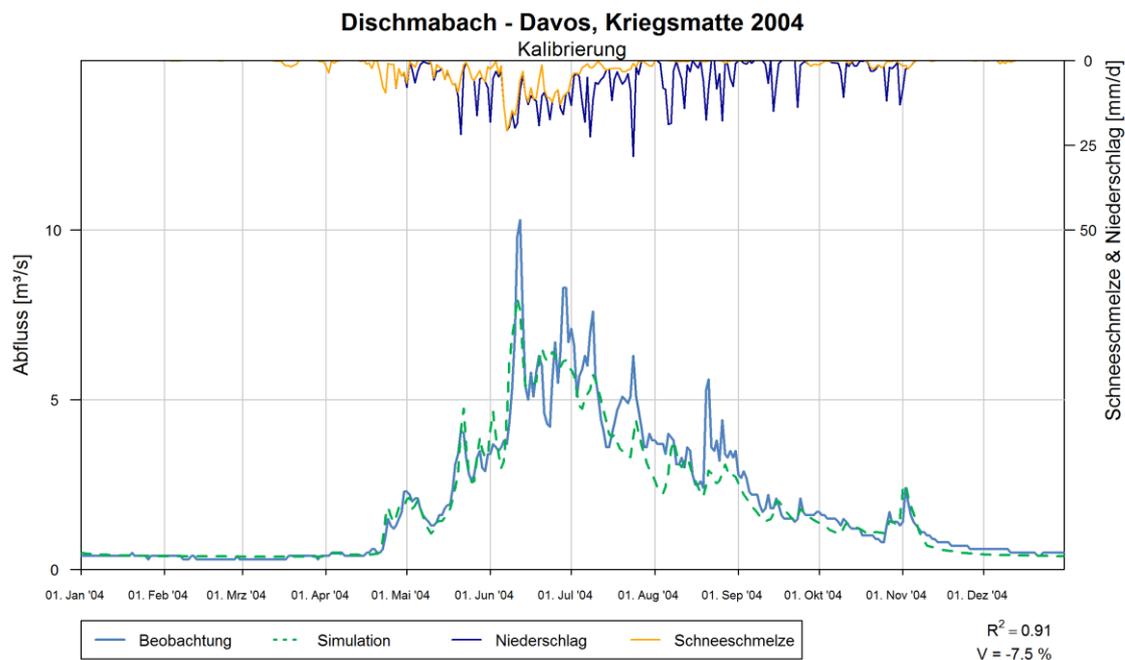


Abb. B-3- 7: Modellkalibrierung des Jahres 2004, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

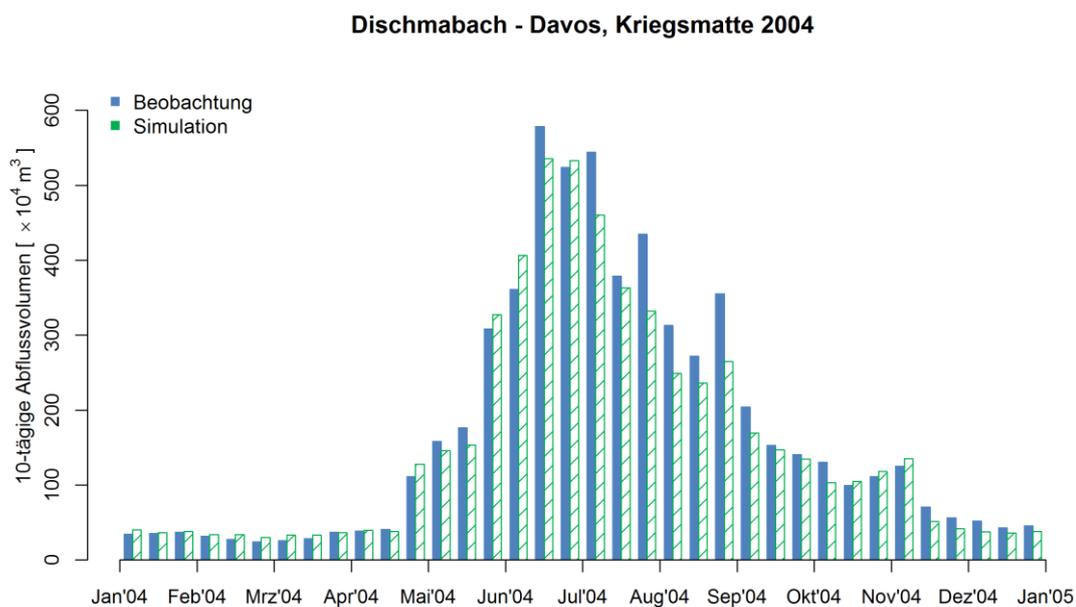


Abb. B-3- 8: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2004, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

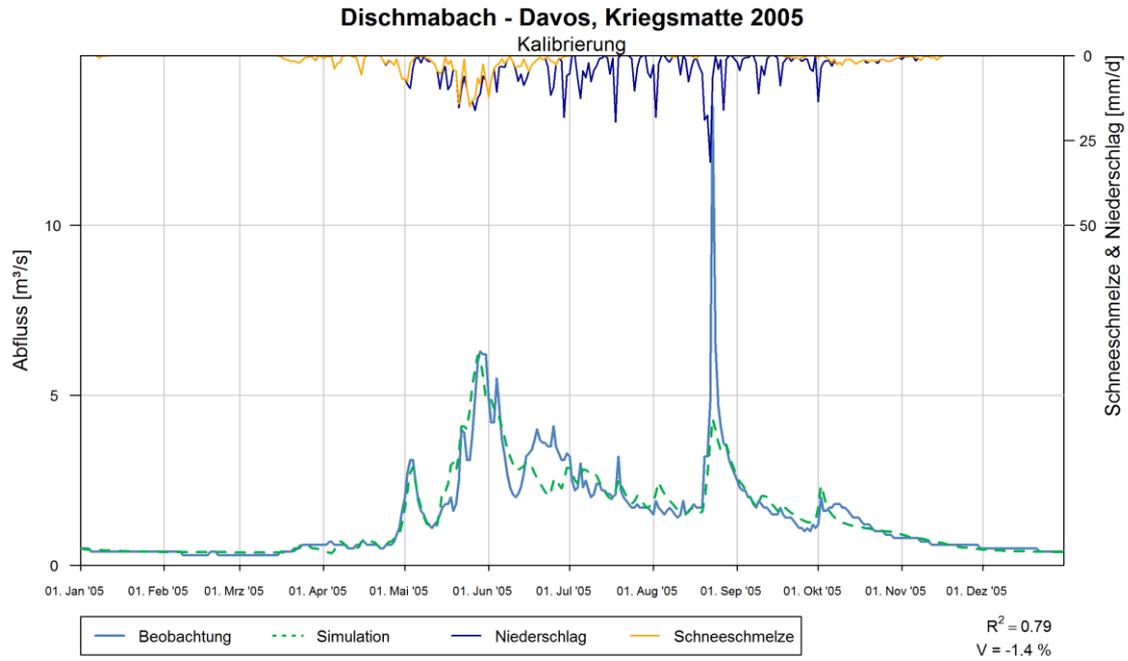


Abb. B-3- 9: Modellkalibrierung des Jahres 2005, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

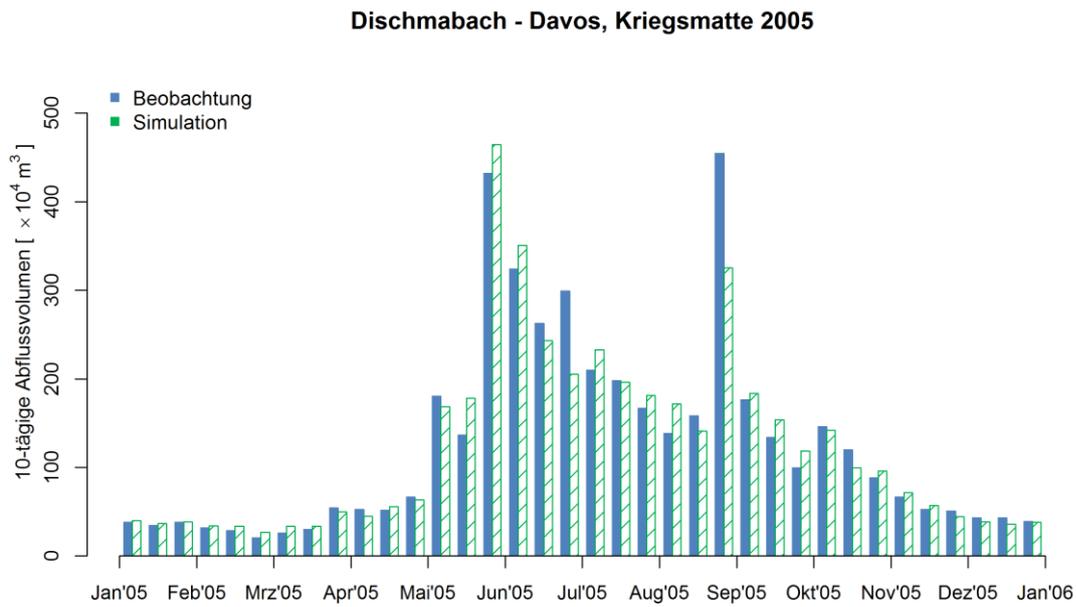


Abb. B-3- 10: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2005, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

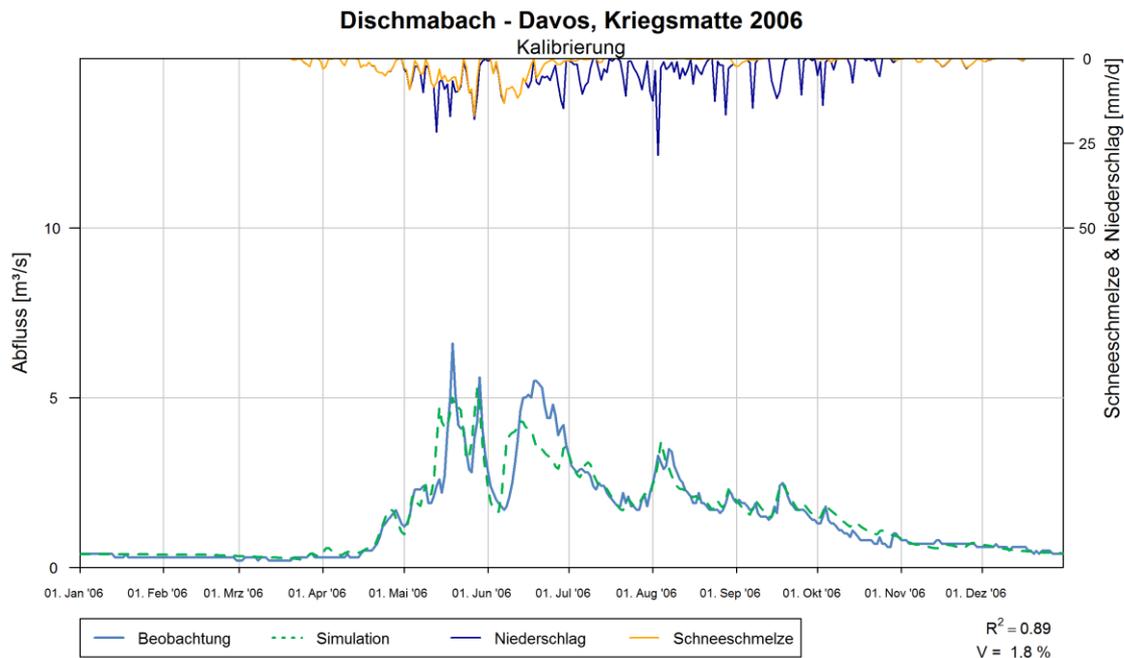


Abb. B-3- 11: Modellkalibrierung des Jahres 2006, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

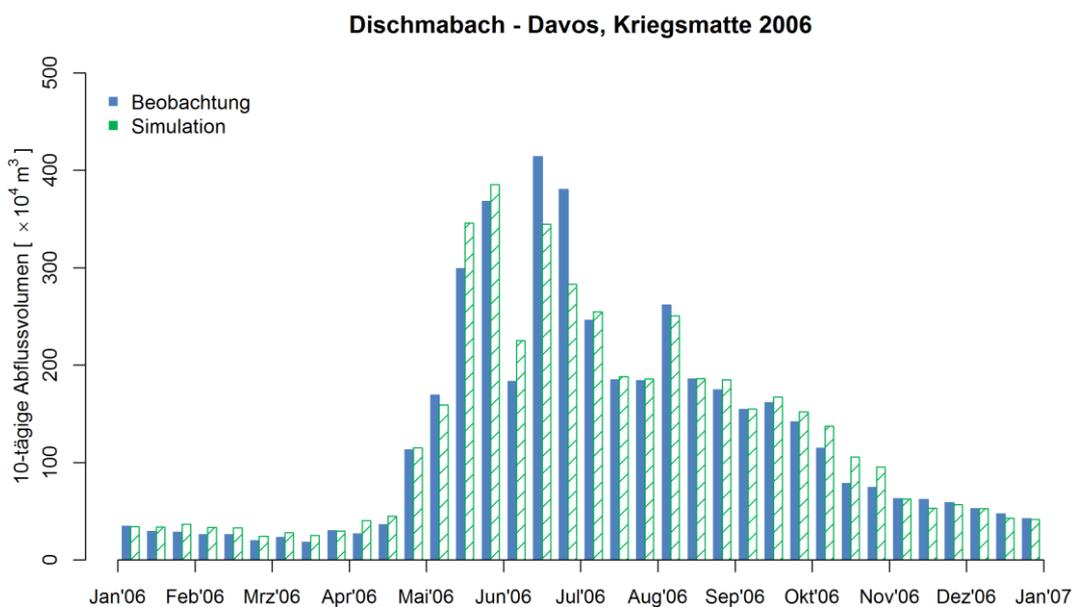


Abb. B-3- 12: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2006, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

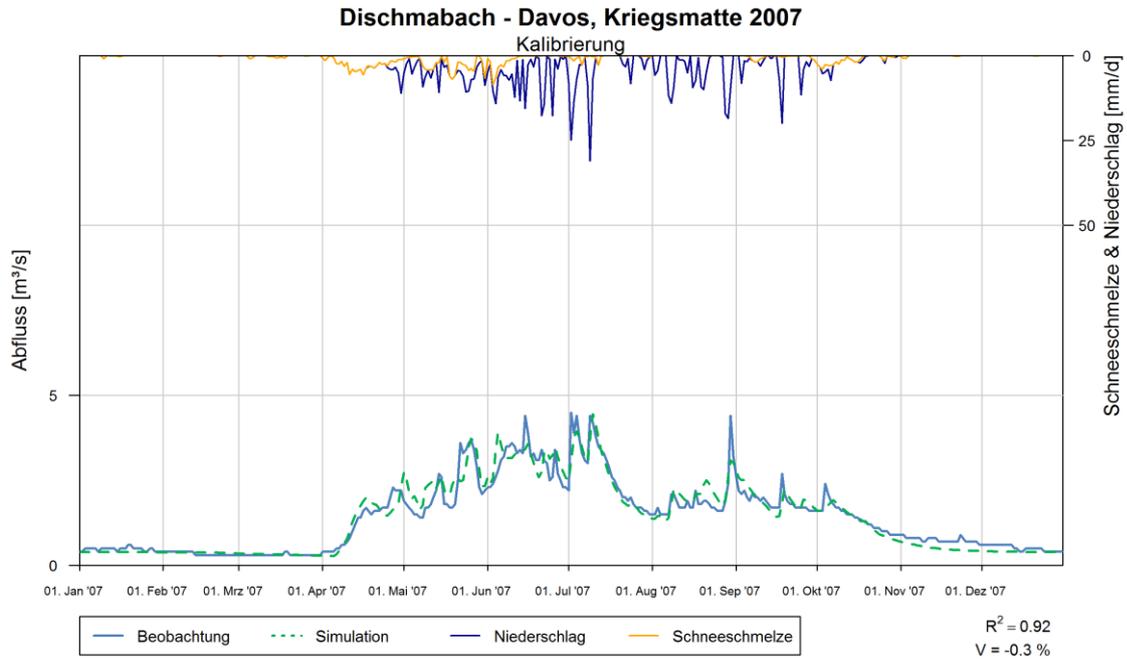


Abb. B-3- 13: Modellkalibrierung des Jahres 2007, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

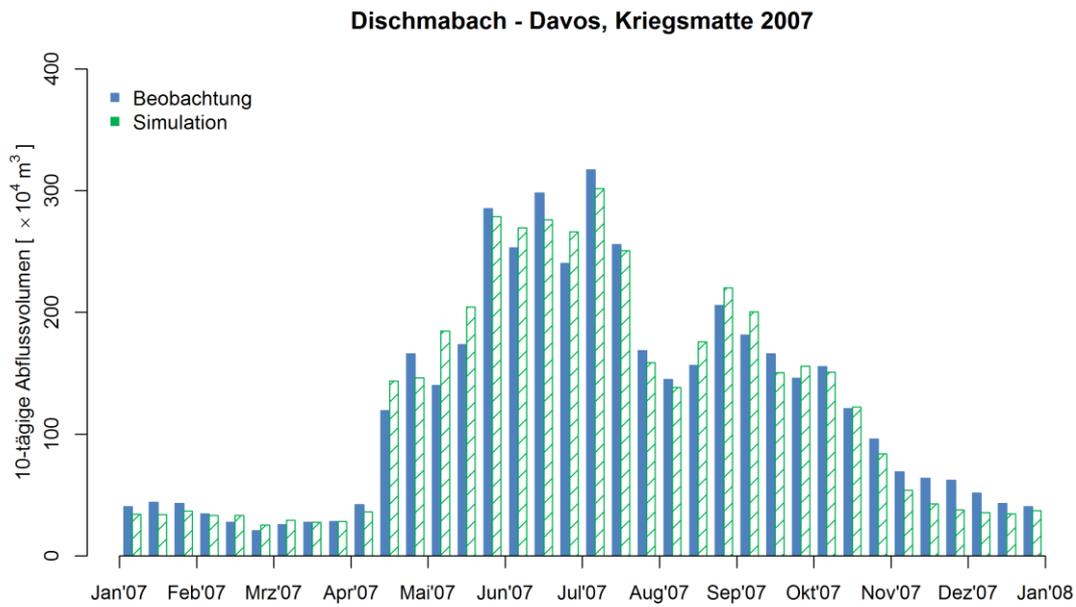


Abb. B-3- 14: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2007, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

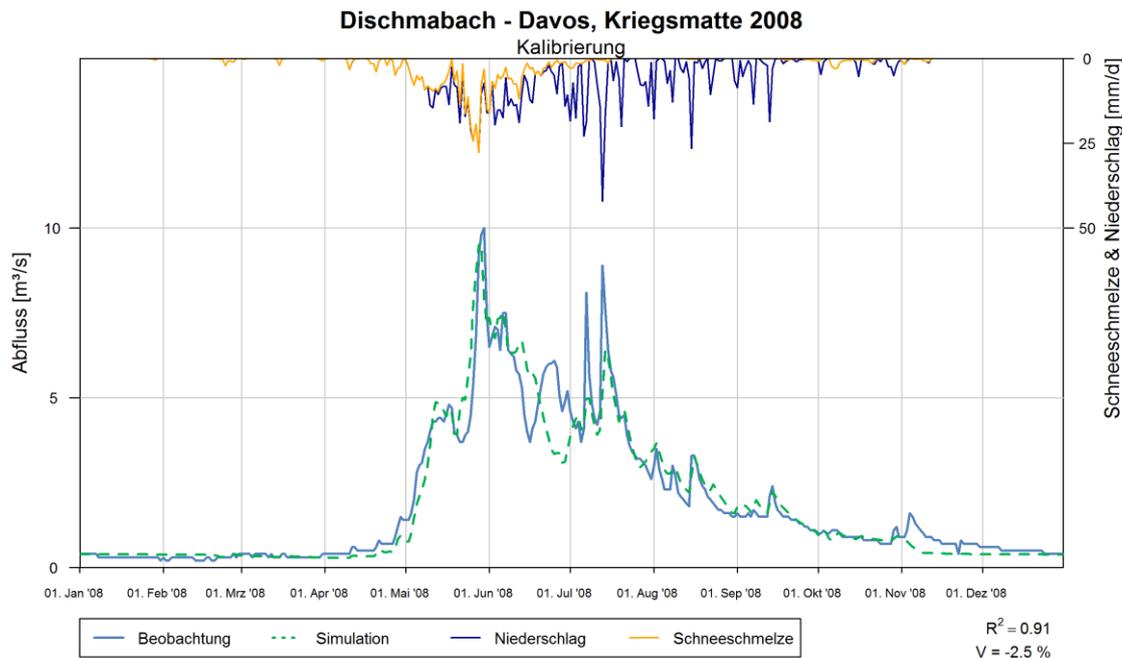


Abb. B-3- 15: Modellkalibrierung des Jahres 2008, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

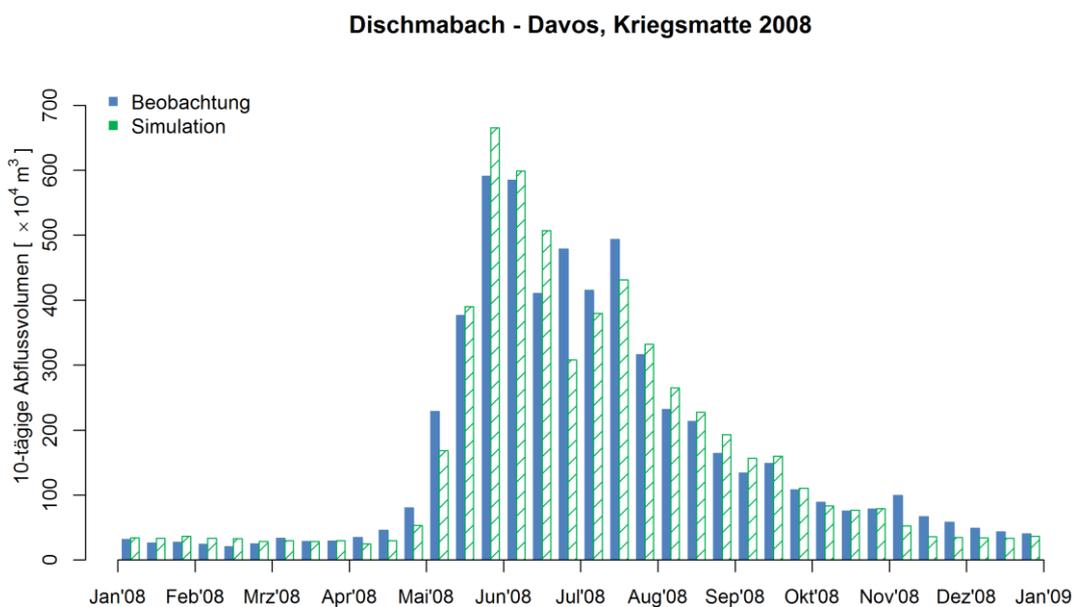


Abb. B-3- 16: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2008, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

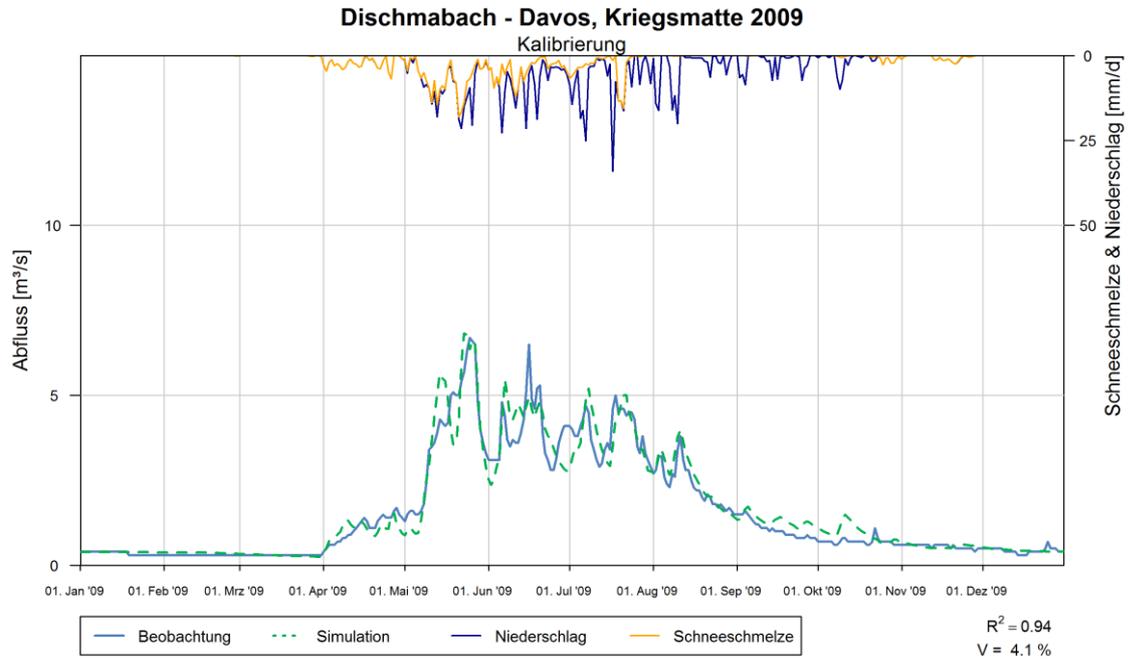


Abb. B-3- 17: Modellkalibrierung des Jahres 2009, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

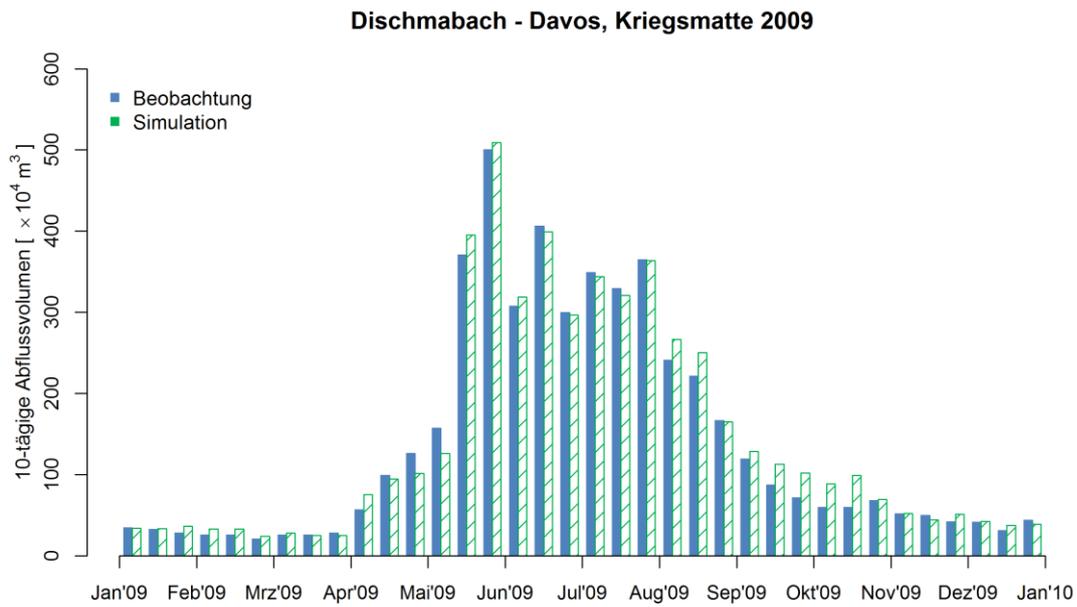


Abb. B-3- 18: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2009, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

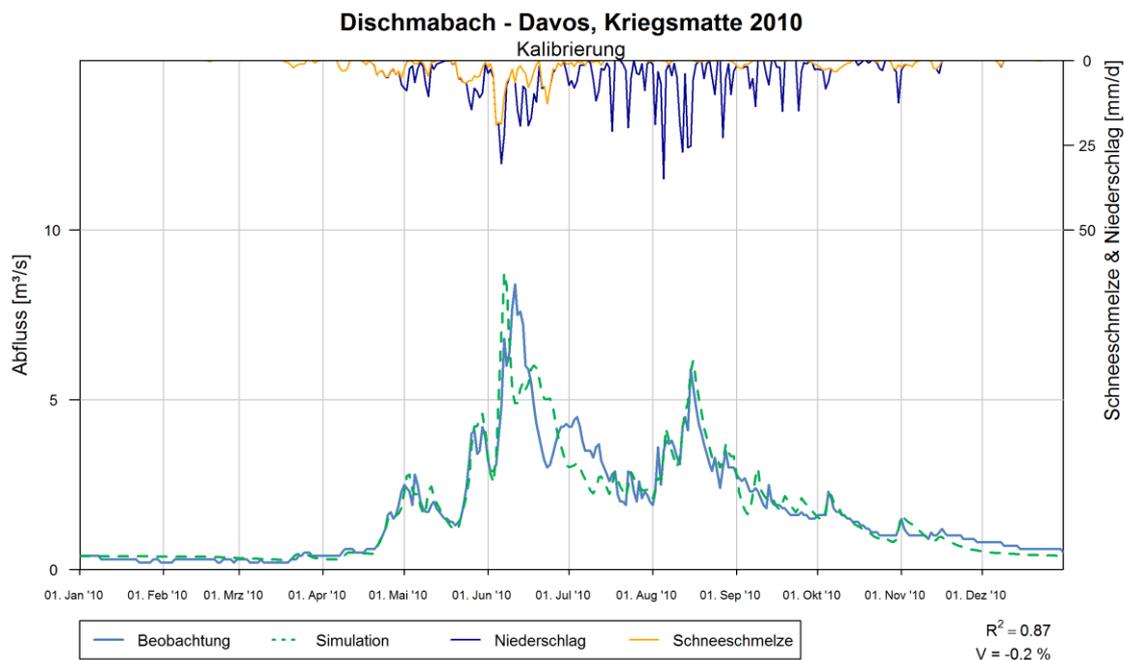


Abb. B-3- 19: Modellkalibrierung des Jahres 2010, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

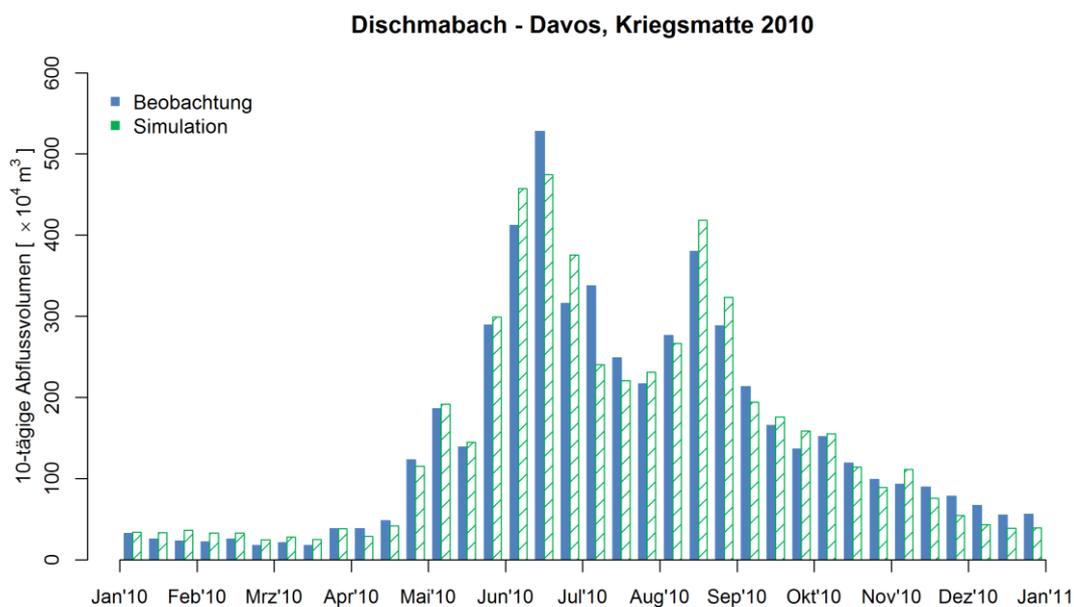


Abb. B-3- 20: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2010, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

B.4 Abflussganglinien der Validierung EZG-D

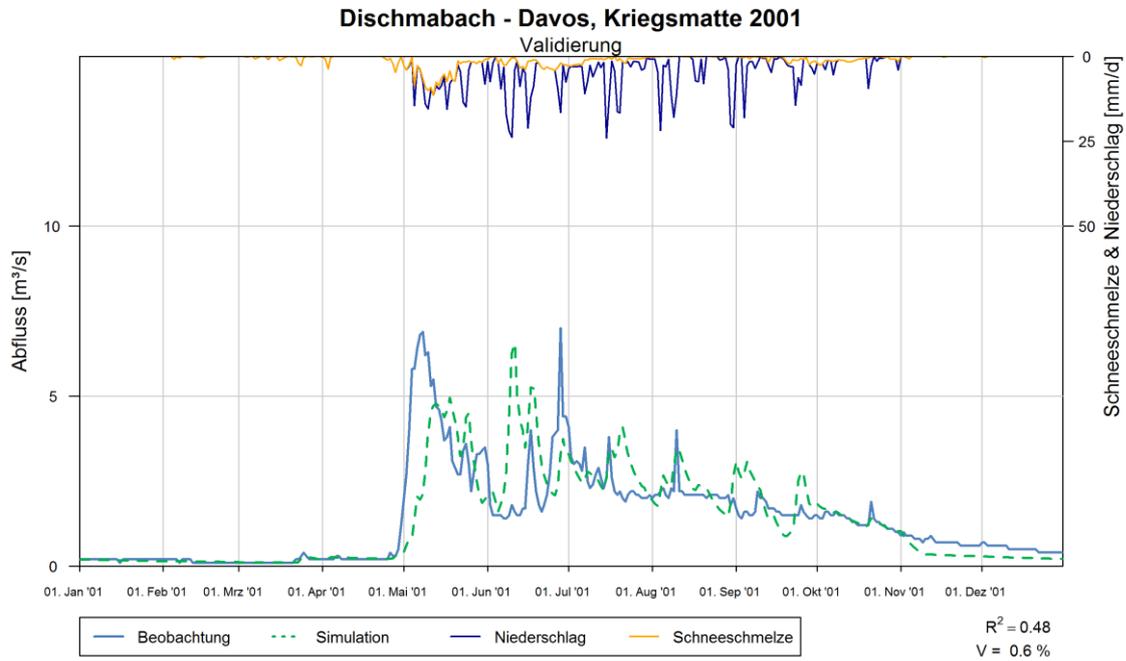


Abb. B-4- 1: Modellvalidierung des Jahres 2001, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

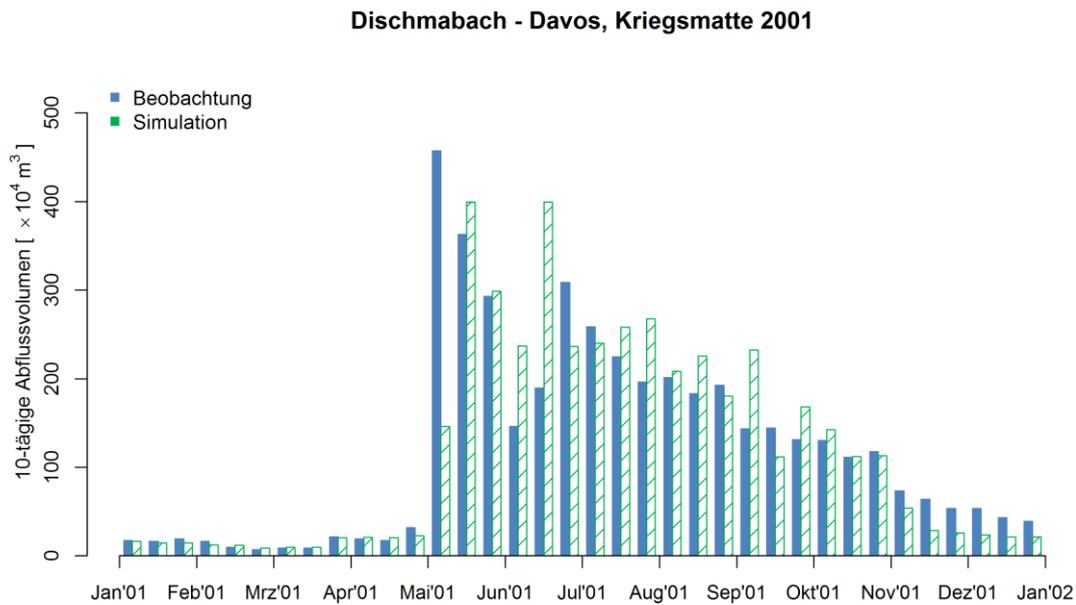


Abb. B-4- 2: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2001, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

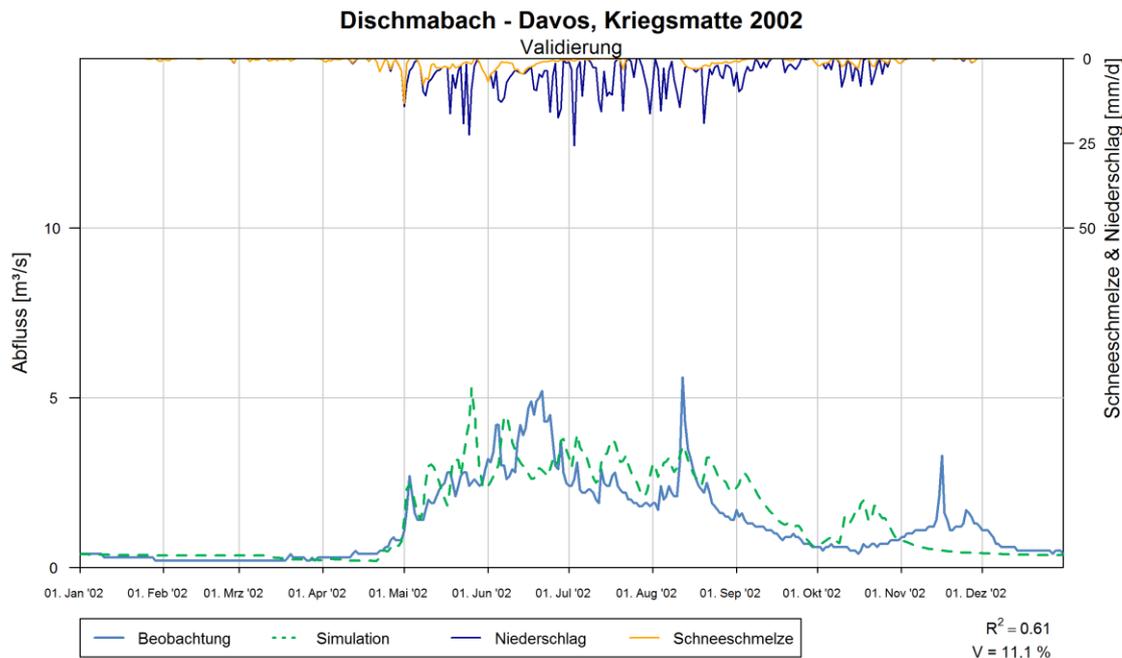


Abb. B-4- 3: Modellvalidierung des Jahres 2002, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

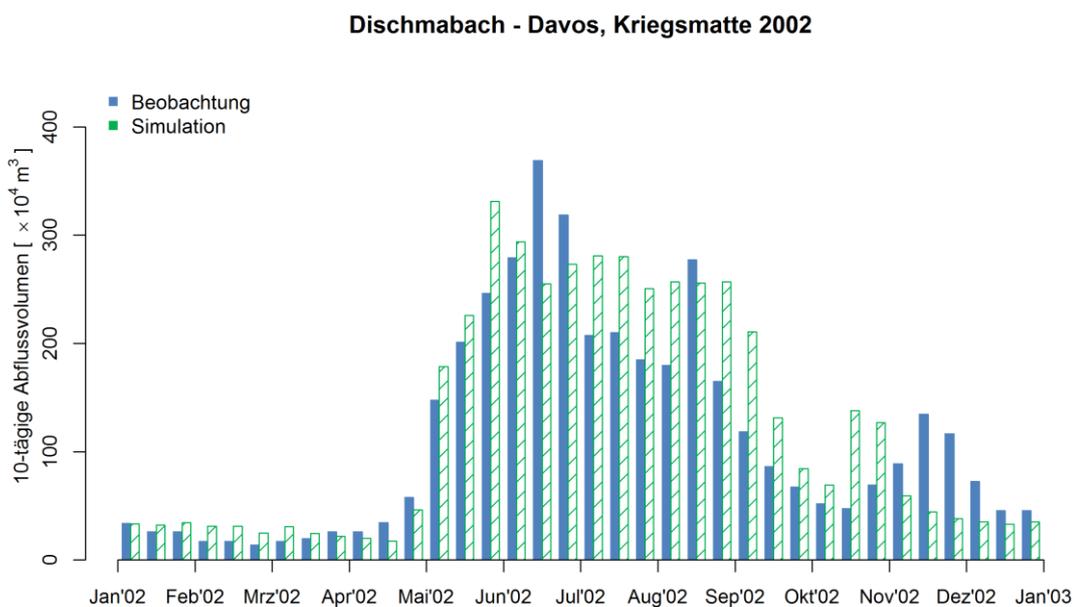


Abb. B-4- 4: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2002, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

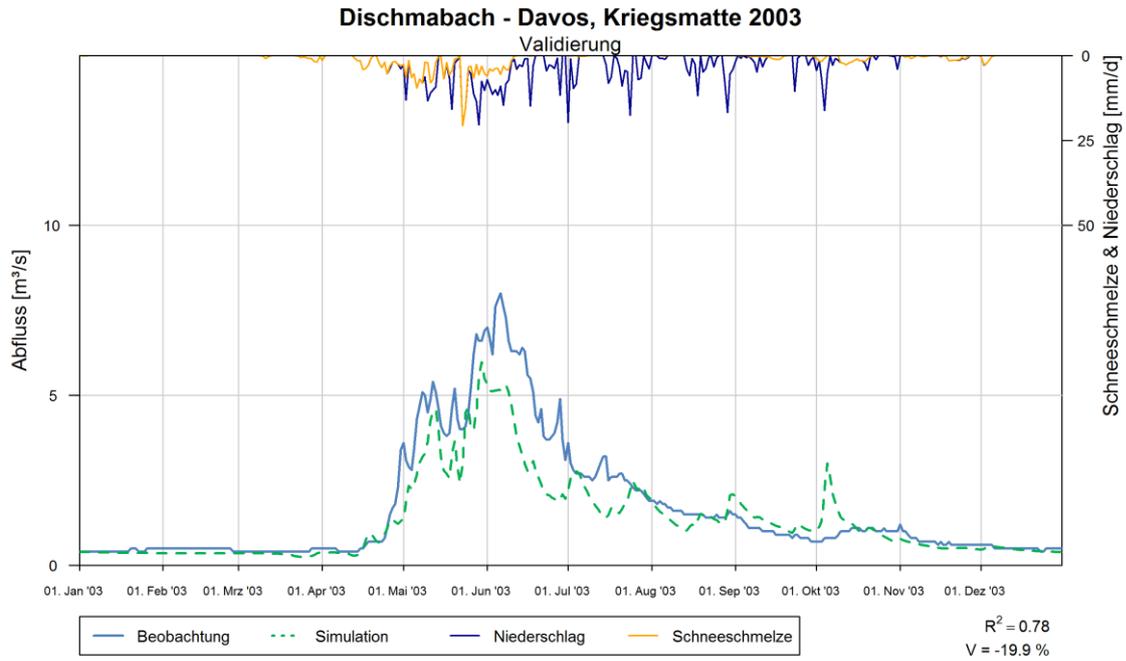


Abb. B-4- 5: Modellvalidierung des Jahres 2003, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

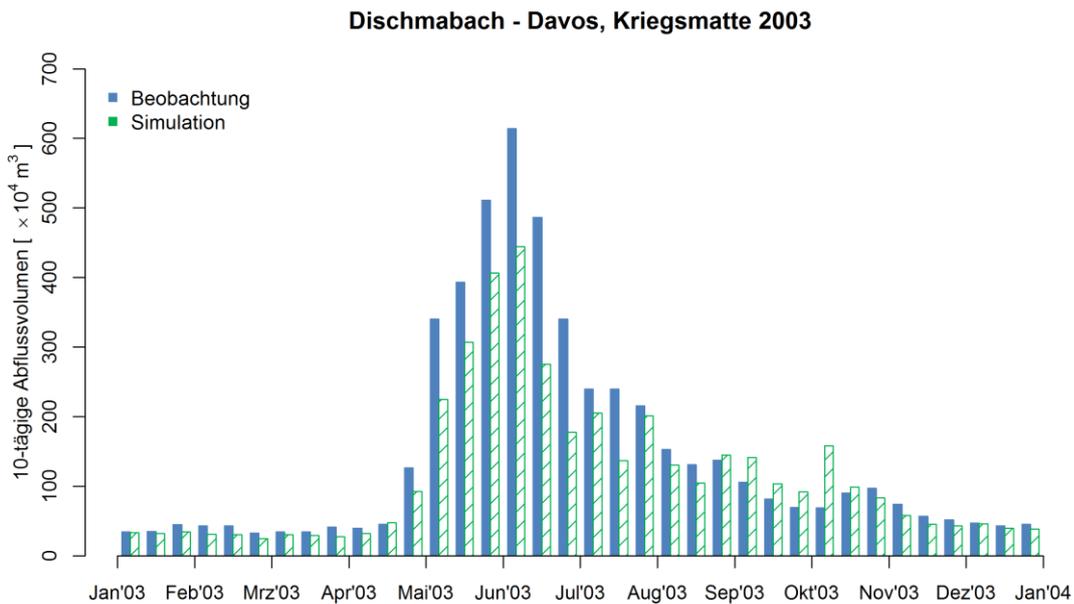


Abb. B-4- 6: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2003, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

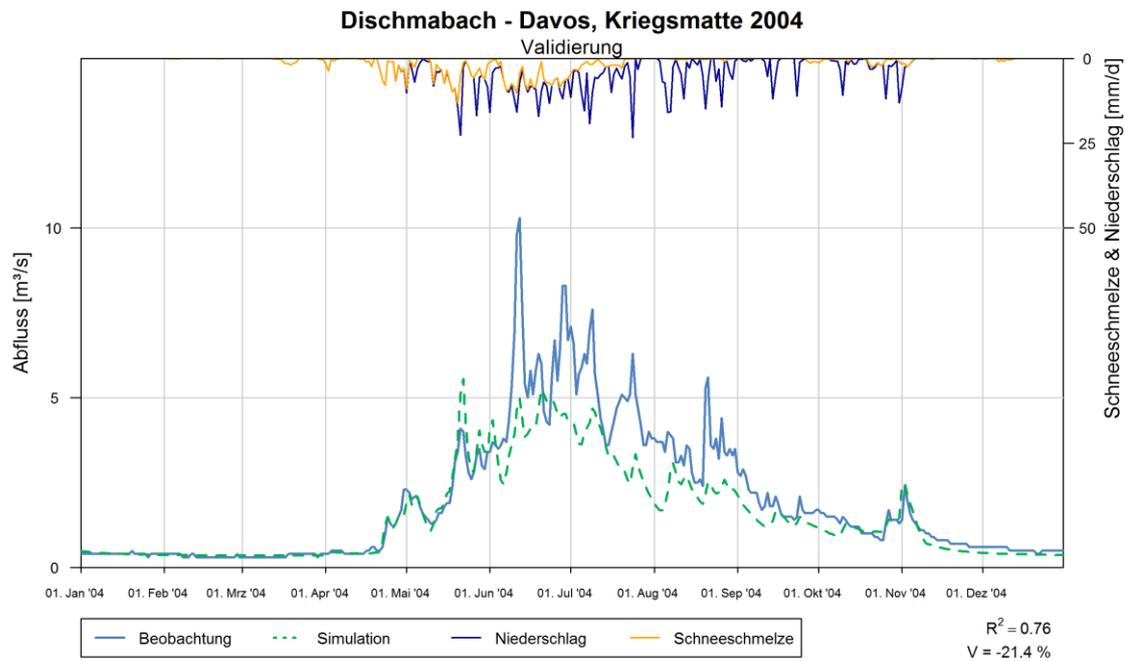


Abb. B-4- 7: Modellvalidierung des Jahres 2004, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

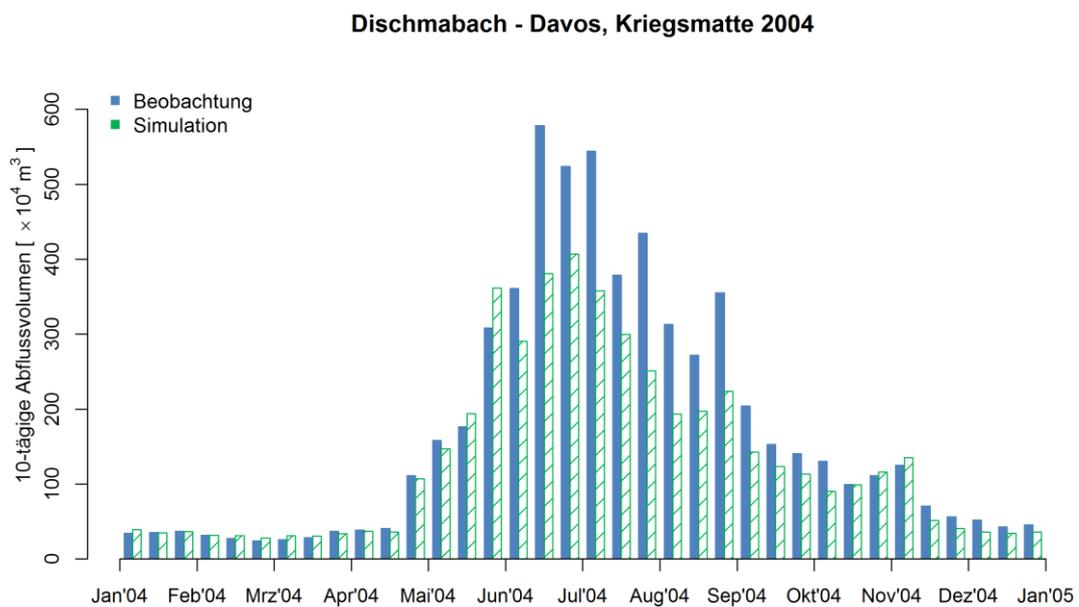


Abb. B-4- 8: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2004, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

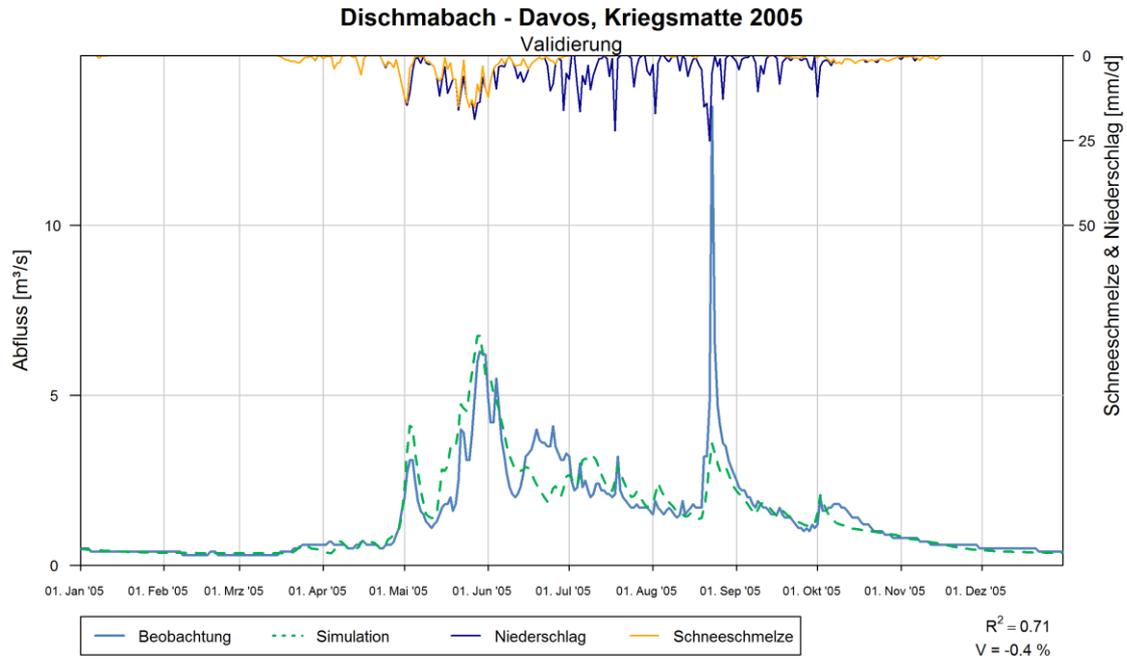


Abb. B-4- 9: Modellvalidierung des Jahres 2005, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

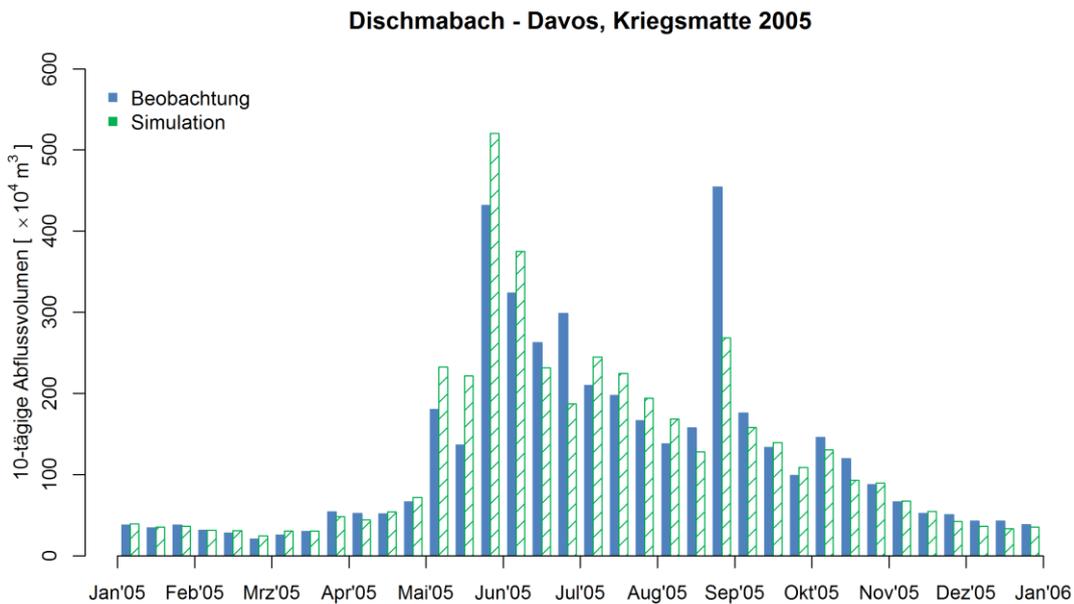


Abb. B-4- 10: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2005, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

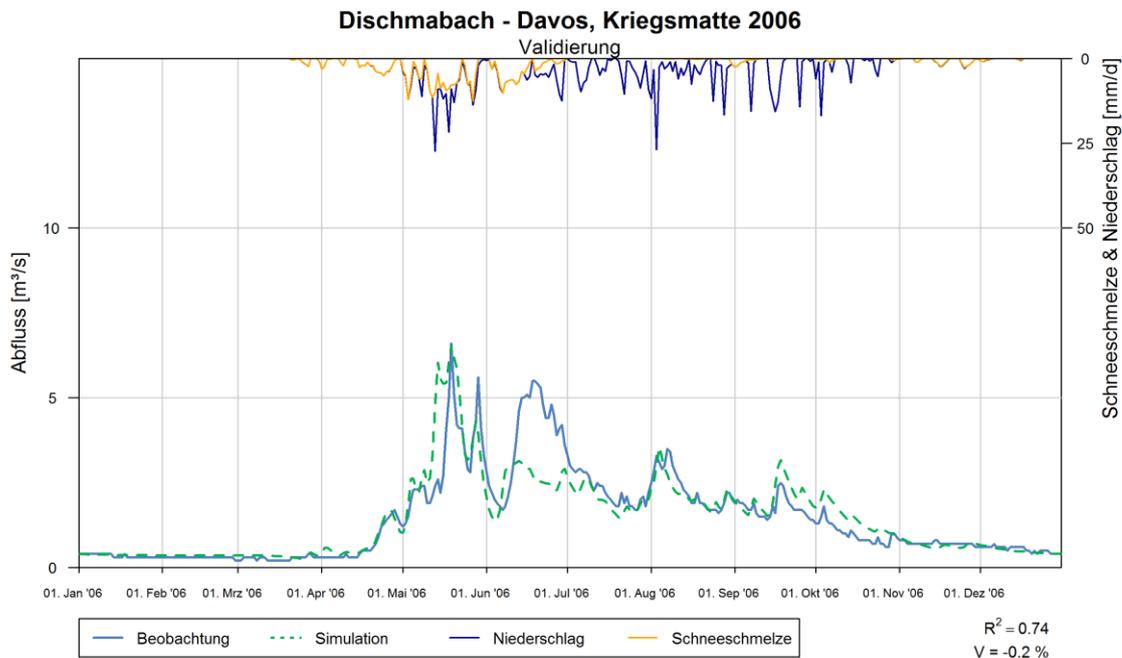


Abb. B-4- 11: Modellvalidierung des Jahres 2006, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

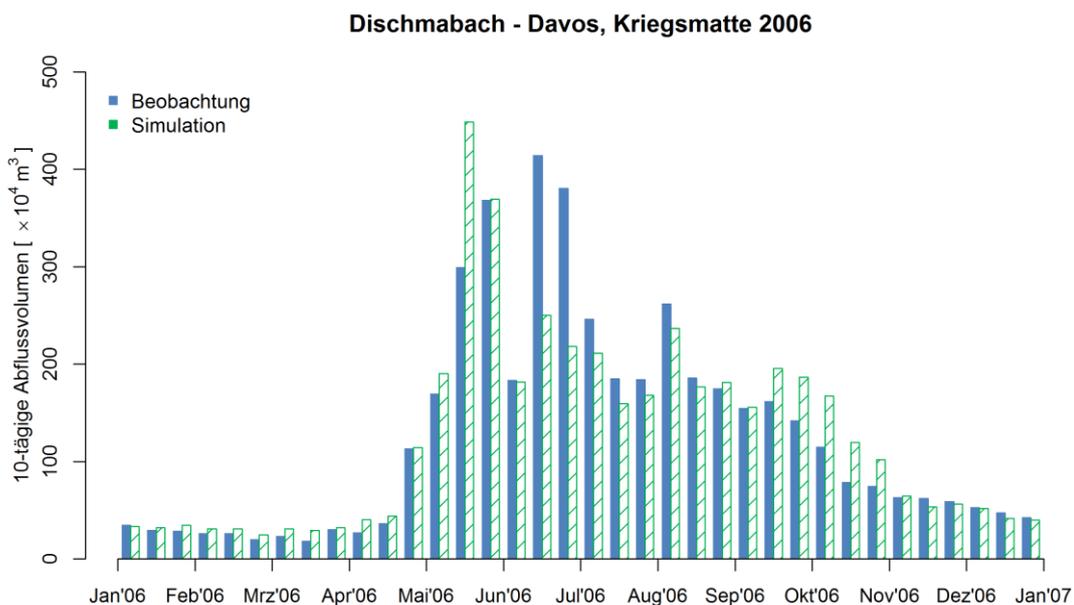


Abb. B-4- 12: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2006, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

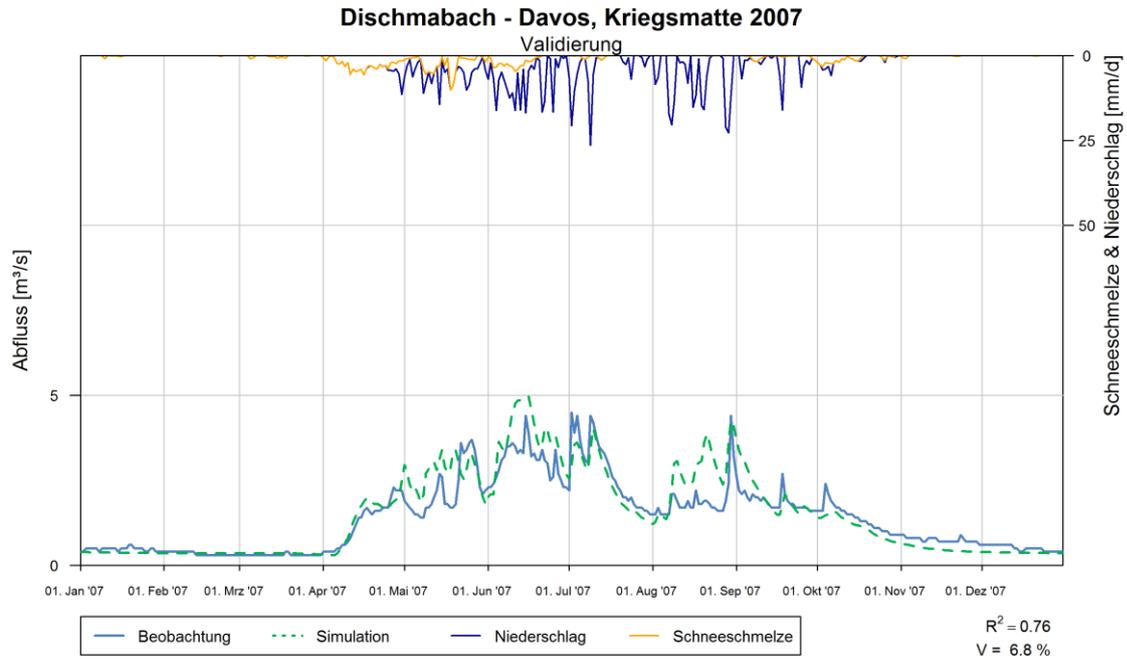


Abb. B-4- 13: Modellvalidierung des Jahres 2007, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

