# Operationelle Abfluss- und Hochwasservorhersage in Quellgebieten - OPAQUE





Laufzeit des Vorhabens: 01.06.2006 bis 31.03.2010



http://brandenburg.geoecology.uni-potsdam.de/projekte/opaque/index.php



**Zuwendungsempfänger:** Universität Stuttgart, Institut für Wasserbau GFZ Potsdam, Sektionen 1.4 und 5.4 Universität Potsdam, Institut für Geoökologie SCHLAEGER - mathematical solutions & engineering Förderkennzeichen: 0330713 A 0330713 C 0330713 D 0330713 E







Wissenschaftliche Leitung des Projektes:Prof. Dr. A. Bronstert & Prof. Dr. E. ZeheProjektkoordination:Dr. S. Itzerott

Redaktionelle Bearbeitung: Dr. S. Itzerott September 2010

## Inhaltsverzeichnis

1	Vorwort	6
2	Einführung	7
3	Ziele	9
4	Forschungsansatz	10
4.1	Aufgabenstellung	10
4.2	Voraussetzungen für das Vorhaben	12
4.3	Planung und Ablauf des Vorhabens	14
4.4	Wissenschaftlicher und technischer Stand zu Projektbeginn	19
4.5	Zusammenarbeit mit anderen Stellen	22
5	Ergebnisse	.24
5.1	Langfristige Niederschlagsschätzung	24
5.1.1	Einleitung	24
5.1.2	Identifikation hochwasserrelevanter Wetterlagen und statistisches Downscaling	.24
5.1.2.1	Aufgabenstellung	24
5.1.2.2	Betrachtete Einzugsgebiete und verwendete Daten	24
5.1.2.3	Identifizierung kritischer Wetterlagen	25
5.1.2.4	Ergebnisse der Wetterlagenklassifikation	28
5.1.2.5	Statistisches Downscaling des Niederschlags	
5.1.2.6	Ergebnisse des Downscalings	32
5.1.2.7	Zusammenfassung	.34
5128	Literaturverweise	35
513	Anpassung und Anwendung des Expanded Downscaling	35
514	Erfolgte und geplante Verwertung der Ergebnisse	60
5.2	Radar-gestützte Niederschlagsschätzung	61
521	Finleitung	61
522	Clutterfilterung	65
5221	Motivation	65
5222	Übersicht über Filterungsverfahren	65
5223	Summenfilterung	66
5224	Fraehnisse	67
5225	Zusammenfassung	73
523	Advektionskorrektur	74
5231	Motivation	74
5232	Advektionskorrektur der Radarakkumulation	74
5233	Veraleich verschiedener Verfahren zur Advektionsschätzung	76
5234	Algorithmenvergleich	76
5235	Advektionskorrektur	.70
5236	Zusammenfassung	.01
524	Aneichung mit Hilfe des Merging-Verfahrens	.02
525	Hydrologische Verifikation	.00
5.2.5	Analyse des Starzelereignisses	110
5.2.0	Padargestützte Schätzung von Niederschlagsensembles	112
5271	Finleitung	113
5272	Methodik	113
5072	Fraehnisse	11/
5271	Simulationsergebnisse unter vereinfachenden Annahmen	116
J.Z.7.4 5 0 7 5	Zusammenfassung	110
5.2.7.0	Erfolate und genlante Verwertung der Ergobnisso	110
J.Z.0 5 2 0	Enorgie und geplante Veröffentlichungen	119 110
J.Z.J 5 2 10	Litoratur	119 120
J.Z. 10		120

5.3	Radar-gestütztes Niederschlags-Nowcasting	121
5.3.1	Einleitung	121
5.3.2	Datengrundlage	125
5.3.3	Die Nowcasting-Komponente aus STEPS	126
5.3.4	Skalensensitive Verifikation mit VeriPy	127
5.3.5	Ergebnisse der Fallstudie	130
5.3.6	Erfolgte und geplante Verwertung der Ergebnisse	132
5.3.7	Erfolgte und geplante Veröffentlichungen	133
5.3.8	Literatur	133
5.4	Multiskalige Erfassung der Gebietsbodenfeuchte in Quelleinzugsgebieten	135
5.4.1	Einführung	135
5.4.1.1	Die Rolle der Bodenfeuchte bei der Entstehung von Hochwasser	135
5.4.1.2	Schlüsselfragen der Hochwasservorhersage in Quellgebieten	136
5.4.2	Bodenfeuchtemessung: unterschiedliche Methoden und zugeordnete Skalen	138
5.4.2.1	Variation der Bodenfeuchte in unterschiedlichen räumlichen Skalen	138
5.4.2.2	Aufbau des Multi-Skalen Bodenfeuchtemesskampagne	139
5.4.3	Exemplarische Ergebnisse der Multiskalen-Bodenfeuchte-Aufnahme	145
5.4.4	Simulationsexperimente zum Bodenfeuchteeinfluss auf die HW-Simulation	170
5.4.4.1	Kurze Beschreibung des angewendeten Modells	170
5.4.4.2	Sensitivitätsanalyse von simuliertem Hochwasserabfluss auf Bodenfeuchte	171
5.4.4.3	Nutzung von Bodenfeuchteeingangsdaten für die Hochwassersimulation	172
5.4.5	Diskussion	174
5.4.5.1	Unsicherheiten und Einschränkungen der Bodenfeuchtemessmethoden	174
5.4.5.2	Begrenzte Nutzbarkeit der Bodenfeuchtedaten für die HW-Modellierung	178
5.4.6	Schlussfolgerungen und Ausblick	179
5.4.7	Literatur	180
5.5	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen	185
<b>5.5</b> 5.5.1	<b>Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen</b> Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz	<b>185</b> 185
<b>5.5</b> 5.5.1 5.5.1.1	<b>Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen</b> Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz Untersuchte Wettervorhersagen.	<b>185</b> 185 185
<b>5.5</b> 5.5.1 5.5.1.1 5.5.1.2	<b>Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen</b> Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz Untersuchte Wettervorhersagen Methodik der Auswertung	<b>185</b> 185 185 188
<b>5.5</b> 5.5.1 5.5.1.1 5.5.1.2 5.5.1.3	<b>Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen</b> Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz Untersuchte Wettervorhersagen. Methodik der Auswertung Ergebnisse	<b>185</b> 185 185 188 191
<b>5.5</b> 5.5.1 5.5.1.1 5.5.1.2 5.5.1.3 5.5.1.4	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz Untersuchte Wettervorhersagen Methodik der Auswertung Ergebnisse Schlussfolgerungen	<b>185</b> 185 185 188 191 194
<b>5.5</b> 5.5.1 5.5.1.1 5.5.1.2 5.5.1.3 5.5.1.4 5.5.1.5	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz Untersuchte Wettervorhersagen Methodik der Auswertung Ergebnisse Schlussfolgerungen Veröffentlichungen im Projekt	<b>185</b> 185 185 188 191 194 194
<b>5.5</b> 5.5.1 5.5.1.1 5.5.1.2 5.5.1.3 5.5.1.4 5.5.1.5 5.5.2	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz Untersuchte Wettervorhersagen Methodik der Auswertung Ergebnisse Schlussfolgerungen Veröffentlichungen im Projekt Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Alb	<b>185</b> 185 185 188 191 194 194 195
<b>5.5</b> 5.5.1 5.5.1.2 5.5.1.3 5.5.1.4 5.5.1.5 5.5.2 5.5.2 5.5.2.1	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz Untersuchte Wettervorhersagen. Methodik der Auswertung Ergebnisse Schlussfolgerungen Veröffentlichungen im Projekt Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Alb. Hydrometeorologische Datengrundlagen.	<b>185</b> 185 188 191 194 194 195 195
<b>5.5</b> 5.5.1 5.5.1.2 5.5.1.3 5.5.1.4 5.5.1.5 5.5.2 5.5.2 5.5.2.1 5.5.2.2	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz Untersuchte Wettervorhersagen Methodik der Auswertung Ergebnisse Schlussfolgerungen Veröffentlichungen im Projekt Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Alb Hydrometeorologische Datengrundlagen Modellkalibirierung	<b>185</b> 185 185 191 194 194 195 195
<b>5.5</b> 5.5.1 5.5.1.2 5.5.1.3 5.5.1.4 5.5.1.5 5.5.2 5.5.2 5.5.2.1 5.5.2.2 5.5.2.3	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz Untersuchte Wettervorhersagen Methodik der Auswertung Ergebnisse Schlussfolgerungen Veröffentlichungen im Projekt Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Alb. Hydrometeorologische Datengrundlagen Modellkalibirierung	<b>185</b> 185 185 188 191 194 194 195 195 204
<b>5.5</b> 5.5.1 5.5.1.2 5.5.1.3 5.5.1.4 5.5.1.5 5.5.2 5.5.2 5.5.2.1 5.5.2.2 5.5.2.3 5.5.3	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz Untersuchte Wettervorhersagen Methodik der Auswertung Ergebnisse Schlussfolgerungen Veröffentlichungen im Projekt Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Alb Hydrometeorologische Datengrundlagen Modellkalibirierung Vorhersagetests Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau	<b>185</b> 185 185 191 194 194 195 195 196 204 207
<b>5.5</b> 5.5.1 5.5.1.2 5.5.1.3 5.5.1.4 5.5.1.5 5.5.2 5.5.2.1 5.5.2.2 5.5.2.3 5.5.3 5.5.3 5.5.3.1	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz Untersuchte Wettervorhersagen Methodik der Auswertung Ergebnisse Schlussfolgerungen Veröffentlichungen im Projekt Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Alb Hydrometeorologische Datengrundlagen Modellkalibirierung Vorhersagetests Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau Hydrometeorologische Datengrundlagen	<b>185</b> 185 185 191 194 194 195 195 196 204 207 207
<b>5.5</b> 5.5.1 5.5.1.2 5.5.1.3 5.5.1.4 5.5.1.5 5.5.2 5.5.2 5.5.2.1 5.5.2.2 5.5.2.3 5.5.3.1 5.5.3.1 5.5.3.2	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz Untersuchte Wettervorhersagen Methodik der Auswertung Ergebnisse Schlussfolgerungen Veröffentlichungen im Projekt Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Alb Hydrometeorologische Datengrundlagen Modellkalibirierung Vorhersagetests Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau Hydrometeorologische Datengrundlagen Modellkalibirierung	<b>185</b> 185 185 188 191 194 194 195 195 195 204 207 207 208
<b>5.5</b> 5.5.1 5.5.1.2 5.5.1.3 5.5.1.4 5.5.1.5 5.5.2 5.5.2 5.5.2.1 5.5.2.2 5.5.2.3 5.5.3.1 5.5.3.2 5.5.3.1 5.5.3.2 5.5.3.3	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz Untersuchte Wettervorhersagen Methodik der Auswertung Ergebnisse Schlussfolgerungen Veröffentlichungen im Projekt Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Alb Hydrometeorologische Datengrundlagen Modellkalibirierung Vorhersagetests Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau Hydrometeorologische Datengrundlagen Modellkalibirierung Vorhersagetests Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau Hydrometeorologische Datengrundlagen Modellkalibrierung	<b>185</b> 185 185 188 191 194 195 195 196 204 207 207 207 208 214
<b>5.5</b> 5.5.1 5.5.1.2 5.5.1.3 5.5.1.4 5.5.1.5 5.5.2 5.5.2 5.5.2.1 5.5.2.2 5.5.2.3 5.5.3 5.5.3.1 5.5.3.2 5.5.3.3 5.5.3.4	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz Untersuchte Wettervorhersagen. Methodik der Auswertung Ergebnisse Schlussfolgerungen Veröffentlichungen im Projekt Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Alb Hydrometeorologische Datengrundlagen. Modellkalibirierung Vorhersagetests Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau Hydrometeorologische Datengrundlagen Modellkalibrierung Vorhersagetests Modellkalibrierung Vorhersagetests	<b>185</b> 185 185 188 191 194 195 195 196 204 207 207 207 207 208 214 219
<b>5.5</b> 5.5.1 5.5.1.2 5.5.1.3 5.5.1.4 5.5.1.5 5.5.2 5.5.2 5.5.2.3 5.5.3 5.5.3.1 5.5.3.2 5.5.3.3 5.5.3.1 5.5.3.2 5.5.3.3 5.5.3.4 5.5.3.5	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz Untersuchte Wettervorhersagen Methodik der Auswertung Ergebnisse Schlussfolgerungen Veröffentlichungen im Projekt Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Alb Hydrometeorologische Datengrundlagen Modellkalibirierung Vorhersagetests Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau Hydrometeorologische Datengrundlagen Modellkalibirierung Vorhersagetests Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau Hydrometeorologische Datengrundlagen Vorhersagetests Vorhersagetests Vorhersagen für den Donau-Pegel aus Stationsniederschläge	<b>185</b> 185 185 188 191 194 195 195 196 204 207 207 207 207 207 207 214 219 221
<b>5.5</b> 5.5.1 5.5.1.2 5.5.1.3 5.5.1.4 5.5.2 5.5.2 5.5.2.1 5.5.2.2 5.5.2.3 5.5.3.1 5.5.3.1 5.5.3.2 5.5.3.1 5.5.3.2 5.5.3.3 5.5.3.4 5.5.3.5 5.5.4	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz         Untersuchte Wettervorhersagen         Methodik der Auswertung         Ergebnisse         Schlussfolgerungen         Veröffentlichungen im Projekt         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Alb         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibirierung         Vorhersagetests         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibirierung         Vorhersagetests         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibrierung         Vorhersagetests         Vorhersagetests         Vorhersagen für den Donau-Pegel aus Stationsniederschläge         Vorhersagen für den Donau-Pegel auf Basis von Radardaten 2009         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Starzel	<b>185</b> 185 185 188 191 194 195 195 196 204 207 207 208 214 219 221 222
<b>5.5</b> 5.5.1 5.5.1.2 5.5.1.3 5.5.1.4 5.5.2 5.5.2 5.5.2 5.5.2 5.5.2 5.5.2 5.5.2 5.5.2 5.5.2 5.5.3.1 5.5.3.2 5.5.3.1 5.5.3.2 5.5.3.1 5.5.3.2 5.5.3.3 5.5.3.4 5.5.3.5 5.5.3.4 5.5.3.5 5.5.4 5.5.4 5.5.4.1	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz Untersuchte Wettervorhersagen Methodik der Auswertung Ergebnisse Schlussfolgerungen Veröffentlichungen im Projekt Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Alb Hydrometeorologische Datengrundlagen Modellkalibirierung Vorhersagetests Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau Hydrometeorologische Datengrundlagen Modellkalibrierung Vorhersagetests Vorhersagetests Vorhersagetests Vorhersagetests Vorhersagetests Vorhersagen für den Donau-Pegel aus Stationsniederschläge Vorhersagen für den Donau-Pegel auf Basis von Radardaten 2009 Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Starzel Hydrometeorologische Datengrundlagen	<b>185</b> 185 185 188 191 194 195 195 196 204 207 208 214 219 221 222 222
$\begin{array}{c} \textbf{5.5}\\ 5.5.1\\ 5.5.1.2\\ 5.5.1.3\\ 5.5.1.3\\ 5.5.1.4\\ 5.5.1.5\\ 5.5.2\\ 5.5.2.1\\ 5.5.2.2\\ 5.5.2.3\\ 5.5.2.3\\ 5.5.3.1\\ 5.5.3.2\\ 5.5.3.3\\ 5.5.3.4\\ 5.5.3.5\\ 5.5.4\\ 5.5.4.1\\ 5.5.4.1\\ 5.5.4.2\end{array}$	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz         Untersuchte Wettervorhersagen         Methodik der Auswertung         Ergebnisse         Schlussfolgerungen         Veröffentlichungen im Projekt         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Alb         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibirierung         Vorhersagetests         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibrierung         Vorhersagetests         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibrierung         Vorhersagetests         Vorhersagen für den Donau-Pegel aus Stationsniederschläge         Vorhersagen für den Donau-Pegel auf Basis von Radardaten 2009         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Starzel         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibrierung	<b>185</b> 185 185 188 191 194 195 195 196 204 207 208 214 219 221 222 222 222
$\begin{array}{c} \textbf{5.5}\\ 5.5.1\\ 5.5.1.2\\ 5.5.1.2\\ 5.5.1.3\\ 5.5.1.4\\ 5.5.1.5\\ 5.5.2\\ 5.5.2.1\\ 5.5.2.2\\ 5.5.2.3\\ 5.5.2.3\\ 5.5.3.1\\ 5.5.3.2\\ 5.5.3.3\\ 5.5.3.4\\ 5.5.3.5\\ 5.5.4\\ 5.5.4.1\\ 5.5.4.2\\ 5.5.4.3\end{array}$	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz         Untersuchte Wettervorhersagen.         Methodik der Auswertung         Ergebnisse         Schlussfolgerungen         Veröffentlichungen im Projekt         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Alb         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibrierung         Vorhersagetests         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibrierung         Vorhersagetests         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibrierung         Vorhersagetests         Vorhersagen für den Donau-Pegel aus Stationsniederschläge         Vorhersagen für den Donau-Pegel auf Basis von Radardaten 2009         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Starzel         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibrierung         Nachrechnung des Hochwasserereignisses vom Juni 2008	<b>185</b> 185 185 188 191 194 194 195 195 196 204 207 207 207 207 207 207 207 207 207 207
$\begin{array}{c} \textbf{5.5}\\ 5.5.1\\ 5.5.1.2\\ 5.5.1.3\\ 5.5.1.3\\ 5.5.1.4\\ 5.5.1.5\\ 5.5.2\\ 5.5.2.1\\ 5.5.2.2\\ 5.5.2.3\\ 5.5.2.3\\ 5.5.3.1\\ 5.5.3.2\\ 5.5.3.3\\ 5.5.3.4\\ 5.5.3.5\\ 5.5.4\\ 5.5.4.1\\ 5.5.4.2\\ 5.5.4.3\\ 5.5.4.3\\ 5.5.4.4\end{array}$	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz         Untersuchte Wettervorhersagen         Methodik der Auswertung         Ergebnisse         Schlussfolgerungen         Veröffentlichungen im Projekt         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Alb         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibirierung         Vorhersagetests         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibirierung         Vorhersagetests         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibrierung         Vorhersagetests         Vorhersagen für den Donau-Pegel aus Stationsniederschläge         Vorhersagen für den Donau-Pegel auf Basis von Radardaten 2009         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Starzel         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibrierung         Nachrechnung des Hochwasserereignisses vom Juni 2008         Vorhersagetests	<b>185</b> 185 185 188 191 194 195 195 195 196 204 207 207 208 214 222 222 222 222 222 222 222 223
$\begin{array}{c} \textbf{5.5}\\ 5.5.1\\ 5.5.1.2\\ 5.5.1.2\\ 5.5.1.3\\ 5.5.1.4\\ 5.5.1.5\\ 5.5.2\\ 5.5.2.1\\ 5.5.2.2\\ 5.5.2.3\\ 5.5.2.3\\ 5.5.3.1\\ 5.5.3.2\\ 5.5.3.3\\ 5.5.3.4\\ 5.5.3.5\\ 5.5.4\\ 5.5.4.1\\ 5.5.4.2\\ 5.5.4.3\\ 5.5.4.4\\ 5.5.4.5\\ \end{array}$	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz Untersuchte Wettervorhersagen Methodik der Auswertung Ergebnisse Schlussfolgerungen Veröffentlichungen im Projekt Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Alb Hydrometeorologische Datengrundlagen Modellkalibirierung Vorhersagetests Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau Hydrometeorologische Datengrundlagen Modellkalibirierung Vorhersagetests Vorhersagetests Vorhersagen für den Donau-Pegel aus Stationsniederschläge Vorhersagen für den Donau-Pegel auf Basis von Radardaten 2009 Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Starzel Hydrometeorologische Datengrundlagen Nodellkalibrierung Vorhersagen für den Donau-Pegel auf Basis von Radardaten 2009 Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Starzel Hydrometeorologische Datengrundlagen Modellkalibrierung Nachrechnung des Hochwasserereignisses vom Juni 2008 Vorhersagetests COSMO-DE-Vorhersagen	<b>185</b> 185 185 188 191 194 195 195 195 204 207 207 208 214 229 221 222 222 222 222 222 223 231 234
$\begin{array}{c} \textbf{5.5}\\ 5.5.1\\ 5.5.1.2\\ 5.5.1.3\\ 5.5.1.4\\ 5.5.1.5\\ 5.5.2\\ 5.5.2.1\\ 5.5.2.2\\ 5.5.2.3\\ 5.5.2.3\\ 5.5.3.1\\ 5.5.2.2\\ 5.5.3.3\\ 5.5.3.1\\ 5.5.3.2\\ 5.5.3.3\\ 5.5.3.4\\ 5.5.3.5\\ 5.5.4\\ 5.5.4.1\\ 5.5.4.2\\ 5.5.4.3\\ 5.5.4.3\\ 5.5.4.5\\ 5.5.4.6\\ \end{array}$	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz         Untersuchte Wettervorhersagen         Methodik der Auswertung         Ergebnisse         Schlussfolgerungen         Veröffentlichungen im Projekt         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Alb.         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibirierung         Vorhersagetests         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibirierung         Vorhersagetests         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibrierung         Vorhersagetests         Vorhersagen für den Donau-Pegel aus Stationsniederschläge         Vorhersagen für den Donau-Pegel auf Basis von Radardaten 2009         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Starzel.         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibrierung         Nachrechnung des Hochwasserereignisses vom Juni 2008         Vorhersagetests         COSMO-DE-Vorhersagen         Langfristvorhersagen	<b>185</b> 185 185 188 191 194 195 195 196 204 207 208 214 227 228 221 222 222 222 222 222 223 1 234 236
$\begin{array}{c} \textbf{5.5}\\ 5.5.1\\ 5.5.1.2\\ 5.5.1.3\\ 5.5.1.3\\ 5.5.1.4\\ 5.5.1.5\\ 5.5.2\\ 5.5.2.1\\ 5.5.2.2\\ 5.5.2.3\\ 5.5.2.3\\ 5.5.3.1\\ 5.5.3.2\\ 5.5.3.3\\ 5.5.3.4\\ 5.5.3.5\\ 5.5.4.1\\ 5.5.4.2\\ 5.5.4.3\\ 5.5.4.2\\ 5.5.4.3\\ 5.5.4.4\\ 5.5.4.5\\ 5.5.4.6\\ 5.5.4.6\\ 5.5.5\end{array}$	Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz         Untersuchte Wettervorhersagen         Methodik der Auswertung         Ergebnisse         Schlussfolgerungen         Veröffentlichungen im Projekt         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Alb         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibirierung         Vorhersagetests         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibirierung         Vorhersagetests         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibrierung         Vorhersagen für den Donau-Pegel aus Stationsniederschläge         Vorhersagen für den Donau-Pegel auf Basis von Radardaten 2009         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Starzel         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibrierung         Vorhersagen für den Donau-Pegel auf Basis von Radardaten 2009         Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Starzel         Hydrometeorologische Datengrundlagen         Modellkalibrierung         Nachrechnung	<b>185</b> 185 185 188 191 194 195 195 196 204 207 208 214 227 222 222 222 222 222 222 222 223 234 236 236

5.5.5.2	2 Modellkalibrierung	237
5.5.5.3	B Vorhersagetests	
5.5.5.4	Nachführung regionalisierter Schneemessungen in LARSIM	250
5.5.5.5	5 EDS-Langfristvorhersagen	
5.5.6	Ableitungen/Empfehlungen/Bewertungen	256
5.6	Entwicklung von Schädenmodellen	
5.6.1	Einleitung	
5.6.2	Generierung von Überflutungsszenarien	
5.6.2.1	Methode	
5.6.2.2	2 Ergebnisse	
5.6.2.3	B Diskussion	
5.6.3	Erstellung eines Werteinventars	
5.6.3.1	Disaggregierungsmethode	
5.6.3.2	? Ergebnisse	
5.6.3.3	B Güte des angewendeten Disaggregationverfahren	
5.6.4	Abschätzung der direkten ökonomischen Hochwasser-schäden	
5.6.4.1	Methode	
5.6.4.2	2 Ergebnisse	
	•	
5.6.5	Zusammenfassung	
5.6.5 <b>5.7</b>	Zusammenfassung Erfassung der Schneedecke	
5.6.5 <b>5.7</b> 5.7.1	Zusammenfassung Erfassung der Schneedecke Einleitung	268 <b>271</b> 271
5.6.5 <b>5.7</b> 5.7.1 5.7.2	Zusammenfassung Erfassung der Schneedecke Einleitung Methoden der Modellierung	268 <b>271</b> 271 271
5.6.5 <b>5.7</b> 5.7.1 5.7.2 5.7.3.	Zusammenfassung Erfassung der Schneedecke Einleitung Methoden der Modellierung Erfassung der Schneedecke aus Radarsatellitendaten	
5.6.5 <b>5.7</b> 5.7.1 5.7.2 5.7.3. 5.7.3.	Zusammenfassung Erfassung der Schneedecke Einleitung Methoden der Modellierung Erfassung der Schneedecke aus Radarsatellitendaten Einführung und Daten	
5.6.5 <b>5.7</b> 5.7.1 5.7.2 5.7.3. 5.7.3.2 5.7.3.2	Zusammenfassung Erfassung der Schneedecke Einleitung Methoden der Modellierung Erfassung der Schneedecke aus Radarsatellitendaten Einführung und Daten Methode	
5.6.5 <b>5.7</b> 5.7.1 5.7.2 5.7.3. 5.7.3.2 5.7.3.2 5.7.3.2	Zusammenfassung         Erfassung der Schneedecke         Einleitung         Methoden der Modellierung         Erfassung der Schneedecke aus Radarsatellitendaten         Einführung und Daten         Methode         Bergebnisse	
5.6.5 <b>5.7</b> 5.7.1 5.7.2 5.7.3. 5.7.3.2 5.7.3.2 6.2.2.2	Zusammenfassung         Erfassung der Schneedecke         Einleitung         Methoden der Modellierung         Erfassung der Schneedecke aus Radarsatellitendaten         Einführung und Daten         Methode         Bergebnisse         Schlussfolgerungen	
5.6.5 <b>5.7</b> 5.7.1 5.7.2 5.7.3. 5.7.3.2 5.7.3.2 6.2.2.2 <b>5.8</b>	Zusammenfassung         Erfassung der Schneedecke         Einleitung         Methoden der Modellierung         Erfassung der Schneedecke aus Radarsatellitendaten         Einführung und Daten         Methode         Bergebnisse         Schlussfolgerungen         Vorstellung der Ergebnisse in den Praxiseinrichtungen	
5.6.5 <b>5.7</b> 5.7.1 5.7.2 5.7.3. 5.7.3.2 5.7.3.2 6.2.2.7 <b>5.8</b> 5.8.1	Zusammenfassung         Erfassung der Schneedecke         Einleitung         Methoden der Modellierung         Erfassung der Schneedecke aus Radarsatellitendaten         Einführung und Daten         Methode         Bergebnisse         Schlussfolgerungen         Vorstellung der Ergebnisse in den Praxiseinrichtungen         Vorstellung der Projektergebnisse bei den Praxispartnern	
5.6.5 <b>5.7</b> 5.7.1 5.7.2 5.7.3. 5.7.3.2 5.7.3.2 5.7.3.2 <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.8.1</b> <b>5.8.2</b>	Zusammenfassung         Erfassung der Schneedecke         Einleitung         Methoden der Modellierung         Erfassung der Schneedecke aus Radarsatellitendaten         Einführung und Daten         Methode         Bergebnisse         Schlussfolgerungen         Vorstellung der Ergebnisse in den Praxiseinrichtungen         Vorstellung der Projektergebnisse bei den Praxispartnern         Das Modelldiagnosetool	
5.6.5 <b>5.7</b> 5.7.1 5.7.2 5.7.3. 5.7.3.2 5.8.1 5.8.2 5.8.2	Zusammenfassung         Erfassung der Schneedecke         Einleitung         Methoden der Modellierung         Erfassung der Schneedecke aus Radarsatellitendaten         Einführung und Daten         Methode         Bergebnisse         Schlussfolgerungen         Vorstellung der Ergebnisse in den Praxiseinrichtungen         Das Modelldiagnosetool	
5.6.5 <b>5.7</b> 5.7.1 5.7.2 5.7.3. 5.7.3.2 5.7.3.2 5.7.3.2 <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.7.3.2</b> <b>5.8.1</b> <b>5.8.2</b> <b>5.8.2.2</b> <b>5.8.2.2</b>	Zusammenfassung Erfassung der Schneedecke Einleitung Methoden der Modellierung Erfassung der Schneedecke aus Radarsatellitendaten Einführung und Daten Methode Schlussfolgerungen Vorstellung der Ergebnisse in den Praxiseinrichtungen Vorstellung der Projektergebnisse bei den Praxispartnern Das Modelldiagnosetool Einleitung 2. Ergebnisse	
5.6.5 <b>5.7</b> 5.7.1 5.7.2 5.7.3. 5.7.3.2 5.7.3.2 6.2.2.7 <b>5.8</b> .1 5.8.2 5.8.2.2 5.8.2.2 5.8.3	Zusammenfassung Erfassung der Schneedecke Methoden der Modellierung Erfassung der Schneedecke aus Radarsatellitendaten Einführung und Daten Methode Schlussfolgerungen Vorstellung der Ergebnisse in den Praxiseinrichtungen Vorstellung der Projektergebnisse bei den Praxispartnern Das Modelldiagnosetool Einleitung NiedSim	
5.6.5 <b>5.7</b> 5.7.1 5.7.2 5.7.3. 5.7.3.2 5.7.3.2 6.2.2.7 <b>5.8.</b> 5.8.1 5.8.2 5.8.2.2 5.8.2.2 5.8.3 5.8.3.1	Zusammenfassung Erfassung der Schneedecke Methoden der Modellierung Erfassung der Schneedecke aus Radarsatellitendaten Einführung und Daten Methode Schlussfolgerungen Vorstellung der Ergebnisse in den Praxiseinrichtungen Vorstellung der Projektergebnisse bei den Praxispartnern Das Modelldiagnosetool Einleitung 2. Ergebnisse NiedSim	
5.6.5 <b>5.7</b> 5.7.1 5.7.2 5.7.3. 5.7.3.2 5.8.2 5.8.2.2 5.8.3.2 5.8.2	Zusammenfassung         Erfassung der Schneedecke         Einleitung         Methoden der Modellierung         Erfassung der Schneedecke aus Radarsatellitendaten         Einführung und Daten         Methode         Bergebnisse         Schlussfolgerungen         Vorstellung der Ergebnisse in den Praxiseinrichtungen         Vorstellung der Projektergebnisse bei den Praxispartnern         Das Modelldiagnosetool         Einleitung         2. Ergebnisse         NiedSim         Motivation         2. Anpassung von NiedSim an das Weißeritzgebiet	
5.6.5 <b>5.7</b> 5.7.1 5.7.2 5.7.3.2 5.8.2 5.8.2.2 5.8.3.2 5.8.	Zusammenfassung Erfassung der Schneedecke Methoden der Modellierung Erfassung der Schneedecke aus Radarsatellitendaten Erfassung und Daten Methode Methode Schlussfolgerungen Vorstellung der Ergebnisse in den Praxiseinrichtungen Vorstellung der Projektergebnisse bei den Praxispartnern Das Modelldiagnosetool Einleitung Einleitung NiedSim Motivation Anpassung von NiedSim an das Weißeritzgebiet	

# 1 Vorwort

Hochwasser in Quellgebieten bergen aufgrund der sehr kurzen Vorwarnzeiten ein enormes Schadenspotential. Die steile Topographie und die geringmächtigen Böden sorgen für einen rasanten Ablauf der Abflussbildung, so dass bereits durch lokale Gewitter mit hohen Niederschlägen starke Hochwasserreaktionen hervorgerufen werden. Extreme Niederschläge, wie sie zum Hochwasser 2002 auftraten, lassen solche Quellgebiete sehr schnell teils mit verheerender Gewalt reagieren. Auch die in jüngerer Zeit aufgetretenen Ereignisse (Starzel 02. Juni 2008, Sachsen und Südbrandenburg Sommer 2010) zeigen, dass die genannten Phänomene typisch sind und deshalb einer wissenschaftlichen Untersuchung und deren Umsetzung in die in der hydrologischen Praxis genutzten Vorhersagemodelle bedürfen.

Auch das Management solcher Hochwasserereignisse erfordert genaue Vorhersagen des Niederschlags und der Abflüsse und auf die Vorhersagen abgestimmte Talsperrensteuerungen. Verlässliche operationelle Vorhersagen des Niederschlag-Abflussgeschehens sind dort aufgrund der hohen raum-zeitlichen Variabilität des Niederschlags und der Nichtlinearität der Gebietsreaktion extrem schwierig. Ort, Zugrichtung und zeitliche Entwicklung des Niederschlagsgebiets müssen mittels Niederschlagsradar sehr viel genauer bestimmt werden. Die hochaufgelöste Beobachtung von Niederschlagsfeldern war deshalb in Verbindung mit der Langfristvorhersage von Niederschlägen aus der Beobachtung kritischer Wetterlagen und Atmosphärenzustände ein Schwerpunkt der Arbeiten im Projekt OPAQUE. Zweiter Schwerpunkt war die Nutzung neuartiger Technologien zur Beobachtung von Bodenfeuchte und Schneebedeckung in ihrer räumlichen und zeitlichen Varianz. Ziel des Projektes war es, die Ergebnisse beider Schwerpunkte als wesentliche neue Einflussgrößen für die Implementierung in das operationelle Hochwasservorhersagemodell LARSIM aufzubereiten. Die Weiterentwicklung von LARSIM für die praktische Nutzung im operationellen Betrieb bei den Hochwasserzentralen der Länder war der dritte Schwerpunkt des Projektes.

# 2 Einführung

In gebirgigen Quellgebieten wird die Hochwasserentstehung durch Bedingungen dominiert, die nur schwer vorhergesagt werden können. Der Abfluss solcher Gebiete ist generell hoch, die Gebietsantwort oft sehr schnell, die Hangneigung steil, die Speicherkapazität wegen geringmächtiger Böden klein und wegen der hohen mittleren Niederschlagsmenge ist die initiale Bodenfeuchte oftmals höher als in anderen vergleichbaren Regionen. Aus diesem Grund ist die Hochwassersimulation nicht nur sensitiv auf Fehler in gemessenem und vorhergesagtem Niederschlagsintensitäten, sondern auch auf Fehler bei der Vorhersage der räumlichen Struktur des Ereignisses. Die Konsequenz ist, dass vertrauenswürdige Hochwasserwarnungen nur für kurze Vorhersagezeiträume gelten können. Die Hochwasserereignisse in diesen schnell reagierenden Quellgebieten können durch kurze Vorhersagezeiträume zusammen mit kurzen Reaktionszeiten charakterisiert werden.

Das Ausmaß eines Hochwasserereignisses in Gebirgsregionen ist dominiert durch die räumlichzeitliche Struktur des Niederschlags (Bronstert und Bárdossy, 2003, Ehret, 2003; Zehe et al., 2005), durch das nichtlineare Verhalten des Abflussbildungsprozesses (Uhlenbrook und Leibundgut, 2002) und durch den Sättigungsgrad, beispielsweise die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte und der Grundwasserstände des Einzugsgebietes vor dem Ereignis (Katsuyama et al., 2010). Die Zustände der gesättigten und ungesättigten Bodenzone bedingen die Kapazität der Landschaft, neuen Niederschlag zu speichern (Merz und Plate, 1997; Zehe und Blöschl, 2004; Bronstert und Bárdossy, 1999; Grayson und Blöschl, 2001). Die Hochwasserwelle setzt sich zusammen aus unterschiedlichen Komponenten: Oberflächenabfluss hervorgerufen durch Infiltrationsüberschuss ("Hortonscher Abfluss") oder Sättigungsüberschuss, hypodermischem Abfluss und schnellem Grundwasser gesteuert durch den steilen Gradienten der Grundwasseroberfläche nach Starkniederschlägen. Abbildung 2.1 stellt die Abflusskomponenten auf der Hangskala vor.



Abbildung 2.1: Schematische Darstellung hydrologischer Prozesse (nach Bronstert, 2005)

Die Größenordnung der meisten Abflussentstehungsprozesse ist abhängig von der Vorfeuchte des entsprechenden Einzugsgebietes, beschrieben durch die folgenden Mechanismen:

- Hoher Sättigungszustand bei niedrigem Grundwasserflurabstand und steilen Gradienten der Grundwasseroberfläche. Zusätzlicher Niederschlag führt zu stärkerer Exfiltration in das Gewässernetz.
- Hoher Grundwasserspiegel erzeugt eine sehr flache ungesättigte Zone (Bereich zwischen Bodenoberfläche und Grundwasser) oder erlaubt dem Grundwasserspiegel das Erreichen der Geländeoberfläche. Hier sind Entstehungsgebiete für Sättigungsoberflächenabfluss.
- Hohe Bodenfeuchte erhöht das Entstehen von hypodermischen Abflussprozessen.

Es muss berücksichtigt werden, dass Abflussprozesse wie Hortonscher Abfluss oder Abfluss von versiegelten Flächen nicht durch den Sättigungszustand des Gebietes gesteuert werden. Nichtsdestotrotz ist lange bekannt (Dunne et al., 1975), dass im Falle von hypodermisch dominierten Hochwasserentstehungsmechanismen, ein tiefgründiges Wissen des Sättigungszustands des Gebietes (Mittelwerte und möglicherweise die flächige und vertikale Verteilung) a priori zum Niederschlagsereignisses die Vorhersage erheblich verbessern kann.

Die Simulation von Hochwasserereignissen kann unterschiedliche Zielsetzungen haben: Analyse der hydrologisch dominierenden Prozesse und ihre Interaktion, Art der Bildung des Ereignisses, die Bewertung und der Vergleich von potentiellen Maßnahmen zur Reduktion des Hochwasserscheitels oder die Hochwasservorhersage im Gewässer. Abbildung 2.2 stellt die Komponenten eines typischen Vorhersagemodells schematisch dar. Beginnend mit der Initialisierung der Zustandsvariablen wird ein Niederschlags-Abfluss-Modell durch die meteorologische Beobachtung angetrieben. Abhängig von der beobachteten Niederschlagsintensität, ist der Vorhersagezeitraum (lead time) auf die Reaktionszeit der Systemantwort begrenzt. Um den Vorhersagezeitraum zu verbessern, werden meteorologische Vorhersagen als Randbedingungen genutzt.



Abbildung 2.2: Komponenten eines Hochwasservorhersagesystems für kleine Quellgebiete in Gebirgsregionen basierend auf Niederschlags-Abfluss-Modellierung.

Die hydrologische Vorhersage kann durch die Kenntnis der räumlichen Struktur des beobachteten und prognostizierten Niederschlags erheblich optimiert werden, (Collier, 2007; Younis et al., 2008). Im Besonderen können eine vorangegangene Beobachtung und deren Regionalisierung die Repräsentativität der Zustandsvariablen erhöhen und damit die Unsicherheiten der hydrologischen Vorhersage verringern. Allerdings kann ein Unsicherheitsanteil in den vorhergesagten meteorologischen Eingangsbedienungen nicht absolut ausgeschlossen werden. Daher werden die Zustandsvariablen niemals eine perfekte Repräsentation der realen Zustände darstellen. Dies hat besondere Auswirkungen bei Zustandsvariablen, die mit dem Speicher des Bodenwassers zusammenhängen und damit einen erheblichen Einfluss auf das Abflussgeschehen haben (Aubert et al., 2003). Der Sättigungszustand des Einzugsgebietes der durch diese Zustandsvariablen beschrieben wird, hat die Bezeichnung Vorfeuchte. In der hydrologischen Praxis wird bei der ereignisbezogenen Simulation der vorangegangene Niederschlag als Vorregenindex oder der aktuelle Gebietabfluss als Indikator für die Vorfeuchte genutzt (Fedora und Beschta, 1989; Pilgrim und Cordery, 1993; Maniak, 1997; Berthet et al., 2009). Um eine kontinuierliche hydrologische Simulation zu ermöglichen, werden die Zustandsvariablen durch Assimilation vorangegangener beobachteter Abflüsse aktualisiert (Refsgaard, 1997).

Auch Untersuchungen zur Bewertung von Grenzen und Potentialen der Bodenfeuchteassimilation für Niederschlags-Abfluss-Modellen sind notwendig. In diesem Zusammenhang ist ein besonders wichtiger Punkt, wie die beobachtete Bodenfeuchte in Zusammenhang zu den Zustandsvariablen des Modells gebracht werden kann. Es wurde gezeigt, dass die Nichtlinearität des Niederschlag-Abfluss Verhaltens besser dargestellt werden kann, wenn die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte als räumlicher Mittelwert verwendet wurde (Bronstert und Bárdossy, 1999; Merz und Bárdossy, 1998; Noto et al., 2008; Zehe et al., 2010). Auf der anderen Seite muss die räumliche zeitliche Skala der Beobachtung berücksichtigt werden (Western et al., 2002). Beobachtungen können charakterisiert werden nach: Punktmessungen gegenüber Volumenintegrierenden Methoden, räumliche Auflösung oder Punktdichte, vertikaler Eindringtiefe, so wie vertikaler Auflösung und zeitlicher Auflösung. Um eine optimale Assimilationsstrategie zu entwickeln, muss das Verständnis der Skalenübergänge in der Beobachtung der Bodenfeuchte verbessert werden. Aus diesem Grund muss die Bodenfeuchteuntersuchung auf einer multiplen Skala mit einem Modellkonzept auf einer multiplen Skala kombiniert werden. Darum war unter anderem Ziel des OPAQUE-Projektes eine bessere Abschätzung der Vorfeuchte, als eine der bedeutendsten Regulatoren für den Transfer des Niederschlags zur Abflussbildung.

# 3 Ziele

### Gesamtziel des Vorhabens

Ziel des Vorhabens war eine verbesserte operationelle Vorhersage starker Hochwasserereignisse in Oberläufen bzw. Quellgebieten großer Flüsse. Starke, auch extreme, Hochwasserereignisse an großen Flüssen werden zu einem überwiegenden Anteil in diesen Regionen gebildet. Dies ist durch die im Gebirge typischerweise geringmächtigen Böden mit geringem Retentionsvermögen, die hohe Reliefenergie, und die oftmals extremen Niederschlagsmengen und -intensitäten in Quellgebieten zu erklären. Diese Gebiete sind aber nicht nur für die Hochwassergenese der großen Flüsse von besonderem Interesse, sondern auch wegen des großen Schadensrisikos in diesen Gebieten selbst. Hier sind oftmals die Reaktionszeiten kurz und damit die Vorwarnzeiten gering, was zu einem erhöhten Risiko für unterliegende Kommunen und Talsperren aber auch für Leib und Leben führt. Zu Projektbeginn waren Vorhersagen extremer Hochwasserabflüsse in Quelleinzugsgebieten noch immer mit großen Unsicherheiten behaftet, wie z.B. das Pfingsthochwasser an der oberen Donau und das Sommerhochwasser 2002 im Gebiet der Weißeritz zeigte. Die primären Ursachen hierfür liegen in noch immer zu unsicheren Niederschlagsvorhersagen für diese Gebiete, z.T. Defizite der verwendeten hydrologischen Modelle in der Beschreibung der Abflussbildung auf dieser Skala und auch der Mangel an verlässlichen Verfahren zur Identifikation kritischer Gebietszustände wie der Bodenfeuchte auf dieser Skala. Eine Verbesserung der Frühwarnung (bzgl. Ort, Zeit, Menge und Intensität des Ereignisses) und des Hochwassermanagements (bzgl. Speichersteuerung, Schadenswarnung, Alarmplan) in diesen Gebieten versprach eine besonders effektive Risikominderung.

Die Minderung des Hochwasserrisikos in den Quellgebieten war nicht nur besonders vielversprechend sondern auch dringend notwendig. Eine verbesserte operationelle Frühwarnung sollte einerseits eine um einige Stunden frühere und insbesondere mit geringerer Unsicherheit behaftete Hochwasserwarnung ermöglichen. Aufgrund der geringen Vorwarnzeiten in Quellgebieten kann dies bereits deutlich mehr Spielraum für das Ergreifen von Objektschutzmaßnahmen im Rahmen eines abgestimmten Alarmplans bedeuten. Andererseits sollte eine solcherart verbesserte Warnung ein effizienteres Management der HW-Räume der Talsperren <u>und</u> ein (an die verbleibenden Hochwasserabflüsse) angepasstes Management der durch Überschwemmung gefährdeten Flächen entlang der Flüsse dieser Gebiete ermöglichen, denn in den Zielgebieten (Weißeritz, Obere Iller und Donau) liegen bereits detaillierte Überflutungskarten vor. Dies bedeutet eine effiziente und deutliche Reduktion der beiden Komponenten des Risikos, *reduzierte Eintrittswahrscheinlichkeit für wenig zutreffende Vorhersagen <u>und</u> gemindertes Schadenspotential.* 

Für die Steuerung von Stauanlagen sollte zudem geprüft werden, ob sich durch klimatologisches Downscaling eine bessere Langfristvorhersage (> 3 Tage) über zu erwartende Starkniederschläge für Stationen im Gebiet ableiten lassen. Denn eine Vorabsenkung des Wasserspiegels, ohne dass es unterstrom zu Schäden durch zu hohe Abflüsse/ Wasserstände kommt, erfordert durchaus mehrere Tage (Beispiel Hochwasser 2002 an der Weißeritz). Dadurch soll die *Eintrittswahrscheinlichkeit extremer Abflüsse* unterhalb der Stauanlagen reduziert werden. Zudem kann eine frühere und weniger unsichere Warnung für die Überschwemmungsbereiche eine wichtige *Minderung des Potentials für Sachschäden und der Gefahr für Leib und Leben* bedeuten und die Grundlage für einen geeigneten Alarmplan darstellen. Das Produkt aus verringerter Eintrittswahrscheinlichkeit extremer Abflüsse und verringertem Schadenspotential würde letztlich eine insgesamt bedeutende Minderung des Hochwasserrisikos in diesen Gebieten bedeuten.

Hinzu kam die Wichtigkeit einer verbesserten operationellen Vorhersage der Quellgebiete auch für die flussabwärts gelegenen größeren Flussgebiete, etwa Elbe, Neckar oder Donau. Bei der Betrachtung von Talsperren in diesem Zusammenhang ist zudem deren Multifunktionalität (z. B. außer Hochwasserschutzfunktion noch Rohwasserbereitstellung für die öffentliche Trinkwasserversorgung mit hohen Anforderungen an die Qualität des gestauten Wassers) angemessen Rechnung zu tragen.

Das Hauptziel des Vorhabens war somit die (Weiter-)Entwicklung und Anpassung von Werkzeugen zur operationellen Hochwasserwarnung und -vorhersage. Die verbesserten Vorhersagen liefern die Grundlage für ein auf die aktuelle Lage angepasstes (integriertes) Hochwassermanagement und die operationelle Talsperrensteuerung. Die Bereitstellung von Schulungseinheiten, in deren Folge die entwickelten Werkzeuge zur Vorhersage, Warnung und Talsperrensteuerung zur Umsetzung gelangen, stellte den dritten Teil des Hauptziels dar.

# 4 Forschungsansatz

# 4.1 Aufgabenstellung

### Konkrete wissenschaftliche und technische Ziele des Vorhabens

Das oben genannte Gesamtziel einer zuverlässigeren operationellen Hochwasserwarnung/-vorhersage in Quellgebieten umfasste die Arbeit zu drei Hauptkomponenten :

- 1. Operationelle Hochwasserwarnung und -vorhersage sowie Vorwarnung
- 2. HW-Management insbesondere Optimierung von Talsperrensteuerung auf Basis verbesserter Frühwarnung und Vorwarnung

3. Bereitstellung von Schulungseinheiten und von Grundlagen zur operationellen Umsetzung für ein verbessertes Risikomanagement.

Der Schwerpunkt für die Arbeiten in der **Hauptkomponente 1** lag auf der Verbesserung der Schätzung des Niederschlages, der verbesserten Erfassung des Gebietsvorzustandes und dessen Parametrisierung in den Modellen und der auf beidem beruhenden verbesserten Vorhersage der Abflussbildung bei Starkniederschlägen.. Daraus ergaben sich folgende Bearbeitungsschwerpunkte:

- verbesserte operationelle Schätzung von Starkniederschlagsfeldern für den Simulationsund den Vorhersagebetrieb durch Kombination von Niederschlagsbeobachtungen am Boden und Niederschlagsradar;
- verbesserte Beobachtung des Bodenfeuchtezustands durch Einsatz innovativer TDR-Technologie in Kombination mit Georadar, Fernerkundung und einem Landoberflächenmodell;
- verbesserte Ermittlung von Ausdehnung und Zustand der Schneedecke durch Kombination von Fernerkundung, Bodenbeobachtungen und einem Schneemodell;
- verbesserte operationelle Vorhersage der Abflussbildung und -konzentration, durch Integration von Informationen über räumliche Niederschlagsfelder, Bodenfeuchte und Zustand der Schneedecke.

Allerdings ist dies nur der erste Schritt in Richtung eines integrierten Schutzkonzeptes zur Minimierung von Hochwasserschäden in diesen Gebieten. Gerade für Gemeinden in diesen kleineren Flusseinzugsgebieten ist ein umfassender technischer Hochwasserschutz gegen "extreme Ereignisse" aus finanziellen Gründen und aus Gründen des Landschaftsschutzes oft nicht realisierbar. Daher ist neben einer zuverlässigen operationellen Hochwasserwarnung und vorhersage ein Hochwassermanagement für Siedlungsgebiete, insbesondere durch eine optimierte Hochwassersteuerung insbesondere von Talsperren oder auch in Form von an die Vorhersagen angepasste Alarmpläne und rechtzeitig umsetzbaren Objektschutzmaßnahmen von eminenter Wichtigkeit. Da die spezifische Erarbeitung von Alarmplänen und planerische Aspekte des Hochwasserrisikomanagement für die Weißeritz bereits durch das Projekt "Kooperatives Hochwasserrisikomanagement unter Verwendung eines Umweltinformationssystems - am Beispiel des Flusseinzugsgebietes der Weißeritz" (IÖR Dresden) erfolgten, beschränkte sich dieses Vorhaben auf die Bereitstellung der verbesserten Werkzeuge zur Hochwasservorhersage, die Quantifizierung der Vorhersageunsicherheit, und die Frage der Talsperrensteuerung. Neben einer verbesserten und frühzeitigeren Warnung und Steuerung sollen damit auch die Fehlwarnungen vermindert werden, da diese die Akzeptanz für künftige Warnungen untergraben.

Besonders wichtig für eine optimierte Talsperrensteuerung ist neben der Quantifizierung der Unsicherheiten der operationellen Niederschlag-Abflussvorhersagen auch die verbesserte langfristige Vorhersage von Niederschlägen (3-5 Tage), da Fehleinschätzungen und falsche Steuerung für den Betreiber aufgrund der Mehrfachnutzung mit erheblichen Kosten verbunden sind. Die Ziele in der Bearbeitung von **Hauptkomponente 2** waren daher:

- Möglichkeiten einer besseren Langfristvorhersage von Starkniederschlägen (> 3 Tage) für wichtige Stationen im Gebiet aus Mittelfristvorhersagen des ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecast, UK) und des GME (Globales Modell Deutscher Wetterdienst) durch klimatologisches Downscaling;
- Quantifizierung der Schäden, die durch die Talsperrensteuerung im Hochwasser für Anlieger unterstrom entstehen;
- Ableitung synthetischer Niederschlagsreihen für das "Training" der Talsperrensteuerung für kritische Wetterlagen.

Durch die Überführung neuer Mess- und Modellmethoden (z.B. Radarmessungen, Fernerkundungsinformationen, Downscaling, flächenverteilte hydrologische Modellierung) in die Praxis in **Hauptkomponente 3** wurde ein besonders starker Fortschritt hinsichtlich einer Risikominderung im Falle extremer Hochwässer erwartet. Dies galt für die Integration der entwickelten meteorologischen und hydrologischen Verfahren in die operationelle Anwendung bei den Projekt- und Kooperationspartnern und insbesondere für die <u>Kopplung</u> (Rückkopplung) von Speichersteuerung und Hochwasservorhersage, sowie der <u>Speichersteuerung mit den zu erwartenden Schäden</u> im Unterlauf. Besonderes Augenmerk sollte dabei der Entwicklung von Trainingsmodulen für die beteiligten Hochwasservorhersagezentralen gelten, womit die Situation bei Starkniederschlagsund Hochwasserperioden schon "durchgespielt" werden kann. Zudem ist eine direkte Umsetzung und Demonstration bei betroffenen Gemeinden vorgesehen, z.B. in Dresden (Weisseritz) oder Tübingen (Goldersbach).

# 4.2 Voraussetzungen für das Vorhaben

Das Konsortium, dass sich zur Projektbearbeitung zusammengefunden hatte, war in zahlreichen Vorprojekten mit gleichartigen Themenfeldern, zum Tieil auch schon als Kooperationspartner beschäftigt, so dass für die Durchführung des Projektes gute Voraussetzungen bestanden. Die Erfahrung erstreckte sich von klimatischem Downscaling, über Niederschlagsradar-gestützte Abflussmodellierung und operationelle Hochwasservorhersage, Talsperrensteuerung bis hin zu Fernerkundung und Risikomanagement. Im Folgenden wird ein kurzer Überblick über Arbeitsschwerpunkte der Kooperationspartner gegeben, was deren Kompetenz zur Bearbeitung des Projektes und die zu erwartende Zusammenführung unterschiedlicher fachlicher Schwerpunkte verdeutlicht. Das Projekt wurde wissenschaftlich von der Universität Potsdam (Prof. Bronstert/ Prof. Zehe) geleitet.

	Kompetenzen und Aufgaben in OPAQUE					
Uni P	<ul> <li>Hydrologische Modellierung, Abflussbildung bei Hochwasser, Landnutzungs- und Kli- maeinfluss (Prof. Bronstert)</li> </ul>					
	• Parametrisierungen aus Feldmessungen + Fernerkundung (Bronstert, Zehe, Kaden)					
	Kombination von Niederschlagsradar und Bodenbeobachtung (Prof. Bronstert					
	Klimatologisches Downscaling: Statistisch-empirische Methode expanded downscaling					
Uni S	Selbstlernende Fuzzysysteme					
	Hydrologische Modellierung					
	Klimatologisches Downscaling (Wetterlagenklassifikation)					
	Nutzung von Radardaten zur Hochwasservorhersage					
TUM	Kombination von Niederschlagsradar und Bodenbeobachtung (Prof. Zehe)					
	• Messung von Bodenfeuchtezuständen, hydrologische Prozessmodellierung (Prof. Zehe)					
GFZ	Geoökologische Anwendungen unterschiedlichster Methoden der Fernerkundung					
	Abschätzung von Hochwasserschäden und -risiken					
	Entwicklung von Vorsorgekonzepten					
DLR	• Angewandte Modellierung und Invertierung, Verwendung der polarimetrischen SAR-					

Tabelle 4.1 : Grundlegende Kompetenzen der Projekt- und Kooperationspartner mit Relevanz für das beantragte Vorhaben

	Interferometrie zur Bestimmung von bio-/geo-physikalischen Umweltparametern
WWA-KE	Operationelle Hochwasservorhersage, Entwicklung hydrologischer Modelle
	Steuerung von Hochwasserrückhaltebecken und Staustufen
	Nutzung quantitativer Niederschlagsradardaten zur Hochwasservorhersage
	Kurzfristvorhersage des Niederschlags auf Basis von Radardaten
LUBW	Hochwasser-Frühwarnsystem, Operationelle Hochwasser-, Mittelwasser- und Niedrig- wasservorhersage
	Wasserhaushaltsmodellierung, Entwicklung hydrologischer Modelle
	Fernerkundung von Schneebedeckung und Vorbodenfeuchte (InFerno Projekt)
LfUG	Operationelle Hochwasservorhersage
	Entwicklung von Vorsorgekonzepten
LTV	Speicherbewirtschaftungspläne (Wassermengen- und -gütebewirtschaftung)
	Hochwassersteuerpläne; fachliche Begleitung verschiedener hydrol. F+E-Vorhaben
IBL	Wasserhaushaltsmodellierung, Modellentwicklung
	Entwicklung operationeller Hochwasser-, Mittelwasser- und Niedrigwassermodelle
Schlaeger	Verfahren zur inversen Ermittlung von vertikalen Bodenfeuchteprofilen mit Spatial-TDR

Insbesondere die Verknüpfung der Kompetenzen von Universitäten, außeruniversitären Forschungseinrichtungen, Ingenieurbüro und Behörden ließ eine praxisorientierte Themenbearbeitung unter Verwendung neuer Wissenschaftsergebnisse erwarten, die direkt in die operationelle Anwendung überführt werden sollten.

Durch die Einbeziehung des Institutes für Hochfrequenztechnik und Radarsysteme des DLR wurde die Gewinnung von Flugzeugradardaten in breitem Wellenlängen- und Polarisationsspektrum ermöglicht, ohne die Fortschritte in der Nutzung von Fernerkundungsdaten in der Beschreibung von hochwasserrelevanten Situationen undenkbar sind. Dass die Vorteile der Fernerkundung mit der häufig wiederholbaren, flächenhaften Abbildung der Verhältnisse in Einzugsgebieten in Zukunft in der Hochwasservorhersage Anwendung finden müssen, ist unbestritten. Da nur das DLR über die notwendige technische Ausstattung zur Gewinnung dieser Daten verfügt, wurde das Institut über die Vergabe eines Unterauftrages ins Projekt eingebunden. Weil ferner die Universitäten weder über die hardware- und softwaretechnische Ausstattung zur Verarbeitung von Fernerkundungsdaten noch über die notwendigen wissenschaftlichen Kenntnisse verfügen, erfolgte die Einbindung der Sektion Fernerkundung des GFZ Potsdam, in der langjährige Erfahrungen bei der Nutzung von Fernerkundungsdaten für geoökologische Fragestellungen vorliegen. Dabei ist von besonderer Bedeutung, dass in diesem Institut bei Dr. Itzerott Wissen über die in der Landschaft ablaufenden Prozesse in der Pedosphäre, Hydrosphäre und Atmosphäre gepaart sind mit der Kenntnis der physikalischen Abbildung dieser in Fernerkundungsdaten. Nur so bestand die Möglichkeit, die Wissenschaftsdisziplinen Hydrologie und Radarfernerkundung für beide Seiten erkenntnisbringend zu verbinden. Über die intensive Kooperation dieser Sektion des GFZ mit dem Institut des DLR wurde die zielgerichtete Auswertung von Flugzeug- und Satellitenradardaten für die Bedürfnisse der Hochwasservorhersage gewährleistet.

Ebenso am GFZ angesiedelt ist die Sektion Ingenieurhydrologie, die auf dem Gebiet der Schadensmodellierung nach Hochwassern zu den führenden Wissenschaftlergruppen gehört. Ihre Einbindung ins Projekt ermöglichte die Lösung einer Frage, die im Fall des Hochwassers der Elbe und ihrer Nebenflüsse 2002 zu Entscheidungsproblemen führte. Die Steuerung des Abflusses aus Talsperren ist im Hochwasserfall verschiedenen Bedingungen und Forderungen ausgesetzt, ihre Optimierung sollte durch die Analyse der möglichen Schäden und der Abwägung ihres Ausmaßes erreicht werden. Die Erfahrung der Arbeitsgruppe bei der Auswertung der Schadensfälle zum Elbehochwasser 2002 kam damit dem Projektverbund voll zugute.

Auch die direkte Vergabe eines Auftrages auf Kostenbasis an das Ingenieurbüro Ludwig und an Schlaeger-mathematical solutions & engineering beruhte auf den Kompetenzen der Unternehmen. Das Programmsystem LARSIM, das bereits in der operationellen Hochwasservorhersage der Bundesländer Bayern und Baden-Württemberg eingesetzt wird und auf dessen verbesserter Abbildung des Wirkungsgefüges im Ereignisfall das Projekt zielte, ist von Mitarbeitern des Büros Ludwig mitentwickelt worden. Sie verfügen daher über die größte Erfahrung bei der Kalibrierung und der programmtechnischen Entwicklung von LARSIM. Deren Mitarbeit garantierte eine besonders effiziente Umsetzung von Weiterentwicklungen im Modellsystem und eine bestmögliche Implementierung des verbesserten Modells an den beteiligten Hochwasserzentren. Die Erfahrung von Schlaeger bei der Entwicklung, dem Bau und der Datenauswertung für Spatial TDR-Systeme war für die Erfassung der Bodenfeuchte von immenser Bedeutung.

Die enge Kooperation zur Abteilung Hydrologie des DWD war eine wesentliche Voraussetzung für die praxisnahe Weiterentwicklung der Verfahren zur radargestützten Niederschlagsschätzung.

# 4.3 Planung und Ablauf des Vorhabens

Auch bereits in der Vorphase, dann aber konkretisiert zu Beginn der Projektlaufzeit, sind aus der Aufstellung der Arbeitsschwerpunkte die Aufgabenpakete mit den zugehörigen Teilaufgaben und Arbeitsumfängen zusammengestellt worden. Die nachfolgende Übersicht stellt diese Aufgabengliederung, die in großen Teilen über die Gesamtlaufzeit gültig blieb, dar.

Tabelle 4.2: Aufgabenpakete (AP) mit Teilaufgaben für die Arbeit im Projekt OPAQUE

0	Projektkoordination	18		
0.1	Koordination des Gesamtprojektes und Abstimmung der Teilprojekte	11		
0.2	Durchführung eines Workshop zur Diskussion der bis dahin erzielten Ergebnisse, Teilnehmer: Projektbeteiligte, Vorhersagezentren, unabhängige Wissenschaftler, in- ternationale Experten			
0.3	Durchführung der Abschlußworkshops, Teilnehmer: Projektbeteiligte, Vorhersage- zentren, unabhängige Wissenschaftler, internationale Experten	1		
0.4	Darstellung der Ergebnisse im wissenschaftlichen und in wissenschaftlichen Zeit- schriften - Koordination der Arbeiten	5		
1	Vorwarnung vor kritischen atmosphärischen Situationen und kriti- schen Gebietszuständen	111		
1.1	Vorwarnung über kritische Wetterlagen und Langfristvorhersagen von Stationsnie-	39		
	derschlägen			
	<ul> <li>derschlägen</li> <li>Identifikation hochwasserrelevanter Wetterlagen auf Basis von Re-Analysedaten</li> </ul>			
	<ul> <li>derschlägen</li> <li>Identifikation hochwasserrelevanter Wetterlagen auf Basis von Re-Analysedaten</li> <li>Anpassung und Verbesserung des stochastischen Niederschlagsmodells auf Basis historischer Stationsdaten und Wetterlagenzeitreihen</li> </ul>			

	≻	Implementierung des Modells bei Behörden	
	۶	Anpassung des Expanded Downscaling an Zielgebiete auf Basis historischer Vorhersagen des ECMWF &	
	۶	GME Langzeitprognosen historischer Stationsniederschläge auf Basis historischer Ensemblevorhersagen, Quanti- fizierung der Unsicherheiten	
	≻	Einteilung der Niederschlagsvorhersagen in Cluster mit unterschiedlicher Wahrscheinlichkeit	
1.2	Sc	hätzung und Integration der Gebietsbodenfeuchte	52
	٨	Aufbau des Messnetzes (Bodenfeuchtemesscluster und Niederschlagsschreiber), kontinuierliche Messung und Analyse der Bodenfeuchtebeobachtung	
	≻	Vorbereitung und Durchführung der Befliegungskampagnen E-Sar/Flugzeug	
	$\succ$	PolSAR und PolInSAR- Prozessierung der Daten	
	≻	Invertierung zur quantitativen Bodenfeuchtebestimmung, Trennung der Boden- und Pflanzenfeuchte	
	۶	Auswertung von Satellitendaten auf Basis der Ergebnisse aus der Flugzeugkampagne	
	>	Anpassung des Prozessmodells CATFLOW auf Basis der Bodenfeuchtedaten, Abflussdaten, Nieder- schlagsdaten als dynamischem Interpolator für die Bodenfeuchte	
	>	Vergleichende Simulation zwischen LARSIM und CATFLOW im Beobachtungszeitraum zur Ableitung einer funktionellen Beziehung zwischen beobachteter Feuchtedynamik und der Sättigung des Bodenspeichermo- duls ins LARSIM	
1.3	Erf	assung der Schneedecke und Integration in die hydrologische Modellie-	20
	rur	ng	
	٨	Aufbau des Messnetzes (Schneekissen, Schneetemperatur und Schneefeuchte) kontinuierliche Messung und Analyse der Schneebedeckung und des Schneezustands	
	۶	Kontinuierliche Messung der Schneedecke	
	$\succ$	Auswertung von Satellitenaufnahmen zur Ermittlung der Schneedeckenausdehnung	
	۶	Aufbau eines Schneemodells als dynamischem Interpolator	
	≻	Vorfahron zur modollgostützten Schätzung von Zustand und Ausdehnung der Schneiderke auf Pasis lekal	
		kontinuierlicher Daten und Satellitendaten	
2	Op scl	erationelle Schätzung und Kurzfristvorhersage des Gebietsnieder- nlags	64
<b>2</b> 2.1	Op scl	erationelle N-Schätzung für den Simulationsbetrieb auf Basis von Nieder-	64 38
<b>2</b> 2.1	Op scl Op scl	erationelle Schätzung und Kurzfristvorhersage des Gebietsnieder- nlags erationelle N-Schätzung für den Simulationsbetrieb auf Basis von Nieder- nlagsradar Defizitanalyse des Merging-Verfahrens und Bereitstellung von angeeichnten ("gemergten") Radardaten für	64 38
<b>2</b> 2.1	Op scl Op scl	erationelle Schätzung und Kurzfristvorhersage des Gebietsnieder- hlags erationelle N-Schätzung für den Simulationsbetrieb auf Basis von Nieder- hlagsradar Defizitanalyse des Merging-Verfahrens und Bereitstellung von angeeichnten ("gemergten") Radardaten für AP3	64 38
<b>2</b> 2.1	Op scl op scl >	erationelle Schätzung und Kurzfristvorhersage des Gebietsnieder- hags erationelle N-Schätzung für den Simulationsbetrieb auf Basis von Nieder- hagsradar Defizitanalyse des Merging-Verfahrens und Bereitstellung von angeeichnten ("gemergten") Radardaten für AP3 Technische und inhaltliche Verbesserung des Merging-Verfahrens (u.a. Variogrammschätzung, Anpassung der Stauchungsparameter, Berücksichtigung von Qualitätsdaten, Erhöhung der Rechengeschwindigkeit) Verbesserung der Schätzung der Niederschlagsintensität durch geeignete Filter	64 38
<b>2</b> 2.1	Op scl Op scl >	erationelle Schätzung und Kurzfristvorhersage des Gebietsnieder- hags erationelle N-Schätzung für den Simulationsbetrieb auf Basis von Nieder- hagsradar Defizitanalyse des Merging-Verfahrens und Bereitstellung von angeeichnten ("gemergten") Radardaten für AP3 Technische und inhaltliche Verbesserung des Merging-Verfahrens (u.a. Variogrammschätzung, Anpassung der Stauchungsparameter, Berücksichtigung von Qualitätsdaten, Erhöhung der Rechengeschwindigkeit) Verbesserung der Schätzung der Niederschlagsintensität durch geeignete Filter Verbesserte Repräsentation kleinräumiger Niederschlagsvariabilität durch Blockkriging	64 38
<b>2</b> 2.1	Op scl op scl	erationelle Schätzung und Kurzfristvorhersage des Gebietsnieder- hags erationelle N-Schätzung für den Simulationsbetrieb auf Basis von Nieder- hagsradar Defizitanalyse des Merging-Verfahrens und Bereitstellung von angeeichnten ("gemergten") Radardaten für AP3 Technische und inhaltliche Verbesserung des Merging-Verfahrens (u.a. Variogrammschätzung, Anpassung der Stauchungsparameter, Berücksichtigung von Qualitätsdaten, Erhöhung der Rechengeschwindigkeit) Verbesserung der Schätzung der Niederschlagsvariabilität durch Blockkriging Verbesserte Repräsentation kleinräumiger Niederschlagsvariabilität durch Blockkriging Verbesserte Schätzung der Advektion durch raumzeitliche Interpolation	64 38
<b>2</b> 2.1	Op scl Op scl >	erationelle Schätzung und Kurzfristvorhersage des Gebietsnieder- hags erationelle N-Schätzung für den Simulationsbetrieb auf Basis von Nieder- hagsradar Defizitanalyse des Merging-Verfahrens und Bereitstellung von angeeichnten ("gemergten") Radardaten für AP3 Technische und inhaltliche Verbesserung des Merging-Verfahrens (u.a. Variogrammschätzung, Anpassung der Stauchungsparameter, Berücksichtigung von Qualitätsdaten, Erhöhung der Rechengeschwindigkeit) Verbesserung der Schätzung der Niederschlagsintensität durch geeignete Filter Verbesserte Repräsentation kleinräumiger Niederschlagsvariabilität durch Blockkriging Verbesserte Schätzung der Advektion durch raumzeitliche Interpolation Implementierung des verbesserten Mergings in die RADOL AN-Produktkette via Schpittstelle in InterMet	64 38
<b>2</b> 2.1	Opp scl > > > > >	erationelle Schätzung und Kurzfristvorhersage des Gebietsnieder- hags erationelle N-Schätzung für den Simulationsbetrieb auf Basis von Nieder- hagsradar Defizitanalyse des Merging-Verfahrens und Bereitstellung von angeeichnten ("gemergten") Radardaten für AP3 Technische und inhaltliche Verbesserung des Merging-Verfahrens (u.a. Variogrammschätzung, Anpassung der Stauchungsparameter, Berücksichtigung von Qualitätsdaten, Erhöhung der Rechengeschwindigkeit) Verbesserte Repräsentation kleinräumiger Niederschlagsvariabilität durch Blockkriging Verbesserte Schätzung der Advektion durch raumzeitliche Interpolation Implementierung des verbesserten Mergings in die RADOLAN-Produktkette via Schnittstelle in InterMet erationelle Niederschlags-Kurzfristvorhersage auf Basis von Nieder-	64 38 26
<b>2</b> 2.1 2.2	Opp scl > > > > > > > > Op	verialiten zum indergestutzten Schätzung von zustand und Ausdehnung der Schneedecke auf Basis lokal kontinuierlicher Daten und Satellitendaten erationelle Schätzung und Kurzfristvorhersage des Gebietsnieder- nlags erationelle N-Schätzung für den Simulationsbetrieb auf Basis von Nieder- nlagsradar Defizitanalyse des Merging-Verfahrens und Bereitstellung von angeeichnten ("gemergten") Radardaten für AP3 Technische und inhaltliche Verbesserung des Merging-Verfahrens (u.a. Variogrammschätzung, Anpassung der Stauchungsparameter, Berücksichtigung von Qualitätsdaten, Erhöhung der Rechengeschwindigkeit) Verbesserung der Schätzung der Niederschlagsintensität durch geeignete Filter Verbesserte Repräsentation kleinräumiger Niederschlagsvariabilität durch Blockkriging Verbesserte Schätzung der Advektion durch raumzeitliche Interpolation Implementierung des verbesserten Mergings in die RADOLAN-Produktkette via Schnittstelle in InterMet erationelle Niederschlags-Kurzfristvorhersage auf Basis von Nieder-	64 38 26
<b>2</b> 2.1 2.2	Opp scl > > > > > > > Opp scl	erationelle Schätzung und Kurzfristvorhersage des Gebietsnieder- hags erationelle N-Schätzung für den Simulationsbetrieb auf Basis von Nieder- hagsradar Defizitanalyse des Merging-Verfahrens und Bereitstellung von angeeichnten ("gemergten") Radardaten für AP3 Technische und inhaltliche Verbesserung des Merging-Verfahrens (u.a. Variogrammschätzung, Anpassung der Stauchungsparameter, Berücksichtigung von Qualitätsdaten, Erhöhung der Rechengeschwindigkeit) Verbesserung der Schätzung der Niederschlagsintensität durch geeignete Filter Verbesserte Repräsentation kleinräumiger Niederschlagsvariabilität durch Blockkriging Verbesserte Schätzung der Advektion durch raumzeitliche Interpolation Implementierung des verbesserten Mergings in die RADOLAN-Produktkette via Schnittstelle in InterMet erationelle Niederschlags-Kurzfristvorhersage auf Basis von Nieder- hagsradar	64 38 26
<b>2</b> 2.1 2.2	Opp scl > > > > > > > Opp scl >	erationelle Schätzung und Kurzfristvorhersage des Gebietsnieder- hags erationelle N-Schätzung für den Simulationsbetrieb auf Basis von Nieder- hagsradar Defizitanalyse des Merging-Verfahrens und Bereitstellung von angeeichnten ("gemergten") Radardaten für AP3 Technische und inhaltliche Verbesserung des Merging-Verfahrens (u.a. Variogrammschätzung, Anpassung der Stauchungsparameter, Berücksichtigung von Qualitätsdaten, Erhöhung der Rechengeschwindigkeit) Verbesserung der Schätzung der Niederschlagsintensität durch geeignete Filter Verbesserte Repräsentation kleinräumiger Niederschlagsvariabilität durch Blockkriging Verbesserte Schätzung der Advektion durch raumzeitliche Interpolation Implementierung des verbesserten Mergings in die RADOLAN-Produktkette via Schnittstelle in InterMet erationelle Niederschlags-Kurzfristvorhersage auf Basis von Nieder- hagsradar Auswahl bzw. (Weiter)entwicklung eines geeigneten Tools für Radar-Nowcasting: Identifikation der Advekti- onskomponente, Simulation der Lagrangschen Entwicklung im Feld, Berücksichtigung von Stochastizität auf beiden Ebenen, Umwandlung der vorhergesagten Reflektivitäten in Niederschlagsintensitäten	64 38 26
<b>2</b> 2.1 2.2	Opp scl > > > > > > > > Opp scl > > > > > > > > > > > > > > > > > > >	verationelle Schätzung und Kurzfristvorhersage des Gebietsnieder- hags erationelle N-Schätzung für den Simulationsbetrieb auf Basis von Nieder- hagsradar Defizitanalyse des Merging-Verfahrens und Bereitstellung von angeeichnten ("gemergten") Radardaten für AP3 Technische und inhaltliche Verbesserung des Merging-Verfahrens (u.a. Variogrammschätzung, Anpassung der Stauchungsparameter, Berücksichtigung von Qualitätsdaten, Erhöhung der Rechengeschwindigkeit) Verbesserung der Schätzung der Niederschlagsintensität durch geeignete Filter Verbesserte Repräsentation kleinräumiger Niederschlagsvariabilität durch Blockkriging Verbesserte Schätzung der Advektion durch raumzeitliche Interpolation Implementierung des verbesserten Mergings in die RADOLAN-Produktkette via Schnittstelle in InterMet erationelle Niederschlags-Kurzfristvorhersage auf Basis von Nieder- hagsradar Auswahl bzw. (Weiter)entwicklung eines geeigneten Tools für Radar-Nowcasting: Identifikation der Advekti- onskomponente, Simulation der Lagrangschen Entwicklung im Feld, Berücksichtigung von Stochastizität auf beiden Ebenen, Umwandlung der vorhergesagten Reflektivitäten in Niederschlagsintensitäten	64 38 26
<b>2</b> 2.1 2.2	Opp scl > > > > > > > > Opp scl > > > > > > > > > > > > > > > > > > >	erationelle Schätzung und Kurzfristvorhersage des Gebietsnieder- hags erationelle N-Schätzung für den Simulationsbetrieb auf Basis von Nieder- hagsradar Defizitanalyse des Merging-Verfahrens und Bereitstellung von angeeichnten ("gemergten") Radardaten für AP3 Technische und inhaltliche Verbesserung des Merging-Verfahrens (u.a. Variogrammschätzung, Anpassung der Stauchungsparameter, Berücksichtigung von Qualitätsdaten, Erhöhung der Rechengeschwindigkeit) Verbesserung der Schätzung der Niederschlagsintensität durch geeignete Filter Verbesserte Repräsentation kleinräumiger Niederschlagsvariabilität durch Blockkriging Verbesserte Schätzung der Advektion durch raumzeitliche Interpolation Implementierung des verbesserten Mergings in die RADOLAN-Produktkette via Schnittstelle in InterMet erationelle Niederschlags-Kurzfristvorhersage auf Basis von Nieder- hagsradar Auswahl bzw. (Weiter)entwicklung eines geeigneten Tools für Radar-Nowcasting: Identifikation der Advekti- onskomponente, Simulation der Lagrangschen Entwicklung im Feld, Berücksichtigung von Stochastizität auf beiden Ebenen, Umwandlung der vorhergesagten Reflektivitäten in Niederschlagsintensitäten Implementierung des entsprechenden Nowcasting-Tools und Defizitanalyse anhand ausgewählter Ergebnis- se Verbesserung der Vorhersage der Niederschlagintensität auf der Bildskala durch niederschlagstypenabhän- diee Matrizen	64 38 26
<b>2</b> 2.1 2.2	Opp scl >>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>	erationelle Schätzung und Kurzfristvorhersage des Gebietsnieder- hags erationelle N-Schätzung für den Simulationsbetrieb auf Basis von Nieder- hagsradar Defizitanalyse des Merging-Verfahrens und Bereitstellung von angeeichnten ("gemergten") Radardaten für AP3 Technische und inhaltliche Verbesserung des Merging-Verfahrens (u.a. Variogrammschätzung, Anpassung der Stauchungsparameter, Berücksichtigung von Qualitätsdaten, Erhöhung der Rechengeschwindigkeit) Verbesserung der Schätzung der Niederschlagsintensität durch geeignete Filter Verbesserte Repräsentation kleinräumiger Niederschlagsvariabilität durch Blockkriging Verbesserte Schätzung der Advektion durch raumzeitliche Interpolation Implementierung des verbesserten Mergings in die RADOLAN-Produktkette via Schnittstelle in InterMet erationelle Niederschlags-Kurzfristvorhersage auf Basis von Nieder- hagsradar Auswahl bzw. (Weiter)entwicklung eines geeigneten Tools für Radar-Nowcasting: Identifikation der Advekti- onskomponente, Simulation der Lagrangschen Entwicklung im Feld, Berücksichtigung von Stochastizität auf beiden Ebenen, Umwandlung der vorhergesagten Reflektivitäten in Niederschlagsintensität umplementierung des entsprechenden Nowcasting-Tools und Defizitanalyse anhand ausgewählter Ergebnis- se Verbesserung der Vorhersage der Niederschlagsintensität auf der Bildskala durch niederschlagstypenabhän- gieg Matrizen Berücksichtigung orographischer Effekte bei Vorhersage der Advektion	64 38 26
<b>2</b> 2.1 2.2	Opp scl >>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>>	erationelle Schätzung und Kurzfristvorhersage des Gebietsnieder- hags erationelle N-Schätzung für den Simulationsbetrieb auf Basis von Nieder- hagsnadar Defizitanalyse des Merging-Verfahrens und Bereitstellung von angeeichnten ("gemergten") Radardaten für AP3 Technische und inhaltliche Verbesserung des Merging-Verfahrens (u.a. Variogrammschätzung, Anpassung der Stauchungsparameter, Berücksichtigung von Qualitätsdaten, Erhöhung der Rechengeschwindigkeit) Verbesserung der Schätzung der Niederschlagsintensität durch geeignete Filter Verbesserte Repräsentation kleinräumiger Niederschlagsvariabilität durch Blockkriging Verbesserte Schätzung der Advektion durch raumzeitliche Interpolation Implementierung des verbesserten Mergings in die RADOLAN-Produktkette via Schnittstelle in InterMet erationelle Niederschlags-Kurzfristvorhersage auf Basis von Nieder- hagsradar Auswahl bzw. (Weiter)entwicklung eines geeigneten Tools für Radar-Nowcasting: Identifikation der Advekti- onskomponente, Simulation der Lagrangschen Entwicklung im Feld, Berücksichtigung von Stochastizität auf beiden Ebenen, Umwandlung der vorhergesagten Reflektivitäten in Niederschlagsintensitäten Implementierung des entsprechenden Nowcasting-Tools und Defizitanalyse anhand ausgewählter Ergebnis- se Verbesserung der Vorhersage der Niederschlagintensität auf der Bildskala durch niederschlagstypenabhän- gige Matrizen Berücksichtigung orographischer Effekte bei Vorhersage der Advektion Kalmanfilter zur lokalen Korrektur der LM-Vorhersagen	64 38 26

3	Operationelle Vorhersage und Langfristvorhersage des Abflusses	63
3.1	Neukalibrierung der operationellen NA-Vorhersagemodelle für den Betriebmit hochaufgelöstem Niederschlagsinput> Neuanpassung von LARSIM in alter Prozesskonfiguration auf Basis von Radarniederschlägen für die obere	33
	<ul> <li>Iller, obere Donau und den Goldersbach.</li> <li>Aufbau eines operationellen hydrologischen Modellsystems für die Rote und Wilde Weißeritz. Z.Z betreibt die LTV NASIM um die Zuflüsse in die Talsperren zu rechnen und gibt die Ganglinien and die LFUG. Es bie- tet sich LARSIM als operationelle Plattform an, allerdings in einer verbesserten Version.</li> </ul>	
	Neuanpassung von LARSIM in alter Prozesskonfiguration auf Basis von Radarniederschlägen für die Rote und Wilde Weißeritz	
	<ul> <li>LARSIM-Nachalibrierung unter Verwendung operationeller Weiterentwicklungen der HVZ und neuer Sys- temdaten ("LARSIM2007") für Obere Donau und Alb</li> <li>Verrleich der Simulationsgüten für internolierte Stationspiederschläge und Radamiederschläge als entspre-</li> </ul>	
	<ul> <li>Vergleich der Simulationsgüten für interpolierte Stationsniederschlage und Radarniederschlage als entspre- chende Inputgrößen für die obere Donauund die Alb anhand historischer Hochwasserereignisse</li> <li>Vergleich der Simulationsgüten für interpolierte Stationsniederschläge und Radarniederschläge als Input- größe für die Rote und Wilde Weißeritz in LARSIM anhand historischer Hochwasserereignisse (Gesamtes Cabiet)</li> </ul>	
	<ul> <li>Vergleich der Simulationsgüten für interpolierte Stationsniederschläge und Radarniederschläge als Input- größe für die Oberläufe der Roten und Wilden Weißeritz mit dem neuen Modellsystem.</li> <li>Nachkalibrierung von LARSIM in neuer Prozesskonfiguration auf Basis von Radarniederschlägen, welche mit verbessertem Merging abgeleitet wurden, für die obere Iller, obere Donau und den Goldersbach, Test</li> </ul>	
	<ul> <li>der neuen Modelle f         ür historische Hochwässer</li> <li>Test der neuen Kalibration von LARSIM in neuer Prozesskonfiguration f         ür historische Hochwasserereignisse f         ür die obere Iller     </li> </ul>	
	<ul> <li>Test der neuen LARSIM-Kalibration ("OPAQUE-2008-RADAR" bzw. "OPAQUE-2008") für historische Hoch- wasserereignisse für die obere Donau und die Alb</li> </ul>	
	Implementierung der nachkalibrierten Modelle bei den Landesbehörden	
3.2	Langfristvorhersage des Abflussgeschehens (LARSIM alt) auf Basis der langfristig vorhergesagten Niederschlägen und der echten Niederschlagsda- ten	13
	Simulation historischer Hochwasser auf Basis der langfristigen Niederschlagsvorhersagen für die obere Iller	
	<ul> <li>Simulation historischer Hochwasser auf Basis der langfristigen Niederschlagsvorhersagen f ür die obere Do- nau und den Goldersbach</li> </ul>	
	<ul> <li>Simulation historischer Hochwasser auf Basis der langfristigen Niederschlagsvorhersagen f ür die Rote und Wilde Wei ßeritz</li> </ul>	
	<ul> <li>Vergleich der Ergebnisse f ür beide Downscalingverfahren und Quantifizierung der Unsicherheit f ür die obere Iller</li> </ul>	
	Vergleich der Ergebnisse f ür beide Downscalingverfahren und Quantifizierung der Unsicherheit f ür die obere Donau und den Goldersbach	
	Vergleich der Ergebnisse für beide Downscalingverfahren und Quantifizierung der Unsicherheit für die obere Donau, die obere Iller und den Goldersbach, sowie für die Rote und Wilde Weißeritz	
3.3	Verbesserte Repräsentation der Abflussbildungsprozesse in kleinen Gebie-	17
	<ul> <li>Anpassung von WASIM-ETH an Teilgebiete der Weißeritz (unter Berücksichtigung, der Ergebnisse aus EM- TAL). Entwicklung eines datenbasierten Ersatzmodells für die Abflussvorhersage als Basis des Expertensys- tems</li> </ul>	
	<ul> <li>Entwicklung verbesserter Prozessbeschreibungen der Abflussbildung, Umsetzung in LARSIM (vgl. WASIM- ETH: Mehrschicht-Bodenspeicher, Makroporeninfiltration, einfache Repräsentation von Matrixpotential)</li> <li>Assimilationsverfahren zur Berücksichtigung des Bodenfeuchtezustandes für das Wasserhaushaltsmodell</li> </ul>	
	Assimilationsverfahren zur Berücksichtigung des Schneezustandes für das Wasserhaushaltsmodell	
	> Test der weiterentwickelten LARSIM-Modellversion, Implementierung bei Landesbehörden	
4	HW-Management: Optimierung der Talsperrensteuerung	39
4.1	Quantifizierung der möglichen Schäden aus der Talsperrensteuerung auf Basis der langfristigen Abflussvorhersagen für Szenarien	31
I		I

	٨	Hydraulische Berechnung der Überflutungsflächen bei unterschiedlichen Steuerungen auf Basis von Lang- fristvorhersagen (aus AP 1.1 und 3.2), der 2002 tatsächlich getätigten Vorhersage und dem tatsächlichen Ablauf der Ereignisse	
	≻	Vergleich der Schäden und der Kosten für unterschiedliche Steuerungsziele	
	≻	Optimierung der Hochwassersteuerung	
	۶	Mitarbeit an der Entwicklung verbesserter Regeln für die Talsperrensteuerung in Zusammenarbeit mit dem GFZ	
	٨	Entwicklung eines Expertensystems zum operationellen Hochwassermanagement und strategischen Risi- komanagement unter Berücksichtigung der Vorhersageunsicherheiten in der Weißeritz. (Zusammenarbeit mit Weißeritz Region)	
	٨	Charakterisierung der Unsicherheiten (BIAS oder Fehler, Zustands- & Wetterlagenabhängigkeit) der einzel- nen Vorhersagemodule: Niederschlagsvorhersage/ Abflussvorhersage/ Steuerrichtlinien und Entwicklung ei- nes Verfahrens zur Berücksichtigung dieser Unsicherheiten.	
	۶	Durchspielen der Steuerung des HRB obere Donau mit neuer LARSIM-Version und gemergten Radarnieder- schlägen für historische Hochwässer	
	۶	Verbesserte Regeln zur Steuerung des HRB obere Donau durch Vergleich der Steuerungsszenarien und der tatsächlich optimalen Steuerung	
4.2	Sy Iä	vnthetische Niederschlagsreihen für die Talsperrensteuerung für Trainings- ufe	8
	≻	Anpassen von NIEDSIM auf Basis von Stationsniederschlägen an die Iller, Weißeritz und obere Donau	
	۶	Generierung von langen Niederschlagsreihen und Auswahl extremer Ereignisse unterschiedlicher Art für die Steuerung	
<b>5</b> 5.1	Tr Be	aining und Schulung ereitstellen von Schulungseinheiten und Mitarbeit bei Alarmplänen	4 2
	۶	Schulung und Einführung der verantwortlichen Behörden in die verwendete (z.T. neue) Software zur raumva- riablen Niederschlagsbestimmung und der eingesetzten Abflussmodelle und deren operationelle Umgebung	
	۶	Implementierung der entwickelten operationellen Vorhersagewerkzeuge an den Vorhersagezentralen und beim DWD	
5.2	Dı	ırchspielen von Trainingsszenarien für die Talsperrensteuerung	2
	$\triangleright$	Szenarien-Workshop auf Basis der bisher in den Behörden genutzten Werkzeugen	
	۶	Szenarien-Workshop auf Basis der weiterentwickelten Werkzeuge unter Nutzung der synthetischen Nieder- schlagszeitreihen	

Im Laufe der Projektbearbeitungszeit ergaben sich durch den Weggang von zwei Mitarbeitern Veränderungen in der Schwerpunktsetzung. Während der Weggang von Dr. Bürger kompensiert wurde, indem er große Teile seiner Themenfelder noch zuvor bearbeitete und auch später für Teilbearbeitungen zur Verfügung stand, musste im Fall des Weggangs von Herr Ebel die Aufgabenverteilung für das Ingenieurbüro Ludwig (IBL) geändert werden. Damit im Zusammenhang stand auch die Tatsache, dass sich schon im Projektlauf abzeichnete, dass vorgesehene Änderungen in LARSIM nicht den erwarteten Verbesserungseffekt erzielen würden und deshalb davon abgesehen wurde. Als dritter Punkt kam der Wechsel eines Untersuchungsgebietes hinzu. Gemäß Arbeitsplan sind die Untersuchungsgebiete Weißeritz, obere Iller, Obere Donau und Goldersbach zu betrachten. Für das Gebiet Goldersbach liegen jedoch keine zufrieden stellenden Abflussmessungen vor (mehrjährige Datenlücken, Rückstaubeeinflussung, großflächige Ausuferungen). In Absprache aller an den Arbeiten im Goldersbachgebiet Beteiligten und Abwägung des bisher dort investierten Aufwandes wurde in 2008 beschlossen, das Testgebiet Goldersbach durch das Einzugsgebiet der Alb bis zum Pegel Ettlingen (EZG 150 km<sup>2</sup>) zu ersetzen. Für diesen Pegel liegen mit den Ereignissen Oktober 1998 und März 2002 zwei jeweils 100-jährliche Ereignisse mit guter Datenlage vor. Die Einrichtung eines Hochwasserrückhaltebeckens im Einzugsgebiet ist in Planung. Eine Bereitstellung der benötigten Inputdaten (Langfristvorhersagen, angeeichte Radarniederschläge) für das Gebiet der Alb ist möglich.Aus aktuellem Anlass (verheerende Sturzflut am 2. Juni 2008) wurde zusätzlich das Einzugsgebiet der Starzel in die Bearbeitung aufgenommen. Aus den genannten Gründen ergab sich die nachfolgend dargestellte (Tabelle 4.3.) Neugliederung der Aufgaben für IBL:

Tabelle 4.3: Neugliederung der Aufgabenpakete (AP) mit Teilaufgaben für die Arbeit des IBL

#### 3. Operationelle Vorhersage und Langfristvorhersage des Abflusses

#### 3.1 Neukalibrierung der operationellen NA-Vorhersagemodelle für den Betrieb mit hochaufgelöstem Niederschlagsinput

ILLER: Neukalibrierung WHM (3-Komp Nstat) mit 4. Q-Komp. und Stationsdaten, Nachkalibrierung mit Radardaten, Simulationsrechnungen und Vorhersagetests für hist. HW., Vergleich und Bewertung der Modellergebnisse

**OBERE DONAU:** Neukalibrierung WHM (3-Komp Nstat) mit 4. Q-Komp. und Stationsdaten, Nachkalibrierung mit 4. Q-Komp. und mit Radardaten, Simulationsrechnungen und Vorhersagetests für hist. HW., Vergleich und Bewertung der Modellergebnisse

**ALB**: Neukalibrierung WHM (3-Komp Nstat) mit 4. Q-Komp. und Stationsdaten, Nachkalibrierung mit Radardaten, Simulationsrechnungen und Vorhersagetests für hist. HW., Vergleich und Bewertung der Modellergebnisse

**STARZEL/KILLERTAL**: Nachrechnung flash-flood 02.06.2008 mit 4. Q-Komp. und Stationsdaten, Nachrechnung flash-flood 02.06.2008 mit 4. Q-Komp. und Radardaten, Simulationsrechnungen und Vorhersagetests flash-flood 02.06.2008 , Vergleich und Bewertung der Mode

# 3.2 Langfristvorhersage des Abflussgeschehens (LARSIM alt) auf Basis der langfristig vorhergesagten Niederschlägen und der echten Niederschlagsdaten

Simulation historischer Hochwasser auf Basis der langfristigen Niederschlagsvorhersagen für die obere Iller

Vergleich der Ergebnisse für beide Downscalingverfahren und Quantifizierung der Unsicherheit für die obere Iller

**STARZEL/KILLERTAL**: Nachrechnung der flash-flood vom 02.06.2008 mit operationell verfügbaren und verbesserten OPAQUE-Langfristvorhersagen, Vergleich und Bewertung der Modellergebnisse

#### 3.3 Verbesserte Repräsentation der Abflussbildungsprozesse in kleinen Gebieten

**ILLER**: Modelltests zur Ermittlung der optimalen Konfiguration des erweiterten 4-Komponenten Bodenmodells, Neukalibrierung des in 3.1 kalibrierten WHM mit voller Berücks. 4. Q-Komp (4-Komp Nstat erw., Simulationsrechnungen und Vorhersagetests, Anpassung un

**OBERE DONAU**: Modelltests zur Ermittlung der optimalen Konfiguration des erweiterten 4-Komponenten Bodenmodells, Neukalibrierung des in 3.1 kalibrierten WHM mit voller Berücks. 4. Q-Komp (4-Komp Nstat erw., Simulationsrechnungen und Vorhersagetests, Vergle

ALB: ModelItests zur Ermittlung der optimalen Konfiguration des erweiterten 4-Komponenten Bodenmodells, Neukalibrierung des in 3.1 kalibrierten WHM mit voller Berücks. 4. Q-Komp (4-Komp Nstat erw., Simulationsrechnungen und Vorhersagetests, Vergleich und

**STARZEL/KILLERTAL**: Modelltests zur Ermittlung der optimalen Konfiguration des erweiterten 4-Komponenten Bodenmodells, Neukalibrierung des in 3.1 kalibrierten WHM mit voller Berücks. 4. Q-Komp (4-Komp Nstat erw., Simulationsrechnungen und Vorhersagetests,

Assimilationsverfahren zur Berücksichtigung des Bodenfeuchtezustandes für das Wasserhaushaltsmodell

Assimilationsverfahren zur Berücksichtigung des Schneezustandes für das Wasserhaushaltsmodell

Test der weiterentwickelten LARSIM-Modellversion, Implementierung bei Landesbehörden

# 5. Training und Schulung

#### 5.1 Bereitstellen von Schulungseinheiten und Mitarbeit bei Alarmplänen

Schulung und Einführung der verantwortlichen Behörden in die verwendete (z.T. neue) Software zur raumvariablen Niederschlagsbestimmung und der eingesetzten Abflussmodelle und deren operationelle Umgebung

Implementierung der entwickelten operationellen Vorhersagewerkzeuge an den Vorhersagezentralen und beim DWD

#### 5.2 Durchspielen von Trainingsszenarien für die Talsperrensteuerung

Szenarien-Workshop auf Basis der weiterentwickelten Werkzeuge unter Nutzung der synthetischen Niederschlagszeitreihen

Eine nochmalige Neuorientierung in einzelnen Themenfeldern ergab sich im Winter 2008/2009. Durch verschiedene Umstände (verspätete Einstellung einzelner Mitarbeiter, Krankheit, Elternzeit ungünstige Witterungsverhältnisse zu den Wintermessungen) hatte sich der Bedarf ergeben, die Projektlaufzeit kostenneutral zu verlängern. Dabei war auch ein wichtiger Aspekt, dass sich im Projektverlauf einige wissenschaftliche Fenster auftaten, deren zusätzliche Bearbeitung im Vergleich zum ursprünglichen Plan als ausgesprochen gewinnbringend für das Projektergebnis angesehen wurden. Zu diesem Zweck wurde im Laufe des Jahres 2008 eine Analyse des Bedarfes zur Verlängerung durchgeführt. Die nachfolgende Tabelle listet die Teilprojekte auf, in denen sich durch Verzug oder neue Inhalte entsprechender Bedarf ergab.

Gegenstand der Verlän- gerung	Fortsetzung der Arbeiten bis	Anzahl der Monate zur Weiterbearbeitung über den 31. Mai 2009 hinaus	davon Anzahl Mo- nate mit Inhalten nach altem Plan	davon Anzahl Monate mit Inhalten neuer Aspekte
Inhalte des AP:2.1; 2.2;	Mrz 10	10	8	2
Inhalte des AP: 3; 4	Mrz 10	10	8	2
Inhalte des AP: 1.2;	Dez 09	7	2	5
Inhalte des AP: 2.1; 2.2	Jan 10	8	4	4
Inhalte des AP: 1.1; 4.2	Dez 09	7	3	4
Inhalte des AP: 1.3; 4.1	Dez 09	7	0	7
Inhalte des AP: 0; 1.2; 1.3	Okt 09	5	1	4
Inhalte des AP: 1.1	Dez 09	7	2	5
Inhalte des AP: 1.2;	Dez 09	7	7	0
Inhalte des AP: 3; 4	Sep 09	4	4	0

Tabelle 4.4: Auflistung der Arbeitsgegenstände für die Verlängerung (diffenziert nach bearbeitenden Personen)

Der Verlängerung des Projektes wurde durch den Mittelgeber stattgegeben, so dass bis zum neuen Ende der Projektlaufzeit zum 31. März 2010 alle Arbeiten abgeschlossen werden konnten.

# 4.4 Wissenschaftlicher und technischer Stand zu Projektbeginn

Der Arbeit am Projekt ging in einer Vorphase von 7 Monaten eine gründliche Analyse der wissenschaftliche und technischen Defizite voraus, so dass zu Beginn der Projektlaufzeit klare Vorstellungen existierten, an welchen Problemen gearbeitet werden musste und welche Lösungsansätze dafür zur Verfügung stehen könnten. Im Verlauf des Projektes stellte sich von einigen dieser Ansätze heraus, dass sie nicht umsetzbar sein würden. Das Konsortium suchte dann jeweils nach neuen Ansätzen, um das Problem dennoch einer Lösung zuzuführen.

### Problembeschreibung und wissenschaftliche Defizite

Einzugsgebiete in Oberläufen bzw. Quellgebieten großer Flussgebiete reagieren aufgrund der relativ geringen Größe (50-500 km<sup>2</sup>), der meist hohen Reliefenergie sowie der geringmächtigen Böden mit geringem Speichervermögen meist sehr schnell auf relativ kleinräumige Nieder-schläge hoher Intensität. Die Entstehung extremer Hochwässer in solchen Gebieten wird maß-geblich durch das raum-zeitliche Muster des auslösenden Niederschlagfeldes (Blöschl and Grayson, 2000; Ehret, 2002; Zehe et al, 2005) und, aufgrund der Nichtlinearität der Abflussbildungsprozesse (Waldenmeyer, 2002; Casper, 2002; Uhlenbrook and Leibundgut, 2002), durch den Zustand des Gebiets d.h. das räumliche Muster der Bodenfeuchte (Merz and Plate, 1997; Zehe and Blöschl, 2004; Bronstert and Bárdossy, 1999; Grayson et al., 1997) bestimmt. Auf dieser Skala (50 -500 km<sup>2</sup>) besteht für jeden der genannten Faktoren sowohl hinsichtlich der opera-

tionellen Messung als auch hinsichtlich der operationellen Vorhersage/Modellierung erheblicher Forschungsbedarf.

#### Defizite in der operativen Schätzung und Vorhersage von Gebietsniederschlägen

Gegenwärtig werden die operationellen Vorhersagemodelle der beteiligten Hochwasserzentren (LARSIM: Bremicker, 2000; NASIM: Ostrowski, 1982) auf einem Raster von 1km<sup>2</sup> betrieben. Im sogenannten Simulationsbetrieb, welcher der laufenden Anpassung von Modellparametern und Modellzustandsgrößen dient, werden die genannten Modelle mit interpolierten Niederschlägen aus Bodenbeobachtungen (inverse Distanzmethode) betrieben. Aufgrund der räumlich glättenden Wirkung dieser und auch anderer Interpolationsmethoden sind die interpolierten Gebietsniederschläge wesentlich weniger variabel als das tatsächliche Niederschlagsfeld. Die unzureichende Repräsentation des Niederschlags wird zwar durch Anpassung von Modellparametern teilweise ausgeglichen. Trotzdem führt diese systematische Unterschätzung der Niederschlagsvariabilität gerade in kleinen (Quell-) Einzugsgebieten zu hohen Unsicherheiten bei der Vorhersage extremer Abflüsse (Beven, 2001; Arnaud et al., 2002; Zehe et al., 2005).

Für die operationelle Hochwasservorhersage werden die Modelle LARSIM und NASIM mit Niederschlagsvorhersagen aus dem Lokalmodell (LM, Raster 7x7 km<sup>2</sup>) und dem Globalmodell (GME, Raster 40x40 km<sup>2</sup>) des Deutschen Wetterdienstes betrieben. Eine verlässliche Hochwasservorhersage in Quellgebieten erfordert, aufgrund der geringen Vorwarnzeiten, eine wesentlich genauere Niederschlagsvorhersage hinsichtlich Intensität und deren raum-zeitlicher Verteilung über einen Zeitraum 2-3 h, als es das LM- und GME-Modell derzeit liefern können. Auch die Rasterauflösung von 7x7 km<sup>2</sup> ist für die räumlich hoch variable Abflussbildung in diesen Gebieten recht grob.

Eine Vorabsenkung des Wasserspiegels in Talsperren zur Schaffung von Retentionsraum erfordert, da zum einen eine Absenkung die Nutzbarkeit der Talsperre für andere Ziele (z.B. Trinkwasser, Freizeit) deutlich einschränken kann und zum anderen Schäden unterstrom durch zu hohe Abgaben natürlich vermieden werden sollen, einen Vorhersagezeitraum von durchaus mehreren Tagen (Beispiel Hochwasser 2002 an der Weißeritz). Für diesen Zeithorizont existieren zwar Vorhersagen (174h GME) sowie Ensemblevorhersagen des ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, UK)und des NECP. Diese Vorhersagen sind jedoch noch so grobskalig und ungenau, dass sie nicht für eine mittelfristige Talsperrensteuerung (3-5 Tage) in den interessierenden Gebieten herangezogen werden können. Dies wird insbesondere klar, wenn man bedenkt, dass eine Absenkung des Wasserspiegels in Talsperren aus Gründen der Hochwasserretention immer in Konflikt mit anderen Aufgaben wie der Trinkwasserversorgung und der Energiegewinnung steht.

# Defizite in der hydrologischen Modellierung

Die Bodenfeuchte ist die zentrale hydrologische Zustandsgröße des Bodens und des tiefen Untergrunds: sie steuert über die hydraulische Leitfähigkeit sowohl die Abflussbildung an der Erdoberfläche (Merz & Plate, 1997; Merz & Bárdossy, 1997; Bronstert & Bárdossy, 1999, Zehe & Blöschl, 2004) als auch die Abflussbildung im Untergrund (Uhlenbrook & Leibundgut, 2002). Die Bodenfeuchtedynamik wird in physikalisch basierten Konzeptmodellen wie LARSIM (Bremicker, 2000), HBV (Bergström, 1996) oder auch TAC<sup>D</sup> (Uhlenbrook & Leibundgut, 2002) durch tiefenintegrierte, nichtlineare Speicheransätze beschrieben. Diese abstrahierte Beschreibung der Bodenfeuchtedynamik hat zwei Modellunsicherheiten zur Folge:

 Der Anteil des Effektivniederschlags in konzeptionellen Modellen wächst streng monoton mit der Sättigung des Bodenspeichers. Dieses Konzept ist gut geeignet zur Beschreibung der Abflussbildung von Sättigungsoberflächenabfluss, zeigt jedoch bei der Beschreibung von Hortonscher Abflussbildung deutliche Schwächen. Auch der auf dieser Skala sehr wichtige Beitrag von Makroporen/präferentiellen Fließwegen bei der Abflussbildung (Bronstert, 1999) kann mit diesen Modellen nicht abgebildet werden bzw. ist modelltechnisch nur stark vereinfacht erfasst (LARSIM-Version 2004).

Es besteht nur ein mittelbarer Zusammenhang zwischen der zeitlichen Entwicklung der Füllung solcher Bodenfeuchtespeicher und der tatsächlichen Bodenfeuchtedynamik in der Natur. Ein direkter Vergleich zwischen meist punktuell vorhandenen Bodenfeuchtemessreihen im Feld und der simulierten Bodenfeuchtedynamik ist aufgrund des Skalenunterschiedes nicht sinnvoll. Insofern können Beobachtungen des Bodenfeuchtezustands in Einzugsgebieten bisher noch nicht sinnvoll genutzt werden, um die Modellierung der Abflussbildung zu verbessern.

### Defizite in der Ermittlung kritischer Bodenfeuchtemuster auf der Mesoskala

Herkömmliche Bodenfeuchtemessverfahren wie Time Domain Reflectometry (TDR) liefern aufgrund der hohen kleinräumigen Variabilität natürlicher Böden nur verlässliche Bodenfeuchtedaten für sehr kleine Flächen (100 cm<sup>2</sup>) (Western and Grayson, 1998; Blöschl, 1996). Vor allem die Bodenfeuchte in den oberen 10-20 cm des Bodens ist auch auf kleinen Flächen sehr variabel (Lehmann and Bárdossy, 1995; Zehe and Blöschl, 2004). Räumlich verteilte Bodenfeuchtemessungen können zum einen durch Messungen mit einem mobilen Messgerät wie der "Green Machine" (Grayson et al, 1997) oder durch die Installation mehrer TDR Messstationen in einem räumlich verteilten Messnetz erlangt werden. Die erste Methode liefert räumlich hochaufgelöste Daten allerdings nur für wenige Zeitpunkte, was nur beschränkte Aussagen über die zeitliche Änderungen der Bodenfeuchte und deren Rolle bei der Abflussbildung erlaubt. Die zweite Methode ermöglicht zeitlich hochaufgelöste Messungen, doch sind die Abstände zwischen den TDR Stationen oft zu groß, um zu trennen, welcher Anteil der Bodenfeuchtevariabilität durch den Einfluss kleinräumig variabler Größen wie Porosität und hydraulische Leitfähigkeit hervorgerufen wird, und welcher Anteil durch großräumige Änderungen von Geokenngrößen wie Bodenart, Relief, Vegetation und auch der Niederschlagsvariabilität hervorgerufen wird. Gerade diese Information ist aber für ein Upscaling lokaler Bodenfeuchtemessungen auf größere Flächen essentiell.

Messungen der Bodenfeuchte mit fernerkundlichen Methoden z.B. mittels aktiver Mikrowellensensoren, bei denen die Stärke des zurückempfangenen Signals von Oberflächeneigenschaften (Rauhigkeit) und elektrischer Leitfähigkeit (Bodenfeuchte) bestimmt wird, können entweder bodengestützt in Form von Georadar, durch Befliegungen mit einer Auflösung von einem Meter oder mittels Radarsatelliten wie ENVISAT-ASAR mit einer räumlichen Auflösung von 30, 150 oder 1000 m (je nach Bedarf an Flächenabdeckung) erfolgen. Satellitengestützte Radarmessungen liefern in Abhängigkeit von der Wellenlänge (operationell derzeit nur X-Band und C-Band) maximal eine Information über den Feuchtezustand der obersten 3 bis 5 cm des Bodens, was sowohl für die Einschätzung der Abflussbildung als auch die Verwendung in der hydrologischen Modellierung nicht ohne weiteres geeignet ist. Außerdem besteht die Einschränkung, dass bei Verwendung von Einzelbändern und Einzelpolarisationen für vegetationsbedeckte Flächen derzeit keine Trennung in die Feuchte des Pflanzenbestandes und des Bodens vorgenommen werden kann. Experimentelle flugzeuggestützte SAR-Systeme verfügen dank größerer Wellenlängen (S-Band, L-Band, P-Band) über Potenzen zur Erreichung größerer Eindringtiefen und Feuchteinformationen über Bodenschichten bis etwa 40 cm. allerdings besteht weiterhin das Problem der Vegetationsbedeckung. Es sind in den letzten Jahren Dualbandalgorithmen und dual/vollpolarimetrische Verfahren aufgekommen, die hierfür Lösungsansätze bieten (Hajnsek, 2003; Notarnicola, 2004). Auch die Verknüpfung von Polarisations- und Interferenzmethoden (POLInSAR) erscheint erfolgsversprechend (Cloude, 2005).

## <u>Defizite in der Ermittlung der Ausdehnung, Mächtigkeit und des Zustandes</u> der Schneedecke

Ebenso wichtig für die Entstehung extremer Hochwässer wie der Bodenfeuchtezustand des Einzugebiets im Sommer und Herbst, sind Ausdehnung und Zustand der Schneedecke im Winter und Frühjahr. Zwar lässt sich die Ausdehnung der Nass-Schneebedeckung in unbewaldeten Gebieten auf Basis von Mikrowellenaufnahmen geeigneter Satelliten ermitteln (InFerno; Mauser et.al., 2004). Jedoch erlaubt diese Datenquelle keinen Rückschluss auf die Mächtigkeit, das Temperaturprofil und den Wassergehalt der Schneedecke. Für die flächenhafte Erfassung trockenen Schnees gibt es erst seit Neuestem (Martini, 2005) Ansätze unter Verwendung von vollpolarimetrischen Doppelband-Algorithmen (C- und L-Band). Schneehöhenmessungen des Deutschen Wetterdienstes liegen nur punktuell vor, und reichen für eine flächige Ermittlung der Schneehöhen nicht aus. Gerade Informationen über den thermischen Zustand sowie das Wasseräquivalent der Schneedecke sind jedoch für die Hochwasserentstehung essentiell.

## <u>Defizite in der Umsetzung neuer Technologien der Niederschlags- und</u> Hochwasservorhersage

Die Gründe für eine bislang unvollständige Umsetzung bzw. Praxisanwendung neuer Technologien im Bereich der Niederschlags- und Hochwasservorhersage sind u.a.: Die Niederschlagsvorhersagen sind für eine operationelle Hochwasservorhersage noch zu kurzfristig und mit zu großer Unsicherheit behaftet. Zudem fehlt eine breite und ausführliche Analyse des Verbesserungspotentials durch Nutzung geeigneter Niederschlagsvorhersagen, um die "Endnutzer" davon zu überzeugen, diese Produkte zu nutzen und den damit verbundenen Aufwand zu investieren. Auch müssen die bislang im Einsatz befindlichen hydrologischen Modelle diesen neuen meteorologischen Randbedingungen angepasst werden. Letztlich bedarf es einer rechtzeitigen und gründlichen Ausbildung bzw. Training der "Endnutzer" (insbesondere der Hochwasservorhersagezentralen) mit diesen Werkzeugen. Trotz (bzw. gerade wegen) dieser Probleme, ist bei einem erfolgreichen Technologietransfer ein besonders großes Potential zum verbesserten Management von Hochwasser zu erwarten. Diese positiven Aussichten werden untermauert durch das große Interesse von zuständigen Fachbehörden (die ja mit in diesem Projekt inbegriffen sind), vom Deutschen Wetterdienst, und auch von Kommunen, die direkt von Hochwasserkatastrophen betroffen sein können(etwa die Städte Dresden oder Tübingen).

# 4.5 Zusammenarbeit mit anderen Stellen

Zwischen den Mitgliedern des Projektkonsortiums und Wissenschaftsgruppen aus dem In- und Ausland bestand ebenso ständiger Kontakt wie zu den mit verwandten Aufgaben betrauten Behörden. Dazu boten einerseits direkte Arbeitskontakte, andererseits der Anwenderworkshop von OPAQUE bei Projekthalbzeit, die RIMAX-Treffen und zahlreiche durch OPAQUE-Bearbeiter besuchte Tagungen und Workshops umfangreiche Gelegenheit.

Enge Kooperation bestand zum RIMAX-Projekt EXTRA (Prof. Bernhofer, TU Dresden). Bezüglich der Radaraneichungsmethodik und der Modellcharakteristiken für die Einzugsgebiete erfolgte laufender inhaltlicher Austausch. Selbstverständlich wurden die Daten der Projekte untereinander ausgetauscht. Die Beteiligung einer EXTRA-Vertreterin an Projekttreffen von OPAQUE sicherte die Abstimmung der Arbeitsschritte und den Transfer der Ergebnisse zwischen den Projekten.

Auch zum Projekt EMTAL (<u>E</u>inzugsgebiets-<u>M</u>anagement von <u>Tal</u>sperren in Mittelgebirgen), das zu Beginn von OPAQUE zu Ende ging und gefördert vom BMBF (FKZ: 02 WT 0337) in der Zeit von 2002 bis 2006 auch Untersuchungen im Zusammenhang zur Hochwassergefährdung im Einzugsgebiet der Weißeritz durchgeführt hat, bestanden intensive Beziehungen.

Der Ensembles-Teil im Arbeitspaket 1 hat enge inhaltliche Beziehungen zum RIMAX-Projekt "Hochwassermanagement MULDE" aufgebaut. Dieses Projekt basierte jedoch auf einer dynamischen Form des downscaling, welches dann notwendigerweise von einem reduzierten Ensemble ausgeht. Für OPAQUE bzw. RIMAX insgesamt war es interessant und wichtig, beide Ansätze und ihre Ergebnisse miteinander zu vergleichen.

Intensiver Erfahrungsaustausch bestand auch mit Margret Johst Universität Trier, Lehrstuhl für Hydrologie, und Alexander Scheuermann Institut für Bodenmechanik und Gesteinsmechanik, Karlsruhe Institute of Technology. Auf dem Gebiet der Sondenentwicklung wurden Kontakte zu Rolf Becker, IMKO, gepflegt. Mit Bettina Schäfli TU Delft, Sektion Water Resources Management, standen die Mitarbeiten bei Fragen zu Untersuchungen und Analysen von Messsignalen im Austausch.

Besonders enge Zusammenarbeit bestand über die gesamte Projektlaufzeit zu den Kollegen vom LUWG Rheinland-Pfalz (Nicole Gerlach), Thomas Einfalt(Hydro & meteo GmbH) und vom DWD, Abteilung Hydrologie (Elmar Weigl, Tanja Winterrath). Sie sind einerseits ebenfalls Entwickler auch dem Gebiet der Niederschlagsschätzung aus Radar, andererseits erste Ansprechpartner bei der Praxisnutzung der entstehenden Verfahren.

Nicht zuletzt wurde durch den Kontakt der Konsortienmitglieder zu führenden Wissenschaftlern auf den bearbeiteten Themengebieten, unter anderem zu Marco Borga (Universität Padua) und Markus Disse (Universität der Bundeswehr München) sichergestellt, dass die Orientierung am Forschungsstand erhalten blieb.

# 5 Ergebnisse

# 5.1 Langfristige Niederschlagsschätzung

# 5.1.1 Einleitung

### Motivation

Das Arbeitspaket 1.1 ("Vorwarnung über kritische Wetterlagen und Langfristvorhersagen von Stationsniederschlägen") sollte Methoden entwickeln, um das Auftreten extremer Wetterereignisse mit einem Zeithorizont von 3 - 5 Tagen vorhersagen zu können. Diese Zeitspanne wird z. B. benötigt, um bei Talsperren per Vorentlastung zusätzlichen Hochwasserrückhalteraum zu erzeugen, ohne im Unterlauf Schäden anzurichten. Vorhersagen dieser Länge werden durch physikalisch basierte Modelle bislang nur auf globaler Ebene mit einer für Quelleinzugsgebiete zu geringen Auflösung zur Verfügung gestellt. Um diese Auflösung zu verbessern, bzw. um an den für die Projekteinzugsgebiete als repräsentativ betrachteten Stationen Vorhersagezeitreihen ausgeben zu können, wurden zwei statistische Downscalingverfahren weiterentwickelt und getestet.

#### Verwendung der Zuwendung gegenüber den vorgegebenen Zielen, Notwendigkeit und Angemessenheit der geleisteten Arbeit

Die in diesem Arbeitspaket veranschlagten Personenmonate wurden mit Ausnahme der Implementierung der Downscalingmodelle bei den Behörden, entsprechend dem Arbeitsplan verwendet. Die verwendeten Methoden und die erzielten Ergebnisse für diese Schwerpunkte werden nun im Folgenden beschrieben. Die Ergebnisse des Expanded Downscaling wurden zur langfristigen Abflussvorhersage im Arbeitspaket 3 verwendet. Die wesentlichen Erkenntnisse hieraus sind in Kapitel 5.5 dokumentiert.

# 5.1.2 Identifikation hochwasserrelevanter Wetterlagen und statistisches Downscaling

# 5.1.2.1 Aufgabenstellung

Im Arbeitspaket 1.1 sollten kritische Wetterlagen (engl. circulation pattern, CP) identifiziert werden, die mit einer höheren Wahrscheinlichkeit zu Hochwasser führen. Diese Wetterlagen sollten im Folgenden genutzt werden, um über ein stochastisches Downscaling großräumige Niederschlagsinformationen auf die kleinere Skala eines Quelleinzugsgebiets zu übertragen. Zusätzlich war in diesen Aufgaben die Verbesserung des Downscalingprozesses über die Nut-

### 5.1.2.2 Betrachtete Einzugsgebiete und verwendete Daten

zung zusätzlicher meteorologischer Informationen enthalten.

Im Projekt OPAQUE wurden vier Quelleinzugsgebiete betrachtet, die in den vergangenen Jahren von Hochwasser stark betroffen waren. Drei davon liegen in Süd- eines in Ostdeutschland. Alle Einzugsgebiete unterscheiden sich im Abflussregime und in den Mechanismen der Hochwasserentstehung. Während die Schneeschmelze im Iller-, Weißeritz- und Donaueinzugsgebiet häufig zu Hochwasser führt, tragen speziell im Weißeritzgebiet auch konvektive Niederschlagsereignisse zu Überflutungen bei. Bei der Iller handelt es sich um ein stark alpin geprägtes Einzugsgebiet.



Abbildung 5.1.1 Projekteinzugsgebiete. Die Zahlen in Klammern geben die jeweilige Einzugsgebietsfläche in km<sup>2</sup> an.

Für alle Einzugsgebiete wurden verschiedene meteorologische und hydrologische Datensätze auf unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Skalen zur Verfügung gestellt. Die hydrologischen Daten wurden intensiv auf Fehler, Ausreißer und Datenlücken überprüft. Für jedes Einzugsgebiet und die dazu gehörigen Pegel konnte so ein konsistenter Datensatz erstellt werden. Zusätzlich zu stündlichen und täglichen Niederschlags- und Abflussdaten standen meteorologische Daten wie Windgeschwindigkeit, Luftfeuchte, Druck auf Meereshöhe, Temperatur etc. für einige Einzugsgebiete zur Verfügung. Anstatt der Messdaten des Drucks wurden allerdings NCEP/NCAR Reanalysen als großskaligem Prädiktor für die Wetterlagenklassifikation verwendet. Der Grund hierfür ist, dass diese Daten für einen langen Zeitraum in konsistenter Ausdehnung und Auflösung vorlagen.

#### 5.1.2.3 Identifizierung kritischer Wetterlagen

Die Klassifikation von Wetterlagen (engl. circulation pattern, CP) kann, je nach Zielsetzung auf verschiedene Arten erfolgen. So existieren Klassifikationen zu temperatur-, dürre- oder hochwasserrelevanten Wetterlagen. Hierzu wurden jeweils unterschiedliche Vorgehensweisen entwickelt, um eine möglichst geeignete Klassifizierung zu erhalten. Die zur Klassifikation angewandten Techniken lassen sich grundsätzlich in drei Kategorien, subjektive, objektive und gemischte Ansätze, einteilen. Diese wurden und werden mit unterschiedlichem Erfolg zur Einordnung von Wetterlagen genutzt. Alle drei besitzen ihre spezifischen Stärken und Schwächen. Der Leser sei für die subjektive Klassifikation auf Brezowsky (1952) und Lamb (1972), für objektive Methoden auf Lund (1963), Fernau und Samson (1990), Huth (1993) und Hope et al. (2006) sowie für gemischte Ansätze auf James (2007), Jenkinson et al. (1977) und Michaelides (2007) verwiesen. In diesem Teil des Arbeitspakets 1.1 wurde eine auf Fuzzy-Regeln basierende Klassifikationmethode verwendet. Diese gehört zu den objektiven Methoden für die kein meteorologisches Expertenwissen vonnöten ist, und die vollautomatisch durchgeführt werden kann. Dieses Klassifikationssystem wurde bereits in verschieden Arbeiten mit sehr unterschiedlichen Zielsetzungen erfolgreich angewendet. Für das Projekt STARDEX (Statistical and Regional dynamical Downscaling of Extremes for European regions) wurden z. B. Wetterlagen für Extremniederschläge auf Basis täglicher Abflussdifferenzen klassifiziert. Im Projekt ACCORD (Atmospheric circulation classification and regional downscaling) wurde dagegen eine Klassifizierung für den Bodenniederschlag und die Temperatur durchgeführt. Im aktuellen Arbeitspaket wurde die bestehende Methode weiterentwickelt, um ein robusteres Klassifikationssystem zu erhalten.

Das Fuzzy-System ist in Bárdossy et al. (1995) beschrieben. Die hierfür benötigten Regeln werden mittels eines Simulated Annealing Algorithmus bestimmt und optimiert (Bárdossy et al., 2002). Nachfolgend werden die wichtigsten Erweiterungen dieser Methodik vorgestellt. Bárdossy et al. (2002) definierten verschiedene Zielfunktionen für Niederschlagsauftreten und Niederschlagsmenge, und minimierten diese mittels Simulated Annealing. Die Zielfunktion wurde so definiert, dass die Optimierung simultan für *S* einzelne Stationen durchgeführt wurde. Die große Schiefe der Verteilung der Niederschlagsintensitäten kann hier zu einer stark irregulären Form der Zielfunktion führen. Eine räumlich repräsentative aber dennoch glattere Zielfunktion erhält man, indem man den flächenhaft gemittelten Niederschlag anstatt des punktförmigen Stationsniederschlags verwendet.

$$O_1 = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^{T} \left| \log \left( \frac{z_A(CP(t))}{\overline{z_{Ai}}} \right) \right|$$
1

$$z_A(t) = \int_A z(x,t) dx$$

Hierbei ist T die Gesamtzahl der berücksichtigten Tage und  $z_A(CP(t))$  die mittlere Niederschlagsmenge, die über der Fläche A bei einer gegebenen Wetterlage (CP) am Tag *t* fiel. Eine weitere mit dem Niederschlag verbundene Größe, die nicht durch die Schiefe der Niederschlagsverteilung beeinflusst ist, ist die Niederschlagsüberdeckung. Diese ist definiert als der Anteil nasser Stationen innerhalb einer Umgebung  $\Delta$ 

$$C_{\Delta}(t) = \frac{\#\{x_i | x_i \in \Delta, z(x,t) > 0\}}{\#\{x_i | x_i \in \Delta\}}$$
3

Die dazugehörige Zielfunktion kann folgendermaßen formuliert werden

$$O_{2}(\eta) = \sqrt{\frac{1}{T} \sum_{t=1}^{T} (pc(CP(t))_{i} - \overline{pc_{i}})^{2}}$$
4

Hier ist steht # für die Zahl von Elementen einer endlichen Menge.  $pc(CP(t))_i$  ist die relative Häufigkeit, mit der die Überdeckung an einer Station einen bestimmten Grenzwert  $0 \le \eta < 1$  an ei-

nem Tag *t* mit einer bestimmten CP überschreitet.  $pc_i$  ist die relative Häufigkeit eines aller Tage an denen  $\Delta$  unabhängig von der CP-Klassifikation überschritten wird. T stellt weiterhin den betrachteten Zeitraum dar.

Für  $\Delta$  =0 hilft diese Zielfunktion, Zeiten ohne Niederschlag in der Umgebung  $\Delta$  zu identifizieren, was nur bei sehr trockenen Situationen der Fall ist. Für den umgekehrten Fall, dass  $\Delta$  gegen 1 geht, findet die Zielfunktion Zeitpunkte mit Niederschlag in der gesamten Umgebung  $\Delta$ , was auf eine sehr nasse Situation hindeutet. Insofern führt eine Kombination dieser Fälle

$$O_2 = O_2(0) + O_2(0.999)$$

5

zu einer Zielfunktion, die CPs identifiziert, die entweder sehr trocken oder sehr nass sind. Zusätzlich zu niederschlagsbasierten Zielfunktionen können auch abflussbasierte Zielfunktionen definiert werden. Die Verbindung zwischen dem Abfluss und der atmosphärischen Zirkulation ist etwas komplizierter, da der Abfluss, besonders bei großen Einzugsgebieten, eine hohe Persistenz aufweist. Für ein bestimmtes Einzugsgebiet *A* sei der Abfluss zum Zeitpunkt *t* mit Q(t)bezeichnet. Dieser kann als eine Funktion des Niederschlags sowie des Abflusses zum vorhergehenden Zeitschritt betrachtet werden:

$$Q(t) = \int_{t-\Delta t}^{t} \int_{A} h(P(x,\tau)) dx d\tau + KQ(t-1)$$
<sup>6</sup>

Die Funktion *h* beschreibt den Transformationsprozess vom Niederschlag zum Abfluss. K wird aufgrund des starken Gedächtnisses des Abflussprozesses als konstant und ungefähr gleich 1 angenommen. Wenn man die Abflussänderung wie folgt definiert,

$$dQ(t) = Q(t) - Q(t-1)$$
  
=  $\int_{t-\Delta t}^{t} \int_{A} h(P(x,\tau)) dx d\tau - (1-K)Q(t-1)$ 

so ergibt sich eine stark vom Niederschlag abhängige Größe. dQ(t) ist klein für Trockenperioden. Es ist positiv für den ansteigenden Ast der Abflussganglinie und negativ direkt nach dem Scheitel einer Hochwasserwelle. Abbildung links zeigt eine Zeitreihe der dQ(t)-Werte für den täglichen Gesamtabfluss im Albeinzugsgebiet.

Die auf Abflussinkrementen basierende Zielfunktion wurde in Bárdossy und Filiz (2005) beschrieben (Gleichung 8).

$$O_{3} = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^{T} \left| \log \left( \frac{dQ_{+}(CP(t))}{\overline{dQ}_{+}} \right) \right|$$
8

Hierbei stellt  $dQ_+(t)$  ein Abflussinkrement, also den positiven Teil der Abflussänderungen dar ( $dQ_+(t) = \max(0; dQ(t))$ ). Es wurde angenommen, dass größere Abflusszunahmen höheren Niederschlagsmengen entsprechen. Diese Annahme trifft zwar meistens, nicht aber in allen Fällen zu. Aufgrund unterschiedlicher Vorfeuchten im Einzugsgebiet kann sich der Effekt des Niederschlags unterschiedlich stark auswirken.

Dies führt zu einer zweiten abflussbezogenen Zielfunktion, die über das Auftreten von Abflussinkrementen wie folgt definiert wird.

$$O_4(\theta) = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^{T} (p_{dQ_+}(CP(t))_i - p_{\overline{dQ_+},i})^2$$
9
Using state to a provide the provided of the provided

Hier steht  $p_{dQ_+}(CP(t))_i$  für die relative Häufigkeit von  $dQ_+(t)$  an einem Tag mit der Wetterlage CP an einer Station i.  $p_{\overline{dQ_+},i}$  steht für die relative Häufigkeit eines Tages mit positiver Abflussände-

rung unabhängig von der Wetterlage innerhalb eines Zeitraums T.

Viele Flüsse werden auf die eine oder andere Weise reguliert. Abflussänderungen haben also häufig anthropogene Ursachen. Außerdem können Hochwässer im Oberlauf zu gedämpften Abflusszunahmen im Unterlauf führen, ohne dass lokal Niederschlag gefallen wäre. Daher können anstelle von Indikatoren für positive Abflussdifferenzen auch ausschließlich kleine Abflussdifferenzen als Grundlage für eine Klassifikation genutzt werden.

Man sieht in Abbildung , dass die Abflussdifferenzen meist sehr gering sind. Bei stärkeren Niederschlagsereignissen reagiert das Einzugsgebiet allerdings mit einem merklichen Anstieg des Abflusses, dem ein starker Abfall folgt. Nach der direkten Reaktion auf das Niederschlagsereignis werden die Abflussdifferenzen wieder gering. Man kann das hydrologische System hier als in einer Art Gleichgewichtszustand befindlich betrachten, der durch überschüssiges Wasser, das von Niederschlag herrührt, gestört wird. Die Zu- und Abnahme des Abflusses hängt vom Einzugsgebiet ab und unterscheidet sich je nach Topographie, Landnutzung, dem aktuellen Bodenfeuchtezustand und anderen Einflussgrößen. Die Perioden geringer Abflussdifferenzen resultieren dagegen immer aus Zeiten mit geringem Niederschlag, unabhängig von den Einzugsgebietscharakteristika. Daher kann eine Beziehung zwischen dem Zustand der Atmosphäre und dem Abfluss auch für Trockenperioden gefunden werden. Ein Indikator  $I_{dQ}(t)$  für den trockenen Zustand kann wie folgt definiert werden:

$$I_{dQ\approx0}(t) = \begin{cases} 1 & \text{wenn } p_{\min} \le F_{dQ}(dQ(t)) \le p_{\max} \\ 0 & \text{sonst} \end{cases}$$
10

Hierbei stellt  $F_{dQ}$  die Verteilungsfunktion der Abflussdifferenzen dar. Die Größen 0 <  $p_{min}$  <  $p_{max}$  < 1 sind die Grenzwerte, die den quasi-Gleichgewichtszustand des Einzugsgebiets bestimmen. Die Werte von  $p_{max}$  und  $p_{min}$  wurden so gewählt, dass für kein größeres Hochwasserereignis und auch für keine nicht-natürliche Abflussänderung (z. B. durch Regulierung) der Indikator nach Gleichung 10 gleich 1 war. Sofern keine Information über eine Abflussregulierung vorliegt, führt

7

eine Wahl von  $p_{max} = 0.75$  und  $p_{min} = 0.25$  normalerweise zu guten Ergebnissen. Man beachte, dass eine Wahl von  $p_{min} \approx 0$  auch sinnvoll sein kann, da ein starker Abfall des Abflusses für gewöhnlich von einem Rückgang oder dem kompletten Ausbleiben von Niederschlag verursacht wird. Die Zielfunktion wird daraus wie folgt definiert:

$$O_{5}(\theta) = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^{T} (p_{I_{dQ=0}}(CP(t))) - \overline{p}_{I_{dQ=0}}$$
 11

Die drei abflussbasierten Zielfunktionen können auch gleichzeitig für einen Satz verschiedener Stationen ähnlich zu den niederschlagsbasierten Zielfunktionen aus Gleichung 5 verwendet werden.



Abbildung 5.1.2 Abfluss- und Abflussänderungsganglinien für den Gesamtabfluss im Albeinzugsgebiet für das Jahr 1982. Der linke Teil der Abbildung zeigt den täglichen Abfluss (durchgezogene schwarze Linie), die Abflussänderung bei einem Lag von einem Tag (gestrichelte schwarze Linie), den positiven Teil der Abflussänderung bei einem Lag von einem Tag (durchgezogene graue Linie) sowie den täglichen Niederschlag (graue vertikale Balken). Der rechte Teil zeigt neben der täglichen Ganglinie der Abflussänderung (schwarz) die beiden Grenzen (grau), die den "Gleichgewichtszustand" des Albeinzugsgebiets eingrenzen.

#### 5.1.2.4 Ergebnisse der Wetterlagenklassifikation

Die oben vorgestellte Methodik wurde auf alle vier Projekteinzugsgebiete angewendet. Zunächst wurde bestimmt, wie viele Wetterlagen (CPs) benötigt würden, um eine optimale Klassifikation zu erreichen. Aufgrund von Gütemaßen, die für jede Klassifikation berechnet wurden, ergab sich eine Zahl von 17 Klassen, um verschiedene meteorologische Situationen hinreichend gut voneinander abzugrenzen.

Dieser Satz von 17 CPs wurde auf alle Projekteinzugsgebiete angewendet. Es zeigte sich, dass die CPs in allen Einzugsgebieten eine konsistente Klassifizierung im Hinblick auf abflussrelevante und nicht abflussrelevante Wetterlagen erreichten. Die individuellen Ausprägungen der einzelnen CPs in den einzelnen Einzugsgebieten waren zwar durchaus leicht unterschiedlich, die hochwasserrelevanten Wetterlagen waren aber für alle Einzugsgebiete die gleichen. Abbildung zeigt die grundlegenden Statistiken Auftretenswahrscheinlichkeit (oben links), Feuchteindex (oben rechts), mittlerer Niederschlag (mitte links), maximaler Niederschlag (mitte rechts), Niederschlagswahrscheinlichkeit (unten links) und anteilige Niederschlagsmenge (unten rechts) für alle 17 CPs für das Einzugsgebiet der oberen Donau. Diese Werte wurden für jede Niederschlagsstation im Einzugsgebiet separat berechnet und anschließend gemittelt. Diese Vorgehensweise wurde auch auf alle weiteren Einzugsgebiete angewendet, wobei sich die Ergebnisse kaum von den hier dargestellten unterschieden. Trockene und feuchte CPs wurden mit Hilfe eines Feuchteindex bestimmt. Dieser ist definiert als das Verhältnis zwischen dem mittleren täglichen Niederschlag.

$$w_{\alpha}(x) = \frac{z_{\alpha}(x)}{\overline{z}(x)}$$
 12



 $w_{\alpha}(x) > 1$  zeigt überdurchschnittlich feuchte Verhältnisse für eine Wetterlage an, während  $w_{\alpha}(x) < 1$  auf trockene Verhältnisse hinweist.

Abbildung 5.1.3 Statistiken der 17 verwendeten Wetterlagen über alle Stationen des oberen Donaueinzugsgebiets für das Winter- (schwarze Punkte) und das Sommerhalbjahr (graue Punkte). Dargestellt sind Auftretenswahrscheinlichkeit (oben links), Feuchteindex (oben rechts), mittlerer Niederschlag (mitte links), maximaler Niederschlag (mitte rechts), Niederschlagswahrscheinlichkeit (unten links) und anteilige Niederschlagsmenge (unten rechts)

Die Statistiken wurden für das Sommer- und das Winterhalbjahr getrennt berechnet. Gemäß dem Feuchteindex sind die CPs 03, 04, 16 und 17 als die feuchtesten Wetterlagen zu betrachten. Die gleichen CPs waren auch in den anderen Einzugsgebieten die feuchtesten. Dies zeigt, dass die Klassifikation stabil und homogen feuchte und trockene Wetterlagen identifiziert. Dar-

über hinaus sind auch deutliche Unterschiede zwischen feuchten und trockenen Wetterlagen zu sehen, was auf eine gute Trennschärfe des gewählten Ansatzes hindeutet. Die Werte von mittlerem und maximalem Niederschlag sowie der Anteil der Niederschlagsmenge und die Niederschlagswahrscheinlichkeit sind für die feuchten CPs ebenfalls weitaus höher als bei den übrigen CPs.

Obwohl die Unterteilung nach feuchten und trockenen CPs auf Basis des Feuchteindex vorgenommen wurde, zeigen die CPs auch in Anomaliekarten des mittleren relativen Luftdrucks ein charakteristisches Muster. In Abbildung 5.1.4 zeigen alle abgebildeten CPs eine Tiefdruckanomalie über Westeuropa, die typisch für Wetter mit hohen Niederschlagsmengen ist.



CP04 CP17 Abbildung 5.1.4 Mittlere relative Luftdruckanomalien von 4 niederschlagsreichen Wetterlagen.

Als ein Beispiel für ein weiteres Einzugsgebiet, sind in Abbildung 5.1.5 die Niederschlagsreihen, die mit den Sommerhochwassern im Illereinzugsgebiet in den Jahren 1999 und 2005 in Zusammenhang stehen, abgebildet. Es zeigt sich, dass in nahezu allen Fällen die niederschlagsreichsten Tage mit den oben erwähnten Wetterlagen zusammenfallen. Ähnlich verhielt es sich in den beiden weiteren Einzugsgebieten.

Hiermit konnte gezeigt werden, dass die vorgestellte Methode zu einer stabilen, trennscharfen und konsistenten Klassifikation führt, die Extremsituationen von Niederschlag und Abfluss in jedem der betrachteten Einzugsgebiete auf effiziente Weise und ohne Expertenwissen auf atmosphärische Zustände zurückführen kann. Diese Klassifikation konnte im nächsten Schritt zum Downscaling verwendet werden.



Abbildung 5.1.5 Täglicher Gesamtniederschlag über 10 Stationen im Illereinzugsgebiet, der zu den Sommerhochwassern in den Jahren 1999 (schwarz) und 2005 (grau) führte. Hierzu sind die dazu gehörigen identifizierten Wetterlagen angegeben.

#### 5.1.2.5 Statistisches Downscaling des Niederschlags

Die Ausgaben globaler Zirkulationsmodelle (GCM) sind eines der wichtigsten Produkte für die Wettervorhersage sowie Studien zum Klimawandel. Sie stellen global eine Vielzahl hydrologischer und meteorologischer Variablen vergangener, der aktuellen sowie zukünftiger Klimaperioden zur Verfügung. Bislang ist die räumliche und teilweise auch zeitliche Auflösung dieser Modelle noch so grob, dass sie nicht direkt für hydrologische Studien verwendet werden können. Dies ist besonders für die Betrachtung kleiner Einzugsgebiete der Fall.

Verschiedene Downscaling-Techniken werden verwendet, um die Daten auf die lokale Skala zu übertragen. Zwei Haupttypen stellen das dynamische und das statistische Downscaling dar. Regionale Klimamodelle (RCM) werden zum dynamischen Downscaling verwendet. Sie verwenden eine höhere Auflösung als GCMs und können dadurch z. B. Prozesse, die durch die Topographie beeinflusst werden besser abbilden. Ihr Vorteil ist die explizite Betrachtung der maßgebenden physikalischen Prozesse, ihr Nachteil, die für die Lösung der entstehenden großen Differentialgleichungssysteme notwendige Rechenzeit. Statistisches Downscaling erstellt eine Beziehung zwischen den Variablen auf der großen und der lokalen Skala und erzeugt Informationen für unbekannte Zeiträume unter der Annahme, dass die gefundene Beziehung auch für diesen Zeitraum gültig ist.

Der erste Teil dieses Berichtsabschnitts beschäftigte sich mit einer Methodik zur Bestimmung eines Satzes an Wetterlagen, mit deren Hilfe das Wettergeschehen in den betrachteten Gebieten unter besonderer Berücksichtigung kritischer hochwasserrelevanter Situationen aus GCM-Daten abgeleitet werden konnte. In diesem Abschnitt soll nun der, auf diesen Wetterlagen basierende statistische Downscalingansatz vorgestellt werden. Diese Methode basiert auf vorausgegangenen Arbeiten von Bárdossy und Plate (1992) sowie Yang et. al (2010). Seine Grundlage ist ein multivariates autoregressives Modell, dessen Parameter von den Wetterlagen abhängig sind. Mit der Downscalingtechnik wird der tägliche Niederschlag an den berücksichtigten Niederschlagsstationen so modelliert, dass die räumlichen und zeitlichen Abhängigkeiten, die in den ursprünglichen Daten auch in der simulierten Zeitreihe erhalten bleiben. Die räumliche Abhängigkeit wird durch eine Kovarianzmatrix abgebildet. Die zeitlichen Zusammenhänge stellt eine logistische Regression mit dem Feuchtefluss her. Der Feuchtefluss ist eine kombinierte Größe aus dem geostrophischen Wind und der spezifischen Feuchte. Details zum Aufbau des Modells finden sich in den oben genannten Literaturstellen. Hier soll auf die Erweiterung des Modells durch die Hinzunahme des Feuchteflusses eingegangen werden.

Das Auftreten von Niederschlag wird durch eine logistische Regression modelliert. Der Feuchtefluss (moisture flux, MF) wird als Prädiktor in der Regressionsgleichung verwendet. In den vorausgehenden Arbeiten war das Auftreten von Niederschlag ausschließlich an das Auftreten bestimmter Wetterlagen gekoppelt. Wenngleich die hieraus gewonnen Auftretenswahrscheinlichkeiten zu vernünftigen Ergebnissen führten, war das daraus resultierende Modell ein rein statisches. Das Auftreten von Niederschlag hängt aber nicht nur von der großräumigen Zirkulation, die durch die diskreten Wetterlagen repräsentiert werden ab, sondern von einer großen Zahl weiterer kontinuierlicher Variablen. Die für Niederschlag verfügbare Menge an Wasser in der Atmosphäre ist die naheliegendste Größe, die für eine bessere Anpassung des Auftretensmodells verwendet werden kann. Von daher wurde der Feuchtefluss als zusätzlicher Parameter in eine Regression mit der Niederschlagswahrscheinlichkeit aufgenommen. Er soll die innerhalb einer Wetterlage noch vorhandene Variabilität abbilden. Er ergibt sich, wie schon erwähnt, aus den geostrophischen Windkomponenten u und v sowie der spezifischen Feuchte sh gemäß Gleichung 13. Er repräsentiert den Transport von Feuchte in eine bestimmtes Gebiet hinein oder aus ihm hinaus.

$$MF(x,t) = (u(x,t) + v(x,t)) * sh(x,t)$$

13

Dieser und alle weiteren Terme gelten für einen bestimmten Ort *x* und einen bestimmten Zeitschritt *t*. Die logistische Regressionsgleichung ist wie folgt definiert:

$$y(x,t) = \frac{1}{1 + \exp(b_0(x,t) + b_1(x,t) * MF_1(x,t) + \dots + b_k(x,t) * MF_k(x,t))}$$
14

Hierbei sind  $b_0, b_1...b_k$  die anzupassenden Regressionsparameter. Diese werden durch Fourier-Reihen gemäß Gleichungen 15 und 16 approximiert.

$$b_0(t^*) = \frac{a_0(i,x)}{2} + \sum_{k=1}^{K} (a_k(i,u)\cos(kwt^*) + b_k(i,u)\sin(kwt^*))$$
15

$$b_1(t^*) = \frac{c_0(i,x)}{2} + \sum_{k=1}^{K} (c_k(i,u)\cos(kwt^*) + d_k(i,u)\sin(kwt^*))$$
16

Hierbei sind  $a_k$ ,  $b_k$ ,  $c_k$  und  $d_k$  die harmonischen Koeffizienten der Fourier-Reihe, *i* ist die laufende Nummer einer jeweiligen CP, *x* ist der Ort, *K* die Gesamtzahl der Niederschlagsstationen im betrachteten Gebiet und t\* ist der Julianische Tag des Jahres.

Das Modell für die Niederschlagsmenge und die Abbildung der räumlichen Struktur im Downscaling-Ansatz ist in Stéhlík und Bárdossy (2002) beschrieben.

#### 5.1.2.6 Ergebnisse des Downscalings

Im folgenden werden beispielhaft die Ergebnisse für das obere Donaueinzugsgebiet vorgestellt. Für das Downscaling wurden 7 Niederschlagsstationen verwendet. Die hierfür notwendigen Analysen wurden für den Zeitraum 1971-1991 durchgeführt. Alle Stationen befinden sich im Umkreis der Koordinate 48°05'N, 08°18'E.



Abbildung 5.1.6 Beobachteter und simulierter Mittelwert (links) und Varianz (rechts) des Niederschlags für alle Stationen des oberen Donaueinzugsgebiets für das Sommer- (oben) und das Winterhalbjahr (unten). Die schwarzen Kreuze stellen die Beobachtung, die grauen Kreuze die Ergebnisse der Simulationen dar. Der Feuchtefluss wurde an der Koordinate 47°30′N, 9°30′E berechnet. Abbildung 5.1.6 zeigt die Mittelwerte und Varianzen der Simulationen für Niederschlagstage im Sommer- und im Winterhalbjahr im Vergleich mit den gemessenen Daten. Für das Downscaling wurden mehrere Realisationen simuliert, um die Unsicherheiten des Prozesses zu beschreiben. Es zeigt sich, dass für alle Stationen der mittlere simulierte Niederschlag gut mit den Beobachtungen übereinstimmt. Während die simulierten Varianzen im Sommer ebenfalls nahe an den beobachteten Varianzen liegen, überschätzt die Simulation im Winterhalbjahr die Varianz an den meisten Stationen.

In Abbildung 5.1.7 ist der Jahresgang der simulierten und der beobachteten Monatssummen für eine der sieben betrachteten Niederschlagsstationen dargestellt. Neben der guten Übereinstimmung zwischen Simulationen und Beobachtung ist in dieser Abbildung auch der Effekt der zusätzlichen Berücksichtigung des Feuchteflusses zu sehen. Es zeigt sich, dass die Simulation ohne Feuchtefluss vor allem im Herbst und Winter deutlicher vom beobachteten Verlauf abweicht als die Simulationen, bei denen der Feuchtefluss im Modell mit verwendet wurde. Average monthly observed and simulated precipitation sums for station Wellendingen



Abbildung 5.1.7 Jahresgang der beobachteten (schwarze durchgezogene Linie) und der simulierten monatlichen Niederschlagssumme. Simulationen mit Berücksichtigung des Feuchteflusses sind in grau dargestellt. Die gestrichelte schwarze Linie stellt eine Simulation ohne Berücksichtigung des Feuchteflusses dar.