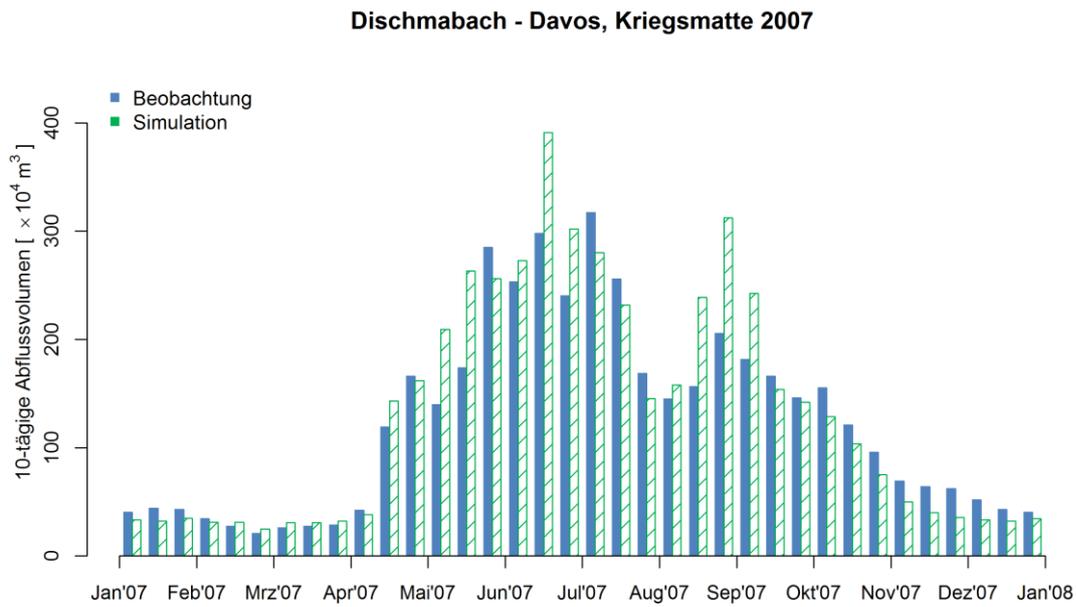


Abb. B-4- 14: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2007, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

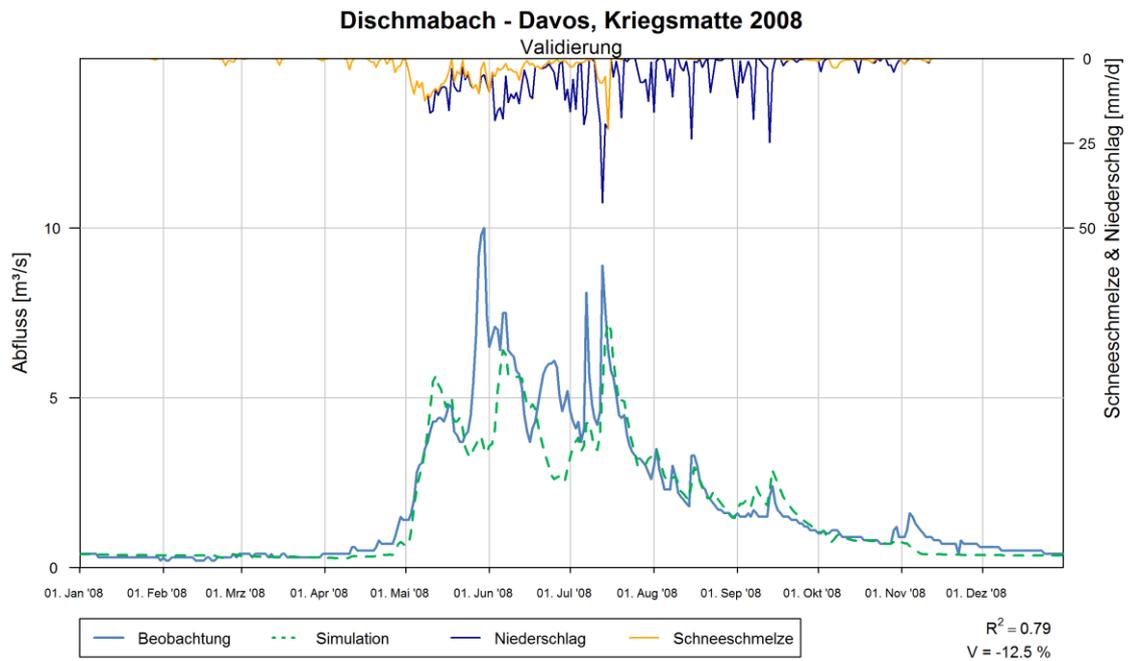


Abb. B-4- 15: Modellvalidierung des Jahres 2008, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

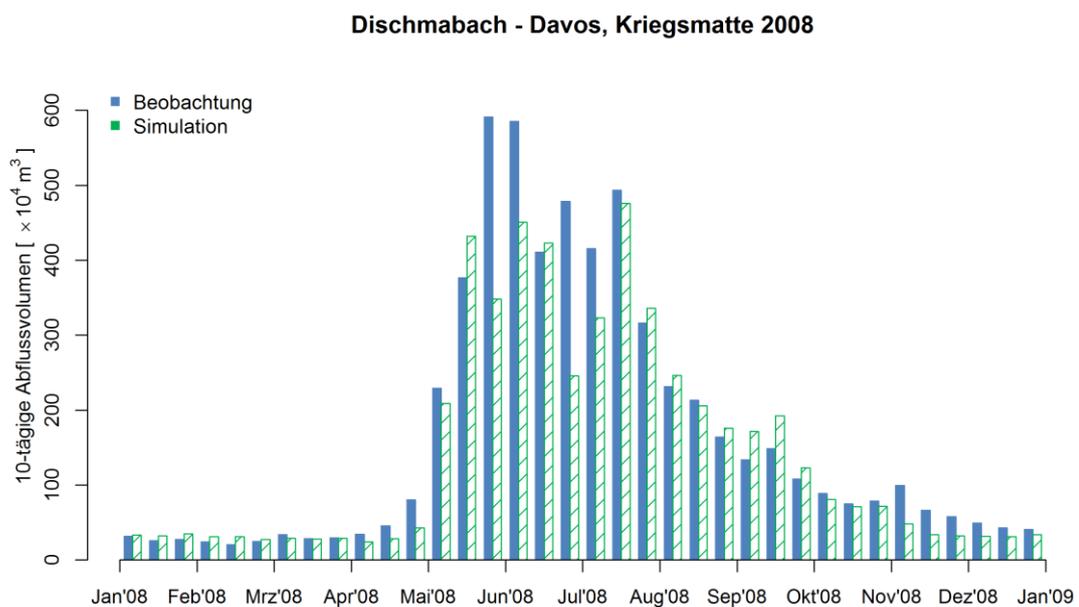


Abb. B-4- 16: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2008, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

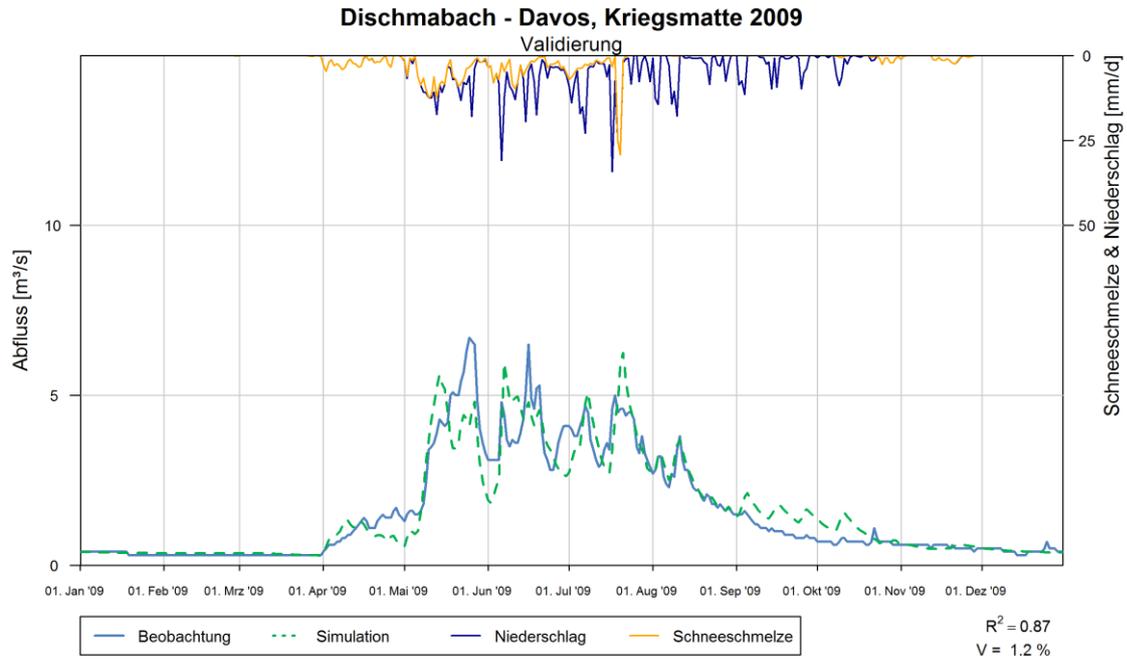


Abb. B-4- 17: Modellvalidierung des Jahres 2009, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

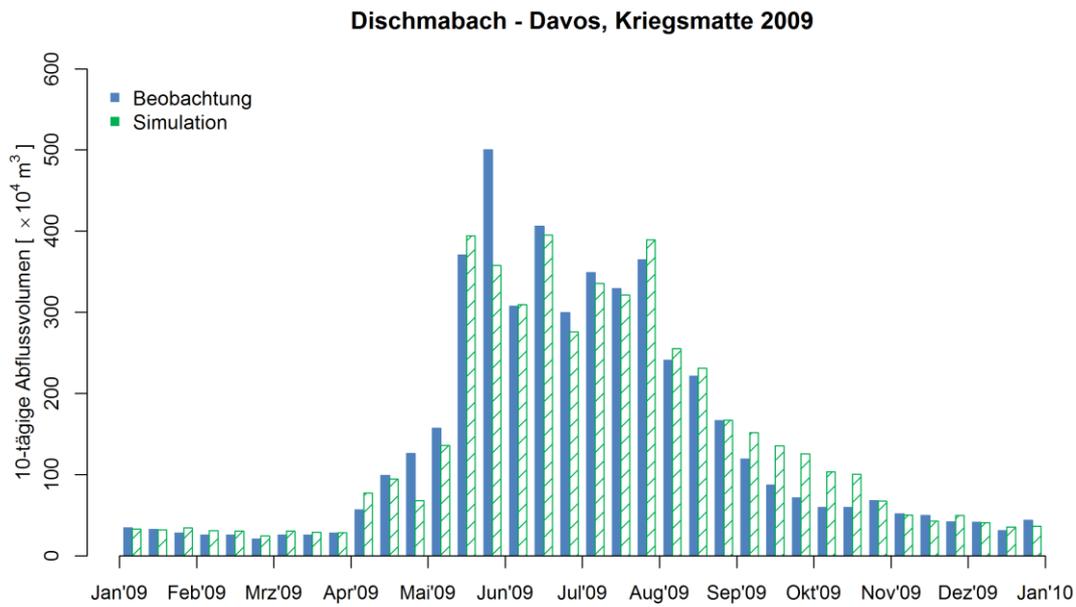


Abb. B-4- 18: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2009, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

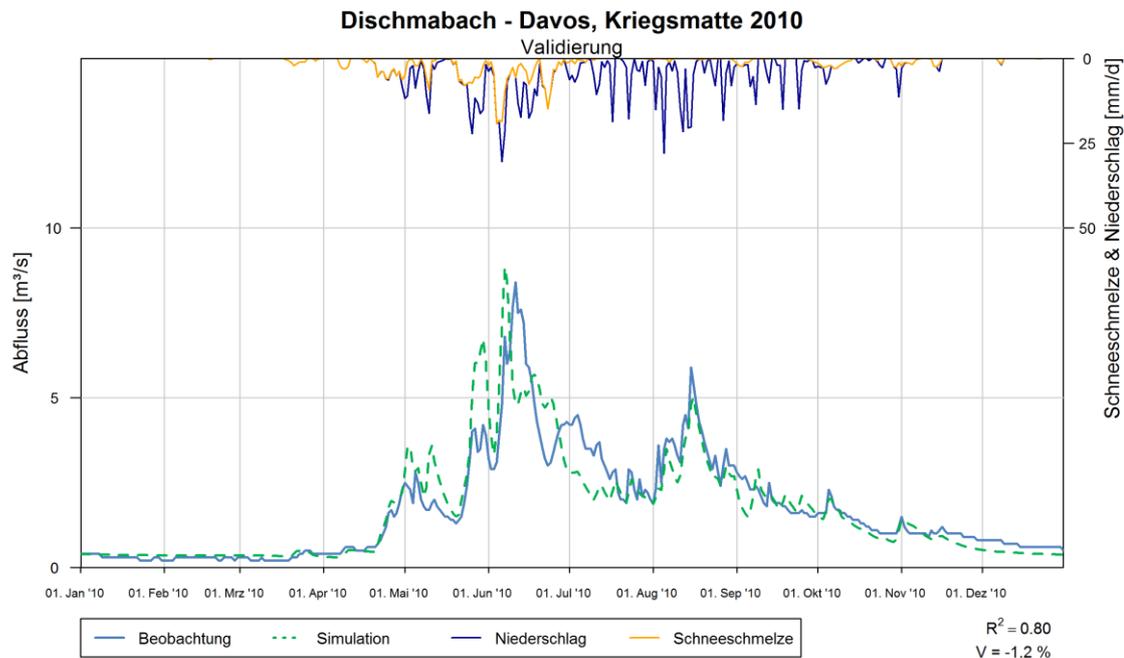


Abb. B-4- 19: Modellvalidierung des Jahres 2010, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

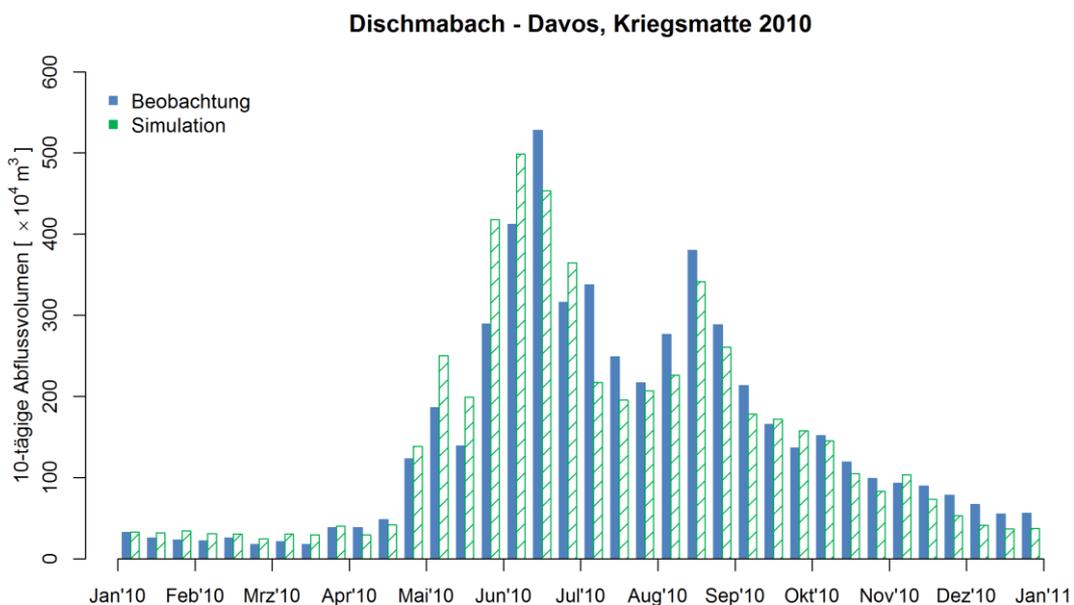


Abb. B-4- 20: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2010, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

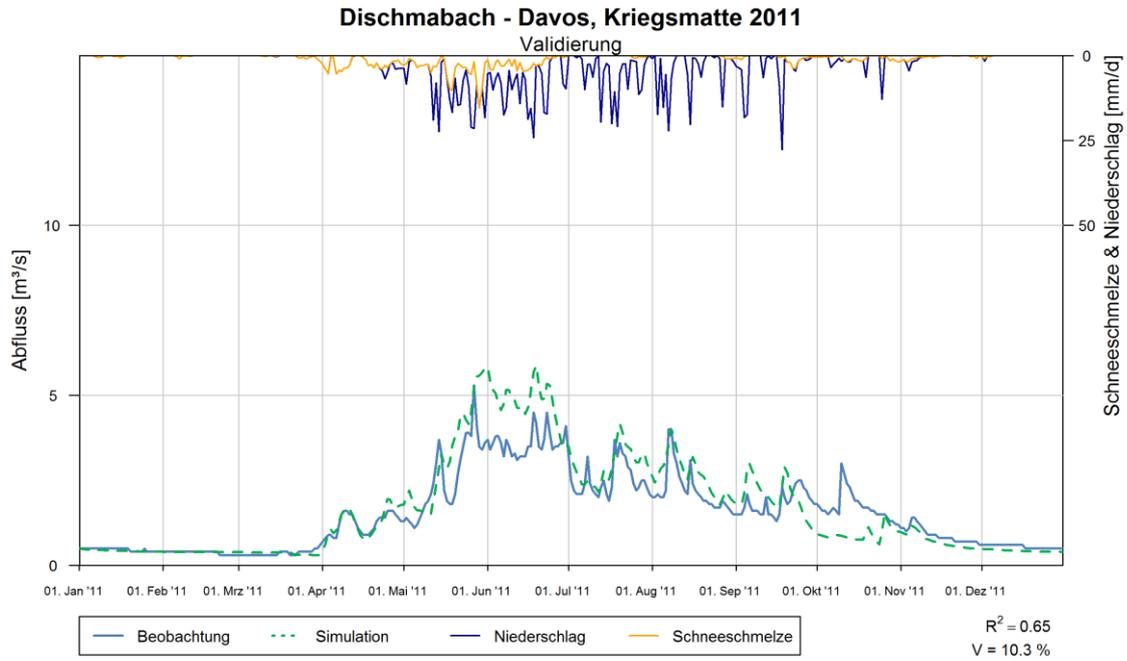


Abb. B-4- 21: Modellvalidierung des Jahres 2011, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

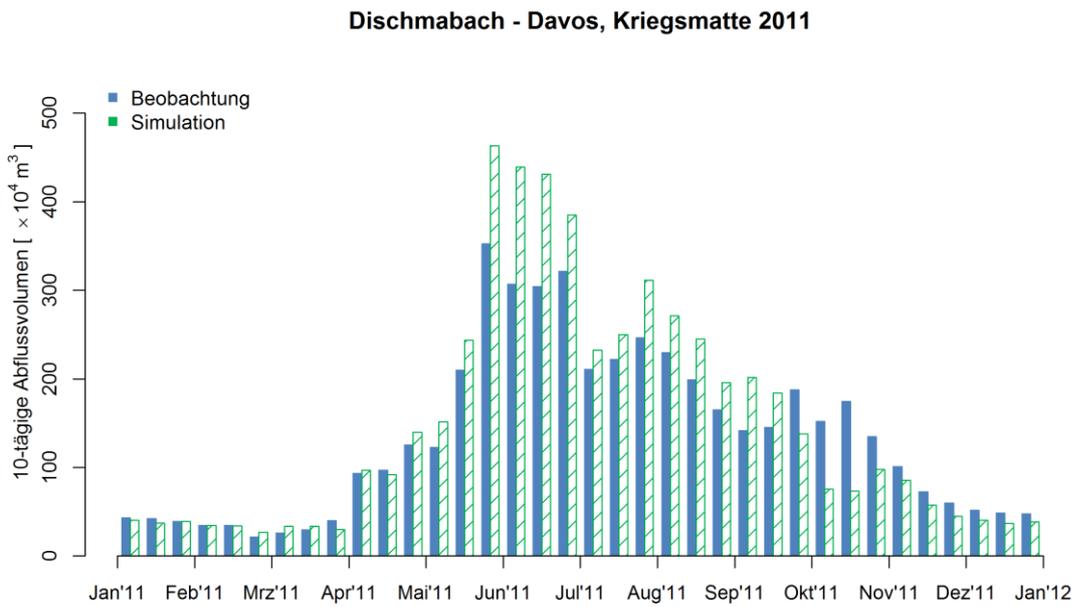


Abb. B-4- 22: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2011, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

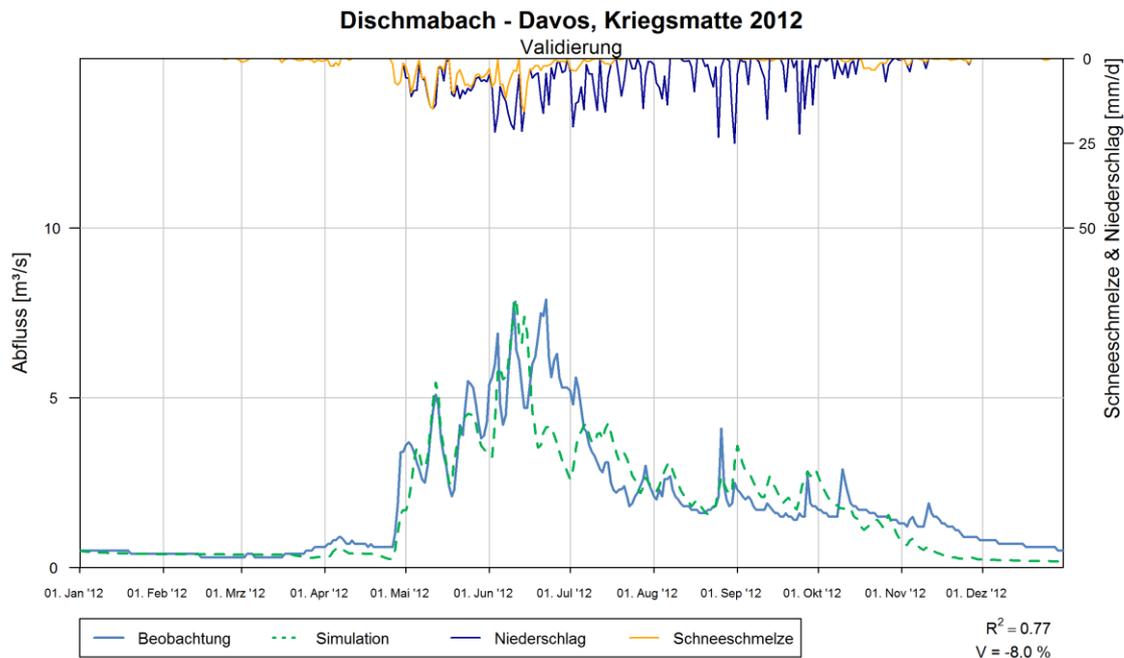


Abb. B-4- 23: Modellvalidierung des Jahres 2012, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

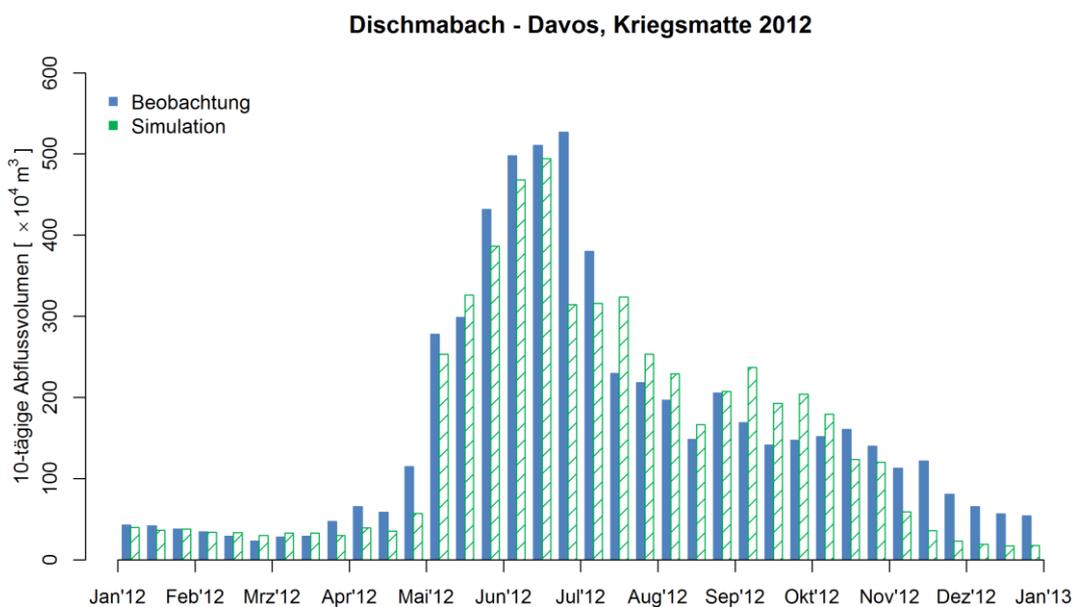


Abb. B-4- 24: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2012, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

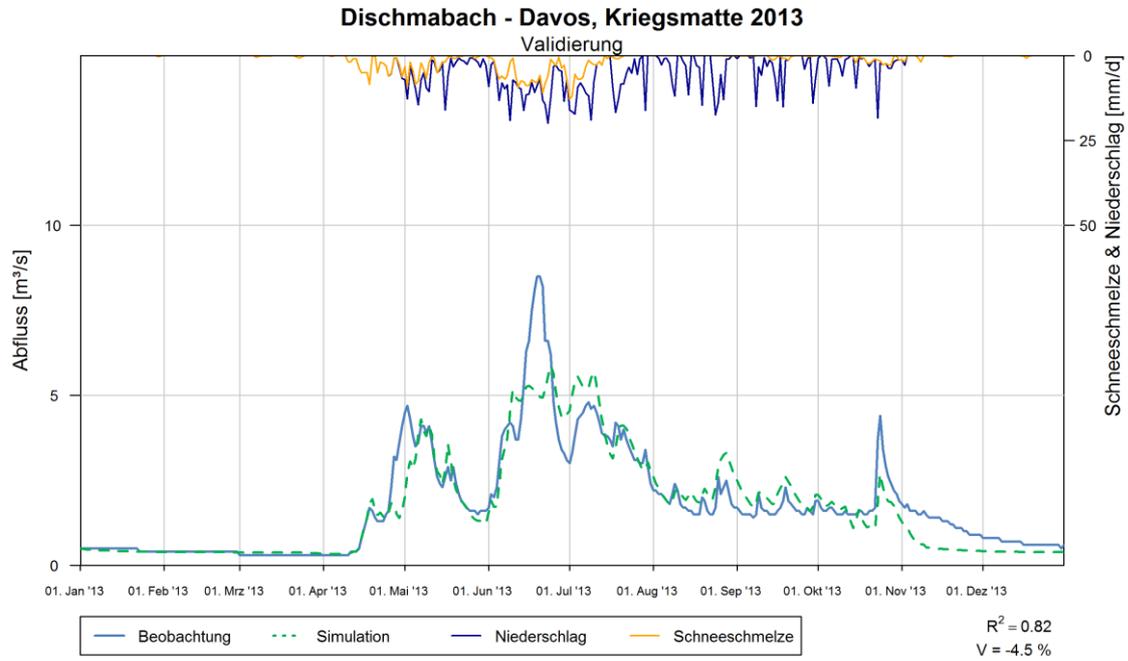


Abb. B-4- 25: Modellvalidierung des Jahres 2013, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

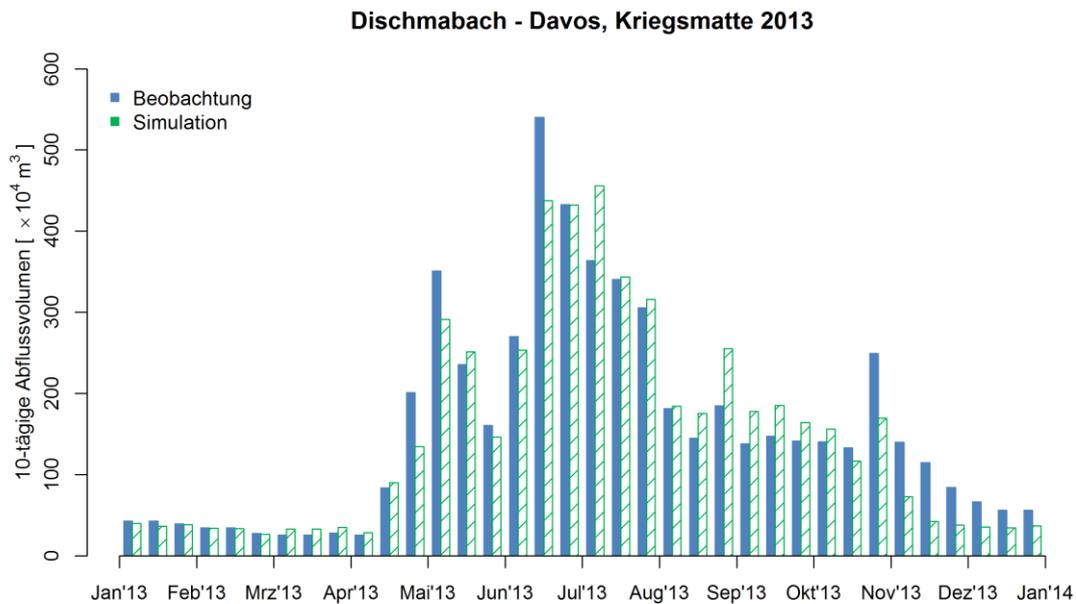


Abb. B-4- 26: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2013, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

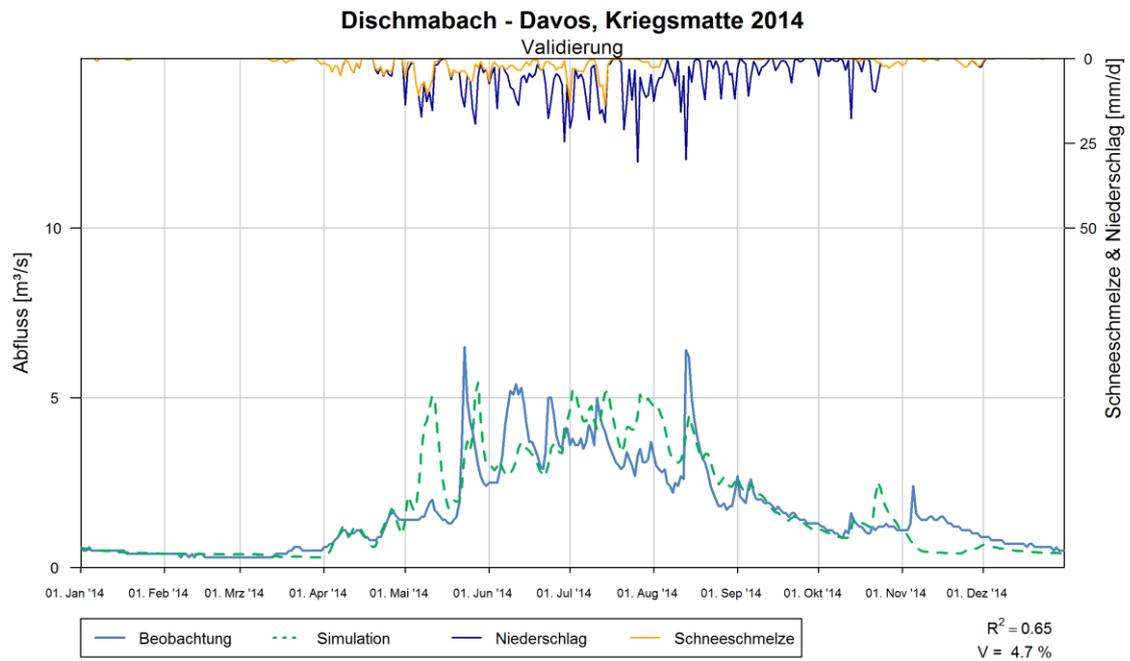


Abb. B-4- 27: Modellvalidierung des Jahres 2014, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

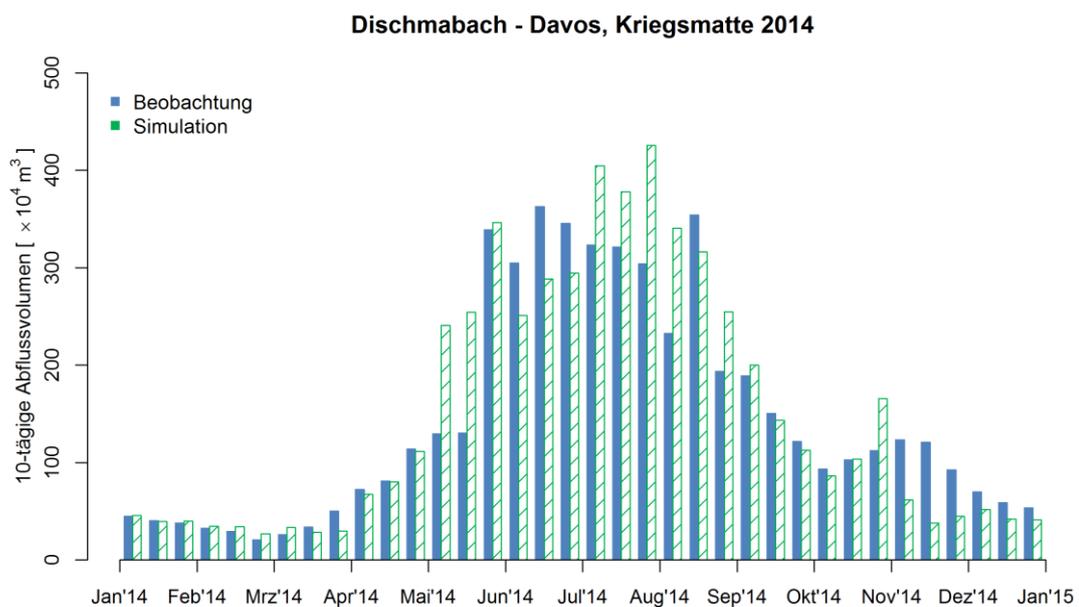


Abb. B-4- 28: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2014, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

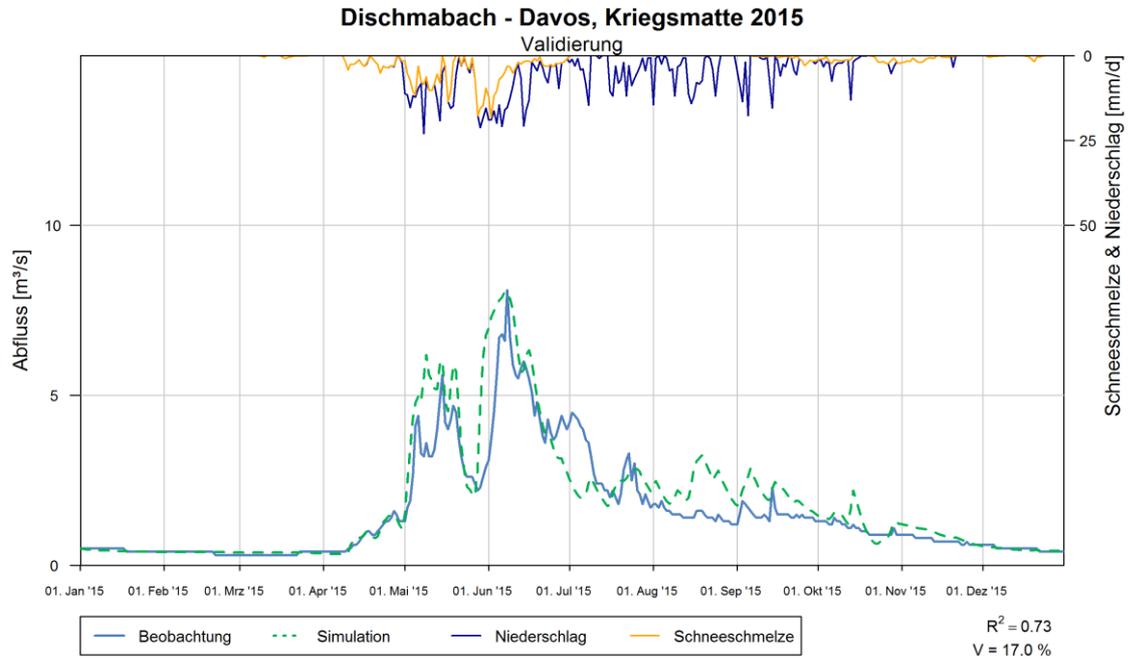


Abb. B-4- 29: Modellvalidierung des Jahres 2015, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

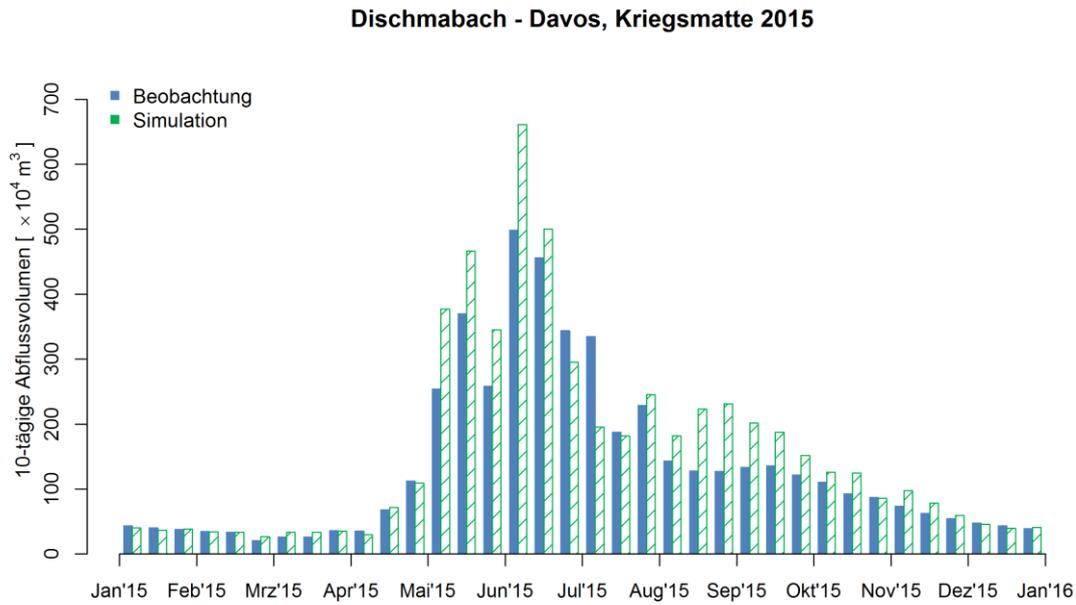


Abb. B-4- 30: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2015, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

B.5 Abflussganglinien der Kalibrierung EMR

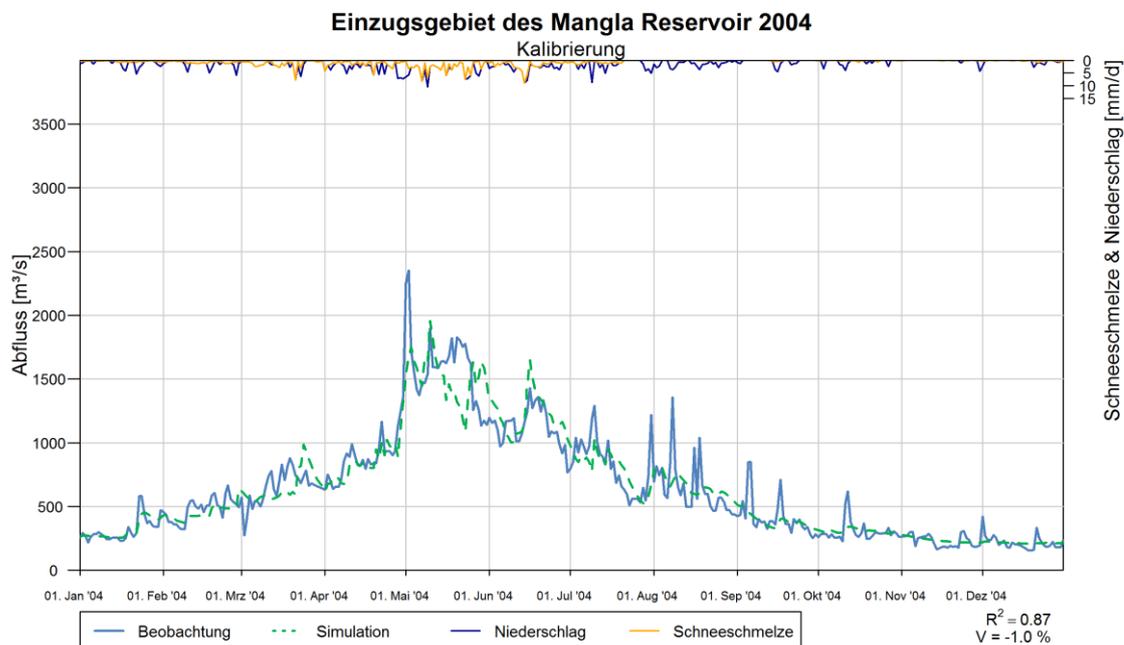


Abb. B-5- 1: Modellkalibrierung des Jahres 2004, EMR

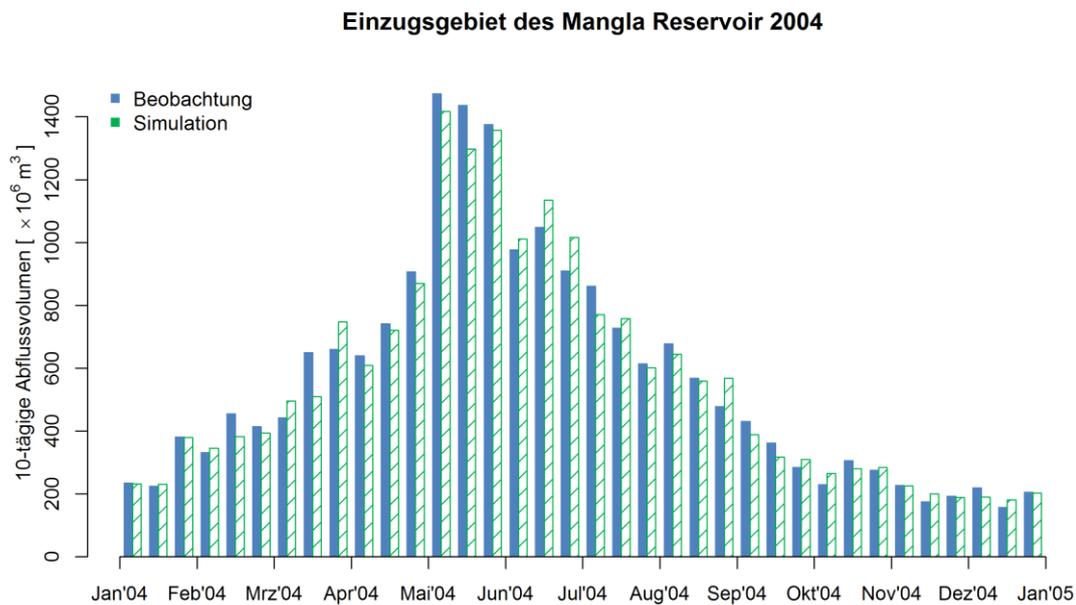


Abb. B-5- 2: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2004, EMR

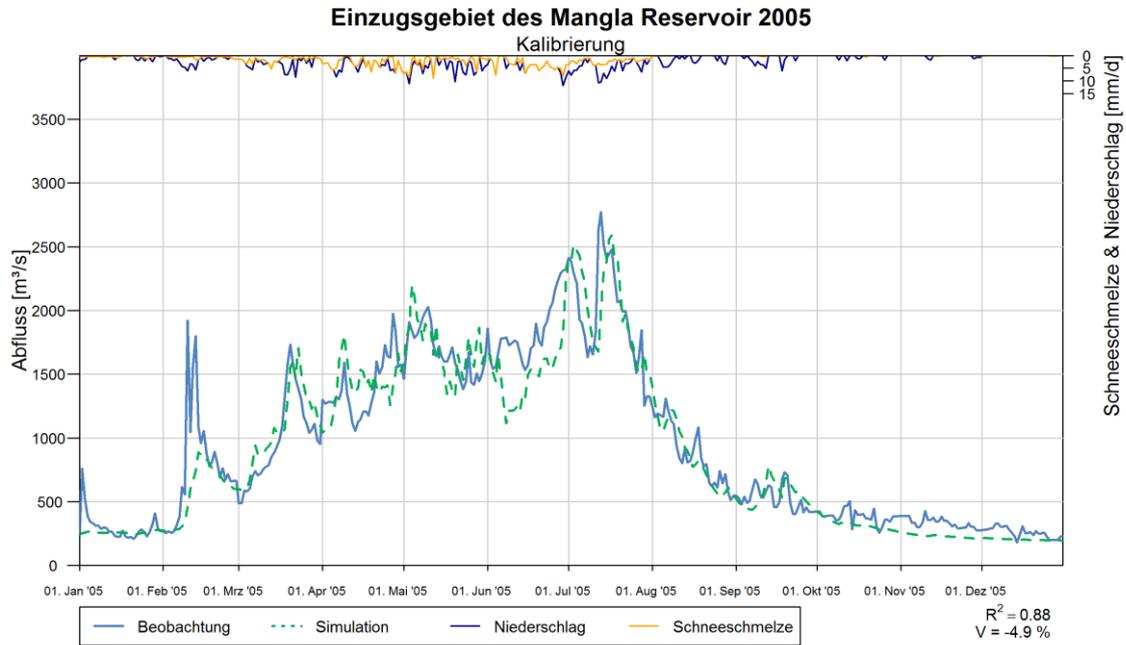


Abb. B-5- 3: Modellkalibrierung des Jahres 2005, EMR

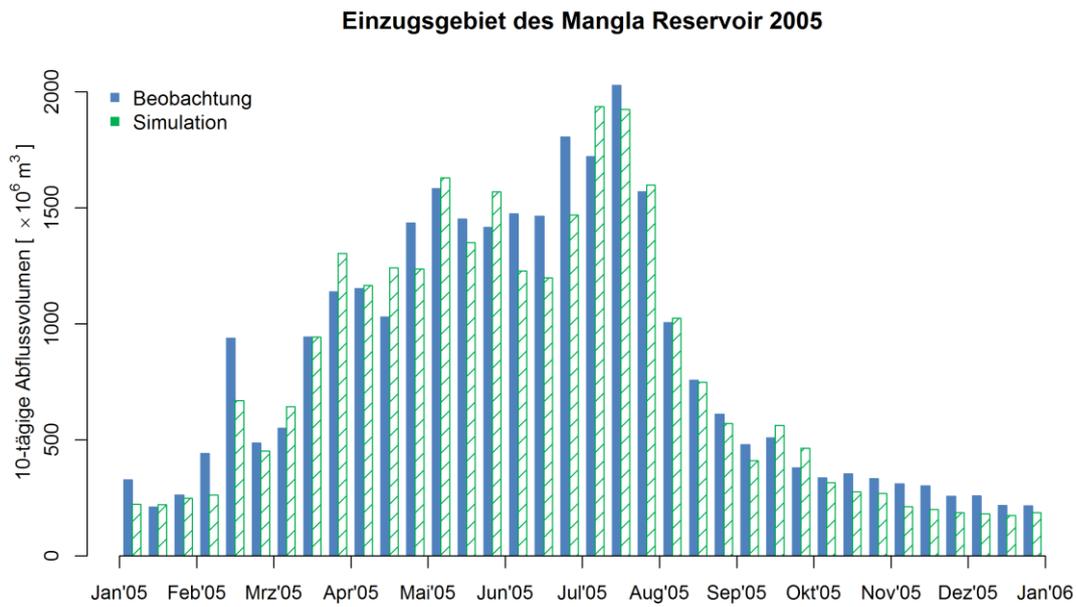


Abb. B-5- 4: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2005, EMR

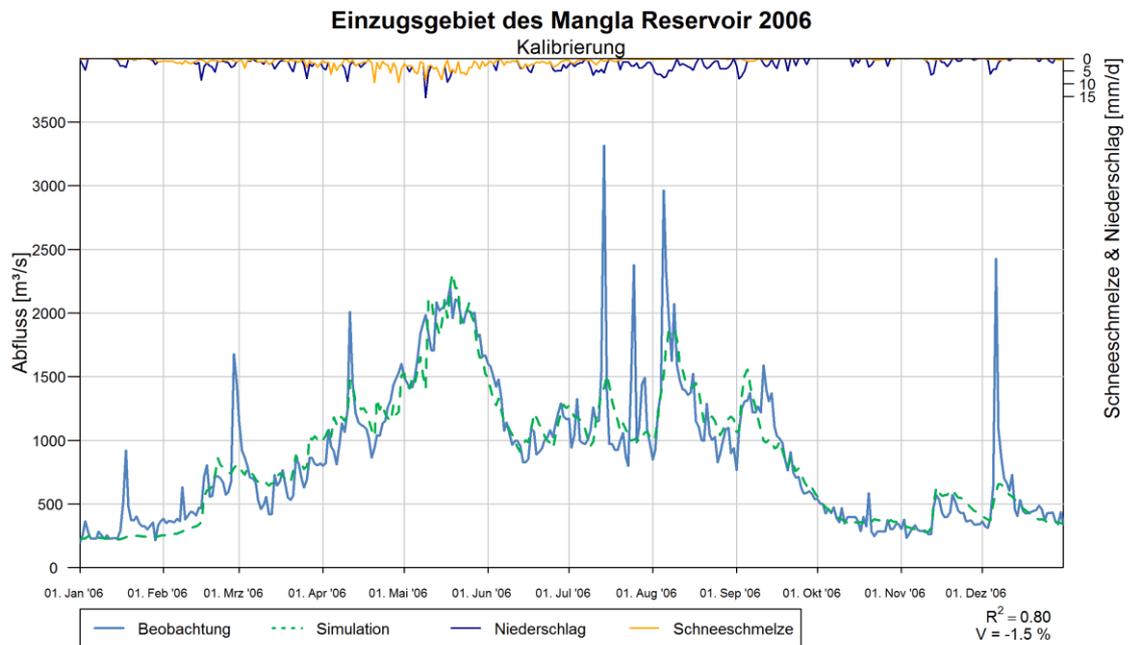


Abb. B-5- 5: Modellkalibrierung des Jahres 2006, EMR

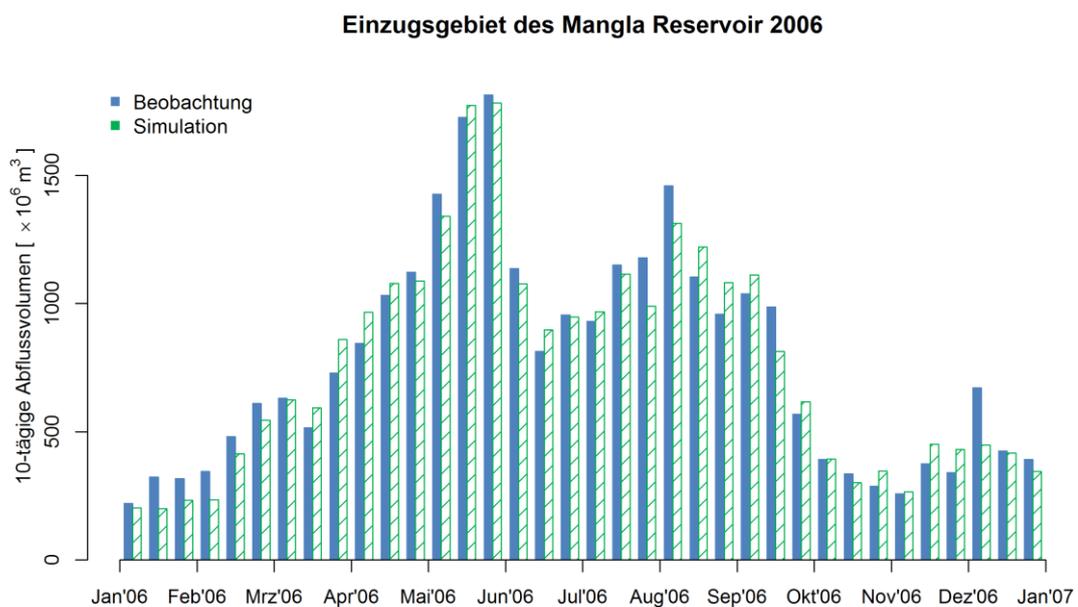


Abb. B-5- 6: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2006, EMR

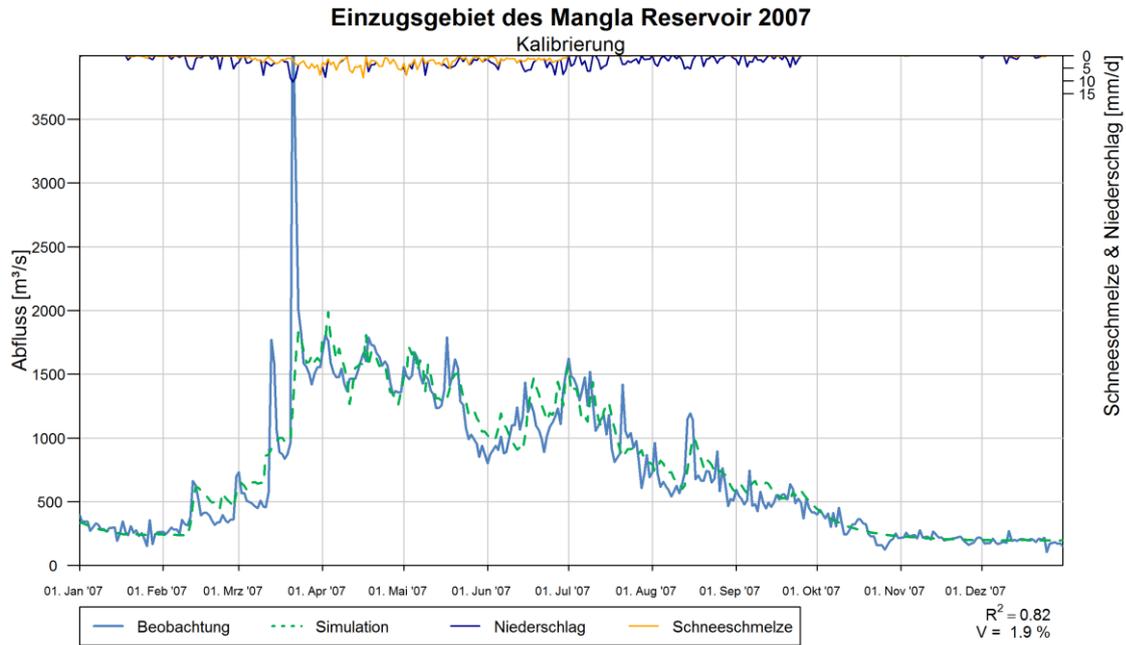


Abb. B-5- 7: Modellkalibrierung des Jahres 2007, EMR

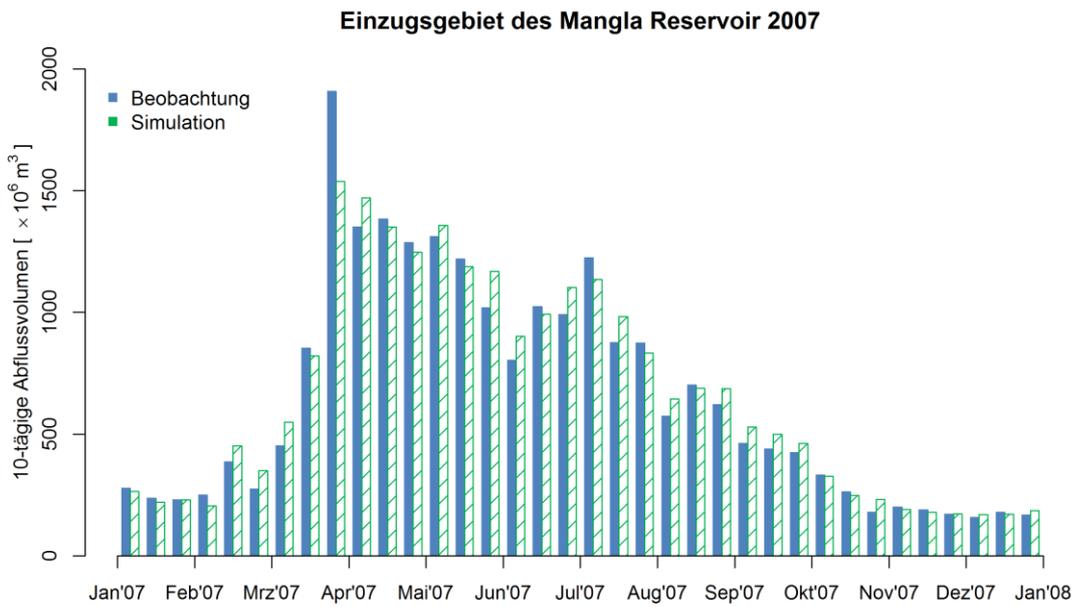


Abb. B-5- 8: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2007, EMR

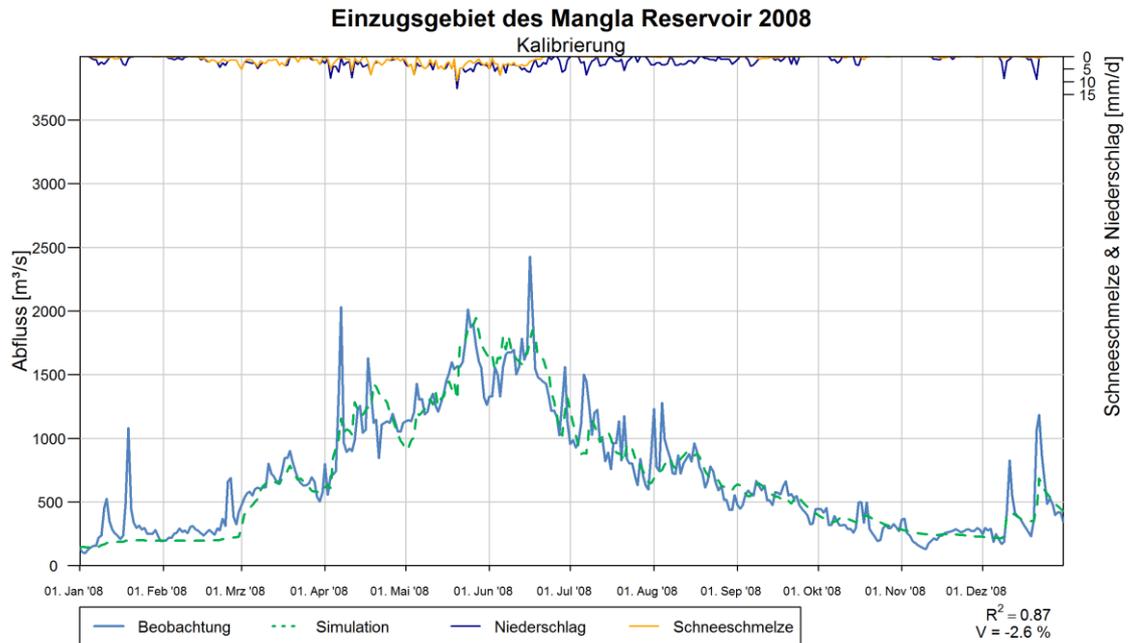


Abb. B-5- 9: Modellkalibrierung des Jahres 2008, EMR

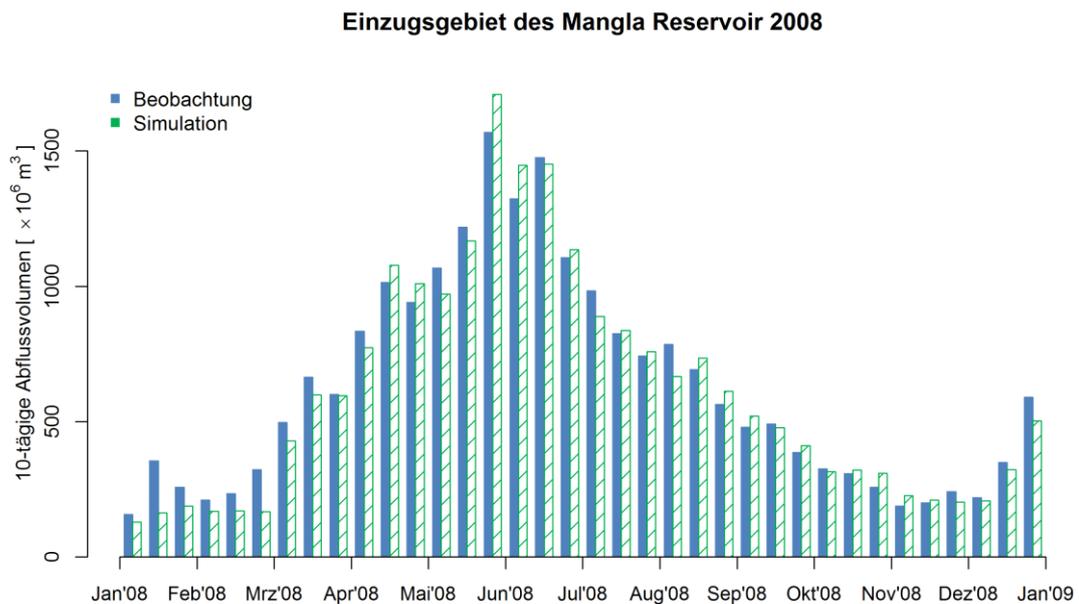


Abb. B-5- 10: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2008, EMR

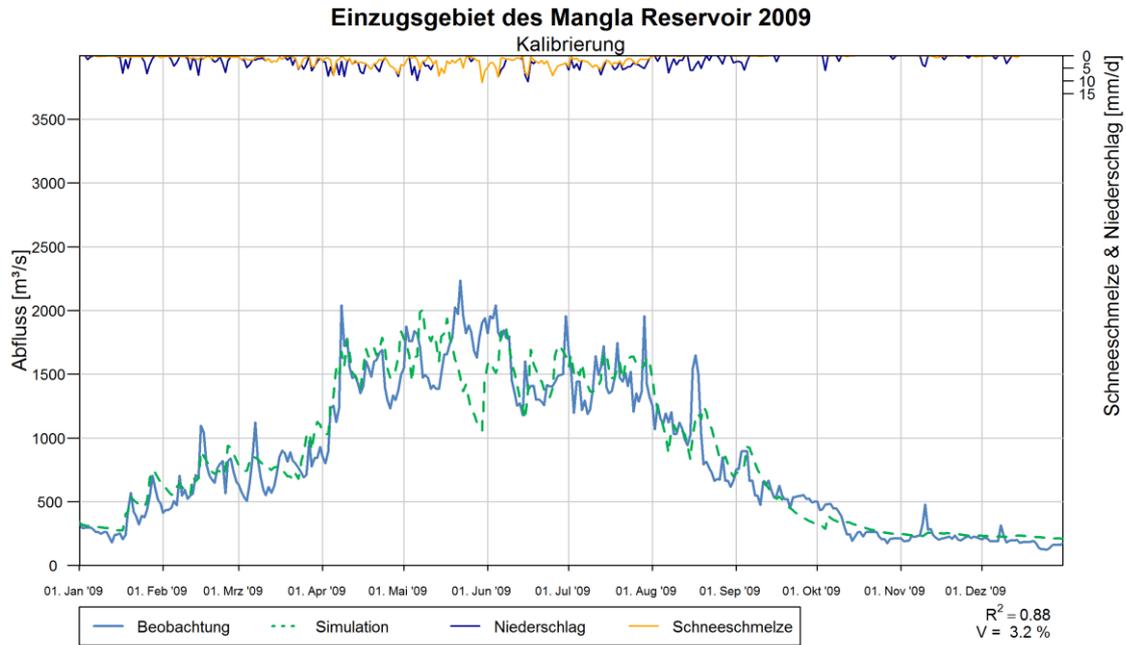


Abb. B-5- 11: Modellkalibrierung des Jahres 2009, EMR

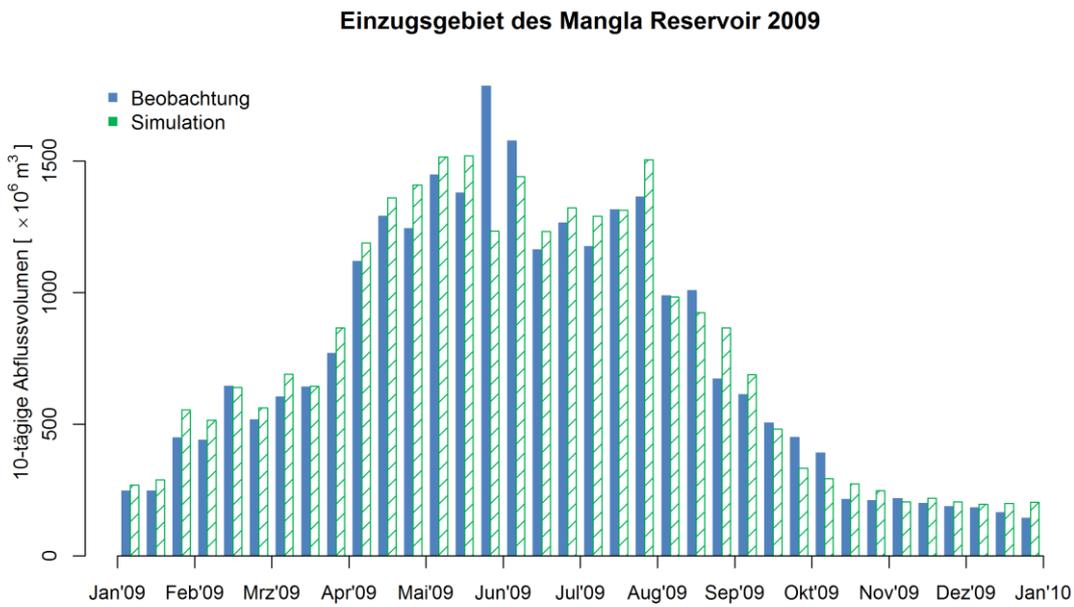


Abb. B-5- 12: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2009, EMR

B.6 Abflussganglinien der Validierung EMR

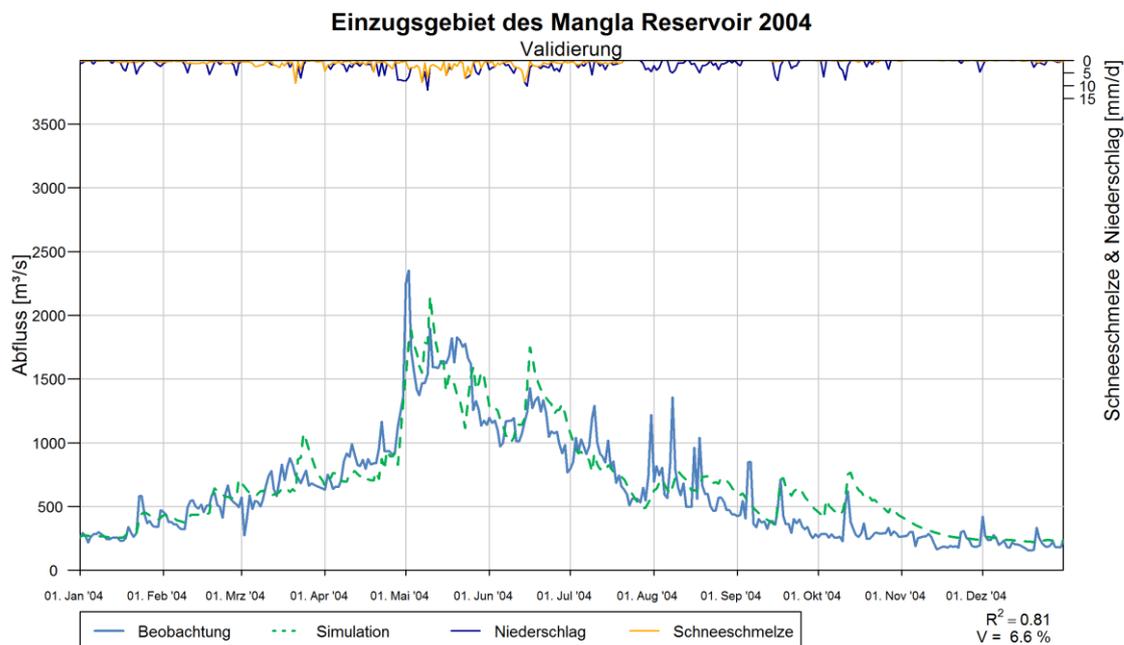


Abb. B-6- 1: Modellvalidierung des Jahres 2004, EMR

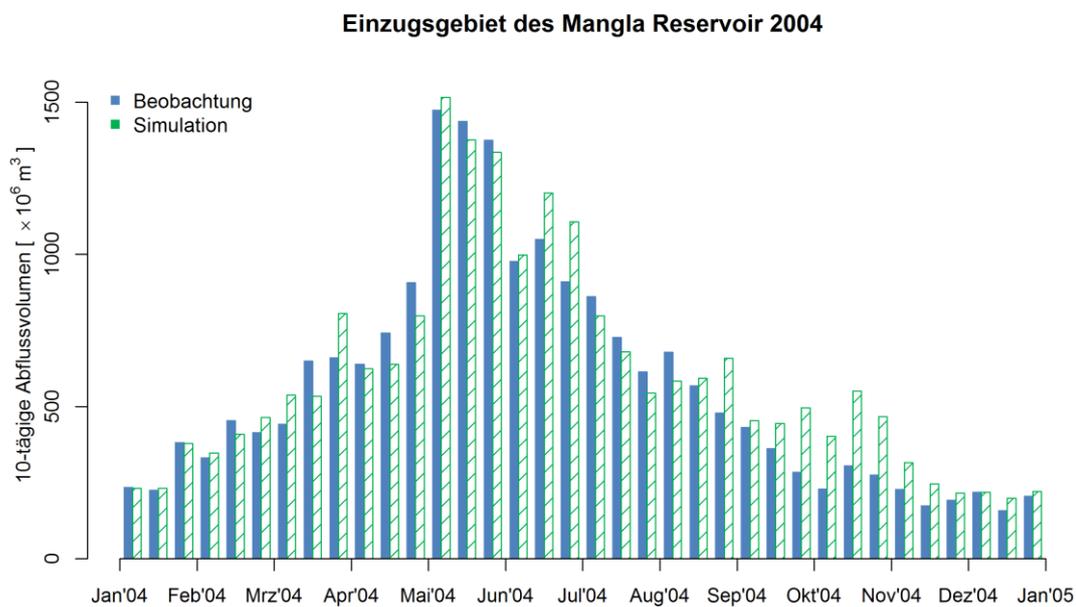


Abb. B-6- 2: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2004, EMR

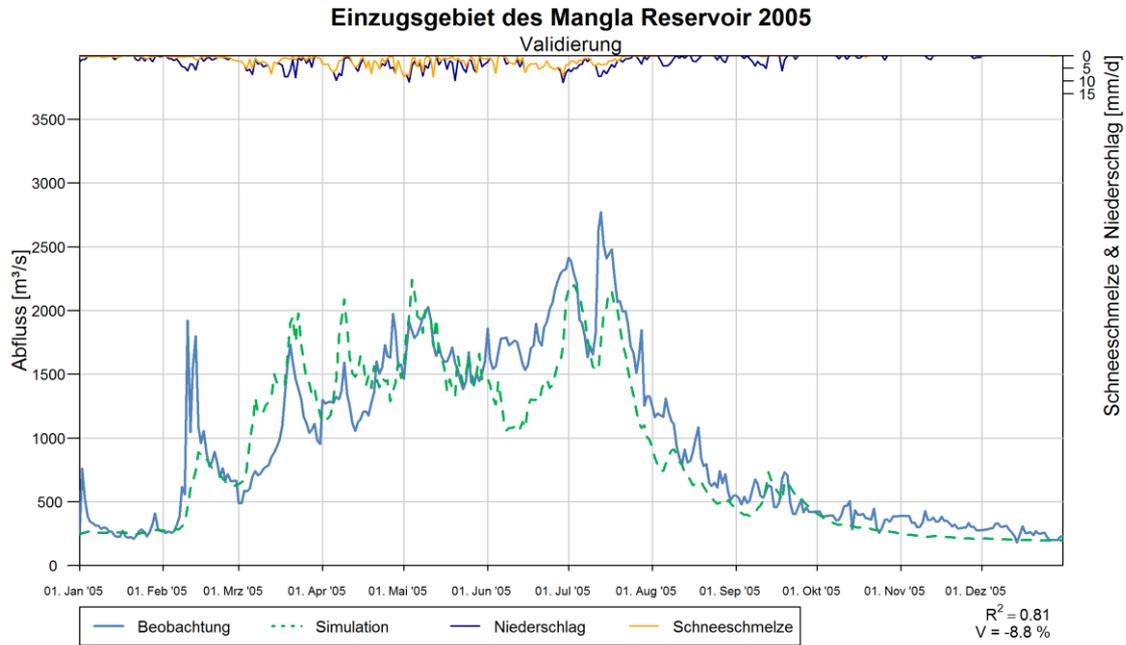


Abb. B-6- 3: Modellvalidierung des Jahres 2005, EMR

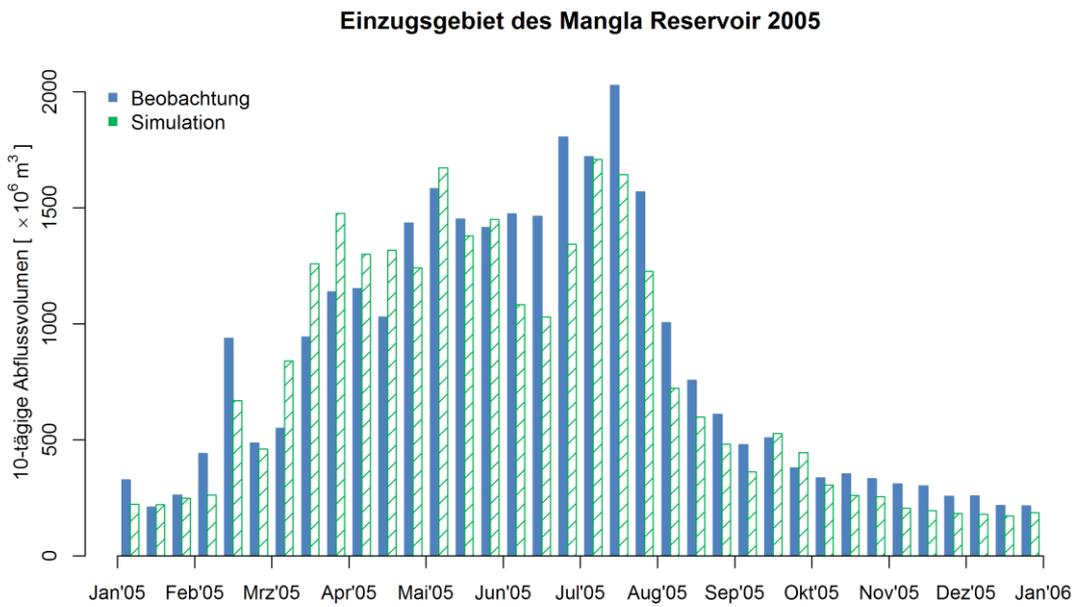


Abb. B-6- 4: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2005, EMR

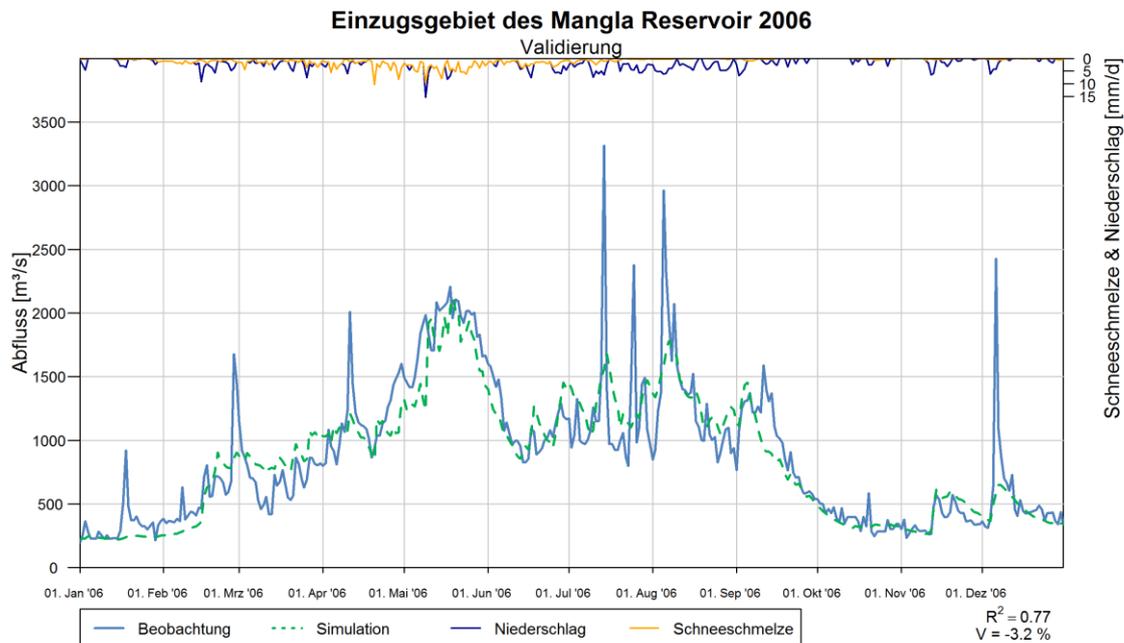


Abb. B-6- 5: Modellvalidierung des Jahres 2006, EMR

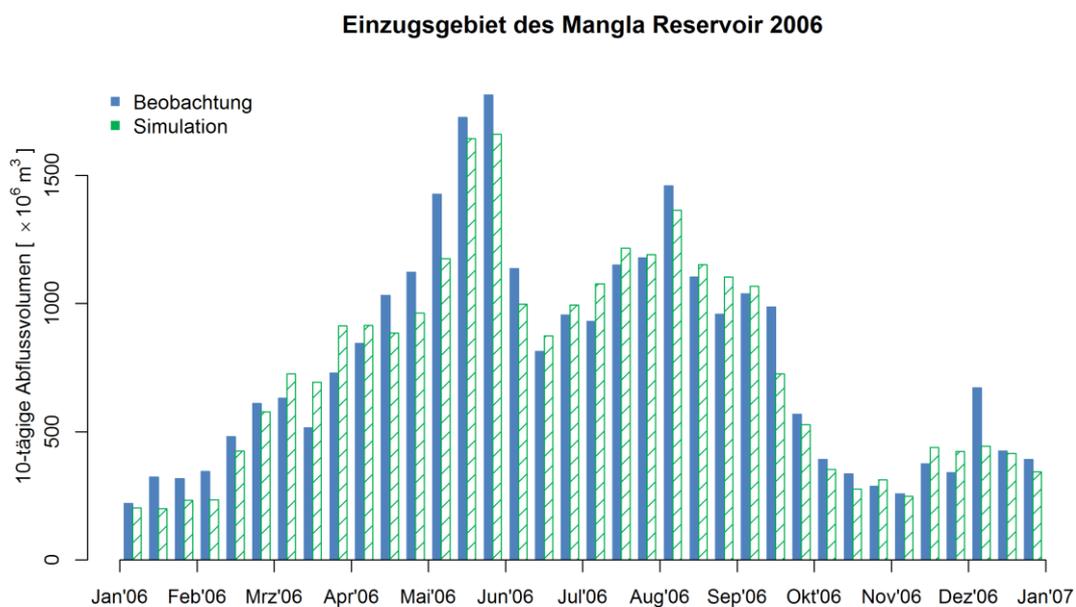


Abb. B-6- 6: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2006, EMR

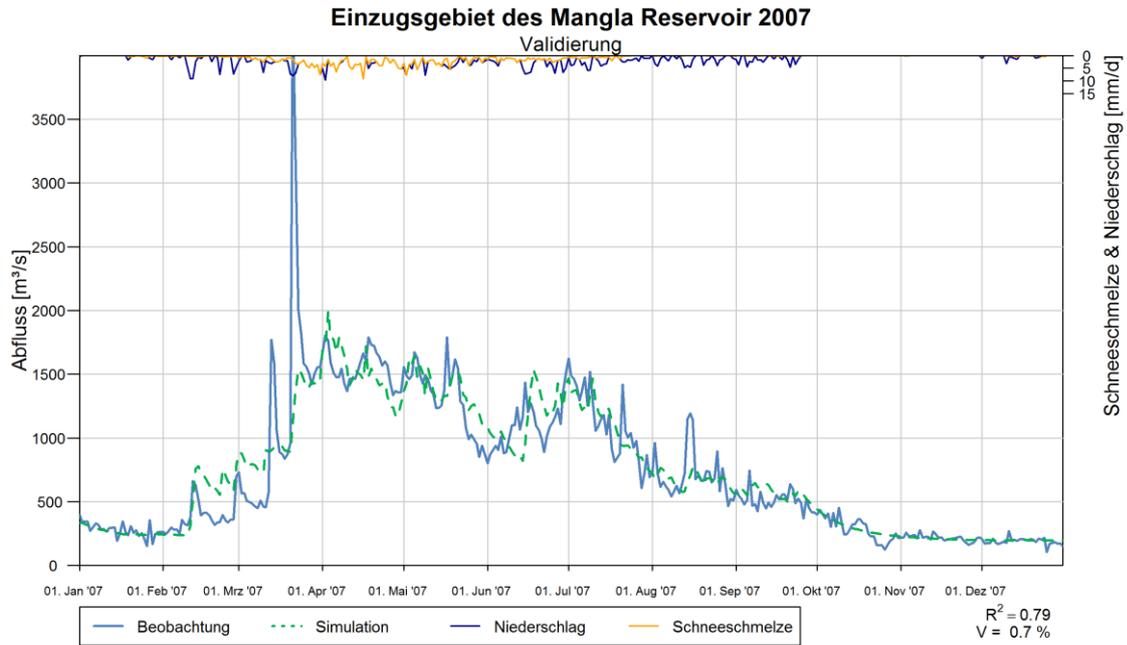


Abb. B-6- 7: Modellvalidierung des Jahres 2007, EMR

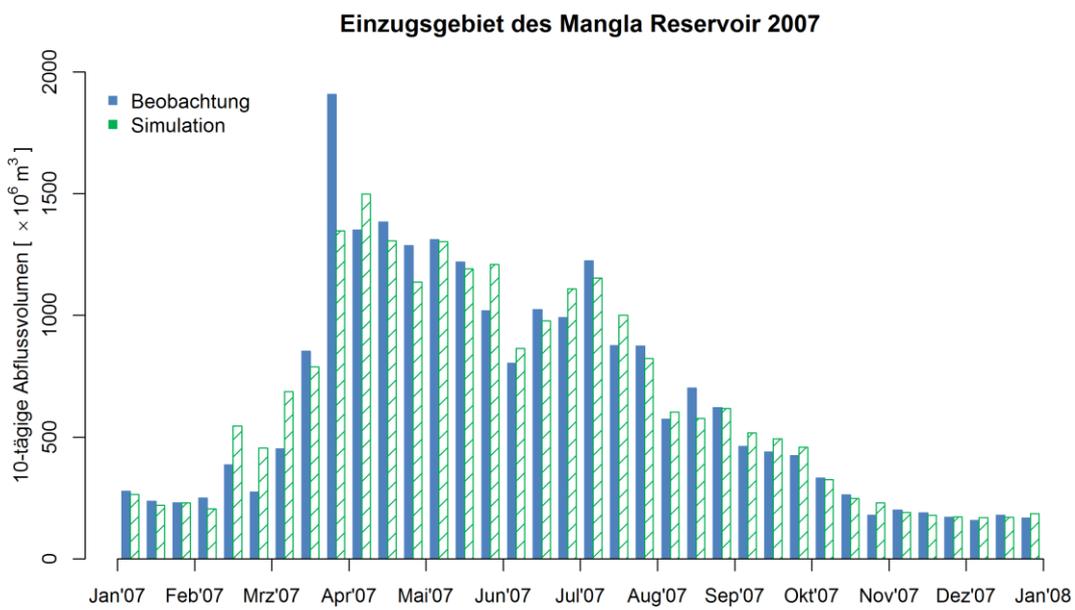


Abb. B-6- 8: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2007, EMR

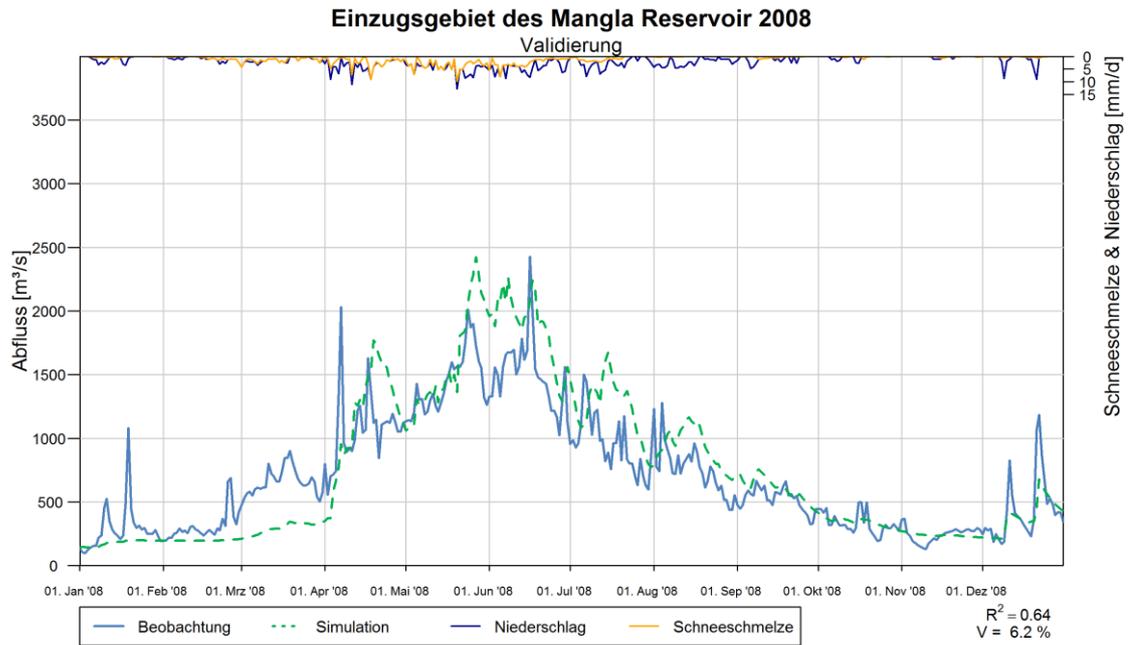


Abb. B-6- 9: Modellvalidierung des Jahres 2008, EMR

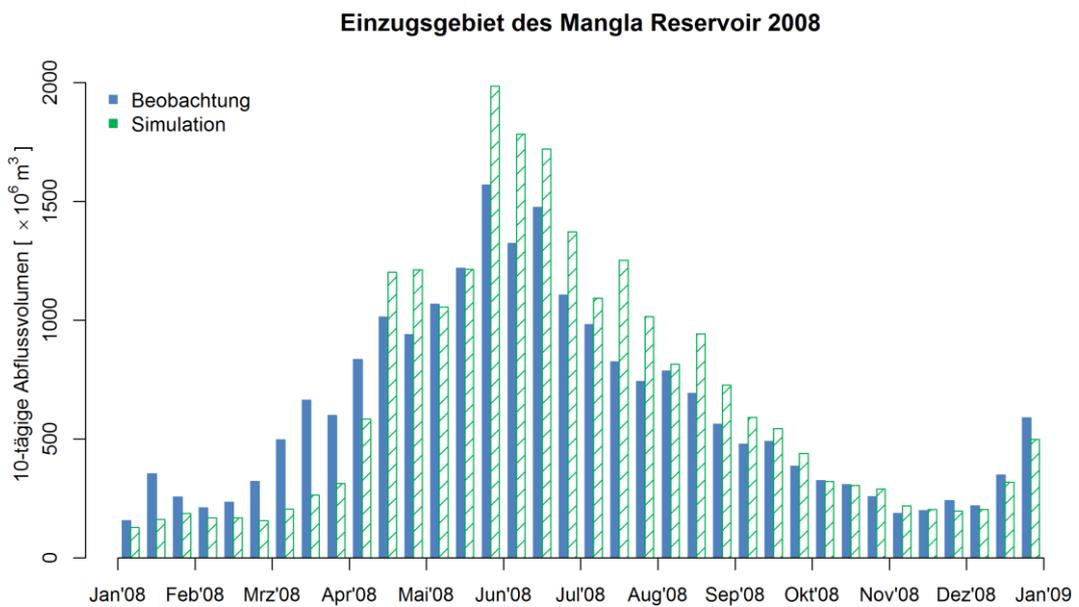


Abb. B-6- 10: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2008, EMR

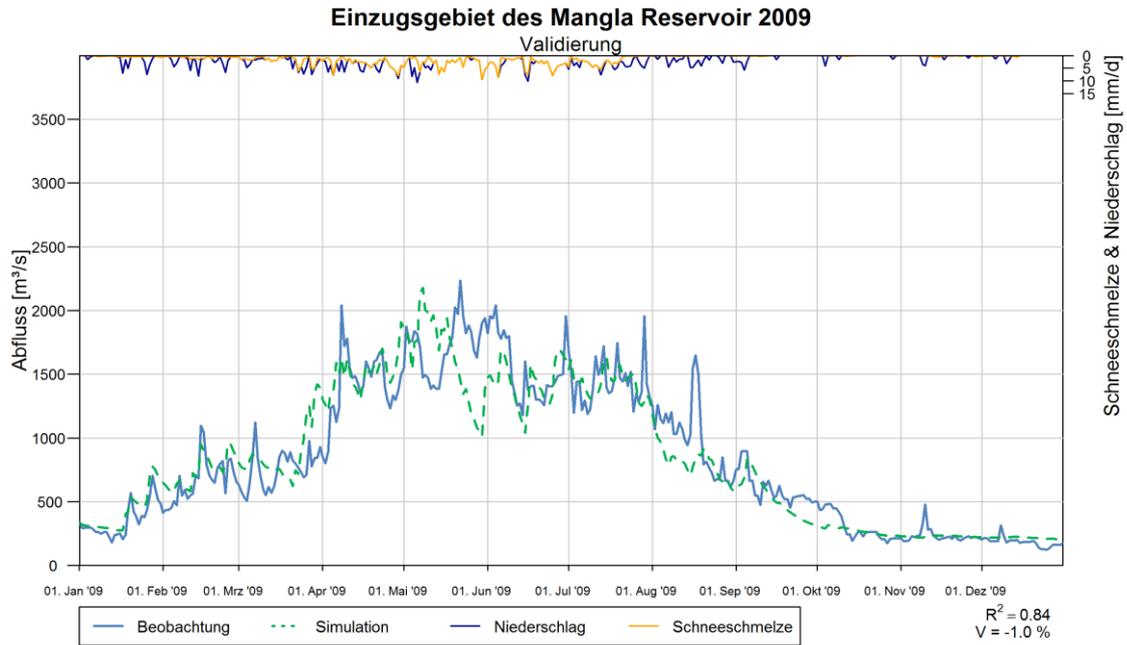


Abb. B-6- 11: Modellvalidierung des Jahres 2009, EMR

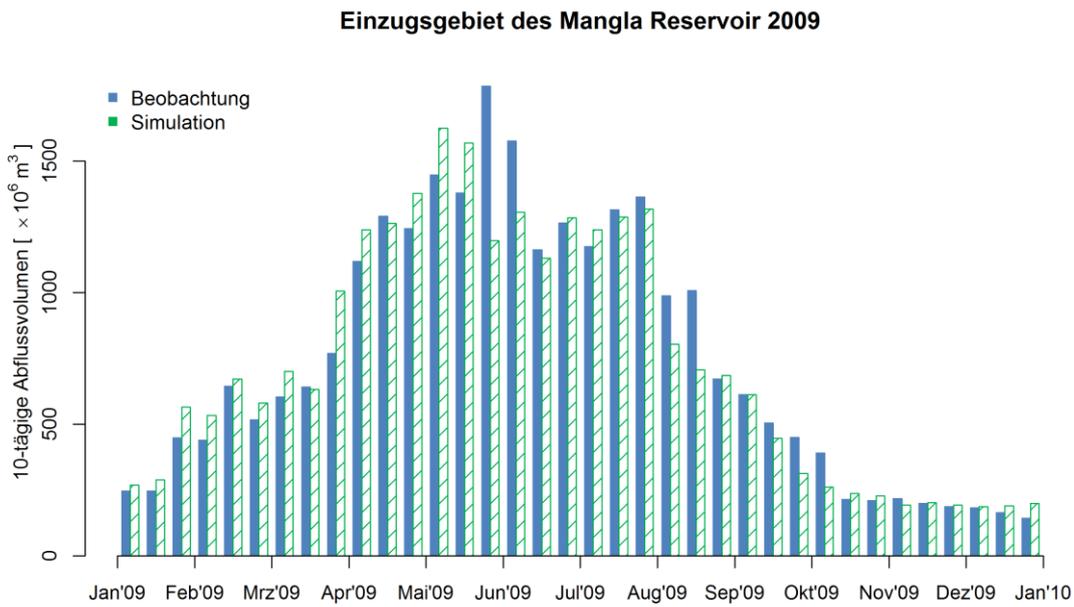


Abb. B-6- 12: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2009, EMR

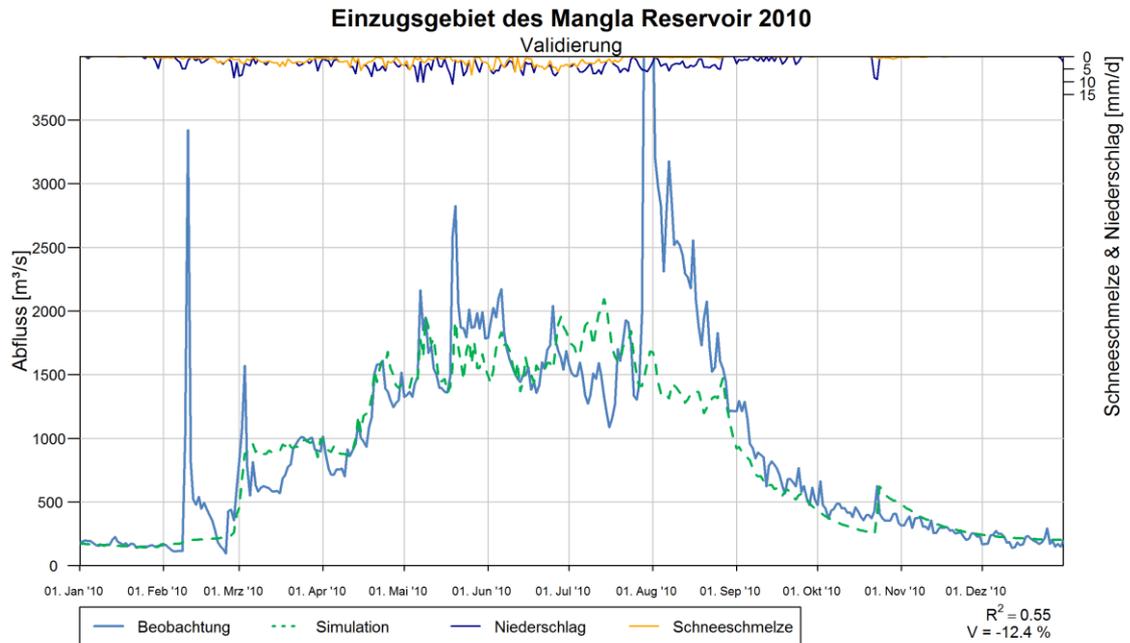


Abb. B-6- 13: Modellvalidierung des Jahres 2010, EMR

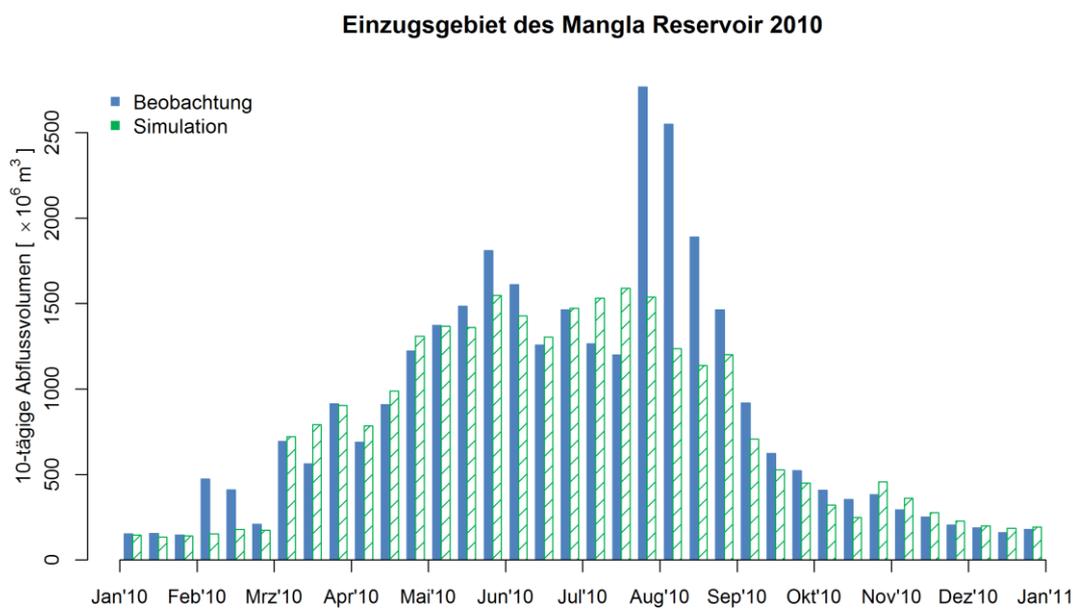


Abb. B-6- 14: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2010, EMR

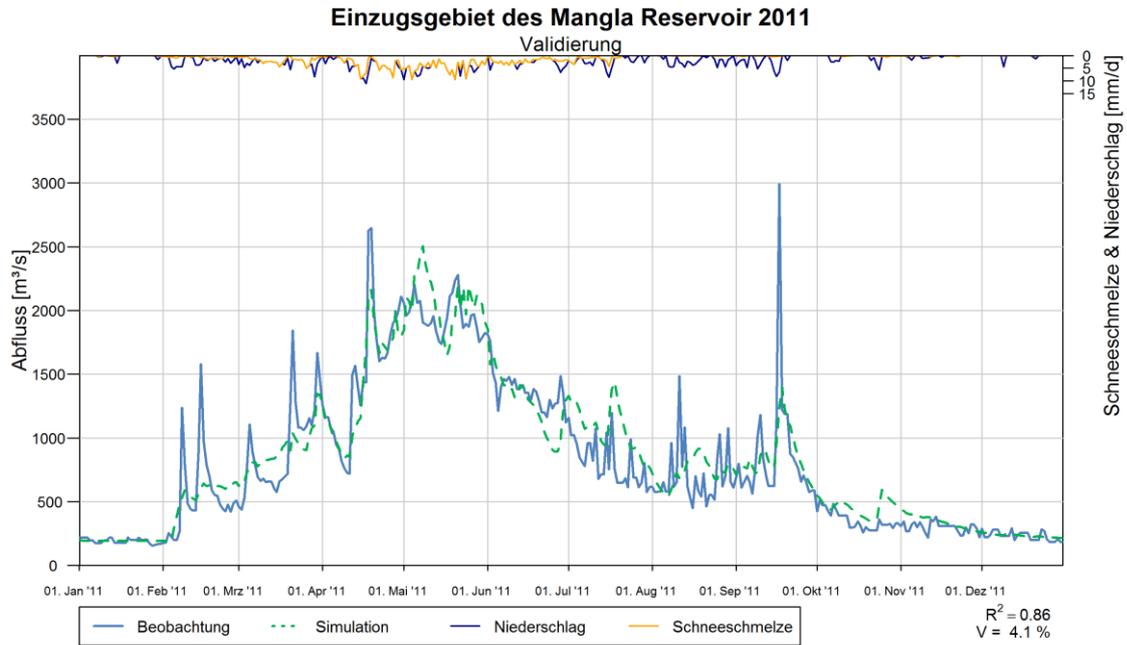


Abb. B-6- 15: Modellvalidierung des Jahres 2011, EMR

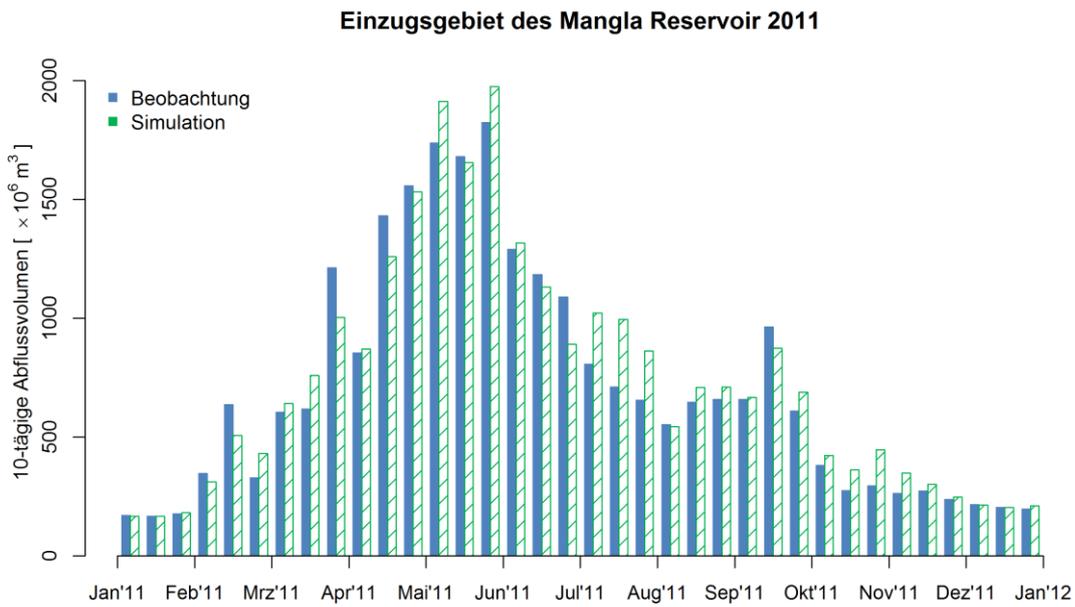


Abb. B-6- 16: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2011, EMR

C Ergebnisse Modellierung HEC-HMS

C.1 Abflussganglinien EZG-L

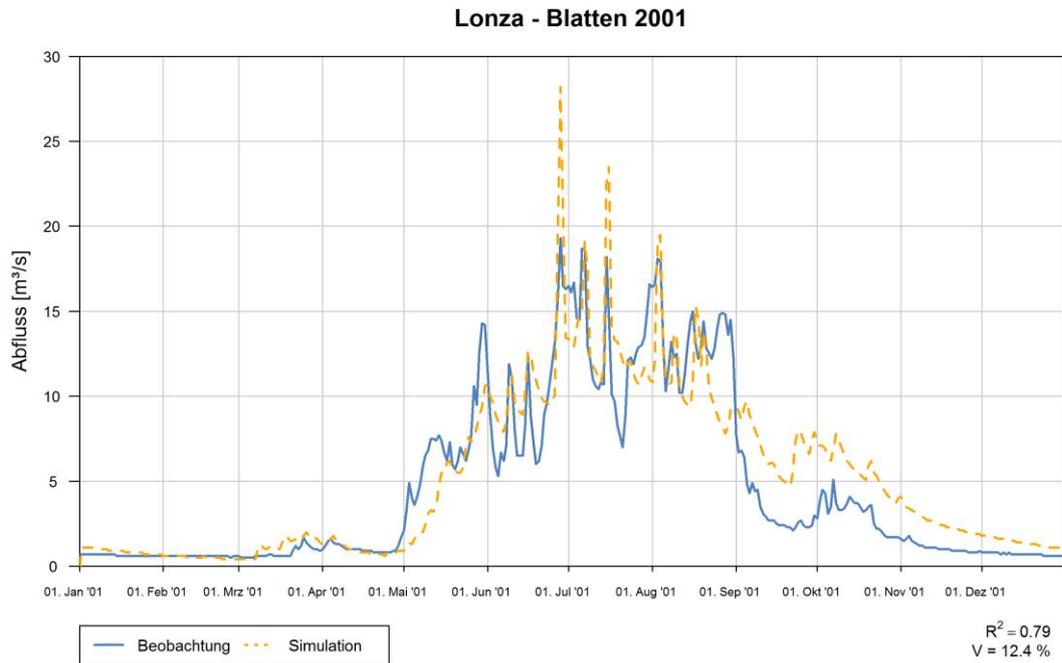


Abb. C-1- 1: Abflussganglinie des Jahres 2001, Lonza - Blatten

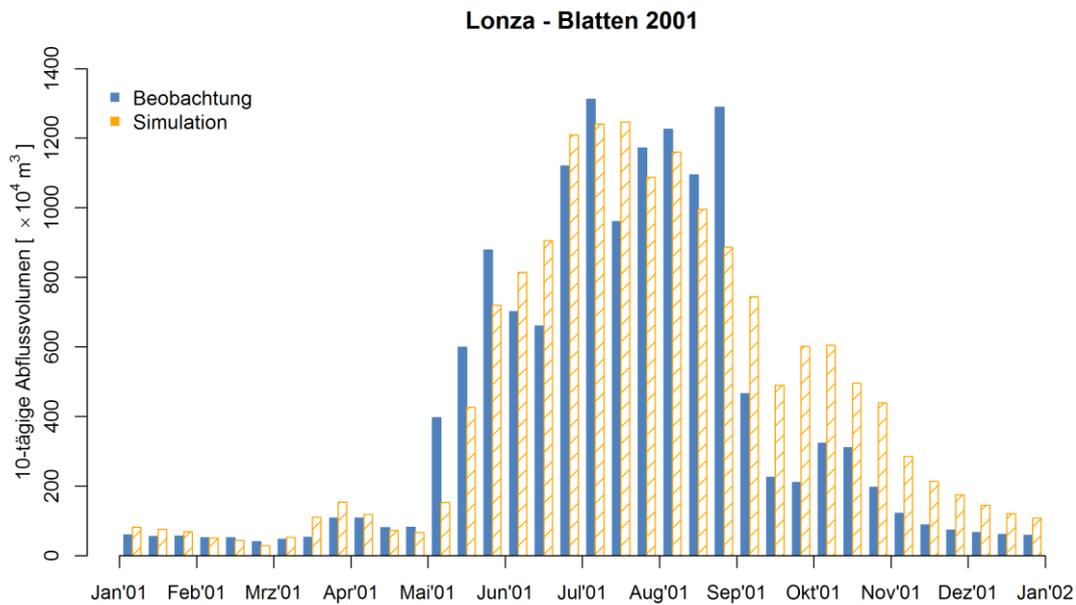


Abb. C-1- 2: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2001, Lonza - Blatten

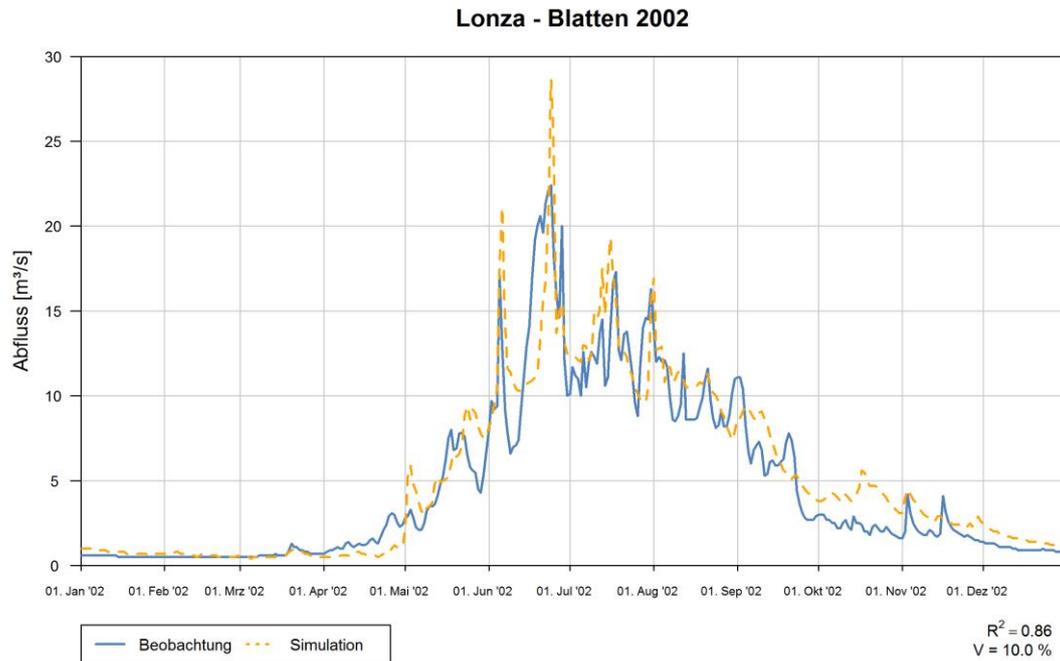


Abb. C-1- 3: Abflussganglinie des Jahres 2002, Lonza - Blatten

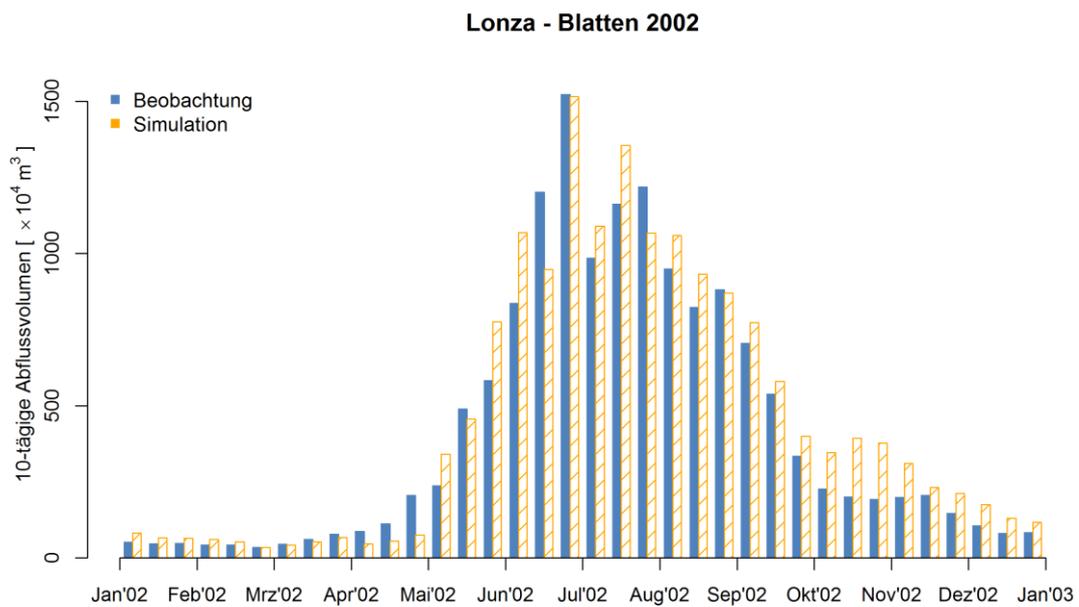


Abb. C-1- 4: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2002, Lonza - Blatten

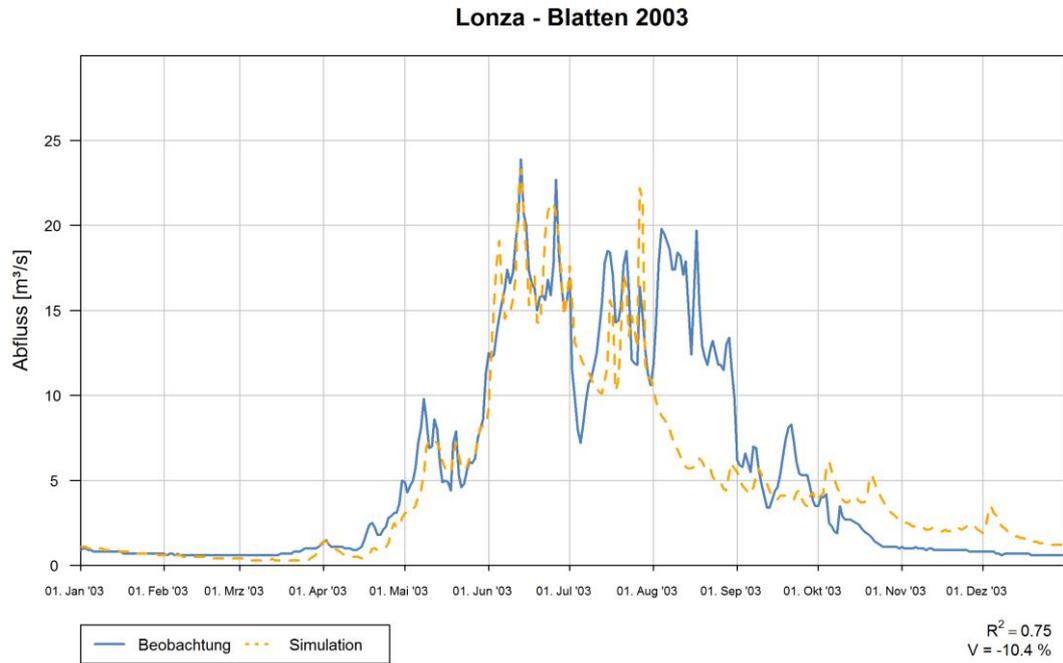


Abb. C-1- 5: Abflussganglinie des Jahres 2003, Lonza - Blatten

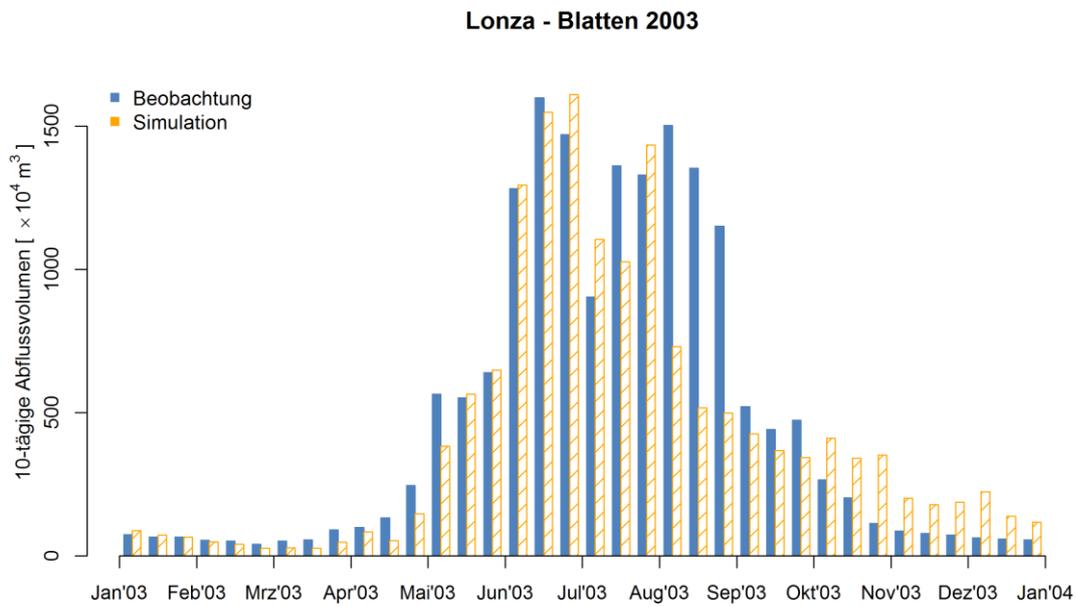


Abb. C-1- 6: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2003, Lonza - Blatten

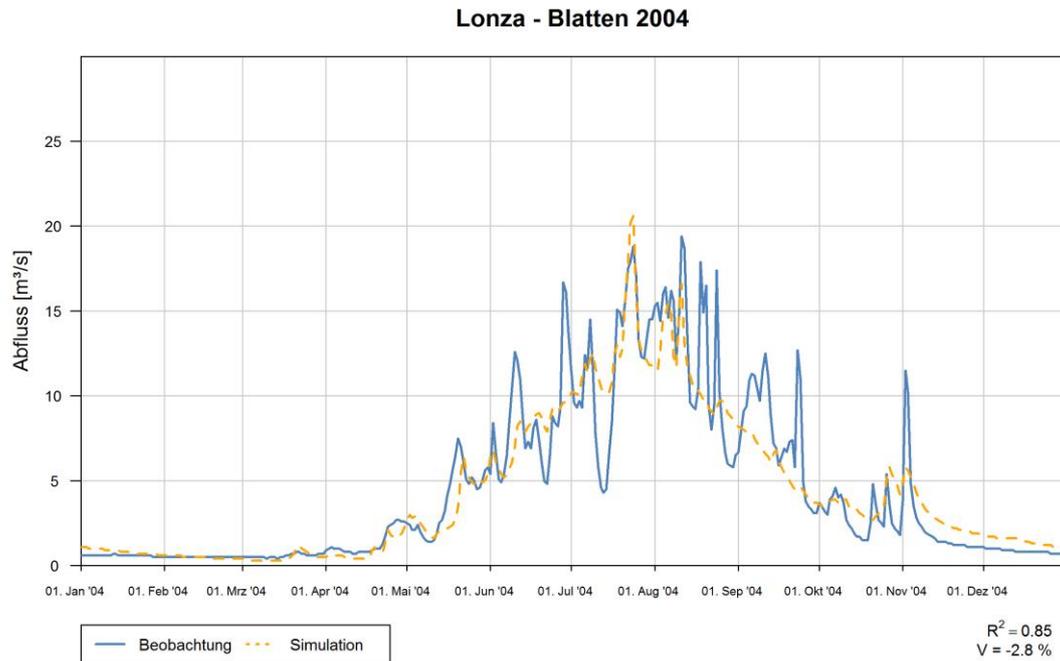


Abb. C-1- 7: Abflussganglinie des Jahres 2004, Lonza - Blatten

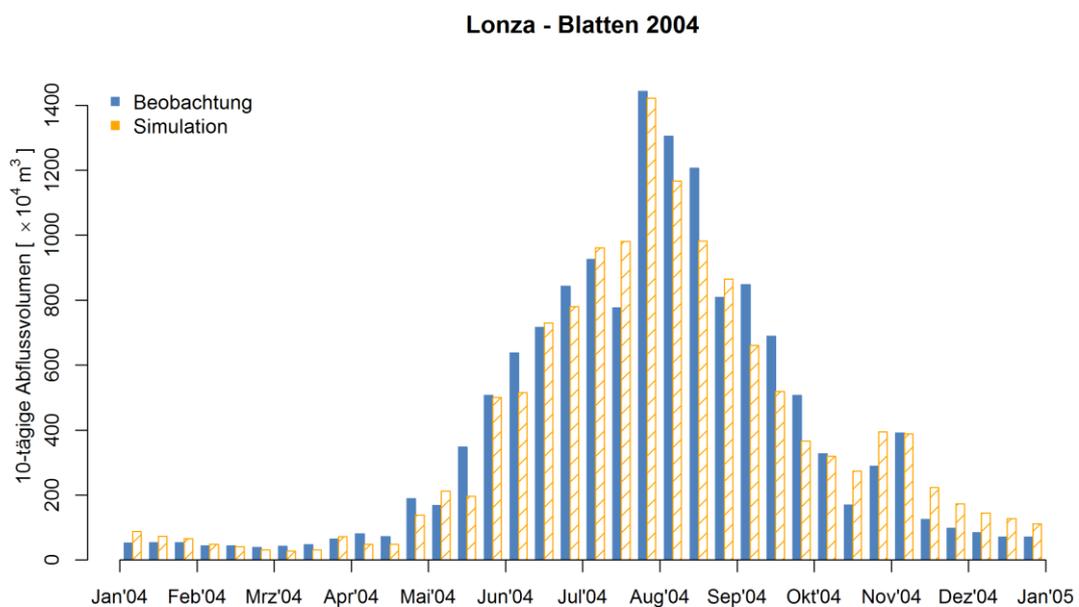


Abb. C-1- 8: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2004, Lonza - Blatten

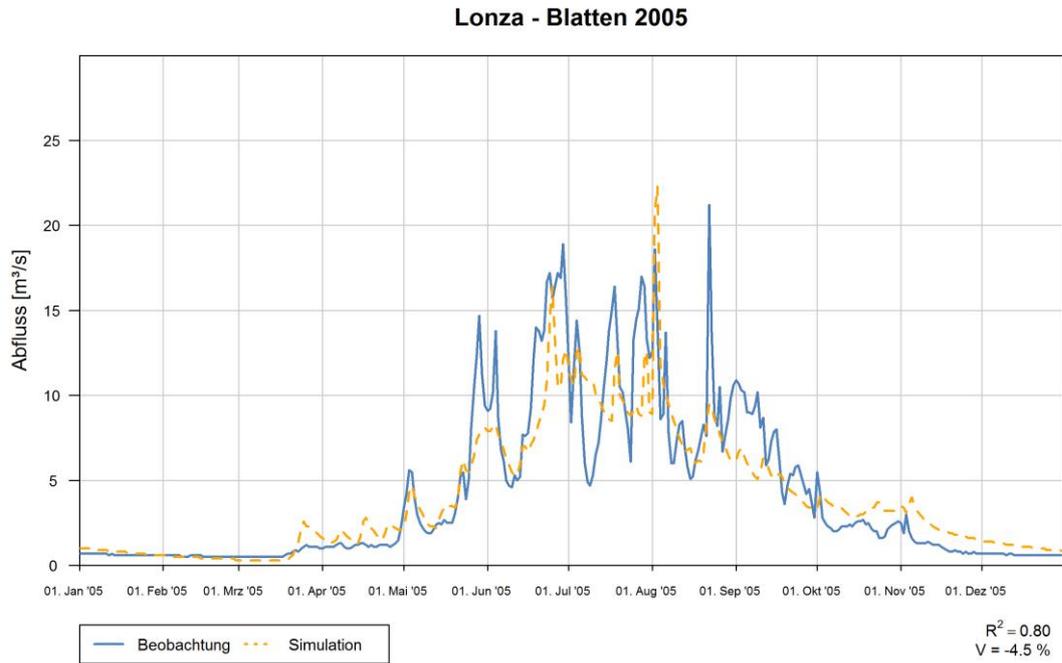


Abb. C-1- 9: Abflussganglinie des Jahres 2005, Lonza - Blatten

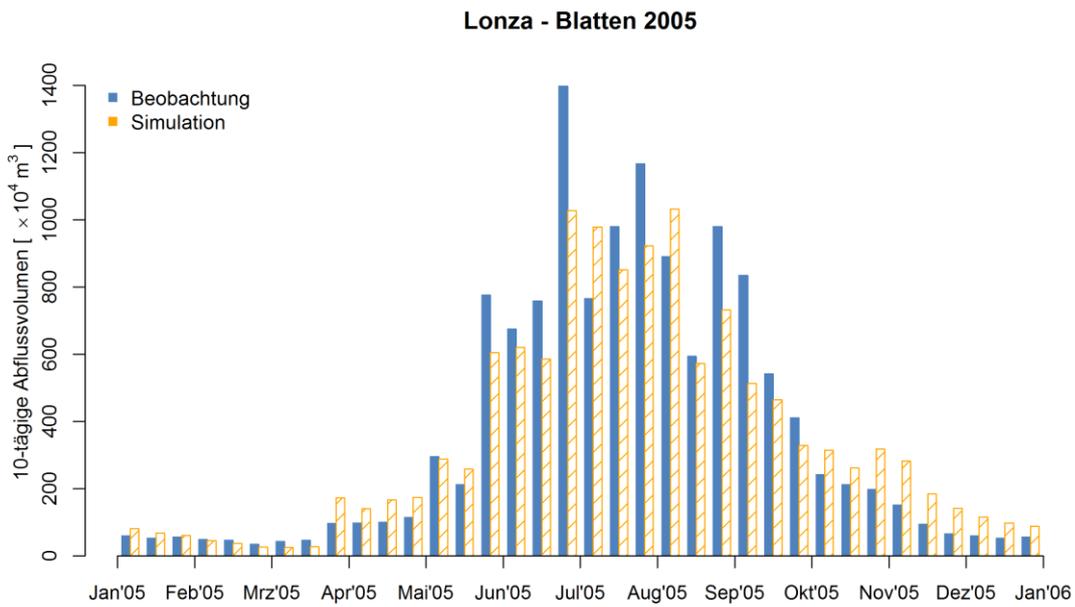


Abb. C-1- 10: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2005, Lonza - Blatten