#### 5.1.2.7 Zusammenfassung

Zur Identifikation kritischer hochwasserrelevanter Wetterlagen wurde eine Fuzzy-regelbasierte Klassifikationsmethode in den Projekteinzugsgebieten angewandt. Die Methodik war bereits zuvor in anderen Projekten und Gebieten erfolgreich genutzt worden, wurde darüber hinaus aber erweitert, um die Ergebnisse der Regeloptimierung und der anschließenden Klassifizierung zu verbessern. Hierzu wurde eine glattere Zielfunktion auf der Grundlage flächenhaften Niederschlags verwendet. Des Weiteren wurde eine Zielfunktion auf Basis des Abflusses entwickelt, die sich auf kleine tägliche Abflussänderungen konzentrierte. Durch die Definition eines unteren und eines oberen Schwellenwerts für die Inkrement/Dekrement-Reihe wurde sichergestellt, dass nicht natürlich zustande gekommene Abflussänderungen den Optimierungsprozess nicht negativ beeinflussten.

Die Ergebnisse der Klassifizierung wurden anschließend zum statistischen Downscaling des Niederschlags genutzt. Der statistische Ansatz verwendet ein transformiertes bedingtes multivariat autoregressives (AR1) Modell, dessen Parameter von den klassifizierten Wetterlagen abhängen. Eine Verbesserung der Klassifikation führt demnach direkt zu einer Verbesserung der Downscalingergebnisse. Zusätzlich, zum relativen Luftdruck, der als Grundlage für die Klassifizierung diente, wurde der kombinierte Term Feuchtefluss als zusätzlicher Prädiktor zum Auftretensmodell hinzugefügt. Zusätzlich wurden Änderungen an der Programmstruktur des Downscalingmodells durchgeführt, die es nun ermöglichen, mehrere Realisationen einer Reihe zu simulieren. Auf Basis dieser Ensembles können später Unsicherheitsanalysen zur Regenwahrscheinlichkeit und zur Niederschlagsmenge vorgenommen werden.

Die vorgestellte Methodik ermöglicht eine effektive Klassifizierung von Wetterlagen, die nachfolgend zum Downscaling von Niederschlag aus GCMs genutzt werden können. Der Ansatz ist sehr wenig datenintensiv. Die Daten, die benötigt werden sind zumeist einfach zu beschaffen und teilweise global verfügbar. Die Ergebnisse zeigen eine hinreichende Genauigkeit des Ansatzes. Die Anwendbarkeit des Modells zur Erstellung von Abflussvorhersagen ist noch zu überprüfen.

#### 5.1.2.8 Literaturverweise

Bardossy, A., Plate, J. Erich. (1992): Space-time model for daily rainfall using atmospheric circulation patterns. *Water resources research*, 28, 1247-1259

Bardossy, A., Duckstein, L., Bogardi, I. (1995): Fuzzy rule based classification of atnospheric circulation patterns. *Intl. J. Clima.* 15, 1087 – 1097.

Bardossy, A., Stehlik, J., Caspary, H.-J., (2002): Automated objective classification of daily circulation patterns for precipitation and temperature downscaling based on optimized fuzzy rules. *Climate Research* 23, 11–22.

Bardossy, A. (2010): Atmospheric circulation pattern classification for South-West Germany using hydrological variables. *Physics and Chemistry of Earth,* 35, 498-506.

Fernau, M.E. & P.J. Samson. 1990. Use of cluster analysis to define periods of similarmeteorology and precipitation chemistry in eastern North America. Part I: transport patterns. *J. Appl. Meteorol.* **29**: 735–750.

Hess, P. & H. Brezowsky. 1952. Katalog der Großwetterlagen Europas. Ber. Dt. Wetterd. in der US-Zone 33. Bad Kissingen, Germany.

Hope, P.K., W. Drosdowsky & N. Nicholls. 2006. Shifts in the synoptic systems influencing southwest Western Australia. *Clim. Dyn.* **26:** 751–764.

Huth, R. 1993. An example of using obliquely rotated principal components to detect circulation types over Europe. *Meteorol. Z.* **2**: 285–293.

James, P.M. 2007. An objective classification method for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe. *Theor. Appl. Climatol.* **88:** 17–42.

Jenkinson, A.F. & B.P. Collison. 1977. An initial climatology of gales over the North Sea. Synop. Climatol. Branch Memo.Nº 62, Meteorological Office, London, UK. 18 pp.

Lamb, H.H. 1972. British Isles Weather Types and a Register of Daily Sequence of Circulation Patterns, 1861–1971. Geophysical Memoir 116, HMSO, London (UK), 85 pp.

Michaelides, S.C., F. Liassidou & C.N. Schizas. 2007. Synoptic classification and establishment of analogues with artificial neural networks. *Pure Appl. Geophys.* **164**: 1347–1364.

Stéhlík J, Bárdossy A. 2002. Multivariate stochastic downscaling model for generating daily precipitation series based on atmospheric circulation. *Journal of Hydrology*,**256:** 120-141

Yang Wei, Bárdossy András, Caspary Hans-Joachim. 2010. Downscaling daily precipitation time series using a combined circulation- and regression-based approach. *Theoretical and Applied Climatology*, **0177-798X:**1-16

# 5.1.3 Anpassung und Anwendung des Expanded Downscaling

Die Projektergebnisse zum Expanded Downscaling werden durch die zwei nachfolgenden Veröffentlichungen dokumentiert. Hydrol. Earth Syst. Sci., 13, 1649–1658, 2009 www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/1649/2009/ © Author(s) 2009. This work is distributed under the Creative Commons Attribution 3.0 License.



# Dynamically vs. empirically downscaled medium-range precipitation forecasts

#### G. Bürger

Universität Potsdam, Institut für Geoökologie, Potsdam, Germany

currently at: Pacific Climate Impacts Consortium, Victoria, Canada

Received: 3 April 2009 – Published in Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.: 27 April 2009 Revised: 25 August 2009 – Accepted: 31 August 2009 – Published: 16 September 2009

Abstract. For three small, mountainous catchments in Germany two medium-range forecast systems are compared that predict precipitation for up to 5 days in advance. One system is composed of the global German weather service (DWD) model, GME, which is dynamically downscaled using the COSMO-EU regional model. The other system is an empirical (expanded) downscaling of the ECMWF model IFS. Forecasts are verified against multi-year daily observations, by applying standard skill scores to events of specified intensity. All event classes are skillfully predicted by the empirical system for up to five days lead time. For the available prediction range of one to two days it is superior to the dynamical system.

#### 1 Introduction

Medium-range prediction of heavy rainfall for flash-flood prone areas such as small mountainous river catchments belongs to the most important challenges of current weather forecasting. Progress in that field is obviously quite beneficial for any affected community, since early warnings in the time frame of several (3-5) days could initiate protection measures and thus avoid much of the damage that is usually brought about by flash floods. Medium-range predictability comes mainly from numerical weather prediction (NWP), where general circulation models (GCMs) simulate the global atmosphere several days into the future. But physical and numerical conditions impose a limit on the spatial resolution of GCMs, rendering their direct output fairly useless for many practical applications. Additional steps are therefore needed to derive small-scale information from GCMs.



Correspondence to: G. Bürger (gbuerger@uni-potsdam.de)

This "downscaling"-named procedure exists in two forms, dynamical and empirical, both of which have their advantages and disadvantages. The main advantage of the dynamical approach is the foundation on first principles, which requires only a limited number of additional, empirically derived parameters to represent the unresolved scales. But the complex interplay between model dynamics and topography is difficult to represent physically so that, e.g., positional errors sometimes slip in. This problem is not encountered in empirically based methods as they are directly calibrated against the observed climate, and any potential bias should in principle be removed by the calibration. But to do so requires a considerable amount of parameters that are hard to estimate with sufficient confidence, and that introduces extra errors in the forecasts. But once these parameters are estimated, empirical model forecasts are usually much cheaper numerically.

Numerous comparisons have been conducted between different dynamical downscaling approaches (e.g. Charba et al., 2003; Ebert et al., 2003; McBride and Ebert, 2000; Richard et al., 2007; White et al., 1999). By contrast, the case of empirical downscaling is more diverse because under that term several quite different approaches are summarized. Some of them apply fairly simple statistical recipes to fit the direct model output to observations, such as model output statistics (MOS) or bias correction methods (cf. Wilks, 1995). These approaches are self-evident enough to go without further verification or comparative analysis. Other approaches are somewhat more elaborate - and may actually deserve the name of empirical model. Here one defines and calibrates a transfer function between large-scale atmospheric fields and small scale phenomena, such as daily temperature or precipitation. These methods have particularly come to flourish, it seems, with the advent of ensemble prediction for which their numerical simplicity can be fully exploited (Clark and Hay, 2004; Hamill et al., 2006; Liu et al., 2008).
#### G. Bürger: Downscaled medium-range precipitation forecasts



Basin	Region	Area (km <sup>2</sup> )	Stations
Alb	Black Forest (North)	150	11
Upper Danube	Black Forest (South)	520	22
Upper Iller	Alps (North)	960	53

located just North of the Alps and receives the greatest precipitation amounts during northerly (blocking) flow. Figure 1 displays the location of the three catchments in Southern Germany. Their main characteristics are summarized in Table 1.

For each basin, average precipitation over all reporting stations will be verified. Although varying availability of data reduces verification performance through time, each forecast system is affected equally so that a fair comparison is possible.

### 2.2 The GME/LM forecasting system

Unlike most other GCMs, the GME employs a gridpoint approach of a icosahedral–hexagonal type, with an almost uniform mesh size for the entire globe (i.e. without grid convergence at the poles). Until 27 September 2004, that size was  $\sim 60 \text{ km}$  with 31 levels, and it changed to  $\sim 40 \text{ km}$  and 40 levels afterwards. The model is initialized in a 3 h time interval using a data assimilation scheme that is based on optimum interpolation. Forecasts up to +174 h are issued twice daily at 0:00 and 12:00 UTC, with an additional +48 h forecast issued at 18:00 UTC. Details of the model can be found in (Majewski et al., 2002). The regional model LM is a non-hydrostatic model that operates on 35 levels and a grid spacing of 7 km covering central Europe. When nested in the GME it receives initial and boundary conditions from that model.

For this study, GME/LM forecasts were available from 2002 to 2005, issued daily at 12:00 UTC for lead times of +12 h, +24 h, +36 h, +48 h. The verified quantity was average precipitation of all grid points covering the catchment area.

### 2.3 The IFS/EDS forecasting system

Unlike the GME the IFS is a spectral model. For the purpose of this study the IFS control forecast from the ensemble prediction system (EPS) was used (the operational high-resolution forecast was not available). Between 1997 and 2005 the EPS was run at gradually increasing resolution. Starting with  $T_L$  159 (i.e. a spectral triangular truncation T159 with linear grid, equivalent to a grid spacing of about 120 km at mid latitudes), the system was changed in 2000 to  $T_L$  255, equivalent to about 80 km; it operated on 40



Alb

Donau

I am not aware of any systematic comparison between dynamical and empirical methods of NWP downscaling. In this study, daily precipitation forecasts are compared that are made by two coupled systems for three small head catchments in Germany. One system is the Globalmodell (GME) downscaled by the Lokalmodell (LM, now COSMO-EU) of the German weather service (Majewski et al., 2002; Damrath et al., 2000). The other is the Integrated Forecast System (IFS) of the European Centre for Medium Range Weather Forecast (ECMWF), empirically downscaled using expanded downscaling (EDS) (White, 2002; Bürger, 1996). The systems are compared with regard to three intensity classes, by verifying binary forecasts of the corresponding events using standard scores.

Germany

Iller

#### 2 Data and methods

#### 2.1 The catchments

Atmospheric flow over Germany is westerly dominated, with blocking intermezzos that redirect winds northward or southward. The interplay between this flow and the orography of a catchment leads to typical precipitation characteristics. For example, while Alb and Upper Danube are in close proximity one (Alb) is located west and the other east of the Black Forest, giving them typical luv–lee characteristics with corresponding climate. The Upper Iller, on the other hand, is



#### G. Bürger: Downscaled medium-range precipitation forecasts

levels throughout. (Later in 2006 the system was once more upgraded to  $T_L$ 399 or ~50 km, and 62 levels.) For the subsequent downscaling the following fields were selected from the 850 hPa level:

- geopotential height
- temperature
- vorticity
- specific humidity

And from the surface level

- total precipitation

was included as a fifth predictor field. All fields were interpolated on a  $1 \times 1$  degree grid, using the rectangular section between the edges (4° W, 46° N) and (18° W, 56° N), which roughly covers the area of central Europe. Concatenation of all fields results in an array of dimension  $825=5\times(15\times11)$ . By applying an empirical orthogonal function (EOF) analysis and retaining only the most dominant EOFs it is possible to reduce this dimension considerably. The reduction should keep as much of the field's fine structure as is necessary to represent, e.g., the major floods of concern, but not so much that one ends up fitting noise. In this case, retaining 81 EOFs was a good compromise (as further discussed in Sect. 4). It should be noted that by using the entire synoptic domain (here central Europe) the downscaling must not be confused with a simple MOS approach.

The study covers the decade from 1997 to 2005. Even for the highest available EPS resolution of about 80 km the size of the Alb basin ( $150 \text{ km}^2$ ) is only about 3% of the size of one grid cell ( $6400 \text{ km}^2$ ), so the need for downscaling is obvious. The IFS forecasts are issued at 12:00 UTC. For total precipitation (as an accumulating quantity) and a forecast lead time of +l h,  $l=0, 12, \ldots, 120$ , the overlapping 24 hsums of (l+24) h-l h were used as predictor (local precipitation is observed in 24 h-sums only).

Suppose the series of daily atmospheric predictors is given as  $\mathbf{x}(t) = (x_1(t), \ldots, x_n(t))$ , with n=81. On the other hand, let all station variables be concatenated to form the single vector time series  $\mathbf{y}(t) = (y_1(t), \ldots, y_m(t))$ ; in our case, m=11. I assume that both series have been transformed to N(0, 1)-variates (normal with zero mean and unit variance) using the probit transformation (Ledermann et al., 1984; Bürger, 1996). This will ensure that all scales are weighted adequately by the EDS model, to be described now.

With one exception, the EDS model is just like multiple linear regression (MLR). For both one assumes a model

$$y = x Q + \varepsilon, \tag{1}$$

which has MLR as the least squares solution

$$MLR = \underset{Q}{\operatorname{argmin}} \parallel \mathbf{x} \, Q - \mathbf{y} \parallel \tag{2}$$

 $(\|\cdot\|$  denoting the Frobenius norm). The problem with MLR is that the simulated amplitudes are scaled by the prevailing canonical correlations between  $\mathbf{x}$  and  $\mathbf{y}$ , and are thus *damped* relative to observations (Bürger et al., 2006). By imposing on Q the side condition that local covariance be preserved one obtains as a solution the expanded downscaling (EDS) matrix:

$$EDS = \underset{Q}{\operatorname{argmin}} \parallel x \, Q - y \parallel, \quad \text{subj.to} \quad Q' x' x \, Q = y' y \, .(3)$$

Equation (3) describes a so called nonlinear programming problem which is numerically very complex and hard to implement. But recently the following closed-form solution of Eq. (3) was found (Bürger et al., 2009):

$$EDS = \boldsymbol{G}_{r}^{-1} \boldsymbol{V} \boldsymbol{U}^{\prime} \boldsymbol{G}_{r} \tag{4}$$

Here  $G_x$  and  $G_y$  denote the Cholesky factors of x'x and y'y, respectively, and U and V are from the singular value decomposition

$$U\Sigma V' = G_y y' x G_x^{-1} \,. \tag{5}$$

Accordingly, when driven by global fields that have identical covariance to the calibrating fields of EDS, the simulated local record has covariance *identical* to the observed record. EDS is optimal among all linear maps with this property, by leaving the smallest possible error in Eq. (1). It was originally developed for the downscaling of climate scenarios, with particular emphasis on hydrologic extremes (Bürger, 2002; Menzel et al., 2006).

The model was calibrated on the data from 1997 to 2001 and validated for 2002 to 2005 (as for GME/LM). In slight deviation from a perfect prognosis approach model calibration was not done with observed or analyzed fields but instead with the +0h IFS forecast. This might result in a suboptimal model fit, but it avoids any bias when the EDS is applied to real forecasts. What will further deteriorate the model calibration are the different reference times used for the global and local states. Local precipitation is reported as the 24 h-sum between 06:30 UTC of the reporting day and 06:30 UTC of the following day. The global fields, on the other hand, correspond to 00:00 UTC and 12:00 UTC valid time. Without further adjustment the IFS/EDS forecasts correspond to overlapping 24-sums in 12h steps. To obtain non-overlapping 12h-sums the resulting values are simply halved. This produces a "smoothed" 12 h-resolution and represents about the maximum temporal resolution that the EPS allows. Although that is sufficient for an operational early flood warning system, the very details of some of the historic floods probably need an hourly time frame to be adequately simulated hydrologically. This limitation should be kept in mind for the results shown below.



Fig. 2. For the Alb, heaviest observed (black) precipitation event of the respective year, along with the +2 d forecast of IFS/EDS (blue) and GME/LM (red).

### **3** Results

The two downscaling system, LM and EDS, are not directly verifiable and comparable in this setting since they are driven by different global models. If both of these driver models were verifiable and comparable, then a comparison of LM and EDS could be derived from the coupled systems considered here. Unfortunately, for the GME no evaluation nor any archived driving data exist for Europe in the time frame between 2002 and 2005.

Some indirect evaluation and comparison is nevertheless possible. According to published comparisons it is generally acknowledged that on a global scale, upper air ECMWF forecasts "exhibit smaller errors than DWD-GME forecasts" (http://www.ecmwf.int/products/greenbook). For precipitation, the comparison is more heterogeneous and seems to depend strongly on the investigated region and time, cf. http:// www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/ylin/pcpverif/scores. For example, some sources report superior performance of the GME at least over Germany (McBride and Ebert, 2000; Ebert et al., 2003) while others suggest the opposite (Bartholmes et al., 2009). In a recent comparison for Europe for the year 2008, the 500 hPa geopotential height predictions of the IFS markedly outperformed those of the GME; but this applied mainly for longer lead times (roughly > +2 d), the shortlead predictions were more similar. Predictions of local precipitation were less distinguished and more ambivalent, with the Heidke skill score being slightly better and the FBI being slightly worse for the IFS over a wide range of lead times and precipitation intensities (personal communication U. Damrath, DWD). But this comparison is only partially representative for the current study as the GME underwent significant improvements since 2004. Nevertheless, as will become apparent from comparing here the two coupled systems, some conclusions can still be drawn with regard to the downscaling models LM and EDS.

The following verification results are based on daily forecasts for the period 2002–2005, by comparing observed and predicted areal mean precipitation. I will describe in some detail the results for the smallest of the catchments, the Alb, followed by summarizing the forecasts for the other two catchments which are quite similar anyway.

### 3.1 Alb

As a first impression, Fig. 2 displays observations and +2d forecast of the heaviest precipitation events of each year between 2002 and 2005. It is evident that IFM/EDS performs better here than GME/LM. In March 2002, there was a sequence of 4 consecutive days with heavy precipitation. The first two of these were captured very well by the IFS/EDS, while the GME/LM merely simulated at most half of the



Fig. 3. Cumulative distribution functions of Alb observations (black) and simulations (+2 d) from IFM/EDS (blue) and GME/LM (red).

scale throughout. In 2003, the difference between the forecasts is even more striking: While IFS/EDS simulates the entire series quite accurately, the GME/LM misses the events almost completely. In 2004 there was an entire series of 4 strong events, and except only in one case (IFS/EDS for the third event) they were forecast quite unsatisfactory by both systems. The 2005 forecasts are similar to those of 2003. Part of the lower predictive skill of GME/LM can be traced back to the reduced variability of that system, as demonstrated by the cumulative distribution function (cdf) of the +2 d prediction of areal precipitation, shown in Fig. 3. Compared to observations, the exceedance probability of the larger scales (on the x-axis) is considerably smaller for the GME/LM, and slightly larger for the IFS/EDS.

To focus on the predictability of strong events it is convenient to consider  $Q_{95}=13.4 \text{ mm/d}$  and  $Q_{99}=27.1 \text{ mm/d}$ , the upper 5% and 1% quantile, respectively, of the observed areal precipitation. Table 2 shows the contingency table of the corresponding IFM/EDS and GME/LM forecasts for a lead time of +2 d, based on the validation period (1431 days). For  $Q_{95}$ , IFM/EDS has more hits (26 vs. 6) and fewer misses (33 vs. 53) than GME/LM, but also more false alarms (53 vs. 21). This is also reflected in the general overprediction of IFM/EDS (79 events) and underprediction of GME/LM (27 events), as compared to observed 59 events. The results for  $Q_{99}$  are similar, although the number of predicted events by IFM/EDS now almost equals the number of observed events (16); no  $Q_{99}$  event is predicted by GME/LM.

The overall quality of the binary forecasts shown in Table 2 is assessed using the Gilbert skill score (GSS, also called equitable threat score). GSS measures the hit count relative to all cases where an event was observed or forecast, and scales the result in a way that random forecasts receive a zero score (Wilks, 1995). For  $Q_{95}$  ( $Q_{99}$ ) this gives

**Table 2.** Contingency table for forecasting heavy precipitation with lead +2 d, using IFS/EDS (blue) and GME/LM (red). Upper part:  $Q_{95}$ , lower part:  $Q_{99}$ .

$Q_{95} = 14.6 \mathrm{mm}$	EDS, LM $\leq Q_{95}$	EDS, LM> $Q_{95}$	
$OBS \le Q_{95}$	1319, 1351	53, 21	1372
OBS> 295	33, 53	26,6	59
	1352, 1404	79, 27	
Q <sub>99</sub> =26 mm	EDS, $LM \leq Q_{99}$	EDS, LM > $Q_{99}$	
$OBS \leq Q_{99}$	1405, 1411	1 10,4 1	
$OBS > Q_{99}$	11, 16	5,0	16
	1416, 1427	15, 4	

GSS(IFS/EDS)=0.21 (0.19) and GSS(GME/LM)=0.06 (0.0), showing superior performance by IFS/EDS.

To gain more insight into the predictive power of our system, I have plotted in Fig. 4 the GSS for all lead times up to 5 days, using the usual thresholds of  $Q_{95}$  and  $Q_{99}$  along with 0.1 mm/d (wet/dry). For all three classes the IFS/EDS forecast shows positive skill up to a lead time of +5 d. The GME/LM forecasts are worse throughout; note that  $Q_{95}$  forecasts improve slightly from +1 d to +2 d, which indicates chance behavior in view of the small GSS values; for the  $Q_{99}$  class there is no skill beyond a lead time of +1 d. For comparison, I also show the performance of the persistence forecast, which is usually a bad predictor for precipitation due to its short memory; note again the chance behavior especially for  $Q_{99}$ .

To further analyze the dependence of forecast skill on the rarity of the event Fig. 5 shows, for a lead time of +2 d, the dependence of forecast skill on the event threshold. I show both the GSS and, as a check for under- or overprediction, the frequency bias index (FBI, the ratio of the number of forecast events to the number of observed events). For both systems the GSS decreases with rarity, but throughout it is about 0.2 larger for the IFS/EDS. With respect to the FBI, the GME/LM tends towards strong underprediction with heavier events, as compared to fairly unbiased predictions of the IFS/EDS for all thresholds.

GSS and FBI are by far not the only scores to assess the quality of a binary forecast, or equivalently, summarizing the entries of a contingency table. If in an experiment the total number of cases is of no interest, there remain 3 independent quantities (degrees of freedom) by which that table is characterized, leaving infinitely many possibilities to combine them into a score. Looking at the table in more economic terms, a very interesting and simplifying approach is provided by the cost-loss model (Thompson, 1952). Namely, once an event is forecast and precautionary measures have been taken, it does not matter – from an economic point of view – whether the event actually occurs or not.



Fig. 4. For the Alb, skill (GSS) of the two forecast systems vs. lead time, using three different event classes. IFS/EDS: blue, GME/LM: red. For comparison, persistence is used as well (gray).



Fig. 5. GSS and FBI dependence on event threshold (rarity), using +2 d predictions for the Alb.

Therefore, only two degrees of freedom remain: the probability of a miss,  $P_M = P(O > Q \land F \leq Q)$ , and the probability of a forecast being issued,  $P_F = P(F > Q)$ . With the cost of precautionary measures being *C* and that of a loss incurred

from a miss being L, the expected daily expenses amount to:

$$e = L \cdot P_M + C \cdot P_F \,. \tag{6}$$

If no forecast is issued, no investment costs are generated but each occurring event is a miss. If the event probability is  $P_E$ , the costs to be expected are

$$e_0 = L \cdot P_E \,. \tag{7}$$

In general, if

$$\frac{P_E - P_M}{P_F} > \alpha \,, \tag{8}$$

where  $\alpha = C/L$  denotes the cost/loss ratio, the expected reduction of losses outweighs the investment from the protection and the forecast has positive economic effects.

For the case described in Table 2, suppose the cost for protection against a rather moderate  $Q_{95}$ -event is  $C=10 \, \mathrm{k} \in$ , and the loss is  $L=100 \text{ k} \in$ , then  $e_0=0.05 * L=5 \text{ k} \in$ . Using the IFS/EDS forecasts one gets a value of about  $e=3.3 \text{ k} \in$ , which amounts to 1.7k€ savings per day; GME/LM forecasts yield savings of about 500 €. This is the situation for forecasts of lead +2 d. Figure 6 displays the expected daily expenses for all lead times and both event classes. Considerable savings are to be expected for  $Q_{95}$  events when using IFS/EDS forecasts for up to lead +5 d. For  $Q_{99}$  events, using  $C=100 \,\mathrm{k} \in$  and  $L=1 \,\mathrm{M} \in$ , the same is true for forecasts of up to lead +3 d. Using GME/LM forecasts gives moderate savings, except for the +2d forecast of  $Q_{99}$  which entails no savings. The two examples above used a cost/loss ratio of  $\alpha = 0.1$ ; according to Eq. (8), positive economic effects can be expected also for smaller values of  $\alpha$ .



Fig. 6. Expected daily expenses for the Alb, for a  $Q_{95}$  and  $Q_{99}$  event with no warnings (black) or warnings from IFS/EDS (blue) or GME/LM (red).



Fig. 7. Similar to Fig. 2, for the Upper Danube. (Note that observations ended in 2003).

### 3.2 Upper Danube and Upper Iller

Despite different geographical and climatic conditions, the verification results for the Upper Danube and Upper Iller are similar to the Alb. For the Upper Danube, where data ended in 2003, the +2 d forecast of the most extreme yearly events is depicted in Fig. 7. In 2002, the most extreme event was observed on 19 March with 67 mm/d. Here the IFS/EDS forecast (32 mm/d) is only moderately better than that of GME/LM (19 mm/d). In 2003, IFS/EDS forecasts are again superior to GME/LM. Forecasts for the Upper Iller are generally worse than those of the other catchments. This is exemplified by the yearly maxima shown in Fig. 8. Especially the 2004 and 2005 forecasts are bad for both systems. The general superiority of IFS/EDS to GME/LM is apparent from

Fig. 9. It shows that for all event classes and lead times the GSS is comparable to the skill of the Alb shown in Fig. 4. Only the  $Q_{99}$  skill for lead time +2 d is exceptionally high for the Upper Danube (GSS=0.54). It is unknown whether this is a random effect (data ended in 2003) or indicative of a real feature.

### 4 Discussion

In the above analysis I have assessed the capability of the two coupled systems IFS/EDS and GME/LM to forecast precipitation for a small river basin several days in advance. The IFS/EDS was able to skillfully predict medium-sized events  $(Q_{95})$  up to a lead time of 5 days and strong events  $(Q_{99})$  up





Fig. 8. Similar to Fig. 2, for the Upper Iller.



Fig. 9. Similar to Fig. 4, the GSS for the other two catchments. Upper Danube (square) and Upper Iller (circle).

to at least 3, maybe 5 days in advance. For all event classes and lead times that system outperformed the GME/LM system. The crucial question is now which of the components makes the difference. But since the systems are so deeply intermingled one feels that deciding that question is hard if not impossible. For example, while IFS and EDS are coupled through 5 predictor fields LM obtains *all* its boundary conditions from GME. And among those there might always be "bad" fields which are not in the IFS predictor set and which make the difference.

### G. Bürger: Downscaled medium-range precipitation forecasts

Whatever the reported differences in skill are, they appear marginal in relation to those of, e.g., Fig. 2 or Fig. 5. These +2d forecasts reveal a gap in skill that can hardly be ascribed to the driving models. This is further supported by the GME/LM failure to reproduce local variability, as evidenced by Fig. 3 and compared to the fairly unbiased local variability of the GME at least in its 2008-version. Therefore, I would ascribe the observed skill differences mainly to the downscaling. It is not unlikely that what we see here is related to the well known luv-lee problem of many high-resolution dynamic models (Baldauf and Schulz, 2004; Elementi et al., 2005), where in mountainous terrain too much rainfall is produced on the luv side and too little on the lee side.

The luv-lee problem illuminates the differences between dynamical and empirical downscaling models mentioned in the introduction: Being genuinely three-dimensional the dynamical models simulate high-resolution precipitation for an entire domain. But the parameterizations of the unresolved scales - here: the advection of falling rain - introduce imperfections that over complex terrain can have a large impact on the water balance. Empirical models, on the other hand, have "seen" the luv-lee characteristic during calibration and "remember" it when confronted with a particular weather type. But a large-scale/small-scale relation like this may as well be more complicated, nonlinear for example, which would then require a revision of the transfer function class and a re-fitting with extra parameters. One should note, however, that if this revision comes after the fact independent validation with the same data is no longer possible. Some a priori physical insight is therefore desirable even for empirical models.

A major drawback in the current setup of the IFS/EDS is the determination of the number of EOFs to be retained. Here it was done by simply cross-checking some validation statistics for various lead times, and selecting a number that appeared optimal on average. For Alb, Upper Danube, and Upper Iller this was 81, 79, and 114 EOFs, respectively. Due to data limitations this was done using the entire dataset, so the verification statistics shown above are not fully independent. However, dependence on the number of EOFs was in general fairly weak over a broad range of values, so that the main results are not affected by this choice. This step should nevertheless be improved in future work, for example, by using more elaborate cross validation techniques.

It should be noted that probabilistic versions of the IFS/EDS system exist and have also been applied to the three catchments (cf. OPAQUE, http://brandenburg.geoecology.uni-potsdam.de/projekte/opaque). This was done simply by replacing the deterministic IFS forecast by the ensemble prediction system of the ECMWF (Bürger et al., 2009). In these applications, the use of probabilistic information indeed improves the forecasts, especially for the longer lead times beyond +3 d.

Acknowledgements. This study was conducted as part of the project OPAQUE which was funded by the Federal Ministry of Education and Research, Germany. I am grateful to the Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg who kindly provided the LM forecast data.

Edited by: A. Gelfan

#### References

- Bürger, G.: Expanded downscaling for generating local weather scenarios, Clim. Res., 7, 111–128, 1996.
- Bürger, G.: Selected precipitation scenarios across Europe, J. Hydrol., 262(1–4), 99–110, 2002.
- Bürger, G., Fast, I., and Cubasch, U.: Climate reconstruction by regression-32 variations on a theme, Tellus A, 58(1), 227–235, 2006.
- Bürger, G., Reusser, D., and Kneis, D.: Early flood warnings from empirical (expanded) downscaling of the full Ensemble Prediction System, Water Resour. Res., doi:10.1029/2009WR007779, in press, 2009.
- Baldauf, M. and Schulz, J. P.: Prognostic precipitation in the Lokal-Modell (LM) of DWD, COSMO Newsletter, 4, 177–180, 2004.
- Bartholmes, J. C., Thielen, J., Ramos, M. H., and Gentilini, S.: The european flood alert system EFAS – Part 2: Statistical skill assessment of probabilistic and deterministic operational forecasts, Hydrol. Earth Syst. Sci., 13, 141–153, 2009, http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/141/2009/.
- Charba, J. P., Reynolds, D. W., McDonald, B. E., and Carter, G. M.: Comparative verification of recent quantitative precipitation forecasts in the National Weather Service: A simple approach for scoring forecast accuracy, Weather Forecast., 18(2), 161–183, 2003.
- Clark, M. P. and Hay, L. E.: Use of medium-range numerical weather prediction model output to produce forecasts of streamflow, J. Hydrometeorol., 5(1), 15–32, 2004.
- Damrath, U., Doms, G., Frühwald, D., Heise, E., Richter, B., and Steppeler, J.: Operational quantitative precipitation forecasting at the German Weather Service, J. Hydrol., 239(1–4), 260–285, 2000.
- Ebert, E. E., Damrath, U., Wergen, W., and Baldwin, M. E.: The WGNE assessment of short-term quantitative precipitation forecasts, Bull. Am. Meteorol. Soc., 84(4), 481–492, 2003.
- Elementi, M., Marsigli, C., and Paccagnella, T.: High resolution forecast of heavy precipitation with Lokal Modell: analysis of two case studies in the Alpine area, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 5, 593–602, 2005,

http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/5/593/2005/.

- Hamill, T. M., Whitaker, J. S., and Mullen, S. L.: Reforecasts: An Important Dataset for Improving Weather Predictions, Bull. Am. Meteorol. Soc., 87(1), 33–46, 2006.
- Ledermann, W., Churchhouse, R. F., and Vajda, S.: Handbook of Applicable Mathematics: Statistics, John Wiley & Sons, 1984.
- Liu, X., Coulibaly, P., and Evora, N.: Comparison of data-driven methods for downscaling ensemble weather forecasts, Hydrol. Earth Syst. Sci., 12, 615–624, 2008,

http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/12/615/2008/.

Majewski, D., Liermann, D., Prohl, P., Ritter, B., Buchhold, M., Hanisch, T., Paul, G., Wergen, W., and Baumgardner, J.: The opG. Bürger: Downscaled medium-range precipitation forecasts

erational global icosahedral-hexagonal gridpoint model GME: Description and high-resolution tests, Month. Weath. Rev., 130(2), 319–338, 2002.

- McBride, J. L. and Ebert, E. E.: Verification of quantitative precipitation forecasts from operational numerical weather prediction models over Australia, Weather Forecast., 15(1), 103–121, 2000.
- Menzel, L., Thieken, A. H., Schwandt, D., and Bürger, G.: Impact of climate change on the regional hydrology – scenario-based modelling studies in the German Rhine catchment, Nat. Haz., 38(1), 45–61, 2006.
- Richard, E., Buzzi, A., and Zangl, G.: Quantitative precipitation forecasting in the Alps: The advances achieved by the Mesoscale Alpine Programme, Q. J. R. Meteorol. Soc., 133(625), 831–846, 2007.
- Thompson, J. C.: On the operational deficiencies in categorical weather forecasts, Bull. Amer. Meteor. Soc, 33, 223–226, 1952.
- White, B. G., Paegle, J., Steenburgh, W. J., Horel, J. D., Swanson, R. T., Cook, L. K., Onton, D. J., and Miles, J. G.: Shortterm forecast validation of six models, Weather Forecast., 14(1), 84–108, 1999.
- White, P. W.: IFS Documentation, ECMWF, Reading, 2002.
- Wilks, D. S.: Statistical methods in the atmospheric sciences, Academic Press, San Diego, 1995.

Hydrol. Earth Syst. Sci., 13, 1649-1658, 2009

www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/1649/2009/



## Early flood warnings from empirical (expanded) downscaling of the full ECMWF Ensemble Prediction System

Gerd Bürger,<sup>1,2</sup> Dominik Reusser,<sup>1</sup> and David Kneis<sup>1</sup>

Received 27 January 2009; revised 24 July 2009; accepted 4 August 2009; published 30 October 2009.

[1] A prototype early warning system for floods is introduced. For a small headwater catchment, probabilistic streamflow predictions in 24-hourly steps are obtained from downscaling all members of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Ensemble Prediction System and feeding the resulting precipitation and temperature series into a hydrologic model. We apply "expanded downscaling," a scheme that was previously used for climate scenarios and that is particularly suited to extreme events and the simulation of flood-triggering heavy rainfall. The entire model chain is thoroughly verified, using daily precipitation and streamflow observations and forecasts from the decade 1997–2006. It turns out that strong meteorologic (precipitation) events are skillfully predicted for at least 5 days lead time by the downscaling. That skill, however, is partly lost by deficiencies in the hydrological modeling as revealed in this study. We discuss ways to overcome these difficulties, along with the prospect of employing the whole system operationally, for example, for reservoir regulations. We close with an outlook for early flash flood warnings.

Citation: Bürger, G., D. Reusser, and D. Kneis (2009), Early flood warnings from empirical (expanded) downscaling of the full ECMWF Ensemble Prediction System, *Water Resour. Res.*, 45, W10443, doi:10.1029/2009WR007779.

#### 1. Introduction

[2] It is evident that an early warning system for floods would be beneficial for local authorities. Preparedness in this regard would help firefighters, evacuation planners, etc. to develop their decisions. If sufficiently certain such a system could even be used to control reservoirs and thus reduce flood hazard. The relevant prediction time frame is on the order of 3-5 days, and in certain cases perhaps even longer [Thielen et al., 2009]. This time scale attains predictability mainly from numerical weather forecasts, that is, from global atmospheric simulations. And since predictability itself depends on the state of the global atmosphere, current forecasting centers deliver, along with the usual atmospheric prediction, an estimate of the prediction uncertainty. This is done by perturbing the best guess of the initial conditions according to a predefined observational error model, and simulating an entire ensemble of perturbed numerical weather forecasts. The ensemble spread serves as a measure of forecast uncertainty.

[3] The spatial structure of typical flood producing weather systems, however, is often much below the smallest resolvable scales of such simulations, so that a "downscaling" is required to obtain appropriate probabilistic forecasts. Empirical downscaling models, lacking the physical basis and degree of sophistication found in dynamical (limited area) models, sometimes appear as the poor man's approach to regionalization. Their cheapness, nonetheless, proves invaluable if many, or long, simulations are needed, such as for the statistics of rare events. For example, the impact of global warming on hydrologic extremes (floods and droughts) is conveniently assessed using statistical downscaling (see *Fowler et al.* [2007] for a review). Statistical downscaling has been applied to seasonal/decadal ensemble climate predictions (DEMETER [*Palmer et al.*, 2004] and ENSEMBLES [*Palmer*, 2005; *Doblas-Reyes and Goodess*, 2005]) as well as to numerical weather prediction in the form of model output statistics (MOS) [*Wilks*, 1995]. It is important, however, to distinguish methodologically between simple postprocessing schemes such as MOS and proper linear dynamical approximations such as those used for climate scenarios.

[4] It was perhaps the use of ensembles that helped to foster the application of proper statistical downscaling to weather forecasting. Clark and Hay [2004] apply multivariate linear regression to predicted atmospheric circulation patterns, and perturb the result appropriately to obtain an ensemble of meteorological input for use in ensemble streamflow prediction. Their atmospheric forecasts are taken from the NOAA reforecasting experiment [Hamill et al., 2004], where systematic ensemble hindcasts are produced from 1979 to the present with a unique numerical model (frozen to the state of 1998). The full ensemble of the same data set is used by Hamill et al. [2006], applying an analog technique to produce probabilistic precipitation forecasts, and by Liu et al. [2008], who propose neural networks and genetic programming. Within the international HEPEX framework (http://hydis8.eng.uci.edu/hepex), hydrologic ensemble prediction is envisaged where statistical downscaling techniques form the interface between atmospheric and hydrologic models [Schaake et al., 2007].

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Institute of Geoecology, University of Potsdam, Potsdam, Germany. <sup>2</sup>Pacific Climate Impacts Consortium, Victoria, British Columbia, Canada.

Copyright 2009 by the American Geophysical Union. 0043-1397/09/2009WR007779\$09.00

[5] Compared to precipitation, medium-range probabilistic prediction of streamflow is fairly recent, and appropriate verification studies have only just begun to emerge [Clark and Hay, 2004; Roulin and Vannitsem, 2005; Gouweleeuw et al., 2005; Jaun et al., 2008; Olsson and Lindström, 2008; De Roo and Beven, 2003; Pappenberger et al., 2005; Roulin, 2007; Ferraris et al., 2002; Verbunt et al., 2007]. All of these studies provide, with varying degrees of sophistication, probabilistic forecasts of streamflow that are based on ensembles of global atmospheric predictions. For example, some apply a full dynamic downscaling, some apply MOS, and others use interpolated or direct grid points; some use the full ensemble and others a (representative) subset; some validate against specified historic events and some against the full available record. Given such a diversity of methods, scales, and locations it is difficult to verify or compare the models and methods regarding their predictive capacities [Laio and Tamea, 2007; Pappenberger et al., 2008; Richardson, 2000]. For a thorough overview over the entire field of hydrologic ensemble prediction, we recommend the work of Cloke and Pappenberger [2008b] and, in particular, Ryder [2009]. We believe that our study is distinguished by three aspects: (1) the downscaling scheme, (2) verification of a forecast system based on a full global atmospheric ensemble against the continuous daily observational record, and (3) the small scale of the catchment (~50 km<sup>2</sup>). There remain, nonetheless, several issues that eventually need to be resolved but that are beyond the scope of the current study. Most notably, the relatively coarse temporal resolution of 24 h, owing to the downscaling calibration on daily observations and to the availability of ensemble predictions, may be relevant only for larger basins and therefore inappropriate for flash floods, which arguably pose the largest threat for small headwater catchments. Methods will be discussed how to overcome these limitations.

[6] The study grew out of the German project OPAQUE (http://brandenburg.geoecology.uni-potsdam.de/projekte/ opaque). One part of OPAQUE is aimed at providing and testing, for a set of typical small catchments, a prototype early warning system for floods in the range of 3-5 days. For OPAQUE, the expanded downscaling (EDS) scheme [Bürger, 1996], originally developed to provide climate scenarios, was adapted to weather forecasts. Specifically, the Ensemble Prediction System (EPS) from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) served to provide predictions of large-scale global atmospheric flow that had to be downscaled to catchment size. The resulting meteorological time series were then fed into the hydrologic model WaSim [Jasper and Schulla, 2000], which produced ensembles of river flow and the final predictions of flood probability.

[7] Using the Weißeritz catchment in the Erzgebirge as a test bed, the study is organized in two parts: In the first part (section 2) we describe as concisely as possible the main ingredients of the warning system. These will be the characteristics of the catchment, the global ensemble forecasts, the downscaling, and the hydrologic modeling. In the second part (section 3) we present the simulation results, putting a fairly strong emphasis on the aspect of verification. To understand the main sources of error the verification will be done with respect to both precipitation and streamflow. We finally summarize our results and draw some conclusions (section 4).

### 2. Catchment, Data, and Methods

[8] Here we describe the chain of models that ultimately lead to the early warning system for floods of the Weißeritz, starting from the ensemble predictions of the global atmosphere, downscaling of the relevant fields for the study area, and running hydrologic models to generate streamflow ensembles from which probability distributions can be estimated and early warnings be issued.

### 2.1. Weißeritz Catchment

[9] The small catchment of the Weißeritz river (see Figure 1), a tributary of the Elbe river in Eastern Germany, has an extension of about 400 km<sup>2</sup>. The local observational record consists of 22 stations measuring rainfall and 5 measuring temperature on a daily basis, covering the period between 1997 and 2006 with varying degree of completeness (see section 3.1). On 11–12 August 2002, persistent massive rainfall pushed its discharge to a multiple of normal levels, creating the greatest flood ever recorded. Estimates of the return period range between 100 and 500 years, depending on the gauge. The total damage amounted to more than 500 million  $\notin$  [*Gräfe*, 2004].

[10] We did not apply the hydrologic model to the full Weißeritz basin because of two reservoirs further downstream in the basin. With the current model setting it is not possible to simulate, for a given event, dam regulations (or adherence to them) for these reservoirs. (Continuous highresolution outflow data to calibrate the model are not available anyway.) Therefore runoff is simulated only upstream of the gauging station Ammelsdorf (49.3 km<sup>2</sup>). The headwater catchment has an elevation of 530 to about 900 m, and slopes are gentle with an average of 7°, where 99% are <20°, calculated from a 90 m digital elevation model [Rabus et al., 2003]. Soils are mostly cambisols. Land use is dominated by forests ( $\sim$ 30%) and agriculture ( $\sim$ 50%). During winter, the catchment usually has a snow cover of up to about 1 m for 1-4 months with high flows during the snowmelt period.

#### 2.2. Ensemble Prediction

[11] Forecasting flood-triggering heavy precipitation is one of the most challenging tasks of current hydrometeorological research. While evidently no single, localized event will ever be predicted with much confidence 3 days in advance, one would like to know how uncertain that prediction really is. To quantify this uncertainty, numerous verification statistics can be used that describe the gradual decrease of forecast skill with lead time of the model in use. It was not until the work of *Lorenz* [1963] that people fully realized that predictability depends on more than just model and lead time, that it actually varies itself in time and is predictable as well. This marked the beginning of ensemble prediction.

[12] Even with a perfect atmospheric circulation model, owing to incomplete and inexact observations there will always be uncertainty in the initial conditions. By deliberately perturbing these "control" conditions according to a set of well-defined, sophisticated rules [Lorenz, 1965; Palmer et al., 1994; Sivillo et al., 1997; Molteni et al.,

2 of 15





Figure 1. (left) Map of the Weißeritz catchment near Dresden with river net and major reservoirs (triangles). Bullets mark the location of rain gauges to which the downscaling was applied. (right) Zoom into the mountainous headwater catchment of Wilde Weißeritz with the analyzed stream gauge Ammelsdorf (solid triangle).

1996] and starting a set of independent forecast simulations, the growth of these initial errors over time can be modeled by the resulting ensemble. As a result, the ensemble spread should represent a good approximation of the expected model error of the unperturbed forecast. Moreover, it can be shown that beyond a certain initial phase the ensemble mean is a better forecast than the control [*Epstein*, 1969; *Leith*, 1974].

[13] In our study we use the Ensemble Prediction System (EPS) that was started in 1992 by the ECMWF. It is made up of one unperturbed (control, CTL) and 50 perturbed (ENS) forecasts. We use daily forecasts from the decade 1997 2006, issued at 1200 UTC for lead times of  $\pm$ 0 h to  $\pm$ 120 h (0 5 days), in steps of 12 h. Note that no dynamical downscaling scheme can practically handle this large number of global forecasts (one has to use subsamples instead [*Marsigli et al.*, 2005]).

### 2.3. Expanded Downscaling Approach

[14] Regression-based models such as multiple linear regression (MLR) minimize the model error, by definition. Under this precept it is of highest priority that the simulated value be as close as possible to the true (observed) value. While this is certainly a useful objective in general, it is of limited use if the prevailing predictor-predictand and correlations are low, as in hydrologic applications. In that case, apart from the climatological mean little additional variance is simulated, insufficient to produce, for example, a major flood (see below and *Schoof and Pryor* [2001] and *Bürger and Chen* [2005]). This deficiency is aggravated by the fact that hydrologic distributions are characterized by (non-Gaussian) fat tails, in contrast to the large-scale predictor distributions which tend to be Gaussian. Note that not only MLR suffers from this defect; all methods based on some

form of error minimization, such as eigen-techniques (CCA or SVD) and neural networks, are equally affected [Hewitson and Crane, 1996; Weichert and Bürger, 1998; von Storch and Zwiers, 1999; Widmann et al., 2003].

[15] Two alternative remedies have been suggested to accommodate for the missing variability: To match the observed variance, *Klein et al.* [1959], *Karl et al.* [1990], *Wilby* [1998], and *Schaake* [2004] propose inflation, where amplitudes are simply rescaled, and *Zorita and von Storch* [1997], *Dehn and Buma* [1999], and *Buma and Dehn* [2000] prefer randomization, where a stochastic noise term is added. For the purpose of weather prediction, randomization is not useful, however, as it creates a larger expected model error than inflation [*Bürger and Chen*, 2005]. Inflation, on the other hand, distorts spatial covariance, a property that is indispensable for adequate modeling of hydrologic systems.

[16] To preserve the full covariance matrix of a multivariate system, expanded downscaling (EDS) was introduced a while ago as an extension to MLR [*Bürger*, 1996]. EDS is obtained, as a unique solution, from relaxing the basic, error-minimizing equations of MLR and imposing the preservation of covariance as a constraint. The original EDS algorithm, a nonlinear programming problem (NLP), is fairly complex and iterative, however, and converged only for fairly low dimensional problems, dealing with 20 or so variables (or stations, respectively) at most. Accordingly, the required computing resources are substantial, which is probably why the number of EDS applications remained somewhat limited [*Bürger*, 1996, 2002; *Dehn et al.*, 2000; *Müller-Wohlfeil et al.*, 2000; *Bürger and Chen*, 2005].

[17] To describe the workings of EDS, let us consider a number of stations in a catchment, each recording daily temperature and/or precipitation. All stations and variables at a given day t are comprised into the single vector time series  $y(t) = (y_1(t), \ldots, y_m(t))$ , with m = 27 for the Weißeritz. For the same day an array of large-scale predictor fields is given as  $x(t) = (x_1(t), \ldots, x_n(t))$ , as specified below. This gives two multivariate time series, x(t) and y(t), of which we assume that they have been transformed to N(0,1) variates (normal with zero mean and unit variance, see below). Regressing y on x, that is, assuming the model

$$y = x\mathbf{Q} + \varepsilon \tag{1}$$

gives MLR as the least squares solution

$$MLR = \underset{Q}{\operatorname{argmin}} \| \mathbf{x} \mathbf{Q} - \mathbf{y} \|, \tag{2}$$

where parallels denote the Frobenius norm. But MLRsimulated amplitudes are scaled by the prevailing canonical correlations and are thus damped [*Bürger et al.*, 2006]. By imposing on  $\mathbf{Q}$  the side condition that local covariance be preserved, we obtain the expanded downscaling matrix:

$$EDS = \underset{Q}{\operatorname{arg\,min}} \| \mathbf{x} \mathbf{Q} - \mathbf{y} \|, \text{ subject to } \mathbf{Q}' \mathbf{x}' \mathbf{x} \mathbf{Q} = \mathbf{y}' \mathbf{y}.$$
(3)

This leads to the mentioned NLP problem, which is neither part of, nor easily implemented in, common statistical packages such as Matlab or R or SAS. For the moderately sized EDS applications mentioned above, solving equation (3) usually required considerable computing time on the order of weeks even on very fast supercomputers, and was impossible, for example, on a workstation or a PC; and larger catchments could not be handled this way.

[18] Only recently we discovered that the problem described by equation (3) is actually of geometric nature and belongs to the broader family of statistical shape analysis [Dryden and Mardia, 1998; see also Golub and Van Loan, 1996]. Under that framework, the definition of EDS can be recast as an orthogonal Procrustes Problem (OPP). Procrustes was a mythical Greek host who would make his guests fit perfectly on his iron bed, regardless of their size, by either stretching or cutting off any misfitting limbs. (He ended by receiving his own treatment from Theseus.) Mathematically, this translates into finding a geometric map between two patterns that make them optimally match (the OPP). The "patterns" in our case are the covariance structures of x on y, the "map" is the transfer function between x and y, and "geometric" refers to the preservation of covariance. By way of the OPP, the following closedform solution of the EDS (equation (3)) is derived:

$$EDS = G_{\nu}^{-1} V U' G_{\nu}, \tag{4}$$

where  $G_x$  and  $G_y$  denote the Cholesky factors of x'x and y'y, respectively, and U and V are from the singular value decomposition

$$U\Sigma V' = G_y y' x G_r^{-1}.$$
 (5)

For the proof, using  $G_x$  and  $G_y$ , the side condition in equation (3) can be transformed as follows:

$$\begin{aligned} Q'x'xQ &= y'y \quad \Leftrightarrow \quad Q'G'_xG_xQ = G'_yG_y \\ & \Leftrightarrow \quad G'_y^{-1}Q'G'_xG_xQG_y^{-1} = I. \end{aligned} \tag{6}$$

Using the matrix  $P = G_x Q G_y^{-1}$ , so that  $Q = G_x^{-1} P G_y$ , the minimization problem of equation (3) is recast as

$$\min_{P} \left\| x G_x^{-1} P G_y - y \right\|, \quad \text{subject to} \quad P' P = I. \tag{7}$$

A solution of this problem, along the original lines of Schönemann [1966], is as follows: Minimizing tr( $(xG_x^{-1}PG_y - y)'(xG_x^{-1}PG_y - y)$ ) is to minimize tr( $G'_yP'(G_x^{-1})'x'xG_x^{-1}PG_y$ ) -  $2\text{tr}(G'_yP'(G_x^{-1})'x'y)$ . But since the first term equals  $(G'_yG_y)$  and is thus independent of **P**, the term tr( $G'_yP'(G_x^{-1})x'y$ ) is to be maximized. From the invariance of the trace under transposition and product order, it follows that the latter trace equals tr( $G_{yy}'xG_x^{-1}P$ ). Using the SVD  $G_{yy}'xG_x^{-1} = U\Sigma V'$  one has to maximize tr  $(U\Sigma V'P) = \text{tr}(\Sigma V'PU)$ . Obviously, the matrix Z = V'PU,  $Z = (z_{ij})$ , has orthonormal columns, which means that  $(Z'Z)_{ii} = (\sum_{j=1}^{2} z_{ij}^2) = 1$  and thus  $z_{ij} \leq 1$ . The

maximization of tr( $Z\Sigma$ ) =  $\sum_{ii} z_{ii} \sigma_{ii}$  therefore requires  $z_{ii} = 1$ ,

that is, Z = I, which gives P = VU' as the solution of equation (7). By transforming back to Q, the original equation (3) is solved by EDS =  $Q = G_x^{-1}VU'G_y$ , which was to be demonstrated.

[19] Using equation (4), at least algorithmically no limitation exists anymore for the number of catchment stations that EDS can treat simultaneously. Moreover, by way of equation (4), EDS is now almost as easy to implement as MLR.

[20] EDS is particularly suited for the downscaling of extreme events. That means, when driven by global fields that have identical covariance to the fields used for calibrating EDS, the simulated local record has identical covariance to the observed record. And among all linear maps with this property the EDS is optimal, creating the smallest possible error.

[21] Application of EDS to predicted atmospheric fields can be done in various "modes," of which we chose, as the simplest of all, the "perfect prognosis" (PP) [*Klein et al.*, 1959]. In PP, a transfer function is fitted between observed (analyzed) atmospheric fields and instantaneous local station observations. Assuming the GCM to be "perfect," for each lead time the transfer function is applied to the predicted global fields.

[22] Our study covers the decade from 1997 to 2006. During this time, the resolution of the EPS fields decreased gradually from about 125 km to currently 50 km. For our study the fields were generally interpolated to a  $1 \times 1$  degree grid which roughly corresponds to 70 km. Even for this resolution the size of the Weißeritz catchment (400 km<sup>2</sup>) is only about 10% of the size of one grid cell (4900 km<sup>2</sup>), so the need for downscaling is obvious. From these fields, we selected the section between the edges (4W, 46N) and (18E, 56N) that roughly covers Central Europe, corresponding to  $15 \times 11 = 165$  grid points. As analyzed and forecast variables we chose geopotential height, temperature, vorticity, and specific humidity from the 850-hPa level, whose

W10443

analyses correlated best to areal precipitation. Additionally, from the accumulated total precipitation of the gridded EPS fields itself we formed overlapping 24-h sums by forming, for a lead time of +nh, n = 0, 12, ..., 120, the difference of the (n + 24)h and nh forecasts (note that local precipitation is observed in 24-h sums only). In total, this gives per lead time a vector of dimension  $5 \times 165 = 825$ . Prior to EDS calibration, all quantities (predictor and predictand) are normalized using the probit transformation [Ledermann et al., 1984; Bürger, 1996]. The concatenated normalized predictor fields are then subject to a principal component (PC) reduction. As always, the number of retained PCs is a choice between accuracy and overfitting, and is somewhat arbitrary. We ran a number of independent verification tests (checking observed and EDS-simulated areal precipitation), which suggested 137 PCs or ~94% of explained variance as optimal. This defines, for any ensemble member and lead time, a 137-dimensional predictor time series x(t).

[23] For CTL and zero lead time, that is, analyses and +24-h precipitation forecast, x(t) goes into equation (4) for EDS calibration. Using the +24-h precipitation forecast likely renders a suboptimal model fit, but it avoids any bias if the EDS is applied to other lead times. What will further deteriorate the model calibration are the different reference times used for the global and local states. Local precipitation is reported as the 24-h sum between 0630 UTC of the reporting day and 0630 UTC of the following day. The global fields, on the other hand, correspond to 0000 UTC and 1200 UTC. Note that when this model is applied to the above lead times, the resulting precipitation values correspond initially to overlapping 24 sums in 12-h steps. To obtain nonoverlapping 12-h sums, the resulting values are simply halved. While this smoothed 12-h resolution represents about the maximum temporal resolution that the EPS allows, the very details of some historic floods along with their peaks are only revealed in an hourly time frame. This limitation should be kept in mind for the results shown below.

[24] Applying the calibrated model to the ECMWF runs, the downscaled forecasts will be referred to as  $EDS_{CTL}$  for the deterministic run and  $EDS_{ENS}$  for the ensemble runs, respectively; probabilistic forecasts based on calibrated ensembles are denoted  $EDS_{cENS}$ . For comparison, from the deterministic +0-days ECMWF run, we determine the grid cell most strongly correlated to observed areal mean, and consider the respective direct forecasts of this grid cell, simply referring to them as CTL for the deterministic run and ENS for the ensemble runs.

### 2.4. Hydrologic Modeling

[25] Since subsurface stormflow seems to be a dominant process in the Weißeritz catchment, the TOPMODEL approach [Beven and Kirkby, 1979] appears suitable to conceptualize runoff generation. We therefore selected WaSIM-ETH, which is a modular, deterministic and distributed water balance model [Klok et al., 2001; Gurtz et al., 2003]. Observed or predicted meteorological input is expected on a regularly spaced grid. For the Weißeritz catchment, precipitation and temperature values are taken from the 27 catchment stations (section 2.1), along with radiation taken directly from the closest EPS grid cell; wind and humidity, which are irrelevant to floods, are taken from observations. All data are interpolated on the WaSiM grid

using inverse distance weighting (IDW). A simulation time step of 1 day was chosen to better match the temporal resolution of the meteorological input (12 h).

[26] Interception, evapotranspiration (Penman-Monteith), and infiltration (Green and Ampt approach) as well as snow dynamics are also included as modules. The unsaturated zone is described on the basis of the TOPMODEL approach with the topographic index [*Beven and Kirkby*, 1979], which determines flow on the basis of the saturation deficit and its spatial distribution, instead of modeling the soil water movement explicitly. Direct flow and interflow are calculated as linear storage per grid cell, while base flow is calculated as linear storage for the entire subcatchment. The snow cover dynamics are simulated with a temperature index approach. The routing of streamflow is computed with the kinematic wave approach. For details of WaSiM-ETH, see the work of *Jasper and Schulla* [2000].

[27] The model was calibrated for the 2-year period from summer 2000 until summer 2002 with a mixed strategy. In a first step, a Monte Carlo approach was used to sample the feasible parameter space which was determined with some pretest. From the best parameter set, in a second step, a gradient-based optimization procedure was applied using the PEST-software [Doherty, 2003]. Overall root mean square error and root mean square error for low and high flow were used as objective function with a weighting of 1, 0.2, and 0.2, respectively. Low flow and high flow were separated at a discharge of twice the median discharge over the calibration period. In total, 10 parameters related to overland flow, interflow, the TOPMODEL module and the snow module were calibrated. Using observed discharge at the gauge Ammelsdorf, the calibration Nash-Sutcliffe efficiency (NSE, see Appendix A) turned out to be NSE = 77%. For validation we chose the remaining data, that is, the period August 2002 to April 2006 where the discharge data ended. This deviates slightly from the corresponding period for precipitation but should not matter too much. The validated NSE was 47%.

[28] With our version of WaSiM-ETH it was impossible to assimilate any discharge observations into the forecast. Discharge assimilation considerably improves and has become the defacto standard of operational flood forecasting [e.g., *Vrugt et al.*, 2006].

#### 2.5. Ensemble Calibration

[29] We would like to emphasize the conceptual difference between the original EPS ensemble and its downscaled version, be it in the form of local precipitation or streamflow. The fundamental principle mentioned above, that the ensemble spread should represent a good approximation of the expected model error of the unperturbed forecast, is not valid per se for the downscaled meteorological or the discharge ensemble. At zero lead time, for example, the downscaled meteorological spread merely represents the downscaled version of the global initialization error, that is, for a perfect downscaling. To estimate the true local uncertainty, an estimate of the downscaling error has to be superimposed on the downscaled ensemble. Like the global model error the downscaling error likely depends on the system state, but unlike for the global model no general method is known to simulate or estimate that error.

[30] To circumvent this problem, several pragmatic approaches exist for ensemble calibration, where either the

Table 1. Contingency Table for Forecasting Heavy Precipitation Using  $\mathrm{EDS}_{\mathrm{CTL}}$  and  $\mathrm{CTL}^a$ 

	$F \leq Q_{95}$		$F > Q_{95}$		
	EDSCTL	CTL	EDSCTL	CTL	Total
$O \leq O_{95}$	1684	1692	51	43	1735
0 > 095	62	73	29	18	91
Total	1746	1765	80	61	1826

<sup>a</sup>O and F refer to observations and forecasts, here with lead time +48 h.

ensemble itself is transformed or a mapping is defined between the main ensemble parameters and corresponding exceedance probabilities [*Wilks*, 2006]. This latter method is rather simple and used here. Specifically, probabilistic forecasts are obtained by applying a logistic regression between, on one side, the exceedance rates and, on the other, mean and standard deviation of the ensemble.

#### 3. Results

[31] The EDS predicts multivariate arrays of precipitation and temperature (the same as the observational input) and WaSim simulates streamflow, both in 12-hourly time resolution. We report verification results for areal mean precipitation and streamflow.

### 3.1. Evaluation of Precipitation Forecasts

[32] We now present a verification of the forecasts obtained from applying EDS to the EPS fields. EDS was calibrated (i.e., any preprocessing described in section 2.3 and equation (4)) using zero-lead CTL forecasts and local observations from the period 1997–2001, and validated using the period 2002–2006. While the observational record is almost complete for the calibration period (with missing values only sporadically), nine of the records end before 2006. We compare observed and predicted areal mean precipitation, where averaging is done over all stations with measurements. We are particularly interested in the predictability of strong events, which are conveniently defined using certain thresholds. Here we use  $Q_{95}$  and  $Q_{99}$ ,

the upper 5% and 1% quantile of the observed areal mean precipitation, respectively. Table 1 is the contingency table of the control forecasts of  $Q_{95}$  (CTL and EDS<sub>CTL</sub>) for a lead time of +48 h, based on the validation period (1826 days). EDS has more hits (29 versus 18) and less misses (62 versus 73), but also more false alarms (51 versus 43) than CTL. Both schemes underpredict the events, but EDS less so than CTL (80 and 61 versus 91); note that for CTL this is to be expected from the larger target area of the ECMWF model grid.

[33] As a quality measure the Gilbert skill score (GSS, see Appendix A) is used. GSS measures the hit count relative to all cases where an event was observed or forecast, and scales the result in a way that random forecasts receive a zero score. In our example, GSS(CTL) = 0.11 and  $GSS(EDS_{CTL}) = 0.18$ , which means that (1) there is predictive skill in both methods since GSS is positive and (2) the downscaling was successful as GSS is greater for EDS<sub>CTL</sub> than for CTL. To gain more insight into the predictive power of our system, in Figure 2 we have plotted the GSS for all lead times up to 5 days, using thresholds of 0.1 mm/d (wet/dry),  $Q_{95}$ , and  $Q_{99}$ . It is noticeable that, for zero lead time, wet/dry events are better predicted by CTL than by EDS<sub>CTL</sub>; how this affects the simulation of low flows will be discussed in section 3.3. In the other cases, the EDS<sub>CTL</sub> forecasts are superior to CTL, with positive skill throughout. The best results, however, are obtained from a deterministic, ensemble-based forecast to be explained below.

[34] We now describe the results of a cost-loss assessment [*Thompson*, 1952; *Richardson*, 2000] (see Appendix A) for the case described in Table 1. Suppose the cost for protection against a  $Q_{95}$  event is  $C = 10 \text{ K} \in$  and the loss is  $L = 100 \text{ K} \in$ . Then the expected daily expenses if no forecasting, and hence no warning is issued at all, would be  $e = 0.05 \cdot L = 5 \text{ K}$ . Using the deterministic forecast EDS<sub>CTL</sub> one gets a value of about  $e = 3.8 \text{ K} \in$ .

[35] Is it possible to reduce the costs further by using ensemble forecasts? By specifying probability thresholds a probabilistic forecast is converted into a deterministic one. To find a threshold that gives less expected daily expenses



Figure 2. Gilbert skill score of binary forecasts of CTL (solid gray line), EDS<sub>CTL</sub> (solid black line), EDS<sub>ENS</sub> (dashed black line), and EDS<sub>CENS</sub> (dotted black line), using the thresholds wet/dry,  $Q_{95}$ , and  $Q_{99}$ .

### BÜRGER ET AL.: EARLY FLOOD WARNINGS

W10443



**Figure 3.** For  $Q_{95}$  events, +48 h ahead, daily expenses to be expected from not forecasting at all (solid gray line) or from forecasts of EDS<sub>CTL</sub> (solid black line) or by using probability thresholds of EDS<sub>ENS</sub> (dashed black line) and EDS<sub>CENS</sub> (dotted black line).

than EDS<sub>CTL</sub>, we calculate these expenses for both EDS<sub>ENS</sub> and EDS<sub>cENS</sub>, using equation (A2), from an entire array of thresholds. The result is shown in Figure 3. For several thresholds the expenses are in fact lower, with daily savings of about 400  $\in$  for EDS<sub>ENS</sub> and up to 700  $\in$  for EDS<sub>cENS</sub>.

by  $\text{EDS}_{\text{ENS}}$  and  $\text{EDS}_{\text{cENS}}$ , show considerable improvement over  $\text{EDS}_{\text{CTL}}$ , especially for the very strong events ( $Q_{99}$ ) and long lead times, as shown in Figure 2. Note that Figure 2 also shows a significant improvement for the wet/dry class from ensemble calibration,  $\text{EDS}_{\text{cENS}}$ . The positive effect of using ensembles is also visible if assessed in terms of expected daily expenses. As Figure 4 shows, for both event

[36] Picking optimum thresholds for every lead time, the resulting deterministic forecasts, for simplicity also denoted



Figure 4. Daily expenses for precipitation  $Q_{95}$  and  $Q_{99}$  events, to be expected if no warnings (solid gray line) are given or if warnings are based on EDS<sub>CTL</sub> (solid black line), EDS<sub>ENS</sub> (dashed black line), or EDS<sub>cENS</sub> (dotted black line).

7 of 15



Figure 5. Box plots of (top)  $EDS_{ENS}$  forecasts +0 days and (bottom) ENS forecasts +0 days, for the days around 12 August 2002. Box plot shows the 10% and 90% quantile (gray) and minimum, median, and maximum of the ensemble. Observations (crosses) and the control forecast (circles) are also shown.

classes ( $\underline{Q}_{95}$  with L = 100 K and  $\underline{Q}_{99}$  with L = 1 M and for lead times extending to +5 days, considerable savings are to be expected if warnings are issued from the probabilistic forecasts. Similar results are obtained using the Brier skill score (BSS, see Appendix A; see section 3.3 for the corresponding hydrologic forecasts).

### 3.2. Extreme Event of August 2002

[37] Anomalous cyclonic activity over the Mediterranean had developed around 9 and 10 August 2002 and took a path that is known by meteorologists as the "Vb Zugstraße" [van Bebber, 1898; Mudelsee et al., 2004] and means a weather type that is notorious for being quite flood prone. Two days later, the system in fact doused the most extreme 24-h precipitation ever recorded over many parts of the Czech Republic and Germany (ECMWF, Central European floods during summer 2002, available at http://www.ecmwf. int/publications/newsletters/pdf/96.pdf). This sequence of events was only partly captured by the ECMWF atmospheric model, showing a considerable positional error in the forecast. Accordingly, CTL and  $EDS_{CTL}$  are unable to reproduce the full scale of this event. Figure 5 shows observed and simulated areal precipitation for July and August 2002. To appreciate the singularity of the event that dropped 191 mm water on the area, note that the second largest observation of the decade was only 49 mm. The EDS<sub>CTL</sub> is able to simulate at least half of this (93 mm), and CTL, representing a much larger area, about a quarter (43 mm). Relative to this model error the spread is quite small for both ensembles ENS and  $EDS_{ENS}$ , and none of its members comes even close to the observations. This is a striking example of a misrepresentation of model error by the ensemble spread, and it reveals the imperfection of the initial EPS sampling.

## 3.3. Evaluation of Streamflow Forecasts

[38] Streamflow has quite a different temporal behavior than precipitation, a fact that must be observed when evaluating and comparing corresponding predictions. For example, persistence is a very good hydrologic predictor while for precipitation it is practically worthless, a fact that must be taken into consideration for selecting reference forecasts.

[39] Figure 6 shows daily specific discharge (i.e., discharge per unit area) for the year 2004. We compare discharge observations with discharge simulated from meteorological observations, henceforth denoted by the reference run, and discharge simulated from our  $EDS_{ENS}$  predictions. For the latter, we show the  $Q_{10}$  to  $Q_{90}$  ensemble range for lead times of +0 days, +1 day, +3 days, and +5 days. In the reference run, two major peaks, one in February and one in November, are missed. This is because the temperature index approach in the snow module, whereby thresholds are used for rain, snow and snowmelt that are fixed for the entire simulation period. Additional factors such as soil temperature or radiation are thus neglected. To isolate such hydrologic influences from the ECMWF/EDS predictions, in the following verification analysis the hydrologic predictions are compared against the reference run, which is equivalent to assuming a perfect hydrologic model [see also Clark and Hay, 2004; Jaun et al., 2008; Olsson and Lindström, 2008; Roulin and Vannitsem, 2005].

[40] The +0-days EDS forecast illustrates that the downscaling actually works, plus the fact that the initial uncer-



**Figure 6.** Discharge observed (dashed line) and predicted for +0-days, +1-day, +3-days, and +5-days lead time, for the year 2004. The shaded area shows the 80% quantile range (10-90%) of the ensemble. The solid line shows the reference simulated from meteorological observations. The bottom plot shows the quantile range relative to the reference (logarithmic scale).

9 of 15 54



Figure 7. Seasonality of quantile range as shown in bottom plot of Figure 6, based on the years from 2000 to 2006. Solid lines show upper 10% quantile; dashed lines show lower 10% quantile.

tainty in the global atmosphere is negligible for the local scale. For example, one has for the range  $Q_{90}-Q_{10} \leq$ 0.1 mm/d in about 80% percent of the time. This range naturally increases with lead time, especially for summer where flow is rainfall dominated. Although variability is enhanced in summer the larger range is not a simple scaling feature. The relative values in Figure 6 suggest that it is in fact caused by reduced atmospheric and rainfall predictability in summer. To verify, we have plotted in Figure 7 the seasonal cycle of the respective relative quantiles ( $Q_{10}$  and  $Q_{90}$ ), and we see a marked seasonality with increasing lead time, especially in the upper quantile, and a much larger ensemble spread in summer than in winter. Except for December and January, observations (Figure 7, horizontal line) are enveloped by both quantiles. But there is a marked asymmetry between lower and upper quantiles, with  $Q_{10}$ always being quite close to observations (unity) and  $Q_{90}$ exceeding values of 2 in summer. This is likely caused by the nonnormality of the discharge distribution (fat tails) [see also Olsson and Lindström, 2008]. During December and January, discharge is always below  $Q_{10}$ , indicating a cold bias in wintertime forecasts whose origin is not yet known.

[41] As mentioned in section 2.5, downscaled ensembles are hardly perfect. In a perfect ensemble the observed values, when measured as ensemble quantiles, are by definition uniformly distributed, and a probability plot of the uniform distribution versus these values will display a perfect diagonal. As Figure 8 shows, the forecast hydrologic ensembles are quite imperfect. In accordance with Figure 7 the observed discharge lies too often at the lower end of the ensemble, especially for short lead times. This points to a difficulty to forecast low flows, a characteristic that is caused by an underprediction of dry days by EDS mentioned in section 3.1, a bias that we have not been able to understand so far.

[42] We finally turn to the verification skill of the discharge forecasts. Figure 9 shows, as in Figure 2, the

skill of deterministic predictions, using GSS, of discharge events  $Q_{95}$  and  $Q_{99}$ , where EDS<sub>ENS</sub> and EDS<sub>CENS</sub> have been transformed to deterministic predictions using optimal thresholds (as defined at the end of section 3.1). Persistence is used as a reference. Note that the EDS-based skill is now much larger overall, with GSS values varying about 0.5 as compared to 0.1 or 0.2 for precipitation. But the persistence forecast scores quite high as well, which reflects the larger predictability of discharge as an accumulating quantity. For  $Q_{95}$  all values are above 0.4, with no particular improvement through the use of ensembles (for +2 days, EDS<sub>ENS</sub> is markedly lower than EDS<sub>CTL</sub>). For the  $Q_{99}$  class there is a significant improvement from using ensembles for almost



Figure 8. Probability plot of predicted discharge for lead times of +0 days to +5 days.

10 of 15



Figure 9. Similar to Figure 2. GSS of predicted discharge, against discharge simulated from observations. For comparison, persistence (gray line) is shown.

all lead times, except perhaps +3 days. Again, ensemble calibration seems particularly useful for shorter lead times, with GSS values above 0.7 for EDS<sub>cENS</sub> at +2 days. For reasons unknown, the skill drops sharply after +2-days lead, but remains clearly positive for both ensemble predictions even up to +5-days lead. The results from the cost-loss approach, as shown in Figure 10 using an identical cost/loss ratio, are similar, maybe somewhat clearer. For the  $Q_{95}$  class, the ensemble forecasts entail lower costs for all lead times, with EDS<sub>cENS</sub> generally being lowest. Likewise for  $Q_{99}$ , but here the effect of ensemble calibration is smaller at

longer lead times. With an assumed loss of L = 1 M $\in$ , even for a lead time of +5 days, one can expect daily savings of up to 4000 $\in$  from these forecasts.

[43] Probabilistic predictability of discharge at Ammelsdorf is assessed using the Brier skill score (BSS). The BSS is quite simple (see Appendix A) and among the most widespread probabilistic scores, but it is certainly not the only score that could have been used [*Laio and Tamea*, 2007; *Pappenberger et al.*, 2008; *Cloke and Pappenberger*, 2008a]. To discern temperature and precipitation dominated predictions, we analyze winter (October–March) and summer



Figure 10. Same as Figure 4 but for discharge, using discharge simulated from observations as reference.



Figure 11. Brier skill score, BSS, forecasting  $Q_{95}$  and  $Q_{99}$  for winter and summer, using probabilistic forecasts EDS<sub>ENS</sub> (dashed lines) and EDS<sub>cENS</sub> (dotted lines). Verification against simulated (black lines) and observed (gray lines) discharge.

(April–September) separately. As above, we verify against the reference run. Figure 11 illustrates that except one case (EDS<sub>cENS</sub>, **Q**<sub>99</sub>, summer, +5 days), the score is positive for all classes and all lead times. For winter, **Q**<sub>95</sub>-skill degrades slowly with lead time from about 0.8 to 0.5, and **Q**<sub>99</sub> values are slightly smaller. Ensemble calibration has a small but consistent positive effect on skill. The **Q**<sub>95</sub> class for summer is similar, with no positive effect of calibration. The **Q**<sub>99</sub> class of summer starts with almost maximum skill but degrades more quickly, especially for EDS<sub>cENS</sub> which levels out at BSS = 0 for +5 days. It is unclear whether this negative calibration effect is real or potentially caused by the fairly small number of cases (roughly 755/100 = 7) in the **Q**<sub>99</sub> class.

[44] For comparison we also include the BSS score of predictions against observed discharge, without using, as we recall, any data assimilation. It must be noted that after August 2002, as a consequence of the great flood, no observational data were available until August 2003. For each season this leaves only about five  $Q_{99}$  cases in the validation period. Given the memory of discharge there remains, for example, just one independent series of  $Q_{99}$  events for the summer half (1–3 April 2006). Hence the entire validation comes down to the question of how much of this particular event is captured by the forecast. This must be kept in mind when interpreting the BSS results. Compared to using the reference run, the EDS<sub>ENS</sub> based forecasts are now without any skill, but the EDS<sub>cENS</sub> forecasts

are much better. This is plausible because ensemble calibration is able to overcome much of the bias imposed by the hydrologic model; it gives, for example, perfect forecasts +4 days and +5 days of the 1-3 April event of 2006. Calibration does not greatly affect forecasts of winterly  $Q_{99}$ events. For these, the above mentioned snow accumulation bias of WaSiM-ETH might be too strong.

[45] To put ourselves into perspective, we have sought similar studies in the literature whose target might be comparable to ours. If prediction studies across different catchments are comparable at all, one study that comes rather close is that of Roulin and Vannitsem [2005], who portrait probabilistic discharge predictions from +0 days to +10 days for the Ourthe catchment in the Belgian Ardennes. This catchment is considerably larger than the Weißeritz ( $\sim 1500 \text{ km}^2$  versus  $\sim 50 \text{ km}^2$ ) and should therefore be better predictable. But on the contrary, compared to Figure 9 of Roulin and Vannitsem [2005], our scores are much higher (e.g., for summer, +4 days: BSS = 0.6 versus BSS = 0.3). But Roulin and Vannitsem [2005] take the meteorological input directly from the EPS grid points (what we have called ENS). Hence, assuming that the Weißeritz is not per se better predictable we conclude that the shift in predictive skill is mainly due to our downscaling method.

[46] Note that from this setting an early warning system is easily defined: Suppose we are dealing with  $Q_{99}$  events. At first one selects, for each lead time, the optimum threshold probability. Then for a given forecast date the rate of

12 of 15

ensemble members larger than  $Q_{99}$  is calculated. If this rate exceeds the threshold probability a warning is issued.

## 4. Conclusions

[47] We have introduced a prototype early warning system for floods, based on the following model cascade: the full ensemble of global atmospheric forecasts, a downscaling scheme that is particularly suited to extreme events, and a hydrologic model to simulate headwater catchment flow. We have calibrated and thoroughly verified this model chain for a small, typical headwater catchment in the Erzgebirge. Standard deterministic and probabilistic skill scores indicate that if the hydrologic model was perfect, daily discharge is predictable up to 5 days, perhaps more. Following a simple cost-loss approach suggests the same: if predictions of this kind serve to initiate precautionary measures overall savings are to be expected that are worth of consideration.

[48] The described early flood warning system does not pose any practical difficulties that would hinder its operational use. On a given issue time at 1200 UTC, the EPS fields are available shortly afterward. Very little preprocessing (remove of annual cycle, EOF projection, etc.) is necessary to make them available to the EDS. Since the EDS itself is a simple matrix multiplication and the postprocessing of data, mainly the probit inversion, is equally simple all forecasts are available almost instantaneously.

[49] It is unlikely, however, that the forecasts in current form are accurate enough to be used operationally and, for example, steer the expensive regulation of reservoirs. For that, a number of obvious deficiencies are still in the way. First of all, the hydrologic model: it currently represents more a proof-of-concept version, and if it is not being replaced anyway it definitely needs to be better adapted to peak events; that is why we focused on the meteorological forecasts. For the hydrologic part, precise knowledge of snow accumulation is crucial for snowmelt prediction. In current operational forecasts, field measurements and remote sensing data are assimilated into the forecast. It is obvious that using these data, which exist only recently, along with assimilating observed discharge is likely to improve our forecast system accordingly.

[50] Another obvious drawback of the current approach is the coarse resolution of the 12-h forecast step. We chose this resolution as the smallest available resolution for the decade 1997–2006. In the year 2000, the ECMWF started to issue 6-hourly EPS forecasts, so in principle we could have used those for verification. One must keep in mind, however, that EDS is calibrated against normalized 24-h sums, with fixed statistical parameters for that normalization (the probit parameters, see section 2.3) characterizing the statistical distribution of 24-h sums. The more one moves away from 24-h sums the more will that distribution change (6-h sums are, e.g., more nonnormal than 24-h sums), and an EDS calibrated on 24-h sums will almost certainly need a probit recalibration to produce useful 12-hourly or even 6-hourly values, especially in the extreme range.

[51] A 6-hourly  $Q_{99}$  event is obviously stronger and likely more dangerous than a 12-hourly  $Q_{99}$  event. A flash flood, for example, with a typical time scale of a few hours, may only be "visible" as a 6-hourly  $Q_{99}$  event. Conversely, a 12-hourly  $Q_{99}$  event may simply be a sequence of two

moderate (not  $Q_{99}$ ) 6-h events and pose no particular risk at all. But is a 6-h resolution really useful for early flood warnings, that is, warnings based on discharge forecasts in the range of 2–5 days? What is the added value of a warning such as "be prepared of an impending major flood event in 3 days, between the hour of 6 and 12," as compared to the same warning without the specific time of day? To summarize, a finer time resolution gives our forecasts more relevance in terms of risk, but it needs special verification measures for the early warning range. And for EDS to work properly in this resolution it needs long records of corresponding meteorological observations.

[52] Besides examination of a finer temporal resolution, larger catchments should be tested as well with the current resolution. For such tests, a systematic comparison with other forecasting systems is planned. The most prominent candidate here is certainly COSMO-LEPS [*Marsigli et al.*, 2005], which is based on a dynamical downscaling of the EPS; another candidate is the EFAS initiative [*Thielen et al.*, 2008].

## Appendix A: Skill Scores

### A1. Gilbert Skill Score

[53] For a contingency table (Table A1) with observed and forecast events, *O* and *F*, respectively, the Gilbert skill score, GSS, is defined as

$$GSS = \frac{d - d_R}{d - d_R + b + c},$$
 (A1)

where  $d_R = (c + d)(b + d)$  is the hit count achieved by pure random guessing. Hence, the GSS measures the hit count, adjusted for random hits, relative to the number of observed or forecast events.

## A2. Cost-Loss Approach

[54] The cost-loss approach represents a somewhat simplistic economic assessment of a prediction system. A binary contingency table, based on events defined by the threshold Q, say, has 3 degrees of freedom (if the total number of cases is of no interest). However, once an event is forecast and precautionary measures have been taken, it does not matter from an economic point of view whether the event actually occurs or not. Therefore, only 2 degrees of freedom remain: the probability of a miss,  $P(O > Q \land F \leq Q)$ , and the probability of a forecast being issued, P(F > Q). With the cost of precautionary measures being C and that of a loss incurred from a miss being L, the expected daily expenses amount to

$$= L \cdot P(O > Q \land F \le Q) + C \cdot P(F > Q).$$
(A2)

### A3. Brier Skill Score

e

[55] For given series of probabilities,  $p = (p_i)$ , and binary events,  $o = (o_i)$ , of length N, the Brier score, BS, is set to be

BS = 
$$\frac{1}{N} \sum (p_l - o_l)^2$$
. (A3)

13 of 15

Table A1. Binary Contingency Table

	F = 0	F = 1
<i>O</i> = 0	a	Ь
O = 1	с	d

Given some reference series,  $r = (r_i)$ , and corresponding BS, the Brier skill score, BSS, is defined as the skill score

$$BSS = 1 - \frac{BS}{BS_r}.$$
 (A4)

[56] We use the standard reference that is given by the constant probability series  $p_i = s$ , where s is the climatological base rate. Note that BSS is simply the reduction of error, or equivalently the Nash-Sutcliffe efficiency (see equation (A5)), of the two series in question.

### A4. Nash-Sutcliffe Efficiency

[57] For two series of reals,  $o = (o_i)$  and  $f = (f_i)$ , where o are meant as observations and f as forecasts of o, the Nash-Sutcliffe efficiency, NSE, is defined as

$$NSE = 1 - \frac{\sum (f_i - o_i)^2}{\sum (\overline{o} - o_i)^2},$$
 (A5)

with  $\overline{o}$  denoting the mean of o. It is often called "reduction of error" and describes the relative improvement over simply forecasting the mean climate.

[58] Acknowledgment. This study was supported by the OPAQUE project, which was funded by the Federal Ministry of Education and Research of Germany.

#### References

- Beven, K. J., and M. J. Kirkby (1979), A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, Hydrol. Sci. Bull., 24(1), 43 - 69
- Buma, J., and M. Dehn (2000), The impact of climate change on a landslide in South East France, simulated using different GCM-scenarios and downscaling methods for local precipitation, Clim. Res., 15, 69-81, doi:10.3354/cr015069.
- Bürger, G. (1996), Expanded downscaling for generating local weather scenarios, Clim. Res., 7, 111-128, doi:10.3354/cr007111.
- Bürger, G. (2002), Selected precipitation scenarios across Europe, J. Hydrol., 262(1-4), 99-110, doi:10.1016/S0022-1694(02)00014-8.
- Bürger, G., and Y. Chen (2005), Regression-based downscaling of spatial variability for hydrologic applications, J. Hydrol., 311(1-4), 299-317, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.01.025.
- Bürger, G., I. Fast, and U. Cubasch (2006), Climate reconstruction by regression: 32 variations on a theme, Tellus, Ser. A, 58(2), 227-235, doi:10.1111/j.1600-0870.2006.00164.x.
- Clark, M. P., and L. E. Hay (2004), Use of medium-range numerical weather prediction model output to produce forecasts of streamflow, J. Hydrome *teorol.*, 5(1), 15–32, doi:10.1175/1525-7541(2004)005<0015: UOMNWP>2.0.CO;2.
- Cloke, H. L., and F. Pappenberger (2008a), Evaluating forecasts of extreme events for hydrological applications: An approach for screening unfamiliar performance measures, Meteorol. Appl., 15(1), 181-197, doi:10.1002/met.58.
- Cloke, H. L., and F. Pappenberger (2008b), Operational Flood Forecasting. A Review of Ensemble Techniques, Eur. Cent. for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, U.K.

- Dehn, M., and J. Buma (1999), Modelling future landslide activity based on general circulation models, Geomorphology, 30(1-2), 175-187, doi:10.1016/S0169-555X(99)00053-7.
- Dehn, M., G. Bürger, J. Buma, and P. Gasparetto (2000), Impact of climate change on slope stability using expanded downscaling, Eng. Geol. Amsterdam, 55(3), 193-204, doi:10.1016/S0013-7952(99)00123-4. De Roo, A. P. J., and K. J. Beven (2003), Development of a European flood
- forecasting system, Int. J. River Basin Manage., 1(1), 49-59
- Doblas-Reyes, F. J., and C. M. Goodess (2005), Working paper on the need for downscaling of seasonal-to-decadal integrations within the EU-funded ENSEMBLES project, ENSEMBLES Tech. Rep. 2, ENSEMBLES Proj. Off., Exeter, U. K.
- Doherty, J. (2003), Ground water model calibration using pilot points and regularization, Ground Water, 41(2), 170-177, doi:10.1111/j.1745-6584. 2003 tb02580 x
- Dryden, I. L., and K. V. Mardia (1998), Statistical Shape Analysis, John Wiley, New York.
- Epstein, E. S. (1969), Stochastic dynamic prediction, *Tellus*, 21(6), 739-759.
- Ferraris, L., R. Rudari, and F. Siccardi (2002), The uncertainty in the prediction of flash floods in the northern Mediterranean environment, J. Hydrometeorol., 3(6), 714-727, doi:10.1175/1525-7541(2002) 003 < 0714:TUITPO > 2.0.CO;2.
- Fowler, H. J., S. Blenkinsop, and C. Tebaldi (2007), Linking climate change modelling to impacts studies: Recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling, Int. J. Climatol., 27(12), 1547-1578, doi:10.1002/joc.1556.
- Golub, G. H., and C. F. Van Loan (1996), Matrix Computations, Johns Hopkins Univ. Press, Baltimore, Md. Gouweleeuw, B. T., J. Thielen, G. Franchello, A. P. J. De Roo, and
- R. Buizza (2005), Flood forecasting using medium-range probabilistic weather prediction, Hydrol. Earth Syst. Sci., 9(4), 365-380.
- Gräfe, H. (2004), Hochwasser August 2002 in den Osterzgebirgsflüssen: Ereignisanalyse, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geol., Dresden, Germany.
- Gurtz, J., M. Zappa, K. Jasper, H. Lang, M. Verbunt, A. Badoux, and T. Vitvar (2003), A comparative study in modelling runoff and its components in two mountainous catchments, Hydrol. Processes, 17(2), 297-311, doi:10.1002/hyp.1125.
- Hamill, T. M., J. S. Whitaker, and X. Wei (2004), Ensemble reforecasting: Improving medium-range forecast skill using retrospective forecast Mon. Weather Rev., 132(6), 1434-1447, doi:10.1175/1520-0493(2004) 132 < 1434:ERIMFS > 2.0.CO;2.
- Hamill, T. M., J. S. Whitaker, and S. L. Mullen (2006), Reforecasts: An important dataset for improving weather predictions, Bull. Am. Meteorol. Soc., 87(1), 33-46, doi:10.1175/BAMS-87-1-33.
- Hewitson, B. C., and R. G. Crane (1996), Climate downscaling: Techniques and application, *Clim. Res.*, 7, 85–95, doi:10.3354/cr007085.
- Jasper, K., and J. Schulla (2000), Model description WaSiM-ETH, technical report, Inst. for Clim. Res., ETH Zurich, Zurich.
- Jaun, S., B. Ahrens, A. Walser, T. Ewen, and C. Schär (2008), A probabil-istic view on the August 2005 floods in the upper Rhine catchment, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 8(2), 281-291.
- Karl, T. R., W. C. Wang, M. E. Schlesinger, R. W. Knight, and D. Portman (1990), A method of relating general circulation model simulated climate to the observed local climate. Part I: Seasonal statistics, J. Clim., 3(10), 1053-1079, doi:10.1175/1520-0442(1990)003 < 1053:AMORGC> 2.0.CO:2
- Klein, W. H., B. M. Lewis, and I. Enger (1959), Objective prediction of five-day mean temperatures during winter, J. Atmos. Sci., 16(6), 672-682, doi:10.1175/1520-0469(1959)016 < 0672:OPOFDM > 2.0.CO;2.
- Klok, E. J., K. Jasper, K. P. Roelofsma, J. Gurtz, and A. Badoux (2001), Distributed hydrological modelling of a heavily glaciated Alpine river basin, Hydrol. Sci. J., 46(4), 553-570.
- Laio, F., and S. Tamea (2007), Verification tools for probabilistic forecasts of continuous hydrological variables, Hydrol. Earth Syst. Sci., 11(4), 1267 - 127
- Ledermann, W., R. F. Churchhouse, and S. Vajda (1984), Handbook of Applicable Mathematics: Statistics, John Wiley, New York.
- Leith, C. E. (1974), Theoretical skill of Monte Carlo forecasts, *Mon. Weather Rev.*, 102(6), 409–418, doi:10.1175/1520-0493(1974)102 < 0409: TSOMCF > 2.0.CO;2.
- Liu, X., P. Coulibaly, and N. Evora (2008), Comparison of data-driven methods for downscaling ensemble weather forecasts, Hydrol. Earth Syst. Sci., 12(2), 615-624.

- Lorenz, E. N. (1963), Deterministic nonperiodic flow, J. Atmos. Sci., 20(2), 130–141, doi:10.1175/1520-0469(1963)020 < 0130:DNF > 2.0.CO;2.
- Lorenz, E. N. (1965), A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model, *Tellus*, 17, 321-333.
- Marsigli, C., F. Boccanera, A. Montani, and T. Paccagnella (2005), The COSMO-LEPS mesoscale ensemble system: Validation of the methodology and verification, *Nonlinear Process. Geophys.*, 12(4), 527–536.
- Molteni, F., R. Buizza, T. N. Palmer, and T. Petroliagis (1996), The ECMWF Ensemble Prediction System: Methodology and validation, Q. J. R. Meteorol. Soc., 122(529), 73-119, doi:10.1002/qj. 49712252905.
- Mudelsee, M., M. Börngen, G. Tetzlaff, and U. Grünewald (2004), Extreme floods in central Europe over the past 500 years: Role of cyclone pathway "Zugstrasse Vb", J. Geophys. Res., 109, D23101, doi:10.1029/ 2004JD005034.
- Müller-Wohlfeil, D. I., G. Bürger, and W. Lahmer (2000), Response of a river catchment to climatic change: Application of expanded downscaling to northern Germany, *Clim. Change*, 47(1-2), 61-89, doi:10.1023/ A:1005613306339.
- Olsson, J., and G. Lindström (2008), Evaluation and calibration of operational hydrological ensemble forecasts in Sweden, J. Hydrol., 350(1-2), 14-24, doi:10.1016/j.jhydrol.2007.11.010.
- Palmer, T. (2005), Preface, Tellus, Ser. A, 57(3), 217-218, doi:10.1111/ j.1600-0870.2005.00129.x.
- Palmer, T. N., R. Buizza, F. Molteni, Y. Q. Chen, and S. Corti (1994), Singular vectors and the predictability of weather and climate, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 348(1688), 459-475.
- Palmer, T. N., A. Alessandri, U. Andersen, P. Cantelaube, M. Davey, P. Délécluse, and M. Déqué (2004), Development of a European multimodel ensemble system for seasonal-to-interannual prediction (DEMETER), Bull. Am. Meteorol. Soc., 85(6), 853-872, doi:10.1175/ BAMS-85-6-853.
- Pappenberger, F., K. J. Beven, N. M. Hunter, P. D. Bates, B. T. Gouweleeuw, J. Thielen, and A. P. J. De Roo (2005), Cascading model uncertainty from medium range weather forecasts (10 days) through a rainfall-runoff model to flood inundation predictions within the European Flood Forecasting System (EFFS), *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 9(4), 381– 393.
- Pappenberger, F., K. Scipal, and R. Buizza (2008), Hydrological aspects of meteorological verification, *Atmos. Sci. Lett.*, 9(2), 43-52, doi:10.1002/ asl.171.
- Rabus, B., M. Eineder, A. Roth, and R. Bamler (2003), The shuttle radar topography mission: A new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar, *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.*, 57(4), 241–262, doi:10.1016/S0924-2716(02)00124-7.
- Richardson, D. S. (2000), Skill and relative economic value of the ECMWF ensemble prediction system, Q. J. R. Meteorol. Soc., 126(563), 649–667, doi:10.1002/qj.49712656313.
- Roulin, E. (2007), Skill and relative economic value of medium-range hydrological ensemble predictions, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11(2), 725-737.
- Roulin, E., and S. Vannitsem (2005), Skill of medium-range hydrological ensemble predictions, J. Hydrometeorol., 6(5), 729-744, doi:10.1175/ JHM436.1.
- Ryder, P. (2009), Flood forecasting and warning, Meteorol. Appl., 16(1), 1-2, doi:10.1002/met.133.

- Schaake, J. (2004), Pre-processing of atmospheric forcing for ensemble streamflow prediction, paper presented at 17th Conference on Probability and Statistics in the Atmospheric Sciences, Am. Meteorol. Soc., Seattle, Wash.
- Schaake, J. C., T. M. Hamill, R. Buizza, and M. Clark (2007), HEPEX: The Hydrological Ensemble Prediction Experiment, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 88(10), 1541–1547, doi:10.1175/BAMS-88-10-1541.
- Schönemann, H. (1966), A generalized solution of the orthogonal procrustes problem, *Psychometrika*, 31, 1–10.
- Schoof, J. T., and S. C. Pryor (2001), Downscaling temperature and precipitation: A comparison of regression-based methods and artificial neural networks, *Int. J. Climatol.*, 21(7), 773-790, doi:10.1002/joc.655.
  Sivillo, J. K., J. E. Ahlquist, and Z. Toth (1997), An ensemble forecasting
- Sivillo, J. K., J. E. Ahlquist, and Z. Toth (1997), An ensemble forecasting primer, Weather Forecasting, 12(4), 809–818, doi:10.1175/1520-0434(1997)012 < 0809:AEFP > 2.0.CO;2.
- Thielen, J., J. Bartholmes, M. H. Ramos, and A. de Roo (2008), The European Flood Alert System-Part 1: Concept and development, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 5(1), 257-287.
- Thielen, J., K. Bogner, F. Pappenberger, M. Kalas, M. D. Medico, and A. de Roo (2009), Monthly, medium-, and short-range flood warning: Testing the limits of predictability, *Meteorol. Appl.*, 16(1), 77-90, doi:10.1002/met.140.
- Thompson, J. C. (1952), On the operational deficiencies in categorical weather forecasts, Bull. Am. Meteorol. Soc., 33(6), 223-226.
- van Bebber, W. J. (1898), *The Weather Forecast* (in German), Enke Verlag, Stuttgart, Germany.
- Verbunt, M., A. Walser, J. Gurtz, A. Montani, and C. Schär (2007), Probabilistic flood forecasting with a limited-area ensemble prediction system: Selected case studies, J. Hydrometeorol., 8(4), 897–909, doi:10.1175/JHM594.1.
- von Storch, H., and F. W. Zwiers (1999), Statistical Analysis in Climate Research, Cambridge Univ. Press, New York.
- Vrugt, J. A., H. V. Gupta, B. Nualláin, and W. Bouten (2006), Real-time data assimilation for operational ensemble streamflow forecasting, J. Hydrometeorol., 7(3), 548-565, doi:10.1175/JHM504.1.
- Weichert, A., and G. Bürger (1998), Linear versus nonlinear techniques in downscaling, *Clim. Res.*, 10, 83-93, doi:10.3354/cr010083.
- Widmann, M., C. S. Bretherton, and E. P. Salathé Jr. (2003), Statistical precipitation downscaling over the northwestern United States using numerically simulated precipitation as a predictor, J. Clim., 16(5), 799-816, doi:10.1175/1520-0442(2003)016 < 0799:SPDOTN > 2.0. CO:2.
- Wilby, R. L. (1998), Statistical downscaling of daily precipitation using daily airflow and seasonal teleconnection indices, *Clim. Res.*, 10, 163– 178, doi:10.3354/cr010163.
- Wilks, D. S. (1995), Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, Academic, San Diego, Calif.
- Wilks, D. S. (2006), Comparison of ensemble-MOS methods in the Lorenz'96 setting, *Meteorol. Appl.*, 13(3), 243-256, doi:10.1017/ S1350482706002192.
- Zorita, E., and H. von Storch (1997), A survey of statistical downscaling results, *Tech. Rep.* 97/E/20, 42 pp., GKSS, Geesthacht, Germany.

G. Bürger, D. Kneis, and D. Reusser, Institute of Geoecology, University of Potsdam, D-14469 Potsdam, Germany. (gerd.buerger@met.fu-berlin.de)

## 5.1.4 Erfolgte und geplante Verwertung der Ergebnisse

Die Ergebnisse des AP 1.1 wurden während des Abschlussworkshops am 30.3.2010 in Pirna den Vertretern der Vorhersagezentrale in Sachsen vorgestellt. Aufgrund der im Arbeitspaket 3 gewonnenen Erkenntnisse bestand auch von Seiten der anderen Hochwasservorhersagezentralen kein Wunsch nach einer Implementierung eines operationellen Vorwarnsystems auf Basis des statistischen Downscalings.

# 5.2 Radar-gestützte Niederschlagsschätzung

# 5.2.1 Einleitung

## Motivation

Die im Arbeitspaket 2.1 ("Radargestützte Niederschlagsschätzung") durchgeführten Arbeiten orientieren sich am Gesamtziel des Vorhabens, nämlich einer "verbesserten operationellen Vorhersage starker Hochwasserereignisse in Oberläufen bzw. Quellgebieten großer Flüsse". Zu diesem Zweck wurde im Projektantrag als ein wesentlicher Bearbeitungsschwerpunkt die "Schätzung von Starkniederschlagsfeldern für den Simulations- und den Vorhersagebetrieb durch Kombination von Niederschlagsbeobachtungen am Boden und Niederschlagsradar" identifiziert.

Die Bestimmung der raumzeitlichen Niederschlagsverteilung – auch als Niederschlagsschätzung (*engl.: quantitative precipitation estimation, QPE*) bezeichnet – gilt als fundamentale Voraussetzung für die Hochwassersimulation und -Vorhersage. Die für die Hochwasserentstehung in großen Flussgebieten maßgeblichen Niederschlagsereignisse sind im Wesentlichen advektiver Natur und durch ihre großräumige, relativ homogene Struktur hinreichend durch operationelle Messnetze und konventionelle Regionalisierungsverfahren quantifizierbar. Die Unsicherheit der QPE spielt hier eine untergeordnete Rolle. Extreme Hochwässer in kleinen Einzugsgebieten werden hingegen durch kleinräumige Starkniederschläge ausgelöst. Fatalerweise wächst die Unsicherheit bei der quantitativen Erfassung des Gebietsniederschlags aber gerade mit abnehmender Gebietsgröße und zunehmender Jährlichkeit massiv an. In Kombination mit der raschen Gebietsreaktion führt dieser Umstand in kleinen Gebieten immer wieder zu verheerenden Schäden durch extreme Abflussereignisse.

## Stand der Forschung und Technik

Räumliche Interpolation war lange Zeit die einzige Möglichkeit, aus den herkömmlichen Punktmessungen des Niederschlags eine flächendeckende Information zu gewinnen. Diese Vorgehensweise ist im Übrigen immer noch verbreitete und akzeptierte Praxis in der Hochwassersimulation und im Falle großräumiger, advektiver Niederschlagsereignisse erweisen sich zahlreiche Interpolationsverfahren als geeignet. Dagegen können im Falle kleinräumiger Konvektionsereignisse selbst ausgefeilte geostatistische Verfahren eine unzureichende messtechnische Erfassung nicht ausgleichen, da die räumliche Korrelationslänge des Niederschlags kürzer ist als die Entfernung der Messstationen.

Der Ausweg aus diesem Dilemma muss letztlich in alternativen Sensorsystemen liegen, die gleichermaßen flächendeckend sowie raum-zeitlich hochauflösend messen. Bereits 1947 eröffneten J.S. Marshall und Kollegen dazu in ihrem wegweisenden Artikel zur "Messung von Niederschlag durch Radar" folgende Perspektive: "It may be possible therefore to determine with useful accuracy the intensity of rainfall at a point quite distant (say 100 km) by the radar echo from that point." Es stellte sich jedoch heraus, dass die Auffassung vom Begriff der zweckdienlichen Genauigkeit ("useful accuracy") in hohem Maße nutzerabhängig war und immer noch ist. Denn während rasch klar wurde, dass die Radarmeteorologie bahnbrechende Erkenntnisse zur kleinräumigen Struktur von Niederschlagsfeldern liefern konnte, wurde die neue Technik in der hydrologischen Praxis nur zögerlich eingesetzt. Zwar gab es seit dem Zweiten Weltkrieg auf dem Gebiet der Radarmeteorologie erhebliche Fortschritte (Raghavan 2003): Nominell erlaubt ein operationell betriebenes C-Band Radar die Erfassung des Niederschlags auf einer räumlichen Auflösung von durchschnittlich einem Quadratkilometer und einem zeitlichen Sampling-Intervall von weniger als fünf Minuten bei einer Reichweite von über 120 Kilometern. Umso erstaunlicher ist es aber, dass auch 60 Jahre nach Marshall et al. in der Praxis der Hochwassersimulation und -Vorhersage weitgehend auf den Einsatz von Radardaten verzichtet wird. Die Ursache liegt im Wesentlichen in den vielfältigen Artefakten und Fehlern, die mit der Radarbeobachtung selbst sowie mit dem Schritt der Umwandlung gemessener Reflektivität in Niederschlagsintensität verbunden sind. Die Fehlerquellen weisen zudem eine erhebliche Variabilität in Raum und Zeit auf. Positiv ließe sich konstatieren, dass nach 60 Jahren Radarmeteorologie immerhin weitgehende Einigkeit hinsichtlich der Bedeutung der einzelnen Fehlerquellen besteht. Einzelne Fehler lassen sich auch gezielt korrigieren (Einfalt & Michaelides 2008, Gekat 2004).

Neben der gezielten Eliminierung einzelner Fehlerquellen können Radar und Niederschlagsschreiber in der Hoffnung kombiniert werden, ein Produkt mit überlegener Schätzgüte zu erzeugen. Dieser Vorgang wird im deutschen Sprachraum auch als Radaraneichung bezeichnet. Die Idee entstand bereits Mitte der 1970er Jahre (Brandes 1975). Seitdem wurde eine Vielzahl an Algorithmen entwickelt, welche mehr oder weniger erfolgreich Radar- und Bodenbeobachtung miteinander kombinieren (siehe Übersichtsdarstellungen in Gjertsen et al., 2003; Goudenhoofdt & Delobbe, 2009). Aufgrund der eingeschränkten raum-zeitlichen Repräsentativität der Punktmessung und den sich daraus ergebenden Problemen der Vergleichbarkeit mit der volumenintegrierten Radarmessung wurden allerdings auch schwerwiegende Bedenken gegen diese Vorgehensweise geäußert (u. a. von Einfalt et al., 2004; Germann & Joss, 2004; Kitchen & Blackall, 1992; Michelson & Koistinen, 2000; Seed et al., 1996).

Die operationelle radargestützte Niederschlagsschätzung erfolgt in Deutschland durch den DWD im Rahmen des Projekts RADOLAN (DWD 2004). RADOLAN umfasst für die z. Zt. 16 vom DWD operationell betriebenen C-Band-Radare sowohl verschiedene Aspekte der spezifischen Fehlerkorrektur (z.B. Abschattungskorrektur, statistische Clutterkorrektur) als auch eine Reihe von Aneichverfahren. Eines der auch innerhalb von RADOLAN verwendeten Aneichverfahren ist das sog. Merging-Verfahren, welches ursprünglich von Ehret (2003) an der Universität Stuttgart entwickelt wurde, anschließend in Zusammenarbeit mit der LUWG Rheinland-Pfalz und der Universität Münster von Gerlach et al. (2004) weiterentwickelt und in das Softwarepaket InterMet (Dobler et al. 2004) implementiert und letztlich im Rahmen von RADOLAN in die operationelle Aneichung integriert wurde. Die Merging-Implementierung in InterMet stellte im Projektvorhaben eines der Kernwerkzeuge dar, an welches die Entwicklungen angeknüpft werden sollten.

## Verwendung der Zuwendung gegenüber den vorgegebenen Zielen, Notwendigkeit und Angemessenheit der geleisteten Arbeit

Aufgrund der oben beschriebenen Probleme der Radar-gestützten Niederschlagsschätzung (Radar-QPE) werden die RADOLAN-Produkte von vielen Vorhersagezentralen nur zögerlich in der operationellen Hochwassersimulation- und Vorhersage verwendet. Wesentliche Ziele des Arbeitspakets 2.1 waren daher,

- Verifikation: Darstellung der Güte operationell verwendeter Radar-QPE-Verfahren, insbesondere auch im Vergleich zu in den der Praxis verwendeten Referenzverfahren der Regionalisierung
- Defizitanalyse: Identifizierung von Schwachstellen operationell genutzter Ansätze
- Weiterentwicklung existierender Verfahren bzw. Entwicklung alternativer Ansätze
- Transfer dieser Entwicklungen in den operationellen Betrieb bei DWD und Hochwasservorhersagezentralen

Verifikation und Defizitanalyse wurden anhand von Fallstudien für unterschiedliche OPAQUE-Studiengebiete (Weisseritz, Obere Donau, Alb, Starzel) durchgeführt. Gegenüber der ursprünglichen Planung wurde hinsichtlich der Niederschlagsschätzung das Einzugsgebiet des Goldersbachs sowie der Oberen Iller aufgrund von Problemen mit der Datenqualität durch die Einzusgebiete der Alb und der Starzel ersetzt. Die Starzel war insbesondere durch das schwerwiegende Hochwasserereignis im Juni 2008 in die Liste der OPAQUE-Studiengebiete aufgenommen worden.

Fachlich waren – insbesondere in Bezug auf das Merging-Verfahren – im Projektantrag u.a folgende Aspekte der Radar-QPE als besonders relevant hervorgehoben worden (siehe auch Projektantrag S.15 ff.):

- Integration des sog. RADOLAN-Qualitätsprodukts in das Merging-Verfahren
- Optimierung der im Merging enthaltenen Formparameter der arcustangens-Funktion
- Reduzierung der Laufzeit des Merging-Verfahrens
- Repräsentation kleinräumiger Niederschlagsvariabilität durch Blockkriging
- Raum-zeitliche Interpolation der Niederschlagsfelder durch sog. Advektionskorrektur

Gegenüber der ursprünglichen Planung wurde bei der Durchführung des Vorhabens dem Aspekt der Verifikation und Defizitanalyse deutlich mehr Gewicht beigemessen. Dies gilt zum einen für die herkömmliche Verifikation mittels Kreuzvalidierung, die für alle Studiengebiete durchgeführt wurde und für welche neue Formen der Auswertung und Darstellung entwickelt wurden, um Defizite der Niederschlagsschätzung besser identifizieren zu können. Darüber hinaus kann eine QPE hydrologisch verifiziert werden, indem die Güte einer mit der zu verifizierenden QPE angetriebenen hydrologischen Simulation bewertet wird. Die hydrologische Reaktion auf ein Niederschlagsereignis stellt eine räumlich integrierte Systemantwort dar. Simuliert man diese Systemantwort auf ein Niederschlagsereignis, so sollte mit der Güte der QPE auch die Ähnlichkeit zwischen simuliertem und gemessenem Abfluss zunehmen. Eine ausführliche hydrologische Verifikation war im ursprünglichen Projektplan nicht vorgesehen, wurde aber in der Projektphase letztlich als unabdingbar erachtet, um den potenziellen Nutzen einer Radar-gestützten QPE für den operationellen hydrologischen Simulationsbetrieb zu ermitteln. In diesem Zusammenhang hat sich herausgestellt, dass ein fundierter Bewertungsrahmen für die hydrologische Verifikation erst noch entwickelt werden musste, um unterschiedlichen Problemen im Umgang mit konzeptionellen Niederschlags-Abfluss-Modellen Rechnung zu tragen. Die dafür notwendigen Arbeiten wurden in enger Kooperation mit dem Arbeitspaket 3 (David Kneis) durchgeführt.

Ferner wurden die oben genannten fachlichen Schwerpunkte zur Weiterentwicklung bzw. Neuentwicklung von QPE-Verfahren deutlich modifiziert. Diese Modifikation erfolgte auf Grundlage der Erfahrungen während der Projektlaufzeit, die sowohl Aspekte der Machbarkeit wie auch des zu erwartenden Grenznutzens betrafen. So ergaben die Untersuchungen im Rahmen von O-PAQUE, dass u. a. der zu erwartende Nutzen des Block-Krigings im Rahmen des Merging in keinem angemessenen Verhältnis zum Aufwand der Implementierung steht. Ähnliches gilt für die Reduzierung der Laufzeit des Merging-Verfahrens in InterMet, wobei hier einschränkend zu sagen ist, dass zwar der wissenschaftliche Nutzen nicht durch den Aufwand gerechtfertigt wird. der Einsatz des Mergings in der Praxis jedoch durchaus von einer geringeren Laufzeit profitieren würde. Dies gilt allerdings nur für den Einsatz auf sehr großen Rastern, da die Laufzeit quasiexponentiell von der Zahl der abgerufenen Ombrometer abhängt. Schließlich wurde auch von einer Berücksichtigung des im Rahmen von RADOLAN erstellten Qualitätsprodukts (sog. Q-Bits) abgesehen. Diese Entscheidung ist im Wesentlichen darin begründet, dass hydrometeorologisch bedeutende Fehlerquellen wie z.B. Bright Band oder Dämpfung z.Zt. noch nicht durch das Qualitätsprodukt erfasst werden. Darüber hinaus gab es in einem internen Bericht der Firma hydro & meteo Hinweise darauf, dass die Güte der Fehlererkennung im RADOLAN-Qualitätsprodukt bislang nicht den Grad an Zuverlässigkeit erreicht, der für den operationellen Simulationsbetrieb erforderlich ist. Dies gilt nicht zuletzt für die Clutterfilterung, denn gerade in der kontinuierlichen Wasserhaushaltsmodellierung ist eine zuverlässige Clutterkorrektur von größter Bedeutung, um kleinräumige, systematische Fehler in der Simulation hydrologischer Zustandsgrößen zu verhindern. Aus diesem Grund wurde als zusätzlicher Arbeitsschwerpunkt die Bewertung unterschiedlicher Clutterfilter eingeführt. Weitere zusätzlich eingeführte Arbeitsschwerpunkte umfassen:

- Ereignisanalyse des Starzel-Hochwassers: Aufgrund der verheerenden Sturzflut in Jungingen (2. Juni 2008) wurde das Einzugsgebiet der Starzel in die Untersuchungen einbezogen. Das Starzel-Hochwasser war darüber hinaus Gegenstand einer intensiven Post-Event Analyse, in welcher unterschiedliche Szenarien zum Ereignisverlauf erstellt und ausgewertet wurden (in Zusammenarbeit mit AP3, Ingenieurbüro Ludwig) und die Rolle von Dämpfungseffekten bei der Radarbeobachtung betrachtet wurde.
- Merging-Verfahren: Zusätzliche Ansätze zur Verbesserung der Schätzgüte des Merging-Verfahrens (u.a. Variogrammschätzung aus Radarbildern, alternative Zuordnung der Radarbeobachtung zur Ombrometerstützstelle, alternative Verknüpfung der unterschiedlichen Niederschlagsinformationen)
- Radar-gestützte Ensemble-QPE: Berücksichtigung der Unsicherheiten in der Niederschlagsschätzung durch Radar und Niederschlagsstationen durch stochastische Simulation, Erstellung von Niederschlagsensembles zur Untersuchung der Auswirkungen dieser Unsicherheiten auf die Ergebnisse der hydrologischen Modellierung

Insgesamt wurden damit deutlich mehr Ressourcen in das Arbeitspaket 2.1 investiert als in der ursprünglichen Arbeitsplanung vorgesehen. Diese Anpassung der Schwerpunktsetzung erfolgte u. a. auf ausdrücklichen Wunsch der Praxispartner, die von einer Weiterentwicklung der Niederschlagsschätzung einen deutlich größeren Nutzen für die Praxis erwarteten als von einer Weiterentwicklung des Nowcastings. Aus diesem Grund wurden sowohl an der Universität Potsdam als auch an der Universität Stuttgart deutlich weniger Personenmonate in das Arbeitspaket 2.2 ("Radar-gestützes Nowcasting") investiert (Universität Potsdam: 9 Personenmonate, Universität Stuttgart: 3 PM). Eine zusätzliche Reduzierung der an der Uni Potsdam investierten Personenmonate gegenüber der Projektplanung im April 2008 liegt außerdem darin begründet, dass der Bearbeiter zum Ende der Projektlaufzeit eine sechsmonatige Elternzeit genommen hat.

Basierend auf den vorausgegangenen Ausführungen wurde die Mittelzuwendung wie folgt innerhalb Arbeitspakets 2.1 auf die in Tabelle 5.2.1 dargestellten Schwerpunkte verteilt:

	Schwerpunkt	Inhalte/Ergebnisse	Institution	РМ
(1)	Clutterfilterung	Implementierung eines automatischen Identi- fizierungsalgorithmus auf Basis monatlicher Akku- mulationen. Anpassung und Anwendung eines Strahlausbreitungsmodells zur Erstellung statischer Cluttermaps	Uni Stutt- gart	10
(2)	Advektions- korrektur	Test verschiedener Algorithmen zur Advektions- bestimmung aus Radarbildern. Implementierung eines Algorithmus zur Korrektur der Niederschlags- akkumulation mittels Advektionsinformation	Uni Stutt- gart	11
(3)	Merging	Weiterentwicklung des Merging-Verfahrens, Verifi- kation mittels konventioneller Kreuzvalidierung, Im- plemementierung & Dokumentation in InterMet, Bericht an DWD	Uni Pots- dam	14
(5)	Hydrologische Verifikation	Entwicklung eines Monte-Carlo-Ansatzes zur hydro- logischen QPE-Verifikation, der unabhängig von der Kailbrierung konzeptioneller NA-Modelle funkioniert; Anwendung des Verfahrens für das LARSIM-Modell	Uni Pots- dam (mit David Kneis)	6

Taballa 5 2 1: Sabwar	nunkto doc	Arboitopak	otos 2 1	
Tabelle 5.2. T. Schwer	punkle des	Arbeitspake	eles Z. I	UPAQUE

		im Weisseritz-Gebiet		
(6)	Analyse Star- zelereignis	QPE für das Starkniederschlagsereignis im Zoller- nalbkreis am 2. Juni 2008, Annahme unterschiedli- cher Szenarien, Abschätzung von Dämpfungseffek- ten	Uni Pots- dam, (in Koop. mit IBL)	3
(7)	Ensemble-QPE	Analyse der Verteilung und räumlichen Struktur der Abweichungen zwischen Radar- und Stations- messungen. Entwicklung, Implementierung und Test eines Modells zur simultanen Simulation und Aneichung von Radardaten mittels Stations- information	Uni Stutt- gart	9
(8)	Abschluss- workshops	Vorstellung der Projektergebnisse für die Praxis- partner in Behörden und Unternehmen	Unis Pots- dam + Stuttgart	je 1

Die verwendeten Methoden und die erzielten Ergebnisse für diese Schwerpunkte werden nun im Folgenden ausführlich dokumentiert. Anschließend daran fassen wir zusammen, welche Maßnahmen unternommen wurden, um die erzielten Ergebnisse der geplanten Verwertung zuzuführen.

# 5.2.2 Clutterfilterung

## 5.2.2.1 Motivation

Eine der größten und im Radarbild am deutlichsten zu erkennenden Fehlerquellen stellen Fehlechos (engl. Clutter) dar. Sie entstehen durch die Rückstreuung des Radarstrahls an nichtmeteorologischen Zielen. Dazu gehören statische Ziele, wie Gebäude oder Geländeerhebungen (statischer Clutter) oder bewegliche Ziele, wie Flugzeuge, Schiffe, Vogel- oder Insektenschwärme (dynamischer Clutter). Eine weitere Klasse von Fehlechos entsteht durch besondere Ausbreitungsbedingungen in der Atmosphäre, die zu erhöhter Rückstreuung durch die Geländeoberfläche führen (engl. anomalous propagagtion, kurz Anaprop).

Für die hydrologische Modellierung von besonderer Bedeutung sind die Fehlechos von statischen Zielen. Aufgrund ihrer Größe liefern diese Ziele meist ein sehr starkes Signal. Dadurch dass dieses Signal in sehr vielen Bildern an der gleichen Stelle auftritt, ergeben sich ohne Korrektur hohe Niederschlagssummen, die eine Wasserhaushaltssimulation stark beeinträchtigen können.

Im Verlauf der Arbeiten in anderen Arbeitspaketen des Projekts stellte sich heraus, dass Clutter vor allem im Weißeritzgebiet einen großen Einfluss, sowohl auf die Ergebnisse des Mergings, als auch auf die nachfolgenden Simulationen mit LARSIM hatte. Deshalb wurden die Möglichkeiten zur Clutteridentifikation und -korrektur untersucht.

## 5.2.2.2 Übersicht über Filterungsverfahren

In der Literatur finden sich eine große Anzahl an Algorithmen zur Identifikation und Korrektur von Fehlechos. Häufig sind schon in der Signalverarbeitungssoftware der Radargeräte Algorithmen implementiert, die eindeutige Cluttersignale erkennen und herausfiltern sollen. Hier sind besonders die Algorithmen zu nennen, die die Dopplerinformation moderner Wetterradare ausnutzen, um solche Signale zu identifizieren, die keine Geschwindigkeitskomponente aufweisen. Da Hydrometeore aufgrund ihrer Bewegung in und mit der sie umgebenden Luft immer eine Bewegungskomponente aufweisen, sind sie dadurch leicht von den statischen Echos des Geländes und von Bauwerken zu unterscheiden. Bewegliche Ziele wie Flugzeuge etc. können so jedoch nicht erkannt werden. In neuerer Zeit stellen auch die in immer größerer Zahl aufgestellten Windkraftanlagen ein Problem dar. Deren Rotoren führen dazu, dass das zurückgestreute

Signal eine Bewegungskomponente erhält, und diese, eigentlich statischen Objekte deshalb nicht als solche erkannt und ausgefiltert werden sondern weiterhin im Radarbild verbleiben.

## Clutterfilter aus der Literatur

## **Bildbasierte Algorithmen**

Bildbasierte Algorithmen nutzen ausschließlich die Intensitätsinformation eines Radarscans. Sie versuchen die Fähigkeit des menschlichen Betrachters Clutter im Radarbild zu erkennen, über mathematische Formulierungen der automatischen Bearbeitung durch den Computer zugänglich zu machen. Hauptsächlich macht man sich hierbei die Tatsache zu Nutze, dass Clutter sich von meteorologischen Echos häufig durch hohe Intensitäten bzw. durch starke Intensitätsgradienten zwischen benachbarten Pixeln unterscheiden. Der Filter nach Gabella (2002) nutzt diesen Intensitätsgradienten eines Pixels zu seiner Umgebung, zusammen mit einer Analyse der räumlichen Ausdehnung einer Pixelgruppe mit großen Intensitätsgradienten, um Clutter zu identifizieren. Der Algorithmus von Haddad (2004) ermittelt Texturinformationen, die häufig in der Bildverarbeitung zur Mustererkennung verwendet werden. Aufgrund der Tatsache, dass die Texturparameter über mehrere Pixel berechnet werden müssen, identifiziert dieser Ansatz neben einem Clutterpixel auch immer mindestens alle umliegenden Pixel, was die Fehlerkennungsrate unnötig erhöht.

## Volumenbasiert

Stehen in einem sog. Volumenscan Radaraufnahmen mehrerer Elevationswinkel zur Verfügung, kann ein Ansatz verwendet werden der z. B. bei Germann (2006) beschrieben ist. Hier nutzt man zum einen die charakteristische vertikale Struktur von Niederschlagsfeldern, zum anderen den Umstand, dass Clutter sich dadurch auszeichnet, dass er nur in den niedrigsten Elevationen auftritt. Eine Identifikation geschieht dann meistens über den vertikalen Reflektivitätsgradienten.

## Modellbasiert

Eine dritte Methode besteht darin, die Ausbreitung des Radarstrahls zu modellieren und eine eventuelle Interaktion mit dem Gelände zu bestimmen. Dies wurde von mehreren Autoren, z .B. Delrieu (1995), Krajewski (2006) oder Hubbert (2009) bereits beschrieben und angewendet. Da die Berechnungen auf einem digitalen Geländemodell basieren, können diese Ansätze nur Clutter aufgrund größerer Geländeerhebungen identifizieren. Bauwerke werden in den meisten Fällen ignoriert. Da die Ausbreitungsbedingungen für Mikrowellenstrahlung auch vom atmosphärischen Zustand abhängen, sind die Ergebnisse grundsätzlich mit einer Unsicherheit behaftet, was die genaue Position des zu erwartenden Clutters angeht. Eine mit einem solchen Modell erstellte statische Clutterkarte kann aber für weitergehende Auswertungen einen guten Ausgangspunkt darstellen. Darüber hinaus können die Ergebnisse, sofern das Modell auch Aussagen über die zu erwartende zurückgestreute Energie macht, zur Nutzung von Cluttersignalen als Dämpfungreferenz verwendet werden (siehe z. B. Delrieu (1997)).

## Statistischer Clutterfilter im operationellen Einsatz im Projekt RADOLAN

Der im Projekt RADOLAN im operationellen Einsatz befindliche Clutteralgorithmus basiert auf der Beobachtung, dass durch das Gelände verursachte Fehlechos regelmäßig an der gleichen Stelle auftreten. Der Algorithmus speichert die Zahl der Termine an denen bei einem Pixel ein Signal auftrat und markiert solche Pixel als Clutter, bei denen diese Zahl einen gewissen Schwellenwert überschreitet.

## 5.2.2.3 Summenfilterung

Im Verlauf der ersten Wasserhaushaltssimulationen mit radarbasierten Niederschlagsdaten zeigten sich große Fehler in den längerfristigen Niederschlagsakkumulationen. Nachdem hier

bereits durch den RADOLAN-Ansatz korrigierte Daten verwendet worden waren, wurde deutlich, dass diese Methode zu viele Fehlechos nicht eliminiert. Dies liegt daran, dass durch diesen Algorithmus intermittierend auftretender Clutter oder Clutter, der räumlich nicht immer dem gleichen Pixel zugeordnet wird, an keiner der beiden Stellen als solcher identifiziert wird.

Da eine außerordentlich hohe Niederschlagssumme sowohl eine Störgröße für die Wasserhaushaltssimulation als auch ein klares Kriterium für eine Clutteridentifikation darstellt, wurde die Möglichkeit einer Filterung über die Analyse einer längerfristigen Akkumulation von Radarniederschlagsdaten untersucht.

#### 5.2.2.4 Ergebnisse

## Auswertungsmethodik

Zunächst wurden für die Monate der Jahre 2008 und 2009 Akkumulationen auf Basis des DX-Produkts des Deutschen Wetterdienstes (DWD) berechnet. Hierbei fanden die im RADOLAN-Abschlussbericht (DWD, 2004) beschriebenen Umrechnungsbeziehungen von der Reflektivität in die 5-minütige Niederschlagsintensität Anwendung. Das DX-Produkt wurde gewählt, da es den am wenigsten vorkorrigierten Datensatz darstellt und noch in polarer Darstellung vorliegt, so dass darin noch keine zusätzlichen Fehler oder Artefakte durch eine Rasterung in den Daten zu erwarten sind.

Zur Bewertung der einzelnen Identifizierungsansätze wurden Methoden aus der Vorhersageverifikation verwendet. Da es sich bei Clutter um eine binäre Information ("Clutter"/"kein Clutter") handelt, können Kontingenztabellen und daraus abgeleitete Gütemaße verwendet werden. Tabelle 5.2.2 zeigt die Definitionen für die Einträge einer Kontingenztabelle. Im konkreten Fall werden als "Observed" die Ergebnisse einer Referenzmethode verwendet, während als "Forecast" die Zahl der vom jeweils zu untersuchenden Algorithmus identifizierten Elemente eingesetzt wird.

	Forecast	Not forecast	Sum	
Observed	hits	misses	total <sub>observed</sub>	
Not observed	false alarms	correct nega- tives	total <sub>not observed</sub>	
Sum	total <sub>forecast</sub>	total <sub>not forecast</sub>	total	

1

Tabelle 5.2.2 Kontingenztabelle, Definitionen

Hieraus lassen sich u. a. die Gütemaße, die in Tabelle 5.2.3 angegeben sind, berechnen.

Accuracy	$ACC = \frac{hits + correct  negatives}{total}$
Probability of De- tection	$POD = \frac{hits}{total_{observed}}$
False Alarm Ratio	$FAR = \frac{falsealarms}{total_{forecast}}$
Probability of False Detection	$POFD = \frac{false \ alarms}{total_{not \ observed}}$

Tabelle 5.2.3	Gütemaße zur	Auswertung of	der Ergebnisse	aus einer	Kontingenztabelle	(Auswahl)
			0		0	· /

Critical Success Index	$CSI = \frac{hits}{hits + misses + false \ alarms}$
Equitable Threat Score	$ETS = \frac{hits - hits_{random}}{hits + misses + false  alarms - hits_{random}}$
	$hits_{random} = \frac{total_{observed} \cdot total_{forecast}}{total}$
	HSS = hits + correct negatives - expected correct
Heidke Skill Score	$expected \ correct = \frac{total_{observed} \cdot total_{forecast} + total_{not \ observed} \cdot total_{not \ forecast}}{total}$

Allen diesen Gütemaßen ist gemeinsam, dass sie zwischen 0 und 1 liegen, und somit sowohl einen Vergleich zwischen verschiedenen Identifikationsansätzen, als auch eine absolute Aussage über deren jeweilige Leistungsfähigkeit erlauben. Wünschenswert wären für einen Identifikationsalgorithmus eine hohe Probability of Detection bei gleichzeitig niedrigem False Alarm Ratio und niedriger Probability of False Detection. Im Normalfall sind in einem Radarbild, das aus ca. 40.000 Pixeln besteht, nur sehr wenige Pixel – im Bereich weniger tausend – durch Clutter beeinflusst. Hieraus ergibt sich in der Kontingenztabelle eine sehr hohe Zahl für "correct negatives", total<sub>not observed</sub>, und total<sub>not forecast</sub>. Da dieser Umstand die einfachen Gütemaße häufig verfälscht, wurden auch komplexere, so genannte Skill Scores berechnet, die durch solche Effekte deutlich weniger beeinflusst werden. Hierzu gehören der Critical Success Index, der Equitable Threat Score und der Heidke Skill Score, die alle eine umso höhere Leistung anzeigen, je näher ihr Wert bei 1 liegt.

## Manuelle Identifikation

Nach der Akkumulation wurden in den Summenbildern manuell die Pixel markiert, die sich deutlich von der allgemeinen Struktur des Summenbilds unterschieden. Hierbei wurden drei Kategorien getrennt betrachtet. Kategorie 1 enthielt nur solche Pixel, die durch einen unrealistisch hohen Wert im Vergleich zur Umgebung auffielen. Als Kategorie 2 wurden solche Pixel klassifiziert, die sich in der unmittelbaren Umgebung von Pixeln der Kategorie 1 befanden und erhöhte aber an sich nicht unplausible Werte aufwiesen. Dadurch sollte berücksichtigt werden, dass zum einen die Messung eine räumliche Unsicherheit aufweisen, zum anderen die Summenbildung die Effekte intermittierend auftretenden Clutters abschwächen kann. Als Kategorie 3 wurden Pixel mit einer im Vergleich zur Umgebung ungewöhnlich niedrigen Summe markiert. Diese Kategorie entsteht durch Pixel, bei denen bereits bei der Signalverarbeitung am Radar eine Vorfilterung vorgenommen wird. Da es sich hierbei ebenfalls nicht um eine meteorologisch sinnvolle Information handelt, sollten diese Pixel ebenfalls markiert und in auf den Radardaten basierenden Auswertungen nicht weiter verwendet werden. Neben der individuellen Bedeutung jeder Kategorie stellen Kategorie 1, die Vereinigung der Kategorien 1 und 2 sowie die aller drei Kategorien drei Stufen steigender Strenge bei der Clutteridentifizierung dar. Kategorie 1 ist die am wenigsten strenge, alle drei Kategorien zusammen stellen die strengste Identifizierungsmethode dar. Ein Vergleich dieser drei Stufen erlaubt somit bei der Verifikation die Charakterisierung der jeweils verwendeten Algorithmen nach ihrer Strenge.

Die Ergebnisse der manuellen Identifikation dienten als Referenz für die weiteren Auswertungen. Abbildung 5.2.1 veranschaulicht ein Beispiel einer Monatssumme für den März 2008. In Abbildung 5.2.2 bis Abbildung 5.2.5 sind für den Ausschnitt um das Weißeritzgebiet die Ergebnisse der manuellen Identifikation für die drei Kategorien dargestellt.



Abbildung 5.2.1: Niederschlagssumme des Radars Dresden für den Monat März 2008





13°0'0"E 14°0'0"E Abbildung 5.2.3: Detailausschnitt mit Ergebnis der manuellen Identifikation für die Clutterkategorie 1



13°0'0"E 14°0'0"E Abbildung 5.2.4: Detailausschnitt mit Ergebnis der manuellen Identifikation für die Clutterkategorien 1 und 2



Abbildung 5.2.5: Detailausschnitt mit Ergebnis der manuellen Identifikation für alle Clutterkategorien (1 bis 3)

## Filter nach Gabella

Um eine operationelle Clutterfilterung zu ermöglichen, ist eine automatisierte Clutteridentifikation wünschenswert. Auf Grundlage der gesichteten Literatur und in Anbetracht der Datenlage kam lediglich ein bildbasierter Ansatz in Frage. Da sich Clutter der Kategorien 1 und 2 durch hohe Gradienten zur Umgebung auszeichnen, wurde der erste Teil des Algorithmus nach Gabella (2002) implementiert und mit den Parametern tr<sub>1</sub>=6dB und n<sub>p</sub>=8 auf die Monatssummen angewendet. Zur Berechnung der Gütemaße wurde eine Kontingenztabelle wie oben beschrieben erstellt, wobei als Referenz ("Observed") die Ergebnisse der manuellen Identifikation und als "Forecast" die Ergebnisse des Algorithmus verwendet wurden. Dies wurde für jeden Monat des Jahres 2008 für den Radarstandort Dresden durchgeführt.

In Abbildung 5.2.6 sind die jeweils 7 Gütemaße je Monat zusammengefasst als Boxplots dargestellt. Diesen kann neben dem, durch den Median dargestellten mittleren Verhalten auch die Streuung der Ergebnisse entnommen werden. Im linken Diagramm sind die Ergebnisse für die Kategorie 1 dargestellt. Im mittleren Diagramm besteht die Referenz aus allen Pixeln, die manuell zu Kategorie 1 und 2 zugeordnet wurden sowie im rechten Diagramm aus allen Pixeln der Kategorien 1, 2 und 3.



Abbildung 5.2.6: Gütemaße für die Clutteridentifizierung mit dem Gabellafilter gegenüber manueller Referenz. Links: Kategorie 1, Mitte: Kategorien 1+2, Rechts: Kategorien 1+2+3

Einige der Gütemaße besitzen für diese Auswertung nur eine geringe Aussagekraft. So streuen die Größen Accuracy (ACC) und Probability of False Detection (POFD) äußerst wenig und nehmen Werte nahe 1 bzw. 0 an. Dies ergibt sich aus deren Berechnungsformel, bei denen die große Zahl an Pixeln, die nicht von Clutter betroffen sind, das Ergebnis dominiert. Die anderen Größen sind hierfür weniger anfällig. Es zeigt sich, dass der Algorithmus zwar nahezu alle Pixel der Kategorie 1 identifiziert (POD nahe 1), dafür aber auch eine hohe Fehlerkennungsrate (FAR) aufweist. Nimmt man die Pixel der Kategorie 2 hinzu (Abbildung 5.2.6 Mitte), so verschlechtert sich die Probability of Detection etwas, dafür geht auch das FAR zurück. Die drei Skill Scores, die sowohl die korrekte Erkennung als auch die Fehlalarmrate gleichzeitig bewerten, sind für diesen Fall am größten. Elemente der Kategorie 3 werden von diesem Algorithmus erwartungsgemäß nicht erkannt, wodurch POD und die Skill Scores zurückgehen während FAR nahezu gleich bleibt.

## Filter nach Ergebnissen eines Strahlausbreitungsmodells

Neben der bislang vorgestellten manuellen und automatischen Identifizierung, ergab sich nach Gesprächen mit Prof. Marco Borga im Rahmen des Workshops im November 2008 die Möglichkeit, potenziellen Clutter auch mittels eines Strahlausbreitungsmodells zu untersuchen. Das Modell "Surfillum", das von Delrieu et. al (1995) entwickelt wurde nutzt ein digitales Geländemodell und Annahmen über die Ausbreitung eines Radarstrahls, um dessen zu erwartende Interaktion mit dem Gelände zu berechnen. Dieses Modell musste zunächst auf die Besonderheiten der Radarmessung beim DWD angepasst werden, indem nicht nur ein konstanter, sondern ein für jeden Azimutwinkel des Radarscans individueller Elevationswinkel angenommen werden konnte. Diese Elevationsdaten wurden aus den DX-Daten des Monats März 2008 bestimmt.

Das Modell liefert als Ergebnis zu erwartende Reflektivitäten aufgrund von Bodenechos. In Abbildung 5.2.7 wurden die durch das Modell berechneten zu erwartenden Clutterpixel (in der Legende als ,surfillum' bezeichnet) den manuell identifizierten Clutterpixeln gegenübergestellt. Hierbei wurden nicht nur die Pixel eines Monats, sondern alle Pixel des Jahres 2008 dargestellt. Im Hintergrund ist weiterhin die Summe des Monats März zu sehen. An vielen Stellen sind übereinstimmende Muster zu erkennen. Vor allem östlich des Weißeritzgebiets gibt es jedoch einen größeren Bereich, der vom Modell als Clutter berechnet wurde, in der Monatssumme jedoch weitgehend unauffällig erscheint. Dafür werden im Westen viele eindeutige Clutterpixel (zur Kategorie 1 gehörig) nicht erkannt. In einer manuellen Suche nach der Ursache konnten viele dieser Pixel als durch Windkraftanlagen verursachter Clutter identifiziert werden. Da die hohen, schlanken Strukturen der Windräder nicht im Geländemodell auftauchen, erklärt dies die mangelhafte Erkennung durch das Surfillum-Modell. Entsprechend niedrig fallen die Gütemaße POD, CSI, ETS und HSS für die Kategorien 1 und 1+2 beim Vergleich von Surfillum mit der ma-
nuellen Identifikation für die 12 Monate des Jahres 2008 aus. Allerdings zeigt sich, dass das Modell durchaus einige der Pixel aus Kategorie 3 erkennt, was bei Hinzunahme dieser Kategorie (Abbildung 5.2.8 rechts) zu einer leichten Verbesserung der Fehlalarmrate (FAR) und der Skill Scores führt.



Abbildung 5.2.7: Vergleich zwischen manueller Identifikation und Ergebnissen der Strahlausbreitungsmodellierung



Abbildung 5.2.8: Gütemaße für die Clutteridentifizierung durch das Surfillum-Modell gegenüber manueller Referenz. Links: Kategorie 1, Mitte: Kategorien 1+2, Rechts: Kategorien 1+2+3

### 5.2.2.5 Zusammenfassung

Im Schwerpunkt Clutterkorrektur wurde aufgrund von Literaturrecherchen, Erfahrungswerten aus der hydrologischen Modellierung und unter Berücksichtigung der Datenlage sowie der Anforderungen an die Stabilität eines operationellen Algorithmus, ein Verfahren zur Erstellung einer statischen Ausschlusskarte auf Basis monatlicher Niederschlagsakkumulationen entwickelt. Dieses wurde anhand einer manuellen Identifikation verifiziert und zeigt eine hohe Erkennungsleistung bei einer geringen Fehlerrate. Eine weitere Untersuchung zur Ermittlung potentiellen Clutters aus der Topographie zeigte qualitativ gute Ergebnisse. Sie kann auch wertvolle Hinweise darauf geben, ob Clutter durch das Gelände oder durch anthropogene Strukturen hervorgerufen wird, sowie auf solchen Clutter hinweisen, der eventuell bereits im Signalprozessor des Radars gefiltert wird, und folglich nicht durch hohe Intensitäten im Radarbild in Erscheinung tritt. Zur Erstellung statischer Cluttermaps ohne Berücksichtigung der tatsächlichen Radarmessung ist das Verfahren aufgrund seiner hohen Fehlerrate nicht geeignet.

#### Literaturverweise:

Berenguer, M. et al., 2006. A Fuzzy Logic Technique for Identifying Nonprecipitating Echoes in Radar Scans. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23(9), 1157.

Delrieu, G., Creutin, J.D. & Andrieu, H., 1995. Simulation of Radar Mountain Returns Using a Digitized Terrain Model. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12(5), 1038.

Delrieu, G., Caoudal, S. & Creutin, J.D., 1997. Feasibility of Using Mountain Return for the Correction of Ground-Based X-Band Weather Radar Data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14(3), 368.

Deutscher Wetterdienst (DWD), Abschlussbericht des Projekts RADOLAN, 2004, verfügbar unter http://www.dwd.de/RADOLAN (Stand 07/2010)

Gabella, M. & Notarpietro, R., 2002. Ground clutter characterization and elimination in mountainous terrain. In *Proceedings of ERAD*. Delft: Copernicus GmbH, pp. 305-311.

Germann, U. et al., 2006. Radar precipitation measurement in a mountainous region. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(618), 1669-1692.

Gourley, J.J., Tabary, P. & Parent du Chatelet, J., 2007. A Fuzzy Logic Algorithm for the Separation of Precipitating from Nonprecipitating Echoes Using Polarimetric Radar Observations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(8), 1439.

Haddad, B. et al., 2004. Identification and filtering of rainfall and ground radar echoes using textural features. *International Journal of Remote Sensing*, 25(21), 4641-4656.

Hubbert, J.C. et al., 2009. Weather Radar Ground Clutter. Part I: Identification, Modeling, and Simulation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(7), 1165.

Krajewski, W.F., Ntelekos, A.A. & Goska, R., 2006. A GIS-based methodology for the assessment of weather radar beam blockage in mountainous regions: two examples from the US NEXRAD network. *Computers & Geosciences*, 32(3), 283-302.

# 5.2.3 Advektionskorrektur

### 5.2.3.1 Motivation

Neben den Unterschieden in räumlicher Ausdehnung und Repräsentativität, stellen Radar- und Stationsmessung auch in zeitlicher Hinsicht unterschiedliche Größen dar. Während im Radarbild Instantanwerte der Reflektivität zu einem diskreten Zeitpunkt angegeben werden, liefert die Stationsmessung ein über einen Zeitraum integriertes Niederschlagsvolumen. Ist die zeitliche Entwicklung eines Niederschlagsfeldes zwischen zwei Aufnahmezeitpunkten des Radars sehr groß, kommt es zwangsläufig zu Differenzen zwischen Radar- und Stationsmessung, wenn das Reflektivitätsfeld des ersten Bildes als über den gesamten Zeitraum konstant angenommen wird. Ziel dieses Teilschwerpunktes war die Verbesserung der Niederschlagsschätzung aus den Radardaten durch die Berücksichtigung der Advektion zwischen zwei Aufnahmezeitpunkten.

### 5.2.3.2 Advektionskorrektur der Radarakkumulation

Um Fehler dieser Art zu verringern, werden schon seit geraumer Zeit Methoden zur Advektionskorrektur der Radarakkumulation angewendet (siehe z. B. Sinclair, 2007). Kernelement dieser Methoden ist die Schätzung der Advektionsgeschwindigkeit aus zwei aufeinanderfolgenden Radarbildern. Mit Hilfe dieser Information können dann die Bilder in kleineren Zwischenzeitschritten verlagert werden. Hierbei kann die Entwicklung des Niederschlagsfelds über die reine Verlagerung hinaus dadurch berücksichtigt werden, dass das erste Radarbild in der Zeit vorwärts, das nachfolgende in der Zeit rückwärts verlagert und diese Zwischenschritte über ihren zeitlichen Abstand zum jeweiligen Ausgangsbild gewichtet werden.

Die gewichtete Akkumulation wird nach Gleichung 17 vorgenommen.

$$acc = \frac{1}{2 \cdot \sum_{i,i} w_{j,i}} \sum_{i=0}^{n} \left( w_{0,i} \operatorname{adv} \left( I_{t_0}, \stackrel{0}{\nu}, i \cdot \frac{t_1 - t_0}{n} \right) + w_{1,i} \operatorname{adv} \left( I_{t_1}, -\stackrel{0}{\nu}, i \cdot \frac{t_1 - t_0}{n} \right) \right)$$
(17)

Hierbei ist:

- acc die Akkumulation über den betrachteten Zeitraum t<sub>0</sub> bis t<sub>1</sub>
- i die Laufvariable des Sub-Zeitschritts
- j der Index 0 oder 1 des jeweiligen Radarfeldes zum Zeitpunkt to oder t<sub>1</sub>
- w<sub>j,i</sub> das Gewicht des verlagerten Feldes
- v das Verlagerungsfeld
- adv(I,v,dt) die Advektionsfunktion, die das Bild I mit dem Vektorfeld v über den Zeitraum dt verlagert

Die Verlagerung und die Gewichtung der einzelnen Felder ist schematisch in Abbildung 5.2.9 dargestellt. Dabei ist das Feld, das auf der Radarmessung zum Zeitpunkt  $t_0$  und  $t_1$  basiert jeweils grau unterlegt dargestellt.



Abbildung 5.2.9: Schematische Darstellung der Verlagerung und der Gewichte der verlagerten Felder

Eine zentrale Bedeutung kommt nun wie bereits erwähnt der Ermittlung des Advektionsfeldes zu. Hierzu bestehen im Prinzip zwei Möglichkeiten. Zum einen können mittels objektbasierter Methoden zuerst einzelne Objekte im Bild identifiziert werden, deren Verlagerung anschließend dadurch ermittelt wird, dass das gleiche Objekt im nachfolgenden Bild wieder gesucht wird. Besonders bei ausgedehnten Niederschlagsgebieten oder wenn Rotation im Bild vorkommt, sind diese Methoden nur bedingt geeignet. Außerdem kann die Entwicklung des Niederschlagsfeldes dazu führen, dass Objekte, die einer raschen Änderung unterliegen im nachfolgenden Bild nicht erkannt werden. Die meisten Autoren (z. B. Bowler, 2006) greifen deshalb auf Algorithmen zurück, die den so genannten Optical Flow berechnen. Hierbei wird unter der Annahme, dass die Intensität zwischen zwei Bildern erhalten bleibt für jedes Bildpixel ein Verlagerungsvektor bestimmt. Da durch die Entwicklung des Niederschlagsfelds die Annahme der Intensitätserhaltung streng genommen nicht erfüllt ist, kann es zu Instabilitäten kommen. Im Allgemeinen besitzen viele Optical Flow Algorithmen Parameter, mit denen die Stabilität kontrolliert werden kann oder es wird empfohlen vor der Berechnung eine Filterung – z. B. mit einem Mittelwertsfilter – vorzunehmen.

### 5.2.3.3 Vergleich verschiedener Verfahren zur Advektionsschätzung

Zur Berechnung von Verlagerungsfeldern stehen verschiedene Algorithmen zur Verfügung. Um die möglichst beste Advektionskorrektur zu erreichen, wurde zunächst untersucht, welcher Algorithmus das beste Verlagerungsfeld ermittelt. Hauptkriterium hierfür war, dass die Verlagerung des Ausgangsbildes über einen kompletten Zeitschritt möglichst gut das Nachfolgebild treffen sollte. Hierzu wurden der mittlere absolute Fehler (mean absolute deviation, MAD) und die mittlere Quadratsumme (mean squared error, MSE) zwischen dem verlagerten Ausgangsbild und dem Nachfolgebild berechnet und zwischen den Algorithmen verglichen.

### Horn-Schunck

Der Algorithmus nach Horn und Schunck ist in Horn (1981) beschrieben und in der OpenCV library (Bradski, 2008) implementiert. Neben der Annahme, dass die Helligkeiten der Pixel zwischen zwei Bildern erhalten bleiben und nur ihren Ort ändern, wird zum Erreichen eines homogenen Verlagerungsfeldes ohne plötzliche Sprünge in Betrag oder Richtung der Vektoren, zusätzlich eine Glattheitsbedingung eingeführt.

### **Block Matching**

Der Block Matching Algorithmus berechnet das Verlagerungsfeld indem er das Bild in sich eventuell überlappende Blöcke gleicher Größe einteilt und für jeden Block des Ausgangsbildes den Block des Nachfolgebildes ermittelt, der mit diesem am besten übereinstimmt.

### Lucas-Kanade with Pyramids (Bouguet)

Dieser Algorithmus, der in Bouguet (2000) beschrieben und ebenfalls in der OpenCV library implementiert ist, verwendet einen von Lucas und Kanade (1981) vorgestellten Algorithmus zur Bestimmung der Verschiebung eines Feldes, auf mehreren Bildskalen. Diese Bildskalen, in der Literatur zur Bildverarbeitung Pyramiden genannt, stellen das Bild in unterschiedlichen Auflösungen dar. Durch die Bestimmung der Verlagerungskomponenten auf jeder Skala wird ein optimaler Kompromiss zwischen Genauigkeit und Robustheit der Schätzung erreicht. Der Algorithmus bestimmt dabei nicht die Verlagerungskomponenten für alle Pixel eines Bildes, sondern nur für einige ausgewählte Punkte, die von einem vorausgehenden Algorithmus als besonders geeignet identifiziert wurden. Durch Interpolation der Ergebnisse an den Punkten, z. B. mittels Inverse-Distanz-Interpolation (IDW), auf das Bildraster kann anschließend ein Verlagerungsvektor für jedes Pixel erhalten werden.

### 5.2.3.4 Algorithmenvergleich

Die drei Algorithmen wurden auf ihre Eignung zur Bestimmung von Verlagerungsfeldern für Niederschlagsdaten hin untersucht. Grundlage hierfür war ein Ausschnitt des RX-Produkts des DWD. Zwischen den Bildern zweier aufeinander folgender Zeitpunkte wurde das Verlagerungsfeld bestimmt und das Ausgangsbild danach mit diesem Feld in der Zeit verlagert. Dieses verlagerte Feld wurde anschließend mit dem Nachfolgebild verglichen und die Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers (engl. Root Mean Square Error, RMSE) sowie der mittlere absolute Fehler (engl. Mean Absolute Error, MAE) berechnet. Diese Vorgehensweise wurde für mehrere Zeitschritte und mehrere Parameterkombinationen für die einzelnen Algorithmen durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 5.2.10 bis Abbildung 5.2.13 dargestellt.

Abbildung 5.2.10 zeigt Boxplots des RMSE für den Horn&Schunck Algorithmus. Hierbei wurden alle betrachteten Zeitschritte für jeden Parametersatz zusammengefasst und jeweils als Boxplot dargestellt, so dass neben der durchschnittlichen Leistungsfähigkeit des Algorithmus auch die Streuung der Ergebnisse veranschaulicht werden konnte.

Bei diesem Algorithmus wurden drei Parameter variiert. Die vier Zeilen der Abbildung 5.2.10 unterscheiden sich im Parameter  $\lambda$ , mit dem die Glattheit des Feldes bestimmt wird. Je kleiner dieser Wert ist, umso weniger können sich benachbarte Verlagerungsvektoren in Betrag oder Richtung unterscheiden. Die Abbildung zeigt, dass Werte für  $\lambda$  zwischen 0.1 und 0.01 für die betrachteten Zeitschritte ein Optimum darstellen.

Die beiden weiteren betrachteten Parameter sind die maximale Zahl an Iterationen (mi) und die Größe des Glättungsfensters (sm), mit dem die Niederschlagsbilder vor der Anwendung des Algorithmus geglättet wurden. Laut der ursprünglichen Veröffentlichung (Horn, 1981) ist die vorhergehende Glättung nötig, um Verlagerungen, die mehr als ein Pixel betragen korrekt erfassen zu können. Abbildung 5.2.10 kann entnommen werden, dass die Zahl der Iterationen kaum Einfluss auf die Güte des Verlagerungsfeldes hat. Dahingegen verschlechtert sich die Güte des Feldes mit wachsender Größe des Glättungsfensters.

Beim mittleren absoluten Fehler ist das Ergebnis ähnlich wenn auch etwas weniger einheitlich. Hier existieren mehrere Parameterkombinationen bei denen eine Glättung oder eine höhere Zahl an Iterationen zu einem besseren Ergebnis führen.

In Abbildung 5.2.12 und Abbildung 5.2.13 sind die Ergebnisse der Untersuchungen unter Verwendung des Block-Matching Algorithmus dargestellt. Für diesen Algorithmus wurden drei Parameter untersucht. Die jeweils drei Zeilen der Abbildungen stellen die Ergebnisse verschiedener Blockgrößen (bs) zwischen 5 und 20 Pixeln dar. Ein größerer Block enthält mehr Information, die zur Suche im nachfolgenden Bild genutzt werden kann. Andererseits können z. B. Rotationsbewegungen in zu großen Blöcken eine korrekte Zuordnung verhindern. Eine kleinere Schrittweite (ss) erhöht die Zahl an Verlagerungsvektoren, die je Bild zur Verfügung stehen und sollte somit zu einer größeren Genauigkeit des Verlagerungsfelds führen. Der maximale Suchradius (mr) gibt den Bereich um einen Block im Ausgangsbild an, um den herum im nachfolgenden Bild nach einem ähnlichen Block gesucht wird. Er stellt somit auch den maximal möglichen Betrag eines Verlagerungsvektors dar. Größere Werte von mr sollten also ebenfalls die Genauigkeit erhöhen.



Abbildung 5.2.10: Mittlerer quadratischer Fehler (RMSE) in Abhängigkeit von der Parameterwahl für den Horn&Schunck Algorithmus. λ ist der Glattheitsparameter, mi gibt die Zahl der Iterationen innerhalb des Algorithmus, sm die Größe des Glättungsfensters (in Pixeln) an.



Abbildung 5.2.11: Mittlerer Absoluter Fehler (MAE) in Abhängigkeit von der Parameterwahl für den Horn&Schunck Algorithmus.  $\lambda$  ist der Glattheitsparameter, mi gibt die Zahl der Iterationen und sm die Größe des Glättungsfensters (in Pixeln) an.

Es zeigt sich, dass der Median des RMSE relativ unabhängig vom gewählten Parametersatz um den Wert 5.0 variiert und für die Kombination bs=5,5, ss=20,20, mr=20,20 ein Minimum annimmt. Diese Kombination ist insofern ungewöhnlich, als dass durch die Schrittweite, die größer als die Blockgröße ist, einige Teile des Bildes ignoriert werden. Der zweitkleinste Median des RMSE ergibt sich für die Kombination bs=10,10, ss=5,5, mr=20,20 bei der das ganze Bild genutzt und am genauesten abgesucht wird. Für den MAE in Abbildung 5.2.13 ergeben sich für einige Parameterkombinationen sehr große Streuungen. Die Kombination mit dem minimalen Median des Fehlers ist bs=5,5, ss=5,5, mr=10,10.



Abbildung 5.2.12: Mittlerer quadratischer Fehler (RMSE) in Abhängigkeit von der Parameterwahl für den Block-Matching Algorithmus. bs bezeichnet die Blockgröße, ss gibt die Schrittweite der Blöcke sowie mr den maximalen Suchradius (jeweils in Pixeln) an.



Abbildung 5.2.13: Mittlerer absoluter Fehler (MAE) in Abhängigkeit von der Parameterwahl für den Block-Matching Algorithmus. bs bezeichnet die Blockgröße, ss gibt die Schrittweite der Blöcke, mr den maximalen Suchradius (jeweils in Pixeln) an

Für die Ergebnisse des Bouguet-Algorithmus wird keine Abbildung gegeben, da sich unabhängig von der Parameterwahl (es wurden die Zahl der zu aggregierenden Pixel pro Pyramidenlevel, die Zahl an Iterationen innerhalb des Algorithmus sowie der Mindestabstand zwischen zwei zu betrachtenden Punkten untersucht) identische Verlagerungsfelder ergaben. Dies deutet auf ein sehr robustes Verfahren hin. Der Median des RMSE betrug 3,85, der Median des MAE betrug 20,70.

In Tabelle 5.2.4 sind die Ergebnisse des Algorithmenvergleichs zusammengefasst. Der Horn&Schunck-Algorithmus erreicht einen leicht besseren RMSE als der Bouguet-Algorithmus, der wiederum beim MAE besser abschneidet.

Die Entscheidung, welcher Verlagerungsalgorithmus optimal ist, konnte aufgrund der beiden betrachteten Abweichungsmaße nicht direkt gefällt werden. Neben dem guten Abschneiden beim mittleren absoluten Fehler, sprachen die Robustheit und die Tatsache, dass aufgrund der zeitlichen Entwicklung des Niederschlagsfeldes eine der Grundannahmen des Horn&Schunck-Algorithmus nicht erfüllt ist, für die Verwendung des Bouguet-Algorithmus. Daher wurde dieser für die weiteren Auswertungen verwendet.

Tabelle 5.2.4: Übersicht über die optimalen Algorithmenparameter und die dazugehörigen RMSE und MAE-Werte

	Kombination RMSE <sub>min</sub>		Kombination	MAE <sub>min</sub>		
Horn&Schunck	lb:0.1 mi:32 sm:None	3.81	lb:0.01 mi:32 sm:7	24.68		
Block-Matching	bs:5,5 ss:20,20 mr:20,20	4.66	bs:5,5 ss:5,5 mr:10,10	27.37		
Bouguet	-	3.85	-	20.70		

# 5.2.3.5 Advektionskorrektur

Mit Hilfe des Bouguet-Algorithmus wurden Advektionsfelder bestimmt und diese zur Akkumulation nach Gleichung 17 verwendet. Abbildung 5.2.14 veranschaulicht ein Beispiel einer unkorrigierten und einer korrigierten Akkumulation für den Zeitraum 23.06.2008 01:50 – 02.50 UTC für einen Teilausschnitt des DWD-Komposits über dem Radar Dresden. Die Zugbahn des Gewitters im Nordwesten erscheint kontinuierlich und weniger unterbrochen als in der unkorrigierten Akkumulation.



Abbildung 5.2.14: unkorrigierte (links) und korrigierte (rechts) Akkumulation für den Zeitraum 23.06.2008 01:50 - 23.06.2008 02.50 UTC. Farbskala in mm

Zusätzlich zur visuellen Überprüfung, wurde die Leistungsfähigkeit der Korrektur über einen längeren Zeitraum untersucht. Dazu wurde für alle Radarbilder zwischen dem 1.6.2008 und dem 1.8.2008 die Advektionskorrektur durchgeführt und die daraus gebildeten stündlichen Niederschlagssummen mit denen der Niederschlagsstationen sowie des unkorrigierten Radars verglichen. Als Gütemaße wurden die Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers (RMSE), der mittlere absolute Fehler (MAE), sowie der Korrelationskoeffizient (p) betrachtet. Als Referenz diente jeweils die Zeitreihe der Niederschlagsstationen. Zur einfacheren Vergleichbarkeit wurden anschließend die Differenzen zwischen den Gütemaßen für die advektionskorrigierten Daten und denen der unkorrigierten Daten berechnet. Über diese Differenzen wurde dann ein Histogramm berechnet. Das Ergebnis ist in Abbildung 5.2.15 dargestellt. Bei der Mehrzahl der betrachteten Stationen ist der Fehler der advektionskorrigierten Daten in beiden Fehlermaße geringer als bei den unkorrigierten Radardaten. Beim RMSE zeigen 44 von 68 Stationen nach der Advektionskorrektur einen kleineren Fehler gegenüber den Niederschlagsstationen. Beim MAE sind es 41 Stationen. Der Korrelationskoeffizient zwischen Radar und Station ist bei 47 Stationen nach der Advektionskorrektur größer als ohne Korrektur.



Abbildung 5.2.15: Histogramme der Differenzen der Gütemaße RMSE (links), MAE (mitte) und Korrelationskoeffizient (rechts) zwischen advektionskorrigierten und nicht korrigierten Daten. bezogen auf Werte der Niederschlagsstationen

Die Korrektur führt also in der Mehrzahl, nicht jedoch bei allen Stationen zu einer Verbesserung der Niederschlagsschätzung.

# 5.2.3.6 Zusammenfassung

Im Rahmen des Projekts wurden mehrere Algorithmen zur Bestimmung von Advektionsfeldern miteinander verglichen. Neben der Genauigkeit, die bei allen drei betrachteten Algorithmen ähnlich hoch war, wurde für die operationelle Anwendung nach einem robusten Algorithmus gesucht, dessen Ergebnisse möglichst unabhängig von der Parameterwahl waren. Der Algorithmus von Bouguet (2000) erfüllte vor allem letztere Bedingung im höchsten Maße, weswegen er für die weiteren Auswertungen verwendet wurde. Die Advektionskorrektur selbst zeigte bei einer Mehrzahl der betrachteten Niederschlagsstationen eine Verbesserung gegenüber den unkorrigierten Radardaten. Die Gründe für eine Verschlechterung der Schätzung bei den übrigen Stationen müssen weiter untersucht werden.

Angesichts des nicht eindeutigen Ergebnisses, bedarf es wahrscheinlich weiterer Untersuchungen und Verbesserungen des Algorithmus bis dieser in den operationellen Betrieb beim DWD übernommen werden kann.

### Literaturverweise

Bouguet, J., 2000. Pyramidal implementation of the Lucas Kanade feature tracker - description of the algorithm. *Intel Corporation, Microprocessor Research Labs*, 1(2), 1-9.

Bowler, N.E., Pierce, C.E. & Seed, A.W., 2006. STEPS: A probabilistic precipitation forecasting scheme which merges an extrapolation nowcast with downscaled NWP. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(620), 2127-2155.

Bradski, G. & Kaehler, A., 2008. *Learning OpenCV: Computer Vision with the OpenCV Library* 1 ed., Sebastopol: O'Reilly Media.

Horn, B.K. & Schunck, B.G., 1981. Determining optical flow. Artificial Intelligence, 17(1-3), 185-203.

Lucas, B.D. & Kanade, T., 1981. An Iterative Image Registration Technique with an Application to Stereo Vision. In P. J. Hayes 7th International Joint Conference on Artificial Intelligence. William Kaufmann, pp. 674-679.

Sinclair, S., 2007. Spatio-temporal rainfall estimation and Nowcasting for Flash Flood Forecasting. PhD thesis, School of Civil Engineering, Surveying and Construction Management, University of KwaZulu-Natal, Durban, South Africa, 197.

# 5.2.4 Aneichung mit Hilfe des Merging-Verfahrens

Zur Darstellung der erzielten Ergebnisse ist an dieser Stelle der Abschlussbericht "Niederschlagsschätzung mit Hilfe des Merging-Verfahrens" eingebunden.



Niederschlagsschätzung mit Hilfe des Merging-Verfahrens

Dokumentation und Bewertung von Maßnahmen im Rahmen der Weiterentwicklung der Software InterMet

Maik Heistermann (maik.heistermann@uni-potsdam.de) Universität Potsdam, Institut für Erd- und Umweltwissenschaften

Potsdam, den 18.5.2010



GEFÖRDERT VOM

Bundesministeriun für Bildung und Forschung

#### INHALT

1.	Einleitung und Übersicht	. 2
2.	Vorstellung und Bewertung der Maßnahmen	. 3
3.	Zusammenfassung und Empfehlungen	. 8
4.	Änderungen im Quelltext I: Anpassung der Originalversion	. 9
5.	Änderungen im Quelltext II: Fachliche Maßnahmen (Ausnahme: Variographie)	11
6.	Änderungen im Quelltext III: Maßnahmen zur Verbesserung der Variographie	13
7.	Literatur	17

# 1. Einleitung und Übersicht

Dieses Dokument schlüsselt die im Rahmen von OPQAUE durchgeführten Änderungen des InterMet-Quelltextes auf und zeigt ausgewählte Verifikationsergebnisse zur Bewertung dieser Änderungen. Die ursprünglich zugrunde gelegte InterMet-Version datiert vom 9.2.2007 und wurde von Frau Nicole Gerlach (LUWG Mainz) zur Verfügung gestellt (im Folgenden als *Originalversion* bezeichnet). Die verwendete Nomenklatur lehnt sich im Wesentlichen an die folgende maßgebliche Dokumentation des Merging in InterMet an: *Gerlach et al. (2004): Weiterentwicklung und Umsetzung des Merging Verfahrens zur Interpolation des stündlichen Niederschlags, Abschlussbericht Version II, Institut für Geoinformatik der Universität Münster.* 

Abschnitt 2 erläutert kurz die Änderungen aus fachlicher Sicht und stellt einige exemplarische Verifikationsergebnisse dar, in welchen die Originalversion mit den in OPAQUE erstellten Folgeversionen verglichen wird. Die Resultate werden in Abschnitt 3 noch einmal zusammengefasst und mit Empfehlungen verbunden.

Im Anschluss daran erfolgt die ausführliche Dokumentation aller im Quelltext vorgenommenen Änderungen. Die Änderungen werden in drei Teilen vorgestellt. Abschnitt 4 beinhaltet Anpassungen, die zur Herstellung der Verwendbarkeit innerhalb von OPAQUE notwendig waren, aber (im Wesentlichen) keine Auswirkungen auf die Güte des Merging-Verfahrens haben - insbesondere sollten die Anpassungen keine Auswirkungen auf Ergebnisse und Lauffähigkeit unter RA-DOLAN haben. Die Änderung in der Klasse TRadar wurde allerdings in diesen Abschnitt 4 aufgenommen, obwohl sie deutliche Auswirkungen auf die hier ermittelte Güte des Merging unter InterMet hat: In der Originalversion trat gelegentlich ein Problem beim Einlesen der Radardaten (Klasse TRadar) auf, weil Fehlwerte (geflaggt als 2500) als Messwerte interpretiert werden. Dieses Problem wurde umgangen, indem dieses Flag (2500) explizit ausgewertet wird. Die notwendige Änderung in TRadar wurde der Originalversion und damit dem Abschnitt 4 zugeordnet, um einen fairen Vergleich mit den Folgeversionen zu ermöglichen, denen die eigentlichen fachlichen Änderungen aus OPAQUE zugrunde liegen. Diese fachlichen Änderungen werden in den Abschnitten 5 und 6 vorgestellt. Abschnitt 5 stellt alle Änderungen vor, die nicht die Variogramm-Schätzung betreffen, Abschnitt 6 stellt diejenigen Änderungen vor, welche die neu eingeführte Schätzung des Variogramms auf Grundlage des Radarbildes betreffen. Diese Trennung in zwei Abschnitte wurde vorgenommen, weil die Änderungen in Abschnitt 5 verhältnismäßig leicht umzusetzen sind, wohingegen die Änderungen in Abschnitt 6 einen tieferen Eingriff in den Quelltext darstellen.

Alle dargestellten Änderungen sind mit Angaben zum "Ort" der Änderung (Datei, Klasse, Methode etc.) verbunden. Die Änderungen sind darüber hinaus auch jeweils im Quelltext selbst mit Datum, Namenskürzel (hei für Heistermann) sowie kurzer Erläuterung dokumentiert.

Der InterMet-Quelltext mit den Änderungen aus OPAQUE wird als MS Visual Studio Projekt mit dieser Dokumentation mitgeliefert (*intermet\_src\_opaque.zip*).

### 2. Vorstellung und Bewertung der Maßnahmen

In diesem Abschnitt werden die fachlichen Änderungen (Maßnahmen), welche im Rahmen von OPAQUE umgesetzt wurden, beschrieben und anhand von Verifikationsergebnissen bewertet. Einige Maßnahmen sind so implementiert worden, dass sie über Flags an- und abschaltbar sind. Diese Flags sind im Quelltext hart kodiert. Auf diese Weise kann der Nutzer auswählen, ob er die betreffende Maßnahme übernehmen möchte. Diese Vorgehensweise wurde immer dann gewählt, wenn der Nutzen der Maßnahme nicht eindeutig ist oder der Nutzer ein anderweitiges Interesse haben könnte, diese Änderung nicht zu verwenden. Es wurde allerdings darauf verzichtet, die Flags extern aus Steuerungsdateien einzulesen. Wenn die Flags auf andere Werte gesetzt werden sollen, dann muss dies im Quelltext selbst geschehen, anschließend muss eine neue Version erstellt werden.

In Tab. 2 werden die Maßnahmen erläutert. Falls eine Maßnahme durch ein Flag abschaltbar ist, so wird dies in der Spalte "Flag" angezeigt. Dort ist dann auch der "Ort" im Quelltext angegeben, an welchem das Flag gesetzt wird. Wenn das Flag auf true gesetzt ist, so wird die neue Maßnahme in InterMet verwendet. Das Abschalten erfolgt durch Setzten des Flags auf false. Zur Verifikation wurden InterMet-Versionen mit ausgewählten Maßnahmenkombinationen erstellt. Tab. 1 zeigt diese Kombinationen. Die Abbildungen 2 bis 4 zeigen dann schließlich die resultierenden Verifikations-Ergebnisse am Beispiel des RMSE und mittleren Fehlers (ME).

**Tabelle 1:** Bezeichnung der verifizierten InterMet-Versionen sowie zugehörige Maßnahmenkonstellationen. Maßnahmen 2-4 sind für alle Konstellationen abgestellt, da ihr Nutzen stark von der Güte der verwendeten Qbit-Maske abhängt (Maßnahmen 2 u. 3) bzw. der Nutzen nicht eindeutig erwiesen ist (Maßnahme 4).

Name		Ma	Bnahmenkonste	ellation (s. Tab.	2)	
	1	2	3	4	5	6
original	nein	nein	nein	nein	nein	nein
opaque1	ja	nein	nein	nein	nein	nein
opaque4	ja	nein	nein	nein	nein	ja
opaque5	ja	nein	nein	nein	ja	ja

Die Verifikationsergebnisse werden getrennt nach den Studieneinzugsgebieten Weisseritz, Obere Donau und Alb (Abb. 1) gezeigt. Der Verifikation liegt eine Kreuzvalidierung für den Zeitraum von 2004 bis 2008 zugrunde. Für jedes Einzugsgebiet wurde ein 100 km x 100 km Ausschnitt aus dem RADOLAN-Gitter gewählt. In der Kreuzvalidierung wurden jeweils alle Ombrometer berücksichtigt, die innerhalb dieses Gitters lagen. <u>Achtung</u>: Ergebnisse der hydrologischen Verifikation werden in diesem Rahmen nicht vorgestellt, weil die Originalversion nicht hydrologisch verifiziert wurde.



Abbildung 1: Studiengebiete, zugehörige RADOLAN-Gitter-Ausschnitte (rot) sowie berücksichtigte Ombrometer (schwarze Kreuze)

Tabelle 2: Erläuterung der in OPAQUE umgesetzten Maßnahmen zur Verbesserung des Mergings in InterMet

Nr.	Maßnahme und Motivation	Flag und betroffene Klassen/Methoden	Nutzen	Nachteile
1	<i>Merge</i> (mergComb_) wird nicht mehr als Linearkom- bination von <i>Station</i> <sub>int</sub> und <i>Radar</i> <sub>int</sub> berechnet, son- dern gleich <i>Station</i> <sub>int</sub> (stationValue) gesetzt. Dadurch wird der Einfluss fehlerhafter Radarmesswerte redu- ziert.	<i>kein Flag</i> mergData ∷calcMerging	Massive Reduzierung des Bias und insbes. der Streuung des Bias bei der Verifikation mittels Block-Subsampling. Massive Verbesserung der Güte der hydrologischen Simulationen	Auswirkung auf RMSE unein- heitlich: In hohen Intensitätsbe- reichen findet eine geringfügige Erhöhung des RMSE ggb. der Originalversion statt.
2	Wenn das Radar-Qbit = 0 ist, wird auf den Merging- Schritt verzichtet (Merging-Ergebnis <i>Merge</i> ist dann die interpolierte Stationsoberfläche <i>Station</i> <sub>int</sub> )	<i>kein Flag</i> mergData ∷calcMerging	Abhängig von verwendeter Qbit- Maske und regionaler Fehlerrate	Abhängig von der Güte der Qbit-Maske wird ggf. Informati- on aus dem Radarbild ignoriert
3	Bei der Berechnung des Radarmesswertes an den Stationsstützstellen werden die Radarwerte mit ei- nem Qbit=0 ignoriert	<i>considerQbit</i> in MergInterpolRad ∷getData	Abhängig von verwendeter Qbit- Maske und regionaler Fehlerrate	Abhängig von der Güte der Qbit-Maske
4	Bei der Berechnung des Radarmesswertes an den Stationsstützstellen wird nicht der Median verwendet, sondern der Radarmesswert mit der geringsten Ab- weichung zum Ombrometermesswert (Best of 9).	<i>useBestOf9</i> in MergInterpolRad ∷getData	Soll den Einfluss fehlerhafter Radarmesswerte auf das Feld <i>Radar<sub>int</sub></i> verringern und größere Konsistenz zwischen Radar und Stationswert an den Stützstellen herstellen. <i>Nutzen in der Verifi-</i> <i>kation aber kaum nachweisbar.</i>	-
5	Alternatives Verfahren für den eigentlichen Merging- Schritt: Ziel ist der Verzicht auf eine parametrisierte Stauchung des Abweichungsmaßes c sowie eine Verhinderung des Cell-Slippings (also der Abschwä- chung/Auslöschung realer Regenzellen durch das Merging). Die Verknüpfung findet nun entweder multiplikativ oder additiv statt, je nachdem, welche Variante die geringere Differenz zwischen dem Mer- ging-Ergebnis und der interpolierten Stationsoberflä- che <i>Station</i> <sub>int</sub> ergibt.	<i>useAddMultCombo</i> in MergData ∷calcMerging	Deutliche Reduzierung des RMSE in allen Intensitätsklas- sen bei wesentlicher Aufrechter- haltung der Reduzierung des Bias aus Maßnahme 1. Wurde bisher aber noch nicht hydrolo- gisch verifiziert!	Die urspr. Form des Merging- Schrittes aus der IMet- Originalversion wirkte durch die multiplikative Verknüpfung unbeabsichtigt auch als sehr effektiver Clutterfilter. Dies ist beim alternativen Verfahren nicht mehr der Fall. Es sollte daher nur zusammen mit rigide clutterkorrigierten Radardaten genutzt werden (oder mit rigider Qbit-Maske und Maßnahme 2).
6	Das empirische Variogramm für die Interpolation von Radar <sub>int</sub> und Station <sub>int</sub> wird auf Grundlage des Ra- darbildes berechnet (Klasse VarioRadar). Ferner erfolgt die Anpassung der Parameter des theoreti- schen Variogramm-Modells durch die Methode The- oVarioExpo::fitVarioPara auf Basis eines einfachen, aber höchst robusten Grid-Search-Ansatzes	useRadarVg in PrecInterpolMerg ∷initPrecInterpolMerg auch betroffene Klassen: Vario- Radar (neu), PrecInterpolMerg, MergInterpolStat, MergInterpol- Rad, MergMask, TheoVarioEx- po, ExpVarioFuzzy,	Geringfügige – teilweise signifi- kante - Reduktion des RMSE	Laufzeit der Schätzung des empirischen Variogramms auf großen Rastern noch nicht untersucht Tiefer Engriff in den Quellcode



Abbildung 2: Die Abbildung zeigt ausgewählte Verifikationsergebnisse für das Weisseritz-Gebiet. In der oberen Zeile wurden all jene Zeitpunkte ausgewertet, an denen an mindestens einem Ombrometer im Kollektiv ein Mindestniederschlag von 1 mm pro Stunde überschritten wurde. Für die untere Zeile wurde ein Schwellenwert von 5 mm/h gewählt. Die Boxplots ergeben sich aus einem sog. Block-Subsampling. Beim Block-Subsampling wird aus der Zeitreihe der Residuen, die sich aus der Kreuzvalidierung ergeben, eine große Zahl (z.B. 1000) von Blöcken gezogen. Für jeden Block werden die Gütemaße RMSE (links) und mean error (ME, rechts) berechnet. Die Verteilung der Gütemaße wird dann als Boxplot dargestellt. Die Methodik ist detailliert in den Artikeln von Kneis und Heistermann (2009) und Heistermann und Kneis (2010) beschrieben. Das Block-Subsampling zeigt, wie robust eine Schätzmethode ist und wie stark die Schätzgüte zeitlich schwankt. Ferner lassen sich Aussagen darüber treffen, ob die mittlere Schätzgüte zweier Methoden signifikant verschieden ist. Zu diesem Zweck kann aus der Verteilung des RMSE (linker Abbildungsteil) das 95 % Konfidenz-Intervall des mittleren RMSE berechnet werden. Die Güte zweier Methoden ist signifikant unterschiedlich, wenn sich die Konfidenzintervalle des RMSE nicht überlappen. Die Konfidenzintervalle sind im linken Abbildungsteil schraffiert eingezeichnet. Die rote Linie markiert hier die Obergrenze des Konfidenzintervalls derjenigen Methode mit dem kleinsten mittleren RMSE. Falls diese Linie nicht mit einem der übrigen Konfidenzintervalle überlappt, ist die betreffende Methode signifikant besser als alle anderen. Für die hydrologische Modellierung ist der mittlere Fehler (ME, auch Bias genannt), also der systematische Schätzfehler von besonderer Bedeutung (siehe auch Kneis und Heistermann 2009). Im rechten Abbildungsteil ist die Verteilung des ME dargestellt. Zur Orientierung markieren die roten Linien eine systematische Unter- bzw. Überschätzung des Niederschlags um 5 % (±5 % des mittleren "wahren" Niederschlags für die ausgewerteten Zeitpunkte). Es ist zu erkennen, dass die in OPAQUE ergriffenen Maßnahmen (insbesondere die Maßnahmen 1 und 5) nicht nur dazu führen, dass der ME deutlich weniger schwankt, sondern das der ME auch in deutlich weniger Fällen die 5 % Grenze über- bzw. unterschreitet.



Abbildung 3: Die Abbildung zeigt ausgewählte Verifikationsergebnisse für das Donau-Gebiet. Zur Erläuterung siehe bitte Abbildung 2.

### 3. Zusammenfassung und Empfehlungen

Es sei daran erinnert, dass die Verifikation nur eine beispielhafte Auswahl möglicher Maßnahmenkombinationen zeigt und bewertet.

Die Maßnahmenkombination *opaque5* führt gegenüber der Originalversion in allen dargestellten Fällen sowohl zu einer signifikanten Reduzierung des RMSE als auch zu einer massiven Reduzierung des ME (und zwar sowohl des mittleren ME als auch der Schwankung des ME). Die Kombination aus der Modifizierung der Berechnung von *Merge* (mergComb\_, Maßnahme 1) und die Umstellung des Merging-Schrittes auf eine wahlweise multiplikative und additive Verknüpfung (Maßnahme 5) stellt offensichtlich eine deutliche Verbesserung dar, bei höheren Intensitäten noch stärker als bei niedrigen Intensitäten. Allerdings geht mit Maßnahme 5 der Nebeneffekt der wirksamen Clutterfilterung verloren. Bei unzureichend clutterbereinigten Radardaten könnte sich dies negativ auf die Güte der hydrologischen Simulation auswirken. Maßnahme 1 allein (*opaque1*) wirkt sich uneinheitlich auf den RMSE aus, bewirkt allein aber schon eine massive Verbesserung durch die Reduzierung systematischer Fehler (ME).

Maßnahme 6 (Variographie auf Grundlage der Radardaten) hat in den betrachteten Fällen nur eine geringfügige Verbesserung der Schätzgüte zur Folge (vergleiche *opaque1* und *opaque4*). Hier gilt es, den Aufwand einer Übertragung ins RADOLAN-System (oder in andere Systeme) sorgfältig gegenüber dem Nutzen abzuschätzen. Falls der mitgelieferte Quellcode bspw. unter RADOLAN ohne großen Mehraufwand lauffähig ist, kann eine Nutzung der Maßnahme – auch aufgrund ihrer theoretischen Schlüssigkeit – empfohlen werden. Diese theoretische Schlüssigkeit ist insofern gegeben, als dass der Grundannahme des Mergings – nämlich dass die räumliche Variabilität des Niederschlags durch das Radar besser erfasst wird – konsistent Rechnung getragen wird. Falls jedoch unvorhergesehene Hürden auftreten, gehört die Umsetzung dieser Maßnahme sicherlich nicht zu den prioritären Aufgaben.

Wie schon in Abschnitt 2 erläutert, hat die Maßnahme 4 (Umstellung von median auf best of 9 bei der Berechnung des Radarwertes an den Stützstellen) nicht die erhoffte Verbesserung erbracht und wurde daher bei der Verifikation nicht weiter berücksichtigt. Es wird zunächst von einer Nutzung der Maßnahme abgeraten. Es ist jedoch nicht auszuschließen, dass im Rahmen weiterer Entwicklungen eine Neubewertung dieser Maßnahme sinnvoll ist.

Die Maßnahmen 2 und 3 (Qbits) wurden in diesem Rahmen bewusst nicht verifiziert, weil ihr Nutzen nicht nur stark von den genutzten Qbit-Masken (.\Radardaten\Gitter\_Qbit.dat) abhängt, sondern die Definition der Qbit-Masken stark von den Nutzerinteressen abhängt. Interessierten Nutzern wird empfohlen, auf Grundlage der eigenen Prioritäten Qbit-Masken zu erstellen und den entsprechenden Nutzen dann für den spezifischen Anwendungskontext zu bewerten. Es ist zu beachten, dass InterMet im Rahmen der Maßnahmen 2 und 3 nur statische und binäre Qbit-Masken sinnvoll verarbeitet. Die Werte der Qbits sollten also entweder 0 oder 1 sein, da die Maßnahmen im Sinne der Abfrage "Wenn Radar-Qbit == 0, dann ignoriere Wert" implementiert wurden. Diese Bedingung kann aber natürlich bei Bedarf auch leicht in eine Ungleichung gemäß "Wenn Radar-Qbit < Schwellenwert, dann ignoriere Wert" umgewandelt werden. Sinnvolle statische Qbit-Masken lassen sich aufgrund monatlicher oder jährlicher Niederschlagsakkumulationen leicht erstellen. Dabei kann auf manuelle Auswahl von Zellen oder auf die Verwendung von Schwellenwerten gesetzt werden.

Im Folgenden werden nun die mit den Maßnahmen verbundenen Änderungen im InterMet-Quelltext detailliert vorgestellt.

### 4. Änderungen im Quelltext I: Anpassung der Originalversion

Hier werden Änderungen dokumentiert, die zur Anpassung an die lokalen Arbeitsbedingungen und zur Erleichterung der Kreuzvalidierung großer Datensätze erforderlich waren.

#### Datei Dateien.h

Einführung eines konstanten Radarverzeichnisses

const Pfadname RADARVERZMERG = Pfadname ("F:\\GISData\\RadarData\\Radar2InterMet\\");

#### MainController.cpp

gitter.smooth(stationenMitWert) auskommentiert. Führt sonst zu Problemen, wenn Stationen au-Berhalb des Gitters lagen.

### MainController

Bedingung eingeführt: if (!progArg.contain("-cv")){...}

Interpolation-Output wird nur geschrieben, wenn Intermet sich nicht im CV-Modus befindet (ansonsten wird nämlich der bisherige Output mit NoData überschrieben)

#### MainController

Falls sowohl Radardaten als auch Ombrometerdaten vollständig fehlen, wird ein GOTO auf NextTimeSTep ausgeführt und ein NoData File geschrieben (siehe nächste Maßnahme)

```
//check if both radar and gage data are missing completely; hei - 09/04/10
//if they miss, write an output ascii file with purely nodata flags
//then jump to next time step
if(!radarExist && stationenMitWert.getAnzahl() == 0) {
cout << "Both radar and valid gauge data are missing. Write pure NoData-File." << endl;
interpolationsOutDateiname.setInterpolationsDateiname(aktParameter, TRENN, aktZeit, gebietsDaten.get
Gebietsname().getString(),aktuellesDatum.toVgStringOut());
output.writeASCIINoData(interpolationsOutDateiname,gitter);
       goto NextTimeStep;
7
```

#### bool FileOutput::writeASCIINoData

neue Methode (in FileOutput.h und FileOutput.cpp): schreibt eine Gitter mit ausschließlich No-Data-Werten

#### MainController

Falls Radardaten fehlen, soll Kreuzvalidierungslauf nicht endgültig abgebrochen werden, daher wurde in MainController eingefügt:

```
//if we do cross validation but have no radar data: jump to NextTimeStep; hei - 09/04/10
if(progArg.contain("-cv")
                                              !radarExist)
                                 23
                                                                  goto
                                                                                 NextTimeStep;
```

#### in Zeile 788 eingefügt: GoTo Sprungmarke

NextTimeStep:

#### MainController

Achtung: Aufruf des Default-Verfahrens und die Bedingung "if(radarExist)..." wurde auskommentiert!

Bei fehlenden Radardaten soll auf das Ordinary Kriging im Merging zurückgefallen werden

#### MergRadObs::getRadarData

Der folgende Abbruch (in Zeile 211 ff.) wird verhindert (Kreuzvalidierungslauf soll nicht vollständig abgebrochen werden)

```
if(cv) {
    //Kreuzvalidierungslauf soll bei fehlenden Radardaten nicht vollständig abgebrochen werden
    //darum sind die folgenden zwei Zeilen auskommentiert bzw. ersetzt
    //cout << endl<<endl<<"Fehler beim Lesen der Radardaten: "<<fName_<<endl<<"Das Programm bricht
    ab!" << endl;
    //exit(0);
    cout<<endl<<"Fehler beim Lesen der Radardaten: "<<fName_<<endl<<"Jump to NextTimeStep"<<endl;
    radarExist = false;
}</pre>
```

#### TRadar::ReadData

Zur Sicherheit wird bisher die Information ausgewertet, ob der codierte Wert 2500 ( $\rightarrow$  Fehlkennung) ist. Das fehlen dieser Auswertung hat zu bestimmten Terminen zu massiven Fehlern geführt, z.B. 2005-05-23 22:00 um Dresden (oder auch 2005-08-20 16:00-21:00)

```
//Die Bits werden ausgewertet!
if ( (CntHighHigh == negativeFlag) || (CntHighHigh == fehlFlag) || (CntHighHigh == clutterFlag)
) {
if ( (CntHighHigh == negativeFlag) || (CntHighHigh == fehlFlag) ){
               value = -99;
       }
       else{
               if (value == 2490) {
                      value = -99;
               }
               else{
                       if (value==2500) {
                              value = -99;
                      }
                      else
                              value = value * faktorRadolan;
                      }
               }
       }
}
else{
       if (value==2500) {
               value=-99;
       7
       else {
               value = value * faktorRadolan;
       }
}
```

### 5. Änderungen im Quelltext II: Fachliche Maßnahmen (Ausnahme: Variographie)

Hier werden diejenigen Maßnahmen zur erhöhung der Schätzgüte des Merging aufgeführt, die nicht die Variogramm-Schätzung (Variographie) betreffen.

#### MergData::calcMerging (Maßnahme 1)

das mittlere Feld wird nur noch auf Basis der interpolierten Ombrometerdaten berechnet mergComb\_ = stationValue; //(qbitSintComb\_ \* stationValue) + (qbitRComb\_ \* radarValueInt);

### MergData::calcMerging (Maßnahme 2)

Berücksichtigung der Qbits (als Blacklist): wenn Radar-Qbit = 0, dann Kriging statt Merging

```
Ersetze
if( (radarValueInt == 0) || (radarValueObs == 0) || (radarValueObs == FEHLWERT) ){...
durch
if( (radarValueInt == 0) || (radarValueObs == 0) || (radarValueObs == FEHLWERT) || (qbitR == 0)
){...
```

#### MergInterpolRad::getData (Maßnahme 3)

An diese Methode werden außerdem die Radar-Qbits übergeben, um ggf. bei der Auswertung der 9er-Umgebung verseuchte Pixel auszuschließen (egal, ob dabei der median oder best-of-9 verwendet wird)

```
void getData(const Stationsmenge& smenge, Gitter& gitter, const Stationsmenge& alleStationen,
const std::vector<double> radardata, const std::vector<double> radarqbit, bool addStationRado-
lan);
```

Diese Änderung betrifft die Deklaration und Definition der Methode in

MergInterpolRad.h, MergInterpolRad.cpp,

sowie ihren Aufruf in PrecInterpolMerg.cpp

- → PrecInterpolMerg::specModel
- → PrecInterpolMerg::specModells

#### MergInterpolRad::getData (Maßnahme 3)

Hier wird die Berücksichtigung der Qbits letztlich umgesetzt: wenn ein Qbit auf 0 gesetzt ist, dann wird der Radarwert auf Fehlwert gesetzt und folglich nicht weiter berücksichtigt.

Die Änderung kann über die Variable considerQbit abgestellt werden.

```
bool considerQbit = true;
if(radarqbit[gp] == 0) {
    valpixel_[j] = double(FEHLWERT);
}
else {
    valpixel_[j] = radardata[gp];
}
```

### MergInterpolRad::getData (Maßnahme 4)

Die folgenden Änderungen bewirken, dass nicht der median der 9er-Umgebung für eine Stützstelle berücksichtigt wird, sondern derjenige Wert, der am Besten zum Stationsmesswert an der Stützstelle passt. Um eine gewisse Flexibilität zu erhalten, kann man die Änderung über die variable useBestOf9 abschalten. Dies macht es erforderlich, den Namen der weitergebenen Variable von median in result zu ändern. Die Variable result wird zu Beginn der Methode deklariert.

Zeile 92: double result ;

Zeile 168: result = FEHLWERT ; statt median = FEHLWERT;

Zeile 194 ff.: wesentl. Änderung, siehe MergInterpolRad.cpp

Zeile 221: Weitergabe von result statt median

#### **Definitionen.h** (Maßnahme 4)

eine maximal zulässige Abweichung zwischen Messwerten des Radar und der Station an einer Stützstelle. Falls der Schwellenwert überschritten wird, wird der Radarwert bei der Berechnung des BestOf9-Radarwertes an der Stützstelle nicht berücksichtigt

const double MAXABWEICHUNG = 50.;

#### MergData::calcMerging (Maßnahme 5)

Beim eigentlichen Merging-Schritt hat man nun die Wahl, ob die Verknüpfung mit mergComb\_ auf herkömmliche Weise erfolgt (multiplikativ mit Stauchung des Abweichungsmaßes), oder ob die Verknüpfung nach einem alternativen Verfahren erfolgt. Für letzteren Fall muss das Flag useAddMultCombo in mergdata::calcMerging auf true gestellt sein.

Das alternative Verfahren funkioniert wie folgt: das Merging-Ergebnis wird sowohl durch multiplikative als auch durch additive Verknüpfung der Abweichung zwischen Radar<sub>int</sub> u. Radar<sub>obs</sub> mit dem Feld mergComb\_ berechnet. Es wird dann aber das Ergebnis gewählt, welches die geringste absolute Abweichung zu mergComb\_ (bzw. Station<sub>int</sub>) ergibt. Dadurch erfolgt implizit eine Stauchung, die aber nicht parameterisiert werden muss. Ferner wird das Problem des Cell-Slippings umgangen (also der massiven Abschwächung oder Auslöschung kleiner konvektiver Zellen, sofern sie nur unzureichend durch das Ombrometernetz erfasst werden). Für den Fall, dass das interpolierte Radarfeld (Radar<sub>int</sub>) gleich Null ist, wird zwingend die additive Verknüpfung vorgeschrieben.

### 6. Änderungen im Quelltext III: Maßnahmen zur Verbesserung der Variographie

Die folgenden Änderungen wurden zur Verbesserung der Schätzung des experimentellen und theoretischen Variogramms eingeführt. Die Variogrammschätzung erfolgt auf Grundlage des Radarbildes nach einem Verfahren von Marcotte (1996), FAST VARIOGRAM COMPUTATION WITH FFT. Computers and Geosciences, 22(10) : 1175-1186. Diese Änderungen betreffen somit Maßnahme 6 aus Tabelle 1.

### Achtung:

- Beim Kompilieren die Bibliotheken aus den Ordnern fftw and mtl-2.1.2-20 in Resources berücksichtigen
- neue Version von f2c.h im Ordner Include (alte Version heißt jetzt \_f2c.h). Hier waren Anpassungen notwendig, um die Kompatibilität mit C++ <COMPLEX> zu gewährleisten
- libfftw.lib muss ggf. explizit dem Projekt hinzugefügt werden
- die Option zur Berechnung des Variogramms aus den Radardaten kann über die Eigenschaft precInterpolMerg::useRadarVg abgeschaltet werden. In diesem Fall erfolgt die Variogrammschätzung wie gewohnt. Die Belegung der Eigenschaft erfolgt in PrecInterpol-Merg::initPrecInterpolMerg
- das zugrunde liegende Gitter GitterMerg.dat darf im Falle der Variogrammschätzung aus dem Radarbild nur geradzahlige Dimensionen haben, sonst funktioniert die Fouriertransformation nicht!
- maxlag ist in VarioRadar.h definiert mit 50 km, d.h. nur die ersten 50 km werden zum Anpassen eines theoretischen Variogramm-Modells berücksichtigt.

#### Klasse VarioRadar

hinzugefügt (VarioRadar.h und VarioRadar.cpp)

### PrecinterpolMerg.h

```
#include "VarioRadar.h" //using VarioRadar; hei - 15/04/10
private:
//Decision flag: do we want to use radar-based variogram estimation; added by hei - 15/04/10
bool useRadarVg;
//does radar data exist? added by hei - 15/04/10
bool radarExist_;
```

Das theoretische Vg-Modell soll einmalig berechnet werden du dann via PrecInterpolMerg zur Verfügung stehen (siehe auf get und set Methoden unter public)

//Theoretical variogram model parameters from class VarioRadar
TheoVarioExpo theoVarioExpo\_; //regular theoretical vg model
TheoVarioExpoInd\_; //vg model for indicator Kriging

#### Hier wird die neue Klasse zur Verfügung gestellt

```
//Computes variogram using radar by using class VarioRadar; added by hei - 15/04/10
VarioRadar
varioRadar_;
```

public: //Return decision flag whether we want to use radar-based variogram estimation; added by hei -15/04/10

```
bool get_useRadarVg() {return useRadarVg;}
//return info whether radar data exist; hei - 15/04/10
bool get_radarExist_() {return radarExist_;}
//Set and get theoretical variogram models computed via VarioRadar; hei - 15/04/10
void setTheoVarioExpo(); //definition in PrecInterPolMerg.cpp
TheoVarioExpo getTheoVarioExpo() {return theoVarioExpo_;}
void setTheoVarioExpoInd(); //definition in PrecInterPolMerg.cpp
TheoVarioExpo getTheoVarioExpoInd() {return theoVarioExpoInd_;}
```

### PrecInterpolMerg ::initPrecInterpolMerg

setze useRadarVg = true initialisiere radarExist\_ mit true

#### PrecInterpolMerg::getData

belege radarExist\_ mit dem "wahren" Wert

#### PrecInterpolMerg::setTheoVarioExpo()

neu hinzugefügt

### PrecInterpolMerg::setTheoVarioExpoInd()

neu hinzugefügt

#### PrecInterpolMerg::specModells

Falls das Flag useRadarVg auf true und Radardaten existieren, wird über getTheoVarioExpo() direkt das als Eigenschaft von PrecInterpolMerg gespeicherte theoretische Variogramm (theo-VarioExpo\_bzw. theoVarioExpoInd\_) abgerufen und an diejenigen Instanzen übergeben, die es benötigen. Anernfalls wird das herkömmliche Verfahren zur Schätzung der Variogramme verwendet.

### PrecInterpolMerg::specModel

Änderungen analog wie in ::specModells

### PrecInterpolMerg::calcGesamtInterpolation

Hier erfolgt der eigentliche Aufruf der Klasse VarioRadar.

```
//Main call of class VarioRadar to compute variogram from radar data; hei - 15/04/10
//from here, the theoretical variogram is available via precInterpolMerg.getTheoVarioExpo()
if (radarExist_ && useRadarVg) {
    cout << endl << "Computing variogram from radar..." << endl;
    setTheoVarioExpo();
    cout << endl << "Computing indicator variogram from radar..." << endl;
    setTheoVarioExpoInd();
}</pre>
```

}

### MergInterpolStat.h

hinzufügen der Methode MergInterpolStat::passTheoVar. Diese erhält das theoretische Variogramm von der Klasse PercINterpolMerg im rahmen der Methode PrecInterpolMerg::specModells bzw. ::specModel

```
// Receive theoretical variogram parameters from PrecInterpolMerg; added by hei - 15/04/10
void passTheoVar(TheoVarioExpo& theoVar) {theoVarioStat_=theoVar;}
```

#### MergInterpolRad.h

hinzufügen der Methode MergInterpolRad::passTheoVar. Diese erhält das theoretische Variogramm von der Klasse PercINterpolMerg im rahmen der Methode PrecInterpol-Merg::specModells bzw. ::specModel

// Receive theoretical variogram parameters from PrecInterpolMerg; added by hei - 15/04/10
void passTheoVar(TheoVarioExpo& theoVar) {theoVarioRad\_=theoVar;}

#### MergMask.h

hinzufügen der Methode MergMask::passTheoVar. Diese erhält das theoretische Variogramm von der Klasse PercInterpolMerg im rahmen der Methode PrecInterpolMerg::specModells bzw. ::specModel

```
// Receive theoretical variogram parameters from PrecInterpolMerg; added by hei - 15/04/10
void passTheoVar(TheoVarioExpo& theoVar) {theoVarioInd_=theoVar;}
```

#### ExpVarioFuzzy.h

#### siehe auch Folgeeintrag...

// this method serves as interface to class VarioRadar; added by hei - 15/04/10
// it passes sample variogram values to ExpVarioFuzzy-Object without doing any calculations
void connectVarioRadar(std::vector <float> lags, std::vector <float> gamma, std::vector <float>
np);

#### ExpVarioFuzzy::connectVarioRadar

hinzugefügt in ExpVarioFuzzy.cpp

#### TheoVarioExpo.h

Hinzufügen der Methode *fitVarioPara* zur Verbesserung der ursprünglichen Schätzung für den Fall, dass hochaufgelöste experimentelle Variogramme vorliegen (Fitting basiert auf einfachem Grid-Search).

//fitting variogram model parameters
void fitVarioPara(const ExpVarioFuzzy& expVario);

#### TheoVarioExpo::fitVarioPara

hinzugefügt in TheoVarioExpo.cpp

#### TheoVarioExpo::calcVarioPara

```
//geändert durch hei - 15/04/10
//if ((sill_ == 0) || (sill_ == -99)){
if (sill_ <= 0){
quality_ = DBL_MAX;
}</pre>
```

### TheoVarioExpo::getVarioWert

Modifizierung der Exponential-Funktion: (-3)\*h zu (-1)\*h zwecks besserer Vergleichbarkeit mit externen Variogramm-Modellen

### Kriging.c

analoge Anpassung wie in TheoVarioExpo::getVarioWert in den Zeilen 140 und 651

### MainController.cpp

berechne ggf. Variogramm aus Radardaten, auch wenn InterMet im Kreuzvalidierungsmodus läuft

```
//Berechne ggf. Variogramm aus Radardaten; added by hei - 15/04/10
if (precInterpolMerg.get_radarExist_() && precInterpolMerg.get_useRadarVg()) {
    cout << endl << "Computing variogram from radar..." << endl;
    precInterpolMerg.setTheoVarioExpo(gitterMerg);
    cout << endl << "Computing indicator variogram from radar..." << endl;
    precInterpolMerg.setTheoVarioExpoInd(gitterMerg);</pre>
```

}

# 5.2.5 Hydrologische Verifikation

Zur Darstellung der erzielten Ergebnisse ist an dieser Stelle die diesbezügliche Hauptveröffentlichung eingebunden.

David Kneis und Maik Heistermann

# Bewertung der Güte einer Radar-basierten Niederschlagsschätzung am Beispiel eines kleinen Einzugsgebiets

Quality assessment of radar-based precipitation estimates with the example of a small catchment

Ziel dieser Studie ist der Vergleich unterschiedlicher Verfahren zur Regionalisierung stündlicher Niederschlagsmesswerte als Antrieb für die Abflusssimulation. Betrachtet werden die Interpolation punkthafter Ombrometermessungen, die unangeeichte Radarbeobachtung sowie vier Verfahren zur Aneichung der Radarbeobachtung durch Ombrometermessungen. Die Qualität der Niederschlagsschätzung wird zum einen in einer Kreuzvalidierung ermittelt, zum anderen aus der Güte simulierter Abflüsse. Für das untersuchte Einzugsgebiet im Ost-Erzgebirge ergibt die Kreuzvalidierung eine grundsätzliche Überlegenheit der Aneichung gegenüber der ausschließlichen Verwendung von Ombrometer- oder Radarbeobachtung. In der Abflusssimulation hingegen bleibt aus der Gruppe der Aneichverfahren allein das sog. Merging geringfügig überlegen. Die interpolierten Ombrometermessungen hingegen schneiden deutlich besser ab als in der Kreuzvalidierung, die übrigen Aneichverfahren sowie das unangeeichte Radar deutlich schlechter.

Schlagwörter: Abflusssimulation, Benchmarking, Einzugsgebiet, Niederschlagsradar, Niederschlagsschätzung, Radar-Aneichung

The study compares six different approaches to the spatial interpolation of hourly rainfall data. We examine the interpolation of rain gauge data, the unadjusted radar observation, and four methods to adjust the radar by rain gauge data. These methods are benchmarked by cross validation as well as by evaluating the error of a rainfall-runoff model driven by the respective precipitation estimate. For a mountainous catchment in South-Eastern Germany, cross validation indicates a superiority of adjusted radar over inverse distance weighting and unadjusted radar. However, this finding is not fully supported by runoff simulation: Although one of the adjustment methods performs best, the exclusive use of rain gauge data implies similar and even better model qualities.

Keywords: Benchmarking, catchment, quantitative precipitation estimation, radar adjustment, runoff simulation, weather radar

#### 1 Einleitung

Um eine modellbasierte Abflussvorhersage für einen Pegel zu erstellen, werden u.a. Informationen über den bis zum Beginn der Vorhersage gefallenen Niederschlag benötigt. Die Gewinnung räumlich verteilter Niederschlagsinformationen aus Messdaten wird als Niederschlagsschätzung (NSS) bezeichnet.

Bei der klassischen NSS werden die Messdaten der im und um das Einzugsgebiet befindlichen Ombrometer mittels geostatistischer Verfahren interpoliert, so dass für jedes Element (Teileinzugsgebiet) des Niederschlags-Abfluss-Modells (N-A-Modells) und jeden Zeitschritt ein Schätzwert erhalten wird. In der operationellen N-A-Modellierung werden schnelle und robuste Verfahren wie die Inverse Distanzgewichtung (IDW) bevorzugt. Derartige Verfahren liefern allerdings dann unbefriedigende Ergebnisse, wenn die wahre räumliche Struktur des Niederschlags durch das Stationsnetz nicht wiedergegeben wird.

Die Niederschlagsbeobachtung mittels Radar ermöglicht hingegen eine präzisere Abbildung der räumlichen Niederschlagsverteilung. Die Quantifizierung der Niederschlagsintensität ist jedoch mit einer Reihe von Unsicherheiten und Fehlern behaftet (MEISCHNER 2004). Für einige dieser Fehler sind spezifische Korrekturverfahren verfügbar (GEKAT et al. 2004). Zusätzlich lässt sich jedoch eine deutliche Verringerung des Schätzfehlers durch eine Korrektur auf Basis von Ombrometermessungen – die sog. Aneichung – erreichen (WILSON & BRANDES 1979, STEINER et al. 1999, ROSSA et al. 2005, SZTURC et al. 2005). Zu diesem Zweck sind etliche Verfahren unterschiedlicher Komplexität veröffentlicht worden (Übersichtsdarstellungen in GJERTSEN et al. 2003, GOUDENHOOFDT & DELOBBE 2009). Aufgrund der eingeschränkten raum-zeitlichen Repräsentativität der Punktmessung und den sich daraus ergebenden Problemen der Vergleichbarkeit mit der volumenintegrierten Radarmessung wurden allerdings auch Bedenken gegen die Vorgehensweise der Aneichung geäußert (u.a. von KITCHEN & BLACKALL 1992, SEED et al. 1996, MICHELSON & KOISTINEN 2000, EINFALT et al. 2004, GERMANN & JOSS 2004).

Die Bewertung der Güte einer Niederschlagsschätzung erfolgt in den meisten Untersuchungen durch einen Vergleich mit Ombrometerbeobachtungen (punktbasierte Bewertung). Tatsächlich aber kann ein Ombrometermessnetz die räumliche Struktur eines Niederschlagsfeldes oft nur unzureichend erfassen. Die hydrologische Reaktion auf ein Niederschlagsereignis (in Form einer Abflussganglinie am Auslass eines Einzugsgebiets) stellt hingegen eine räumlich integrierte Systemantwort dar. Simuliert man diese Systemantwort auf ein Niederschlagsereignis, so sollte mit der Güte der Niederschlagsschätzung auch die Ähnlichkeit zwischen simuliertem und gemessenem Abfluss zunehmen. Leider wurden in der Literatur bisher nur sehr vereinzelt die Ergebnisse derartiger Simulationsexperimente in einen Kontext mit der punktbasierten Bewertung der Niederschlagsschätzung gestellt (z.B. VIEUX & BEDIENT 2004).

In diesem Beitrag wollen wir folgenden Fragen nachgehen: In welchem Ausmaß kann eine auf angeeichten Radardaten beruhende NSS zu einer Verbesserung der Abflusssimulation beitragen? Und sind die Ergebnisse der mit unterschiedlichen NSS angetriebenen Abflusssimulationen konsistent mit der punktbasierten Bewertung derselben NSS-Verfahren? Wir betrachten in dieser Studie sechs unterschiedliche NSS-Verfahren (3.1): die Interpolation der Ombrometermessungen mittels IDW-Methode, das unangeeichte Radarprodukt selbst sowie vier Aneichverfahren unterschiedlicher Komplexität. Die NSS-Verfahren werden zunächst einer punktbasierten Bewertung unterzogen (3.1.4). Anschließend werden wir die Brauchbarkeit der NSS-Verfahren für die Abflusssimulation in einem kleinen Mittelgebirgs-Einzugsgebiet analysieren (3.2). Die Ergebnisse beider Bewertungsansätze werden anschließend auf Konsistenz überprüft und diskutiert.

#### 2 Untersuchungsgebiet

Wir stellen hier Ergebnisse für das Einzugsgebiet der Weißeritz vor (Abb. 1). Deren Quellbäche entspringen in den tschechischen und deutschen Kammlagen des Ost-Erzgebirges (bis 900 müN). Nach der Vereinigung beider Hauptflüsse mündet die Weißeritz nach einer Fließstrecke von etwa 66 km in Dresden in die Elbe (110 müN). Unsere Betrachtung beschränkt sich auf die obere Wilde Weißeritz (Abb. 1, rechts) mit den beiden Pegeln Rehefeld (15 km<sup>2</sup>) und Ammelsdorf (49 km<sup>2</sup>). Diese Einzugsgebiete sind durch eine hohe Reliefenergie gekennzeichnet, die Böden sind flachgründig, lehmig und skelettreich. Die dominierenden Landnutzungen sind Wald und Grünland, Ackerflächen treten in tieferen Lagen hinzu.

#### 3 Daten und Methoden

#### 3.1 Niederschlagsschätzung (NSS)

#### 3.1.1 NSS auf Basis von Ombrometerdaten

Insgesamt stehen die Daten von 30 in und um das Einzugsgebiet befindlichen Ombrometern mit geeigneter zeitlicher Auflösung (≤ 1h) zur Verfügung. Allerdings befindet sich von den verfügbaren Ombrometern lediglich die Hälfte in unmittelbarer Nähe zum betrachteten Einzugsgebiet (Abb. 1). Die Messwerte werden zwecks Vergleichbarkeit mit den Radardaten zu stündlichen Summen zusammengefasst ("synoptische Stunde", also von 00:50-01:50 Uhr, 01:50-02:50 Uhr, usw.). Die Interpolation der Ombrometermessungen erfolgt auf Basis der Inversen Distanzgewichtung (IDW, Gl. 1). Eine Quadrantensuche stellt sicher, dass die jeweils nächsten, in unterschiedlichen Himmelsrichtungen gelegenen Stationen zur Schätzung des Niederschlags an einem Punkt herangezogen werden.

#### 3.1.2 NSS auf Basis von Radardaten

Grundlage der Radarbeobachtung ist das stündliche, deutschlandweite Komposit des DWD-Radarverbundes (DWD 2005), in welchem der Standort Dresden-Klotzsche das nächstgelegene Radar darstellt (Abb. 1). Auch hier entspricht die stündliche Summe der sog. synoptischen Stunde. Aus diesem Komposit wird ein 100 x 100 km großer Ausschnitt gewählt, in dessen Zentrum sich der Schwerpunkt des betrachteten Einzugsgebietes befindet. Die räumliche Auflösung des Radarkomposits beträgt 1 x 1 km. Dem verwendeten Radarprodukt (RADOLAN-Produkt Borama; siehe DWD 2005) liegt u.a. eine intensitätsabhängige Z/R-Beziehung sowie eine automatisierte Korrektur von Abschattung und Bodenechos (engl. clutter) zugrunde. Weitere potentielle Fehler wie Dämpfung oder "Bright Band" werden nicht korrigiert. Durch die Kompositierung können zwar im Überlappungsbereich mehrerer Radargeräte Dämpfungseffekte bis zu einem gewissen Grad kompensiert werden (wenn der Strahl mindestens eines Gerätes kaum gedämpft wird). Da das betrachtete Gebiet jedoch nicht in einem solchen Überlappungsbereich liegt, bleiben Dämpfungseffekte unkorrigiert.

#### 3.1.3 NSS auf Basis angeeichter Radardaten

Zur Aneichung der Radarbeobachtung durch Ombrometermessungen werden vier Verfahren unterschiedlicher Komplexität getestet. Zunächst das sog. mean field bias adjustment (MFB, siehe GOUDEN-



#### Abbildung 1

Links: Einzugsgebiet der Weißeritz und Lage der nächsten, zur Radar-Aneichung genutzten Ombrometer (gefüllte Kreise: Deutscher Wetterdienst, halbgefüllt: Landesbehörden, leer: Technische Universität Dresden. Das Quadrat markiert den Radar-Standort Dresden, die Kreise zeigen die Distanz zum Selben in 10 km-Schritten. Rechts: Teileinzugsgebiete der Oberen Wilden Weißeritz (Box in linker Abb.) mit Flussnetz und Pegeln (Dreiecke). Die Teileinzugsgebiete mit Angaben zur minimalen Vorfluterhöhe entsprechen der Diskretisierung des N-A-Modells. Die Kreise markieren drei ausschließlich zur Validierung genutzte Ombrometer der Universität Potsdam (R: Rehefeld, B: Bärenfels, H: Hennersdorf). Left: Map of the Weißeritz catchment showing the location of rain gauges operated by different organizations (circles) and the radar station at Dresden (square). Right: Zoom into the head catchment of Wilde Weißeritz with its sub-basins and the two analysed stream gauges (triangles). Also shown are three independent rain gauges (R, B, H) which are only used for validation. HOOFDT & DELOBBE 2009) - ein einfaches, robustes und weit verbreitetes Verfahren, bei welchem das gesamte Radarfeld mit einem einzigen Faktor multiplikativ korrigiert wird (Gl. 2). Zwei weitere Verfahren beruhen auf der Annahme, dass die Abweichungen zwischen Radar- und Ombrometerbeobachtung eine gewisse räumliche Autokorrelation aufweisen und daher räumlich interpoliert werden können. Die Abweichung kann dabei als Faktor oder als Differenz aufgefasst werden (im Folgenden entsprechend als Faktoren-Verfahren (FAC) und Differenzen-Verfahren (DIF) bezeichnet). Die resultierenden Felder werden dann zur Korrektur der Radarbeobachtung genutzt. Im Falle des Faktoren-Verfahrens entspricht die Methode im Prinzip der von BRANDES (1975) vorgeschlagenen Vorgehensweise. Zur Interpolation der Korrekturfelder wird in der vorliegenden Implementierung ebenfalls ein IDW-Verfahren mit Quadrantensuche eingesetzt (Gl. 3 und 4).

Das vierte untersuchte Verfahren ist das sog. *Merging* (EHRET 2003, GERLACH et al. 2004, EHRET et al. 2008, HEISTERMANN et al. 2008). Das Merging (MRG) basiert auf der Annahme, dass das Ombrometermessnetz die mittlere Größenordnung des Niederschlags in einer räumlichen Domäne vergleichsweise zuverlässig abbildet, das Radarbild hingegen die räumliche Variabilität innerhalb des Gesamtfeldes (Abb. 2). Anstatt (wie beim Faktoren-Verfahren) ein Feld zur Korrektur der Radarbeobachtung zu ermitteln, wird die räumliche Variabilität des Radarfeldes auf die interpolierte Ombrometermessung (G,,) aufgeprägt. Mithin entfällt der problematische direkte Vergleich von Radar- und Ombrometermessung (s. Abschnitt 1). Im ersten Schritt wird sowohl die Ombrometermessung (G) als auch die Radarbeobachtung (R) am Ombrometerstandort durch Gewöhnliches Kriging auf das Radargitter interpoliert (das empirische Variogramm wird dabei aus dem Radarbild ermittelt). Das Verhältnis zwischen tatsächlichem Radarmesswert R und dem interpolierten Feld R<sub>int</sub> liefert nun für jeden Gitterpunkt ein Maß für die relative Abweichung vom räumlichen Mittel. Diese Abweichung (c) wird dann multiplikativ mit der interpolierten Ombrometerbeobachtung (G,,,) verknüpft (Gl. 5). Um die für die operationelle Anwendbarkeit erforderliche Robustheit zu gewährleisten, wird der Faktor c gestaucht. Damit wird vermieden, dass extreme lokale Radar-Messfehler (z.B. nicht erkannte Clutter) zu



#### Abbildung 2

Prinzip des Merging (1D Fall). a) Im Beispiel unterschätzt das Radar die Niederschlagsintensität (y-Achse) an den Standorten der Ombrometer; b) Räumliche Interpolation der Ombrometermessungen sowie der Radarmessungen an den Ombrometerstandorten; c) Berechnung des Abweichungsmaßes c aus wahren und interpolierten Radardaten; d) Multiplikative Übertragung von c auf das Feld, welches aus den Ombrometermessungen interpoliert wurde.

Basics of Merging (1D example). a) Radar underestimates the rainfall intensity (y-axis) observed at rain gauges; b) Interpolation of smooth fields from gauge data and radar observations at the gauges' locations; c) Deviation c between true and interpolated radar observations; d) Multiplicative adjustment of the interpolated gauge data using c. unrealistischen Schätzwerten führen. Die Stauchung erfolgt durch Anwendung einer Arcustangens-Funktion. Da diese Funktion punktsymmetrisch zum Punkt {0,0} ist, wird c zunächst logarithmisch transformiert. Die Parametrisierung erfolgte auf Grundlage einer Optimierung anhand eines unabhängigen Datensatzes (EH-RET et al. 2008).

Im Folgenden werden die Schätzverfahren formal für einen beliebigen Gitterpunkt j dargestellt. Wir bezeichnen die Ombrometerbeobachtung als G<sub>i</sub> und die Radarbeobachtung am Ombrometerstandort als R<sub>i</sub>. Dabei ist i eines von m Ombrometern im Gesamtgebiet (MFB-Verfahren) oder eines von n Ombrometern in der Umgebung von j (basierend auf der Quadrantensuche). R<sub>j</sub> ist die Radarbeobachtung am zu schätzenden Gitterpunkt j; G<sub>inej</sub> ist das Ergebnis der Interpolation aller G<sub>i</sub> am Punkt j durch Gewöhnliches Kriging; analog ist R<sub>inej</sub> das Ergebnis der Interpolation aller R<sub>i</sub> am Punkt j; d<sub>ij</sub> ist die Distanz zwischen Gitterpunkt j und Ombrometer i, und P<sub>i</sub> ist das Ergebnis der Schätzung.

Inverse Distanzgewichtung (IDW):

$$P_j = \frac{\sum_i^n w_i G_i}{\sum_i^n w_i} \quad w_i = d_{ij}^{-2}$$

Mean field bias adjustment (MFB):

$$\mathbf{P}_{j} = \frac{\sum_{i}^{m} \mathbf{G}_{i}}{\sum_{i}^{m} \mathbf{R}_{i}} \mathbf{R}_{j}$$

Faktoren-Verfahren (FAC):

$$\mathsf{P}_{j} = \frac{\sum_{i}^{n} \mathsf{w}_{i} \frac{\mathsf{G}_{i}}{\mathsf{R}_{i}}}{\sum_{i}^{n} \mathsf{w}_{i}} \mathsf{R}_{j} \quad \mathsf{w}_{i} = \begin{cases} \mathsf{d}_{ij}^{-2} \text{ wenn } \mathsf{G}_{i} > a \land \mathsf{R}_{i} > a \\ 0 \text{ wenn } \mathsf{G}_{i} \le a \lor \mathsf{R}_{i} \le a \end{cases} \quad \text{mit } a = 0.1 \frac{\mathsf{mm}}{\mathsf{h}}$$

Differenzen-Verfahren (DIF):

$$\mathbf{P}_{j} = max \left( \mathbf{0}, \mathbf{R}_{j} + \frac{\sum_{i}^{n} w_{i}(\mathbf{G}_{i} - \mathbf{R}_{i})}{\sum_{i}^{n} w_{i}} \right) \quad \mathbf{w}_{i} = d_{ij}^{-2}$$

Merging-Verfahren (MRG):

(Gl. 5)

(Gl. 1)

(Gl. 2)

(Gl. 3)

(Gl. 4)

$$P_{j} = c_{j} \cdot G_{\text{int},j} \quad c_{j} = exp \Bigg( 0.8 \cdot \arctan \Bigg( 1.7 \cdot \ln \frac{R_{j}}{R_{\text{int},j}} \Bigg) \Bigg)$$

Wie bereits unter 3.1.2 angedeutet, liegt dem verwendeten Radarprodukt Borama eine statistische Clutter-Identifizierung mit anschließender Interpolation der entstandenen Lücken aus den umliegenden Gitterpunkten zugrunde (DWD 2005). Im Rahmen unserer Untersuchung hat sich jedoch herausgestellt, dass diese Clutter-Korrektur für einen Teil der Radarpixel im Gebiet unzureichend ist, wodurch es langfristig zur Akkumulation unrealistisch hoher Niederschlagssummen kommt. Um einer Be einträchtigung der Abflussmodellierung vorzubeugen, wurden im Rahmen der Aneichung die zur jeweiligen Stunde als Clutter erkannten Pixel durch Fehlwerte ersetzt. Ferner wurden zu allen Zeitpunkten diejenigen Radarpixel auf Fehlwerte gesetzt, welche insgesamt eine relative Clutter-Häufigkeit größer 25 Prozent aufwiesen. Dem liegt die Annahme zugrunde, dass bei einer derartigen Häufigkeit auch in denjenigen Zeitschritten von einer Clutter-Verseuchung auszugehen ist, in denen für die jeweiligen Pixel kein Clutter erkannt wurde. Für die durch Fehlwerte markierten Radarpixel wurde im Zuge der Aneichung die Niederschlagsschätzung auf Grundlage des IDW-Verfahrens eingesetzt.

#### 3.1.4 Punktbasierte Bewertung der Güte

Die Güte der Niederschlagsschätzung wird zunächst durch einen direkten Vergleich mit Ombrometerbeobachtungen bewertet. Dabei wird für alle Verfahren mit Ausnahme des unangeeichten Radars eine Kreuzvalidierung nach dem Leave-One-Out Prinzip durchgeführt (KOHAVI 1995). Für das unangeeichte Radar (3.1.2) erfolgt die Validierung durch direkten Vergleich der Ombrometermessung mit der Radarmessung (Mittelwert der neun dem jeweiligen Ombrometer nächstgelegenen Radar-Gitterpunkte). Für die Kreuzvalidierung werden nur jene Zeitpunkte herangezogen, zu denen an mindestens einem Ombrometer im Messkollektiv eine Mindestintensität von 1 mm/h überschritten wurde. Damit wird vermieden, dass die Gütemaße durch häufige Nullwerte oder sehr geringe Niederschlagsintensitäten dominiert werden. Um eine Vergleichbarkeit mit den Ergebnissen der N-A-Modellierung zu gewährleisten, werden lediglich die Residuen an den drei dem oberen Einzugsgebiet nächstgelegenen Ombrometer ausgewertet. Es sei jedoch darauf hingewiesen, dass keines dieser Ombrometer direkt im betrachteten Einzugsgebiet liegt (Abb. 1). Auf eine analoge Auswahl von Zeitpunkten auf Grundlage der Radarbeobachtung wurde verzichtet, da eine zuverlässige Identifizierung des realen Niederschlagsgeschehens insbesondere durch Clutter erschwert wird.

Über die Kreuzvalidierung hinaus wurden für die Sommermonate 2007/08 drei Ombrometer zur Validierung herangezogen, welche nicht zur NSS verwendet worden waren (siehe Abb. 1, rechts). Aus den resultierenden Paaren von Beobachtungswert (o) und Schätzwert (p) werden der Mittlere Fehler (*Bias*, Gl. 6) und der RMSE (Gl. 7) berechnet (zur Interpretation dieser Gütemaße siehe WEBER 1998).

$$\mathbf{Bias} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (\mathbf{p}_i - \mathbf{o}_i)$$
(Gl. 6)

RMSE = 
$$\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (p_i - o_i)^2}$$
 (GI. 7)

Unterschiede in der Güte der einzelnen Schätzverfahren werden anschließend durch ein Subsampling auf Signifikanz untersucht. Die hier verwendete Methode wird als Block-Subsampling bezeichnet und von POLITIS (2003) für zeitlich autokorrelierte Zufallsvariablen vorgeschlagen (für die vorliegenden Residuen wurde die Autokorrelation mit dem Test nach BOX & PIERCE (1970) nachgewiesen). Beim Block-Subsampling werden aus der Zeitreihe der Residuen zusammenhängende Blöcke als Zufalls-Stichprobe gezogen. Die Blöcke zweier unterschiedlicher Stichproben können dabei überlappen. Die Länge der Blöcke beträgt hier 1/50 der Länge der Zeitreihe, die Zahl der Stichprobenziehungen 1000. Gleichungen 6 und 7 wurden für alle gezogenen Blöcke ausgewertet, um Verteilungen der Gütemaße

zu erhalten. Zum Vergleich der NSS-Verfahren wurde der Mittelwert als Lageschätzer herangezogen, da er sensitiv auf Ausreißer reagiert – in diesem Fall also auf Blöcke mit sehr geringer Schätzgüte. Da in der operationellen N-A-Modellierung die Robustheit der NSS von großer Bedeutung ist, ist diese Sensitivität im vorliegenden Fall erwünscht. Aussagen über die Signifikanz der Unterschiede im Mittelwert werden auf Grundlage des 95 %-Konfidenzintervalls getroffen. Die Konfidenzintervalle werden aus der Bootstrap-Verteilung des Mittelwertes ermittelt (EFRON 1979).

#### 3.2 Niederschlags-Abfluss-Modellierung

#### 3.2.1 Modell und Daten

Für die Abflussberechnung verwenden wir das Wasserhaushaltsmodell LARSIM, welches u.a. an den Hochwasser-Vorhersagezentralen Bayerns, Baden-Württembergs und in Rheinland-Pfalz operationell eingesetzt wird. Es handelt sich um ein flächendifferenziertes Modell, d.h. das Einzugsgebiet eines betrachteten Pegels wird im Modell in eine größere Anzahl von Teileinzugsgebieten (TG) untergliedert, welche durch Relief- und Gerinnekenngrößen sowie die auftretenden Landnutzungs-Boden-Einheiten beschrieben werden. Die Abflussbildung wird für jedes TG separat berechnet. Dabei werden in Abhängigkeit von Niederschlagsintensität und Bodenfeuchte 4 parallele Linearspeicher mit unterschiedlichen Rückhaltekonstanten gespeist. Die Abgaben der Speicher stellen die 4 Abflusskomponenten dar (Basisabfluss, Zwischenabfluss, 2 schnelle Komponenten). Über das Gewässernetz sind die TG miteinander verknüpft, wodurch die Berechnung der Abflusskonzentration im Einzugsgebiet eines Pegels möglich wird. Die mathematische Formulierung der berücksichtigten hydrologischen Prozesse ist detailliert in BRE-MICKER (2000) und LUDWIG & BREMICKER (2006) beschrieben. Der übliche Rechenzeitschritt ist 1 Stunde

Für die Weißeritz wurde ein LARSIM-Modell auf Basis digitaler Informationen zu Topographie (ATKIS DLM), Gewässernetz (TK 1:10000), Boden (Bodenkonzeptkarte Sachsens 1:25000; parametrisiert nach AG BODEN 1996) und Landnutzung (ATKIS, CORINE) erstellt. Das hier betrachtete Einzugsgebiet bis zum Pegel Ammelsdorf ist in 87 TG mit einer mittleren Größe von 0,56 km<sup>2</sup> gegliedert (s. Abb. 1).

Mit Ausnahme des Niederschlags (s. Abschnitt 3) wurden die meteorologischen Eingangsdaten (Lufttemperatur, Globalstrahlung, relative Feuchte, Windgeschwindigkeit, Luftdruck) mittels einer IDWbasierten Residueninterpolation regionalisiert (Gl. 8). Dabei wurde für jeden Stunden-Zeitschritt eine lineare Höhenabhängigkeit mit den Regressionskoeffizienten a und b berücksichtigt, sofern der Korrelationskoeffizient r(v,z) zwischen meteorologischer Größe v und Höhe z den Mindestwert 0,6 erreicht. Dabei ist v<sub>j</sub> der gesuchte Wert der Variablen v am Zielort j und v'<sub>j</sub> ist der ggf. aus der Höhe z<sub>j</sub> ermittelte Schätzwert für v am Ort j. Weiterhin sind v<sub>i</sub> der beobachtete Wert und v'<sub>i</sub> der höhenbasierte Schätzwert der Variablen an einer Station i in der Nachbarschaft des Zielortes j und d<sub>u</sub> bezeichnet die Distanz zwischen den Orten i und j. Die Auswahl der für die Schätzung heranzuziehenden n nächstliegenden Stationen erfolgt per Quadrantensuche (max. 1 Station / Quadrant).

en (Gl. 8)  
= 
$$v'_j + \sum_{i=1}^{n} ((v_i - v'_i) \cdot w_i)$$
 mit  $w_i = \frac{d_{i,j}^2}{\sum_{k=1}^{n} d_{k,j}^2}$  und  $v'_i = ((az_i + b) \cdot (r(v, z) \ge 0, 6))$ 

163

V<sub>i</sub> =

#### 3.2.2 Bewertung der Güte der NSS

Ziel der Analyse ist es zu ermitteln, ob und in welchem Maße die Abweichung zwischen beobachteten und simulierten Abflüssen durch Anwendung der Radar-basierten NSS gegenüber der ausschließlich auf Ombrometermessungen basierten NSS verringert werden kann. Wir erwarten, dass der Fehler der Simulation umso geringer ausfällt, je genauer die verwendete NSS das wahre raum-zeitliche Muster des Niederschlags erfasst (BÁRDOSSY & DAS 2008). Folglich interpretieren wir den Fehler der Abflüsssimulation bei Anwendung einer bestimmten NSS als Kriterium für die Güte eben dieser NSS.

Soll der Simulationsfehler bei Anwendung unterschiedlicher Randbedingungen (hier Niederschlag) verglichen werden, ist zu berücksichtigen, dass konzeptionelle N-A-Modelle wie LARSIM eine größere Zahl von Eichparametern enthalten. Durch Anpassung dieser Parameter ist es möglich, Fehler in den Eingangsdaten des Modells in gewissen Grenzen auszugleichen. Würden etwa im Zuge der NSS hohe Intensitäten systematisch unterschätzt, ließe sich die zwangsläufige Unterschätzung von Abflussspitzen mittels einer "Überbetonung" der schnellen Abflusskomponenten (z.B. durch Anpassung der Speicherkonstanten; siehe 3.2.1) abmildern. Aus diesem Grund ist es nicht sinnvoll, die Güte der Abflusssimulation für zwei Niederschlagsschätzungen zu vergleichen, wenn beide Rechnungen mit Eichparametern durchgeführt werden, die bei einem Antrieb des Modells mit nur einer der beiden NSS ermittelt wurden. Für einen transparenten Vergleich der Güte unterschiedlicher NSS auf Basis von Abflusssimulationen bieten sich zwei Strategien an:

 Strategie 1 besteht darin, das N-A-Modell für jede zu testende NSS separat zu kalibrieren und die Fehler der Abflusssimulationen zu vergleichen, die bei Anwendung der für den jeweiligen Antrieb bestangepassten Parameterwerte erhalten werden. Ein Nachteil dieser Strategie ist die potentiell

geringe Trennschärfe. So sollte ein Antrieb des Modells durch die tatsächlich beste NSS zwar stets die beste Anpassung erlauben, allerdings ließe sich mit einer stark fehlerbehafteten NSS u.U. eine nur geringfügig schlechtere Anpassung erzielen, wenn die Fehler im Zuge der Parametereichung kompensiert werden können. Ein weiterer Nachteil ist der hohe Aufwand der Parameteroptimierung für jede einzelne NSS und die Tatsache, dass der Optimierung stets ein festes Set von Beobachtungsdaten (z.B. stündliche Abflussmesswerte für mehrere Jahre) zugrunde gelegt werden muss. Die Fehler der unterschiedlichen NSS können folglich nur bzgl. dieses Sets sinnvoll verglichen werden, aber nicht für Sub-Sets (z.B. Fehler für Abflussspitzen oder Jahreszeiten).

 Strategie 2 verfolgt dagegen einen Monte-Carlo-Ansatz, wobei zunächst eine große Zahl zufälliger Sets von Eichparametern erzeugt wird. Für

jedes der Parametersets werden Simulationen mit allen zu testenden NSS ausgeführt und die zugehörigen Fehler berechnet. Als Beste wird die NSS angesehen, welche für eine größere Zahl von Parametersets einen geringeren Fehler produziert als die konkurrierenden NSS. Diese Strategie erlaubt insofern einen "fairen" Vergleich, als dass Fehler in einer konkreten NSS nur noch im Einzelfall, jedoch nicht mehr systematisch, durch eine günstige Parameterkombination kompensiert werden können. Das Verfahren ist außerdem robust und objektiv, da jegliche Kalibrierung entfällt. Im Gegensatz zur erstgenannten Strategie ist es nun auch problemlos möglich, den Fehler der einzelnen NSS für eine beliebige Auswahl an Beobachtungsdaten (Abflussspitzen, Jahreszeiten, etc.) zu vergleichen. Strategie 2 kann allerdings nur dann zu verlässlichen Ergebnissen führen, wenn der Parameterraum in ausreichender Dichte durchsucht wird.

Aufgrund der o.g. Vor- und Nachteile greifen wir in diesem Beitrag auf die Strategie 2 mit folgenden Details zurück:

- Variierte Modellparameter: Es wurden insgesamt neun Parameter variiert, deren gebietsspezifische Anpassung von LARSIM-Entwicklern und Anwendern empfohlen wird (BREMICKER 2000; LUBW & IBL 2008) und denen mangels physikalischer Grundlage kein Standardwert zugewiesen werden kann (Tab. 1).
- Wertebereich der Parameter: Die Modellparameter wurden innerhalb der Grenzen variiert, die in bisherigen LARSIM-Anwendungen beobachtet und dokumentiert wurden (Tab. 1). Eine explizite Kalibrierung des Modells für die betrachteten Pegel unter Nutzung verschiedener NSS zeigte, dass die Wertebereiche weit genug gefasst sind.
- Zufällige Parametersets: Für alle Parameter wurde eine Gleichverteilung innerhalb der jeweils definierten Grenzen angenommen. Um den Parameterraum möglichst optimal abzudecken, wurden die Parametersets mittels Latin-Hypercube-Methode (CARNELL 2006) zusammengestellt. Mit Rücksicht auf die Rechenzeit wurden insgesamt 1000 Parametersets erzeugt.
- Simulationszeitraum: Die Simulationsperiode entspricht dem Zeitraum, für den angeeichte Radar-Daten zur Verfügung stehen (Mai 2004-Juni 2008).

#### Tabelle 1

Wesentliche Eichparameter in LARSIM und zugehörige Wertebereiche (LUBW & IBL 2008). Für "beta" wurde der Bereich nach Vorversuchen eingeengt. Parameters and ranges considered in the Monte-Carlo-Simulation.

Parameter	Bedeutung	Wertebereich			
EQB	Speicherkonstante Basisabfluss	10000 - 80000			
beta	Steuert Zufluss zum Basisabfluss-Speicher	0.001 - 0.01			
EQI	Speicherkonstante Zwischenabfluss	500 - 15000			
Dmax	Steuert Zufluss zum Zwischenabfluss-Speicher	0.0 - 5.0			
EQD	Speicherkonst. verzögerter (unterird.) Direktabfluss	100 - 5000			
EQD2	Speicherkonst. schneller (oberird.) Direktabfluss	10 - 1000			
BSF	Parameter der Bodenfeuchte-Sättigungsflächen- Funktion (steuert Direktabfluss-Bildung)	0.1 – 0.5			
A2	Steuert Aufteilung der 2 Direktabflusskomponenten	1.0 - 4.0			
Abso	Absorptionskoeffizient im Schneeschmelz-Modell	0.05 - 0.3			

Im Zuge der Auswertung berechnen wir zunächst für jede NSS und alle verwendeten Parametersets den RMSE (GI. 7) als Maß für die Güte der Anpassung. Anschließend ermitteln wir ausgewählte Perzentile (etwa p = 50 % und 1 %), d.h. jene Fehler, die bei Anwendung von 50 bzw. 1 % der Parametersets in Kombination mit der betreffenden NSS unterschritten werden. Die Güte bzw. den Fehler der verschiedenen NSS vergleichen wir anhand der für jede NSS erhaltenen Perzentil-Werte. Ein auf dieser Basis ermitteltes Ranking der NSS-Methoden kann als gesichert gelten, wenn die Betrachtung unterschiedlicher Perzentile zur gleichen Aussage führt und die Aussage von den konkreten 1000 angebotenen Parametersets unabhängig ist. Letzteres lässt sich prüfen, indem die Perzentil-Werte auch für Teilmengen (z.B. 500 der insgesamt 1000 Modellläufe) ermittelt werden.

Um Differenzen des Fehlers bei Anwendung der verschiedenen NSS auf Signifikanz zu prüfen, bedienen wir uns (s. auch Abschnitt 3.1.4) der Technik des Block-Subsampling (POLITIS 2003). Dafür wählen wir für jede NSS-Methode die besten 10 der 1000 Parametersets (1 %) aus, und zwar auf Basis des RMSE für alle herangezogenen Beobachtungsdaten (n stündliche Abfluss-Messwerte). Anschließend bestimmen wir den RMSE für 1000 Teilabschnitte (Blöcke) aus der Reihe der Beobachtungen (Blocklänge = max(24, n/1000)). Auf diese Weise erhalten wir für jede NSS 10000 Schätzungen des RMSE (1000 Blöcke \* 10 Parametrisierungen). Neben Streuungsmaßen können wir nun einen mittleren RMSE-Fehler samt 95 %-Konfidenzintervall (K<sub>SS</sub>) angeben. Überlappen die K<sub>SS</sub> für zwei NSS nicht, bezeichnen wir den Unterschied der Güte beider NSS als signifikant. Aufgrund der Schiefe der Verteilung des RMSE ermitteln wir K<sub>os</sub> mittels Bootstrapping (vgl. 3.1.4).

Um die Unterschiede zwischen den getesteten NSS näher zu charakterisieren, wird neben dem RMSE (Gl. 7) auch der Bilanzfehler (BF) betrachtet, der aus n beobachteten (o) und berechneten Abflüssen (p) nach (Gl. 9) ermittelt wird.

$$BF = \frac{\sum_{i=1}^{n} (\mathbf{p}_{i} - \mathbf{o}_{i})}{\sum_{i=1}^{n} \mathbf{o}_{i}} \cdot 100\%$$
(GI. 9)

Da konvektive, räumlich begrenzte Niederschlagsereignisse insbesondere im Sommer auftreten, sind größere Unterschiede zwischen der Stations- und Radar-basierten NSS zu dieser Zeit besonders wahrscheinlich. Wir betrachten die Gütemaße daher für mehrere Gruppen von Beobachtungsdaten. Gruppe 1 umfasst alle Abflussmesswerte der Pegel für den gesamten Simulationszeitraum (stündliche Mittelwerte für Mai 2004-Juni 2008). Gruppe 2 beinhaltet lediglich die Messwerte von Abflussereignissen der Monate Mai-Oktober und Gruppe 3 umfasst die Ereignisse während der übrigen Zeit (November-April). Die Abflussereignisse wurden hier automatisch identifiziert. Dabei wurden innerhalb eines kontinuierlich über die Zeitreihe verschobenen 30-Tage-Fensters alle Messwerte selektiert, welche (a) das für das Fenster ermittelte 0.75-Quantil überschreiten und (b) nicht am Rand des Fensters liegen oder mit diesem über selektierte Nachbarwerte in Verbindung stehen. Die gemessenen Abflussganglinien wurden vor der Verwendung visuell und per Doppelsummenanalyse geprüft. Messungen von Tagen mit bekannten Beeinflussungen (Eis, Bauarbeiten etc.) wurden generell ignoriert.

#### 4 Ergebnisse

4.1 Güte der NSS auf Basis der punktbasierten Bewertung Tabelle 2 zeigt die Ergebnisse der Kreuzvalidierung. Dargestellt sind die Konfidenzintervalle des mittleren RMSE, welche aus dem Block-Subsampling und dem anschließenden Bootstrapping resultieren. Der linke Teil der Tabelle zeigt die Ergebnisse für all jene Zeitschritte, in denen an mindestens einem Ombrometer ein Mindestniederschlag von 1 mm/h gemessen wurde, der rechte Teil zeigt die Ergebnisse für einen Schwellenwert von 5 mm/h. Damit fokussiert der rechte Teil der Tabelle auf Zeitpunkte mit einem intensiveren Niederschlagsgeschehen über der Region. Auf Grundlage des mittleren RMSE wurde ein Ranking der NSS-Verfahren erstellt. Bei einem Schwellenwert von 1 mm/h schneidet das MRG am besten ab, allerdings nicht signifikant besser als die an zweiter und dritter Stelle gerankten Verfahren DIF und MFB. Von allen Aneichverfahren ist das MRG allerdings das einzige, welches bei einem Schwellenwert von 1 mm/h einen signifikant geringeren RMSE aufweist als das IDW. Ferner schneiden alle Aneichverfahren mit Ausnahme von FAC signifikant besser ab als das unangeeichte Radarprodukt.

Der Unterschied zwischen den Radar-basierten Verfahren und dem IDW wird deutlicher, wenn man sich auf die intensiveren Niederschlagsereignisse konzentriert (rechter Teil der Tab. 2). Wiederum belegen MRG, MFB und DIF die ersten drei Ränge. Alle Aneichverfahren sind nun signifikant besser als das IDW. Bemerkenswert ist ferner, dass das unangeeichte Radar (BOR) bei dieser Betrachtung bereits den vierten Rang belegt, noch vor dem Faktorenverfahren und der IDW-Interpolation, welche hier den letzten Rang einnimmt.

#### Tabelle 2

95 %-Konfidenzintervalle (K<sub>sc</sub>) des mittleren RMSE (mm/h) für die 6 gestesteten NSS-Verfahren; in die Berechnung des RMSE wurden die Residuen an den drei dem Einzugsgebiet am nächsten gelegenen Ombrometern einbezogen; der Rang eines Verfahrens wird auf Grundlage des Mittelwerts der Güte vergeben. Im Falle nicht signifikanter Unterschiede zwischen zwei NSS steht die Bezeichnung des "besseren" Verfahrens in Klammern.

95% confidence intervals ( $K_{\rm gs}$ ) of the mean RMSE (mm/h) for 6 methods of quantitative precipitation estimation. Ranking is based on the mean RMSE. If the difference between two methods is not significant, the name of the higher-ranked one is given in brackets.

Rang	Schweller	wert 1 mm/h	Schwellenwert 5 mm/h		
	NSS	K <sub>95</sub>	NSS	K <sub>95</sub>	
1	(MRG)	1.10 - 1.19	(MFB)	2.40 - 2.66	
2	(DIF)	1.14 - 1.23	(MRG)	2.44 - 2.69	
3	(MFB)	1.16 - 1.27	(DIF)	2.53 - 2.75	
4	(IDW)	1.21 - 1.32	(BOR)	2.70 - 2.97	
5	(FAC)	1.30 - 1.42	(FAC)	2.80 - 3.12	
6	(BOR)	1.32 - 1.42	(IDW)	2.83 - 3.12	

Eine weitere Differenzierung der Bewertung lässt sich durch die Darstellung des systematischen Schätzfehlers und seiner Streuung erreichen. Abbildung 3 zeigt die aus dem Subsampling (3.1.4) resultierende Häufigkeitsverteilung des Bias für einen Intensitäts-Schwellenwert von 1 mm/h (links) bzw. 5 mm/h (rechts). Aus dieser Darstellung wird deutlich, dass der Bias des IDW und des MRG gegenüber den übrigen Verfahren eine deutlich geringere Streuung um die Null-Linie aufweist. Dies ist insofern bemerkenswert, als dass zumindest das IDW bei höheren Intensitäten einen größeren RMSE aufweist als alle übrigen Verfahren. Es konnte gezeigt werden (ohne Abbildung), dass der geringe Bias des IDW vor allem durch die Mittelung der Residuen über die drei betrachteten Ombrometer zustande kommt, es sich also im Wesentlichen um einen räumlichen Ausgleichsmechanismus handelt. Die größte Streuung des Bias weist im Übrigen das unangeeichte Radarprodukt (BOR) auf. Erkennbar ist hier auch die starke Unterschätzung bei höheren Intensitäten (rechte Seite der Abbildung 3), die vermutlich auf Dämpfungseffekte zurückzuführen ist.

Es sei daran erinnert, dass bei den bisherigen Darstellungen die Residuen dreier Ombrometer zusammengefasst betrachtet wurden. Tatsächlich aber zeigt Abbildung 4, dass die Güte der Niederschlagsschätzung räumlich und zeitlich sehr variabel ist. Die zeitliche Variabilität zeigt sich in der Spannweite der Boxplots, die räumliche Variabilität hingegen zeigt sich in den Unterschieden zwischen den Ombrometern. Damit fällt mitunter auch das Ranking der NSS-Verfahren für die jeweiligen Ombrometer unterschiedlich aus. Während z.B. das Faktorenverfahren am Standort Lehnmühle versagt, schneidet es in Zinnwald und Rotherdbach verhältnismäßig gut ab. Die raum-zeitliche Schwankung der Schätzgüte bestätigt sich auch in Abbildung 5. Dort wird die Verteilung des RMSE an denjenigen Ombrometern dargestellt, die nicht zur Kreuzvalidierung bzw. zur Niederschlagsschätzung verwendet wurden. Es ist allerdings zu berücksichtigen, dass diese Ombrometer lediglich für die Sommermonate der Jahre 2007 und 2008 Werte lieferten. Abbildung 5 ist somit nicht direkt mit den Ergebnissen der Kreuzvalidierung aus Abbildung 4 vergleichbar.

Zusammenfassend lassen sich aus der punktbasierten Bewertung der verschiedenen NSS-Verfahren folgende Aussagen ableiten:

- Es gibt kein Verfahren, das unter allen Bedingungen und für alle Gütemaße den übrigen Verfahren signifikant überlegen wäre.
- Durch das Block-Subsampling wird deutlich, dass die Güte aller Verfahren erheblichen zeitlichen Schwankungen unterworfen ist (Abb. 4 und 5).
- Ferner wird durch die stationsweise Betrachtung in Abbildungen 4 und 5 deutlich, dass die Güte der NSS-Verfahren auch räumlich sehr variabel ist. Für einzelne Ombrometer kann sich damit das Ranking der Verfahren gegenüber Tabelle 2 deutlich ändern. Dies ist für das

Faktorenverfahren besonders augenfällig (Versagen am Ombrometer Lehnmühle, passable Güte an den Stationen Zinnwald und Rotherdbach).



#### Abbildung 3

Links: Box-Plot der Häufigkeits-Verteilung des Bias auf Basis des Subsamplings. Ein Box-Plot zeigt den Median, die beiden Quartile (Box) sowie die Extremwerte einer Verteilung. Die Verteilung wurde unter Berücksichtigung all jener Zeitschritte ermittelt, an denen an mindestens einem Ombrometer eine Niederschlagsintensität von 1 mm/n überschritten wurde. Der Bias wurde für jede NSS auf Grundlage der Residuen an den drei dem Einzugsgebiet am nächsten gelegenen Ombrometern berechnet. Rechts: gleiche Darstellung wie links, aber für einen Intensitäts-Schwellenwert von 5 mm/h. Left: Boxplots of the bias frequency distribution that results from the block-subsampling. The distribution was computed by using only those time steps in which at least one rain gauge exceeds a minimum precipitation intensity of 5 mm/h.







Abbildung 5

Verteilung des RMSE auf Grundlage des Block-Subsamplings für drei Ombrometer (siehe Abb.1, rechts), welche nicht zur Aneichung verwendet wurden. Für diese Ombrometer liegen lediglich in den Sommermonaten 2007 und 2008 Daten vor. Für weitere Erläuterungen siehe Abbildung 4. Distribution of RMSE based on block-subsampling for those rain gauges (Fig. 1, right) which have not been used in cross validation (data only for summers 2007 and 2008). For further explanation see Figure 4.

 Die Güte der NSS lässt sich durch die Aneichung der Radarbeobachtung gegenüber der ausschließlichen Verwendung von Ombrometer- oder Radarbeobachtung (IDW und BOR)



#### Abbildung 6

FAC > BOR.

4.2

Güte der NSS auf Basis

simulierter Abflüsse Das Ergebnis der Abfluss-Simulationen für alle getesteten Varianten der NSS fasst Abbildung 6 zusammen. Exemplarisch wird lediglich der Fehler für die "besten" 500 und 10 aus inspesamt 1000 Parametersets (50- und 1-Perzentile des RMSE) dargestellt. Die Betrachtung des 10- oder 5-Perzentils führte zur gualitativ gleichen Aussage. Auch die Berechnung der Perzentile aus einem Subset der Resultate (z.B. 500 aus den insgesamt 1000 Abflusssimulationen) lieferte nahezu identische Ergebnisse. Die relativ geringe Anzahl von 1000 Parametersets bei neun freien Parametern (Tab. 1) erwies sich somit als ausreichend für eine zuverlässige Differenzierung der

verglichenen NSS-Verfahren.

50- und 1-Perzentil des RMSE-Fehlers aus Abflusssimulationen mit 1000 unterschiedlichen Parametersets für jede der 6 getesteten NSS. Die Darstellung erfolgt separat für 3 Gruppen von Beobachtungsdaten (Spalten) und die 2 Pegel (Zeilen).

50- and 1-percentile of the RMSE obtained from runoff simulations with 1000 different parameter sets for 6 methods of quantitative precipitation estimation. Results are given for 3 groups of observation data (columns) and 2 gauges (rows).

deutlich erhöhen (Ausnahme: Faktorenverfahren). Dies gilt insbesondere bei höheren Niederschlagsintensitäten. Legt man Tabelle 2 zugrunde, so zerfallen die Verfahren im Wesentlichen in zwei Gruppen: MRG, DIF und MFB schneiden deutlich besser ab als IDW, BOR und FAC.

Abbildung 6 zeigt, dass das Merging-Verfahren (MRG) oder die Inverse-Distanzgewichtung (IDW) in allen untersuchten Fällen die am besten geeignete NSS darstellen. Umgekehrt treten bei der Nutzung unangeeichter Radardaten (BOR) bzw. bei der Aneichung mittels eines räumlich konstanten Korrekturfaktors (MFB) in der Regel die mit Abstand größten Fehler bei der Abflusssimulation auf. Die beiden Verfahren der Residueninterpolation (DIF, FAC) ordnen sich bzgl. des Simulationsfehlers im Mittelfeld ein.

Abbildung 6 macht deutlich, dass die Unterschiede zwischen den Fehlern der einzelnen NSS zeitlich variabel sind. So liefert etwa das IDW-Verfahren für den Gesamtzeitraum (Mai 2004-Juni 2008) den geringsten RMSE. Betrachtet man jedoch ausschließlich Perioden mit erhöhten Abflüssen während der Sommermonate, stellt sich das MRG-Verfahren als überlegen dar. Die übrigen vier Radar-basierten Verfahren sind selbst dann der IDW-basierten NSS un-

167

terlegen, wenn der größte Nutzen der Radar-Informationen zu erwarten ist (s. 3.2.2). Wie der Vergleich der Ergebnisse für beide Pegel zeigt, sind die Fehler der einzelnen NSS auch räumlich nicht konstant. So ist etwa der Fehler bei der Verwendung unangeeichter Radardaten (BOR) im Vergleich zu den übrigen NSS am Pegel Ammelsdorf deutlich größer als am Pegel Rehefeld, insbesondere im Sommer.

5. Wir schlagen vor, die in Abbildung 3 dargestellte Streuung des Bias für eine weitere Differenzierung innerhalb dieser beiden Gruppen zu nutzen. Auf Grundlage des

Bias schneiden IDW und MRG deutlich

#### Tabelle 3

besser ab als DIF, welches wiederum 95 %-Konfidenzintervalle (K $_{\rm ys}$ ) des mittleren RMSE-Fehlers (Liter / s) für die 6 getesteten Methoden der NSS bei Zugrundelegung der jeweils 1 % besten Parametersets. Für jeden Pegel und jede Gruppe von Beobachtungsdaten sind die Werte aufsteigend sortiert, d.h. die Methode mit dem geringsten Fehler steht zuoberst (Rang 1). Im Falle nicht signifikanter Unterschiede zwischen zwei der Güte: MRG > DIF > MFB > IDW > NSS steht die Bezeichnung des "besseren" Verfahrens in Klammern.

95 % confidence intervals (K  $_{\rm ss})$  of the mean RMSE (1 / s) of 6 methods of quantitative precipitation estimation using the best 1 % of parameter sets of each method. The values are in ascending order for each gauge and each group of observation data (best method on top). If the difference between two methods is not significant, the name of the higher-ranked one is given in brackets.

		Gesamtzeitraum		Ereignis	Ereignisse Mai – Okt		Ereignisse Nov – Apr	
Pegel	Rang	NSS	K <sub>95</sub>	NSS	K <sub>95</sub>	NSS	K <sub>95</sub>	
	1	(MRG)	124 - 131	MRG	133 – 137	MRG	332 - 342	
	2	IDW	128 - 134	IDW	159 - 164	IDW	357 - 368	
	3	(FAC)	149 - 157	DIF	213 - 221	DIF	394 - 406	
P	4	DIF	156 - 163	FAC	230 - 239	FAC	454 - 469	
lefel	5	MFB	180 - 189	MFB	248 - 257	MFB	610 - 628	
Reh	6	BOR	236 - 248	BOR	315 - 327	BOR	665 - 689	
	1	IDW	295 - 312	(MRG)	340 - 350	IDW	820 - 853	
	2	MRG	326 - 343	IDW	341 - 353	MRG	898 - 936	
Ŧ	3	(FAC)	383 - 405	(FAC)	455 - 472	(DIF)	1016 - 1053	
sdor	4	DIF	392 - 413	MFB	457 - 474	FAC	1106 - 1145	
mel	5	MFB	460 - 489	DIF	509 - 529	MFB	1459 - 1508	
Am	6	BOR	736 - 779	BOR	1056 - 1110	BOR	1946 - 2024	

eine geringere Streuung aufweist als MFB, FAC und BOR. Somit ergibt sich insgesamt folgendes Ranking bzgl.

Um aus den Abbildung 6 zugrunde liegenden Daten ein verlässliches Ranking der NSS-Methoden abzuleiten, müssen die teilweise geringen Unterschiede des RMSE auf Signifikanz geprüft werden. Wie in 3.2.2 beschrieben, nutzen wir hierzu Informationen über die zeitliche Variabilität der Fehler. In Tabelle 3 ist das Ranking auf Basis des mittleren RMSE-Fehlers dargestellt.

Es fällt auf, dass die Unterschiede zwischen den einzelnen NSS in der Mehrzahl der Fälle im Sinne unserer statistischen Prüfung als signifikant bezeichnet werden können. Im Wesentlichen bestätigt Tabelle 3 damit die Aussage von Abbildung 6. Die beste Simulation von Abflussereignissen lässt sich für den Pegel Rehefeld bei Anwendung des Merging-Verfahrens erreichen. Für das größere Einzugsgebiet (Pegel Ammelsdorf) liefert stattdessen keine der Radar

dorf) liefert stattdessen keine der Radar-basierten NSS signifikant bessere Ergebnisse als das IDW-Verfahren.

Um das unterschiedliche Abschneiden der getesteten NSS zu erklären, analysieren wir in Abbildung 7 den Bilanzfehler (BF, Gl. 9). Bei Betrachtung des Gesamtzeitraums (linke Spalte) fällt zunächst auf, dass die Differenzen des BF zwischen den einzelnen NSS-Methoden zum Teil erheblich größer sind als die Streuung des BF aufgrund der unterschiedlichen Parametrisierungen des N-A-Modells. Die einzelnen NSS unterscheiden sich folglich nicht nur in Bezug auf die Abbildung der zeitlichen und räumlichen Variabilität des Niederschlags, sondern z.T. auch erheblich hinsichtlich der Schätzung des Gebietsniederschlags über längere Perioden (raum-zeitliches Mittel). Weiterhin fällt auf, dass die größten Unterschätzungen des Abflusses bei Nutzung des unangeeichten Radarproduktes (BOR) bzw. bei einer multiplikativen Aneichung auf Basis der Residuen von Radar- und Ombrometer-Messung (MFB, FAC) auftreten.

Die Streuung des BF für den gesamten 4-Jahres-Zeitraum (Abb. 7, linke Spalte) ist ausschließlich auf unterschiedliche Verdunstungsraten infolge der unterschiedlichen Parametrisierung zurückführbar. Demgegenüber wird der BF im Ereignisfall zusätzlich von jenen Parametern kontrolliert, welche die Niederschlags-Abfluss-Transformation auf kurzen Zeitskalen bestimmen. Die stärkere Streuung des BF in der mittleren und rechten Spalte der Abbildung 7 entspricht insofern der Erwartung. Im Übrigen zeigt sich auch hier, dass die größeren Bilanzfehler bei Anwendung der Methoden BOR, MFB und FAC auftreten. Bemerkenswert ist die starke Überschätzung des Abflusses während Sommerereignissen am Pegel Ammelsdorf bei Nutzung des unangeeichten Radarprodukts (BOR) für beliebige Parametrisierungen des NA-Modells. Dieser Umstand ist mit hoher Wahrscheinlichkeit auf nicht identifizierte Clutter im unteren Teil des Einzugsgebiets zurückzuführen. So finden sich im unangeeichten Radarbild einzelne Pixel, an denen der mittlere Jahresniederschlag um den Faktor 3 gegenüber der unmittelbaren Umgebung erhöht ist. Dies scheint insbesondere im Sommer zu lokal unrealistisch hohen Vorfeuchten und einer entsprechend starken Überschätzung der Abflüsse im Ereignisfall zu führen.



#### Abbildung 7

Bilanzfehler (in %, siehe Gl. 9) der 6 getesteten NSS für 3 Gruppen von Beobachtungsdaten (Spalten) und die 2 betrachteten Pegel (Zeilen). Linien: Gesamtstreuung des Fehlers über alle 1000 Parametersets, Boxen: Fehler für jene 1 % der Parametersets mit dem geringsten RMSE-Fehler. Bias (units: %, Eq. 9) of the 6 methods of quantitative precipitation estimation for three groups of observa-

tions (columns) and 2 gauges (rows). Lines: Total range over all 1000 parameter sets, Boxes: Range of error of 1 % of the parameter sets yielding the smallest RMSE.

#### 5 Diskussion

Aus dem Vergleich der NSS mit Ombrometerbeobachtungen (Abschnitt 4.1) lässt sich ein einheitliches Ranking der betrachteten Verfahren nicht zwingend ableiten. Es gibt kein Verfahren, welches für beide Gütemaße (RMSE und Bias) über alle Zeiträume und für alle Standorte den übrigen Verfahren signifikant überlegen wäre. Auf Grundlage des RMSE schneiden die Aneichverfahren MRG, DIF und MFB gegenüber der ausschließlichen Verwendung von Ombrometer- bzw. Radarmessung (IDW bzw. BOR) besser ab. Auf Grundlage des Bias fallen hingegen die Verfahren IDW und MRG durch sehr geringe systematische Fehler auf. Das Faktorenverfahren schneidet insgesamt schlecht ab, v.a. bedingt durch den hohen RMSE am Standort Lehnmühle. In diesem Zusammenhang wird deutlich, dass die Güte aller NSS-Verfahren erheblichen räumlichen und zeitlichen Schwankungen unterworfen ist, wodurch das Ranking der Verfahren lokal bzw. phasenweise deutlich unterschiedlich ausfallen kann. Insgesamt kann jedoch im Rahmen der punktbasierten Bewertung das Merging-Produkt (MRG) als die beste NSS betrachtet werden, da RMSE und Bias gleichermaßen gering ausfallen.

Die Ergebnisse der Abflusssimulation für das Einzugsgebiet des Pegels Rehefeld zeigen, dass der Modellfehler durch die Nutzung des Merging-Produktes im Vergleich zur stationsbasierten NSS (IDW-Verfahren) signifikant verringert werden kann (Abb. 6, Tab. 3). Bei Betrachtung der übrigen getesteten Verfahren sowie des zweiten Pegels (Ammelsdorf) wird jedoch deutlich, dass eine Radar-basierte NSS die Güte der Abflusssimulation nicht notwendigerweise verbessert. Vielmehr zeigte sich, dass die Nutzung der unangeeichten oder angeeichten Radardaten im ungünstigen Fall zu signifikant größeren Fehlern führen kann als die Verwendung der IDW-Methode. Aufgrund des in der Kreuzvalidierung ermittelten, auf dem RMSE basierenden Rankings der Methoden (Tab. 2) war dies nicht zu erwarten. Das schlechte Abschneiden des unangeeichten Radarprodukts (BOR) und der Aneichungen MFB, FAC und DIF muss folglich insbesondere auf die im Vergleich zum IDW höheren systematischen Fehler zurückgeführt werden (Abb. 3, Abb. 7). Vergegenwärtigt man sich die Mechanismen der Abflussbildung, wird dies verständlich: Die korrekte Wiedergabe von Abflussereignissen durch das N-A-Modell erfordert nicht nur eine präzise Schätzung der Niederschlagsintensität für das auslösende Ereignis selbst, sondern ebenso eine zutreffende Abbildung der Vorfeuchte. Folglich können sich im Rahmen der Abflusssimulation lediglich jene NSS bewähren, die nicht nur hohe Intensitäten exakt erfassen (geringer RMSE) sondern auch den längerfristigen mittleren Niederschlag korrekt wiedergeben (geringer BIAS). Selbst scheinbar kleine systematische Fehler (Abb. 3) sind dabei von großer Bedeutung.

Wir gehen davon aus, dass die Ursache für die erwähnten systematischen Fehler (s. Abb. 7) insbesondere im zugrunde gelegten Radarprodukt zu suchen ist. So gibt dieses etwa die Zunahme des Jahresniederschlags mit der Höhe an den Ombrometern des gesamten Einzugsgebiets nicht wieder. Da die Geländehöhe mit der Entfernung vom Radar zunimmt, könnte dies Ausdruck der fehlenden Dämpfungskorrektur sein. Weiterhin muss damit gerechnet werden, dass durch die Maskierung von Clutter-Pixeln (Abschnitt 3.1.3) nicht sämtliche durch Bodenechos verseuchten Bereiche des Radarbildes erkannt und korrigiert wurden. Jene Aneichverfahren, die auf einer direkten multiplikativen Korrektur (MFB, FAC) oder additiven Anpassung des Radarprodukts (DIF) beruhen, können durch die genannten Fehler unmittelbar beeinflusst werden. Das Merging-Verfahren kann den schädlichen Einfluss dieser Fehlerquellen offenbar reduzieren. Hierfür dürfte insbesondere die Tatsache verantwortlich sein, dass nicht die Radarmessung selbst sondern die interpolierte Ombrometermessung Ausgangspunkt der Aneichung ist und die räumliche Variabilität des Radarbilds erst nach Anwendung des Stauchungsalgorithmus multiplikativ aufgeprägt wird (s. Gl. 5).

#### 6 Schlussfolgerungen und Ausblick

Ziel dieser Studie war es zu ermitteln, in welchem Maße eine auf angeeichten Radardaten basierende Niederschlagsschätzung zu einer Verbesserung der Abflusssimulation beitragen kann. Ferner sollte untersucht werden, ob die Ergebnisse der Abflusssimulationen konsistent mit den Resultaten einer Kreuzvalidierung sind, welche die lokale Güte der unterschiedlichen NSS-Verfahren erfasst.

Eine grundsätzliche Überlegenheit der Radar-basierten NSS konnte durch die Abflusssimulationen nicht identifiziert werden. Lediglich die NSS auf Basis des Merging verringerte den Simulationsfehler deutlich gegenüber der IDW-basierten NSS, allerdings nur an einem der untersuchten Pegel. Die übrigen Verfahren der Radar-basierten NSS schnitten - im Wesentlichen aufgrund systematischer Unter- oder Überschätzungen – stets schlechter ab als das nur auf Stationsdaten basierende Referenzverfahren (IDW). Eine allein auf dem unangeeichten Radarprodukt basierende NSS ermöglichte für keinen der untersuchten Pegel eine zufrieden stellende Abflusssimulation und führte in allen Fällen zum mit Abstand schlechtesten Ergebnis. Eine Aneichung dieses Radarprodukts mittels Ombrometermessungen scheint daher trotz im Abschnitt 1 erwähnter methodischer Probleme für hydrologische Anwendungen im Untersuchungsgebiet unerlässlich. Im Rahmen dieser Studie erwies sich das Merging als geeignete Aneichmethode. Offenbar kann dieses Verfahren kleinräumige Fehler wie nicht erkannte Clutter-Signale sowie Bilanzfehler in der Radarmessung am besten kompensieren. Insofern sind die Aussagen von Kreuzvalidierung und Abflusssimulation konsistent. Es konnte aber gezeigt werden, dass beim punktbasierten Ranking der Verfahren der systematische Fehler (Bias) stärker berücksichtigt werden muss, wenn die Nutzbarkeit für die kontinuierliche Abflusssimulation bewertet werden soll.

Im Zuge der Kreuzvalidierung wurde deutlich, dass die Qualität der Radar-basierten NSS eine hohe räumliche Variabilität aufweisen kann. Ein N-A-Modell mit angemessener Diskretisierung stellt unserer Meinung nach ein ideales Werkzeug dar, um die Integrität einer Radar-basierten NSS auf der Ebene ganzer Einzugsgebiete zu überprüfen, sofern zuverlässige Messwerte des Abflusses vorliegen.

Es sei betont, dass unsere Untersuchung eine Fallstudie darstellt, deren Aussagen nicht ohne weiteres räumlich und zeitlich übertragbar sind. Eine Überprüfung der Resultate anhand einer größeren Zahl von Einzugsgebieten unter Anwendung der gleichen Methodik erscheint uns wünschenswert. Dabei sollten insbesondere die Auswirkung von Dichte und Konfiguration des Ombrometermessnetzes sowie der Einfluss der Qualität des Radar-Produkts herausgearbeitet werden.

#### **Conclusions and outlook**

The purpose of this study was to find out how far precipitation estimates based on adjusted radar observations can improve runoff simulations. Another question was whether the results of runoff simulations are consistent with the outputs of cross validation that reflect the local quality of the different methods of quantitative precipitation estimation.

The runoff simulations did not allow to identify a fundamental superiority of the radar-based method. Only the quantitative precipitation estimation with the so-called Merging method (MRG) reduced the simulation error significantly compared to the inverse distance weighting (IDW) of rain gauge observations. This improvement was only achieved for one runoff gauge. The other radar-based estimation methods were always rated worse – essentially because of systematic under- or over-estimation - than the reference method that is based exclusively on rain

- than the reference method that is based exclusively on rain gauge data (IDW). Quantitative precipitation estimation on the basis of unadjusted radar alone achieved at none of the gauges a satisfactory runoff simulation and yielded in all cases the worst results by far. Accordingly - despite of the methodical problems mentioned in Section 1 - the adjustment of this radar product by rain gauge measurements seems to be indispensable for hydrological applications in the study area. In the course of this study, Merging proved to be a suitable method of adjustment. It is obviously the best method to compensate small-scale errors like non-identified clutter signals or balance errors. In this regard, the findings of cross-validation and runoff-simulation are consistent. Nevertheless, it could be shown that in the pointbased ranking of the methods, the systematic error (bias) must be given more consideration when the usability for continuous runoff simulation is assessed.

The cross validation revealed that the quality of radar-based precipitation estimation may be highly spatially variable. We think a rainfall-runoff model with appropriate discretisation is an ideal tool to check the integrity of radar-based precipitation estimation on the level of whole catchments.

169

It should be mentioned that our research was a case study, the results of which may not be freely transposed in terms of space and time. A verification of the results with a larger number of catchments using the same methodology is desirable. Then, the effect of the density and configuration of the rain gauge network and the quality of the radar product should be highlighted.

#### Danksagung

Die vorliegende Studie entstand im Projekt OPAQUE, welches durch das BMBF im Rahmen der RIMAX-Initiative gefördert wurde. Für die zur Verfügung gestellten Daten danken wir dem Sächsischen Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, der Landestalsperrenverwaltung Sachsen, dem DWD sowie der TU Dresden. Für bereitgestellte Software danken wir der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz in Baden-Würt temberg sowie dem Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz. Gedankt sei ferner zwei anonymen Gutachtern, die mit ihren Anmerkungen wesentlich zur Verbesserung des Manuskripts beigetragen haben.

#### Anschrift der Verfasser:

Dr. D. Kneis Dr. M. Heistermann Universität Potsdam Institut für Geoökologie Karl-Liebknecht-Str. 24-25, 14476 Potsdam heisterm@uni-potsdam.de

#### Literaturverzeichnis

- AG BODEN (1996): Bodenkundliche Kartieranleitung. Berichtigter Nachdruck der 4. Aufl.. – E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart
- BÁRDOSSY, A. & T. DAS (2008): Influence of rainfall observation network on model calibration and application. – Hydrol. Earth Syst. Sci. 12(1), 77-89
- BOX, G.E.P. & D.A. PIERCE (1970): Distribution of residual correlations in autoregressive-integrated moving average time series models. – Journal of the American Statistical Association 65, 1509-1526
- BRANDES, E.A. (1975): Optimizing Rainfall Estimates with the Aid of Radar. – J. Appl. Meteor. 14, 1339-1345
- BREMICKER, M. (2000): Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele. – Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 11. Institut für Hydrologie, Universität Freiburg
- CARNELL, R. (2006): Ihs: Latin Hypercube Samples. R package version 0.3
- DWD (2005). Projekt RADOLAN. Routineverfahren zur Online-Aneichung der Radarniederschlagsdaten mit Hilfe von automatischen Bodenniederschlagsstationen. Abschlussbericht. – Deutscher Wetterdienst, Offenbach (www.dwd.de/ RADOLAN)

- EFRON, B. (1979): Bootstrap Methods: Another Look at the Jackknife. – The Annals of Statistics 7(1), 1-26
- EHRET, U. (2003): Rainfall and Flood Nowcasting in Small Catchments using Weather Radar. – Dissertation, Universität Stuttgart, 213 S.
- EHRET, U., J. GÖTZINGER, A. BÁRDOSSY & G.S. PEGRAM (2008): Radar-based flood forecasting in small catchments, exemplified by the Goldersbach catchment, Germany. – Int. J. River Basin Management 6 (4), 323-329
- EINFALT, T., K. ARNBJERG-NIELSEN, C. GOLZ, N.E. JENSEN, M. QUIRMBACH, G. VAES & B. VIEUX (2004): Towards a roadmap for use of radar rainfall data in urban drainage. – J. of Hydrology 299 (3-4), 186-202
- GEKAT, F., P. MEISCHNER, K. FRIEDRICH, M. HAGEN, J. KOISTI-NEN, D.B. MICHELSON & A. HUUSKONEN (2004): The State of Weather Radar Operations, Networks and Products. – In: Meischner, P. (Ed.), 2004: Weather Radar: Principles and Advanced Applications. Physics of Earth and Space Environments. – Springer, Berlin, S. 1-51
- GERLACH, N., A. HINTERDING, L. DOBLER, F. GABEL & U. STREIT (2004): Weiterentwicklung und Umsetzung des Merging Verfahrens zur Interpolation des stündlichen Niederschlags. – Abschlussbericht, Institut für Geoinformatik, Universität Münster, 45 S.
- GERMANN, U. & J. JOSS (2004): Operational measurement of precipitation in mountainous terrain. – In: Meischner, P. (Ed.), 2004: Weather Radar: Principles and Advanced Applications. Physics of Earth and Space Environments. – Springer, Berlin, S. 52-77
- GJERTSEN, U., M. SALEK & D.B. MICHELSON (2003): Gauge adjustment of radar-based precipitation estimates –a review. – COST 717 Working Document WDD 02 200310 1, 2003. 2977
- GOUDENHOOFDT, E. & L. DELOBBE (2009): Evaluation of radargauge merging methods for quantitative precipitation estimates. – Hydrol. Earth Syst. Sci. 13, 195-203
- HEISTERMANN, M., U. EHRET, A. BRONSTERT & E. ZEHE (2008): Merging radar and ground observations for operational quantitative rainfall estimation in a mountainous head catchment in Germany. – International Symposium on Weather Radar and Hydrology, 10-12 March 2008, Grenoble, Frankreich. 4 S.
- KITCHEN, M. & R.M. BLACKALL (1992): Representativeness errors in comparisons between radar and gauge measurements of rainfall. – J. of Hydrology 134 (1-4), 13-33
- KOHAVI, R. (1995): A study of cross-validation and bootstrap for accuracy estimation and model selection. – In: Proceedings of the Fourteenth International Joint Conference on Artificial Intelligence, San Mateo, USA, S. 1137-1143
- LUBW & IBL (2008): Vorgehensweise bei der Eichung eines LARSIM-Wasserhaushaltsmodells für den Einsatz bei der Hochwasservorhersagezentrale Baden-Württemberg. – Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg & Ingenieurbüro Ludwig, Karlsruhe (unveröff.)
- LUDWIG, K. & M. BREMICKER (Ed.) (2006): The water balance model LARSIM – Design, content and applications. – Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 22. Institut für Hydrologie, Universität Freiburg
- MEISCHNER, P. (Ed.) (2004): Weather Radar: Principles and Advanced Applications. – Springer, Berlin, 337 S.
- MICHELSON, D.B. & J. KOISTINEN (2000): Gauge-radar network adjustment for the Baltic Sea Experiment. – Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere, 25 (10-12), 915-920
- POLITIS, D.N. (2003): The Impact of Bootstrap Methods on Time Series Analysis. – Statistical Science 18(2), 219-230
- ROSSA, A., M. BRUEN, D. FRÜHWALD, B. MACPHERSON, I. HOL-LEMAN, D. MICHELSON & S. MICHAELIDES (2005): Use of Radar Observations in Hydrological and NWP Models. – COST 717 Final Report, 292 S. (www.smhi.se/cost717)

- SEED, A.W., J. NICOL, G.L. AUSTIN, C.D. STOW & S.G. BRADLEY (1996): The impact of radar and raingauge sampling errors when calibrating a weather radar. – Meteorol. Appl. 3, 43-52
- STEINER, M., J.A. SMITH, S. BURGES, C.V. ALONSO & R.W. DAR-DEN (1999): Effect of bias adjustment and rain gauge data quality control on radar rainfall estimates. – Water Resources Research 35, 2487-2503
- SZTURC, J., A. JURCZYK, K. OSRODKA & M. BRUEN (2005): Data sensitivities of hydrological models used for flood forecasting, with special reference to the effects of radar data errors. – COST 717 Working Document No WDF 01 200505 1, 24 S. (www.smhi.se/cost717)
- VIEUX, B.E. & P.B. BEDIENT (2004): Assessing urban hydrologic prediction accuracy through event reconstruction. – J. of Hydrology 299 (3-4), 217-236
- WEBER, R. (1998): Statische und dynamische Evaluation von Prognosen. – ZA-Information 43, 111-123 (www.za.uni-koeln. de/publications/pdf/za\_info/ZA-Info-43.pdf)
- WILSON, J.W. & E.A. BRANDES (1979): Radar Measurement of Rainfall – A Summary. – Bull. Amer. Meteor. Soc. 60, 1048-1058

## 5.2.6 Analyse des Starzel-Ereignisses

Drei Todesopfer und Schäden in zweistelliger Millionenhöhe – dies war die Bilanz der verheerenden Niederschläge, die am späten Nachmittag des 2. Juni 2008 über dem Zollernalbkreis (Baden-Württemberg) niedergingen. Im Einzugsgebiet der Starzel wurde am Pegel Rangendingen ein Scheitelabfluss von 130 m3/s überschritten: ein über 100jähriges Ereignis. Doch auch heute ist immer noch unklar, wie viel Niederschlag letztlich wo gefallen ist. Für Aufmerksamkeit sorgte beispielsweise die Messung eines Amateur-Meteorologen, der nahe Jungingen zwischen 16.50 und 17.45 UTC eine Niederschlagshöhe von 240 mm gemessen hatte. An der nahe gelegenen DWD-Station Hechingen fielen im gleichen Zeitraum nur etwa 31 mm, und in der darauf folgenden Stunde zusätzlich 44 mm (siehe Abb. 5.2.16).



MEZ	Hechingen	BHausen
15.50-16.50	0.6	1.2
16.50-17.50	0.5	0.3
17.50-18.50	31.3	34.8
18.50-19.50	44.5	5.7
19.50-20.50	1.4	1.3
20.50-21.50	0.3	0.5
21.50-22.50	0.2	0.0
00:00-00:00	78.7	43.79

Abb. 5.2.16: Übersicht über den Ereignisverlauf an den Niederschlagsschreibern Hechingen und Burladingen-Hausen (rechts, Messwerte in mm) sowie räumliche Konstellation des Niederschlagsgeschehens zwischen zwischen 17.50 und 18.50 Uhr MEZ auf Grundlage des RADOLAN-Borama Produkts (links). Das Radarkomposit beruht auf den Messungen der Radarstationen Türkheim (im Nordosten) und Feldberg (im Südwesten). Die beiden mit transparenten Ellipsen markierten Niederschlagszellen dämpfen offensichtlich die Energie des Radarstrahls zur Erfassung der zentralen Niederschlagszelle über dem Starzel-Gebiet ab (siehe auch Abb. 5.2.19) Die Station Hechingen ist im Bild mit einem roten Kreis markiert. Die in der Tabelle orange markierten Werte waren erst am Folgetag verfügbar, der rot markierte Wert wurde aus der Tagessumme rekonstruiert.

Letztlich lässt sich die "wahre" Niederschlagsverteilung weder auf Grundlage der verfügbaren Radarbeobachtung noch der einzugsgebietsnahen Niederschlagsschreiber in Hechingen und Burladingen-Hausen ermitteln. Es wurde daher versucht, unterschiedliche Niederschlagsschätzungen mit Hilfe einer hydrologischen Simulation zu verifizieren. Zu diesem Zweck wurde das in Baden-Württemberg operationell eingesetzte Modell LARSIM verwendet. Betrachtete Schätzverfahren waren: IDW-Interpolation der Punktmessungen, unangeeichtes Radar (DWD-Produkt Borama) sowie Radar-Aneichung auf Grundlage des Merging-Verfahrens. Zusätzlich wurden zwei Szenarien realisiert, von welchen im "Realtime"-Szenario (im Gegensatz zum "Post-Event"-Szenario) dem Umstand Rechung getragen wurde, dass die Werte der Station Hechingen nicht in Echtzeit verfügbar waren (siehe Abbildung 5.2.16). Es zeigt sich für dieses extreme Ereignis die deutliche Überlegenheit der angeeichter Radardaten gegenüber der bloßen Interpolation und dem unangeeichten Radar (siehe Abbildung 5.2.17). Auf der anderen Seite zeigt der große Unterschied zwischen dem Echtzeit und Post-Event-Szenario auch die große Sensitivität der Niederschlagsschätzung im Hinblick auf die lokale Messnetzkonfiguration. Allein der Ausfall der Station Hechingen führt dazu, dass die Jährlichkeit des Ereignisses nicht annähernd reproduziert werden kann (siehe Abbildung 5.2.18).



Abb. 5.2.17: Niederschlagssumme rund um das Starzel-Einzugsgebiet (Mitte) in mm zwischen 16.50 und 18.50 UTC des 2. Juni 2008 für unterschiedliche Szenarien (siehe auch Haupttext). In der Abbildung bezeichnet POST das im Text beschriebene "Post-Event"-Szenario, REAL hingegen das sog. Realtime-Szenario. Die linke Spalte zeigt die Niederschlagsschätzung auf Grundlage der unangeeichten Radarbeobachtung, die mittlere Spalte zeigt die Regionalisierung mittels Inverser Distanzgewichtung. Die rechte Spalte zeigt die Niederschlagsschätzung mittels Merging.



Abb. 5.2.18: Ergebnisse der Abflusssimulation für die unterschiedlichen Szenarien und Niederschlagsschätzungen (s. Haupttext und Beschreibung zu Abb. 5.2.17) am 2.-3. Juni 2008 am Pegel Rangendingen. Ferner sind die Abflusshöhen für unterschiedliche Jährlichkeiten tabelliert. Der Eintrag 'obs' bezeichnet den gemessenen Abfluss am Pegel.

Wie schon in Abbildung 5.2.16 zu erkennen ist, bedingt die räumliche Konstellation des Niederschlagsgeschehens offensichtlich eine Dämpfung der Radarstrahlung - sowohl vom Standort Türkheim als auch vom Standort Feldberg - durch Niederschlagszellen, welche die Zelle über dem Starzel-Einzugsgebiet flankieren. Es entstand daher zum einen die Frage, wie stark dieser Dämpfungseffekt ist, und zum anderen, ob sich der daraus entstehende Fehler ohne die Aneichung korrigieren lässt. In diesem Falle wäre eine zuverlässigere Starkniederschlagsschätzung auch möglich, wenn Niederschlagsschreiber ausfallen oder eine Niederschlagszelle nicht erfassen sollten.

Zum besseren Verständnis soll die Problematik der Dämpfung hier noch einmal erläutert werden: Der Radarstrahl wird durch Niederschlag an seiner Ausbreitung gehindert ("gedämpft"). Dadurch erscheinen Niederschläge, welche vom Radar aus betrachtet hinter einer anderen Niederschlagszelle liegen, weniger intensiv. Entlang der radialen Ausbreitungsrichtung der Radarkeule können sich einzelne Dämpfungseffekte schon über kurze Distanzen rasch akkumulieren. Dabei wächst das Ausmaß der Dämpfung stark überproportional mit der Intensität des Niederschlags – bis hin zur Auslöschung des Radarsignals. Folglich ist insbesondere dann mit erheblichen Dämpfungseffekten zu rechnen, wenn vom Radar aus betrachtet mehrere Starkregenzellen hintereinander liegen. Aber auch innerhalb einer Starkregenzelle selbst können Dämpfungseffekte bereits zu einer bedeutsamen Abschirmung des Zellkerns führen. Somit entstehen gerade dann Fehler durch Dämpfungseffekte, wenn das Radar eigentlich seinen größten Nutzen entfalten sollte: nämlich bei extremen konvektiven Ereignissen. Die Dämpfungseffekte variieren dabei in Abhängigkeit von der Zugrichtung der Zellen rasch in Raum und Zeit und sind daher durch Aneichung nur schwer zu korrigieren. Alternativ wird versucht, die Dämpfung durch sog. gate-to-gate-Verfahren zu korrigieren: Dabei wird – beginnend mit dem innersten Messvolumen (gate) des Radarstrahls – aus der Niederschlagsintensität die spezifische Dämpfungsrate berechnet. Auf Grundlage dieser spezifischen Dämpfungsrate wird die Niederschlagsintensität im folgenden gate korrigiert. Das Verfahren wird kumulativ bis zum äußersten gate fortgesetzt und neigt daher zur Instabilität, d.h. kleine Fehler bei der Berechnung der spezifischen Dämpfung wachsen mit zunehmender Entfernung vom Radar rasch an. Üblicherweise wird daher das Ausmaß der Dämpfungskorrektur gedeckelt (Harrison et al. 2000). Diese Deckelung führt allerdings im Falle extremer Niederschläge zu einer massiven Unterschätzung – ein nur schwer zu lösendes Dilemma. Krämer & Verworn 2009 schlagen alternativ eine strahlweise Optimierung der Koeffizienten zur Berechnung der spezifischen Dämpfung vor. Innerhalb des OPAQUE-Projekts wurde mit diesem Ansatz die Bedeutung von Dämpfungseffekten beim Hochwasser der Starzel am 2. Juni 2008 gezeigt (siehe Abbildung 5.2.19): Durch die Korrektur wird die zweistündige Niederschlagssumme um bis zu 60 mm angehoben. Es wird hier das Potenzial der Methodik zur Dämpfungskorrektur für extreme Niederschläge deutlich. Für den operationellen Einsatz bedarf es allerdings noch einer ausführlichen Verifikation des Verfahrens, die in diesem Projekt leider nicht mehr geleistet werden konnte.



Abb. 5.2.19: Abschätzung der Dämpfung im Rahmen der Extremniederschläge im Zollernalbkreis am 2. Juni 2008. Dargestellt sind die Ergebnisse für das C-Band Radar Feldberg zwischen 16.50 und 18.50 UTC. Links: Niederschlagssumme, Mitte: Mittlere Dämpfung, Rechts: Zusätzlicher Niederschlag durch Korrektur. Der Radius der dargestellten Radarkreise beträgt 128 km.

## 5.2.7 Radargestützte Schätzung von Niederschlagsensembles

## 5.2.7.1 Einleitung

Ein Grund für die nur zögerliche Anwendung von Radarniederschlagsdaten in der hydrologischen Praxis ist sicherlich die noch mangelhafte Übereinstimmung mit den Daten von Niederschlagsstationen. Zum einen ist dies der großen Zahl von Fehlerquellen, die eine Radarmessung beeinflussen können geschuldet. Zum anderen bestehen aber auch grundsätzliche Unterschiede im Messprinzip, die erwarten lassen, dass sich nie eine vollständige Übereinstimmung zwischen den beiden Größen herstellen lassen wird (siehe. u. a. Anagnostou et al., 1999; Ciach und Krajewski, 1999; Villarini und Krajewski, 2009). Obwohl weiterhin der Korrektur bekannter Fehler große Bedeutung zukommt, ist es daher ebenso von Interesse, die der Radarmessung inhärente Unsicherheit zu guantifizieren. Der Nutzen einer solchen Unsicherheitsbetrachtung liegt zum einen in einer besseren Abschätzbarkeit, inwieweit sich ein bestimmter Fehler noch weiter korrigieren lässt, zum anderen ermöglichen Untersuchungen zur räumlich-zeitlichen Struktur der Fehler deren Simulation mittels stochastischer Methoden. Hierdurch wird die Unsicherheit in der Niederschlagsmessung guantitativ für die hydrologische Modellierung verfügbar, da auf diese Art und Weise generierte Niederschlagsfelder verwendet werden können, um die Auswirkungen der Unsicherheit im Niederschlagsinput auf die Abflussvorhersage zu bestimmen (siehe z.B. Das, 2006).

Während der Projektlaufzeit wurden von dritter Seite Arbeiten zu diesem Thema veröffentlicht, die in der Vorgehensweise der hier vorgestellten Methode ähneln. Dennoch unterscheiden sich alle in der Art der zugrunde gelegten Verteilungsannahme sowie der Simulationsmethodik. Villarini et al. (2009a) nehmen auf Basis der Arbeiten von Ciach et al. (2007), einen normalverteilten multiplikativen Fehler für die Niederschlagsintensität an, was zu Problemen mit negativen Intenstitäten bei der Simulation führt. Germann et al. (2009) nutzen das logarithmierte Verhältnis von Radar- zu Stationswerten, das die Normalverteilungsannahme besser erfüllt, simuliert allerdings nur an den Niederschlagsstationen und regionalisiert den Fehler über eine Interpolation. Dadurch reduziert sich die Variabilität des Feldes sehr stark. Bei beiden Ansätzen wird die Stationsinformation nur im Vorfeld zur Bestimmung der Unsicherheit und ihrer räumlichen Struktur genutzt.

In diesem Teil des Arbeitspakets 2 wurde eine Methode entwickelt, die es ermöglicht, die Erzeugung von Niederschlagsensembles zur Quantifizierung der Unsicherheit der Radarmessung mit einer Aneichung auf die Informationen der Stationen zu verbinden.

## 5.2.7.2 Methodik

Ein grundsätzliches Problem bei der Aneichung von Radardaten an Stationsmessungen ist, dass sowohl eine additive als auch eine multiplikative Korrektur zu unplausiblen Werten führen kann. Beim additiven Verfahren können nach der Korrektur negative Werte auftreten, beim multiplikativen Verfahren führen ungünstige Verhältniswerte von Radar und Stationswert zu unrealistisch hohen Korrekturen.

Ausgangspunkt des hier vorgestellten Ansatzes ist die simultane Verwendung eines additiven ( $\epsilon$ ) und eines multiplikativen ( $\delta$ ) Terms mit dem der reale Niederschlag ( $R_{real}$ ) aus dem gemessenen Niederschlag ( $R_{measured}$ ) gemäß Gleichung 18 berechnet wird.

$$R_{real} = R_{measured} \cdot (1+\delta) + \epsilon$$

(18)

Da der tatsächlich fallende Niederschlag unbekannt ist, wurde stattdessen der von der Station gemessene Niederschlag ( $R_{Gauge}$ ) verwendet, der nun gemäß Gleichung 19 mit dem vom Radar gemessenen Niederschlag ( $R_{Radar}$ ) in Beziehung gesetzt wird.

$$R_{Gauge} = R_{Radar} \cdot (1 + \delta) + \varepsilon$$

(19)

Die Annahme ist hier, dass in  $\delta$  ähnlich zu den Ansätzen von Villarini et al. (2009a) und Germann et al. (2009) die Fehler der Radarmessung, die hauptsächlich multiplikativer Natur sind, abgebildet werden können, während in  $\epsilon$  vor allem für geringe Niederschlagsintensitäten additive Fehler aus der Stationsmessung Berücksichtigung finden.

Um die Fehler später simulieren zu können, müssen zunächst Aussagen über deren Verteilung und räumliche Struktur gemacht werden. Hierzu wurden  $\delta$  und  $\epsilon$  aus vorhandenen Beobachtungen berechnet, wozu neben Gleichung 19 eine zusätzliche Bestimmungsbeziehung benötigt wurde.

Eine Möglichkeit, die Wertebereiche von  $\delta$  und  $\epsilon$  einzuschränken ist die Bedingung, dass die Summe ihrer Quadrate ( $\delta^2 + \epsilon^2$ ) minimal werde (Least-Squares-Ansatz). Durch Auflösen von Gleichung 19 nach  $\delta$  und der Bestimmung der Nullstellen der Ableitung der Quadratsumme können  $\delta$  und  $\epsilon$  wie in Gleichung 20 angegeben berechnet werden.

$$\varepsilon = \frac{R_{Gauge} - R_{Radar}}{R_{Radar}^2 + 1}$$

$$\delta = \frac{R_{Gauge} - \varepsilon}{R_{Radar}} - 1$$
(20)

Diese analytische Lösung hätte aufgrund ihrer geringen numerischen Komplexität vor allem für die operationelle Anwendung große Vorteile. Da sie darüber hinaus keine Annahmen über die geostatistischen Eigenschaften der beiden Fehlerterme macht, wurde sie als Ausgangspunkt für die Maximum-Likelihood-Schätzung verwendet. Diese ermittelt aus einer multivariaten Normalverteilung eine Pseudowahrscheinlichkeit (I) für das Auftreten von  $\delta$  und  $\epsilon$  für eine gegebene Kombination von Radar- und Stationsmessungen.  $\delta$  und  $\epsilon$  werden dann so lange variiert, bis ihre gemeinsame Pseudowahrscheinlichkeit I( $\delta$ )·I( $\epsilon$ ) maximal ist. Um die dabei auftretenden Werte numerisch besser handhaben zu können, wird bei Verfahren dieser Art häufig die negative Log-Likelihood (L) minimiert, wie in Gleichung 21 angegeben.

$$L = -\log(l(\mathbf{\delta}) \cdot l(\mathbf{\epsilon}))$$

$$l(\boldsymbol{\varepsilon}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi^d \det(\boldsymbol{\Sigma}_{\varepsilon})}} \cdot \exp\left(-\frac{1}{2}(\boldsymbol{\varepsilon} - \boldsymbol{0})^T \boldsymbol{\Sigma}_{\varepsilon}^{-1}(\boldsymbol{\varepsilon} - \boldsymbol{0})\right)$$
(21)

Dieser Ansatz benötigt aufgrund der notwendigen Optimierung wesentlich mehr Zeit. Außerdem müssen Annahmen über die räumliche Kovarianzstruktur (repräsentiert durch die Kovarianzmatrix  $\Sigma$  in Gl. 21) der beiden Fehlerterme getroffen werden. Hier entsteht das Problem, dass die unter Annahme einer bestimmten Struktur ermittelten Werte von  $\delta$  und  $\varepsilon$ , selbst wieder eine eigene, von der Annahme verschiedene Kovarianzstruktur aufweisen. Es wurde daher untersucht, ob eine mehrfache Anwendung der Maximum-Likelihood-Schätzung gegen eine bestimmte Grenzfunktion konvergiert.

Sobald Verteilungsfunktion und räumliche Struktur der beiden Fehlerterme bestimmt sind, können mittels stochastischer Simulation Fehlerfelder erzeugt werden. Sofern für ein konkretes Radarbild zeitgleiche Stationsmessungen zur Verfügung stehen, können die daraus über die Gleichungen 19 und 21 ermittelten Fehlerterme zur Konditionierung der Simulation verwendet werden, so dass zusätzlich zur Erzeugung von Niederschlagsensembles auch eine Anpassung ihres räumlichen Erwartungswerts erfolgen kann. Dies kommt effektiv einer Aneichung an Stationsdaten gleich.

#### 5.2.7.3 Ergebnisse

Zunächst soll die zu erwartende höhere Robustheit des zwei-Komponenten Fehlermodells dargestellt werden. Hierzu sind in Abbildung 5.2.20 die empirischen Verteilungen zweier Fehlerterme, die separat aus den Radar- und Stationsdaten von 100 Stationen im Umkreis des Radars Dresden berechnet wurden. Für den linken Teil der Abbildung gilt e =  $R_{Radar}$ - $R_{Gauge}$ , für den rechten Teil gilt d =  $R_{Radar}/R_{Gauge}$ . Hierbei sollten besonders die Minima und Maxima der Verteilungen beachtet werden. Diese bereiten in der Praxis teils erhebliche Schwierigkeiten, da sie zu unrealistischen Aneichergebnissen führen können. Die Streuung und die Extremwerte der, mittels Least-Squares-Ansatz (Abbildung 5.2.22 links) und Maximum-Likelihood-Schätzung (Abbildung 5.2.22 mitte) berechneten Terme  $\delta$  und  $\epsilon$  sind deutlich kleiner. Dies macht eine weitere Anpassung der Fehlerterme wie z. B. durch Stauchung oder ähnliches unnötig.



Abbildung 5.2.20: Empirische Dichtefunktionen eines rein additiven (links) bzw. rein relativen (rechts) Fehlerterms. In rot sind theoretische Dichtefunktionen der Normalverteilung mit gleichem Mittelwert und Standardabweichung wie die der empirischen Daten dargestellt. Jeweils darunter sind die statistischen Kennwerte Minimum, Maximum, Mittelwert und Standardabweichung angegeben. Als Datengrundlage dienen Radar- und Stationswerte an 100 Stationen im Bereich des Radars Dreseden über den Zeitraum 2005 bis 2009.