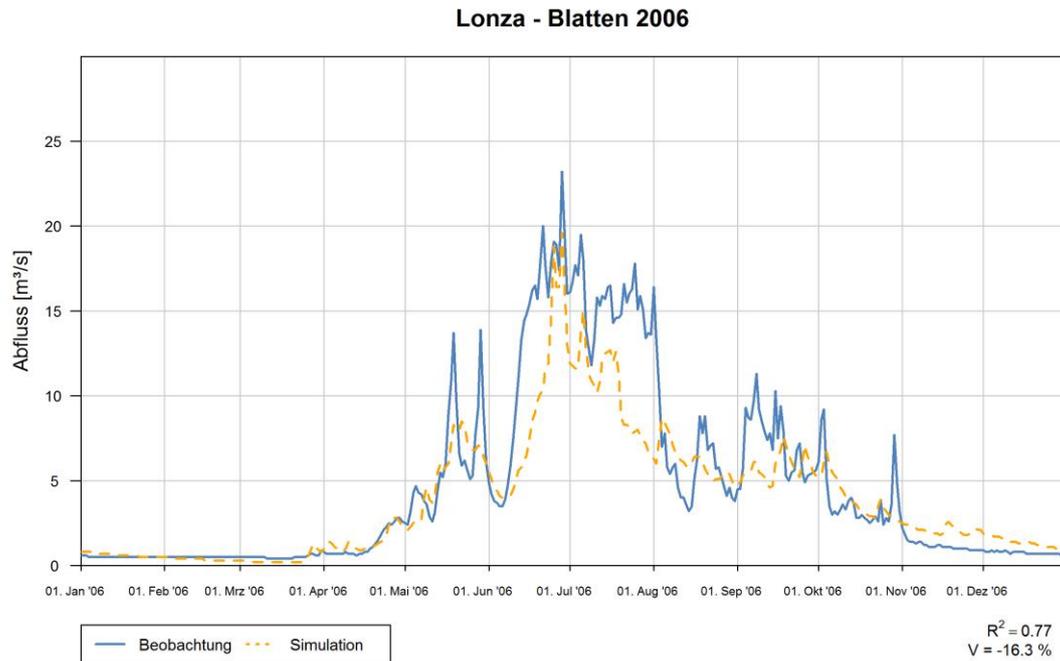


Abb. C-1- 11: Abflussganglinie des Jahres 2006, Lonza - Blatten

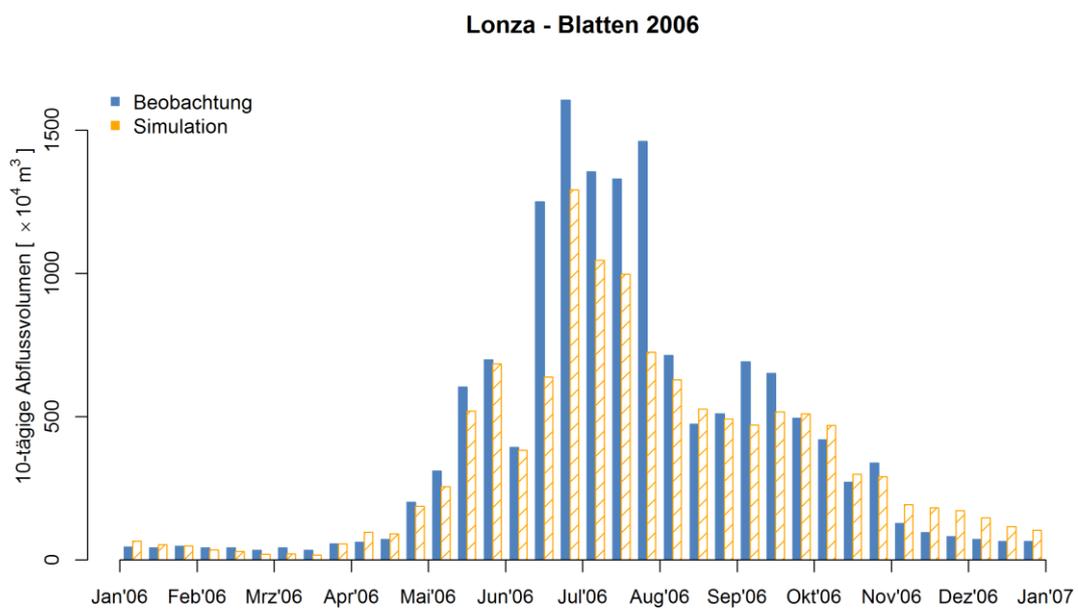


Abb. C-1- 12: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2006, Lonza - Blatten

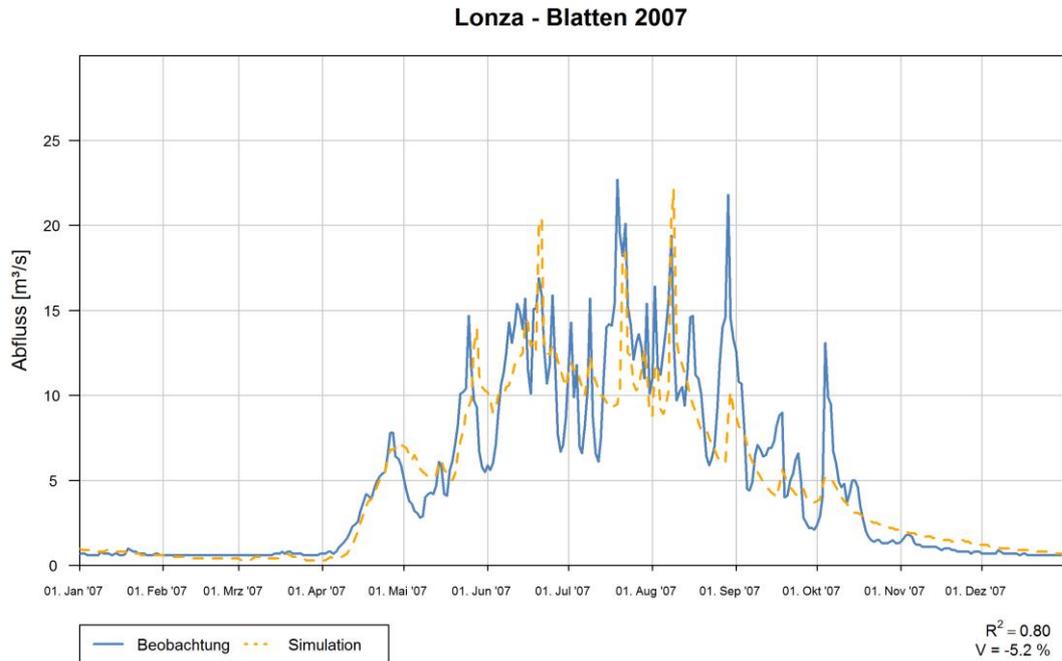


Abb. C-1- 13: Abflussganglinie des Jahres 2007, Lonza - Blatten

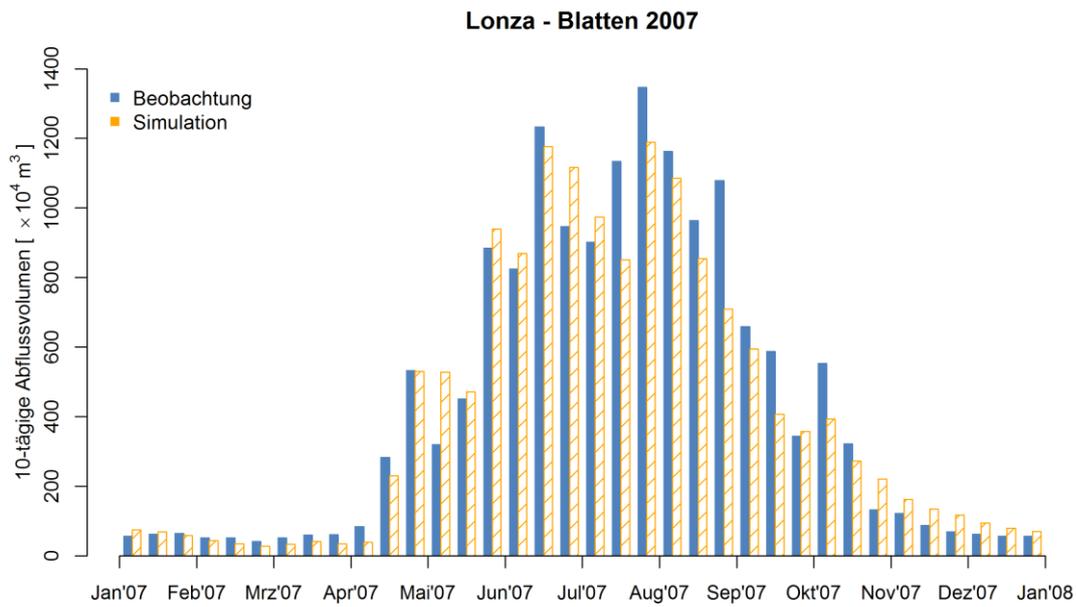


Abb. C-1- 14: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2007, Lonza - Blatten

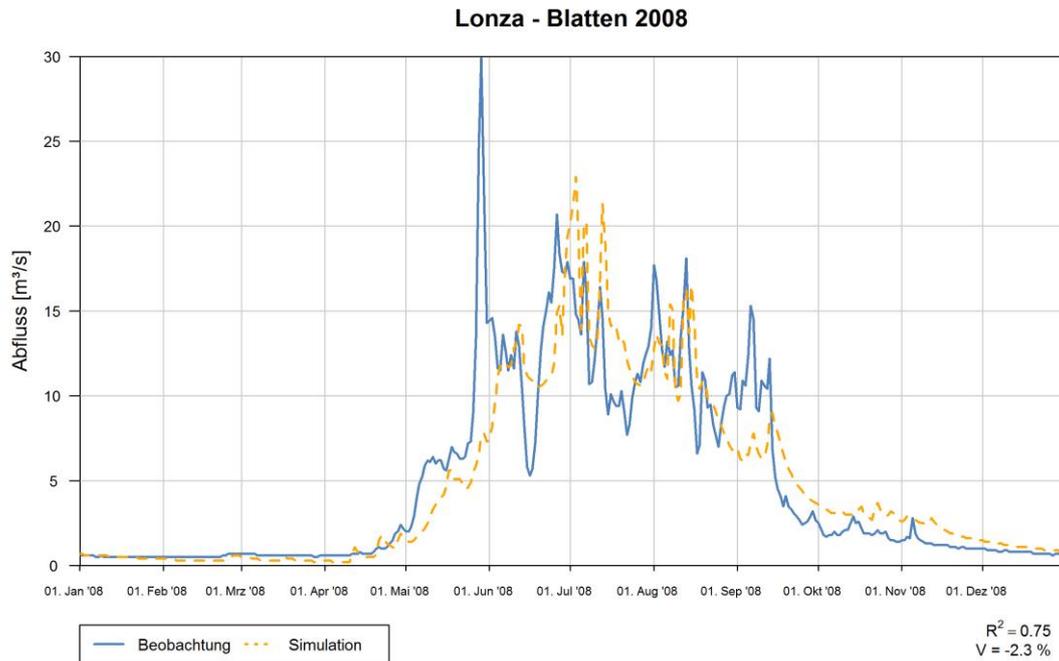


Abb. C-1- 15: Abflussganglinie des Jahres 2008, Lonza - Blatten

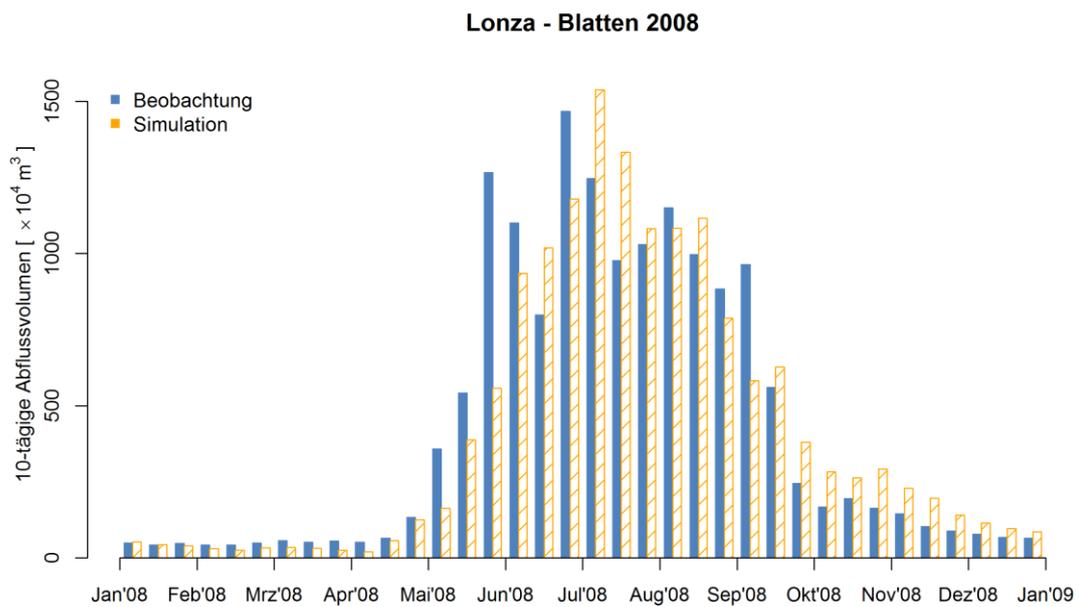


Abb. C-1- 16: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2008, Lonza - Blatten

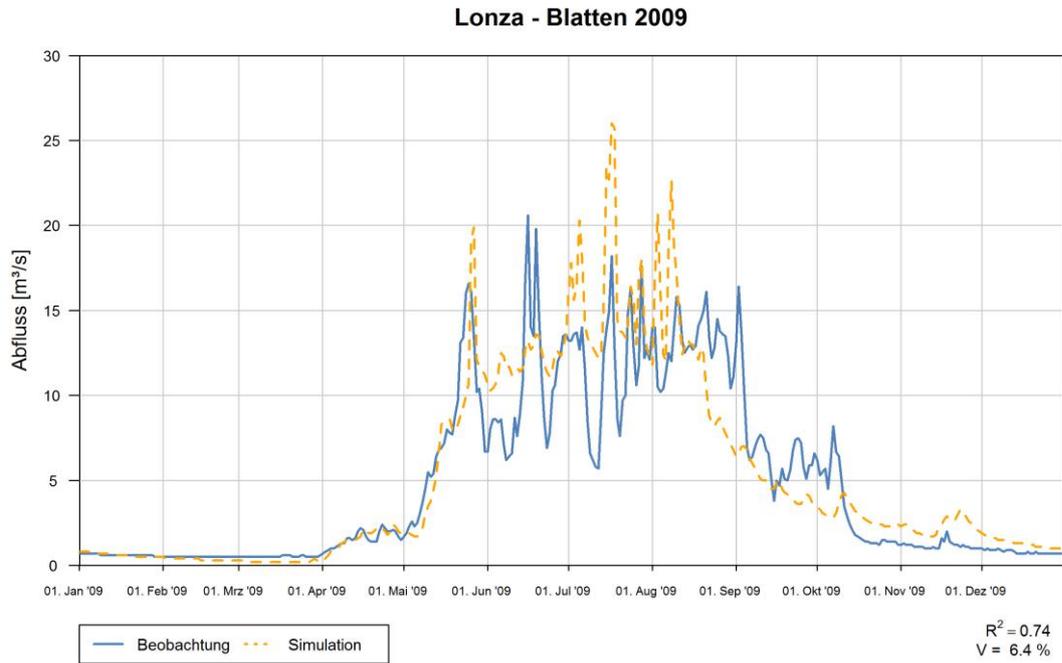


Abb. C-1- 17: Abflussganglinie des Jahres 2009, Lonza - Blatten

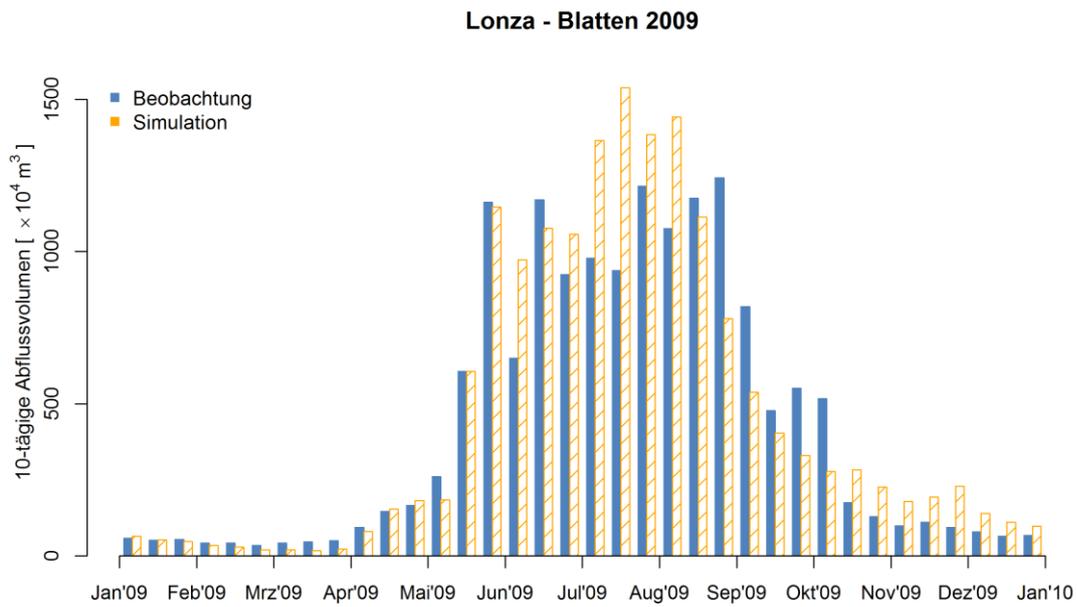


Abb. C-1- 18: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2009, Lonza - Blatten

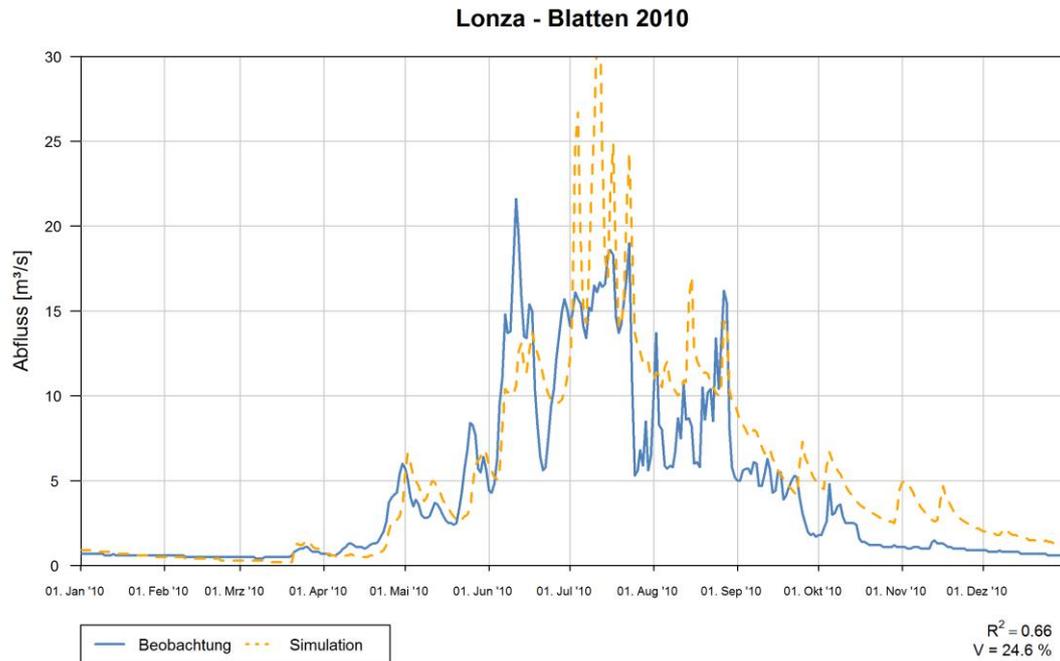


Abb. C-1- 19: Abflussganglinie des Jahres 2010, Lonza - Blatten

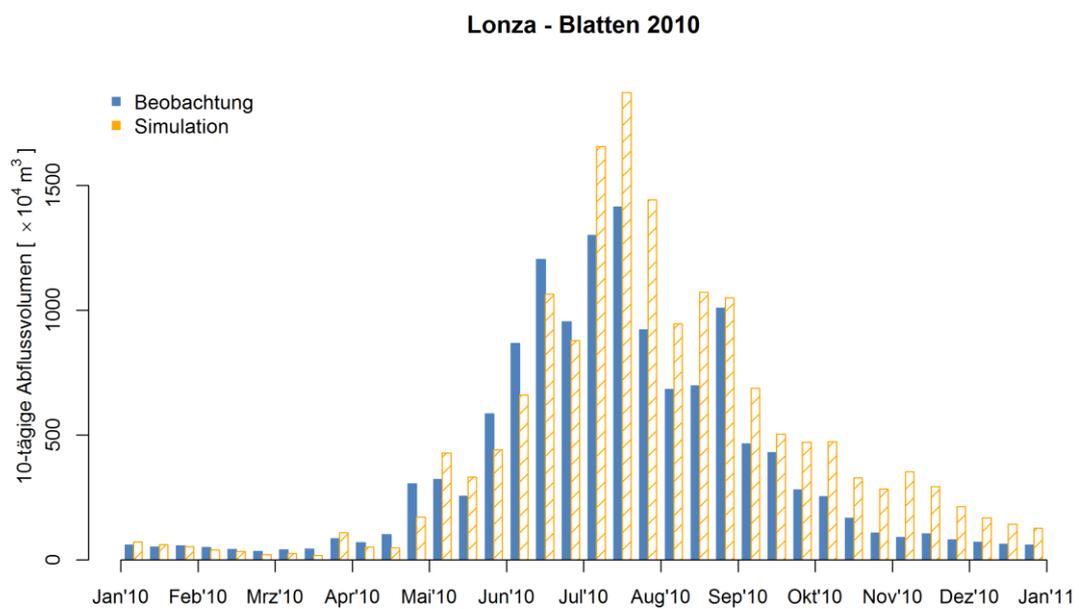


Abb. C-1- 20: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2010, Lonza - Blatten

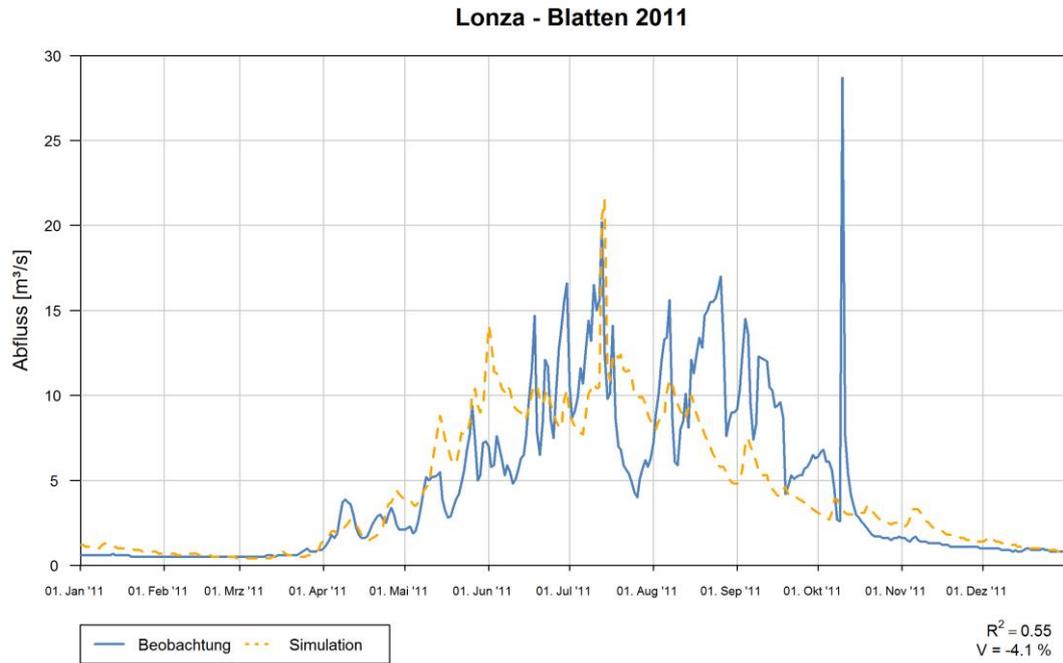


Abb. C-1- 21: Abflussganglinie des Jahres 2011, Lonza - Blatten

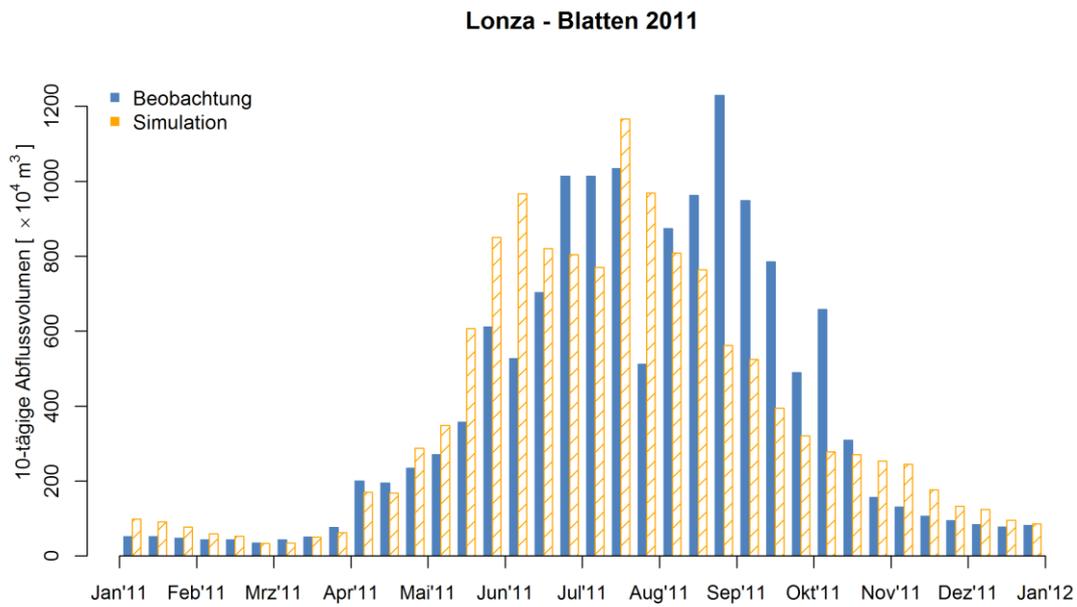


Abb. C-1- 22: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2011, Lonza - Blatten

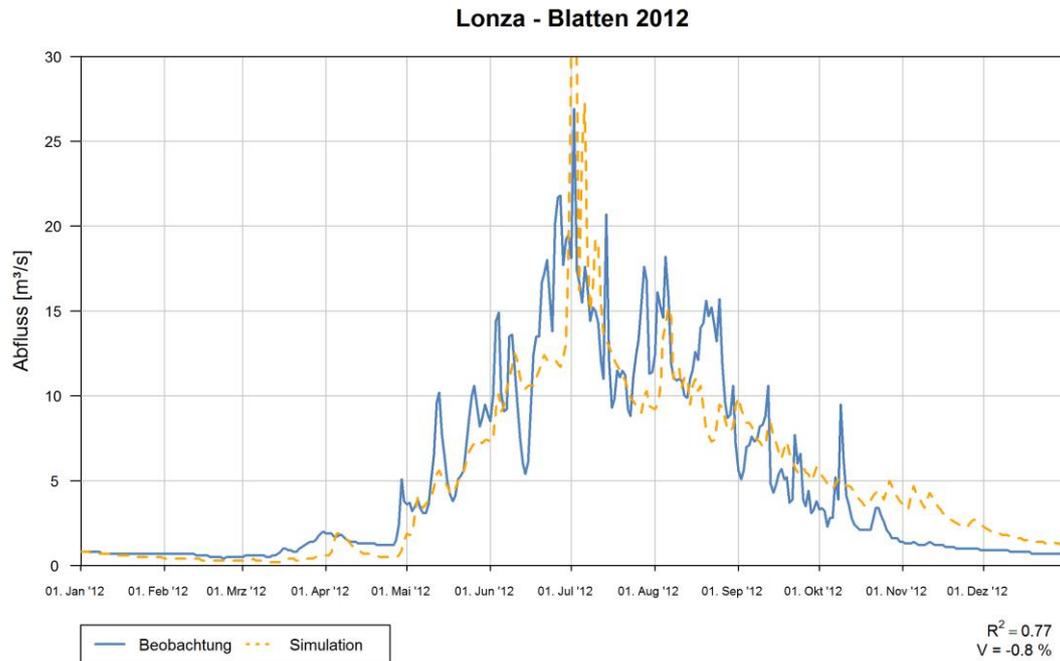


Abb. C-1- 23: Abflussganglinie des Jahres 2012, Lonza - Blatten

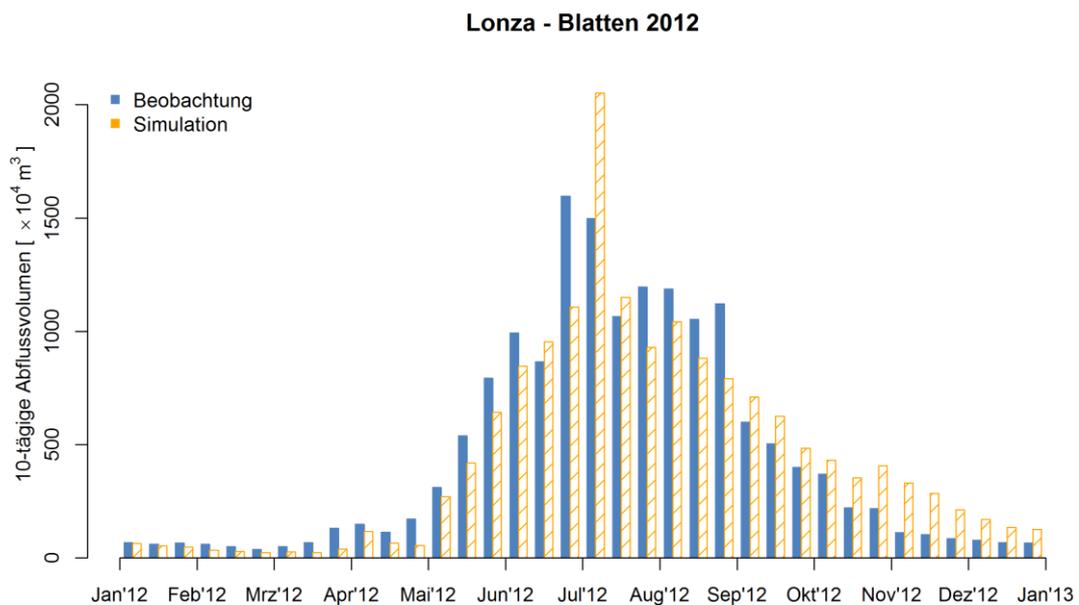


Abb. C-1- 24: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2012, Lonza - Blatten

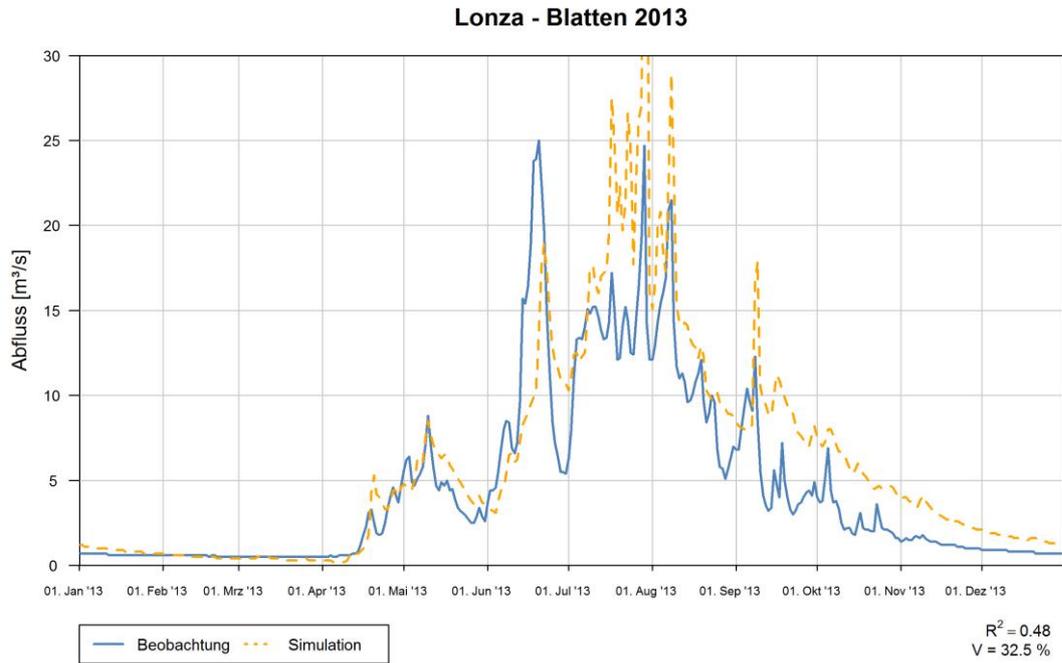


Abb. C-1- 25: Abflussganglinie des Jahres 2013, Lonza - Blatten

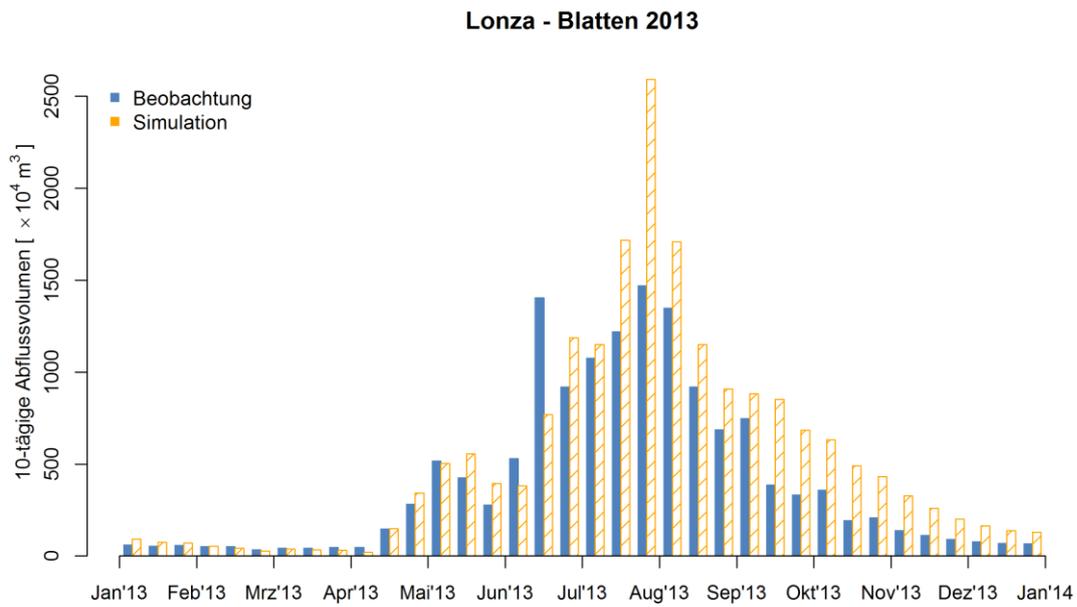


Abb. C-1- 26: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2013, Lonza - Blatten

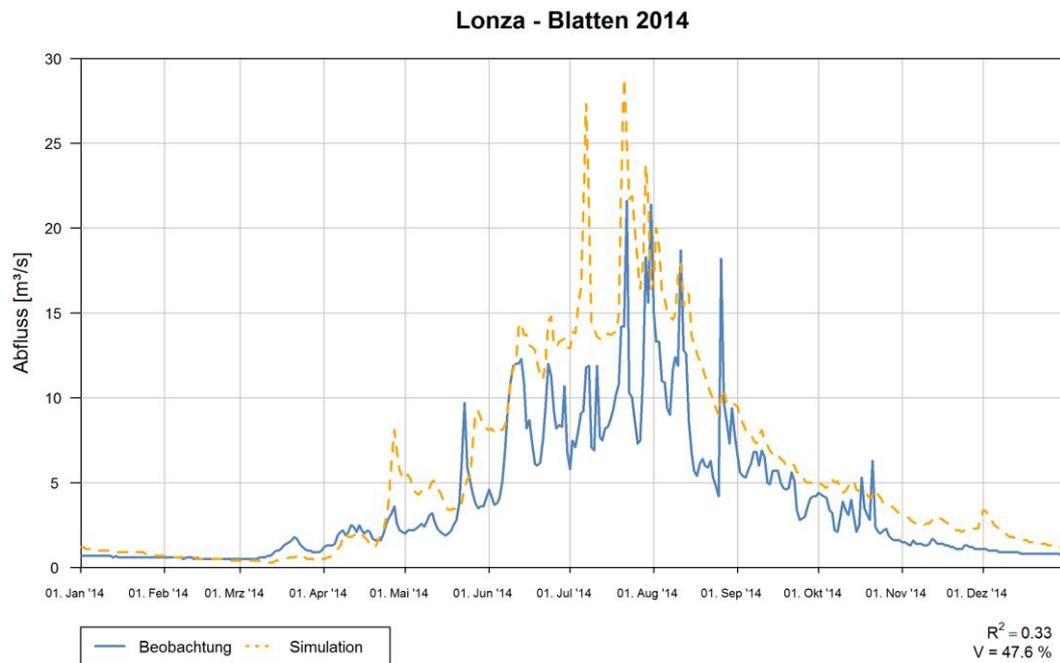


Abb. C-1- 27: Abflussganglinie des Jahres 2014, Lonza - Blatten

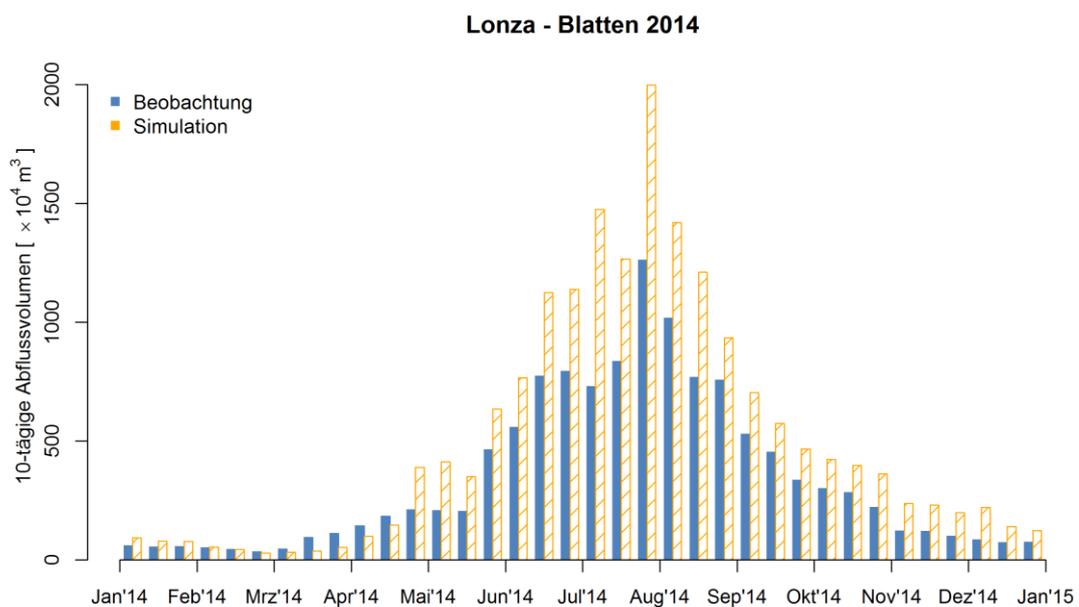


Abb. C-1- 28: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2014, Lonza - Blatten

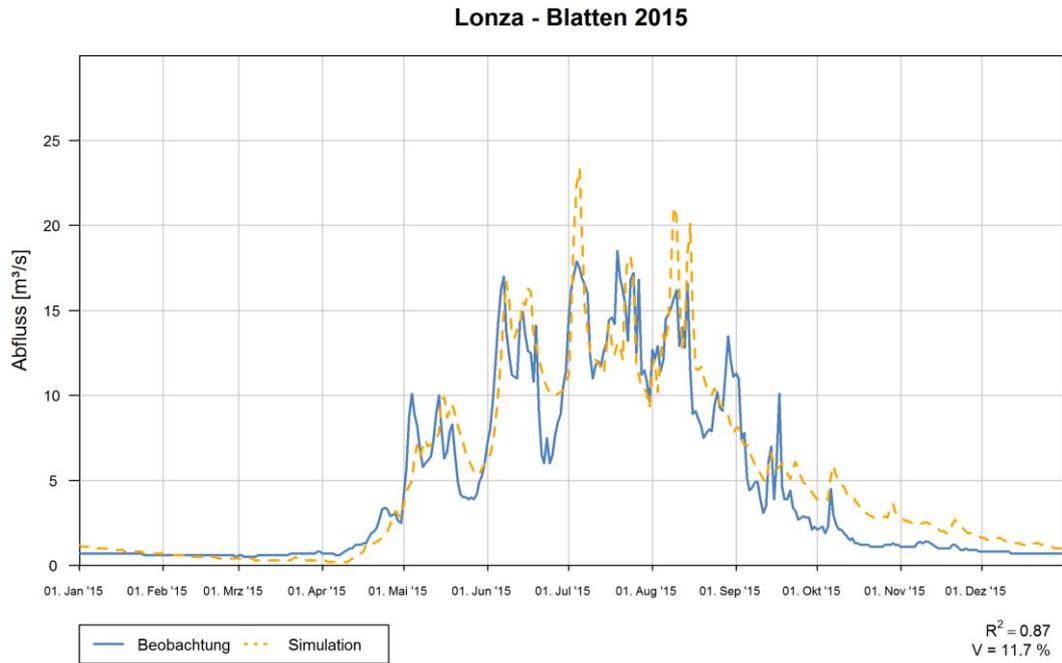


Abb. C-1- 29: Abflussganglinie des Jahres 2015, Lonza - Blatten

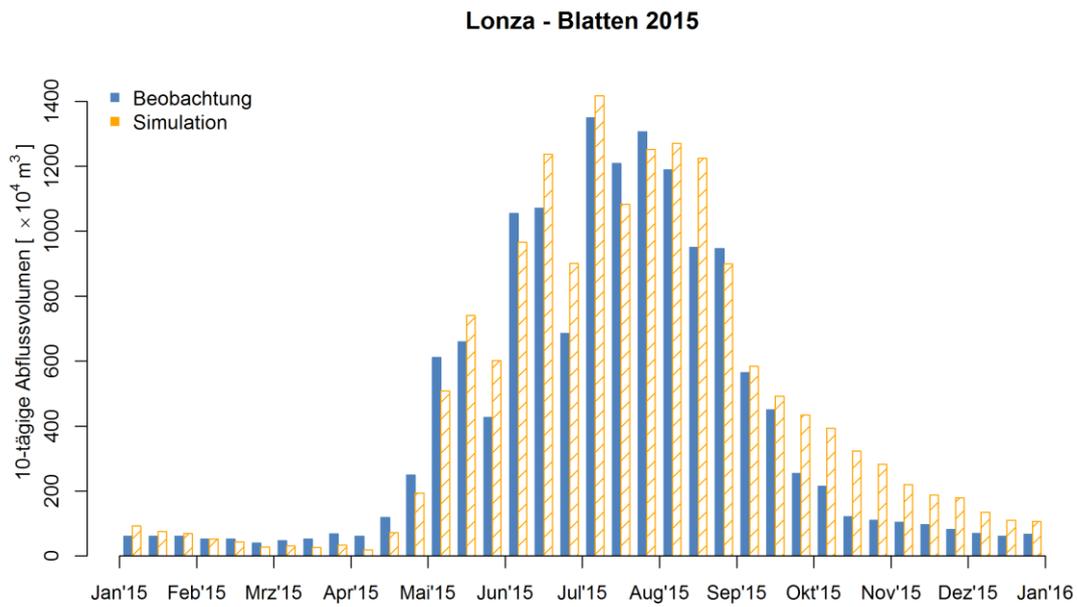


Abb. C-1- 30: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2015, Lonza - Blatten

C.2 Abflussganglinien EZG-D

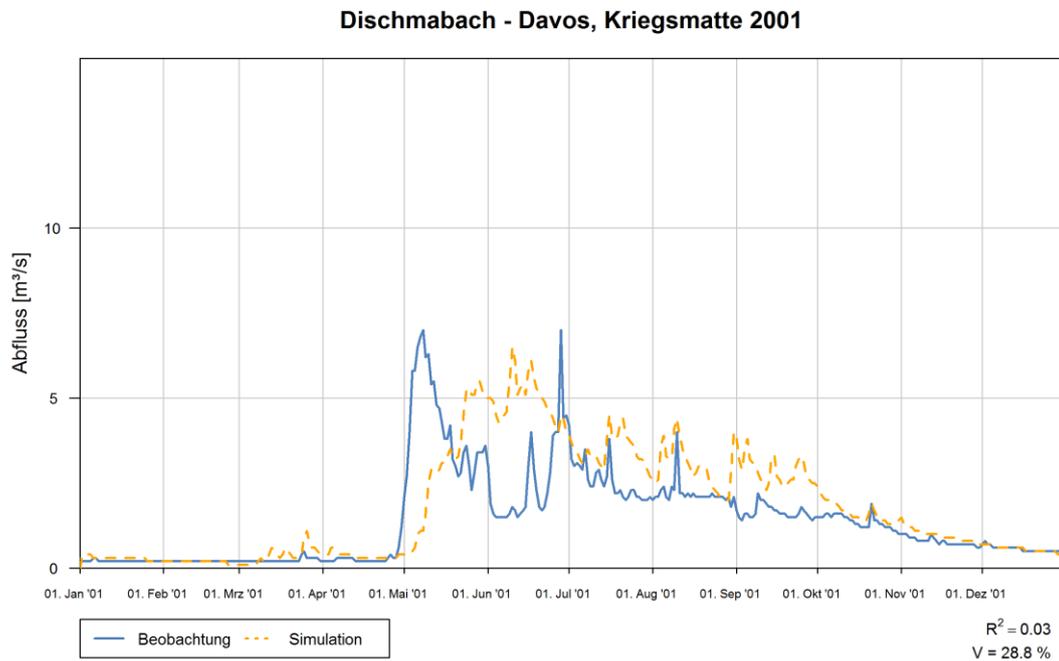


Abb. C-2- 1: Abflussganglinie des Jahres 2001, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

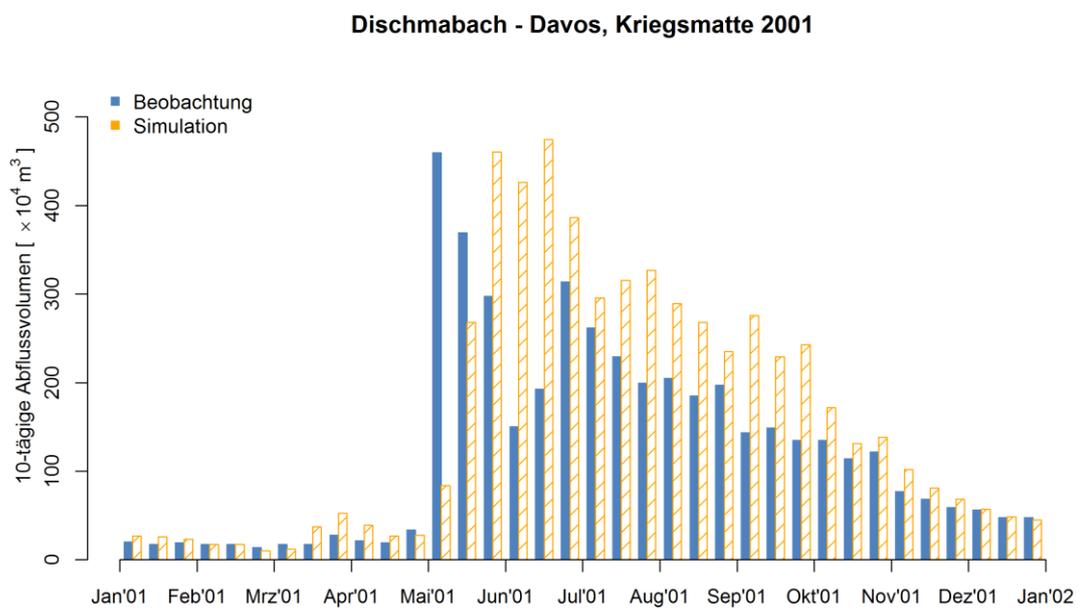


Abb. C-2- 2: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2001, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

Dischmabach - Davos, Kriegsmatte 2002

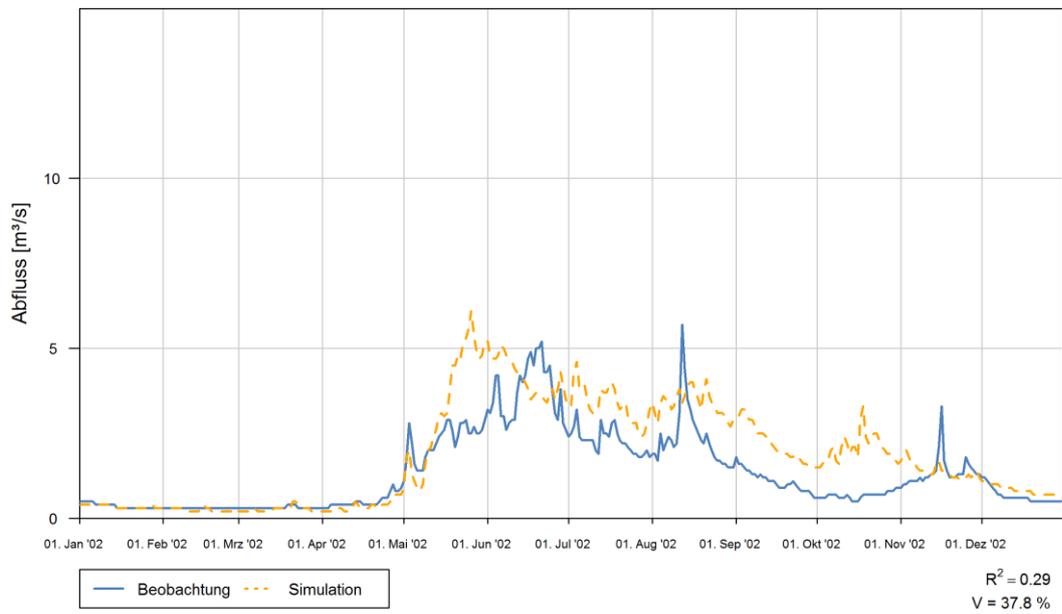


Abb. C-2- 3: Abflussganglinie des Jahres 2002, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

Dischmabach - Davos, Kriegsmatte 2002

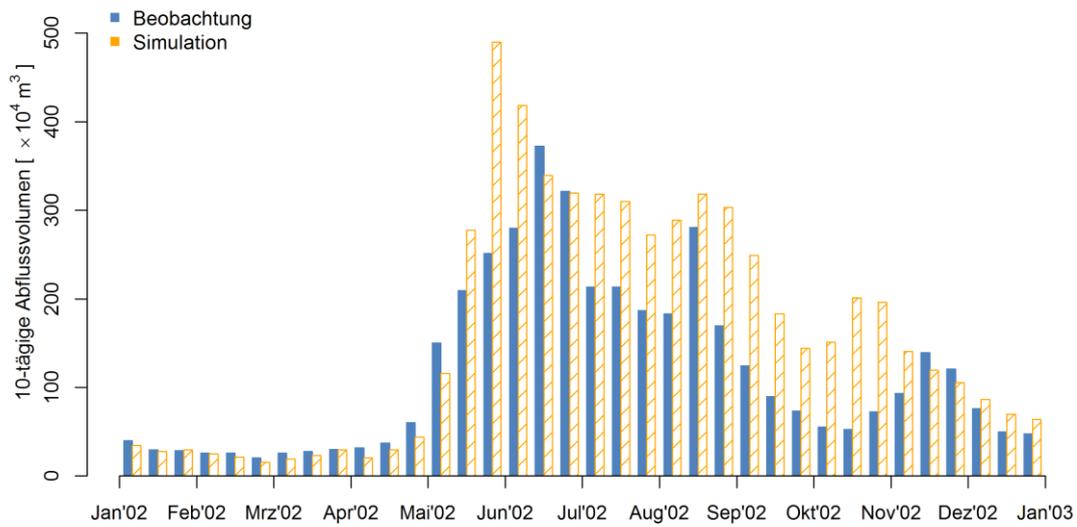


Abb. C-2- 4: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2002, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

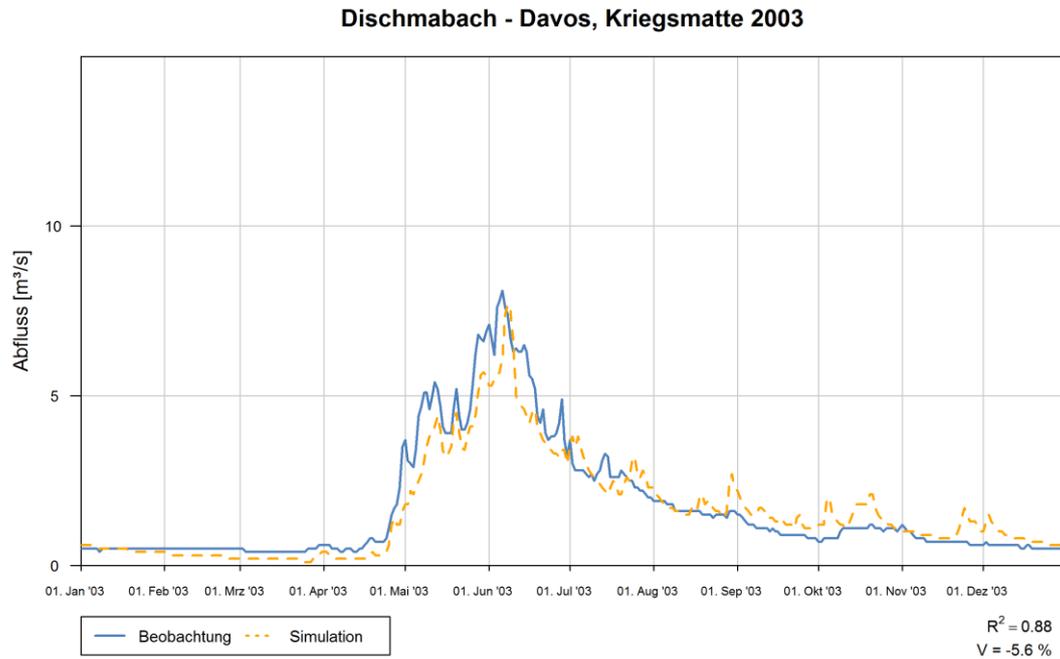


Abb. C-2- 5: Abflussganglinie des Jahres 2003, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

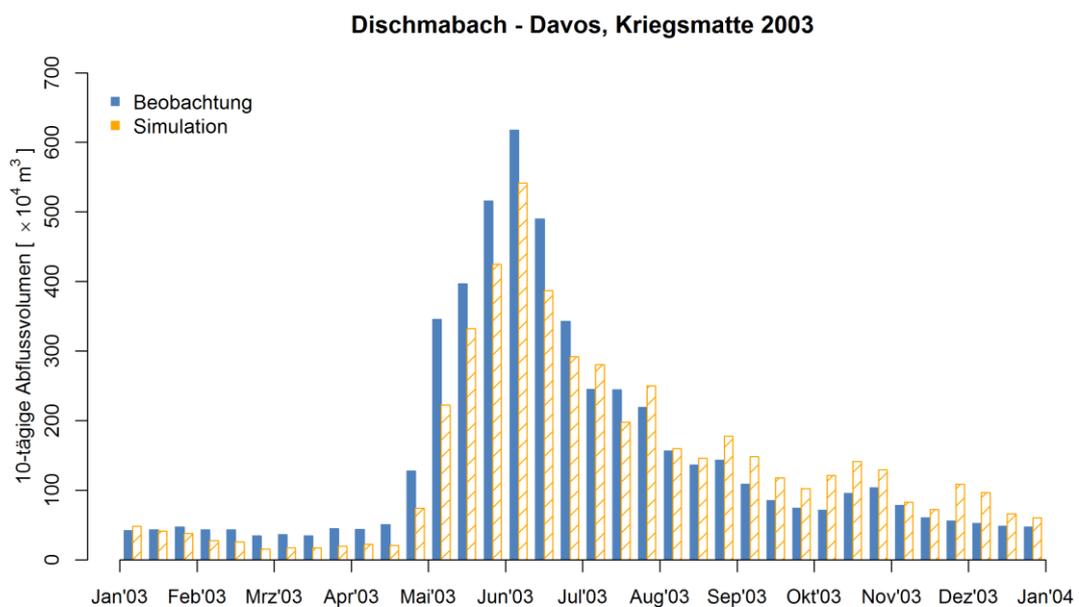


Abb. C-2- 6: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2003, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

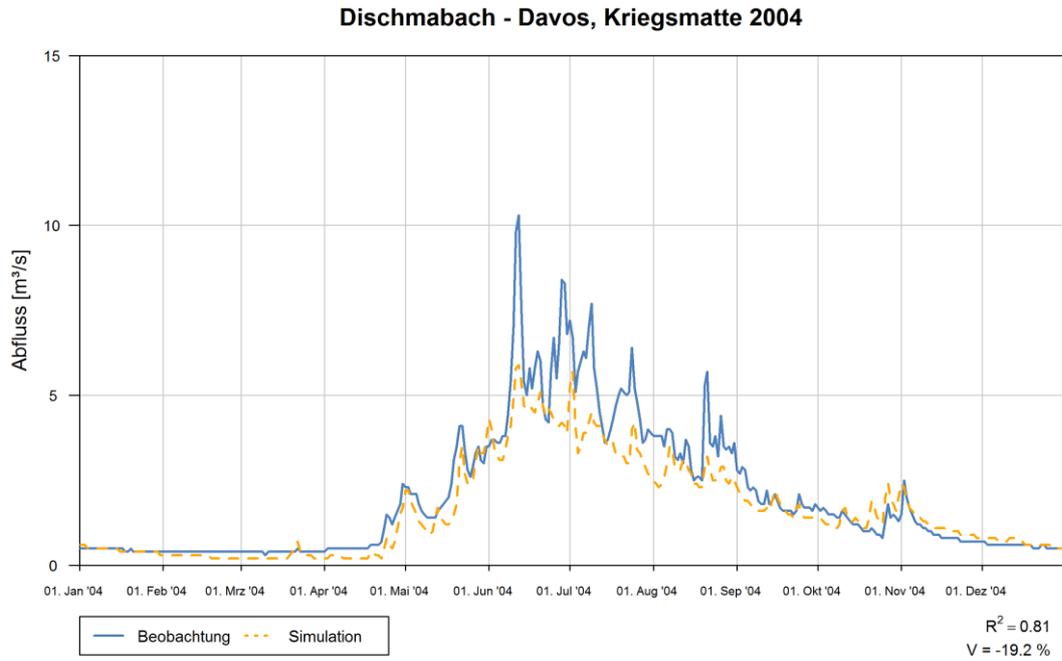


Abb. C-2- 7: Abflussganglinie des Jahres 2004, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

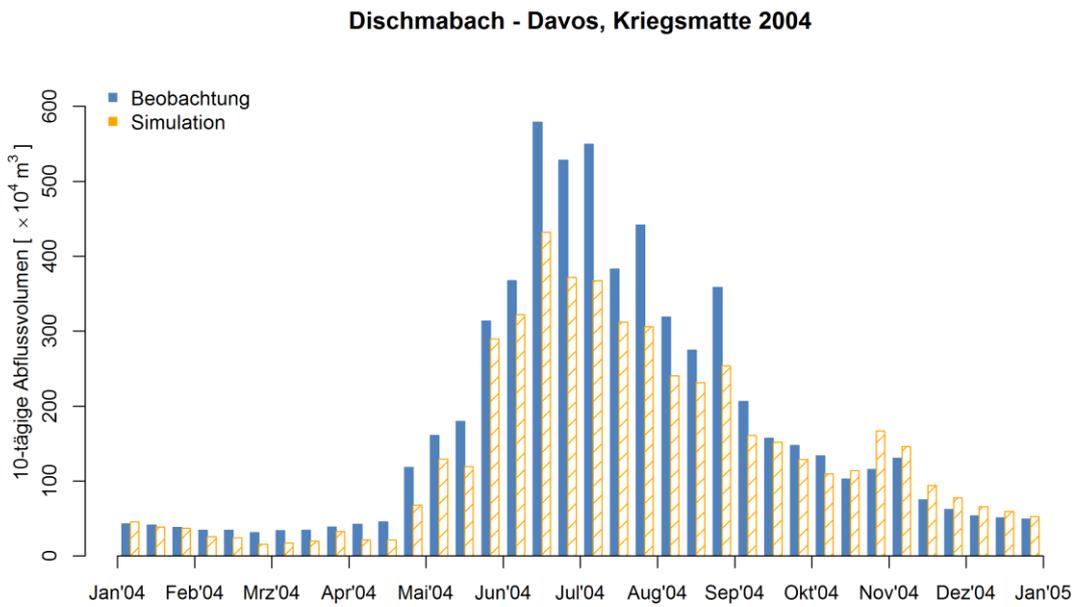


Abb. C-2- 8: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2004, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