Ebenso ist aus Abbildung 5.2.20 ersichtlich, dass weder ein rein additiver noch ein rein multiplikativer Fehlerterm einer Normalverteilung folgen. Wie die Histogramme der Abbildung 5.2.22 zeigen, ist dies streng genommen auch weder für die Least-Squares Anpassung (vgl. Abbildung 5.2.22 links) noch für die Maximum-Likelihood Schätzung der Fall. Das Histogramm des multiplikativen Anteils  $\delta$  in der unteren Reihe der Abbildung 5.2.22 zeigt noch die größe Übereinstimmung mit der Dichtefunktion einer Normalverteilung. Allerdings muss darauf hingewiesen werden, dass dadurch, dass  $\delta$  aufgrund von Gleichung 19 auf den Wertebereich [-1,  $\infty$ [ eingeschränkt ist, automatisch eine Verfälschung der Normalverteilungsannahme erfolgt.

Die Scatterplots in der unteren Reihe der Abbildung 5.2.22 zeigen, dass für die Least-Squares Anpassung die Annahme, dass  $\delta$  und  $\epsilon$  unabhängig voneinander seien, nicht erfüllt ist, da z. B. aus  $\delta$ >0 automatisch  $\epsilon$ >0 folgt. Auch für die Ergebnisse der Maximum-Likelihood Schätzung ergeben sich Abweichungen von der, für unabhängige Variablen charakteristischen Kreisform der Punktwolke.

Um die Verteilungsannahmen des zwei-Komponenten Fehlermodells zu überprüfen, wurde auch die oben erwähnte Konvergenzstudie zur Maximum-Likelihood Schätzung durchgeführt. Hierzu wurden in einem iterativen Prozess zuerst mittels Least-Squares Methode Werte für δ und ε geschätzt und hierfür Korrelogramme (Funktionen des Korrelationskoeffizienten über den Abstand) ermittelt. Der linke Teil der Abbildung 5.2.22 zeigt oben das Ergebnis dieser Korrelogrammschätzung. Für das Korrelogramm wurde für jedes Stationspaar im Umkreis des Radars Dresden, der Korrelationskoeffizient berechnet und dieser anschließend in Abhängigkeit vom Abstand zwischen den Stationen aufgetragen. An die resultierende Punkwolke wurde eine theoretische Funktion angepasst, die als durchgezogene Linie in den Diagrammen dargestellt ist. Mit den Parametern dieser Funktion, über die sich die Kovarianzmatrix  $\Sigma$  in Gleichung 21 bestimmen lässt, wurde eine Maximum-Likelihood Schätzung von  $\delta$ und ε durchgeführt. Anschließend wurde aus deren Zeitreihe wieder die paarweise Korrelation bestimmt und an die Korrelationswolke erneut eine theoretische Funktion angepasst. Darauf folgte eine weitere Iteration der Maximum-Likelihood Schätzung mit den neuen Kovarianzparametern. In der Mitte der Abbildung 5.2.22 ist das Ergebnis der siebten und rechts das Ergebnis der dreizehnten Iteration zu sehen. Während sich das Korrelogramm für ε kaum verändert (mittlere Reihe), die dazugehörigen Parameter also nicht gegen einen festen Wert konvergieren, zeigt die Korrelationsfunktion für δ (obere Reihe) kein derartiges Verhalten.

#### 5.2.7.4 Simulationsergebnisse unter vereinfachenden Annahmen

Trotz der im vorigen Teil beschriebenen Schwierigkeiten wurden versuchsweise dennoch einige Simulationen unter einfachen Verteilungs- und Strukturannahmen durchgeführt, um abzuschätzen in welcher Größenordnung eventuelle Verbesserungen zu erwarten wären, und eine Kreuzvalidierung durchgeführt. In Abbildung 5.2.21 sind Scatterplots zwischen Stations- und Radardaten dargestellt. Die blauen Punkte ergeben sich aus Stations- und unkorrigierten Radarwerten, während die roten Punkte den Vergleich zwischen Stations- und Ensemblemittelwerten der Simulation repräsentieren. Die schwarze, durchgezogene Linie stellt die 1:1 Linie perfekter Übereinstimmung dar. Es ist zu erkennen, dass die Simulation in allen Wertebereichen zu einer Verbesserung der Übereinstimmung führt. Dies zeigt sich auch in den hieraus berechneten Gütemaßen, die in Tabelle 5.2.5 angegeben sind.



Abbildung 5.2.21: Scatterplot zwischen Stations- und Radardaten (blau) sowie simulierten Ensemblemittelwerten (rot)

MAE und RMSE stellen jeweils den mittleren absoluten, und relativen Fehler dar. Der BIAS ist das durchschnittliche Verhältnis von Radar- und Stationswert. Das unkorrigierte Radar unterschätzt die Stationswerte im Mittel um ca. 17% während die Simulation zu einer leichten Überschätzung von ca. 3% führt. Die Korrelation verbessert sich deutlich, wobei einschränkend zu erwähnen ist, dass diese stark von Ausreißern beeinflusst wird, so dass diese Verbesserung hauptsächlich auf die Verbesserung der Ensemblemittelwerte bei hohen Stationswerten zurückzuführen ist.

Tabelle	525	Fraebnisse	der Krei	izvalidierung
Tubene	0.2.0	. Ergebrildde		zvanaiciung

	Simulation	Radar
MAE	0.804	1.329
BIAS	1.036	0.834
RMSE	1.339	2.098
Correlation	0.604	0.098

#### 5.2.7.5 Zusammenfassung

Auf Basis einer neuen Idee zur Repräsentation des Fehlers der Radarmessung gegenüber der Stationsinformation sollte die daraus resultierende Unsicherheit modelliert werden. Die Formulierung des Modells ermöglichte nicht nur eine robustere Schätzung der Fehlerterme sondern erlaubte auch gleichzeitig eine Aneichung der Radardaten hin zu Stationswerten. Die Ergebnisse der Untersuchungen zeigten allerdings zwei wesentliche Probleme dieses Ansatzes. Zum einen war es nicht möglich die für eine Simulation notwendigen Annahmen zur gegenseitigen Unabhängigkeit und der zu verwendenden Normalverteilung zu verifizieren. Zum anderen ist die Ermittlung der Kovarianzstruktur der Fehler aufwändiger als ursprünglich angenommen und führt noch nicht zu befriedigenden Ergebnissen.

#### Literaturverweise

Anagnostou, E.N., Krajewski, W.F. & Smith, J.A., 1999. Uncertainty Quantification of Mean-Areal Radar-Rainfall Estimates. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16(2), 206.

Ciach, G.J. & Krajewski, W.F., 1999. On the estimation of radar rainfall error variance. Advances in Water Resources, 22(6), 585-595.

Ciach, G.J., Krajewski, W.F. & Villarini, G., 2007. Product-error-driven uncertainty model for probabilistic quantitative precipitation estimation with NEXRAD data. *Journal of Hydrometeorology*, 8(6), 1325-1347.

Das, T., 2006. The impact of spatial variability of precipitation on the predictive uncertainty of hydrological models. , Dissertation, Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart, 152 Seiten.

Germann, U. et al., 2009. REAL-Ensemble radar precipitation estimation for hydrology in a mountainous region. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(639), 445–456.

Villarini, G. & Krajewski, W.F., 2009. Empirically based modelling of radar-rainfall uncertainties for a Cband radar at different time-scales. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(643), 1424-1438.

Villarini, G. et al., 2009a. Product-error-driven generator of probable rainfall conditioned on WSR-88D precipitation estimates. *Water Resources Research*, 45(1), W01404.



Abbildung 5.2.22: Korrelogramme und Scatterplots für die Fehlerkomponenten und für die Least-Squares Schätzung (links), nach der 7. Iteration der Maxi-mum-Likelihood Schätzung (mitte) und nach der 13. Iteration (rechts)

## 5.2.8 Erfolgte und geplante Verwertung der Ergebnisse

Die Ergebnisse des AP 2.1 wurden in zwei umfassenden Abschlussworkshops (am 30.3.2010 in Pirna und am 31.3.2010 in Offenbach) sowohl den Praxispartnern beim DWD als auch den Vertretern der Vorhersagezentralen in Sachsen, Baden-Württemberg und Rheinland-Pfalz vorgestellt. Zudem waren beim Workshop in Offenbach Vertreter unterschiedlicher interessierter Unternehmen, u.a. MeteoSolutions, hydro & meteo sowie der Emschergenossenschaft anwesend. Die Modifikationen des Merging-Verfahrens wurden direkt in die Software InterMet implementiert und sind so über die dort vorhandene Schnittstelle für RADOLAN ansprechbar. Die entsprechenden Änderungen in InterMet wurden aufwändig verifiziert, dokumentiert und in einem gesonderten Bericht festgehalten (Heistermann 2010). Dieser Bericht sowie der zugehörige Quellcode wurden bereits an den DWD sowie die LUWG Rheinland-Pfalz (Mainz) weitergegeben. Die Überführung der Ergebnisse in den operationellen Betrieb befindet sich bei beiden Stellen gegenwärtig in Prüfung.

Ferner laufen z. Zt. Vergleichstests zwischen Clutterfiltern des DWD und dem in OPAQUE entwickelten Clutterfilter. Ebenfalls wird angestrebt, die Advektionskorrektur in den operationellen Betrieb zu übernehmen. Hierzu sind aber noch weitere Untersuchungen in Abstimmung mit dem DWD nötig.

## 5.2.9 Erfolgte und geplante Veröffentlichungen

#### Artikel in ISI-gelisteten Zeitschriften

Kneis, D., Heistermann, M., 2009: Quality assessment of radar-based precipitation estimates with the example of a small catchment. Hydrologie und Wasserwirtschaft 53(3), 158-169.

Heistermann, M., Kneis, D. (eingereicht): A novel approach to benchmark quantitative precipitation estimation by conceptual rainfall-runoff modelling. Submitted at Water Resources Res. in February 2010.

#### **Buchkapitel**

Bronstert, A., Heistermann, M., Kneis, D. (in Druck): Hochwasservorhersage und -warnung – Umgang mit Unsicherheiten. In: Merz, B., Grünwald, U., Piroth, K., Bittner, R. (Eds.): Management von Hochwasserrisiken. Zur Veröffentlichung im Schweizerbart Verlag.

#### Konferenzbände

Heistermann, M., Ehret, U., Bronstert, A., Zehe, E., 2008: Merging radar and ground observations for operational quantitative rainfall estimation in a mountainous head catchment in Germany, in Conference proceedings of the International Symposium on Weather Radar and Hydrology, 10-12 March 2008 [CD ROM], Grenoble, France.

Heistermann, M., and Zehe, E., 2008: Accounting for the stochastic nature of rain field displacement by scale decomposition, in Conference proceedings of the International Symposium on Weather Radar and Hydrology, 10-12 March 2008 [CD ROM], Grenoble, France.

#### Berichte

Heistermann, M., 2010: Niederschlagsschätzung mit Hilfe des Merging-Verfahrens: Dokumentation und Bewertung von Maßnahmen im Rahmen der Weiterentwicklung der Software InterMet. Projektbericht im Rahmen des OPAQUE-Projekts. Universität Potsdam, 18. Mai 2010, Potsdam, 17 S.

#### Vorträge und Poster

Heistermann, M., Kneis, D., und Bronstert, A., 2008: Evaluation of radar-based rainfall estimation by cross validation and runoff simulation. Tag der Hydrologie, 27.-28. März 2008, Hannover, Deutschland.

Heistermann, M., and Zehe, E., 2008: Accounting for the stochastic nature of rain field displacement by scale decomposition. International Symposium on Weather Radar and Hydrology, 10-12 March 2008, Grenoble, France.

Heistermann, M., Kneis, D., and Bronstert, A., 2008: Evaluation of radar-based rainfall estimation by cross-validation and runoff simulation. EGU General Assembly, 13-18 April 2008, Wien, Austria.

Heistermann, M., Ehret, U., Bronstert, A., and Zehe, E., 2008: Merging radar and ground observations for operational quantitative rainfall estimation in a mountainous head catchment in Germany. International Symposium on Weather Radar and Hydrology, 10-12 March 2008, Grenoble, France.

Heistermann, M., und Bronstert, A., 2007: Räumliche Niederschlagsschätzung und Radar-Nowcasting. 4. DKW-Fachtagung und Expertenwerkstatt des Dresdner Kompetenzzentrums Wasser. 4.-5. Oktober 2007, Dresden, Deutschland.

## 5.2.10 Literatur

Brandes, E.A. (1975): Optimizing Rainfall Estimates with the Aid of Radar. J. Appl. Meteor., 14, 1339-1345.

Dobler, L., Hinterding, A., Gerlach, N., 2004: Interpolation stündlicher und tagesbasierter meteorologischer Parameter. InterMet Gesamt-Dokumentation, Institut für Geoinformatik der Universität Münster, 45 S.

DWD, 2004: Projekt RADOLAN. Routineverfahren zur Online-Aneichung der Radarniederschlagsdaten mit Hilfe von automatischen Bodenniederschlagsstationen. Abschlussbericht. DWD, Offenbach, Germany

Einfalt, T., Arnbjerg-Nielsen, K., Golz, C., Jensen, N.E., Quirmbach, M., Vaes, G., Vieux, B. (2004): Towards a roadmap for use of radar rainfall data in urban drain-age. J. of Hydrology, 299 (3-4), 186-202.

Einfalt, T., Michaelides, S. (2008): Quality control of precipitation data. In: Michaelides, S., Anagnostou, E.N., Gabella, M. (Hrsg.): Precipitation: Advances in Measurement, Estimation and Prediction. Springer Berlin Deutschland, S. 101-126.

Ehret, U., Götzinger, J., Bardossy, A., Pegram, G.S. (2008): Radar-based flood forecasting in small catchments, exemplified by the Goldersbach catchment, Ger-many. Intl. J. River Basin Management, 6 (4), 323–329.

Gekat, F., Meischner, P., Friedrich, K., Hagen, M., Koistinen, J., Michelson, D.B., Huuskonen, A. (2004): The State of Weather Radar Operations, Networks and Products. In: Meischner, P. (Ed.), 2004: Weather Radar: Principles and Advanced Applications. Physics of Earth and Space Environments, Springer, Berlin, Deutschland, S. 1-51.

Gerlach, N., Hinterding, A., Dobler, L., Gabel, F., Streit, U. 2004: Weiterentwicklung und Umsetzung des Merging Verfahrens zur Interpolation des stündlichen Niederschlags, Abschlussbericht Version II, Institut für Geoinformatik der Universität Münster, 27 S.

Germann, U, Joss, J (2004): Operational measurement of precipitation in moun-tainous terrain. In: Meischner, P. (Ed.), 2004: Weather Radar: Principles and Ad-vanced Applications. Physics of Earth and Space Environments, Springer, Berlin, Deutschland, S. 52-77.

Gjertsen, U., Salek, M., and Michelson, D. B. (2003): Gauge adjustment of radar-based precipitation estimates –a review, COST 717 Working Document WDD 02 200310 1, 2003. 2977.

Goudenhoofdt, E., und Delobbe, L. (2009): Evaluation of radar-gauge merging methods for quantitative precipitation estimates. Hydrol. Earth Syst. Sci., 13, 195-203.

Kitchen, M., Blackall, R.M. (1992): Representativeness errors in comparisons be-tween radar and gauge measurements of rainfall. J. of Hydrology, 134 (1-4), 13-33.

Marshall, J.S., Langville, R.C., Palmer, W.M. (1947): Measurement of rainfall by radar. J. Met. 4(6): 186-192.

Michelson, D.B., Koistinen J. (2000): Gauge-radar network adjustment for the Bal-tic Sea Experiment. Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere, 25 (10-12), 915-920.

Raghavan S. (2003): Radar Meteorology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Niederlande, 549 S.

Seed, A. W., Nicol, J., Austin, G. L., Stow, C. D., and Bradley, S. G. (1996): The impact of radar and raingauge sampling errors when calibrating a weather radar. Meteorol. Appl., 3, 43–52.

## **5.3 Radar-gestütztes Niederschlags-Nowcasting**

## 5.3.1 Einleitung

## Motivation

Die im Arbeitspaket 2.2 ("Radar-gestütztes Niederschlags-Nowcasting") durchgeführten Arbeiten orientieren sich am Gesamtziel des Vorhabens, nämlich einer "verbesserten operationellen Vorhersage starker Hochwasserereignisse in Oberläufen bzw. Quellgebieten großer Flüsse" (OPAQUE Projektantrag). Dabei ist das Nowcasting als eine Ergänzung der radargestützten Niederschlagsschätzung (Radar-QPE, AP 2.1, siehe Kapitel 5.2) zu verstehen, die es erlauben soll, den sinnvollen Vorhersagehorizont (*engl.: lead time*) auf Grundlage aktueller Niederschlagsbeobachtungen um bis zu zwei Stunden zu verlängern. Diese zusätzliche *lead time* ist im Ereignisfall wertvolle Zeit, die unter Umständen zur Warnung der Bevölkerung, zur Einleitung von Schutzmaßnahmen sowie zur Öffnung von Rückhaltebecken genutzt werden kann.

Typischerweise werden herkömmliche numerische Wettervorhersagemodelle (*engl.: Numerical Weather Prediction Models, NWP*) für derart kurze *lead times* als ungeeignet erachtet. Dies liegt u.a. an dem hohen Rechenaufwand, an der für kleine Gebiete meist unzureichenden raum-zeitlichen Auflösung sowie an der großen Vorhersageunsicherheit. Alternativ bietet sich der Ansatz des Radar-gestützten Nowcastings (*engl.: quantitative precipitation nowcasting, QPN*) an. Hier wird aus einer Reihe zeitlich aufeinander folgender Radarbilder die Verlagerung und Intensitätsentwicklung des gegenwärtigen Niederschlagfeldes abgeschätzt und vorhergesagt.

Wenn allerdings die Radar-gestützte Niederschlagsschätzung schon mit erheblichen Unsicherheiten behaftet ist (siehe auch Kapitel 5.2), so liegt auf der Hand, dass die Extrapolation des Niederschlagsgeschehens aus einer Sequenz von Radarbildern eine zusätzliche Unsicherheit einführt, die gerade im Falle der raumzeitlichen Dynamik konvektiver Ereignisse auch bei kurzen *lead times* ein beträchtliches Ausmaß erreichen kann. Die Unsicherheit betrifft dabei sowohl die Verlagerungsrichtung einzelner Niederschlags-Zellen, insbesondere aber die Entwicklung der Intensität existierender Zellen und die Entstehung neuer Zellen. Während – in Analogie zur Niederschlagsschätzung – advektive Ereignisse in ihrem Verlauf recht gut vorhergesagt werden können, ist die Vorhersage gerade im Zuge der für kleine Einzugsgebiete relevanten Konvektivereignisse von enormen Unsicherheiten geprägt: "Die Unmöglichkeit, das Niederschlagsgeschehen im Radarbild selbst für die Dauer weniger Stunden exakt vorherzusagen, legt einen stochastischen Vorhersageansatz nahe. Damit ist man in der Lage, Ensembles zu rechnen und somit Anhaltspunkte über die Bandbreite möglicher Entwicklungen zu gewinnen.".

Selbstverständlich ist für den Einsatz eines derartigen Vorhersagesystems in der Praxis die Bewertung der Vorhersagegüte von großer Bedeutung. Grundsätzlich stellt sich bei der Verifikation von QPF immer die Frage, welchen Mehrwert das Vorhersagemodell gegenüber einer trivialen Annahme (unskilled forecast) erzielt. Eine solche triviale Vorhersage kann beispielsweise das klimatologische Mittel, die Persistenz-Annahme oder eine zufällig aus einer Verteilung gezogene Zahl sein. Wenn wie im Falle der Radar-QPN die Vorhersage zeitlich und räumlich sehr hoch aufgelöst vorliegt, stellt sich allerdings zusätzlich die Frage, auf welcher Skala die QPF den erwähnten Mehrwert erbringen kann; oder - anders ausgedrückt -, inwieweit die effektive Auflösung der Vorhersage ihrer tatsächlichen Auflösung entspricht.

## Stand der Forschung und Technik

Im Gegensatz zum Arbeitspaket 2.1 lag zum Zeitpunkt der Aufnahme der Projektarbeit in Arbeitspaket 2.2 noch kein Werkzeug vor, welches unmittelbar zur Bearbeitung der Fragestellungen genutzt werden konnte. Vielmehr bedurfte es zunächst einer Sichtung verfügbarer Methoden bzw. des Standes der Forschung auf diesem Gebiet: Die Extrapolation des Niederschlagsgeschehens zerfällt üblicherweise in zwei Teile: Die Identifikation der Verlagerungskomponente (bei der Berücksichtigung großer räumlicher Domänen als divergenzminimiertes Vektorfeld) und die stochastische Simulation der Lagrangeschen Niederschlagsentwicklung im Feld.

Die Verlagerungskomponente kann aus numerischen Wettervorhersage-Modellen (NWP) abgeleitet werden, oder via pattern matching aus einer Sequenz von Radarbildern. Die NWP-Windfelder sind insofern ungeeignet, als dass die Modellwinde nicht notwendigerweise das apparente Verlagerungsverhalten des Niederschlagsfeldes widerspiegeln. Algorithmen zum pattern matching basieren meist entweder auf feature tracking Algorithmen oder auf Ansätzen zur Korrelationsmaximierung. Während erstere nur für konvektive Situationen einsetzbar sind und Probleme bei sich rasch teilenden und verschmelzenden Niederschlagszellen haben, erfordern Ansätze zur Korrelationsmaximierung zumeist zusätzliche Annahmen zur Glättung des entstehenden Vektorfeldes. Ansonsten kommt es durch Divergenzen leicht zur Artekfakten in den vorhergesagten Feldern. Li et al. (1995), Wilson et al. (1998) und Mecklenburg et al. (2002) und Pierce et al. (2004) geben einen ausführlichen Überblick über die verfügbaren Ansätze. Diese Referenzen machen auch deutlich, dass die wesentliche Ursache für die rasche Abnahme der Vorhersagegüte mit der lead time im Falle konvektiver Ereignisse weniger in der Vorhersage der Zugrichtung als vielmehr in der Vorhersage der Niederschlagsintensität liegt. Gerade hierfür ist also ein stochastischer Ansatz notwendig. Hinsichtlich der Lagrangeschen Entwicklung stehen dafür im Wstl. drei Ansätze zur Verfügung: das Spectrum-Corrected-Marcov-Chain (SCM) Verfahren (Ehret, 2003), das MAPLE-Verfahren (Germann und Zawadzki, 2004), sowie das Spectral Prognosis (S-PROG) Verfahren (Seed, 2003; Bowler et al., 2006). Während es sich bei dem MAPLE-System um eine nicht frei zugängliche, proprietäre Software handelt, findet das S-PROG Verfahren bereits breite Anwendung in der Nowcasting-Community – allerdings erst seit Kurzem in der Variante zur stochastischen Simulation. Das SCM-Verfahren steht zwar grundsätzlich zu Verfügung, müsste aber konzeptionell zur Anwendung auf größeren Skalen (jenseits der sog. Image-Scale) überarbeitet werden.

#### Verwendung der Zuwendung gegenüber den vorgegebenen Zielen, Notwendigkeit und Angemessenheit der geleisteten Arbeit

Entgegen der ursprünglichen Projektplanung gab es zunächst keine *Off-The-Shelf* Lösung für Radar-gestütztes Nowcasting. Die Nutzung des SCM-Verfahrens (*Spectrum-Corrected Marcov Chain*; Ehret, 2003) stellte sich als problematisch dar - sowohl aus softwaretechnischer als auch fachlicher Sicht. Insbesondere der Sprung von der sog. Bildskala (Betrachtung nur eines Radarstandortes) zur Komposit-Skala (Betrachtung des gesamten Deutschland-Komposits) hätte eine vollständige Revision des Vorhersageansatzes erfordert (s. u.). Das beim DWD im operationellen Testbetrieb laufende RADVOR-OP-Verfahren (DWD 2004b) ist hingegen auf eine bloße Vorhersage der Verlagerung beschränkt und schließt damit eine probabilistische Betrachtung der Lagrangeschen Entwicklung im Feld aus.

Für die Weiterentwicklung des SCM-Verfahrens waren ursprünglich folgende Schwerpunkte formuliert worden (Projektantrag OPAQUE, S. 17 ff.):

- Das Windfeld wird im SCM-Verfahren als über das gesamte Bild als einheitlich angenommen. Bei der Nutzung auf größerer Skala (z.B. auf dem deutschlandweiten Radarkomposit) ist diese Vereinfachung aber nicht mehr möglich. Es muss daher eine Lösung gefunden werden, das Verlagerungsfeld als Funktion von Ort und Zeit zu ermitteln (siehe dazu beispielhaft Abbildung 5.3.1).
- Die hierarchische Modellierung der Intensitätsentwicklung erfolgte im SCM-Verfahren auf Skala eines Radarbilds und der einzelnen Rasterpunkte. Auch dieser Ansatz ist bei einem Übergang auf eine größere Skala (z.B. deutschlandweites Radarkomposit) nicht mehr gültig und müsste grundlegend revidiert werden.
- Die Übergangsmatrizen zur Beschreibung der zeitlichen Entwicklung der Niederschlagsintensität auf der Skala des Radarpixels sollten in Abhängigkeit des Nieder-

schlagtyps (konvektiv oder stratiform) und der Anströmung parametrisiert werden, da Lebenszyklen dieser Ereignistypen sehr unterschiedlich sind.

 Orographische Effekte beim Anströmen eines Niederschlagsfeldes gegen Berge sollten in das SCM integriert werden.

Über das Nowcasting hinaus war im Arbeitspaket 2.2 außerdem eine Defizitanalyse der COSMO-Prognosen für historische Niederschläge geplant. Darauf aufbauend sollte mit Hilfe einer statistischen Filterung (z.B. Kalman Filter) ein adaptives, also selbst lernendes Werkzeug entwickelt werden, um systematische Fehler zu korrigieren und die operationelle Einsatzfähigkeit der COSMO-Vorhersagen zu verbessern.



Abb. 5.3.1: Veranschaulichung der Ortsabhängigkeit der Verlagerungsvektoren für einen 512x512 km großen Ausschnitt aus dem RY-Deutschlandkomposit am 8. August 2006 um 16.45 Uhr MEZ. Die Verlagerungsvektoren wurden hier beispielhaft über die Methode der Maximalkorrelation auf Blöcken von 64 km Kantenlänge ermittelt.

Der Nutzen einer Übertragung des SCM-Konzepts auf Anwendungsskalen jenseits der sog. Bildskala wurde im Vergleich zum erwarteten Aufwand letztlich als zu gering erachtet, um im Rahmen dieses Projekts eine derartige Entwicklungsarbeit zu rechtfertigen. Stattdessen wurde in einer Literaturstudie nach Konzepten gesucht, welche die Umsetzung der ursprünglich im Projektantrag formulierten Ziele so weit wie möglich gewährleisten können. Zu diesen Zielen zählen insbesondere die Anwendbarkeit auf unterschiedlichen raum-zeitlichen Skalen sowie die stochastische Beschreibung der Intensitätsentwicklung des Niederschlagsfeldes. Als eines der State-of-the-Art Modelle, welches die Umsetzung dieser Ziele ermöglicht, wurde die QPF-Software STEPS (Short Term Ensemble Prediction System, Bowler et al. 2006) identifiziert. Nach längeren Verhandlungen mit dem Centre for Australian Weather and Climate Research ist es gelungen, eine Kooperation zu vereinbaren, welche die Nutzungsrechte sowie den Quellcode für die Nowcasting-Komponente aus STEPS enthält. Diese bildete in der Folge die Grundlage für die im Rahmen von OPAQUE durchgeführte Fallstudie, in welcher für das Starkniederschlagsereignis rund um das Starzel-Einzugsgebiet (2. Juni 2008) das Potenzial des probabilistischen Nowcasting-Ansatzes bewertet werden sollte. Das Starzel-Ereignis wurde auswählt, weil sich gerade aus Sicht der Praxispartner Interesse an der Vorhersagbarkeit dieses sehr kleinräumigen und doch verheerenden Extremereignisses bestand (Jährlichkeit des Scheitelabflusses > 100 a). Wie schon einleitend erwähnt, stellte sich hier insbesondere die Frage nach der Skalenabhängigkeit der Vorhersagegüte. Auch diese Frage ist für die Vorhersagepraxis von zentraler Bedeutung, da davon letztlich abhängt, für welche Gebietsgrößen eine pegelscharfe Vorhersage des Abfluss fachlich sinnvoll ist. Um diese Fragen beantworten zu können, wurde eine Python-Bibliothek (VeriPy, siehe Abschnitt 5.3.4) entwickelt, welche Verifikationsmaße für hoch aufgelöste Vorhersagen in Abhängigkeit von der raumzeitlichen Skala sowie der lead time quantifiziert.

STEPS wird u.a. in Australien und Grossbritannien zur operationellen Vorhersage genutzt. Die Extrapolation des Niederschlagsgeschehens zerfällt dabei in zwei Teile: Die Identifikation der Verlagerungskomponente erfolgt nach einem *Optical-Flow*-Ansatz (Bowler et al., 2004). Die probabilistische Vorhersage der Lagrangeschen Niederschlagsentwicklung macht sich

den S-PROG Ansatz zunutze (Seed, 2003; Bowler et al, 2006). Dabei wird das Niederschlagsfeld in eine spektrale Kaskade zerlegt. Den unterschiedlichen Skalenanteilen wird dann auf Grundlage der vorangegangenen Entwicklung eine unterschiedliche Persistenz zugewiesen. Erfahrungsgemäß zeigen großskalige Komponenten eine höhere Persistenz als kleinskalige Komponenten. Der probabilistische Teil der Vorhersage entsteht durch die Generierung von räumlich und zeitlich autokorreliertem Noise. Dabei wird eine Noise-Kaskade erzeugt, deren Komponenten – einfach gesagt – mit der gleichen Geschwindigkeit eingeblendet werden, wie ihre Gegenstücke aus der oben erwähnten spektralen Kaskade ausgeblendet werden. Durch den *Optical-Flow*-Ansatz sowie den Ansatz der Skalendekomposition der Intensitätsentwicklung ist STEPS auf unterschiedlichste Skalen anwendbar, so dass die oben beschriebenen Projekt-Ziele deutlich effizienter erreicht werden konnten als durch Weiterentwicklung des SCM-Verfahrens.

Um STEPS mit den aus dem RADOLAN-System stammenden Kompositdaten betreiben zu können, wurde eine Python-Bibliothek für das Pre- und Postprocessing entwickelt (PySTEPS, siehe auch Abschnitt 5.3.3). Diese Python-Bibliothek ermöglicht die Generierung von STEPS-Eingangsformaten aus dem fünfminütigen qualitätsgeprüften Radarkomposit (RADOLAN RY Produkt, siehe Abschnitt 5.3.2) ebenso wie die rasche Visualisierung von mit STEPS errechneten Ensemble-Vorhersagen des Niederschlages.

Insgesamt ist zu betonen, dass aufgrund der Neudefinition der Prioritäten im Projektverlauf deutlich weniger Ressourcen als ursprünglich vorgesehen in das Arbeitspaket 2.2 investiert wurden (siehe dazu auch Kapitel 5.2). Dies ist zum einen begründet durch das von den Praxispartnern gewünschte größere Gewicht der Radar-gestützten Niederschlagsschätzung (Arbeitspaket 2.1), zum anderen auch durch die vom zuständigen Bearbeiter an der Uni Potsdam gegen Ende der Projektlaufzeit angetretene Elternzeit von sechs Monaten. Dies führte dazu, dass im Gegensatz zum aktualisierten Arbeitsplan vom April 2008 an der Universität Potsdam in das Arbeitspaket 2.2 nicht 16, sondern nur neun Personenmonate investiert wurden.

An der Uni Stuttgart ergaben sich ebenfalls weitreichende Änderungen am Arbeitsplan. Nachdem das SCM-Verfahren nicht weiter verwendet wurde, erübrigten sich Arbeiten zur Entwicklung niederschlagstypenabhängiger Übergangsmatrizen. Diese Ressourcen wurden im Arbeitspaket 2.1 (Niederschlagsschätzung) investiert. Während der Arbeiten zur Advektionskorrektur, die auch als Vorarbeiten für die Berücksichtigung der Orographie bei der Vorhersage der Advektion zu sehen sind, wurde mögliche Probleme des in STEPS verwendeten Algorithmus zur Bestimmung der Verlagerungsfelder entdeckt, was einen Vergleich verschiedener Algorithmen veranlasste, der in Kapitel 5.2.3 beschrieben ist. Aufgrund des stärkeren Fokus auf die Niederschlagsschätzung wurde die im Antrag vorgesehene Analyse von COSMO-Vorhersagen durch eine probabilistische Niederschlagsschätzung ersetzt (siehe Kapitel 5.2.7). Insgesamt wurden von den im Antrag für die Uni Stuttgart vorgesehenen zehn ledialich drei Personenmonate Personenmonaten zur Analyse der STEPS-Verlagerungsfelder verwendet, deren Ergebnisse zusammen mit denen der Advektionskorrektur Kapitel 5.2.3 beschrieben werden.

Die genaue Aufschlüsselung der investierten Personenmonate für die oben beschriebenen Arbeitsschwerpunkte enthält Tabelle 5.3.1.

	Schwerpunkt	Inhalte/Ergebnisse	Instit	ution	РМ
(1)	Literaturstudie	Identifizierung geeigneter Nowcasting-Werkzeuge	Uni dam	Pots-	1
(2)	STEPS Imple- mentierung	Modifikation des STEPS-Quellcodes und Kompi- lierung einer geeigneten STEPS-Version, Ent- wicklung der Pre- und Postprocessing Bibliothek PySTEPS, Dokumentation	Uni dam	Pots-	3
(3)	Berücksichtigung orographischer Effekte	Extraktion der Verlagerungsfelder aus STEPS. Analyse der Genauigkeit der Felder.	Uni gart	Stutt-	3
(4)	Skalensensitive Verifikation	Entwicklung der Python-Bibliothek VeriPy, um probabilistische Verifikationsmaße auf unter- schiedlichen raum-zeitlichen Skalen zu berech- nen, Dokumentation	Uni dam	Pots-	3
(5)	Fallstudie Starzel	Anwendung von STEPS und VeriPy im Rahmen einer Fallstudie für das Starkregenereignis um das Starzel-Einzugsgebiet (Zollernalbkreis) im Juni 2008	Uni dam	Pots-	1
(6)	Abschluss- workshops	Vorstellung der Projektergebnisse für die Praxis- partner in Behörden und Unternehmen	Uni dam	Pots-	1

Die verwendeten Methoden und die erzielten Ergebnisse für diese Schwerpunkte werden nun im Folgenden ausführlich dokumentiert. Anschließend fassen wir zusammen, welche Maßnahmen unternommen wurden, um die erzielten Ergebnisse der geplanten Verwertung zuzuführen.

## 5.3.2 Datengrundlage

Um die Dynamik des Niederschlagsgeschehens erfassen zu können, wird auf der einen Seite eine hohe zeitliche Auflösung der Radardaten benötigt. Auf der anderen Seite ist eine ausreichende räumliche Ausdehnung und Auflösung des Radarprodukts erforderlich, um die Dynamik des Niederschlags auf unterschiedlichen räumlichen Skalen beschreiben zu können. So kann z.B. in die großräumige Verlagerung konvektiver Frontalniederschläge (sog. *squall lines*) eine abweichende Verlagerung einzelner konvektiver Zellen eingebettet sein.

Aus diesen Gründen wurde das RY-Produkt aus der RADOLAN-Produktkette des DWD genutzt. Es handelt sich dabei um fünfminütige Niederschlagssummen für den gesamten Bereich des deutschen Radarverbundes mit einer Auflösung von 1x1km und einer Ausdehnung von 900x900km. Dem Produkt liegt eine Qualitätsprüfung, eine Abschattungskorrektur sowie die Umrechung der Reflektivität in Niederschlagsintensitäten mit einer dreiteiligen Z/R-Beziehung zugrunde (DWD, 2004a). Die Daten liegen in dieser Form ab Mitte 2006 vor.

Die RY-Daten werden sowohl für das Nowcasting als auch für die Verifikation genutzt. Es ist dabei zu beachten, dass die RY-Daten für die Fallstudie keiner weiteren Korrektur unterzogen wurden, obwohl die Datenqualität hinsichtlich unterschiedlicher Aspekte als kritisch einzustufen ist. So sollte gerade für das Nowcasting die Clutterkorrektur sehr aggressiv durchgeführt werden, um Artefakte bei der Identifizierung des Verlagerungsfeldes sowie bei Berechnung der verlagerten Felder selbst zu vermeiden (Winterrath und Rosenow 2007). Auch wäre gerade bei Starkniederschlägen eine Dämpfungskorrektur wünschenswert. Die Aneichung mittels Bodenbeobachtungen ist für Radardaten mit einer zeitlichen Auslösung hingegen keine sinnvolle Option (siehe auch RADOLAN-Abschlussbericht; 2004a). Insgesamt konnte aufgrund der limitierten Ressourcen nicht weiter in die Korrektur der RY-Daten investiert werden. Insofern gibt die Verifikation eher darüber Aufschluss, wie gut das Nowcasting das zukünftige RY-Bild vorhersagen kann. Wie gut hingegen der Niederschlag vorhergesagt

wird, lässt sich daraus nicht zwingend ableiten, da in diesem Kontext die Unsicherheit der Radarbeobachtung ungeklärt bleibt. Es wurde dennoch davon abgesehen, die Nowcasting-Vorhersage direkt mit Ombrometer-Beobachtungen zu verifizieren, da bei dieser Vorgehensweise aufgrund der geringen Messnetzdichte keine Untersuchung der Skalenabhängigkeit der Vorhersagegüte möglich gewesen wäre. Zusammenfassend lässt sich also sagen, dass die Nutzung der nicht weiter korrigierten RY-Daten für die Vorhersage und Verifikation mitnichten ideal ist, sondern vielmehr dem Aspekt der Machbarkeit innerhalb dieses Projekts geschuldet ist.

## 5.3.3 Die Nowcasting-Komponente aus STEPS

Bei STEPS (*Short Term Ensemble Prediction System*) handelt es sich um ein probabilistisches Vorhersagesystem, welches u.a. in Australien und Großbritannien genutzt wird. In der Nowcasting-Komponente von STEPS zerfällt die Extrapolation des Niederschlagsgeschehens in zwei Teile: Die Identifikation der Verlagerungskomponente erfolgt nach einem *Optical-Flow*-Verfahren. Dieses ist im Prinzip die numerische Lösung der sogenannten *Optical-Flow*-Bedingung:

(u,v) ist hier das Vektorfeld und R(x,y) die Niederschlagsintensität am Punkt (x,y). R ist an jedem Punkt bekannt. Zur Lösung der Optical-Flow-Bedingung wird eine Sequenz aufeinander folgender Niederschlagsfelder in Blöcke zerlegt und die Bewegung innerhalb dieser Blöcke identifiziert. Die Lösung für das gesamte Vektorfeld erfolgt dann unter einer Kontinuitätsbedingung (*engl.: smoothness constraint*), die letztlich eine Glättung des Vektorfeldes sicherstellt. Eine ausführliche Darstellung der Methodik ist in Bowler et al. (2004) zu finden. Eine beispielhafte Darstellung des berechneten Vektorfeldes erfolgt in Abbildung 5.3.2.





Die probabilistische Vorhersage der Lagrangeschen Niederschlagsentwicklung macht sich den S-PROG Ansatz zunutze (ausführlich beschrieben in Seed 2003 und Bowler et al. 2006): Dabei wird das Niederschlagsfeld mittels Bandpass-Filterung in eine spektrale Kaskade zerlegt. Den unterschiedlichen Skalenanteilen wird dann auf Grundlage der zeitlich vorhergegangenen Niederschlags-Entwicklung eine unterschiedliche Persistenz zugewiesen. Die

Persistenz wird in Form der Koeffizienten eines autoregressiven Modells quantifiziert. Erfahrungsgemäß zeigen großskalige Komponenten (d.h. niedrigfrequente Spektralanteile) eine höhere Persistenz als kleinskalige Komponenten (also hochfrequente Spektralanteile). Der probabilistische Teil der Vorhersage entsteht durch die Generierung von räumlich und zeitlich autokorreliertem Noise. Dabei wird eine der spektralen Kaskade analoge Noise-Kaskade erzeugt, deren Komponenten – einfach gesagt – mit der gleichen Geschwindigkeit "eingeblendet" werden, wie ihre Gegenstücke aus der oben erwähnten spektralen Kaskade "ausgeblendet" werden. Zur Verdeutlichung zeigen Abbildung 5.3.3 und Abbildung 5.3.4 exemplarisch die Zeitreihe zweier Mitglieder des entsprechend erzeugten Nowcasting-Ensembles für die Zollernalb-Region um das Einzugsgebiet der Starzel am 2. Juni 2008.

Um die RADOLAN-RY-Daten in STEPS nutzen zu können, war ein Preprocessing erforderlich, welches im Wesentlichen die Konvertierung in das von STEPS gelesene *image*-Format vornimmt. Zu diesem Zweck wurde eine Python-Bibliothek (PySTEPS) entwickelt, welche die erforderlichen Aufgaben erfüllt. PySTEPS übernimmt darüber hinaus den Export der Ergebnisse aus STEPS in gängige Formate sowie diverse Aufgaben der Ergebnis-Visualisierung. Das Tool kann auf Anfrage zur Verfügung gestellt werden.

## 5.3.4 Skalensensitive Verifikation mit VeriPy

Für die hydrologische Vorhersage und Warnung ist es wichtig zu wissen, auf welcher Skala eine QPF tatsächlich Skill besitzt, also einen Mehrwert gegenüber einer Trivialvorhersage darstellt. Maßgeblich für die Hochwasserentstehung in einem Einzugsgebiet ist – neben Faktoren wie Gebietsform und raumzeitlicher Niederschlagsverteilung – der mittlere Gebietsniederschlag. Je größer das Gebiet, desto eher können sich insbesondere Fehler in der vorhergesagten Position von Niederschlagszellen ausgleichen. Das Einzugsgebiet wirkt dabei wie ein Mittelwertsfilter. Wenn man also eine QPF als Grundlage zur Berechnung von Gebietsmitteln heranzieht, so kann angenommen werden, dass der Skill der QPF mit wachsender Gebietsgröße zunimmt (siehe auch Abbildung 5.3.5). Analog können sich auch Fehler in der Eintrittszeit des Niederschlags über längere Betrachtungszeiträume ausgleichen. Auch dies ist bei der Abflussvorhersage von Bedeutung, da die zur Erfassung des Hochwasserscheitels erforderliche zeitliche Auflösung sowohl von den Gebietseigenschaften als auch von den Eigenschaften des Niederschlagsereignisses abhängt.



Abb. 5.3.5: Veranschaulichung des Einflusses eines Mittelwertsfilters auf Verifikationsmaße (POD: probability of detection, FAR: false alarm ratio, TS: threat score) für eine räumlich hoch aufgelöste Vorhersage (oben) gegenüber einer räumlich hoch aufgelösten Referenz (unten). Der Mittelwertsfilter ist hier als ein Moving Window Filter mit einer Fenstergröße von drei Zellen realisiert. Die Verifikationsmaße sind für unterschiedliche Schwellenwerte dargestellt, welche zur Transformation der Vorhersage in eine binäre Maske erforderlich sind.



Abb. 5.3.3: Ensemble-Mitglied Nr. 1 von 10 eines STEPS-Hindcasts am 2. Juni 2008 um 16.15 Uhr mit einer lead time von 60 Minuten und einer zeitlichen Auslösung von 5 Minuten.



Abb. 5.3.4: Ensemble-Mitglied Nr. 6 von 10 eines STEPS-Hindcasts am 2. Juni 2008 um 16.15 Uhr mit einer lead time von 60 Minuten und einer zeitlichen Auslösung von 5 Minuten.

Um diesen aus hydrologischer Sicht entstehenden Fragen an eine QPF/QPN Rechnung zu tragen, wurde das Verifikationsframework VeriPy entwickelt (Verification in Python). Die vorhergesagten Felder des Ensembles werden ebenso wie die Referenzfelder (hier: durch Radar beobachteter Niederschlag, RADOLAN-Produkt RY, siehe auch Abschnitt 5.3.2) in Raum und Zeit mittels eines Moving-Window-Ansatzes geglättet. Die eigentliche Verifikation, also die Berechnung eines Verifikationsmaßes, erfolgt für sukzessiv wachsende Fenstergrößen sowie zusätzlich in Abhängigkeit des Vorhersagehorizontes (lead time). Als Verifikationsmaß wird zunächst der Brier (Skill) Score herangezogen (mit der Persistenzannahme als trivialer Referenzvorhersage). Es ist zu beachten, dass die herkömmliche Herangehensweise zur Transformation der Niederschlagsfelder in binäre Masken auf Grundlage von fixen Niederschlagsschwellenwerten in diesem Kontext nicht zielführend ist, da ein als Gebietsmittel interpretierter Schwellenwert in Bezug auf ein kleines Gebiet eine völlig andere Jährlichkeit und somit Bedeutung hat als in Bezug auf ein großes Gebiet. Aus diesem Grund werden die Schwellenwerte nicht a-priori festgelegt, sondern aus den Quantilen der empirischen Verteilung des Niederschlags ermittelt, die sich aus den beobachteten, unterschiedlich stark geglätteten Referenzfeldern ergeben. Schließlich wird also der Skill der QPN in Abhängigkeit von vier Einflussgrößen betrachtet: Raumskala, Zeitskala, Intensität (bzw. Überschreitungswahrscheinlichkeit) und lead time.

## 5.3.5 Ergebnisse der Fallstudie

VeriPy wurde exemplarisch für ein Niederschlagsereignis am 2. Juni 2008 angewendet, welches das Hochwasser der Starzel im Zollernalbkreis ausgelöst hat. Zugrunde gelegt wurden STEPS-Vorhersagen zum Zeitpunkt 16.30 UTC auf Grundlage von RY-Daten mit zehn Ensemble-Mitgliedern und einer lead time von 90 Minuten auf einem Gitter mit 256 km Kantenlänge und 1 km Auflösung sowie einer zeitlichen Auflösung von 5 Minuten.



Abb. 5.3.6: Das Bild zeigt die Niederschlagssumme (in mm) zwischen 16.25. und 16.30 UTC am 2. Juni 2008 gemäß RY-Produkt des DWD für verschiedene Filter sowie die daraus abgeleitete empirische Verteilung der Niederschlagsintensität (in mm/h) für unterschiedliche Größen des Moving Window Filters (siehe Legende, Angaben in km). Die gestrichelten Linien markieren die 75, 90, 95 und 99% Perzentile der Verteilungen. Wie erwartet rücken die Quantilswerte enger zusammen, je größer das Fenster des Filters gewählt wird.

Die betrachteten räumlichen Skalen sind 1, 2, 4, 8, 16 und 32 km. Unterschiedliche zeitliche Skalen wurden zunächst nicht betrachtet, könnten aber ohne weiteres einbezogen werden. Die betrachteten Quantile waren das 75, 90, 95 und 99% Perzentil der empirischen Verteilung des beobachteten Radar-Niederschlags. Abbildung 5.3.6 zeigt die empirischen Verteilungen sowie die zugehörigen Quantilsschwellen für unterschiedliche Größen des Mittelwertsfilters.

Abbildung 5.3.7 zeigt exemplarisch den *Brier Score* und den *Brier Skill Score* in Abhängigkeit der räumlichen Skala, der *lead time* sowie des betrachteten Quantils für den Vorhersagezeitpunkt um 16.30 UTC. Zum besseren Verständnis sind im Folgenden die Formeln zur Berechnung dieses Verifikationsmaßes dargestellt.

$$BS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (p_i - o_i)^2$$

Gl. 5.3.2

*BS* bezeichnet den *Brier Score*, *N* die Zahl der bewerteten Vorhersagen,  $p_i$  die vorhergesagte Wahrscheinlichkeit der Überschreitung eines definierten Schwellenwertes und  $o_i$  die beobachtete Wahrscheinlichkeit der Überschreitung eines definierten Schwellenwertes (im Falle deterministischer Beobachtungen wird  $o_i$  entweder 0 oder 1). *BS* kann Werte zwischen 0 und  $\infty$  annehmen und kann in Analogie zum Mean Squared Error (*MSE*) auch als mittlerer Fehler der vorhergesagten Überschreitungswahrscheinlichkeit interpretiert werden. Ein *Brier Score* von 0 entspräche einer perfekten Vorhersage. Berechnet man den *Brier Score* für unterschiedliche Schwellenwerte (in dieser Fallstudie gegeben durch unterschiedliche Quantile), so ist zu beachten, dass die *Brier Scores* nicht unmittelbar vergleichbar sind (sowohl  $p_i$ als auch  $o_i$  nehmen für höhere Schwellenwerte deutlich niedrigere Werte an). Um dennoch eine gewisse Vergleichbarkeit zu erreichen, wird der *Brier Skill Score* eingeführt:

$$BSS = 1 - \frac{BS}{BS_{tirvial}}$$
Gl. 5.3.3

BSS bezeichnet den Brier Skill Score und stellt eine Normalisierung des Brier Scores anhand des Brier Scores einer Trivialvorhersage ( $BS_{trivial}$ ) dar. Der Brier Skill Score kann Werte zwischen  $.\infty$  und 1 annehmen. Ein BSS größer 0 bedeutet, dass die Vorhersage mehr Skill besitzt als die Trivialvorhersage, ein BSS von 1 ist eine perfekte Vorhersage. In dieser Fallstudie ist die Trivialvorhersage gegeben durch die Annahme einer Persistenz der Niederschlagsverteilung zum Vorhersagezeitpunkt.

Es zeigt sich, dass in diesem konkreten Fall die Unterschiede zwischen den Skalen beim BS gering sind. Unterschiede ergeben sich insbesondere beim 75% Quantil. Ein Blick auf Abbildung 5.3.7 ergibt, dass dieses Quantil (mit Ausnahme der Filtergröße 32 km) zwischen "Niederschlag" und "kein Niederschlag" unterscheidet. Insgesamt wird die Erwartung bestätigt, dass der Brier Score (also der mittlere probabilistische Vorhersagefehler mit der lead time stetig zunimmt. Auch die Ergebnisse beim Brier Skill Score entsprechen insofern der Erwartung, dass der Brier Skill Score mit zunehmender lead time ebenfalls zunimmt. Dies ist plausibel, da man davon ausgehen kann, dass die Vorhersagegüte der trivialen Persistenzannahme mit zunehmender lead time schlechter wird. Bei sehr kurzen lead times bis maximal 30 Minuten zeigt sich jedoch für einige Filtergrößen, dass die Persistenzvorhersage offenbar besser abschneidet als das Nowcasting. Der Mehrwert des Nowcastings gegenüber der Trivialvorhersage macht sich also erst bei größeren lead times deutlich bemerkbar. Überraschend hingegen ist, dass der Brier Skill Score mit einer stärkeren Glättung (also größeren Moving Windows) abnimmt, lautete die Hypothese doch zunächst, dass für eine stärkere Glättung, also auf größerer Skala, die Vorhersagegüte zunimmt. Dass hier das Gegenteil dieser intuitiven Annahme eintritt, nämlich der Skill mit größerer Bezugsskala abnimmt, liegt darin begründet, dass großskalige Niederschlagsfeatures eine größere Persistenz aufweisen und somit die Persistenzannahme als Referenz auf dieser Skala auch vergleichsweise besser abschneidet.

Es muss an dieser Stelle betont werden, dass es sich bei der vorliegenden Fallstudie nur um ein Schlaglicht auf die Anwendbarkeit sowohl des Nowcasting-Systems STEPS wie auch der Verifikationssoftware VeriPy handelt. Für fundierte Aussagen sowohl zur Güte von STEPS also auch zur Skalenabhängigkeit der Vorhersagegüte sind sicherlich weitergehende Untersuchungen erforderlich.



Abb. 5.3.7: Abbildung zeigt den Brier Score (BS, linke Spalte) und den Brier Skill Score (BSS, rechte Spalte) für unterschiedliche Intensitätsschwellenwerte, die anhand von Quantilen aus den beobachteten, gefilterten Referenzfeldern ermittelt wurden (Zeilen). Die unterschiedlichen Farben geben den Grad der räumlichen Glättung durch die Moving Windows wieder (Filter).

## 5.3.6 Erfolgte und geplante Verwertung der Ergebnisse

Die Ergebnisse des AP 2.1 wurden in zwei umfassenden Abschlussworkshops (am 30.3.2010 in Pirna und am 31.3.2010 in Offenbach) sowohl den Praxispartnern beim DWD als auch den Vertretern der Vorhersagezentralen in Sachsen, Baden-Württemberg und Rheinland-Pfalz vorgestellt. Zudem waren beim Workshop in Offenbach Vertreter unter-

schiedlicher interessierter Unternehmen, u.a. MeteoSolutions, hydro & meteo sowie der Emschergenossenschaft anwesend.

Probleme in der Verwertung ergeben sich jedoch daraus, dass die genutzte Nowcasting-Software STEPS nicht frei verfügbar, sondern Eigentum der Wetterdienste in Australien und Großbritannien sind. Eine Nutzung dieses Werkzeugs muss daher Gegenstand von Verhandlungen zwischen potenziell interessierten Nutzern in Deutschland (z.B. DWD oder Hochwasser-Vorhersagezentralen der Länder) und dem Eigentümer der Software sein. Die innerhalb von OPAQUE entwickelten Python-Bibliotheken PySTEPS und VeriPy sind hingegen frei verfügbar. Gerade VeriPy ist im Prinzip auch zur Verifikation anderer räumlich und zeitlich hochaufgelöste Vorhersagen nutzbar. VeriPy dient auch im laufenden BMBFgeförderten Verbundvorhaben PROGRESS als Grundlage für die skalensensitive Verifikation von Niederschlags-Vorhersagen und wird im Zuge dessen weiter getestet und entwickelt.

## 5.3.7 Erfolgte und geplante Veröffentlichungen

#### ISI-gelistete Artikel (geplant)

Heistermann, M., Seed, A.: Scale sensitive verification of high resolution ensemble precipitation forecasts. Geplant zur Einreichung bei J. Hydr. in 2011.

#### Konferenzbände

Heistermann, M., and Zehe, E., 2008: Accounting for the stochastic nature of rain field displacement by scale decomposition, in Conference proceedings of the International Symposium on Weather Radar and Hydrology, 10-12 March 2008 [CD ROM], Grenoble, France.

#### Vorträge und Poster

Heistermann, M., 2010: Quantifying scale dependencies in the skill of probabilistic precipitation forecasts. Geophysical Research Abstracts, Vol. 12, EGU2010-7884, EGU General Assembly 2010.

Heistermann, M., and Zehe, E., 2008: Accounting for the stochastic nature of rain field displacement by scale decomposition. International Symposium on Weather Radar and Hydrology, 10-12 March 2008, Grenoble, France.

Heistermann, M., und Bronstert, A., 2007: Räumliche Niederschlagsschätzung und Radar-Nowcasting. 4. DKW-Fachtagung und Expertenwerkstatt des Dresdner Kompetenzzentrums Wasser. 4.-5. Oktober 2007, Dresden, Deutschland.

## 5.3.8 Literatur

Bowler, N.E., Pierce, C.E., Seed, A., 2004. Development of a precipitation nowcasting algorithm based upon optical flow techniques. Journal of Hydrology 288:74–91.

Bowler, N.E., Pierce, C.E., Seed, A., 2006. STEPS: A probabilistic precipitation forecasting scheme which merges an extrapolation nowcast with downscaled NWP. Q. J. R. Meteorol. Soc. 132:2127–2155.

DWD, 2004a: Projekt RADOLAN. Routineverfahren zur Online-Aneichung der Radarniederschlagsdaten mit Hilfe von automatischen Bodenniederschlagsstationen. Abschlussbericht. DWD, Offenbach, Germany.

DWD, 2004b: Projekt RADVOR-OP. Radargestützte, zeitnahe Niederschlagsvorhersage für den operationellen Einsatz. Abschlussbericht. DWD, Offenbach, Germany.

Ehret, U., 2003: Rainfall and Flood Nowcasting in Small Catchments using Weather Radar. PhD thesis. University of Stuttgart, Germany.

Germann, U., Zawadski, I., 2004: Scale Dependence of the Predictability of Precipitation from Continental Radar Images. Part II: Probability Forecasts. J. Appl. Met., 43, 74-89.

Li, L., Schmid, W., Joss, J., 1995: Nowcasting of motion and growth of precipitation with radar over complex orography. J. Appl. Met., 34, 1286-1300.

Mecklenburg, S., Jurczyk, A., Osrodka, K, 2002: Quantitative precipitation forecasts (QPF) based on radar data for hydrological models. COST Action 717 Working Document WDF\_01\_200203\_2: Use of radar observations in hydrological and NWP models. URL: http://www.smhi.se/hfa\_coord/cost717

OPAQUE-Konsortium, 2005: Operationelle Abfluss- und Hochwasservorhersage in Quellgebieten. Projektantrag im Rahmen der BMBF-Förderaktivität "Risikomanagement extremer Hochwasserereignisse". URL: http://brandenburg.geoecology.uni-

potsdam.de/projekte/opaque/Opaque\_Antrag\_final.pdf

Pierce, C.E., Ebert, E., Seed, A.W., et al., 2004: The Nowcasting of Precipitation during Sydney 2000: An Appraisal of the QPF Algorithms. Weather and Forecasting, 19(1), 7-21.

Seed, A., 2003: A Dynamic and Spatial Scaling Approach to Advection Forecasting. J. Appl. Met., 42, 381-388.

Wilson, J.W., Crook, N.A., Mueller, C.K., Sun, J., and Dixon, M., 1998: Nowcasting Thunderstorms: A Status Report. Bulletin of the American Meteorological Society, 79(10), 2079-2099.

Winterrath, T., and Rosenow, W., 2007: A new module for the tracking of radar-derived precipitation with model-derived winds. Adv. Geosci., 10, 77–83.

# 5.4. Multiskalige Erfassung der Gebietsbodenfeuchte und ihr Nutzen für die Hochwasservorhersage in Quelleinzugsgebieten

## 5.4.1 Einführung

#### 5.4.1.1 Die Rolle der Bodenfeuchte bei der Entstehung von Hochwasser in Quellgebieten

In gebirgigen Quellgebieten wird die Hochwasserentstehung durch Bedingungen dominiert, die nur schwer vorhergesagt werden können. Der Abfluss solcher Gebiete ist generell hoch, die Gebietsantwort oft sehr schnell, die Hangneigung steil, die Speicherkapazität wegen geringmächtiger Böden klein und wegen der hohen mittleren Niederschlagsmenge ist die initiale Bodenfeuchte oftmals höher als in anderen vergleichbaren Regionen. Aus diesem Grund ist die Hochwassersimulation nicht nur sensitiv auf Fehler in gemessenem und vorhergesagtem Niederschlagsintensitäten, sondern auch auf Fehler bei der Vorhersage der räumlichen Struktur des Ereignisses. Die Konsequenz ist, dass vertrauenswürdige Hochwasserwarnungen nur für kurze Vorhersagezeiträume gelten können. Die Hochwasserereignisse in diesen schnell reagierenden Quellgebieten können durch kurze Vorhersagezeiträume zusammen mit kurzen Reaktionszeiten charakterisiert werden.

Das Ausmaß eines Hochwasserereignisses in Gebirgsregionen ist dominiert durch die räumlich-zeitliche Struktur des Niederschlags (Bronstert und Bárdossy, 2003, Ehret, 2003; Zehe et al., 2005), durch das nichtlineare Verhalten des Abflussbildungsprozesses (Uhlenbrook und Leibundgut, 2002) und durch den Sättigungsgrad, beispielsweise die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte und der Grundwasserstände des Einzugsgebietes vor dem Ereignis (Katsuyama et al., 2010). Die Zustände der gesättigten und ungesättigten Bodenzone bedingen die Kapazität der Landschaft, neuen Niederschlag zu speichern (Merz und Plate, 1997; Zehe und Blöschl, 2004; Bronstert und Bárdossy, 1999; Grayson und Blöschl, 2001). Die Hochwasserwelle setzt sich zusammen aus unterschiedlichen Komponenten: Oberflächenabfluss hervorgerufen durch Infiltrationsüberschuss ("Hortonscher Abfluss") oder Sättigungsüberschuss, hypodermischem Abfluss und schnellem Grundwasser gesteuert durch den steilen Gradienten der Grundwasseroberfläche nach Starkniederschlägen. Abbildung 5.4.1 stellt die Abflusskomponenten auf der Hangskala vor.



Abbildung 5.4.1: Schematische Darstellung hydrologischer Prozesse (nach Bronstert, 2005)

Die Größenordnung der meisten Abflussentstehungsprozesse ist abhängig von der Vorfeuchte des entsprechenden Einzugsgebietes, beschrieben durch die folgenden Mechanismen (siehe Abbildung 5.4.2):

- Hoher Sättigungszustand bei niedrigem Grundwasserflurabstand und steilen Gradienten der Grundwasseroberfläche. Zusätzlicher Niederschlag führt zu stärkerer Exfiltration in das Gewässernetz (Graeff et al., 2009).
- Hoher Grundwasserspiegel erzeugt eine sehr flache ungesättigte Zone (Bereich zwischen Bodenoberfläche und Grundwasser) oder erlaubt dem Grundwasserspiegel das Erreichen der Geländeoberfläche. Hier sind Entstehungsgebiete für Sättigungsoberflächenabfluss.
- Hohe Bodenfeuchte erhöht das Entstehen von hypodermischen Abflussprozessen (Weiler und McDonnell, 2007; Hrnčíŕ et al., 2010).

Es muss berücksichtigt werden, dass Abflussprozesse wie Hortonscher Abfluss oder Abfluss von versiegelten Flächen nicht durch den Sättigungszustand des Gebietes gesteuert werden. Nichtsdestotrotz ist lange bekannt (Dunne et al., 1975), dass im Falle von hypodermisch dominierten Hochwasserentstehungsmechanismen, ein tiefgründiges Wissen des Sättigungszustands des Gebietes (Mittelwerte und möglicherweise die flächige und vertikale Verteilung) a priori zum Niederschlagsereignisses die Vorhersage erheblich verbessern kann.



Abbildung 5.4.2:Unterschiedliche Abflussentwicklungsmechanismen (nach Dunne et al. 1975): a) vor dem Niederschlag hauptsächlich Grundwasserabfluss; b) nach lang anhaltendem Niederschlag: Anstieg des Grundwasserflurabstands, partiellem Sättigungsoberflächenabfluss und partiellem hypodermischen Abfluss.

## 5.4.1.2 Schlüsselfragen der Hochwasservorhersage in Quellgebieten: Niederschlag und Gebietssättigungszustand vor dem Ereignis

Die Simulation von Hochwasserereignissen kann unterschiedliche Zielsetzungen haben: Analyse der hydrologisch dominierenden Prozesse und ihre Interaktion, Art der Bildung des Ereignisses, die Bewertung und der Vergleich von potentiellen Maßnahmen zur Reduktion des Hochwasserscheitels oder die Hochwasservorhersage im Gewässer. Abbildung 5.4.1.3 stellt die Komponenten eines typischen Vorhersagemodells schematisch dar. Beginnend mit der Initialisierung der Zustandsvariablen wird ein Niederschlags-Abfluss-Modell durch die meteorologische Beobachtung angetrieben. Abhängig von der beobachteten Niederschlagsintensität, ist der Vorhersagezeitraum ("lead time") auf die Reaktionszeit der Systemantwort begrenzt. Um den Vorhersagezeitraum zu verbessern, werden meteorlogische Vorhersagen als Randbedingungen genutzt.

Die hydrologische Vorhersage kann durch die Kenntnis der räumlichen Struktur des beobachteten und prognostizierten Niederschlags erheblich optimiert werden, (Collier, 2007; Younis et al., 2008). Im Besonderen können eine vorangegangene Beobachtung und deren Regionalisierung die Repräsentativität der Zustandsvariablen erhöhen und damit die Unsicherheiten der hydrologischen Vorhersage verringern. Allerdings kann ein Unsicherheitsanteil in den vorhergesagten meteorologischen Eingangsbedienungen nicht absolut ausgeschlossen werden. Daher werden die Zustandsvariablen niemals eine perfekte Repräsentation der realen Zustände darstellen. Dies hat besondere Auswirkungen bei Zustandsvariablen, die mit dem Speicher des Bodenwassers zusammenhängen und damit einen erheblichen Einfluss auf das Abflussgeschehen haben (Aubert et al., 2003). Der Sättigungszustand des Einzugsgebietes der durch diese Zustandsvariablen beschrieben wird, hat die Bezeichnung Vorfeuchte. In der hydrologischen Praxis wird bei der Ereignisbezogenen Simulation der vorangegangene Niederschlag als Vorregenindex oder der aktuelle Gebietabfluss als Indikator für die Vorfeuchte genutzt (Fedora und Beschta, 1989; Pilgrim und Cordery, 1993; Maniak, 1997; Berthet et al., 2009). Um eine kontinuierliche hydrologische Simulation zu ermöglichen, werden die Zustandsvariablen durch Assimilation vorangegangener beobachteter Abflüsse aktualisiert (Refsgaard, 1997).



Abbildung 5.4.3: Komponenten eines Hochwasservorhersagesystems für kleine Quellgebiete in Gebirgsregionen basierend auf Niederschlags-Abfluss-Modellierung.

In den letzten 10 Jahren sind in Bezug auf die Integration gemessener Bodenfeuchtedaten in die Simulation viele neue Entwicklungen ausgearbeitet worden. Das bedeutet die Verwendung von Vorortmessungen am Punkt (etwa mit TDR Sonden) und Fernerkundungsmethoden (etwa ERS Scatterometer). Die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte wurde zur Initialisierung der Zustandsvariablen (Goodrich et al., 1994; Jacobs et al., 2003; Weissling et al., 2007; Brocca at al., 2009; Noto et al., 2008) verwendet und zu ihrer Aktualisierung durch Assimilationstechnicken (Pauwels et al., 2002; Aubert et al., 2003; Francois et al., 2003; Crow et al., 2005). Außerdem untersuchte Parajka et al. (2006) die potentielle Verbesserung durch Fernerkundungsdaten auf die Qualität hydrologischer Modelle. Allerdings sind die Verbesserungen nach Crow und Ryu (2009) vergleichsweise gering. Die Autoren diskutieren, dass die Vorfeuchte von vernachlässigbarer Bedeutung im Falle intensiver Sturmereignisse ist und die Unsicherheiten der berechnetten Vorfeuchte verglichen zur Unsicherheit des vorhergesagten Niederschlags gering sind. Außerdem kritisieren sie die tatsche, dass Assimilationstechnicken entwickelt für lineare Modelle nicht für nichtlineare Zusammenhänge von Bodenfeuchte und Abfluss genutzt werden sollten. Der größte Erfolg bei der Assimilation, durch die Fernerkundung bestimmte Bodenfeuchte, ist für unbeobachtete Einzugsgebiete ("ungauged basins") zu erwarten, in der die Assimilation von Abfluss keine Option darstellt.

Trotzdem oder wegen dieser Kritik sind weitere Untersuchungen notwendig, um die Grenzen und Potentiale der Bodenfeuchteassimilation für Niederschlags-Abfluss-Modellen zu bewerten. In diesem Zusammenhang ist ein besonders wichtiger Punkt, wie die beobachtete Bodenfeuchte in Zusammenhang zu den Zustandsvariablen des Modells gebracht werden kann. Es wurde gezeigt, dass die Nichtlinearität des Niederschlag-Abfluss Verhaltens besser dargestellt werden kann, wenn die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte als räumlicher Mittelwert verwendet wurde (Bronstert und Bárdossy, 1999; Merz und Bárdossy, 1998; Noto et al., 2008; Zehe et al., 2010). Auf der anderen Seite muss die räumliche zeitliche Skala der Beobachtung berücksichtigt werden (Western et al., 2002). Beobachtungen können charakterisiert werden nach: Punktmessungen gegenüber Volumenintegrierenden Methoden, räumliche Auflösung oder Punktdichte, vertikaler Eindringtiefe, so wie vertikaler Auflösung und

zeitlicher Auflösung. Um eine optimale Assimilationsstrategie zu entwickeln, muss das Verständnis der Skalenübergänge in der Beobachtung der Bodenfeuchte verbessert werden. Aus diesem Grund muss die Bodenfeuchteuntersuchung auf einer multiplen Skala mit einem Modellkonzept auf einer multiplen Skala kombiniert werden. Ziel des OPAQUE-Projektes war unter anderem eine bessere Abschätzung der Vorfeuchte, als eine der bedeutendsten Regulatoren für den Transfer des Niederschlags zur Abflussbildung. Deswegen liegt im Arbeitspaket 1.2 der Fokus auf der Assimilationskomponente der Bodenfeuchte in die Vorhersagekette.

## 5.4.2 Bodenfeuchtemessung: unterschiedliche Methoden und zugeordnete Skalen

## 5.4.2.1 Variation der Bodenfeuchte in unterschiedlichen räumlichen Skalen

Bodenfeuchte variiert in Raum und Zeit. Diese Variabilität ist durch Randflüsse der Energie und Masse, wie die Prozesse der Infiltration, Evaporation, Wurzelentnahme des Bodenwassers, Tiefendrainage, Grundwasserfluss oder Oberflächenabfluss. Zusätzlich kontrollieren die Mediumseigenschaften wie Makroporosität, hydraulische Leitfähigkeit und Hydrophobizität die Verteilung der Bodenfeuchte und haben einen Rückkopplungseffekt auf die Randbedingungen, wobei diese Eigenschaften selbst durch die Bodenfeuchte gesteuert werden. Aus diesem Grund handelt es sich um ein komplexes Zusammenspiel von Bodenfeuchte und kontrollierenden Faktoren. Wobei impliziert werden muss, dass in verschiedenen Skalen unterschiedliche Prozesse und Eigenschaften von Bedeutung sind. Blöschl und Sivapalan (1995) haben ein Konzept für hydrologische Einzugsgebiete ausgearbeitet für räumliche Heterogenität verschiedener Medien in unterschiedlichen Skalen. Charakteristische Variation in der Bodenfeuchte relevant für die Entwicklung von Abfluss während eines Starniederschlags kann in einer Reihe von Skalen beobachtet werden die durch die Eigenschaften dieser Skalen beeinflusst werden.

Auf der Punktskala (Messbereich von wenigen cm<sup>2</sup>) können oft auf kurzer Distanz hohe Unterschiede in der Bodenfeuchte beobachtet werden, was wie eine zufällige Verteilung wirken kann und als "kleinskalige Variabilität" bezeichnet wird.

Auf der Feldskala (Ausdehnung von 1 m<sup>2</sup>-100 m<sup>2</sup>), mit relativ homogener Landschaft, Bodenbeschaffenheit und Topographie, ist die Bodenfeuchtevariabilität hauptsächlich durch Wasserretention und hydraulische Leitfähigkeit beeinflusst, welche abhängig sind von Textur, Makroporosität, Porosität/Lagerungsdichte und organischem Gehalt. Auf dieser Skala kann die Bodenfeuchte als sehr homogen betrachtet werden und nahe der Sättigung als nahezu einheitlich (Harter und Zhang, 1999), etwa nach einem Starkregenereignis, da die räumliche Variabilität der Porosität sehr klein ist (Corwin et al., 2006). Vereecken et al. (2007) zeigen, dass während des Austrocknungsprozesses die Variabilität der Bodenfeuchte zunimmt, bis zu einem Maximalwert und während der weiteren Austrocknung wieder abnimmt.

Auf der Hangskala (Größenordnung 10 m<sup>2</sup>-1000 m<sup>2</sup>) ist die Bodenfeuchte oftmals korreliert mit der Topographie (Taumer et al., 2006; Weihermuller et al., 2007) und steht in direktem Zusammenhang zu der lateralen Umverteilung des Wassers entlang des Höhengradienten, als auch indirekt durch Unterschiede in den Bodeneigenschaften (etwa dominieren Alluviale Böden und flache Grundwasserspiegel am Hangfuß), Unterschiede in der meteorologischen Bedingungen (beispielsweise Exposition zur Einstrahlungsrichtung; Abschattungseffekte) oder durch Wechsel in der Landnutzung. Auf dieser Skala kann das Bodenfeuchtemuster als organisierte Variabilität beschrieben werden, während die möglichen kleinskaligen Variationen als subskalig-zufälligverteilte Variabilitätstyp beschrieben werden.

Auf der Gebietsskala (Ausdehnung: 10000 m<sup>2</sup>-mehrere 100 km<sup>2</sup>), besonders in Gebirgsregionen ist eine Hauptquelle der Bodenfeuchtevariabilität die Niederschlagsverteilung. Ryu und Famiglietti (2005) zeigen dass gerade für Regionen mit keiner deutlichen Topographie, die Bodenfeuchtevariabilität auf Grund von Unterschieden im Niederschlagsfeld größer sein kann als die Bodenheterogenität. Trotz allem sind unterschiedliche morphologische Landschaftseinheiten (etwa Gebirgshängegegenüber Talsohlen oder Überschwemmungsbereichen) und assoziierte Eigenschaften wie Topographie, Geologie, Geomorphologie, Pedologie, Grundwasser und die Interaktion mit Oberflächenwasser (Gewässer und Seen) von hoher Relevanz für die Feuchtevariabilität (Choi et al., 2007). Für die wichtigen Abflusskontrollierenden tiefen Bodenschichten ist das Grundwasser die entscheidende Komponente.

### 5.4.2.2 Aufbau des Multi-Skalen Bodenfeuchtemesskampagne

Verschiedene Studien (Wagner et al., 2004; Robinson et al., 2008a; Robinson et al., 2008b; Vereecken et al., 2008) haben die unterschiedlichen Messtechniken zur Ermittlung der bodenfeuchte und deren Anwendung in verschiedenen Skalen für hydrologische Fragestellungen verglichen. Methoden die große Skalen abdecken (hauptsächlich Fernerkundung) haben generell eine geringe Eindringtiefe (wenige cm), weswegen diese Informationsquelle für tiefere Schichten sehr beschränkte Anwendung bietet (Martinez et al., 2008). Die Auflösung ist gering, kleinskalige Variabilitäten können nicht aufgezeichnet werden und unter Vegetationsbedeckung ist das Signal gestört abhängig von der Bewuchsdichte. Auf der anderen Seite haben kleinskalige Messungen an der Bodenoberfläche die Möglichkeit die kleinräumige Variabilität und Bodenfeuchte in verschiedenen Tiefen aufzunehmen, aber Stichprobengröße und räumliche Abdeckung sind limitiert durch Zeit und Ressourcen. Derzeit ist keine Messmethode in der Lage sowohl eine hohe räumliche Abdeckung zu gewährleisten und gleichzeitig eine feine räumliche Auflösung in Raum und Zeit. Deswegen ist das Ziel dieser Studie die positiven Eigenschaften verschiedener Methoden und Sensoren zu kombinieren um deren Nutzung für hydrologische Problematik der Hochwassersimulation zu bewerten.

Der Untersuchungsort ist das Einzugsgebiet der Wilden Weißeritz im Osterzgebirge, Sachsen, welches bekannt ist für seine vielen Hochwasserereignisse. Das Einzugsgebiet liegt zwischen 50° 40' und 51° 03' nördlicher Breite und 13° 31' und 13° 45' östlicher Länge (siehe Abbildung 5.4.4). Die Wilde Weißeritz mündet nach der Vereinigung mit der Roten Weißeritz in Dresden als Vereinte Weißeritz in die Elbe. Bis zum Pegel Ammelsdorf beträgt die Gebietsgröße 49 km<sup>2</sup> und hat eine mittlere Höhe über NN von 730 m. 60 % des Gebietes werden Forstwirtschaftlich genutzt, dominiert von Nadelbäumen, während 20 % Grassland, 10 % Ackerland, 4 % Hochmoore und 6 % Siedlungen ausmachen. Der jährliche Niederschlag beträgt 950-1050 mm und die mittlere Temperatur zwischen 4-5.5 °C.

Auf der Punktskala wurde die bodenoberflächliche Feuchte an verschiedenen Tagen (Feldkampagne) mit sehr hoher räumlicher Auflösung unter der Verwendung von tragbaren FDR (Frequenc domaine reflectometry) Sonden. Zusätzlich wurden thermogravimetrische Messungen zur Kalibration durchgeführt. Auf der Feldskala wurden zwei STDR Cluster an typischen Landschaftseinheiten im Quellgebiet installiert um die kleinräumige Variabilität und zeitliche Dynamik der Bodenfeuchte über einen Zeitraum von mehreren Jahren zu untersuchen. An den gleichen Tagen der Feldkampagnen wurden auf der Hangskala Bodenradarmessungen ("Ground penetrating radar") durchgeführt (zwei Standorte). Auf der Einzugsgebietsskala wurden zwei Kampagnen flugzeuggestützter Multipolarisierter Mikrowellen-Fernerkundung durchgeführt um die Bodenfeuchte unter Vegetationsbedeckung flächenhaft aufzuzeichnen. Für das gesamte Gebiet der Weißeritz wurde sattelitengestützte aktive Mikrowellen-Fernerkundung genutzt um die oberflächennahe Bodenfeuchte auf vegetationsfreien Flächen zu ermitteln.

Die Kombination der verschiedenen Messmethoden zielt darauf ab eine Multiskalendarstellung der räumlichen Verteilung der Bodenfeuchte zu ermitteln. Die Fernerkundungsdaten werden mit bodengestützten Messungen (FDR Sonden) auf zwei intensiv beprobte Flächen (50 mx50 m; 5 m-10 m Auflösung; Landnutzung: Grass und Schwatzbrache), acht extensive Standorte (340 mx80 m; 20 m Auflösung; Landnutzung: Winterweizen, Wintertritikale, Wintergerste, Winterroggen, Winterraps, Hafer, Mais und Grünland;), und der Bodenradarexplorationen auf den gleichen Flächen, wie die Intensivmesstandorte der FDR Sonden verglichen. Außerdem wurden die kontinuierlichen Daten der STDR Cluster genutzt, um einen Zusammenhang zwischen oberflächennaher Bodenfeuchte und dem integralen Wert über 60 cm Tiefe zu ziehen. Neben der Studie von Korres et al. (2010), ist kaum eine bekannte Studie publiziert, die sich mit so unterschiedlichen Sensoren und deren Kombination beschäftigt. Die Eigenschaften der angewandten Technologien sind in Tabelle 5.4.1 aufgestellt. Abbildung 5.4.5 zeigt einen Überblick.

Abgesehen von der Thermogravimetrischen Messmethode basieren alle Verfahren auf der elektrischen Permitivität aus der Reflektion elektromagnetischer Wellen. Es besteht ein Petrophysikalischer Zusammenhang zwischen der elektrischen Permitivität und der Bodenfeuchte, in Abhängigkeit von Bodentextur, Ton- und Organikgehalt, Salzgehalt und Lagerungsdichte. Einen guten Überblick über die verschiedenen Methoden liefert Lesmes und Friedman (2005). Hier wurde der lineare Zusammenhang nach Herkelrath et al. (1991) verwendet. Diese Beziehung ist die Basis für alle anschließenden Transformationen der gemessenen Signale von FDR, Bodenradar und STDR Sonden. Im Folgenden werden die unterschiedlichen Skalen und Messmethoden erklärt.



Abbildung 5.4.4: Karte des Weißeritzgebietes (links), mit dem oberliegenden Einzugsgebiet am Pegel Ammelsdorf (rechts).

## Punktskala

• Thermogravimetrische Messung

Die Standartmethode zur Messung des Bodenwassergehalts, wobei eine Bodenprobe in entnahmefeuchte und nach ihrer Trocknung im Ofen gewogen wird und daran der Wassergehalt bestimmt wird. Bei bekannter Rohdichte wird vom gravimetrischen Wassergehalt auf den volumetrischen geschlossen. Der Nachteil liegt darin, dass die Methode destruktiv ist und bereits kleine Fehler bei der Entnahme zu Verfälschungen des Ergebnisses führen können. Während Kampagne wurden 187 Proben analysiert (Durchmesser=5.6 cm, Höhe=4.1 cm, Volumen=100 cm<sup>3</sup>) an fünf unterschiedlichen Standorten. • FDR Sonden

Es wurden FDR Handsonden (Länge: 6 cm) vom Typ "Theta-Probe" (DELTA-T) (Gaskin und Miller, 1996) genutzt, um die oberflächennahe Bodenfeuchte in vier Messkampagnen April und May 2007 und 2008 durchzuführen. Zwei räumliche Messstrategien wurden implementiert, intensiv und extensiv (siehe Abbildung 5). Für die intensive Strategie (zwei Felder, Wiese und Schwarzbrache) wurde ein räumliches Muster mit einer Ausdehnung von 50 mx50 m und einer Auflösung von 10 mx10 m genutzt, daraus ergaben sich 57 Messpunkte. Die extensive Strategie (acht Felder mit unterschiedlichen Feldfrüchten) bestehen aus Feldern von 320 m x 80 m.



Abbildung 5.4.5: Räumliche Anordnung der verschiedenen Bodenfeuchtemessmethoden, von der Punktskala (einzelne FDR oder TDR Sonde), Feldskala (STDR Cluster), Hangskale (Bodenradar) zur Einzugsgebietsskale (Flugzeuggetragene oder Satellitengestüte Fernerkundung), durchgeführt in der Weißeritz, Osterzgebirge, Sachsen. Zu beachten ist die Anordnung in verschiedene Detalieebenen ("nested") der verschiednen Skalen. Weiterführende Erklärungen liefert Tabelle 1.

Name	Messprinzip	Mess- volumen	Eindringtiefe	Räumliche Auflösung	Zeitliche Auflösung	Kommentare	Referenzen
Thermo- gravimetrisch	Auswiegen nasser und getrockneter Bodenpro- be (destruktiv)	~0,0001m <sup>3</sup>	(optional)	(optional)	irreversibel	Konventionale Me- thode	
FDR (Theta- Probe)	Elektrische Permittivität durch die relative Impe- danz (invasiv)	~0,0001m³	optional; 6 cm (Tiefe)	horiz: (optional) vert: integraler Wert	(Sampeln, Kampagne)		Gaskin und Miller (1996)
STDR Cluster	Permittivität über die Laufzeit der elektromag- netischen Welle (invasiv)	~0,0001m³	~25 mx25 m (Fläche); 60 cm (Tiefe)	horiz: ~1 m-5 m vert: ~10 cm	kontinuierlich		Graeff, et al., 2010; Zehe et al., 2010
Bodenradar	Permittivität über die Laufzeit der elektromag- netischen Welle (nichtin- vasiv)	~ 0.01 m³	~100 mx100 m (Fläche); ~5 cm-20 cm (Tiefe)	horiz: (optional) vert: integral	(Kampagne)	Bodenwelle muss bestimmt werden können	Huismann, J.A. et al. (2003)
Polariemetri- sches SAR	polariemetrische De- kompositionstechnicken basierend auf elektro- magnetischen Modellen (nicht-invasive)	~ 0.2 m³	~10 km²-100 km² (Fläche); ~5 cm-20 cm (Tiefe, abhängig von Wellenlänge), etwa ~2 cm- 12 cm (Tiefe im L-Band)	horiz: 2 mx1 m (L-Band) vert: integraler Wert	(Kampagne)	Starker Einfluss der Vegetations- decke, Boden- messungen nötig	Hajnsek, et al. (2009)
Envisat ASAR	Rückstreuungs- koeffizientenanalyse (nicht-invasiv)	~ 50 m³	100 km²-10000 km² (Fläche); ~5 cm (Tiefe)	horiz: 25 mx25 m vert: integraler Wert	An mehreren Zeitpunkten pro Monat (unstetig)	Starker Einfluss der Vegetations- decke, Bodenmes- sungen nötig	Baghdadi, et al. (2006)

Tabelle 5.4.1: Eigenschaften der verschiedenen Messverfahren um in unterschiedlichen Skalen Bodenfeuchte aufzuzeichnen

## Feldskala

#### STDR

Konventionale TDR Messungen(Überblick wurden von Robinson et al., 2003; Cassiani et al., 2006 geschrieben) können genutzt werden um den mittleren Wassergehalt entlang der Sondenstäbe zu ermitteln, wobei die Laufzeit einer hochfrequenten elektromagnetischen Welle gemessen wird. Eine Reihe von Autoren (Feng et al., 1999; Schlaeger, 2005; Greco, 2006, Graeff, et al., 2010)haben gezeigt, dass das Signal auch dazu genutzt werden kann, um die räumliche Verteilung der Feuchte entlang der Sonde zu bestimmen. Um dies zu guantifizieren wurde von Schlaeger (2005) eine Inversion entwickelt und "Spatial TDR" (STDR) benannt. Die Analyse mehrerer Sonden über eine Fläche von 100 m<sup>2</sup>-300 m<sup>2</sup> ergibt eine gute kontinuierliche Aussage für Raum und Zeit. Als STDR Cluster wird die Kombination mehrer STDR Sonden an einem Standort bezeichnet. Die verwendeten Cluster bestehen aus 39 beschichteten Sonden mit einer Stablänge von 60 cm. Der Zeitschritt des Sampling wurde auf 10 min festgelegt. Zwei STDR Cluster sind im Quellgebiet mit zusätzlichen Grundwasserpegeln, einem Abflusspegel und Referenzfeuchtesensoren installiert worden, nahe dem Pegel Rehefeld-Zaunhaus (Wiese) und an der Mündung des Becherbachs an der Herklotzmühle (Forststandort) beschrieben in Zehe et al., 2010. Die Standorte wurden regelmäßig gewartet und um ihre Zuverlässigkeit und Genauigkeit zu prüfen, wurden verschiedene Testexperimente durchgeführt (Graeff et al., 2010).

• Bodenradar

Bodenradarmessungen erlauben die Bestimmung der Bodenfeuchte und ihrer Variation von der Punktskala bis zur Hangskala (Van Overmeeren et al., 1997; Huisman et al., 2001; Huisman et al., 2002; Grote et al., 2002; Huisman et al. 2003; Galagedara et al., 2005a; Schmalholz, 2007). Das physikalische Prinzip beruht auf der gleichen Annahme wie TDR Messungen. Der Hauptunterschied liegt darin, dass das Bodenradar eine ungeführte nichtinvasive Methode ist. Es wurde das Signal der direkten Bodenwelle genutzt (Wollny, 1999), welche die elektromagnetische Welle zwischen Transmitter und Resiver darstellt, die sich direkt unter dem Bodenoberkante ausbreitet. Es ist nicht möglich ein räumliches Tiefenprofil der Feuchte zu untersuchen. Eine Eindringtiefe von 8 cm-12 cm wurde erreicht (Galagedara et al., 2005b).

## Einzugsgebietsskala: Mikrowellenfernerkundung

Fernerkundungstechniken erhöhen die räumliche Abdeckung der Landoberfläche und der damit verbundene Erkundung der Eigenschaften des Oberbodens deutlich. Radarfernerkundung kann zum Beispiel räumliche Informationen über Schneebedeckung und Bodenfeuchte liefern, in dem die dielektrischen Eigenschaften und die geometrische Struktur der Bodenoberfläche aus der Veränderung der Mikrowellenstrahlung durch die Interaktion mit dem Medium abgeleitet werden. Dennoch ist es nachteilig, dass diese Variablen nicht direkt gemessen werden können und dass die Genauigkeit, die dabei erreicht wird, bis jetzt noch deutlich unter der Genauigkeit von Feldmessungen liegt. Der Vorteil der Radarfernerkundung (verglichen mit der optischen Fernerkundung) besteht in der von Wolken und Licht unabhängigen Aufnahmemöglichkeit und der Fähigkeit in Medien, wie z.B. Böden, einzudringen, was von der Frequenz der Mikrowellenstrahlung abhängt. Dadurch können Information über das Medium geliefert werden. Mehrere Methoden wurden bis jetzt entwickelt, um die Bodenfeuchtebedingungen auf unbewachsenen Flächen zu erfassen. Jedoch sind Böden in den meisten Klimazonen während des Jahres zumindest zweitweise mit Vegetation bedeckt, was die Berücksichtigung dieser Bodenbedeckung für die Bodenfeuchtebestimmung notwendig macht, auch wenn das mit zusätzlichen Herausforderungen für die Bodenfeuchtebestimmung verbundenen ist.

• Flugzeug gestützte Mikrowellenfernerkundung

Es wurde ein neuer polarimetrischer Dekompositions- und Inversionsalgorithmus für Mikrowellensignale, welche von einem Flugzeug getragenen Sensor aufgenommen wurde, entwickelt, der sowohl auf unbewachsene als auch auf bewachsene Gebiete anwendbar ist. Für den Fall mit Vegetationsbewuchs können die Bodenkomponenten nach der Beseitigung der Volumenskomponente der Vegetation für die Bodenfeuchteinversion benutzt werden. Eine Reihe von verschiedenen Frequenzen (X-band (9.6GHz), C-band (5.3GHz), L-band (1.3GHz), P-band (0.35GHz)) wurde im Vorfeld für die Bestimmung der Bodenfeuchte unter Vegetation untersucht. Schließlich wurde das L-Band als die passenste Frequenz für die Durchdringung des Vegetationsvolumens im Falle von landwirtschaftlichen Nutzflächen ermittelt. Der Algorithmus basiert nicht auf empirischen Beziehungen und benötigt daher keine Kalibration durch Feldmessungen. Eine Reihe von Veröffentlichungen über polarimetrische Dekompositionstechniken zeigen deren Potential (z.B. Cloude & Pottier (1996); Freeman & Durden (1998); Yamaguchi et al. (2005); van Zyl et al. (2008)). Die Details für den hier verwendeten polarimetrischen Dekompositions- und Inversionsalgorithmus zur Bodenfeuchtebestimmung auf unbewachsenen sowie auf bewachsenen Flächen werden in Hajnsek et al. (2009), Jagdhuber et al. (2009), Cloude & Pottier (1997) und Hajnsek et al. (2003) erörtert.

• Satelliten gestützte Mikrowellenfernerkundung

Wie oben erwähnt, sollte ein Satellitensystem zur Bestimmung der Bodenfeuchte idealerweise voll-polarimetrische Daten in L- oder C-band aufnehmen, um sicher zu gehen, dass einerseits die Eindringtiefe des Signals ausreicht und andererseits, um den Einfluss der Vegetationsbedeckung abschätzen und beseitigen zu können.

Diese Anforderungen werden im Moment am Besten vom ALOS PALSAR System (L-band, voll-polarimetrisch) abgedeckt. Aber der Zugang zu den Daten für Endnutzer ist mit Schwierigkeiten verbunden. Die Tauglichkeit des Envisat ASAR Systems, charakterisiert durch dualpolarisiertes C-band als Aufnahmekonfiguration, ist eingeschränkt im Hinblick auf die Bodenfeuchtebestimmung, aber vorteilhaft was die Verfügbarkeit von Daten anbetrifft. Daher konnten für diese Studie vier Datensätze dieses Systems aus dem Jahre 2008 (24 April; 3 Mai; 10 Mai; 16 Mai) genutzt werden. Die Daten wurden im Image-(IM) Modus (Aufnahmerichtung: Ascending/Descending) mit VV- und VH-Polarisation bei einem Einfallswinkel von 19 bis 35 Grad aufgenommen. Die C-band Daten besitzen eine Pixelgröße von 25m und eine Eindringtiefe von ein paar Zentimetern. Im Vergleich zum Flugzeug getragenen System, welches zuvor beschrieben wurde, ist das Potential der Satelliten gestützten ASAR-Daten im C-band stark reduziert, da die Wellenlänge kürzer ist (geringere Eindringtiefe) und das System nicht voll-, sondern dual-polarimetrisch ist (weniger Observablen). Somit ist beträchtlicher Aufwand notwendig, um zwischen den Feldmessungen und den Satellitendaten eine empirische Beziehung zur Bodenfeuchtebestimmung herzustellen. Aus diesem Grund wurden in der Zeit vom 24.April bis zum 16.Mai 2008, immer während des Satellitenüberflugs, vier Feldmesskampagnen zur Bestimmung der Oberbodenfeuchte durchgeführt. Dabei wurden acht Felder mit 340m x 80m Größe (siehe oben) in einer räumlichen Auflösung von 20m mit Handsonden beprobt. Die acht Felder sind mit folgenden Feldfrüchte bestanden: Winterweizen, Wintertritikale, Wintergerste, Winterroggen, Winterraps, Hafer, Mais und Grasland. Zusätzlich zur Bodenfeuchte wurden auch noch Pflanzenparameter (Biomasse, Pflanzenfeuchte, Pflanzenhöhe und Bedeckungsgrad) aufgenommen.

Für jeden Termin wurde eine lineare empirische Beziehung zwischen den Satellitendaten und den Feldmessungen hergestellt, wobei die zwei Rückstreuungskoeffizienten des Satelliten (in vertikaler und in horizontaler Polarisation) und die Feldmessungen der FDR-Sonden verwendet wurden. Die Analyse wurde auf unbewachsene Felder beschränkt. Die Herleitung der empirischen Beziehung nutzt zwei Drittel der Daten als Trainingsdaten und ein Drittel für die Validierung. Für jeden einzelnen Aufnahmetermin des Satelliten wurde eine spezifische empirische Beziehung abgeleitet und auf alle Ackerflächen im Zentrum des Einzugsgebiet der Weisseritz angewandt.
# 5.4.3 Exemplarische Ergebnisse der Multiskalen-Bodenfeuchte-Aufnahme im Weißeritzgebiet

### Von der Punktskala zur Feldskala: STDR Cluster, Bodenradar und FDR Kampagnen

SDR-Sonden

Abbildung 5.4.6 zeigt die hohe Variabilität der Bodenfeuchte aufgenommen von den einzelnen STDR Sonden des Clusters auf dem Wiesenstandort, jeweils wenige Tage vor und nach den zwei Messkampagnen. Die Sonden des Clusters decken eine Fläche von 15 m x 15 m ab. Die Datenlücken 2008 sind einem Hardwarefehler verschuldet. Der Umfang der aufgezeichneten Bodenfeuchte reicht von 0.13 m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup> an Standorten mit hohem Bodenskelettanteil bis zu 0.44m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup> an Standorten mit feiner Kornzusammensetzung und kaum präferentiellen Fliesswegen. Es ist zu beachten, dass alle Sonden die gleiche Dynamik aufweisen Die Absolutwerte unterscheiden sich und spiegeln die kleinräumige Heterogenität aber die Varianz in der Zeit ist sehr ähnlich, widergespiegelt durch den hohen Korrelationskoeffizienten der Sonden untereinander (R<sup>2</sup>>0.90). Vor der ersten Messkampagne haben mehrere kleiner Ereignisse das Gebiet aufgefeuchtet (Abbildung 5.4.6 A und C). Während der Kampagne fand ausschließlich Abtrocknung statt. Die zweite Messkampagne ist nur durch Wasserentnahme durch Evapotranspration dominiert (Abbildung 5.4.6 B und C).



Abbildung 5.4.6: Zeitreihe des STDR Clusters auf der Wiese: Niederschlag (oben) und Bodenfeuchtedynamik (unten) mehrere Tage vor und nach den zwei Messkampagnen 2007 (A und C) und 2008 (B und D). In den Plots C und D repräsentieren die einzelnen Linien, die Messsignale der einzelnen STDR Sonden. Die roten Vierecke markieren den Zeitraum der Messkampagnen.

• STDR-, Bodenradar und FDR Kampagnen am Standort des Wiesenstandorts Während der Messkampagnen wurden auf dem Wiesenstandort am STDR Cluster mit FDR Sonden und dem Bodenradar zusätzliche Untersuchungen mit intensiver Messstrategie durchgeführt. Die Ergebnisse sind im oberen Teil der Abbildung 5.4.7 dargestellt. Die Daten der zwei STDR Cluster vom selben Tag sind im unteren Teil der Abbildung dargestellt. FDR und Bodenradar zeigen höhere Wassergehalte, als die STDR Cluster. In den vier Tagen der tatsächlichen Kampagnenmessungen die haben Daten der STDR Cluster nur geringfügige Variation. Die FDR Sonden zeigen eine Auffeuchtung zwischen dem 29. Mai und dem 30. Mai, was durch ein Niederschlagsereignis zwischen den Messtagen erklärt werden kann. Danach findet Abtrocknung statt. Das Bodenradar und die STDR Cluster zeigen keine Reaktion auf das Ereignis. Diese Unterschiede können durch die Tatsache erklärt werden, dass das Messvolumen der FDR Sonden nur 6 cm beträgt und nur der oberflächennahe Bodenhorizont beprobt wurde. Dieser ist besonders stark durch die Meteorologischen Wechselwirkungen beeinflusst. Das Bodenradar integriert über eine Tiefe von 8 cm-12 cm Tiefe abhängig von der Bodenfeuchte. Es wird angenommen, dass das aufgetretene Niederschlagsereignis von 5 mm den Boden nicht bis in diese Tiefe aufgefeuchtet hat. Die STDR Messungen sind integrale Werte der oberen 60 cm, so dass die geringe Menge an gefallenem Niederschlag fast keinen Effekt auf die Messung hat. Das räumliche Muster des Bodenradars kann zumindest in Bereichen des Messfeldes nachgewiesen werden und stimmt überein mit den Messungen der FDR Sonden und den gravimetrischen Messungen (nicht hier gezeigt).

Nachdem zunächst bei den Arbeiten auf der Punkt- und Feldskala vor allem die Implementierung und robuste Auswertung der STDR Cluster, die Auswertung der Messsignale und der Eliminierung von Fehlerquellen im Vordergrund stand (Graeff et al. 2010), lag der Fokus final vor allem auf der Evaluierung der Praxisrelevanz der erhobenen Bodenfeuchtedaten. Wie durch Zehe et al. (2010) gezeigt wurde, sind die räumlichen Mittelwerte beider TDR Cluster durchaus als repräsentativ für den mittleren Feuchtezustand der Wald bzw. Wiesenstandorte anzusehen. Im Fokus der durchgeführten Untersuchen stand daher die Frage, ob die Zeitreihen der mittleren Bodenfeuchten an den beiden Messstandorten robuste Vorhersagen der Abflussbereitschaft der Einzugsgebiete Rehefeld und Ammelsdorf erlauben. Dabei sollte insbesondere herausgearbeitet werden, ob die erhobenen Feuchtedaten ein wirkliches "Add On" im Vergleich zu den üblicherweise für solche Untersuchungen benutzten Prädiktoren (Vorereignisabfluss, Niederschlagskennwerte und Vorregenindices) liefern.



Abbildung 5.4.7: Boxplots der Messungen während der Feldkampagne aufgezeichnet mit FDR Sonden (oben links), Bodenradar (oben rechts) und den STDR Clustern "forest" (unten links) und "pasture" (unten rechts). Die STDR Daten beinhalten den mittleren Feuchtegehalt jeder einzelnen Sonde.

Angesichts des hohen personellen und messtechnischen Aufwandes, der betrieben wurde, um des Problems der Regionalisierung der Bodenfeuchtemessung Herr zu werden, wird nachfolgend eine ausführliche Veröffentlichung zu diesem Thema eingefügt. Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 1–14, 2010 www.hydrol-earth-syst-sci.net/14/1/2010/ doi:10.5194/hess-14-1-2010 © Author(s) 2010. CC Attribution 3.0 License.



### A quality assessment of Spatial TDR soil moisture measurements in homogenous and heterogeneous media with laboratory experiments

T. Graeff<sup>1</sup>, E. Zehe<sup>2</sup>, S. Schlaeger<sup>3</sup>, M. Morgner<sup>3</sup>, A. Bauer<sup>1</sup>, R. Becker<sup>4</sup>, B. Creutzfeldt<sup>5</sup>, and A. Bronstert<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Earth and Environmental Sciences, Section Hydrology/Climatology, University of Potsdam, Germany <sup>2</sup>Institute of Water and Environment, Department of Hydrology and River Basin Management, Technische Universität München, Munich, Germany

<sup>3</sup>SCHLAEGER – mathematical solutions & engineering, Horn-Bad Meinberg, Germany <sup>4</sup>Rhine-Waal University of Applied Science, Germany

<sup>5</sup>Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Section 5.4: Hydrology, Potsdam, Germany

Received: 4 December 2009 – Published in Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.: 14 January 2010 Revised: 27 April 2010 – Accepted: 6 June 2010 – Published:

Abstract. Investigation of transient soil moisture profiles vields valuable information of near- surface processes. A recently developed reconstruction algorithm based on the telegraph equation allows the inverse estimation of soil moisture profiles along coated, three rod TDR probes. Laboratory experiments were carried out to prove the results of the inversion and to understand the influence of probe rod deformation and solid objects close to the probe in heterogeneous media. Differences in rod geometry can lead to serious misinterpretations in the soil moisture profile, but have small influence on the average soil moisture along the probe. Solids in the integration volume have almost no effect on average soil moisture, but result in locally slightly decreased moisture values. Inverted profiles obtained in a loamy soil with a clay content of about 16% were in good agreement with independent measurements.

1 Introduction

Only a minute amount of global water is stored as soil moisture: with an estimated volume of about 16 500 km<sup>3</sup>, soil moisture represents 0.0012% and 0.05% of total and fresh water, respectively (Dingman, 1994). And yet, this tiny hydrological compartment exerts crucial control over interactions between the atmosphere, land surface and groundwater,



to: T. Graeff (Gre

since soil moisture determines the partitioning of net radiation energy on latent and sensible heat flux and the supply of water for the terrestrial biomass. Furthermore, soil moisture influences plot scale generation of Hortonian and saturated excess overland flow (Chaves et al., 2008; Zehe et al., 2007) and water repellency (Blume et al., 2009), as well as hillslope and catchment scale runoff response to extreme precipitation (e.g. Merz and Bárdossv. 1998; Zehe and Blöschl. 2004).

Spatially and temporally distributed Time Domain Reflectometry (TDR) and Frequency Domain Reflectometry (FDR) measurements are widely used to observe soil moisture dynamics at the plot to hillslope scale (e.g. Starr and Timlin, 2002). Conventional TDR measurements allow estimation of the mean soil moisture and the bulk electrical conductivity of the surrounding media based on the travel time of a reflected electromagnetic wave guided in a waveguide/TDR probe installed in the soil. Excellent reviews are given by Robinson et al. (2003) and Cassiani et al. (2006). Several authors have shown that the shape of the reflected TDR signal, the reflectogram, contains information about the dielectric permittivity ( $\varepsilon$ ) and thus the soil moisture along the probe (Oswald et al., 2003; Schlaeger, 2005). The retrieval of this detailed information is achieved by inversion or by graphical interpretation of the signal (Moret et al., 2006). Inverse estimation of the soil moisture profile seems to work well for synthetic data sets (Oswald, 2000), homogeneous soils at the lab scale (Becker, 2004; Greco, 2006; Bänninger et al., 2008) or volcanic ash soils with low bulk densities of ~1.0 g cm-(Greco and Guida, 2008).

T. Graeff et al.: A quality assessment of Spatial TDR soil moisture measurements

Stones Layer Stones

2

Fig. 1. Typical soil profiles with different horizons and coarse gravel and possible deformations of the TDR wave guides when installed in the soil (a and b).

The essential idea of Spatial TDR is to cluster several wave guides in a small area, operate them by a single sampling TDR and invert the reflectograms to elucidate the evolution of the soil moisture profile. Spatial TDR was originally proposed by Schlaeger (2005) and further tested by Scheuermann et al. (2009) to monitor moisture in sandy dams. The reflectogram of the TDR measurement is influenced by the probe geometry (Bänninger et al., 2008; Spittlehouse, 2000), solids in the sphere of influence (Knight et al., 1997), layered soils (Greco, 2008) or energy dissipation along the probe due to clay and salinity (Jones and Or. 2004; Chen et al., 2007; Kupfer et al., 2007). These different factors may hamper the application of Spatial TDR measurements in real world settings. The use of coated rods protects the TDR signal from energy dissipation (Ferré et al., 1998; Nichol et al., 2002), increasing the signal-to-noise ratio and thus allows the use of longer TDR rods compared to uncoated rods, which is essential for Spatial TDR applications (Dalton and Van Genuchten, 1986). The drawbacks of coated rods are that they are less sensitive to s, that a coated material needs specific calibration (Ferré et al., 1996), and that the measurement of bulk electrical conductivity is restricted (Moret-Fernández et al., 2009). As the high clay content of the soils in the study area is around 16%, we preferred to use TDR probes with three coated rods. This allows the use of 0.60 m long probes, which is favourable for the observation of infiltration processes into the subsurface.

In general, it is assumed that the TDR rods are installed parallel, but this is difficult to actually achieve when installing probes in natural soils, especially in the presence of stones, layers, or soil bulk density differences. Figure 1 shows an extreme example with rods converging or diverging with increasing depth for a rather heterogeneous soil located in the Ore Mountains, Saxony, Germany.

The effect of the probe deformation on the reflectogram and the retrieved soil moisture has thus to be studied in detail, because it is essential for the Spatial TDR approach to

Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 1-14, 2010

use long TDR rods. The influence of insulating solids in the sampling volume was theoretically described by Knight et al. (1997), but we are not aware of any study which studied the influence of solids on the reflectogram.

The overall objective of this paper is to shed light on the applicability of Spatial TDR in strongly heterogeneous field soils. Therefore, the questions posed for this research are: 1) How do coated probes of 0.60 m length react in these soils (heterogeneous, electrical loss), and are these probes indeed better suited for these soils compared to uncoated probes? 2) How does the effect of a) different probe deformations, b) solids (insulators, conductors) in the integration volume and c) high clay content in combination with a bulk density gradient influence the  $\varepsilon$  profile, the inverted moisture profiles and the average soil moisture along the probe? Different laboratory experiments were performed to shed light on these topics.

In Sect. 2 we give a review of different inversion techniques. Section 3 provides details on the technological components and discusses potential sources of errors observed in field applications. Section 4 introduces five different laboratory experiments. Section 5 discusses the step from applications in homogenous media or "the technical scale" to reliable applications in heterogeneous field soils, for instance when designing a site-specific calibration of transmission line properties. This step is crucial for hydrology because the relationship between soil moisture dynamics and runoff generation is not well understood yet; this is especially true for heterogeneous soils. These results are furthermore necessary to interpret soil moisture observations obtained with two Spatial TDR clusters installed in the Eastern Ore Mountains, presented in a closely related study by Zehe et al. (2010). That study will introduce the applicability of Spatial TDR in the field scale.

#### 2 Theoretical background and signal constrained inversion

#### 2.1 TDR inversion approaches

In this section we give an introduction to the inversion methodology and an overview of the different inversion techniques. Generally, it is necessary for the estimation of the soil moisture profiles along the TDR probe to simulate the propagation of the TDR signal in time domain by employing a numerical model (forward problem). This is achieved by simulating the forward and back propagation of the TDR signal along the wave guide and minimizing the differences between observed and simulated signals by using an optimization algorithm which updates the parameter profile along the transmission line. Full wave approaches solve Maxwell's equations within the forward step (Rejiba et al., 2005). The target parameter of the optimization is the profile of the *s* along the wave guide. Other studies have pro-

www.hydrol-earth-syst-sci.net/14/1/2010/

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

posed simplified approaches based on multi-section transmission lines (Heimovaara et al., 2004) or heterogeneous transmission lines (Greco, 2006); the Spatial TDR approach (Schlaeger, 2005) belongs to the latter category. The wave propagation along the TDR probe is approximated by the telegrapher's equation. The transmission line is conceptualized as a series of bulk electronic components such as resistors, inductors and capacitors. Hence, the target parameter of the optimization is the electrical capacitance profile (C). The Spatial TDR algorithm requires additional material laws that link C-e-soil moisture and – in the case of TDR probes with coated rods – C and electrical conductance G of the transmission line (compare Sect. 2.3).

#### 2.2 STDR Signal inversion

The TDR signal  $V_R^o(r, x_{0,.})$  or reflectogram is a superposition of the input voltage  $V_I^o(r, x_{0,.})$  generated by the TDR device, and partial reflections of the input signal occurring at the junction of the probe and cable as well as at the end of the wave guide. The average  $\varepsilon$  along the transmission line is determined by the speed of the electromagnetic wave and can be calculated based on the travel time of the TDR signal. The average  $\varepsilon$  and be transformed into the average soil moisture content along the probe by appropriate calibration functions (see Sect. 3.4). The form of the reflectogram between the first and second main reflection at the probe's beginning and end is a finger print of the dielectric profile along the wave guide.

The principle of the Spatial TDR inversion is to estimate the capacitance profile C(x) along the wave guide by means of inverse modelling and transform it into a soil moisture profile  $\theta(x)$ . As explained above, the forward step of the Spatial TDR algorithm is based on the telegrapher's equation, which describes the propagation of a voltage pulse V(x,t) along the transmission line:

$$\left(L(x)C(x)\frac{\partial^2}{\partial t^2} + L(x)G(x)\frac{\partial}{\partial t} + \frac{\partial L(x)/\partial x}{L(x)}\frac{\partial}{\partial t} - \frac{\partial^2}{\partial x^2}\right)V(x,t) = 0. \quad (1)$$

Hereby t is time and x the spatial coordinate along the wave guide. The capacitance C(x) and electrical conductance G(x) are both affected by the soil moisture profile  $\theta(x)$  along the transmission line. The inductance L(x) is a function of the transmission-line only and piecewise constant for the coaxial cable and moisture probe, as long as the rods are parallel. The spatial derivative of L in Eq. (1) accounts for the difference between coaxial cable and probe. Compared to the general telegrapher's equation, it is assumed that resistive losses along the probe can be neglected and the electrical resistance R = 0. All parameter profiles will be given as specific values per unit length. Nichol et al. (2002) have shown that the true electric conductivity  $\rho$  cannot be measured with coated probes. Therefore, G is not the real ionic conductance of the soil but an effective value of coating and soil conductivity.

www.hydrol-earth-syst-sci.net/14/1/2010/

Within the inverse procedure Eq. (1) is numerically solved with appropriate initial and boundary conditions to simulate  $V_R^g(t,x_0|C)$  for given parameter profiles C(x) and G(x). Based on the difference between the simulated  $V_R^g(t,x_1|C)$ and observed signal  $V_R^g(t,x_1)$  between the first (at t=0) and the second main reflection (at t=T), the transmission line parameters C(x) and G(x) are updated by the conjugate gradient method until the objective function J(C) in Eq. (2) is minimized.

3

4

$$I(C) = \int_{0}^{1} \left( V_{R}^{s}(t, x_{i}|C) - V_{R}^{o}(t, x_{i}) \right)^{2} dt \qquad (2$$

The high quality of the recorded signal of the TDR100 (Campbell Scientific Inc), which has a time to peak of roughly 200 ps, allows inversion at a spatial resolution of 0.01 m (Oswald et al., 2003; Lin et al., 2005). The solution of Eq. (1) is a profile of C(x) which has to be related to the permittivity profile of the porous medium s(x) and finally to the moisture profile  $\theta(x)$  (compare next sections). Subsequently, we will refer to the resulting soil moisture profile which is obtained after conversion as the inverted moisture profile. For more details see Schlaeger (2005).

#### 3 Parameters and potential error sources of spatial TDR-measurements

# 3.1 Technological components and setup of a spatial TDR

We used a TDR100 by Campbell Scientific Inc. to generate TDR pulses. Coated three-rod probes of type SUSU03 with a length of 0.60 m developed by Schädel (2006) were used as wave guides. These consist of a stainless steel core of 6 mm diameter with a 1 mm thick PVC coating. The distance between the rods is 0.03 m. The rods are screwed into the probe head that is connected to a 50  $\Omega$  coaxial cable of type RG213. The probes are connected to an eight channel multiplexer of type SNAPMUX (Becker, 2004) with coaxial cables of type RG213 with an impedance of 50  $\Omega$  and a length of 15 m. The TDR100 is controlled and the data are logged by an ARCOM VIPER 1.2 Industrial-PC with embedded LINUX operating system.

#### 3.2 Calibration of probe parameters

The pulse velocity of the TDR signal v is given by

$$v = 2l/\Delta t$$
,

where l is the probe length and  $\Delta t$  the time difference between the first two main reflections in the reflectogram.

The equation to link v to s with  $v = c_0/\sqrt{s}$ , with  $c_0$  as the speed of light, does not apply for coated probes, because here the signal depends on an effective s which is composed of the dielectric properties of the coating and of the surrounding medium and would lead to an underestimation of soil

Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 1-14, 2010



Fig. 2. Total capacitance C of a 3-rod-probe as a function of the soils dielectric permittivitye. (a) segment of three parallel rods encompassed by soil; light grey: PVC coating; dark gray: metallic core; (b) equivalent circuit.  $C_1.C_2$ : constant capacitance parameters determined by the probes geometry (Becker, 2004).

moisture (Ferré et al., 1996). Becker (2004) and Huebner et al. (2005) suggested that the pulse velocity  $v(\varepsilon)$  can be best expressed by the constant inductance *L* of probe and the effective capacitance  $C(\varepsilon)$  of the system probe and medium:

$$v(\varepsilon) = 1/\sqrt{L \cdot C(\varepsilon)}$$

In a second step  $\varepsilon$  of the medium is estimated with a relationship between  $C(\varepsilon)$  and  $\varepsilon$  in the case of our three rod TDR probe described by a simple circuit model consisting of a series of capacitors, representing the capacitor between the rods filled with the surrounding medium  $C_1$  and describing the constant capacitance of the coating  $C_2$  (Fig. 2):

$$1/C(\varepsilon) = 1/(\varepsilon \cdot C_1) + 1/C_2.$$

According to Eqs. (4) and (5) the probe is characterized by the three parameters  $C_2$ ,  $C_1$ , and L, which have to be estimated by calibration measurements. C1 and L are affected by the probe geometry, especially the distance of the wave guide rods. For parallel rods, the parameters are assumed to be constant. Becker (2004) found a good correspondence of the relationship between  $\varepsilon$  and C derived from full wave numerical simulations of coated three rod probes and the capacitance model shown in Eq. (5). Further laboratory observations corroborated the applicability of this capacitance model to parameterize the relationship between  $\varepsilon$  and C. Becker (2004) suggested a calibration approach based on measuring TDR pulse velocities  $v_i = v(\varepsilon_i)$  for two different media with well known dielectric permittivity values  $\varepsilon_1$  and  $\varepsilon_2$  (water and air) to determine  $C_2$ ,  $C_1$ , and L. Combining Eq. (4) and Eq. (5) for the two media and solving them for  $C_1$  and  $C_2$  yields:

$C_1 = (\varepsilon_2 - \varepsilon_1) / (\varepsilon_2 \varepsilon_1 (v_1^2 - v_2^2) \cdot L,$	
and	
$C_2 = (\varepsilon_2 - \varepsilon_1) / ((\varepsilon_2 v_2^2 - \varepsilon_1 v_1^2) \cdot L).$	

Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 1-14, 2010

Table 1. Probe parameters estimated based on Eqs. (5) and (9) and absolute errors calculated with Gauss law.

Parameter	Value	Abs. Error
$L [nH m^{-1}]$	625.0	23.0
$C_1  [\text{pF m}^{-1}]$	22.4	0.9
$C_2  [\text{pF m}^{-1}]$	304.6	30.0

Finally L is estimated with the relationship to the rod impedance:

$$Z(\varepsilon) = \sqrt{L/C(\varepsilon)}.$$
(7)

The jump between the impedance of the probe plus the surrounding medium  $Z(\varepsilon)$  and the impedance of the connecting cable  $Z_0$  causes a partial reflection of the TDR signal at the junction of cable and probe. By measuring the amplitudes of incoming and reflected signal, denoted by  $A_1$  and  $A_8$ , we obtain the reflection coefficient that is linked to the impedance as follows:

$$r(\varepsilon) = A_R / A_I = (Z(\varepsilon) - Z_0) / (Z(\varepsilon) + Z_0), \qquad (8)$$

Substitution of Eq. (4) and Eq. (7) into Eq. (8) and solving for L yields:

$$L = (1 + r(\varepsilon))/(1 - r(\varepsilon)) \cdot Z_0/v(\varepsilon).$$
<sup>(9)</sup>

Based on Eqs. (6) and Eq. (9), the probe parameters  $C_1$ ,  $C_2$ , and L have been derived from TDR reflectograms obtained in de-ionized water ( $\epsilon$ =80 at 20 °C) and air ( $\epsilon$ =1) with parallel rod geometry for all probes as presented in Table 1. Based on the standard deviation of the dielectric permittivity values we could additionally quantify the relative measurement error to 5%.

#### 3.3 C-G relation

(4)

(5)

(6)

As coated rods do not allow direct measurements of the electrical conductivity, we employ an empirical function that relates C(x) to G(x), as proposed by Hakansson (1997), to close our set of equations:

$$G(C) = \begin{cases} G_{\infty} \cdot (1 - \exp(-(C - C_0)/C_d), & \text{if } C \ge C_0, \\ 0, & \text{if } 0 \le C \le C_0. \end{cases}$$
(10)

 $G_{\infty}$  is the conductance at saturation,  $C_0$  is a capacity threshold below which conductance is zero and  $C_d$  determines how fast C reaches its maximum value. Becker (2004) showed with numerical simulations that Eq. (10) is a suitable model. In general,  $C_d, G_{\infty}$ , and  $C_0$  have to be determined empirically. In a clay-rich soil one could furthermore expect G to be non-zero for a C smaller than  $C_0$ . The parameter estimation requires manual calibration during the inversion of a known soil moisture profile.

www.hydrol-earth-syst-sci.net/14/1/2010/

(3)

#### T. Graeff et al.: A quality assessment of Spatial TDR soil moisture measurements

6

5

**Table 2.** Soil texture (following the United States Department of Agriculture (USDA), 1993 classification), bulk density  $\rho_b$ , saturated soil moisture  $\theta_S$  and permanent wilting point (PWP) of the dominating Cambisoil at the study area Rehefeld, and experimental glass beads.  $\rho$  and  $\theta_S$  were estimated on 1.00 m<sup>3</sup> soil cores with grain density of 2.65 g cm<sup>-3</sup>. PWP is the soil moisture at 160 m pressure head. The glass beads have a grain size ranging from 0.25 to 0.5 mm in diameter. Standard deviation is abbreviated as SD.

Soil type	Sand [%]	Silt [%]	Clay [%]	$^{ ho_b}$ [g cm <sup>-3</sup> ]	$SD_{ ho_b}$ [g cm <sup>-3</sup> ]	$[m^3m^{-3}]$	PWP [m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> ]
Cambisoil Rehefeld	52	32	16	1.15	0.11	0.56	0.08
Glass beads	100	-	-	1.50	0.05	0.38	0.03

#### 3.4 e-soil moisture relation

Different models linking s and soil moisture are reviewed by Cassiani et al. (2006) and Lesmes and Friedman (2005). Because of different geochemical and geophysical properties it is difficult to find a universal petro-physical relationship for the unsaturated zone (Paasche et al., 2006). In this study, the soil moisture from  $\varepsilon$  is calculated using the empirical relation proposed by Topp et al. (1980) for sand and glass beads. The s-soil moisture relation was developed using 11 undisturbed soil samples in a plastic core cylinder (diameter=0.057 m, length 0.10 m) from different horizons of the study area. In the laboratory, samples were saturated and in each sample a 3-rod 0.075 m long TDR probe (CS640-L connected to a TDR100, both Campbell Scientific Inc.) were inserted. The samples were slowly dried. Once or twice a day the soil moisture was estimated by gravimetric method and the dielectric permittivity by TDR measurements. Different approaches to link s and soil moisture were tested (Alharthi and Land, 1987; Roth et al., 1992; Malicki et al., 1996; Friedman, 1997). For the soils in the study area, the linear relationship between the refractive index and soil moisture (Herkelrath et al., 1991) was found to be most suitable:

 $\theta = a + b \cdot \sqrt{\varepsilon}.$ 

The parameters a and b are fitting parameters.

#### 3.5 Probe deformations during installation

We investigated whether Spatial TDR clusters allows assessment of distributed soil moisture profiles under natural conditions in the headwater of the Weißeritz catchment close to the village of Rehefeld in Saxony, Germany. Soils are mainly Cambisols in periglacial weathering covers. In the summer of 2006, we installed two Spatial TDR clusters at two hillslopes close to the village Rehefeld. Table 2 shows the mean soil characteristics determined from 20 undisturbed soil samples extracted in profiles excavated up to a depth of 0.70m close to one of the clusters. Additional details on the project context, the spacing of TDR probes and the catchment are discussed in Zehe et al. (2010). The importance for the present study is that the installation of the 0.60m long Spatial

www.hydrol-earth-syst-sci.net/14/1/2010/

TDR probe at this field site was a challenging task, due to the large amount of gravel of up to 0.4 kg kg<sup>-1</sup> (Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, 2006), the increasing density with depth and the heterogeneity of the soils. Similar problems were documented by Spittlehouse (2000). We used a steel template with three holes set at the right distance from each other as well as a power drill with a 0.60 m long auger. Several attempts (on average about two) were necessary to drill three holes with the appropriate distance and depth due to gravel blocking. Nonetheless, we had difficulties in ensuring that the rods of the probes were parallel. Figure 1 illustrates typical deformations of the probes; the rods converge towards the end (Fig. 1a) or diverge with increasing depth (Fig. 1b). As the theory of the inversion assumes parallel geometry of the rods, these deformations will likely cause errors in the estimated soil moisture profiles, because  $C_1$  and L cannot be assumed as constant over the profile. In section 3.2, we describe the experimental setup to investigate the influence of simple rod deformations on the inversion.

#### 3.6 Gravel and stones

(11)

The pulse velocity measured with TDR is related to the average volumetric soil moisture. This can, as suggested by Topp and Davis (1982), lead to misinterpretations when abrupt water content changes along the transmission lines are present. Knight et al. (1997) theoretically discussed the influence of "gaps" in the integration volume which were filled with materials with either a lower than average or higher than average permittivity. They found materials with lower than average permittivity to have stronger impacts on TDR measurements. From a soil physical view, coarse gravel and stones in the integration volume of the TDR probe reduce the total volume of the pore space  $\Phi$  at that depth.

#### 4 Laboratory experiments to quantify error sources

In this section we present the setup of our five different laboratory experiments and present the results. In experiment 1 to 4, we used glass beads with a grain size of 0.25–0.5 mm diameter to ensure that our performance test took place in a medium with homogeneous pore space. In experiment 5, we

Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 1-14, 2010

Table 3. Parameter sets characterizing the C-G relations for inversion of the reflectograms into soil moisture profiles both for glass beads and soils.



Fig. 3. Sketch of the plastic box with installed SUSU03 and position of the wooden template (a), and sketch of the four different probe geometries (b).

used disturbed soil from the field as described in Table 2 to test the method within a heterogeneous medium.

### 4.1 C-G relation, ε-soil moisture relation and constraining of inverted moisture profiles

We estimated the three parameters  $C_d$ ,  $G_{\infty}$ , and  $C_0$  of Eq. (10) within experiments 2 and 5. The results are listed in Table 3. The parameters of Eq. (11) *a* and *b* were estimated at -0.2291 and 0.1324, respectively. The coefficient of determination  $R^2$  was 0.9837.

The last crucial step to ensure that the inverted soil moisture profiles complied with soil physics is to constrain the inversion by a physical range. The upper end is defined by soil saturated water content ( $\theta_{\delta}$ ) and the lower end by the permanent wilting point (PWP). This can easily be achieved by using the inverse  $\varepsilon$  to  $\theta$  and the inverse *C* to  $\varepsilon$  relationships to obtain upper and lower limits for *C*. The parameters for the different soil substrates are listed in Table 2.

#### 4.2 Experiment 1: effect of uncoated and coated probes on the reflectogram in field soils

We compared two SUSU03 probes, one of each with and without coating. Experiments were accomplished in a plastic box with a height of 0.70 m and edge length of 0.30 m by 0.30 m (Fig. 3a). Both probes were installed in the middle of the box and we placed a wooden template at 0.59 m depth to secure ideal probe geometry (Fig. 3a). The box was care-

Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 1-14, 2010



Fig. 4. Reflectograms obtained with coated (CP) and uncoated (UP) SUSU03 probes with 0.60m rods at two different soil moistures, measured in an experimental box with glass beads (Table 2). Bulk electrical conductivity was  $1.0 \times 10^{-2}$  dS m<sup>-1</sup> for the dry case and  $6.7 \times 10^{-2}$  dS m<sup>-1</sup> for the wet case.

fully filled with glass beads that were moderately compacted to ensure good contact between soil and TDR probes (Table 2). The experiment was conducted at two different wetness conditions, namely 0.08–0.09 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> (dry) and 0.20–0.21 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>(wet).

Figure 4 shows the reflectograms of a coated and an uncoated rod probe at two different soil moistures in glass beads. In both cases the travel time of the coated probe is smaller compared to the uncoated which is an effect of the isolating PVC coating. Estimated bulk electrical conductivity based on the method suggested by Huisman et al. (2008) and Lin et al. (2007) vielded values of 1.0×10<sup>-2</sup> dS m<sup>-1</sup> and 6.7×10<sup>-2</sup> dS m<sup>-1</sup> for the dry and wet case, respectively. For the case of uncoated rods, even a low electrical conductivity has already a strong influence on the shape of the reflectogram. Especially in the wet case, there is a strong attenuation between 2 and 14 ns that is much less pronounced for the coated rods. Despite the low value of bulk electrical conductivity, its influence on the uncoated probe is significantly strong. We thus may state that coated rods will deliver the more reliable reflectograms and should be used in these soils when using a probe length of 0.60 m.

#### 4.3 Experiment 2: performance in homogeneous media during transient conditions

Figure 5 shows the experiment setup. The experiment was conducted in a 1 m high and 0.15 m wide PVC tube. Glass beads were filled into the tube and compacted, resulting in a bulk density of  $1.51 \text{ g m}^{-3}$  and a saturated water content of 0.38 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> (Table 2). Two T-pieces with a diameter of 0.15 m and a length of 0.09 m in the tube allowed for the installation of THETA probes (THETA, Delta-T-Devices) with a shaft length of 0.01 m, rod length of 0.06 m and a diameter of 0.04 m. One probe of type SUSU03 was installed in the centre of the tube with rods pointing from the upper tube with rods pointing from tube with rods pointing

www.hydrol-earth-syst-sci.net/14/1/2010/

8

Table 4. Difference of inverted soil moisture to point measurements with 1 THETA probes as absolute error (AE) of the soil moisture in  $m^3m^{-3}$ ; goodness of fit criteria calculated from observed and reconstructed reflectograms: root mean square error (RMSQ), mean error (ME), standard deviation of error (STDE), Nash-Stuctliffe efficiency (NSE) and the objective function (Eq. 2).

Time [d]	0	1.5	2.5r	3.5	4.5
AE 0.30 m	-0.022	-0.032	0.022	-0.002	-0.003
AE 0.55 m	0.003	0.000	0.010	-0.029	0.019
RMSO	$1.50 \times 10^{-3}$	$4.52 \times 10^{-3}$	$6.18 \times 10^{-3}$	$8.05 \times 10^{-3}$	$6.65 \times 10^{-3}$
ME	$-1.02 \times 10^{-3}$	$-3.06 \times 10^{-3}$	$-4.60 \times 10^{-3}$	$-5.95 \times 10^{-3}$	$-4.51 \times 10^{-3}$
STDE	$1.10 \times 10^{-3}$	$3.35 \times 10^{-3}$	$4.02 \times 10^{-3}$	$5.06 \times 10^{-3}$	$4.81 \times 10^{-3}$
NSE	0.995	0.994	0.992	0.990	0.993
Objective	$3.35 \times 10^{-14}$	$3.06 \times 10^{-13}$	$5.69 \times 10^{-13}$	$9.63 \times 10^{-13}$	$6.55 \times 10^{-13}$
Function					

edge of the tube to the bottom and the narrow side of the probe faced to the T-pieces. Independent soil moisture measurements were obtained with two THETA probes placed at a depth of 0.30 m and 0.55 m, which work in the FDR domain with a measurement error of ±0.01 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> (Gaskin and Miller, 1996). The THETA probes reach 0.03 m into the centre tube. The rods of the THETA probes have a distance of 0.04 m to the rods of the SUSU03 to avoid interaction of the measured signal. The sample area of a coated probe is of low range (Ferré et al., 1998) outside the rods and the additionally reflectograms are proven on the influence of the THETA probes. We started the experiments with a tube that was fully saturated with de-ionized water and the soil moisture was reduced by sucking off 250 ml of water at the bottom of the tube every 6 h. Soil moisture profiles were inverted at the different moisture conditions and compared to the THETA probes.

Figure 6 presents inverted moisture profiles in comparison to the THETA probe obtained during the experiment. For the inversion the parameter set "exp. 1" in Table 3 was used for the inversion. The profile data were aggregated to 0.05 m for a better comparability. Table 4 shows the absolute error of the inverted profiles to the THETA probes and goodness of fit criteria for the inversion calculated from observed and reconstructed reflectograms. Both data sets are generally in good agreement, except for days 1.5 and 2.5. The higher values of the THETA probe measurements may result from effects of the T-pieces, which may have retained higher water content during drainage. Finally, it is important to stress that even a glass bead medium is not perfectly homogeneous. The reader should note the small variations in the moisture profile at the beginning of the experiment, which reflect small differences in saturated water content.

#### 4.4 Experiment 3: effect of probe deformations

The effect of probe deformation on the estimated soil moisture profile and the mean soil moisture were studied by deforming the two outer rods under controlled conditions with

www.hydrol-earth-syst-sci.net/14/1/2010/

SUSU3 SUSU3

Fig. 5. Sketch of the setup of experiment 2. A SUSU03 probe and two Theta probes were installed in PVC tubes and the tubes were filled with glass beads. At the bottom of the tube, an outlet permits the controlled and stepwise drainage of water in the tube.

the assumption of a parameter set up for a correctly parallel installed probe. Here we studied four different cases: parallel rods, converged rods, diverged rods and strongly diverged rods (Fig. 3b and Table 5). The experiment was conducted with glass beads in a plastic box and a template to ensure the probe deformation (Fig. 3a). The experiment was conducted at three soil moisture levels:  $0.04 - 0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ,  $0.07 - 0.09 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , and  $0.20 - 0.23 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ . The values were cross-checked with THETA probe measurements along the experimental box. A TDR measurement was performed and inverted into a soil moisture profile. The procedure was repeated for all selected deformations. Establishing a homogeneous soil moisture profile during a single experiment was rather difficult and could only be achieved approximately.

Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 1-14, 2010

Table 5. Mean soil moisture observed with different probe deformations at soil moisture of approximately  $0.04 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$ ,  $0.08 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$  and  $0.20 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$  estimated with SUSU03 and THETA probes. Standard deviation is abbreviated as SD.

Type of	-		1	Strong	Mean THETA	SD THETA	
Deformation	Convergence	Standard	Divergence	Divergence	probes	probes	
Distance between the outer rods [m]	0.03	0.06	0.10	0.14	122	14	
$0.04 \mathrm{m^3 m^{-3}}$	0.036	0.038	0.039	0.039	0.040	0.005	
$0.08 \mathrm{m}^3 \mathrm{m}^{-3}$	0.077	0.081	0.079	0.073	0.080	0.010	
$0.21 \mathrm{m}^3 \mathrm{m}^{-3}$	0.207	0.199	0.200	0.195	0.200	0.020	

Table 6. Amplitude coefficient (CA) for different probe deformations at soil moisture of approximately  $0.04 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$ ,  $0.08 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$  and  $0.20 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$ .

Type of	Commence	Standard	Discourse	Strong			
Deformation	Convergence	Standard	Divergence	Divergence			
Distance between the outer rods [m]	0.03	0.06	0.10	0.14			
$0.04  \text{m}^3 \text{m}^{-3}$	0.11	-0.33	-0.58	-0.75			
$0.08  \text{m}^3 \text{m}^{-3}$	0.22	-0.20	-0.66	-0.80			
$0.21  \text{m}^3 \text{m}^{-3}$	0.46	-0.25	-0.58	-1.31			



Fig. 6. Comparison of inverted soil moisture profiles obtained within glass beads with independent soil moisture measurements by means of THETA probes (marked with circles). The colour coding is the same for both data sets.

Figure 7 presents the reflectograms and the inverted soil moisture profiles at different average soil moistures of  $0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  (Fig. 7a and d),  $0.08 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  (Fig. 7b and e) and  $0.20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  (Fig. 7c and f) for the four different rod geometries shown in Fig. 3b. During inversion we used the parame-

Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 1-14, 2010

ter set for glass beads (Table 3). It has to be noted that due to installation and de-installation of the probe, which required refilling of the box, the soil moisture and bulk density profiles varied slightly between different experiments (Table 5 and Fig. 7a-c) when comparing the different geometries.

A decreasing distance between the wave guide rods means an increasing capacitance of the transmission line. Hence, the probe parameters  $C_1$  and L should vary along the transmission line. However, they are currently assumed to be constant, because we are studying the effect of rod deformation on the retrieved soil moisture profile by the supposition of a parallel geometry on de facto different geometries. For convergent rods, the average soil moisture was measured correctly compared to the measurement with parallel rods. However, the soil moisture along the rod increases with depth in all three cases, implying an underestimation of soil moisture in the upper half and an overestimation of soil moisture in the lower half. This becomes especially apparent for intermediate conditions and wet conditions.

For the case of divergent rods, the apparent soil moisture profile is just flipped in comparison to the convergent case. Thus, in the upper half we observe an overestimation and in the lower part an underestimation of the soil moisture. It is important to note that the average soil moisture calculated from the travel time with constant parameters is in most cases within the error range almost unaffected by deformations of the probe (Table 5). The experiments were also repeated in

www.hydrol-earth-syst-sci.net/14/1/2010/

10



Fig. 7. Reflectograms and inverted soil moisture profiles obtained with different probe deformations at a soil moisture of approximately  $0.04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  (a) and (d);  $0.08 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  (b) and (e); and  $0.20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  (c) and (f). Standard denotes according to Fig. 3 ideal geometry. Convergence means convergent rods with increasing depth, Divergence and Strong Divergence values signifies a divergent probe as described in Fig. 3.

coarse sand of 0.06 to 0.60 mm grain size, with similar results (not shown). Thus, we state that unknown changes in probe geometry will lead to a systematic bias in inverted soil moisture profiles, but will leave the average values largely unchanged in case of the used SUSU03 probe.

As a first step, we tested a simple quality measure to identify probe deformations by introducing the coefficient of amplitude CA, defined as:

$$CA = (V_{max1} - V_{min})/V_{max1}$$
(12)

where  $V_{\rm max1} =$  maximum voltage of the first reflection and  $V_{\rm min}$  is the inflection point before the second reflection in the reflectogram. The corresponding values for the deformation cases are listed in Table 6. In the convergent case, CA has positive values and is negative in the standard and divergent case. With increasing divergence CA values become larger. This is consistent with the theory of a plate capacitor, as an increasing distance between the rods corresponds to a decreasing conductance. The amplitude at the end of the reflectogram will thus increase, which yields a negative value for CA. In the convergent case the conductance increases at the end of the probe, which means a small amplitude and thus a positive CA. However, in the case of layered soils, where

the lower part can be systematically drier/wetter than the upper soil, or case of gradients in salt, clay or organic content identification of probe deformations using Eq. (12) is not that straight forward.

## 4.5 Experiment 4: effect of solid objects in the integration volume

The purpose of this experiment was to study the influence of different solids on the reflectogram and the estimated soil moisture profile. A coated SUSU03 probe was installed in the same box used in experiment 1 (Fig. 3a); ideal parallel geometry was ensured by installing a wooden template at a depth of 0.59 m. An iron block (a conductor), a dry and a saturated piece of wood (insulator), a PVC block (insulator) and a brick or a boulder from the study area, all with a volume of approximately 1.51, were placed close to the probe at a depth of 0.30 m. The box was filled with glass beads (Table 2). TDR measurements were performed at three different soil moisture levels:  $0.04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  (wer case).

Figure 8 presents the reflectograms as well as the inverted soil moisture profiles for the brick, the iron block, the dry and saturated wood, and the boulder block. Table 7 lists

Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 1-14, 2010



Fig. 8. Reflectograms and inverted soil moisture profiles with an iron block, dry and wet wood, PVC block, brick and boulder with a volume of approximately 1.51 at a depth of 0.30 m. All probes were measured with ideal geometry. The mean soil moisture is about  $0.04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , ((a) and (d), dry case) 0.16 m<sup>3</sup> m<sup>-2</sup> ((b) and (e), intermediate case) and 0.30 m<sup>3-3</sup> ((c) and (f), wet case). Wood is abbreviated to W.

Table 7. Mean soil moisture observed with THETA probes and estimated with the different objects and the soil moisture in the area of the object.

	Soil n	noisture b	etween 0.2	8-0.33 m dept	h [m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> ]		
ţ	Mean THETA probe	Iron	Boulder	Dry Wood	Sat.Wood	Plastic	Brick
dry	0.04	0.094	0.034	0.031	0.034	0.031	0.034
intermediate	0.16	0.240	0.131	0.135	0.152	0.142	0.140
wet	0.30	0.378	0.306	0.308	0.307	0.299	0.328
		me	an soil mois	ture SUSU03			
dry	0.04	0.037	0.034	0.034	0.033	0.034	0.035
intermediate	0.16	0.160	0.147	0.147	0.154	0.166	0.161
wet	0.30	0.310	0.313	0.313	0.312	0.315	0.316

the soil moisture observed with THETA probe measurements along the profile, the mean soil moisture estimated with the SUSU03 and the soil moisture in the area of the object. During inversion, parameter set "exp. 2" (Table 3) was used to characterize the transmission line. Similar to experiment 3 it has to be noted that due to installation and de-installation of the probe, soil moisture and bulk density profiles varied slightly between different experiments. This leads to a nonconstant profile in the inverted profiles, especially in the intermediate and wet case (Fig. 8e and f). As the iron block is an ideal conductor, the electric conductivity is strongly increased at a depth of 0.30 m. Consequently, soil moisture appears to be higher at that depth in the soil moisture profile, which is indicated in the reflectogram by the pronounced decrease in the amplitude at 5 ns in Fig. 8c. The inversion yielded a soil moisture value of  $0.37 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  at 0.30 m, whereas the true soil moisture was approximately  $0.30 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ . The other objects, with the exception of the wet piece of wood, show up as a slightly drier region in the reflectogram, marked by the small increase in

Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 1-14, 2010

www.hydrol-earth-syst-sci.net/14/1/2010/

www.hydrol-earth-syst-sci.net/14/1/2010/



12



Fig. 9. Inverted soil moisture profiles obtained in an experimental box filled with soil from Rehefeld with (a) the irrigation. (b) the absolute error of inversion compared to measurement with THETA, (c) the objective function (shortened with OF) of the inversion and (d) the inverted profiles to a depth of 0.55 m.

normalized voltage at 5 ns in Fig. 8b and c. The wet peace of wood has no influence in the dry and intermediate case and less effect on the profile in the wet case, although slight heterogeneities in the pore space could be observed and have similar impact on the reflectograms. Inversion yields slightly lower soil moisture at 0.30 m when compared to the values below and above. The effect of the iron block and the other objects agree with the expected behaviour.

It is important to stress that an ideal conductor in the integration volume has the same influence on the reflectogram and the inverted moisture profiles as a convergent probe geometry (compare Fig. 7a and Fig. 8a). Both lead to a strong decrease in the amplitude of the reflectogram. Fortunately, gravel, boulder blocks and other solid objects of low electric conductivity and low permittivity seem to be not as critical as was expected. Their effect on the reflectogram is rather small.

#### 4.6 Experiment 5: measurement of soil moisture in disturbed soil

The applicability of TDR in soils of high clay content is generally hampered because of relaxation phenomena and high energy losses along the transmission line (Chen et al., 2007; Kupfer et al., 2007). As the soil at the field sites contains about 16% clay, we performed irrigation experiments using field soil material (Table 2) in the box described in experiment 1 with the wooden template to guarantee an ideal probe geometry. The plate at the base was perforated to allow for exfiltration of irrigated water. To set up the experiment, we filled the box to 50% with disturbed soil material from the field site, installed the SUSU 3 probe in the template, installed two THETA probes at depths of 0.25 m and 0.50 m and then filled the remaining volume. Additionally, we installed a 0.30 m uncoated TDR probe of type CS610 (Campbell Scientific Inc.) vertically from the top into the box to measure the bulk electrical conductivity. After filling and probe installation, the soil material was compacted to avoid air gaps between the rods and the surrounding soil. The spinup time of the experiment was two months with an irrigation amount of 74 lm<sup>-2</sup> every fourth day to achieve stable initial conditions. The actual irrigation experiment lasted 10h, with a temporal sampling interval of the soil moisture data before irrigation of 20 min and during and after irrigation of 10 min. The soil was irrigated twice (741m<sup>-2</sup> 4min<sup>-1</sup>) using de-ionized water. During the inversion we used the profile information of the previous time step as the initial condition for the following step. Inverted soil moisture profiles obtained with Spatial TDR were compared to measurements with the THETA probes at two different depths.

Figure 9 presents the temporal development of the inverted soil moisture profile during two irrigations of approximately  $741m^{-2}$  in a period of 4 min at 5:20 h and 6:40 h (a), the absolute error of inverted profile compared to THETA probe

T. Graeff et al.: A quality assessment of Spatial TDR soil moisture measurements

#### 5 Discussion and conclusions

Different laboratory experiments were carried out to investigate the feasibility of retrieving soil moisture profiles with Spatial TDR technology in glass beads and heterogeneous loamy soils with substantial clay content.

This study shows that deformation of the probe geometry. characterize the transmission line. which can be assumed to be the rule rather than the exception The soil column was relatively dry before the irrigation. with a dry top layer and a slight increase in soil moisture towhen installing long TDR probes in heterogeneous soils, influence both the reflectogram and the inverted soil moisture wards the bottom. During the irrigation, the infiltration front reaches a depth of approximately 0.15 m in the first 10 min. profile. In the case of divergent or convergent rods, neither and then the infiltration front reaches the bottom after further the inductance L nor the capacitance  $C_1$  can be assumed to 10 min. Exfiltration starts at the bottom of the soil column. be constant along the transmission line. Fortunately, probe with some 101m<sup>-2</sup> leaving the column in the first few mindeformations leave the average moisture content along the probe almost unchanged. The average value is determined utes after the infiltration front has reached the bottom. In the top layer, up to a depth of 0.10 m, the soil moisture defrom the pulse travel time between the first and second main creases while the lower layers remain saturated for 2 h, after which the second irrigation experiment is initiated. The wetter soil reacts much faster upon irrigation. Drying then starts again, mainly forced by evaporation, and the profile evolves to the initial conditions. First, the soil moisture decreases from 0.56 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> to 0.25 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> in the top layer up to a depth of 0.08 m within a few hours. The deeper parts have lower rates of drving depending on the depth, and at the end of the experiment the lowest 0.12 m were still saturated. The estimated absolute error (Fig. 9b) of the inverted value

minus the measured soil moisture with THETA probes in the depths 0.20 m and 0.50 m shows that the inverted value slightly underestimates the soil moisture measured with the THETA probes before the irrigation. During the irrigations, the inversion overestimates the soil moisture, and during the drying the soil moisture is underestimated again. Especially during the irrigation phase, the absolute error is larger for the upper probe (0.15 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>) than for the lower one (0.05 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>). During the drying phase, the soil moisture for the upper probe is slightly overestimated, and for the lower it is underestimated. One explanation for the differences smaller <0.03 m3 m3 between inverted soil moisture and THETA probe measurements during the experiment is small scale heterogeneity in the soil column.

measurements (b), the objective function of the inversion (c),

and the inverted profiles (d). The range of the bulk conductiv-

ity measured with a CS610 was 0.04-0.10 dS m<sup>-1</sup>. The spa-

tial resolution was aggregated to 0.05 m length for a better

comparability with the THETA probe measurements. Dur-

ing inversion, parameter set "exp. 2" (Table 3) was used to

Figure 9c shows the temporal development of the objective function for the inversions, which is an uncertainty measure for the inverted soil moisture values. A higher value of the objective function implies a high uncertainty of the measurements. The objective function slightly decreases at the beginning of the experiment. It increases with the start of the irrigation. Between the two irrigation events, the objective function remains constant, but increases again after the second irrigation. Finally, the objective function value decreases continuously with decreasing soil moisture content. The increase of the objective function and the large difference to the upper THETA probe during the irrigation indicate that fast soil moisture changes are problematic for the inversion procedure, which applies especially for the upper part of the probe.

reflections in the reflectogram. Their location is not affected by probe deformations, because we used coated probes here. Average soil moisture values obtained with uncoated probes are, however, more sensitive to probe deformations as shown by Bänninger et al. (2008) and Spittlehouse (2000). Spittlehouse observed a reduction of average soil moisture in the divergent case and predicted an underestimation of the sampling volume for the convergent case. Ferré et al. (1998) showed that coated probes have a clearly smaller sampling volume than uncoated probes and that three rod probes have a smaller sample volume than two rod probes. A decreasing/increasing of the sample volume in the case of convergent/divergent probes has thus a smaller effect when using coated three rod probes, which explains the robustness of average soil moisture contents obtained here. A much stronger deformation than has been investigated here could surely have an effect on the average soil moisture values. However, in the present study we just investigated realistic rod deformations that were observed in a related field study (Zehe et al., 2010). It is also good news that solid objects like gravel, wood or

boulder blocks only have a small effect on the inverted soil moisture profiles. They show up as slightly drier regions in the reflectogram. However, when a solid electrical conductor (an iron block) is present, soil moisture in this region is strongly overestimated by the inversion. Similar problems could occur in soils with a high content of iron-rich minerals, as discussed by Robinson et al. (1994) and Van Dam et al. (2002).