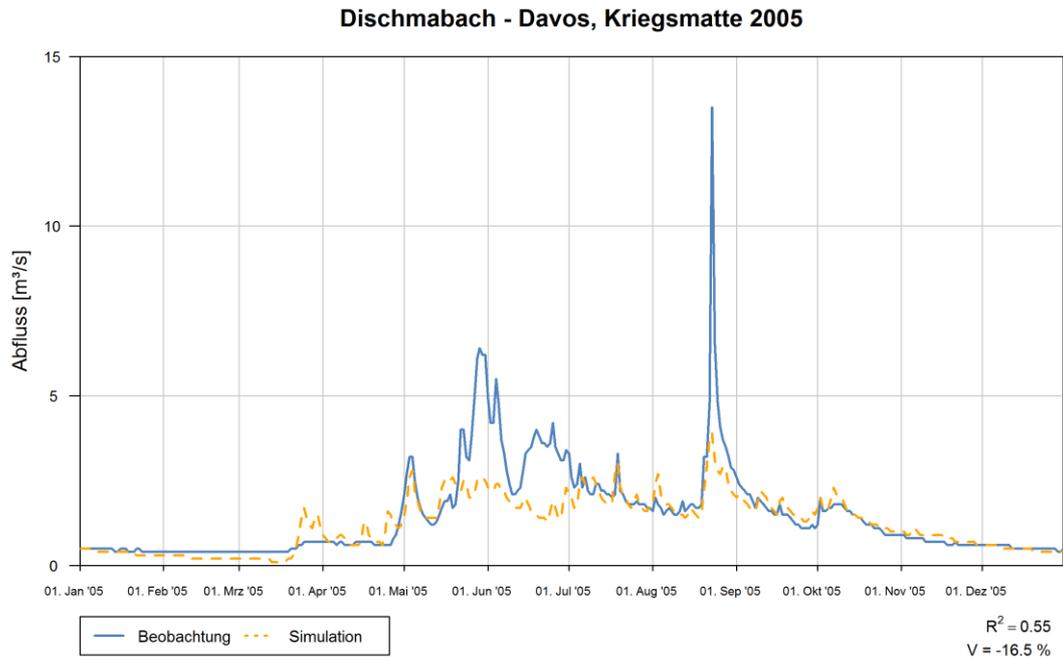


Abb. C-2- 9: Abflussganglinie des Jahres 2005, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

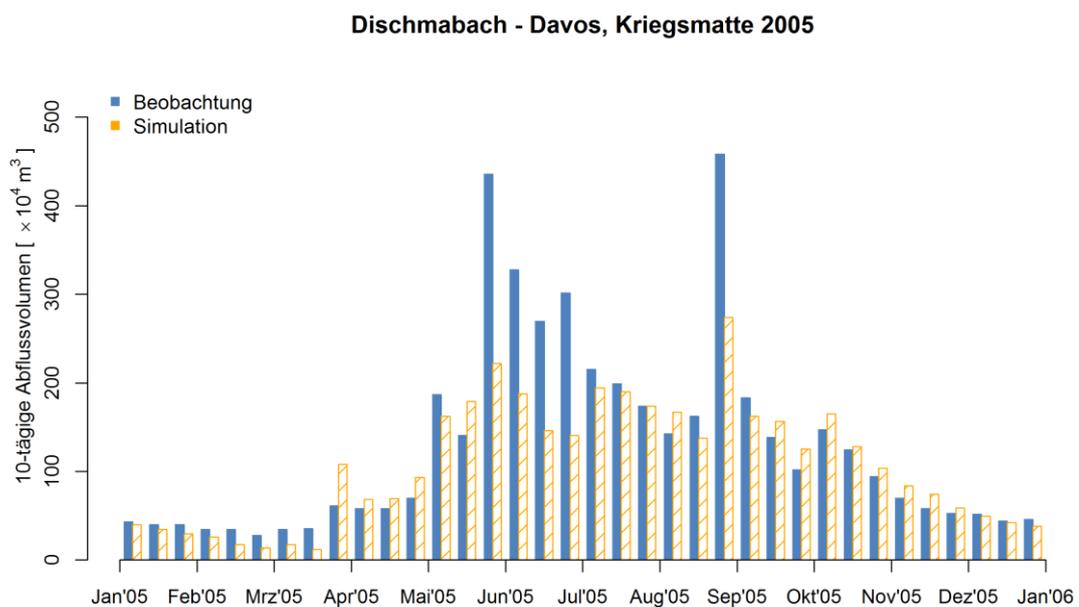


Abb. C-2- 10: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2005, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

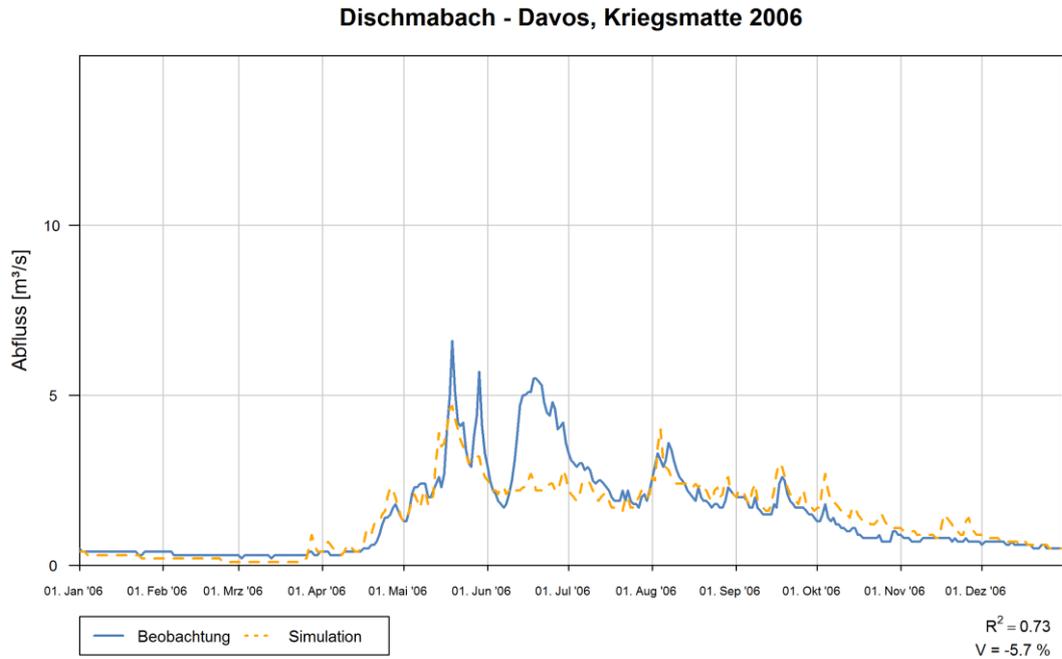


Abb. C-2- 11: Abflussganglinie des Jahres 2006, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

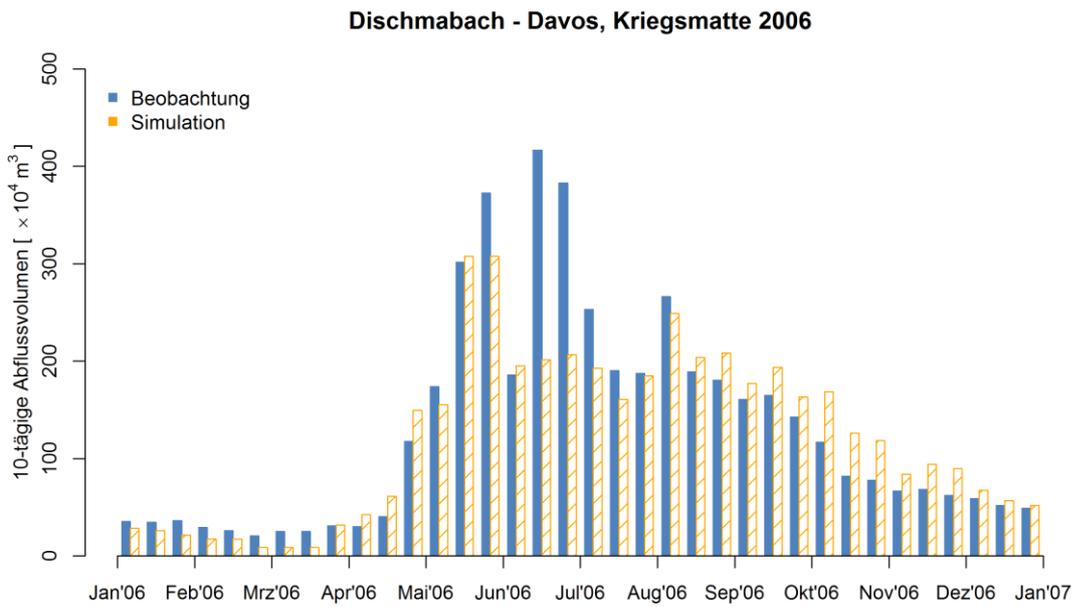


Abb. C-2- 12: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2006, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

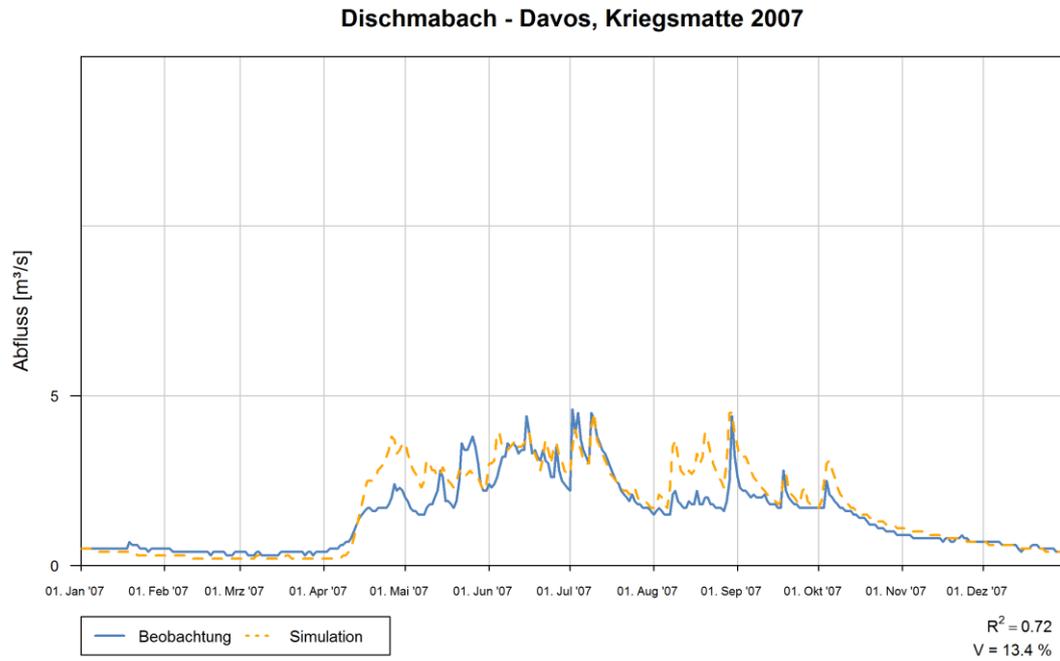


Abb. C-2- 13: Abflussganglinie des Jahres 2007, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

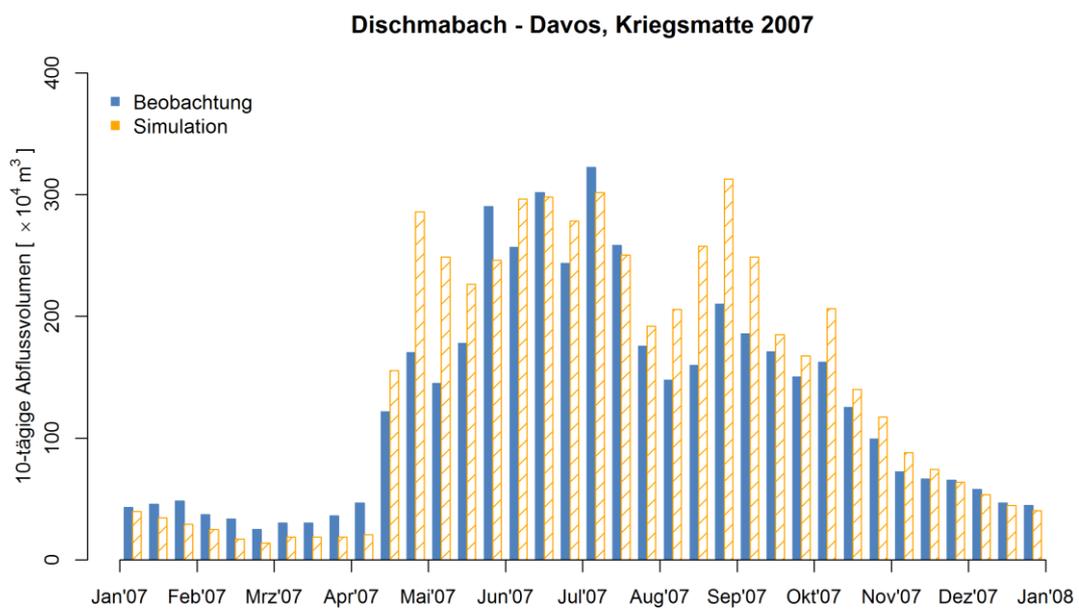


Abb. C-2- 14: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2007, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

Dischmabach - Davos, Kriegsmatte 2008

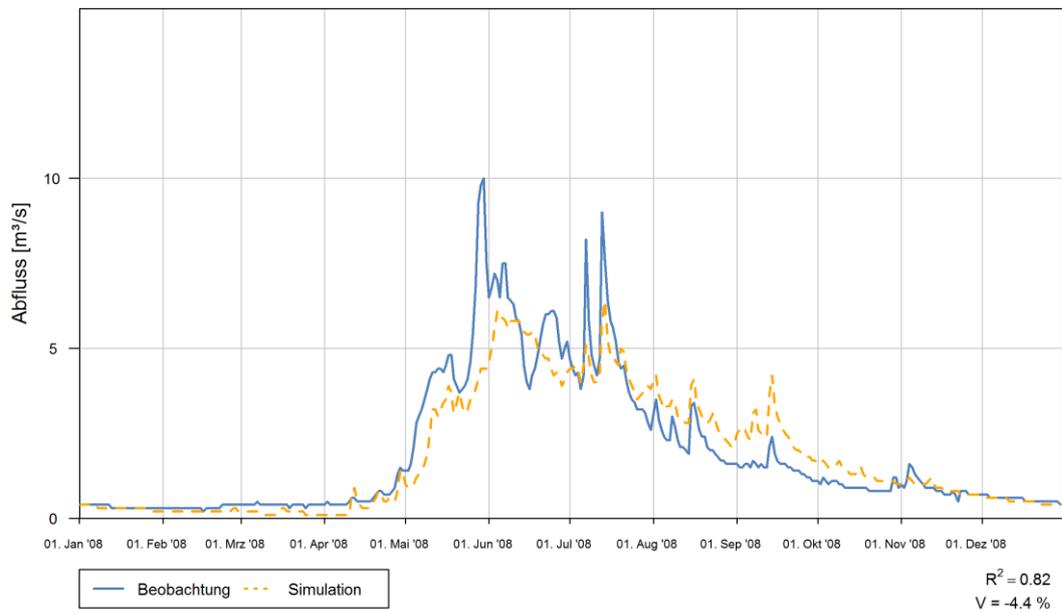


Abb. C-2- 15: Abflussganglinie des Jahres 2008, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

Dischmabach - Davos, Kriegsmatte 2008

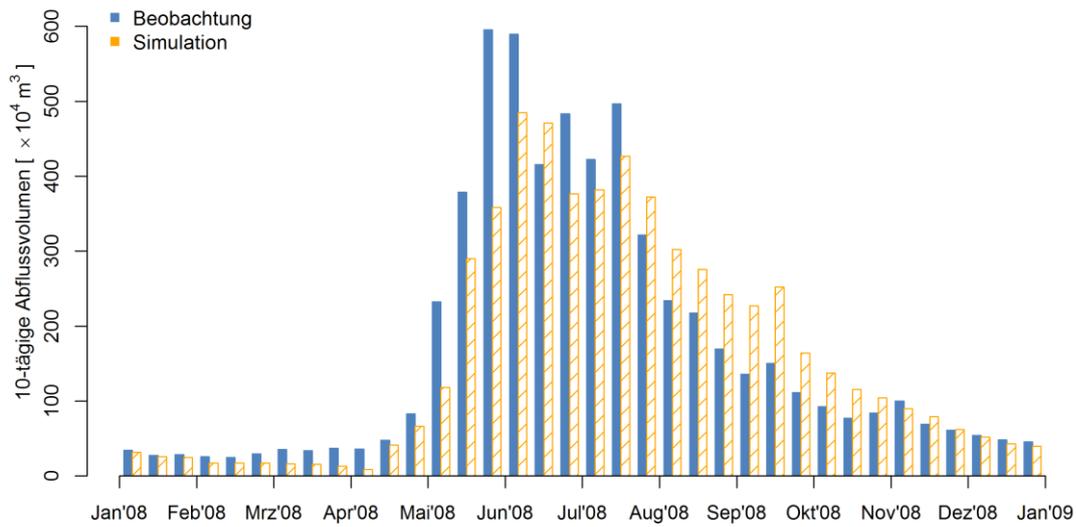


Abb. C-2- 16: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2008, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

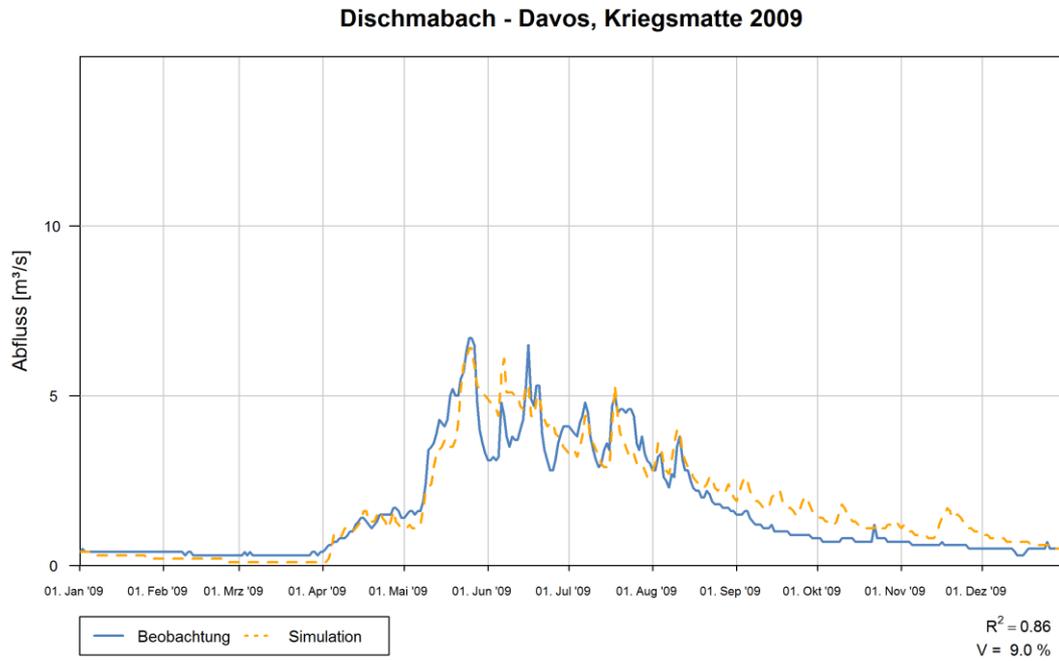


Abb. C-2- 17: Abflussganglinie des Jahres 2009, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

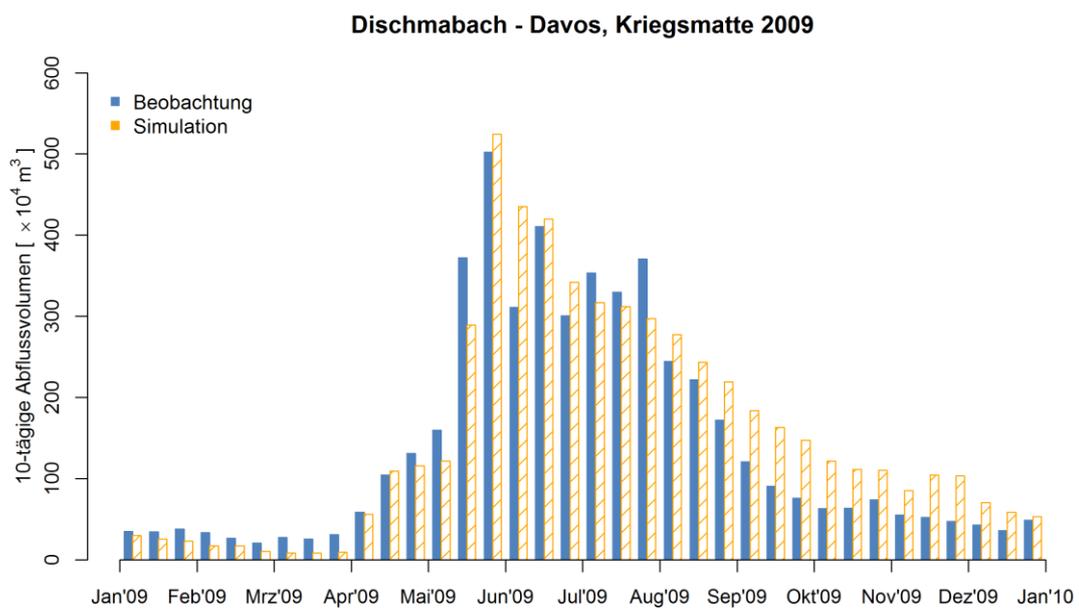


Abb. C-2- 18: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2009, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

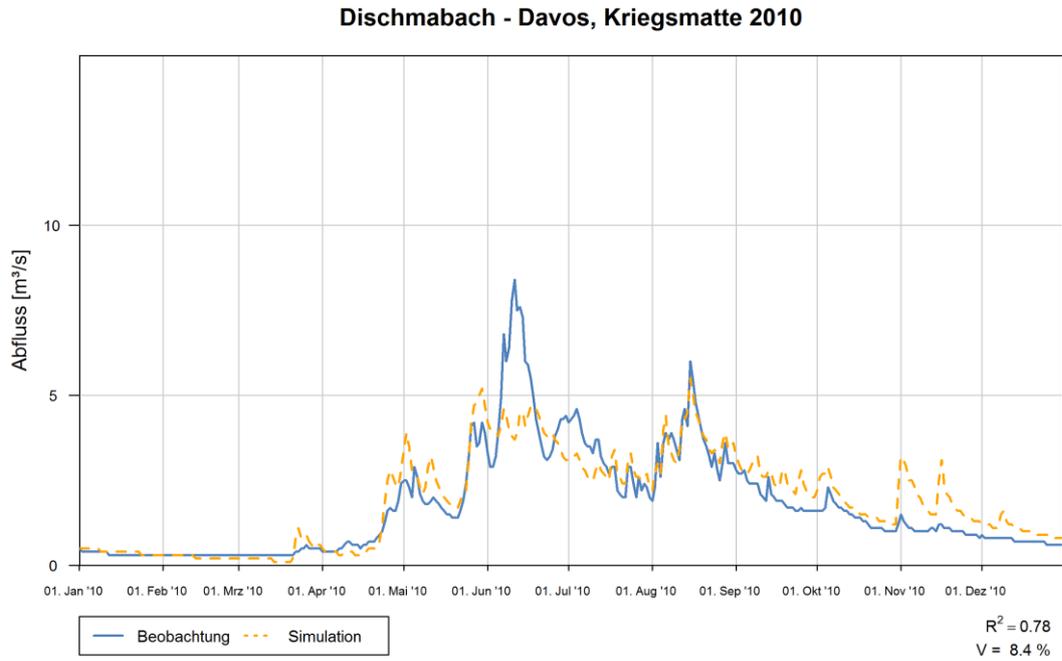


Abb. C-2- 19: Abflussganglinie des Jahres 2010, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

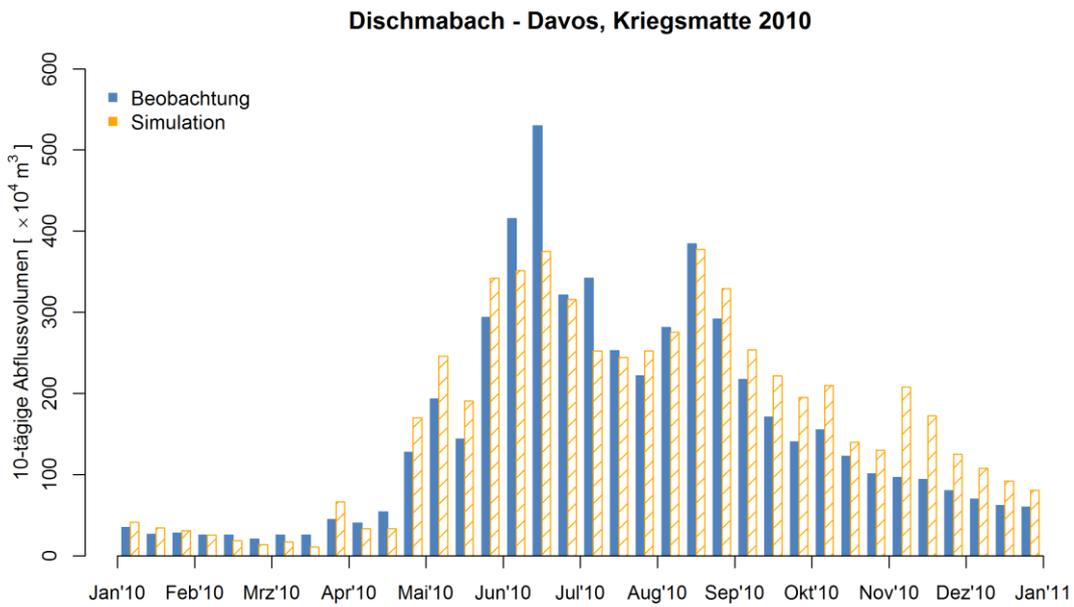


Abb. C-2- 20: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2010, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

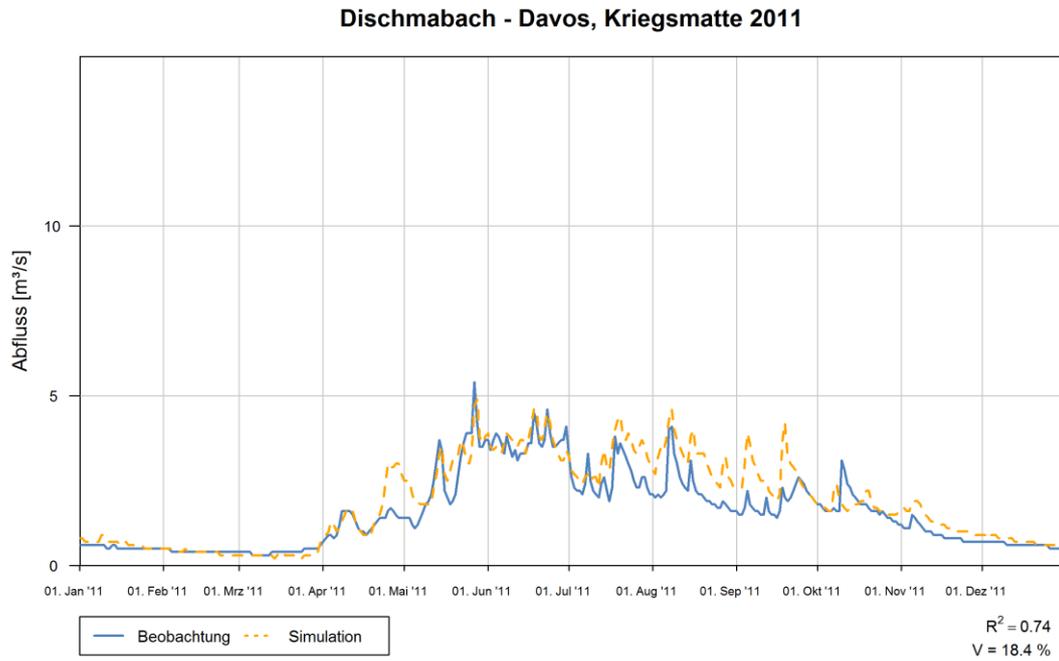


Abb. C-2- 21: Abflussganglinie des Jahres 2011, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

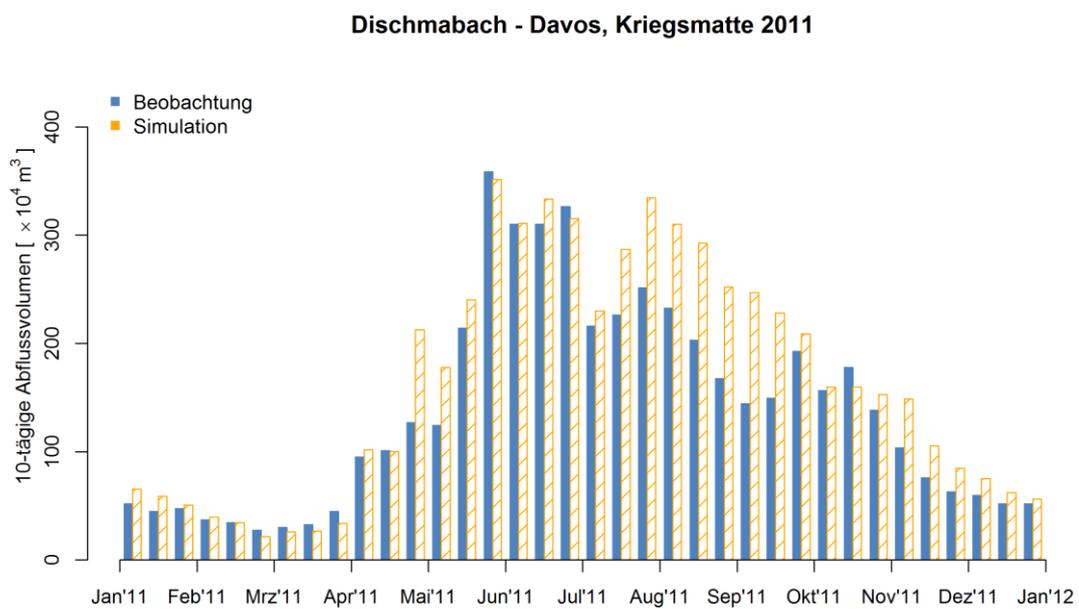


Abb. C-2- 22: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2011, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

Dischmabach - Davos, Kriegsmatte 2012

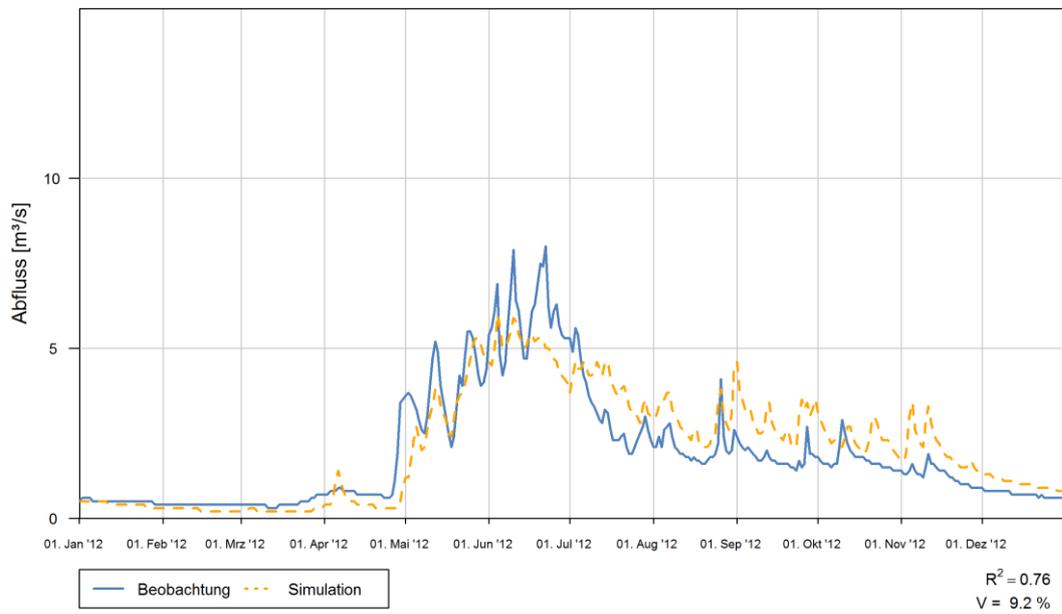


Abb. C-2- 23: Abflussganglinie des Jahres 2012, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

Dischmabach - Davos, Kriegsmatte 2012

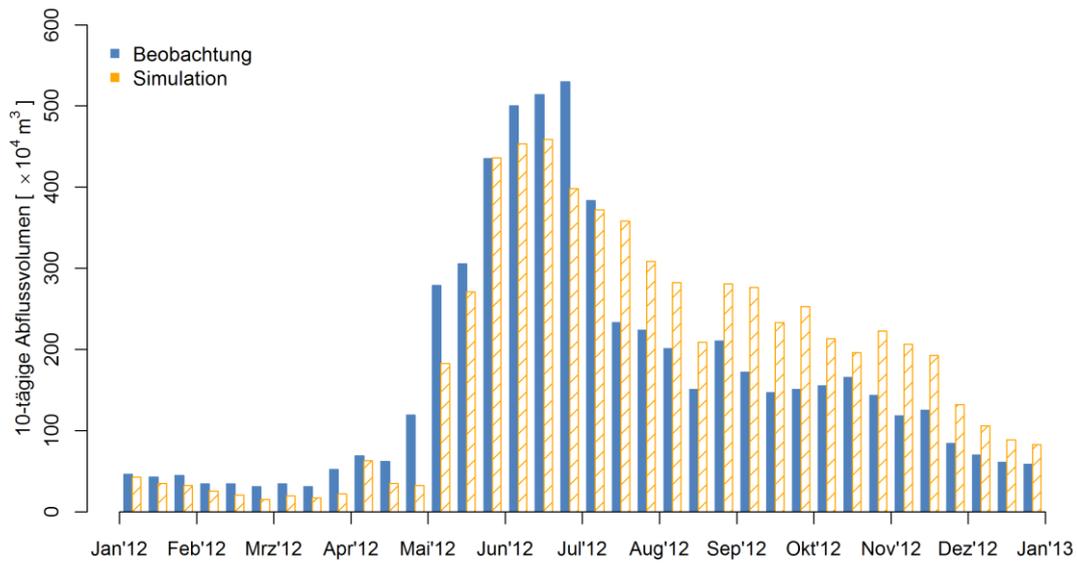


Abb. C-2- 24: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2012, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

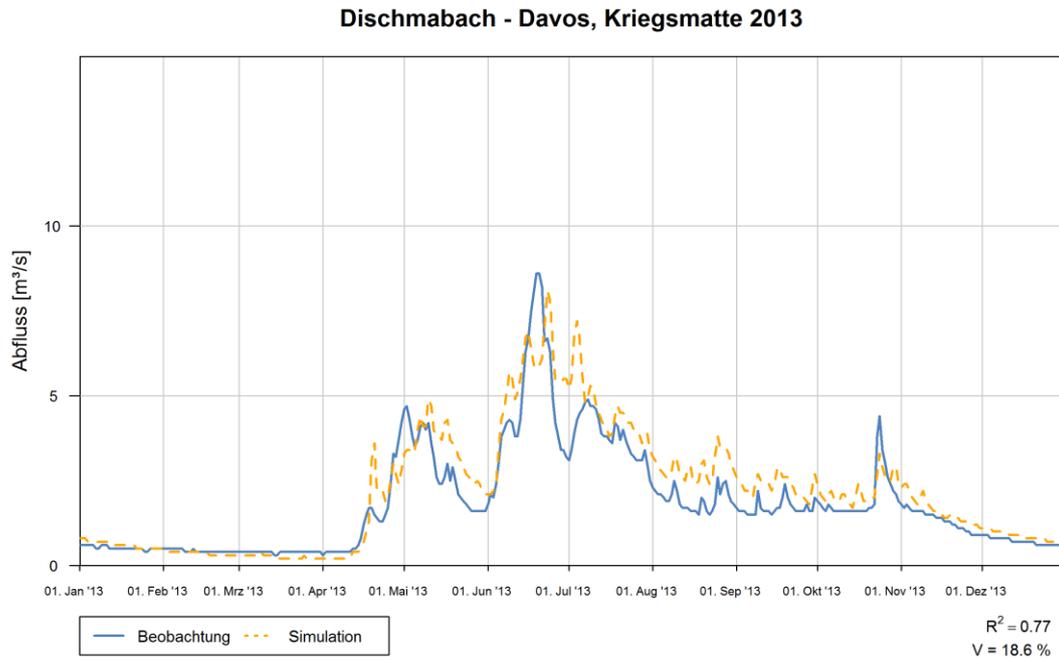


Abb. C-2- 25: Abflussganglinie des Jahres 2013, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

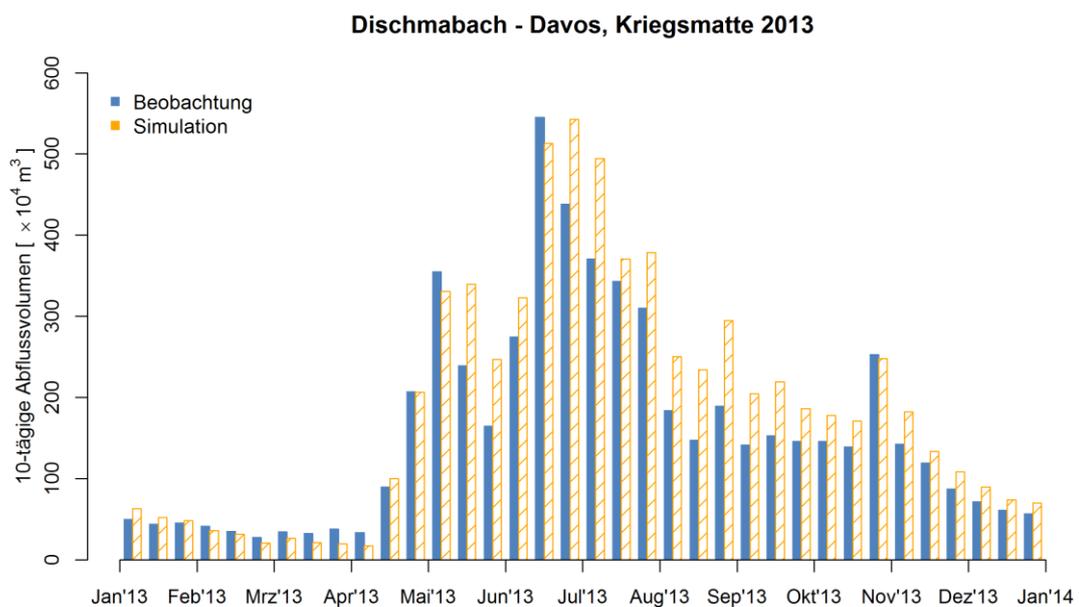


Abb. C-2- 26: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2013, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

Dischmabach - Davos, Kriegsmatte 2014

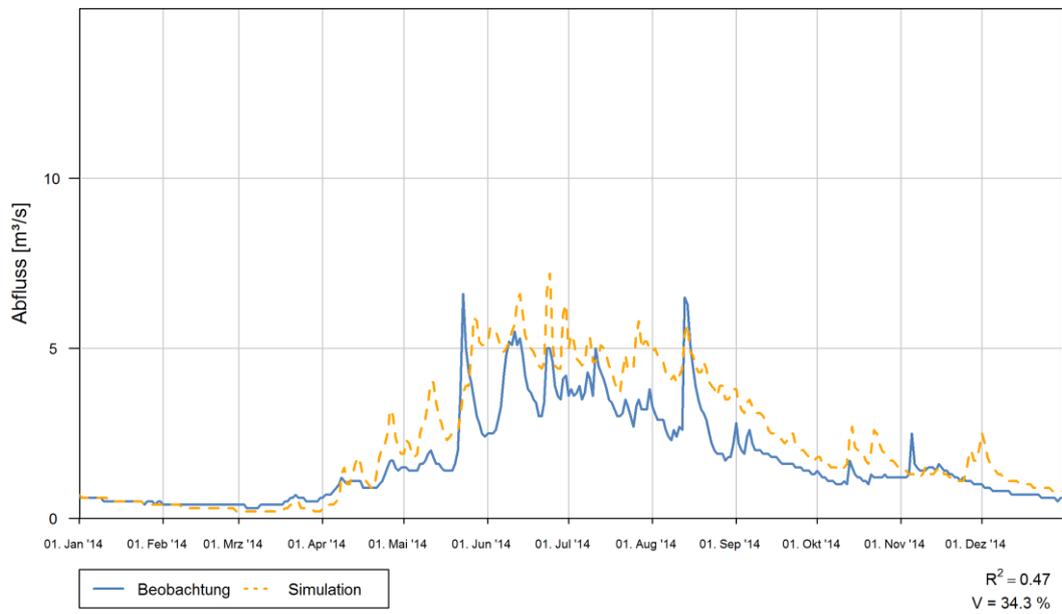


Abb. C-2- 27: Abflussganglinie des Jahres 2014, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

Dischmabach - Davos, Kriegsmatte 2014

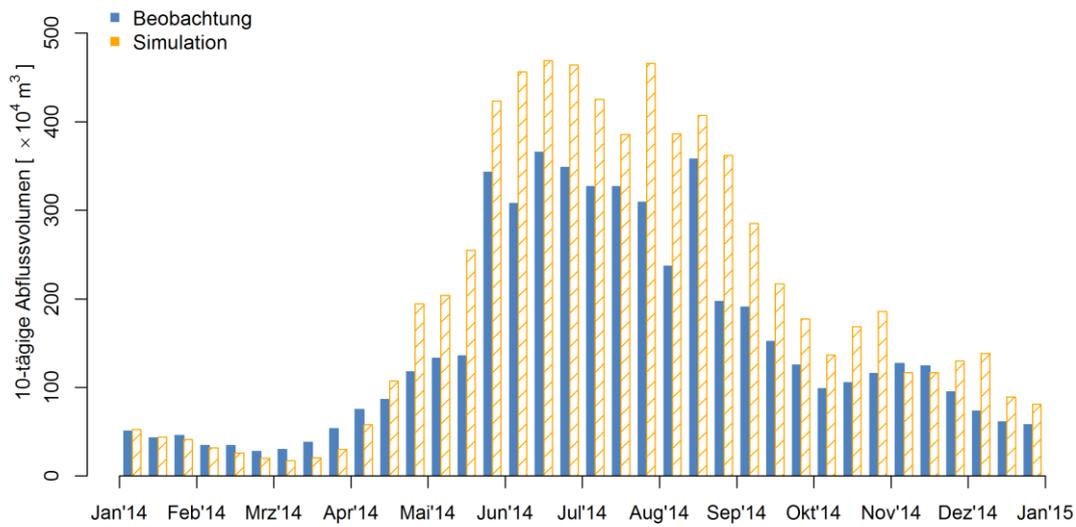


Abb. C-2- 28: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2014, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

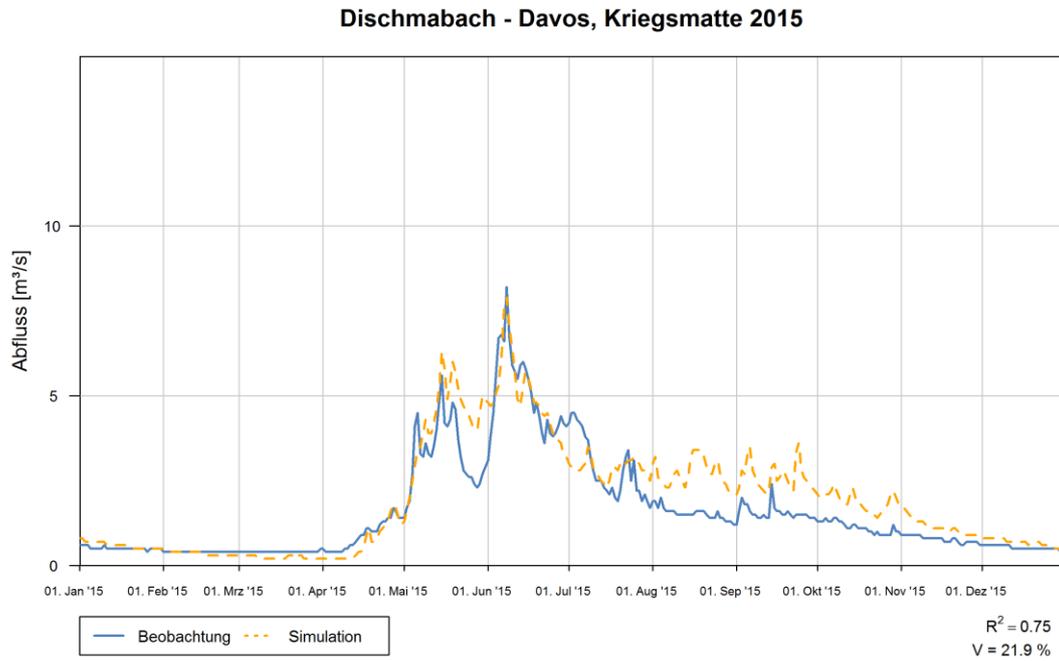


Abb. C-2- 29: Abflussganglinie des Jahres 2015, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

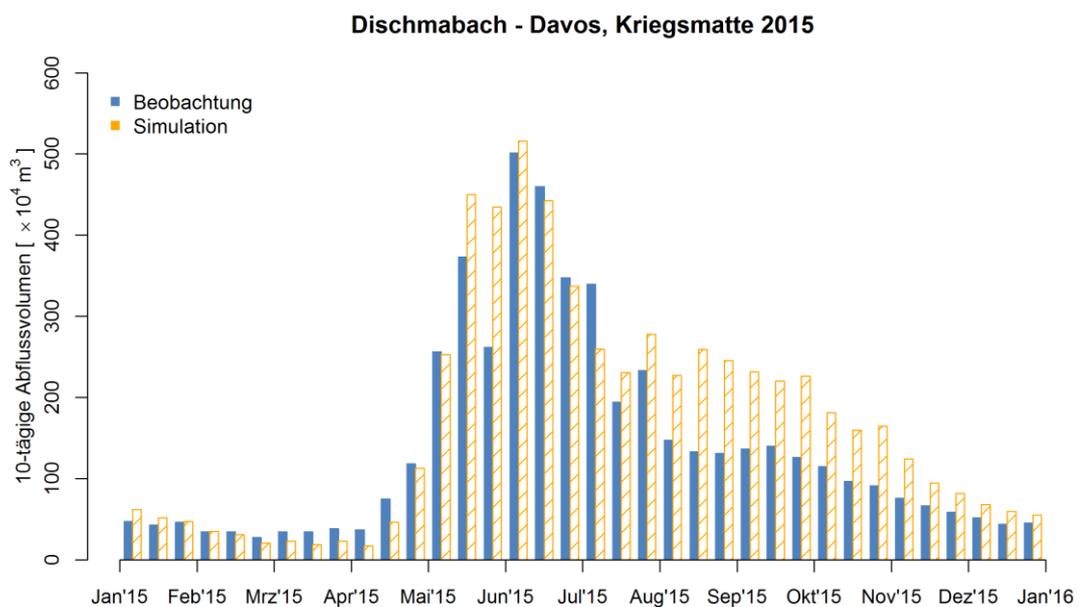


Abb. C-2- 30: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2015, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

C.3 Abflussganglinien EMR

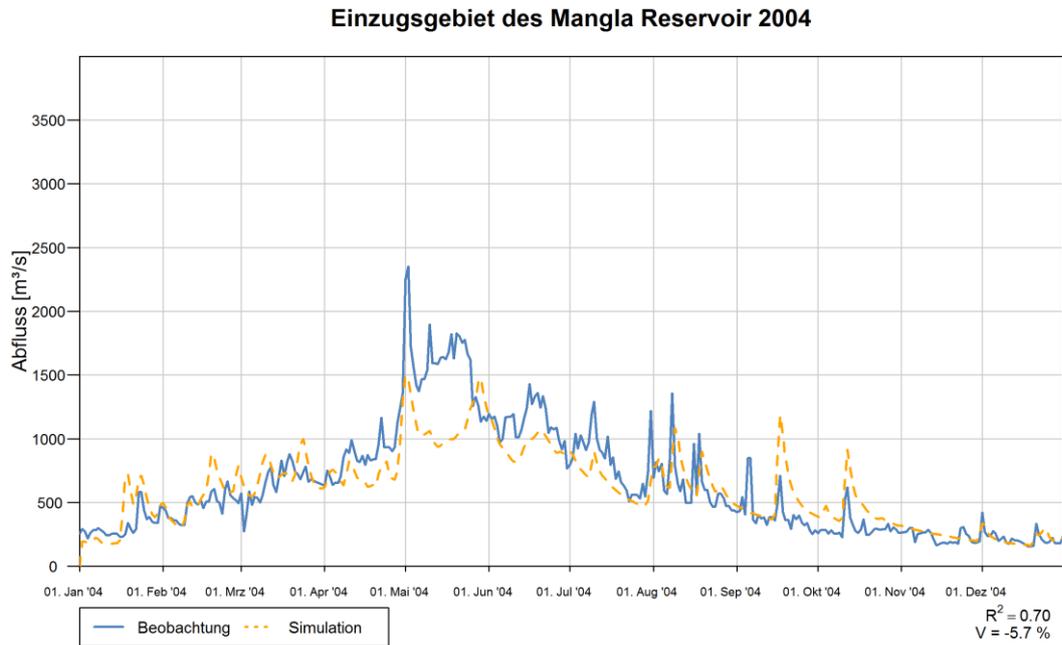


Abb. C-3- 1: Abflussganglinie des Jahres 2004, EMR

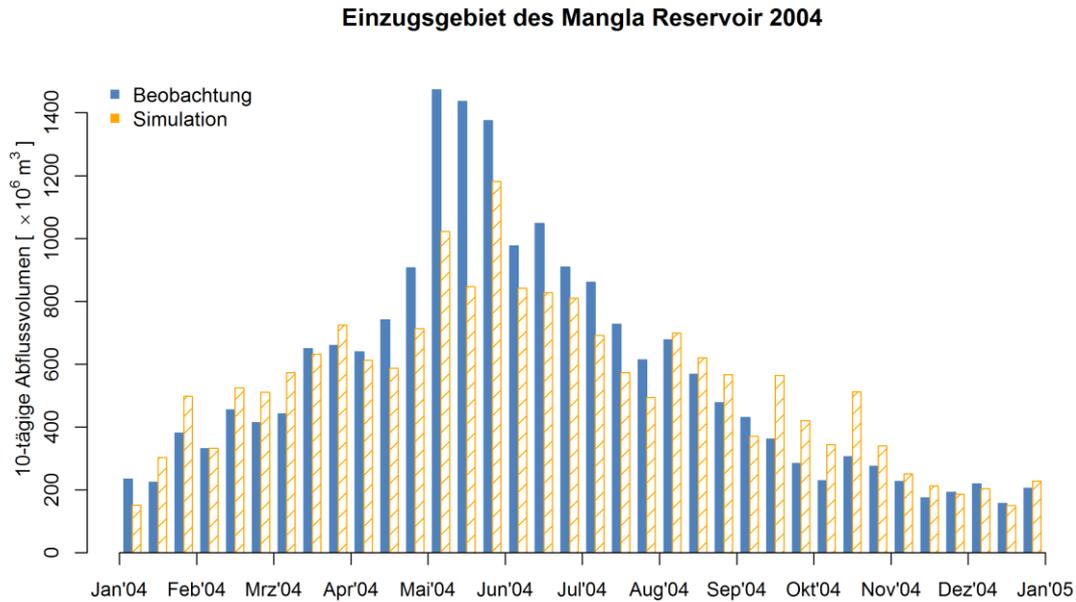


Abb. C-3- 2: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2004, EMR

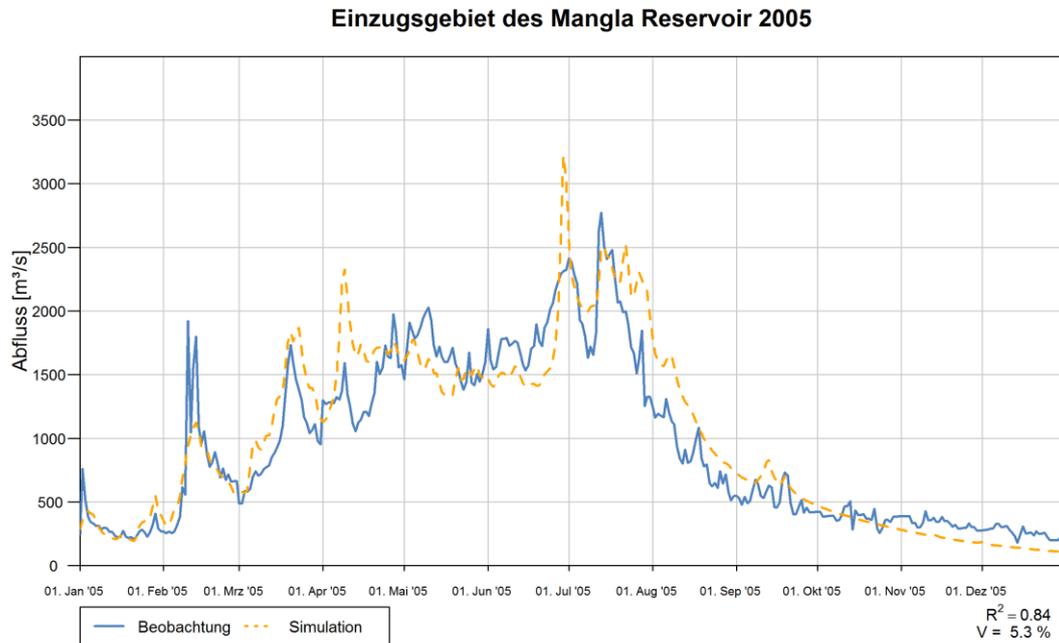


Abb. C-3- 3: Abflussganglinie des Jahres 2005, EMR

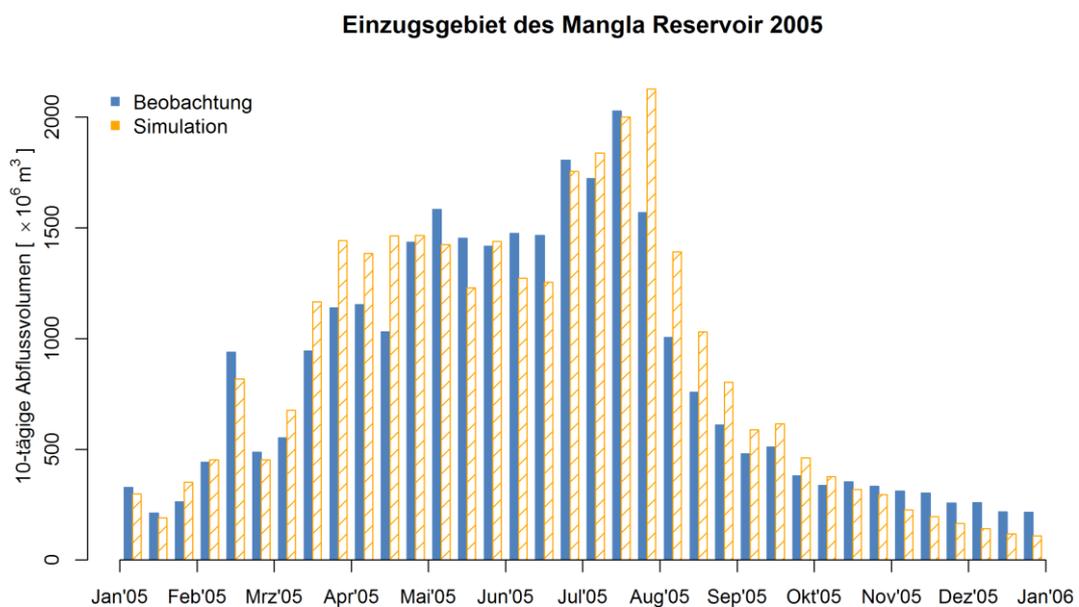


Abb. C-3- 4: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2005, EMR

Einzugsgebiet des Mangla Reservoir 2006

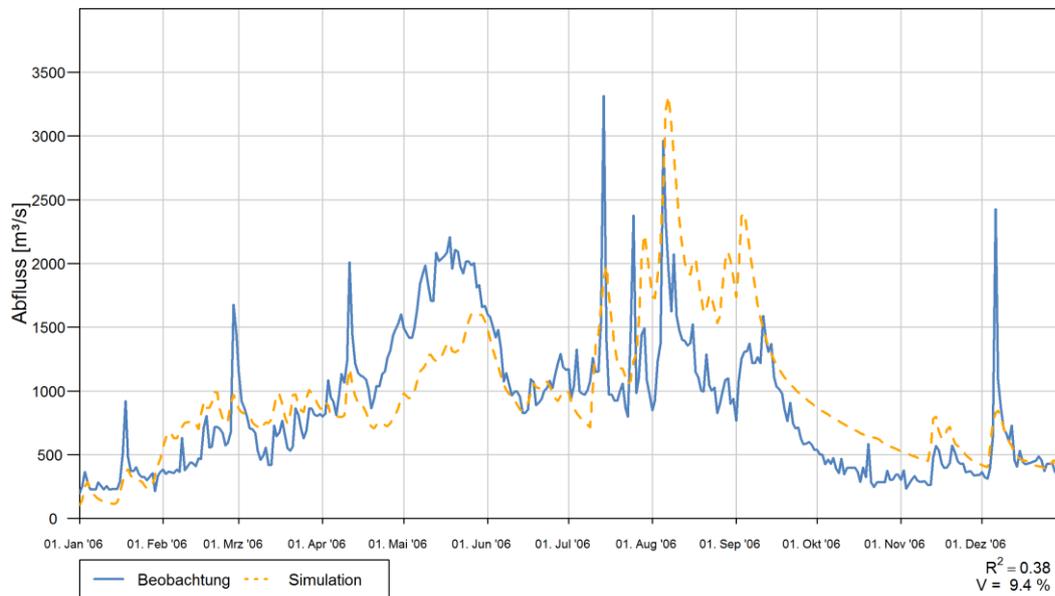


Abb. C-3- 5: Abflussganglinie des Jahres 2006, EMR

Einzugsgebiet des Mangla Reservoir 2006

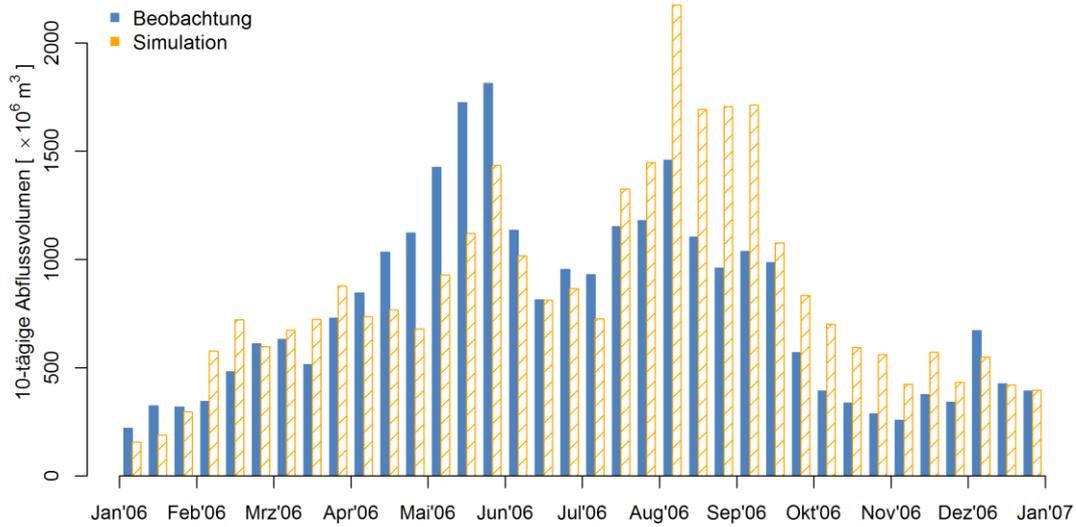


Abb. C-3- 6: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2006, EMR

Einzugsgebiet des Mangla Reservoir 2007

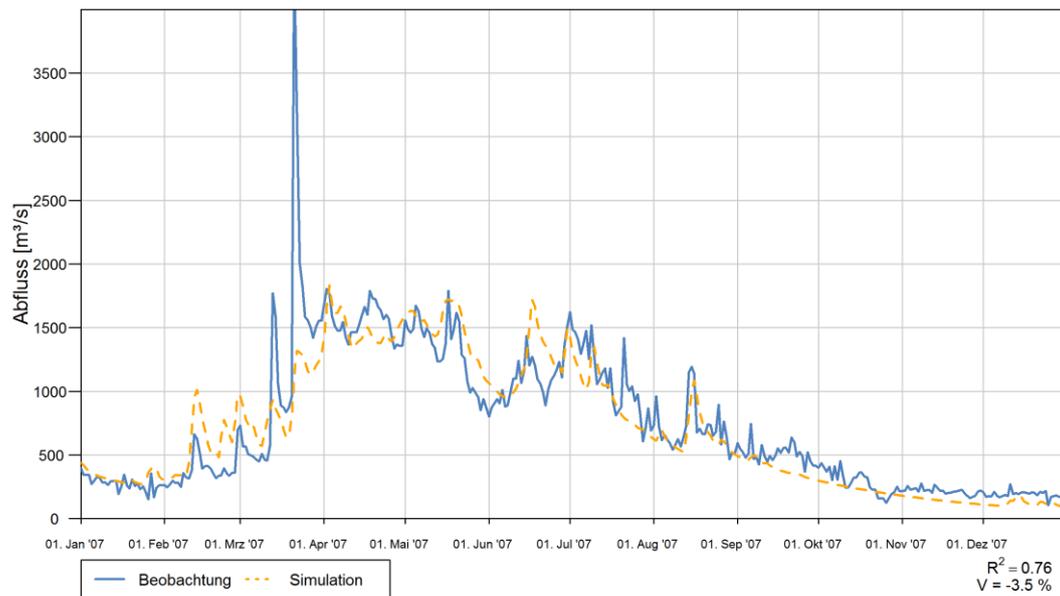


Abb. C-3- 7: Abflussganglinie des Jahres 2007, EMR

Einzugsgebiet des Mangla Reservoir 2007

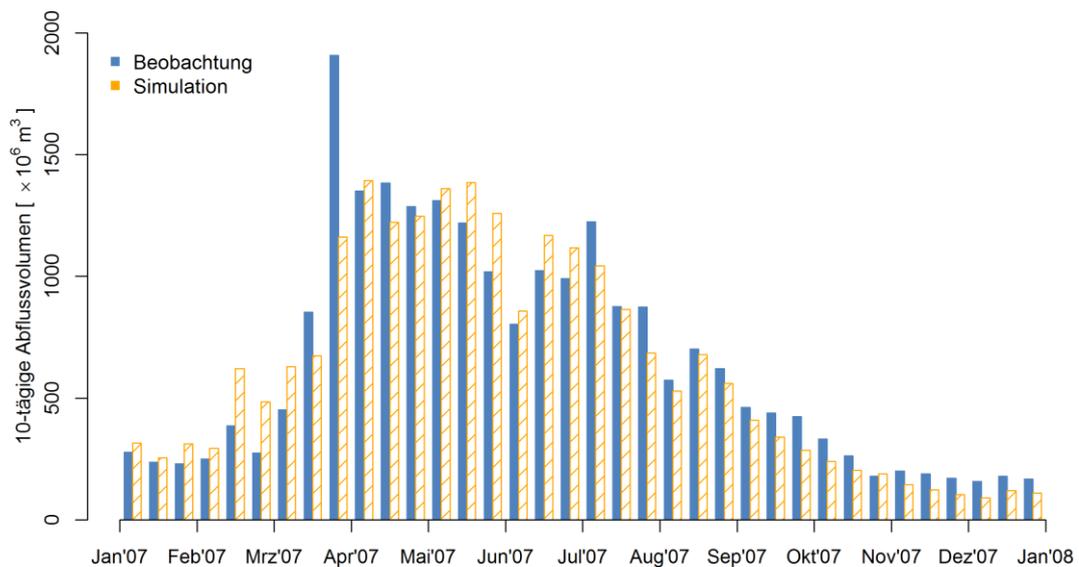


Abb. C-3- 8: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2007, EMR

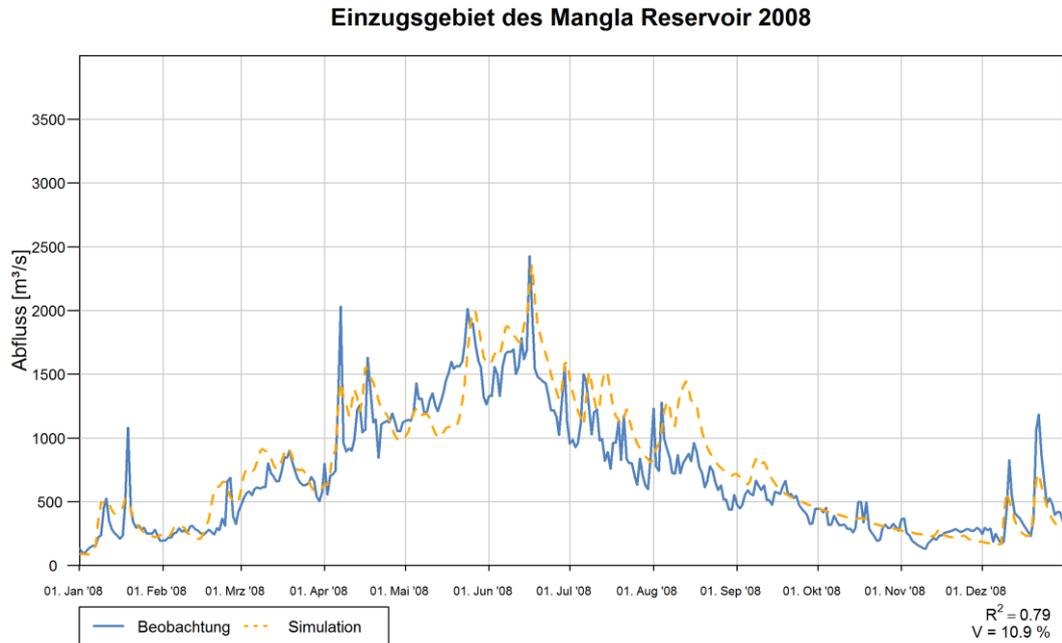


Abb. C-3- 9: Abflussganglinie des Jahres 2008, EMR

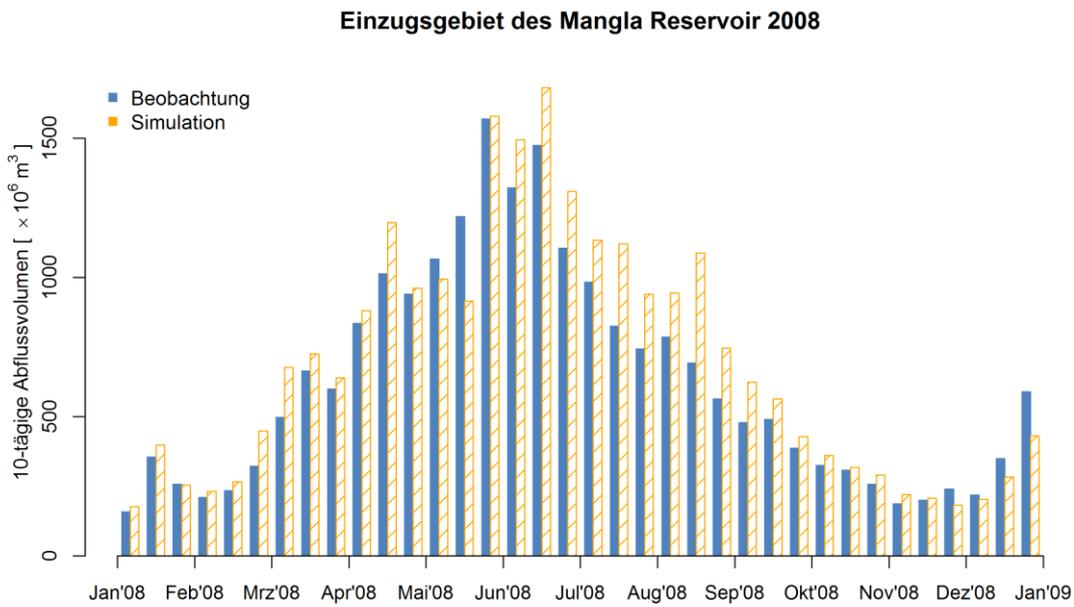


Abb. C-3- 10: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2008, EMR

Einzugsgebiet des Mangla Reservoir 2009

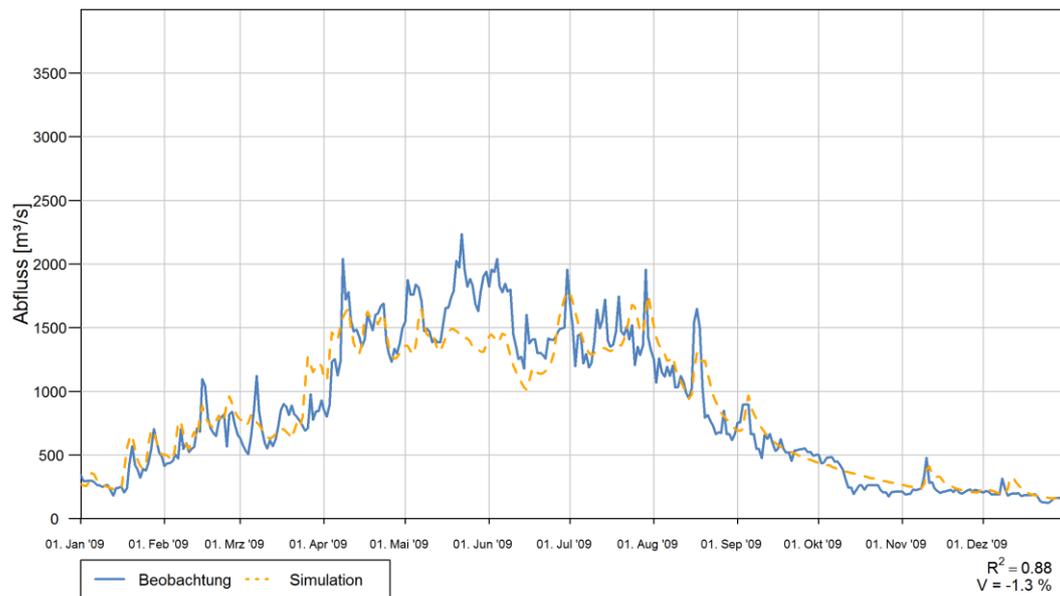


Abb. C-3- 11: Abflussganglinie des Jahres 2009, EMR

Einzugsgebiet des Mangla Reservoir 2009

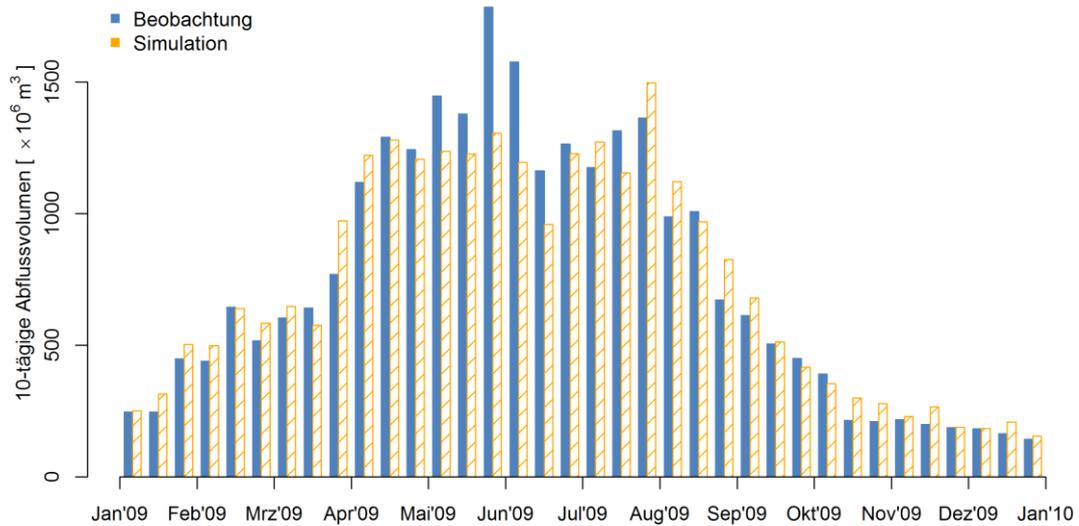


Abb. C-3- 12: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2009, EMR

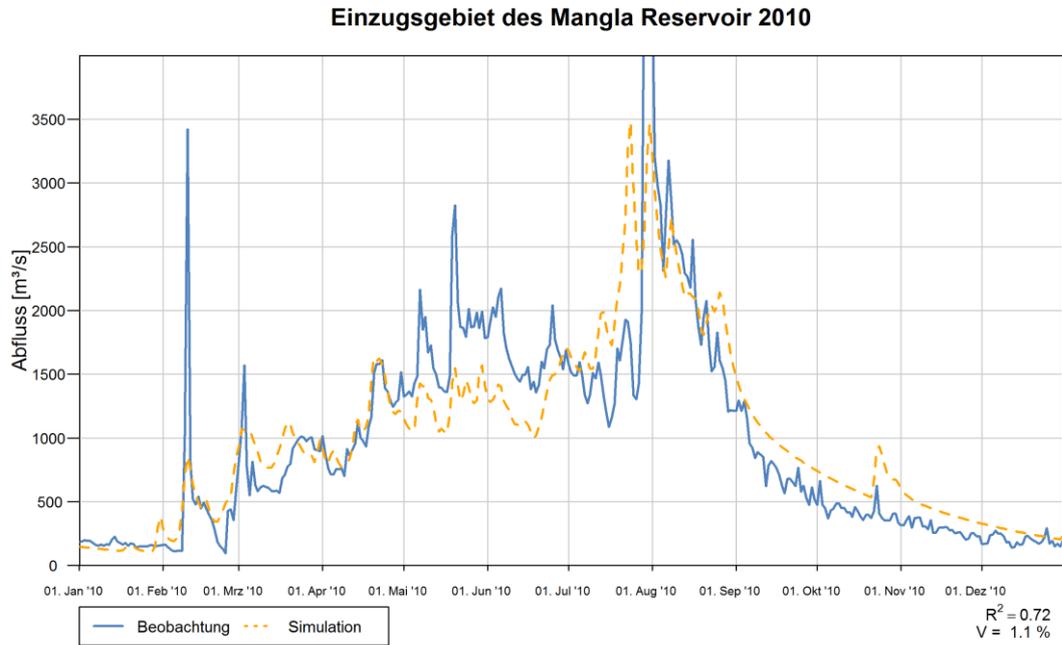


Abb. C-3- 13: Abflussganglinie des Jahres 2010, EMR

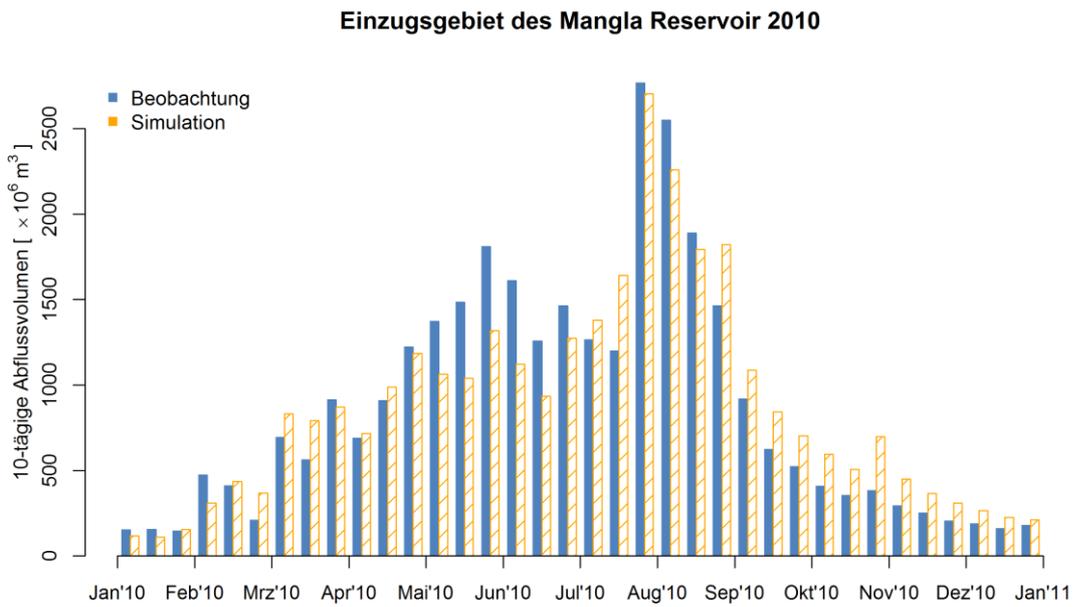


Abb. C-3- 14: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2010, EMR

Einzugsgebiet des Mangla Reservoir 2011

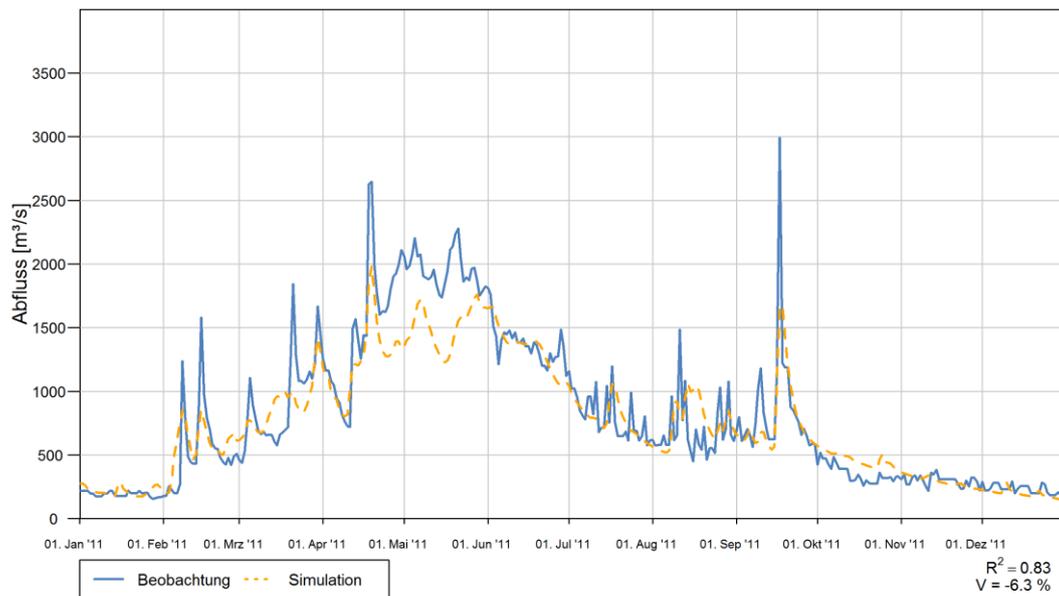


Abb. C-3- 15: Abflussganglinie des Jahres 2011, EMR

Einzugsgebiet des Mangla Reservoir 2011

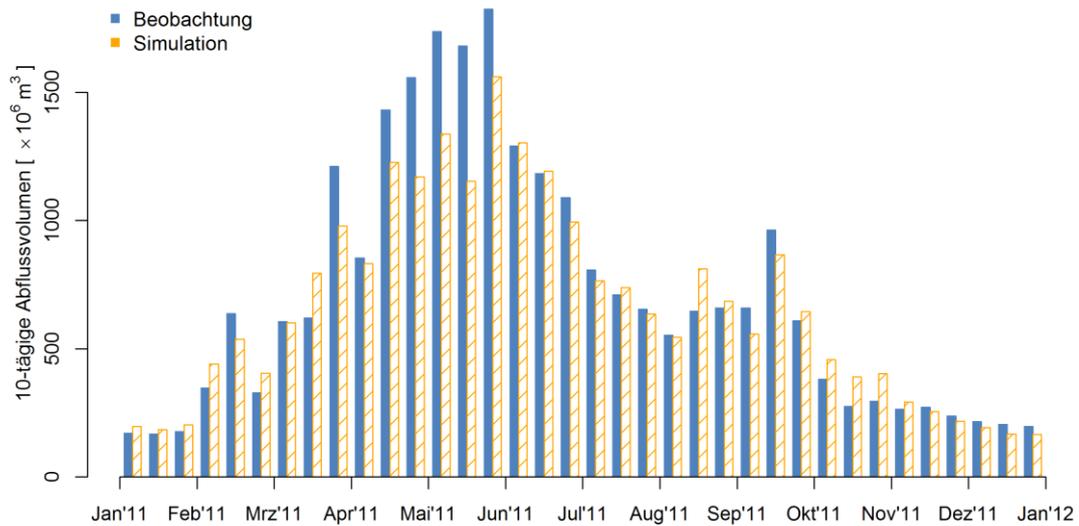


Abb. C-3- 16: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2011, EMR

D Ergebnisse Modellierung ANN

D.1 Abflussganglinien EZG-L

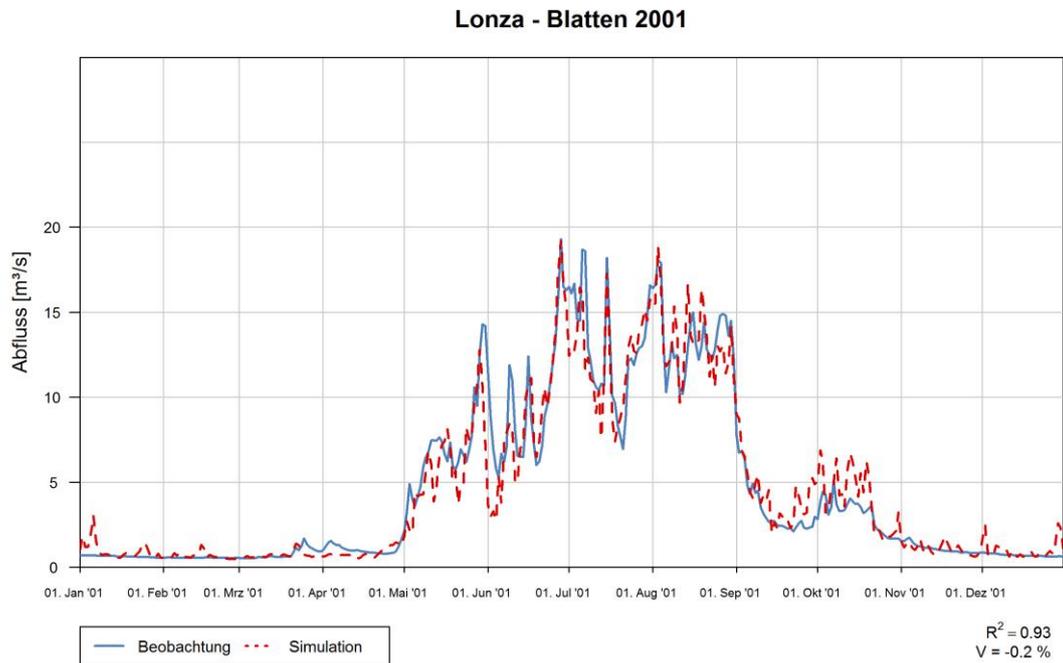


Abb. D-1- 1: Abflussganglinie des Jahres 2001, Lonza - Blatten

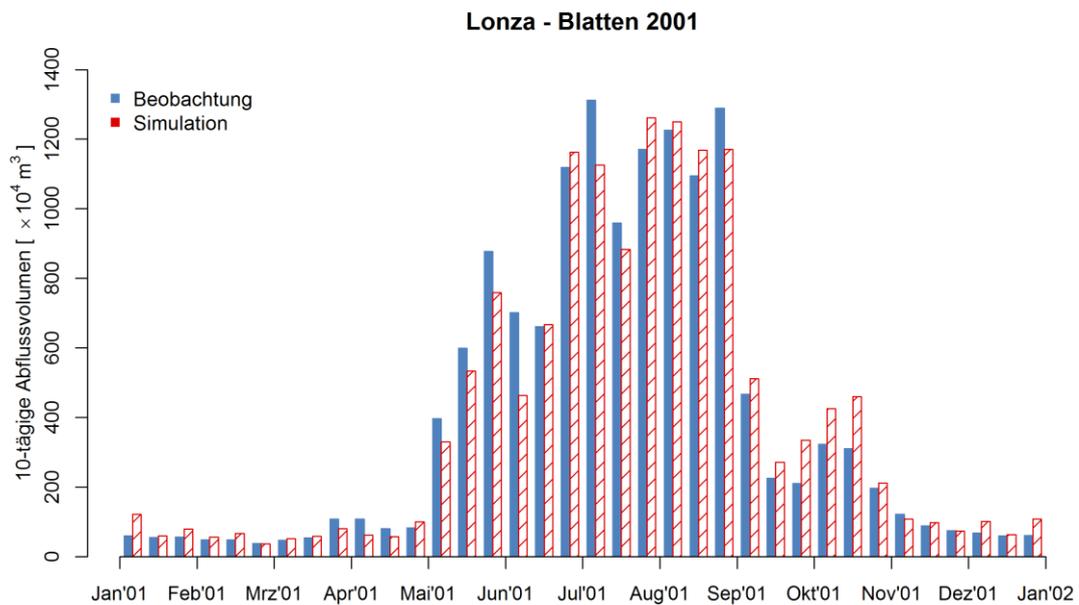


Abb. D-1- 2: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2001, Lonza - Blatten

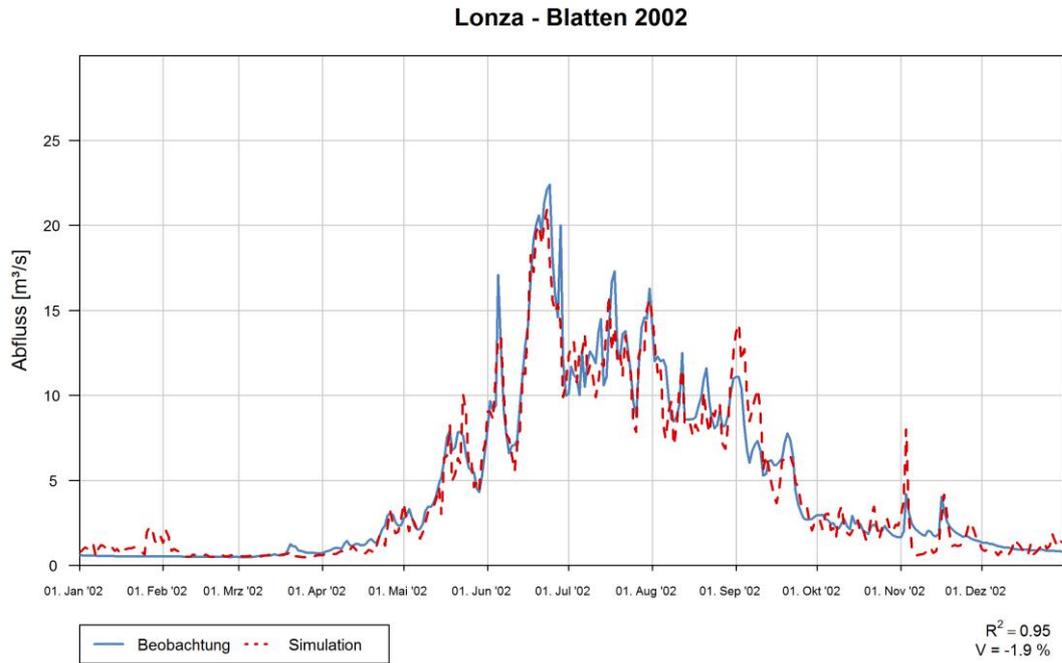


Abb. D-1- 3: Abflussganglinie des Jahres 2002, Lonza - Blatten

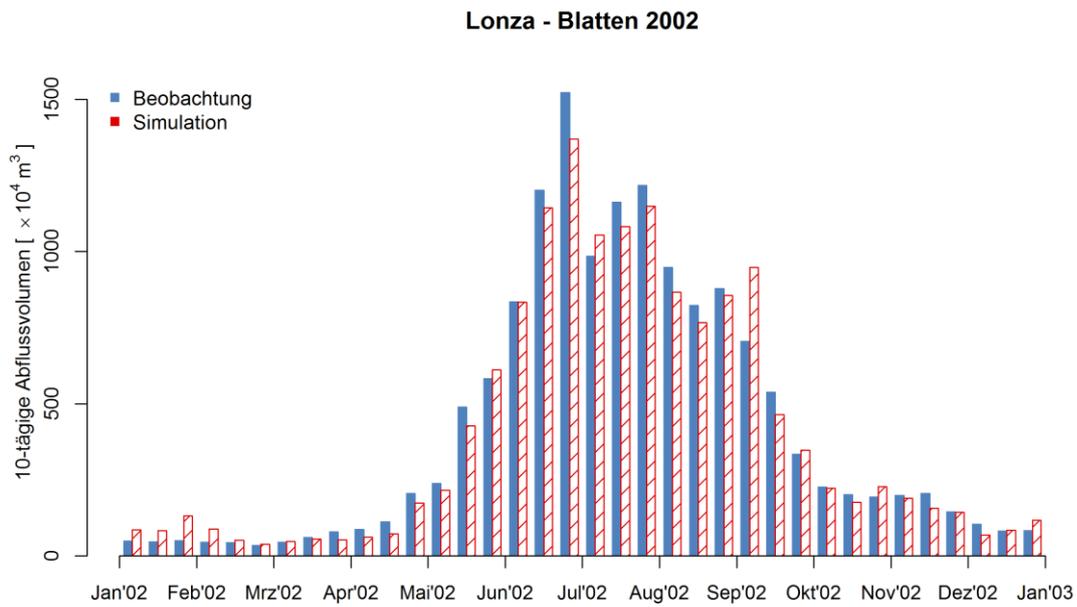


Abb. D-1- 4: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2002, Lonza - Blatten

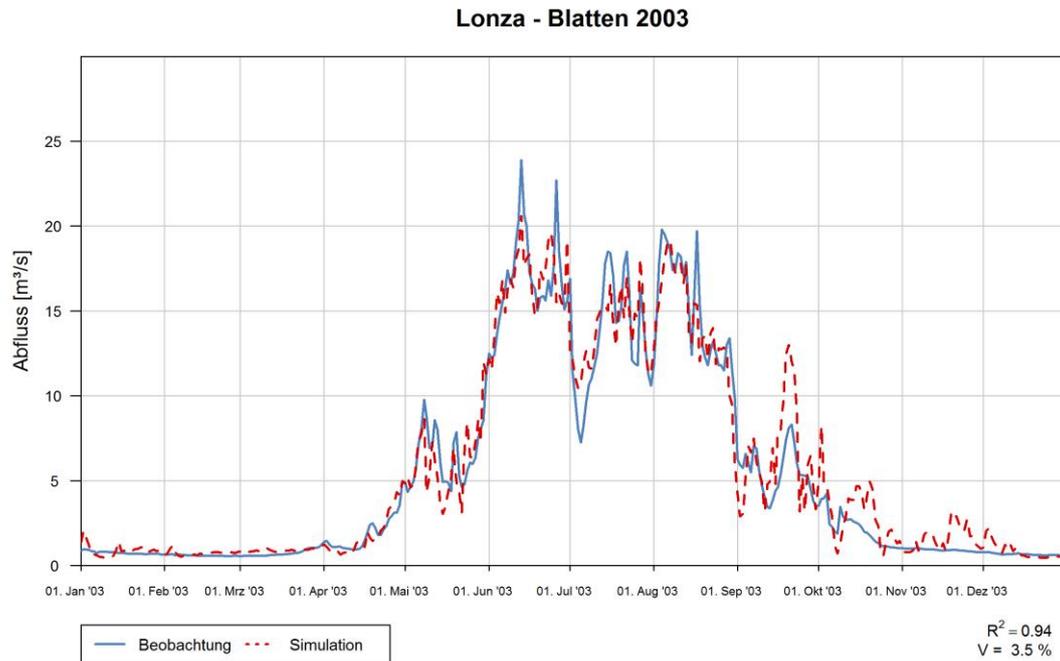


Abb. D-1- 5: Abflussganglinie des Jahres 2003, Lonza - Blatten

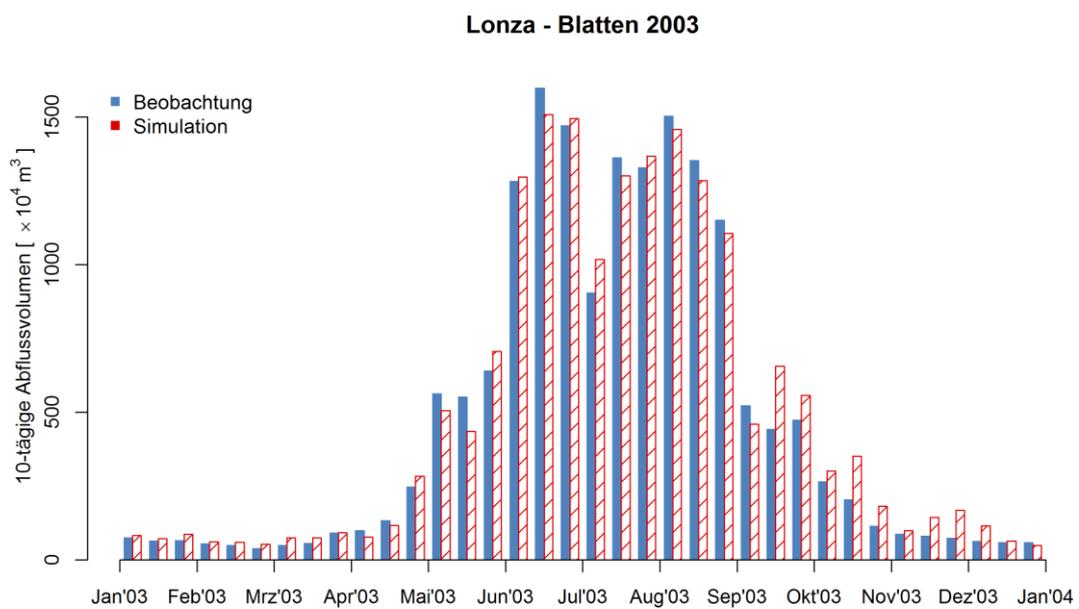


Abb. D-1- 6: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2003, Lonza - Blatten

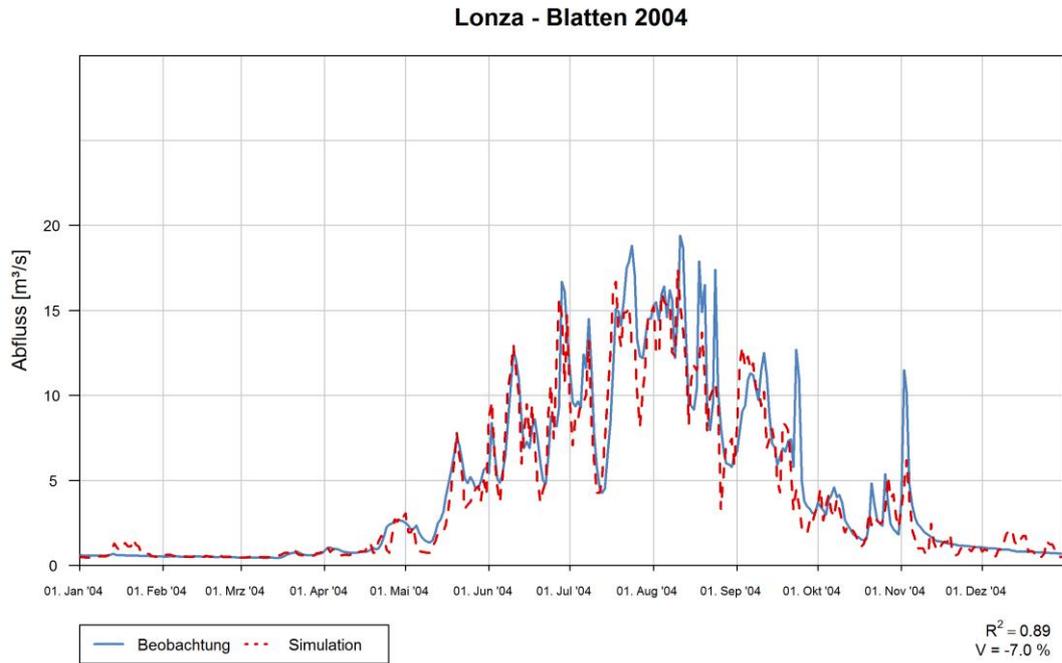


Abb. D-1- 7: Abflussganglinie des Jahres 2004, Lonza - Blatten

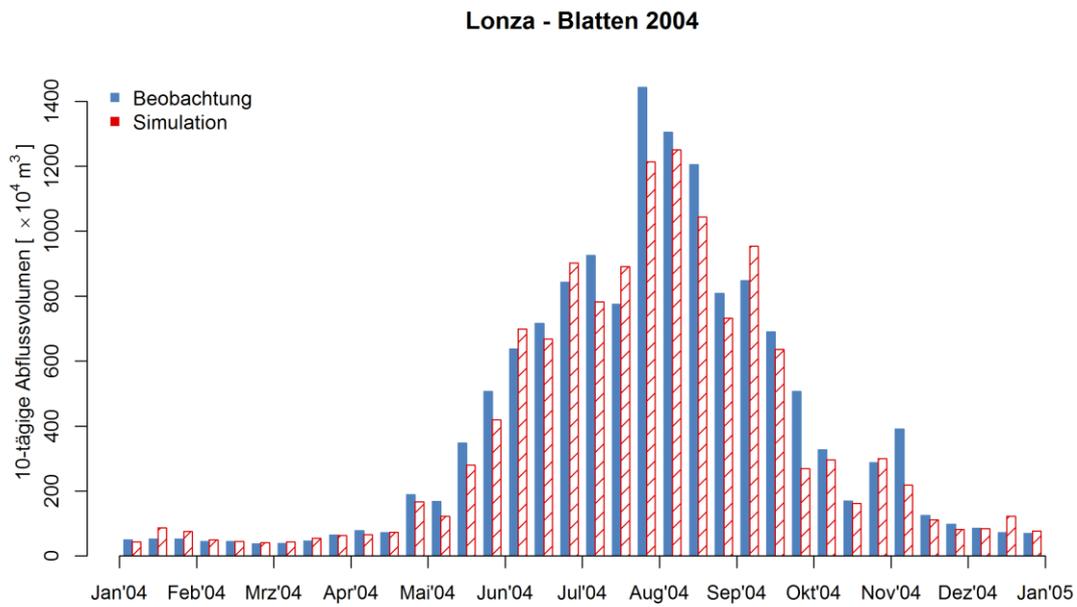


Abb. D-1- 8: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2004, Lonza - Blatten

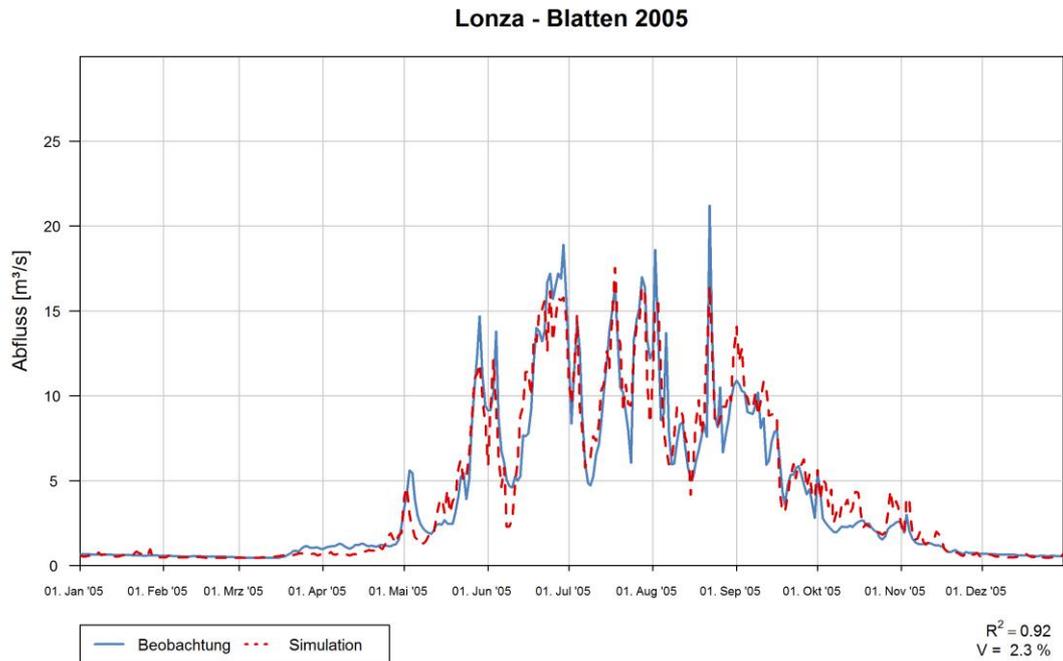


Abb. D-1- 9: Abflussganglinie des Jahres 2005, Lonza - Blatten

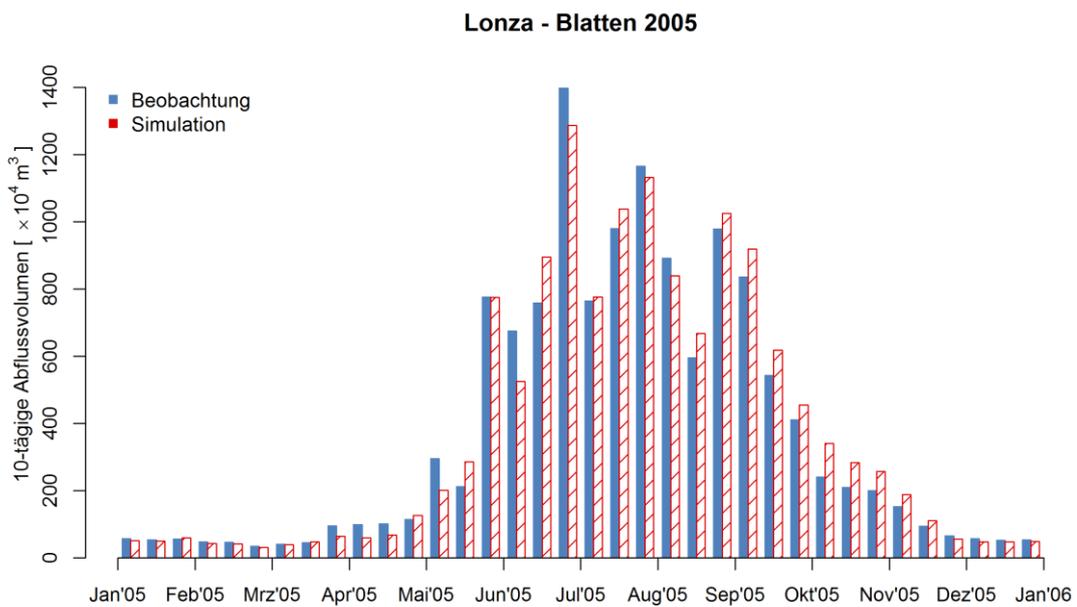


Abb. D-1- 10: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2005, Lonza - Blatten

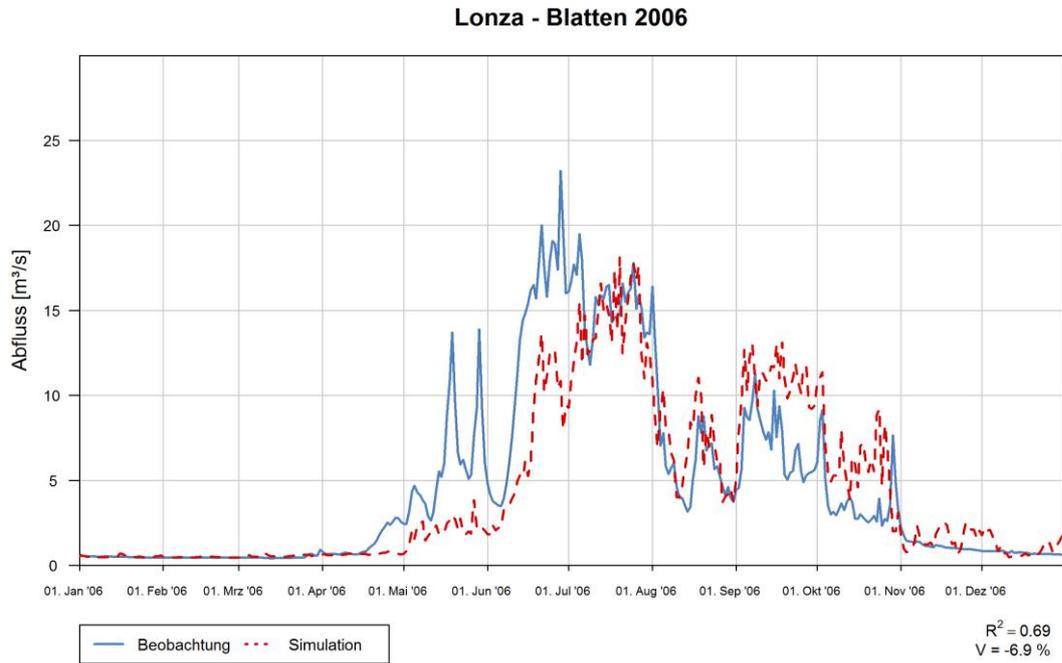


Abb. D-1- 11: Abflussganglinie des Jahres 2006, Lonza - Blatten

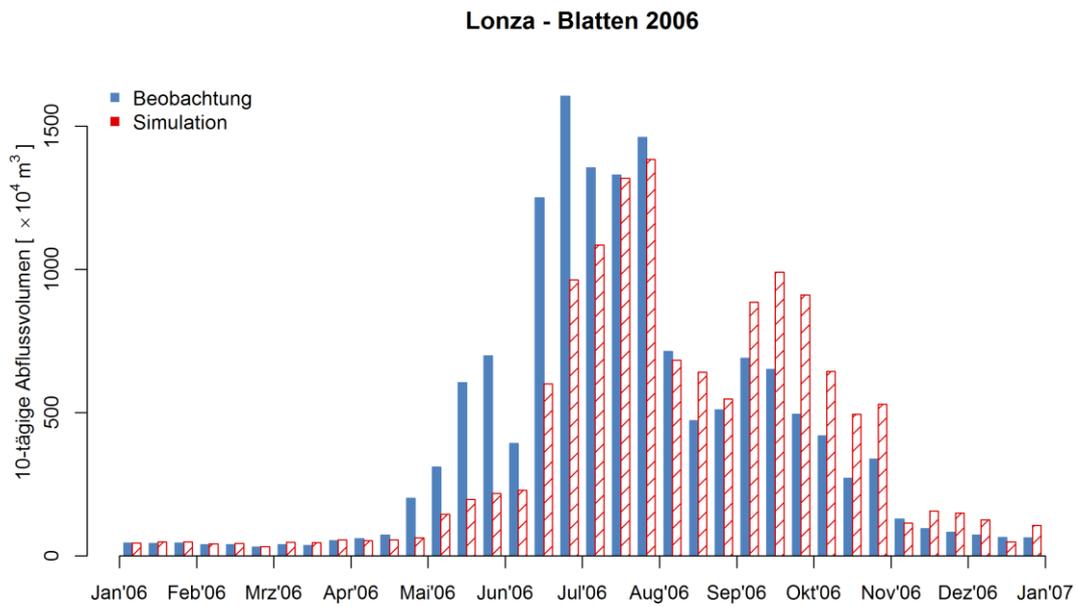


Abb. D-1- 12: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2006, Lonza - Blatten

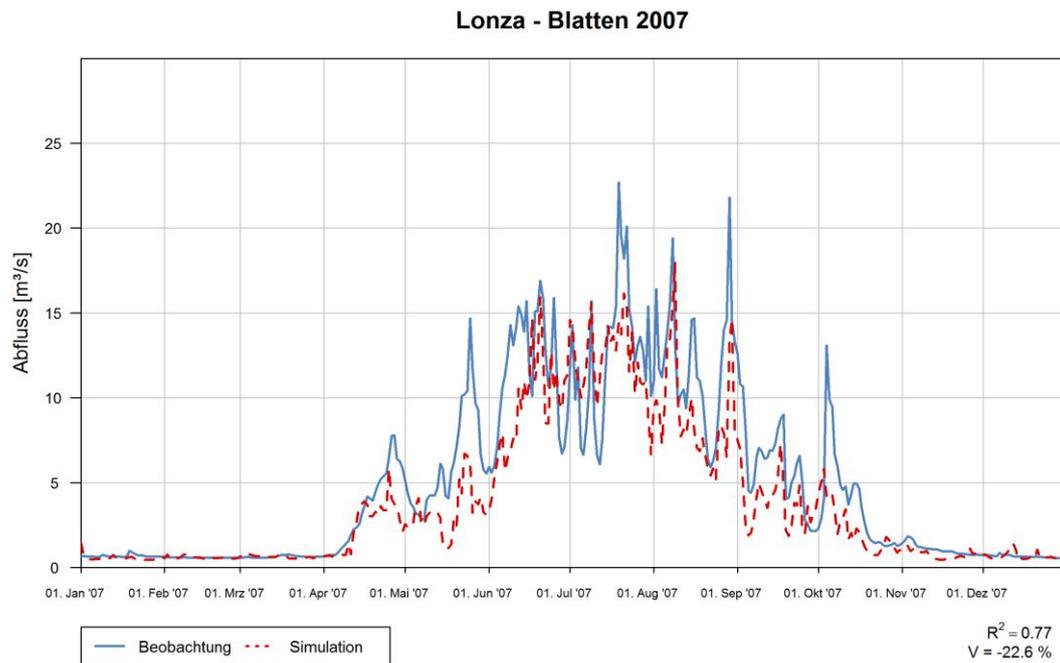


Abb. D-1- 13: Abflussganglinie des Jahres 2007, Lonza - Blatten

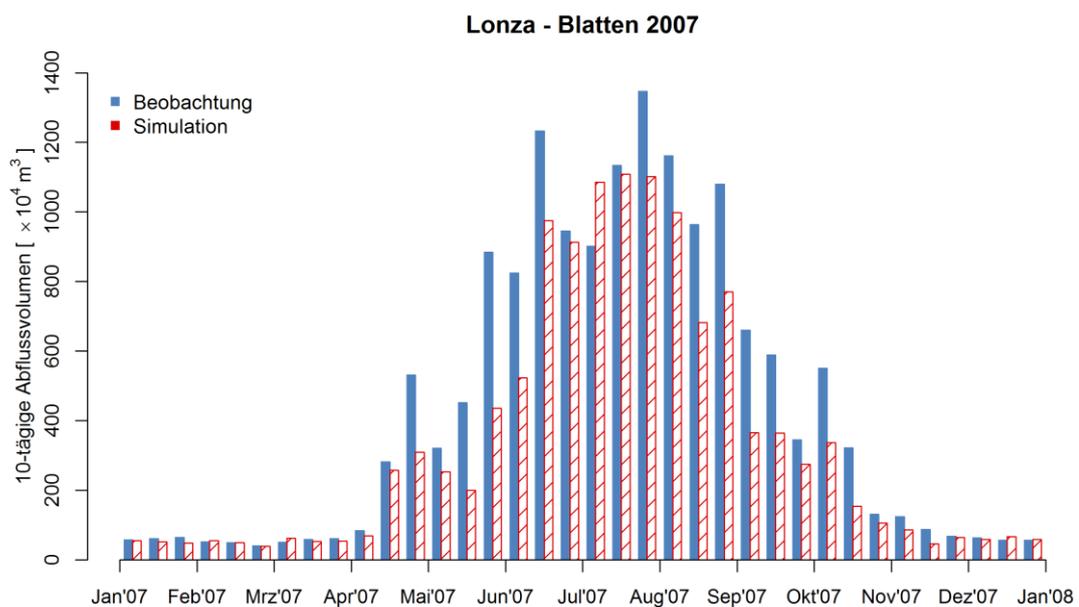


Abb. D-1- 14: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2007, Lonza - Blatten

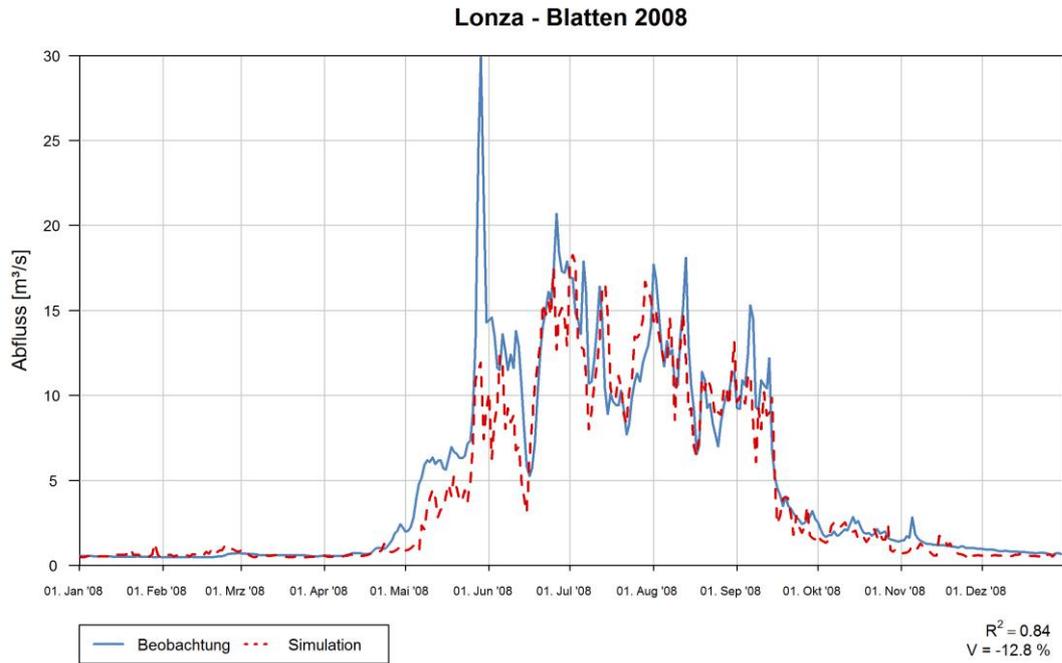


Abb. D-1- 15: Abflussganglinie des Jahres 2008, Lonza - Blatten

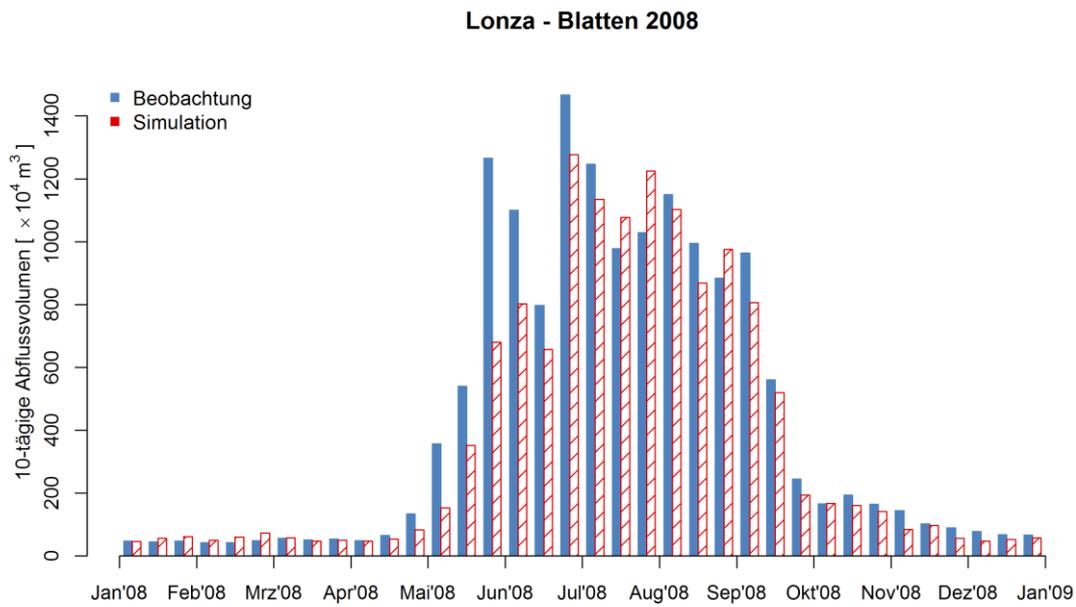


Abb. D-1- 16: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2008, Lonza - Blatten

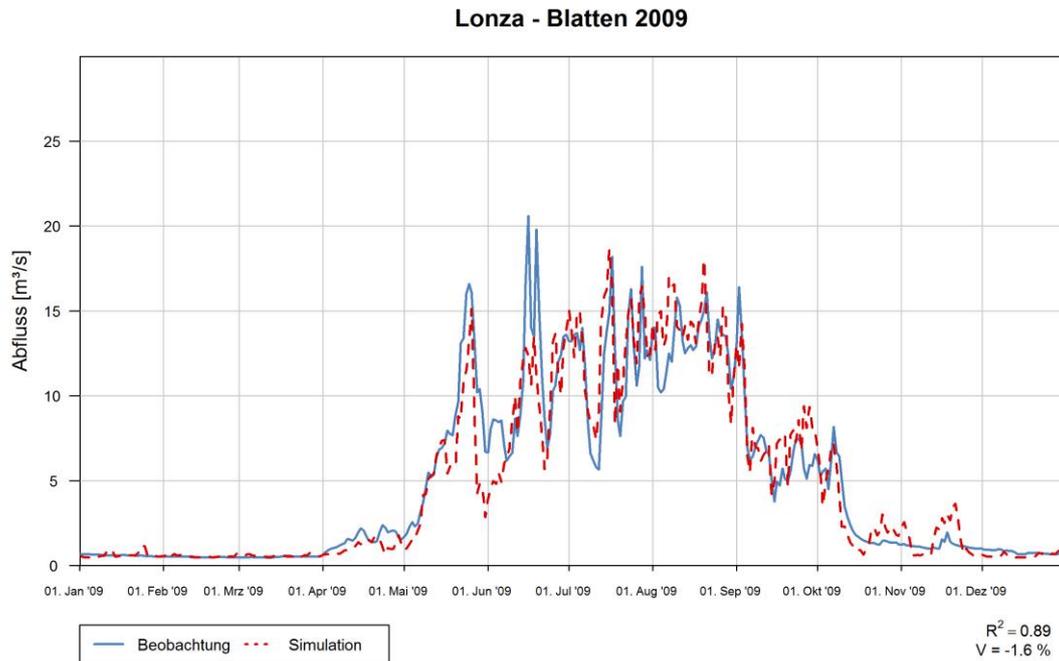


Abb. D-1- 17: Abflussganglinie des Jahres 2009, Lonza - Blatten

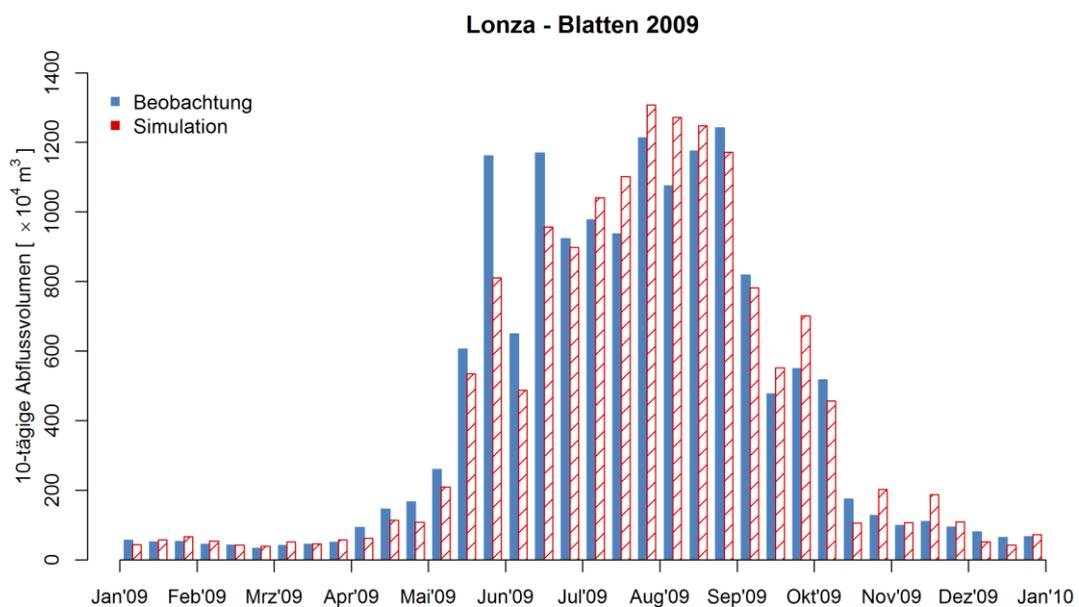


Abb. D-1- 18: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2009, Lonza - Blatten