Finally, we found that observations with THETA probes and soil moisture values retrieved from the same depths were generally in good accordance both in glass beads and disturbed natural soil from the field site. It has to be considered that during infiltration or withdrawal, the accuracy of the inverted profile decreases. We demonstrated furthermore that Spatial TDR is capable of monitoring fast infiltration and redistribution of irrigation water in soil.

We have analyzed the sources and subsequent impacts of different kind of errors. The biggest problem is certainly the

www.hydrol-earth-syst-sci.net/14/1/2010/

Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 1-14, 2010

Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 1-14, 2010

14

bias that is introduced by probe deformations. The suggested measure CA allows assessing whether the probe is convergent or divergent. During the experiments we found positive values in the case of convergent rods. Negative values are observed for parallel and divergent rods. The absolute value of the negative values increases with increasing divergence. Thus, if the reflectogram of a probe shows strongly negative or positive values under different conditions, it is likely that the probe geometry is deformed. In the case of a small negative CA, the function is not able to give clear information about the probe geometry if the probe is parallel or slightly divergently installed. This could lead to a biased inversion with a slight underestimation in the depth. This error source can only be identified by excavation of the probe. In the case of layered soils where the lower part can be systematically drier/wetter than the upper soil, or the case of gradients in salt, clay or organic content, identification of probe deformations using Eq. (12) is not that straight forward. The amplitude coefficient should to be evaluated for different wetness states, if the amplitude coefficient remains unchanged while observed, a probe deformation is likely. We recommend, furthermore, assessment of detailed information on the soil profile and the soil's physical properties within different layers to assist interpretation of the amplitude coefficient.

Future steps should further elaborate on the calibration of transmission line parameters. Especially for soils rich in fine particles, Eq. (10) should be revisited, to check whether the assumption of zero conductivity is reasonable when C drops below  $C_0$ . We think that independent data on the electrical conductivity of the soil will facilitate solving this problem. Furthermore, information about soil chemical properties and mineral content could be used as a pedotransfer function in supplementary work. It might also be necessary to introduce separate parameterization of the C - G relationship in Eq. (10) for strongly different soil horizons.

Acknowledgements. This study was partly funded by the German Ministry of Education and Research (BMBF) as part of RIMAX (Risikomanagement extremer Hochwasserereignisse), by the University of Potsdam, the Potsdam Graduate School, and by the Technische Universität München. It is part of the OPAQUE (operational discharge and flooding predictions in head catchments) project that aims at improving operational flood forecasting in mountainous headwaters (FKZ number 0330713D). Furthermore, we thank Dominik Reusser, Andre Terwei, Silja Hund, Erik Sommerer, Enrico Grams, Heiko Thoss and Niko Bornemann for their valuable help during the field season and laboratory work, again Dominik Reusser and Theresa Blume and three anonymous reviewers for their valuable comments and Peter Senft for permanent observation of the measurement equipment. We furthermore thank Sven Irrgang from Sachsenforst department Bärenfels for supporting field measurements with Spatial TDR.

Edited by: Z. Su

#### References

- Alharthi, A. and Lange, J.: Soil water saturation dielectric determination, Water Resour. Res., 23(4), 591–594, 1987.
- Bänninger, D., Wunderil, H., Nussberger, M., and Flühler, H.: Inversion of TDR signals – revisited, J. Plant Nutr. Soil Sc., 171, 137–145, 2008.
- Becker, R.: Spatial Time Domain Reflectometry for Monitoring Transient Soil Moisture Profiles, Ph. D. thesis, Mitteilungen des Institutes für Wasser und Gewässernetwicklung - Bereich Wasserwirtschaft und Kulturtechnik mit "Theodor-Rehbock-Wasserbaulaboratorium", Heft 228, University of Karlsruhe, Germany, 2004.
- Blume, T., Zehe, E., and Bronstert, A.: Use of soil moisture dynamics and patterns at different spatio-temporal scales for the investigation of subsurface flow processes, Hydrol. Earth Syst. Sci., 13, 1215–1233, doi:10.5194/hess-13-1215-2009. 2009.
- Cassiani, G., Binley, A., and Ferré, T. P. A.: Unsaturated zone processes, in: Applied Gydrogeophysics, NATO Science Series, IV. Eart and Environmental Sciences Vol. 71, edited by: Verrecken, H., Binley, A., Cassiani, G., Revil, A., and Titov, C., Springer, Dordrecht, 75–88, 2006.
- Chaves, J., Neill, C., Germer, S., Neto, S. G., Krusche, A., and Elsenbeer, H.: Land management impacts on rumoff sources in small Amazon watersheds, Hydrol. Process., 22, 1766–1775, 2008.
- Chen, R., Drnevich, V. P., Yu, X., Nowack, R., and Chen, Y.: Time domain reflectometry surface reflections for dielectric constant in highly conductive soils, J. Geotech. Geoenviron., 133(12), 1579– 1608, 2007.
- Dalton, F. N. and Van Genuchten, M. T.: The time-domain reflectometry method for measuring soil water content and salinity, Geoderma, 38, 237–250, 1986.
- Dingman, S. L.: Physical Hydrology, 575 pp., McMillan, New York, 1994.
- Ferré, T. P. A., Rudolph, D. L., and Kachanoski, R. G.: Spatial averaging of water content by time domain reflectometry: implications for twin rod probes with and without dielectric coatings, Water Resour. Res., 32, 271–279, 1996.
- Ferré, T. P. A., Knight, J. H., Rudolph, D. L., and Kachanoski, R. G.:The sample areas of conventional and alternative time domain reflectometry probes, Water Resour. Res., 34, 2971–2979, 1998. Friedman, S. P.: Statistical mixing model for the apparent dielec
- tric constant of unsaturated porous media, Soil Sci. Soc. Am. J., 61(3), 742–745, 1997. Gaskin, G. J. and Miller, J. D.: Measurement of soil water content
- using a simplified impedance measuring technique, J. Agr. Eng. Res., 63(2), 153–159, 1996. Greco, R.: Soil water content inverse profiling from single TDR
- waveforms, J. Hydrol., 317, 325–339, 2006.
- Greco, R. and Guida, A.: Field measurements of topsoil moisture profiles by vertical TDR probes, J. Hydrol., 348, 442–451, 2008. Hakansson, G.: Reconstruction of soil moisture profiles, Master's
- thesis, Royal Institute of Technology, Department of Electromagnetic Theory, Stockholm, 1997.
- Heimovaara, T. J., Huisman, J. A., Vrugt, J. A., and Bouten, W.: Obtaining the spatial distribution of water content along a TDR probe using the SCEM-UA Bayesian inverse modelling scheme, Vadose Zone J., 3, 1128–1145, 2004.

- Herkelrath, W. N., Hamburg, S. P., and Murphy, F.: Automatic realtime monitoring of soil moisture in a remote field area with time domain reflectometry, Water Resour. Res., 27(5), 857–864, 1991. Huebner, C., Schlaeger, S., Becker, R., Scheuermann, A., Brande-
- lik, A., Schädel, W., and Schuhmann, R.: Advanced measurement methods in time domain reflectometry for soil moisture determination, in: Electromagnetic Aquametry, edited by: Kupfer, K., Springer, Berlin, 317–347, 2005.
- Huisman, J. A., Lin, C. P., Weihermüller, L., and Vereecken, H.: Accuracy of Bulk Electrical Conducvity Measurements with Time Domain Reflectometry, Vadose Zone J., 7(2), 426–433, 2008.
- Jones, S. B., and Or, D.: Frequency domain analysis for extending time domain reflectometry water content measurement in highly saline soils, Soil Sci. Soc. Am. J., 68, 1568–1577, 2004.
- Knight, J. H., Ferré, T. P. A, Rudolph, D. L., and Kachanoski, R. G.: A numerical analysis of the effects of coatings and gaps upon relative dielectric permittivity measurement with time domain reflectometry, Water Resour Res., 33, 1455–1460. 1997.
- Kupfer, K., Trinks, E., Wagner, N., and Hübner, C.: TDR measurements and simulations in high loosy bentonite materials, Meas. Sci. Technol., 18, 1118–1136, 2007.
- Landesamt für Umwelt und Geologie: Bodenkonzeptkarte 25 des Freistaates Sachsen, Blatt 5248, Altenberg, 2006.
- Lesmes, D. P. and Friedman, S. P.: Relationship between the electrical and hydrogeological properties of rocks and soil, in: Hydrogeophysics, edited by: Robin, Y. and Hubbard, S. S., Water Sci. Technol., Volume 50, Springer, Dordrecht, 2005.
- Lin, C. P., Chung, C. C., Huisman, J. A., and Tang, S. H.: Clarification and Calibration of Reflection Coefficient for Electrical Conductivity Measurement by Time Domain Reflectometry, Soil Sci. Soc. Am. J., 72(4), 1033–1040, 2008.
- Lin, M. W., Thaduri, J., and Abatan, A. O.: Development of an electrical time domain reflectometry (ETDR) distributed strain
- sensor, Meas. Sci. Technol., 16, 1495–1505, 2005.
  Malicki, M. A., Plagge, R., and Roth, C. H.: Improving the calibration of dielectric TDR soil moisture determination taking into
- account the solid soil, Eur. J. Soil Sci., 47, 357–366, 1996. Merz, B., Bárdossy, A., and Schiffler, G. R.: Different methods
- for modelling the areal infiltration of a grass field under heavy precipitation, Hydrol. Process., 16, 1383–1402, 2002. Moret, D., Arrúe, J. L., López, M. V., and Gracia. R.: A new TDR
- Waveform analysis approach for soil moisture profiling using a single probe, J. Hydrol., 321, 163–172, 2006.
- Moret-Fernández, D., Lera, F., Arrúe, J. L., and López, M. V.: Measurement of soil bulk electrical conducctivity using partially coated TDR probes, Vadose Zone J., 8, 594–600, 2009.
- Nichol, C., Beckie, R., and Smith, L.: Evaluation of uncoated and coated time domain reflectometry probes for high electrical conductivity systems, Soil Sci. Soc. Am. J., 66, 1454–1465, 2002. Oswald, B.: Full wave solution of inverse electromagnetic problems, Ph.D. thesis Swiss Federal Institute of Technology, Zürich,
- 2000. Oswald, B., Benedickter, H. R., Bächtold, W., and Flühler, H.: Spatially resolved water content profiles from inverted time domain reflectometry signals. Water Resour. Res., 39(12), 1357, 2003.

- Paasche, H., Tronicke, J., Holliger, K., Green, A. G., and Maurer, H.: Integration of diversephysical-property models: Subsurface zonation and petrophysical parameter estimation based on fuzzy e-means cluster analyses, Geophysics, 71, H33–H44, 2006.
- Rejiba, F., Cosenza, P., Camerlynck, C., and Tabbagh, A.: Three-dimensional transient electro-magnetic modeling for investigating the spatial sensitivity of time domain reflectometry measurements, Water Resour. Res., 41, W09411, doi:10.1029/2004WR003505, 2005.
- Robinson, D. A., Bell, J. P., and Batchelor, C. H.: Influence of iron minerals on the determination of soil water content using dielectric techniques, J. Hydrol., 161, 169–180, 1994.
- Robinson, D. A., Jones, S. B., Wraith, J. M., Or, D., and Friedman, S. P.: A Review of Advances in Dielectric and Electrical Conductivity Measurement in Soils, Vadose Zone J., 2, 444–475, 2003. Roth, C. H., Malicki, M. A., and Plagge, R.: Empirical evaluation of the relationship between soil dielectric constant and volumetric water content and the basis for calibrating soil moisture measurements by TDR. J. Soil Sci., 43, 1–13, 1992.
- Schädel, W.: Schritte zur Verbesserung der Hochwasserwarnung mittels Online-Bodenfeuchtemessungen, Ph.D. thesis, Institute of Water and River Basin Management, Univ. of Karlsruhe, Germany, 2006.
- Scheuermann, A., Huebner, C., Schlaeger, S., Wagner, N., Becker, R., and Bieberstein, A.: Spatial-Time Domain Reflectometry and its application for the measurement of water content distributions along flat ribbon cables in a full scale levee model, Water Resour. Res., 45, W00D24, doi:10.1029/2008WR007073, 2009.
- Schlaeger, S.: A fast TDR-inversion technique for the reconstruction of spatial soil moisture content, Hydrol. Earth Syst. Sci., 9, 481–492, doi:10.5194/hess-9-481-2005, 2005.
- Spittlehouse, D. L.: Using time domain reflectometry in stony forest soil, Can. J. Soil Sci., 80(1), 3–11, 2000.
- Starr, J. L. and Timlin, D. J.: Using high-resolution soil moisture data to assess soil water dynamics in the vadose zone, Vadose Zone J., 3, 926–935, 2004.
- Topp, G. C., Davis, J. L., and Annan, A. P.: Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines, Water Resour. Res., 16, 574–582, 1980.
- Topp, G. C. and Davis, J. L.: Electromagnetic determination of soil water content using TDR: applications to wetting fronts and steep gradients, Soil Sci. Soc. Am. J., 46, 672–678, 1982.
- Van Dam, R. L., Schlager, W., Dekkers, M. J., and Huisman, J. A.: Iron oxides as a cause of GPR reflections, Geophysics, 67(2), 536–545, 2002.
- Zehe, E. and Blöschl, G.: Predictability of hydrologic response at the plot and catchment scales: Role of initial conditions, Water Resour. Res., 40, W10202, doi:10.1029/2003WR002869, 2004.
- Zehe, E., Elsenbeer, H., Lindenmaier, F., Schulz, K., and Blöschl, G.: Patterns of predictability in hydrological threshold systems, Water Resour. Res., 43, W07434, doi:10.1029/2006WR005589, 2007
- Zehe, E., Graeff, T., Morgner, M., Bauer, A., and Bronstert, A.: Plot and field scale soil moisture dynamics and subsurface wetness control on runoff generation in a headwater in the Ore Mountains, Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 873–889, doi:10.5194/hess-14-873-2010. 2010.

www.hydrol-earth-syst-sci.net/14/1/2010/

Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 1-14, 2010

Vom methodischen Vorgehen her wurden zunächst einfache automatische Verfahren entwickelt, um Niederschlag-Abflussereignisse an den Pegeln zu identifizieren und die ereignisbezogenen Abflussbeiwerte sowohl für Einzelereignisse als auch für sich überlagernde multiple Ereignisse zu ermitteln. Das Verfahren wurde für die beiden Pegel der Wilden Weißeritz (Rehefeld-Zaunhaus (RZ) und Ammelsdorf (AD)) und den durch die Universität Potsdam installierten Pegel Herklotzmühle (HZ) am Becherbach durchgeführt. Insgesamt wurden 24 Ereignisse identifiziert, die an allen 3 Einzugsgebieten erfasst wurden. Die Stichprobe an den einzelnen Pegel ist durchaus aus größer (bis zu 60). Grundsätzlich zeigen die Gebiete RZ und AD auch bei geringeren Niederschlägen eine klare Reaktion, als das steile Gebiet des Pegels HZ. An allen Pegeln wurden für die Abflussbeiwerte der Ereignisse ohne Schneeeinfluss lineare Regressionsmodelle zur Vorhersage der Abflussbeiwerte getestet. Aufgrund der der Nichtlinearität der Abflussbildung wurde eine Logittransformation durchgeführt. Als meteorologische Prädiktoren wurden die Niederschlagssumme, der kumulierte Niederschlag in den ersten 2 Stunden, die mittlere Niederschlagsintensität, die maximale Niederschlagsintensität, die Verzögerungszeit zwischen Beginn des Niederschlages bis zum Beginn des Abflussereignisses und die Reaktionszeit (Differenz des Niederschlagszentroids zum maximalen Anstieg im Abfluss) herangezogen. Als Zustandmaß für die mittlere Gebietsfeuchte wurden der Vorereignisabfluss und Vorregenindizes mit unterschiedlichen Wichtungsfunktionen getestet. Weiterhin wurden die gemittelten Vorbodenfeuchten beider Messstandorte als standortdifferenzierte Zustandsgrößen getestet.

Grundsätzlich waren die Residuen der Regressionsmodelle normal verteilt. Nach Eliminierung der Ausreißer in Niederschlagsereignissen zeigten sich für Stichprobengrößen von 60 bis 70 Ereignissen robuste Ergebnisse. Die Interaktion unterschiedlicher Prädiktoren untereinander wurde mittels hierarchischer Partitonierung untersucht. Die Vorhersagegüte sämtlicher Modelle wurde mittels "Jack Knifing" getestet.

### Ergebnisse auf der Punkt/Feldskala und ihre Deutung

Von den meteorologischen Größen ist in allen drei Gebieten die Niederschlagsdauer der beste Prädiktor. Interessanter Weise ist die Vorbodenfeuchte am Waldstandort Herklotzmühle für alle Pegel das Zustandsmaß mit der stärksten Erklärungswirkung. Abbildung 5.4.8 zeigt Vorereignisabfluss und Bodenfeuchte am Waldstandort im Vergleich. Der Vorereignisabfluss Pegelen hat einen deutlich geringeren Erklärungswert, der Vorregenindex erlaubt keine Erklärung der Streuung der Abflussbeiwert (die immerhin bis zu 20% betragen).

In Tabelle 5.4.2 wird der Erklärungswerte des Minimalmodels, welches nur die Vorbodenfeuchte am Waldstandort nutzt, dem Erklärungswert des besten Modells gegenüber gestellt. Das Bestimmtheitsmaß (R<sup>2</sup>) des Minimalmodells am Pegel Ammelsdorf ist 65 %! Ruft man sich die geringe Größe der Messfläche (ca. 400 m<sup>2</sup>) in Erinnerung, so erscheint dies doch mehr als bemerkenswert. Das beste Modell verwendet neben der Vorbodenbodenfeuchte, die Niederschlagsdauer, die Verzögerungszeit, die Niederschlagssumme und den Vorereignisabfluss am Pegel. Das Quadrat der Rangkorrelation RHO<sup>2</sup> beträgt 0.85, das Bestimmheitsmaß R<sup>2</sup> ist 0.84 und der mittlere quadratische Fehler ist 0.02. Am Pegel Rehefeld erklärt das Minimalmodel 68% der Streuung der Abflussbeiwerte. Das beste Modell nutzt neben der Vorbodenfeuchte (HZ), die Niederschlagsdauer, die Niederschlagsmenge, den Vorereignisabfluss am Pegel und die Verzögerungszeit und besitzt liefert ein RHO<sup>2</sup> von 0.83, ein R<sup>2</sup> von 0.78 und RMSE von 0.02. Das Minimalmodel für das Einzugsgebiet HZ erzielt ein Bestimmheitsmaß von R<sup>2</sup> von 0.54. Das beste Modell verwendet den mittleren Wassergehalt, die Niederschlagsdauer, die Verzögerungszeit und den Gesamtniederschlag und erzielt ein RHO<sup>2</sup> von 0.71. ein R<sup>2</sup> von 0.93 und einen RMSE von 0.01. Am Standort HZ nimmt die Bedeutung der Bodenfeuchte gegenüber der Niederschlagssumme und der Reaktionszeit ab. Der Vorereignisabfluss spielt im besten Modell interessante Weise gar keine Rolle. Tabelle 5.4.3 fasst die Prädiktoren der besten Modelle noch einmal zusammen.



Abbildung 5.4.8: Abflussbeiwert (Cr) aufgetragen gegen den Vorereignisabfluss und die mittleren Vorbodenfeuchte am Standort Herklotzmühle an den Pegeln Ammelsdorf AD, Rehefeld RZ und Herklotzmühle HZ.

Tabelle 5.4.2: Güte des Minimalmodells, mit der mittleren Vorbodenfeuchte am Waldstandort Herklotzmühle als einzigem Prädiktor, und dem besten Modell. RHO<sup>2</sup> ist die Rangkorrelation, R<sup>2</sup> der Korrelationskoeffizient nach Pearson und RMSE ist der Root Mean Squared Error.

Gütekriterium	Minimalmodell	bestes Modell				
AD (47 km²)						
RHO <sup>2</sup>	0.57	0.85				
R²	0.65	0.84				
RMSE	0.04	0.02				
RZ (17 km <sup>2</sup> )						
RHO <sup>2</sup>	0.68	0.83				
R²	0.68	0.78				
RMSE	0.03	0.02				
HZ (2km²)						
RHO <sup>2</sup>	0.46	0.71				
R²	0.54	0.93				
RMSE	0.02	0.01				

Fabelle 5.4.3: Beschreibung	der besten linearen	Modelle für die drei	Einzugsgebiete

Einzugs- gebiet	Anzahl der Prädiktoren	Prädiktoren
AD	5	Bodenfeuchte HZ, Niederschlagsdauer, Niederschlagssumme, Vorereignisabfluss am Pegel, Verzögerungszeit
RZ	5	Bodenfeuchte HZ, Niederschlagsdauer, Niederschlagssumme, Vorereignisabfluss am Pegel, Verzögerungszeit
HZ	4	Bodenfeuchte HZ, Niederschlagsdauer, Niederschlagssumme, Verzögerungszeit

### Schlussfolgerungen und Ausblick zu den Ergebnissen der Punkt/Feldskala

Die vorgestellten Ergebnisse erlauben durchaus einige praxisrelevante Schlüsse. Zum einen zeigt sich, dass Zeitreihen repräsentativer Bodenfeuchtedaten an wichtigen Standorteinheiten eines Gebiets viel wichtiger für das Verständnis und die Vorhersage von Abflussbeiwerten sein können als der Vorereignisabfluss. Am Pegel Ammelsdorf ist das besonders überraschend, da die Gebietsfläche um einen Faktor 10<sup>5</sup> über der Messfläche des Clusters liegt. Der Messstandort HZ erstreckt sich von der hyporäischen Zone des Waldhanges ungefähr bis auf eine Höhe von 10 m über Bachniveau. Offensichtlich ist die Feuchte dieser Standort-einheiten viel wichtiger für die Abflussbereitschaft der Gebiete, als Information über den mittleren Vorfeuchtezustand des "tiefen" Gebietsspeichers.

Zum zweiten zeigt sich eine sehr hohe Korrelation der Vorbodenfeuchte am Wiesenstandort mit dem Vorereignisabfluss am Pegel Rehefeld (R<sup>2</sup> 0.79). Somit erlaubt dieser Messstandort auch eine belastbare Aussage über die mittlere Feuchte des tiefen Gebietsspeichers. Zur Erklärung der Abflussbereitschaft des Gebiets ist die Vorfeuchte am Waldstandort jedoch die wichtigste Zustandsgröße. In den Einzugsgebieten HZ und RZ sind 90 % und 60 % der Fläche unter forstwirtschaftlicher Nutzung. Im Gebiet AD sind es immerhin noch 50 %. Der hohe Erklärungswert der Vorbodenfeuchte am Standort HZ legt nahte, dass das Gros des Direktabflusses in Waldgebieten entsteht.

Gegenwärtig wird der Messstandort Herklotzmühle noch weiter betrieben, der Messstandort Rehefeld wurde bereits abgebaut. Aufgrund der viel versprechenden Ergebnisse wäre eine Weiterführung der Messungen wünschenswert, um die Datenbasis zu verbessern und ein statistische Vorhersage Modell für die Abflussbeiwerte aufzubauen.

• FDR Kampagnen auf unterschiedlichen Feldern im Vergleich zum Vegetationszustand

Die intensive Messstrategie wurde bereits im vorangegangen Kapitel beschrieben. Im Folgenden werden die Ergebnisse der extensiven Messstrategie zur Validierung der SAR Datensätze vorgestellt. Die wiederholte Messung der Bodenfeuchte mit FDR Sonden auf unterschiedlichen Landnutzung während der SAR Messkampagne 2008 wurden unter zwei unterschiedlichen Aspekten durchgeführt: Untersuchung der zeitlichen Dynamik und Untersuchung der räumlichen Vergleichbarkeit der Bodenfeuchtcharakteristika für die unterschiedliche Felder. Innerhalb einer Feldfrucht (siehe Tabelle 5.4.4), wurde über dem Messzeitraum eine kontinuierliche Abnahme in der Bodenfeuchte beobachtet. Von einem relativ hohen Sättigungsgrad von 0.28 m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup> (24. April 2008), trotz andauernder Niederschlagsfälle während der Messkampagne, fällt die Bodenfeuchte auf einen Wert von 0.13 m³/m³ (16. Mai 2008). Im Mai führte die stetige Temperaturzunahme und die geringe Menge an Niederschlag zu einer starken Austrocknung der Bodenoberfläche. Der Vergleich der Messungen über die Zeit auf den unterschiedlichen Feldfrüchten (etwa der 24. April 2008) zeigt eine räumliche Spannweite von 0. 22 m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>-0.42m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>. Im Besonderen zeigen die Felder, die bereits einen hohen Vegetationsbedeckungsgrad besitzen einen hohen Feuchtegehalt, der durch den Abschattung der Bodenoberfläche durch die Vegetation erklärt werden kann und damit die Bodenevaporation minimiert, während die Transpiration zu Beginn der Vegetationsperiode noch gering ist.

Der Vegetationszustand (siehe Tabelle 5.4.4) hat einen bedeutenden Einfluss auf die Messung der Bodenfeuchte durch Fernerkundungsmethoden. Abhängig von der Feldfrucht, ist dieser Einfluss zu Anfang der Vegetationsperiode und zu Beginn der Messkampagne vernachlässigbar und steigt mit der Zunahme an Biomasse stetig an. Die getrocknete Biomasse des Winterweizens nimmt innerhalb der Kampagne deutlich zu, von 12 g/m<sup>2</sup> bis zu 100 g/m<sup>2</sup>. Die Bestandshöhe des Weizens nimmt von 7 cm auf 18 cm zu und der Bedeckungsgrad steigt von 9 % auf 75 %. Im Gegensatz dazu, behält die Rauhigkeit der Bodenoberfläche, der andere entscheidende Parameter bei der Ermittlung der Feuchte aus Radardaten, einen konstanten Wert. Aus diesem Grund kann davon ausgegangen werden, dass es keinen Einfluss auf den Zusammenhang zwischen Rückstreuung und Bodenfeuchte nimmt.

Datum	Bodenfeuchte (m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	Trockene Biomasse (g/m <sup>2</sup> )	Bestandshöhe (cm)	Bedeckungsgrad(%)	Bodenfeuchte (m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	Courat Cockene Biomasse (g/m <sup>2</sup> )	Bestandshöhe (cm)	Bedeckungsgrad(%)	Bodenfeuchte (m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	Trockene Biomasse (g/m <sup>2</sup> )	Bestandshöhe (cm)	Bedeckungsgrad(%)	Bodenfeuchte (m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	Trockene Biomasse (g/m <sup>2</sup> )	Bestandshöhe (cm)	Bedeckungsgrad(%)	Bodenfeuchte (m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	Trockene Biomasse (g/m <sup>2</sup> )	Bestandshöhe (cm)	Bedeckungsgrad(%)	Bodenfeuchte (m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	puels Trockene Biomasse (g/m <sup>2</sup> )	Bestandshöhe (cm)	Bedeckungsgrad(%)	Bodenfeuchte (m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	Trockene Biomasse (g/m <sup>2</sup> )	Bestandshöhe (cm)	Bedeckungsgrad(%)	Bodenfeuchte (m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> )	Trockene Biomasse (g/m <sup>2</sup> )	Bestandshöhe (cm)	Bedeckungsgrad(%)	Vegetationsfreie	Standorte
24. April	0.28	12	7	9	0.30	) 17	7	16	0.37	10	8	17	0.22	47	9	27	0.32	194	18	63	0.43	126	11	73	0.34	0	0	0	0.27	0	0	0	Gerste Rogge Weize	e, e, en,
03. Mai	0.24	16	10	26	0.26	8 26	15	17	0.30	29	16	35	0.22	40	17	35	0.28	226	46	77	0.39	157	17	90	0.30	1	2	0	- 1	0	0	0	Hafer Gerste Rogge Weize	r, e, en, en
10. Mai	0.19	23	13	48	0.20	26	17	35	0.20	51	25	57	0.11	106	25	56	0.18	304	90	80		224	20	95	0.25	3	6	1	-	0	0	0	Hafer Rogge Weize	r, en, en
16. Mai	0.13	98	18	75	0.13	8 102	50	40	0.12	154	30	75	0.11	219	45	59		-	-	-		-	-	-	0.20	8	9	13	0.18	0	0	0	Hafer Mais	r, S

Tabelle 5.4.4: Ergebnisse der Bodenfeuchte- und Vegetationsaufnahme während der Messkampagne vom 24. April bis zum 16 Mai 2008, letzte Spalte: Standorte, die als vegetationsfrei definiert und im empirischen Modell für die Bestimmung der Bodenfeuchte nach ASAR Daten benutzt wurden

### Kleineinzugsgebietsskala: Flugzeuggestützte multi-polarimetrische Mikrowellenfernerkundung

Um vernünftige Invertierungen der Bodenfeuchte im Falle vegetationsbedeckter Oberflächen zu erreichen, muss das komplexe SAR Rückstreuungsignal und die zu Grunde liegenden Streuungsmechanismen analysiert werden. Die Vegetationshöhe von landwirtschaftlichen Nutzpflanzen kann bis zu ca. 2m betragen und eine markante Orientierung aufweisen. In diesem Fall dringt die elektromagnetische Welle in das Vegetationsvolumen ein und interagiert mit a) der Bodenoberfläche (Oberflächenstreuung), b) dem Boden und den Pflanzenstängeln (dihedrale Streuung) und c) mit dem Volumen selbst (Volumenstreuung). Abhängig von der ausgesandten Polarisation und der Wellenlänge durchdringt die elektromagnetische Welle das Vegetationsvolumen mehr oder weniger stark. Daher liegt der Hauptaugenmerk bei der Verarbeitung der multi-polarimetrischen Mikrowellendaten in der Trennung der verschiedenen Streubeiträge, um die Volumenkomponente der Vegetation von der Oberflächenstreuung und der dihedralen Streuung der Bodenkomponente zu trennen. Ein vielversprechender Ansatz, um Volumen - und Bodenkomponente zu separieren, nützt die polarimetrische Diversität der multi-polarimetrischen Messungen. Polarimetrisches RADAR mit synthetische Apertur bzw. SAR Polarimetrie ist hauptsächlich sensitiv auf die dielektrischen (Feuchte) und geometrischen (Form, Rauhigkeit) Eigenschaften eines bestrahlten Objekts und daher in der Lage verschiedene Streumechanismen, welche in ein und derselben Auflösungszelle auftreten, zu unterscheiden. Das streuende Objekt kann durch eine komplexe 2x2 Streumatrix mit vier Elementen (HH, HV, VH, VV) der ausgesandten und empfangenen Wellen in horizontaler (H) und vertikaler (V) Polarisation beschrieben werden. Folglich hat die komplexe Streumatrix fünf (3 Amplituden und 2 Phasen) unabhängige Parameter, welche für die Inversion von physikalischen Parametern genutzt werden können. Der in Kapitel 5.4.2 angesprochene polarimetrische Dekompositions- und Inversionsalgorithmus wurde auf die L-Band Daten, aufgenommen am 30./31. Mai 2007 vom E-SAR Sensor des DLR, angewandt. Die Umrechnung der dielektrischen Konstante in Bodenfeuchte wurde mit demselben, spezifisch für das Untersuchungsgebiet entwickelten, bodenphysikalischen Model durchgeführt, welches auch für die Prozessierung der TDR- und GPR-Ergebnisse der vorhergehenden Kapitel benutzt wurde. Abbildung 5.4.9a zeigt die Resultate der verschiedenen Dekompositionsmethoden für den 31. Mai 2007. Die verschiedenen Dekompositionsmethoden, ihr prozentuales Auftreten im Bild und die zugewiesene Referenzfarbe sind in der Legende von Abb. 8a aufgelistet. In ungefähr 50% der Fälle wird eine Dekomposition mit einem zufällig orientierten Volumen (konstante Wahrscheinlichkeitsdichte über alle Orientierungswinkel) in blauer und gelber Färbung in Abb. 5.4.9a. angewandt. Hier sind ein Großteil der dihedral dominanten Bereiche (21%) in den bewaldeten Gebieten (rechts oben im Bild) gelegen, wohingegen die Bereiche mit dominanter Oberflächenstreuung in Regionen mit steilem Einfallswinkel liegen. Des Weiteren sind 18% der Pixel als vertikal orientiertes Vegetationsvolumen mit einer dihedralen Bodenrückstreuung ausgewiesen. Da diese Gebiete im Vergleich mit der Landnutzungskarte als bewaldete Gebiete ausgewiesen werden können, sollte dadurch die vernünftige Trennung der verschiedenen Rückstreuungsszenarien durch den entwickelten Dekompositionsansatz nachgewiesen sein.

Abbildung 5.4.9b zeigt das normierte Ergebnis der model-basierten drei Komponenten Dekomposition als RGB-Bild, wobei die dihedrale Komponente auf rot, die Volumenkomponente auf grün und die Oberflächenkomponente auf blau gesetzt wurde. Die Gebiete, in denen Volumenstreuung dominiert sind deutlich als bewaldete Gebiete und urbane Räume zu erkennen. Auf den landwirtschaftlichen Nutzflächen dominieren die dihedrale Komponente und die Oberflächenkomponente im Vergleich zur Volumenkomponente. Ob ein Feld hauptsächlich Oberflächenstreuung oder dihedrale Streuung aufweist, hängt von dem Wuchszustand der Vegetation ab, je nachdem, ob das Feld noch fast unbewachsen ist oder sich schon ein ausgeprägtes Vegetationsvolumen entwickelt hat.

Abbildung 5.4.9c stellt die invertierte Bodenfeuchte für alle angewandten Dekompositionsmethoden dar, wobei alle Ergebnisse in einem Bild zusammengenommen wurden. Der Wertebereich der Bodenfeuchte reicht von 0 Vol.-% bis 60 Vol.-%, wobei weiße Flächen als nicht invertierbar gelten. Unter Einbezug der Ergebnisse der model-basierten Dekomposition (Abb. 5.4.9b) zeigt die Bodenfeuchteinversion in Gebieten mit dominanter Volumenstreuung, hauptsächlich Wälder, (starke Grünfärbung) eine spärliche Invertiermöglichkeit für Bodenfeuchte. Dies kann durch das komplizierte Streuungsszenario von Wäldern erklärt werden, das nicht durch die bestehenden elektromagnetischen Modelle beschrieben werden kann.

Zudem zeigen auch die Gebiete mit steilen Einfallswinkel (<20°), welche zumeist an den Uferhängen entlang des Flusses Weisseritz liegen, eine geringe Inversionsrate (lineare weisse Gebiete in Abb. 5.4.9c). In diesem Einfallswinkelbereich ist die Sensitivität des polarimetrischen Observablenraumes stark reduziert. Die Inversion zeigt sich stabil und annähernd homogen für die landwirtschaftlichen Nutzflächen, welche zumeist in der Bildmitte gelegen sind. Dies gilt besonders für die gering bewachsenen Felder (in Abb. 5.4.9a Zyan eingefärbt), welche als Oberflächenstreuer mit einem darüberliegenden horizontalen Volumen eingestuft und invertiert wurden.



(a)

(c)

Legende für Abb. 8a)										
Dekompositionsmethode	Flächenanteil (%)	Farbe								
only surface scattering	2	Schwarz								
Surface dominance – vert. orientation	11	Magenta								
Surface dominance – horiz. orientation	12	Zyan								
Surface dominance – random orientation	31	Gelb								
Dihedral dominance – vert. orientation	18	Grün								
Dihedral dominance – horiz. orientation	5	Rot								
Dihedral dominance – random orientation	21	Blau								

Abbildung 5.4.9: (a) Karte der verschiedenen Dekompositionsmethoden; (b) Resultat der modelbasierten drei Komponenten Dekomposition; (c) Bestimmte Bodenfeuchte unter Einbezug aller verwendeten Methoden. Weiße Farbe zeigt nicht invertierbare Pixel.

Tabelle 5.4.5 stellt einen statistischen Vergleich von invertierten Bodenfeuchten mit Bodenfeuchtemessungen von FDR-Sonden für drei verschiedene Landnutzungsklassen dar. Zur Bestimmung der Vergleichswerte für die invertierten Bodenfeuchten wurden die 13x13 Pixel um eine Bodenfeuchtemessstelle herum analysiert und die invertierbaren Pixel innerhalb der 13x13 Box gemittelt.

Nur Boxen die zu 25% invertierbare Pixel enthalten, wurden für den Vergleich von invertierten und gemessenen Bodenfeuchten verwendet, um Probleme mit Extremwerten zu verhindern. Die Korrelation zwischen gemessenen und invertierten Werten für die drei verschiedenen Felder (Wintertritikale, Feldgras und Mais) weisen einen radizierten, mittleren quadratischen Fehler (RMSE) von 8.0Vol.-% bis 9.9Vol.-% auf.

Tabelle 5.4.5 gibt außerdem Auskunft über Kenngrößen der verschiedenen Feldfruchttypen. Die Vegetationshöhe variiert zwischen 16cm und 85cm. Die feuchte Biomasse liegt im Bereich von 0.1kg/m<sup>2</sup> bis 3.34kg/m<sup>2</sup>. Die mittlere Standardabweichung der invertierten Messungen bewegt sich zwischen 10.6Vol.-% und 14.2Vol.-%. dies deutet eine eher hohe Variabilität der Rückstreuungswerte sowie der Bodenfeuchten auf der Sub-Feldskala an.

Hinzugefügt zur Tabelle sind auch der mittlere gemessene und der mittlere invertierte Bodenfeuchtewert für die einzelnen Felder, welche einen maximalen Fehler von 5Vol.-% aufweist. Dies bedeutet, die Inversion der mittleren Bodenfeuchte über den untersuchten landwirtschaftlichen Flächen scheint bis auf einen Fehler von 5Vol.-% genau zu sein.

Tabelle 5.4.5: Vegetationsparameter sowie gemessene (FDR) als auch bestimmte (SAR) Bodenfeuchtewerte der drei Testfelder, aufgenommen während der Feldkampagne 30./31. Mai 2007 (Statistische Parameter: Feldmittelwerte für den radizierten mittleren quadratischen Fehler: RMSE; Standardabweichung innerhalb jedes Feldes: STDV)

	Vegetatio	onsparamet	er	Bodenfeuchte (Vol%)				
	Pflanzen-	Reihen-	Feuchte	Mittelwert				
	höhe [cm]	abstand [cm]	Biomasse [kg/m²]	gemessen	bestimmt	RMSE	STDV	
Wintertritikale	85	10	3.34	29.8	32.5	8.0	12.6	
Feldgras	27	10	1.13	32.0	36.8	9.9	10.6	
Mais	16	75	0.1	27.0	31.2	9.5	14.2	

### • Multi-polarimetrische, multi-angulare Mikrowellenfernerkundung

Im Folgenden werden Ergebnisse gezeigt, die eine Weiterentwicklung und Erweitung des oben vorgestellten Algorithmus darstellen. Diese invertierten Bodenfeuchten sind aber nicht in die Simulationsexperimente des nachfolgenden Kapitels eingegangen.

Aufgrund der starken sowie kurzräumig variierenden Topographie des OPAQUE Einzuggebietes wurde speziell während der OPAQUE-Kampagne 2008 ein multi-angularer Datensatz aufgenommen, um den Observablenraum diesbezüglich zu erweitern (siehe Abb. 5.4.10).

Durch die multiplen Einfallswinkel kann die polarimetrische Diversität besser ausgenützt werden und die Inversionsrate der Bodenfeuchteergebnisse steigt unter Einbezug von immer mehr Akquisitionen mit unterschiedlichem Einfallswinkel von 30% auf 71% an, was in Abb. 5.4.11 anschaulich gezeigt werden kann. Hier ist die invertierte Bodenfeuchte unter Einbezug von einem, zwei und drei Akquisitionen dargestellt.

Ausgenommen sind Waldgebiete, die nicht mit dem entwickelten Dekompositions- und Rückstreuungsmodel abgebildet werden können (vgl. Landnutzung in Abb. 5.4.11). In der Validierung mit Feldmessungen der OPAQUE 2008–Kampagne konnte gezeigt werden, dass unter Verwendung der maximalen Anzahl vorhandener Akquisitionen die Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers für alle fünf Testfelder (rote Punkte in Abb. 5.4.11 Landnutzung) mit verschiedener Landnutzung bis auf 7Vol.-% reduziert werden konnte. Zudem ist aber anzumerken, dass mit der separaten Schätzung der Bodenrauhigkeit und der Volumencharakteristik für jede einzelne Akquisition vor dem Inversionsschritt eine Fehlerquelle bleibt, die in weiterführenden Studien untersucht und behoben werden soll.



Abbildung 5.4.10: RGB-Komoposit der multi-angularen Aufnahmen in HH-Polarisation für L-Band (R: 1.Bild "master", B: 2.Bild "opposite", G: 3.Bild "perpendicular"). Der Überlappungsbereich der Aufnahmen wird durch den roten Rahmen gekennzeichnet.

Es wird deutlich, wie besonders in Bereichen mit steilem Einfallswinkel, die bei Inversion mit nur einer Akquisition nicht invertierbar sind durch Hinzunahme von weiteren Akquisitionen eine flächendeckendere Inversion erreicht wird.



Abbildung 5.4.11: (von links nach rechts) Landnutzung, lokaler Einfallswinkel [°], berechnete Bodenfeuchte unter Benutzung von ein, zwei oder drei Akquisitionen [Vol.-%] (räumliche Glättung: 4x4Pixel). Weiße Bereiche sind nicht invertierbar. Der Überlappungsbereich der Aufnahmen wird durch den roten Rahmen gekennzeichnet (Jagdhuber et al., 2009b).

### • Extrapolation auf die Einzugsgebietsebene auf Basis von Satellitenradar-Fernerkundung

Bodenmessungen der Bodenfeuchte und des Bedeckungsgrades (siehe Tabelle 5.4.4) bilden die Grundlage für die Ermittlung der empirischen Zusammenhänge zwischen am Boden gemessenen und den satelliten-basierten Daten für die Messkampagne 2008. Solange der Boden nicht von zu dichter Vegetation bedeckt wird, ist die Herleitung dieser Beziehung einfach. Es ist jedoch offensichtlich, dass die ASAR-Daten für die dicht bedeckten Grünlander von geringem Nutzen sind, um eine profunde Beziehung mit der Bodenfeuchte dieser Felder abzuleiten. Deshalb wurden die von Grasland bedeckten Flächen nicht berücksichtigt. Eine ähnliche Situation ergab sich für die Felder mit Winterraps, wo die hohe Oberflächenrauhigkeit der Vegetationsdecke die Ableitung einer Korrelation mit der Bodenfeuchte verhindert. Im Allgemeinen konstatierten wir 50% Bedeckungsgrad oder 100g/m<sup>2</sup> trockene Biomasse als Obergrenze für die Ableitung einer gesicherten Korrelationsfunktion von reflektiertem Signal (ASAR) und am Boden gemessener Feuchte (mit FDR). Die Felder mit einem Bewuchs unterhalb dieses Grenzwertes wurden als "vegetationsfreie Flächen" definiert und verwendet, um den Zusammenhang abzuleiten.

Die resultierenden Korrelationsdiagramme für alle untersuchten Flächen, außer Grünland, sind in Abbildung 5.4.12 dargestellt. Daraus ist eine angemessene Korrelation zwischen den Boden-Messwerten und den aus Satellitendaten ermittelten zu allen vier Terminen für die vegetationsfreien Flächen erkennbar (Roggen am 24. April, Weizen am 3. Mai, Mais am 16. Mai). Die schwache Korrelation für Triticale am 24. April ist einerseits durch die hohe Bodenfeuchte von ca. 40% erklärt werden (Baghdadi et al., 2006) und auf der anderen Seite durch die hohe Rauhigkeit von diesem speziellen Bereich des Feldes, wo durch die Futtersuche von Wildschweinen die Oberflächenrauhigkeit stark verändert war. Die Felder, auf denen sich die Höhe und Dichte der Vegetation im Laufe der Bodenmesskampagne vergrößerte, werden durch eine abnehmende Korrelation gekennzeichnet (Triticale und Wintergerste zum ersten Meßtermin und später auf allen Winterkulturen). Am 16. Mai kann die Bodenfeuchte nur auf den Sommerkulturenflächen mit Mais und Hafer in befriedigender Weise vom Satelliten geschätzt werden, für alle anderen Testfelder beeinträchtigt die Vegetationsdichte die Rückstreuung in der Weise, dass eine deutliche Überschätzung der Feuchte erfolgt.

In Abbildung 5.4.13 und Tabelle 5.4.6 und 5.4.7 werden die statistischen Eigenschaften der Bodenfeuchtedaten aus den Satellitendaten und vom Boden verglichen. Man sieht, dass für den 24. April Satelliten- und Bodenmessdaten von Winterweizen, Wintergerste und Winterroggen ähnliche statistische Eigenschaften zeigen. Tabelle 5.4.7 zeigt, dass die hohe Genauigkeit der Satellitendaten für den Weizenbestand bis zum 10. Mai (RMSE ca. 1 Vol%) andauert, und dass zum 16. Mai die hohe Vegetationsdichte die Güte verschlechtert (RMSE 8,3%). Die statistischen Ergebnisse für Triticale zeigen einen großen Unterschied zwischen den boden- und den satellitengestützten Messergebnissen wegen der zuvor erläuterten außergewöhnlichen Oberflächenrauhigkeit diesem Bereich. Eine ähnliche Differenz besteht auch für Mais und Hafer. Während bei Mais die charakteristische Bodenrauhigkeit aufgrund des Landmanagement Ursache für die Unterschätzung aus Satellitendaten sein könnte(beim Pflügen vor der Aussaat wird eine Furchenstruktur von 15 cm breiten Streifen mit Mikro-Höhenunterschieden von 10 cm erzeugt), gibt es keine eindeutige Erklärung für die Unterschätzung bei Hafer. Trotz der diskutierten Einschränkungen, bleibt zu erwähnen, dass die mittlere Bodenfeuchte aller gemessenen Testflächen (Durchschnitt aller Bodenmessungen: 28Vol.-%) mit einem Fehler von weniger als 3Vol.-% aus Satellitendaten geschätzt werden kann (Durchschnitt aller Bodenfeuchtedaten vom Satelliten aus bestimmt: 27Vol.-%). Diese Genauigkeit wird auch am 3. Mai (26Vol. -% gegenüber 27Vol.-%) und am 10. Mai (18Vol. -% gegenüber 19Vol.-%) erreicht. Am 16. Mai jedoch steigt die Differenz wegen der stärkeren Vegetationsbedeckung auf 7Vol.-% (13Vol. -% gegenüber 20Vol.-%).



Abbildung 5.4.12: Darstellung der Korrelation zwischen am Boden gemessener und aus Satellitendaten ermittelter Bodenfeuchte für verschiedene Ackerkulturenent basierend auf einer gemeinsamen Korrelationsfunktion für alle vier Termine der Messkampagne. *RSME und MAE sind auf Basis aller Messdaten ermittelt (Trainings- und Validationsdatensatz), adjR<sup>2</sup> basiert jeweils auf dem spezifischen empirischen Zusammenhang* 



Abbildung 5.4.13: Box-Whisker-Plots für den Bodenwassergehalt, ermittelt aus ASAR-Daten ("estimated") und aus Bodenmessungen ("measured") am 24. April 2008

	All		Barle	ey	Oat		Maize Rye			Triticale		Wheat		
	m.	e.	m.	e.	m.	e.	m.	e.	m.	e.	m.	e.	m.	e.
mean	0.282	0.236	0.223	0.232	0.331	0.259	0.244	0.207	0.297	0.286	0.366	0.172	0.271	0.270
variance	0.276	0.218	0.018	0.014	0.014	0.003	0.034	0.016	0.062	0.069	0.011	0.219	0.022	800.0
RMSE	0.090		0.024	 	0.073	3	0.044		0.026	5	0.195	5	0.013	6
MAE	0.056		0.021		0.072	2	0.037	,	0.020	)	0.188	}	0.010	)

Tabelle 5.4.6: Statistische Kennwerte des Bodenwassergehaltes [m³/m³] ermittelt aus ASAR-Daten ("e.") und aus Bodenmessungen ("m.") am 24. April 2008, in Zusammenhang zu Abbildung 10

Tabelle 5.4.7: Veränderung der statistischen Kennwerte des Bodenwassergehaltes [m³/m³] ermittelt aus ASAR-Daten ("e.") und aus Bodenmessungen ("m.") auf dem Winterweizen-Testfeld zu den vier Aufnahmeterminen in der Messkampagne im Frühjahr 2008.

	24.04.		03.05.		10.05.		16.05.	
	m.	e.	m.	e.	m.	e.	m.	e.
mean	0.271	0.270	0.248	0.239	0.174	0.181	0.118	0.200
variance	0.022	0.008	0.010	0.022	0.012	0.003	0.023	0.001
1 <sup>st</sup> quartile	0.261	0.267	0.010	0.022	0.012	0.003	0.106	0.197
2 <sup>nd</sup> quartile	0.270	0.271	0.251	0.233	0.174	0.181	0.114	0.200
3 <sup>rd</sup> quartile	0.276	0.276	0.254	0.241	0.180	0.184	0.129	0.203
min. value	0.233	0.237	0.223	0.221	0.155	0.173	0.097	0.192
max. value	0.311	0.286	0.261	0.283	0.197	0.194	0.147	0.206
RMSE	0.013	I	0.016	I	0.014		0.083	
MAE	0.010		0.013		0.012		0.082	

Abbildung 5.4.14 zeigt die Dynamik und die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte der landwirtschaftlichen Felder während der Messkampagne, ermittelt aus den vier ASAR-Datensätzen. Man sieht einerseits, dass die Feuchtigkeit vom ersten bis zum dritten Termin abnimmt, und erkennt andererseits auch die fehlerhafte Erhöhung vom dritten auf den vierten Termin wegen der Überschätzung der Bodenfeuchte durch die hohe Vegetationsdichte. Es sei darauf hingewiesen, dass insbesondere die Bodenfeuchte von Winterrapsfeldern (z.B. rot im dritten Bild) an allen Termine wegen der Vegetationsdichte schon zu Beginn der Messungen nicht korrekt geschätzt werden kann. Die gleiche Bemerkung muss für die Grünlandflächen gemacht werden, wie schon oben erläutert. Für alle anderen Sommer- und Winterkulturen ist die abgeleitete Korrelation zwischen Boden- und Satelliten-Daten bis zum 3. Termin (10. Mai) als zuverlässig einzuschätzen. Am 16. Mai kann das Verhältnis von Rückstreusignal und Bodenfeuchte nur noch für die spärlich bewachsenen Felder von Mais, Hafer und Sommergerste (pink, magenta und dunkelgrün in der Landnutzungskarte) als zuverlässig angesehen werden.



Abbildung 5.4.14: Darstellung der zeitlichen Veränderung und räumlichen Verteilung des Bodenwassergehaltes auf den Ackerflächen des mittleren Weißeritz Einzugsgebietes, ermittelt aus ASAR-Satellitendaten für vier Termine. Die Karte rechts zeigt die Landnutzungskarte des Gebietes.

Die vorstehenden Erläuterungen zeigen, dass aus ASAR-Daten unter Verwendung zeitgleicher Bodenmessungen der Bodenfeuchte zu jedem der Aufnahmezeitpunkt in 2008 und 2009 ein Modell der flächenhaften Verteilung der Bodenfeuchte geschätzt werden kann. Das sollte jedoch nicht Ziel der Untersuchungen sein. Es kommt letztendlich darauf an, aus allen Messungen ein allgemeingültiges Modell zu schätzen, das die Ergebnisse aller Geländeaufzeichnungen berücksichtigt und die Unabhängigkeit von weiteren Messungen herstellt. Die nachfolgende Abbildung 5.4.15 zeigt für ein solches erstes "Gesamtmodell" die Güte der Schätzung für die Roggenpunkte im Validierungsdatensatz auf. Es wird sichtbar, dass schon zahlreiche Punkte nicht mehr in die 3Vol%-Spanne fallen, davon sind jedoch einige zu Terminen ermittelt, an denen zu intensive Vegetationsbedeckung keine Bodeninformation mehr durchdringen lassen. Allerdings sind auch Punkte erkennbar (24. April 2008), die eigentlich gute Voraussetzung für eine richtige Modellschätzung bieten, dennoch nicht zu einem sauberen Ergebnis führen. Dieses erste Gesamtmodell konnte also nicht verwendet werden.



Abb. 5.4.15: Gesamtmodell der Ermittlung der Bodenfeuchte

Auch bei der Interpretation der Ergebnisse auf einzelnen Schlägen wurde immer wieder deutlich, das sich bestimmte abbildende Muster nicht in einer einfachen räumlichen Varianz der Bodenfeuchte erklären ließen. Die Autoren sind deshalb noch mal intensiver auf die Faktoren, die das Radarsignal beeinflussen, zurückgekommen. Die Höhe des Anteils der Bodenfeuchte an der Rückstrahlung ist immer abhängig von den anderen, den Rückstrahlwert bestimmenden Komponenten:

- Aufnahmegeometrie/Geländegeometrie
- Bodenrauhigkeit
- Vegetationsbedeckung.

Daraus ergibt sich die Notwendigkeit, den Einfluss dieser Komponenten aus der Datenreihe zu ermitteln, um tatsächlich die Güte der Bodenfeuchteschätzung bestimmen zu können. Die sechs Faktoren, die zu berücksichtigen sind, lassen sich in zwei Karten zusammenfassen und für die Weiterverarbeitung im GIS aufbereiten:



Der Überflug des Satelliten in zwei verschiedenen Bahnmodi (ascending und descending Modus) hat das Zustandekommen von zwei Winkelgunstkarten zur Folge und hat letztendlich zu der Schlussfolgerung geführt, dass die darin sichtbaren Gunstunterschiede auch innerhalb der Ackerflächen, die für die Ermittlung der Bodenfeuchte in Geländekampagnen herangezogen worden waren, so gravierend sind, dass getrennte Modelle für die beiden Modi berechnet worden sind. In ein Modell gingen zwei Drittel aller Messergebnisse zu den fünf Terminen im Ascending-Überflug als Trainingsdatensatz ein, im anderen kamen zwei Drittel der Kontrollmessungen zu den vier Terminen im Descending-Modus als Trainingsdaten zu Einsatz.



Abb. 5.4.16: Getrennte Modelle zur Ermittlung der Bodenfeuchte in Abhängigkeit vom Überflugmodus

In Abbildung 5.4.16 sind erneut die Bodenfeuchtemeßpunkte der Roggenstandorte in der Gegenüberstellung von gemessener und aus Satellitendaten ermittelter Bodenfeuchte dargestellt. Die Trennung in zwei verschiedene Modelle hat den Effekt bewirkt, dass nunmehr nur noch in seltenen Fällen die 3Vol%-Fehlergrenze überschritten wird. Auch die Fehlermaße der externen Validierung erreichen bessere Werte

Die Karten der Gunst der Vegetationsbedeckung mussten für jeden Termin gesondert berechnet werden, weil die Konstellation aus Fruchtart und meteorologisch bedingtem Aufwuchszustand zum Überflugzeitpunkt für jedes Bild spezifisch ist. Die Kombination von Winkel- und Bedeckungsgunstkarte führt zu einer Karte, in der in acht Klassen die Gunst der Verhältnisse für eine exakte Ableitung der Bodenfeuchte aus dem jeweiligen Bilddatensatz dargestellt wird. Sie ist in Verbindung mit dem flächenhaften Ergebnis der Bodenfeuchteermittlung ein Maß für die Güte des Ergebnisses.

Letztendlich wird aus der Gegenüberstellung des flächenhaften Modellergebnisses mit der jeweils zugehörigen Gunstkarte (Abb. 5.4.17 und 5.4.18) deutlich, dass von den landwirtschaftlichen Nutzflächen, von denen eine Bodenfeuchteermittlung erfolgen sollte, jeweils nur ein Teil von etwa 50% für die Berechnung herangezogen werden kann. Auf den anderen Flächen ist entweder die Vegetation dauerhaft zu dicht (Wiesen, Weiden, Feldgrasflächen – graue Flächen in der Gunstkarte), oder die aufwachsende Vegetationsdichte zum Aufnahmezeitpunkt ist in Verbindung mit den unveränderlichen Geländewinkelverhältnissen ungeeignet, um ein vertrauenswürdiges Ergebnis abzuleiten (orange bis dunkelrot). Es zeigt sich, dass für diese Region (mit der hier vorherrschenden Streichrichtung) der Ascending-Überflug die günstigeren Winkelverhältnisse bietet.

Dennoch ist es mit der dargestellten Vorgehensweise gelungen, zukünftig ein von Bodenmessungen unabhängiges Verfahren zur Erfassung der Bodenfeuchte aus Satellitenradardaten (in diesem Falle C-Band-Daten von ASAR) bereitzustellen. Auch wenn, wie nachfolgend noch beschrieben, die Tatsache, dass zunächst der Zeitverzug für eine Aufzeichnung der Daten (die derzeit nicht nicht täglich, eher nur mehrmals im Monat und nicht operationell erfolgt), eine Auslieferung und notwendige Verarbeitung verhindert, dass die Ergebnisse operationell in Vorhersagesysteme eingespeist werden, so kann die flächenhafte Erfassung der Feuchte dennoch nutzbringend für Vorhersagemodelle sein. Mit ihr wird es, wenn die nötigen Voraussetzungen auf Seiten des Vorhersagesystems hergestellt worden sind, möglich sein, in Zeitabständen von etwa 10 Tagen einen Abgleich der im System modellierten mit der beobachteten Bodenfeuchte vorzunehmen und auf dieser Basis das Bodenfeuchtemodul immer wieder zu kalibrieren.



Abb. 5.4.17: Flächenhafte Ermittlung der Bodenfeuchte zu vier Aufnahmeterminen im Frühjahr 2008 auf Basis der Modelle für Ascending bzw. Descending Modus mit Gegenüberstellung der zugehörigen Gunstkarte zur Ermittlung der Vertrauenswürdigkeit des Ergebnisses



Abb. 5.4.18: Flächenhafte Ermittlung der Bodenfeuchte zu fünf Aufnahmeterminen im Frühjahr 2009 auf Basis der Modelle für Ascending bzw. Descending Modus mit Gegenüberstellung der zugehörigen Gunstkarte zur Ermittlung der Vertrauenswürdigkeit des Ergebnisses

# 5.4.4 Simulationsexperimente zum Einfluss von Bodenfeuchte auf die Hochwassersimulation

Wie in der Einleitung beschrieben, besteht eine große Motivation für die Untersuchung und Evaluierung von multiskaliger Bodenfeuchteinformation als potentielle Eingangsgrösse in hydrologische Modelle (oder sogar in Hochwasservorhersagemodelle) auf der Skala von Einzugsgebieten (Abb. 3). Die Anforderungen an ein solches Model sind Folgende:

- Es muss mit räumlich verteilten Daten arbeiten können, da die Bodenfeuchte, die Topographie und die Landnutzung als zweidimensionale Eingangsgrösse vorliegen;
- Es muss die steuernden hydrologischen Prozesse und im Fall einer Flutsimulation die Flut auslösenden Prozesse berücksichtigen, welche im Weisseritzgebiet der sättigungsbedingte Oberflächenabfluss und der schnell reagierende Zwischenabfluss, wie zum Beispiel schneller Grundwasserabfluss und eventuell ungesättigter sturmbedingter Zwischenabfluss, sind (siehe Abb. 5.4.1 und 5.4.2);
- Die Modellstruktur sollte flexibel sein und die Programmierung sollte eine einfache Integration von Bodenfeuchtedaten in den Simulationsprozess ermöglichen, um ausreichend schnelle Modellläufe zu ermöglichen.

### 5.4.4.1 Kurze Beschreibung des angewendeten Modells

Basierend auf den oben genannten Gesichtspunkten wurde das hydrologische Modell Wa-SiM-ETH, welches ein modulares, deterministisches, prozess-orientiertes und räumliche Daten verarbeitendes Modell für mesoskalige Einzugsgebiete ist (Klok et al., 2001; Gurtz et al., 2003), ausgewählt. Es wurde angepasst und für das Einzugsgebiet der Weisseritz oberhalb des Pegels Ammelsdorf verwendet, siehe Abb. 5.4.4. Für die zeitliche Auflösung wurde eine Stunde gewählt, welche als genau genug gilt, um eine angemessene Darstellung der steuernden Abflussmechanismen zu ermöglichen.

WaSIM-ETH bietet verschiedene Optionen an, Bodenfeuchtespeicher und Feuchteflüsse zu simulieren (Schulla & Jasper, 2007). In dieser Studie wurde die Version verwendet, in der die Wasserflüsse in der ungesättigten Zone in vereinfachter Form beschrieben werden. Dabei werden drei verschiedene Bodenwasserspeicher unterschieden: a) *ungesättigter* Speicher (*innerhalb der Feldkapazität*), b) *ungesättigter* Speicher (*oberhalb der Feldkapazität*) *mit Schwerkraftentwässerung* und c) *gesättigter* Speicher.

Der ungesättigte Speicher innerhalb der Feldkapazität ist vertikal unterteilt in die Wurzelzone und die Zone unterhalb der Wurzeln, wobei das Wasser in der Wurzelzone das *pflanzenverfügbare Wasser* (PAS) darstellt. Wenn Wasser in den Boden infiltriert (was in einem vorangegangenen Schritt berechnet wurde), füllt es den ungesättigten Speicher innerhalb der Feldkapazität, wenn noch Porenraum zur Verfügung ist (ungesättigte Bedingungen). Ist dies nicht der Fall tritt das infiltrierende Wasser in die ungesättigte Zone oberhalb der Feldkapazität ein. Der Speicher der ungesättigten Zone oberhalb der Feldkapazität generiert entweder einen Zwischenabfluss (welcher in das Flusssystem entwässert) oder perkoliert in den Speicher der gesättigten Zone. Die Entwässerung des Speichers der gesättigten Zone bildet den Basisabfluss. Der Gesamtabfluss oder durch sättigungsbedingten Oberflächenabfluss), Zwischenabfluss und Basisabfluss zusammen.

Der Oberflächenabfluss und der Zwischenabfluss, sowie die Speicher der ungesättigten Zone werden für jede Auflösungszelle einzeln simuliert, während der Speicher der gesättigten Zone und der daraus resultierende Basisabfluss eindimensional auf der Ebene eines Untereinzugsgebiets berechnet wird. Die momentanen Feuchtebedingungen des gesamten Einzugsgebiets werden fortlaufend durch das Gesamtsättigungsdefizit berechnet, welches die Differenz zwischen der absoluten Sättigung des Einzugsgebiets (alle Speicher gefüllt) und der momentanen Feuchte des gesamten Einzugsgebiets darstellt. Dieses Gesamtsättigungsdefizit wird für jeden Zeitschritt berechnet und seine Verteilung innerhalb des Einzugsgebiets (d.h. das lokale Sättigungsdefizit jedes Einzugsgebiets) wird indirekt aus dem sogenannten "soil-topographic index" (Beven & Kirkby, 1979) abgeleitet. Das bedeutet, dass nicht alle Bodenwasserflüsse eindeutig für jede Auflösungszelle simuliert werden.

Diese Vereinfachung führt zu ziemlich schnellen Simulationen was das Potential des Models auf der Mesoskala erklärt, z. B. zu Flutvorhersagezwecken. Einstellmöglichkeiten für Prozesse wie Interzeption, Evapotranspiration, Infiltration, Schneeschmelze und Strömungsdynamik sind auch im Model enthalten, siehe (Schulla & Jasper, 2007) für Details.

Das Modell wurde für die Zeitspanne von zwei Jahren (Sommer 2000 bis Sommer 2002) mit einem Monte Carlo Ansatz kalibriert. Durch vorhergehende Tests wurde ein passender Parameterraum definiert. Unter Einbezug des gemessenen Abflusses am Pegel Ammelsdorf war der Nash-Sutcliffe Effizienzkoeffizient (*NSE*) für die Zeitspanne der Kalibrierung *0.61*. Als Periode zur Modellvalidierung wurde Juni 2002 bis April 2006 gewählt, wobei der zugehörige *NSE 0.14* beträgt. Dieser niedrige Wert kann der schlechten Simulation von Schneeschmelzereignissen während der Validierungsperiode zugeschrieben werden. Für die nachfolgende Analyse der Flutmodellierungen, fokussieren wir uns auf Flutereignisse mit einem Spitzenabfluss von > 1 m³/s, die durch Niederschlag ausgelöst wurden (d.h. nicht durch Schneeschmelze ausgelöst). Dies ergibt eine Anzahl von insgesamt 8 Ereignissen für weiterführende Analysen, wobei zwei im Folgenden präsentiert werden.

### 5.4.4.2 Sensitivitätsanalyse von simuliertem Hochwasserabfluss auf Bodenfeuchte

Um die Sensitivität des simulierten Hochwasserabflusses auf Bodenfeuchte zu erfassen, wurde anhand einer Reihe von unwetterartigen Niederschlagsereignissen Simulationsexperimente durchgeführt. Die Bodenfeuchtebedingungen am Beginn jedes Hochwasserereignisses wurden aus kontinuierlichen Simulationen abgeleitet. Für jedes Simulationsexperiment wurde einer der drei Speicher a) pflanzenverfügbarer Speicher, b) ungesättigter Speicher mit Schwerkraftentwässerung und c) Sättigungsdefizit (konzeptionell zum gesättigten Speicher gehörig) entweder 1) erhöht um maximal 10% (wenn freier Porenraum verfügbar war) oder 2) gesenkt um 10%. Dies ergibt eine Gesamtzahl von sieben Simulationen für jedes Ereignis: Eine unter unmodifizierten und sechs unter modifizierten anfänglichen Wassergehaltsbedingungen. Tabelle 5.4.8 gibt einen Überblick über die effektiven Wasserwerte in den drei verschiedenen Modellspeichern und die Modifikationen für die beiden ausgewählten durch Niederschlag verursachten Hochwasserereignisse im Juni 2005 (Gesamtniederschlag: 133mm) und September 2007 (Gesamtniederschlag 96mm).

Es ist wichtig zu verstehen, das der Speicher des pflanzenverfügbaren Wassers (berechnet aus kontinuierlich laufenden Simulationen) am Anfang der zwei Ereignisse fast aufgefüllt ist (182mm und 170mm, was 99.9% und 92% entspricht). Aus diesem Grund ist ein weiterer Anstieg kaum möglich (nur 0.01mm und 5.3mm).

	Juni 2005			September 2007			
	unmodifiziert	Zunahme	Abnahme	unmodifiziert	Zunahme	Abnahme	
Pflanzenverfügbarer Speicher	182 mm	0.01 mm	-18 mm	170 mm	5.3 mm	-17mm	
Ungesättigte Zone	6 mm	0 mm	-0.4 mm	19 mm	0.3 mm	-1.7 mm	
Sättigungsdefizit	52 mm	5 mm	-5 mm	69 mm	7 mm	-7 mm	

Tabelle 5.4.8: Initiale Bodenfeuchtewerte (räumliches Mittel) für die Simulationsexperimente der Hochwasserereignisse im Juni 2005 und im September 2007 Abbildung 5.4.19 zeigt die Ergebnisse für die Simulationsexperimente für die zwei ausgewählten Ereignisse. Wie erwartet führt ein Anstieg im Speicherauffüllen zu einem erhöhten Abfluss. WaSiM-ETH reagiert ziemlich sensitiv auf die 10% Abnahme (18mm) im PAS (z.B. bis zu mehr als 2 m<sup>3</sup>/s auf der linken Graphik der Abb. 5.4.19). Diese Modellbesonderheit kann wie zuvor erwähnt dem hohen Wassergehalt im PAS zugeordnet werden. Da die Prozesse, die das Hochwasser generieren, wie gesättigter Oberflächenabfluss und sturmbedingter Zwischenabfluss nur aktiv werden, wenn der PAS gesättigt ist, erklärt die Senkung des PAS-Gehalts die hohe Modelsensitivität. Dagegen ist die Modellsensitivität gegenüber Änderung im gesättigten Speicher und Änderungen im Schwerkraftspeicher gemäßigt.



Abbildung 5.4.19: Ergebnisse des Simulationsexperiments für zwei ausgewählte Ereignisse im Juni 2005 (links) und September 2007 (rechts) zur Erfassung der Modellsensitivität des WaSiM-ETH Modells gegenüber Änderungen der Startbedingungen in den drei Speichern a) pflanzenverfügbarer Speicher, b) ungesättigte Zone, und c) Sättigungsdefizit mit 10% erhöhtem 1) oder verringertem 2) Speicherinhalt.

### 5.4.4.3 Nutzung von Bodenfeuchteeingangsdaten für die Hochwassersimulation

Um das Potential von Bodenfeuchteeingangsdaten für die Hochwassermodellierung zu erfassen, testeten wir Satellitendaten als Startwerte für die Simulation von Hochwasserereignissen. Generell haben wir versucht die Eingangsdaten direkt als Startwerte in die Hochwassermodellierung mit einzubinden. Obwohl die Nutzung von Bodenfeuchtedaten für die Modellierung einfach sein sollte, gibt es einige bedeutende Probleme die den operationellen Nutzen einschränken:

- Die Auflösung der Eingangsdaten unterscheidet sich von der Auflösung die für Hochwasser auslösende Prozesse relevant ist. Besonders die Dynamik der Bodenfeuchte in der gesättigten Zone (z.B. dem Grundwasser) kann höchst relevant für die Hochwasserbildung sein, aber Fernerkundungsmethoden können den Grundwasserstand nicht abbilden.
- 2. Es besteht die Möglichkeit, dass Satelliten oder Flugzeug getragene Systeme keine Bodenfeuchtedaten liefern können, die das ganze Einzugsgebiet abdecken. Entweder verursacht durch zu geringe Abdeckung des Einzugsgebiets (im Falle des Flugzeug gestützten Systems) oder durch Schwierigkeiten mit dicht bewachsenen Gebieten (siehe Kapitel 3.2 und 3.3). Folglich müssen die fehlenden Daten durch Interpolation oder Regionalisierungsmethoden für die gemessenen Feldwerte abgeschätzt werden.
- 3. Auch wenn Bodenfeuchtedaten verfügbar wären oder wenn sie für ein ganzes Einzugsgebietes abgeschätzt werden könnten, könnten solche Werte für viele Niederschlagsabflussmodelle schwierig anzuwenden sein, da diese Modelle nur selten direkt räumlich verteilte Bodenfeuchtewerte verwenden. Normalerweise werden eher konzeptionelle Arten von Bodenfeuchteinformation wie Füll- oder Speicherfunktionen verwendet. Der Transfer der Eingangsdaten in Modellparameter ist nicht trivial und nicht eindeutig.

Wir benutzten zwei zuvor aufgezeichnete Niederschlagsperioden mit einem Monat Dauer (Gesamtniederschlag der 1.Periode: 161mm; Gesamtniederschlag der 2. Periode: 156mm)

als Niederschlagsinput für die typischen Hochwasserereignis-Szenarios. Als initiale Bodenfeuchtebedingungen nutzten wir

- die Satelliten gestützten Bodenfeuchtedaten vom 24.April 2008. Das räumliche Mittel der Bodenfeuchtewerte ergab 27Vol.-% (siehe Tabelle 5), was einer relativen Feuchte von 71% entspricht. Diese räumlich verteilten Werte wurden für Beides, dem pflanzenverfügbaren Speicher und dem ungesättigten Speicher für Schwerkraftentwässerung, festgesetzt. Im Fall der Satelliten gestützten Daten waren manche Bereiche nicht invertierbar (wie z.B. fast alle bewaldeten Gebiete) und daher wurde ein gleichmäßig verteilter Näherungswert, die mittlere gemessene Bodenfeuchte am STDR "forest cluster", verwendet.
- 2. Bodenfeuchtewerte aus kontinuierlichen Simulationen vom 24. April 2008. Die Feuchte des pflanzenverfügbaren Speichers aus den kontinuierlichen Simulationen an diesem Tag hatten einen Wert von 100% Bodenfeuchte, d.h. volle Sättigung. Der ungesättigte Speicher für Schwerkraftentwässerung wies im Mittel einen Füllstand von 10mm auf, was einer relativen Bodenfeuchte von 17% entspricht. Die Speicherkapazität an diesem Tag betrug im Mittel 60mm.

In diesem Zusammenhang ist es wichtig zu erwähnen, dass es drei große Differenzen zwischen den beiden Typen von Startbedingungen gibt: Der Wert der Gesamtfeuchte ist unterschiedlich, die Feuchte wird den beiden oberflächennahen Modellspeichern unterschiedlich zugewiesen und die räumliche Verteilung ist unterschiedlich. Folglich ist es nicht überraschend, dass die simulierten Hochwasserabflusskurven für diese beiden unterschiedlichen Startbedingungen eine klare Diskrepanz im Hochwasserscheitel aufweisen. Im Falle des ersten simulierten Niederschlagsereignisses (linke Seite der Abb. 5.4.20) ist der Spitzenabfluss, gewonnen aus den invertierten Bodenfeuchten, ungefähr 10 m<sup>3</sup>/s verglichen mit 14 m<sup>3</sup>/s, wenn die Startbedingungen aus den kontinuierlichen Simulationen verwendet werden. Das zweite simulierte Niederschlagsereignis (rechte Seite der Abb. 5.4.20) ergibt einen Spitzenabfluss von grob 6 m<sup>3</sup>/s, wenn die invertierten Bodenfeuchten verwendet werden im Gegensatz zu 8.5 m<sup>3</sup>/s wenn die Startbedingungen aus den kontinuierlichen Simulationen Simulationen abgeleitet werden.



Abbildung 5.4.20: Test des Einflusses der Bodenfeuchte auf Simulationen von Hochwasserereignissen des Typs Starkniederschlag. Links: Niederschlagsszenario No. 1 (Gesamtniederschlag: 161 mm), rechts: Niederschlagsszenario No.2 (Gesamtniederschlag: 156 mm). Startbedingungen wurden aus den kontinuierlich simulierten Bodenfeuchtewerten am Tag der Messkampagne (IC from model) sowie aus Satellitendaten bestimmten Bodenfeuchtewerte am Tag der Messkampagne (IC from obs.). Weiterführende Erklärungen sind im Text zu finden.

Demzufolge wird klar, dass die Bodenfeuchtebedingungen kurz vor dem Eintritt des Hochwasserereignisses eine große Bedeutung für die Hochwassersimulation tragen. Man muss sich aber im Klaren sein, dass weder der Speicherfüllstand abgeleitet aus Fernerkundungsdaten noch aus kontinuierlichen Simulationen als der "Richtige" betrachtet werden kann, da beide methodenspezifische Unsicherheiten beinhalten: Die Fernerkundungsdaten (aus Kapitel 3.3.) spiegeln nur den Wassergehalt des Oberbodens wieder und enthalten kaum irgendwelche Informationen in dicht bewachsenen Gebieten wie zum Beispiel Wäldern. Der Zustand der Bodenfeuchte abgeleitet aus kontinuierlichen Simulationen mag zwar die Antwort des gesamten Einzugsgebiets auf das Niederschlagsereignis besser abbilden. Jedoch bedarf es dafür einer Modellkalibrierung und deshalb könnte der dabei angepasste Wert für den Bodenfeuchtespeicher über- oder unterschätzt sein, da andere Schwächen im Modell damit kompensiert wurden.

# 5.4.5 Diskussion

Wie im ersten Kapitel kurz umrissen, ist die Gebietsbodenfeuchte kurz vor dem Flutereignis entscheidend für die Abflussreaktion auf das Niederschlags- oder Schneeschmelzereignis. Demnach ist es ein klares Ziel diesen wichtigen Parameter des Einzugsgebietes zu beobachten, um die Leistungsfähigkeit der Abflussmodellierung, Hochwassermodellierung eingeschlossen, zu verbessern. Unsere Untersuchungen haben ergeben, dass eine Reihe von Meßmethoden verfügbar ist, von konventionell (Stechzylindermessungen) bis hinzu innovativen Techniken (z.B. STDR, GPR und Flugzeug getragenes SAR). Es konnte gezeigt werden, dass es möglich ist, Messkampagnen zur Bestimmung der Bodenfeuchte auf mehreren Skalen in verschiedenen Messtiefen und verschiedenen Beobachtungsfrequenzen durchzuführen. Zudem konnte zumindest teilweise gezeigt werden, dass die Information abgeleitet aus den verschiedenen Methoden und auf den verschiedenen Skalen miteinander in Verbindung gebracht werden konnten. Trotzdem muss man sich bewusst sein, dass solche Kampagnen und der Einsatz von neuen Technologien immer noch einen sehr hohen Aufwand an Zeit und Arbeitskraft bedürfen und daher kaum in dieser Form heute für einen operationellen Echtzeiteinsatz, wie die operationelle Flutvorhersage, durchgeführt werden

können. Trotz dieser viel versprechenden Ergebnisse, muss man mehreren Einschränkungen ins Auge sehen, welche das Potential der Messungen/Invertierungen der Bodenfeuchte für einen weiterführenden Nutzen in der Hochwassermodellierung einschränken: a) die verschiedenen Methoden sind mit verschiedenen Arten von Unsicherheiten behaftet; b) die verschiedenen Methoden haben eine limitierte räumliche und/oder zeitliche Abdeckung; c) die verschiedenen Hochwassergenerierungsprozesse werden unterschiedlich von der Bodenfeuchte beeinflusst und d) viele hydrologische Modelle, einschließlich der meisten Vorhersagemodelle können Bodenfeuchtewerte nicht direkt verarbeiten.

### 5.4.5.1 Unsicherheiten und Einschränkungen der getesteten Bodenfeuchtemessmethoden

Während des Mess- und Datenprozessierungsvorgangs treten folgende Unsicherheiten auf:

- Unsicherheiten in direktem Zusammenhang mit der Messmethode (Messfehler);
- Unsicherheiten aufgrund von verschiedener räumlicher Abdeckung, räumlicher Auflösung, Messtiefe und Messfrequenz;
- Unsicherheiten innerhalb der Datenprozessierung, d.h., aufgrund der Umwandlung des gemessenen Signals in einen Bodenfeuchtewert (z.B. elektromagnetisches Modell und Inversionsmodell).

Im Folgenden werden diese Punkte für die verschiedenen räumlichen Skalen diskutiert.

### Flurstücksskala

Die Stechzylinderprobe ist als ziemlich genaue Methode in Hinblick auf Messfehler und auf Datenverarbeitung bekannt, z.B. Wenn der entnommene Boden annährend homogen ist und die Methode mit Umsicht angewendet worden ist, kann die resultierende Unsicherheit unter 2Vol.-% liegen. Jedoch ist der Nutzen dieser Methode sehr begrenzt, da man weder Bodenfeuchteinformation eines gesamten mesoskaligen Einzugsgebiets damit erfassen kann, noch kann man die Messungen an der selben Messstelle wiederholen. Die FDR-basierten Punktmessungen (durch Handsonden des Typs ThetaProbe) beinhalten eine totale Messunsicherheit von mindestens 3Vol.-% - 7Vol.-% für die Kampagne im Jahr 2007 (siehe unten) und stellen nur die kleinräumigen Werte dar, vergleichbar mit den Ergebnissen der Stechzylinderproben. Dennoch können solche Messungen an derselben Messstelle wiederholt werden (oder sogar kontinuierlich aufgezeichnet werden, wenn sie an einen Datalogger angeschlos-

sen sind) und sie können während einer Messkampagne über mehrere Kilometer verteilt durchgeführt werden. Es sollte sich aber jeder im Klaren sein, dass solche Feldkampagnen mit FDR-Handsonden nur Feuchtedaten für die oberflächennahen Bodenschichten (Länge der Sondenstäbe 6cm) erzeugen.

### Feldskala

Wie beschrieben wurde die Bodenfeuchte auf der Feldskala mit zwei STDR-Clustern (siehe Abb. 5.4.6 and 5.4.7) und mit GPR-Methoden erfasst. Zudem wurde die Bodenfeuchte auf Feldskala auch durch räumlich interpolierte FDR-Daten, die während der Intensivmesskampagnen (siehe Tabelle 5.4.1 und Abb. 5.4.5) aufgenommen wurden, bestimmt. Aus Abb. 5.4.6 ist ersichtlich, dass die starke kleinräumige Variabilität der Bodenfeuchte sowie ihre hohe zeitliche Dynamik durch die Beobachtung mit den STDR-Clustern erfasst werden konnte. Demnach kann bei der Hauptursache für Unsicherheiten dieser Messmethode auf die spezifisch kleine Abtastskala zusammen mit einer fast zufälligen räumlichen sowie mikroskaligen Variabilität verwiesen werden. Diese starken kleinräumigen Variationen dominieren die auftretenden Bodenfeuchtemuster für beide untersuchten STDR-Clusterfelder. Somit konnte kaum eine Form von organisierter Variabilität entdeckt werden. Der Mittelwert und das Maximum der Standardabweichung der FDR-Messungen für drei untersuchte landwirtschaftliche Nutzflächen wurden für die Kampagne im Jahr 2007 berechnet. Auf allen Feldern war der Mittelwert der Standardabweichungen eines Beprobungspunktes unter 3Vol.-% (2.6Vol.-% für Wintertritikale, 2.3Vol.-% für Feldgras und 2.4Vol.-% für Mais). Wohingegen das Maximum der Standardabweichungen bis zu 7Vol.-% für einzelne Beprobungspunkte betragen kann (6.0Vol.-% für Wintertritikale, 4.5Vol.-% für Feldgras und 7.4Vol.-% für Mais). Folglich sollte eine Messungenauigkeit von 3-7Vol.-% für die Punktmessungen mit FDR-Sonden angenommen werden.

Die GPR Messungen zeigten ähnlich starke kleinräumige Variabilitäten wie die STDR-Cluster. Dennoch zeigte die Bodenfeuchte im Gesamten ein bezeichnend unterschiedliches Muster im Vergleich mit dem Muster aus den Interpolationen der FDR-Messungen (nicht gezeigt). Neben den unterschiedlichen Messfehlern können diese Unterschiede den verschiedenen Messtiefen der beiden Methoden zugeordnet werden (6cm für die FDR-Sonden und ca. 20cm für die GPR-Geräte).

In Bezug auf die Messdauer und die zeitliche Auflösung ist klar zu erkennen, dass die STDR-Cluster kontinuierlich Messdaten aufnehmen, da die einzelnen STDR-Sonden mit einem Datenlogger verbunden sind. Tatsächlich war die STDR-Methode in unserer Studie die Einzige, die kontinuierlich die Bodenfeuchte erfasst hat. GPR und FDR Messungen sind auf Kampagnen begrenzt, da GPR-Geräte händisch über die Bodenoberfläche gezogen werden müssen und FDR-Sonden händisch an den Messpunkten, welche im Feld verteilt sind, in den Boden appliziert werden müssen.

### Einzugsgebietsskala

Wie beschrieben wurde die Bodenfeuchte auf der Einzugsgebietsskala mit Flugzeug gestützter (kleine Einzugsgebiete, Aufnahmesensor: DLR-ESAR) und mit Satelliten gestützter (große Einzugsgebiete, Aufnahmesensor: ENVISAT-ASAR) Mikrowellenfernerkundung aufgenommen.

Die Unsicherheiten der Methode aus der Flugzeug gestützten Mikrowellenfernerkundung können auf das elektromagnetische Modell und das Inversionsmodell zurückgeführt werden: Das Konzept ein Vegetationsvolumen mit Hilfe von polarimetrischen Messungen zu modellieren, beinhaltet die Annahme einer Wolke aus gleich geformten Partikeln mit einer bestimmten Orientierung senkrecht zur Einfallswinkelebene (Cloude et al., 1999).

Daher gibt es zwei Parameter, die Form der Partikel und die Partikelorientierung, für die Annahmen getroffen werden müssen (Yamaguchi et al., 2005). Diese Vereinfachungen sind notwendig, aber erzeugen auch Unsicherheiten, welche zu den Abweichungen der präsentierten Resultate beitragen. Innerhalb der Inversionsprozedur werden einfache elektromagnetische Modelle verwendet, um die einzelnen Rückstreuungskomponenten zu beschreiben, was für bestimmte Vegetationsbedeckungen nicht repräsentativ sein könnte was für bestimmte Vegetationsbedeckungen nicht repräsentativ sein könnte (z.B. bewaldete Gebiete). Des Weiteren werden die modellierten Bodenkomponenten (Oberflächenkomponente und dihedrale Komponente) mit den Bodenkomponenten der polarimetrischen Dekomposition in Beziehung gebracht, was zusätzliche Unsicherheiten einbringen kann. Es ist nicht möglich diese Unsicherheiten für sich zu quantifizieren, aber man kann die Ergebnisse mit den Feldmessungen (z.B. mit FDR, siehe oben) vergleichen und von dort eine Unsicherheiten heit von ungefähr 3Vol.-% im Mittel und von 7Vol.-% im Maximum ableiten.

In Abb. 5.4.16 und 5.4.17 und in Tabelle 5.4.6 und 5.4.7 wurden die statistischen Eigenschaften der Satelliten gestützten Methode schon dargestellt. Es muss betont werden, dass diese Methode zunächst noch die gleichzeitige Aufnahme von Felddaten erfordert, um eine empirische Beziehung zwischen den Felddaten und den im All aufgenommenen Mikrowellensignalen herzustellen. Zum Abschluss des Projektes konnte jedoch eine auf Feldmessungen basierende Beziehung gefunden werden, die statistisch so abgesichert ist, dass nach Meinung der Autoren gleichzeitige Feldmessunegn nicht mehr erfordert. Die ASAR-Daten erlauben die Ableitung der Bodenfeuchte aus den Satellitendaten mit einem Fehler unter 3Vol.-% für unbewachsene Felder. Für dicht bewachsene Felder sind diese Beziehungen zwischen Messungen und den ASAR-Daten viel unsicherer (10Vol.-% oder mehr), was die Anwendbarkeit der Satelliten Daten für diese Landnutzungsklassen stark einschränkt. Um einen operationellen Nutzen der Satelliten gestützten SAR Daten zu ermöglichen, sollten weitere Untersuchungen gemacht werden, um die gefundene allgemeingültige Beziehung für alle Aufnahmezeiten abzusichern und die Einflüsse der Vegetationsbedeckung und der Bodenrauhigkeit genauer zu bestimmen. Bevorstehende Satellitenmissionen im L-band (~23cm Wellenlänge) mit vollpolarimetrischer Aufnahmefähigkeit werden wie schon gezeigt neue Möglichkeiten in diese Richtung bieten. Im Moment ist die Erkennung der räumlichen Bodenfeuchtemuster und deren temporale Dynamik (z.B. Analyse einer Szene pro Woche) mit Satelliten gestützten Fernerkundungsmethoden beschränkt auf weitgehend unbewachsene Flächen.

Bezüglich der Messdauer und der zeitlichen Wiederholrate sind die Flugzeug und Satelliten getragenen Aufnahmen nur an den Tagen von Überflügen verfügbar, was die Verfügbarkeit solcher Daten beschränkt. D.h. nicht mehr als ein oder zwei Flüge mit dem Flugzeug und ungefähr eine Satellitenszene pro Woche. Deshalb sind kontinuierliche Daten von solchen Systemen, speziell vom Flugzeug getragenen System nicht verfügbar. Um wirklich den Trend und die Änderungen der Bodenfeuchte zu verfolgen, ist eine Zeitserie notwendig, welche die wöchentlichen und saisonalen Fluktuationen abbildet und somit die kritischen Einzugsgebietszustände erkennen lässt.

Die Unsicherheiten und Mängel der verschiedenen Messmethoden beschränken den Wert der Bodenfeuchtedaten für einen operationellen Einsatz, z.B. für Flutvorhersagen. Es ist hier aber notwendig zwischen den drei Hochwasser-Abfluss-Generationsprozessen zu unterscheiden: Sättigungsinduzierter Oberflächenabfluss, unwetterbedingter Zwischenabfluss und schneller Grundwasserabfluss, welche in der Einführung erklärt wurden (Abb. 5.4.2). Tabelle 5.4.9 fasst die Verwendbarkeit der Bodenfeuchtedaten aus den verschiedenen Mess- und Invertierungsmethoden zusammen. Für die angewandten Technologien ist die Messgenauigkeit nicht das am stärksten beschränkende Problem. Stattdessen ist es offensichtlich, dass es keine Methode gibt, welche für sich alleine alle die notwendigen räumlichen und zeitlichen Informationen für die gewünschte Region, die gewünschte Tiefe und in der gewünschten zeitlichen Auflösung liefern kann.

Die Entstehung von sättigungsbedingtem Oberflächenabfluss (OF) hängt vom Auftreten der gesättigten Flächen an der Bodenoberfläche ab. Demzufolge ist es für diesen Prozess ausreichend Feuchteinformation direkt an der Bodenoberfläche zu haben, welche alle Messmethoden liefern können. Die räumliche Abdeckung kann durch die Fernerkundungsmethoden erreicht werden und/oder durch FDR Messkampagnen. Jedoch können kontinuierliche Messungen nur von auf dem Boden befindlichen Systemen in Verbindung mit einem Datenlogger (in unserem Fall die STDR-cluster) aufgenommen werden, welche aber keine räumliche Ab-deckung auf Einzugsgebietsebene erlauben.

Bei unwetterinduziertem ungesättigtem Zwischenabfluss (unsaturated subsurface stormflow -SSF) könnten im Fall von gelegentlich gesättigten Schichten an Hängen entsprechende laterale, präferenzielle Fliessphänomene auftreten, d. h. die Identifikation von günstigen SSF-Bedingungen im Einzugsgebiet erfordert Informationen über die Bodenfeuchte in ca. 1m bis 2m Tiefe mit einer hohen Auflösung in Raum und Zeit. Mit Ausnahme des STDR-Clusters kann keines der Systeme eine relevante Messtiefe für diesen Prozess erreichen. Sogar die STDR-Cluster können aufgrund ihrer Begrenzung in relativ kleine Bereiche (ein paar 100m<sup>2</sup>) und ihrer maximalen Messtiefe von 60cm keine das Einzugsgebiet umspannende Informationen erbringen.

Schneller Grundwasserabfluss (GD) tritt im Fall eines steilen Anstiegs des Grundwassergradienten auf, ausgelöst durch den schnellen Grundwasseranreicherungsprozess, z. B. durch präferenzielle Flieswege. Daher könnte das Auftreten von GD direkt aus räumlich und zeitlich ausreichend aufgelösten Beobachtungen des Grundwasserspiegels abgeschätzt werden. Da keine der Messtechniken in diesem Teil des Projekts den Grundwassergradienten erfasst, kann der QD nicht bestimmt werden.

Tabelle 5.4.9: Nutzbarkeit der verschiedenen Messmethoden, um Bodenfeuchte mit geeigneter Abdeckung, geeigneten Raum-zeitlichen Skalen und geeigneter Genauigkeit für die drei Abfluss generierende Prozesse, welche von der Bodenfeuchte beeinflusst werden, zu erfassen.

	-			
Messmethode	Benötigte räumliche Abdeckung	Benötigte Messtiefe	Benötigte Häufigkeit der Messung	Benötigte Messgenauig- keit
Stechzylinderprobe	nein	ja	nein	ја
ThetaProbe (FDR)	ja <sup>1</sup>	ja	nein	ја
STDR-Cluster	nein	ja	ja	ja²
Bodenradar (GPR)	nein	ja	nein	ја
Flugzeuggestütztes polari- metrisches SAR (ESAR)	ja <sup>3</sup>	ја	nein	ja
Satellitengestütztes SAR (Envisat ASAR)	ја	ја	nein	ja <sup>4</sup>
Hochwasserbildender Prozess:	Unwetterbeding	gter Zwischen	abfluss (SSF)	
Messmethode	Benötigte räumliche Abdeckung	Benötigte Messtiefe	Benötigte Häufigkeit der Messung	Benötigte Messgenauig- keit
Stechzylinderprobe	nein	nein	nein	
ThetaProbe (FDR)	nein	nein	nein	
STDR-Cluster	nein	ja ⁵	ja	ja⁵
Bodenradar (GPR)	nein	nein	nein	
Flugzeuggestütztes polari- metrisches SAR (ESAR)	ja	nein	nein	
Satellitengestütztes SAR (Envisat ASAR)	ја	nein	nein	

Hochwasserbildender Prozess: Sättigungsbedingter Oberflächenabfluss (SO)

Hochwasserbildender Prozess: Schneller Grundwasserabfluss (QD)

Messmethode	Benötigte räumliche Abdeckung	Benötigte Messtiefe	Benötigte Häufigkeit der Messung	Benötigte Messgenauig- keit
Stechzylinderprobe	nein	nein	nein	
ThetaProbe (FDR)	nein	nein	nein	
STDR-Cluster	nein	nein	ја	
Bodenradar (GPR)	nein	nein	nein	
Flugzeuggestütztes polari- metrisches SAR (ESAR)	nein	nein	nein	
Satellitengestütztes SAR (Envisat ASAR)	nein	nein	nein	

1 im Falle, dass die Möglichkeit besteht viele individuelle Messungen (Messkampagne) durchzuführen.

2 aber oberflächennahe Werte sind wegen der unsicheren Inversion des gemessenen Signals unverlässlich.

3 eher für kleine Einzugsgebietsgrößen (abdeckbar durch eine Flugkampagne).

4 aber Kalibrierung mit Felddaten notwendig.

5 aber extensives Nachprozessierung der Daten ist notwendig.

### **5.4.5.2** Begrenzte Nutzbarkeit der Bodenfeuchtedaten für die Hochwassermodellierung und Hochwasservorhersage

Auf den ersten Blick erscheint die Idee Bodenfeuchtedaten für eine bessere Initialisierung der Hochwassermodellierung (einschließlich Hochwasservorhersage) zu nutzen, als einfach realisierbar. Jedoch birgt dieser Ansatz einige technische Probleme bezüglich des operationellen Nutzens solcher Daten und bezüglich der Modellparametrisierung. Eine Hauptbeschränkung für die Überwachung der räumlich verteilten Bodenfeuchte stellt die Aufnahme und die darauf folgende Datenprozessierung dar. Beides ist weit entfernt von einer operationellen Anwendung, da kontinuierliche oder guasi-kontinuierliche Flugzeug getragene Aufnahmen und die Prozessierung der Bodenfeuchte (wie sie im Kapitel 5.4.3.2. beschrieben wurde) nicht verfügbar sind. Auch Satellitendaten sind noch nicht kontinuierlich verfügbar und auch nicht in einer Form, in der sie direkt für die Hochwasservorhersage genutzt werden können (siehe Kapitel 5.4.3.3). In unserem Fall waren nur zwei Termine mit Bodenfeuchtewerten aus dem Flugzeug getragenen Inversionsansatz verfügbar (Die Ergebnisse für ein Datum werden in Kapitel 5.4.3.2. vorgestellt). Jedoch folgte auf diesen Termin (welcher Monate vorher fixiert werden musste, um zu ermöglichen, dass der komplexe und kostspielige Messflug parallel zu den Feldkampagnen statt findet) kein Starkregenereignis. Demnach konnten wir den Nutzen dieser Daten für die Simulation eines echten Hochwassers in einem Vorhersageszenario nicht bewerten.

Nicht zuletzt muss man bestätigen, dass viele hydrologische Modelle nur bedingt für die direkte Verarbeitung von Bodenfeuchtedaten vorbereitet sind. Wie in Kapitel 5.4.4 erwähnt, liegen diese Schwierigkeiten in der Tatsache, dass die meisten Modelle kaum räumlich verteilte Bodenfeuchtewerte als Input verwenden, sondern eher auf eine konzeptionellere Art, wobei die Bodenfeuchteinformation in der Form der Speichersättigung als Zustandsvariable im Model fungiert. Eine Transferfunktion könnte die beobachtete Bodenfeuchteinformation mit dieser Zustandsvariablen koppeln. Jedoch ist die Umwandlung der beobachteten Werte in solch eine Zustandsvariable nicht eindeutig.

# 5.4.6 Schlussfolgerungen und Ausblick

Im Grunde könnten die dargestellten Ergebnisse zur **Erfassung von Bodenfeuchte** die Leistungsfähigkeit von operationellen Niederschlags-Abflussmodellen auf drei Arten verbessern:

- Bodenfeuchtedaten können für die Modellinitialisierung benutzt werden, möglicherweise unter Benutzung einer Transferfunktion, welche die beobachteten Feuchten mit einer Zustandsvariablen des Modells verbindet. Obwohl kontinuierlich laufende Modelle auch initialisiert werden müssen, ist das von allerhöchster Bedeutung bei ereignisbasierten Modellierungen. Auf jeden Fall müssen Feuchtedaten am Initialisierungstermin für alle räumlichen Einheiten des Modells (wie z.B. Untereinzugsgebiete) vorhanden sein.
- 2. Aufgenommene Bodenfeuchtedaten könnten durch Assimilationstechniken ausgewertet werden. Datenassimilation zielt auf die erneute Schätzung von Modellparametern oder Zustandsvariablen unter Einbezug der letzten Beobachtung. Auch unterdiesem Gesichtswinkel sei noch mal angemerkt, wenn ein räumlich verteiltes hydrologisches Model verwendet wird, müssen die Feuchtedaten für alle räumlichen Einheiten verfügbar sein.
- 3. Aufgenommene Zeitserien der Bodenfeuchte könnten in Verbindung mit Abflussganglinien verwendet werden, um die vielen Parameter des Niederschlag-Abfluss-Modells zu kalibrieren oder die Simulationsergebnisse zu verifizieren. In diesem Fall sind die räumliche und zeitliche Vollständigkeit der Daten keine Voraussetzung. Jedoch ist es entscheidend, dass die Aufnahmen tatsächlich die entsprechenden räumlichen Einheiten des Modells abbilden und wie immer muss die Beziehung zwischen den Aufnahmen und den Zustandsvariablen des Modells bekannt sein.

Mit diesen drei potentiellen Anwendungsmöglichkeiten im Gedächtnis, scheinen die folgenden Ergebnisse der Studie wichtig zu sein:

- Die verwendeten satellitengestützten SAR-Daten sind häufig, aber nicht kontinuierlich verfügbar und decken ein verhältnismäßig großes Gebiet in hoher Auflösung ab. Dennoch erlauben sie nur eine verlässliche Schätzung der Bodenfeuchte über unbewachsenen Flächen. In Gebieten mit erheblicher Vegetationsbedeckung (Was ungefähr für > 80% des Einzugsgebiets vor der Ernte gilt), können bis jetzt noch keine Bodenfeuchtedaten mit ausreichender Qualität gewonnen werden. Vorteil des hier entwickelten Verfahrens ist es immerhin, dass keine simultane Aufnahme von Felddaten benötigt wird und zu der Feuchtekarte eine begleitende Gunstkarte die prognostizierte Güte der Feuchteschätzung angibt. Im Gegensatz dazu erscheinen die flugzeuggestützten SAR-Daten als geeignet, um die mittlere Bodenfeuchte des Oberbodens abzuschätzen, was an Flächen mit landwirtschaftlichem Bewuchs getestet wurde. Ähnlich wie beim Ansatz mit den Satellitendaten werden für einen erheblichen Teil des Einzugsgebietes, welches mit Wald bestanden ist, keine Bodenfeuchtedaten erzeugt. Generell benötigt der Ansatz mit den flugzeuggestützten SAR-Daten keine simultane Aufnahme von Felddaten, aber dieser Ansatz ist nicht dauerhaft und operationell durchführbar. Zusammenfassend können beide Arten von Fernerkundungsdaten bis jetzt nur sehr schwierig für die Initialisierung eines räumlich verteilten Modells zur operationellen Datenassimilation genutzt werden.
- Die bodengestützten Messungen der Bodenfeuchte unter der Verwendung von TDR/FDR, GPR, STDR und den Stechzylinderproben lassen ein hohe räumliche Variabilität auf der Punktskala, der Flurstücksskala und der Hangskala erkennen. Außerdem ist die Übereinstimmung zwischen den verschiedenen Methoden in Bezug auf die absoluten Feuchtewerte eher gering. Folglich ist es schwierig, Bodenfeuchtedaten gemessen an einem einzelnen Messpunkt, Flurstück oder Hang mit simulierten Werten aus einem mesoskaligen hydrologischen Modell zu vergleichen. Zudem muss man große Messabweichungen annehmen, wenn Einzelmessungen über geostatistische Verfahren regionalisiert werden. Die hohe Korrelation der Bodenfeuchtezeitserie, aufgenommen über die einzelnen Sonden des STDR-Clusters deutet darauf hin, dass ein Vergleich der gemes-

senen und der modellierten Bodenfeuchtedaten auf der Dynamik der Werte und nicht auf den absoluten Werten basieren sollte.

Die STDR-Cluster waren durch die Ausrüstung mit einem Datalogger das einzige System in unserer Studie, dass f\u00e4hig war, kontinuierlich Daten aufzuzeichnen. Deshalb und um ein einigerma\u00dfen verst\u00e4ndliches Bild der Bodenfeuchte in r\u00e4umlicher und zeitlicher Aufl\u00f6sung zu erhalten, wird eine Kombination aus lokalen, aber kontinuierlichen Messungen mit Techniken, die eher gro\u00dfe Gebiete abdecken (Fernerkundung) empfohlen.

Folgendes ist festzustellen. Trotz der innovativen Messverfahren auf allen räumlichen Skalen sind Bodenfeuchtedaten für ganze, mit Pflanzen bestandene Einzugsgebiete noch nicht operationell verfügbar. Daher schlagen wir vor, dass Bodenfeuchteaufnahmen hauptsächlich dafür verwendet werden sollten, die Qualität von kontinuierlichen, räumlich verteilten hydrologischen Einzugsgebietsmodellen zu verbessern, welche die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte intern simulieren. Daher sollten, wann und wo auch immer Bodenfeuchtedaten zur Verfügung stehen, ihre simulierten Pendants mit diesen verglichen werden, um die Schätzung der Parameter und, wenn möglich, auch die Struktur der hydrologischen Modelle zu verbessern. Abhängig von ihren räumlichen Diskretisierung würde ein solcher Vergleich erfordern, dass die bodengestützten Messungen und die Fernerkundungsdaten kombiniert werden, um "Beobachtungen" auf einer räumlichen Skala zu bekommen, die der Größe einer Modelleinheit entspricht.

Es wurde erläutert, dass der Abfluss und genauer gesagt Hochwasserereignisse durch verschiedene Abflussgenerierungsprozesse ausgelöst werden. Jeder dieser Prozesse wird durch die Bodenfeuchte mittels verschiedener Mechanismen beeinflusst. In dieser Studie befand sich die untersuchte Bodenfeuchte nahe der Erdoberfläche. Diese Information ist wichtig für den gesättigten Oberflächenabfluss. Im Gegensatz dazu sind der unwetterbedingte Zwischenabfluss und der schnelle Grundwasserabfluss mit der Bodenfeuchte aus den tieferen Schichten oder mit den Grundwasserbedingungen verbunden. Bis jetzt gibt es noch keine fertig verfügbare Technik, welche den sturmbedingten Zwischenabfluss in einer operationellen Weise aufzeichnen kann. Bezüglich des schnellen Grundwasserabfluss könnte man einen Einblick gewinnen, in dem man den Grundwasserspiegel an ausgewählten Beprobungsbrunnen des oberen Grundwasserleiters überwacht und diese Information mit Expertenwissen über die räumlichen Muster der Grundwasserfläche und ihre saisonalen Schwankungen kombiniert.

# 5.4.7 Literatur

- Aubert, D., Loumagne, C., Oudin, L. (2003): Sequential assimilation of soil moisture and streamflow data in a conceptual rainfall-runoff model. J. Hydrol., 280, 145-161.
- Baghdadi, N., Holah, N., Zribi, M. (2006): Soil moisture estimation using multi-incidence and multipolarization ASAR data. Int. J. of Remote Sensing, 27(10), 1907-1920.
- Becker, R. (2004), Spatial Time Domain Reflectometry for Monitoring Transient Soil Moisture Profiles. Mitt. Inst. Wasser und Gewässerentwicklung - Bereich Wasserwirtschaft und Kultur-technik, Heft 228, Universität Karlsruhe.
- Berthet, L., Andréassian, V., Perrin, C., Javelle, P. (2009): How crucial is it to account for the Antecedent Moisture Conditions in flood forecasting? Comparison of event-based and continuous approaches on 178 catchments. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 6, 1707-1736.
- Blöschl, G., Sivapalan, M. (1995): Scale issues in hydrological modelling: A review, Hydrol. Proc., 9, 251-290.
- Brocca, L., Melone, F., Moramarco, T., Morbidelli, R. (2009) Antecedent wetness conditions based on ERS scatterometer data. J. of Hydrology, 364(1-2), 73-87.
- Bronstert, A. (2005): Abflussbildung. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 12, 137pp.
- Bronstert, A., Bárdossy, A. (1999): The role of spatial variability of soil moisture for modelling surface runoff generation at the small catchment scale. Hydrol. Earth Syst. Sci., 3(4), 505-516.
- Bronstert, A., Bárdossy, A. (2003): Uncertainty of runoff modeling at the hillslope scale due to temporal variations of rainfall intensity. Physics & Chemistry of the Earth, 28, 283-288.
- Cassiani, G., Binley, A., Ferré, T.P.A. (2006): Unsaturated zone processes, in: Verrecken, H., Binley, A., Cassini, G. Revil, A., Titov, C., Applied Gydrogeophysics, NATO Science Series, IV. Eart and Environmental Sciences, Vol. 71, Springer, Dordrecht.
- Choi, M., Jacobs, J.M., Cosh, M.H. (2007): Scaled spatial variability of soil moisture fields. Geophys. Res. Lett., 34.
- Cloude, S.R., Pottier, E. (1996): A Review of Target Decompositon Theorems in Radar Polarimetry. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 34(2), 498-518.
- Cloude, S.R., Pottier, E. (1997): An Entropy Based Classification Scheme for Land Applications of Polarimetric SAR. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 35(1), 68-78.
- Cloude, S.R., Fortuny, J., Lopez-Sanchez, J.M., Sieber, A.J. (1999): Wide-Band Polarimetric Radar Inversion Studies for Vegetation Layers. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 37(5), pp. 2430-2441.
- Collier, C.G. (2007): Flash flood forecasting: What are the limits of predictability? Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 133(622), 3-23.
- Corwin, D.L., Hopmans, J., de Rooij, G.H. (2006): From Field- to Landscape-Scale Vadose Zone Processes: Scale Issues, Modeling, and Monitoring. Vadose Zone J, 5(1), 129-139.
- Crow, W. T., Bindlish, R., Jackson, T. J. (2005): The added value of spaceborne passive microwave soil moisture retrievals for forecasting rainfall-runoff ratio partitioning. Geophys. Res. Lett., 32, L18401.
- Crow, W.T., Ryu, D. (2009): A new data assimilation approach for improving runoff prediction using remotely-sensed soil moisture retrievals. Hydr. Earth Sys. Sc., 13(1), 1-16.
- Dunne T., Moore T. R., Taylor C.H. (1975): Recognition and prediction of runoff producing zones in humid regions. Hydrological Sciences Bulletin, 20 (3), 305-327.
- Ehret, U. (2003): Rainfall and flood nowcasting in small catchments using weather radar. Mitteilungen Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart, 121, 213pp.
- Fedora, M.A., Beschta, R.L. (1989): Storm runoff simulation using an antecedent precipitation index (API) model. Journal of Hydrology 112(1-2), 121-133.
- Feng, W., Lin, C.P., Deschamps, R.J. Drnevic, V.P. (1999): Theoretical model of a multisection time domain reflectometry measurement system, Wat. Resour. Res., 35(8), 2321-2331.
- Francois, C., Quesney, A., Ottle, C. (2003): Sequential assimilation of ERS-1 SAR data into a coupled land surface-hydrological model using an extended Kalman filter. J. Hydrometeorol. 4(2), 473-487.
- Freeman, A., Durden, S.L. (1998): A Three-Component Scattering Model for Polarimetric SAR Data. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 36(3), 963-973.
- Galagedara, L.W., Parkin, G.W., Redman, J.D., von Bertoldi, P., Endres, A.L. (2005a): Field studies of the GPR ground wave method for estimating soil water content during irrigation and drainage. Journal of Hydrology.
- Galagedara, L.W., Redman, J.D., Parkin, G.W., Annan, A.P., Endres, A.L. (2005b): Numerical Modeling of GPR to Determine the Direct Ground Wave Sampling Depth. Vadose Zone Journal, 4, 1096-1106.
- Gaskin G.J., Miller J.D. (1996): Measurement of soil water content using a simplified impedance measuring technique. J.Agric. Res. 63, 153-160.
- Goodrich, D. C., Schmugge, T. J., Jackson, T. J., Unkrich, C. L., Keefer, T. O., Parry, R., Bach, L. B., Amer, S. A. (1994): Runoff simulation sensitivity to remotely-sensed initial soil water content. Water Resour. Res. 30(5), 1393–1405.
- Grayson, R., Blöschl, G. (Eds.) (2001): Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling. Cambridge University Press, Cambridge.
- Greco, R (2006): Soil water content inverse profiling from single TDR waveforms, J. Hydrol., 317, 325-339.
- Grote, K., Hubbard, S., Rubin, Y. (2002): Field-scale estimation of volumetric water content using GPR groundwave techniques. Water Resources Research, 39(11).
- Gurtz, J., M. Zappa, K. Jasper, H. Lang, M. Verbunt, A. Badoux, T. Vitvar (2003): A Comparative Study in Modelling Runoff and its Components in Two Mountainous Catchments. Hydrol. Process., 17, 297-311.
- Hajnsek, I., Pottier, E., Cloude, S.R. (2003): Inversion of Surface Parameters From Polarimetric SAR. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 41(4), 727-744.

- Hajnsek, I., Jagdhuber, T., Schön, H., Papathanassiou, K.P. (2009): Potential of Estimating Soil Moisture under Vegetation Cover by means of PolSAR. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 47(2), pp. 442-454.
- Harter, T., Zhang, D. (1999): Water Flow and Solute Spreading in Heterogeneous Soils with Spatially Variable Water Content. Water Resour. Res., 35.
- Herkelrath, W.N., Hamburg, S.P., Murphy, F. (1991): Automatic Real-Time Monitoring of Soil Moisture in a Remote Field Area with Time Domaine Reflectometry, Wat. Resour. Res., 27(5), 857-864.
- Huisman, J.A., Sperl, C., Bouten, W., Verstraten, J.M. (2001): Soil water content measurements at different scales: accuracy of time domain reflectometry and ground-penetrating radar. Journal of Hydrology, 245(1), 48-58.
- Huisman, J.A., Snepvangers, J.J.J.C., Bouten, W., Heuvelink, G.B.M. (2002): Mapping spatial variation in surface soil water content: Comparison of ground-penetrating radar and time domain reflectometry. Journal of Hydrology, 269(3-4), 194.
- Huisman, J.A., Hubbard, S., Redman, J.D., Annan, A.P. (2003): Measuring Soil Water Content with Ground Penetrating Radar: A Review. Vadose Zone Journal, 16.
- Jacobs, J.M., Meyers, D.A., Whitfield, B.M. (2003): Improved rainfall/runoff estimates using remotelysensed soil moisture. J. Am. Water Resour. Assoc., 39(2), 313–324.
- Jagdhuber, T., Schön, H., Hajnsek, I., Papathanassiou, K.P. (2009): "Soil Moisture Estimation under Vegetation applying Polarimetric Decomposition Techniques", Proc. of the 4<sup>th</sup> International Workshop on Science and Applications of SAR Polarimetry and Polarimetric Interferometry, January 26.-30, 2009, Frascati, Italy,ESA, p.1-8.
- Jagdhuber, T., Hajnsek, I., Papathanassiou, K.P., Bronstert, A. (2009b), "Soil moisture estimation using a multi angular modified three component polarimetric decomposition", Proc. of IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, July 12.-17., 2009, Cape Town, South Africa, p. V5-V8.
- Klok, EJ., Jasper, K., Roelofsma, KP., Gurtz, J., Badoux, A. (2001): Distributed hydrological modelling of a heavily glaciated Alpine river basin. Hydrological Sciences Journal., 46(4), 553-570.
- Koyama, C., Schneider, K. (2009): Quantitative Surface Soil Moisture Estimation from ALOS PALSAR Fine Mode Data. Submitted to: Hydrology and Earth System Sciences.
- Lakshmi, V., (2004): The role of satellite remote sensing in the Prediction of Ungauged Basins. Hydrological Processes, 18(5), 1029-1034.
- Lesmes, D.P., Friedman, S.P. (2005): Relationships between the electrical and hydrogeological properties of rocks and soils. Ch. 4 in: Hydrogeophysics (Rubin, Y., Hubbard S.S., eds.), pp. 87-128, Springer, Dordrecht, The Netherlands.
- Martinez, C., Hancock, GR.. Kalma, J., Wells, Z. (2008): Spatio-temporal distribution of near-surface and root zone soil moisture at the catchment scale. Hydrol. Process., 22, 2699–2714.
- Merz, B., Plate, E. (1997): An analysis of the effects of spatial variability of soil and soil moisture on runoff. Water Resources Research, 33(12), 2909-2922.
- Merz, B., Bárdossy, A. (1998): Effects of spatial variability on the rainfall runoff process in a small loess catchment. J. of Hydrol., 213(1-4), 304-317.
- Noto, L.V., Ivanov, V.Y., Bras, R.L., Vivoni E.R. (2008): Effects of initialization on response of a fullydistributed hydrologic model. J. of Hydrology, 352(1-2), 107-125.
- Oswald, B., Benedickter, H.R., Bächtold, W., Flühler, H. (2003): Spatially resolved water content profiles from inverted time domain reflectometry signals. Wat. Resour. Res., 39 (12), 1357.
- Parajka, J., Naemi, V., Blöschl, G., Wagner, W., Merz, R., Scipal, K. (2006): Assimilating scatterometer soil moisture data into conceptual hydrologic models at coarse scales, Hydrology and Earth System Science 10, 353-368.
- Pauwels, R. N., Hoeben, R., Verhoest, N. E. C., De Troch, F. P., Troch, P. A. (2002): Improvements of TOPLATS-based discharge predictions through assimilation of ERS-based remotely-sensed soil moisture values. Hydrol. Proc., 16, 995–1013.
- Pilgrim, D.H., Cordery, I. (1993): Flood runoff. In: Maidment, D.R. (Ed.): Handbook of Hydrology, McGraw-Hill, Inc., USA.
- Refsgaard, J.C. (1997): Validation and intercomparison of different updating procedures for real-time forecasting. Nordic Hydrol., 28, 65–84.
- Robinson, D.A., Jones, S.B., Wraith, J.M., Or, D., Friedman, S.P. (2003): A Review of Advances in Dielectric and Electrical Conductivity Measurement in Soils, Vadose Zone J., 2, 444-475.

- Robinson, D.A., Abdu, H., Jones, S.B., Seyfried, M., Lebron, I., Knight, R. (2008a): Soil Moisture Measurement for Ecological and Hydrological Watershed-Scale Observatories: A Review, Vadose Zone J., 7, 358-389.
- Robinson, D.A., Campbell, J.W., Hopmans, B.K., Hornbuckle, S.B., Jones, R., Knight, R., Odgen, R., Selker, J., Wendroth, O. (2008b): Eco-Geophysical Imaging of Watershed-Scale Soil Patterns Links with Plant Community Spatal Patterns, Vadose Zone J., 7, 1132-1138.
- Ryu, D., Famiglietti, J.S. (2005): Characterization of footprint-scale surface soil moisture variability using Gaussian and beta distribution functions during the Southern Great Plains 1997 (SGP97) hydrology experiment. Water Resour. Res., 41.
- Scheuermann, A., Huebner, C., Schlaeger, S., Wagner, N., Becker, R., Bieberstein, A. (2009): Spatial-Time Domain Reflectometry and its application for the measurement of water content distributions along flat ribbon cables in a full scale levee model, Wat. Resour. Res., 45, W00D24, doi:10.1029/2008WR007073.
- Schlaeger, S. (2005): A fast TDR-inversion technique for the reconstruction of spatial soil moisture content, Hydrol. Earth Syst. Sci., 9, 481-492.
- Schmalholz, J. (2007. Georadar for small-scall high-resolution dielectric property and water conent determination of soils, Technische Universität, Berlin.
- Schulla, J (1997): Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen. Züricher Geographische Schriften, 69 161 p. ETH Zürich.
- Schulla, J., Jasper, K. (2007): Model Description WaSiM-ETH. Technical report, pp. 181, Zürich 2007.
- Taumer, K., Stoffregen, H., Wessolek, G. (2006): Seasonal Dynamics of Preferential Flow in a Water Repellent Soil. Vadose Zone J., 5(1), 405-411.
- Uhlenbrook S., Leibundgut C. (2002): Process-oriented catchment modeling and multiple-response validation. Hydrological Processes, 16, 423-440.
- Van Overmeeren, R.A., Sariowan, S.V., Gehrels, J.C. (1997): Ground penetrating radar for determining volumetric soil water content: results of comparative measurements at two test sites. Journal of Hydrology, 197, 316.
- van Zyl, J.J., Arii, M., Ki, Y. (2008): Requirements for Model-Based Polarimetric Decompositions. Proc. 7<sup>th</sup> Europ. Conference on Synthetic Aperture Radar (EUSAR), Friedrichshafen, Germany, 41-44.
- Vereecken, H., Kamai, T., Harter, T., Kasteel, R., Hopmans, J., Vanderborght, J. (2007): Explaining soil moisture variability as a function of mean soil moisture: A stochastic unsaturated flow perspective. Geophys. Res. Lett., 34, L22402.
- Vereecken ,H., Huisman, J.A., Bogena, H., Vanderborght, J., Vrugt, J.A., Hopmans, J.W. (2008): On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: A review, Wat. Resour. Res., 44, W00D06, doi:10.1029/2008WR006829.
- Wagner, W., Blöschel, G., Pampaloni, P., Calvet, J.-C., Bizarri, B. Wigneron, J.-P., Kerr, Y. (2004): Operational readiness of microwave remote sensing of soil moisture for hydrologic applications, Nordic Hydrology, 38(1), 1-20.
- Weihermuller, L., Huisman, J.A., Lambot, S., Herbst, M., Vereecken, H. (2007): Mapping the spatial variation of soil water content at the field scale with different ground penetrating radar techniques. Journal of Hydrology, 340(3-4), 205-216.
- Weiler, M., McDonnell, J.J. (2007): Conceptualizing lateral preferential flow and flow networks and simulating the effects on gauged and ungauged hillslopes Water Resources Research, 2007, 43.
- Weissling, B. P., Xie, H., Murray, K. E. (2007): A multitemporal remote sensing approach to parsimonious streamflow modeling in a southcentral Texas watershed, USA. Hydrol. Earth Syst. Sci., 4, 1-33.
- Western, A., Grayson, R., Blöschl, G. (2002): Scaling of soil moisture: a hydrologic perspective. Ann. Rev. Earth and Planetary Sci., 30, 149-180.
- Wollny, K. (1999): Die Natur der Bodenwelle des Georadar und ihr Einsatz zur Feuchtebestimmung. Utz, Wiss., München.
- Yamaguchi,Y., Moriyama, T., Ishido, M., Yamada, H. (2005): Four-Component Scattering Model for Polarimetric SAR Image Decomposition. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 43(8), 1699-1706.
- Younis J., Anquetin S., Thielen J. (2008): The benefit of high-resolution operational weather forecasts for flash flood warning Hydrol. Earth Syst. Sci., 12(4), 1039-1051.

- Zehe, E., Blöschl, G. (2004): Predictability of hydrologic response at the plot and catchment scales the role of initial conditions. Water Resources Research, 40(10), W10202, doi:10.1029/2003WR002869.
- Zehe, E., Becker, R., Bárdossy, A., Plate, E. (2005): Uncertainty of simulated catchment sale runoff response in the presence of threshold processes: role of initial soil moisture and precipitation.

# 5.5 Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen

### 5.5.1 Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Wilde Weißeritz

#### 5.5.1.1 Untersuchte Wettervorhersagen

#### Wettervorhersage 1: ECMWF Ensemble mit Downscaling nach dem EDS-Verfahren

Die erste getestete Wettervorhersage ist die vom Europäischen Zentrum für mittelfristige Wettervorhersagen (ECMWF) bereitgestellte Ensemble-Vorhersage. Das Ensemble umfasst 51 Mitglieder (1 Kontrolllauf auf Basis der besten Analyse und 50 Mitglieder mit gestörten Anfangsbedingungen und variierten Parametern). Es wurden "nur" die Daten für die ersten 5 Vorhersagetage (lead times bis +120 h) verwendet.

Die räumliche Auflösung der ECMWF-Vorhersagen veränderte sich im Zeitraum von 1997-2006 von etwa 120 x 120 km bis auf ca. 50 x 50 km (Bürger 2009). Da die Größe des untersuchten Einzugsgebiets etwa 50 – 400 x geringer ist (z. B. 50 km<sup>2</sup> bis zum Pegel Ammelsdorf) wurden die Vorhersagen mittels eines statistischen Downscaling-Verfahrens in Stationsvorhersagen transformiert (vgl. Abschnitt 5.1). Die verwendete Methode des "expanded downscaling", kurz EDS, basiert auf einer multiplen linearen Regression (MLR) zwischen den antreibenden atmosphärischen Feldern und den lokalen Beobachtungen. Im Gegensatz zu anderen MLR-basierten Verfahren wird hierbei die lokale Kovarianz-Struktur bewahrt. Als antreibende Vorhersagefelder dienten Geopotentialhöhe, Temperatur, Vorticity (Scherung des Windfeldes) und spezifische Feuchte auf dem 850hPa-Level über Mitteleuropa sowie der akkumulierte Niederschlag. Details zum EDS und der Anwendung auf die ECMWF-Vorhersagen können Buerger (2009) bzw. Abschnitt Abschnitt 5.1 entnommen werden. Die mittels EDS gewonnen Stationsvorhersagen umfassen die Variablen Niederschlag und Temperatur. Für die übrigen vom Abflussmodell benötigten Variablen wurden die originalen Vorhersagewerte (Strahlung) oder Monatsmittelwerte (Luftdruck, Feuchte, Windgeschwindigkeit) eingesetzt.

Die mittels EDS gewonnenen Niederschlags- und Temperatur-Vorhersagen besitzen eine Auflösung von 12 Stunden. Angesichts der geringen Größe des untersuchten Einzugsgebiets kann hiermit kaum eine realistische Vorhersage von Scheitlabflüssen erreicht werden. Aufgrund der Nicht-Linearität des Niederschlags-Abfluss-Prozesses ist die 12h-Auflösung selbst dann kritisch zu betrachten, wenn lediglich Mittelwerte des Abflusses vorhergesagt werden. Als naheliegende Lösung bietet sich die Erzeugung mehrerer gleich-wahrscheinlicher Vorhersagen in Stundenauflösung mittels einer stochastischen Disaggregierung an. Diese Option musste jedoch verworfen werden, da der resultierende Rechenaufwand (51 Ensemble-Mitglieder \* x Disaggregierungen pro Vorhersagezeitpunkt) praktisch nicht bewältigt werden konnte (Rechenzeiten von mehreren Wochen selbst bei Verteilung auf zahlreiche Rechner). Es wurde deshalb lediglich eine "mittlere" Disaggregierung angewandt, die auf einer empirischen Beziehung zwischen der 12h-Summe des Niederschlags sowie der 12h-Mitteltemperatur und der mittleren Anzahl von Stunden mit Niederschlag innerhalb des 12stündigen Fensters fußt (Abb. 5.5.1.1). Hierbei wird lediglich die Niederschlagsintensität skaliert, es wird jedoch keine realistische Wiedergabe der Autokorrelationsstruktur erreicht.

Die Parameter des EDS wurden anhand beobachteter meteorologischer Werte der Jahre 1997 –2000 kalibriert. Die mittels des kalibrierten EDS erstellten und für die Abflussmodellierung nutzbaren Vorhersagen umfassen den Zeitraum 2000 – 2008 (insgesamt 3136 Vorhersagen bei einer täglichen Ausgabe mit dem Vorhersageursprung 12:00 UTC).



Abb. 5.5.1.1: Mittlere Anzahl von Stunden mit Niederschlag (Median) innerhalb eines 12-stündigen Zeitfensters als Funktion von 12h-Niederschlagssumme und 12h-Mitteltemperatur an der DWD-Station Zinnwald-Georgenfeld.

#### Wettervorhersage 2: COSMO-EU Vorhersagen des Deutschen Wetterdienstes

Die COSMO-EU Vorhersage des Deutschen Wetterdienstes wird in zahlreichen deutschen HW-Vorhersagezentralen als Grundlage für hydrologische Vorhersagen genutzt. Das Rechengitter von COSMO-EU überdeckt ganz Mitteleuropa mit einer Maschenweite von ca. 7 x 7 km. Der maximale Zeitvorsprung beträgt 78 h bei einer Auflösung von 1 h. Für das Weißeritzgebiet standen Vorhersagen für den Zeitraum Juli 2005 – Dezember 2008 zur Verfügung. Im Rahmen der durchgeführten Vorhersagetests und –vergleiche wurde lediglich die Ausgabe von 12:00 UTC berücksichtigt (entspricht dem Vorhersageursprung der alternativen, ECMWF-basierten Vorhersage). Insgesamt konnten somit etwa 1250 Vorhersagen in die Analyse einbezogen werden. Da an der sächsischen Vorhersagezentrale in der Vergangenheit nur die Niederschlags- und Temperaturvorhersagen archiviert wurden, mussten für die übrigen (weniger einflussreichen) meteorologischen Variablen monatliche Mittelwerte eingesetzt werden. Die Randbedingungen für jedes im hydrologischen Modell berücksichtigte Teileinzugsgebiet wurden von der jeweils nächstliegenden Zelle des COSMO-EU Ausgabegitters übernommen (Abb. 5.5.1.2).



Abb. 5.5.1.2: Überdeckung der modellierten Teileinzugsgebiete der Wilden Weißeritz bis zum Pegel Ammelsdorf durch das Ausgabegitter der COSMO-EU Wettervorhersage.

Bei Verwendung der COSMO-EU Vorhersagen als Grundlage der Abfluss-Vorhersage wurden sehr starke Überschätzungen am 2. und 3. Vorhersagetag (lead times größer als +24h) festgestellt. Dies würde in der Praxis zu einer beträchtlichen Anzahl gravierender Fehlalarme führen. Daher wurde geprüft, inwieweit die COSMO-EU Niederschlagsvorhersagen nachträglich korrigiert werden können.

Zunächst wurde der Effekt einer Bias- und Varianz-Korrektur untersucht, wobei folgendes Korrekturschema verwendet wurde (Obs: Beobachtung, Fct: originale Vorhersage, Fct': korrigierte Vorhersage).

Schritt	Aktion
1.	Filtern von Beobachtungen und Vorhersagen auf Werte > 0
2.	Test auf die vermutete Log-Normalverteilung mittels Q-Q-Plots
3.	Logarithmieren von Beobachtungen und Vorhersagen: logObs= log(Obs) logFct= log(Fct)
4.	Skalierung der z-transformierten Vorhersagen zum Erhalt des beobachte- ten Mittelswertes (mean) und der Standardabweichung (sd): logFct' = (logFct – mean(logFct)) / sd(logFct) * sd(logObs) + mean(logObs)
5.	Rücktransformation auf die Originalskala: Fct'= exp(logFct')

Die Anwendung des Korrekturschemas erfolgte separat für die Vorhersagezeitfenster +0-24h, +24-48h, +48-72h. Die Anwendung wurde für 1h-Werte und 24h-Werte getestet. Es konnte festgestellt werden, dass durch das beschrieben Vorgehen zwar eine Verteilungskorrektur realisiert werden kann, die Korrespondenz von Beobachtungen und Vorhersage (z. B. erfasst mittels des RMSE-Fehlers) jedoch nicht verbessert wird. Im konkreten Fall konnte sogar eine Verstärkung der gravierenden Überschätzungen (potentielle Fehlalarme) beobachtet werden. Es musste festgestellt werden, dass diese Korrekturmethode angesichts der schwachen Korrelation von Beobachtungen und originaler Vorhersage nicht zielführend ist. Vielmehr erscheint eine derartige Verteilungskorrektur nur angebracht, wenn Vorhersagen und Beobachtungen gut korreliert sind, jedoch eine systematische Über- oder Unterschätzung auftritt.

Aufgrund des Versagens der Verteilungskorrektur wurde auf einen MOS-Ansatz (MOS: Model Output Statistics) zurückgegriffen. Dabei wurde das empirisches Modell aus GI. 5.5.1 zugrunde gelegt, mit der originale Vorhersage Fct, der korrigierten Vorhersage Fct' und den beiden freien Parametern a und b.

Fct' = a \* Fct ^b

Gl. 5.5.1

Die MOS-Parameter a und b wurden anhand der 24h-Vorhersagen bestimmt. In Gleichung 5.5.1 entspricht damit Fct der vorhergesagten 24h-Niederschlagssumme und Fct' der entsprechenden korrigierten Summe. Durch die Verwendung der 24h-Summen anstelle von 1h-Werten wird erreicht, dass die MOS-Parameter in erster Linie durch den Fehler der vorhergesagten Niederschlagshöhe und weniger durch Fehler in der Vorhersage des zeitlichen Verlaufs dominiert werden. Dahinter steht die Erkenntnis, dass insbesondere bei größeren Zeitvorsprüngen eine exakte Vorhersage der Eintrittszeit bestimmter Niederschlagsintensitäten kaum möglich (und auch nicht nötig) ist.

Die Größen a und b wurden separat für die Vorhersagezeitfenster +0-24h, +24-48h, +48-72h jeweils so bestimmt, dass der RMSE-Fehler der Vorhersage minimal wird. Die Vorhersagen mit 1h-Auflösung wurden korrigiert, indem die stündlichen Vorhersagewerte mit dem für das Vorhersagezeitfenster gültigen Quotienten Fct'/Fct multipliziert wurden, sofern überhaupt Niederschlag (Fct>0) vorhergesagt wurde.

Um die im operationellen Fall erreichbare Vorhersagegüte zu ermitteln, mussten a und b anhand unabhängiger Daten bestimmt werden. Aufgrund der begrenzten Verfügbarkeit, wurde auf die Technik des split-Sampling zurückgegriffen. Die Werte für a und b, welche aus Vorhersagen ungerader Ausgabetage (z. B. 1. Jan, 3. Jan, 5. Jan, ...) bestimmt wurden, dienten zur Korrektur der Vorhersagen gerader Ausgabetage (2. Jan, 4. Jan, 6. Jan, ...) und umgekehrt. Die MOS-Parameter (Tab. 5.5.1) wurden anhand von Vorhersagen der Ausgabezeiten 00 und 12 Uhr UTC ermittelt.

Tabelle	5.5.1:	MOS-Parameter	zur	Korrektur	der	von	COSMO-EU	vorhergesagten	24h-
Niederso	hlagssu	mmen (basierend a	auf Me	essdaten de	r Stat	tion Zil	nnwald-George	enfeld).	

Gerader Ausgabetag	Vorhersagezeit- fenster-Anfang (h)	Vorhersagezeit- fenster-Ende (h)	Ausgewertete Vorhersagen	a	b
ja	1	24	1244	1.86	0.73
ja	25	48	1245	2.22	0.57
ja	49	72	1240	2.88	0.39
nein	1	24	1291	1.43	0.86
nein	25	48	1290	2.51	0.50
nein	49	72	1295	2.60	0.46

#### Wettervorhersage 3: Messwerte als perfekte Vorhersage

Um den Effekt der imperfekten Wettervorhersage vom Effekt des imperfekten hydrologischen Modells (unsichere Struktur, Parameter und Anfangsbedingungen) zu unterscheiden, wurden zusätzliche Vorhersagetests durchgeführt. Dabei wurden anstelle echter Vorhersagen der meteorologischen Variablen beobachtete Werte eingesetzt, womit eine "perfekte" Wettervorhersage imitiert wird. Es muss allerdings darauf hingewiesen werden, dass selbst durch Beobachtungswerte das wahre raumzeitliche Geschehen, u. a. aufgrund von Mess- und Regionalisierungsfehlern, keineswegs exakt erfasst wird. Beobachtungswerte sind daher nur als (bester) pragmatischer Ersatz für eine "perfekte" Vorhersage zu betrachten.

#### 5.5.1.2 Methodik der Auswertung

#### Untersuchte Pegel

Der verfügbare Bestand an zuverlässigen Abflussdaten ließ eine Auswertung der Vorhersagetests nur für zwei Pegel im Einzugsgebiet der Weißeritz zu. Beide Pegel (Rehefeld, 15 km<sup>2</sup> und Ammelsdorf, 49 km<sup>2</sup>) befinden sich im oberen Einzugsgebiet der Wilden Weißeritz. Sie sind nicht durch Stauanlagen beeinflusst. Der Pegel Ammelsdorf erfasst im Wesentlichen den Zufluss zur Talsperre Lehnmühle, welche der Trinkwassergewinnung sowie dem Hochwasserschutz dient. Der Pegel Rehefeld gehört zum Netz der sächsischen Hochwassermeldepegel. Hier werden lediglich Ergebnisse für den Pegel mit dem größeren Einzugsgebiet (Ammelsdorf) vorgestellt.

#### Vergleich von Ensemble- und deterministischer Vorhersage

Wird die deterministische COSMO-EU Wettervorhersage (siehe Abschnitt 5.1) als Antrieb des Niederschlags-Abfluss-Modells verwendet, wird lediglich eine einzige deterministische Abflussvorhersage erhalten. Demgegenüber erhält man bei Einspeisung des ECMWF-Ensembles (Abschnitt 5.1) ein Ensemble von Abfluss-Ganglinien. Um die Güte der auf diesen beiden Wettervorhersagen basierenden hydrologischen Vorhersagen unmittelbar vergleichen zu können, muss die ECMWF-basierte Ensemble-Vorhersage in eine deterministische überführt werden. Hierzu wurden die aus den Einzelvorhersagen für bestimmte Vorhersagezeitfenster berechneten Kennwerte (z. B. 24h-Mittelwerte oder 24h-Maxima) über alle 51 Ensemble-Mitglieder arithmetisch gemittelt. Es ist darauf hinzuweisen, dass eine Darstellung jener Mittelwerte als Funktion des Vorhersage-Vorsprunges nicht als Ganglinie interpretiert werden darf.

#### Zielgröße und Gütemaße

Potentielle Zielgrößen einer hydrologischen Vorhersage sind der Wasserstand am Pegel (W), der Durchfluss (Q) oder die Änderung des Durchflusses (dQ) bezogen auf einen Ausgangs-Durchfluss. In diese Studie wurden die Vorhersagetests hinsichtlich der Zielgröße dQ ausgewertet. Sie wurde wie folgt definiert:

 $dQ[k] = f(Q[k]) - Q_{ini}$  Gl. 5.5.2

Dabei repräsentiert Q[k] einen Vektor der vorhergesagten bzw. beobachteten Durchflüsse im Vorhersagezeitfenster mit dem Index k (z. B. k=1 für +0 bis +24h, k=2 für +24 bis +48h, usw.). Der Vektor wird mittels der Funktion f() zu einem Skalar aggregiert. Um die Wiedergabe von Scheitelabflüssen auszuwerten, wird für f() zweckmäßiger Weise die Funktion max() eingesetzt. Interessiert, wie im Fall der Talsperrensteuerung, primär die Vorhersage mittlerer Durchflüsse (bzw. Abflussfüllen), wird für f() eine Funktion eingesetzt, welche den Mittelwert eines Vektors zurückgibt (mean()-Funktion). Der skalare Wert Q\_ini stellt den beobachteten Abfluss zum Vorhersagezeitpunkt dar. Die Zielgröße dQ besitzt gegenüber den Alternativen W oder Q den Vorteil, dass das durch Q\_ini erfasste Vorwissen vom Informationsgewinn durch die Vorhersage getrennt wird. Dies ist aufgrund der starken Autokorrelation von Durchflusswerten sinnvoll.

Für die Auswertung von Vorhersagetests (Hindcasts) steht eine große Zahl von Gütemaßen zur Verfügung. Die derzeit beste und aktuelle Übersicht findet sich auf den Internetseiten des australischen CAWCR (<u>http://www.cawcr.gov.au/projects/verification</u>). Zwei bekannte und leicht interpretierbare Gütemaße sind die "probability of detection" (POD) und die "false alarm rate" (FAR). Sie sind primär für die Verifikation binärer Vorhersagen konzipiert, lassen sich jedoch auch für Vorhersagen kontinuierlicher Variablen verwenden, wenn diese mittels Schwellenwerten in binäre Vorhersagen transformiert werden. Betrachtet man eine 2x2 Kontingenztafel (Tab. 5.5.2) mit den Beobachtungen (Obs), Vorhersagen (Fct) und dem Schwellenwert X, lassen sich die zwei Gütemaße wie folgt darstellen

POD(X) = D/(C+D)	Gl. 5.5.3
FAR(X) = B/(B+D)	Gl. 5.5.4

wobei A, B, C und D jeweils die Anzahl der Fälle unter den insgesamt n Vorhersagen (n= A + B + C + D) repräsentieren. Somit gibt POD den Anteil der Fälle an, in denen eine beobachtete Überschreitung des Schwellenwertes X tatsächlich vorhergesagt wurde. Der Idealwert liegt bei 1. Demgegenüber gibt FAR den Anteil der Fehlalarme unter jenen Vorhersagen an, die eine Überschreitung von X voraussagten (Idealwert 0).

	Obs < X	Obs >= X
Fct < X	A	С
Fct >= X	В	D

Tabelle 5.5.2: Klassische Kontingenz-Tafel zur Verifikation von Vorhersagen.

Die Anwendung der Indikatoren POD und FAR auf Vorhersagen kontinuierlicher Variablen hat mehrere Nachteile: Zum einen werden "richtige" und "falsche" Vorhersagen durch den Schwellenwert X scharf getrennt. Eine Unterscheidung der Kategorien "ausreichend genau" und "inakzeptabel fehlerhaft" ist in der Praxis jedoch eher geeignet. Zum anderen wird durch die Trennung der vier Fälle (A...D) anhand des Schwellenwertes X die tatsächliche Größe des Vorhersage-Fehlers außer Acht gelassen. So kann z. B. eine Vorhersage als erfolgreich gewertet werden, obwohl die Beobachtung um einen beliebig großen Faktor überschätzt (Kategorie D) bzw. unterschätzt (Kategorie A) wird.

Wir griffen daher auf Gütemaße zurück, welche eine mit POD und FAR vergleichbare Aussage liefern jedoch auf dem relativen Fehler der Vorhersage aufbauen. Dabei werden lediglich 3 Fälle unterschieden (Tab. 5.5.3).

Tabelle 5.5.3: Kategorien des Vorhersageerfolgs basierend auf dem relativen Fehler.

Fct < a*Obs	a*Obs b*Obs	<= Fct	<=	Fct > b*Obs
E	F			G

Dabei sind a und b freie Parameter, welche den aktzeptablen relativen Fehler darstellen. In diesem Fall wurden, nach Diskussion mit Fachbehörden und Talsperrenbetreibern die Werte a=2/3 und b=4/3 eingesetzt, womit Fehler von +/- 33% zulässig sind. Basierend auf den Kategorien definierten wir die FUP (fraction of under-predictions) als den Quotienten E/n und die FOP (fraction of under-predictions) als das Verhältnis G/n wobei n die Anzahl aller Vorhersage ist (n= E + F + G). Für ein perfektes Vorhersagesystem streben beide Indikatoren gegen Null, der schlechteste mögliche Wert beträgt 1 wobei gilt FUP + FOP <=1.

Um Aussagen über die Vorhersagegüte in Abhängigkeit von der Stärke des Ereignisses zu treffen, muss der Datenbestand vor der Berechnung von FUP und FOP gefiltert werden. Hierzu bietet sich wiederum die Verwendung eines Schwellenwertes X an. Dieser dient jedoch (im Unterschied zur Kontingenztafel) lediglich als Filter und nicht zur Unterscheidung der Fehler-Kategorien. Da FUP (analog zu POD) sinnvoller Weise auf die Beobachtungen konditioniert wird, während FOP (analog zu FAR) zweckmäßig auf die Vorhersagen konditioniert wird, erhält man als vollständige Definitionen der Indikatoren:

FUP (X) = E / n	für alle Ereignisse mit Obs >= X	Gl. 5.5.5
FOP (X) = $G / n$	für alle Ereignisse mit Fct >= X	Gl. 5.5.6

In Abb. 5.5.6 sind die Beziehungen zwischen den Indikatoren POD und FAR und den neu eingeführten Fehlermaßen FUP und FOP grafisch veranschaulicht. Hieraus werden die nahe Verwandtschaft der Größen FOP und FAR einerseits sowie der Größen FUP und (1-POD) andererseits deutlich.



Abb. 5.5.6: Definition der Indikatoren zur Erfassung von Fehlalarmen (obere Reihe) sowie tatsächlich vorhergesagten Ereignissen (untere Reihe). Durchgezogene Linien: Trennung der Kategorien A, B, C, D (s. Tabelle 5.5.2) bei POD und FAR bzw. E, F, G (s. Tabelle 5.5.3) bei FOP und FUP. Strich-Punkt-Linie: Perfekte Vorhersage. X: Schwellenwert zur Unterteilung der Kategorien (POD & FAR) bzw. Datenfilterung (FOP & FUP). Der Wert aller vier Indikatoren berechnet sich aus der Anzahl der Fälle (Vorhersage-Beobachtungs-Kombinationen) im dicht schraffierten Bereich geteilt durch die Anzahl der Fälle im gesamten schraffierten Bereich.

#### 5.5.1.3 Ergebnisse

#### **Qualitative Darstellung der Ergebnisse der Vorhersage-Tests**

Ein wichtige Eigenschaft der Abfluss-Vorhersagen ist in Abbildung 5.5.7 veranschaulicht. Darin ist zu erkennen, wie die Güte der Vorhersage (hier speziell der ECMWF-basierten Vorhersage) mit größer werdendem Zeitvorsprung abnimmt. Hierin spiegeln sich zum einen die zunehmende Unsicherheit der Wettervorhersage für größere Zeitvorsprünge wider. Zum anderen kann dieses Phänomen auf die in LARSIM implementierte Modellnachführung anhand beobachteter Abflüsse zurückgeführt werden. Die Korrekturwirkung der Nachführung lässt mit zunehmender Vorhersagedauer (d. h. zunehmender zeitlicher Entfernung von der letzten verfügbaren Abfluss-Beobachtung) unweigerlich nach.



Abb. 5.5.7: Beobachteter (grau) und vorhergesagter Tagesmittelwert des Abflusses (schwarz bzw. gestrichelt) am Pegel Ammelsdorf im Beispieljahr 2004 für drei unterschiedliche Zeitvorsprünge (lead times). Oben: nächste 24h, Mitte: Tag 2, Unten: Tag 3). Ens Mean: Abflussvorhersage auf Basis der Ensemble-Wettervorhersage des ECMWF (Ensemble-Mittel), COSMO: Abflussvorhersage auf Basis der COSMO-EU Wettervorhersage des DWD.

In Abb. 5.5.8 sind die vorhergesagten Werte von dQ für Vorhersagezeitvorsprünge von 0-24, 24-48 und 48-72 h den korrespondierenden Beobachtungen gegenüber gestellt. Deutlich ist zu erkennen, dass dQ für größere Vorhersagezeiten tendenziell zunimmt, was in der Definition dieser Größe (Gl. 5.5.1) begründet ist. Vergleich man die Vorhersagen auf Basis der ECMWF-Daten (2. Reihe) mit den "Vorhersagen" auf Basis des beobachteten Wetters (Reihe 1), fallen die deutlich größere Streuung und insbesondere zahlreiche Unterschätzungen auf. Dagegen stechen in bei Verwendung der COSMO-EU-Vorhersage (Reihe 3) besonders die gravierenden Überschätzungen am 3. Vorhersagetag ins Auge. Diese werden durch Anwendung des MOS (unterste Reihe) unterdrückt, was jedoch zu einer generellen Verringerung hoher (ggf. auch realistischer) Vorhersagewerte führt.



Abb. 5.5.8: Gegenüberstellung von beobachteten und vorhergesagten Werten von dQ für den 1. bis 3. Vorhersagetag bei Nutzung verschiedener Wettervorhersagen als Antrieb (siehe rechte Spalte). Die dargestellten dQ beziehen sich auf den Tagesmittelwert des Abflusses (Verwendung der Funktion mean() in Gleichung 5.5.1. Optimale Vorhersagen sind auf der durchgezogenen Linie zu fi**nden**.

#### **Quantitative Ergebnisse der Vorhersagetests**

In den Abbildungen 5.5.9 und 5.5.10 sind die in Gl. 5.5.4 und Gl. 5.5.5 definierten Gütemaße ausgewertet. Wie in Abb. 5.5.8 werden hierfür der 1., 2. und 3. Vorhersagetag separat be-

trachtet. Die Gütemaße wurden nur bis zu jenem Schwellenwert (x-Achse) berechnet, wo noch eine ausreichende Anzahl von Beobachtungen bzw. Vorhersagen zugrunde liegt. Aus Abbildung 5.5.9 ist ersichtlich, dass sich die Anzahl der Überschätzungen (Fehlalarme) mit steigendem Schwellenwert dQ (x-Achse) verringert. Größere vorhergesagte Anstiege des Abflusses treten also in aller Regel tatsächlich ein. Für praktisch interessierende Abflussanstiege ab der Größenordnung von etwa 1 m<sup>3</sup>/s (entspricht ca. 1 x MQ) ist die Fehlalarmrate mit etwa 30% recht hoch. Sie scheint jedoch für größere dQ weiter abzusinken (Ausnahme: deterministische Vorhersagen auf Basis der ungestörten Kontrollvorhersage des ECMWF). Über die besonders interessierenden Fälle sehr hoher vorhergesagter Abflussanstiege kann mittels FOP keine fundierte Aussage getroffen werden (zu geringe Fallzahl). Auffällig ist, dass bei einem Antrieb des hydrologischen Modells durch Messdaten anstelle von Wettervorhersage etwa gleiche Werte für FOP erreicht werden, wie bei der Verwendung echter Wettervorhersagen. Dies lässt den Schluss zu, dass Überschätzungen, insbesondere im Bereich geringer dQ, auf Fehler bei der der Niederschlagsschätzung bzw. der Prognose des Schmelzwasseranfalls im hydrologischen Modell zurückgehen. Da der Optimalwert FOP = 0 auch erreicht werden kann, indem überhaupt keine Ereignisse vorhergesagt werden (triviale Lösung) muss parallel zu FOP stets auch die Größe FUP betrachtet werden (Abb. 5.5.10).