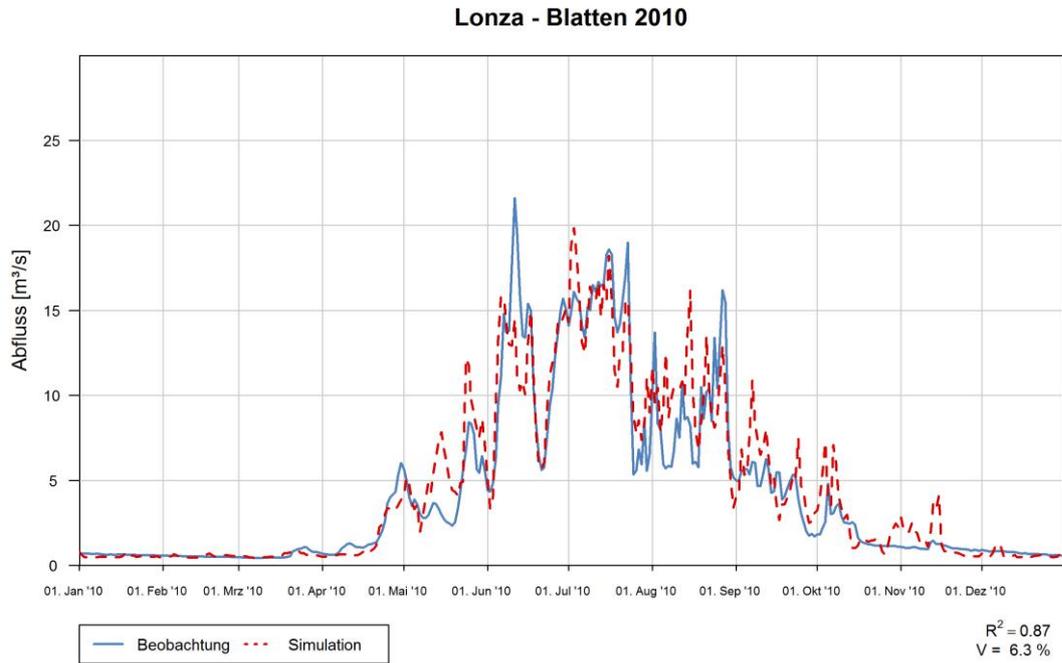


Abb. D-1- 19: Abflussganglinie des Jahres 2010, Lonza - Blatten

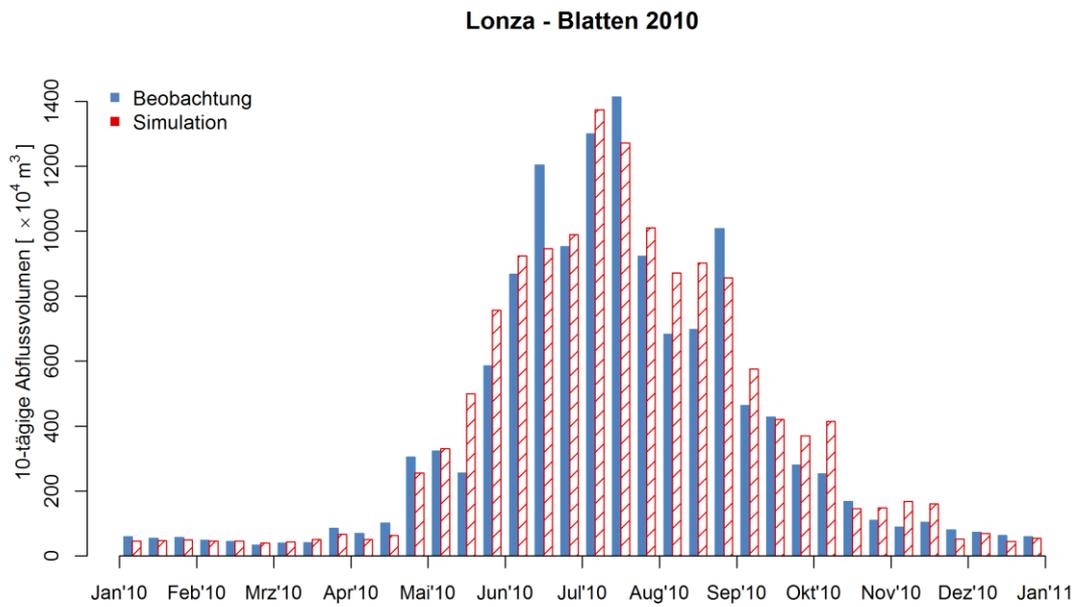


Abb. D-1- 20: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2010, Lonza - Blatten

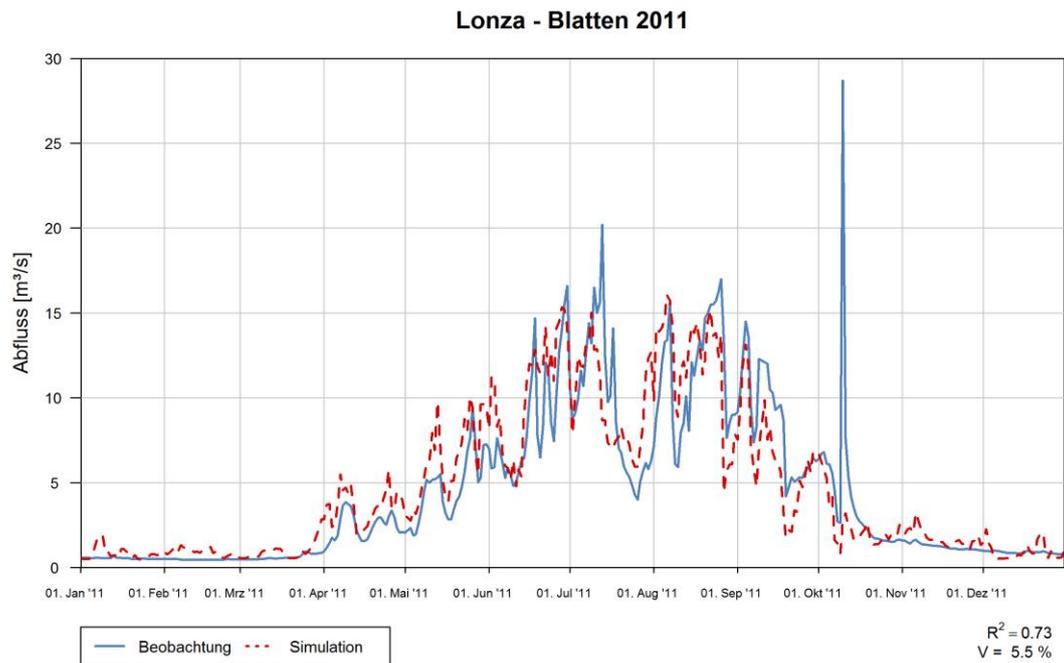


Abb. D-1- 21: Abflussganglinie des Jahres 2011, Lonza - Blatten

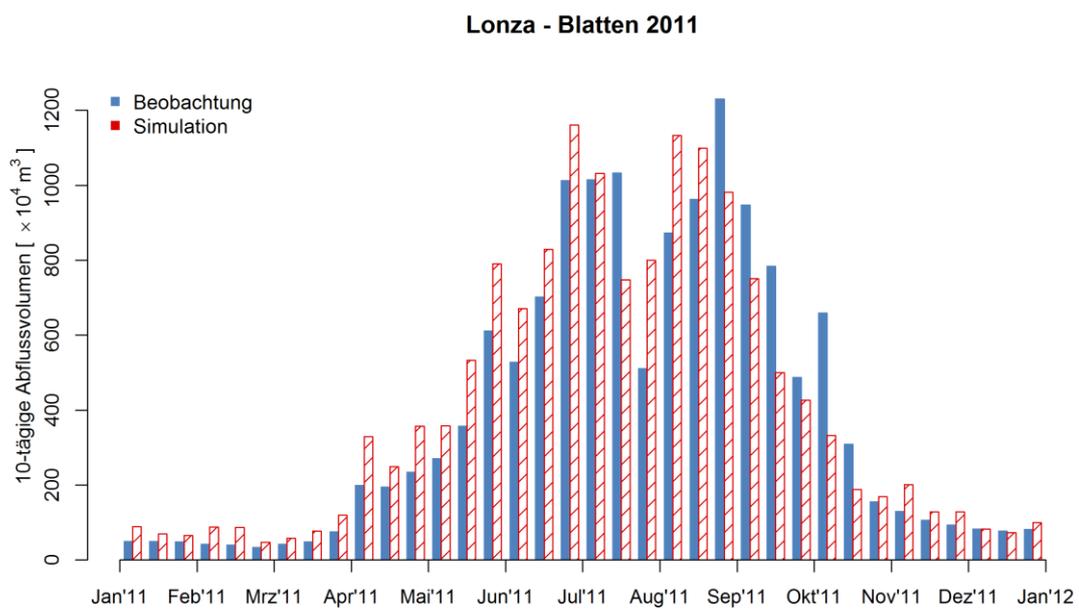


Abb. D-1- 22: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2011, Lonza - Blatten

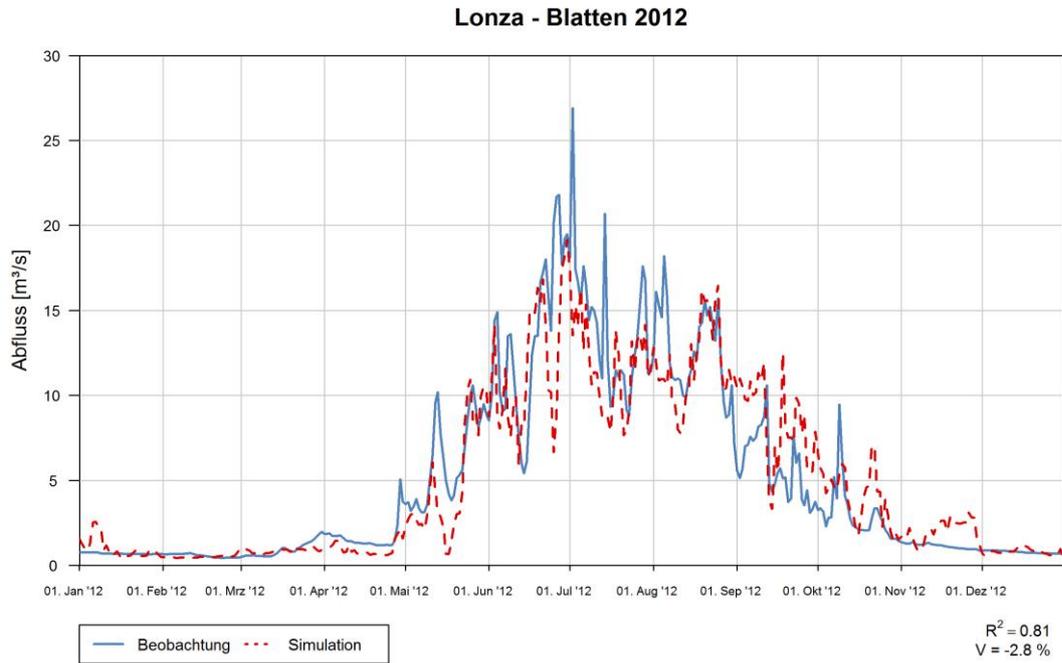


Abb. D-1- 23: Abflussganglinie des Jahres 2012, Lonza - Blatten

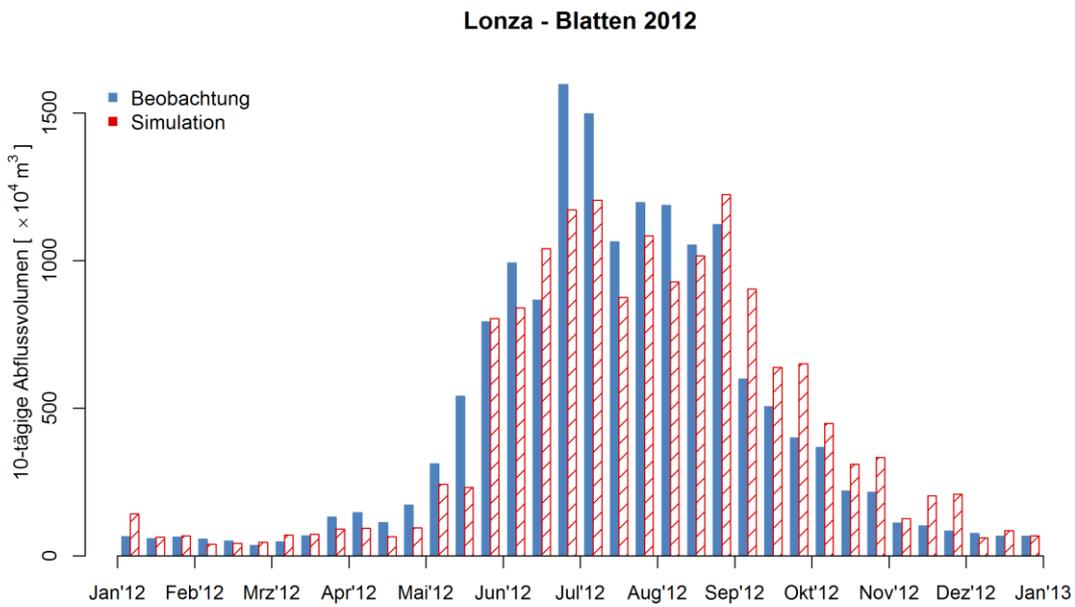


Abb. D-1- 24: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2012, Lonza - Blatten

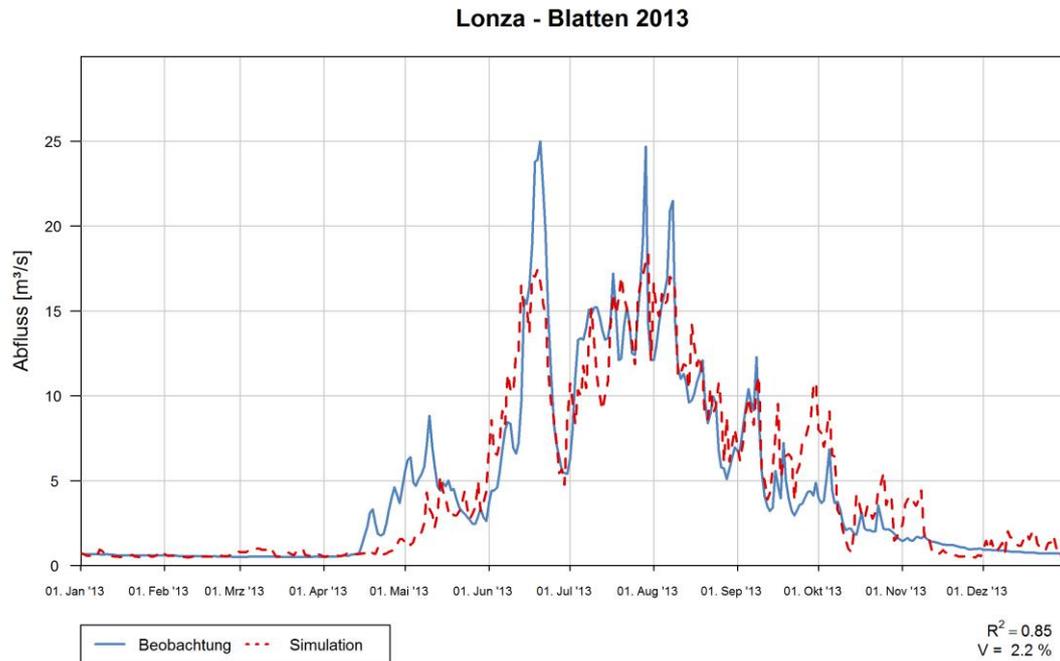


Abb. D-1- 25: Abflussganglinie des Jahres 2013, Lonza - Blatten

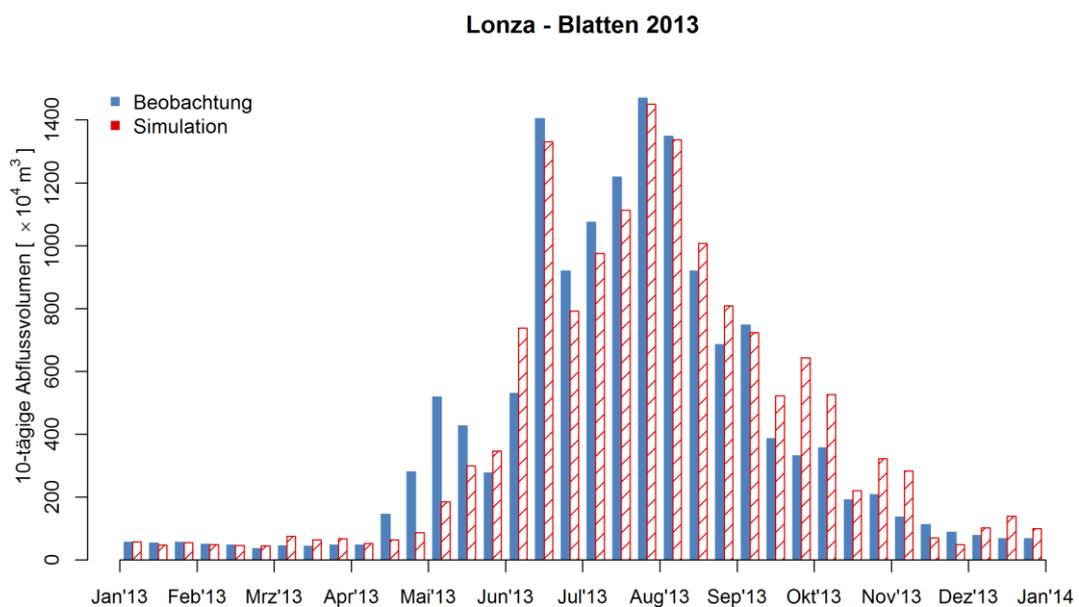


Abb. D-1- 26: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2013, Lonza - Blatten

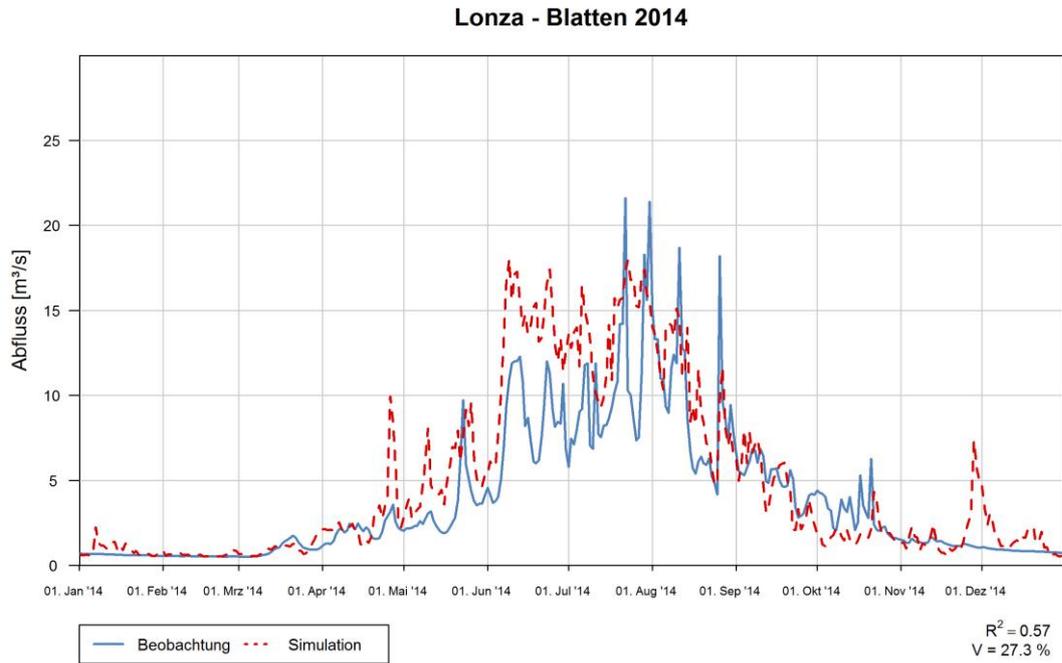


Abb. D-1- 27: Abflussganglinie des Jahres 2014, Lonza - Blatten

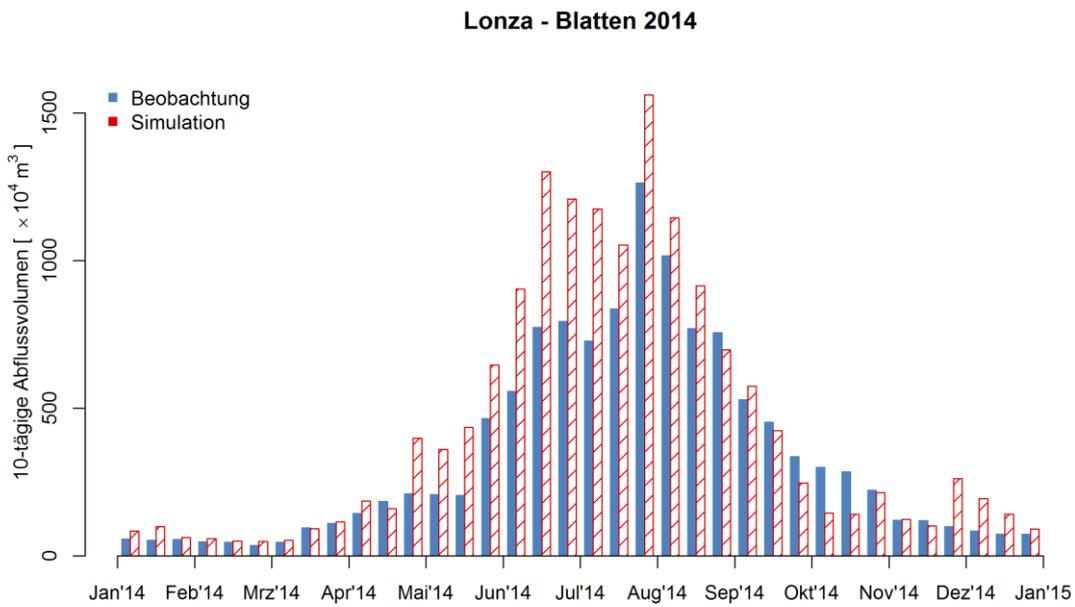


Abb. D-1- 28: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2014, Lonza - Blatten

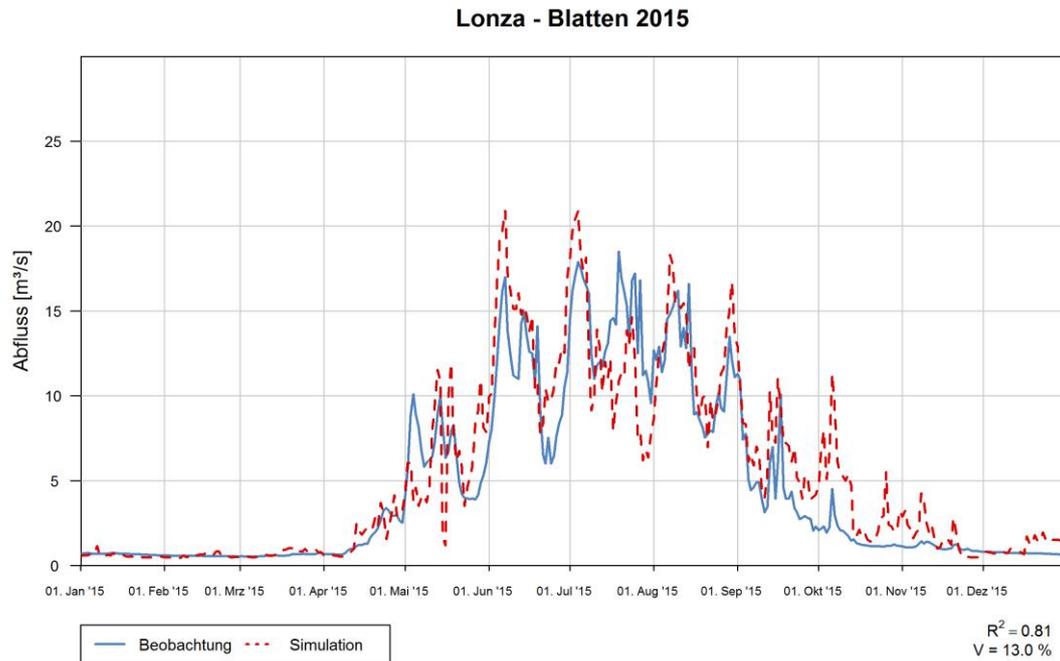


Abb. D-1- 29: Abflussganglinie des Jahres 2015, Lonza - Blatten

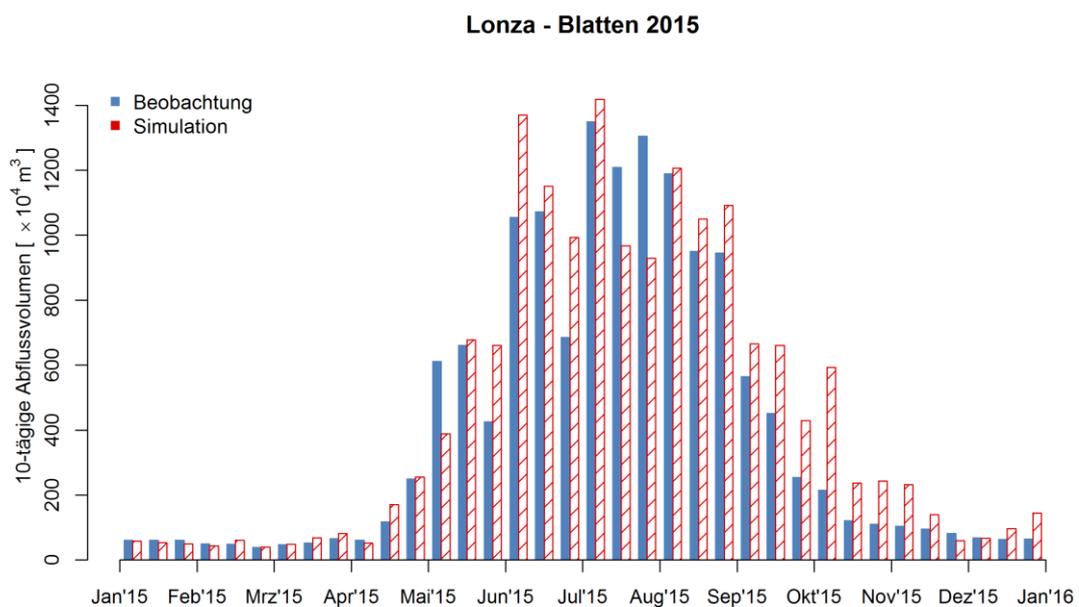


Abb. D-1- 30: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2015, Lonza - Blatten

D.2 Abflussganglinien EZG-D

Dischmabach - Davos, Kriegsmatte 2001

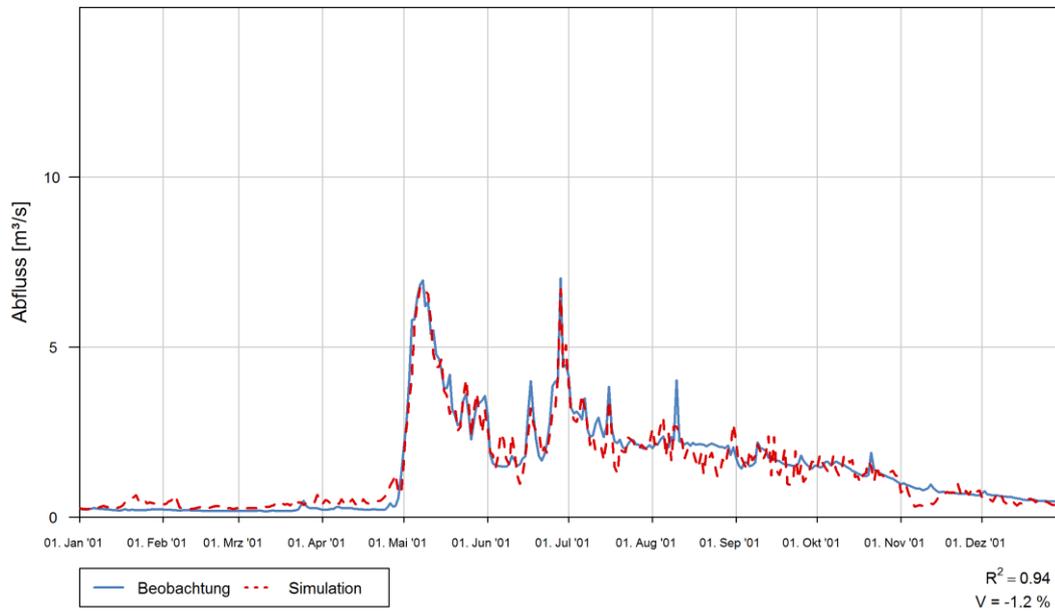


Abb. D-2- 1: Abflussganglinie des Jahres 2001, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

Dischmabach - Davos, Kriegsmatte 2001

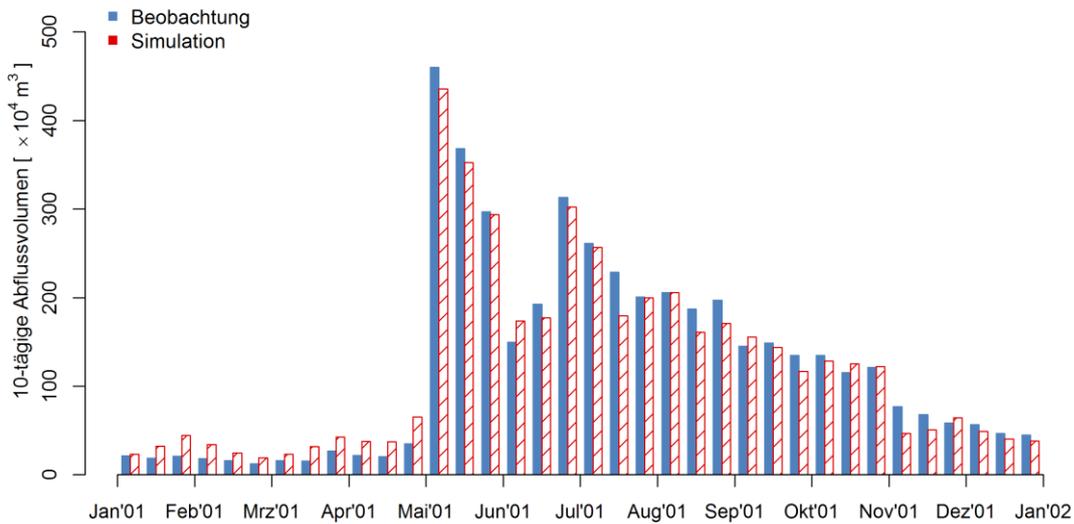


Abb. D-2- 2: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2001, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

Dischmabach - Davos, Kriegsmatte 2002

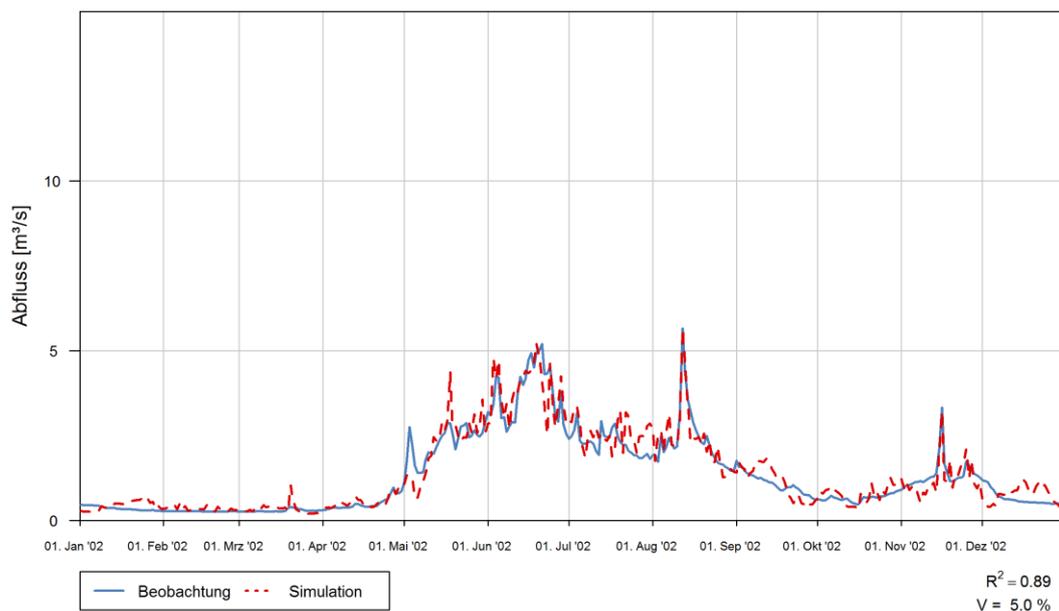


Abb. D-2- 3: Abflussganglinie des Jahres 2002, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

Dischmabach - Davos, Kriegsmatte 2002

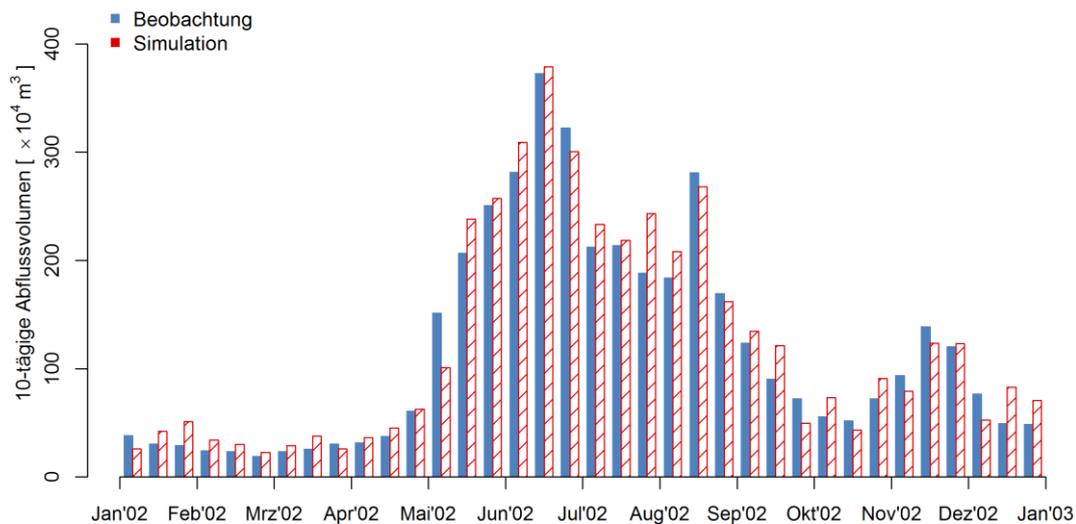


Abb. D-2- 4: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2002, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

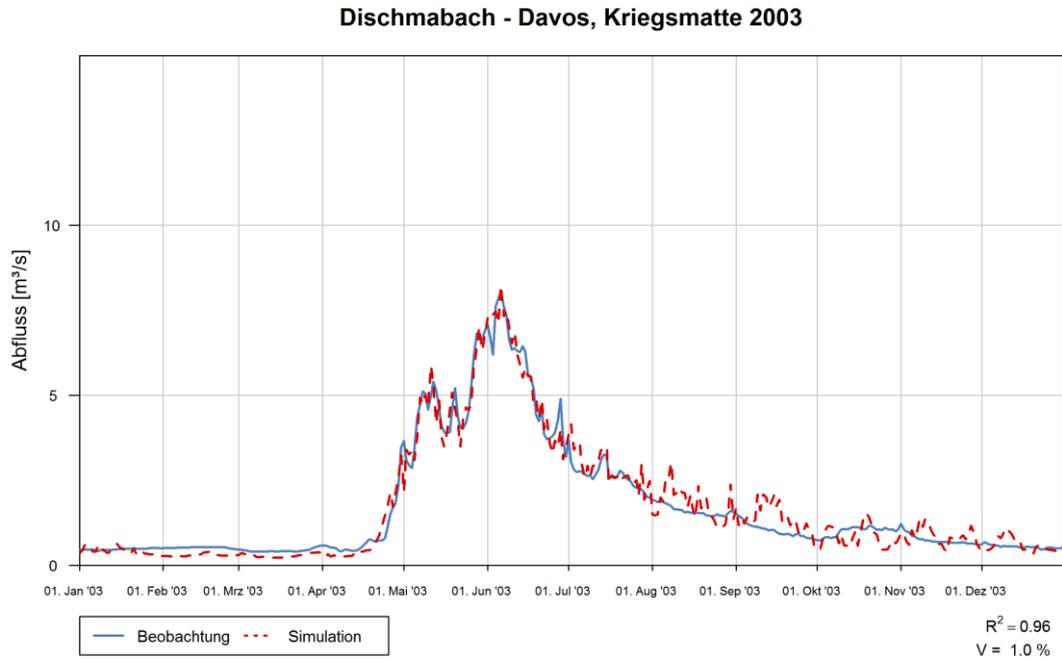


Abb. D-2- 5: Abflussganglinie des Jahres 2003, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

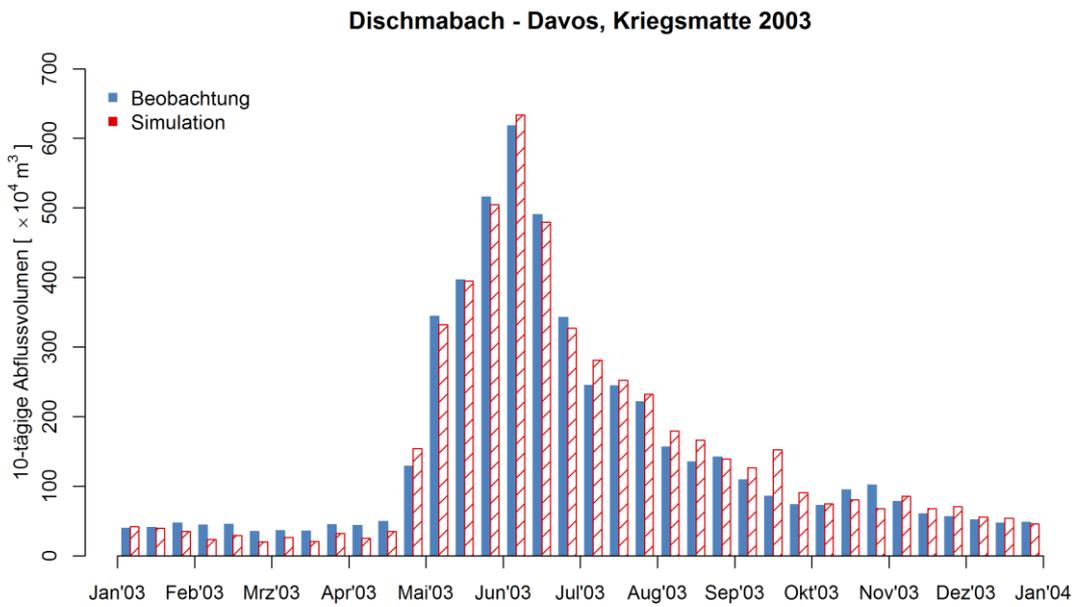


Abb. D-2- 6: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2003, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

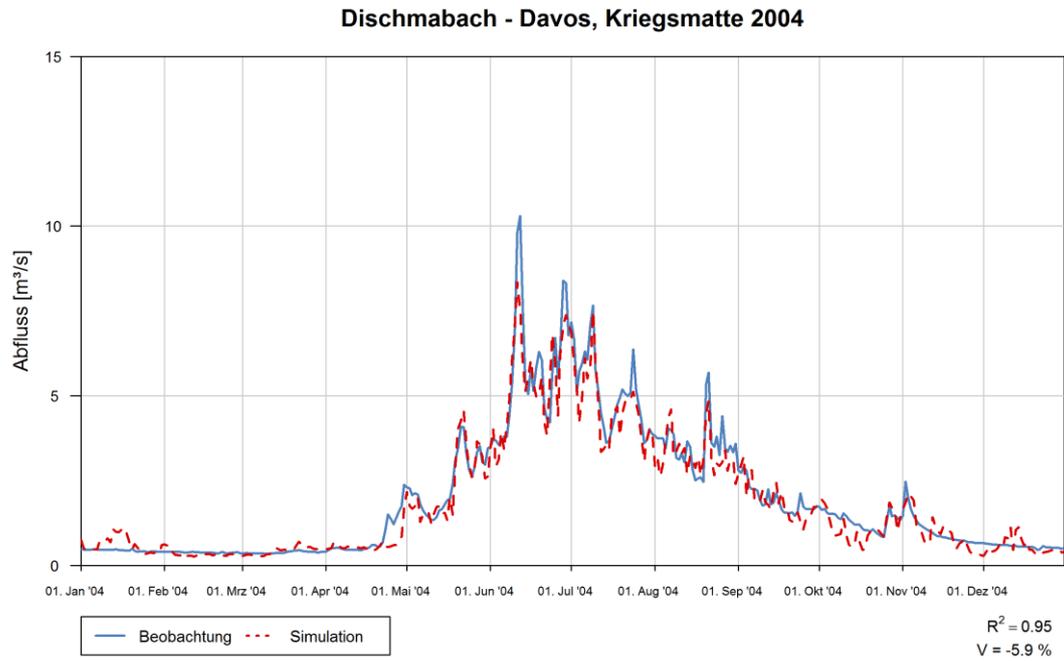


Abb. D-2- 7: Abflussganglinie des Jahres 2004, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

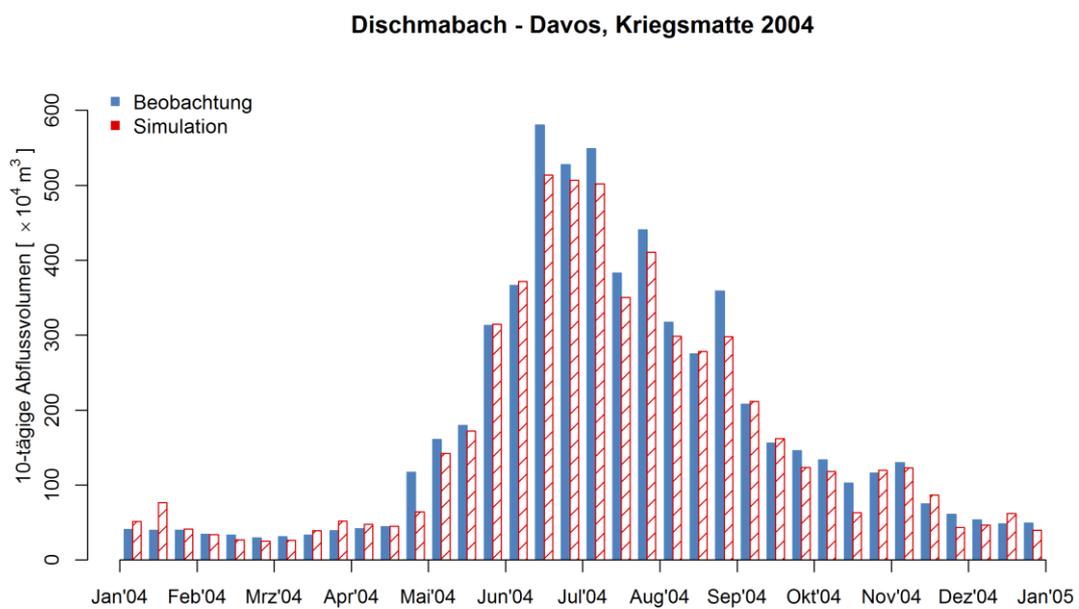


Abb. D-2- 8: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2004, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

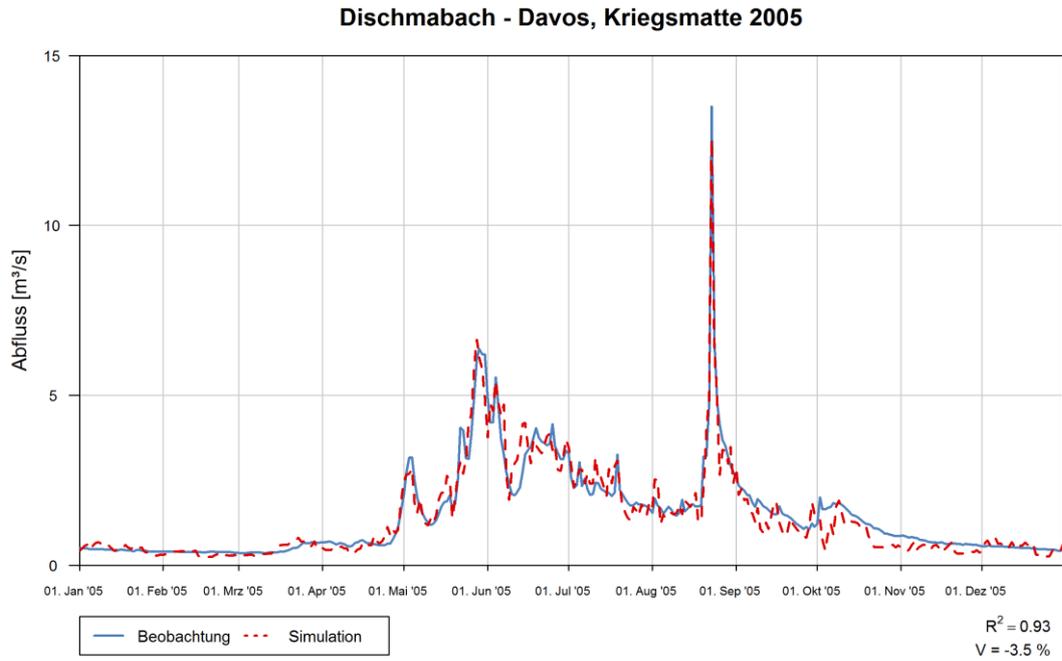


Abb. D-2- 9: Abflussganglinie des Jahres 2005, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

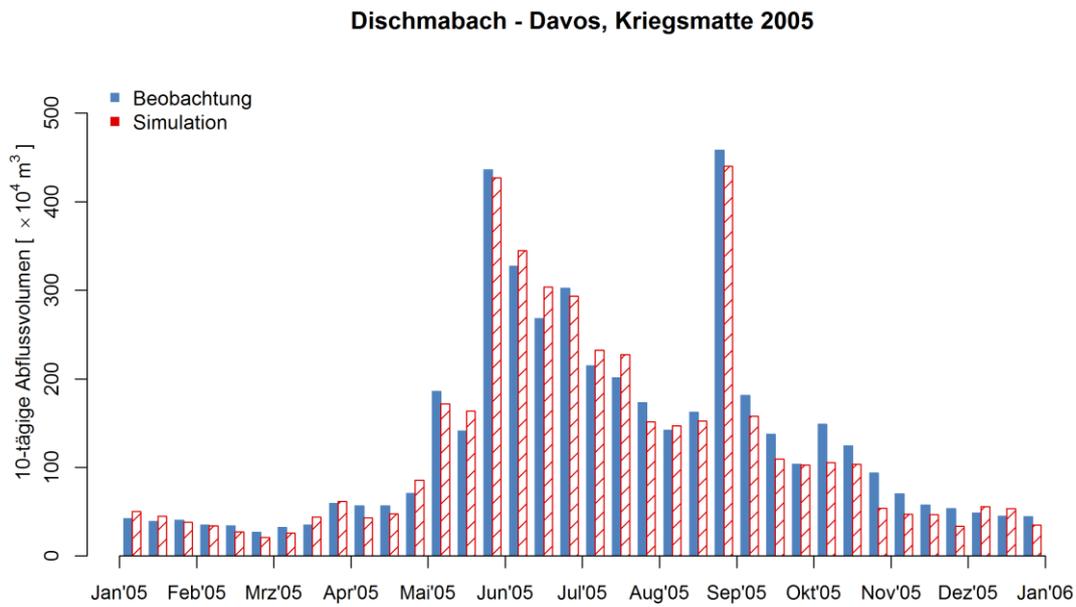


Abb. D-2- 10: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2005, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

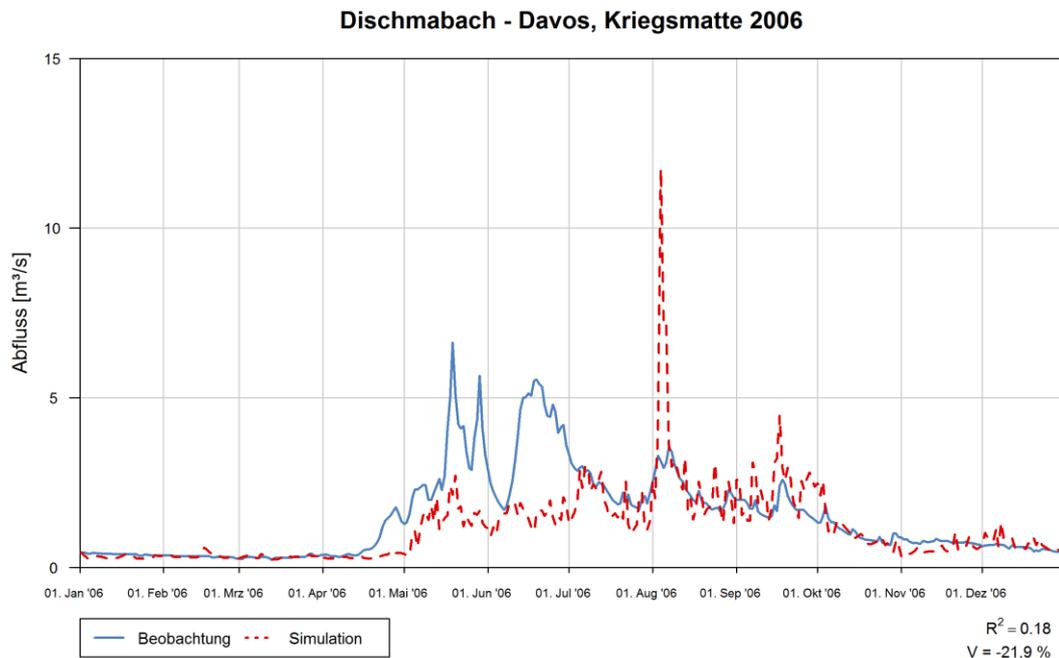


Abb. D-2- 11: Abflussganglinie des Jahres 2006, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

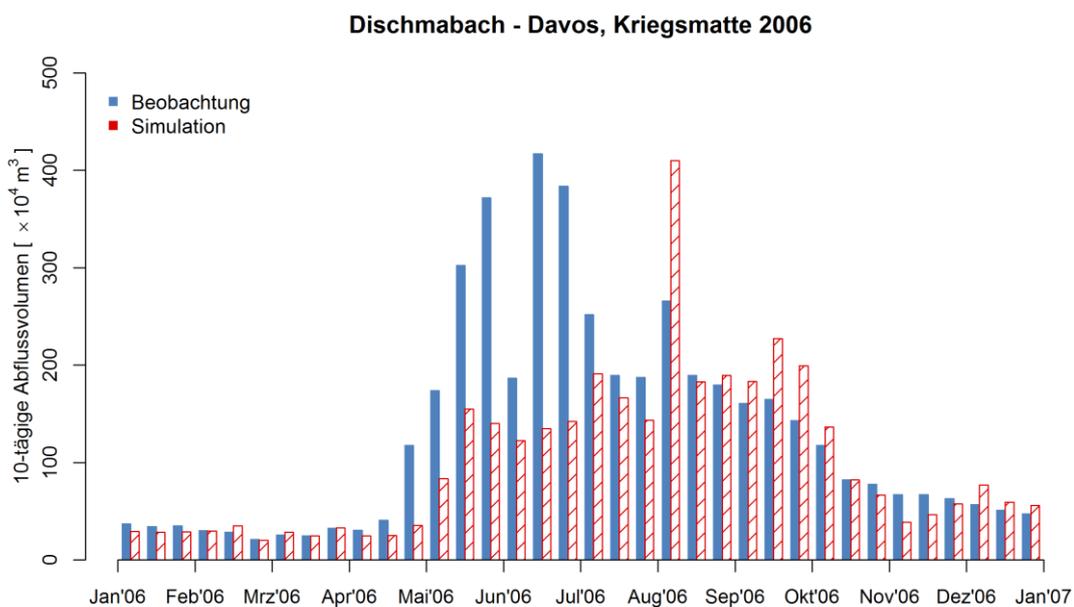


Abb. D-2- 12: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2006, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

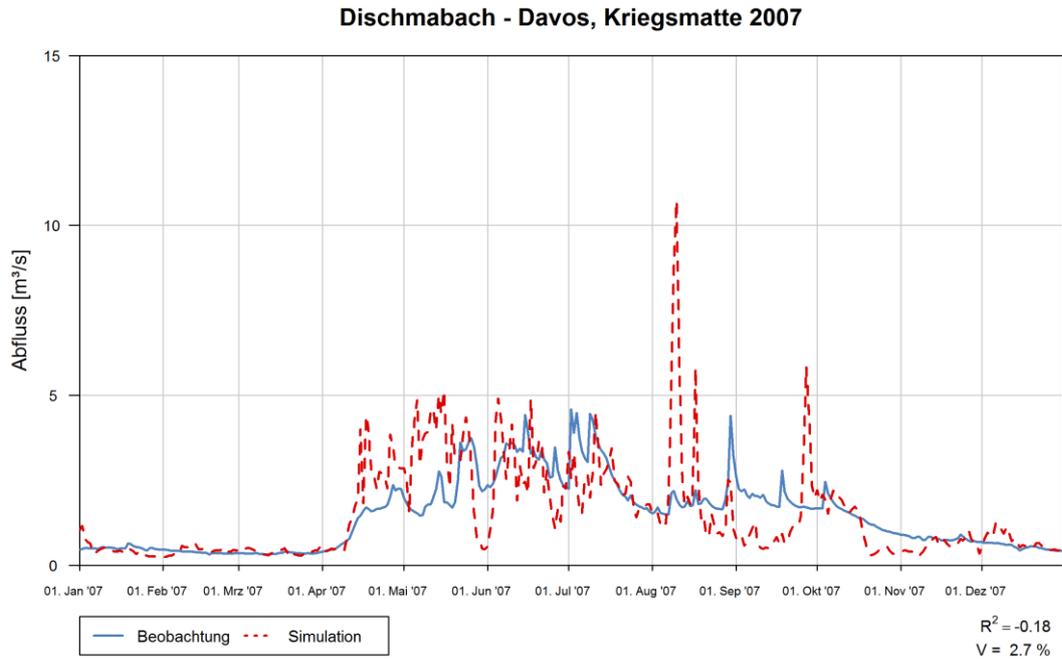


Abb. D-2- 13: Abflussganglinie des Jahres 2007, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

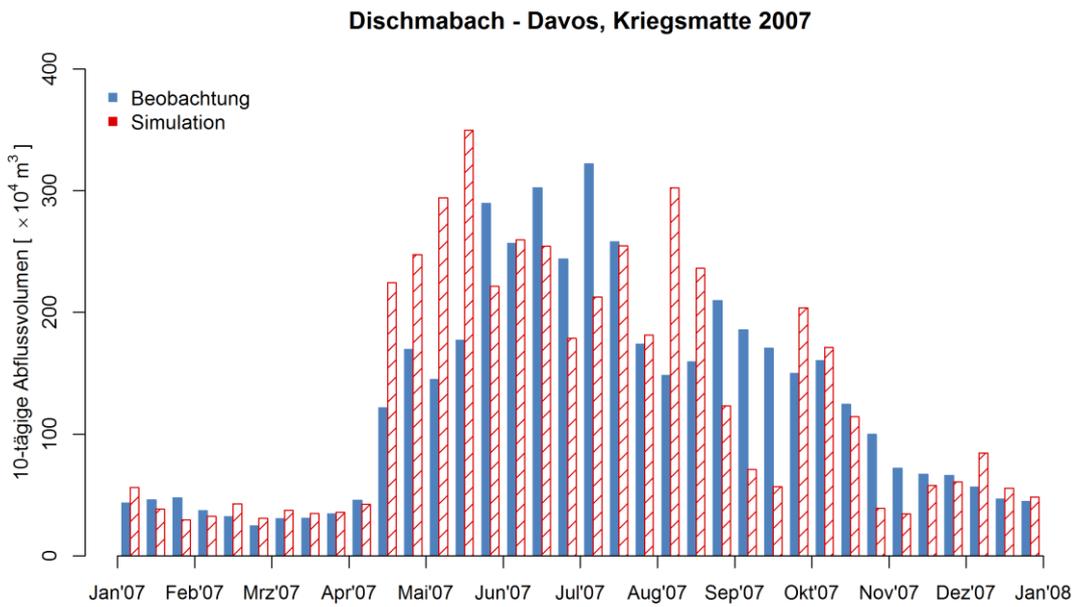


Abb. D-2- 14: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2007, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

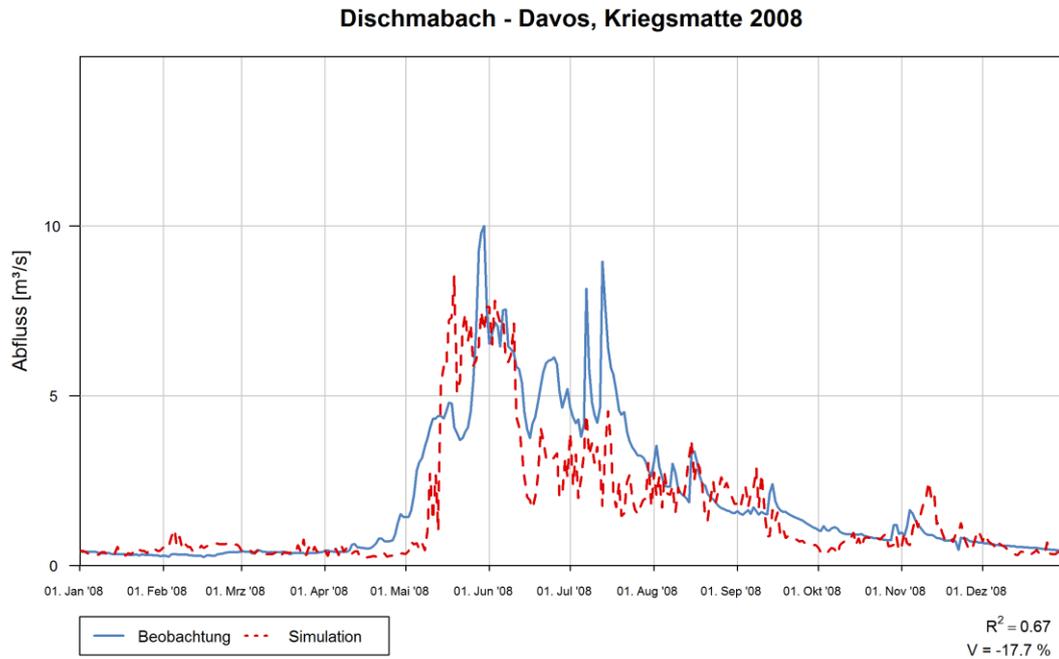


Abb. D-2- 15: Abflussganglinie des Jahres 2008, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

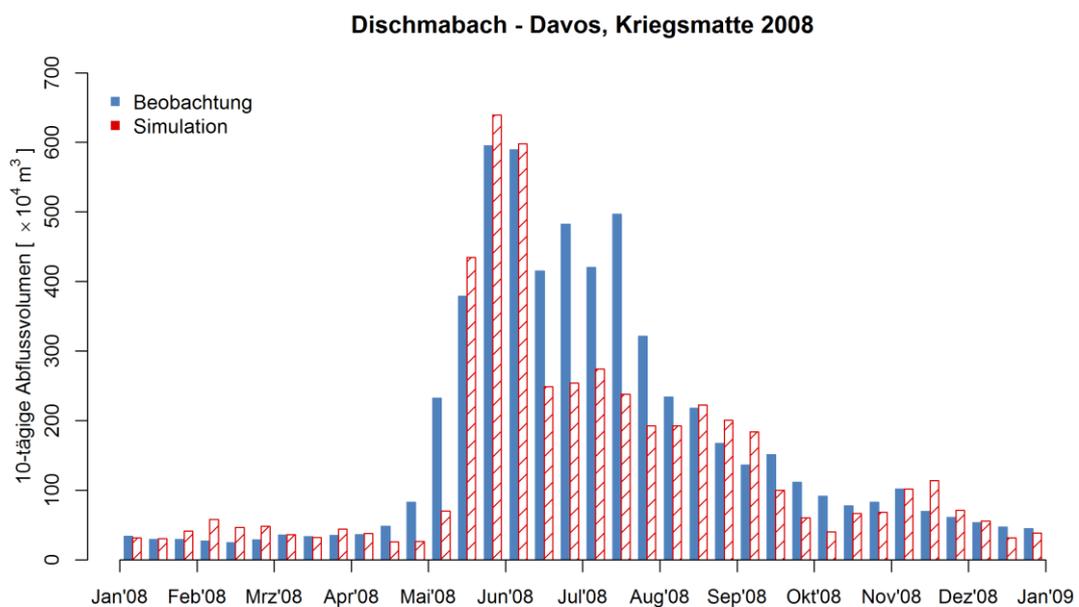


Abb. D-2- 16: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2008, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

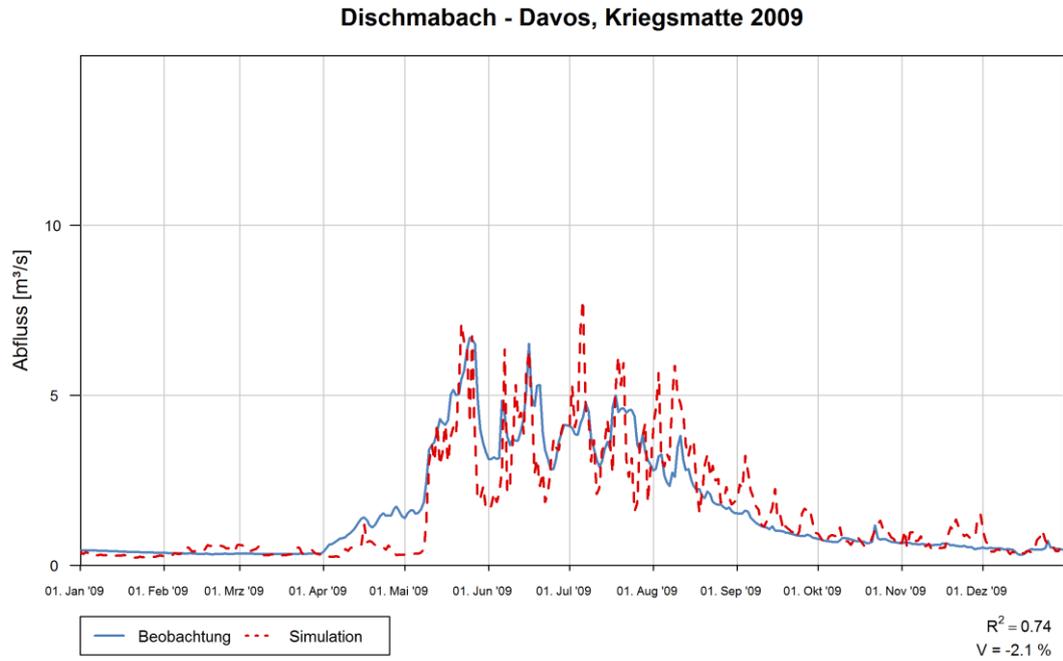


Abb. D-2- 17: Abflussganglinie des Jahres 2009, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