Abb. 5.5.9: FOP (fraction of over-predictions) für positive Werte von dQ beim Antrieb des hydrologischen Modells mit unterschiedlichen Wettervorhersagen (s. Legende).

Abbildung 5.5.10 macht deutlich, dass die Abflussvorhersagen eine ausgeprägte Tendenz zur Unterschätzung aufweisen. Betrachtet man die Vorhersagen auf Basis der COSMO-EU bzw. der ECMWF-Daten stellt man fest, dass über 70% der beobachteten Ereignisse unterschätzt, d. h. nicht in der beobachteten Größenordnung, vorhergesagt wurden. Dabei spielt es kaum eine Rolle, welche Wettervorhersage als Modellantrieb benutzt wird. Die Abbildung 5.5.10 zeigt auch, dass >= 30% der beobachteten Ereignisse selbst dann unterschätzt würden, wenn eine "perfekte" stationsbasierte Wettervorhersage verfügbar wäre, welche die Beobachtungswerte exakt wiedergibt.



Abb. 5.5.10: FUP (fraction of under-predictions) für positive Werte von dQ beim Antrieb des hydrologischen Modells mit unterschiedlichen Wettervorhersagen (s. Legende).

#### 5.5.1.4 Schlussfolgerungen

Es konnte nachgewiesen werden, dass die mittelfristigen hydrologischen Vorhersagen für das Einzugsgebiet der Oberen Weißeritz (hier dargestellt am Pegel Ammelsdorf, 50 km<sup>2</sup>) eine geringe Qualität aufweisen. Für die geringe Qualität ist in erster Linie eine gravierende Tendenz zur Unterschätzung beobachteter Abflussanstiege verantwortlich. Der Fehler zweiter Art (Fehlalarme) ist geringer, jedoch nicht unerheblich. Es konnte gezeigt werden, dass sowohl Unzulänglichkeiten der Wettervorhersage als auch andere Fehlerquellen für die geringe Vorhersagequalität verantwortlich sind. Als eine wichtige potentielle Fehlerquelle ist hier insbesondere die Niederschlagsschätzung (d. h. die Niederschlagsmessung und Regionalisierung für kleine Einzugsgebiete) zu nennen.

Es ist offensichtlich, dass mittelfristige Abflussvorhersagen auf Basis der derzeit zur Verfügung stehenden Wettervorhersagen, Messungen und hydrologischen Modelle nicht geeignet sind, um deterministische Abflussvorhersagen zu erstellen, die den Anforderungen einer vorausschauenden Talsperrensteuerung genügen. Anders ausgedrückt: Eine mittelfristige Vorentlastung der mehrfach genutzten Talsperren im Einzugsgebiet der Weißeritz auf Basis operationeller Abflussvorhersagen erscheint derzeit nicht sinnvoll. Die Praxis der permanenten Vorhaltung großzügig bemessener Hochwasserschutzräume und deren konservative Steuerung zuungunsten konkurrierender Nutzungen sind, vor diesem Hintergrund, angemessen.

Die erzielten Ergebnisse wurden den potentiellen Nutzern des erstellten und getesteten Vorhersagesystems in mehreren Vorträgen und Manuskripten eingereichter Veröffentlichungen zur Verfügung gestellt. Eine Übernahme des Vorhersagesystems in den operationellen Betrieb bei den Landesbehörden erscheint derzeit nicht gerechtfertigt.

#### 5.5.1.5 Veröffentlichungen im Projekt (eigene oder/und zitierte)

Kneis, D., Bürger, G., Bronstert, A. (2010): Evaluation of medium-range runoff forecasts for a 50 km<sup>2</sup> watershed (Poster), Geophysical Research Abstracts, Vol. 12, EGU2010-3395, 2010, EGU General Assembly 2010.

Kneis, D., Bürger, G., Bronstert, A. (2010): Evaluation of medium-range runoff forecasts for a 50 km<sup>2</sup> watershed. Submitted to Journal of hydrology. In revision.

Lüdtke, S. (2010): Bayesian parameter estimation for a degree-day snow model at the watershed scale. Diplomarbeit. Universität Potsdam, Institut für Erd- und Umweltwissenschaften.

Bronstert, A., Kneis, D., Bogena, H. (2009): Interaktionen und Rückkopplungen beim hydrologischen Wandel: Relevanz und Möglichkeiten der Modellierung (Interactions and feedbacks in hydrological change: Relevance and possibilities of modelling), Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 53 (5), 289–304.

Bürger, G., Reusser, D., Kneis, D. (2009): Early flood warnings from empirical (expanded) downscaling of the full ECMWF Ensemble Prediction System, Water Resources Research, 45, W10443. doi:10.1029/2009WR007779

Bürger, G. (2009): Dynamically vs. empirically downscaled medium-range precipitation forecasts. Hydrol. Earth Syst. Sci. 13, 1649-1658.

Kneis, D., Heistermann, M. (2009): Bewertung der Güte einer Radar-basierten Niederschlagsschätzung am Beispiel eines kleinen Einzugsgebiets (Quality assessment of radar-based precipitation estimates with the example of a small catchment), Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 53 (3): 160– 171.

#### 5.5.2 Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Alb

#### 5.5.2.1 Hydrometeorologische Datengrundlagen

Für den Pegel Ettlingen lagen Abflussdaten im Zeitraum vom 25.06.1997 bis zum 01.03.2007 vor. Die Umsetzung der Wasserstände in Abflüsse erfolgte auf Basis der jeweils gültigen Abflusskurve (für bestimmte Zeitabschnitte gelten jeweils unterschiedliche Abflusskurven). Die Tabelle 5.5.4 gibt einen Überblick über die Abflusskennwerte für den Pegel Ettlingen. Als weitere Information wurde für den Pegel der höchste Scheitelabfluss im Simulationszeitraum in der Tabelle erfasst.

Tabelle 5 5 4 ·	Hochwasserscheitelwerte Pegel Ettlingen/Alb

Nr.	Pegel	Gewässer	HQ <sub>2</sub> [m <sup>3</sup> /s]	HQ <sub>10</sub> [m <sup>3</sup> /s]	HQ <sub>100</sub> [m <sup>3</sup> /s]	HQ <sub>max</sub> [m <sup>3</sup> /s]	Datum
1	Ettlingen	Alb	27	55	97	98	Mrz. 02

Die Modellkalibrierung und -validierung basiert auf Stundenwerten für Niederschlag, Luftdruck, Lufttemperatur, Taupunkttemperatur, Windgeschwindigkeit und Globalstrahlung, die für den Zeitraum vom 25.06.1997 bis zum 01.03.2007 vorlagen. Die Daten stammen aus dem Verdichtungs- und dem Luftmessnetz des Landes, dem Grundmessnetz und dem Amda-Messnetz des Deutschen Wetterdienstes (DWD), dem Meteomedia-Messnetz und aus Stationen Dritter. Die aufgeführten hydrometeorologischen Daten wurden von der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (LUBW) zur Verfügung gestellt und sind vom Ing.-Büro Ludwig vor ihrer Verwendung visuell auf ihre Plausibilität hin überprüft worden. Der zur Verfügung stehende Datensatz umfasst dabei alle zur Verfügung stehenden Stationen für die gesamte Fläche von Baden-Württemberg.

Für die Simulationen für den Pegel Ettlingen wurden vom IBL aus dem Pool an Niederschlagsstationen repräsentative Stationen ausgewählt. Kriterien für die Auswahl der Stationen waren dabei Entfernung vom Einzugsgebiet der Alb < 50km<sup>2</sup> und Ausschluss aller Stationen hinter dem Hauptkamm des Schwarzwaldes. Die für die Eichung des Pegels Ettlingen/Alb verwendeten Stationen sind in Bild 5.5.11 dargestellt, insgesamt wurden 25 Stationen verwendet (Variante IBL).

Zur Aneichung der Radardaten an die Stationsdaten wurden vom Institut für Geoökologie der Universität Potsdam (IFGEOÖKO) ebenfalls Niederschlagsstationsdaten verwendet. Die vom IFGEOÖKO verwendeten Stationen sind ebenfalls in Bild 5.5.11 dargestellt. Zur Aneichung der Radardaten wurden 31 Stationen verwendet.

Vom IFGEOÖKO wurden keine Meteomedia-Stationen verwendet, da diese ausschließlich als stündliche Werte auf dem Intervall h:00-(h+1):00 vorliegen. Die stündlichen Radardaten liegen jeweils für das Intervall h:50-(h+1):50 vor. Zur Aneichung konnten nur Ombrometerdaten genutzt werden, die ebenfalls für dieses Zeitintervall repräsentativ sind. Durch die Verwendung von inkonsistenten Datenquellen können sonst vermehrt Fehler auftreten z.B. durch schnellziehende Konvektionszellen.

Man kann davon ausgehen, dass sich durch die Verdichtung des Stationsnetzes durch die Einbeziehung der Meteomedia-Stationen sicher eine Verbesserung bei der Simulation im allgemeinen erwarten lässt. Dabei ist jedoch zu berücksichtigen, das die Meteomedia-Stationen erst seit 2004 Daten liefern. Die untersuchten Hochwasserereignisse traten jedoch vor 2004 auf, so dass zur Nachrechnung der Hochwasserereignisse an der Alb noch keine Meteomedia-Stationen zur Verfügung standen.

Bei der räumlichen Darstellung der verwendeten Niederschlagsstationen vom IBL und IF-GEOÖKO zeigt sich, dass bei der bei Auswahl IBL auch Stationen im Bereich der Rheinebene verwendet wurden, während für die Auswahl IFGEOÖKO nur Stationen im Mittel- und Oberlauf der Alb verwendet wurden. Weiterhin wurden bei der Auswahl IFGEOÖKO auch weiter entfernt liegende Stationen verwendet.

#### 5.5.2.2 Modellkalibirierung

#### Übersicht

Im diesem Kapitel sind die ermittelten Modellparameter, die statistische Auswertung sowie eine kurze Beschreibung der Ergebnisse für den Pegel Ettlingen auf Basis der Stationen IBL zu finden. In der Anlage A-1 zum Abschlussbericht des Teilprojektes sind die Ergebnisse für die Simulationen für die Einzeljahre für den Pegel Ettlingen dargestellt. Für den Pegel Ettlingen wurden die Ergebnisse der Simulationen für jeweils drei Jahre zusammengefasst dargestellt.

Neben den Jahresläufen wurden für den Pegel Ettlingen zusätzlich ausgewählte Hochwassersereignisse simuliert. Hierzu wurden die Zeiträume einzelner Hochwasser separat modelliert und das Wasserdargebot innerhalb dieses Zeitraums mit einem Faktor multipliziert, so dass eine ausgeglichene Bilanz (Qgem/Qber) für den Zeitraum erzielt wurde. Dadurch wird die Parameterermittlung für solche Ereignisse vereinfacht, bei denen der Niederschlagsinput aus der Interpolation der Messdaten falsch eingeschätzt wurde. Bei der speziellen Hochwasserkalibrierung wurden nur die Parameter EQD, EQD2 und A2 optimiert, während die anderen Parameter konstant gehalten wurden. Die Auswahl der Hochwasserereignisse erfolgte pegelspezifisch. Dabei wurden für den Pegel Ettlingen vier HW-Ereignisse simuliert. Die grafische Darstellung der Simulationsergebnisse für die Hochwasserereignisse sind im Anschluss an die Jahresläufe zu finden.

#### Eichergebnis auf Basis von Stationsniederschlägen Auswahl IBL

Die im Zuge der Modellkalibrierung ermittelten Parameterwerte für den Pegel Ettlingen sind in Tabelle 5.5.5 zusammengestellt.

Nr.	Pegel	Gewässer	KG	beta	EQB	Dmax	EQI	BSF	EQD	A2	EQD2	Tgr
1	Ettlingen	Alb	0.87	0.038	35000	2.20	4000	0.10	300	4.0	40.0	0.0

Tabelle 5.5.5: Ermittelte Eichparameter für den Pegel Ettlingen/Alb

In der Tabelle 5.5.6 sind die ermittelten Gütemaße für den Pegel Ettlingen aufgelistet. In der Spalte Pegel wurde die Plausibilität der Messdaten im Niedrigwasser- (NQ), im Mittelwasser- (MQ) und im Hochwasserbereich (HQ) angegeben.

Zur Einschätzung des Einflusses der Parametervariation für den PKB wurde in der Tabelle zusätzlich die Größe des Einzugsgebietes sowie das Verhältnis von Pegelkontrollbereich zu Gesamteinzugsgebiet eingetragen. In der Spalte Bemerkungen sind Informationen zu den verwendeten enthalten Für den Pegel Ettlingen wurde über den gesamten Ereigniszeitraum eine Modeleffizienz von 0,68 erreicht.



Abbildung. 5.5.11: Charakteristik des Einzugsgebietes Alb

Tabelle 5.5.6: Ermittelte Gütemaße für den Pegel Ettlingen/Alb

Nr	Pogol	Pogol Gowässor		Pegel für		Pegel für EZG		PKB /	Gütemaße			Bomorkung
INI.	regei	Gewassei	NQ	MQ	HQ	km <sup>2</sup>	EZG	r2	Ε	InE	Demerkung	
1	Ettlingen	Alb	х	Х	х	150	1.00	0.79	0.68	0.82	Stationen IBL	

In der Tabelle 5.5.7 sind die auf Basis von vier Hochwasserereignissen gemittelten Gütemaße aufgelistet, die bei der Hochwassersimulation ermittelt wurden. Für die Mittelung wurden die Hochwasserereignisse im Oktober 1998, Dezember 2001, März 2002 und Januar 2004 herangezogen. Um eine ausgeglichene Wasserbilanz im Ereigniszeitraum zu gewährleisten wurden die Simulationen der Hochwasserereignisse mit Nachführung des Wasserdargebots durchgeführt. In den Tabelle 5.5.8 und 5.5.9 sind die Gütemaße für die einzelnen Hochwasserereignisse aufgelistet. Die besten Ergebnisse bei der Hochwassersimulation wurden für die Ereignisse im Dezember 2001 und März 2002 erreicht, etwas schlechter fiel das Ergebnis für das Ergebnisse im Januar 2004 aus.

Für den Pegel Ettlingen konnte insgesamt ein gutes Ergebnis bei Nachrechung der Einzeljahre erzielt werden. Bei der Nachrechnung der Hochwasserereignisse wurden sehr gute Ergebnisse erzielt. Im Mittel über alle Ereignisse wurde eine Modelleffizienz von 0.91 erreicht.

Tabelle 5.5.7:	Ermittelte Gütemaße für vier HW-Ereignisse für den Pegel Ettlingen/Alb

Nr	Nr. Pegel Gewässe	Gowässor	Gütemaße H	Mittelwerte	
111.	regei	Gewassei	r2	E	InE
1	Ettlingen	Alb	0.93	0.91	0.87

Tabelle 5.5.8: Ermittelte Gütemaße für die HW-Ereignisse Oktober 1998 und März 2001 für den Pegel Ettlingen/Alb

Nir	Pogol	Gewässer	Güter	naße H	IW 98	Gütemaße HW01			
<b>Nr.</b>	Pegei		r2	Е	InE	r2	E	InE	
1	Ettlingen	Alb	0.92	0.92	0.90	0.97	0.94	0.90	

Tabelle 5.5.9: Ermittelte Gütemaße für die HW-Ereignisse März 2002 und Januar 2004 für den Pegel Ettlingen/Alb

Nir	Pogol	Gowässer	Güter	naße H	IW 02	Gütemaße HW 04			
INF.	regei	Gewasser	r2	Е	InE	r2	ш	InE	
1	Ettlingen	Alb	0.93	0.93	0.88	0.88	0.84	0.81	

#### Eichergebnis auf Basis von Stationsniederschlägen Auswahl IFGEOÖKO

In einem zweiten Schritt wurden für die Simulationen für den Pegel Ettlingen nur die Stationsdaten verwendet, die auch für die Aneichung der Radardaten verwendet wurden. Die Veränderung des Datenkollektivs an Niederschlagsstationen erforderte eine Überprüfung der bislang ermittelten Eichparameter. Für die Modellanpassung an die Stationen IFGEOÖKO war eine Korrektur des Parameters A2 erforderlich. In der Tabelle 5.5.10 sind die ermittelten Eichparameter für die Variante Stationen IFGEOÖKO aufgelistet.

Nr.	Pegel	Gewässer	KG	beta	EQB	Dmax	EQI	BSF	EQD	A2	EQD2	Tgr
1	Ettlingen	Alb	0.87	0.038	35000	2.20	4000	0.10	300	3.0	40.0	0.0

In der Tabelle 5.5.11 sind die ermittelten Gütemaße für den Pegel Ettlingen auf Basis der Stationen IFGEOÖKO aufgelistet. Im Mittel über alle Jahre ergeben sich bei den Gütemaßen keine nennenswerten Unterschiede. Ein Vergleich der Gütemaße der Einzeljahre zeigt je-

doch, dass sich durch die Verwendung unterschiedlicher Stationen durchaus Unterschiede ergeben. So werden bei Verwendung der Stationen IFGEOÖKO im Vergleich zu den Simulationen IBL Anfang 2007 sehr schlechte Gütemaße erzielt. Hingegen wird für das Jahr 2005 mit den Stationen IFGEOÖKO ein besseres Ergebnis erzielt.

Nr	Pegel	Gewässer	Pe	egel f	für	EZG	PKB/	G	ütema	ße	Bomorkung
INI.			NQ	MQ	HQ	km <sup>2</sup>	EZG	r2	Ε	InE	Beinerkung
1	Ettlingen	Alb	Х	х	Х	150	1.00	0.81	0.65	0.81	Stationen IFGEOÖKOL

Tabelle 5.5.11: Ermittelte Gütemaße für den Pegel Ettlingen/Alb

In der Anlage A-2 zum Abschlussbericht des Teilprojektes sind die Ergebnisse der Simulationen für die Hochwasserereignisse 1998 und 2002 für die Varianten Stationen IBL und Stationen IFGEOÖKO dargestellt. Die Variante Stationen IBL liefert im Vergleich zur Variante Stationen IFGEOÖKO für die ausgewählten größten Ereignisse bessere Simulationsergebnisse.

Die Unterschiede bei den Simulationsergebnissen durch Verwendung unterschiedlicher Datenkollektive sind insofern von Bedeutung, da die Verwendung eines geeigneten optimalen Datenkollektivs evtl. bessere Ergebnisse bei der Aneichung der Radardaten liefern könnte.

#### Eichergebnis auf Basis von Radardaten 2008

Das IFGEOÖKO lieferte 2008 Radardaten im Zeitintervall vom 28.04.2004 bis 01.03.2007. Zusätzlich wurden Daten für die Nachrechnung des Ereignisses im März 2002 zur Verfügung gestellt. Das Jahr 2004 wurde zum Einschwingen des Modells verwendet und nicht in die Ermittlung der Gütewerte für die Simulation verwendet. Auf Basis der Simulationsergebnisse wurden folgende Parameter für das Modell ermittelt, siehe Tabelle 5.5.12. Die Gütemaße für die Simulation sind in der Tabelle 5.5.13 aufgeführt.

Tabelle 5.5.12: Ermittelte Eichparameter für den Pegel Ettlingen/Alb

Nr.	Pegel	Gewässer	KG	beta	EQB	Dmax	EQI	BSF	EQD	A2	EQD2	Tgr
1	Ettlingen	Alb	1.03	0.04	30000	2.20	3000	0.10	300	4.0	50.0	0.0

Nr	Pogol	Gowässor	Pegel für			EZG	EZG PKB/		ütema	ße	Bemerkung	
111.	Pegei	Gewassei	NQ	MQ	HQ	km <sup>2</sup>	EZG	r2	E	InE	Demerkung	
1	Ettlingen	Alb	х	Х	х	150	1.00	0.74	0.73	0.83	Radar 2008	

Tabelle 5.5.13: Ermittelte Gütemaße für den Pegel Ettlingen/Alb

Für die Hochwassersimulation mit Nachführung des Wasserdargebots standen nur Radardaten für das Ereignis im März 2002 zur Verfügung. Zum Einschwingen des Modells auf Basis von Radarniederschlägen standen keine weiteren Daten zur Verfügung.

Um den Zustand der Speicherfüllungen vor Ereignisbeginn zu ermitteln, wurde das Modell auf Basis von Stationsdaten im Vorlauf betrieben. Um den Zustand des Einzugsgebietes vor Ereignisbeginn möglichst gut zu erfassen, wurde die Zustandsdatei auf Basis des Datenkollektivs Stationen IBL und entsprechendem Parametersatz IBL erstellt.

Die weiteren Berechnungen im Ereigniszeitraum des Hochwassers März 2002 wurden dann mit Radardaten 2008 und dem Parametersatz Radar durchgeführt. Die Abbildung oben in der Anlage A-3 zeigt das Ergebnis der Simulation. Auf Basis der Radardaten 2008 ergab sich keine Verbesserung der Simulationsgüte im Vergleich zu den Simulationen mit Stationsdaten.

#### Eichergebnis auf Basis von Radardaten 2009

Vom IFGEOÖKO wurden Anfang 2009 nachgebesserte Radardaten für das Zeitintervall Bereich 28.04.2004 bis 10.01.2009 sowie Daten für das HW-Ereignis im März 2002 geliefert. Auf Basis der neuen Radardaten wurde das Modell nochmals nachgeeicht und Simulationen für die Jahre 2004 bis 2007 durchgeführt. Das Jahr 2004 wurde wieder zum Einschwingen des Modells verwendet und nicht in die Ermittlung der Gütewerte für die Simulation einbezogen. Auf Basis der Simulationsergebnisse wurden folgende Parameter für das Modell ermittelt (Tabelle 5.5.14).

Tabelle 5.5.14: Ermittelte Eichparameter für den Pegel Ettlingen/Alb

Nr.	Pegel	Gewässer	KG	beta	EQB	Dmax	EQI	BSF	EQD	A2	EQD2	Tgr
1	Ettlingen	Alb	0.91	0.04	30000	2.20	3000	0.10	700	4.0	50.0	0.0

In der Tabelle 5.5.15 sind die ermittelten Gütewerte für die Simulation aufgelistet. Vergleicht man die Gütemaße mit den ermittelten Gütemaßen für die Radardaten 2008 so zeigt sich eine deutliche Verbesserung bei der Güte der Simulation. Mit dem nachgeeichten Modell wurde wiederum das Ereignis im März 2002 nachgerechnet. In der Anlage A-3 zum Abschlussbericht des Teilprojektes ist das Ergebnis der Nachrechnung des Ereignisses März 2002 für beide Varianten Radardaten 2008, Radardaten 2009 abgebildet. Auf Basis der neuen Radardaten konnte für das Ereignis März 2002 ein sehr gutes Simulationsergebnis erzielt werden. Der Faktor zum Ausgleich der Wasserbilanz für das Ereignis beträgt 1,04.

Tabelle 5.5.15: Ermittelte Gütemaße für den Pegel Ettlingen/Alb

Nr	Pogol	Gowässor	Pegel für			EZG	PKB/	Gütemaße			Bemerkung	
INI.	regei	Gewassei	NQ	MQ	HQ	km <sup>2</sup>	EZG	r2	Ε	InE	Demerkung	
1	Ettlingen	Alb	х	Х	х	150	1.00	0.94	0.94	0.90	Radar 2009	

In der Anlage A-4 zum Abschlussbericht des Teilprojektes ist ein Vergleich der Simulationen mit Stationsniederschlägen IFGEOÖKO, IBL und Radardaten 2009 dargestellt. Durch die Verwendung der Radardaten ergibt sich im Vergleich zu den Varianten mit Stationsniederschlägen eine deutliche Verbesserung bei der Simulation des Hochwasserereignisses im März 2002.

#### Eichergebnis auf Basis von Radolan-Daten

Zur Bewertung und zum Vergleich der Ergebnisse der Berechnungen mit Radardaten vom IFGEOÖKO wurden von der LUBW Radolandaten vom Deutschen Wetterdienst zur Verfügung gestellt. Für die Berechnungen wurden Daten für den Zeitraum 17.03.2002 bis 23.03.2002 bereitgestellt. Aus dem Datenpool vom DWD wurde dafür der Bereich von Baden-Württemberg ausgeschnitten und in für LARSIM einlesbare Binärdateien umformatiert.

Da keine weiteren Daten zur Verfügung standen, konnte keine Nacheichung des Modells auf Basis einer längeren Zeitreihe von Radolandaten durchgeführt werden. Für die Nachrechnung des Ereignisses im März 2002 wurden die Eichparameter verwendet, die auf Basis der Radardaten 2009 ermittelt wurden (siehe Tabelle 5.5.14). Zur Ermittlung der Speicherfüllungen vor Beginn des Ereignisses wurden Stationsdaten herangezogen.

In der Tabelle 5.5.16 sind die ermittelten Gütewerte für die Simulationen aufgelistet. Zum Vergleich sind die Gütemaße für die Variante Radar 2009 mit aufgeführt. Vergleicht man die Gütemaße mit den ermittelten Gütemaßen für die Radardaten 2009 so zeigt sich, dass auf Basis der Radolandaten deutlich schlechtere Ergebnisse erzielt wurden. Für das Ereignis im März 2002 wurde nur eine Modelleffizienz von 0,47 erreicht.

Tabelle 5.5.16: Ermittelte Gütemaße für die Simulation mit Radolandaten und Radardaten 2009 für den Pegel Ettlingen/Alb

		Gütema	aße HW	/ März	2002				
Nr	Pogol	Cowässor	Ra	adar 20	09	Radolan			
INI.	regei	Gewassei	r2	E	InE	r2	E	InE	
1	Ettlingen	Alb	0.96	0.96	0.85	0.91	0.47	0.87	

In Bild 5.5.12 ist das Ergebnis der Nachrechnung des Ereignisses März 2002 für die Varianten Radolandaten und Radardaten 2009 abgebildet. Auf Basis der Radolandaten wird der Scheitelwert des Ereignisses in großem Maße überschätzt. Dabei ist zu beachten, dass bei der Nachführung des Wasserdargebots die untere Grenze bei der Optimierung erreicht wurde, so dass keine ausgeglichene Wasserbilanz für das Ereignis erreicht werden konnte.



Pegel Ettlingen Vergleich HW März 2002 N-RADOLAN N-Radar-IFGEOÖKO

Bild 5.5.12: Vergleich der Simulationsergebnisse Radolandaten und Radardaten IFGEOÖKO am Pegel Ettlingen/Alb

#### Sensitivitätsanalyse und Eichergebnis für den Pegel Ettlingen auf Basis des erweiterten Bodenmodells

Zur Anpassung des Modells für das erweiterte Bodenmodell mit Berücksichtigung eines von der Bodenfeuchte abhängigen Infiltrationsansatzes, wurde zunächst der Parameter Inf [mm/d] variiert. Der Parameter Inf.-Fak. [-] wurden gemäß den bestehenden Empfehlungen aus "numerischen Berechnungsversuchen" (LfU 2004) auf einen konstanten Wert 8,0 [-] festgelegt.

Als Grundlage für die Simulationstests mit dem erweiterten Infiltrationsansatz wurde der Eichparametersatz Stationen IBL verwendet. Die maximale Infiltrationskapazität wurde zwischen 400 mm/d und 900 mm/d variiert. In der Anlage A-5 sind für zwei Ereignisse die Simulationsergebnisse für verschiedene Werte von Inf [mm/d] abgebildet. Wie zu erwarten erhöht sich der Scheitelwert der simulierten Hochwasserwelle bei Abnahme der maximal ange-

nommenen Infiltrationskapazität. Auch die Form der Hochwasserwelle wird beeinflusst, je geringer die Infiltrationskapazität des Bodens gewählt wird, je kürzer die Anlaufzeit der Hochwasserwelle und je schneller der Anstieg. Ein Vergleich der Hochwasserereignisse 1998 und 2002 zeigt, dass der Einfluss der maximalen Infiltrationskapazität in großem Maße ereignisabhängig ist, da der gebildete Infiltrationsüberschuss auch von der Niederschlagsintensität abhängig ist. Ein geeigneter Wert für den Parameter Inf [mm/d] kann daher nur auf Basis unterschiedlicher Hochwasserereignisse mit unterschiedlichen Intensitäten gefunden werden.

In weiteren Testläufen wurde der Einfluss des Parameters Inf.-Fak. [-] auf die simulierte Abflussganglinie untersucht. Die maximale Infiltrationskapazität wurde auf einen Wert von 700 mm/d festgelegt. Für die maximalen und minimalen Infiltrationsraten wurden ermittelte Werte eingesetzt. Der Formfaktor Inf.-Fak. [-] wurde zwischen 6,0 [-] und 10,0 [-] variiert.

Die Infiltrationskapazität nimmt mit zunehmender relativer Füllung des Bodenspeichers exponentiell ab. Der Verlauf der Abnahme hängt dabei vom Formparameter Inf.-Fak. [-] ab. In der Anlage A-6 wurden für zwei Hochwasserereignisse unterschiedliche Varianten dargestellt. Aus den Abbildungen wird deutlich, dass der Formfaktor Inf.-Fak. [-] wesentlich weniger sensitiv reagiert als der Parameter Inf [mm/d]. In LfU (2004) wurde die Auswirkung unterschiedlicher Annahmen für den Formfaktor Inf.-Fak. [-] auf den Verlauf der Infiltrationskapazität dargestellt. Daraus wird ersichtlich, dass sich der Kurvenverlauf der Infiltrationskapazität für Werte von Inf.-Fak. [-] im Bereich von 5 [-] bis 10 [-] nur gering verändert. Dies wird durch die Simulationen auf Basis der Hochwasserereignisse bestätigt. Auf Simulationen mit Werten kleiner 5 [-] für den Formfaktor Inf.-Fak. wurde verzichtet. Berechnungsversuche haben gezeigt, dass der Kurvenverlauf bei kleineren Werten von Inf.-Fak. unrealistisch wird.

Nach Abzug des Infiltrationsüberschusses wird über die Bodenfeuchte-Sättigungsfunktion (BSF) das Wasser zunächst aufgeteilt in einen Abflussanteil, der den Bodenspeicher erreicht und dem langsamen Abfluss entspricht und einem Anteil, der als schneller Abfluss ausgeschieden wird. Dieser schnelle Abfluss wird nochmals über einen Anteilsfaktor separiert in einen schnellen unterirdischen Makroporenabfluss und einen Sättigungsflächenabfluss, der dem Oberflächenabflussspeicher zugeteilt wird.

Die BSF reguliert mit erweitertem Infiltrationsansatz die Abgabe eines mit zunehmender Sättigung des Bodens anwachsenden Anteils am Wasserdargebot über schnelle Fließwege. Der Anteil, der dem Sättigungsflächenabfluss entspricht, kann über einen Anteilsfaktor gesteuert werden. Dazu wurde ein landnutzungsspezifischer Faktor, der Werte zwischen 0 [-] und 1 [-] annehmen kann, eingeführt. In LfU (2004) wurde der Aufteilungsfaktor mit Ausnahme der Feuchtflächen für alle Landnutzungsklassen auf den Wert 0 [-] gesetzt. Für Feuchtflächen wurde ein Wert von 1,0 [-] für den Aufteilungsfaktor empfohlen.

Im Rahmen der Eichung des Modells für die Alb wurde der landnutzungsspezifische Faktor variiert. Dabei wurden Werte zwischen 0,0 [-] und 0,5 [-] für alle Landnutzungsklassen mit Ausnahme von Feuchtflächen und urbanen Gebieten angenommen. Für die Feuchtgebiete wurde der Wert auf 1,0 [-] belassen, für die urbanen Gebiete wurde ein Wert von 0 [-] festgelegt.

In der Anlage A-7 sind die Ergebnisse der Simulationen für die Varianten  $A_{OB}$  [-] = 0,0; 0,3 und 0,5 dargestellt. Die Randbedingungen für die Simulationen waren eine Vorgabe für die maximale Infiltrationskapazität von 700 mm/d und eine Vorgabe für den Formfaktor von Inf.-Fak. = 8 [-]. Die Abbildungen zeigen, dass das Modell sehr sensitiv auf die Veränderung des Anteilsfaktors reagiert. Mit der Zunahme des Anteils an Oberflächenabfluss reduziert sich die Konzentrationszeit und erhöht sich der Scheitelwert.

Nach der Sensitivitätsanalyse der Parameter des erweiterten Infiltrationsansatzes wurden für den Pegel Ettlingen Simulationen auf Basis von Jahresläufen und Hochwasserereignissen durchgeführt. Die ermittelten Eichparameter sind in der Tabelle 5.5.17 aufgeführt.

Tabelle 5.5.17: Ermittelte Eichparameter für den Pegel Ettlingen/Alb, Simulation mit erweitertem Infiltrationsansatz

Nr.	Pegel	Gewässer	KG	beta	EQB	Dmax	EQI	BSF	EQD	EQD2	Tgr	Inf	InfFak
1	Ettlingen	Alb	0.87	0.06	35000	2.20	4000	0.10	300	40.0	0.0	700.0	8.0

Der Anteil an Oberflächenabfluss wurde für die landwirtschaftlichen Nutzungsflächen mit Ausnahme der Feuchtgebiete auf einen Wert von 0,3 [-] festgelegt. In der Tabelle 5.5.18 sind die ermittelten Gütewerte für die Simulation aufgelistet.

In der Tabelle 5.5.19 sind die auf Basis von den vier simulierten Hochwasserereignissen (Oktober 1998, Dezember 2001, März 2002 und Januar 2004) gemittelten Gütemaße aufgelistet, die bei der Hochwassersimulation ermittelt wurden. In den Tabelle 5.5.20 und 5.5.21 sind die Gütemaße für die einzelnen Hochwasserereignisse aufgelistet.

Tabelle 5.5.18: Ermittelte Gütemaße für den Pegel Ettlingen/Alb, Simulation mit erweitertem Infiltrationsansatz

Nr	Pogol	Gowässor	Pegel für EZG PKB		PKB/	Gütemaße			Bemerkung			
INI.	regei	Gewassei	NQ	MQ	HQ	km <sup>2</sup>	EZG r2 E InE				Demerkung	
1	Ettlingen	Alb	Х	Х	Х	150	1.00	0.79	0.68	0.82	Stationen IBL	

Tabelle 5.5.19: Ermittelte Gütemaße für vier HW-Ereignisse für den Pegel Ettlingen/Alb, Simulation mit erweitertem Infiltrationsansatz

Nr.	Pogol	Gütemaße HW-Ereignisse, Mitte		littelwerte	Bomorkung	
	regei	Gewassei	r2	E	InE	Demerkung
1	Ettlingen	Alb	0.93	0.88	0.88	Stationen IBL

Tabelle 5.5.20: Ermittelte Gütemaße für die HW-Ereignisse Oktober 1998 und März 2001 für den Pegel Ettlingen/Alb, Simulation mit erweitertem Infiltrationsansatz

Nr.	Pegel	Gowässor	Gütema	ße HW O	kt 98	Gütema	Se HW D	Bemerkung	
		Gewassei	r2	E	InE	r2	E	InE	Demerkung
1	Ettlingen	Alb	0.96	0.96	0.94	0.97	0.92	0.88	Stationen IBL

 

 Tabelle 5.5.21:
 Ermittelte Gütemaße für die HW-Ereignisse März 2002 und Januar 2004 für den Pegel Ettlingen/Alb, Simulation mit erweitertem Infiltrationsansatz

Nr.	Pegel	Gowässor	Gütema	ße HW M	rz. 02	Gütema	Be HW Ja	Bemerkung	
		Gewassei	r2	E	InE	r2	E	InE	Bemerkung
1	Ettlingen	Alb	0.93	0.93	0.91	0.86	0.70	0.79	Stationen IBL

Vergleicht man die Gütemaße der Tabellen 5.5.19 und 5.5.7 zeigte sich, dass die gemittelten Gütemaße für die zwei Modellvarianten sehr ähnlich sind. Bezüglich der einzelnen Hochwasserereignisse ergibt sich aus dem Vergleich zwischen Tabelle 5.5.8 und Tabelle 5.5.20 und zwischen Tabelle 5.5.9 und 5.5.21, dass mit dem erweiterten Infiltrationsansatz nur das Hochwasser vom Oktober 1998 und vom März 2002 etwas besser simuliert wurden.

In der Anlage A-8 zum Abschlussbericht des Teilprojektes sind Vergleichsberechnungen mit dem erweiterten Infiltrationsansatz und der Modellkonzeption mit dem Aufteilungsfaktor A2 dargestellt. Dargestellt wurden die beiden höchsten Hochwasserereignisse vom März 2002 und Oktober 1998. Die Abbildungen zeigen, dass der erweiterte Infiltrationsansatz im Vergleich zur Modellkonzeption mit A2 keine nennenswerte Verbesserung der Simulationsgüte gebracht hat. Dabei ist zu berücksichtigen dass die Modellkonzeption für den erweiterten Infiltrationsansatz entwickelt wurde, um extreme Ereignisse mit hoher Niederschlagsintensität nachbilden zu können. Bei den untersuchten Ereignissen handelt es sich jedoch um mehr advektive langanhaltende Niederschlagsereignisse, so dass die Modellkomponente des extrem schnell abfließenden Oberflächenabflusses nicht dominierend war. Weitere Untersuchungen vor allem konvektiver Hochwasserereignisse in anderen Einzugsgebieten sollten daher zur weiteren Überprüfung des Modellansatzes herangezogen werden. Eine weitergehende Variation der Parameter für den erweiterten Infiltrationsansatz wurde nach Absprache mit der LUBW als nicht zielführend angenommen.

#### 5.5.2.3 Vorhersagetests

Mit dem geeichten Modell sollen für vier Varianten Vorhersagen erstellt werden. In der Tabelle 5.5.22 sind die untersuchten Varianten aufgeführt. Die Vorhersagetests wurden auf Basis gemessener Niederschläge durchgeführt.

Varianten	Modellkonfiguration	
Niederschlag	4-Komp. Mit A2	4-Komp. InfKap.
Stationen IBL	Х	Х
Stationen IFGEOÖKO	Х	
Radardaten 2009	Х	

Tabelle 5.5.22: Berechnete Varianten für die Vorhersagetests am Pegel Ettlingen/Alb

Die Optionen für die Vorhersagetests wurden mit der LUBW abgestimmt und entsprechen den derzeit aktuellen Optionen der operationellen Umgebung. Für den Vorhersagezeitraum wurde eine Dauer von 78h gewählt.

Um den Zustand der Gebietsspeicher zu ermitteln und im Zuge der Auswertung, wurde jeweils eine Zustandsdatei drei Tage vor Beginn des Ereignisses auf Basis der jeweils gültigen Modellparameter erzeugt. Vorhersagetests wurden für die Ereignisse im Oktober 1998, Dezember 2001, März 2002 und Januar 2004 durchgeführt. Insgesamt wurden Vorhersagetests für folgende Perioden durchgeführt und ausgewertet.

- 25.10.1998 12:00 30.10.1998 23:00
- 25.12.2001 00:00 30.12.2001 23:00
- 16.03.2002 00:00 22.03.2002 23:00
- 08.01.2004 12:00 14.01.2004 23:00

Die aus den Vorhersagetests mit dem Programm GMD\_VHS\_GUETE extrahierten zusammenhängenden Vorhersageganglinien für unterschiedliche Vorhersagezeitpunkte sind zunächst in Anlage A-9 bis A-15 für die zwei größten Hochwasserereignisse Oktober 1998 bzw. März 2002 dargestellt. Es wurden Vorhersagezeitpunkte von 1, 3, 6, 12, 24, 48 und 72 Stunden berücksichtigt.

Bei den Vorhersagetests von dem Hochwasserereignis Oktober 1998 ergibt sich eine erhebliche Überschätzung des Scheitelwerts schon ab den 3-Stundenvorhersagen mit jeder Variante (die Vorhersage mit Radardaten 2009 entfällt, weil keine Radardaten zur Verfügung stehen). Der Anstieg der Hochwasserwellen wurde bei jedem Vorhersagezeitpunkt treffend vorhergesagt. Ebenso wurde der Scheitelabfluss des Hochwasserereignisses im März 2002 auch im Falle von längeren Vorhersagezeitpunkten plausibel vorhergesagt.

Der Scheitelabfluss im März 2002 wurde auf Basis der Vorhersagetests sowohl mit Niederschlagsdaten als auch mit Radardaten gut ermittelt. Der Anstieg der Hochwasserwellen wurde am besten mit Radardaten 2009 zeitlich vorhergesagt. Die zwei Spitzenwerte vor Beginn des ansteigenden Astes der Hochwasserwelle wurden generell ab den 6-Stundenvorhersagen überschätzt. Die Vorhersage mit erweitertem Infiltrationsansatz zeigt einen besseren vorhergesagten Scheitelabfluss ab der 24-Stundenvorhersage im Vergleich zu der Vorhersage mit dem einfachen Infiltrationsansatz.

In der Tabelle 5.5.23 ist die mittlere prozentuale Abweichung für die unterschiedlichen Vorhersagedauern aufgelistet. Das Fehlermaß wurde für alle verfügbaren Wertepaare ermittelt (Fall 0), wobei die Auswertung der Simulation mit Radardaten 2009 nur das Hochwasserereignis März 2002 umfasst. In Bild 5.5.13 sind die mittleren prozentualen Abweichungen graphisch dargestellt.

Tabelle 5.5.23:	Mittlere	prozentuale	Abweichung	für	unterschiedliche	Vorhersagedauern	des	Pegels
Ettlingen/Alb		-	_			-		_
							-	

Variante		Mittlere prozentuale Abweichung (%) für unterschiedliche Vorhersagedauern									
	1 h	3 h	6 h	12 h	24 h	48 h	72 h				
4-Komp. mit A2, Stationen IBL	5.1	9.6	13.2	18.8	26.5	31.6	33.5				
4-Komp. InfKap., Stationen IBL	4.9	9.2	12.6	17.0	21.7	23.9	25.8				
4-Komp. mit A2, Stationen IFGEOÖKO	5.0	9.5	13.1	18.9	26.4	31.7	34.1				
4-Komp. mit A2, Radardaten 2009*	3.6	8.0	12.8	21.0	19.0	26.5	31.8				

\*: Hochwasserereignis März 2002

Wie Bild 5.5.13 zeigt, ergab sich die niedrigste mittlere prozentuale Abweichung aus den Vorhersagetests mit verbessertem Infiltrationsansatz. Die mittlere prozentuale Abweichung der mit einfachem Bodeninfiltrationsansatz und Niederschlagsstationen Auswahl IBL bzw. Auswahl IFGEOÖKO durchgeführten Vorhersagetests unterscheiden sich kaum.





### Vorhersagen für den Pegel Ettlingen auf Basis Stationsniederschlägen Auswahl IBL und Stationsniederschlägen Auswahl IFGEOÖKO

In der Anlage A-16 bis A-19 zum Abschlussbericht des Teilprojektes sind Darstellungen von gemessenen und vorhergesagten Ganglinien für die Hochwasserereignisse Oktober 1998 und März 2002 gegeben. Aus Gründen der Auflösbarkeit wurden in den Anlagen A nicht alle im Einstunden-Rhythmus erstellten Vorhersagen grafisch dargestellt, sondern es wurden exemplarisch Vorhersagen ausgewählt, die an charakteristischen Punkten der gemessenen Hochwasserganglinie aufsetzen. Dabei sind die vorhergesagten Abflussganglinien farbig, die gemessenen Ganglinien grau dargestellt.

Auf Basis der Stationsniederschläge Auswahl IBL konnten für die Ereignisse im März 2002 und Dezember 2001 sehr gute Vorhersageergebnisse berechnet werden. Das Vorregenereignis wurde bei Vorhersagen zu einem sehr frühen Vorhersagezeitpunkt überschätzt. Der Scheitelwert des Hauptereignisse konnte jedoch gut mit dem Modell vorhergesagt werden. Bei dem Ereignis im Dezember 2001 wurde der Anstieg der Hochwasserwelle bei sehr frühen Vorhersagezeitpunkten zu spät vorhergesagt. Bereits am frühen Nachmittag des 28. Dezember konnte das Ereignis mit dem Modell sehr gut vorhergesagt werden.

Bei dem Ereignis im Oktober 1998 wurde der Scheitelwert des Ereignisses bei den Vorhersagen zu einem sehr frühen Vorhersagezeitpunkt in großem Maße überschätzt. Erst ab dem 29.Oktober 00:00 Uhr konnte das Ereignis mit dem Modell gut vorhergesagt werden. Bei der Simulation konnte das Ereignis mit dem Modell sehr gut nachgebildet werden. Der Grund für die schlechten Vorhersageergebnisse liegen vermutlich an der Annahme zu hoher Niederschlagsmengen. Bei der Simulation des Ereignisses wird bei der Nachführung des Wasserdargebots ein Faktor von 0,2 benötigt um einen Ausgleich der Wasserbilanz zu erreichen. Der Anpassungszeitraum für die Nachführung des Wasserdargebots oder der Gebietsspeicher bei der Erstellung von Vorhersagen beträgt 6h. Ist die Abweichung in dem betrachteten Zeitraum gering, ist die Korrektur des Wasserdargebots entsprechend gering. Bei der Erstellung der Vorhersagen wird der gegebene Niederschlag daher nur in geringem Maße reduziert. Dies führt bei der Berechnung zu einer Überschätzung des Scheitelwertes.

Auch bei dem Ereignis im Januar 2004 kommt es bei der Erstellung der Vorhersagen zu einer Überschätzung des Scheitelwertes durch die Annahme zu hoher Niederschläge. Auf Basis der Stationsniederschläge Auswahl IFGEOÖKO wurden für jedes Hochwasserereignis vergleichbare Vorhersageergebnisse erzielt.

#### Vorhersagen für den Pegel Ettlingen auf Basis von Radardaten 2009

Die Vorhersage mit Radardaten 2009 betrifft nur das Hochwasserereignis März 2002 (siehe Anlage A-18 zum Abschlussbericht des Teilprojektes). Sowohl der Scheitelwert als auch der Zeitpunkt des Anstiegs der Hochwasserwelle konnten sehr gut vorhergesagt werden. Die Vorwelle des Ereignisses wurde von den Vorhersagen jedoch überschätzt.

#### Vorhersagen für den Pegel Ettlingen auf Basis des erweiterten Bodenmodells

Hinsichtlich des Hochwasserereignisses vom Oktober 1998 führt der erweiterte Infiltrationsansatz bei der Simulation zu einer besseren Abschätzung des Scheitelabflusses im Vergleich zur Simulation mit einfachem Infiltrationsansatz (siehe Anlage A-19 zum Abschlussbericht des Teilprojektes). Der Scheitelabfluss wurde bei den Vorhersagen zu einem sehr frühen Vorhersagezeitpunkt zwar überschätzt, doch ist diese Überschätzung kleiner als bei den Vorhersagetests ohne erweiterten Infiltrationsansatz.

Beide Hochwasserereignisse Dezember 2001 und März 2002 wurden gut vorhergesagt. Bei dem Ereignis im März 2002 ergibt sich mit erweitertem Infiltrationsansatz im Vergleich zu

den Vorhersagen auf Basis des einfachen Infiltrationsansatz eine bessere Vorhersage, sowohl des Scheitelabflusses als auch für den Verlauf der Vorwelle des Ereignisses.

Die Vorhersage des Hochwasserereignisses vom Januar 2004 zeigte eine Verbesserung beim Anstieg der Vorwelle des Ereignisses und beim Anstieg der eigentlichen Hochwasserwelle. Trotzdem wurde der Scheitelabfluss durch die Annahme zu hoher Niederschläge überschätzt.

Durch die Verwendung des erweiterten Infiltrationsansatzes ergibt sich bei der Vorhersage der Ereignisse insgesamt eine Verbesserung. Die Vorhersagen für die Hochwasserereignisse im Oktober 1998 bzw. im Januar 2004 ergaben sich jedoch auf Basis des erweiterten Infiltrationsansatzes keine wesentliche Verbesserung der Vorhersagegüte.

## 5.5.3 Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die obere Donau

#### 5.5.3.1 Hydrometeorologische Datengrundlagen

Im Untersuchungsgebiet Obere Donau wurden drei Pegel an Zuflüssen und ein Pegel an der Donau berücksichtigt: Pegel Hammereisenbach/Breg, Pegel Donaueschingen-Allmendshofen/Breg, Pegel Donaueschingen-Mühlenbrücke/Brigach und Pegel Donaueschingen-HMO/Donau. Für die ersten drei Pegel lagen Abflussdaten im Zeitraum vom 01.10.1996 bis zum 31.12.2007 vor. Für den Pegel Donaueschingen-HMO/Donau steht keine kontinuierliche gemessene Abflussganglinie zur Verfügung, weil die gemessenen Wasserstände erst ab ca. 39 m<sup>3</sup>/s in Abflüsse umgewandelt werden. In Tabelle 5.5.24 sind die statistisch ermittelten Hochwasserscheitelwerte HQ<sub>2</sub>, HQ<sub>10</sub> und HQ<sub>100</sub> und der höchste Scheitelabfluss im Simulationszeitraum zusammengefasst.

Nr.	Pegel	Gewässer	HQ <sub>2</sub> [m <sup>3</sup> /s]	HQ <sub>10</sub> [m <sup>3</sup> /s]	HQ <sub>100</sub> [m <sup>3</sup> /s]	HQ <sub>max</sub> [m <sup>3</sup> /s]	6.1.1.1.1	Da tu m
1	Hammereisenbach	Breg	55.41	101.70	161.70	109.00	Jan. 04	
2	DonaueschAllm.	Breg	77.98	140.60	218.20	136.00	Jan. 04	
3	DonaueschMueh.	Brigach	47.97	85.00	128.00	90.00	Dez. 01	
4	DonaueschHMO	Donau	116.98	215.00	344.00	218.00	Jan. 04	

Tabelle 5.5.24: Hochwasserscheitelwerte der Pegel an der Oberen Donau

Die Modellkalibrierung und –validierung basierte auf Stundenwerten für Niederschlag, Luftdruck, Lufttemperatur, Taupunkttemperatur, Windgeschwindigkeit und Globalstrahlung, die für den Zeitraum vom 01.10.1996 bis zum 31.12.2007 vorlagen. Wie bei dem WHM Alb, stammen die Niederschlags- und Klimadaten für das WHM Obere Donau aus dem Verdichtungs- und dem Luftmessnetz des Landes, dem Grundmessnetz und dem Amda-Messnetz des DWD, dem Meteomedia-Messnetz und aus Stationen Dritter. Die aufgeführten hydrometeorologischen Daten wurden von der LUBW zur Verfügung gestellt und sind vom Ing.-Büro Ludwig vor ihrer Verwendung visuell auf ihre Plausibilität hin überprüft worden. In Bild 5.5.14 sind die für die Eichung der vier Pegel an der Oberen Donau 90 verwendeten Niederschlagsstationen dargestellt (Variante IBL).

Wie bei dem Untersuchungsgebiet Alb wurden vom Institut für Geoökologie der Universität Potsdam (IFGEOÖKO) andere Niederschlagsstationen genommen, um die Radardaten an die Stationsdaten anzueichen. Es wurden insgesamt 38 Stationen verwendet, davon keine Meteomedia-Station. Für das Radar-Merging konnten keine Meteomedia-Stationen verwendet werden, da diese ausschließlich in Stundenwerten vorliegen, im Zeitintervall h:00 – (h+1):00. Die Radardaten liegen dagegen jeweils in Stundenwerten für das Intervall h:50 – (h+1):50 vor.

Wie Bild 5.5.14 zeigt, wurden vom IFGEOÖKO für die Simulationen deutlich weniger im Oberlauf der Donau gelegene Stationen verwendet als vom IBL. Weiterhin wurden bei der Auswahl IBL zusätzlich auch weiter entfernt liegende Stationen mitberücksichtigt.

#### 5.5.3.2 Modellkalibrierung

#### Übersicht

In den folgenden Kapiteln werden die Simulationsergebnisse für die an der Oberen Donau berücksichtigten vier Pegel beschrieben. Dabei werden die Simulationen, die anhand vom IBL und vom IFGEOÖKO ausgewählten Stationsniederschlägen durchgeführt wurden und die Simulationen, die auf Basis von Radardaten 2009 erläutert. In Anlage B sind die Simulationsergebnisse sowohl für die Jahresläufe als auch für ausgewählte Hochwasserereignisse mit Nachführung des Wasserdargebots dargestellt. Die Jahre 1996 und 1997 dienen als Einschwingjahre und wurden in der Ermittlung der Gütewerte vernachlässigt.

#### Eichergebnis auf Basis von Stationsniederschlägen Auswahl IBL

Die gemessenen und berechneten Abflussganglinien für die Jahresläufe für den Pegel Hammereisenbach/Breg, den Pegel Donaueschingen-Allmendshofen/Breg und den Pegel Donaueschingen-Mühlenbrücke/Brigach mit den vom IBL ausgewählten Niederschlagstationen sind in Anlage B-1 bis B-4 zum Abschlussbericht des Teilprojektes zusammengefasst. Für den Pegel Donaueschingen-HMO wurde keine Jahressimulation durchgeführt. Außerdem sind für die vier Pegel die Ergebnisse der Simulation von ausgewählten Hochwasserereignissen mit Nachführung des Wasserdargebots dargestellt. Die Eichparameter sind in Tabelle 5.5.25 aufgelistet.

Nr.	Pegel	Gewässer	KG	beta	EQB	Dmax	EQI	BSF	EQD	A2	EQD2	Tgr
1	Hammereisenbach	Breg	1.01	0.017	16000	1.60	1000	0.30	500	3.5	150.0	0.0
2	DonaueschAllm.	Breg	0.80	0.005	10000	2.00	3000	0.25	400	3.5	40	0.0
3	DonaueschMueh.	Brigach	0.95	0.018	14000	1.50	1000	0.10	200	3.5	40	0.0
4	DonaueschHMO	Donau	1.00	0.011	20000	3.50	1000	0.15	400	3.5	80	0.5

Tabelle 5.5.25: Ermittelte Eichparameter der Pegel an der Oberen Donau

Tabelle 5.5.26 zeigt die Gütemaße der Jahresläufe und die Plausibilität der Pegelmessdaten im Niedrigwasser-, Mittelwasser- und Hochwasserbereich. Die Modelleffizienz variiert zwischen 0,75 und 0,86 (die logarithmierte Modeleffizienz von 0,74 bis 0,87). Daher können die Simulationsergebnisse als gut bis sehr gut eingestuft werden

Die Güte der Simulationen der Hochwasserereignisse mit Nachführung des Wasserdargebots zeigt die Tabelle 5.5.27. Hier sind die gemittelten Gütemaße der simulierten Hochwasserereignisse im Dezember 1999, Mai 2000, Dezember 2001, März 2002, Januar 2004 und März 2006 für jeden Pegel aufgelistet. Die besten gemittelten Ergebnisse wurden mit einer Modelleffizienz von 0,96 am Pegel Donaueschingen-Allmendshofen erzielt. Am Pegel Donaueschingen-HMO sind die gemittelten Gütemaße auf Grund der Ungenauigkeiten der gemessenen Ganglinie etwas schlechter.



Abbildung 5.5.14: Charakteristik des Einzugsgebietes Obere Donau

Nr.	Pegel	Gewässer	Plau Pege	ısibili el für	ität	EZG	PKB /	Güte	maße		Bemerkung
			NQ	MQ	HQ	km <sup>2</sup>	20	r2	E	InE	]
1	Hammereisenbach	Breg	Ν	Ν	J	158	1.00	0.80	0.75	0.74	Stationen IBL
2	DonaueschAllm.	Breg	J	J	J	290	0.46	0.84	0.81	0.82	Stationen IBL
3	DonaueschMueh.	Brigach	J	J	J	193	1.00	0.89	0.86	0.87	Stationen IBL
4	DonaueschHMO	Donau	Ν	Ν	Ν	525	80.0	-	-	-	Stationen IBL

Tabelle 5.5.26: Ermittelte Gütemaße der Pegel an der Oberen Donau

Tabelle 5.5.27: Ermittelte Gütemaße aus Berechnungen für sechs HW-Ereignisse für die an der Oberen Donau ausgewählten Pegel

Nr	Pagal	Gowässor	Gütemaße H	Bomorkung		
INI.	гедеі	Gewassei	r2	E	LnE	Beinerkung
1	Hammereisenbach	Breg	0.93	0.90	0.87	Stationen IBL
2	DonaueschAllm.	Breg	0.96	0.96	0.95	Stationen IBL
3	DonaueschMueh.	Brigach	0.94	0.88	0.91	Stationen IBL
4	DonaueschHMO	Donau	0.92	0.84	0.78	Stationen IBL

Die Hochwasserereignisse wurden sehr gut simuliert, wie die Gütemaße der einzelnen Hochwasserereignisse in der Tabelle 5.5.28, Tabelle 5.5.29 und Tabelle 5.5.30 zeigen. Die höchste Güte wurde an jedem Pegel für die HW Dezember 1999, HW Dezember 2001 und HW Januar 2004 erreicht. Für das Hochwasserereignis März 2002 wurde der Scheitelabfluss für die Pegel gut berechnet, die zwei Abflussspitzen nach der Hauptwelle des Ereignisses wurden jedoch überschätzt. Dadurch ergaben sich zum Teil niedrige Modelleffizienzen (0,60 am Pegel Donaueschingen-HMO).

Tabelle 5.5.28: Ermittelte Gütemaße für die HW-Ereignisse Dezember 1999 und Mai 2000 für die an der Oberen Donau ausgewählten Pegel

Nr.	Pegel	Gowässor	Gütema	ße HW D	ez. 99	Gütema	ße HW M	ai 00	Bomorkung		
INI.	гедеі	Gewassei	r2	E	InE	r2	E	InE	Bemerkung		
1	Hammereisenbach	Breg	0.96	0.94	0.87	0.90	0.88	0.93	Stationen IBL		
2	DonaueschAllm.	Breg	0.98	0.98	0.97	0.96	0.96	0.95	Stationen IBL		
3	DonaueschMueh.	Brigach	0.98	0.98	0.98	0.95	0.92	0.88	Stationen IBL		
4	DonaueschHMO	Donau	0.99	0.98	0.96	0.94	0.78	0.78	Stationen IBL		

Tabelle 5.5.29: Ermittelte Gütemaße für die HW-Ereignisse Dezember 2001 und März 2002 für die an der Oberen Donau ausgewählten Pegel

Nr	Pagal	Gowässor	Gütema	ße HW De	ez. 01	Gütema	ße HW M	ärz 02	Bomorkung
INI.	гедеі	Gewassei	r2	E	InE	r2	E	InE	Demerkung
1	Hammereisenbach	Breg	0.98	0.87	0.88	0.87	0.83	0.75	Stationen IBL
2	DonaueschAllm.	Breg	0.99	0.99	0.99	0.93	0.93	0.94	Stationen IBL
3	DonaueschMueh.	Brigach	0.99	0.99	0.96	0.89	0.88	0.92	Stationen IBL
4	DonaueschHMO	Donau	0.99	0.96	0.94	0.72	0.60	0.43	Stationen IBL

Tabelle 5.5.30: Ermittelte Gütemaße für die HW-Ereignisse Januar 2004 und März 2006 für die an der Oberen Donau ausgewählten Pegel

Nr	Pagal	Gowässor	Gütema	ße HW Ja	an. 04	Gütema	Be HW M	ärz 06	Bomorkung
INT.	regei	Gewasser	r2	E	InE	r2	E	InE	Demerkung
1	Hammereisenbach	Breg	0.96	0.95	0.93	0.95	0.94	0.89	Stationen IBL
2	DonaueschAllm.	Breg	0.99	0.97	0.96	0.93	0.93	0.89	Stationen IBL
3	DonaueschMueh.	Brigach	0.97	0.97	0.97	0.85	0.54	0.74	Stationen IBL
4	DonaueschHMO	Donau	0.99	0.95	0.88	0.91	0.77	0.71	Stationen IBL

#### Eichergebnis auf Basis von Stationsniederschlägen Auswahl IFGEOÖKO

Wie im Untersuchungsgebiet der Alb wurden für die vier Pegel an der Oberen Donau neue Simulationen mit Verwendung der für die Aneichung der Radardaten berücksichtigten Niederschlagstationen durchgeführt. Zuerst wurden für die Jahresläufe die Eichparameter der Simulation mit den vom IBL ausgewählten Stationen verwendet. Aus den Ergebnissen der Jahresläufe ergab sich, dass eine Modellanpassung der Eichparameter nur für den Pegel Donaueschingen-Mühlenbrücke nötig wurde. Die Parameter EQB, EQI, EQD, Dmax und KG wurden korrigiert (siehe Tabelle 5.5.31).

Nr.	Pegel	Gewässer	KG	beta	EQB	Dmax	EQI	BSF	EQD	A2	EQD2	Tgr
1	Hammereisenbach	Breg	1.01	0.017	16000	1.60	1000	0.30	500	3.5	150	0.0
2	DonaueschAllm.	Breg	0.80	0.005	10000	2.00	3000	0.25	400	3.5	40	0.0
3	DonaueschMueh.	Brigach	0.92	0.018	17000	1.30	1700	0.10	250	3.5	40	0.0
4	DonaueschHMO	Donau	1.00	0.011	20000	3.50	1000	0.15	400	3.5	80	0.5

Tabelle 5.5.31: Ermittelte Eichparameter für die Pegel an der Oberen Donau

Tabelle 5.5.32 zeigt die Gütemaße der betrachteten Simulationen. Die gemittelten Gütemaße über alle Jahre entsprechen im wesentlichen den Gütemaßen die mit Stationsniederschlägen Auswahl IBL ermittelt wurden., Hinsichtlich der Simulationen der Einzeljahre ergeben sich deutlichere Unterschiede. Beispielsweise wird für jeden Pegel das Jahr 1999 bei Verwendung der Stationen IFGEOÖKO schlechter simuliert. Dagegen wurden die Abflüsse im Jahr 2002 im Vergleich zu den Simulationen mit Auswahl IBL besser berechnet.

Nr.	Pegel	Gewässer	Plau Pege	ısibili el für	tät	EZG	PKB /	Gütemaße			Bemerkung
			NQ	MQ	HQ	km <sup>2</sup>		r2	E	InE	
1	Hammereisenbach	Breg	Ν	Ν	J	158	1.00	0.79	0.72	0.75	Stationen IFGEOÖKO
2	DonaueschAllm.	Breg	J	J	J	290	0.46	0.84	0.78	0.83	Stationen IFGEOÖKO
3	DonaueschMueh.	Brigach	J	J	J	193	1.00	0.84	0.82	0.87	Stationen IFGEOÖKO
4	DonaueschHMO	Donau	Ν	N	Ν	525	0.08	-	-	-	Stationen IFGEOÖKO

Tabelle 5.5.32: Ermittelte Gütemaße für die Pegel an der Oberen Donau

Als Beispiel sind in Anlage B-5 und B-6 zum Abschlussbericht des Teilprojektes die Vergleiche zwischen den zwei Varianten für die Hochwasserereignisse Dezember 2001, Januar 2004 und März 2006 für den Pegel Hammereisenbach und den Pegel Donaueschingen-HMO zu finden. Die Simulationen der Hochwasserereignisse wurden mit Nachführung des Wasserdargebots durchgeführt.

Bei dem Hochwasserereignis März 2006 konnten zwei von drei Anstiegen der Hochwasserwelle am Pegel Donaueschingen-HMO mit Variante Stationen IFGEOÖKO besser reproduziert werden. Am Pegel Hammereisenbach sind die Ergebnisse für beide Varianten gleich. Die Simulationsergebnisse für das Hochwasserereignis Januar 2004 am Pegel Donaueschingen-HMO konnten dagegen mit der Auswahl IFGEOÖKO etwas besser simuliert werden. Am Pegel Hammereisenbach konnte das Hochwasserereignis Dezember 2001 von beiden Varianten nur unbefriedigend nachgebildet werden. Ein Vorzug für eine der untersuchten Varianten kann für die Obere Donau nicht gegeben werden.

#### Eichergebnis auf Basis von RADARDATEN 2009

Die vom IFGEOÖKO erhaltenen Radardaten 2009 für die Obere Donau erfassen den Zeitraum vom 28.04.2004 bis 10.01.2009 sowie das Hochwasserereignis März 2002. Das Modell wurde auf Basis der neuen Radardaten vom 28.04.2004 bis 31.12.2007 nachgeeicht. Das Jahr 2004 dient als Einschwingjahr und wird in der Ermittlung der Simulationsergebnisse nicht berücksichtigt. Zusätzlich wurden das HW März 2002 und das HW März 2006 mit Nachführung des Wasserdargebots berechnet.

In Tabelle 5.5.33 sind die Eichparameter für die vier berücksichtigten Pegel angegeben. Mit Ausnahme des Pegels Donaueschingen-HMO ändern sich die Eichparameter im Vergleich zu der Simulation mit Stationen von IBL. Insbesondere wurden für den Korrekturfaktor für den Gebietsniederschlag KG niedrigere Werte angenommen, um plausible jährliche Wasserbilanzen zu erzielen. Die Gütemaße der Simulation sind in der Tabelle 5.5.34 verzeichnet. Die Simulationsergebnisse der Jahresläufe mit Radardaten können als gut eingestuft werden.

					- 3				-			
Nr.	Pegel	Gewässer	KG	beta	EQB	Dmax	EQI	BSF	EQD	A2	EQD2	Tgr
1	Hammereisenbach	Breg	0.95	0.024	14000	1.50	2200	0.20	700	5.5	150.0	-0.5
2	DonaueschAllm.	Breg	0.77	0.001	8000	1.80	1500	0.25	200	3.5	70	-0.5
3	DonaueschMueh.	Brigach	0.86	0.015	12000	1.00	1800	0.10	400	3.5	50	-0.5
4	DonaueschHMO	Donau	1.00	0.011	20000	3.50	1000	0.15	400	3.5	80	0.5

 Tabelle 5.5.33:
 Ermittelte Eichparameter f

 General and der Oberen Donau

Nr.	Pegel	Gewässer	Plau Pege	sibili əl für	tät	EZG	PKB / FZG	Gütei	Gütemaße		Bemerkung
			NQ	MQ	HQ	km <sup>2</sup>		r2	E	InE	
1	Hammereisenbach	Breg	Ν	Ν	J	158	1.00	0.83	0.79	0.85	Radar 2009
2	DonaueschAllm.	Breg	J	J	J	290	0.46	0.87	0.81	0.81	Radar 2009
3	DonaueschMueh.	Brigach	J	J	J	193	1.00	0.87	0.85	0.88	Radar 2009
4	DonaueschHMO	Donau	N	Ν	N	525	80.0	-	-	-	Radar 2009

Tabelle 5.5.34: Ermittelte Gütemaße für die Pegel an der Oberen Donau

Für die Simulation des Hochwasserereignisses März 2002 standen Radardaten nur für das Ereignis selber zur Verfügung. Daher wurde eine Zustandsdatei mit Speicherfüllungen vor Ereignisbeginn auf Basis der Niederschlagsstationen Auswahl IBL und entsprechendem Parametersatz IBL erstellt. Dann wurden die Radardaten und der Parametersatz Radar verwendet, um die Berechnungen im Ereigniszeitraum des Hochwassers März 2002 durchzuführen.

In den Anlagen B-7 bis B-10 zum Abschlussbericht des Teilprojektes sind für die Hochwasserereignisse März 2002 und März 2006 die Vergleiche zwischen der Simulation mit Radardaten und der Simulation mit Niederschlagsstationen Auswahl IBL obere Abbildung und Auswahl IFGEOÖKO untere Abbildung für jeden Pegel dargestellt.

Vergleicht man die Ergebnisse der Simulationen zeigt sich, dass sich durch die Verwendung der Radardaten 2009 keine wesentliche Verbesserung ergeben hat. Insbesondere der Anstieg der Hochwasserwellen bei beiden Ereignissen erfolgt auf Basis der Radardaten zu spät. Eine Ausnahme ergab sich bei der Simulation des Ereignisses im März 2006 am Pegel Donaueschingen-Mühlenbrücke. Hier wurde der Abflussscheitelwert bei der Simulation auf Basis der Stationsdaten in großen Maße überschätzt, auf Basis der Radardaten konnte der Scheitelwert der Hochwasserwellen gut nachgebildet werden.

#### Eichergebnis auf Basis des erweiterten Bodenmodells

Die Durchführung der Berechnungen mit dem erweiterten Infiltrationsansatz für die vier berücksichtigten Pegel an der Oberen Donau beruht auf der Stationsauswahl IBL. Es wurden sowohl Jahresläufe als auch Hochwassersimulationen durchgeführt. Wie bei dem Untersuchungsgebiet Alb, wurde der Anteil an Oberflächenabfluss für die landwirtschaftlichen Nutzungsflächen mit Ausnahme der Feuchtgebiete auf 0,3 [-] gesetzt. In den Tabellen 5.5.35 und 5.5.36 sind die ermittelten Eichparameter bzw. die gemittelten Gütewerte der Jahressimulationen.

Tabelle 5.5.35:	Ermittelte	Eichparam	eter für o	die Pege	l an dei	<sup>-</sup> Oberen	Donau,	Simulation	mit e	erweiter-
tem Infiltrations	ansatz									

Nr.	Pegel	Gewässer	KG	beta	EQB	Dmax	EQI	BSF	EQD	EQD2	Tgr	Inf	InfFak
1	Hammereisenbach	Breg	1.01	0.017	16000	1.60	1000	0.30	550	150	0.0	600.0	8.0
2	DonaueschAllm.	Breg	0.80	0.005	10000	2.00	3000	0.25	400	40	0.0	800.0	8.0
3	DonaueschMueh.	Brigach	0.95	0.018	14000	1.50	1000	0.10	230	40	0.0	800.0	8.0
4	DonaueschHMO	Donau	1.00	0.011	20000	3.50	1000	0.15	400	80	0.5	800.0	8.0

Tabelle 5.5.36: Ermittelte Gütemaße für die Pegel an der Oberen Donau, Simulation mit erweitertem Infiltrationsansatz

Nr.	Pegel	Gewässer	Plau Peg	ısibili el für	ität	EZG	PKB /	Güte	Gütemaße		Bemerkung
			NQ	MQ	HQ	km <sup>2</sup>		r2	E	InE	
1	Hammereisenbach	Breg	Ν	Ν	J	158	1.00	0.76	0.71	0.72	Stationen IBL
2	DonaueschAllm.	Breg	J	J	J	290	0.46	0.81	0.78	0.83	Stationen IBL
3	DonaueschMueh.	Brigach	J	J	J	193	1.00	0.88	0.85	0.87	Stationen IBL
4	DonaueschHMO	Donau	Ν	Ν	Ν	525	0.08	-	-	-	Stationen IBL

Die Tabelle 5.5.37 bis 5.5.40 zeigen die Güte der Simulationen der Hochwasserereignisse mit Nachführung des Wasserdargebots, sowohl als gemittelte Gütemaße über alle Ereignisse als auch für die einzelnen Hochwasserereignisse. Aus dem Vergleich mit der Güte der Simulationen mit einfachem Infiltrationsansatz sind kaum Unterschiede zu erkennen.

Tabelle 5.5.37: Ermittelte Gütemaße für sechs HW-Ereignisse für die an der Oberen Donau ausgewählten Pegel, Simulation mit erweitertem Infiltrationsansatz

			Gütemaße H	IW-Ereigniss	e, Mittelwer-	
Nr.	Pegel	Gewässer	te			Bemerkung
			r2	E	InE	
1	Hammereisenbach	Breg	0.92	0.85	0.85	Stationen IBL
2	DonaueschAllm.	Breg	0.95	0.94	0.94	Stationen IBL
3	DonaueschMueh.	Brigach	0.94	0.87	0.91	Stationen IBL
4	DonaueschHMO	Donau	0.91	0.82	0.75	Stationen IBL

Tabelle 5.5.38: Ermittelte Gütemaße für die HW-Ereignisse Dezember 1999 und Mai 2000 für die an der Oberen Donau ausgewählten Pegel, Simulation mit erweitertem Infiltrationsansatz

Nr	Pagal	Gowässor	Gütemal	3e HW De	ez. 99	Gütemal	Se HW Ma	ai 00	Bemerkung	
INI.	гедеі	Gewassei	r2	E	InE	r2	E	InE	Demerkung	
1	Hammereisenbach	Breg	0.96	0.91	0.87	0.86	0.75	0.94	Stationen IBL	
2	DonaueschAllm.	Breg	0.99	0.98	0.98	0.92	0.89	0.94	Stationen IBL	
3	DonaueschMueh.	Brigach	0.98	0.98	0.98	0.95	0.92	0.90	Stationen IBL	
4	DonaueschHMO	Donau	0.99	0.99	0.98	0.96	0.67	0.57	Stationen IBL	

Tabelle 5.5.39: Ermittelte Gütemaße für die HW-Ereignisse Dezember 2001 und März 2002 für die an der Oberen Donau ausgewählten Pegel, Simulation mit erweitertem Infiltrationsansatz

Nr	Pagal	Gowässor	Gütema	ße HW De	ez. 01	Gütemal	Se HW M	ärz 02	Bomorkung
INI.	regei	Gewassei	r2	E	InE	r2	E	InE	Demerkung
1	Hammereisenbach	Breg	0.97	0.76	0.76	0.84	0.79	0.74	Stationen IBL
2	DonaueschAllm.	Breg	0.99	0.96	0.98	0.91	0.90	0.93	Stationen IBL
3	DonaueschMueh.	Brigach	0.99	0.99	0.97	0.87	0.85	0.92	Stationen IBL
4	DonaueschHMO	Donau	0.99	0.98	0.96	0.68	0.57	0.42	Stationen IBL

Nr.	Pegel	Gewässer	Gütema	ße HW Ja	n. 04	Gütemal	Bomorkung		
			r2	E	InE	r2	E	InE	Demerkung
1	Hammereisenbach	Breg	0.93	0.92	0.91	0.94	0.93	0.88	Stationen IBL
2	DonaueschAllm.	Breg	0.97	0.96	0.96	0.95	0.94	0.88	Stationen IBL
3	DonaueschMueh.	Brigach	0.99	0.98	0.96	0.86	0.53	0.74	Stationen IBL
4	DonaueschHMO	Donau	0.96	0.94	0.84	0.91	0.77	0.73	Stationen IBL

Tabelle 5.5.40: Ermittelte Gütemaße für die HW-Ereignisse Januar 2004 und März 2006 für die an der Oberen Donau ausgewählten Pegel, Simulation mit erweitertem Infiltrationsansatz

Die Anlagen B-11 bis B-14 zum Abschlussbericht des Teilprojektes zeigen die Vergleiche der Simulationen mit zwei verschiedenen Infiltrationskonzeptionen, d.h. Modell mit Aufteilungsfaktor A2 (einfacher Infiltrationsansatz) und Modell mit erweitertem Infiltrationsansatz. Die Abbildungen beziehen sich auf die 4 berücksichtigten Pegel für die am Pegel Donaueschingen-HMO höchsten Hochwasserereignisse vom Januar 2004 und Dezember 2001. Mit dem erweiterten Infiltrationsansatz wurden am Pegel Donaueschingen-Allmendshofen und am Pegel Donaueschingen-HMO die Hochwasserscheitel besser simuliert als mit der Modell-konzeption mit A2. Hingegen wurden am Pegel Hammereisenbach und am Pegel Donaueschingen-Mühlenbrücke keine Verbesserungen erzielt.

#### 5.5.3.3 Vorhersagetests

Im Rahmen der Vorhersagetests für die Obere Donau wurden unter Einsatz der operationellen Optimierungsverfahren Vorhersagen auf Basis gemessener Niederschläge für die vier berücksichtigten Pegel durchgeführt. Die untersuchten Modellvarianten sind in Tabelle 5.5.41 verzeichnet.

Tabelle 5.5.41: Berechnete Varianten für die Vorhersagetests für die Pegel an der Oberen Donau

Varianten	Modellkonfiguration	
Niederschlag	4-Komp. Mit A2	4-Komp. InfKap.
Stationen IBL Stationen IFGEOÖKO Radardaten 2009	X X X	X

Die Optionen für die Vorhersagetests wurden mit der LUBW abgestimmt und entsprechen den derzeit aktuellen Optionen der operationellen Umgebung. Für den Vorhersagezeitraum wurde eine Dauer von 78h gewählt.

Um den Zustand der Gebietsspeicher zu ermitteln und im Zuge der Auswertung, wurde jeweils eine Zustandsdatei drei Tage vor Beginn des Ereignisses auf Basis der jeweils gültigen Modellparameter erzeugt. Vorhersagetests wurden für die Ereignisse im Dezember 1999, Mai 2000, Dezember 2001, März 2002, Januar 2004 und März 2006 durchgeführt. Insgesamt wurden Vorhersagetests für folgende Perioden durchgeführt und ausgewertet.

- 15.12.1999 00:00 21.12.1999 23:00
- 27.05.2000 12:00 01.06.2000 23:00
- 26.12.2001 12:00 31.12.2001 23:00
- 15.03.2002 12:00 24.03.2002 23:00
- 08.01.2004 00:00 16.01.2004 23:00
- 21.03.2006 00:00 04.04.2006 23:00

Die aus den Vorhersagetests mit dem Programm GMD\_VHS\_GUETE extrahierten zusammenhängenden Vorhersageganglinien für unterschiedliche Vorhersagezeitpunkte (1, 3, 6, 12, 24, 48 und 72 Stunden) und die unterschiedlichen Modellvarianten sind zunächst in den Anlagen B-15 bis B-54 dargestellt. Für jeden Pegel sind die zwei größten Hochwasserereignisse im Simulationszeitraum abgebildet:

- Pegel Hammereisenbach/Breg: HW Dezember 1999 und HW Januar 2004
- Pegel Donaueschingen-Allmendshofen/Breg: HW Dezember 1999 und HW Januar 2004
- Pegel Donaueschingen-M
  ühlenbr
  ücke/Brigach: HW Dezember 2001 und HW Januar 2004
- Pegel Donaueschingen-HMO/Donau: HW Dezember 2001 und HW Januar 2004

Dazu sind für jeden Pegel die mit Radardaten 2009 vorhergesagten HW März 2002 und HW März 2006 dargestellt. In diesem Fall ist der Vergleich nur mit den Vorhersagentests mit Stationsniederschlägen Auswahl IBL gegeben (die Vorhersagen mit Stationsniederschlägen Auswahl IFGEOÖKO und mit erweitertem Infiltrationsansatz liefern ähnliche Ergebnisse).

Jeweils für jeden Pegel sind in den Tabellen 5.5.42 bis 5.5.45 die mittleren prozentualen Abweichungen für die unterschiedlichen Vorhersagedauern aufgelistet. Das Fehlermaß wurde für alle verfügbaren Wertepaare ermittelt (Fall 0), wobei für die Auswertung der Simulation mit Radardaten 2009 nur das Ereignis März 2002 und das Ereignis März 2006 zur Verfügung stand. Die graphische Darstellung der mittleren prozentualen Abweichung erfolgt in Bild 5.5.15 bis 5.5.18

Tabelle 5.5.42: Mittlere prozentuale Abweichung für unterschiedliche Vorhersagedauern für den Pegel Hammereisenbach

Variante		Mittlere prozentuale Abweichung (%) für unterschiedliche Vorhersagedauern								
	1 h	3 h	6 h	12 h	24 h	48 h	72 h			
4-Komp. mit A2, Stationen IBL	3.2	6.2	9.2	13.6	19.3	25.1	26.5			
4-Komp. InfKap., Stationen IBL	3.3	6.4	9.4	14.2	21.2	28.3	29.4			
4-Komp. mit A2, Stationen IFGEOÖKO	3.3	6.4	9.3	13.7	19.3	25.2	26.7			
4-Komp. mit A2, Radardaten 2009*	1.7	3.6	5.7	9.0	12.2	15.5	17.1			

#### \*: Hochwasserereignis März 2002 und März 2006



Bild 5.5.15: Mittlere prozentuale Abweichung unterschiedlicher Vorhersagedauern für den Pegel Hammereisenbach anhand der Vorhersagtests mit verschiedenen Datenkollektiven und Infiltrationsansätzen (\*: nur Hochwasserereignis März 2002 und März 2006)

Am Pegel Hammereisenbach unterscheiden sich die mittleren prozentualen Abweichungen der Simulation mit einfachem Infiltrationsansatz Stationen IBL und Stationen IFGEOÖKO kaum. Das beste Ergebnis wurde für die Vorhersagetests auf Basis der Radardaten erzielt. Diese beinhalten jedoch nur die Vorhersagen für die Hochwasserereignisse März 2002 und März 2006. Die Abweichungen zwischen gemessenen und vorhergesagten Abflusswerten aus den Vorhersagen mit erweitertem Infiltrationsansatz liegen in der Größenordnung der Werte, die auf Basis des einfachen Infiltrationsansatzes ermittelt wurden.

Für den Pegel Donaueschingen-Allmendshofen gelten für die berechneten mittleren prozentualen Abweichungen auf Basis der verschiedenen Vorhersagetests die für den Pegel Hammereisenbach gegebenen Bemerkungen.

Tabelle 5.5.43:	Mittlere prozentuale	Abweichung	unterschiedlicher	Vorhersagedauern	für den	Pegel
Donaueschinge	n-Allmendshofen	-		-		-

Variante		Mittlere prozentuale Abweichung (%) für unterschiedliche Vorhersagedauern								
	1 h	3 h	6 h	12 h	24 h	48 h	72 h			
4-Komp. mit A2, Stationen IBL	2.3	3.9	5.7	8.9	13.6	18.7	20.5			
4-Komp. InfKap., Stationen IBL	2.2	3.9	5.6	9.5	14.5	20.2	21.6			
4-Komp. mit A2, Stationen IFGEOÖKO	2.3	4.0	5.8	9.0	13.7	19.1	21.0			
4-Komp. mit A2, Radardaten 2009*	1.7	2.9	3.8	6.3	9.0	10.4	11.8			

\*: Hochwasserereignis März 2002 und März 2006



Bild 5.5.16: Mittlere prozentuale Abweichung unterschiedlicher Vorhersagedauern für den Pegel Donaueschingen-Allmendshofen anhand der Vorhersagtests mit verschiedenen Datenkollektiven und Infiltrationsansätzen (\*: nur Hochwasserereignis März 2002 und März 2006)

Am Pegel Donaueschingen-Mühlenbrücke, wie Tabelle 8.21 und Bild 8.4 zeigen, liegen die mittleren prozentualen Abweichungen für die verschiedenen Modelleinsätze im gleichen Bereich. Bei den Vorhersageergebnissen mit Radardaten 2009 ergaben sich geringe prozentuale Abweichungen für die zwei untersuchten Ereignisse.
Variante		Mittlere prozentuale Abweichung (%) für unterschiedliche Vorhersagedauern									
	1 h	3 h	6 h	12 h	24 h	48 h	72 h				
4-Komp. mit A2, Stationen IBL	3.5	7.5	11.5	15.8	16.8	19.8	21.2				
4-Komp. InfKap., Stationen IBL	3.6	7.7	12.0	16.3	17.2	20.0	21.9				
4-Komp. mit A2, Stationen IFGEOÖKO	3.4	7.5	11.6	15.8	16.1	18.8	19.8				
4-Komp. mit A2, Radardaten 2009*		5.1	8.1	11.7	14.3	16.7	18.3				

Tabelle 5.5.44: Mittlere prozentuale Abweichung unterschiedlicher Vorhersagedauern für den Pegel Donaueschingen-Mühlenbrücke

Tabelle 5.5.45: Mittlere prozentuale Abweichung unterschiedlicher Vorhersagedauern für den Pegel Donaueschingen-HMO

Variante		Mittlere prozentuale Abweichung (%) für unterschiedliche Vorhersagedauern									
	1 h	3 h	6 h	12 h	24 h	48 h	72 h				
4-Komp. mit A2, Stationen IBL	1.7	4.4	7.5	13.8	24.5	33.2	31.1				
4-Komp. InfKap., Stationen IBL	1.6	3.8	6.9	13.5	23.7	34.3	32.6				
4-Komp. mit A2, Stationen IFGEOÖKO	1.8	4.6	8.0	14.9	26.2	34.8	33.9				
4-Komp. mit A2, Radardaten 2009*	1.4	3.5	5.9	9.5	15.5	18.1	18.2				

\*: Hochwasserereignis März 2002 und März 2006



Bild 5.5.17: Mittlere prozentuale Abweichung unterschiedlicher Vorhersagedauern für den Pegel Donaueschingen-Mühlenbrücke anhand der Vorhersagtests mit verschiedenen Datenkollektiven und Infiltrationsansätzen (\*: nur Hochwasserereignis März 2002 und März 2006)



Bild 5.5.18: Mittlere prozentuale Abweichung unterschiedlicher Vorhersagedauern für den Pegel Donaueschingen-HMO anhand der Vorhersagtests mit verschiedenen Datenkollektiven und Infiltrationsansätzen (\*: nur Hochwasserereignis März 2002 und März 2006)

Die gemessene Ganglinie am Pegel Donaueschingen-HMO enthält Lückenwerte. Das Programm GMD\_VHS\_GUETE berechnet die mittlere prozentuale Abweichung dann anhand der vorliegenden Wertepaare vorhergesagter und gemessener Abflüsse.

Da für die Auswertung der Vorhersagen für die Auswahl Radardaten 2009 nur zwei Ereignisse zur Verfügung standen, wurde zusätzlich noch die mittlere prozentuale Abweichung für verschiedenen Varianten auf Basis dieser zwei Ereignisse ermittelt.

In Bild 5.5.19 ist die mittlere prozentuale Abweichung aus der Auswertung der Vorhersagetests für die Hochwasserereignisse März 2002 und März 2006 mittels der Stationsniederschläge Auswahl IBL und der Radardaten 2009 am Pegel Donaueschingen-HMO dargestellt. Dabei zeigt sich, dass die Unterschiede zwischen mittlerer prozentualer Abweichung aus den Vorhersagen mit Stationsniederschlägen und aus den Vorhersagen mit Radardaten 2009 durch die kleinere Anzahl der Ereignisse bedingt sind.

In der Anlage B-55 bis B-70 zum Abschlussbericht des Teilprojektes zum Abschlussbericht des Teilprojektes sind Darstellungen von gemessenen und vorhergesagten Ganglinien für die Hochwasserereignisse März 2002 und Januar 2004 gegeben. Aus Gründen der Auflösbarkeit wurden in diesen Anlagen nicht alle im Einstunden-Rhythmus erstellten Vorhersagen grafisch dargestellt, sondern es wurden exemplarisch Vorhersagen ausgewählt, die an charakteristischen Punkten der gemessenen Hochwasserganglinie aufsetzen. Dabei sind die vorhergesagten Abflussganglinien farbig, die gemessenen Ganglinien grau dargestellt.



Bild 5.5.19: Mittlere prozentuale Abweichung unterschiedlicher Vorhersagedauern für den Pegel Donaueschingen-HMO anhand der Vorhersagtests mit Stationsniederschlägen IBL und Radardaten 2009 für das HW März 2002 und das HW März 2006

# 5.5.3.4Vorhersagen für den an der Oberen Donau berücksichtigten Pegel auf Basis der Stationsniederschläge

## Pegel Hammereisenbach/Breg

Sowohl auf Basis des Datenkollektivs Auswahl IBL als auch mit der Auswahl IFGEOÖKÖ konnten die Hochwasserereignisse im März 2002 und im Januar 2004 (siehe Anlage B-55) gut vorhergesagt werden. Der Anstieg der Hochwasserwelle wurde für beide Ereignisse schon bei Vorhersagen zu einem sehr frühen Vorhersagezeitpunkt zeitlich gut getroffen. Der Scheitelabfluss der Welle vom Ereignis März 2002 konnte bei den Vorhersagezeitpunkten während des Anstiegs der Welle gut vorhergesagt werden. Der Scheitelabfluss im Januar 2004 wird auch bei späten Vorhersagezeitpunkten unterschätzt.

Der Anstieg der Hochwasserwelle wurde auch bei den anderen Hochwasserereignissen im voraus recht gut berechnet. Beim Ereignis Dezember 1999 wird der Scheitelabfluss auch bei sehr späten Vorhersagenzeitpunkten deutlich unterschätzt. Bei Vorhersagezeitpunkten am ansteigenden Ast der Ganglinie wird das Maximum besser vorhergesagt, bleibt aber unter dem Messwert. Bei allen Vorhersagen wird der Scheitelwert der Ereignisse tendenziell etwas zu früh vorhergesagt.

Bei den Vorhersagen für das Ereignis Mai 2000 wird das Maximum der Hochwasserwelle deutlich überschätzt. Bei Vorhersagen vor Beginn des Ereignisses wurde der Scheitelwert unterschätzt. Zu späteren Vorhersagezeitpunkten, die im Bereich des ansteigenden Astes der Welle liegen, wurde der Scheitelabfluss deutlich überschätzt. Die Überschätzung des Hochwasserscheitelwertes war bereits bei der Eichung aufgetreten. Der Verlauf der gemessenen Ganglinie deutet auf Retentionseffekte hin, die das Modell nicht korrekt reproduzieren kann.

Der Hochwasserscheitel des Ereignisses im Dezember 2001 wird gut vorhergesagt. Vor dem Anstieg der Welle wird der Scheitelwert unterschätzt. Zu Vorhersagezeitpunkten am ansteigenden Ast der Hochwasserwelle wird der Scheitelwert genauer berechnet. Bei Vorhersagezeitpunkten kurz vor Erreichen des Wellenscheitels wird der Scheitelwert jedoch überschätzt.

Die Vorhersagen für das dreigipflige Ereignis im März 2006 lieferten gute Ergebnisse. Bei Vorhersagen, die vor dem Anstieg der Welle erstellt wurden, wird der Scheitelwert etwas überschätzt, der Verlauf der Welle wird jedoch genau berechnet. Der dritte und größte Wellenscheitel wird zu Vorhersagezeitpunkten während des Anstiegs der Ganglinie zeitlich sehr gut vorhergesagt.

Die Unterschiede zwischen den Vorhersagen mit der Stationsauswahl IBL und IFGEOÖKO sind sehr gering (siehe Anlage B-56). Auch die Ergebnisse der Vorhersagetests mit erweitertem Infiltrationsansatz weisen keinen relevanten Unterschiede im Vergleich zu den Vorhersagetests mit einfachem Infiltrationsansatz aus (siehe Anlage B-58).

## Pegel Donaueschingen-Allmendshofen/Breg

Am Pegel Donaueschingen-Allmendshofen, unterhalb des Pegels Hammereisenbach sind die Ergebnisse der Vorhersagetests mit Stationsniederschlägen Auswahl IBL und mit Stationsniederschlägen Auswahl IFGEOÖKO sehr ähnlich. Wie die Anlagen B-59 und B-60 zeigen, wurden sowohl das HW März 2002 als auch das HW Januar 2004 sehr gut vorhergesagt. Der Anstieg der Hochwasserwelle konnte schon sehr früh gut vorhergesagt werden. Die Abflussspitzen werden bei den Vorhersagetests zeitlich zu früh simuliert. Der Scheitelabfluss vom HW Januar 2004 wird bei den Vorhersagen etwas unterschätzt.

Die Ergebnisse der Vorhersagetests für die Hochwasserereignisse im Dezember 1999, Dezember 2001 und März 2006 sind vergleichbar mit den Ergebnissen des Pegels Hammereisenbach. Eine deutliche Überschätzung des Hochwasserscheitelabflusses trat bei dem Ereignis Mai 2000 auf.

Bei den Vorhersagetests mit erweitertem Infiltrationsansatz (siehe Anlage B-62) ergab sich kein nennenswerter Unterschied zu den Vorhersagen mit einfachem Infiltrationsansatz.

## Pegel Donaueschingen-Mühlenbrücke/Brigach

Die Vorhersagetests mit dem Datenkollektiv von IFGEOÖKO und mit erweitertem Infiltrationsansatz unterscheiden sich kaum von Vorhersagen, die mit dem Datenkollektiv IBL und mit einfachem Infiltrationsansatz durchgeführt wurden (siehe Anlagen B-63, B-64 und B-66).

Insgesamt konnten bei den sechs untersuchten Ereignissen am Pegel Donaueschingen-Mühlenbrücke gute bei den Vorhersagen erzielt werden. Der Anstieg der Hochwasserwellen konnte schon bei sehr frühen Vorhersagezeitpunkten treffend vorhergesagt werden.

Die Vorhersagen der Hochwasserereignisse im Dezember 1999 und im Dezember 2001 zeigen ein sehr gutes Ergebnis, wobei der Scheitelabfluss etwas zu früh vorhergesagt wird. Beim Ereignis Mai 2000 wurde der Scheitel der Hochwasserwelle gegenüber dem gemessenen Maximum oft zeitlich versetzt vorhergesagt. Dies zeigte sich bereits bei der Simulation des Ereignisses im Rahmen der Eichung.

Das Hochwasserereignis März 2002 wird bei Vorhersagen am ansteigenden Ast deutlich überschätzt. Das Hochwasser im Januar 2004 wird zu frühen Vorhersagezeitpunkten gut vorhergesagt. Zu Vorhersagezeitpunkten während des Anstiegs der Welle wird der Scheitelwert etwas unterschätzt. Die Abflussspitzen des Hochwasserereignisses im März 2006 wurden überschätzt, jedoch wurde der Anstieg der Hochwasserwellen zeitlich gut vorhergesagt.

## Pegel Donaueschingen-HMO/Donau

Am Pegel Donaueschingen-HMO wurden insgesamt gute Vorhersagen erzielt sowohl mit einfachem als auch mit erweitertem Infiltrationsansatz, wie die Anlagen B-67, B-68 und B-70 für die HW März 2002 und Januar 2004 zeigen. Wie bei den anderen Pegeln unterscheiden sich die Ergebnisse der Vorhersagtests kaum. Auch unter der Verwendung unterschiedlicher Datenkollektive ändern sich die Vorhersagen kaum.

Der Anstieg der Hochwasserwelle wird bei allen Ereignissen gut vorhergesagt, auch zu sehr frühen Vorhersagezeitpunkten.

Beim Ereignis Dezember 1999 wurde der Scheitelwert bei sehr frühen Vorhersagezeitpunkten unterschätzt. Zu Vorhersagezeitpunkten, die im Bereich des ansteigenden Astes der Welle liegen, wird der Scheitelabfluss gut vorhergesagt.

Bei den Vorhersagen des Hochwasserereignisses im Mai 2000 fällt die Überschätzung des Hochwasserscheitelwertes auf. Zudem wird der Scheitelabfluss zu früh vorhergesagt. Eine deutliche Überschätzung der Hochwasserscheitelwerte tritt auch beim Ereignis März 2006 auf.

# 5.5.3.5Vorhersagen für den an der Oberen Donau berücksichtigten Pegel auf Basis von Radardaten 2009

Mit Radardaten 2009 wurden Vorhersagetests für die Hochwasserereignisse im März 2002 und im März 2006 durchgeführt.

## Pegel Hammereisenbach/Breg

Auf Basis von Radardaten 2009 konnte für den Pegel Hammereisenbach eine bessere Abschätzung des Hochwasserscheitelwertes sowie eine bessere Vorhersage für den ansteigenden Ast der Ganglinie für das Ereignis März 2002 erzielt werden (siehe Anlage B-57). Der zweite Wellenscheitel konnte mit den Radardaten nur schlecht vorhergesagt werden. Auch bei dem Hochwasserereignis März 2006 wurden der Scheitelabfluss der Hochwasserwelle etwas besser geschätzt.

## Pegel Donaueschingen-Allmendshofen/Breg

Die Vorhersagen des Hochwasserereignisses im März 2002 mit Radardaten gleichen den Vorhersagen mit Stationsniederschlägen (siehe Anlage B-61). Beim Ereignis 2006 werden die ersten zwei Hochwasserscheitelwerte besser geschätzt, der dritte Anstieg der Welle wird bei den Vorhersagen überschätzt.

## Pegel Donaueschingen-Mühlenbrücke/Brigach

Das Hochwasserereignis im März 2002 wurde am Pegel Donaueschingen-Mühlenbrücke auch mit Radardaten 2009 nicht befriedigend vorhergesagt (siehe Anlage B-65). Die Vorhersagen überschätzen sowohl den Scheitelabfluss als auch den gesamten Verlauf der Hochwasserwelle. Dagegen konnte das Ereignis im März 2006 gut vorhergesagt werden.

## Pegel Donaueschingen-HMO/Donau

Im März 2002 (Anlage B-69) wird der Anstieg der Hochwasserwelle mit Radardaten 2009 am Pegel Donaueschingen-HMO besser vorhergesagt. Der gemessene Spitzenwert wird aber auch mit Radardaten überschätzt, wie auch bei dem Ereignis im März 2006.

# 5.5.4 Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die Starzel

## 5.5.4.1. Hydrometeorologische Datengrundlagen

Die gemessene Abflussganglinie am Pegel Rangendingen/Starzel umfasst den Zeitraum vom 16.08.1996 bis zum 30.09.2008. Eine Zusammenfassung der statistischen Abflusskennwerte  $HQ_2$ ,  $HQ_{10}$  und  $HQ_{100}$  und des im Simulationszeitraum höchsten Scheitelabflusses sind in Tabelle 5.5.46 angegeben.

Tabelle 5.5.46:	Hochwasserscheitelwerte Pegel Rangending	en
1000100.0101101	i loonnaboonoonon on o gor raingonaing	<b>U</b>

Nr.	Pegel	Gewässer	HQ <sub>2</sub> [m <sup>3</sup> /s]	HQ <sub>10</sub> [m <sup>3</sup> /s]	HQ <sub>100</sub> [m <sup>3</sup> /s]	HQ <sub>max</sub> [m <sup>3</sup> /s]	6.1.1.1.2	Da- tum
1	Rangendingen	Starzel	27	63	125	134	Juni 08	

Die Modellkalibrierung und -validierung basierte auf stündlichen Niederschlags- und Klimadaten (Luftdruck, Lufttemperatur, Taupunkttemperatur, Windgeschwindigkeit und Globalstrahlung), die für den Zeitraum vom 16.08.1996 bis zum 30.09.2008 vorlagen. Die Niederschlags- und Klimadaten stammen aus dem Verdichtungs- und dem Luftmessnetz des Landes, dem Grundmessnetz und dem Amda-Messnetz des DWD, dem Meteomedia-Messnetz und aus Stationen Dritter. Die aufgeführten hydrometeorologischen Daten wurden von der LUBW zur Verfügung gestellt und sind vom Ing.-Büro Ludwig vor ihrer Verwendung visuell auf ihre Plausibilität hin überprüft worden.

Für die Eichung des Pegels Rangendingen wurden insgesamt 50 Niederschlagsstationen verwendet (Variante IBL in Bild 5.5.20). Die vom Institut für Geoökologie der Universität Potsdam (IFGEOÖKO) durchgeführte Aneichung von Radardaten an die Stationsdaten erfolgte anhand einer eingeschränkten Auswahl an Stationen (Variante IFGEOÖKO in Bild 5.5.20). Vergleicht man die räumliche Verteilung der vom IBL und IFGEOÖKO verwendeten Stationen, zeigt sich, dass bei der Stationsauswahl, die vom IBL getroffen wurde, zusätzlich weiter entfernt liegende Stationen mitberücksichtigt wurden.

## 5.5.4.2 Modellkalibrierung

## Übersicht

Die Simulationsergebnisse für den Pegel Rangendingen mit Stationsniederschlägen Auswahl IBL und Auswahl IFGEOÖKO sowie mit Radardaten werden wie folgt dargestellt und bewertet. In Anlage C-1 zum Abschlussbericht des Teilprojektes werden die gemessenen und berechneten Abflussganglinien für die Jahressimulationen auf Basis der Auswahl IBL abgebildet. In den Anlagen C-2 bis C-5 zum Abschlussbericht des Teilprojektes sind die Simulationen ausgewählter Hochwasserereignisse (Simulationen mit Nachführung des Wasserdargebots) auf Basis unterschiedlicher Datenlage und Modellansätzen dargestellt. Die Anlagen C-6 bis C-15 zum Abschlussbericht des Teilprojektes zeigen die Ergebnisse von Vorhersagetests. Die Jahre 1996 und 1997 wurden zum Einschwingen des Modells verwendet und gingen nicht in die Ermittlung der Gütewerte für die folgenden Simulationen mit ein.

## Eichergebnis auf Basis von Stationsniederschlägen Auswahl IBL

In Tabelle 5.5.47 und Tabelle 5.5.48 sind die Eichparameter und die Gütemaße der Jahressimulationen mit Stationsniederschlägen Auswahl IBL angegeben. Zudem ist in Tabelle 9.3 die Plausibilität der Pegelmessdaten im Niedrigwasser-, Mittelwasser- und Hochwasserbereich, sowie das Verhältnis vom Pegelkontrollbereich zum Gesamteinzugsgebiet verzeichnet. Grafische Darstellungen der Simulationsergebnisse für die Jahresläufe und für die Hochwasserereignisse befinden sind in Anlage C-1.

Tabelle 5.5.47: Ermittelte Eichparameter für den Pegel Rangendingen/Star	zel
--	-----

Nr.	Pegel	Gewässer	KG	beta	EQB	Dmax	EQI	BSF	EQD	A2	EQD2	Tgr
1	Rangendingen	Starzel	1.04	0.006	13000	0.5	900	0.20	350	1.5	10	-0.5

Tabelle 5 5 48 <sup>.</sup>	Ermittelte Gütemaße für den Pegel Rangendingen/Starzel

Nr.	Pegel	Gewässer	Plausibilität Pegel für		EZG	PKB / FZG	Gütemaße			Bemerkung	
			NQ	MQ	HQ	km <sup>2</sup>	220	r <sup>2</sup>	E	InE	
1	Rangendingen	Starzel	J	J	J	123	1.00	0.68	0.50	0.72	Stationen IBL

Wie aus den Gütemaßen in Tabelle 9.3 ersichtlich, können am Pegel Rangendingen nur zufriedenstellende Simulationsergebnisse erzielt werden. Lediglich im Niedrigwasserbereich lassen sich die Ergebnisse als gut einstufen (logarithmierte Effizienz von 0,72). Auffällig bei der Modelleichung war eine relativ hohe Schwankungsbreite im jährlichen Verhältnis von berechneter zu gemessener Wasserbilanz von 0,75 im Jahr 2005 bis 1,52 im Jahr 2007.

Um die Scheitelwerte der größten Hochwasserereignisse reproduzieren zu können, musste der Eichparameter für die Rückhaltekonstante des schnellen Direktabflussspeichers, EQD2, auf einen relativ niedrigen Wert von 10 gesetzt werden. Dies führte jedoch teilweise zu einer deutlichen Überschätzung kleinerer Hochwasserereignisse, was sich in den niedrigen Werten des Bestimmtheitsmaßes r<sup>2</sup> und der Modelleffizienz E widerspiegelt.

In Tabelle 5.5.49, 5.5.50 und 5.5.51 sind die Ergebnisse der Simulation der Hochwasserereignisse mit Nachführung des Wasserdargebots aufgelistet. Im Simulationszeitraum traten am Pegel Rangendingen im August 2002, Juni 2007 und Juni 2008 Hochwasserereignisse auf. Bei der Flash-flood vom 02.06.2008 war das Killertal im Einzugsgebiet der Starzel innerhalb kurzer Zeit von Niederschlägen mit extrem hohen Intensitäten betroffen. An den Folgen der schweren Regenfälle und Überflutungen starben drei Menschen. Zudem entstanden erhebliche materielle Schäden.

Nr	Pagal	Gowässor	Gütemaße H	Bomorkung		
Nr.	regei	Gewassei	r2	E	InE	Demerkung
1	Rangendingen	Starzel	0.85	0.84	0.88	Stationen IBL

Tabelle 5.5.49: Mittlere Gütemaße für die drei HW-Ereignisse für den Pegel Rangendingen/Starzel

Nr.	Pegel	Gowässor	Gütemaße HW Aug.02			Gütema	ße HW Ju	Bomorkung	
		Gewasser	r2	E	InE	r2	E	InE	Demerkung
1	Rangendingen	Starzel	0.95	0.94	0.86	0.69	0.69	0.87	Stationen IBL

Tabelle 5.5.51: Ermittelte Gütemaße für die HW-Ereignisse Juni 2008 für den Pegel Rangendingen/ Starzel

Nr	Pegel	Gowässor	Gütemal	3e HW Jι	Bomorkung	
INF.		Gewassei	r2	E	InE	Demerkung
1	Rangendingen	Starzel	0.90	0.90	0.92	Stationen IBL



Abbildung 5.5.20: Charakteristik des Einzugsgebietes Starzel

Das Modell berechnet den Zeitpunkt des Beginns des Anstiegs der betrachteten Hochwasserwellen allgemein gut. Beim Hochwasserereignis im August 2002 wurde der gemessene Scheitelwert auf Basis der Stationsniederschläge Auswahl IBL gut reproduziert, jedoch für einen etwas zu frühen Zeitpunkt berechnet (Tabelle 5.5.50 und Anlage C-1). Trotz des niedrigeren Wertes von EQD2 wurde der Hochwasserscheitel im Juni 2007 deutlich unterschätzt. was die relativ niedrige Modelleffizienz für das Ereignis (Tabelle 5.5.50) erklärt. Auch das Ereignis im Juni 2008 wird vom Modell unterschätzt, jedoch nicht so stark wie das Hochwasser 2002. Verantwortlich für die Unterschätzung des Abflussscheitels (gemessen: 119 m<sup>3</sup>/s vs. simuliert: 104 m³/s) dürfte eine für diese Konvektivereignis nicht genügend repräsentative Niederschlagsverteilung sein, wie sie aus der Interpolation der vorhandenen Stationsdaten resultiert. Zeitlich wird der Hochwasserscheitel beim Ereignis 2008 gut simuliert.

## Eichergebnis auf Basis von Stationsniederschlägen Auswahl IFGEOÖKO

Um eine direkte Vergleichbarkeit der Simulationsergebnisse auf Basis von Stationsniederschlägen und angeeichten Radardaten zu gewährleisten, wurde das Modell zusätzlich mit einer reduzierten Anzahl an Niederschlagsstationen nachgeeicht. Dabei wurden nur die Stationen in der Modellkalibrierung berücksichtigt, die auch für die Radaraneichung verwendet wurden (Auswahl IFGEOÖKO). Im Vergleich zur Modelleichung mit allen verfügbaren Stationsdaten (Auswahl IBL) ergeben sich mit Ausnahme des KG-Werts keine Veränderungen bei den Eichparametern (Tabelle 5.5.52).

Die mittleren Gütemaße über alle Jahre sind in Tabelle 5.5.53 aufgelistet. Das Bestimmtheitsmaß und die logarithmierte Modelleffizienz entsprechen in etwa denjenigen Werten, die mit der Auswahl IBL erzielt wurden. Die Modelleffizienz fällt demgegenüber jedoch geringer aus.

Tabe	abelle 5.5.52. Ermillelle Eichparameter für den Pegel Rangendingen/Starzei											
Nr.	Pegel	Gewässer	KG	beta	EQB	Dmax	EQI	BSF	EQD	A2	EQD2	Tgr
1	Rangendingen	Starzel	1.02	0.006	13000	0.5	900	0.20	350	1.5	10	-0.5

|--|

Nr.	Pegel	Gewässer	Plau Pege	ısibili el für	tät	EZG	PKB / FZG	Gütei	Gütemaße		Bemerkung
			NQ	MQ	HQ	km <sup>2</sup>		r2 E		InE	
1	Rangendingen	Starzel	J	J	J	123	1.00	0.67	0.45	0.72	Stationen IFGEOÖKO

Toballa E E EQ. Ermitt	alta Cütamala f	Un dam Damal I	Dencendingen/Ctornel
Tabelle 5 5 53° Emili	ene Guiemaise i	ur den Peder	Ranoenoinoen/Siarzei
1 db blib 0.0.001 Elling			

Die Simulationsergebnisse der Hochwasserereignisse im August 2002 und im Juni 2008 sind für die zwei Varianten Auswahl IBL und Auswahl IFGEOÖKO in Anlage C-2 dargestellt. Hierbei wird deutlich, dass sich bei einer Simulation mit Wasserdargebotsnachführung nur geringe Unterschiede zwischen den beiden Varianten ergeben. Auch für das Ereignis im Juni 2007 zeigt die Simulation mit Auswahl IFGEOÖKO einen sehr ähnlichen Verlauf wie die Simulation mit Auswahl IBL (nicht dargestellt).

## **Eichergebnis auf Basis von Radardaten 2009**

Die vom IFGEOÖKO gelieferten Radardaten umfassen das Zeitintervall vom 28.04.2004 bis Ende September 2008 sowie das Hochwasserereignis vom März 2002. Auf Basis der angeeichten Radardaten wurde LARSIM nachgeeicht und Jahressimulationen vom April 2004 bis Ende September 2008 durchgeführt. Die Jahre 2004 und 2005 wurden als Einschwingjahre genommen und für die Auswertung der Simulationsergebnisse nicht berücksichtigt.

In Tabelle 5.5.54 sind die angepassten Eichparameter aufgelistet. Gegenüber der Eichung mit Stationsniederschlägen ergibt sich mit Radardaten eine Verringerung der Rückhalteparameter für den Interflow (EQI von 900 auf 400) und für den langsamen Direktabfluss (EQD von 350 auf 230) sowie eine leichte Erhöhung des Rückhalteparameters für den schnellen Direktabfluss (EQD2 von 10 auf 15).

Im Vergleich zur Simulation mit Stationsniederschlägen ergeben sich bei Verwendung der angeeichten Radardaten für den Modellinput bei den Jahresläufen keine generellen Verbesserungen. Die Gütemaße für die Simulation mit Radardaten sind in Tabelle 5.5.55 zusammengestellt (zum Vergleich die mittleren Gütemaße Auswahl IBL für dasselbe Zeitintervall:  $r^2=0,67$ , E=0,41, InE=0,67).

Tabelle 5.5.54:	Ermittelte Eich	parameter für der	n Pegel Rang	endingen/Starzel

Nr.	Pegel	Gewässer	KG	beta	EQB	Dmax	EQI	BSF	EQD	A2	EQD2	Tgr
1	Rangendingen	Starzel	1.01	0.006	10000	0.8	400	0.18	230	1.5	15	-1.0

Tabelle 5.5.55: Ermittelte Gütemaße für den Pegel Rangendingen/Sta
--

Nr.	Pegel	Gewässer	Plau Pege	Plausibilität Pegel für		EZG	PKB / EZG	Gütei	maße		Bemerkung	
			NQ	MQ	HQ	km <sup>2</sup>		r²	E	InE		
1	Rangendingen	Strazel	J	J	J	123	1.00	0.54	0.34	0.74	Radar 2009	

In Tabelle 5.5.56, 5.5.57 und 5.5.58 sind die Gütemaße der Hochwassersimulationen mit Nachführung des Wasserdargebots sowohl als mittlerer Wert über alle Ereignisse als auch für jedes Ereignis aufgelistet.

 Tabelle 5.5.56:
 Mittlere Gütemaße für die drei HW-Ereignisse für den Pegel Rangendingen/Starzel,

 Simulation mit Radardaten 2009

Nr	Pagal	Gowässor	Gütemaße HW	Bemerkung		
INT.	regei	Gewassei	r2	E	InE	Demerkung
1	Rangendingen	Starzel	0.88	0.88	0.83	Radardaten 2009

Tabelle 5.5.57: Ermittelte Gütemaße für die HW-Ereignisse August 2002 und Juni 2007 für den Pegel Rangendingen/Starzel, Simulation mit Radardaten 2009

Nr	Pagal	Gowässor	Gütemal	Be HW A	ug. 02	Gütema	ße HW Ju	Bemerkung	
INI.	regei	Gewassei	r2	E	InE	r2	E	InE	Demerkung
1	Rangendingen	Starzel	0.94	0.92	0.73	0.77	0.77	0.83	Radardaten 2009

Tabelle 5.5.58: Ermittelte Gütemaße für die HW-Ereignisse Juni 2008 für den Pegel Rangendingen/Starzel, Simulation mit Radardaten 2009

Nr	Pogol	Gowässor	Gütemal	3e HW Ju	Bomorkung	
INT.	regei	Gewassei	r2	E	InE	Demerkung
1	Rangendingen	Starzel	0.95	0.94	0.95	Radardaten 2009

Die Ergebnisse bei der Hochwassersimulation für das Ereignis Juni 2007 und Juni 2008 verbessern sich deutlich bei Verwendung von angeeichten Radardaten im Vergleich zu den Stationsniederschlägen. In Anlage C-3 zum Abschlussbericht des Teilprojektes sind die Ergebnisse der Hochwassersimulationen mit Wasserdargebotsnachführung für die Ereignisse im August 2002, im Juni 2007 und im Juni 2008 am Pegel Rangendingen dargestellt. Hier wurde jeweils die Simulation auf Basis der Radardaten den Simulationsergebnissen mit Stationsniederschlägen Auswahl IBL und Auswahl IFGEOÖKO gegenübergestellt.

Beim Hochwasserereignis Juni 2002 wurde der Beginn des Anstiegs der Welle mit Radardaten zwar für einen zu späten Zeitpunkt berechnet, der Verlauf der Welle in den höheren Abflussbereichen wird jedoch sehr gut simuliert. Der Scheitelwert und das zeitliche Auftreten des Maximums wird mit den Radardaten relativ genau berechnet.

Der Verlauf der Hochwasserwelle beim Ereignis im Juni 2007 wird sowohl mit Stationsniederschlägen als auch mit Radardaten nur bedingt zufriedenstellend simuliert. Mit beiden Niederschlagsinputvarianten wird der Wellenscheitel unterschätzt, wobei die Unterschätzung mit Radardaten geringer ausfällt. Der Zeitpunkt des Anstiegs der Welle wird mit Stationsniederschlägen besser berechnet.

Auch beim Hochwasserereignis im August 2008 ergeben sich mit den Radardaten Verbesserungen in der Abflusssimulation gegenüber den Stationsniederschlägen. Der Anstieg der Welle und das zeitliche Eintreffen des Maximums werden auf Grundlage der Radardaten gut simuliert. Der Wellenscheitel wird zwar auch mit Radarniederschlägen etwas unterschätzt, er wird jedoch genauer reproduziert als mit Stationsniederschlägen (gemessen: 119 m<sup>3</sup>/s, simuliert Radardaten: 108 m<sup>3</sup>/s, simuliert Auswahl IBL: 104 m<sup>3</sup>/s).

Durch die genauere Abbildung der Niederschlagsverteilung bei Verwendung der angeeichten Radardaten wird die Abflusskonzentration im Gebiet im Vergleich zu den interpolierten Stationsmessungen offensichtlich realistischer berechnet, was zu einer verbesserten Hochwassersimulation führt. Die Unterschiede zwischen den beiden "Niederschlagsvarianten" treten noch deutlicher zutage, wenn auf eine Wasserdargebotsnachführung verzichtet wird und eine Simulation auf Basis der tatsächlich gemessenen Niederschläge durchgeführt wird. Die entsprechenden Ergebnisse werden später vorgestellt

## Eichergebnis auf Basis des erweiterten Infiltrationsansatzes

Im Untersuchungsgebiet Starzel ist die Anwendung des in LARSIM bestehenden erweiterten Infiltrationsansatzes für die Abbildung des Bodenwassertransports von besonderem Interesse. Der Infiltrationsansatz wurde konzipiert, um die extremen Ereignisse mit hoher Niederschlagsintensität besser zu beschreiben. Daher ist die Flash-flood vom 02.06.2008 ein geeignetes Ereignis, um die Güte des erweiterten Infiltrationsansatzes zu überprüfen.

Bei der Simulation der untersuchten Hochwasserereignisse mit dem einfachen Bodeninfiltrationsansatz wurden die Ereignisse durch die Verwendung von Radardaten besser reproduziert als mit Stationsniederschlägen (siehe Anlage C-3 zum Abschlussbericht des Teilprojektes). Zur Vollständigkeit der Analyse wurde das neue Infiltrationsansatz sowohl mit Stationsniederschlägen Auswahl IBL als auch mit Radardaten getestet.

Für die Simulationen wurde der Anteil an Oberflächenabfluss für die landwirtschaftlichen Nutzungsflächen mit Ausnahme der Feuchtgebiete auf 0,3 [-] gesetzt. Analog zu den Simulationen mit einfachem Infiltrationsansatz wurden mit dem erweiterten Infiltrationsansatz einerseits Jahresläufe erstellt und andererseits wurden Hochwasserereignisse mit Nachführung des Wasserdargebots simuliert.

In der Tabelle 5.5.59 ist der ermittelte Parametersatz für die Stationsniederschläge IBL aufgelistet. Tabelle 5.5.60 enthält die mittleren Gütewerte für die Jahresläufe (Auswertungszeitraum von 1998 bis 2008). Im Vergleich zur Modellkonzeption mit A2 ergeben sich Änderungen bei den Eichparametern. Beispielweise erhöht sich der Parameter EQD2 von 10 auf 30 auf Basis des erweiterten Infiltrationsansatzes.

 

 Tabelle 5.5.59:
 Ermittelte Eichparameter für den Pegel Rangendingen/Starzel, Simulation mit Stationen IBL und erweitertem Infiltrationsansatz

Nr.	Pegel	Gewässer	KG	beta	EQB	Dmax	EQI	BSF	EQD	EQD2	Tgr	Inf	InfFak
1	Rangendingen	Starzel	1.04	0.007	21000	0.6	1300	0.25	500	30	-0.5	800.0	8.0

Tabelle 5.5.60: Ermittelte Gütemaße für den Pegel Rangendingen/Starzel, Simulation mit Stationen IBL und erweitertem Infiltrationsansatz

Nr.	Pegel	Gewässer	Plau Peg	Plausibilität Pegel für		EZG	PKB /	/Gütemaße			Bemerkung	
			NQ	MQ	HQ	km <sup>2</sup>		r²	E	InE	]	
1	Rangendingen	Starzel	J	J	J	123	1.00	0.66	0.33	0.76	Stationen IBL	

In Tabelle 5.5.61 und Tabelle 5.5.62 sind die Eichparameter und die Gütemaße für die Jahresläufe (Auswertungszeitraum von 2006 bis Ende September 2008) bei Verwendung der angeeichten Radardaten für den Niederschlagsinput zusammengestellt. Die Jahre 2004 und 2005 dienten wiederum als Einschwingjahre und wurden für die Ermittlung der Gütemaße nicht berücksichtigt.

Tabelle 5.5.61: Ermittelte Eichparameter für den Pegel Rangendingen/Starzel, Simulation mit Radardaten 2009 und erweitertem Infiltrationsansatz

Nr.	Pegel	Gewässer	KG	beta	EQB	Dmax	EQI	BSF	EQD	EQD2	Tgr	Inf	InfFak
1	Rangendingen	Starzel	1.02	0.007	10000	0.9	700	0.25	500	20	-0.5	900.0	8.0

Durch die Verwendung des erweiterten Infiltrationsansatzes mit Niederschlagsstationen Auswahl IBL ergeben sich leichte Verschlechterungen beim Bestimmtheitsmaß und bei der Modelleffizienz im Vergleich zum einfachen Infiltrationsansatz. Demgegenüber fällt die logarithmierte Modelleffizienz höher aus. Bei Verwendung von Radardaten für den Modellinput verbessert sich die Simulationsgüte mit erweitertem Infiltrationsansatz im Vergleich zum einfachen Infiltrationsansatz. Die Gütemaße sind hier durchweg höher.

Tabelle 5.5.62: Ermittelte Gütemaße für den Pegel Rangendingen/Starzel, Simulation mit Radardaten 2009 und erweitertem Infiltrationsansatz

Nr.	Pegel	Gewässer	Plau Pege	sibili Əl für	tät	EZG	PKB / EZG	Gütei	maße		Bemerkung
			NQ	MQ	HQ	km <sup>2</sup>		r²	E	InE	
1	Rangendingen	Starzel	J	J	J	123	1.00	0.64	0.41	0.78	Radar 2009

Die mittleren Gütemaße für die simulierten Hochwasserereignisse und die Gütemaße für jedes Ereignisse sind in Tabelle 5.5.63 bzw. Tabelle 5.5.64 und 5.5.65 dargestellt für die Simulation mit Radardaten. Im Vergleich zu der Tabelle 9.11 bis 9.13 (Güte der Simulation mit Radardaten 2009 und einfachem Infiltrationsansatz), ergibt sich bei allen Ereignissen eine geringe Güte bei Betrachtung der logarithmierten Effizienz.

 Tabelle 5.5.62:
 Mittlere Gütemaße für die drei HW-Ereignisse für den Pegel Rangendingen/Starzel,

 Simulation mit Radardaten 2009 und erweitertem Infiltrationsansatz

Nr.	Pagal	Gowässor	Gütemaße HW-Ereignisse		littelwerte	Bomorkung
	regei	Gewassei	r2	E	InE	Demerkung
1	Rangendingen	Starzel	0.87	0.80	0.67	Radardaten 2009

Tabelle 5.5.63: Ermittelte Gütemaße für die HW-Ereignisse August 2002 und Juni 2007 für den Pegel Rangendingen/Starzel, Simulation mit Radardaten 2009 und erweitertem Infiltrationsansatz

Nr.	Pegel	Gowässor	Gütemal	Be HW A	ug. 02	Gütema	3e HW Ju	ıni 07	Bomorkung
		Gewassei	r2	E	InE	r2	E	InE	Demerkung
1	Rangendingen	Starzel	0.92	0.87	0.54	0.73	0.60	0.64	Radardaten 2009

Tabelle 5.5.64: Ermittelte Gütemaße für die HW-Ereignisse Juni 2008 für den Pegel Rangendingen/Starzel, Simulation mit Radardaten 2009 und erweitertem Infiltrationsansatz

Nr.	Pogol	Gowässor	Gütemal	se HW Jւ	uni 08	Bomorkung
	regei	Gewassei	r2	E	InE	Demerkung
1	Rangendingen	Starzel	0.95	0.94	0.82	Radardaten 2009

Vergleichende Darstellungen der Hochwassersimulation mit einfachem und erweitertem Infiltrationsansatz, jeweils mit Stationen Auswahl IBL und Radardaten, sind in den Anlagen C-4 und C-5 zum Abschlussbericht des Teilprojektes zusammengestellt.

Aus den Abbildungen in Anlage C-4 wird deutlich, dass sich durch die Verwendung des neuen Infiltrationsansatz auf Basis der Niederschlagsstationen keine Verbesserungen in der Simulationen der Hochwasserereignisse ergeben. Die Hochwasserwelle bei der Flash-flood vom Juni 2008 wird sogar weniger gut reproduziert als mit dem einfachem Infiltrationsansatz.

Auch auf der Basis der Radardaten ergeben sich mit erweitertem Infiltrationsansatz keine generellen Verbesserungen in der Hochwassersimulationen (Anlage C-5). Der Scheitelabfluss des Ereignisses vom Juni 2007 wird zwar mit erweiterten Infiltrationsansatz besser getroffen, beim Ereignis im August 2002 wird der Anstieg der Welle jedoch für einen zu frühen Zeitpunkt berechnet und der Scheitelabfluss zudem überschätzt. Im Gegensatz dazu wurde das Ereignis 2002 mit dem einfachen Infiltrationsansatz sehr gut abgebildet. Beim Ereignis im Juni 2008 wird die Hochwasserwelle mit beiden Infiltrationsvarianten mit der Wasserdargebotsnachführung sehr ähnlich simuliert.

## 5.5.4.3 Nachrechnung des Hochwasserereignisses vom Juni 2008

Das extreme Hochwasser am 2. Juni 2008 an der Starzel nimmt innerhalb der Untersuchung aufgrund seiner Aktualität und seiner Folgen (Verlust dreier Menschenleben, materielle Schäden in Millionenhöhe) einen besonderen Stellenwert ein. Nachfolgend soll dargelegt werden, wie gut sich das Ereignis auf der Grundlage der zur Verfügung stehenden Niederschlagsdaten (Stationsniederschläge, Radardaten) mit tatsächlich gemessenen Werten ohne Nachführung des Wasserdargebots rekonstruieren lässt.

Auslöser des Hochwasserereignisses am 02.06.08 waren heftige, räumlich stark begrenzte Gewitterniederschläge, wobei besonders hohe Intensitäten in Jungingen und Umgebung beobachten wurden. Die beiden Niederschlagsstationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) Hechingen und Burladingen-Hausen lagen dem Zentrum der Gewitterzelle am nächsten. Für die Zeit zwischen 17:50 bis 18:50 Uhr (MEZ) am 2. Juni wurden dort Niederschlagssummen von 31 bzw. 35 mm gemessen. Da sich beide Stationen jedoch außerhalb bzw. am Rand des Geschehens der intensivsten Niederschläge befanden, wurde die tatsächliche Niederschlagssituation durch diese Messungen nur bedingt erfasst.

Für die Region Jungingen im Zentrum der höchsten Niederschläge existieren zwar keine offiziellen Standardmessungen, dafür liegen Aufzeichnungen von Privatpersonen vor. Hier ist eine Messung interessant, bei der ein Regenmesser mit einem Fassungsvermögen von 80 mm innerhalb von 55 Minuten dreimal übergelaufen ist (mdl. Mitteilung Hr. Stegmaier, RP Tübingen, 04.02.2009).

Hieraus ergibt sich ein Extremniederschlag von über 240 mm in weniger als einer Stunde (zum Vergleich: Der hundertjährliche Niederschlagswert für ein 60-Minutenintervall nach KOSTRA-DWD 2000 beträgt für die entsprechende Gitterzelle 56 mm).

Begünstigend für die Entstehung des Hochwassers dürfte sich die Ausrichtung der Gewitterwolke genau in Längsrichtung über dem Tal sowie eine aus mehreren Niederschlagsereignissen in den vorausgegangenen Tagen resultierende hohe Wassersättigung der Böden im Gebiet ausgewirkt haben.

Vom Hochwasser besonders betroffen war das Killertal am Nordrand der Schwäbischen Alb. Oberhalb des Ortes Killer wurden offenbar keine Überschwemmungen beobachtet (HYDRA-TE-Project, 2009). Die Tatsache, dass das Hochwasserereignis auf einen bestimmten Teil des Einzugsgebietes begrenzt war und in den höher gelegenen Gebieten keine Überschwemmungen auftraten, verdeutlicht noch einmal das räumlich sehr variable Niederschlagsgeschehen.

In Rangendingen existiert eine Pegelmessstelle, für die für das Ereignis 2008 ein Scheitelabfluss von 134 m<sup>3</sup>/s angegeben wird. Für das 123 km<sup>2</sup> große Einzugsgebiet am Pegel Rangendigen entspricht dies einem Hochwasserabfluss mit einer Jährlichkeit von über 100 Jahren.



Bild 5.5.21: Flash-flood von Juni 2008 mit unterschiedlichem Niederschlagsinput. Simulation ohne Nachführung des Wasserdargebots.

Auf der Basis der mit Stationsniederschlägen und mit Radardaten geeichten Modelle wurden Simulationsrechnungen mit unterschiedlichem Niederschlagsinput durchgeführt und die Ergebnisse einander gegenübergestellt.

In Bild 5.5.21 sind die Simulationsergebnisse für nicht angeeichte Radardaten (Produkt "Borama"), für nach dem "Merging"-Verfahren (IFGEOÖKO) angeeichte Radardaten sowie für Stationsniederschläge Auswahl IFGEOÖKO dargestellt. Aus der Abbildung wird deutlich, dass der Niederschlag durch das unangeeichte Radar deutlich unterschätzt wird. Hier spielen womöglich Dämpfungseffekte eine große Rolle.

Demgegenüber verbessert sich die Simulation bei Verwendung der Stationsniederschläge für den Modellinput deutlich. Der Hochwasserscheitel wird jedoch immer noch unterschätzt, was auf die Lage der Niederschlagsstationen im Verhältnis zum Zentrum der Gewitterzelle zurückzuführen sein dürfte.

Auf Grundlage der angeeichten Radardaten wird dagegen, bedingt durch die realistischere Repräsentation der räumlichen Niederschlagsverteilung und der daraus resultierenden genaueren Abbildung der Abflusskonzentration im Gebiet, sowohl der Anstieg als auch der Scheitel der Welle relativ genau berechnet.



Bild 5.5.22. Flash-flood von Juni 2008 mit unterschiedlichem Niederschlagsinput. Vergleich von in Echtzeit zur Verfügung stehenden Niederschlagsdaten mit nachträglich verfügbaren Daten. Simulation ohne Nachführung des Wasserdargebots.

Am 2. Juni 2008 zwischen 18:51 und 20:04 Uhr MEZ lieferte das DWD-System für die Station Hechingen keine Werte an die Messnetzzentrale der LUBW (Mitteilung HVZ Baden-Württemberg, 09.10.2009). Der Einfluss der Datenlücke in der Messreihe auf die Abflusssimulation wird in Bild 5.5.22 verdeutlicht. Wird eine Simulation auf Basis der in Echtzeit theoretisch verfügbaren Stationsdaten durchgeführt, kommt es aufgrund der fehlenden Daten zu einen massiven Unterschätzung der Hochwasserwelle (schwarze Linie).

Bei einer Simulation auf Basis der Radardaten, die an die in Echtzeit verfügbaren Stationsmesswerte angeeicht wurden, ergeben sich gegenüber den Stationsdaten sichtbare Verbesserungen, Scheitel und Volumen der Welle werden jedoch erwartungsgemäß immer noch unterschätzt (grüne Ganglinie). Zum Vergleich ist in Bild 5.5.22 auch die Abflusssimulation dargestellt, die auf Basis der mit den nachträglich verfügbaren Stationsdaten angeeichten Radardaten erstellt wurde (rote Ganglinie).

Aus der Gegenüberstellung wird deutlich, wie wichtig die Verfügbarkeit repräsentativer Niederschlagsmessungen für die Abflusssimulation ist. Der Ausfall einer Station bzw. eine nicht repräsentative Stationslage kann gerade bei Konvektivereignissen wie beim hier betrachteten Fall zu ausgeprägten Fehleinschätzungen der Abflüsse durch das Modell führen.

## 5.5.4.4 Vorhersagetests

Für den Pegel Rangendingen wurden Vorhersagetests auf der Basis von gemessenen Niederschlagswerten im Vorhersagezeitraum mit den in Tabelle 5.5.65 aufgelisteten Modellkonfigurationen erstellt. Die Modelloptionen für die Vorhersagetests wurden mit der LUBW abgestimmt und entsprechen den derzeit aktuellen Optionen der operationellen Umgebung. Für den Vorhersagezeitraum wurde eine Dauer von 78 Stunden gewählt.

Variante	5.5.4.2.1.1.1 Modellkonfigura	ation		
	4-Komp. Mit A2	4-Komp. InfKap.		
Stationen IBL	Х	Х		
Stationen IFGEOÖKO	X			
Radardaten 2009	X	Х		

Tabelle 5.5.65: Berechnete Varianten der Vorhersagetests am Pegel Rangendingen/Starzel

Die Vorhersagetests wurden für das Extremereignis im Juni 2008 (30.05.2008 16:00 bis 06.06.2008 12:00) durchgeführt und ausgewertet. Die Vorhersagen setzen dabei auf einer Zustandsdatei, die auf Basis der jeweils gültigen Modellparameter erzeugt wurde, drei Tage vor Beginn des Ereignisses auf.

Zudem sind die mit Hilfe des Programms GMD\_VHS\_GUETE aus den Einzelvorhersagen erstellten zusammengesetzten Vorhersageganglinien für unterschiedliche Vorhersagedauern in den Anlagen C-6 bis C-10 zum Abschlussbericht des Teilprojektes zusammengestellt. Es wurden Vorhersagedauern von 1, 3, 6, 12, 24, 48 und 7 Stunden berücksichtigt.

In Tabelle 5.5.66 ist die mittlere prozentuale Abweichung für die jeweilige Modellkonfigurationen in Abhängigkeit von der Vorhersagedauer aufgelistet. Das Fehlermaß wurde für alle verfügbaren Wertepaare ermittelt. Grafisch ist der Verlauf der mittleren prozentualen Abweichung für die unterschiedlichen Vorhersagedauern und Modellkonfigurationen in Bild 5.5.23 dargestellt.

Aus Tabelle 5.5.66 und Bild 5.5.23 wird deutlich, dass die mittlere prozentuale Abweichung generell am niedrigsten ausfällt, wenn für den Niederschlagsinput angeeichte Radardaten verwendet werden und mit dem einfachen Infiltrationsansatz gerechnet wird.

	Mittler	Mittlere prozentuale Abweichung (%)									
Variante	für un	für unterschiedliche Vorhersagedauern									
	1 h	3 h	6 h	12 h	24 h	48 h	72 h				
4-Komp. Mit A2, Stationen IBL	14.1	42.7	68.7	74.1	60.3	71.2	91.8				
4-Komp. InfKap., Stationen IBL	13.7	28.9	45.5	73.1	79.0	116.3	177.8				
4-Komp. Mit A2, Stationen IFGEOÖKO	13.4	37.2	55.6	61.4	51.9	63.9	83.5				
4-Komp. Mit A2, Radardaten 2009	10.8	19.7	25.8	32.1	33.0	57.7	62.5				
4-Komp. InfKap., Radardaten 2009	9.2	20.3	35.6	53.1	61.9	89.4	141.4				

Tabelle 5.5.66: Mittlere prozentuale Abweichung unterschiedlicher Vorhersagedauern für den Pegel Rangendinge/Starzel

Demgegenüber verringert sich die Güte der Vorhersagen wenn der Modellinput auf Basis von Stationsniederschlägen erfolgt, was auf die weniger gute Erfassung der Niederschlagsverteilung zurückgeführt werden kann. Interessanterweise werden beim betrachteten Ereignis mit der Auswahl IFGEOÖKO etwas bessere Vorhersageergebnisse erzielt, als mit der Auswahl IBL. Mit dem erweiterten Infiltrationsansatz ist der mittlere prozentuale Fehler bei den Vorhersagen allgemein am größten.



Bild 5.5.23: Mittlere prozentuale Abweichung für den Pegel Rangendingen/Starzel für unterschiedliche Modellkonfigurationen in Abhängigkeit von der Vorhersagedauer.

In der Anlage C-11 bis C-15 zum Abschlussbericht des Teilprojektes ist die gemessene Ganglinie zusammen mit ausgewählten Vorhersageganglinien für die unterschiedliche Datenauswahl und die verschiedenen Modellkonfigurationen dargestellt. Aus Gründen der Auflösbarkeit wurden in den Anlagen C-11 bis C-15 nicht alle im Einstunden-Rhythmus erstellten Vorhersagen grafisch dargestellt, sondern nur exemplarische Vorhersagen, die an charakteristischen Punkten an der gemessenen Hochwasserganglinie aufsetzen, abgebildet. Die vorhergesagten Abflussganglinien sind farbig, die gemessene Ganglinie ist grau dargestellt.

## Vorhersagen für den Pegel Rangendingen auf Basis von Stationsniederschlägen Auswahl IBL und Auswahl IFGEOÖKO

Bei Vorhersagedauern von 6 Stunden und mehr wird die Hochwasserwelle mit Stationsniederschlägen Auswahl IBL und einfachem Infiltrationsansatz allgemein unterschätzt (Anlage C-11). Auch mit der Stationsauswahl IFGEOÖKO wird die Welle zu diesen Vorhersagezeitpunkten teilweise unterschätzt (Anlage C-12), teilweise wird die Welle jedoch sehr gut vorhergesagt (z.B. in den 12 und 48 Std.-Vorhersagen). In den 3 Std.-Vorhersagen wird der Wellenscheitel sowohl mit Auswahl IBL als auch mit Auswahl IFGEOÖKO für einen etwas zu späten Zeitpunkt berechnet. Die 1 Std.-Vorhersagen können generell als gut eingestuft werden.

In den Vorhersagen mit erweitertem Infiltrationsansatz (Anlage C-9 und C-14) wird die Welle zu allen betrachteten Vorhersagedauern überschätzt. Bei Annäherung des Vorhersagezeitpunktes an den Wellenscheitel verbessert sich die Güte der Vorhersage durch die operationelle Modellnachführung zwar, das Maximum wird jedoch auch in den 1 Std.-Vorhersagen noch überschätzt.

Insgesamt werden auf der Basis von Stationsniederschlägen mit dem einfachen Infiltrationsansatz verlässlichere Abflussvorhersagen erzielt als mit dem erweiterten Infiltrationsansatz.

## Vorhersagen für den Pegel Rangendingen auf Basis von Radardaten 2009

Im Gegensatz zu den Stationsniederschlägen bei denen die Abflüsse in den Vorhersagen mit einer Dauer von 6 Stunden und mehr tendenziell unterschätzt werden, werden mit Radardaten die Abflüsse bei diesen Vorhersagedauern etwas überschätzt. Bei kürzeren Vorhersagedauern verbessert sich die Vorhersage. Der zeitliche Verlauf des Wellenanstiegs und -abfalls wird mit Radardaten generell besser vorhergesagt als mit Stationsniederschlägen (Anlage C-8 und C-13). Insgesamt kann die Güte der Vorhersagen als gut bis sehr gut eingestuft werden.

Mit dem erweiterten Infiltrationsansatz wurde die Welle auf Basis der Radardaten, ähnlich wie mit Stationsniederschlägen, insgesamt deutlich überschätzt (Anlage C-10 und C-15). Erst bei Vorhersagezeitpunkten die kurz vor dem Wellenscheitel liegen, werden verlässlichere Vorhersagen erzielt.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass auch auf Grundlage der Radardaten mit dem einfachen Infiltrationsansatz im Vergleich zum erweiterten Infiltrationsansatz bessere Vorhersagen erreicht werden.

## 5.5.4.5. COSMO-DE-Vorhersagen

Für die vorliegende Untersuchung standen zwei COSMO-DE-Wettervorhersagen des Deutschen Wetterdienstes für 1:00 Uhr und 13:00 Uhr (MEZ) des 2. Juni 2008 zur Verfügung (Datenbereitstellung durch die HVZ Baden-Württemberg). Auf dieser Grundlage wurden unter Einsatz der in LARSIM integrierten Optimierungsroutinen zwei Vorhersagevarianten gerechnet, bei denen jeweils stündlich aktualisierte Vorhersagen erstellt wurden.

In Variante 1 erfolgte bei der Vorhersage entsprechend dem operationellen Betrieb an der HVZ Baden-Württemberg die Modelloptimierung bis zum Vorhersagezeitpunkt auf Basis von gemessenen Stationsniederschlägen.

In Variante 2 wurde die Modellnachführung bis zum Vorhersagezeitpunkt auf Basis der nach dem "Merging-Verfahren" angeeichten Radardaten durchgeführt. Letztere Variante steht im operationellen Betrieb noch nicht zur Verfügung, wurde in die Untersuchung aber mit einbezogen um die potentiellen Verbesserungsmöglichkeiten, die sich bei Verwendung von angeeichten Radardaten ergeben könnten, zu analysieren. Im Vorhersagezeitraum bilden in beiden Varianten ausschließlich die Wettervorhersagen des DWD den Modellantrieb.

Die Ergebnisse der Vorhersagerechnungen sind für beide Varianten in Bild 9.5 exemplarisch anhand ausgewählter Einzelvorhersagen dargestellt. Jede farbige Ganglinie stellt dabei eine zu einem bestimmten Vorhersagezeitpunkt berechnete Abflussvorhersage dar. Anhand der sehr flach verlaufenden Vorhersageganglinien, die auf Basis der Wettervorhersage für 1:00 Uhr erstellt wurden (vgl. Bild 9.5, rote Ganglinie) wird deutlich, dass in dieser COSMO-DE-Vorhersage kein nennenswerter Niederschlag berechnet wurde.

In der Wettervorhersage für 13:00 Uhr wird der Niederschlag offenbar etwas besser vorhergesagt, ersichtlich an den Abflussvorhersagen die für diesen oder spätere Vorhersagezeitpunkte erstellt wurden (schwarze und grüne Ganglinie). Das Hochwasser wird zu diesen Zeitpunkten jedoch noch deutlich unterschätzt.

Eine nennenswerte Verbesserung in der Abflussvorhersage wird erst für Vorhersagezeitpunkte die im ansteigenden Ast der Welle liegen erreicht, da hier der Effekt der Modelloptimierung stärker zum Tragen kommt. Der Wellenscheitel wird zwar in der 19:00 Uhr-Vorhersage (blau) immer noch um etwa die Hälfte unterschätzt, für die Hochwasservorhersagezentrale kann diese Abflussvorhersage jedoch bereits einen wichtigen Hinweis liefern, dass mit einem Hochwasser in der betroffenen Region zu rechnen ist.

Es sei angemerkt, dass die Darstellung nicht exakt der Situation entspricht, die mit einem für den Pegel Rangendingen geeichten Modell am 2. Juni 2008 tatsächlich aufgetreten wäre. Eine stündliche Bereitstellung der Messwerte der DWD-Stationen durch die LUBW-Messnetzzentrale an die Hochwasservorhersagezentrale (HVZ) wird nur dann aktiviert, wenn

auf Basis der routinemäßig erstellten Vorhersagen oder auf Basis der Niederschläge die Gefahr von Hochwasser besteht.



Bild 5.5.24: Darstellung von zu verschiedenen Vorhersagezeitpunkten (vhs) erstellten Abflussvorhersagen (farbige Ganglinien) für das Ereignis 2008 (grau: gemessener Abfluss) mit Modelloptimierung bis zum Vorhersagezeitpunkt auf Basis von gemessenen Stationsniederschlägen (oben) und mit angeeichten Radardaten (unten). Modellantrieb im Vorhersagezeitraum jeweils COSMO-DE.

Im Nicht-Hochwasser-Betrieb rechnet die HVZ mit allen verfügbaren Messwerten täglich nur eine Vorhersage mit dem Vorhersagezeitpunkt 5:00 Uhr MEZ. Am 2. Juni 2008 erfolgte keine operationelle stündliche Bereitstellung der Niederschlagsmesswerte an die HVZ (Mitteilung HVZ Baden-Württemberg, 09.10.2009). An der HVZ wurde bei der operationell alle drei Stunden mit der aktuellsten LMK-VHS aktualisierten Hochwasserfrühwarnung für EZG < 200 km<sup>2</sup> zu keiner Zeit ein Hochwasserereignis vorhergesagt.

Der Vergleich der Vorhersagen in Bild 5.5.24 oben und unten zeigt, dass der Verlauf und der Scheitel der Welle im vorliegenden Fall etwas besser vorhergesagt wird, wenn für die Modelloptimierung vor dem Vorhersagezeitpunkt anstelle von Stationsniederschlägen angeeichte Radardaten verwendet werden. Dieses Ergebnis könnte als Hinweis dienen, für den kontinuierlichen operationellen Betrieb ebenfalls eine Berücksichtigung von angeeichten Radardaten zur erwägen.

## 5.5.4.6 Langfristvorhersagen

## Auswahl der Vorhersagezeitpunkte

Wie im Arbeitspaket vereinbart, wurde an der Starzel die Flash-flood vom 2.6.2008 mit den Langfristvorhersagedaten nachgerechnet (siehe Anlage E-1 zum Abschlussbericht des Teilprojektes).

## Auswertung der Simulationsergebnisse

Die Simulationsergebnisse sind für den Pegel Rangendingen in Anlage E-1 dargestellt. Sowohl der Referenzlauf (1h) mit gemessenen Daten als auch die Simulationen mit EDS-Vorhersagedaten unterschätzen die Abflussspitze vom 2.6.2008 beträchtlich. Die mit Langfristvorhersagen simulierten Abflüsse erreichen den Spitzenwert zudem erst etwa 2 Tage nach dem Hochwasserereignis. Der Referenzlauf hingegen zeigt nur eine geringe Verspätung von einigen Stunden. Die Ursache für den starken Zeitversatz ist möglicherweise in der zeitlichen Disaggregierung zu suchen, da die EDS-Vorhersagen auf einer Basis von 12 Stunden beruhen.

Die geringe Größe des Einzugsgebiets lässt weiterhin vermuten, dass das Niederschlagsereignis nur unzureichend durch das Messnetz aufgelöst wurde, was die zu niedrigen Simulationsergebnisse sowohl des Referenzlaufs als auch der EDS-Läufe erklären würde.

## 5.5.5 Abflussvorhersagen auf Basis von Wettervorhersagen für die IIler

## 5.5.5.1 Hydrometeorologische Datengrundlagen

Im Untersuchungsgebiet Iller wurden vier Pegel berücksichtigt: Pegel Oberstdorf/Stillach, Pegel Oberstdorf/Trettach, Pegel Breitachklamm/Breitach und Pegel Sonthofen/Iller. Für die vier betrachten Pegel lagen Abflussdaten im Zeitraum vom 01.01.1997 bis zum 30.09.2007 vor. In Tabelle 5.5.67 sind die statistisch ermittelten Hochwasserscheitelwerte  $HQ_2$ ,  $HQ_{10}$  und  $HQ_{100}$  und der höchste Scheitelabfluss im Simulationszeitraum zusammengefasst.