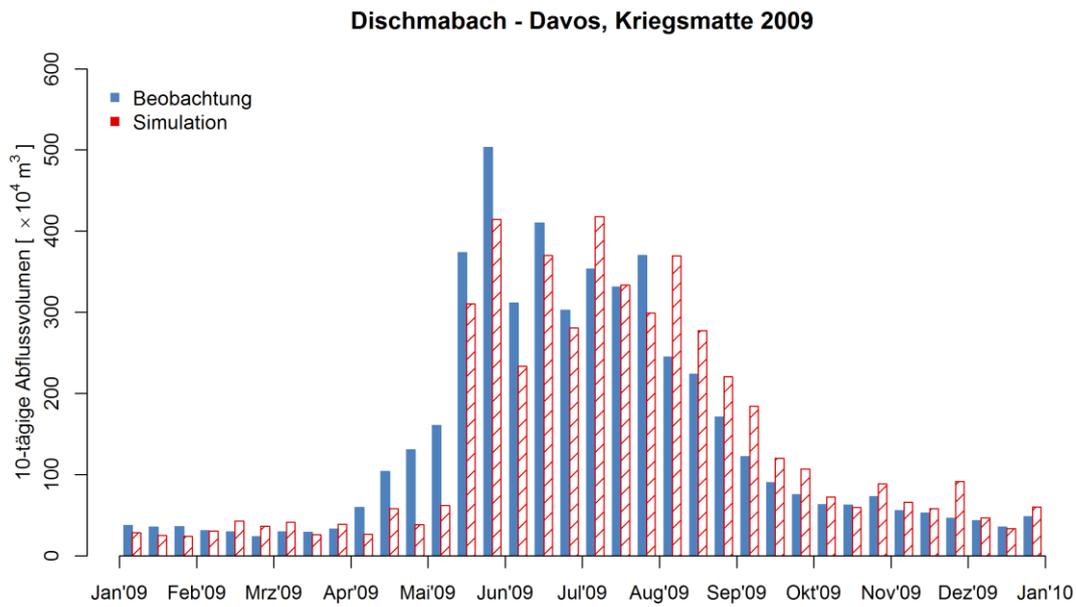


Abb. D-2- 18: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2009, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

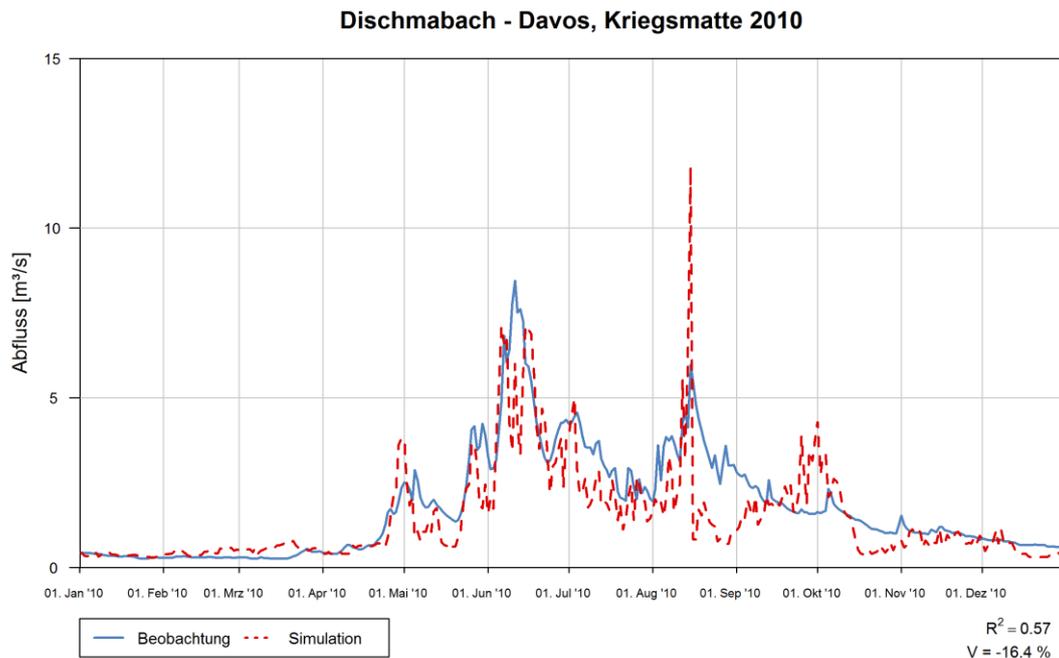


Abb. D-2- 19: Abflussganglinie des Jahres 2010, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

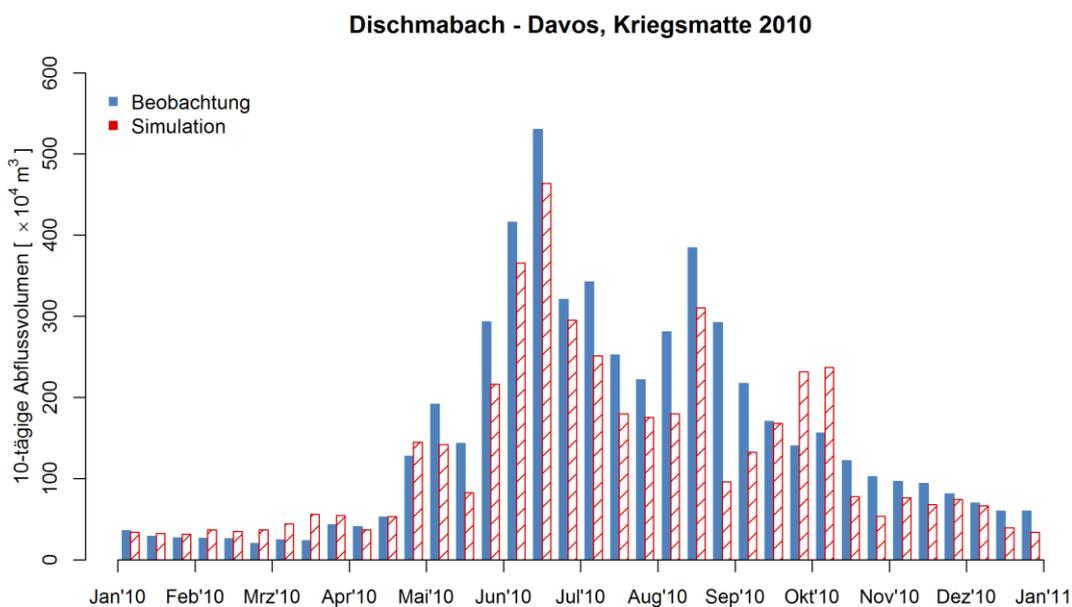


Abb. D-2- 20: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2010, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

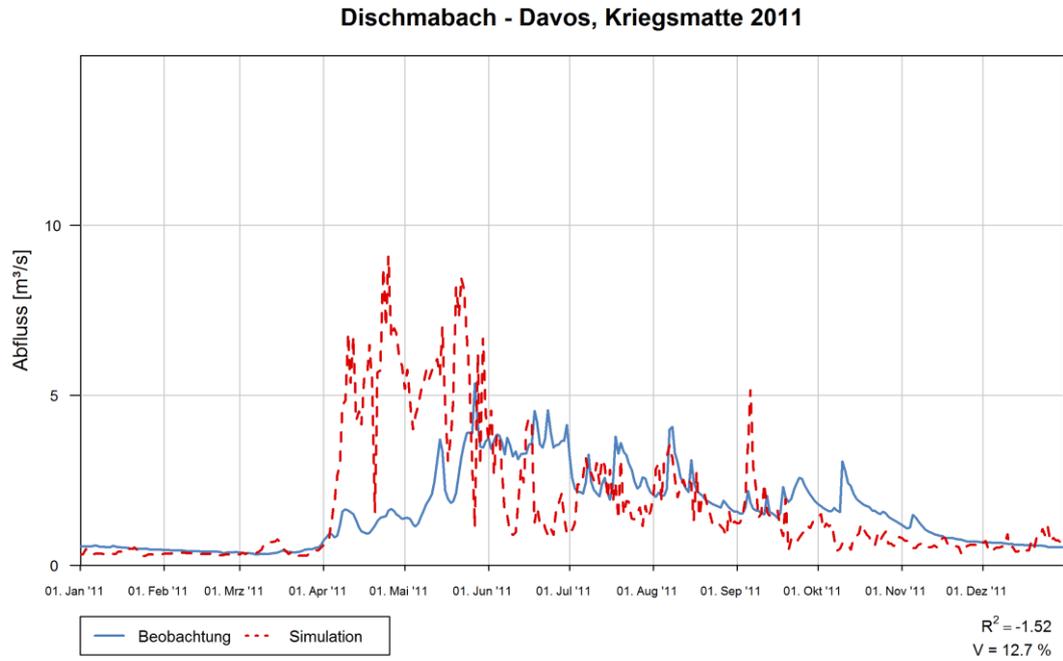


Abb. D-2- 21: Abflussganglinie des Jahres 2011, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

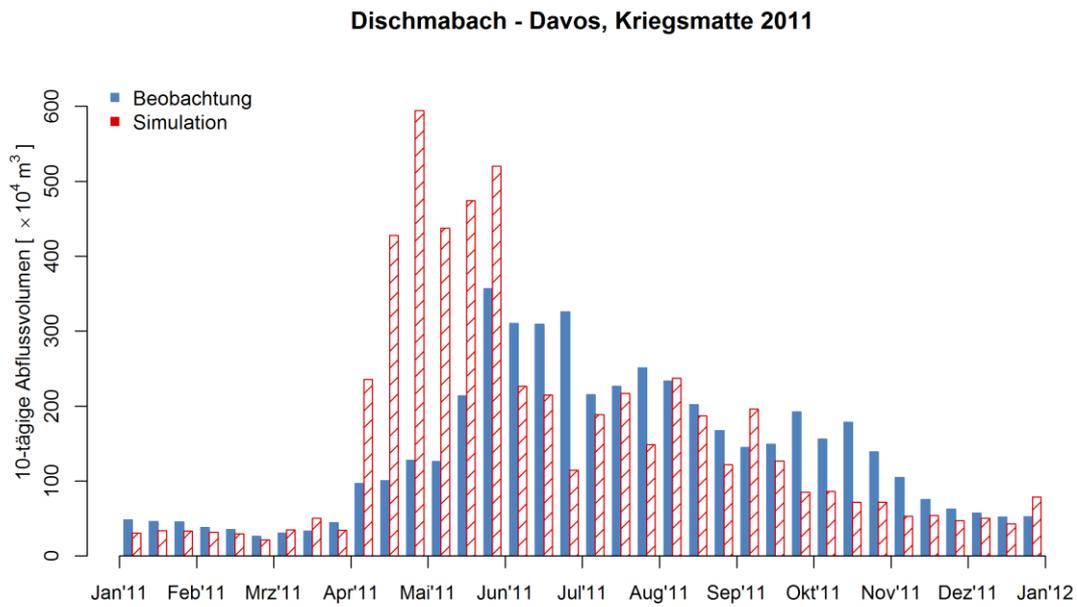


Abb. D-2- 22: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2011, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

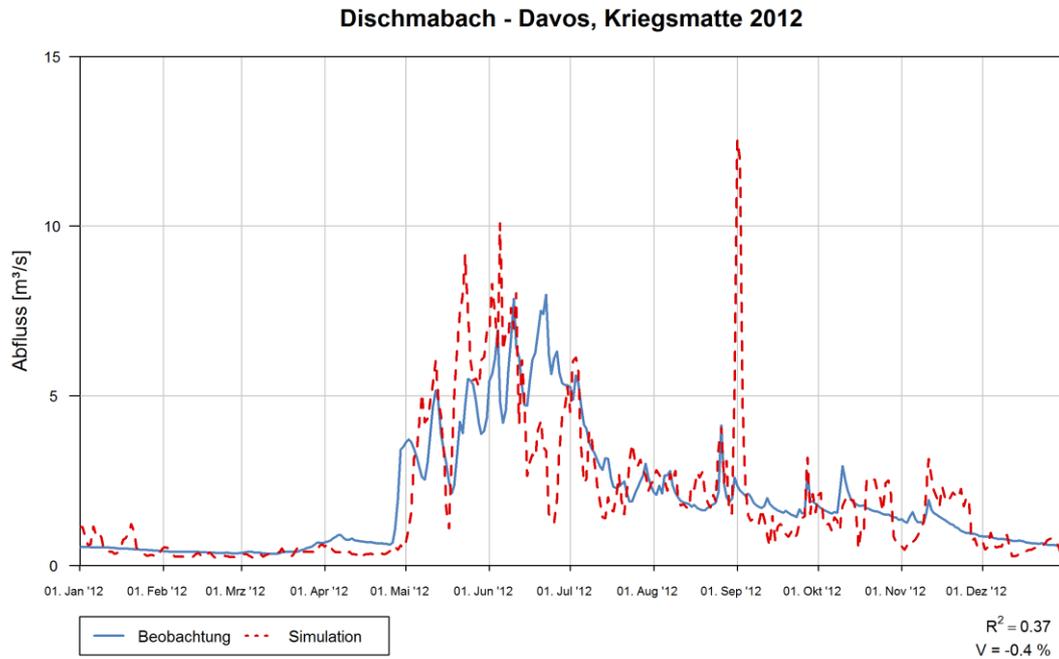


Abb. D-2- 23: Abflussganglinie des Jahres 2012, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

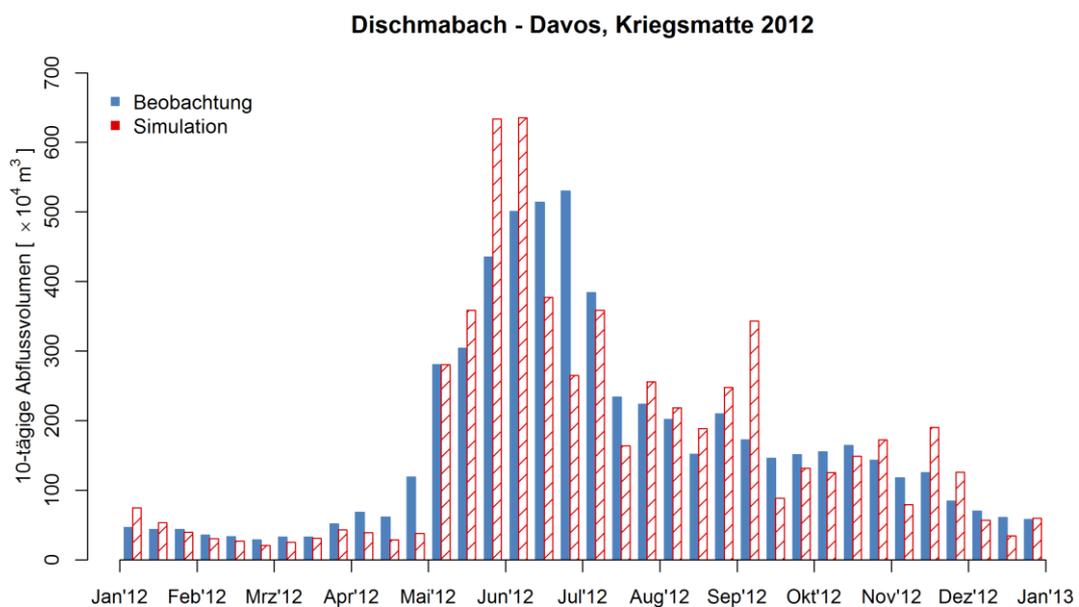


Abb. D-2- 24: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2012, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

Dischmabach - Davos, Kriegsmatte 2013

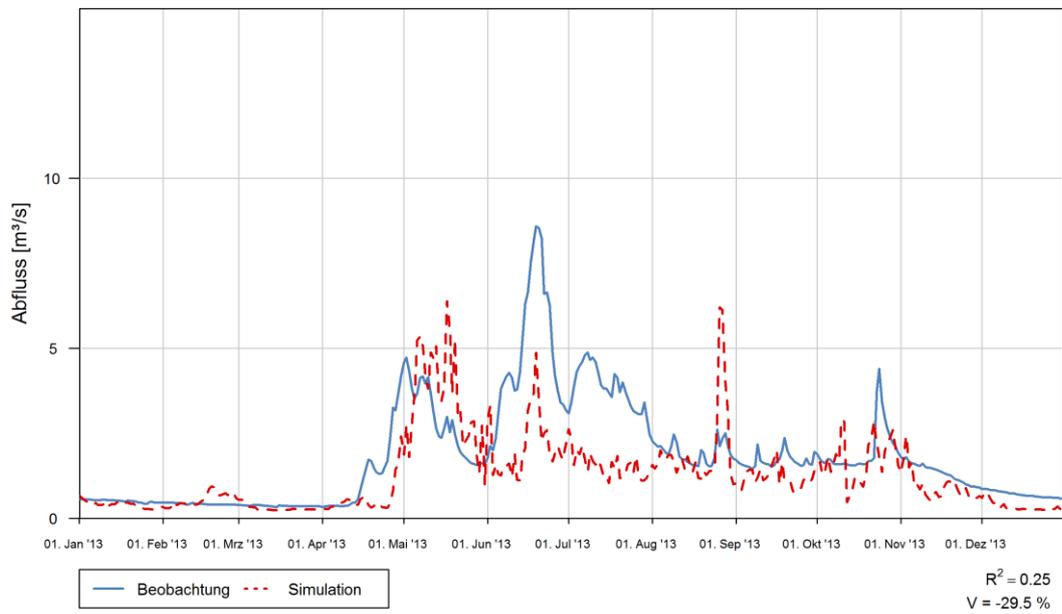


Abb. D-2- 25: Abflussganglinie des Jahres 2013, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

Dischmabach - Davos, Kriegsmatte 2013

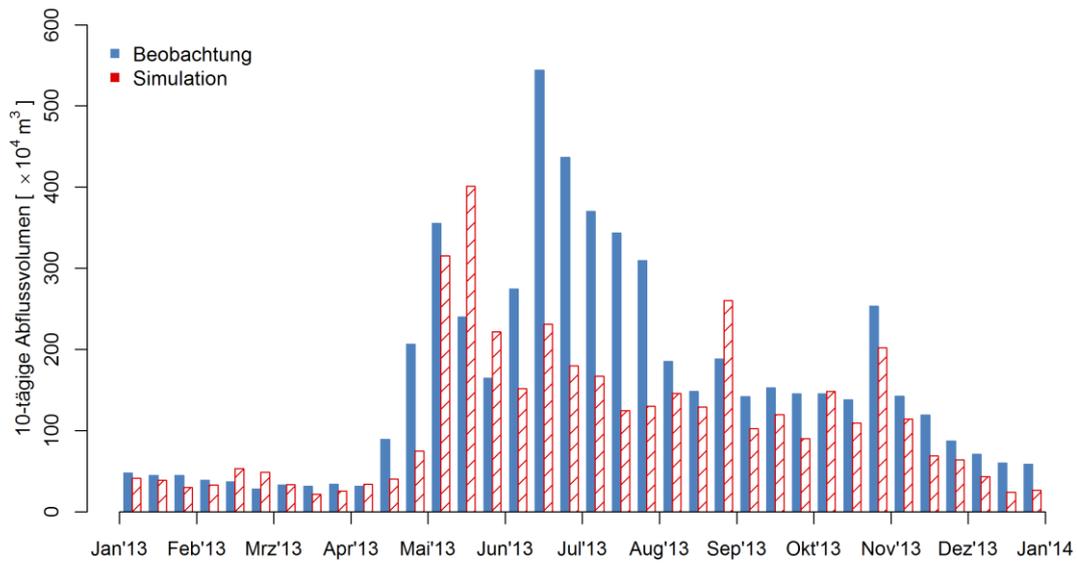


Abb. D-2- 26: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2013, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

Dischmabach - Davos, Kriegsmatte 2014

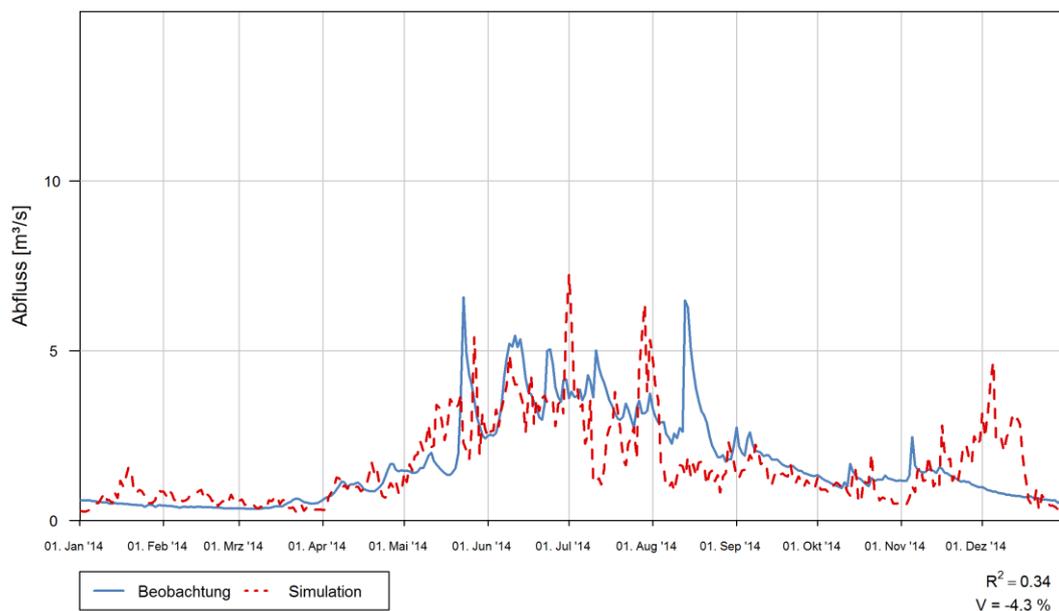


Abb. D-2- 27: Abflussganglinie des Jahres 2014, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

Dischmabach - Davos, Kriegsmatte 2014

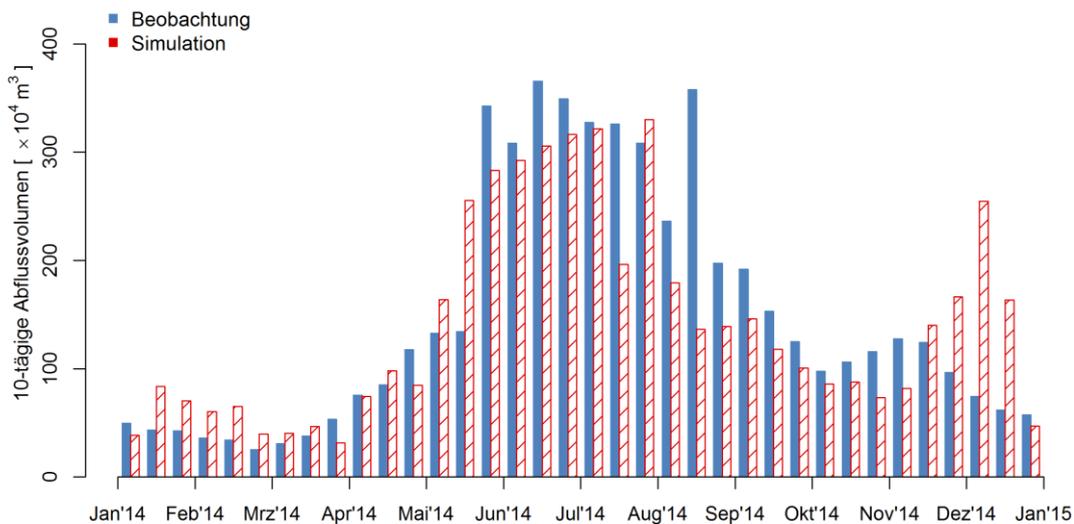


Abb. D-2- 28: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2014, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

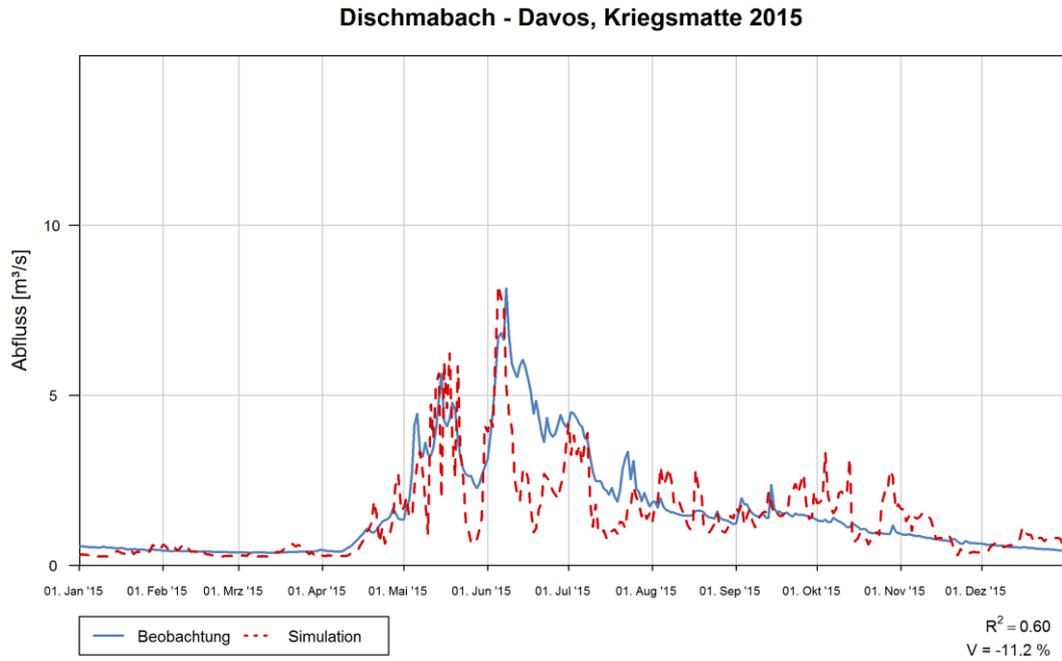


Abb. D-2- 29: Abflussganglinie des Jahres 2015, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

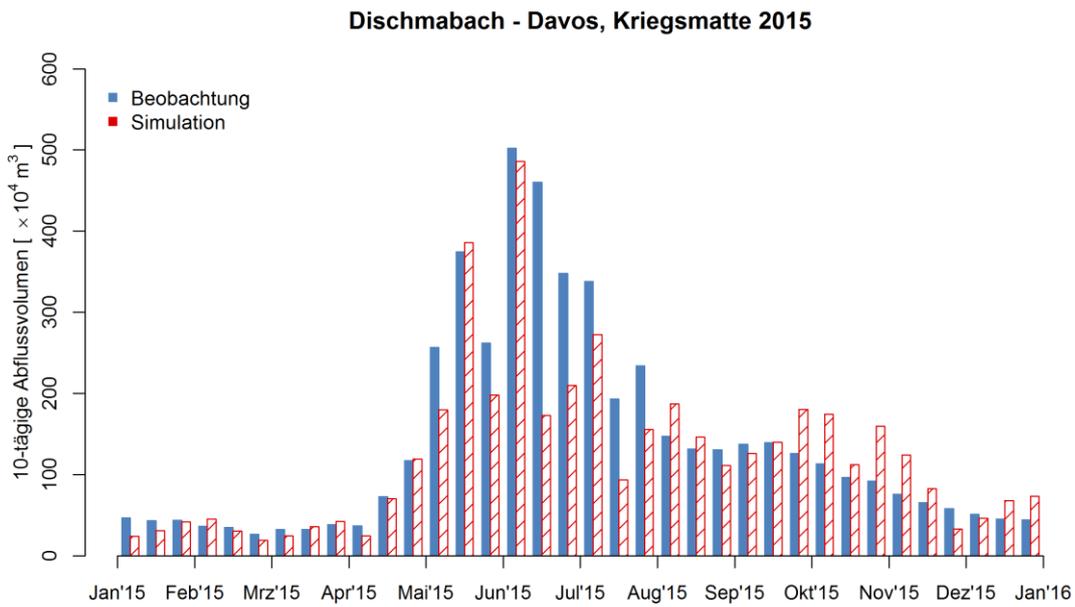


Abb. D-2- 30: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2015, Dischmabach - Davos, Kriegsmatte

D.3 Abflussganglinien EMR

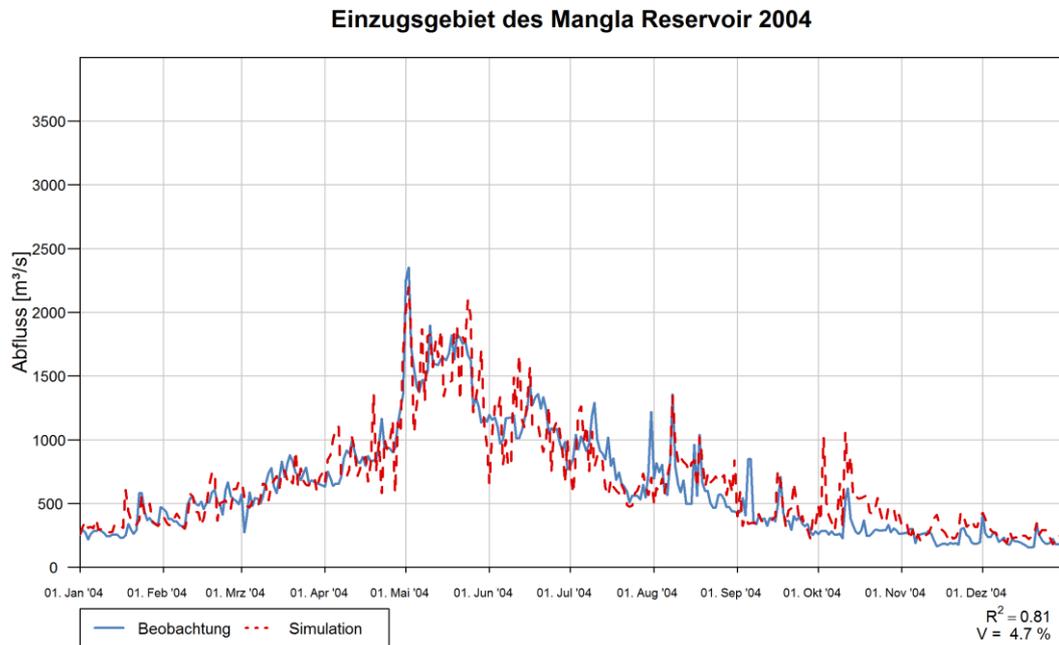


Abb. D-3- 1: Abflussganglinie des Jahres 2004, EMR

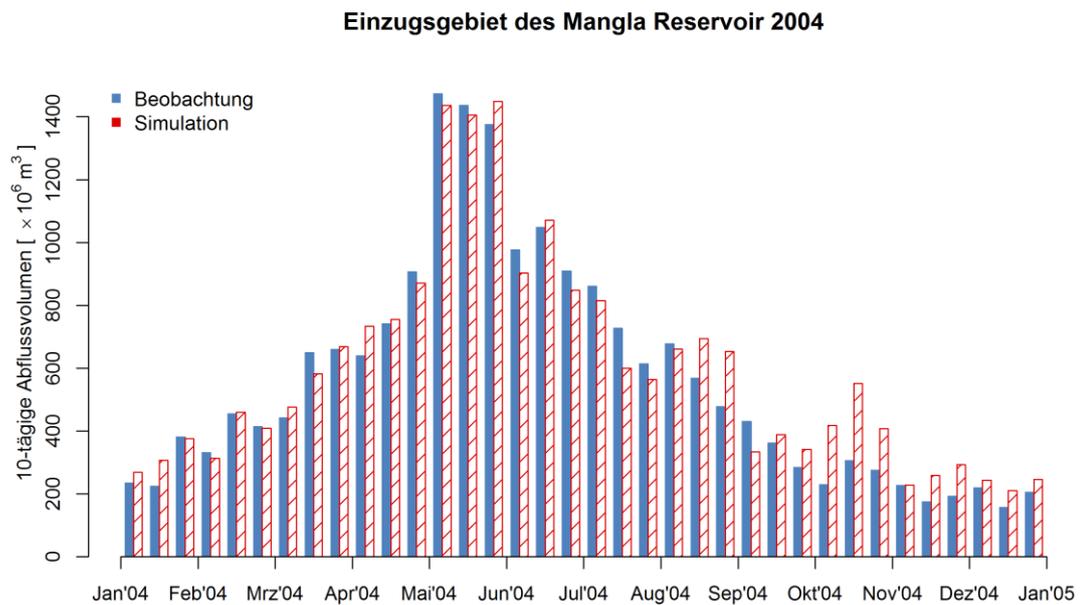


Abb. D-3- 2: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2004, EMR

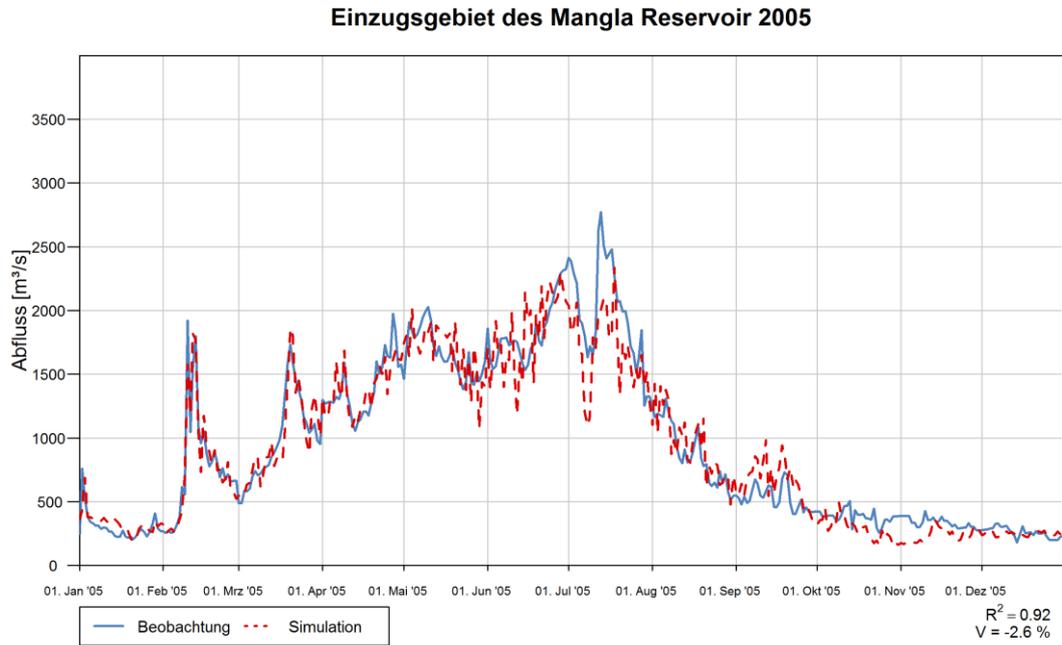


Abb. D-3- 3: Abflussganglinie des Jahres 2005, EMR

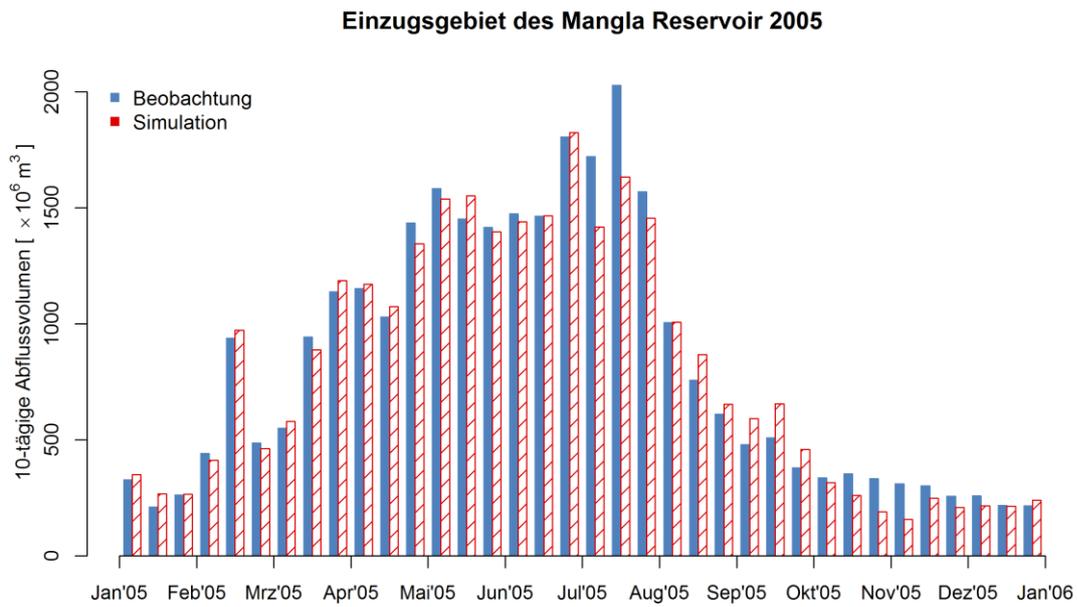


Abb. D-3- 4: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2005, EMR

Einzugsgebiet des Mangla Reservoir 2006

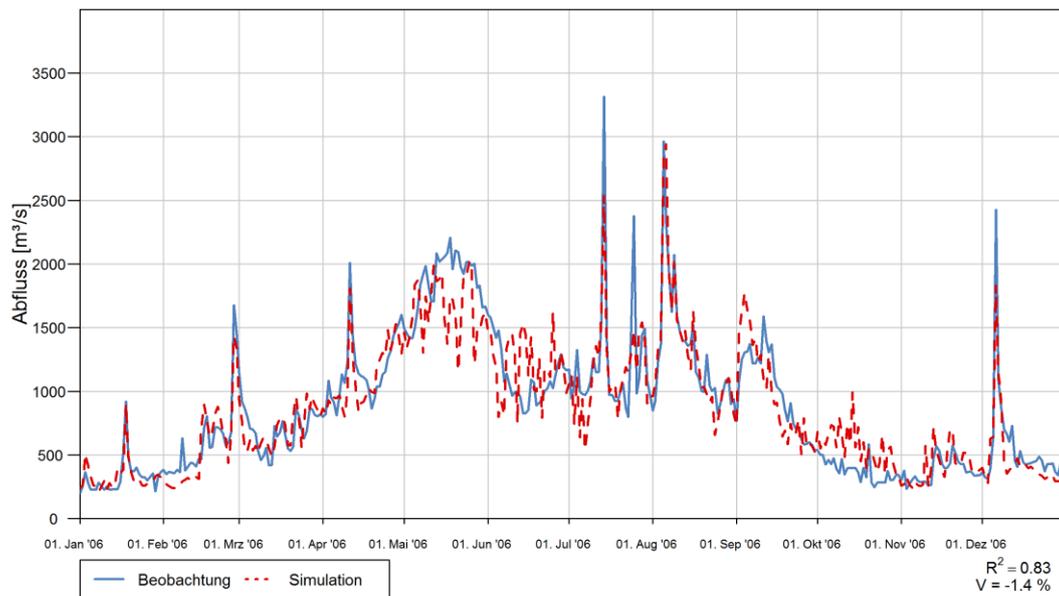


Abb. D-3- 5: Abflussganglinie des Jahres 2006, EMR

Einzugsgebiet des Mangla Reservoir 2006

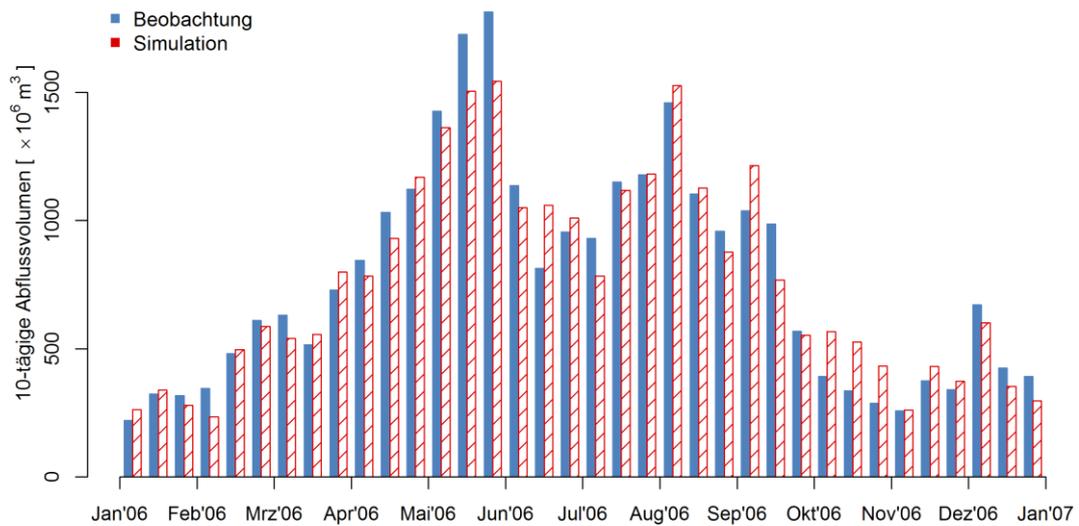


Abb. D-3- 6: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2006, EMR

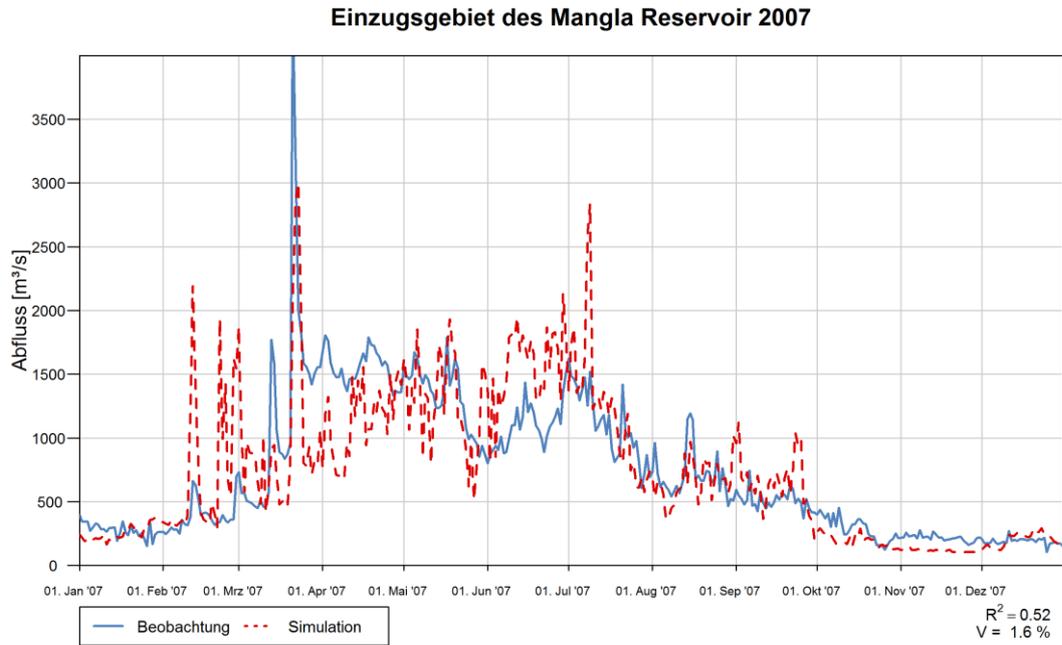


Abb. D-3- 7: Abflussganglinie des Jahres 2007, EMR

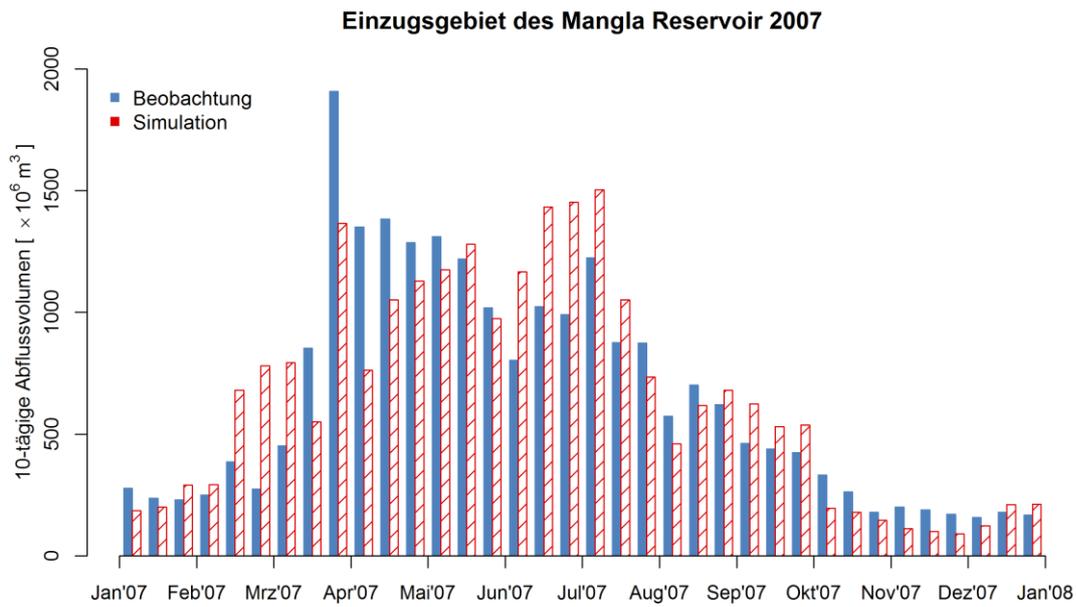


Abb. D-3- 8: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2007, EMR

Einzugsgebiet des Mangla Reservoir 2008

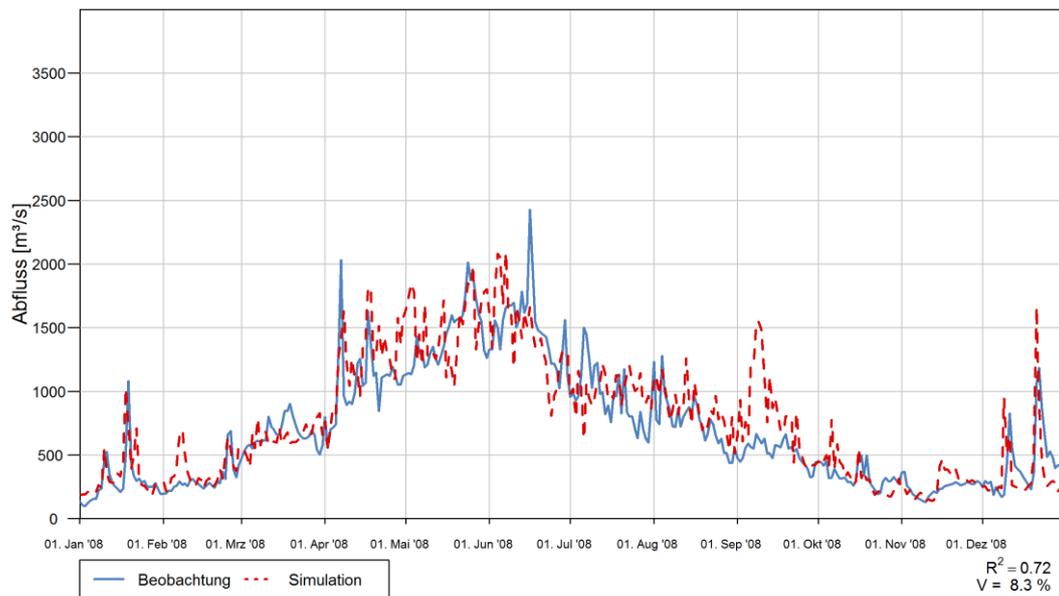


Abb. D-3- 9: Abflussganglinie des Jahres 2008, EMR

Einzugsgebiet des Mangla Reservoir 2008

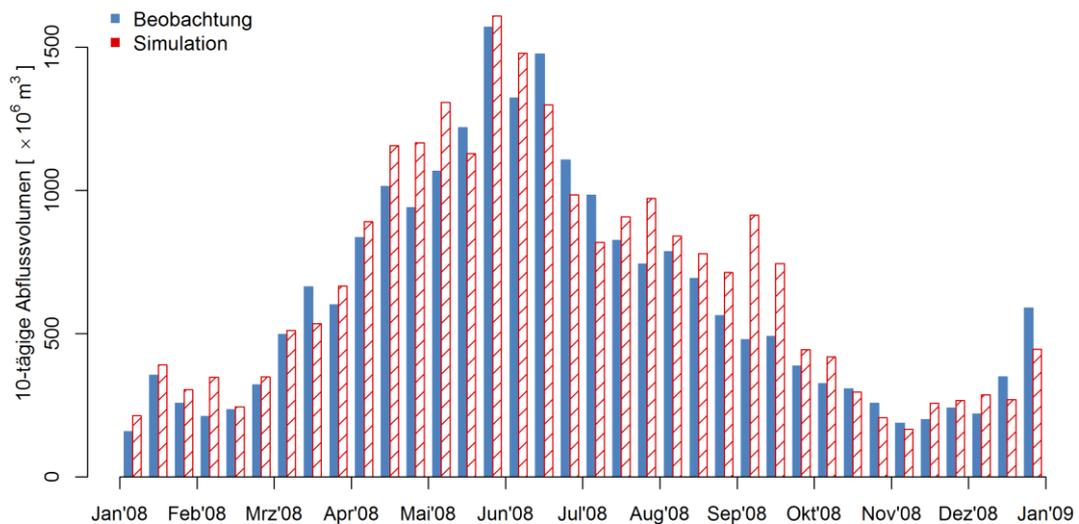


Abb. D-3- 10: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2008, EMR

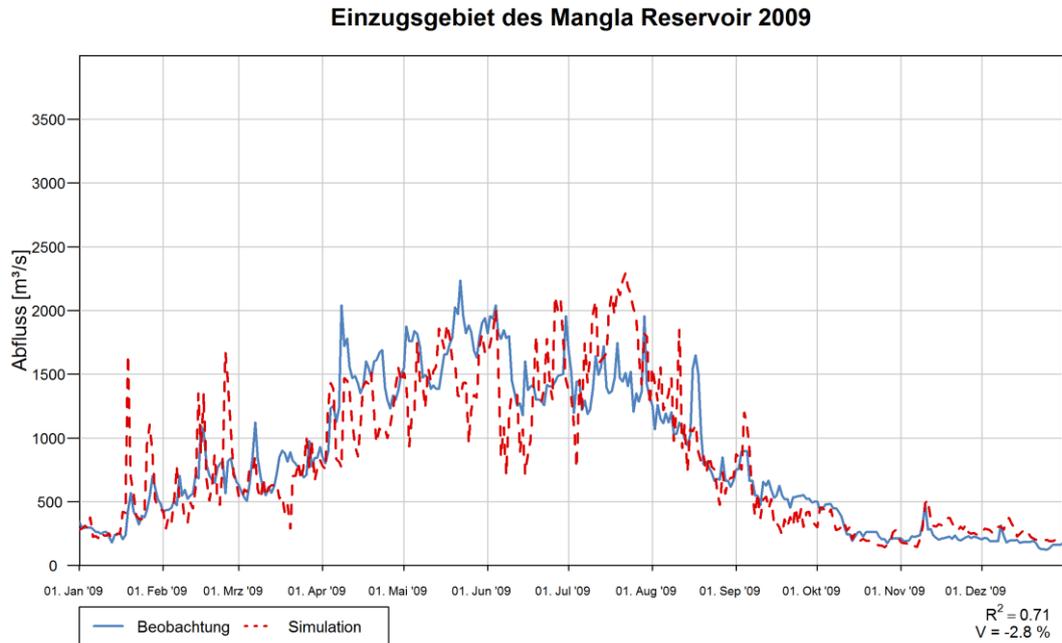


Abb. D-3- 11: Abflussganglinie des Jahres 2009, EMR

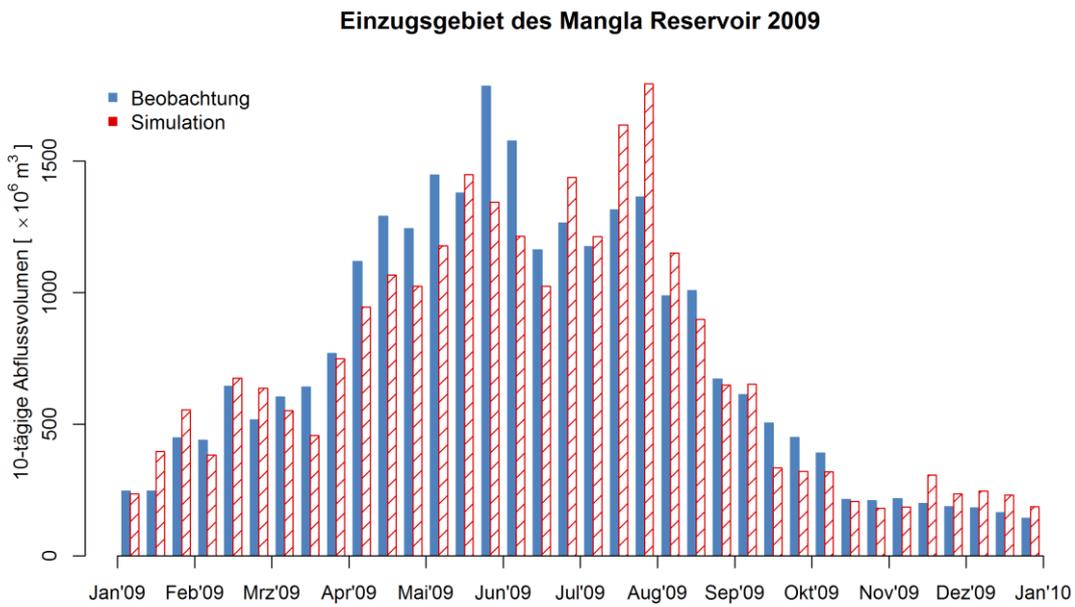


Abb. D-3- 12: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2009, EMR

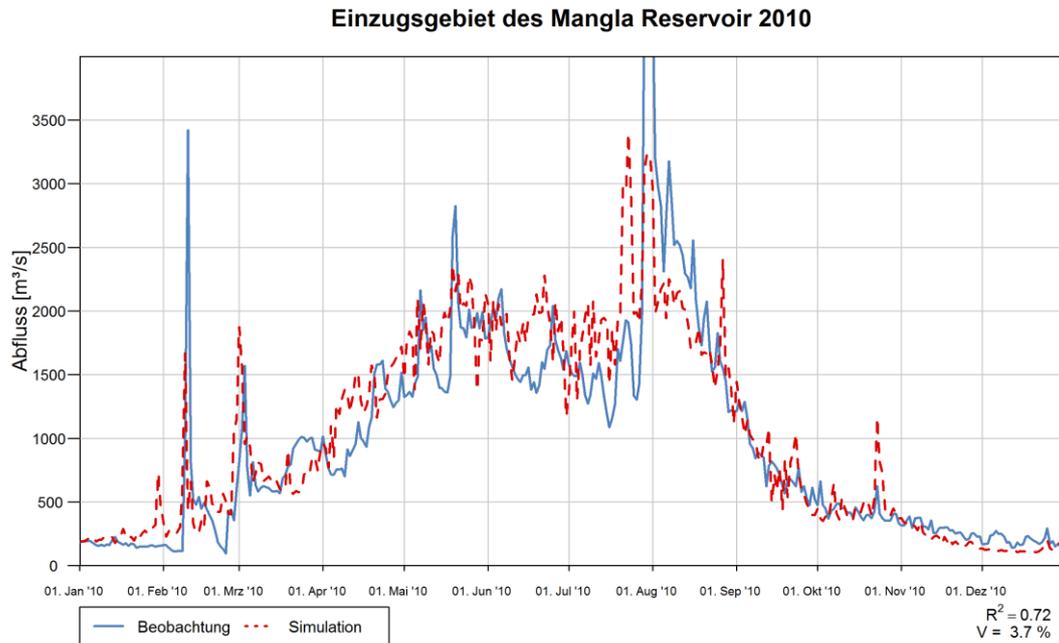


Abb. D-3- 13: Abflussganglinie des Jahres 2010, EMR

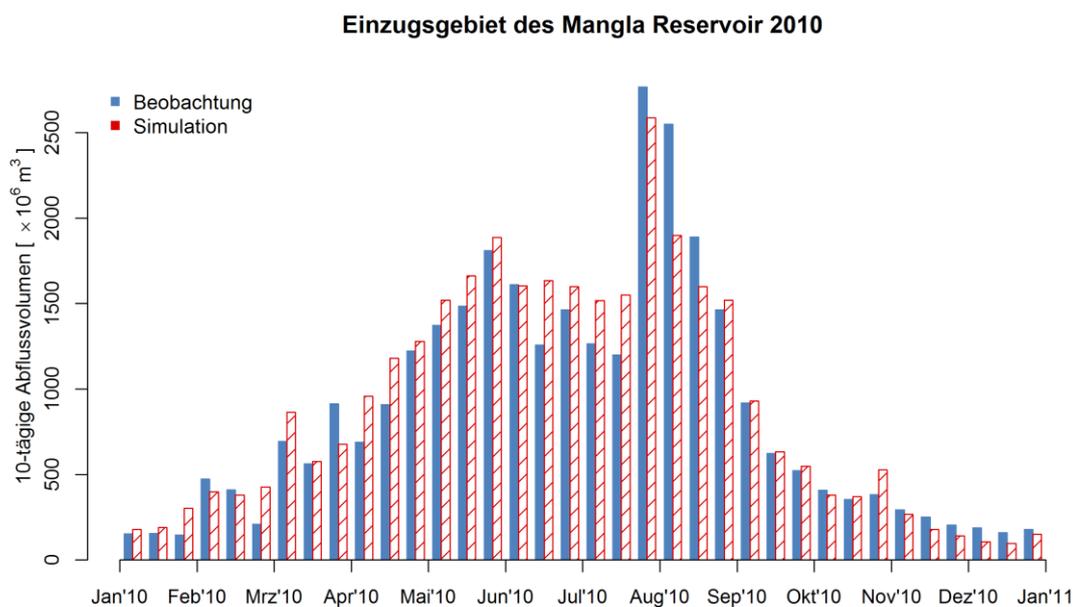


Abb. D-3- 14: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2010, EMR

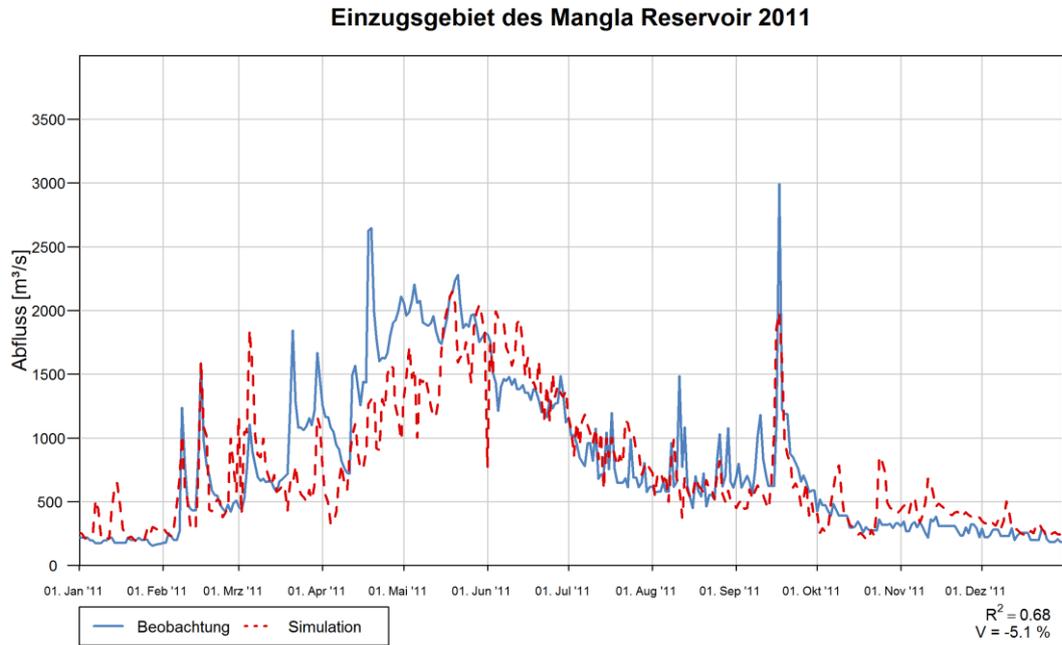


Abb. D-3- 15: Abflussganglinie des Jahres 2011, EMR

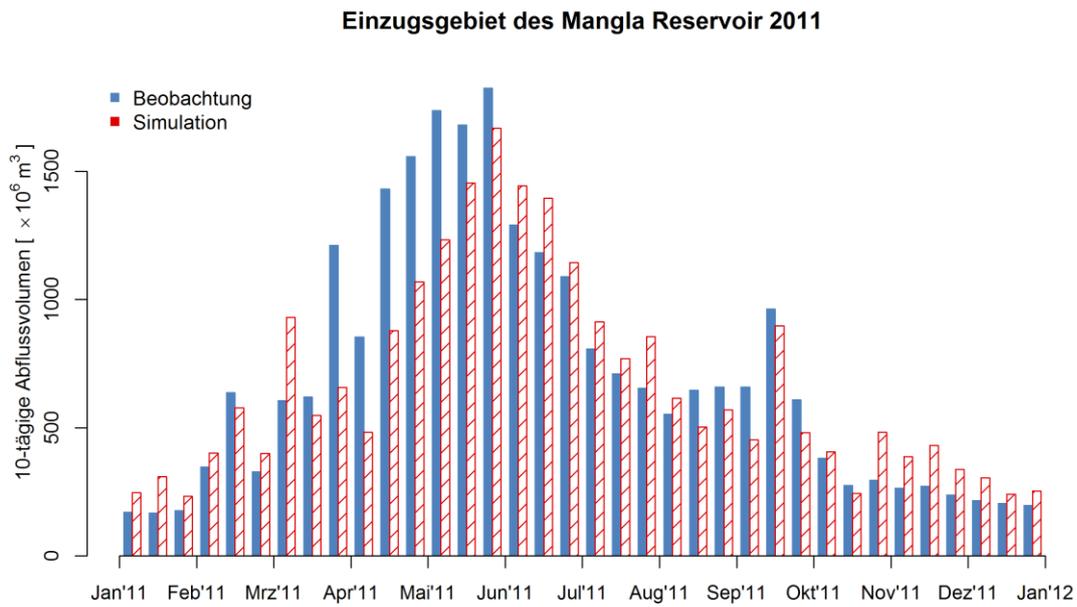


Abb. D-3- 16: 10-tägige Abflussvolumen des Jahres 2011, EMR