Nr.	Pegel	Gewässer	- HQ <sub>2</sub> [m³/s]	HQ <sub>10</sub> [m³/s]	HQ <sub>100</sub> [m³/s]	HQ <sub>max</sub> [m <sup>3</sup> /s]	Datum
1	Breitachklamm	Breitach	86.00	118.00	170.00	264.00	Aug. 05
2	Oberstdorf	Stillach	32.00	48.00	70.00	87.30	Mai. 99
3	Oberstdorf	Trettach	34.00	50.00	74.00	138.00	Aug. 05
4	Sonthofen	Iller	193.00	268.00	380.00	536.00	Aug. 05

Tabelle 5.5.67: Hochwasserscheitelwerte der Pegel an der Iller

Die Modellkalibrierung und –validierung basierte auf Stundenwerten für Niederschlag, Luftdruck, Lufttemperatur, Taupunkttemperatur, relative Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit und Globalstrahlung, die für den Zeitraum vom 01.01.1997 bis zum 31.12.2004 vorlagen. Die Niederschlags- und Klimadaten für das WHM Iller stammen aus dem Verdichtungs- und dem Luftmessnetz des Landes, dem Grundmessnetz und dem Amda-Messnetz des DWD, dem Meteomedia-Messnetz und aus Stationen Dritter. Die aufgeführten hydrometeorologischen Daten wurden von der LUBW zur Verfügung gestellt und sind vom Ing.-Büro Ludwig vor ihrer Verwendung visuell auf ihre Plausibilität hin überprüft worden.

Von dem Wasserwirtschaftsamt Kempten wurden im August 2009 weitere Abfluss-, Niederschlags- und Klimadaten geliefert, die den Zeitraum bis 2007 umfassen. Es handelt sich um agrarmeteorologischen Stationen, Stationen des Abwasserverbands Obere Iller, Stationen dem LUBW-, dem Bayerischen Landesanstalt für Landwirtschaft-, dem DWD-, dem Meteomedia- und dem Österreichern Wetterdienst-Messnetz, Stationen des Messnetzes 2000 und Stationen Dritter. Die Plausibilität der neuen hydrometeorologischen Daten wurde vom Ing.-Büro Ludwig visuell überprüft. Anschließend wurden die hydrometeorologischen Zeitreihen zusammengeführt. In Bild 5.5.25 sind die für die Eichung der vier Pegel an der Iller verwendeten 21 Niederschlagsstationen dargestellt (Variante IBL).

**Für die Obere Iller standen keine flächendeckenden Radardaten zur Verfügung**. Bei den verwendeten und so bezeichneten "Radardaten" handelt es sich um ein über Kriging auf Basis der Stationsdaten umgerechnetes Niederschlagsfeld, bei dem lediglich im nördlichen Randbereich Radardaten über das Merging-Verfahren mit eingegangen sind.

## 5.5.5.2 Modellkalibrierung

## Übersicht

In den folgenden Kapiteln werden die Simulationsergebnisse, für die an der Iller berücksichtigten vier Pegel, anhand der vom IBL und vom IFGEOÖKO ausgewählten Stationsniederschlägen, zusammen mit den Abflusssimulationen auf Basis von Radardaten 2009, beschrieben. In Anlage D sind die Simulationsergebnisse, sowohl für die Jahresläufe als auch für ausgewählte Hochwasserereignisse, mit Nachführung des Wasserdargebots dargestellt. Das Jahr 1997 dient als Einschwingjahr und wurde in der Ermittlung der Gütewerte nicht berücksichtigt.

## Eichergebnis auf Basis von Stationsniederschlägen Auswahl IBL

In Anlage D-1 bis D-4 zum Abschlussbericht des Teilprojektes sind die gemessenen und berechneten Abflussganglinien für die Jahresläufe der Pegel Breitachklamm/Breitach, Oberstdorf/Stillach, Oberstdorf/Trettach und Sonthofen/Iller, mit den von IBL ausgewählten Niederschlagstationen dargestellt. Im Anschluss an die Jahresläufe, sind für die vier o.g. Pegel, die Ergebnisse der Simulation von ausgewählten Hochwasserereignissen, mit Nachführung des Wasserdargebots abgebildet. Die Eichparameter sind in Tabelle 5.5.68 aufgelistet.

Tubelle 0												
Nr.	Pegel	Gewässer	KG	beta	EQB	Dmax	EQI	BSF	EQD	A2	EQD2	Tgr
1	Breitachklamm	Breitach	1.28	0.032	10000	5.0	4000	0.10	500	2.0	200	-3.0
2	Oberstdorf	Stillach	0.85	0.015	10000	6.0	6000	0.15	450	1.2	400	-3.0
3	Oberstdorf	Trettach	1.15	0.050	20000	10.0	6000	0.30	2000	1.0	200	-1.5
4	Sonthofen	Iller	0.98	0.020	70000	6.0	6000	0.10	300	1.2	200	-2.0

Tabelle 5.5.68: Ermittelte Eichparameter der Pegel an der Iller

Die Werte des Korrekturfaktors KG variieren zwischen 0,85 am Pegel Oberstdorf/Stillach und 1,28 am Pegel Breitachklamm/Breitach, d.h. die simulierten, jährlichen Wasserbilanzen am Pegel Oberstdorf/Stillach fielen, im Vergleich zu den gemessenen zu hoch aus, weshalb die von LARSIM berechneten Gebietsniederschläge stark reduziert werden mussten. Am Pegel Breitachklamm/Breitach hingegen wurden die simulierten jährlichen Wasserbilanzen zu nied-rig eingeschätzt und deshalb durch einen erhöhten KG korrigiert. Dennoch zeigen die jährlichen Wasserbilanzen an beiden Pegeln große Schwankungen, was vermutlich auf eine schlechte Repräsentation der Gebietsniederschläge zurückzuführen ist.



Abbildung 5.5.25: Charakteristik des Einzugsgebietes Iller

Tabelle 5.5.69 veranschaulicht die Gütemaße der Jahresläufe und die Plausibilität der Pegelmessdaten im Niedrigwasser-, Mittelwasser- und Hochwasserbereich.

Nr.	Pegel	Gewässer	Plau Pege	ısibili el für	tät	EZG	PKB /	Güte	maße		Bemerkung	
			NQ	MQ	HQ	km <sup>2</sup>		r2	E	InE		
1	Breitachklamm	Breitach	J	J	J	117	1.00	0.68	0.45	0.51	Stationen IBL	
2	Oberstdorf	Stillach	J	J	J	82	1.00	0.77	0.74	0.55	Stationen IBL	
3	Oberstdorf	Trettach	J	J	J	76	1.00	0.84	0.74	0.73	Stationen IBL	
4	Sonthofen	Iller	J	J	J	388	0.29	0.83	0.75	0.71	Stationen IBL	

Tabelle 5.5.69: Ermittelte Gütemaße der Pegel an der Iller

An den Pegeln Oberstdorf/Trettach und Sonthofen/Iller wurden gute Modelleffizienzen von 0,74 bzw. 0,75 erzielt (logarithmierte Modelleffizienz von 0,73 und 0,71). Am Pegel Breitachklamm/Breitach und am Pegel Oberstdorf/Stillach wurden sowohl für die Modelleffizienz (0,45 bzw. 0,74) als auch die logarithmierte Modelleffizienz (0,51 bzw. 0,55) geringere Werte ermittelt. Die Gütemaße der Simulationen der Hochwasserereignisse mit Nachführung des Wasserdargebots sind in Tabelle 5.5.70 dargestellt. Ebenso sind die gemittelten Gütemaße, bezüglich der simulierten Hochwasserereignisse im Mai 1999, August 2000, August 2002 und August 2005, für jeden Pegel in Tabelle 5.5.70 aufgelistet. Für den Pegel Breitachklamm/Breitach wurden die gemittelten Gütemaße auf Basis der Hochwasserereignisse Mai 1999 und August 2002 berechnet, da das Hochwasser im August 2000 unterhalb von HQ2 lag und die gemessen Abflussganglinie für das Hochwasser im August 2005 als unplausibel eingestuft wurde.

Nr	Pagal	Gowässor	Gütemaße HW	Sütemaße HW-Ereignisse, Mittelwerte				
INI.	гедеі	Cemasser	r2	E	InE	Demerkung		
1	Breitachklamm <sup>*</sup>	Breitach	0.96	0.87	0.90	Stationen IBL		
2	Oberstdorf	Stillach	0.96	0.92	0.88	Stationen IBL		
3	Oberstdorf	Trettach	0.94	0.92	0.93	Stationen IBL		
4	Sonthofen	Iller	0.98	0.95	0.93	Stationen IBL		

Tabelle 5.5.70: Ermittelte Gütemaße der HW-Ereignisse für die an der Iller ausgewählten Pegel

\*: Hochwasserereignis Mai 1999 und August 2002

Die besten Ergebnisse, wurden am Pegel Oberstdorf/Trettach und Sonthofen/Iller erzielt (Gütemaße insgesamt großer als 0,92). Insgesamt wurden für alle Pegel gute bis sehr gute Ereignisse erzielt, dies zeigen auch die in den folgenden Tabellen 5.5.71 und 5.5.72 aufgelisteten ermittelten Gütemaße

Tabelle 5.5.71: Ermittelte Gütemaße der HW-Ereignisse Mai 1999 und August 2000 für die an der Iller ausgewählten Pegel

Nr	Pegel	Gowässor	Gütema	ße HW M	ai 99	Gütema	Be HW A	ug. 00	Bemerkung
INI.	regei	Gewassei	r2	E	InE	r2	E	InE	Demerkung
1	Breitachklamm	Iller	0.97	0.91	0.94	-	-	-	Stationen IBL
2	Oberstdorf	Stillach	0.95	0.94	0.90	0.95	0.91	0.92	Stationen IBL
3	Oberstdorf	Trettach	0.96	0.96	0.96	0.93	0.93	0.94	Stationen IBL
4	Sonthofen	Iller	0.95	0.92	0.93	0.98	0.98	0.98	Stationen IBL

Tabelle 5.5.72: Ermittelte Gütemaße der HW-Ereignisse August 2002 und August 2005 für die an der Iller ausgewählten Pegel

Nr.	Pegel	Gewässer	Gütema	ße HW A	ug. 02	Gütema	Be HW A	Bemerkung	
	regei	Gewassei	r2	E	LnE	r2	E	InE	Demerkung
1	Breitachklamm	Breitach	0.95	0.84	0.86	-	-	-	Stationen IBL
2	Oberstdorf	Stillach	0.97	0.88	0.88	0.98	0.95	0.84	Stationen IBL
3	Oberstdorf	Trettach	0.95	0.95	0.88	0.91	0.85	0.95	Stationen IBL
4	Sonthofen	Iller	0.98	0.93	0.82	0.99	0.98	0.98	Stationen IBL

Wie Anlage D-1 zum Abschlussbericht des Teilprojektes zeigt, wurden am Pegel Breitachklamm/Breitach die Hochwasserereignisse entweder überschätzt (Hochwasser Mai 1999 und August 2002) oder unterschätzt (Hochwasser Oktober 2003). Der Zeitpunkt des Anstiegs der Hochwasserschwelle wurde bei drei der Ereignisse zu spät simuliert. Am Pegel Oberstdorf/Stillach (siehe Anlage D-2) wurde das größte Hochwasserereignis Mai 1999 vom Modell unterschätzt und der Wellenscheitel wurde zu früh simuliert . Während bei den drei weiteren Ereignissen die Höhe des Scheitelwertes zufriedenstellend simuliert wurde, ergaben sich bei allen untersuchten Ereignissen Probleme beim zeitlichen Anstieg der Hochwasserwellen.

Für den Pegel Oberstdorf/Trettach wurden gute Ergebnisse bei der Hochwassersimulation erzielt, dargestellt in der Anlage D-3. Die Scheitelabflüsse wurden in geringem Maße unterschätzt. Bei dem größten Hochwasserereignis im Untersuchungszeitraum, HW August 2005, weist die gemessene Abflussganglinie Fehlwerte im Scheitelbereich auf. Der simulierte stündliche Spitzenwert von LARSIM erreicht ca. 156 m<sup>3</sup>/s, der beobachtete Scheitelabfluss wurde nachträglich auf 138 m<sup>3</sup>/s geschätzt (Quelle: Website Hochwassernachrichtdienst Bayern).

Am Pegel Sonthofen/Iller, wurde der Verlauf der Hochwasserwelle, vor allem bei den sommerlichen Hochwasserereignissen, sehr gut abgebildet. Das größte Hochwasserereignis im August 2005 konnte mit dem Modell fast exakt nachgebildet werden, die größten Abweichungen zwischen der Modellwelle und der gemessenen Hochwasserwelle ergaben sich bei dem Ereignis im März 2002.

## Eichergebnis auf Basis von Stationsniederschlägen Auswahl IFGEOÖKO

Für die vier ausgewählten Pegel an der Iller wurden zusätzlich Simulationen, mit Verwendung der für die Aneichung der Radardaten berücksichtigten Niederschlagstationen durchgeführt. Eine Modellanpassung der Eichparameter war nicht notwendig, da vom IBL und IF-GEOÖKO für die Simulationen der Pegelkontrollbereiche von LARSIM die gleichen Niederschlagsstationen verwendet wurden.

Daher sind die Eichparameter der Simulation mit Stationsniederschlägen Auswahl IFGEOÖ-KO in Tabelle 5.5.73 identisch mit den Eichparametern in Tabelle 5.5.68. Auch differieren die Gütemaße der Simulationen auf Basis der unterschiedlichen Datenkollektiven kaum (siehe Tabelle 5.5.74 und Tabelle 5.5.69).

Nr.	Pegel	Gewässer	KG	beta	EQB	Dmax	EQI	BSF	EQD	A2	EQD2	Tgr
1	Breitachklamm	Breitach	1.28	0.032	10000	5.0	4000	0.10	500	2.0	200	-3.0
2	Oberstdorf	Stillach	0.85	0.015	10000	6.0	6000	0.15	450	1.2	400	-3.0
3	Oberstdorf	Trettach	1.15	0.050	20000	10.0	6000	0.30	2000	1.0	200	-1.5
4	Sonthofen	Iller	0.98	0.020	70000	6.0	6000	0.10	300	1.2	200	-2.0

Tabelle 5.5.73: Ermittelte Eich	nparameter fü	r die	Pegel a	n der II	ler

Tabelle 5.5.74: Ermittelte Gütemaße für die Pegel an der Iller

Nr.	Pegel	Gewässer	Plausibilität Pegel für		EZG	PKB / FZG	Güte	maße		Bemerkung	
			NQ	MQ	HQ	km <sup>2</sup>		R2	E	InE	
1	Breitachklamm	Breitach	J	J	J	117	1.00	0.68	0.44	0.51	Stationen IFGEOÖKO
2	Oberstdorf	Stillach	J	J	J	82	1.00	0.77	0.74	0.55	Stationen IFGEOÖKO
3	Oberstdorf	Trettach	J	J	J	76	1.00	0.84	0.73	0.73	Stationen IFGEOÖKO
4	Sonthofen	Iller	J	J	J	388	0.29	0.83	0.73	0.70	Stationen IFGEOÖKO

Als Beispiel sind in Anlage D-5 und D-6 zum Abschlussbericht des Teilprojektes die Vergleiche zwischen den zwei Varianten der Hochwasserereignisse Mai 1999, August 2000 und August 2005, für den Pegel Oberstdorf/Stillach und für die Hochwasserereignisse Mai 1999, März 2002 und August 2005, für den Pegel Sonthofen/Iller zu finden. Die Simulationen der Hochwasserereignisse wurden mit Nachführung des Wasserdargebots durchgeführt.

## Eichergebnis auf Basis von Radardaten 2009

Die vom IFGEOÖKO erhaltenen Radardaten 2009 für die Iller, erfassen den Zeitraum vom 29.04.2004 bis 01.03.2007, sowie die Hochwasserereignisse März 2002 und August 2002. Das Modell wurde auf Basis der Radardaten vom 29.04.2004 bis 01.03.2007 nachgeeicht. Das Jahr 2004 dient als Einschwingjahr und bei der Ermittlung der Simulationsergebnisse nicht berücksichtigt. Zusätzlich wurden die Hochwasserereignisse, für die entsprechenden Pegel, mit Nachführung des Wasserdargebots berechnet.

In Tabelle 5.5.75 sind die Eichparameter der Jahresläufe für die vier berücksichtigten Pegel angegeben. Im Vergleich zu den Eichparametern der Simulation mit Stationen von IBL (Tabelle 5.5.69), wurde der Wert des Parameters KG, ausgenommen von dem Pegel Sonthofen/Iller, erhöht. Am Pegel Breitachklamm musste der Wert des Parameters KG sogar auf 1,4 gesetzt werden.

Nr.	Pegel	Gewässer	KG	beta	EQB	Dmax	EQI	BSF	EQD	A2	EQD2	Tgr
1	Breitachklamm	Breitach	1.40	0.045	10000	5.00	4000	0.30	500	3.0	200	-3.0
2	Oberstdorf	Stillach	0.95	0.018	10000	6.00	6000	0.15	700	2.0	500	-3.0
3	Oberstdorf	Trettach	1.25	0.05	20000	10.00	6000	0.30	1000	1.0	200	-2.5
4	Sonthofen	Iller	0.95	0.02	70000	6.00	6000	0.10	300	2.0	250	-2.0

Tabelle 5.5.75: Ermittelte Eichparameter für die Pegel an der Iller

In Tabelle 5.5.76 sind die Gütemaße der Simulation verzeichnet. Mit Ausnahme des Pegels Breitachklamm, wurde eine gute Modelleffizienz erreicht, wobei die logarithmierte Effizienz am Pegel Oberstdorf/Stillach und Sonthofen/Iller nur den Wert 0,59 erreichte.

Nr.	Pegel	Gewässer	Plausibilität Pegel für		EZG	PKB / FZG	Gütemaße			Bemerkung	
			NQ	MQ	HQ	km <sup>2</sup>		r2	E	InE	
1	Breitachklamm	Breitach	J	J	J	117	1.00	0.54	-0.43	0.05	Radar 2009
2	Oberstdorf	Stillach	J	J	J	82	1.00	0.86	0.80	0.59	Radar 2009
3	Oberstdorf	Trettach	J	J	J	76	1.00	0.85	0.78	0.79	Radar 2009
4	Sonthofen	Iller	J	J	J	388	0.29	0.85	0.76	0.59	Radar 2009

Tabelle 5.5.76: Ermittelte Gütemaße für die Pegel an der Iller

Hinsichtlich der Simulation der Hochwasserereignisse, wurde eine Zustandsdatei mit den Speicherfüllungen, vor jedem Ereignisbeginn, auf Basis der Niederschlagsstationen Auswahl IBL und entsprechendem Parametersatz IBL erstellt, da nur Radardaten für die jeweiligen Hochwasserzeitraum zur Verfügung standen. Zur Durchführung der Berechnungen für die Hochwasserläufe wurden die Radardaten und der Parametersatz Radar verwendet.

In Anlage D-7 bis D-10 zum Abschlussbericht des Teilprojektes sind für die Pegel an der Iller und für ausgewählte Hochwasserereignisse die Vergleiche zwischen der Simulation mit Radardaten und der Simulation mit Niederschlagsstationen Auswahl IBL bzw. Auswahl IFGE-OÖKO dargestellt.

Am Pegel Breitachklamm/Breitach ergibt sich durch die Verwendung der Radardaten keine deutliche Verbesserung der simulierten Hochwasserereignisse (siehe Darstellung in Anlage D-7, Hochwasser im März 2002 und August 2002). Eine bessere Simulation der gemessenen Hochwasserspitzen wurde am Pegel Oberstdorf/Stillach mit Radardaten für die Hochwasserereignisse August 2002 und August 2005 erzielt, allerdings ergab sich bei dem Ereig-

nis im August 2005 ein größerer Zeitverzug zwischen der gemessenen und der berechneten Ganglinie (Anlage D-8). Während das Ereignis im August 2002 auf Basis beider Niederschlagsvarianten gut simuliert wurde, ergab sich bei dem Ereignis August 2005 ein erheblicher Zeitverzug beim Anstieg der Welle. Dabei ergab sich mit der Variante Radardaten 2009 ein größerer Zeitverzug als auf Basis der Stationsniederschläge. Am Pegel Oberstdorf/Trettach wurden mit Radardaten keine deutliche Verbesserung der Simulationen erzielt (siehe Anlage D-9). Auch für den Pegel Sonthofen/Iller ergaben sich auf Basis der Radardaten 2009 Probleme bei der Modellierung des Anstiegs der Hochwasserwellen (Anlage D-10).

## Eichergebnis auf Basis des erweiterten Bodenmodells

Iller

Sonthofen

Unter Verwendung des erweiterten 4-Komponenten Infiltrationsansatzes wurden für die vier berücksichtigten Pegel an der Iller Simulationen von Jahresläufen und Hochwasserereignissen mit Stationen Auswahl IBL verwendet.

Die ermittelten Eichparameter und die gemittelten Gütewerte der Jahressimulationen sind in Tabelle 5.5.77 bzw. Tabelle 5.5.78 angegeben. Der Anteil an Oberflächenabfluss für die landwirtschaftlichen Nutzungsflächen wurde mit Ausnahme der Feuchtgebiete auf 0,3 [-] gesetzt.

ons	onsansatz													
Nr.	Pegel	Gewässer	KG	beta	EQB	Dmax	EQI	BSF	EQD	EQD2	Tgr	Inf	InfFak	
1	Breitachklamm	Breitach	1.28	0.028	10000	4.0	4000	0.10	320	315	-3.0	500.0	8.0	
2	Oberstdorf	Stillach	0.85	0.0150	10000	6.0	6000	0.15	450	300	-3.0	800.0	8.0	
3	Oberstdorf	Trettach	1.28	0.055	20000	10.0	6000	0.30	3000	250	-2.5	400.0	8.0	

70000 6.0

6000 0.10 300 200

-2.0 800.0

8.0

Tabelle 5.5.77: Ermittelte Eichparameter für die Pegel an der Iller, Simulation mit erweitertem Infiltrationsansatz

Tabelle 5.5.78:	Ermittelte Gütemaße für	die Pegel an der Iller	, Simulation mit	erweitertem Infiltrations-
ansatz				

Nr.	Pegel	Gewässer	Plausibilität Pegel für		EZG	PKB / FZG	Gütemaße			Bemerkung	
			NQ	MQ	HQ	km <sup>2</sup>		r2	E	InE	
1	Breitachklamm	Breitach	J	J	J	117	1.00	0.69	0.59	0.47	Stationen IBL
2	Oberstdorf	Stillach	J	J	J	82	1.00	0.76	0.73	0.54	Stationen IBL
3	Oberstdorf	Trettach	J	J	J	76	1.00	0.78	0.70	0.76	Stationen IBL
4	Sonthofen	Iller	J	J	J	388	0.29	0.82	0.73	0.69	Stationen IBL

1.10 0.02

Die Tabelle 5.5.79, 5.5.80 und 5.5.81 zeigen die gemittelten Gütemaße für alle simulierten Hochwasserereignisse und die Gütemaße für die einzelnen Ereignisse. Beim Vergleich der Simulationen mit einfachem und erweiterten Infiltrationsansatz Tabelle 5.5.73 bis 5.5.76 zeigte sich, dass sich nur am Pegel Breitachklamm/Breitach eine Verbesserung der Güte der Simulation ergeben hat. Am Pegel Breitachklamm/Breitach wurde vor allem beim Ereignis August 2002 die Höhe des Spitzenwerts sehr gut berechnet und der Anstieg des Asts besser abgebildet. Für die anderen drei Pegel an der Iller sind die Simulationen mit erweitertem Infiltrationsansatz insgesamt vergleichbar mit den Simulationen mit einfachem Infiltrationsansatz. An dem Pegel Oberstdorf/Trettach wurde der abfallende Ast der Hochwasserwelle tendenziell mit erweitertem Infiltrationsansatz schlechter berechnet, was zu einer Minderung der gemittelten logarithmierten Güte führt.

Die Anlagen D-11 bis D-14 zum Abschlussbericht des Teilprojektes zeigen für die vier Pegel und für die Hochwasserereignisse Mai 1999 und August 2002, die Vergleiche der Simulationen mit den zwei verschiedenen Infiltrationskonzeptionen, d.h. Modell mit Aufteilungsfaktor A2 (einfaches Infiltrationsansatz) und Modell mit erweitertem Infiltrationsansatz. Am Pegel Breitachklamm/Breitach wurde mit dem erweiterten Infiltrationsansatz die Hochwasserschwellen deutlich besser abgebildet und die Spitzenwerte besser simuliert. An den anderen Pegeln ergaben sich keine wesentlichen Änderungen bei der Modellierung der Hochwasserwellen

Tabelle 5.5.79: Ermittelte Gütemaße der HW-Ereignisse für die an der Iller ausgewählten Pegel, Simulation mit erweitertem Infiltrationsansatz

Nr	Pagal	Gowässor	Gütemaße HW	Bomorkung		
111.	гедеі	Gewassei	r2	E	InE	Demerkung
1	Breitachklamm <sup>*</sup>	Iller	0.98	0.94	0.88	Stationen IBL
2	Oberstdorf	Stillach	0.97	0.91	0.84	Stationen IBL
3	Oberstdorf	Trettach	0.93	0.90	0.84	Stationen IBL
4	Sonthofen	Iller	0.97	0.97	0.95	Stationen IBL

\*: Hochwasserereignis Mai 1999 und August 2002

Tabelle 5.5.80: Ermittelte Gütemaße der HW-Ereignisse Mai 1999 und August 2000 für die an der Iller ausgewählten Pegel, Simulation mit erweitertem Infiltrationsansatz

Nr	Pegel	Gewässer	Gütema	ße HW M	ai 99	Gütema	Bomorkung		
INI.	regei		r2	E	InE	r2	E	InE	Demerkung
1	Breitachklamm	Iller	0.98	0.96	0.95	-	-	-	Stationen IBL
2	Oberstdorf	Stillach	0.95	0.94	0.90	0.95	0.90	0.91	Stationen IBL
3	Oberstdorf	Trettach	0.95	0.94	0.92	0.92	0.89	0.86	Stationen IBL
4	Sonthofen	Iller	0.97	0.95	0.95	0.97	0.97	0.98	Stationen IBL

Tabelle 5.5.81:Ermittelte Gütemaße der HW-Ereignisse August 2002 und August 2005 für die an der Iller aus-<br/>gewählten Pegel. Simulation mit erweitertem Infiltrationsansatz

Nr	Peael	Gowässor	Gütema	ße HW A	ug. 02	Gütema	Se HW A	Bomorkung	
111.	regei	Gewassei	r2	E	InE	r2	E	InE	Demerkung
1	Breitachklamm	Iller	0.97	0.92	0.81	-	-	-	Stationen IBL
2	Oberstdorf	Stillach	0.99	0.85	0.71	0.99	0.95	0.85	Stationen IBL
3	Oberstdorf	Trettach	0.90	0.89	0.73	0.94	0.89	0.87	Stationen IBL
4	Sonthofen	Iller	0.97	0.96	0.90	0.98	0.98	0.97	Stationen IBL

## 5.5.5.3 Vorhersagetests

Im Rahmen der Vorhersagetests für die Iller wurden unter Einsatz der operationellen Optimierungsverfahren, Vorhersagen auf Basis gemessener Niederschläge für die vier berücksichtigten Pegel durchgeführt. Die untersuchten Modellvarianten sind in Tabelle 5.5.82 verzeichnet.

Tabelle 5.5.82: Berechnete Varianten für die Vorhersagetests für die Pegel an der Iller

Varianten	Modellkonfiguration	
Niederschlag	4-Komp. Mit A2	4-Komp. InfKap.
Stationen IBL	Х	Х
Stationen IFGEOÖKO	Х	
Radardaten 2009	Х	

Die Optionen für die Vorhersagetests wurden mit der LUBW abgestimmt und entsprechen den derzeit aktuellen Optionen der operationellen Umgebung. Für den Vorhersagezeitraum wurde eine Dauer von 78h gewählt.

Um den Zustand der Gebietsspeicher zu ermitteln und im Zuge der Auswertung, wurde jeweils eine Zustandsdatei drei Tage vor Beginn des Ereignisses auf Basis der jeweils gültigen Modellparameter erzeugt. Vorhersagetests wurden für zwei Ereignisse im Mai 1999 und die Ereignisse August 2000, März 2002, August 2002 und August 2005 durchgeführt. Insgesamt wurden Vorhersagetests für folgende Perioden durchgeführt und ausgewertet.

- 08.05.1999 00:00 16.05.1999 00:00
- 17.05.1999 00:00 24.05.1999 00:00
- 03.08.2000 00:00 08.08.2000 00:00
- 16.03.2002 12:00 24.03.2002 00:00
- 07.08.2002 00:00 14.08.2002 00:00
- 19.08.2005 00:00 25.08.2005 00:00

Die aus den Vorhersagetests mit dem Programm GMD\_VHS\_GUETE extrahierten zusammenhängenden Vorhersageganglinien für unterschiedliche Vorhersagezeitpunkte (1, 3, 6, 12, 24, 48 und 72 Stunden) und die unterschiedlichen Modellvarianten sind zunächst in Anlagen D-15 bis D-56 dargestellt. Für jeden Pegel sind ausgewählte Hochwasserereignisse im Simulationszeitraum abgebildet:

- Pegel Breitachklamm/Breitach: HW Mai 1999, HW März 2002 und HW August 2002
- Pegel Oberstdorf/Stillach: HW Mai 1999, HW August 2000 und HW August 2005
- Pegel Oberstdorf/Trettach: HW Mai 1999, HW August 2000 und HW August 2002
- Pegel Sonthofen/Iller: HW Mai 1999, HW August 2002 und HW August 2005

Vorhersagetests mit Radardaten 2009 wurden nur für die Hochwasserereignisse im August 2000, März 2002, August 2002 und August 2005 durchgeführt. Für die zwei Hochwasserereignisse im Mai 1999 standen keine Radardaten zur Verfügung.

Jeweils für jeden Pegel sind in der Tabelle 5.5.83 bis 5.5.86 die mittleren prozentualen Abweichungen für die unterschiedlichen Vorhersagedauern aufgelistet. Das Fehlermaß wurde für alle verfügbaren Wertepaare ermittelt (Fall 0), wobei die Auswertung der Simulation mit Radardaten 2009 nur den oben genannten Ereignissen entspricht. An jedem Pegel unterschieden sich die mittleren prozentualen Abweichungen der Vorhersagen mit den Stationsniederschlägen Auswahl IBL bzw. Auswahl IFGEOÖKO kaum, weil von beiden fast identische Stationen betrachtet wurden. Die mittleren prozentualen Abweichungen sind in Bild 5.5.26 bis 5.5.29 graphisch dargestellt.

Variante		Mittlere prozentuale Abweichung (%) für unterschiedliche Vorhersagedauern								
		3 h	6 h	12 h	24 h	48 h	72 h			
4-Komp. mit A2, Stationen IBL	4.7	11.5	17.7	21.1	26.4	29.9	33.7			
4-Komp. InfKap., Stationen IBL	4.9	11.8	17.8	22.0	27.9	33.1	36.7			
4-Komp. mit A2, Stationen IFGEOÖKO	4.7	11.5	17.6	21.2	26.4	29.8	33.5			
4-Komp. mit A2, Radardaten 2009*	6.2	15.4	24.2	29.3	40.4	50.7	59.4			

Tabelle 5.5.83: Mittlere prozentuale Abweichung für unterschiedliche Vorhersagedauern für den Pegel Breitachklamm/Breitach

\*: die zwei Hochwasserereignisse im Mai 1999 wurden bei dieser Aufstellung nicht berücksichtigt

Bei der Auswertung der Vorhersagen am Pegel Breitachklamm/Breitach ist zu beachten, dass auch das Hochwasserereignis August 2005, dessen gemessene Ganglinie unplausibel erschien, mitberücksichtigt wurde.

Die größten Abweichungen bei den Vorhersagetests für den Pegel Breitachklamm/Breitach ergaben sich auf Basis der Radardaten. Dies zeigte sich schon bei den 1-Stundenvorhersagen (siehe Bild 5.5.26). Die Abweichungen zwischen gemessenen und vorhergesagten Abflusswerten auf Grundlage des erweiterten Infiltrationsansatzes, sind vergleichbar mit denen aus der Simulation mit einfachem Infiltrationsansatz. Auch am Pegel Oberstdorf/Stillach (siehe Tabelle 5.5.84) ergeben sich die größeren mittleren prozentualen Abweichungen, bei Vorhersagen mit Radardaten, ab der 6-Stundenvorhersage (siehe Bild 5.5.27). Die Ergebnisse der Vorhersagen mit erweitertem Infiltrationsansatz unterscheiden sich kaum von den Vorhersagen mit einfachem Infiltrationsansatz.

Variante		Mittlere prozentuale Abweichung (%) für unterschiedliche Vorhersagedauern								
		3 h	6 h	12 h	24 h	48 h	72 h			
4-Komp. mit A2, Stationen IBL	4.0	8.6	12.8	17.1	21.2	22.8	23.5			
4-Komp. InfKap., Stationen IBL	4.0	8.6	13.0	17.4	21.0	22.2	22.0			
4-Komp. mit A2, Stationen IFGEOÖKO	4.0	8.6	12.8	17.1	21.3	23.1	23.8			
4-Komp. mit A2, Radardaten 2009*	4.5	8.5	13.6	19.1	24.1	31.0	35.8			

Tabelle 5.5.84: Mittlere prozentuale Abweichung unterschiedlicher Vorhersagedauern für den Pegel Oberstdorf/Stillach

\*: die zwei Hochwasserereignisse im Mai 1999 wurden bei dieser Aufstellung nicht berücksichtigt



Bild 5.5.26: Mittlere prozentuale Abweichung unterschiedlicher Vorhersagedauern für den Pegel Breitachklamm/Breitach anhand der Vorhersagetests mit verschiedenen Datenkollektiven und Infiltrationsansetzen (\*: ohne die zwei Hochwasserereignisse im Mai 1999)



Bild 5.5.27: Mittlere prozentuale Abweichung unterschiedlicher Vorhersagedauern für den Pegel Oberstdorf/Stillach anhand der Vorhersagtests mit verschiedenen Datenkollektiven und Infiltrationsansätzen (\*: ohne die zwei Hochwasserereignisse im Mai 1999)

Im Gegensatz zu den anderen Pegeln treten die höchsten mittleren prozentualen Abweichungen am Pegel Oberstdorf/Trettach unter Verwendung des erweiterten Infiltrationsansatz auf, wie Tabelle 5.5.85 und Bild 5.5.28 zeigen. Bei dem 72-Stundenvorhersagen liefern die Radardaten die besten Vorhersagen.

Tabelle 5.5.85: Mittlere prozentuale Abweichung unterschiedlicher Vorhersagedauern für den Pegel Oberstdorf/Trettach

Variante		Mittlere prozentuale Abweichung (%) für unterschiedliche Vorhersagedauern								
	1 h	3 h	6 h	12 h	24 h	48 h	72 h			
4-Komp. mit A2, Stationen IBL	3.7	6.9	10.6	15.5	19.7	25.5	27.3			
4-Komp. InfKap., Stationen IBL	4.1	8.8	15.1	24.2	34.1	42.4	46.7			
4-Komp. mit A2, Stationen IFGEOÖKO	3.7	6.9	10.5	15.4	19.3	24.6	26.0			
4-Komp. mit A2, Radardaten 2009*	4.9	9.2	13.1	18.7	27.3	26.9	24.4			

\*: die zwei Hochwasserereignisse im Mai 1999 wurden bei dieser Aufstellung nicht berücksichtigt



Bild 5.5.28: Mittlere prozentuale Abweichung unterschiedlicher Vorhersagedauern für den Pegel Oberstdorf/Trettach anhand der Vorhersagtests mit verschiedenen Datenkollektiven und Infiltrationsansätzen (\*: ohne die zwei Hochwasserereignisse im Mai 1999)

Am Pegel Sonthofen wurden die niedrigsten Abweichungen zwischen gemessen und vorhergesagten Abflüssen erzielt (siehe Bild 5.5.29). Bis zu den 3-Stundenvorhersagen gibt es kaum Unterschiede bei den Vorhersagen mit den verschiedenen Ansätzen. Bei den langen Vorhersagedauern ergaben sich auf Basis der Radardaten die größten mittleren prozentualen Abweichungen (Tabelle 5.5.86).

Tabelle 5.5.86: Mittlere prozentuale Abweichung unterschiedlicher Vorhersagedauern für den Pegel Sonthofen/Iller, \* die zwei Hochwasserereignisse im Mai 1999 wurden bei dieser Aufstellung nicht berücksichtigt

Variante		Mittlere prozentuale Abweichung (%) für unterschiedliche Vorhersagedauern								
	1 h	3 h	6 h	12 h	24 h	48 h	72 h			
4-Komp. mit A2, Stationen IBL	1.8	4.3	7.6	11.3	14.2	15.8	17.5			
4-Komp. InfKap., Stationen IBL	1.8	4.5	8.4	13.5	17.5	20.3	22.1			
4-Komp. mit A2, Stationen IFGEOÖKO	1.8	4.3	7.6	11.2	14.1	15.8	17.5			
4-Komp. mit A2, Radardaten 2009*	2.0	4.7	8.6	13.8	19.1	23.2	27.2			

In den Anlagen D-57 bis D-84 zum Abschlussbericht des Teilprojektes sind die Ergebnisse der Vorhersagetests für ausgewählte Hochwasserereignisse dargestellt. Aus Gründen der Auflösbarkeit, wurden in diesen Anlagen nicht alle im Einstunden-Rhythmus erstellten Vorhersagen grafisch dargestellt, sondern es wurden exemplarisch Vorhersagen ausgewählt, die an charakteristischen Punkten der gemessenen Hochwasserganglinie aufsetzen. Dabei sind die vorhergesagten Abflussganglinien farbig, die gemessenen Ganglinien grau dargestellt.



Bild 5.5.29: Mittlere prozentuale Abweichung unterschiedlicher Vorhersagedauern für den Pegel Sonthofen/Iller anhand der Vorhersagtests mit verschiedenen Datenkollektiven und Infiltrationsansätzen (\*: ohne die zwei Hochwasserereignisse im Mai 1999)

## Vorhersagen für den an der Iller berücksichtigten Pegel auf Basis der Stationsniederschläge

Die Vorhersagen mit Stationsniederschlägen Auswahl IBL und Auswahl IFEGOÖKO führen zu den gleichen Ergebnissen, da fast die gleichen Stationen für die zwei Datenkollektive verwendet wurden. Daher wird in der folgenden Beschreibung nur auf die Vorhersagen mit von IBL ausgewählten Niederschlagstationen Bezug genommen.

## Pegel Breitachklamm/Breitach

Hinsichtlich der dargestellten Hochwasserereignisse, d.h. Hochwasser Mai 1999 und März 2002 (siehe Anlagen D-57 und D-58 zum Abschlussbericht des Teilprojektes) wurden am Pegel Breitachklamm/Breitach unterschiedliche Ergebnisse erzielt. Bei dem Ereignis im Mai 1999 wird zu einem sehr frühen Vorhersagezeitpunkt der Anstieg der Hochwasserschwelle vorhergesagt, der Scheitelwert der Hochwasserwelle wird gut reproduziert, jedoch erfolgt der Anstieg der Welle zu spät. Zu Vorhersagezeitpunkten am ansteigenden Ast wird zwar der Anstieg zeitlich gut vorhergesagt, aber der Scheitelwert wird überschätzt. Dagegen konnte bei dem Hochwasserereignis März 2002 der Anstieg der Schwelle zu einem sehr frühen Vorhersagezeitpunkt gut vorhergesagt werden. Der Abflussscheitelwert der Welle wird auch zu Vorhersagezeitpunkten, die im Bereich des ansteigenden Astes der Welle liegen, unterschätzt. Wenige Stunden vor Erreichen des Maximums wird der Scheitelabfluss bei den Vorhersagen zu hoch geschätzt.

Bei den Vorhersagen der Hochwasser im August 2002 und Oktober 2003 ergeben sich unterschiedliche Ergebnisse. Der Spitzenwert im August 2002 wird zu Vorhersagezeitpunkten am ansteigenden Ast der Welle überschätzt und erst kurz vor Erreichen des Scheitelpunktes korrekt vorhergesagt. Der Spitzenwert im Oktober 2003 bei den Vorhersagen deutlich unterschätzt. Mit erweitertem Infiltrationsansatz (siehe Anlage D-60) wird der Anstieg der Hochwasserschwelle im Mai 1999 ebenfalls zu spät vorhergesagt und der Scheitelwert der Welle unterschätzt. Der Scheitelabfluss im März 2002 wird nur zu einem sehr späten Vorhersagezeitpunkt richtig vorhergesagt. Bei den Hochwasserereignissen im August 2002 und Oktober 2003 werden die Scheitelabflüsse zu allen Vorhersagezeitpunkten deutlich unterschätzt.

## Pegel Oberstdorf/Stillach

Bei dem Hochwasserereignis Mai 1999 wurde der Zeitpunkt des Anstiegs der Hochwasserschwelle bei den Vorhersagen zunächst zeitlich gut getroffen, dann aber erfolgt der Anstieg der Vorhersagen zu schnell und es ergeben sich große zeitliche Differenzen zische den gemessenen und vorhergesagten Abflussganglinien (siehe Anlagen D-61 und D-62). Das Ereignis im August 2005 wurde nur bei sehr späten Vorhersagezeitpunkten kurz vor dem Scheitelpunkt der Welle korrekt vorhergesagt, ansonsten wird das Ereignis bei allen anderen Vorhersagezeitpunkten in großem Maße überschätzt. (siehe Anlage D-61).

Für die Hochwasserereignisse August 2000 und August 2002 konnte der Verlauf der Hochwasserschwelle zu sehr frühen Vorhersagezeitpunkten gut reproduziert werden. Der Scheitelabfluss wird im August 2000 bei Vorhersagezeitpunkten kurz vor dem Erreichen des Scheitelabfluss unterschätzt.

Anlage D-64 zeigt, dass die Vorhersagen, die mit dem erweitertem Infiltrationsansatz erstellt wurden, vergleichbar sind mit den entsprechenden Vorhersagen mit einfachem Infiltrationsansatz. Dies gilt für die Hochwasserereignisse im Mai 1999 und August 2005 als auch für die kleineren Ereignisse im August 2000 und August 2002.

## Pegel Oberstdorf/Trettach

Die Ergebnisse der Vorhersagen sind in Anlage D-65 (Anlage D-66 für die Vorhersagen mit Stationsniederschläge IFGEOÖKO) für die Hochwasserereignisse Mai 1999 und August 2002 dargestellt. In beiden Fällen wird der Zeitpunkt des Anstiegs zeitlich gut vorhergesagt. Der Scheitelwert der Hochwasserwellen wird bei den Vorhersagen unterschätzt. Schlecht vorhergesagt konnte das Ereignis im August 2002 werden, der Scheitelabfluss wurde bei allen Vorhersagen in großem Maße unterschätzt

Eine leichte Überschätzung des Scheitelabflusses ergibt sich auch bei den Vorhersagen des Hochwasserereignisses August 2000. Der Anstieg der Welle wird jedoch zu sehr frühen Vorhersagezeitpunkten sehr gut vorhergesagt. Auch für den Pegel Oberstdorf/Trettach ergeben sich bei Verwendung des erweiterten Infiltrationsansatz (Anlage D-68) für die berücksichtigten Ereignisse keine bedeutsamen Unterschiede im Vergleich zu den Vorhersagen mit einfachem Infiltrationsansatz.

## Pegel Sonthofen/Iller

Bei dem Ereignis im Mai 1999 wird der Anstieg der Hochwasserwelle bei sehr frühen Vorhersagezeitpunkten zu spät vorhergesagt. Wie Anlagen D-69 und D-70 zeigen, wird jedoch das größte Ereignis im August 2005, am Pegel Sonthofen sehr gut vorhergesagt.

Bei den anderen vorhergesagten Hochwasserereignissen ergeben sich unterschiedliche Ergebnisse: Der zweite Anstieg der Hochwasserwelle Anfang Mai 1999, wird zu spät vorhergesagt und der dritte Anstieg der Hochwasserwelle wird unterschätzt. Der Verlauf der Hochwasserschwelle im August 2000 wird gut vorhergesagt, der Scheitelwert jedoch überschätzt und etwas zu früh vorhergesagt. Die Hochwasserereignisse im März 2002 und August 2002 werden hinsichtlich des Anstiegs der Schwelle und des Scheitelabflusses sehr gut vorhergesagt.

Im Rahmen der Vorhersagen mit erweitertem Infiltrationsansatz ergeben sich für die Hochwasserereignisse Anfang Mai 1999 und März 2002 kaum Unterschiede zu den Vorhersagen mit dem bisherigen Modellansatz. Die Scheitelwerte der Ereignisse August 2000 und August 2005 werden besser reproduziert (siehe Anlage D-72). Bei den Hochwasserereignissen Mai 1999 (Anlage D-72) und August 2002 werden die Scheitelabflüsse bei den Vorhersagen etwas unterschätzt.

## Vorhersagen für den an der Iller berücksichtigten Pegel auf Basis von Radardaten 2009

Mit Radardaten 2009 wurden Vorhersagetests für die Hochwasserereignisse August 2000, März 2002, August 2002 und August 2005 durchgeführt.

## Pegel Breitachklamm/Breitach

Durch die Verwendung der Radardaten für die Vorhersagen, ergibt sich am Pegel Breitachklamm/Breitach keine Verbesserung der Ergebnisse. Wie bei der Vorhersagen mit Stationsniederschlägen werden die Abflussscheitelwerte der Hochwasser im März 2002 (siehe Anlage D-59 zum Abschlussbericht des Teilprojektes) und August 2002 zu Vorhersagezeitpunkten während des Anstiegs der Schwelle deutlich unterschätzt. Die Höhe des Scheitelabflusses kann auf Basis der Radardaten nur sehr spät vorhergesagt werden.

## Pegel Oberstdorf/Stillach

Die Ergebnisse für den Pegel Oberstdorf/Stillach auf Basis von Radardaten sind vergleichbar mit den Ergebnissen der Vorhersagen mit Stationsniederschlägen. Die Scheitelwerte der Hochwasserereignisse August 2000 und August 2002 werden unterschätzt. Bei dem Ereignis im August 2005 (siehe Anlage D-63) wird der Scheitelwert in großem Maße überschätzt und nur zu sehr späten Vorhersagezeitpunkten kann das Ereignis gut vorhergesagt werden.

## Pegel Oberstdorf/Trettach

Die Vorhersageergebnisse für den Pegel Oberstdorf/Trettach konnten durch die Verwendung von Radardaten nicht verbessert werden. Untersucht wurden das Ereignis im August 2002 (siehe Anlage D-67). Wie bei den Vorhersagen mit Stationsniederschlägen wird der Anstieg der Hochwasserwelle unterschätzt und nur bei späten Vorhersagezeitpunkten wird der Verlauf der Hochwasserwelle gut getroffen.

## Pegel Sonthofen/Iller

Anlage D-71 zeigt die Vorhersagen des Hochwasserereignisses August 2005 auf Basis von Radardaten. Wie sich bereits bei den Vorhersagen mit Stationsniederschlägen gezeigt hat, wird der Scheitelwert bei Vorhersagezeitpunkten am ansteigenden Ast überschätzt. Die Höhe des Scheitelwertes der Welle kann erst sehr spät vorhergesagt werden.

Bei den Vorhersagen der Hochwasserereignisse August 2000, März 2002 und August 2002 werden die Scheitelabflüsse der Hochwasserwellen im Vergleich zu den gemessenen Wellenscheiteln zu niedrig vorhergesagt.

Insgesamt werden durch die Verwendung der Radardaten für die Vorhersagen keine bedeutsamen Verbesserungen der Ergebnisse erzielt.

## 5.5.5.4 Nachführung regionalisierter Schneemessungen in LARSIM

Ein weiteres Ziel der Untersuchungen im Einzugsgebiet der Iller war die Beantwortung der Frage, ob sich die Abflusssimulation während schneeschmelzbeeinflusster Hochwasserereignisse durch eine Nachführung von regionalisierten Punktmessungen des Schneewasseräquivalents (SWE) im Modell verbessern lässt.

Die Regionalisierung von SWE-Punktmessungen wurde mit dem Programm HVZ\_KT3D (mittels "External Drift Kriging" mit der Höhe als externe Variable) durchgeführt. Mithilfe des Programms HVZ\_SCHNEE\_OPTI wurden die regionalisierten Schneezustände in eine Zustandsdatei, in der alle modellinternen Speicherfüllungen für einen bestimmten Zeitpunkt abgespeichert sind, übertragen und anschließend von LARSIM eingelesen. Anhand eines Vergleichs von Abflusssimulationen während schneeschmelzbeeinflusster Ereignisse, die einmal mit und einmal ohne Schneenachführung erstellt wurden, können Aussagen zur Wirksamkeit der Schneenachführung getroffen werden. Die Programme HVZ\_KT3D und HVZ\_SCHNEE\_OPTI wurden vom Wasserwirtschaftsamt Kempten zur Verfügung gestellt.

Insgesamt wurden für die Regionalisierung Daten von 18 Messstationen für das Schneewasseräquivalent berücksichtigt. Die Stationen liegen teils innerhalb des Untersuchungsgebietes, teils in einem Umkreis von bis zu ca. 50 km um das Einzugsgebiet der Oberen Iller.

Die Auswahl der Zeitpunkte für die Regionalisierung der Schneedaten und die Übertragung in das Modell ist von der Verfügbarkeit gemessener SWE-Daten an den jeweiligen Tagen beeinflusst. Für die Zeit vor dem Winter 2004/05 liegen zwar einerseits insgesamt nur relativ wenig SWE-Messungen vor, andererseits traten die höchsten schneeschmelzbeeinflussten Hochwasserereignisse im Untersuchungszeitraum in der Periode vor 2004 auf (z.B. Mai 1999 und März 2002).

Die Auswahl der Zeitpunkte für die Regionalisierung stellt somit einen Kompromiss zwischen den größten Ereignissen und der Datenverfügbarkeit dar. Bei geringeren Messdichten erhöht sich die Unsicherheit der Regionalisierung. Dies muss beim Vergleich der Abflusssimulationen mit und ohne Schneenachführung berücksichtigt werden.

Der Vergleich der Abflusssimulationen wurde für drei ausgewählte schneeschmelzbeeinflusste Hochwasserereignisse für alle vier kalibrierten Pegeln an der Oberen Iller durchgeführt. Dabei wurden jeweils zwei Varianten gerechnet: Zum einen wurden Simulationen auf Basis des einfachen Infiltrationsansatzes durchgeführt, zum anderen wurde mit dem erweiterten Infiltrationsansatz gerechnet. Der Modellantrieb erfolgte jeweils mit Stationsniederschlägen Auswahl IBL.

Folgende Zeitpunkte, die jeweils vor dem Beginn der untersuchten Hochwasserereignisse liegen, wurden für die Schneenachführung ausgewählt (in Klammern ist die Anzahl der für diesen Zeitpunkt für die Regionalisierung zur Verfügung stehenden SWE-Stationen angegeben):

- 22.03.1999 (6 Stationen)
- 25.02.2002 (6 Stationen)
- 20.03.2006 (14 Stationen)

Die Ergebnisse des Vergleichs der Simulationen werden nachfolgend für die einzelnen Pegel kurz diskutiert. In den Anlagen D-73 bis D-84 sind die gemessenen (grau) und die mit (rot) und ohne Schneenachführung (schwarz) simulierten Abflussganglinien für alle Pegel und Ereignisse graphisch dargestellt. Dabei sind auf einer Seite jeweils die Simulationen auf Grundlage des einfachen Infiltrationsansatzes (oben) den Modellergebnissen mit erweitertem Infiltrationsansatz (unten) gegenübergestellt.

## Pegel Breitachklamm/Breitach

Für den Pegelkontrollbereich Breitachklamm/Breitach ergeben sich für den Zeitpunkt der Schneenachführung im Frühjahr 1999 offenbar insgesamt niedrigere Schneewasseräquivalente aus der Regionalisierung als aus der LARSIM-internen Schneesimulation. Die Abflüsse, die aus dem Abschmelzen der Schneedecke resultieren, verringern sich in der untersuchten Periode, wenn die ursprünglich simulierte Schneedecke durch die regionalisierten Schneemessungen ersetzt werden (Anlagen D-73).

Bei den Wellenscheiteln ist der Unterschied relativ gering. Größere Unterschiede treten vor allem während der vorangehenden und nachfolgenden Mittelwasserperioden auf. Hier ver-

schlechtert sich die Simulation durch die Schneenachführung allgemein. Dies gilt sowohl für den einfachen als auch für den erweiterten Infiltrationsansatz.

Im März 2002 sind die Unterschiede zwischen den Simulationen mit und ohne Schneenachführung in allen Abflussbereichen relativ gering (Anlagen D-74). Die Nachführung führt hier generell zu einer Erhöhung der simulierten Abflüsse.

Zum Zeitpunkt der Schneenachführung im Frühjahr 2006 werden vom Modell im Vergleich zur Regionalisierung insgesamt höhere Schneedecken simuliert, wie sich aus der Verringerung der Abflüsse nach Durchführung der Schneenachführung erkennen lässt (Anlagen D-75).

Beim einfachen Infiltrationsansatz führt dies zu einer leichten Verbesserung in der Berechnung des Abflussmaximums im Untersuchungszeitraums, wohingegen beim erweiterten Bodeansatz das Maximum etwas schlechter berechnet wird. Während der Mittelwasserperioden führt die Nachführung insgesamt zu einer Verringerung der Simulationsgüte.

## Pegel Oberstdorf/Stillach

Analog zum Pegelkontrollbereich Breitachklamm/Breitach ergeben sich auch für Oberstdorf/Stillach für die Schmelzperiode im Frühjahr 1999 niedrigere Abflüsse aus den nachgeführten Schneezuständen als aus der LARSIM-internen Schneesimulation (Anlagen D-76). Bei den Hochwasserscheiteln sind die Unterschiede gering, in der Mittelwasserperiode Ende Mai/Anfang Juni sind die Unterschiede deutlicher. Durch die Nachführung werden in dieser Schmelzperiode keine Verbesserungen in der Abflusssimulation erreicht.

Im März 2002 führt die Übertragung der regionalisierten Schneedaten in das Modell zu einer Erhöhung des schneeschmelzbeeinflussten Hochwasserscheitels. Dadurch verschlechtert sich die Hochwassersimulation sowohl mit einfachem als auch mit erweitertem Infiltrationsansatz (Anlagen D-77).

Das Ereignis Ende Mai 2006 wird mit nachgeführten Schneezuständen etwas besser berechnet als mit der modellinternen Schneesimulation (Anlagen D-78). Ohne Schneenachführung wird der Hochwasserscheitel mit beiden Infiltrationsansätzen deutlich unterschätzt. Durch die Nachführung der regionalisierten Schneedaten erhöht sich offenbar die Schneerücklage im Modell und damit das für die Schneeschmelze verfügbare Wasservolumen. Der Hochwasserscheitel wird zwar trotzdem noch unterschätzt, die Differenz zwischen gemessenem und berechnetem Maximum hat sich jedoch verringert.

## Pegel Oberstdorf/Trettach

Die Nachführung der Schneezustände im Modell führt im Mai 1999 zu einer allgemeinen Verringerung der Abflüsse während der Schmelzperiode. Dadurch verschlechtert sich die Simulation des Hochwasserscheitels der Hauptwelle. Demgegenüber wurden in den vorangehenden und der sich an das Ereignis anschließenden Mittelwasserperioden deutliche Verbesserungen in der Simulationsgüte erzielt (Bild 5.5.30 und Anlagen D-79).

Im März 2002 führt die Nachführung der Schneezustände zu einer Erhöhung des Scheitelabflusses des schneeschmelzbeeinflussten Ereignisses, wodurch sich die Simulationsgüte mit beiden getesteten Infiltrationsansätzen verschlechtert (Anlagen D-80). Generell wird der Hochwasserscheitel mit und ohne Schneenachführung deutlich unterschätzt.

Ähnlich wie beim Pegel Oberstdorf/Stillach wird das Ereignis Ende Mai 2006 vom Modell unterschätzt. Die auf Basis der nachgeführten Schneedaten berechneten schneeschmelzbeeinflussten Abflüsse sind generell höher als die Abflüsse die auf Grundlage der modellintern berechneten Schneedecke simuliert werden (Bild 5.5.31 und Anlagen D-81). Während der Mittelwasserperioden führt dies insgesamt zu einer Überschätzung der Abflüsse, wohingegen


die Hochwasserscheitel mit beiden Bodenansätzen immer noch deutlich zu niedrig simuliert werden.

Bild 5.5.30: Abflusssimulation während der Schneeschmelzperiode im Mai 1999 für den Pegel Oberstdorf/Trettach mit LARSIM-interner Schneesimulation (schwarz) sowie mit nachgeführten Schneezuständen (rot). Simulation mit einfachem Infiltrationsansatz und Stationsniederschlägen IBL.

## Pegel Sonthofen/Iller

Die aus der Schneenachführung resultierende Verringerung der Abflüsse bei der Hauptwelle im Mai 1999 führt beim einfachen Infiltrationsansatz zu einer verbesserten Simulation des Scheitelwertes (Anlagen D-82). Mit dem erweiterten Infiltrationsansatz werden die Abflüsse in der untersuchten Schmelzperiode auf Basis der nachgeführten Schneedaten insgesamt weniger gut simuliert als beim Modellauf ohne Schneenachführung.

Im März 2002 wir das Ereignis auf Basis der nachgeführten Schneezustände mit beiden Infiltrationsansätzen jeweils besser simuliert als beim Modelllauf ohne Schneenachführung (Anlagen D-83). In der ursprünglichen Simulation ohne Nachführung werden die Scheitel vom Modell unterschätzt. Durch die Übertragung der regionalisierten Schneezustände ins Modell erhöhen sich offenbar die Schneedecken im Modell, was zu einer Verringerung der Differenz zwischen simuliertem und gemessenem Maximum des schneeschmelzbeeinflussten Ereignisses führt.



Bild 5.5.31: Abflusssimulation während der Schneeschmelzperiode Mai/Juni 2006 für den Pegel Oberstdorf/Trettach mit LARSIM-interner Schneesimulation (schwarz) sowie mit nachgeführten Schneezuständen (rot). Simulation mit einfachem Infiltrationsansatz und Stationsniederschlägen IBL.

Bei der betrachteten Schneeschmelzperiode im Frühjahr 2006 sind die Unterschiede zwischen den Simulationen mit und ohne Schneenachführung generell gering. Dies gilt sowohl für den Modellauf mit einfachem als auch mit erweitertem Infiltrationsansatz (Anlagen D-84).

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass bei den untersuchten Ereignissen und Pegeln die Nachführung von regionalisierten Schneezuständen in das Modell zu keiner generellen Verbesserung bei der Hochwassersimulation führt. Je nach betrachtetem Ereignis und Pegel können sich die Simulationen verbessern oder verschlechtern.

Beim größten Ereignis im Mai 1999 ergeben sich für das Modellgebiet für den Zeitpunkt der Schneenachführung offenbar aus der Regionalisierung insgesamt höhere Schneedecken als in der modellinternen Simulation, erkennbar an der Verringerung der simulierten Abflüsse nach Übertragung der regionalisierten Schneezustände in das Modell.

Die Unterschiede zwischen den Simulationen mit und ohne Schneenachführung sind hierbei für die Mittelwassersituationen deutlich größer als für die Hochwasserwellen. Dies ist ein Indiz dafür, dass beim betrachteten Ereignis neben der Schneeschmelze der Niederschlagsinput in flüssiger Form ein maßgeblicher Faktor für die Entstehung des Hochwassers ist.

Auf Basis der nachgeführten Schneedaten ergeben sich für das Ereignis im März 2002 generell höhere Scheitelabflüsse im Vergleich zur Simulation ohne Nachführung. Für die meisten Pegel bedeutet dies eine Verschlechterung der Hochwassersimulation.

Für den Zeitpunkt der Nachführung im Frühjahr 2006 treten teilgebietsspezifische Unterschiede zwischen den regionalisierten Punktmessungen und der modellinternen Schneesimulation auf. Während sich für den Pegelkontrollbereich Breitachklamm/Breitach aus der Regionalisierung offenbar niedrigere Schneedecken als in der Simulation ergeben (Verringerung der Abflüsse nach der Schneenachführung), werden für die Pegelkontrollbereiche Oberstdorf/Stillach und Oberstdorf/Trettach im Vergleich zur Regionalisierung geringere Schneemengen simuliert (Erhöhung der Abflüsse nach der Schneenachführung).

Bei den drei Kopfpegeln wird durch die Schneenachführung insgesamt eine Verbesserung in der Simulation der Hochwasserwelle erzielt, wohingegen die Mittelwasserabflüsse oftmals weniger gut simuliert werden als ohne Nachführung. Auf den Abfluss am Pegel Sonthofen/Iller bezogen, gleichen sich die lokalen Unterschiede zwischen Schneesimulation und Regionalisierung im oberen Teil des Einzugsgebietes offenbar wieder aus, wie aus den sehr ähnlichen Simulationen mit und ohne Schneenachführung ersichtlich wird.

In der überwiegenden Anzahl der Fälle scheinen die von LARSIM simulierten Schneezustände die Realität im Einzugsgebiet nicht schlechter zu repräsentieren als die regionalisierten SWE-Punktmessungen. Der Abfluss dient hierbei als integraler Indikator für die Situation im Einzugsgebiet. Letztendlich ist, wie oben schon erwähnt, die Qualität der Regionalisierung von der Verfügbarkeit genügend repräsentativer SWE-Punktmessungen abhängig.

## 5.5.5.5 EDS-Langfristvorhersagen

## Auswahl der Vorhersagezeitpunkte

An der Iller wurden die folgenden Vorhersagepunkte verwendet:

- 08.05.1999 12 Uhr 15.05.1999 12 Uhr
- 16.05.1999 12 Uhr 23.05.1999 12 Uhr
- 03.08.2000 12 Uhr 07.08.2000 12 Uhr
- 16.03.2002 12 Uhr 23.03.2002 12 Uhr
- 07.08.2002 12 Uhr 13.08.2002 12 Uhr
- 19.08.2005 12 Uhr 25.08.2005 12 Uhr

Die Simulationsergebnisse an den ausgewählten Pegel sind in Anlage E-2 bis E-25 dargestellt.

## Auswertung der Simulationsergebnisse

## <u>Ereignis vom 12.-13.5.1999</u>

Das zweigipflige Ereignis wird an allen vier Pegeln durch die Simulation mit einstündigen Messwerten relativ gut reproduziert (Anlage E-2 bis E-5). Der Anstieg erfolgt an den Pegeln Sonthofen und Breitachklamm etwas zu langsam. Die erste Hochwasserspitze wird gut getroffen, die zweite, höhere, hingegen etwas unterschätzt.

Die Langfristvorhersagen liefern eine starke Unterschätzung der Volumina sowie eine deutliche Verlängerung der Dauer des Hochwasserereignisses. Auffällig ist zudem die große Spannweite der 50 Realisationen. Die Verzögerung und Abflachung des Abflussverlaufs dürfte als Folge der 12-stündigen zeitlichen Auflösung insbesondere der EDS-Niederschlagsdaten anzusehen sein.

### Ereignis vom 22.5.1999

Das Ereignis wird durch die Simulation mit 1h-Messdaten an den Pegeln Sonthofen und Breitachklamm gut wiedergegeben (siehe Anlage E-6 bis E-9). Am Pegel Oberstdorf/Trettach wird der Scheitelwert um etwa 25 % unterschätzt, während am Pegel Oberstdorf/Stillach der Anstieg zu früh erfolgt.

Die EDS-Vorhersagen simulieren das Hochwasserereignis an den meisten Vorhersagezeitpunkten etwa einen Tag zu früh, wie auch die Simulationen mit den 24h-Beobachtungsdaten aus dem EDSEPS-Netz. Dies lässt darauf schließen, dass das Messnetz, auf dem das statistische Downscaling beruht, das Niederschlagsereignis anders auflöst als der für die Eichung benutzte meteorologische Datensatz. Auch dieses Hochwasser wird durch die Lang-fristvorhersagen beträchtlich unterschätzt.

## Ereignis vom 6.8.2000

Der Hochwasserscheitelwert wird durch die Simulation mit 1h-Messdaten an den Pegeln Sonthofen und Breitachklamm über- und an den Pegeln Oberstdorf/Stillach und Oberstdorf/Trettach unterschätzt (siehe Anlage E-10 bis E-13). Durch die Langfristvorhersagen wird das Hochwasserereignis an allen vier Pegeln nur mangelhaft abgebildet. Noch mit einem Vorhersagezeitpunkt 24 h vor dem Ereignis liegt das oberste 10%-Quantil etwa 50 % unter dem gemessenen Scheitelwert.

## Ereignis vom 19.3.2002

Der Hochwasserscheitel wird durch die Simulation mit gemessenen Antriebsdaten an den Pegeln Sonthofen und Breitachklamm deutlich unter- an den Pegeln Oberstdorf/Stillach und Oberstdorf/Trettach hingegen überschätzt (siehe Anlage E-14 bis E-17). Der Scheitelwert wird deutlich zu spät vorhergesagt. Außerdem verlaufen die Vorhersagen deutlich flacher, die beiden nachfolgenden kleineren Spitzen werden nicht aufgelöst.

## Ereignis vom 12.8.2002

An den Pegeln Sonthofen und Breitachklamm wird das Hochwasserereignis durch die Simulation mit gemessenen Daten sehr gut nachgebildet. Am Pegel Oberstdorf/Stillach wird der Scheitelwert über-, am Pegel Oberstdorf/Trettach unterschätzt (siehe Anlage E-18 bis E-21). Bei den Langfristvorhersagen fällt auf, dass der Anstieg stets zu früh erfolgt. Im Mittel erfolgt durch die Vorhersagen eine Unterschätzung der gemessenen Abflüsse, das oberste 10%-Quantil liegt z.T. über dem Hochwasserscheitel.

## Ereignis vom 23.8.2005

An den Pegeln Breitachklamm und Oberstdorf/Stillach erscheinen die gemessenen Ganglinien z.T. unplausibel. Am ersteren verbleibt der Abfluss nach dem Hochwasser bei 0, am anderen Pegel ist das Auslaufen des Hochwasserereignisses unplausibel (siehe Anlage E-22 bis E-25).

Das Hochwasser wird durch den Rechenlauf mit gemessenen Daten recht stark überschätzt, in seinem zeitlichen Verlauf jedoch relativ gut wiedergegeben. Durch die Langfristvorhersagen erfolgt eine beträchtliche Unterschätzung.

## 5.5.6 Ableitungen/Empfehlungen/Bewertungen

Die Ergebnisse der hier vorliegenden Untersuchungen wurden auf den zwei Workshops am 02.03.2010 beim Wasserwirtschaftsamt Kempten und am 16.03.2010 bei der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg in Karlsruhe vorgestellt und diskutiert.

Der <u>erweiterte Infiltrationsansatz</u> führt bei den untersuchten Pegeln nicht zu einer wesentlichen Verbesserung bei der Simulation. Vor dem Hintergrund eines erhöhten Eichaufwands bei neuen Modellen und einem deutlichen Aufwand bei der Nacheichung bestehender Wasserhaushaltsmodelle kann eine entsprechende Einbeziehung des erweiterten Infiltrationsansatzes nicht empfohlen werden. Darüber hinaus führt der erweiterte Infiltrationsansatz bei den hier untersuchten Pegeln (Ausnahme Pegel Ettlingen/Alb) zu einer schlechteren Vorhersagequalität als das zur Zeit verwendete Modul ohne erweiterten Infiltrationsansatz.

Hingegen führt die Verwendung von <u>angeeichten Radardaten</u> nach dem Verfahren des Instituts für Geoökologie der Universität Potsdam (Maik Heistermann) zu besseren Ergebnissen sowohl bei der Simulation als auch bei den Hochwasservorhersagen.

Mit den <u>EDS-Langfristvorhersagen</u> für Klimadaten ergeben sich keine Abflussvorhersagen mit ausreichender Genauigkeit für die Zwecke einer operationellen Hochwasservorhersage. Aus diesem Grund und vor dem Hintergrund der Schwierigkeit, aus einem Ensemble von 50 Vorhersagen z.B. Steuerungsregeln für RHB abzuleiten oder Alarmierungspläne aufzustellen, eignen sich die EDS-Vorhersagen zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht für eine Anwendung im operationellen Betrieb der Hochwasservorhersagezentralen.

Denkbar wäre, dass die EDS-Langfristvorhersagen als zusätzliches Mittel der Vorhersage für mittel- bis langfristige Warnzwecke parallel zu Vorhersagen der HVZ über COSMO-EU bzw. COSMO-DE verwendet werden. Damit gäbe es zusätzliche Informationen für die Einschätzung möglicher zu erwartender Hochwasserereignisse.

Die Einbindung von <u>Schneemessungen</u> bietet Chancen zur Modellverbesserung. Das Problem bei der vorliegenden Untersuchung ist jedoch, dass nur wenig Messpunkte, noch dazu oft in Tallagen, zur Verfügung standen und eine ausreichende Anzahl an Messwerten meist nur bis zwei Monate vor dem untersuchten Hochwasserereignis vorlagen.

Die Hochwasservorhersagezentrale Kempten wird versuchen, die dreimal wöchentlich verfügbaren regionalisierten Schneehöhen des DWD in den operationellen Betrieb einzubauen.

## 5.6 Entwicklung von Schadenmodellen

## 5.6.1. Einleitung

Im Einzugsgebiet der Wilden-, Roten- und Vereinigten Weisseritz (Abbildung 5.6.1) verursachte das Augusthochwasser 2002 verheerende Schäden. Hervorgerufen durch lang anhaltenden Starkregen verbunden mit bereits relativ stark gesättigten Böden kam es zum starken Anstieg der Abflusswerte in den Flüssen. Die Talsperren (Wilde Weisseritz- Talsperre Klingenberg; Rote Weisseritz - Talsperre Maltern) konnten das zufließende Wasser nicht mehr fassen, sodass die Hochwasserentlastungsanlagen ansprangen. Die Folgen waren großflächige Überschwemmungen in den Unterliegergemeinden, verbunden mit hohen Sachschäden an Gebäuden, Inventar und der öffentlichen Infrastruktur. Trotz der verheerenden Schadensbilanz, kann festgestellt werden, dass die Talsperren auf den Hochwasserablauf dämpfend eingewirkt haben, höhere Abflusswerte wurden verhindert und damit auch die Gefährdung von Menschen und ökonomische Schäden vermindert (LfUG Sachsen 2004).

Um bei zukünftigen Hochwasserereignissen eine optimale Talsperrensteuerung zu unterstützen, wurden im Arbeitspaket 4.1 des OPAQUE- Projektes Abschätzungen direkter ökonomischer Schäden bei unterschiedlichen Abflussszenarien durchgeführt.



Abbildung 5.6.1: Weisseritz Einzugsgebiet

Die Abschätzung direkter ökonomischer Hochwasserschäden erfolgte analog zu dem Konzept der Berechnung des Hochwasserrisikos nach MERZ und THIEKEN (2004). Das Hochwasserrisiko setzt sich nach diesem Ansatz (Abbildung 5.6.2) aus der Hochwassergefährdung, den exponierten Vermögenswerten und deren Schadensanfälligkeit zusammen. Entsprechend diesem Ansatz ergaben sich im Arbeitspaket 4.1 die folgenden Arbeitsschritte:

- Generierung von Überflutungsszenarien auf Basis unterschiedlicher Steuerungsszenarien der Talsperren mit dem 1-dimensionalen hydraulischen Model HEC-RAS 4.0.
- 2. Entwicklung eines Werteinventars für Wohngebäude und Unternehmen mittels eines Disaggregationverfahrens zur Abschätzung der Exposition.
- 3. Anwendung verschiedener Schadenmodelle um die direkten, monetären Schäden an Wohngebäuden und Unternehmen für die verschiedenen Überflutungsszenarien, abzuschätzen (Ensembleansatz).



Abbildung 5.6.2: Hochwasserrisiko als Zusammenwirken von Gefährdung und Vulnerabilität (Merz & Thieken 2004)

Im Folgenden wird ein Überblick der angewendeten Verfahren und Methoden gegeben. Die Ergebnisse der Analysen werden vorgestellt und bewertet.

## 5.6.2. Generierung von Überflutungsszenarien

## 5.6.2.1 Methode

Die Erstellung der Hochwasserszenarien, d.h. die Durchführung hydraulischer Simulationen und die Generierung der jeweiligen Überflutungsflächen wurde mit dem 1-dimensionalen hydraulischen Model, "Hydrologic Engineering Centers River Analysis System" (HEC-RAS 4.0) bzw. HEC- GeoRAS des US Army Corps of Engineers (2008) durchgeführt. Zudem wurde die Software ArcGIS 9.2. von ESRI (2008) verwendet.

Für die Erstellung der hydraulischen Modelle standen folgende Daten zur Verfügung:

- Die Ableitung der Gewässergeometrien bzw. der Querprofile erfolgte mit:
- Gerinne: DGM (Rasterdaten, Zellgröße 1m) (LTV Sachsen 2004),
- Umland: DGM (Rastergeländedaten, Zellgröße 25m) (BKG 2005).

Die in den Modellen verwendeten Rauigkeitsparameter wurden aus den Landnutzungsdatensätzen CORINE (DLR-DFD & UBA 2004) und ATKIS (BKG 2005) abgeleitet und den jeweiligen Abschnitten im Model zugewiesen.

Die verwendeten Abflussdaten der Pegelstationen wurden durch die LTV Sachsen bereitgestellt bzw. wurden der Studie "Ereignisanalyse- Hochwasser August 2002 in den Osterzgebirgsflüssen" des Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie (2004) entnommen.

Die Simulationsläufe der verschiedenen Überflutungsszenarien in HEC-RAS erfolgten stationär mit dem jeweiligen Maximalabfluss.

## Kalibrierung/Verifikation

Die Kalibrierung der hydraulischen Modelle wurde anhand der Wasserstands- Abflusskurven der jeweiligen Pegelstationen, bereitgestellt durch das Landeshochwasserzentrum des Freistaates Sachsen (2008), durchgeführt.

Um die Güte der generierten Überflutungsraster zu bestimmen, wurde für das Hochwasserereignis 2002 der Flood Area Index (F) bestimmt. Der Flood Area Index (F) ist der Quotient der Anzahl der Rasterzellen, die übereinstimmend in Simulation und Beobachtung überflutet sind, zur Vereinigungsmenge der überfluteten Flächen in Simulation und/oder Beobachtung.

## Ergebnisausgabe

HEC-RAS bietet für die weitere Bearbeitung der erstellten Überschwemmungsflächen eine Exportfunktion an, so dass die Datensätze in HEC-GeoRAS und ArcGIS weiterbearbeitet werden können. Hiermit können die Ergebnisse des 1-dimensionalen Modells – die Wasserstände in den Querprofilen – durch räumliche Interpolation in eine flächige Darstellung überführt werden.

Die weitere Bearbeitung beinhaltete eine Verschneidung der Überflutungsflächen mit dem verwendeten Geländemodel. Das Ergebnis sind georeferenzierte Rasterkarten (ESRI GRID-Format bzw. ESRI ASCII-Grid), die die Überflutungsflächen mit dem jeweiligen maximalen Wasserstand (pro Rasterzelle) für das betrachtete Hochwasserszenario angeben.

### 5.6.2.2 Ergebnisse

### Wilde Weisseritz

An der Wilden Weisseritz wurden hydraulische Simulationen für den Abschnitt unterer Auslasspegel Talsperre Klingenberg bis zum Pegel Hainsberg 3 durchgeführt. Für die Kalibrierung wurde als obere Randbedingung Werte des Auslasspegels Talsperre Klingenberg für das Hochwasserereignis 2002 verwendet und die Rauigkeitsparameter angepasst (Tab. 5.6.1).

Ergebnisse steady Kalibrierung Hainsberg 3					
Profil*	Abweichungen Simula- tion vs. W-Q in m				
PF1	15	-0.05			
PF2	20	-0.03			
PF3	25	-0.03			
PF4	30	-0.05			
PF5	35	-0.06			
PF6	40	-0.09			
PF7	50	-0.08			
PF8	60	-0.08			
PF9	70	-0.09			
PF10	80	-0.07			
PF11	90	-0.09			
PF12	95	-0.06			
PF13	100	-0.07			
PF14	200	-0.09			

Wilde Weisseritz

Vereinigte Weisseritz Ergebnisse steady Kalibrierung Dresden Cotta					
Profil Q in m³/s Abweichungen Simu tion vs. W-Q in m					
PF 1	74.6	0.06			
PF 2	102	0.01			
PF 3	133	0.02			
PF 4	167	0.01			
PF 5	194	0.01			
PF 6	234	0.05			
PF 7	263	0.13			
PF 8	450(300)	-0.11			

Tabelle 5.6.1 (links): Ergebnisse der Kalibrierung hydraulisches Modell Wilde Weisseritz

\*Profil –Nummer der Bearbeitungssimulation

Tabelle 5.6.2 (rechts): Ergebnisse der Kalibrierung hydraulisches Modell Vereinigte Weisseritz.

Für die Wilde Weisseritz wurden hydraulische Simulationen für die folgenden Abflusswerte durchgeführt:

Abflüsse in m<sup>3</sup>/s: 15 20 30 35 40 50 60 70 80 90 95 100 200 Die Berechnung der Jährlichkeit für die verwendeten Abflusswerte konnte nicht durchgeführt werden, aufgrund nicht ausreichend langer Pegelmessreihen.

Eine Validierung der Überflutungsflächen erfolgte anhand eines Vergleichs einer Überflutungsmaske für das Hochwasserereignis 2002 die den betrachteten Bereich der Wilden Weisseritz abdeckt und dem aus den Simulationsergebnissen generierten Überflutungsraster 2002. Der ermittelte Flood Area Index (F) weist in den betrachteten Gemeinden unterschiedlich gute Werte zwischen 52% und 65% auf (Tabelle 5.6.3).

## Vereinigte Weisseritz

An der Vereinigten Weisseritz wurden hydraulische Simulationen für den Flussabschnitt: Zusammenfluss Rote Weisseritz, Wilde Weisseritz bis zum Pegel Dresden Cotta durchgeführt. Für die Kalibrierung wurde als obere Randbedingung die Werte des Hochwasserereignisses 2002 (LfUG 2004) verwendet und die Rauigkeitsparameter entsprechend angepasst (Tab. 5.6.2).

Für die Vereinigte Weisseritz wurden hydraulische Simulationen für die folgenden Abflusswerte durchgeführt:



Eine Validierung der simulierten Überflutungsflächen erfolgte anhand eines Vergleichs mit der Überflutungsmaske für das Hochwasserereignis 2002, und wurde für die Gemeinde Freital durchgeführt. Der berechnete Wert des Flood Area Index (F) beträgt 75% (Tabelle 5.6.3). Der ermittelte Wert lässt sich gut in der Abbildung 5.6.3 nachvollziehen, hier ist die beobachtete Hochwasserausdehnung im August 2002 und die im vorliegenden Projekt generierte Hochwasserausdehnung aufgezeigt.

Gemeinden	Flood Area Index (F) in %
Dorfhain	65
Hoeckendorf	63
Pretschendorf	58
Tharandt	52
Wilde Weisseritz (Gesamt)	53
Freital	75

Tabelle 5.6.3: Werte Flood Area Index (F)

## 5.6.2.3 Diskussion

Mit dem hier dargestellten Verfahren konnten Hochwasserszenarien für die betrachteten Flussabschnitte abgeleitet werden, welche die zu erwartenden Überflutungshöhen räumlich differenziert abbilden. Hydraulisch wirksame Bauten, wie Wehre konnten berücksichtigt werden. Der Einfluss der Brücken, z.B. die Veränderungen der Fliessbedingungen durch Verklausung, konnten in den Simulationen aufgrund fehlender Grunddaten nicht berücksichtigt werden. Die hydraulischen Simulationen wurden für stationäre Verhältnisse durchgeführt. Die angestrebte Durchführung instationärer (unsteady) hydraulischer Simulationen konnten aufgrund von numerischen Instabilitäten innerhalb der Modelle nicht realisiert werden. Die Ursachen für die numerischen Instabilitäten innerhalb der hydraulischen Modellsysteme ergaben sich aus der einerseits komplexen Mittelgebirgstopographie des Untersuchungsgebietes (starke Gefällestrecken im Gerinne) und andererseits aus den unzureichend vorhandenen Grundlagendaten (DEM, Brückengeometrien).

Die Ergebnisse der hydraulischen Simulationen können, für die einzelnen Flussabschnitte, aufgrund der bei der Kalibrierung erzielten Werte mit Abweichungen im cm Bereich als gut eingeschätzt werden. Bei den generierten Überflutungsflächen zeigt die Auswertung des Flood Area Index (F) für die betrachteten Abschnitte mittelmäßige (im Bereich der Wilden Weisseritz) bis gute Ergebnisse (für den Flussabschnitt Freital). Einschränkend zu den Ergebnissen des Flood Area Index muss betont werden, dass die zur Verfügung stehende Flutmaske des Hochwasserereignis im August 2002 in einigen Bereichen die Ausdehnung der Überflutungen unscharf wiedergibt und damit als eine Unsicherheitsquelle angesehen werden muss.

Weitere Unsicherheitsquellen ergeben sich aus den verwendeten Grundlagendaten, wie dem verwendeten Geländemodell, den daraus resultierenden Gewässergeometrien und Unsicherheiten, der bei der Kalibrierung verwendeten Wasserstands - Abfluss- Beziehungen. Die Kombination der Unsicherheitsquellen und die angewendeten Vereinfachungen innerhalb der hydraulischen Modelle sind die Gründe, dass die hier simulierten Hochwasserszenarien und die daraus generierten Überflutungsflächen mit relativ hohen Unsicherheiten behaftet sind. Trotzdem dienten die generierten Hochwasserszenarien (Beispiel in Abbildung 5.6.4) als Basis für die anschließend durchgeführten Hochwasserschadenanalysen.

## 5.6.3. Erstellung eines Werteinventars

Für großräumige Risikoanalysen stehen zwei deutschlandweite Werteinventare mit Angaben zum Wohnvermögen (Kleist et al., 2006; Thieken et al., 2006) und Angaben zu Gewerbe und Unternehmenswerten (Seifert et al., 2010) zur Verfügung. Abgeleitet wurden diese Datensätze durch dasymetric mapping (Mennis 2003) auf Basis von CORINE -Landnutzungsdaten und Daten der amtlichen Statistik. Aufgrund der Ableitung mittels CORINE- Landnutzungsdaten ten werden diese Datensätze als makroskalig eingeordnet (Wünsch 2008).

Für mikroskalige Hochwasserrisikoanalysen, d.h. für den Objektmaßstab, werden meist Geodaten aus der Automatisierten Liegenschaftskarte (ALK) verwendet um potentiell gefährdete Objekte zu lokalisieren.

Um die Lücke zwischen den makroskaligen und mikroskaligen Datensätzen auszufüllen, wurden in der vorliegenden Studie zwei mesoskalige Geodatensätze zu einem Werteinventar von Wohngebäuden und Unternehmen abgeleitet, basierend auf ATKIS Landnutzungsdaten (Amtliches Topographisch-Kartographisches Informationssystem; BKG 2004). Die Ergebnisse wurden validiert und mit anderen Disaggregierungsverfahren verglichen (Wünsch et al. 2009).

## 5.6.3.1 Disaggregierungsmethode

Statistische Angaben zu Werten von Wohngebäuden oder Unternehmen liegen nur auf Gemeindeebene vor. Wohngebäude und Unternehmen sind jedoch nicht homogen innerhalb einer Gemeindefläche verteilt, sondern konzentrieren sich in Wohngebieten, Industriegebieten oder entlang von Straßen. Um realistische Werteverteilungen innerhalb einer Gemeinde zu erhalten, werden Disaggregierungsmethoden auf Basis von Landnutzungseinheiten verwendet (Chen et al. 2004, Thieken et al. 2006).

In der vorliegenden Studie wurde der Ansatz von Thieken et.al (2006) genutzt um die Werte auf Basis von ATKIS Landnutzungsdaten (BKG 2004) zu disaggregieren. Die Bearbeitung erfolgte wie folgt:

- 1. Auswahl und Bearbeitung des Landnutzungsdatensatzes (hier: ATKIS),
- 2. Verschneidung der Landnutzungsklassen mit den Gemeindegrenzen,
- 3. Ableitung von Bebauungsdichten pro Landnutzungsklasse für Wohngebäude und Unternehmenssektoren,
- 4. Generierung eines Algorithmus zur Bestimmung der Flächenverhältniszahl,
- 5. Verknüpfung von Bebauungsdichte und Flächenverhältniszahl zu Gewichten je Gemeinde, Sektor und Landnutzungsklasse,
- 6. Verteilung der statistischen Werte auf Basis der abgeleiteten Gewichte.

Nähere Erläuterungen zum angewendete Verfahren sind in Thieken et al. (2006), Wünsch et al. (2009) und Seifert et al. (2010) veröffentlicht.



Abbildung 5.6.5 : Ausschnitt Wertekataster Sachsen

spezifische Vermögenswerte für das produzierende Gewerbe (Kleinunternehmen) in Freital

## 5.6.3.2 Ergebnisse

Mit der beschriebenen Methode und den zur Verfügung stehenden Datensätzen konnte ein mesoskaliges Werteinventar für den Freistaat Sachsen auf Basis von ATKIS- Landnutzungsdaten abgeleitet werden.

Die Datensätze (Rasterdaten) umfassen dabei Wertangaben in €/m<sup>2</sup> zu folgenden Bereichen:

- für Privathaushalte: spezifisches Wohnvermögen,
- Wirtschaft: Bauten, Betriebseinrichtungen und Waren in der Land- und Forstwirtschaft, dem produzierenden Gewerbe/Verkehr, der Finanzierung/ Vermietung/ Unternehmensdienstleistungen und sonstigen Dienstleistungen. Unterteilt sind diese Angaben entsprechend der Mitarbeiterzahl in Klein-, Mittel- und Großunternehmen.

Ein Ausschnitt des erstellten Werteinventars ist in der Abbildung 5.6.5 zusehen.

### 5.6.3.3 Güte des angewendeten Disaggregationverfahren

Um die Güte der Disaggregationmethode bestimmen und vergleichen zu können, wurde das gleiche Verfahren mit folgenden INFAS- GeoDaten (2001) angewendet:

- 1. Privat: gemeindespezifische Wohngebäudeanzahl
- 2. Wirtschaft: gemeindespezifische Unternehmensanzahl

Als Vergleichdatensätze standen ebenfalls INFAS GeoDaten (2001) zur Verfügung:

- 1. Privat: Wohngebäudeanzahl innerhalb eines Wohnquartiers
- 2. Wirtschaft: tatsächliche Unternehmensanzahl innerhalb eines Wohnquartiers

Die Vergleichdatensätze lagen für 15 sächsische Gemeinden vor. Die Validierung wurde anhand dieser Gemeinden durchgeführt.

### Privat

Die Disaggregation der gemeindespezifischen Wohngebäudeanzahl ergab gute Ergebnisse (Abbildung 5.6.6). Die geschätzte Wohngebäudeanzahl pro Wohnquartier zeigte nur geringe Abweichungen zur Wohngebäudeanzahl pro Wohnquartier der INFAS GeoDaten. Die statistische Auswertung ergab, die in Tabelle 5.6.4 aufgezeigten Werte:



Error measure	None *	Disaggregation method
Minimum absolute difference	-316	-197
Maximum absolute difference	742	303
Range of absolute difference	1058	500
Mean absolute error (MAE)	140	59
Mean bias error (MBE)	0	0
Root mean square error (RMSE)	190	82
Mean relative error (MRE; %)	9	10

Abbildung 5.6.6: Verteilung geschätzte Wohngebäudeanzahl vs. Tatsächliche Wohngebäudeanzahl



Tabelle 5.6.4: Fehlermaße Privatsektor









Abbildung 5.6.7: Absolute Abweichungen der geschätzten Unternehmenszahl gegenüber der beobachteten Unternehmenszahl innerhalb der Wohnquartiere

## Wirtschaft

Für die Disaggregation der gemeindespezifischen Unternehmensanzahl ergaben sich ebenfalls gute Ergebnisse, wie die Diagramme der absoluten Abweichungen der geschätzten Unternehmenszahl gegenüber der beobachteten Unternehmenszahl innerhalb der Wohnquartiere für die betrachteten Wirtschaftsektoren zeigen (Abbildung 5.6.7) Die erzielten statistischen Maße sind in Tabelle 5.6.5 aufgeführt.

	Land- und Forstwirtschaft	Produzierendes Gewerbe und Baugewerbe	Handel, Gastgewerbe und Verkehr	Finanzierung, Vermietung und Unternehmens- dienstleistungen	Offentliche und private Dienstleistungen	
Min	-13.42	-35.25	-102.22	-143.74	-90.71	
Max	12.56	215.79	270.91	556.09	657.67	
Spannweite R	25.98	251.04	373.12	699.83	748.37	
MBE/ Mittelwert	0.03	0.32	0.17	-0.01	0.13	
RMSE (SD der Differenz)	1.61	16.06	22.10	32.77	36.15	
Mittelwert der Unternehmensanzahl/ Wohnquartier	0.64	10.24	19.23	16.24	17.39	
RMSE/ Mean Unternehmensanzahl	2.50	1.57	1.15	2.02	2.08	Tabelle 5.6.

Eine ausführliche Betrachtung der vorgestellten Validierung und ein Methodenvergleich verschiedener Disaggregationverfahren findet sich in Wünsch et al. (2009).

## 5.6.4. Abschätzung der direkten ökonomischen Hochwasserschäden

## 5.6.4.1 Methode

Die Abschätzungen der direkten ökonomischen Schäden erfolgte durch die Nutzung des Web-Service der Vernetzungsplattform Naturkatastrophen (NaDiNe) (http://nadine.helmholtzeos.de/FLEMO.html) (Haubrock, 2009). Die Schadensmodelle FLEMOps (Büchele et al. 2006; Thieken et al. 2008), FLEMOcs (Kreibich et al. submitted, Seifert et al. submitted), IKSR (2001), MURL (2000), und Hydrotec (2001) wurden zur Schadensabschätzung für alle Anrainergemeinden und Hochwasserszenarien angewendet. Für den Unternehmensbereich wurden zusätzlich noch die Modelle USACE und HIS verwendet. Alle Modelle wurden mesobzw. makroskalig auf Basis von CORINE-Landnutzungsdaten angewendet. Die Berechnungen erfolgten rasterbasiert.

Als Vergleichsdaten für die Abschätzergebnisse des Hochwassers 2002 wurden Schadensdaten von der Sächsischen Aufbaubank (2005) bereitgestellt, die die förderfähigen Gesamtreparaturkosten für Wohngebäude und Unternehmen auf Gemeindeebene beinhalten.

## 5.6.4.2 Ergebnisse

Die Gegenüberstellung der geschätzten Schäden an Wohngebäuden und der offiziellen Schadenangaben der SAB vom Hochwasser 2002 pro Gemeinde sind in Abbildung 5.6.8 aufgezeigt. In allen Gemeinden werden durch das MURL-Modell die geringsten Schäden prognostiziert und durch das Hydrotec- Modell die höchsten. In den drei kleinsten Gemeinden (Dorfhain, Höckendorf, Pretzschendorf) unterschätzen alle Modelle den Wohngebäudeschaden im Vergleich zur offiziellen Schadenangabe der SAB. In Dorfhain, Höckendorf, Pretzschendorf und Tharandt liefert das Hydrotec Modell die beste Schätzung. In Freital liefern die Modelle FLEMOps und FLEMOps+ die besten Schätzungen. Dort unterschätzt das MURL- Modell und die Modelle IKSR und Hydrotec überschätzen die Schäden.



Abbildung 5.6.8: Validierung der verwendeten Hochwasserschadenmodelle- Privat – Augusthochwasser 2002



Abbildung 5.6.9: Validierung der verwendeten Hochwasserschadenmodelle- Wirtschaft – Augusthochwasser 2002

Die geschätzten Unternehmensschäden und die offiziellen Schadenangaben der SAB pro Gemeinde sind in Abbildungen 5.6.9 gegenübergestellt. Die Schäden des Hochwasserereignisses 2002 wurden in den vier kleinen Gemeinden von allen verwendeten Verfahren unterschätzt, in Freital überschätzen alle Modelle. In Dorfhain, Höckendorf, Pretzschendorf und Tharandt ergeben die FLEMOcs Berechnungen die am nächsten liegende Schätzung. In Freital liefert das USACE Modell die beste Schätzung.

Die deutlichen Unterschätzungen der Schäden in den Gemeinden Dorfhain, Höckendorf, Pretzschendorf und Tharandt können darin begründet sein, dass in diesen Gemeinden neben der Wilden Weisseritz auch kleinere Zuflüsse (Seerenbach, Höckenbach, Schloitzbach) Hochwasserschäden verursacht haben. Außerdem ist die angewendete mesoskalige Schadenschätzung eher für größere Gebiete mit mehr betroffenen Objekten ausgelegt. Was die besseren Schätzungen in Freital belegen.

### Schadenschätzungen für die Hochwasserszenarien

Für die Wilde Weisseritz wurden für Hochwasserszenarien mit den Abflusswerten 20m<sup>3</sup>/s bis 200m<sup>3</sup>/s Schadenschätzungen durchgeführt (Abbildung 5.6.10).



Für die Vereinigte Weisseritz wurden für Hochwasserszenarien von HQ 5 - HQ 200 Schadenschätzungen durchgeführt (Abbildung 5.6.11). Dabei wurden nur für die Gemeinde Freital Schadenschätzungen durchgeführt.

Die Ergebnisse der Hochwasserschadenschätzungen wurden als Boxplotdiagramme dargestellt. Womit das Spektrum der Schätzungen besser aufgezeigt werden kann.





Abbildung 5.6.11: Schätzungen der direkten monetären Hochwasserschäden –Gesamtschäden, Gemeinde Freital

## Diskussion

Im Rahmen der vorliegenden Studie wurden Abschätzungen von direkten ökonomischen Hochwasserschäden für Privathaushalte und den Unternehmenssektor entlang der Wilden Weisseritz und der Vereinigte Weisseritz erfolgreich durchgeführt. Als Eingangsdaten für die Abschätzung wurden die im gleichen Arbeitspaket 4.1 generierten Hochwasserszenarien verwendet. Für die Hochwasserschadenschätzung wurden, dem jeweiligen Anwendungssektor angepasste Schadenmodelle (Ensembleansatz) angewendet. Mit diesem Ensembleansatz konnten die Spannweiten der Abschätzergebnisse und damit auch die Unsicherheit dieser aufgezeigt werden. Die Resultate der Validierungen zeigen, dass große Unsicherheiten bei der Abschätzung von ökonomischen Hochwasserschäden bestehen. Der Grund für die teilweise starken Abweichungen der Schätzergebnisse von den offiziellen Schadenangaben liegt darin, dass bei der Berechnung von monetären Hochwasserschäden die Unsicherheitsfaktoren der drei Komponenten der Risikoanalyse, wie die:

- Unsicherheiten bei der Modellierung der Wasserstände,
- Unsicherheiten bei der Abschätzung und Verteilung der Vermögenswerte,
- Modellunsicherheiten bei der Schadenschätzung,

### kumulieren.

Daher sollten die Ziele zukünftiger Forschungsarbeiten sein, Validierungen von Hochwasserrisikoanalysen zu intensivieren und Hauptunsicherheitsquellen zu identifizieren. Um eine Minimierung der Unsicherheiten zu erreichen, sollte neben der Verbesserung der Modelle auch auf die Verbesserung der Grundlagendaten Wert gelegt werden. Beispiele hierfür sind die Herstellung von genaueren Digitalen Höhenmodellen (z.B. durch Laserscanner Befliegungen), oder die kontinuierliche, detaillierte Erhebung und Verfügbarmachung von Hochwasserschadendaten (z.B. in der Hochwasserschadendatenbank HOWAS 21, http://nadine.helmholtz-eos.de/HOWAS21.html).

## 5.6.5. Zusammenfassung

In der vorliegenden Studie wurden, im Rahmen des OPAQUE- Projektes, Abschätzungen von direkten monetären Hochwasserschäden entlang der Wilden Weisseritz und der Vereinigten Weisseritz durchgeführt. Realisiert wurden die Abschätzungen analog dem Ansatz zur Berechnung des Hochwasserrisikos nach MERZ und THIEKEN (2004). Dafür wurden im ersten Verfahrensschritt hydraulische Modelle für die betrachteten Flussabschnitte erstellt, mit denen im Anschluss hydraulische Simulationen durchgeführt wurden. Die Resultate der hydraulischen Simulationen bildeten die Grundlagen für die Generierung von Überflutungsflächen der jeweiligen Hochwasserszenarien.

Im zweiten Schritt wurde eine Verbesserung der Datengrundlage für die Hochwasserschadenschätzung mit der Erstellung eines mesoskaligen Werteinventars für Sachsen angestrebt. Dieses Werteinventar wurde unter Verwendung von Disaggregationsverfahren erfolgreich erzeugt und beinhaltet Werteangaben zu Privathaushalten und Unternehmen.

Im dritten und abschließenden Schritt wurde mittels unterschiedlicher Hochwasserschadenmodelle (Ensembleansatz), angepasst an den jeweils betrachteten Sektor (Privat, Unternehmen), Hochwasserschadenschätzungen für die im ersten Teilbereich erstellten Hochwasserszenarien durchgeführt. Die Ergebnisse wurden für jede Anliegergemeinde der betrachteten Flussabschnitte, graphisch aufbereitet. Die Resultate der Hochwasserschadenschätzungen mittels des Ensembleansatzes zeigen deutlich wie groß die Variation der Schätzergebnisse ausfallen.

Bei zukünftigen Forschungen sollte auf die Identifizierung und die Minimierung der Unsicherheitsquellen fokussiert werden.

### Quellen:

BKG GEODATENZENTRUM (2005): ATKIS-Basis-DLM. (Lieferung: Oktober 2005).

- BÜCHELE, B., KREIBICH, H., KRON, A., THIEKEN, A., IHRINGER, J., OBERLE, P., MERZ, B. & F. NESTMANN (2006): Flood-risk mapping: contributions towards an enhanced assessment of extreme events and associated risks. Natural Hazards and Earth System Sciences, 6: 117-126.
- CHEN, K., MCANENEY, J., BLONG, R., LEIGH, R., HUNTER, L. & C. MAGILL (2004): Defining area at risk and its effect in catastrophe loss estimation: a dasymetric mapping approach. Applied Geography. 24/2004.
- DLR-DFD Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V. Deutsches Fernerkundungsdatenzentrum & UBA – Umweltbundesamt (2004): CORINE Land Cover 2000. Daten zur Bodenbedeckung – Deutschland. Oberpfaffenhofen – Berlin. (Datenlieferung: Juni 2005).

ESRI (2008): http://www.esri-germany.de£roducts/arcgis/

- Haubrock, S.; Theisselmann, F.; Rotzoll, H.; Dransch, D. (2009): Web-based management of simulation models - concepts, technologies and the users needs - In: Anderssen, R. S.; Braddock, R. D.; Newham, L. T. H. (Eds.), Proceedings of the 18th World IMACS Congress and MODSIM09 International Congress on Modelling and Simulation.
- Hydrotec (2004): Hochwasser-Aktionsplan Emscher, Kapitel 1: Methodik der Schadensermittlung. Bericht.
- INFAS Geodaten (2001): Das Data Warehouse. Bonn, INFAS GEOdaten GmbH, Status: Dezember 2001.
- INFAS Geodaten (2006): Infas Geodaten, Datenkatalog, Marktinformationen: Mikrogeographische Daten:http://www.infasgeodaten.de/fileadmin/media£df/katalog/mikro\_katalog.pdf.
- KLEIST, L., THIEKEN, A., KÖHLER, P., MÜLLER, M., SEIFERT, I., BORST, D. & U. WERNER (2006): Estimation of the regional stock of residential buildings as a basis for a comparative risk assessment in Germany. Natural Hazards and Earth System Sciences, 6: 541-552.
- Kreibich, H., Seifert, I., Merz, B. and Thieken, A.H. (submitted) Development of FLEMOcs A new model for the estimation of flood losses in the commercial sector. Hydrological Science Journal.
- KREIBICH, H., THIEKEN, A. H., PETROW, Th., MÜLLER, M. & B. MERZ (2005): Flood loss reduction of private households due to building retrofitting Lessons learned from the Elbe floods in August 2002. Natural Hazards and Earth System Sciences, 5: 117-126.
- Kreibich, H., M. Müller, A.H. Thieken, B. Merz (2007): Flood precaution of companies and their ability to cope with the flood in August 2002 in Saxony, Germany. Water Resources Research 43. W03408
- Landes Talsperren Verwaltung Sachsen (200?): Digitales Geländemodell Wilde Weisseritz, Rote Weisseritz, Vereinigte Weisseritz.
- MERZ, B., THIEKEN, A. (2004): Flood risk analysis: Concepts and challenges. Österreichische Wasser Abfallwirtschaft, 56(3-4).
- MURL Ministerium für Umwelt. Raumordnung und Landwirtschaft des Landes Nordrhein- Westfalen (2000a): Potentielle Hochwasserschäden am Rhein in NRW Düsseldorf.
- Sächsische Aufbaubank (SAB) (2005): Schäden durch das Hochwasser 2002. Angaben aus der Fördermitteldatenbank. Stand: Februar 2005.
- Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie (LfUG) [Hrsg.]: Ereignisanalyse- Hochwasser August 2002 in den Osterzgebirgsflüssen. Dresden 2004.

- Seifert, I., A.H. Thieken, M. Merz, D. Borst, U. Werner (2010): Estimation of industrial and commercial assets values for hazard risk assessment. Natural Hazards. 52: 453-479
- Seifert, I., H. Kreibich, H., B. Merz, A.H. Thieken, (submitted) Application and evaluation of FLEMOcs -A flood loss estimation model for the commercial sector, Hydrological Science Journal.
- Thieken, A. H., M. Müller, L. Kleist, I. Seifert, D. Borst, U. Werner. 2006. Regionalisation of asset values for risk analyses. Natural Hazards and Earth System Sciences 6: 167–178.
- Thieken, A.H., Heneka, P., Kreibich, H., Hofherr, T., Grünthal, G., Tyagunov, S., Poser, K., Müller, M., Wenzel, F., Stempniewski, L., Zschau, J. 2007: Ergebnisse aus dem Center for Disaster Management and Risk Reduction Technology (CEDIM) GAIA 16/4 (2007): 313–316
- Thieken, A. H., A. Olschewski, H. Kreibich, S. Kobsch & B. Merz (2008) Development and evaluation of FLEMOps a new Flood Loss Estimation MOdel for the private sector. In: D. Proverbs, C.A. Brebbia, E. Penning-Rowsell: Flood Recovery, Innovation and Response. 315-324
- US Army Corps of Engineers (2008) : HecRAS -http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-ras/ letzter Zugriff: 28.03.2009
- US Army Corps of Engineers (2008) : Hec-GeoRAS -http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-ras/hec-georas.html letzter Zugriff :28.03.2009
- Wünsch, A., U. Herrmann, H. Kreibich, A.H. Thieken (2009): The role of disaggregation of asset values in flood loss estimation: A comparison of different modelling approaches at the Mulde River, Germany. Environmental Management, 44 (3): 524-541
- Wünsch, Anja (2008): Disaggregierung von Vermögenswerten für die Hochwasserschadensabschätzung – ein Methodenvergleich. unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Potsdam, Institut für Geoökologie

## 5.7 Erfassung der Schneedecke

## 5.7.1. Einleitung

Gegenüber der ursprünglich im Antrag genannten Vorgehensweise haben sich bei der Erfassung der Schneedecke einige Veränderungen ergeben. Im Arbeitspaket 1.3 (Erfassung der Schneedecke und Integration in die hydrologische Modellierung) wurde entsprechend des Projektplans ein Messnetz aufgebaut. Bestandteile des Netzes sind eine Referenzstation mit Schneekissen, Schneehöhensensor und Infrarotsensor und mehrere Stationen mit einem, im Rahmen des Projektes neu entwickelten, preisgünstigen Messverfahren für Schneehöhe und Kältegehalt der Schneedecke, welches zwei wichtige Parameter für die Vorhersage von Frühjahrshochwassern sind. Ergänzt wurden diese kontinuierlichen Messungen durch gezielte Messkampagnen während der Winter 2008/2009 und 2009/2010. Ziel der Messungen war einerseits, ein noch besseres Verständnis für die räumlichen Muster der Schneedecke zu erlangen, andererseits Referenzmessungen für die Vermessung der Schneedecke mittels Fernerkundung zu erhalten. Während zunächst angedacht war, Snow3 vom DWD als Schneemodell für die Weißeritz einzurichten und weiter zu entwickeln, konnte das Modell durch den DWD aus unterschiedlichen Gründen nicht zur Verfügung gestellt werden. Insbesondere bestanden keine personellen Mittel, um den relevanten Modellkern als eigenständig lauffähige Version zur Verfügung zu stellen. Stattdessen wurde das Schneemodul aus WaSiM-ETH basierend auf dem Grad-Tag-Verfahren wie auch ein Schneemodell der TU Wien basierend auf dem Energiebilanzverfahren für die Weißeritz eingerichtet, um die Dynamik der Schneedecke an der Weißeritz nachzuvollziehen. Das Verfahren zur modellgestützten Schätzung von Zustand/Ausdehnung der Schneedecke auf Basis lokal kontinuierlicher Daten und Satellitendaten konnte nicht vervollständigt werden, da auf Grund der schneearmen Winter die Satellitendaten erst zu Projektende verfügbar waren.

Die verfügbaren Schneedaten vor Projektbeginn waren für die gesteckten Ziele nicht ausreichend. Dieser Mangel konnte durch den Aufbau des Messnetzes behoben werden. Das dabei zusätzlich ein neues, kostengünstiges Verfahren zur kontinuierlichen Messung von Schneehöhe und Kältegehalt entwickelt werden konnte, geht über die geplanten Leistungen hinaus. Eine Verbesserung der Kosteneffizienz von Messungen ist deshalb sehr wichtig, weil dadurch mit gleichen (Forschungs-)Mitteln eine wesentlich bessere Datengrundlage geschaffen werden kann. Zudem sind solche Verfahren besonders für infrastrukturschwache Regionen sehr wertvoll. Während das Grad-Tag-Verfahren für die Modellierung der Schneedecke auf Grund der geringen Datenanforderung nach wie vor weit verbreitet ist, besteht der Hauptnachteil darin, dass die räumlichen Muster der Schneedecke damit nicht abgebildet werden können. Da moderne hydrologische Modelle in der räumlichen Auflösung zunehmend verbessert werden, ist die Frage wichtig, ob und wie eine verbesserte räumliche Abbildung der Muster der Schneedecke mit geringen Datenanforderungen möglich ist. Dazu wurden eine detaillierte Analyse des Grad-Tagverfahrens in Bezug auf die Abbildung räumlicher Muster durchgeführt. Dabei konnte nachgewiesen werden, das insbesondere sich wiederholende Zyklen von Schneeakkumulation und Schneeschmelze mit dem Verfahren schwer abzubilden sind. Diese Erkenntnis ermöglicht eine gezielte Verbesserung des Ansatzes.

Ein ähnliches Verfahren für eine kostengünstige Beobachtung der Schneedecke wurde im Verlauf des Projektes von einer Arbeitsgruppe in den USA (Lundquist 2008) veröffentlicht. Im Gegensatz zum von uns entwickelten Verfahren benötigt das andere Verfahren jedoch genaue meteorologische Daten, um die Schneehöhe zu rekonstruieren. Zudem ist die Analyse erst nach Verschwinden der Schneedecke möglich. Außerdem lässt sich keine Aussage über den Kältegehalt der Schneedecke machen. Vorteil des Verfahrens von Lundquist et. al ist, dass weniger Sensoren benötigt werden.

## 5.7.2. Methoden der Modellierung

Die Ergebnisse der Analyse sind in der nachfolgenden, bei Hydrological Processes eingereichten Veröffentlichung zusammengestellt.

## Low-cost monitoring of snow height and thermal properties with inexpensive temperature sensors.

D.E. Reusser and E. Zehe

September 27, 2010

#### Abstract

Small, self-recording temperature sensors were installed at several heights along a metal rod at five locations in a case study catchment. For each sensor, the presence or absence of snow cover was determined based on its insulating effect and the resulting reduction of the diurnal temperature oscillations. Sensor coverage was then converted into a time series of snow height for each location. Additionally, cold content was calculated. Snow height and cold content provide valuable information for spring flood prediction.

Good agreement of estimated snow heights with reference measurements was achieved and increased discharge in the study catchment coincided with low cold content of the snow cover. The results of the proposed distributed assessement of snow cover and snow state show great potential for a) flood warning, b) assimilation of snow state data, and c) modelling snowmelt process.

## 1 Introduction

Comprehension of snowmelt induced floods requires a good understanding of the snow cover in terms of spatial distribution and temporal evolution. Two of the key parameters of the snow cover are the amount of water stored (snow water equivalents - SWE) and the cold content defined as the amount of energy necessary to trigger the melting process. Therefore, to make progress towards improved real time warning of snowmelt events, we are interested in the detection of 1) the amount of snow and 2) the required energy input to reach the melting point of the snow cover.

The amount of snow on large scales is commonly assessed through a combination of field measurements and remote sensing. The standard approach is to determine snow-covered area (SCA) and observe its change over time from remote sensing data (e.g. Durand et al., 2008; Kolberg and Gottschalk, 2006) or photography (Farinotti et al., 2010). Empirical relationships between SCA and SWE (so called snow depletion curves) are subsequently used to determine snow amounts (e.g. Liston, 1999; Durand et al., 2008; Kolberg and Gottschalk, 2006). Assimilation methods like Kallman filters may be used to combine model predictions with SCA information (Andreadis and Lettenmaier, 2006; Clark et al., 2006) or SWE data (Slater and Clark, 2006).

Reliable measurements of snow height or SWE are required since snow depletion curves need to be validated (Essery and Pomeroy, 2004; Pomeroy et al., 2004; Liston, 1999). Furthermore, SCA may be rather uniform at smaller extents (less than 100 km<sup>2</sup>) and thus deemed as poor predictor for SWE and snow height. Manual measurements of snow courses are very labour intensive. Conventional equipment (snow pillows for SWE measurements and ultrasonic sensors for height measurements) is relatively expensive (>2000 Euro for one location) and thus allows sampling at a rather coarse spatial resolution.

Instead, inexpensive temperature sensors could be used at a higher spatial resolution with the same expenses. The measuring principle is based on the fact that the snow cover results in a strong reduction of daily temperature fluctuations. Lundquist and Lott (2008) demonstrated the characterization of snow patchiness and snow accumulation patterns with such inexpensive temperature sensors. For their measurements, single sensors were buried in the soil and the time of snow cover disappearance was recorded. The date the snow cover disappeared was converted to an estimation of the amount of snow that accumulated at the start of the melt season with a snowmelt model. The approach of Lundquist and Lott (2008) requires climatic data for the snow model and is based on the assumption that the snow model is representative. Also, their analysis can only be performed after the sensors are uncovered.

The main objective of our study is to obtain distributed data on snow height and snow temperature profiles by installing cheap temperature sensors at multiple locations. Our approach does neither depend on a snow model nor on climatic data for the determination of the snow height. We achieve this goal with multiple sensors installed at different elevations above ground at the same location.

The data from the simple, robust and cost effective temperature measurements in and above the snow cover will be assessed for their value for simultaneously obtaining information about snow height and temperatures, and the cold content. Related methodological issues to be solved are: 1) Can we find an algorithm to extract snow height information from temperature data? 2) How well do the estimated snow heights compare to reference measurements? 3) How do we calculate cold content from the temperature profile?

We describe the methods in section 2, results are presented (section 3) and

Nr.	Location	Abbreviation	Elevation	Exposition	Description
1	Neuhermsdorf	NHD	760	west	clearing in a small valley
2	Oberbaerenburg	REF	735	leveled ground	clearing
3	Rehefeld	RFD	700	north east	open grassland, windy
4	Baerenfels	BFS	630	east	open grassland
5	Lehnmuehle	LHM	520	west	open grassland

Table 1: Location of sensors

discussed (section 4). Conclusions are drawn in section 5.

### 2 Methods

#### 2.1 Measurement locations and experimental design

As a case study, we selected the upper catchments of the Wilde and Rote Weisseritz, situated in the eastern Ore Mountains close to the Czech-German border. Slopes are gentle with an average of  $7^{\circ}$ , 99% are  $<20^{\circ}$ ; calculated from a 90 m digital elevation model (SRTM, 2002). The area is 49.3 km<sup>2</sup> and 47.8 km<sup>2</sup> for the Wilde (gauge Ammelsdorf) and Rote Weisseritz (gauge Schmiedeberg), respectively (Figure 1a). About 50% of the area is forest and 40% is used for agricultural activities. There are only a few villages and towns in the upper catchment. Mean temperatures are  $11^{\circ}$ C and  $1^{\circ}$ C for the periods April - September and October - March, respectively. Annual precipitation is around 1000 mm/year. Discharge data for two gauging stations (Figure 1a) were obtained from the State Office for Environment and Geology (LfUG, 2007).

Sensors were placed at five locations in the upper part of the catchment (Figure 1 and table 1) where a snow cover of about 1 m is abundant for one to four months with high discharge during the snowmelt period. The sensor set placed at the lowest location was installed at around 500 m above sea level (table 1), the highest at 760 m a.s.l. and the catchments go up to about 900 m a.s.l. Gentle slopes on grass land were selected as measuring locations. All but one location had low exposure to wind (table 1).

To estimate the extent (Blöschl, 1999) of our measurements, the combined catchment area for the two rivers is relevant with an area of  $\sqrt{A_{\text{catchment}}} \approx \sqrt{100 \text{ km}^2} = 10 \text{ km}$ , while the spacing is  $\sqrt{A_{\text{catchment}}/n} \approx \sqrt{100 \text{ km}^2/5} = 4.5 \text{ km}$  The support is calculated from the measuring area of a sensor (r=(10 cm)<sup>2</sup> \*  $\pi$ ), resulting in a value of  $\sqrt{A_{\text{sensor}}} = \sqrt{0.031 \text{ m}^2} = 0.18 \text{ m}$ .



Figure 1: Weisseritz catchment: a) digital elevation model and location of temperature sensors and gauging stations (elevations and distances in meters) b) snow pillow and ultra-sonic sensor used for reference measurements c) installation of temperature sensors d) a single Hobo data logger and a 1 Euro coin as reference for the size. **Temperatures** were measured and recorded with a Hobo pendant temperature data logger (Figure 1d). The logger has a size of  $58 \times 33 \times 23$  mm (about the size of a matchbox). Temperatures can be recorded in a range from -20 to +50°C with an accuracy of  $\pm 0.47^{\circ}$ C at  $25^{\circ}$ C and  $\pm 0.8^{\circ}$ C in the full measurement range. The data loggers are water tight and have a storage capacity to hold about one year's worth of ten minute data. Costs are around 20 Euro for each logger.

At each location, nine sensors were placed on a square metal rod with a spacing of 15 cm covering a range from 0 to 120 cm above ground (Fig 1c). We will refer to such a rod with nine sensors as a temperature sensor set.

A reference station was set up at an experimental station of Technical University (TU) Dresden and TU Freiberg located near Baerenfels (Fig 1a). The main purpose of the station is the measurement of air pollutants and meteorological variables. The station is at an elevation of 735 m above sea level. More details about the station and additional measurements are available on the station web page (Eichelmann, 2009).

**Snow water equivalents** were measured with a 3x3 m snow pillow made by the company Sommer from a stable PVC-sheet (Fig 1b). The snow pillow was installed on a level sand bed and filled with 600L of a water ethylene-glycol mixture (2:1) (IUPAC name: ethane-1,2-diol, obtained from Sigma-Aldrich). A pressure sensor DMP 331 (from BD sensors) measured the pressure inside the pillow in the range from 0-250 mbar relative to atmospheric pressure, giving a constant current signal (independent of the voltage) proportional to the pressure. The accuracy of the sensor is better than 0.1%.

The collected data were noisy, showing large short term variations. We were unable to identify the reason for the noisy measurements. Data quality was acceptable after applying a filter that accepted data within  $\pm 0.2\%$  around the local median, calculated from 151 10-minutes measurements ( $\approx 24h$ ).

A temperature sensor set (REF, see table 1) was installed about five meters from the snow pillow.

**Snow height** was recorded with an ultrasonic sensor SR50 (Campbell Scientific) with a measurement range of 0.5 to 10 m, a resolution of 0.1 mm and an accuracy of  $\pm$  0.4% of the distance to the target (at least  $\pm$  1 cm). The sensor was mounted at 1.8 meters directly over the snow pillow and the beam has a range of 22° resulting in an observed area with a diameter of about 0.7 m. The sensor failed to measure for some periods for reasons that we have not been able to identify. The sensor failures were clearly identifiable by a distance to ground of 0 m and were discarded.

**Snow surface temperature** was measured with an IRTS-P infrared temperature sensor (Campbell Scientific). The sensor has an accuracy of  $\pm 0.3^{\circ}$ C in the range from -10 to 55°C. It was also installed at a height of 1.8 m above ground. The 3:1 field of view results in an observed area with diameter 0.6 m. A correction for sensor temperatures was applied as advised by the supplier (Campbell, 2006).

A DL2e data logger (Delta-T Devices Ltd) was used to monitor and record data from all sensors at the reference station at an hourly interval. In March 2009 there was a logger failure and no data were recorded until the next field trip at the end of April.

Additional data included a snow report on the web page of the hotel SWF Skibahnhof located in Neuhermsdorf (Dietrich, 2009, refered to as web data set). We were in contact with the hotel staff throughout the research project and agreed, that snow height readings on the web page would be stored for this project. The snow height was read from the measurement pole shown in Figure 1c) and reported on the homepage. The page was downloaded daily and snow height information was extracted using standard Linux tools (grep, awk, vim). As shown in Figure 1c) one temperature sensor set (NHD) was installed within 1 m of the location of the reported snow height.

Manual snow depth measurements were made on fields close (within 500 m) to the temperature sensor sets during 5 campaigns on January the  $16^{th}$  and  $30^{th}$ , February  $13^{th}$  and  $27^{th}$  and March  $26^{th}$ . Snow depth was measured 60 times at each location using a sampling scheme with 1 m spacing as described by Jost et al. (2007).

#### 2.2 Snow height estimation

The underlying idea is to use the reduction of the diurnal temperature variation caused by the insulating effect of snow to detect the height of the snow cover. Figure 2 (left) shows temperature data (using a grey scale) for a two day period at the end of February 2009 for different heights above ground. The figure clearly shows a very constant temperature for all sensors at and below 75 cm. Above, a clear diurnal signal can be detected with highest temperatures around noon. The corresponding variance for the two day period for each sensor is shown in Figure 2 (right). A sharp drop of variance between the sensor at 90 cm and the sensor at 75 cm is clearly visible. The height of this maximum drop was determined for each day of the study period (using daily variances), giving an estimate of the height of the snow cover  $h_{est1}$  and the height of the lowest free sensor  $h_{free}$ .

Since  $h_{est1}$  is nearly random for snow free periods (we do not expect the maximum drop of the temperature variance to be observed at a certain, constant height), we included two additional conditions: 1) setting the height of the snow cover  $(h_{est2})$  to 0 cm if temperatures above 2 °C were observed below height  $h_{est1}$  and 2) ignoring changes in snow height if the mean absolute change in snow height for five days was larger than 10 cm/day. This rate was determined empirically from the data set at the reference station.

 $h_{est2}$  has a vertical resolution corresponding to the spacing of the temperature sensors. However, during melting periods, this resolution can be increased the following way: Each time a temperature sensor is released from the snow cover, we observe a reduction of  $h_{est2}$  as a step function. The amount of snow melted between two such steps can be related to temperature with a simple temperature index model (TIM) (e.g. Ferguson, 1999):

$$\delta h = \begin{cases} ti * (T_{air} - T_{lim}) & \text{for } T_{air} > T_{lim} \\ 0 & \text{for } T_{air} \le T_{lim} \end{cases}$$
(1)

 $\delta h$ : change in height in cm; ti: temperature index in cm/°C/time unit;  $T_{air}$ : air temperature;  $T_{lim} = 0$ °C: melting temperature

Equation 1 is used to interpolate the snow height  $(h_{est3})$ . Note that usually, TIMs are formulated in terms of changes of snow water equivalents while we use a formulation in terms of snow height. The density of the snow cover could be used to convert ti from our model to a ti for a standard TIM if settling of snow were not of importance.

#### 2.3 Cold content of snow cover

The cold content  $Q_{cc}$  (Equation 2) defines the amount of energy required to bring the snow cover to a temperature of 0°C (Dingman, 2002). The snow cover starts melting if the cold content is 0 and additional thermal energy enters the snow cover. Knowledge about the onset of snowmelt is an important piece of information for the prediction of spring floods.

$$Q_{cc} = -c_i * \rho * h * (T_s - T_m) \tag{2}$$

 $c_i=2102$  J/kg/K the heat capacity of ice (Dingman, 2002),  $\rho$  density of the snow, h height of the snow cover,  $T_s$  average temperature of the snow cover, and  $T_m=0^{\circ}\mathrm{C}$  melting temperature. Note that this approach neglects heating of liquid water in the snow pack.

With the temperature measurements and the height  $h_{est3}$ , data for all variables except for the density of snow are available. If we can make a reasonable assumption about snow density, we are able to determine  $Q_{cc}$ . The density of freshly



Figure 2: Core idea for the estimation of snow height from temperature data: the left hand plot shows the diurnal temperature variation (two days) as function of sensor height above ground. The right hand side plot shows the variance of the temperature data. The black dashed line indicates the estimated height of the snow cover.

fallen snow ranges from 4 to 340 kg/m<sup>3</sup> but an average relative density of  $\rho_{ns} = 100$ kg/m<sup>3</sup> is often assumed (Dingman, 2002). Well drained snow at melting point has a density near 350 kg/m<sup>3</sup> (Dingman, 2002) and (Anderton et al., 2004; Jonas et al., 2009; Lundberg et al., 2006) report relationships between snow depth and density. We used snow density obtained from the snow pillow and snow height measurement at the reference station.

The methods and models presented have been implemented as part of the Rpackage RHydro (Reusser and Buytaert, 2010). An example data set is also available in the package.

### **3** Results

#### 3.1 Measurements at the reference station

Figure 3 shows time series for measured data at the reference station, using grey scales for temperature values. The top plot shows snow surface temperatures. In the second plot, observed temperatures in and above the snow cover are shown (height above ground on the y axis) together with snow height from the ultrasonic sensor. The third plot contains snow densities calculated from the SWE (snow pillow) and the snow height.

Diurnal variation of air temperature is clearly visible in Figure 3, as well as the seasonal pattern of temperature with lowest temperatures recorded in January. The surface temperature closely follows air temperature for the recorded period. As expected we observe the strong reduction of the diurnal temperature variation due to the snow cover. The snow cover starts in December. Around new year, the snow height decreases, at the same time snow density increases from the low densities recorded for fresh snow to almost 500 kg/m<sup>3</sup> due to compaction during melting periods. From the beginning of January until the beginning of March, snow is further accumulated and at the beginning of March, the onset of snowmelt is recorded. As already reported, data from the reference station is not available after beginning of March due to a logger failure. Problems with the ultrasonic sensor resulted in the data gaps apparent in Figure 3.

#### 3.2 Height estimation

Snow height estimation  $h_{est3}$  and  $h_{free}$  based on the algorithm described in section 2.2 are shown in Figure 4 for the reference station. The mean absolute error between interpolated results and ultrasonic measurements for the period from December 1<sup>st</sup> until end of January is 5.3 cm (see discussion for an expected value for the mean absolute error).



Figure 3: Measured time series for the reference station: snow surface temperature (infrared sensor) (top); observed temperatures as function of height above ground and snow surface height (ultrasonic sensor) marked by black points (middle); snow density (bottom)

10



Figure 4: Snow surface height at the reference station: ultra-sonic reference, and  $h_{\text{free}}$  and  $h_{\text{est3}}$  from temperature measurements

Estimated snow heights for the remaining four locations are presented in Figure 5. Measured temperatures for different heights are color coded. Again, the reduction of the diurnal variation due to the snow cover is visible. Snow height  $(h_{est3})$  is white, while the web data set is shown as red dotted line for the Neuherms-dorf location (NHD). The mean absolute error between the web dataset and the corresponding  $h_{est3}$  is 6.0 cm.

In general,  $h_{est3}$  is within the measured variability from the manual snow depth measurements (shown in black in Figure 5). The only exceptions are the measurements at the Neuhermsdorf location (NHD) after the end of March (last two measurements). However,  $h_{est3}$  agrees well with the web data set during this period. The difference can be explained by the fact that the manual measurements were taken about 500 m away from the temperature sensor set on a field, which was more exposed to wind compared to the location of the temperature sensor set.

Temperature indices ti (Equation 1; table 2) were estimated for melting periods, during which two or more sensors were uncovered. Values are in the range from 0.4 to 5 mm snow height/day/°C. From the few data points, no seasonal trend can be determined.

As mentioned above, if settling of the snow cover was not an important process, density of the snow cover could be used to convert from a snow height TIM to a SWE-based TIM. In order to assess comparability of the ti values based on snow heights with ti values based on SWE, we fitted Equation 1 to both types of data for the reference station during the short melting period between December the 15<sup>th</sup> and 24<sup>th</sup> (Figure 6). The figure shows measurements (interrupted lines) of SWE, snow height (ultrasonic sensor), and  $h_{est3}$ . The TIM from Equation 1 was fitted to the melting periods of the three time series (shown with solid lines). Precipitation data are shown from the top of the figure.

Two melting phases can be observed with very different properties. No precipitation is observed for the first period and the index was found to be  $ti_2 = 0.67 \text{ mm/day}^{\circ}\text{C}$ (height based, ultrasonic sensor), while reduction of SWE ( $ti_4$ ) is somewhat faster, as expected due to the density-factor.

During the second period, precipitation is observed (almost 20 mm in total).  $t_{i_3}$  (height based, ultrasonic sensor) is 3.4 mm/day/°C. During this event, the density of snow cover increases strongly, since the height is reduced to half of the initial value while SWE hardly decreases. Accordingly, the SWE-based index is found to be only  $t_{i_5}$ =0.37 mm/day/°C.  $t_{i_1}$ =3 mm/day/°C (height based, temperature sensors) is strongly influenced by the height reduction during this second event.





Figure 5: Temperature data (color coded) and estimated snow cover thickness (white) for all locations in the Weisseritz catchment. Manual reference measurements are shown in black. The red dots in the upper left panels refer to the web data set that consists of manual measurements of snow heights at the hotel SWF Skibahnhof located in Neuhermsdorf.

Figure 6: Snow height (measurements with ultrasonic sensor and estimated from temperature loggers) and snow weight (snow pillow) for the reference station. Snow melt/compaction modelled with TIM (Eq. 1) is shown in solid lines together with best estimates (least squares) for the ti-value.  $ti_1$  through  $ti_3$  are reported in mm snow height/day/°C while  $ti_4$  and  $ti_5$  are reported in mm SWE/day/°C. Rain fall data is shown from the top. To make the distinction of data easier, values derived from temperature measurements are shown in grey.

Period	REF	NHD	RFD	BFS	LHM
Late December	3.0				
Early March	2.2	2.6		1.2	
Mid March	3.7	2.3		1.3	
Late March	0.52	1.5		4.7	
March			0.42		

Table 2: Temperature indices ti (mm snow height/day/°C)

#### 3.3 Cold content of the snow cover

Cold content describes how much energy is required to rise the temperature of the snow cover to 0°C and indicates when melting processes will start. It was determined according to Equation 2 and is plotted in Figure 7 (middle) along with the estimated snow height ( $h_{est3}$ , top graph). The cold content varies between 0 and 500 kJ/m<sup>2</sup> and as expected, is low during melting periods (<50 kJ/m<sup>2</sup> for periods with decreasing snow height)

Discharge data for the two gauging stations is also shown in Figure 7 (bottom), to allow a first assessment of the relevance of cold content for the prediction of flood events. Increases of discharge occur only during periods with a low cold content (<50 kJ/m<sup>2</sup>) and an existing snow cover.

### 4 Discussion

#### 4.1 Temperature measurements

The temperature accuracy and resolution of the Hobo sensors as well as a temporal resolution of ten minutes was sufficient for this application. The reduction of the diurnal variation was clearly detectable. Therefore, the data are well suited for the estimation of snow height and temperature profiles.

We observed that the snow cover is influenced by the sensors and the metal rod during the melting period, resulting in increased melting just around the sensor set. Our recordings did not allow us to fully assess this influence since manual reference measurements were not sufficiently frequent, the data logger at the reference station was not in operation, and the web data set ended towards the end of the snow season.

### 4.2 Snow height estimation

The maximum reduction of diurnal variance along the profile appears to be a robust indicator to estimate snow height for periods of snow cover. The resulting



Figure 7: Snow height and cold content of the snow cover at Baerenfels-station as well as discharge observed at the two gauges. Cold content was calculated from observed temperatures and predicted one and five days ahead with a thermal diffusion model (Appendix).

time series of snow height is in good agreement with the reference measurements with a mean absolute error of about 6 cm. This is the expected minimum error for a sensor spacing of 15 cm and the method presented.

For the estimation of the expected minimum error, the vertical resolution of the web data set was reduced to a 15 cm resolution (reduced web data set). This corresponds to perfect information about the snow coverage of each single temperature sensor. The reduced web data set was then used as  $h_{est1}$ -values in the normal snow height estimation procedure (section 2.2). The mean absolute error between the resulting snow height estimate  $h_{est3}$  and the original web data set was found to be 6 cm.

Small underestimations of snow height are likely, because the diurnal variation may be observed even though a thin snow cover is present. The thickness of the snow cover above the sensor that is required to sufficiently reduce the diurnal oscillation in order to detect the snow height is not known.

Location specific properties are apparent from the measurements: minor snow fall occurred in March, as shown for the NHD-station and confirmed by the web data set. It is very likely that snow also fell at the close-by RFD-station but windy conditions redistributed snow immediately away from the station, so that no increase in snow height was observed.

For snow free periods the maximum reduction of diurnal variance along the profile results in near-random, implausible snow heights. Setting a limit to the mean absolute change in snow height for a five day window turned out to be an objective, satisfying approach to remove impossible snow height dynamics during such periods.

For the melting periods, the TIM is a useful interpolation method in order to increase the horizontal resolution of the estimated snow heights. We observed values between 0.42 and 4.7 mm height/day/°C. Note that it is not possible to distinguish the reduction of height due settling of snow cover and due to melting. Therefore, derived ti values based on height can not be compared to ti values based on SWE since compaction of the snow cover is an important process.

Even though direct comparison to values reported in literature is not possible, we can still compare the range observed. Hock (2003) summarizes ti for snow from more than 10 studies and reports values between 2.5 and 11.6 mm SWE/day/°C. In comparison, values around 0.4 appear to be very low, since conversion from height to SWE would introduce a density factor, which is < 1. One possible reason for such differences are extended periods of thawing and refreezing cycles, a process that is not represented in the simple model.

If no snow density measurements are available, density may be estimated as a function of snow depth (Anderton et al., 2004; Jonas et al., 2009; Lundberg et al., 2006). Such an estimate causes some additional uncertainty. Since cold content is a linear function of snow density, effects of density errors can easily be evaluated using error propagation.

Cold content seems to provide a reliable assessment of the potential for snow melt and may be of value for flood predictions. We present and discuss a very simple model for the prediction of the cold content in the Appendix. A sensor network (Hart and Martinez, 2006; Xu, 2002; Barrenetxea et al., 2008; Lundquist et al., 2003), transmitting measured temperatures in real time, might be useful for flood prediction as the height derived from temperatures gives an indication about the amount, and the cold content gives an indication about the potential for melt. The real time data may also be useful to update the temperature state of process based snow models, and thus to improve their performance.

### 4.4 Improving the approach

Limitations of the proposed approach may be distinguished into potential error sources and issues related to the practical application. Possible error sources include the slight underestimation because of the undetectable thin snow cover as described above, and the influence of the sensors and the metal rod on the snow cover. We suggest further experiments in the lab to better understand the temperature reading for bearly covered sensors. Experimenting with different materieals and coatings could reduce the effect of the setup on the surrounding snow cover.

As temperature measurements are an indirect way of determining snow height, we are dependent on the algoritm presented. This introduces additional possibilities for improvement. The criterion for snow free periods is currently based on two empirical factors, the upper limit to acceptable snow height change rates and the upper limit to within-snow-cover temperatures. With these two empirical parameters, it is not guaranteed to reliably identify all snow free periods – depending on the exact value of the parameters, either snow free periods are not identified as such or periods with snow cover may be detected as snow free. In addition, snow heights can not be estimated correctly for periods of diurnal temperature variability below a certain limit. We are grateful for suggestions for an improved algorithm. Such an improvement may for example include information from recent days in the estimation of the snow height. There are practical limits to the horizontal resolution. Estimation of the cold content requires information on the density as described above, which is not available from the temperature measurements and for a real time application, data transmission becomes an issue.

### 5 Conclusions

In this study, we presented an inexpensive method for simultaneous estimation of snow height, the temperature profile and cold content of snow. While an ultra sonic sensor with logger is about 1000 Euro and provides information about snow height only, the method presented in this study is based on 10 temperature sensors, which are available for about 200 Euro.

To estimate heights, the method exploits the insulating effect of the snow which reduces temperature fluctuations in the snow cover. The estimated heights agree well with reference measurements. Temperature, snow height and cold content are interesting properties for spring flood warning because snow height is an indicator for the amount of snow available while cold content tells us the amount of energy required to start snowmelt.

From the data, we also attempted a prediction of cold content with a very simple model (Appendix). While predictions are satisfactory, the model itself is an oversimplification and identifiability of the single parameter  $\alpha$  is poor. From this study we suggest that a decision based on current height, estimated cold content and weather predictions may be as beneficial.

Following our study, installation of a sensor network that transmits observations in real time may be an interesting future step. The benefit for operational flood warning and updating of snow models could then be fully explored. Filtering techniques are most often used to assimilate snow covered area or snow water equivalents (Andreadis and Lettenmaier, 2006; Clark et al., 2006; Slater and Clark, 2006). The assimilation of snow cover temperature data is innovative and appealing, since the observed states and model states are directly commensurable. While our results indicate a great potential, certainly more data are needed to better understand the added value of such data to predict spring flood events based on estimated snow heights and cold content. Further experiments should also investigate the thickness of snow cover above the sensor required to sufficiently reduce diurnal variation of temperature. Further tests should minimize the influence of the measurement set-up on the snow cover, as melting occurred somewhat faster around the sensors.

### Acknowledgements

This study has been funded as part of OPAQUE (operational discharge and flooding predictions in head catchments), a project within the BMBF-Förderaktivität "Risikomanagement extremer Hochwasserereignisse" (RIMAX). We would like to thank Sophie Baumann and Christian Rinner who contributed to the snow height estimation algorithm. Stefan Lüdtke, Andreas Bauer, Markus Morgner, Thomas Gräff, Jenny Eckart, Niko Bornemann, Mareike Eichler, Thomas Recknagel, Andreas Passing, Maximilian Semmling, David Kneis, David Torhorst, Helge Gross, Bettina Schäfli, Jessica Papke, Karen van der Merve, Antonius Golly, Daniel Stichs, Carsten Neumann, Christian Lehr, and Richard Jung, were involved in the field work. We wish to acknowledge valuable discussions with Theresa Blume, Markus Weiler and Uwe Ehret. Maik Heistermeister and Till Franke and two anonymous reviewers made helpful comments on earlier versions of the manuscript. We obtained great support during the installation of the equipment from Peter Eckart, Bernd Böhme and Timo Junkers from the Landestalsperren Verwaltung Sachsen (State Office for Reservoir Management).

# A Appendix: Simple model for the prediction of the cold content

We tested a parsimonious 1d thermal diffusion model for analysing our temperature profile data to determine how much additional information can be derived. A full snow process model would at least include air temperatures, input of energy by radiation, influence of wind and rain, and mass transport of water vapor in the snow cover and possibly transport of snow by wind and avalanches. We take the parsimonious approach for the sake of assessing how much information can be derived from the temperature measurements only. For our simple model, we need to assume that: a) heat transport into the snow cover by radiation is proportional to observed temperatures (similar to the often used temperature index approach for snowmelt modelling (Ferguson, 1999)) and that b) temperatures in the snow cover are not influenced by wind, rain and melting processes. While obviously, these are strong and erroneous assumptions, they allow us to formulate the problem of predicting cold content as a simple diffusion model for heat (e.g. Brandt and Warren, 1997). Fitting the diffusion model to observed data provides an estimation of the thermal conductivity of snow (for more details, see below), which can then be used to predict the cold content.

Thermal conductivity is commonly reported as effective thermal conductivity (ETC), which summarizes a number of complex transport processes including conductivity in ice and air spaces, as well as latent heat flow due to water vapor (Brandt and Warren, 1997). Literature values for ETC are for example reported by Fukusako (1990) and are dependent on density, temperature and snow microstructure, ranging from about 0.1 to 1.1 W/m/K. Measurements of ETC are frequently discussed (Aggarwal et al., 2009; Brandt and Warren, 1997; Sturm et al., 1997; Satyawali and Singh, 2008; Schneebeli and Sokratov, 2004) and are based on one of three basic methods (e.g. Brandt and Warren, 1997): 1) attenuation and time lag of the natural temperature signal, 2) transient measurement with a so called transient-probe method, measuring the temperature response to a short heating pulse of a needle inserted into the snow cover, and 3) steady state method with a constant thermal gradient in the lab. The first method corresponds to solving a diffusion model of heat and has the problem mentioned above that some of the required assumptions generally do not hold (see discussion for more details).

#### A.1 Method

For the prediction of the cold content, we estimate future temperatures in the snow cover with the heat diffusion model described in Equation 3, which is based on a single model parameter  $\alpha$ . Temperatures were calculated one to five days ahead with a time step equal to the measured frequency of the temperature data. Similar models for heat transfer in snow have been applied previously (e.g. Brandt and Warren, 1997).

$$\frac{dT(z)}{dt} = \alpha \frac{d^2T}{dz^2} \tag{3}$$

 $\frac{dT(z)}{dt}$ : change of temperature with time, and  $\frac{d^2T}{dz^2}$ : curvature of the snow temperature profile.

As initial conditions, we used an interpolation of measured temperatures at the first time step of the simulation period. We assumed perfect air temperature predictions, thus we used the measured temperatures of the top temperature sensor as upper boundary condition. For the lower boundary condition, measurements at the snow soil interface were used.

Solving the heat diffusion model described in Equation 3 requires an estimate of the model parameter  $\alpha$ . We tested two estimation methods: 1) assuming a fixed value for  $\alpha$  and 2) estimating  $\alpha$  for each day by minimizing the difference between the measured and modelled (Eq 3) temperature of the previous two days (overlapping two day windows with a 1-day spacing).

For the first method we need an estimation of the upper bound for  $\alpha$ . For our simple thermal diffusion model,  $\alpha$  can be expressed as a function of three characteristics of the snow cover:  $\alpha = \lambda/\rho/c_i$ , where density  $\rho$  and heat capacity  $c_i$  were defined for Equation 2, and  $\lambda$  is the effective thermal conductivity (ETC). Assuming a mean density of  $\rho = 200 \text{ kg/m}^3$  as before and using the constant heat capacity of ice (the heat capacity of the enclosed air is negligible), the problem reduces to estimating upper bound for  $\lambda$ .

As an upper bound for ETC, the thermal conductivity for ice may be used  $\lambda_i = 2.2$  W/m/K (e.g. Sturm et al., 1997; Dingman, 2002). While ETC especially increases with increasing water content, we did not find studies that present results for ETC for wet snow. Values for dry (cold) snow are for example summarized by (Fukusako, 1990) and lie within the two bounds.

From the estimated bounds for ETC, we can estimate bounds for  $\alpha$  using the density of ice  $\rho_i$ :  $\alpha^u = \lambda_i / \rho_i / c_i = 2.2 \text{W/m/K} / 917 \text{kg/m}^3 / 2102 \text{ J/kg/K} = 1.1*10^{-6} \text{m}^2/\text{s}.$ 

For the second method of estimating  $\alpha$ , the standard optimiziation algorithm in R, the statistical software package (Ihaka and Gentleman, 1996), for one dimensional problems was used and an upper limit of 5e-6  $m^2/s$  was set to the optimization. The upper limit is five times higher than the thermal conductivity of pure ice. We could have used the thermal conductivity of ice as upper boundary, but we wanted to check how often values above this theoretical limit were found by the optimization algorithm. We used this information as a test for the validity of the model assumptions.

### A.2 Results

We predicted cold content as an indicator for snowmelt with the thermal diffusion model (Eq 3). One and five day ahead predictions were calculated and are presented in Figure 7. We assumed perfect prediction of air temperatures to test the "best-case" performance of the estimate. Predictions had a root mean square error (RMSE) of 24.4 and 36.1 kJ/m<sup>2</sup> for one and five days, respectively, with an intermediate  $\alpha$  of 5\*10<sup>-7</sup> m<sup>2</sup>/s.

As a simple reference, we used a persisting temperature profile, for which RMSE was  $43 \text{ kJ/m}^2$  for the one day prediction.

The choice of  $\alpha$  was not critical since results were not sensitive: RMSE was between 24.37 and 24.39 for six levels of  $\alpha$  below the theoretical bounds  $(\alpha^u = 1 * 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s})$  for the one day prediction (36.0 to 36.2 m<sup>2</sup>/s for the five day prediction).

Even though sensitivity for  $\alpha$  was low, we also checked whether improved predictions could be achieved when the value for  $\alpha$  was estimated with the data observed two days before the prediction time. However we did not see improved predictions compared to a fixed  $\alpha$  (RMSE =24.5 and 36.3 kJ/m<sup>2</sup> for the one and five days, respectively). Compatible with this poor performance is the distribution of the optimized parameter values: only 29% of the  $\alpha$ -values were below the estimated upper bound of 1\*10<sup>-6</sup> m<sup>2</sup>/s, and 71% were above.

#### A.3 Discussion

Estimates of the current and predictions of future cold content may be of value for flood forecasting. With a RMSE of about 24-36 kJ/m<sup>2</sup>, predictions seem sufficiently reliable for use in such a setting. It is surprising that the prediction of cold content is not very sensitive for  $\alpha$  within the theoretical bounds. A possible explanation is that the sensor spacing of 15 cm is too large to observe sufficient variation in temperature since snow is a good thermal insulator. Accordingly, temperatures in the snow cover are always close to 0°C (Figures 3 and 5). Longer periods with very low temperatures would be required for the cold to travel far into the snow cover.

In our study we assumed perfect knowledge about future temperatures. We do not expect large errors because temperature forecasts are very reliable <sup>1</sup>.

The limited temperature changes within the snow cover make estimations of  $\alpha$  difficult.  $\alpha$  is often estimated to be higher than the theoretical upper bound of pure ice, which indicates that the model is an oversimplification and processes other than the thermal diffusion are of importance. This complies with Brandt and Warren (1997) who report that estimated ETC from temperature measurements are generally not very reliable since disturbing processes are hard to avoid.

At least three disturbing processes are of importance: 1) radiation may increase temperature of sensors within the snow cover; 2) so called wind pumping, where air is pressed into the snow cover due to the pressure from the wind, affects temperatures; and 3) multiple mechanisms of heat diffusion within the snow cover due to its complex structure are lumped into a single parameter, which at the same time represents heat transport due to conductivity in ice and air spaces, as well as latent heat flow due to water vapor (Brandt and Warren, 1997). These modes of transport all depend on snow density, snow microstructure, temperature, and water content (Sturm et al., 1997, 2002; Fukusako, 1990). Increasing weathering generally leads to increased thermal conductivity, except for the formation of depth hoar at the base of a snow cover (Sturm et al., 2002).

Another process that is not included in the simple model but is certainly of importance (Figure 6) is energy input into the snow cover by rain. As an example, assuming rain with a temperature of 5°C, with the heat capacity of water  $c_w = 4.19 \text{ kJ/L/K}$  (Dingman, 2002) we obtain 21 kJ/L that are available if the rain is cooled to 0°C. For our snow cover we observed a maximum cold content of about 300 kJ/m<sup>2</sup>. To heat the entire snow cover to melting temperature, we need 300 kJ/m<sup>2</sup> / 21 kJ/L = 14.3 L/m<sup>2</sup> = 14.3 mm. Events of this size are quite common in this catchment.

Due to these oversimplifications and the observed insensitivities of the heat

diffusion model, a simpler warning scheme, based on current cold content and weather predictions is likely to be as effective for spring flood warning as the heat diffusion model. Nevertheless, we achieve a reduction of the RMSE of about 30% with the heat diffusion model, if compared to the persistence assumption.

### References

- Aggarwal, R. K., Negi, P. S., Satyawali, P. K., 2009. New Density-based Thermal Conductivity Equation for Snow. Defence Science Journal 59 (2), 126–130.
- Anderton, S. P., White, S. M., Alvera, B., 2004. Evaluation of spatial variability in snow water equivalent for a high mountain catchment. Hydrological Processes 18 (3), 435– 453.
- Andreadis, K. M., Lettenmaier, D. P., 2006. Assimilating remotely sensed snow observations into a macroscale hydrology model. Advances in Water Resources 29 (6), 872– 886.
- Barrenetxea, G., Ingelrest, F., Schaefer, G. L., Vetterli, M., 2008. The hitchhiker's guide to successful wireless sensor network deployments. In: SenSys '08: Proceedings of the 6th ACM conference on Embedded network sensor systems. ACM, New York, NY, USA, pp. 43–56.
- Blöschl, G., 1999. Scaling issues in snow hydrology. Hydrological Processes 13 (14-15), 2149–2175.
- Brandt, R. E., Warren, S. G., 1997. Temperature measurements and heat transfer in nearsurface snow at the South Pole. Journal of Glaciology 43 (144), 339–351.

Campbell, 2006. IRTS-P Precision Infrared Temperature Sensor.

- Clark, M. P., Slater, A. G., Barrett, A. P., Hay, L. E., McCabe, G. J., Rajagopalan, B., Leavesley, G. H., Aug. 2006. Assimilation of snow covered area information into hydrologic and land-surface models. Advances in Water Resources 29 (8), 1209–1221.
- Dietrich, R., 2009. Snow Report of the "Skisportzentrum, Wanderheim und Sporthotel, Freizeitanlagen GmbH", a hotel in Hermsdorf-Rehefeld.

Dingman, S. L., 2002. Physical hydrology. Waveland Press, Long Grove, Ill.

Durand, M., Molotch, N. P., Margulis, S. A., 2008. A Bayesian approach to snow water equivalent reconstruction. Journal of Geophysical Research-Atmospheres 113 (D20), D20117.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Martin Göber, German Weather Service, personal communication, 29. March 2010: 90% of the two day predictions show an error smaller than  $\pm 2^{\circ}$ C for the case study region

URL http://www.saechsische-schweiz-touristik.de/swf/ www-cms2.pl?template=winter.html

#### Eichelmann, U., 2009. TUD - Research Station Oberbärenburg.

- URL http://tu-dresden.de/die\_tu\_dresden/fakultaeten/ fakultaet\_forst\_geo\_und\_hydrowissenschaften/fachrichtung\_ wasserwesen/ifhm/meteorologie/forschung/stationen/ station\_obb
- Essery, R. L. H., Pomeroy, J., 2004. Implications of spatial distributions of snow mass and melt rate for snow-cover depletion: theoretical considerations. Annals of Glaciology, Vol 38, 2004 38, 261–265.
- Farinotti, D., Magnusson, J., Huss, M., Bauder, A., 2010. Snow accumulation distribution inferred from time-lapse photography and simple modelling. Hydrological Processes 24 (15), 2087–2097.

URL http://www3.interscience.wiley.com/journal/123329125/
abstract

- Ferguson, R. I., 1999. Snowmelt runoff models. Progress in Physical Geography 23 (2), 205–227.
- Fukusako, S., 1990. Thermophysical Properties of Ice, Snow, And Sea Ice. International Journal of Thermophysics 11 (2), 353–372.
- Hart, J., Martinez, K., 2006. Environmental Sensor Networks: A revolution in the earth system science? Earth-Science Reviews 78 (3-4), 177–191.

URL http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.05.001

- Hock, R., Nov. 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. Journal of Hydrology 282 (1-4), 104–115.
- Ihaka, R., Gentleman, R., 1996. R: A Language for Data Analysis and Graphics. Journal of Computational and Graphical Statistics 5 (3), 299–314.

URL http://www.amstat.org/publications/jcgs/

Jonas, T., Marty, C., Magnusson, J., Nov. 2009. Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps. Journal of Hydrology 378 (1-2), 161–167.

URL http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/ S0022169409005848

Jost, G., Weiler, M., Gluns, D. R., Alila, Y., 2007. The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale. Journal of Hydrology 347 (1-2), 101–115.

URL http://www.sciencedirect.com/science/article/ B6V6C-4PN060S-4/2/abf3a42a8688f61ea05912b4c39be8b2

Kolberg, S. A., Gottschalk, L., 2006. Updating of snow depletion curve with remote sensing data. Hydrological Processes 20 (11), 2363–2380.

- LfUG, 2007. {Landesamt für Umwelt und Geologie Sachsen (State office for environment and geology)}, Data about land use, soils, discharge, and the digital elevation model. data.
- Liston, G. E., 1999. Interrelationships among snow distribution, snowmelt, and snow cover depletion: Implications for atmospheric, hydrologic, and ecologic modeling. Journal of Applied Meteorology 38 (10), 1474–1487.
- Lundberg, A., Richardson-Näslund, C., Andersson, C., 2006. Snow density variations: consequences for ground-penetrating radar. Hydrological Processes 20 (7), 1483–1495. URL http://www3.interscience.wiley.com/journal/112221721/ abstract
- Lundquist, J. D., Cayan, D., Dettinger, M., 2003. Information Processing in Sensor Networks. Vol. 2634 of Lecture Notes in Computer Science. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.

URL http://www.springerlink.com/content/8gcqv9dmbaj9km6v

- Lundquist, J. D., Lott, F., 2008. Using inexpensive temperature sensors to monitor the duration and heterogeneity of snow-covered areas. Water Resources Research 44, —-. URL http://dx.doi.org/10.1029/2008WR007035
- Pomeroy, J., Essery, R. L. H., Toth, B., 2004. Implications of spatial distributions of snow mass and melt rate for snow-cover depletion: observations in a subarctic mountain catchment. Annals of Glaciology 38, 195–201.
- Reusser, D. E., Buytaert, W., 2010. RHydro: Classes for hydrological modelling and analysis.
- Satyawali, P. K., Singh, A. K., Aug. 2008. Dependence of thermal conductivity of snow on microstructure. Journal of Earth System Science 117 (4), 465–475.
- Schneebeli, M., Sokratov, S. A., 2004. Tomography of temperature gradient metamorphism of snow and associated changes in heat conductivity. Hydrological Processes 18 (18), 3655–3665.
- Slater, A. G., Clark, M. P., 2006. Snow data assimilation via an ensemble Kalman filter. Journal of Hydrometeorology 7 (3), 478–493.
- SRTM, 2002. Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) Elevation Data Set. dataset.
- Sturm, M., Holmgren, J., Konig, M., Morris, K., 1997. The thermal conductivity of seasonal snow. Journal of Glaciology 43 (143), 26–41.
- Sturm, M., Perovich, D. K., Holmgren, J., 2002. Thermal conductivity and heat transfer through the snow on the ice of the Beaufort Sea. Journal of Geophysical Research-Oceans 107 (C21), 8043.

## Veröffentlichung und Verwertungsmöglichkeiten der Ergebnisse

Das neue, kostengünstige Verfahren zur kontinuierlichen Messung von Schneehöhe und Kältegehalt ist für zukünftige Studien mit Sicherheit von Vorteil, da dadurch die notwendigen Informationen kostengünstiger erhoben werden können. Für die Hochwasservorhersage hat die Methode ein großes Potenzial, wenn die Informationen durch Aufbau eines Sensornetzes in Echtzeit zur Verfügung stehen und damit eine Abschätzung der aktuellen Lage deutlich verbessert werden kann. Die Methode zur Auswertung der Resultate wird als freie Software veröffentlicht und steht dadurch Interessierten zur Nutzung und Weiterentwicklung zur Verfügung.

Reusser, Dominik E., and Erwin Zehe. 2010. Low-cost monitoring of snow height and thermal properties with inexpensive temperature sensors. Hydrological Processes: submitted.

- Reusser, Dominik E., Markus Weiler, and Erwin Zehe. 2010. Inexpensive temperature sensors to monitor snow height and snow thermal properties. In Geophysical Research Abstracts, EGU2010-3311-1. <u>http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2010/EGU2010-3311-1.pdf</u>.
- Reusser, Dominik E., Stefan Lüdtke, Jörn Pagel, and Erwin Zehe. 2010. Spatio-temporal variability of snow in the Weisseritz catchment. inPrep.

## Literatur

Lundquist, Jessica D, and Fred Lott. 2008. Using inexpensive temperature sensors to monitor the duration and heterogeneity of snow-covered areas. Water Resources Research 44: --. <u>http://dx.doi.org/10.1029/2008WR007035</u>.

## 5.7.3. Erfassung der Schneedecke aus Radarsatellitendaten

## 5.7.3.1 Einführung und Daten

Für die Analyse der Schneeverteilung aus Radarsatellitendaten gab es verschiedene Ansätze aus der Literatur, von denen zwei auf die Anwendbarkeit getestet wurden: einerseits der Ansatz von Nagel et al. (Nagler et al. 2005a, Nagler et al. 2005b, Nagler et al. 2009), andererseits der von Valenti et al. (2008) beschriebene.

Datum	Swath	Track	Pass
20. März 2008	IS2	43	Ascending
26. Januar 2009	IS7	494	Descending
29. Januar 2009	IS2	43	Ascending
1. Februar 2009	IS4	79	Descending
14. Februar 2009	IS6	265	Descending
20. Februar 2009	IS3	351	Descending
2. März 2009	IS7	494	Descending
11. März 2009	IS4	129	Ascending
21. März 2009	IS2	315	Ascending
24. März 2009	IS1	272	Ascending
30.März 2009	IS2	394	Descending
14. Januar 2010	IS2	43	Ascending
27. Januar 2010	IS7	222	Descending
15. Februar 2010	IS6	494	Descending
27. Februar 2010	IS6	172	Ascending

Tabelle 5.7.1:Liste der ASAR-Satellitenbilddaten zur Schneedeckenerfassung

Beide Verfahren beziehen sich auf die Nutzung von EnvisatASAR Daten, wie sie auch in OPAQUE zur Verfügung standen. Ähnlich wie bei der Beschaffung von Daten während der Frühjahrszeit, wenn Hochwasser nach der Schneeschmelze besonders unter Beobachtung stehen, war es auch in der Winterzeit schwierig, die gewünschten Datensätze zu bekommen. Aus den abgegebenen Datenbestellungen konnten die nachfolgend aufgelisteten Aufnahmen realisiert werden (Tabelle 5.7.1). Wie von den anderen Autoren betont, lag die Präferenz auf Daten mit hohem Einfallswinkel (IS-Mode 6-7).

## 5.7.3.2 Methode

Die Arbeiten wurden mit SARscape ausgeführt, einem für die Verarbeitung von Radardaten sehr gut ausgestatteten Software-System. Die Daten wurden als Level0-Daten bestellt und nach Import und Multilooking einer Georeferenzierung unter Verwendung des SRTM-Höhenmodells unterzogen. Entsprechend dem Vorgehen in den genannten Studien wurden auch im vorliegenden Fall zunächst zu den Aufnahmen aus der Schneesaison ein entsprechendes Referenzbild ohne Schnee gesucht. Dabei wurde einerseits der Gedanke verfolgt, einen Datensatz mit gleicher Tracknummer zu wählen, um eine Koregistrierung der Daten vornehmen zu können. Damit sollten Effekte, die auf die ungenaue Bildgeometrie der später verknüpften Datensätze zurückzuführen sind, vermieden werden. Andererseits wurde das Prinzip verfolgt, dass unter Verwendung von präzisen Orbitdaten des Sensors (precise orbit DORIS data) die Koregistrierung wegzulassen, weil der Zwang, zu einem Datensatz einen Referenzsatz mit gleichem Track zu finden, die Möglichkeiten der Datenkombination noch weiter einschränkt. Letztendlich ist eine Aufnahme vom 16. Mai 2009 als Referenzbild verwendet worden. Bei der Auswertung der Daten zeigte sich später, dass auch andere, der Landnutzung im Bild geschuldeten Effekte, einen Einfluss auf die Wahl des Referenzbild haben können.

Aus dem geometrisch aufeinander abgestimmten Bildpaar aus Schneebild und Referenzbild wurde nach der jeweiligen Erzeugung von Rückstrahlkoeffizienten-Werten der bei Nagler et al. beschriebene Quotient gebildet.

## 5.7.3.3 Ergebnisse

In Abbildung 5.7.1 wird eine Zusammenstellung ausgewählter Ergebnisse als Schneebedeckungskarten vorgestellt. In Ergänzung dazu zeigt Abbildung 5.7.2 die Witterungsbedingungen der drei Winter der Projektlaufzeit. Deutlich sichtbar ist zunächst die fehlende Schneebedeckung im Winter 2007/2008, wo selbst in Zinnwald auf etwa 900m Höhe nur eine kurze Zeit Schnee lag. Das zufällig von dieser Zeit aufgenommenen Radarbild (20. März 2008, Abb. 5.7.1 links) zeigt demzufolge auch wenig trockenen Schnee (orange) in geschützten Lagen, während der Großteil der Flächen von zwar frisch gefallenem, aber doch von nasser Charakteristik befindlichen Schnee bedeckt ist. Zudem lassen positive Temperaturen in den niederen Lagen besonders auf süd- und südwestexponierten Hängen schnell den Tauprozess beginnen. Im Winter 2008/2009 sind die Schneebedingungen deutlich besser. Während in Zinnwald über den gesamten Zeitraum Schnee liegt, sind in Dresden die zwei ersten Januardekaden und die zweite Februardekade von Schnee gekennzeichnet. Das zugehörige Satellitenbild vom 29. Januar 2009 (zweites von links) zeigt dementsprechend stärkere Schneebedeckung. Der Aufnahme voraus ging allerdings eine längere Tauperiode, deren Ende sich zum Aufnahmetermin noch in Temperaturwerten vom um Null in den niederen und milder als -5° in den hohen Lagen äußert. Auch unter diesen Bedingungen sind entsprechend exponierte Lagen von Auftauprozessen betroffen, deshalb sind im Bild auch in den hohen Lagen Blautöne als Kennzeichen von feuchtem Schnee sichtbar. Ähnliche Schneebedingungen herrschten auch im Winter 2009/2010. Ab 20. Februar lassen die über Null steigenden Temperaturwerte den Schnee der niederen Lagen schmelzen, in den hohen Lagen bleibt er bis zur dritten Märzdekade erhalten. Die aus diesem Zeitraum zur Analyse vorgestellten Bilder zeigen einerseits mit der Aufnahme vom 14. Januar eine Phase, in der in einem vorübergehendem Temperaturanstieg der Schnee zwar taute, große Teile des Gebietes allerdings trockenen Schnee tragen. Nur die südlich exponierten Hänge besonders der mittleren und niederen Lagen sind wiederum durch freies Wasser im Schnee charakterisiert, die Temperaturen dort sind nicht ständig frostig.



Abbildung 5.7.2: Vergleich der Schnee- und Temperaturbedingungen im Weißeritzeinzugsgebiet für das jeweils erste Quartal der Jahre 2008 bis 2010 (Daten der DWD-Stationen Dresden-Klotzsche und Zinnwald-Georgenfeld). Die orangefarbenen Rahmen markieren die Aufnahmezeitpunkte der ASAR-Daten.

Zum zweiten Zeitpunkt (27. Februar) hat sehr schneller Temperaturanstieg bis in die hohen Lagen zum Tauen geführt. In Dresden und Umgebung ist der Schnee weggeschmolzen, in den hohen Lagen wird er stark dezimiert. Entsprechend sind im Bild überwiegend blaue Farbtöne als Kennzeichen von nassem Schnee sichtbar, wobei in diesem Bild ganz stark auffällt, dass der Übergang zu sehr feuchten Boden nicht ausreichend klar angegeben werden kann. Die Autoren hatten sich ausführlich mit der Erfassung von Bodenfeuchte aus Radardaten befasst, in diesem Anwendungsfall die Grenze zwischen beiden Phänomenen zu ziehen, fiel ihnen dennoch sehr schwer. Auch andere Autoren gehen nicht präzise auf dieses Problem ein. Als Ausweg wird in solchen Fällen die gleichzeitige Betrachtung eines optischen Satellitenbilder empfohlen. Das ist allerdings schwierig zu bewerkstelligen, weil viele der Aufnahmen der geringauflösenden Satelliten (NOAA, MODIS, MERIS), die zwar eine große Wiederholrate haben und damit bessere Möglichkeiten für eine Aufnahme bieten als mittelauflösende Satelliten, zu Tageszeiten geschehen, in denen in Mittelgebirgen noch Hochnebel die Sicht auf die Landschaft versperrt. Der löst sich oft nicht vor dem Mittag auf, wenn die meisten Satelliten ihre Aufnahme schon gemacht haben. Für den 27. Februar ist es gelungen, eine entsprechende Aufnahme von MERIS (auf ENVISAT, wie ASAR selbst) zu bekommen, allerdings sind auch darin Wolkenschleier erkennbar (Abbildung 5.7.3). Während zwischen Adria und Ostsee die Alpen ganz ohne Wolkenbedeckung als schneebedeckt erkennbar sind und der Nordteil Deutschlands unter Wolken liegt, sind für die Mittelgebirge Ostdeutschlands und Tschechiens Schnee und Wolkenreste erkennbar. Für das eingezeichnete Einzugsgebiet der Weißeritz wird jedoch dennoch deutlich, dass nur die oberen Lagen noch Schnee tragen, selbst die hellen Töne über den mittleren Lagen sind Wolkenreste. Es muss also davon ausgegangen werden, dass die blauen Farbtöne im ASAR-Bild (Abb. 5.7.1) schon Kennzeichen von feuchtem Boden, womöglich aber noch mit Bodenfrost sind. Für die saubere bildliche Trennung dieser beiden, zeitlich und räumlich unmittelbar aneinander anschließenden Effekte, sind weitere Untersuchungen notwendig.

Abbildung 5.7.3.: MERIS-Aufnahme vom 27. Februar 2010 mit Kennzeichnung des Weißeritz-EZG



Nicht vollständig geklärt werden konnte auch die Rolle des Vegetations- und Bodenfeuchtezustandes im Referenzbild. Nach Meinung der Bearbeiter müsste möglichst eine Aufnahme mit geringen Unterschied in der Vegetationshöhe im Vergleich zu den Winteraufnahmen gewählt werden. Wenn der Zeitpunkt allerdings zu nahe an den Winterszenen liegt, besteht die Gefahr, dass die im Referenzbild markierte Bodenfeuchte das Ergebnis verfälscht. Optimal wäre wohl eine Aufnahme aus dem Frühherbst (nach der Ernte), wenn auch die Bodenfeuchte eher gering sind. Eine solche Aufnahme stand im Projekt jedoch nicht zur Verfügung.
Abbildung 5.7.1: Schneebedeckungskarte für die Aufnahmetermine 20. März 2008, 29. Januar 2009, 14. Januar 2010 und 27. Februar 2010 (von links nach rechts): Die Schneebedeckung mit trockenem Schnee ist in orange dargestellt, Abstufungen von blau verdeutlichen höher werdende Wasseräquivalente im feuchten Schnee, Siedlungen (rot), Gewässer (blau) und Wald (grün) liegen als Decker über der Darstellung, im Bild vom 14. Januar 2010 sind die Messpunkte der Arbeitsgruppe Schneemodellierung eingetragen.



## 5.7.3.4 Schlussfolgerungen

Die Untersuchungen zur Erfassung der Schneedecke sind erst zur zweiten Hälfte der Projektlaufzeit begonnen worden, da zuvor die entsprechenden Feldbedingungen nicht gegeben waren. Aber auch dann war es schwierig, die nötigen Daten zur Auswertung zu bekommen. Insbesondere die Möglichkeit zur Ergebnisvalidierung aus optischen Daten war sehr stark eingeschränkt. Der Vergleich zu den Feldmessungen und Modellierungen wurde gezogen, allerdings wurde ja auch dort die fehlende Aussagekraft der Ergebnisse für die flächenhafte Erfassung bemerkt. So mussten sich die Autoren vorrangig auf die Interpretation der Ergebnisse anhand von Indizien stützen. Das ist jedoch nicht das Ergebnis, das für einen operationellen Einsatz im Rahmen der Hochwasservohersage benötigt wird. Es kann, wie auch schon in den genannten Studien, das Potential der Radardaten für die Erfassung der Schneedecke konstatiert werden, jedoch muss mit im Vergleich der fundierten Methodik in der Erfassung der Bodenfeuchte klar herausgestellt werden, dass es weiterer umfangreicher Untersuchungen bedarf, bis die Schnee-Wasser-Verteilung in den Wintermonaten in entsprechenden Einzugsgebieten darauf basierend erfolgen kann.

## Literatur:

Lüdtke, S. (2010): Bayesian parameter estimation for a degree-day snow model at the watershed scale. Diplomarbeit. Universität Potsdam, Institut für Erd- und Umweltwissenschaften.
Nagler, T. und H. Rott(2005a): Snow classification algorithm for ENVISAT ASAR. *Proc. of the 2004 Envisat & ERS Symposium, Salzburg, Austria, 6-10 September 2004 (ESA SP-572, April 2005)*Nagler, T.; Rott, H.; Malnes, E.; Storvold, R.; Luojus, K.; Pulliainen, J.; Hallikainen, M.; Pampaloni, P. (2005b):Snow Covered Area from Multipolarisation SAR, EnviSnow EVG1-CT-2001-00052
Nagler. T.; Rott, H; Malcher, P. und F. Müller (2009): Assimilation of meteorological and remote sensing data for snowmelt runoff forecasting. Remote Sensing of Environment 112 (2008) 1408–1420 *Valenti, L.;Smal, D.;Meier, E.(2008):* Snow cover monitoring unsing multi-temporal ENVISAT/ASAR data. Proc. of 5th EARSeL LISSIG (Land, Ice, Snow) Workshop, Bern, Switzerland, Feb. 11-13,

## 5.8. Vorstellung der Ergebnisse und Entwicklung von Methoden für Schulung und Training in den Praxiseinrichtungen der Hochwasservorhersage

## 5.8.1. Vorstellung der Projektergebnisse bei den Praxispartnern

Wie im Projektantrag vorgesehen, wurden die Projektergebnisse im Frühjahr 2010 in verschiedenen Workshops vorgestellt. In Abweichung von der ursprünglichen Planung handelte es sich bei den Treffen nicht um Schulungsworkshops zur Einführung von Software-Erweiterungen zu den Hochwasservorhersagemodellen. Wie aus den vorstehende Ausführungen deutlich wird, konnte ein entsprechender Fortschritt in der Vorhersagegüte nicht erreicht werden, so dass von Seiten der befassten Behörden eine Implementierung noch nicht zur Debatte stand. In den durchgeführten Treffen wurden neben der Vorstellung der Ergebnisse zwei für die Arbeit in den Behörden entwickelte Tools (Modelldiagnosetool und NiedSIM) vorgstellt.

Um die Interessen der Praxis sowohl von inhaltlicher als auch organisatorsicher Seite zu treffen, hatte sich das Konsortium entschlossen, Ort und Themen der Workshops auf Basis einer Umfrage bei den am engsten mit dem Projekt verwobenen Landes- und Bundesbehörden festzulegen. Mit einem ausführlichen Schreiben wurde das Interesse für die Durchführung einer Veranstaltung vor Ort bei folgenden Behörden erfragt:

- Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie und Landestalsperrenverwaltung des Freistaates Sachsen
- Bayerisches Landesamt für Umwelt, HVZ Iller-Lech
- Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz, HVZ Baden-Württemberg
- Deutscher Wetterdienst Offenbach.

Dazu wurden durch die Projektgruppe sieben Themenfelder umrissen, die auf den Treffen besprochen werden sollten. Folgende im Projekt bearbeitete Themen (oder Kombinationen davon) boten wir für die Darstellung in einzelnen Workshops an:

• **Workshop 1**: Zur Nutzbarkeit langfristiger Niederschlagswarnungen für die operationelle Hochwasservorhersage

- Workshop 2 a d: Möglichkeiten und Grenzen operationeller Abflussvorhersage für
- a) das Einzugsgebiet der oberen Iller (Pegel Breitachklamm, Sonthofen, Oberstorf/Trettach, Oberstorf/Stillach)
- b) das Einzugsgebiet der Oberen Donau (Pegel Hammereisenbach, Donaueschingen Allmendshofen, Donaueschingen Mühlenbrücke, Donaueschingen HMO)
- c) das Einzugsgebiet der Alb (Pegel Ettlingen)
- d) das Einzugsgebiet der oberen Weißeritz (Pegel Rehefeld, Ammelsdorf und Schmiedeberg)
- Workshop 3: Radargestütze Niederschlagsschätzung und radargestütztes Nowcasting
- Workshop 4: Neuentwickeltes Modelldiagnoseverfahren
- **Workshop 5**: Bestimmung der Bodenfeuchte in unterschiedlichen räumlichen Auflösungen zur Nutzung in Hochwasservorhersagemodellen

• **Workshop 6**: NIEDSIM (Programm zur Berechnung von synthetischen Niederschlagsreihen)

• Workshop 7: Hochwasserschadenmodellierung als Baustein für ein kosteneffizientes Hochwassermanagement

Zu jedem der Themenfelder wurde ein Steckbrief entwickelt, der die im Workshop zu besprechenden Inhalte und die organisatorischen Rahmenbedingungen beschreibt. Alle Steckbriefe wurde an die Leiter der Behörden und die verantwortlichen Abteilungsleiter gesandt mit der Bitte, das Interesse für die Durchführung der Workshops vor Ort bzw. den Besuch eines entsprchenden Workshops an einem anderen Ort kundzutun.

## Workshop 1: Zur Nutzbarkeit langfristiger Niederschlagswarnungen für die operationelle Hochwasservorhersage



Ein wesentliches Ziel des OPAQUE-Projektes bestand darin, die aktuellen Möglichkeiten der operationellen Abflussvorhersage für kleine Einzugsgebiete zu erkunden und, wenn möglich, verbesserte Methoden und Modelle für den praktischen Einsatz zur Verfügung zu stellen.

**a)** Zu diesem Zweck wurde in einem von zwei Ansätzen ein Wettervorhersagesystem aufgebaut, welches auf den kurz- bis mittelfristigen Ensemble-Vorhersagen des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) basiert. Diese wurden mithilfe des "expanded downscaling" (EDS) - einem der Klimafolgenforschung entlehnten Verfahren - für das Gebiet der Weisseritz (Sachsen) regionalisiert und an das hydrologische Modell WaSim-ETH gekoppelt (Bürger et al., 2009). Dasselbe Verfahren erzielte für drei süddeutsche Einzugsgebiete (Alb, Obere Donau, Iller) bessere Niederschlags-Vorhersagen als die operationell eingesetzte des Deutschen Wetterdienstes (Bürger, 2009).

Im Rahmen des Workshops sollen folgende Themen behandelt werden:

- Vergleich der Vorhersagen EDS ↔ COSMO-EU für die Weißeritz
- Kopplung verschiedener hydrologischer Modelle an die Vorhersagen
- Hydrologische Vorhersagen für Alb, Obere Donau, Iller?
- Welches hydrologische Modell (WaSim-ETH?, Larsim?) eignet sich am besten für Frühwarnungen?
- Sollen die ECMWF/EDS basierten Frühwarnungen operationell eingesetzt werden?

**b)** Als zweiter Ansatz wurde zur Vorhersage lokaler Tagesniederschläge aus Daten globaler Wettervorhersagemodelle ein multivariates stochastisches Downscalingmodell auf Basis einer Wetterlagenklassifikation entwickelt. Die grundlegenden Arbeiten von Bárdossy und Plate (1992) und Stehlik und Bárdossy (2002) wurden dahingehend verbessert, als dass zusätzlich der atmosphärische Feuchteflußs berücksichtigt und eine Generierung im Vorhersagemodus ermöglicht wurde.

Die Methodik basiert prinzipiell auf der Identifizierung kritischer Wetterlagen, die mit extremen Niederschlägen verbunden sind. Das erweiterte Modell besteht aus einem transformierten, konditionierten multivariat-autoregressiven (AR(1)) Modell, dessen Parameter nicht mehr nur von der Wetterlage sondern auch von einem Anteil, der durch den Feuchtefluss bestimmt wird, abhängen. Der Feuchtefluss wiederum wird aus dem atmosphärischen Windfeld sowie der spezifischen Feuchte bestimmt, die ebenfalls als Ausgaben globaler Vorhersagemodelle zur Verfügung stehen.

Die Verwendung des Feuchteflusses bewirkt eine bessere Berücksichtigung natürlicher Kontinuitäten in der Modellierung. Das Modell wird dynamischer, da sowohl die Auftretenswahrscheinlichkeit als auch die Menge des gefallenen Niederschlags lokal stark mit dem Feuchtefluss korreliert sind. Bei der Wetterlagenklassifikation wurden Zielfunktionen verwendet, die den Abfluss bzw. die Abflussänderung berücksichtigten, nicht jedoch den Niederschlag. Dies führt zu Klassifikationen, die hochwasserrelevante Wettersituationen besser zusammenfassen als dies unter Verwendung des Niederschlags als Zielgröße möglich gewesen wäre ( árdossy, 2009). Beim Downscaling kann bei Verwendung des Feuchteflusses aus verschiedenen regionalen Vorhersagemodellen eine Multimodell-Ensemblevorhersage des zu erwartenden Tagesniederschlags erzeugt werden.

Für die Vorstellung der Ergebnisse wird ein Umfang von 8 Stunden veranschlagt.

Literatur:

Bürger, G., D. Reusser, and D. Kneis (2009), Early flood warnings from empirical (expanded) downscaling of the full ECMWF Ensemble Prediction System, *Water Resour. Res.*, 45, W10443, doi:10.1029/2009WR007779.

- Bürger, G. (2009), Dynamically vs. empirically downscaled medium-range precipitation forecasts, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 1649-1658.
- Bárdossy, A., Plate, E.J., 1992. Space-time model of daily rainfall using atmospheric circulation patterns. Water Resources Research, 28 (5), 1247-1259
- Stehlik, J, & Bardossy, A., 2002. Multivariate stochastic downscaling model for generating daily precipitation series based on atmospheric circulation. Journal of Hydrology, 256, 120–141.

Bárdossy, A., 2009 (submitted). Circulation pattern classification using hydrological variables.

# Workshop 2 a – d: Möglichkeiten und Grenzen der operationellen Abflussvorhersage



Ein wesentliches Ziel des OPAQUE-Projektes bestand darin, die aktuellen Möglichkeiten der operationellen Abflussvorhersage für kleine Einzugsgebiete zu erkunden und, wenn möglich, verbesserte Methoden und Modelle für den praktischen Einsatz zur Verfügung zu stellen.

Dazu wurden für Pegel im Einzugsgebiet der **a**) Oberen Iller (Breitachklamm/Iller, Sonthofen/Iller, Oberstorf/Trettach, Oberstorf/Stillach), **b**) der Oberen Donau (Hammereisenbach/Breg, Donaueschingen Allmendshofen/Breg, Donaueschingen Mühlenbrücke/Brigach, Donaueschingen HMO/Donau) und **c**) der Alb (Ettlingen/Alb) Simulationsrechnungen mit bestehenden Wasserhaushaltsmodellen auf der Basis des Programms LARSIM durchgeführt.

Ein kontinuierliches Wasserhaushaltsmodell wurde **d)** für das Einzugsgebiet der Weißeritz aufgesetzt und für die Pegel Rehefeld (15 km<sup>2</sup>), Ammelsdorf (50 km<sup>2</sup>) und Schmiedeberg (50 km<sup>2</sup>) kalibriert. Unter Verwendung operationell verfügbarer Wettervorhersagen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) und des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) wurden mit dem angepassten Modell Abflussvorhersagen (sog. "Hindcasts") für den Zeitraum 2000/2005-2008 berechnet und ausgewertet.

Ein zusätzliches Modellgebiet Killertal (Einzugsgebiet Starzel, Pegel Rangendingen: 123 km<sup>2</sup>) wurde in die Untersuchungen aufgenommen. In diesem Gebiet ereignete sich im Juni 2008 ein Flash-Flood Ereignis, so dass es im Rahmen von OPAQUE als kleines Modellgebiet mit einem dokumentierten aktuellen Extremhochwasser besonders interessant ist.

Zunächst wurden alle Modelle mit den aktuellen Modelloptionen unter Verwendung von 4 Abflusskomponenten neu kalibriert (LARSIM mit derzeitiger 4. Abflusskomponente). Diesem Ansatz wurde die Verwendung von 4 Abflusskomponenten mit Einbeziehung des in LARSIM integrierten bodenfeuchteabhängigen Infiltrationsansatzes (LARSIM mit erweiterter 4. Komponente) gegenübergestellt.

Ein Vergleich der Modellberechnungen wurde für ausgewählte Hochwasserereignisse sowie für quasi-operationelle Hochwasservorhersagen durchgeführt. Darüber hinaus wurden auf der Basis von Langfristvorhersagen Hochwasservorhersagetests für die untersuchten Pegel durchgeführt.

Im Rahmen der Workshops **a**) – **c**) sollen folgende Themen behandelt werden:

- Grundlagen zur Wasserhaushaltsmodellierung mit LARSIM (Abbildung hydrologischer Prozesse und benötigte Eingangsdaten; 4. Abflusskomponente und 4. Abflusskomponente mit erweitertem Infiltrationsansatz)
- Eichergebnisse für die untersuchten Pegel in den o.g. Einzugsgebieten
- Berechnung von Abflussvorhersagen mit LARSIM (die Kette Initialisierung Simulation Vorhersage, Möglichkeiten der Modellnachführung)

• Abflussvorhersagen auf Basis gemessener Niederschläge (Stationsdaten, Radarmerging)

• Abflussvorhersagen auf Basis vorhergesagter Niederschläge (COSMO-DE, OPAQUE-Langfristvorhersagen)

• Ergebnisse der Vorhersagetests für ausgewählte Abflussereignisse im Zeitraum 2000-2008

• Nutzen einer Radar-basierten Niederschlagsschätzung am Beispiel des Flash-Flood-Ereignisses an der Starzel vom Juni 2008

- Zusammenfassende Auswertung der Vorhersagetests
- Einschätzung der Nutzbarkeit des Vorhersagesystems für Warnzwecke in den Untersuchungsgebieten
- Ableitbare Empfehlung

Im Workshop **d)** weichen die Themen wegen der anderen Modellausgangssituation geringfügig ab. Hier liegen die Schwerpunkte auf:

• Grundlagen zur Wasserhaushaltsmodellierung mit LARSIM (Abbildung hydrologischer Prozesse und benötigte Eingangsdaten)

• Anpassung des Modells für das Untersuchungsgebiet

• Berechnung von Abflussvorhersagen mit LARSIM (die Kette Initialisierung - Simulation - Vorhersage, Möglichkeiten der Modellnachführung)

- Wettervorhersage 1: Die COSMO-EU Vorhersage des DWD
- Wettervorhersage 2: Die Ensemble-Vorhersage des ECMWF (Prinzip, Downscaling und Disaggregierung)

• Ergebnisse der Vorhersagetests für ausgewählte Abflussereignisse im Zeitraum 2000-2008

• Zusammenfassende Auswertung der Vorhersagetests

• Einschätzung der Nutzbarkeit des Vorhersagesystems für Warn- und Steuerzwecke im Untersuchungsgebiet

Ableitbare Empfehlungen

Bei Interesse kann die Themenliste um den Punkt "Nutzen einer Radar-basierten Niederschlagsschätzung" erweitert werden.

Für die Vorstellung der Ergebnisse wird jeweils ein Umfang von 6 Stunden veranschlagt.

## Workshop 3: Radargestützte Niederschlagsschätzung und radargestütztes Nowcasting



Im Rahmen des OPAQUE Arbeitspakets AP2 wurden und werden Lösungen im Bereich der radargestützten Niederschlagsschätzung (*QPE*) und des radargestützten Niederschlags-Nowcastings (*QPN*) entwickelt bzw. getestet. Motivation ist die Bereitstellung räumlich und zeitlich hoch aufgelöster Niederschlagsinformationen für die Abflusssimulation in kleinen Einzugsgebieten (etwa 10-500 km<sup>2</sup>). Ein wesentlicher Aspekt ist dabei auch die Wahl geeigneter Verifikationsstrategien im Hinblick auf die Anwendbarkeit in der Abflussvorhersage.

Die Arbeiten im Bereich QPE sind in den folgenden Bereichen angesiedelt:

1) Algorithmen zur Korrektur spezifischer Fehler der Radarbeobachtung: Im Rahmen der kontinuierlichen Wasserhaushaltmodellierung kommt der <u>Detektion von Festechos</u> eine besondere Bedeutung zu. Getestet wurde die dynamische Detektion nach Gabella et al. (2002) sowie statische Filter auf Basis eines Strahlausbreitungsmodells (Delrieu, 1995) und der Analyse langfristiger Niederschlags-Akkumulationen. Erst eine Kombination dieser Ansätze verspricht eine zuverlässige Clutter-Detektion. Ferner ermöglicht eine <u>Advektionskorrektur</u> bei sich schnell bewegenden Niederschlagsfeldern eine realistischere Niederschlags-Akkumulation aus instantanen Einzelbildern. Schließlich wurde exemplarisch die Notwendigkeit einer <u>Dämpfungskorrektur</u> anhand des Starkniederschlagsereignisses im Zollernalbkreis am 2. Juni 2008 gezeigt. Zu diesem Zweck wurde das Verfahren nach Krämer und Verworn (2009) genutzt, welches potenziell eine hohe Stabilität durch die strahlweise Optimierung der Dämpfungsparameter ermöglicht.

2) Das Merging-Verfahren zur <u>Kombination von Boden- und Radarbeobachtung</u> wurde für ausgewählte Einzugsgebiete getestet und auf Grundlage dieser Erfahrungen weiterentwickelt. Dadurch konnte der systematische Fehler deutlich reduziert werden. Ferner basiert die Variographie nun ausschließlich auf der Radarbeobachtung. Dies ermöglicht eine konsistentere, robustere und präzisere Bestimmung der räumlichen Autokorrelation im Niederschlagsfeld.

3) Simultane Aneichung und <u>Generierung von Ensembles</u>: Zur stochastischen Simulation zahlreicher Realisationen eines möglichen Niederschlagsfelds wurde ein Ansatz entwickelt, der auf einer Analyse der räumlichen Struktur der Unterschiede zwischen Stations- und Radarmessung beruht. Dieser Ansatz ermöglicht zugleich eine robuste Aneichung der Radardaten an die Stationsmessungen.

4) *QPE-Verifikation*: Zusätzlich zur Anwendung der Kreuzvalidierung wurde die Güte einer QPE durch ihre <u>Anwendung in der Abflusssimulation</u> geprüft. Dabei wird davon ausgegangen, dass die Nutzung einer höherwertigen QPE zu einer besseren Übereinstimmung simulierter und beobachteter Abflussganglinien führt. Der Einfluss der Modellkalibrierung auf die Verifikationsergebnisse wird durch einen stochastischen Monte-Carlo-Ansatz minimiert. Das Verfahren stellt eine im Hinblick auf die Anwendbarkeit in der Abflusssimulation deutlich informativere Alternative zur gängigen Kreuzvalidierung dar.

Die Arbeiten im Bereich *QPN* fokussieren auf die Entwicklung skalensensitiver Verifikationsstrategien sowie ihre exemplarische Anwendung für ein State-of-the-Art Werkzeug des probabilistischen radargestützten Nowcastings (STEPS, siehe Bowler et al. 2006). Mit Hilfe der skalensensitiven Verifikation wird die Güte der Nowcasting-Vorhersage in Abhängigkeit von der betrachteten raumzeitlichen Skala sowie dem Vorhersagehorizont beschrieben. Auf diese Weise soll bei gegebener Einzugsgebietsgröße eine Aussage über die Anwendbarkeit eines Vorhersagemodells ermöglicht werden. Diese Vorgehensweise ist prinzipiell auch auf andere hoch aufgelöste Vorhersagemodelle übertragbar.

Für die Vorstellung der Ergebnisse wird ein Umfang von 8 Stunden veranschlagt.

### Literatur:

- Delrieu, G. et al., 1995: Simulation of Radar Mountain Returns Using a Digitized Terrain Model, J. Atm. Sc. Oc. Tech., 12: 1038-1049.
- Gabella, M., 2002: Ground Clutter Characterization and Elimination in Mountainous Terrain, Proceedings of ERAD (2002): 305–311
- Krämer, S., Verworn, H.R. (2009): Improved radar data processing algorithms for quantitative rain-fall estimation in real time. Water Sc. Tech. 60(1): 175-184.

Bowler, N.E., Pierce, C., Seed, A.W., 2006: STEPS: A probabilistic precipitation forecasting scheme which merges an extrapolation nowcast with downscaled NWP. Q.J.R. Met. Soc., 132: 2127-2155.

## Workshop 4:

## Neuentwickeltes Modelldiagnoseverfahren



Bei der Hochwasservorhersage ist ein entscheidendes Problem, dass nur wenige historische Ereignisse zur Verfügung stehen, um Vorhersagemodelle zu kalibrieren. Die Vorhersagesicherheit kann deshalb entscheidend verbessert werden, wenn die Hochwasserentstehungsprozesse realitätsnah abgebildet werden. Deshalb ist ein gutes Verständnis darüber notwendig, in welchen Fällen Diskrepanzen zwischen Modell und Beobachtung bestehen. Dazu ist eine gute Modelldiagnostik notwendig.

Im Rahmen von OPAQUE wurde ein Modelldiagnoseverfahren entwickelt, dass auf zwei sich ergänzenden Prinzipien aufbaut. Zum einen wird eine große Anzahl hydrologischer Gütemasse für ein verschiebbares Zeitfenster berechnet. Wiederkehrende und ähnliche Fehlerstrukturen werden gesucht und gruppiert. Die automatische, zeitlich aufgelöste Betrachtung des Fehlers ist eine Innovation in der Hydrologie. Zum andern wird die Parametersensitivität für einen langen Zeitraum wiederum zeitlich dynamisch bestimmt. Dafür wird ein "best-practice" Sensitivitätsmaß verwendet. Stand der neusten Forschung ist, dass solch zeitlich dynamische Sensitivitäten für längere Zeiträume berechnet werden können.

Die Analyse liefert Zeiträume mit ähnlichen Abweichungen zwischen Modell und Beobachtung. Wenn diese Abweichungen unter vergleichbaren Bedingungen auftauchen ist dies ein wichtiger Indikator für Fehler in der Modellstruktur. Die dynamische Parametersensitivität kann unter verschiedenen Gesichtspunkten betrachtet werden. Auf der Eventskala kann überprüft werden, ob Sensitivität für die unterschiedlichen Modellparameter zeitlich plausibel sind. Außerdem lässt sich in Abhängigkeit der dominanten Prozesse eine Eventtypologie ableiten. Auf der jährlichen Skala kann überprüft werden, ob die einzelnen Module in den "richtigen" Zeiträumen dominant sind. Das Wissen über Zeiträume, zu denen bestimmte Parameter die Sensitivität dominieren, kann außerdem bei der Modellkalibration einen entscheidenden Vorteil bringen. Den Hauptnutzen sehen wir sowohl bei der Modellkalibration wie auch bei der Modellweiterentwicklung. Das Verfahren kann aber auch im noch unkalibrierten Fall angewendet werden, um schon frühzeitig Defizite im Modell zu identifizieren. In einer etwa einstündigen Präsentation könnte die Methode mit den genauen Einzelheiten und einem

praktischen Beispiel vorgestellt werden. Die Methoden sind als Computerprogramm für die Datenanalyseumgebung R im Internet verfügbar. Gegebenenfalls könnte in einem etwa halbtägigen Nachfolgeworkshop die praktische Anwendung anhand eines einfachen Übungsbeispiels gemeinsam erarbeitet werden.

Für die Vorstellung des Verfahrens wird ein Umfang von 4 Stunden veranschlagt.

# Workshop 5: Bestimmung der Bodenfeuchte in unterschiedlichen räumlichen Auflösungen



Die räumliche Verteilung und die zeitliche Dynamik der Bodenfeuchte sind bedeutsam für einen breiten Anwendungsbereich in der Hydrologie. Insbesondere für die Hochwasservorhersage ist eine Einbeziehung dieser Zustandsvariable von besonderer Wichtigkeit. Um kritische Einzugsgebietszustände, die durch gesättigte Böden hervorgerufen werden, frühzeitig zu erkennen und sich auf die entsprechende Hochwassergefahrensituation vorzubereiten, ist die präzise sowie flächendeckende Bestimmung der Bodenfeuchte innerhalb eines Flusseinzugsgebietes höchst wünschenswert. Innerhalb des OPAQUE Projektes wurden daher das Potential und die Unsicherheiten der Bodenfeuchtebestimmung auf verschiedenen räumlichen Auflösungsskalen und mit unterschiedlichen Methoden untersucht:

## A: Feld- bzw. Hangskala

1. Frequency Domain Reflectrometry (FDR) und Spatial-Time Domain Reflectrometry (TDR) Cluster)

Methodik: Bestimmung der Bodenfeuchte mittels impedativer Messung (FDR) und mittels Laufzeitmessung der elektromagnetischen Welle entlang der Sonde (TDR) Räumliche Abdeckung: Bis 50m x 50m Räumliche Auflösung (horizontal): Punktgenau, 1-5m (für Cluster) Zeitliche Auflösung: Feldkampagne (singulär oder regelmäßig), kontinuierlich (für Cluster)

2. Ground Penetration Radar (GPR)

Methodik: Bestimmung der Bodenfeuchte mittels Laufzeitmessung der elektromagnetischen Wellen zwischen zwei am Boden aufliegenden Antennen Räumliche Abdeckung: 100m x 100m Räumliche Auflösung (horizontal): optional, bis mehrere Meter Zeitliche Auflösung: Feldkampagne (singulär oder regelmäßig)

## B: Einzugsgebietsskala

 Flugzeug-gestütztes polarimetrisches Synthetisches Apertur RADAR (SAR) Methodik: Bestimmung der Bodenfeuchte mittels polarimetrischen Dekompositionstechniken und physikalischem Rückstreuungsmodell Räumliche Abdeckung: 10-100km<sup>2</sup> Räumliche Auflösung (horizontal): 2m x 1m Zeitliche Auflösung: Flugkampagne (singulär oder regelmäßig) 2. Satelliten-gestütztes SAR

Methodik: Bestimmung der Bodenfeuchte mittels Regressionsansatz und empirischem Rückstreuungsmodell Räumliche Abdeckung: 100-10000km<sup>2</sup> Räumliche Auflösung (horizontal): 25m x 25m Zeitliche Auflösung: Quasi-kontinuierlich (abhängig von der Wiederkehrrate des Satelliten)

Dieses Forschungsgebiet ist stark interdisziplinär angelegt und befindet sich noch in der Entwicklungsphase. Daher kann im Moment noch nicht von einem Übertrag der innovativen Techniken in den operationellen Betrieb ausgegangen werden. Es können aber im Rahmen eines Workshops der Stand der Forschung und das Potential der Techniken vorgestellt werden.

Für die Vorstellung aller Verfahren wird ein Umfang von 8 Stunden veranschlagt.

## Workshop 6: NIEDSIM -

## Ein Programm zur Berechnung

## von synthetischen Niederschlagsreihen



Das Programmsystem NiedSim wurde vom Institut für Wasserbau der Universität Stuttgart im Auftrag der LfU (heute LUBW), für den Einsatz in der Planung und Bemessung von Kanalnetzen entwickelt. Für die dort eingesetzten hydraulischen Kanalnetzmodelle werden lange Niederschlagszeitreihen benötigt, die, wenn überhaupt, nur an sehr wenigen Stationen verfügbar sind. NiedSim erzeugt über einen Optimierungsalgorithmus synthetische Zeitreihen, die in ihren statistischen Eigenschaften mit denen von in der Nähe gemessenen Reihen übereinstimmen. Die relevanten Parameter werden mittels Interpolation von den verfügbaren Messstationen auf den Ort, für den die Reihe generiert werden soll, übertragen.

Diese Zeitreihen eignen sich gut für Schulungs- und Trainingsszenarien, da ihr Verlauf zwar die gleichen statistischen Eigenschaften wie die bekannten, vergangenen Reihen besitzt, sich im Detail aber davon unterscheidet, so dass Entscheidungsregeln auf ihre Eignung in unbekannten Situationen überprüft werden können.

Da im Rahmen einer Schulung in der Regel keine komplette Zeitreihe betrachtet werden kann, würden hierfür aus der synthetischen Reihe einzelne extreme Ereignisse herausgegriffen, mittels derer das Verhalten der Niederschlags-/Abflussmodelle und die Effektivität der vorhandenen Steuerungsregeln unter diesen Bedingungen betrachtet werden kann.

Für die bayerischen und baden-württembergischen Projekteinzugsgebiete kann für die Generierung der Zeitreihen auf die bereits operationell verfügbaren NiedSim Versionen zurückgegriffen werden, was eine gewisse Freiheit bei der Wahl des Standorts im Einzugsgebiet bringt. Für Baden-Württemberg können mit der weiterentwickelten Version von NiedSim simultane Reihen für bis zu 3 Stationen generiert werden. Für das Einzugsgebiet der Weißeritz wurden für die dort vorhandenen Stationen die notwendigen Statistiken bestimmt, so dass eine Einzelgenerierung an den dortigen Stationen möglich ist.

Für die Vorstellung des Verfahrens wird ein Umfang von 4 Stunden veranschlagt.

## Workshop 7: Hochwasserschadenmodellierung als Baustein für ein kosteneffizientes Hochwassermanagement



Die Abschätzung ökonomischer Schäden ist eine maßgebliche Komponente bei Entscheidungen über Hochwasserschutzmaßnahmen. Verbesserte, wissenschaftlich fundierte Methoden zur Schadenabschätzung bilden daher einen wesentlichen Baustein für ein kosteneffizientes Hochwassermanagement. Im Rahmen des OPAQUE-Projektes wurden die direkten ökonomischen Schäden, die durch Abflüsse aus Talsperren im Hochwasserfall an der Weißeritz entstehen können quantifiziert. Hierzu wurden die am Deutschen GeoForschungsZentrum (GFZ) entwickelten, deutschlandweit einsetzbaren Modelle zur Abschätzung von Hochwasserschäden an Wohngebäuden und Unternehmen (FLEMOps und FLEMOcs) eingesetzt. Diese Modelle sind als Web-Service umgesetzt (http://nadine.helmholtz-eos.de/FLEMO.html). Fachnutzer haben somit die Möglichkeit, mit ihren eigenen Hochwasserszenarien Modelldurchläufe online zu berechnen und mit den Ergebnissen weiterzuarbeiten.

Inhalt des Workshops:

- Einführung in die Hochwasserschadenmodellierung
- Die FLEMO-Modelle
- Anwendungsfall: Weißeritz
- Demonstration des FLEMO-Web-Service

Für die Vorstellung der Ergebnisse wird ein Umfang von 2 Stunden veranschlagt.

Aus den Antworten der Adressaten wurde eine Matrix zu Orten, Terminen und Inhalten der abzuhaltenden Workshops zusammengestellt (Tab. 5.8.1).

Die Termine wurden über die rimax-I und weitere Informationskanäle im wissenschaftlichen und behördlichen Kollegenkreis bekannt gemacht, so dass zu den verschiedenen Treffen neben den hauptsächlich angesprochenen Behördenvertretern jeweils etwa 10 weitere Interessenten begrüßt werden konnten.

Behörde	Bek	Bekundetes Interesse					Resultierende Workshops	Termin	
	WS1 Langfristwarnung	WS2 a-e Abflussvorhersa- ge	WS3 Radar	WS4 Modelldiagnose	WS5 Bodenfeuchte	WS6 Synth. N-Reihen	WS7 Schaden	WS3-Radar in Offenbach WS4-Modelldiagnose in Karlsruhe WS2b+c-Abflussvorhersage in Karlsruhe WS2a-Abflussvorhersage in Kempten WS1 bis WS6 in Pirna	
	8 h	je 6 h	8 h	4 h	8 h	4 h	2 h		
DWD	(X)	XX	X					<ul> <li>WS3- Radar durchführen bei DWD</li> <li>Hinweis an LUBW Karlsruhe, dort Teilnahme möglich</li> </ul>	31. März 2010
LUBW		X (2b+c)	х	x			X	<ul> <li>WS4-Modelldiagnose wird in Karlsruhe durchgeführt</li> <li>Hinweis an WWA KE, dort Teilnahme möglich</li> <li>Termin verknüpft mit WS 2b+c</li> <li>WS2b+c-Abflussvorhersage wird in Karlsruhe durchgeführt</li> <li>Hinweis an DWD, dort Teilnahme möglich</li> </ul>	15. und 16. März 2010
WWA KE	Х	X (2a)		Х				<ul> <li>Hinweis an DWD, dort Teilnahme möglich</li> <li>WS2 a -Abflussvorhersage wird in Kempten durchgeführt</li> <li>Hinweis an DWD, dort Teilnahme möglich</li> </ul>	2. März 2010
LTV Sachsen	X	X 2d	X	x		x		<ul> <li>WS-Themen f ür LTV und LfULG bei der LTV vorgestellt</li> <li>Darstellung aller Themen (außer 7) in zwei Tagen</li> </ul>	29. und 30. März 2010
LfULG Sachsen	X	X 2d	X	X	X	X			

Tabelle 5.8.1: Matrix zur Durchführung von Ergebnis-Workshops in Landes- und Bundesbehörden als Resultat einer Interessensbefragung

X – Nicht berücksichtigte Wünsche:
WS7-Schadenmodellierung wird nicht durchgeführt
WS1-Langfristwarnung wird in verkürzter Form in Pirna durchgeführt

Die nachfolgenden Einschätzung der drei Hochwasser-Zentralen der Länder Baden-Württemberg, Bayern und Sachsen geben die aus den Treffen resultierende Einschätzung der Praxis in Bezug auf die Projektergebnisse wieder.

## Beurteilung der OPAQUE-Ergebnisworkshops zu den Workshopthemen 1 bis 6 am 30. und 31.03.10 in Pirna

## Dr. Uwe Büttner, Landeshochwasserzentrum Sachsen

Aufgrund der Tätigkeit des Projektmitarbeiters Dr. David Kneis beim Praxis-Kooperationspartner LfULG/LHWZ waren jederzeit gegenseitig befruchtende Diskussionen möglich. Damit konnte insbesondere ein gegenseitiges Verständnis sowohl für die allgemeinen und spezifischen verwaltungs- und rechentechnischen Randbedingungen einer Fachbehörde als auch die notwendigen Ansprüche von Grundlagenforschung aufgebaut werden.

Die Projektergebnisse belegen, dass wissenschaftliche Arbeit auch dazu dienen muss, eingeschlagene Forschungsrichtungen zu korrigieren, sei es aufgrund einer unzureichenden Datenlage oder methodischer Schwächen des Ansatzes oder beidem.

Das Projekt erhob in Bezug auf die Vorhersagbarkeit von Hochwasser(-ganglinien) unter Beachtung der für eine vorausschauende ereignisabhängige Talsperrensteuerung erforderlichen Genauigkeit in "Quell"-Gebieten (AE >/= 200 km²) Ansprüche, die bisher nicht erfüllbar gewesen sind. Die Ergebnisse zeigen, dass auch in naher Zukunft Gleiches nicht geleistet werden kann. Der Wert der umfangreichen Untersuchungen liegt darin, dass das unter den heutigen naturwissenschaftlichen Randbedingungen Machbare und die gegenwärtigen Grenzen der Verhaltensvorsorge im Rahmen des Hochwasserschutzes aufgezeigt werden.

Als generelles und bislang ungelöstes Problem in der hydrologischen Forschung zeigt sich auch in OPAQUE die Skalenabhängigkeit hydrologischer Prozesse in räumlicher und zeitlicher Hinsicht, die sich am gravierendsten in der unteren Mesoskale auswirkt. Festzustellen bleibt, dass zu einer eindeutigen physikalischen Beschreibung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses heute weder die räumliche Auflösung von Niederschlagsdaten und Bodenkennwerten noch die Detaillierbarkeit der Parametrisierung mathematischer Modelle ausreichen. Letztendlich ist der Abstraktionsgrad des Naturprozesses "Hochwasser" für eine operativ erstell- und auch nutzbare Vorhersage in dieser Einzugsgebietsskale noch zu hoch.

Wenngleich die Projektergebnisse für das LfULG/LHWZ keinen unmittelbaren Mehrwert in Bezug auf die operative Hochwasservorhersage in kleinen Einzugsgebieten darstellen, besteht die begründete Hoffnung, mittelbar durch eine Verbesserung der Genauigkeit der vom DWD bereitgestellten Niederschlagsradardaten zu profitieren.

## Beurteilung der OPAQUE-Ergebnisworkshops zu den Themen "Modellergebnisse obere Donau und Alb" und "Modelldiagnose" am 16.03.10 in Karlsruhe

Dr. Manfred Bremicker, Hochwasser-Vorhersage-Zentrale (HVZ) der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg

Die Workshops lieferten einen guten Überblick über die bearbeiteten Themenfelder und die gewonnenen Ergebnisse. Die Gewichtung und Präsentation der einzelnen Themenfelder war aufgrund der Abstimmung zwischen Projektleitung und Workshop-Teilnehmern im Vorfeld der Veranstaltung optimal auf den Bedarf der Praxisanwender zugeschnitten.

## Themenbereich "Modellergebnisse obere Donau und Alb"

Aus Sicht der Hochwasser-Vorhersage-Zentrale Baden-Württemberg (HVZ) waren die Ergebnisse der Abfluss-Vorhersagetests auf Basis vorhergesagter langfristiger Niederschläge von großem Interesse. Die Genauigkeit der derzeit in den hydrologischen HVZ-Modellen für die Vorhersagetage vier bis sieben verwendeten Niederschlagsvorhersagen (GME-Modell des Deutschen Wetterdienstes) ist nicht zufrieden stellend. Leider zeigten die Ergebnisse für die Test-Einzugsgebiete, dass die im Rahmen von OPAQUE entwickelte Methode des Downscalings großräumiger Niederschlagsfelder im Vergleich mit dem GME-Modell keine Verbesserung der Abflussvorhersagen bewirkt. Aus diesem Grund wird die neue Methode nicht operationell eingesetzt werden. Da die Güte der mittel- und langfristigen Niederschlagsvorhersagen von zentraler Bedeutung für eine verlässliche Hochwasservorhersage und -frühwarnung ist, sollten zukünftig weitere Forschungsanstrengungen in diesem Bereich unternommen werden.

Von großer Praxisrelevanz ist ebenfalls die Nutzung Radar-basierter Niederschlagsschätzungen. Diese liefern im Gegensatz zu den bisher verwendeten punktbezogenen Stationsmessungen räumlich hoch aufgelöste Niederschlagsinformationen. Im Rahmen des Projekts wurde u.a. das Merging-Verfahren zur Radar-Aneichung verbessert. Die vorgestellten Ergebnisse für das Extremereignis im Juni 2008 im Testgebiet der Starzel unter Verwendung des erweiterten Verfahrens waren viel versprechend und zeigten eine deutliche Verbesserung der Abflussmodellierung. Die HVZ ist daher sehr interessiert an einer Übernahme in die operationellen Radarprodukte des Deutschen Wetterdienstes (RADOLAN) und hat dies auch bereits in zuständigen Fachgremien vorgebracht bzw. wird sich zukünftig weiter dafür einsetzen. Der Bereich Radar-basierte Niederschlagsschätzung bietet großes Potential für eine weitere Verbesserung der Abflussvorhersage speziell in kleinen Einzugsgebieten und sollte auch in der Zukunft Gegenstand intensiver Forschung und Weiterentwicklung sein.

## Themenbereich "Modelldiagnose"

Das vorgestellte Verfahren zur Diagnose und systematischen Analyse und Fehlersuche von Modellergebnissen ("TIGER") stellt eine in dieser Form bisher von der HVZ nicht genutzte Möglichkeit zur Modellanalyse dar. Der Nutzen des Tools liegt insbesondere darin, verschiedene Modelle objektiv analysieren zu können. Dieser Aspekt ist für operationelle Anwendungen i.d.R. nicht von großer Bedeutung, ist aber z.B. für (Offline-)Vergleiche verschiedener Modelle von großem Nutzen. Für eine Anwendung des Software-Pakets in der Kalibrierung der HVZ-Modelle wäre neben der Darstellung des Gesamtabflusses die Möglichkeit zur gleichzeitigen Visualisierung der Abflusskomponenten hilfreich.

Das auf einer Fourier-Transformation basierende Tool zur Sensitivitätsanalyse ("FAST") ist durch die Analyse und Darstellung der Parametersensitivitäten in ihrem zeitlichen Verlauf ein sehr hilfreiches Werkzeug zur Analyse von Niederschlags-Abfluss-Modellen. Mit seiner Hilfe können komplexe, zeitvariante Modellreaktionen analysiert und verifiziert werden. Ein Einsatz des Tools bei zukünftigen Kalibrierungen von HVZ-Vorhersagemodellen ist denkbar.

# Beurteilung der OPAQUE-Ergebnisworkshops zum Themen "Modellergebnisse Iller" am 02.03.10 in Kempten

## Stefan Laurent, Hochwasservorhersagezentrale beim Wasserwirtschaftsamt Kempten

Der durchgeführte Workshop war sehr interessant und von intensiven und angeregten Diskussionen gekennzeichnet. Leider waren jedoch die Untersuchungsergebnisse nicht so überzeugend bzw. erfolgsversprechend, als dass wir die vorgestellten (folgenden) Ansätze in die Praxis umsetzen könnten:

1) Vergleich Niederschlagsstationen - Radar

Insgesamt scheint eine Verwendung von Radardaten schon eine teilweise Verbesserung der Modellergebnisse zu bringen. Die gezeigten Untersuchungen haben jedoch zum Großteil eine eingeschränkte Aussagekraft, da hierbei jeweils mit Wasserdargebotsnachführung angeeicht wurde. Dadurch können nur die zeitlichen Übereinstimmung, nicht aber die eingehenden Niederschlagsmengen, die eigentlich deutlich interessanter wären, verglichen werden. Zudem wurden für die Untersuchung speziell aufbereitete Radarprodukte verwendet, die uns in der Praxis nicht vorliegen. Bei dem vorgestellten Vergleich mit Radolan-Daten des DWD war nicht klar, ob hierbei die Boden-Niederschlagsaneichung eingeflossen ist.

Dennoch bleibt festzuhalten, dass es sich lohnt, in dieser Richtung weiterhin die Augen offen zu halten und vergleichsweise auch das bisher vom DWD verfügbare Radarprodukt in die tägliche Vorhersage einzubinden.

### 2) Erweiterter Infiltrationsansatz

Die Untersuchungen haben - auch nach Aussage von Hr. Hohenrainer - keine signifikanten Verbesserungen in der Modellierung gebracht. Der z.T. erzielte Vorteil einer besseren Simulation wird durch Nachteile bei den Vorhersagen bzgl. Stabilität wieder aufgehoben. Desweiteren benötigt der neue Infiltrationsansatz weitere Parameter die Sensitivität unnötig erhöhen.

### 3) Vorhersagetests mit Optimierungsroutinen

Ein interessantes Erkenntnis der Untersuchung war, dass sich die Optimierung in kleineren Einzugsgebieten erst bei Vorhersagezeiten von 6-12 h vor dem Ereignis auswirkt. Diese sind auch die für die operationelle Vorhersage entscheidenden Zeiten. Beim Vortrag wurden eher Untersuchungsergebnisse für kürzere oder längere Vorhersagezeiten gezeigt, so dass hier der Bericht weitere Erkenntnisse bringen sollte.

### 4) Interpolation und Assimilation von Schneemessungen

Die Ergebnisse zeigen, dass die Einbindung von Schneemessungen Chancen der Verbesserung bringt. Das Problem bei der gezeigten Untersuchung ist jedoch, dass wenig Messpunkte, noch dazu oft in Tallagen, zur Verfügung standen und die Messwerte meist zwei Monate vor dem untersuchten Hochwasserereignis lagen, so dass die Aussagekraft recht beschränkt ist. In dieser Hinsicht werden wir aber versuchen, die dreimal wöchentlich verfügbaren regionalisierten Schneehöhen des DWD in unseren operationellen Betrieb einzubauen. Ob dies mit externen Programmen oder Eigenentwicklungen geschieht, muss noch geklärt werden.

Insgesamt bleibt festzuhalten, dass es für uns zwar keine konkreten Umsetzungen aus dem Projekt heraus gegeben hat, aber es auf jeden Fall interessante Diskussionen und Anregungen für die Praxis geliefert hat. Das Thema wurde von Herrn Hohenrainer sehr anschaulich vorgetragen.

Die enge Zusammenarbeit zwischen den wissenschaftlichen Bearbeitern im Projekt und den Partnern der praktischen Anwendung in den Behörden hat sich als ausgesprochen nutzbringend erwiesen. So standen die Wissenschaftler ständig vor der Aufgabe, ihre Ergebnisse auf Praxistauglichkeit überprüfen zu müssen. Wie aus den vorstehenden Aussagen der Praxispartner zu ersehen ist, muss letztendlich konstatiert werden, dass viele der im Projekt erzeigten Ergebnisse großes Potential haben, die operationelle Hochwasservorhersage zu verbessern, eine sofortige Umsetzung in die Praxis allerdings oft noch an der nicht ausreichenden Absicherung der Datenbereitstellung für den Algorithmus und/oder der Sicherstellung gleichbleibender Ergebnisgüte sowie an nicht ausreichender Ausgereiftheit der Verfahren krankt.

## 5.8.2. Das Modelldiagnosetool

## 5.8.2.1 Einleitung

Im Arbeitspaket 4.1: Expertensystem zum operationellen Hochwassermanagement hat sich im Verlauf des Projektes gezeigt, dass die Kombination der lokalen Gegebenheiten den Einsatz eines solchen Expertensystems zur Zeit verhindert. Zum einen ergibt sich das Problem, dass durch die langgezogenen, schmalen Täler im Osterzgebirge unterschiedliche Einzugsgebiete betroffen sind, wenn sich ein Niederschlagsereignis um nur wenige Kilometer verschiebt. Deshalb müssen Niederschlagsvorhersagen für den Zeitraum, in dem die Steuerung stattfinden soll räumlich sehr genau sein, um eine ökonomisch und politisch tragbare Steuerung der Talsperren zu erreichen. Zur Zeit sind solch genaue Niederschlagsvorhersagen jedoch für Vorhersagehorizonte > 1 Tag technisch nicht möglich. Zum andern wurde der Hochwasserrückhalteraum im Einzugsgebiet als Folge des Hochwassers 2002 erhöht und ist auf ein 100-jähriges Hochwasser ausgelegt. Durch den relativ begrenzten, schadlosen Vorablass sind daher Zeiten von mehreren Tagen notwendig, um eine signifikante Vergrößerung des Rückhalteraumes zu bewirken. Da der Vorhersagehorizont für räumlich genaue Niederschläge viel kürzer ist als die für einen Vorablass notwenige Zeit, ist eine Steuerung der Talsperren für eine Hochwassermanagement nicht möglich. Im Arbeitspaket 3.1 hat sich gezeigt, dass WaSiM-ETH für die Weißeritz eine geeignete Fallstudie für eine detaillierte Modellanalyse und -verbesserung darstellt, da die geplante Anpassung nur bedingt möglich war. Aus diesem Grund wurden aktuelle Modellanalysemethoden deutlich weiter entwickelt. Die erzielte Weiterentwicklung umfasst dabei zwei wesentliche Punkte. Erstens gab es bisher eine Lücke in der zeitlich aufgelösten Analyse der Modellgüte. Gängige verfahren erlauben es, die Leistung eines Modells nur über einen Gesamtzeitraum zu beurteilen. Dadurch gehen wichtige Informationen verloren, denn effektiv sind es meist nur wenige Ereignisse im Gesamtzeitraum, die die Abweichung zwischen Modell und Beobachtung dominieren. Die neu entwickelte Methode (TIGER) erlaubt es, die Modellgüte zeitlich aufgelöst zu untersuchen und dadurch einzelne, kritische Ereignisse zu identifizieren, die im Anschluss noch genauer untersucht werden können. Zudem erlaubt es diese Methode, sich wiederholende Muster zu identifizieren. Beispielsweise konnten damit Zeiträume identifiziert werden, in denen Eisstau die Messdaten verfälscht hat. Durch Ausschluss dieser Daten ist eine Verbesserung der Modellkalibration möglich. Zweitens konnten technische Details der Sensitivitätsanalyse-Methode Namens FAST verbessert werden. Durch diese Verbesserungen ist es nun möglich, zeitlich aufgelöste Sensitivitätsstudien für lange Zeiträume durchzuführen, was in diesem Feld eine Innovation darstellt. Aus dieser Neuerung ergeben sich drei Hauptanwendungsfelder:

(a) Die Methode ermöglicht es, zu überprüfen, ob Modellkomponenten eines Hochwasser-Vorhersagemodells zum richtigen Zeitpunkt aktiv sind, wodurch eine qualitative Validierung durchgeführt werden kann.

(b) Die Information kann für die Modellkalibration verwendet werden, da deutlich erkennbar ist, welche Daten Informationen über den gültigen Bereich eines Parameters enthalten.

(c) Es ist möglich, Parameterinteraktionen zu identifizieren. Dadurch lassen sich mangelhaft konzipierte Modellkomponenten erkennen und verbessern, was ansonsten zu Problemen bei der Kalibration führen kann, da durch Parameterinteraktionen keine eindeutige Lösung des Kalibrationsproblems möglich ist.

Eine Verbesserung unserer Hochwasservorhersagemodell ist eine der zentralen Möglichkeiten, um zu verbesserten Hochwasservorhersagen und dadurch zu einem besseren Hochwassermanagement zu kommen. Für eine solche Verbesserung sind umfangreiche Modellanalysen notwendig, wie sie in diesem Projekt weiterentwickelt wurden. Dabei hat sich die Weiterentwicklung am aktuellen wissenschaftlichen Stand orientiert, wie die drei Publikationen in einer der namhaften hydrologischen Zeitschriften zeigen.

Die Modelldiagnosetools wurden im Rahmen von zwei Praxisworkshops am Ende des Projektes den Verantwortlichen der Hochwasserzentralen von Sachsen und Baden-Württemberg vorgestellt und sind auf Interesse gestoßen. Eine Nutzung der Tools wird dadurch begünstigt, dass diese als Freie Software im Internet zur Verfügung gestellt werden.

Wie oben dargestellt, wurde das Projekt in enger Zusammenarbeit mit den betroffenen Hochwasserzentralen durchgeführt und die Entwicklungen auf beiden Seiten haben sich gegenseitig befruchtet. Außerdem wurde im Verlauf der Arbeit die relevante wissenschaftliche Literatur verfolgt. Im Bereich Modelldiagnose sind dabei die Arbeiten von Gupta 2008 und Clark 2008 besonders relevant.

## 5.8.2.2. Ergebnisse

Die nachfolgend eingebundene, bei Water Ressources Research zur Veröffentlichung eingereichte Darstellung legt die Methodik und Ergebnisse für die Untersuchungen zur Entwicklung eines Modelldiagnosetools dar.

## Inferring model structural deficits by analyzing temporal dynamics of model performance and parameter sensitivity

D.E. Reusser and E. Zehe

September 6, 2010

Abstract

#### 1 Introduction

In this paper we investigate the use of hydrological models as learning tools to help improve our understanding of the hydrological functioning of a catchment. With the model as a hypothetical conceptualisation of how dominant hydrological processes contribute to catchment scale response, we investigate three questions: 1) during which periods does the model (not) reproduce observed quantities and dynamics. 2) What is the nature of the error during times of bad model performance, and 3) which model components are responsible for this error.

To investigate these questions we combine a method for detecting repeating patterns of typical differences between model and observations (TIGER) with a method for identifying the active model components during each simulation time step based on parameter sensitivity (TED-PAS). The approach generates a time series of occurrence of dominant error types and time series of parameter sensitivities. A synoptic discussion of these time series highlights deficiencies in the assumptions about the functioning of the catchment.

The approach is demonstrated for the Weisseritz headwater catchment in the eastern Ore Mountains. Our results indicate that the WaSiM-ETH complex grid based model is not a sufficient working hypothesis for the functioning of the Weisseritz catchment, and point towards future steps that can help improve our understanding of the catchment.

The major goal of hydrological research is to learn from the past to understand and predict the future. In the standard approach to this learning process, conceptual models are used to predict future behaviors of the investigated catchment, for instance in the long-term context of climate or land use change impacts (*Niehoff et al.*, 2002; *Niehoff and Bronstert*, 2001; *Kleinn et al.*, 2005, 2003).

Models can, however, also help to shed light on our incomplete understanding of how hydrological processes translate into catchment response in different landscapes. By assuming that the model is the best conceptualisation of our understanding of the relevant processes and their transformation into catchment response, we may learn from periods in which the model is found to perform poorly. Such an approach, that uses models as learning tools, can help us to improve our models in a much more targeted way, and to better identify and possibly reduce predictive uncertainty.

The core idea to our model assessment approach is to evaluate the interdependence between patterns of poor model performance and patterns of dominant model components. The model consists of functional components that represent different hydrological processes and their processes of the hydrological cycle represent the hydrological context. For example, the hydrology of the catchment may be a) dominated by either mass input or energy input. b) Thresholds may alter the functioning of the catchment; for example snow influenced periods occur when temperatures drop below snow melt temperature, or hydrophobicity dominated reactions occur when catchment wetness drops below a certain threshold (*Blume*  et al., 2009, 2008a,b). The catchment may spend most of its time c) either close to or far from equilibria. Depending on the relevant hydrological context, different components of the model will dominate the simulation of catchment dynamics. While some model components may represent the catchment response well, others are likely to be deficient. Thus we can expect to see repeating patterns of poor model performance, these being related to the relevance/dominance of model components during those periods.

Existing approaches to identify errors in the model structure and the resulting predictive uncertainties are generally based on various methods of uncertainty analysis. Often used in hydrology are GLUE based approaches (Beven and Binley, 1992) and more formal Bayesian approaches to uncertainty estimation (Thiemann et al., 2001; Gupta, 2003). For example, the multi-period model conditioning approach (Choi and Beven, 2007) analyses the temporal dynamics of parameter uncertainty. In dynamic identifiability analysis (Wagener et al., 2003) nonstationarites in the optimal range for a certain parameter are detected. An alternative approach was recently presented by (Reichert and Mieleitner, 2009) where stochastic, time-dependent parameters are used to identify model components with the potential to reduce model uncertainty. The temporal dynamics of model structure uncertainties have been analysed by Clark et al. (2008), who used 79 models from a model family for their study. Bayesian total error analysis provides the possibility to simultaneously assesses the uncertainty from various sources (Kuczera et al., 2006). None of the existing approaches explicitly evaluates the interdependence between patterns of poor model performance and patterns of dominant model components. In addition these approaches require a large number of realizations, which may not be feasible for models with a more complex process representations, as computing time becomes quickly the bottle neck. This calls for other methods that require less model runs, which we will present here.

We are able to reduce the number of model runs with our approach because: a) it is not necessary to calibrate the model in advance, b) a highly efficient method is used to sample the parameter space, and c) all model runs are evaluated (to determine parameter sensitivity) while other Monte Carlo based methods often discard the 90% worst runs as a first step.

Our key idea is that the model structural deficiencies can be better identified and understood when first analysing patterns of poor model performance and patterns of dominant model components independently during model assessment and subsequently combining the information. In doing so it is important to recognize that poor model performance might be caused either by data errors or by deficiencies of certain model components. Accumulated state variable errors caused by data errors and/or past model structural errors is probably the most challenging cause of poor model performance. Error contaminated input data can force sensitive parameters towards wrong values to compensate for poor performance during the calibration phase. Using a Bayesian framework to address input uncertainty (Kavetski et al., 2006a,b) or simply excluding poor input data from the calibration process can help to minimize this problem. In the case that certain model components are deficient, one can expect that simulated discharge will exhibit higher sensitivity to parameters belonging to the model component with inadequate representation of the system. If so, the process conceptualization associated with that model component should be revised. This approach provides a much more targeted process for improving the model with respect to dominant processes and for reducing specific errors.

The main innovations of this work are this strategy for targeted improvement of the model (by disentangling the temporal dynamics of model performance and parameter sensitivity), which has the ability to provide model diagnostic analysis with a limited number of model runs. The core idea of our approach can be condensed into

three interlinked research questions:

- during which periods is or is not the model reproducing observed quantities and dynamics?
- what is the nature of the error in times of poor model performance?
- which components of the model are causing this error?

A methodology to the first two questions was presented by *Reusser et al.* (2009). Their TIGER (TIme series of Grouped ERrors) method uses a combination of a) a large selection of performance measures to characterize different error types, b) synthetic peak errors to support error

2

type characterization and c) analysis of the time series occurrence of error types with respect to observed and modeled flow dynamics. To investigate the third research question, we combine TIGER with a method for analyzing the temporal dynamics of parameter sensitivities (TEDPAS) introduced in a closely related study (*Reusser et al.*, 2010). We provide an overview of the two methods (TIGER and TEDPAS) and a brief description of the model and study catchment in section 2. Results for the case study are presented (Section 3) and discussed (Section 4). The study closes with conclusions and suggestions for future work in Section 5.

#### 2 Methods and Study Area

#### 2.1 Weisseritz catchment

The catchment of the Wilde Weisseritz upstream of gauging station Ammelsdorf (49.3 km<sup>2</sup>) served as study area. The catchment is situated in the eastern Ore Mountains at the Czech-German border (Fig. 1) and has an elevation of 530 to about 900 m a.s.l. Slopes are gentle with an average of 7°, 99% are <20°; calculated from a 90m digital elevation model (SRTM, 2002). Soils are mostly cambisols. Land use is dominated by forests ( $\approx 30\%$ ) and agriculture ( $\approx$ 50%). The climate is moderate with mean temperatures of 11°C and 1°C for the periods April - September and October - March, respectively. Annual precipitation for this catchment is 1120 mm/year for the two years of the simulation period from 1 June 2000 until 1 June 2002. During winter, the catchment usually has a snow cover of up to about 1 m for 1 to 4 months with high flows during the snow melt period (Fig. 5 (2d) and (4d) shows the pronounced peaks during spring). High flows can also be induced by convective events during summer. WASY (2006) conclude from their analysis based on topography. soil types and land use that subsurface stormflow is likely to be the dominant process. Meteorological data including precipitation, temperature, wind speed, humidity, and global radiation for 11 surrounding climate stations was obtained from the German Weather Service (DWD, 2007). Discharge data, as well as data about land use and soil was obtained from the state office for environment and geology (LfUG, 2007).



Figure 1: Wilde Weisseritz catchment (scales in m).

#### 2.2 Hydrological model WaSiM-ETH

WaSiM-ETH is a modular, distributed model (Schulla and Jasper, 2001) and was used for the Weisseritz catchment with a regularly spaced grid of 100 m resolution. The model provides methods for the interpolation of meteorological input data. For each cell, a surface runoff storage and a interflow storage are parametrized with the corresponding linear recession constants and a maximum storage size for the interflow storage (see Table 1). The precipitation intensity limit defines a threshold, above which macro pore flow is active and rainfall enters the lower soil storage directly. Interception (leaf area index dependent simple bucket), evapotranspiration (Penman-Monteith) and snow (temperature-index-approach) are also included as modules. Four parameters of the snow module were investigated more closely. Snow accumulation is determined by the snow/rain temperature limit. The temperature melt index defines the amount of snow melted for each degree and hour the temperature is above the snow melt limiting temperature (third parameter). Finally, the fraction of snow melt which builds surface runoff is the fourth parameter. The unsaturated zone is described for each sub basin based on the Topmodel approach Beven and Kirby (1979). The Topmodel regionalisation parameter m determines how strong the gradient in the saturation deficit is due to differences in the topographic index. m also enters the equations for the vertical flow  $q_v$  (Eq 2) and the baseflow  $Q_B$  (Eq 1). Vertical flow and baseflow are both calibrated with the scaling factors  $T_{korr}$  and  $K_{korr}$ . Channel flow is routed with a simple storage to account for diffusion.

$$Q_B = T_{korr} * e^{-\gamma} * e^{-S_m/m}$$
$$q_v = K_{korr} * k_f * e^{-S_i/m}$$

(1)

(2)

4

 $\gamma$  is the mean value of the topographic index, a constant for a given basin,  $k_f$  is the saturated hydraulic conductivity,  $S_m$  and  $S_i$  are the mean and local saturation deficit for a sub basin, two model state variables.

#### 2.3 Parameter Sensitivity (TEDPAS)

An analysis of the temporal dynamics of parameter sensitivity (TEDPAS) of the modelled discharge provides insight into the relevant model components. To calculate

the temporal dynamics of parameter sensitivity, a sensitivity analysis is performed repeatedly for each time step (Reusser et al., 2010) by: 1) Generating the appropriate sets of model parameters  $\phi$ . 2) Evaluating the model for each parameter set. 3) Processing the model output of interest for the set of all model runs to calculate the parameter sensitivity. Note that by explicitly splitting analysis of parameter sensitivity and model performance, one avoids a potential source of errors. If parameter sensitivity of some performance criterion F were considered, then the sensitivity  $S = dF/d\phi$  would depend on two components - the sensitivity  $dQ_{sim}/d\phi$  and the size of the model error  $(Q_{obs} - Q_{sim})$  represented in F. In this case, the sensitivity would depend on both the process sensitivity and the size of the model error. This problem does not occur with our method as the sensitivity is calculated as  $dQ_{sim}/d\phi$ .

We used the Fourier amplitude sensitivity test method (FAST Schaibly and Shuler, 1973; Cukier et al., 1973, 1975; Fang et al., 2003) because of its computational efficiency. Sensitivity analysis for eleven parameters (Table 1) required 487 simulation runs. Parameters were according to the FAST sampling scheme. The algorithm is freely available as a software package (Reusser, 2008) coded using the open source data analysis language R (R Development Core Team, 2008). In Reusser et al. (2010), we report that FAST produces the same results as three other methods but with at least eight times less computational burden.

#### 2.4 Model performance (TIGER)

The TIGER approach investigates time series of grouped errors to detect repeating patterns of similar poor model performance (*Reusser et al.*, 2009). To explain the method we present a simple "toy example" using the time series shown in Figure 2. Notice that the simulations (shown as 2 runs with different parameters - black lines) deviate from the "observations" (grey line) in such a way that peaks 1 and 3 are overestimated and peaks 2 and 5 appear too late, while peak 4 is matched exactly.

The essence of the method is to compute a "fingerprint" of error type for a moving time window of length 250 time steps, based on an analysis of several performance measures. For this simple example, the finger print is based on three performance measures – the root mean

Parameter name	Process	Symbol	Range
temperature limit for snow melt	$T_{m0}$	snow melt	$-2 \cdots 2$
difference between snow/rain temperature limit and tem-	snow accumulation	$T_{\rm R/S}$	$0 \cdots 2$
perature limit for snow melt (the first is always higher)			
temperature melt index	snow melt	$C_0$	$0.7 \cdots 2$
fraction on snow melt which is surface runoff	snow melt	Cmelt	$0.2 \cdots 0.5$
Topmodel regionalisation parameter	baseflow	m	$0.005 \cdots 0.04$
scaling factor for transmissivities	baseflow	$T_{\rm korr}$	$0.005 \cdots 0.4$
scaling factor for vertical flow	baseflow	$K_{korr}$	800 · · · 8000
recession constant for surface runoff single linear storage	surface runoff	$k_D$	$1 \cdots 120$
maximum content of the interflow storage	interflow	$SH_{max}$	$1 \cdots 150$
recession constant for interflow runoff single linear storage	interflow	$k_H$	$50 \cdots 300$
precipitation intensity limit	fast infiltration	$P_{\text{limit}}$	$0.2 \cdots 20$

Table 1: Parameters of the model WaSiM-ETH used for the sensitivity analysis

square error (RMSE), Nash-Sutcliffe coefficient of effi-. This example illustrates how we interpret clusters A and ciency (NSCE) and lag time  $(t_L)$  (see Figure 2a, lower panel). Next, a clustering of fingerprints, based on selforganizing maps (SOM; Reusser et al., 2009; Kohonen, 1995; Havkin, 1999; Kalteh et al., 2008) and fuzzy clustering (Reusser et al., 2009; Bezdek, 1981; Dimitriadou et al., 2008) is performed to identify similar types of model behaviour along the modelled time period. Figure 2 shows the cluster membership beneath the discharge time series as bars with varving shading; the saturation of the color bar is proportional to the cluster membership, with full saturation indicating a membership of 1 and white indicating a membership of 0. As can be seen, periods of overestimation (peaks 1 and 3) appear in cluster A, periods of good agreement in cluster B, and periods with a time lag are assigned to cluster C.

To get a better understanding of the nature of each cluster we next examine error types for synthetic hydrographs representing a single flood event (see Reusser et al., 2009, for the mathematical function used to generate synthetic peak errors). By constructing the synthetic hydrographs to be of the length of the time window we can compare the data with the magnitude and duration of a "typical" event. Based on this artificial reference hydrograph we construct the two error types - including under- and overestimation and positive and negative lag times with three levels of deviation (Figure 2b). Only clusters A and C appear in recession period is generally too fast and peaks in the this plot, because the presented synthetic peak errors cor- reference do not occur in the synthetic errors. Cluster respond only to these two performance measures clusters C (green) includes peaks with overestimated discharge,

C as representative of periods of overestimation and time lags, respectively.

Whereas the toy example presented above uses only 3 performance measures, the approach used in our full case study uses 44 additional performance measures (in addition to NSCE, RMSE and  $t_L$ ) to provide a complete fingerprint of model performance (Reusser et al., 2009). In addition, we selected the 25 best model runs from the set of 487 model runs (section 2.3) for the analysis (best 5% of model runs) based on the Nash-Sutcliffe coefficient of efficiency NSCE (Nash and Sutcliffe, 1970). Further, we supplement the synthetic hydrograph error types and provide a second aid to the understanding of the nature of each cluster, based on the range of the performance measures for each cluster is visualized with box plots. The error types for synthetic hydrographs are extended to a set of a) peak errors, b) timing errors, c) volume errors or d) recession errors in the simulation as shown in Figure 3.

As preparation for understanding the results of the Wilde Weisseritz case study, we introduce here the error types generated using the synthetic hydrographs (Figure 3). Cluster A (red) includes the synthetic peak errors closest to the reference peak, and therefore corresponds to periods with the best accordance between models and observation. Cluster B (yellow) includes peaks where the

mainly due to recession periods that are too slow. Cluster D (blue) includes strong underestimation where the discharge time series is shifted below the reference. Cluster E finally includes false peaks and overestimations due to an upwards shift. A summary of cluster characterizameasures) is provided in Table 2.

#### 3 Results

#### 3.1 Analysis of Parameter sensitivity (TED-PAS)

Two examples of TEDPAS at the event time scale are shown in Fig 4. The two examples (left and right columns) each consist of four graphs (a-d). The three top graphs (a-c) show the sensitivity of the modelled discharge for different parameters, grouped by different model components. The first graph (a) shows the snow melt related parameters. The three saturation deficit related parameters m, Tkorr and Kkorr are shown in the second graph (b). The third graph (c) shows the remaining parameters k<sub>D</sub>, k<sub>H</sub>, SH<sub>max</sub>, and P<sub>limit</sub>. Sensitivity is reported in terms of the partial variance explained by a parameter at this time step. For example a value of around 0.3 for parameter ky during July 2000 indicates that 30% of the observed variation between the model runs can be explained by this parameter. The sum over all parameter sensitivities never exceeds 1.0 but may be lower because of the numerical approximation (Cukier et al., 1975) or if parameter interactions are of importance (non-additive models - Saltelli et al., 2006). The fourth graph (d) shows the 25 modelled discharge time series in black and the measured time series in grev.

The first example (left column) is in February 2001. Simulated discharge depends strongly on the snow melt temperature limit  $T_{m0}$  (Fig 4-1a) during the entire winter (see also Fig 5). At the beginning of the event, the modelled discharge shows some sensitivity to shift of the snow/rain temperature limit T<sub>R/S</sub> and the temperature 3.3 Combined Analysis of model performelt index  $C_0$  (Fig 4-1a). Discharge also shows some sensitivity towards the direct flow recession constant  $k_D$ (Fig 4-1c). Towards the end of February, sensitivity of the Table 2 lists the periods during which cluster membership interflow recession constant  $k_H$ .

The second example (right column) is in July 2001. At the beginning of the event, modelled discharge shows increased sensitivity to the direct flow recession constant kD and the precipitation intensity limit  $P_{\text{lim}}$  (Fig 4-2c). Subsequently, the sensitivity of discharge mainly depends on tion (including observed characteristics from performance the interflow recession constant  $k_H$  and shows slight sensitivity towards the interflow reservoir size SHman. At the end of the event simulated discharge is sensitive to the three saturation deficit related parameters (Fig 4-2b).

#### 3.2 Analysis of Model performance (TIGER)

The temporal dynamics of model performance was calculated for the best 25 runs (section 2.4). The corresponding 25 sets of model parameters are listed in Table 3. Nash-Sutcliffe efficiencies (NSCE) between 0.47 · · · 0.63, with an average of 0.54 were observed for the 25 model runs. A closer look reveals that acceptable model performance is observed mainly during late spring / summer (see below, Cluster A) and various differences between models and the observation occur during the remaining periods.

The 25 modelled discharge time series and the measured time series are shown in Figure 5 (bottom subplot) in black and grey, respectively. The top three subplots show parameter sensitivities, while the cluster membership for each time step is shown in the fourth subplot using color-coded bars. Cluster A (best accordance) occurs mainly during late spring / early summer. Cluster B (recession too fast) and cluster C (discharge overestimated) occur during snow melt events. Cluster B is also present during summer. Cluster D (strong underestimation) occurs only a few times, mainly during the initial simulation period. Finally, cluster E (false peaks or upwards shift) occurs during times where the model overestimates the observed data throughout the entire period. For more details on the results of the TIGER analysis see (Reusser et al., 2009).

## mance and parameter sensitivity

discharge decreases for  $k_D$  and  $C_0$  and increases for the >0.7 occurs along with the relevant parameters. The latter are defined as those for which the modelled discharge has

6

a) Time series of discharge, clusters, and performance measures



Figure 2: Synthetic discharge time series for demonstration of the TIGER method. Part a) shows time series data: observed and 2 simulated discharge time series and cluster memberships (A,B,C) in the first panel. The second panel shows time series for the performance measures root mean square error (RMSE), Nash-Suteliffe coefficient of efficiency (NSCE) and lag time  $(t_L)$ . Part b) characterization of clusters with synthetic peak errors (see also Figure 3 – only clusters A and C appear in the plot).

7



Figure 3: Examples of synthetic errors for a single peak event: Peak over- or underestimation (1), baseflow over- or underestimation (2), recession too fast or too slow (3), timing: too late or too early (4), maximum peak flow over- or underestimation but with correct total volume (5), peak too wide (start too early, recession too slow) or too narrow (6), erroneously simulated peak (7) or missing peak (8), and over- or underestimation during a late recession phase (9). The colors indicate the cluster with which the synthetic errors are associated (Cluster A: red, B: yellow, C: green, D: blue, and E:purple - see section 3.2 for a description of the clusters)

1         2000         Jul. 18 - Jul. 19           Cluster A: best fit, includes synthetic peak errors with small level, low flow periods not represented very well         3         2001         Jan. 23 - Feb.03 $T_{m0}$ sat. deficit           5         2001         Aug.05 - Aug.21 $T_{korr}$ sat. deficit         interflow           6         2001         Oct.28 - Oct.29 $k_H$ interflow         sat. deficit           7         2002         Mar.33 - Mar.30 $k_H$ interflow         snow           8         2002         Mar.23 - Mar.30 $k_H$ interflow         snow           10         2002         Mar.15 - Jan.23 $T_{m0}$ snow         snow           Cluster B: underestimation         12         2001         Feb.26 - Mar.09 $k_H$ interflow           ifferences for smaller values but         15         2001         Jul.07 - Jun.12 $k_H$ interflow           good agreement for peaks         16         2001         Sep.04 - Sep.11 $k_H$ interflow           good agreement for peaks         12         2001         Mar.05 - Mar.09 $k_H$ interflow           good agreement for peaks         20 <th>Cluster</th> <th>Nr.</th> <th>Year</th> <th>Period</th> <th>Parameters</th> <th>Model component</th>	Cluster	Nr.	Year	Period	Parameters	Model component
2         2000         Aug.22 - Sep.04         m         sat. deficit           Cluster A: best fit, includes synthetic peak errors with small level, low flow periods not represented very well         3         2001         Jan.23 - Feb.03 $T_{mor}$ , $k_H$ sat. deficit, interflow           represented very well         7         2002         Mar.23 - Mar.30 $k_H$ interflow           8         2002         Apr.28 - Oat.29 $k_H$ interflow           9         2002         Apr.28 - Nay.07 $T_{m0}$ snow           10         2000         Dec.22 - Dec.31 $k_H$ interflow           (mainly due too fast recession),         11         2001         Feb.06 - Feb.09 $T_{m0}$ snow           good agreement for peaks         15         2001         Jul.20 - Jul.21 $T_{korr}$ , $k_H$ interflow           17         2001         Jul.20 - Jul.21 $T_{korr}$ , $k_H$ sat. deficit, interflow           good agreement for peaks         15         2001         Jul.20 - Jul.21 $T_{korr}$ , $k_H$ sat. deficit, interflow           good agreement for peaks         16         2001         Sep.04 - Sep.11 $k_H$ interflow           good agreement		1	2000	Jul.18 - Jul.19		
Cluster A: best fit, includes synthetic peak errors with small level, low flow periods not represented very well         3         2001         Jul.28 - Jul.18 Jul.08 - Jul.18 $T_{korr}$ $K_{err}$ sat. deficit, interflow sat. deficit           7         2002         Mar.23 - Mar.30 $k_H$ interflow           8         2002         Apr.28 - May.07 $T_{m0}$ snow           9         2002         May.15 - May.31 $T_{m0}$ snow           10         2000         Dec.22 - Dec.31 $k_H$ interflow           (mainly due too fast recession), (mainly due too fast recession), (missing peaks, peaks too early, differences for smaller values but good agreement for peaks         15         2001         Feb.26 - Mar.09 $k_H$ interflow           17         2001         Jul.20 - Jul.21 $T_{korr}$ , $k_H$ sat. deficit, interflow           18         2002         Apr.18 - Apr.20 $T_{m0}$ snow           Cluster C: dynamics well reproduced but overestimation         21         2001         Mar.01 - Apr.08 $T_{m0}$ snow           21         2001         Feb.09 - Feb.15 $T_{m0}$ snow         22           22         2011         Dec.06 - Dec.23 $T_{m0}$ snow		2	2000	Aug.22 - Sep.04	m	sat. deficit
Cluster A: Osst II, includes       4       2001       Jul.08 - Jul.18 $T_{korr}, k_H$ sat. deficit, interflow         synthetic peak errors with small       5       2001       Aug.05 - Aug.21 $T_{korr}$ sat. deficit         represented very well       6       2001       Oct.28 - Oct.29 $k_H$ interflow         8       2002       Mar.23 - Mar.30 $k_H$ interflow         9       2002       May.15 - May.31 $T_{m0}$ snow         10       2000       Dec.22 - Dec.31 $k_H$ interflow         (mainly due too fast recession),       13       2001       Feb.06 - Feb.09 $T_{m0}$ snow         good agreement for peaks       16       2001       Jul.20 - Jul.21 $k_H$ interflow         17       2001       Dec.24 - Jan.29 $T_{m0}$ snow       snow         2012       Out       Sep.04 - Sep.11 $k_H$ interflow       snow         18       2002       Apr.18 - Apr.20 $T_{m0}$ snow       snow         2010       Dec.24 - Jan.29 $T_{m0}$ snow       snow       snow         2020       Mar.11 - Apr.08 $T_{m0}$ snow	Cluster A: best fit includes	3	2001	Jan.23 - Feb.03	$T_{m0}$	snow
	sunthatic pack arrors with small	4	2001	Jul.08 - Jul.18	$T_{\text{korr}}, k_H$	sat. deficit, interflow
lever, now now periods not       6       2001       Oct.28 - Oct.29 $k_H$ interflow         represented very well       7       2002       Mar.23 - Mar.30 $k_H$ interflow         8       2002       Apr.28 - May.31 $T_{m0}$ snow         9       2002       May.15 - May.31 $T_{m0}$ snow         10       2000       Dec.22 - Dec.31 $k_H$ interflow         (mainly due too fast recession),       12       2001       Feb.06 - Feb.09 $T_{m0}$ snow         good agreement for peaks       14       2001       Jun.07 - Jun.12 $k_H$ interflow         differences for smaller values but       15       2001       Jul.20 - Jul.21 $T_{korr}$ , $k_H$ sat. deficit, interflow         good agreement for peaks       16       2001       Sep.04 - Sep.11 $k_H$ interflow         17       2001       Dec.24 - Jan.29 $T_{m0}$ snow       snow         18       2002       Apr.18 - Apr.00 $T_{m0}$ snow         cluster C: dynamics well       20       2001       Mar.11 - Apr.08 $T_{m0}$ snow         quarks too late       23       2002       Jul.25 - A	level low flow periods not	5	2001	Aug.05 - Aug.21	$T_{korr}$	sat. deficit
Tepresented very werr       7       2002       Mar.23 - Mar.30 $k_H$ interflow snow snow snow snow snow snow snow sn	revel, low now periods not	6	2001	Oct.28 - Oct.29	$k_H$	interflow
8         2002         Apr.28 - May.07 $T_{m0}$ snow           9         2002         May.15 - May.31 $T_{m0}$ snow           10         2000         Dec.22 - Dec.31 $k_{H}$ interflow           111         2001         Jan.15 - Jan.23 $T_{m0}$ snow           Cluster B: underestimation         12         2001         Feb.06 - Feb.09 $T_{m0}$ snow           (mainly due too fast recession),         13         2001         Feb.26 - Mar.09 $k_H$ interflow           good agreement for peaks         16         2001         Jun.07 - Jun.12 $k_{H}$ interflow           17         2001         Dec.24 - Jan.29 $T_{m0}$ snow         snow           18         2002         Apr.18 - Apr.20 $T_{m0}$ snow           19         2001         Mar.11 - Apr.08 $T_{m0}$ snow           19	represented very wen	7	2002	Mar.23 - Mar.30	$k_H$	interflow
9         2002         May.15 - May.31 $T_{m0}$ snow           10         2000         Dec.22 - Dec.31 $k_H$ interflow           11         2001         Jan.15 - Jan.23 $T_{m0}$ snow           Cluster B: underestimation         12         2001         Feb.26 - Feb.09 $T_{m0}$ snow           (mainly due too fast recession),         13         2001         Feb.26 - Mar.09 $k_H$ interflow           good agreement for peaks         16         2001         Jun.07 - Jun.12 $k_H$ interflow           good agreement for peaks         16         2001         Sep.04 - Sep.11 $k_H$ interflow           17         2001         Dec.24 - Jan.29 $T_{m0}$ snow           18         2002         Apr.18 - Apr.20 $T_{m0}$ snow           cluster C: dynamics well         20         2001         Mar.11 - Apr.08 $T_{m0}$ snow           geaks too late         21         2001         Mar.11 - Apr.08 $T_{m0}$ snow           geaks too late         23         2002         Jan.29 - Mar.19 $T_{m0}$ snow           Cluster D: bad reproduction		8	2002	Apr.28 - May.07	$T_{m0}$	snow
10         2000         Dec.22 - Dec.31 $k_H$ interflow           Cluster B: underestimation         11         2001         Jan.15 - Jan.23 $T_{m0}$ snow           (mainly due too fast recession),         11         2001         Feb.06 - Feb.09 $T_{m0}$ snow           missing peaks, peaks too early,         14         2001         Jun.07 - Jun.12 $k_H$ interflow           differences for smaller values but         15         2001         Sep.04 - Sep.11 $k_H$ interflow           good agreement for peaks         16         2001         Sep.04 - Sep.11 $k_H$ interflow           17         2001         Dec.24 - Jan.29 $T_{m0}$ snow         snow           18         2002         Apr.18 - Apr.20 $T_{m0}$ snow         snow           cluster C: dynamics well         20         2001         Mar.05 - May.19 $T_{m0}$ snow           geaks too late         23         2002         Jan.29 - Mar.19 $T_{m0}$ snow           25         2000         Jun.11 - Jun.13         zde         200         Mar.31 - Apr.11 $T_{m0}$ snow           25         20		9	2002	May.15 - May.31	$T_{m0}$	snow
11         2001         Jan.15 - Jan.23 $T_{m0}$ snow           Cluster B: underestimation         12         2001         Feb.06 - Feb.09 $T_{m0}$ snow           (mainly due too fast recession),         13         2001         Feb.26 - Mar.09 $k_H$ interflow           missing peaks, peaks too early,         14         2001         Jun.07 - Jun.12 $k_H$ interflow           good agreement for peaks         15         2001         Jul.20 - Jul.21 $T_{korr}$ , $k_H$ sat. deficit, interflow           18         2002         Apr.18 - Apr.20 $T_{m0}$ snow           19         2001         Feb.06 - Feb.15 $T_{m0}$ snow           cluster C: dynamics well         20         2001         Mar.11 - Apr.08 $T_{m0}$ snow           quarks too late         23         2002         Jan.29 - Mar.19 $T_{m0}$ snow           24         2002         Jan.29 - Mar.19 $T_{m0}$ snow           25         2000         Jul.16 - Jul.08         m         sat. deficit           quarks too late         23         2002         Mar.31 - Apr.11 $T_{m0}$ snow		10	2000	Dec.22 - Dec.31	$k_H$	interflow
		11	2001	Jan.15 - Jan.23	$T_{m0}$	snow
	Cluster B: underestimation	12	2001	Feb.06 - Feb.09	$T_{m0}$	snow
missing peaks, peaks too early, differences for smaller values but good agreement for peaks       14       2001       Jun.07 - Jun.12 $k_H$ Tkorr, $k_H$ interflow sat. deficit, interflow interflow         good agreement for peaks       16       2001       Sep.04 - Sep.11 $k_H$ $k_H$ interflow sat. deficit, interflow interflow         17       2001       Dec.24 - Jan.29 $T_{m0}$ $mo       snow         18       2002       Apr.18 - Apr.20       T_{m0}mo       snow         19       2001       Feb.09 - Feb.15       T_{m0}mo       snow         19       2001       Dec.06 - Dec.23       T_{m0}mo       snow         12       2001       Dec.06 - Dec.23       T_{m0}mo       snow         12       2002       Jan.29 - Mar.19       T_{m0}mo       snow         12       2001       Dec.06 - Dec.23       T_{m0}mo       snow         24       2002       Jan.29 - Mar.11       T_{m0}mo       snow         25       2000       Jun.11 - Jun.13       26       2000       Jul.25 - Aug.21mo       sat. deficit         27       2000       Nov.02 - Nov.09       k_Hmitterflow       std. deficit       30         $	(mainly due too fast recession),	13	2001	Feb.26 - Mar.09	$k_H$	interflow
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	missing peaks, peaks too early,	14	2001	Jun.07 - Jun.12	$k_H$	interflow
good agreement for peaks         16         2001         Sep.04 - Sep.11 $k_H$ interflow           17         2001         Dec.24 - Jan.29 $T_{m0}$ snow           18         2002         Apr.18 - Apr.20 $T_{m0}$ snow           19         2001         Feb.09 - Feb.15 $T_{m0}$ snow           Cluster C: dynamics well         20         2001         Mar.11 - Apr.08 $T_{m0}$ snow           (mainly due to too slow recession),         22         2001         Dec.06 - Dec.23 $T_{m0}$ snow           peaks too late         23         2002         Jan.29 - Mar.19 $T_{m0}$ snow           24         2002         Mar.31 - Apr.11 $T_{m0}$ snow           25         2000         Ju.16 - Ju.108         m         sat. deficit           27         2000         Ju.16 - Ju.18         m         sat. deficit           40ynamics, underestimation mainly         29         2000         Nov.21 - Dec.22 $T_{m0}$ snow           32         2001         Jan.03 - Jan.08 $T_{m0}$ snow         sat. deficit           dynamics, underestimation mainly         29         <	differences for smaller values but	15	2001	Jul.20 - Jul.21	$T_{\text{korr}}, k_H$	sat. deficit, interflow
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	good agreement for peaks	16	2001	Sep.04 - Sep.11	$k_H$	interflow
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $		17	2001	Dec.24 - Jan.29	$T_{m0}$	snow
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		18	2002	Apr.18 - Apr.20	$T_{m0}$	snow
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $		19	2001	Feb.09 - Feb.15	$T_{m0}$	snow
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Cluster C: dynamics well	20	2001	Mar.11 - Apr.08	$T_{m0}$	snow
$      \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	reproduced but overestimation	21	2001	May.05 - May.19	Tmo	snow
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	(mainly due to too slow recession).	22	2001	Dec.06 - Dec.23	$T_{m0}$	snow
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	peaks too late	23	2002	Jan.29 - Mar.19	Tmo	snow
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		24	2002	Mar.31 - Apr.11	$T_{m0}$	snow
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		25	2000	Jun.11 - Jun.13	lite	
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		26	2000	Jul.06 - Jul.08	m	sat. deficit
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $		27	2000	Jul.25 - Aug.21	m	sat. deficit
dynamics, underestimation mainly         29         2000         Nov.02 - Nov.09 $k_H$ interflow           due to downwards shift of time         30         2000         Nov.21 - Dec.22 $T_{m0}$ snow           series         31         2001         Jan.03 - Jan.08 $T_{m0}$ snow           32         2001         Apr.20 - Apr.29 $T_{m0}$ snow           33         2001         Jun.15 - Jun.16 $k_H$ interflow           34         2001         Nov.01 - Nov.08 $k_H$ interflow           35         2000         Dec.07 - Dec.10 $k_H$ interflow	Cluster D: bad reproduction of	28	2000	Sep.02 - Sep.02	m	sat. deficit
due to downwards shift of time         30         2000         Nov.21 - Dec.22 $T_{m0}$ snow           series         31         2001         Jan.03 - Jan.08 $T_{m0}$ snow           32         2001         Apr.20 - Apr.29 $T_{m0}$ snow           33         2001         Jun.15 - Jun.16 $k_{H}$ interflow           34         2001         Nov.01 - Nov.08 $k_{H}$ interflow           35         2000         Dec.07 - Dec.10 $k_{H}$ interflow	dynamics, underestimation mainly	29	2000	Nov.02 - Nov.09	ku	interflow
series         31         2001         Jan.03 - Jan.08 $T_{mo}^{mo}$ snow           32         2001         Apr.20 - Apr.29 $T_{m0}$ snow           33         2001         Jun.15 - Jun.16 $k_{H}$ interflow           34         2001         Nov.01 - Nov.08 $k_{H}$ interflow           35         2000         Dec.07 - Dec.10 $k_{H}$ interflow	due to downwards shift of time	30	2000	Nov.21 - Dec.22	Tm0	snow
32         2001         Apr.20 $Apr.29$ $T_{m0}$ snow           33         2001         Jun.15         Jun.16 $k_H$ interflow           34         2001         Nov.01         Nov.08 $k_H$ interflow           35         2000         Dec.07         Dec.10 $k_H$ interflow	series	31	2001	Jan.03 - Jan.08	$T_{m0}$	snow
33         2001         Jun.15         Jun.16 $k_H$ interflow           34         2001         Nov.01         Nov.08 $k_H$ interflow           35         2000         Dec.07         Dec.10 $k_H$ interflow		32	2001	Apr.20 - Apr.29	$T_{m0}$	snow
34         2001         Nov.01 - Nov.08         k <sub>H</sub> interflow           35         2000         Dec.07 - Dec.10         k <sub>H</sub> interflow		33	2001	Jun.15 - Jun.16	ku	interflow
35 2000 Dec.07 - Dec.10 $k_{\mu}$ interflow		34	2001	Nov.01 - Nov.08	kH	interflow
		35	2000	Dec.07 - Dec.10	ku	interflow
$36 \ 2001 \ Jan, 10 - Jan, 14 \ T_{m0}$ snow		36	2001	Jan.10 - Jan.14	$T_{m0}$	snow
$37  2001  \text{Feb.18} - \text{Feb.19}  k_D \qquad \text{direct flow}$		37	2001	Feb.18 - Feb.19	kp	direct flow
Cluster E: overestimation due to $38  2001  \text{Apr.15} - \text{Apr.16}  k_H \qquad \text{interflow}$	Cluster E: overestimation due to	38	2001	Apr.15 - Apr.16	ku	interflow
upwards shift and false peaks, $39  2001  May.01 - May.03  T_{m0} \qquad snow$	upwards shift and false peaks,	39	2001	May.01 - May.03	Tmo	snow
recession periods do not agree 40 2001 Jun,24 - Jul,05 Thore sat. deficit	recession periods do not agree	40	2001	Jun.24 - Jul.05	Thorr	sat, deficit
well, good agreement after 41 2001 Jul 22 - Aug 02 There sat deficit	well, good agreement after	41	2001	Jul.22 - Aug.02	Thorr	sat, deficit
rescaling 42 2001 Sep. 14 - Oct. 16 $k_{\rm H}$ interflow	rescaling	42	2001	Sep. 14 - Oct. 16	ku	interflow
43 2001 Nov.09 - Dec.06 $T_{m0}$ snow		43	2001	Nov.09 - Dec.06	Tmo	snow
44 2002 Feb.26 - Feb.26 $T_{m0}$ show		44	2002	Feb.26 - Feb.26	Tmo	snow

Table 2: Time periods with a high cluster membership (>0.7) and the corresponding dominating parameters (sensitivity > 0.2 for at least 40% of the period). 9



Figure 4: Temporal dynamics of parameter sensitivity for periods in 2001. Panels (a-c) show the parameter sensitivity of the modelled discharge (a: snow model related parameters; b: saturation deficit related parameters; c: remaining parameters  $k_D$ ,  $k_H$ ,  $SH_{max}$ , and  $P_{limit}$ ). The sensitivity is reported as partial variance that can be explained by the corresponding parameter. The fourth graph (d) shows the 25 modelled discharge time series in black and the measured time series in grey. The two columns refer to different periods.

![](_page_311_Figure_0.jpeg)

Figure 5: As Figure 4 for the entire simulation period. The figure also shows the performance cluster membership  $\mu_t$  as color coded bars (Cluster A: red, B: yellow, C: green, D: blue, and E:purple) where full color saturation corresponds to a membership of 1 and white to a membership of 0.

11

	0.018	0.16	7800	80	55	260	2	-1.5	1.8	0.43	14
	0.03	0.072	2000	64	140	170	1.6	-2	1.9	0.43	14
	0.015	0.076	3800	13	83	210	0.44	-0.56	1.9	0.43	12
	0.01	0.21	4400	49	110	200	0.93	-2	1.6	0.28	1.5
	0.022	0.38	3400	94	110	290	0.53	-1.5	1.7	0.28	0.93
	0.04	0.33	6800	35	57	220	0.49	-1.9	1.1	0.41	16
	0.019	0.0083	5300	93	130	180	1.1	-1.7	1.5	0.39	7.4
	0.023	0.092	4900	77	59	240	0.77	-1.3	1.8	0.47	4.8
	0.034	0.012	7100	72	87	220	0.84	-0.84	1.5	0.47	7
	0.037	0.051	7300	36	32	120	0.053	-1.3	1.9	0.32	17
	0.031	0.27	1100	110	110	210	0.35	-1.8	2	0.32	18
	0.019	0.31	6700	11	100	300	0.75	-1.8	1.9	0.32	18
	0.021	0.046	1900	26	140	270	1.8	-1.7	1.6	0.36	3.3
	0.029	0.23	4500	40	89	240	0.41	-1.7	1	0.35	12
	0.022	0.064	7400	9.6	130	200	0.21	-1.4	1.1	0.35	12
	0.018	0.33	3800	24	120	230	1.6	-1.5	1.6	0.36	3.5
	0.03	0.25	6000	74	100	280	2	-2	1.5	0.37	3
	0.032	0.2	2600	39	64	250	0.95	-1.5	1.9	0.33	19
	0.02	0.027	5200	59	150	260	0.55	-2	2	0.32	18
	0.0082	0.24	4600	84	73	160	0.14	-1.5	2	0.32	17
	0.028	0.38	7000	29	100	200	0.56	-1.5	1.8	0.47	5
	0.02	0.3	1200	45	92	230	0.87	-2	1.4	0.39	7.1
	0.031	0.053	5100	31	120	96	0.021	-1.7	1.4	0.26	11
	0.017	0.14	2300	46	68	270	0.33	-1.3	1.7	0.28	0.65
	0.029	0.09	7500	98	150	240	0.73	-1.7	1.6	0.28	1.2
min	0.0082	0.0083	1100	9.6	32	96	0.021	-2	1	0.26	0.65
max	0.04	0.38	7800	110	150	300	2	-0.56	2	0.47	19
prior min	0.005	0.005	800	1	1	50	0	-2	0.7	0.2	0.2
prior max	0.04	0.4	8000	120	150	300	2	2	2	0.5	20

m

 $T_{\rm korr}$   $K_{\rm korr}$   $k_D$   $SH_{\rm max}$   $k_H$   $T_{\rm R/S}$   $T_{\rm m0}$   $C_0$   $c_{\rm melt}$   $P_{\rm limit}$ 

Table 3: Parameter values for the best TEDPAS runs. Min and max define the range covered by the best TEDPAS runs, while prior min and prior max correspond to the initial range from table 1

a partial sensitivity > 0.2 for at least 40% of the period. In other words, parameters are considered relevant if they explain at least 20% of the discharge variance for at least 40% of the period. While these thresholds (20% and 40%) are subjectively chosen, they provide an objective basis for analysis and make it easier to reproduce results than by direct visual inspection of Figure 5.

Cluster A is not further discussed here because these correspond to periods having reasonable accordance be- 4 Discussion tween simulation and observation. From Table 2 we see that if cluster B (recession too fast) occurs, the relevant parameter during summer and fall is normally  $k_H$  while the relevant parameter during snow melt periods is  $T_{m0}$ . Error cluster C (discharge overestimated) always coincides with  $T_{m0}$  as relevant parameter. Periods that are correspond cluster D (strong underestimation) have m as the relevant parameter during the initial phase of the simulation, while  $k_H$  and  $T_{m0}$  become relevant later. For cluster E (false peaks or upwards shift) 4 different parameters are important at different times.

This general pattern can be better understood by also looking at Figures 6-8, which show details from Figure 5:

- 1. Example A (Figure 6): during both winter periods. the simulated discharges do not respond in concert with observed events (cluster B (recession too fast) period nr. 11, 13, 17). Discharge is seen to be sensitive to the temperature limit for snow  $T_{m0}$ . However, the temperature melt index cmelt has no influence on simulated discharge, indicating that no snow melt is occurring during these periods. Interestingly, discharge is sensitive to the Topmodel parameters m,  $T_{korr}$ , and  $K_{korr}$ , which would typically not be the case during snow melt periods. (a possible explanation will be presented in the discussion).
- 2. Example B (Figure 7): for cluster C (discharge overestimated) we see that the patterns of snow melt period dynamics are reproduced fairly well but there is an upwards shift that results in overestimation. During all these periods The most important parameter is  $T_{m0}$  - the snow melt temperature, but discharge is also sensitive to the snow melt index C0 and the direct flow recession constant kp.
- 3. Example C (Figure 8): For periods in cluster E (false peaks or upwards shift), the recession in the model

is too rapid compared to the observed discharge. In terms of sensitivity, we observe 4 different main patterns where discharge depends on a)  $K_h$  and  $T_{m0}$ (period nr. 35, 38, 43, 44), b) Tm0 only (period nr. 36, 39), c) k<sub>D</sub>, C0, and T<sub>m0</sub> (Period 37), d) k<sub>h</sub>, T<sub>korr</sub>, and SH<sub>max</sub> (period 40, 41, 42).

#### 4.1 Parameter sensitivity (TEDPAS)

The two examples presented in Section 3.1 are compliant with our expectations regarding parameter sensitivity, that at the beginning of the snowmelt event, discharge depends on whether precipitation occurs as snow or rain (snow/rain temperature limit) and on the amount of snow melting (temperature melt index). Because a part of the melt water forms overland flow, we also expect the discharge to be sensitive to the direct flow recession constant. Similarly, during the summer event we expect the following chronology of relevant parameters: first direct flow recession constant  $k_D$  and the precipitation intensity limit Plim followed by interflow related parameters and finally the saturation deficit related parameter which determine base flow.

In addition to plausibility checks, the analysis of temporal dynamics of model parameters provides at least two further benefits. First, an understanding of the temporal dynamics of parameter sensitivity provides a valuable context for the calibration of model parameters. In general we would expect that periods of high parameter identifiability should coincide with periods of high parameter sensitivity. Our results suggest, therefore, that the fraction of melt water contributing to overland flow, cmelt, will hardly ever be well identifiable, because the sensitivity of simulated discharge for this parameter is always smaller than 2% despite the large range for  $c_{melt}$  of  $20 \cdots 50\%$ . Second, it is possible to detect compensatory effects of parameters, indicated by a highly correlated sensitivity of the model output for multiple parameters. Correlated model parameters can be a major source for poor identifiability in hydrological modelling (Bárdossy, 2007). While Sieber and Uhlenbrook (2005); Cloke and Pappenberger (2009) used TEDPAS for plausibility checking, our results indicate that the TEDPAS approach can also be used

![](_page_312_Figure_11.jpeg)

Figure 6: Details from Figure 5 for January 2001 (left plot) and January 2002 (right plot).

![](_page_313_Figure_0.jpeg)

Figure 7: Details from Figure 5 for March 2001 (left plot) and February 2002 (right plot).

![](_page_313_Figure_2.jpeg)

to identify correlations among model parameters. In our case study, we observe correlation among the saturation deficit related parameters, which may complicate proper identification of these parameters during calibration.

#### 4.2 Model performance (TIGER)

We found 5 clusters of model performance which we characterized with synthetic peak errors (Fig. 3). The Nash-Sutcliffe coefficients of efficiencies were greater than 0.47 for the 25 selected, model runs. The temporal pattern of model performance shows that acceptable agreement between model and observation (cluster A) occurs mainly during late spring and summer (Fig. 5 and Tab. 2). Four types of deviations (clusters B ... E) are observed during the other periods:

- Completely missing peaks during snow season (cluster B). This will be further discussed below.
- 2. Major snow melt events are generally overestimated (cluster C).
- 3. At the start of the simulation we observe poor reproduction of dynamics and differences during low flow periods (cluster D). This indicates that the current model initialization (repeating a complete 2 year simulation with daily time steps until the saturation deficit storage stops changing and "compensating" for the starting conditions) can be further improved.
- Strong overestimation combined with recession phases that are too fast in the model compared to the observation is observed thorough out the entire simulation period (cluster E).

#### 4.3 Combination of model performance and parameter sensitivity

By combining the information regarding model performance with that about parameter sensitivity, we expect repeated patterns of similar error finger prints to point towards model structural deficits. Here, we discuss alternative possible explanations for the patterns observed in our study, and discuss strategies for distinguishing between alternatives.

- 1. The missing sensitivity of the modeled discharge to the temperature melt index during the periods with missing peaks (Example A in section 3.3) indicates that no snow melt is occurring in the model. This is in marked contrast with the observed increases in discharge. A check of temperatures (in the data record) shows them to be well below  $T_{m0}$  during these periods. Therefore, the catchment may be experiencing radiation induced melt events (process not included in the model) or the observed rises in discharge may be caused by backwater effects due to ice jams. To investigate the hypothesis that these peaks are due to radiation induced snowmelt events. we made a quick "back of the envelop" calculation, checking if incomming radiation is sufficient to release the required amount of water under the assumption of clear sky and neglecting the effect of the forest cover. Only looking at short wave radiation, the energy is sufficient to melt the required amount of water. However, as soon as longwave radiation is included, total energy input into the snow cover is negative. This is supported by simulations of Kneis and Heistermann (2009) who used a hydrological model with an energy balance based snow module called Larsim for the same catchment. They did not find discharge to increase during these periods with their model. Also, rechecking data sources revealed that data is potentially influenced by ice at the gauging station.
- 2. Cluster B (missing peaks, peaks too early) occurs for some summer events. These are always short periods (period nr. 14, 15, 16) that are influenced by interflow and saturation deficit parameters. These events are always followed by Cluster E periods with strongly overestimated discharges that are influenced by interflow and saturation deficit parameters  $(k_h)$ . Tkorr, and SHmax - periods 40, 41, 42). This overestimation of discharge rises suggests that the model system does not retain enough water during interflow dominated periods. A check of the water balance revealed that the cumulative simulated discharge of 1310 - 1335 mm is 25% larger than cumulative observed discharge. This may be related to underestimation of evapotranspiration, and further analysis using calibrated model runs will be necessary to ex-

#### plore this hypothesis.

3. Cluster C periods consist of winter events with acceptable dynamics, but with an upwards shift of discharge leading to overestimation. This could be avoided if more water was stored in the system during snowmelt periods. Different values for the overall snowmelt indices are unlikely to resolve the problem, since the 25 selected parameter sets already provide relatively good values for the Nash-Sutcliffe efficiency.

Overall, it is likely that the snow model may be too simple for this catchment. Complexity may be added by (for example) extending the model with a radiation induced melt component. This may lead to a higher estimate for  $T_{\rm m0}$ , resulting in less water stored in the snow cover and released during the melt period. Alternatively, the model structure could be extended to use land-use related snowmelt indices instead of a single parameter, since melt is reported to generally occur slower in forested areas (*Herbst* and *Casper*, 2008; *Winkler et al.*, 2005; *Storck et al.*, 2002).

4. Cluster D is mainly a period of poor performance during the beginning of the simulation. We hypothesize that the current model initialization should be further improved (mainly by including a longer warm up period). This is further supported by the fact that discharge is much more sensitive to parameter m at the beginning of the simulation than during any other period. The remaining cluster D periods occur together with cluster E periods, however cluster D has lower discharge values. For cluster E (example C) we observe that the recession is too fast, while the discharge is sensitive to various parameters. Recession analysis (Fenicia et al., 2006; Wittenberg and Sivapalan, 1999) could be used to better understand the recession process during these periods. We suspect that a linear reservoir approach for interflow may be too simple.

### 5 Conclusions

The core idea this study is to provide a novel diagnostic approach for a joined analysis of temporal patterns of a)

poor model performance and b) of dominant model components. More specific, the idea is to work out whether certain types of model errors occur in coincidence with a) a certain context (snow melt, recession periods) and b) a high sensitivity of always the same model parameters. We suggest that coherence in the temporal patterns of error types and dominance of model components/parameter sensitivity allows a targeted identification of data errors and/or structural deficiencies of model components. This is a precondition for improving models to reduce occurrence of a certain error types in a targeted way.

Reduction of model structural uncertainty can be achieved in two ways. One approach is to test the model against several sets of independent target data. This is often be referred to as multi objective parameter estimation and means to increase the "information content" of the target data space. The other approach is to represents dominant processes and their controls such that characteristic behaviour can be reproduced in a more realistic manner, for instance resolving lateral flows and surface and subsurface flow paths, or reproducing subsurface storage volumes. This is often referred to as "process complexity" of the model and means to reduce the manifold of acceptable model structures. The use of more complex models implies that computational effort and simulation times increase considerably. The proposed approach is fast enough to be applied to models with increasing complexity because: a) it is not necessary to calibrate the model in advance, b) a highly efficient method is used to sample the parameter space, and c) all model runs are evaluated (to determine parameter sensitivity) while other Monte Carlo based methods often discard the 90% worst runs as a first step.

The case study shows that the method is able to enhance our understanding of the model's structural deficits with respect to the catchment. We expect the same model to show different structural deficits in different landscapes, and different model concepts to show different structural deficits in the same landscape. Consistent application of the proposed methodology could, in the long term, enable the development of basis for discriminating model/process concepts and landscapes into "compatible and incompatible sets" (in which the model/process can be expected to work with low structural/high structural deficits). Ultimately, it could help to reduce the overwhelming number of hydrological models to a minimum

17

amount necessary for dealing with the richness of our References landscapes.

Building upon the expected different structural deficits to be identified for different models, the approach presented may change the way, model comparison is performed. The temporal dynamics of model performance allows to test if similar patterns of model performance are observed for a given hydrological context for different process descriptions. If the patterns of model performance do not differ, we can conclude that the process descriptions in the models are not distinguishable in terms of the process dynamics produced. This way, we might also be able to reduce the number of possible process representations into a small set of distinguishable formulations.

With respect to data, the approach is efficient in highlighting periods of possible data errors, for which additional checks are necessary. Also, specific conditions for which an improved understanding is necessary are highlighted by our method, which makes it possible to collect additional data in a more targeted way. Thus, the approach can be used to guide field experiments.

Future research may include application to different landscapes and model concepts, through testing with virtual landscapes and well-defined model deficiencies as well as the analysis of additional model output variables e.g. ground water levels or areal patterns of snow heights.

#### 6 Acknowledgments

We would like to thank Hoshin Gupta and the anonymous reviewers for their comments on earlier versions of this manuscript whose comments helped to significantly improve it. Discussions with Bettina Schaefli were very helpful during the initial stage of this investigation. The study has been funded as part of OPAOUE (operational discharge and flooding predictions in head catchments), a project within the BMBF-Förderaktivität "Risikomanagement extremer Hochwasserereignisse" (RIMAX). We would like to thank Jenny Eckart for her support with the data preprocessing for WaSiM-ETH. A major part of the analysis was carried out with the open source statistical software R and contributed packages, we would like to thank its community.

Bárdossy, A. (2007), Calibration of hydrological model parameters for ungauged catchments, Hydrology And Earth System Sciences, 11(2), 703-710.

Beven, K. J., and A. Binley (1992). The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction, Hydrological Processes, 6(3), 279-298.

Beven, K. J., and M. Kirby (1979), A physically based variable contributing area model of basin hydrology. Hydrol. Sci. Bull, 24(1), 43-69.

Bezdek, J. C. (1981), Pettern Recognition with Fuzzy Objective Function Algorithms, Plenum, New York.

Blume, T., E. Zehe, D. E. Reusser, A. Iroume, and A. Bronstert (2008a), Investigation of runoff generation in a pristine, poorly gauged catchment in the Chilean Andes I: A multi-method experimental study, Hydrological Processes, 22(18), 3661-3675.

Blume, T., E. Zehe, and A. Bronstert (2008b), Investigation of runoff generation in a pristine, poorly gauged catchment in the Chilean Andes II: Qualitative and quantitative use of tracers at three spatial scales. Hydrological Processes, 22(18), 3676-3688.

Blume, T., E. Zehe, and A. Bronstert (2009), Use of soil moisture dynamics and patterns at different spatiotemporal scales for the investigation of subsurface flow processes, Hydrol. Earth Syst. Sci., 13(7), 1215-1233.

Choi, H. T., and K. J. Beven (2007), Multi-period and multi-criteria model conditioning to reduce prediction uncertainty in an application of TOPMODEL within the GLUE framework, Journal Of Hydrology, 332(3-4), 316-336.

Clark, M. P., A. G. Slater, D. E. Rupp, R. A. Woods, J. A. Vrugt, H. V. Gupta, T. Wagener, and L. E. Hav (2008), Framework for Understanding Structural Errors (FUSE): A modular framework to diagnose differences between hydrological models, Water Resources Research, 44, W00B02, doi:10.1029/2007WR006735.

Cloke, H., and F. Pappenberger (2009), Ensemble flood forecasting: a review, Journal of Hydrology, In Press,, Cukier, R. I., C. M. Fortuin, K. E. Shuler, A. G. Petschek, and J. H. Schaibly (1973), Study Of Sensitivity Of Coupled Reaction Systems To Uncertainties In Rate Coefficients .1. Theory, Journal Of Chemical Physics, 59(8), 3873-3878.

Cukier, R. I., J. H. Schaibly, and K. E. Shuler (1975), Study Of Sensitivity Of Coupled Reaction Systems To Uncertainties In Rate Coefficients .3. Analysis Of Approximations, Journal Of Chemical Physics, 63(3), 1140-1149.

Dimitriadou, E., K. Hornik, F. Leisch, D. Meyer, and and Andreas Weingessel (2008), e1071: Misc Functions of the Department of Statistics (e1071). TU Wien.

DWD (2007), {Deutscher Wetter Dienst} (German Weather Service) Climatological data for 11 cllimate stations around the Weisseritz catchment, data,

Fang, S. F., G. Z. Gertner, S. Shinkareva, G. X. Wang, and A. Anderson (2003), Improved generalized Fourier amplitude sensitivity test (FAST) for model assessment, Statistics And Computing, 13(3), 221-226.

Fenicia, F., H. H. G. Savenije, P. Matgen, and L. Pfister (2006). Is the groundwater reservoir linear? Learning from data in hydrological modelling, Hydrology And Earth System Sciences, 10(1), 139-150.

- Gupta, H. (2003), Reply to comment by K. Beven and P. Young on "Bayesian recursive parameter estimation for hydrologic models", Water Resources Research, 39(5), 1-5, doi:10.1029/2002WR001405.
- Gupta, H. V., T. Wagener, and Y. Q. Liu (2008), Reconciling theory with observations: elements of a diagnostic approach to model evaluation, Hydrological Processes, 22(18), 3802-3813.

Haykin, S. (1999), Neural networks - A comprehensive foundation, chap. 9. Self-or, 2nd editio ed., Prentice-Hall.

Herbst, M., and M. C. Casper (2008), Towards model evaluation and identification using Self-Organizing Maps, Hydrology And Earth System Sciences, 12(2), 657-667.

Kalteh, A. M., P. Hjorth, and R. Berndtsson (2008), Review of the self-organizing map (SOM) approach in water resources: Analysis, modelling and application, Environmental Modelling & Software, 23(7), 835-845.

Kavetski, D., G. Kuczera, and S. W. Franks (2006a), Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modeling: 2. Application, WATER RESOURCES RE-SEARCH, 42(3), W03,408.

Kavetski, D., G. Kuczera, and S. W. Franks (2006b), Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modeling: 1. Theory, Water Resources Research, 42(3), W03.407.

Kleinn, J., C. Frei, J. Gurtz, P. L. Vidale, and C. Schär (2003), Klimaänderungen und extreme Flusswassermengen. Klima - Wasser - Flussgebietsmangement im Lichte der Flut., Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 04.03, 43-50.

Kleinn, J., C. Frei, J. Gurtz, D. Luthi, P. L. Vidale, and C. Schar (2005), Hydrologic simulations in the Rhine basin driven by a regional climate model, Journal Of Geophysical Research-Atmospheres, 110(D4), D04,102.

Kneis, D., and M. Heistermann (2009), Ouality assessment of radar-based precipitation estimates with the example of a small catchment, Hydrologie und Wasserbewirtschaftung/Hydrology and Water Resources Management-Germany, 53(3).

Kohonen, T. (1995), Self-Organizing Maps, in Series in Information Sciences, vol. 30, second ed. ed., Springer, Heidelberg.

Kuczera, G., D. Kavetski, S. Franks, and M. Thyer (2006), Towards a Bayesian total error analysis of conceptual rainfall-runoff models: Characterising model error using storm-dependent parameters, Journal of Hydrology, 331(1-2), 161-177.

LfUG (2007), {Landesamt für Umwelt und Geologie Sachsen (State office for environment and geology)}, Data about land use, soils, discharge, and the digital elevation model, data.

20

- Nash, J. E., and J. V. Sutcliffe (1970), River flow forecast-Sieber, A., and S. Uhlenbrook (2005), Sensitivity analyses ing through conceptual models part I - A discussion of principles, Journal of Hydrology, 10(3), 282-290.
- Niehoff, D., and A. Bronstert (2001), Influences of land use and land cover conditions on flood generation: A simulation study, Advances In Urban Stormwater And Agricultural Runoff Source Controls, 6, 267-278.
- Niehoff, D., U. Fritsch, and A. Bronstert (2002), Land-use impacts on storm-runoff generation: scenarios of landuse change and simulation of hydrological response in a meso-scale catchment in SW-Germany, Journal of Hydrology, 267(1-2), 80-93.
- R Development Core Team (2008), R: A Language and Environment for Statistical Computing, R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Reichert, P., and J. Mieleitner (2009), Analyzing input and structural uncertainty of nonlinear dynamic models with stochastic, time-dependent parameters, Water Resources Research, 45, ----.
- Reusser, D. E. (2008), Implementation of the Fourier Amplitute Sensitivity Test (FAST).
- Reusser, D. E., T. Blume, B. Schaefli, and E. Zehe (2009), Analysing the temporal dynamics of model performance for hydrological models, Hydrology And Earth System Sciences, 13, 999-1018.
- Reusser, D. E., W. Buytaert, and E. Zehe (2010), Temporal dynamics of model parameter sensitivity for computationally expensive models with FAST (Fourier Amplitude Sensitivity Test), WRR, p. inPrep.
- Saltelli, A., M. Ratto, S. Tarantola, and F. Campolongo (2006). Sensitivity analysis practices: Strategies for model-based inference, Reliability Engineering & System Safety, 91(10-11), 1109-1125.
- Schaibly, J. H., and K. E. Shuler (1973), Study Of Sensitivity Of Coupled Reaction Systems To Uncertainties In Rate Coefficients .2. Applications, Journal Of Chemical Physics, 59(8), 3879-3888.
- Schulla, J., and K. Jasper (2001), Model Description WaSiM-ETH.

21

of a distributed catchment model to verify the model structure, Journal Of Hydrology, 310(1-4), 216-235.

- SRTM (2002), Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) Elevation Data Set, dataset.
- Storck, P., D. P. Lettenmaier, and S. M. Bolton (2002), Measurement of snow interception and canopy effects on snow accumulation and melt in a mountainous maritime climate, Oregon, United States, Water Resources Research, 38, 1223, doi:10.1029/2002WR001281.
- Thiemann, M., M. Trosset, H. Gupta, and S. Sorooshian (2001), Bayesian recursive parameter estimation for hydrologic models, Water Resources Research, 37(10), 2521, doi:10.1029/2000WR900405.
- Vrugt, J. A., W. Bouten, H. V. Gupta, and S. Sorooshian (2002), Toward improved identifiability of hydrologic model parameters: The information content of experimental data, Water Resources Research, 38(12), 1312.
- Wagener, T., N. R. McIntvre, M. J. Lees, H. S. Wheater, and H. V. Gupta (2003), Towards reduced uncertainty in conceptual rainfall-runoff modelling: dynamic identifiability analysis, Hydrological Processes, 17(2), 455-476.
- WASY (2006), Schätzung dominanter {A}bflussprozesse mit {WBS} {FLAB} (Assessment of dominant runoff processes with {WBS FLAB}), Tech. rep., WASY Gesellschaft für wasserwirtschaftliche Planung und Systemforschung mbH and Internationales Hochschulinstitut Zittau.
- Winkler, R. D., D. L. Spittlehouse, and D. L. Golding (2005). Measured differences in snow accumulation and melt among clearcut, juvenile, and mature forests in southern British Columbia, Hydrological Processes, 19(1), 51-62.
- Wittenberg, H., and M. Sivapalan (1999), Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation, Journal Of Hydrology, 219(1-2), 20-33.

erfolgte und geplante Veröffentlichungen:

- Reusser, Dominik E., Theresa Blume, Bettina Schaefli, and Erwin Zehe. 2009. Analysing the temporal dynamics of model performance for hydrological models. Hydrology And Earth System Sciences 13: 999-1018.
- Reusser, Dominik E., Wouter Buytaert, and Erwin Zehe. 2010. Temporal dynamics of model parameter sensitivity for computationally expensive models with FAST (Fourier Amplitude Sensitivity Test). WRR: submitted.
- Reusser, Dominik E., and Erwin Zehe. 2010. Inferring model structural deficits by analyzing temporal dynamics of model performance and parameter sensitivity. WRR: submitted.

Literatur:

- Clark, Martyn P, Andrew G Slater, David E Rupp, Ross A Woods, Jasper A Vrugt, Hoshin V Gupta, Thorsten Wagener, and Lauren E Hay. 2008. Framework for Understanding Structural Errors (FUSE): A modular framework to diagnose differences between hydrological models. Water Resources Research 44: W00B02. doi:10.1029/2007WR006735.
- Gupta, H V, Thorsten Wagener, and Y Q Liu. 2008. Reconciling theory with observations: elements of a diagnostic approach to model evaluation. Hydrological Processes 22, no. 18: 3802-3813.

## 5.8.3 NiedSim

## 5.8.3.1 Motivation

Eines der Hauptziele des Projekts OPAQUE war, die Schätzung und die Vorhersage des Zustands des hydrologischen Systems zu verbessern. Neben diesen Methoden der Frühwarnung kommt aber auch den richtigen Entscheidungen bei der Steuerung der Anlagen zum technischen Hochwasserschutz eine große Bedeutung zu. Diesem Umstand sollte das Arbeitspaket 4 – Training und Schulung – Rechnung tragen. Unter anderem sollten neue Strategien zur Talsperrensteuerung erarbeitet und an konkreten Beispielen erprobt werden. Da hydrologische Extremsituationen selten auftreten bestand hier das Problem, dass für das Training nur wenige tatsächlich gemessene Zeitreihen extremen Niederschlags und Abflusses für die jeweiligen Einzugsgebiete zur Verfügung standen.

Mit Hilfe des stochastischen Niederschlagsgenerators NiedSim (Bárdossy, 1998; Bárdossy et al., 2000; Bárdossy et al., 2001) sollten zufällige Zeitreihen erzeugt werden, deren statistische Eigenschaften aber mit denen des Niederschlags an relevanten Stationen übereinstimmen. Mit diesen Reihen liegen somit für den Steuernden unbekannte Verläufe des Niederschlagsgeschehens vor, wodurch ein realitätsnäheres Training möglich wird, und Steuerstrategien auf ihre Wirksamkeit überprüft werden können.

## 5.8.3.2 Anpassung von NiedSim an das Weißeritzgebiet

Für die Einzugsgebiete von oberer Donau, Alb und der oberen Iller standen bereits die flächendeckenden Versionen von NiedSim Baden-Württemberg und NiedSim Bayern zur Verfügung. Von daher mussten größere Anpassungsarbeiten lediglich für das Weißeritzgebiet durchgeführt werden. Hierzu wurden zunächst die für die Simulation wesentlichen statistischen Parameter an den vorhandenen Niederschlagsstationen Dippoldiswalde, Dresden-Klotzsche, Grillenburg, Fürstenwalde, Hermsdorf, Lehnmühle und Zinnwald-Georgenfeld bestimmt. Diese umfassen unter anderem

- die monatliche Niederschlagssumme. Dies stellt sicher, dass der jahreszeitliche Verlauf des Niederschlags korrekt abgebildet wird.
- eine Wetterlagenklassifikation, mit der die Veränderung der atmosphärischen Verhältnisse auf der Zeitskala von Tagen berücksichtigt wird. Hierzu wurde die Klassifikation aus

Arbeitspaket 1 verwendet. Bei der Berechnung der Eigenschaften jeder Wetterlage (CP) werden Sommer- und Winterhalbjahr unterschieden. Außerdem wird für NiedSim eine reduzierte Anzahl von nur 3 verschiedenen Klassen verwendet. Diese werden gebildet, in dem die vorhandenen Klassen nach mittlerem Niederschlag und Regenwahrscheinlichkeit als trocken (CP 1), mittelfeucht (CP 2) und feucht (CP 3) zusammengefasst werden. Tabelle 5.8.2 und Tabellle 5.8.3 geben einen Überblick über die Eigenschaften der verwendeten Klassen, wobei dort für jede Wetterlage jeweils der Mittelwert (MW) des Niederschlags sowie die Niederschlagswahrscheinlichkeit (p<sub>rain</sub>) angegeben sind.

- die Verteilungsfunktion der nicht-extremen Niederschläge. Hierzu werden die beiden Parameter und r der Gammaverteilung an die vorhandenen Niederschlagsdaten angepasst. Die Ergebnisse dieser Anpassungen sind in Tabelle 5.8.4 angegeben.
- Statistiken aus dem KOSTRA-Atlas des DWD. Hierüber werden die Extremwerteigenschaften der zu generierenden Reihen bestimmt.
- Skalierungsparameter f
  ür die Momente des Niederschlags. Dadurch kann sichergestellt werden, dass die ersten 3 Momente (Mittelwert, Varianz, Schiefe) der Niederschlagsverteilung f
  ür alle zeitlichen Aggregationsstufen zwischen 5 Minuten und 24 Stunden gut abgebildet werden; die Niederschlagssummen unterschiedlicher Dauerstufen also richtig skalieren. Hierbei wird f
  ür jedes k-te Moment m<sub>k</sub> eine Regression der Form m<sub>k</sub>=aS<sup>b</sup> durchgef
  ührt. Die Ergebnisse dieser Anpassung f
  ür den Exponenten b sind ebenfalls in Tabelle 5.8.4 dargestellt.
- die Autokorrelation mit verschiedenen Zeitversätzen und auf unterschiedlichen Aggregationsstufen zwischen 5 Minuten und 24 Stunden. Dadurch wird der zeitliche Verlauf der Niederschlagsereignisse abgebildet. Dies wird für jedes Jahr, das in den Ausgangsdaten zur Verfügung steht, berechnet. Beispielhaft ist in Tabelle 5.8.4. die Autokorrelation ( <sub>auto</sub>) zwischen aufeinanderfolgenden Stundenwerten für das Jahr 2006 angegeben, da dieses eines der wenigen Jahre war, für das an allen Stationen Daten vorhanden waren (vgl. Abbildung 5.8.1.).
- die Kreuzkorrelation mit einer Referenzstation. Mit diesem Wert werden ortsspezifische Ähnlichkeiten und Unterschiede zwischen den einzelnen Stationen berücksichtigt, indem sie auf Ähnlichkeiten und Unterschiede zur gewählten Referenzstation zurückgeführt werden. Der Wert ist in der letzen Spalte der Tabelle 5.8.4 ( cross) gegeben. Als Referenzstation wurde in diesem Fall die Station Zinnwald gewählt, da hier die längste Zeitreihe vorlag. Deshalb ergibt sich für diese Station eine Kreuzkorrelation von 1.0.

Ein wesentliches Problem an allen betrachteten Stationen war die geringe Länge sowie die hohe Zahl an Unterbrechungen innerhalb der Zeitreihen. Wie in Abbildung 5.8.1 dargestellt, lagen die längsten Zeitreihen für die DWD-Stationen Dresden-Klotzsche und Zinnwald-Georgenfeld sowie für die Station Grillenburg vor. Dies beeinträchtigte die Aussagekraft der statistischen Parameter und in der Konsequenz die Qualität der simulierten Reihen insofern, als dass vor allem das langjährige Extremwertverhalten der Reihen nur ungenügend abgeschätzt werden konnte.

![](_page_319_Figure_2.jpeg)

Abbildung 5.8.1: Datenverfügbarkeit der Stationen im Weißeritzgebiet. Rot: Fehlwerte, Schwarz: gültige Werte. Der graue Bereich zeigt den maximalen Zeitraum an, in dem Daten vorliegen.

Während die Anpassungen an das Weißeritzgebiet durchgeführt wurden, zeichnete sich ab, dass die vorgesehenen Trainingseinheiten zur Talsperrensteuerung aus verschiedenen Gründen nicht stattfinden würden. Infolgedessen wurde auf die Simulation und die Auswahl von Extremereignissen aus den simulierten Zeitreihen verzichtet. Die dadurch freigewordenen 4 Personenmonate wurden vom Bearbeiter, der auch für Teile des Arbeitspakets 2.1 zuständig war, dort für weitere Untersuchungen zur Verbesserung der Niederschlagsschätzung verwendet.

Name	MW CP 1	MW CP 2	MW CP 3	p <sub>rain</sub> CP 1	p <sub>rain</sub> CP 2	p <sub>rain</sub> CP 3
	[mm/h]	[mm/h]	[mm/h]			
Dippoldiswalde	0.31	1.26	1.18	0.20	0.42	0.29
Dresden-Klotzsche	0.72	1.27	1.67	0.40	0.45	0.50
Fürstenwalde	0.95	1.78	2.16	0.41	0.55	0.54
Grillenburg	0.42	1.42	1.55	0.56	0.60	0.57
Hermsdorf	0.68	2.79	2.79	0.53	0.64	0.55
Lehnmühle	0.87	2.11	2.03	0.53	0.63	0.52
Zinnwald	1.16	2.00	2.80	0.40	0.52	0.58

Tabelle 5.8.2: Wetterlagenstatistiken für das Sommerhalbja	ahr
--	-----

Tabelle 5.8.3:	Wetterlagenst	atistiken für d	as Winterhalbi	ahr

Name	MW CP 1	MW CP 2	MW CP 3	p <sub>rain</sub> CP 1	p <sub>rain</sub> CP 2	p <sub>rain</sub> CP 3
	[mm/h]	[mm/h]	[mm/h]			
Dippoldiswalde	1.12	1.33	2.04	0.42	0.38	0.38
Dresden-Klotzsche	1.67	2.19	2.44	0.43	0.45	0.57
Fürstenwalde	1.98	2.58	2.58	0.48	0.49	0.57
Grillenburg	2.11	2.33	3.97	0.65	0.53	0.79
Hermsdorf	2.23	2.88	3.49	0.51	0.39	0.58
Lehnmühle	1.92	2.78	4.59	0.49	0.41	0.68
Zinnwald	2.49	3.19	3.93	0.50	0.51	0.63

Name		r	b (k=1)	b (k=2)	b (k=3)	<sup>auto</sup> lag=1h (2006)	<sup>cross</sup> 1h
Dippoldiswalde	0.503	0.880	0.518	0.992	1.341	0.144	0.148
Dresden-Klotzsche	0.538	0.767	0.523	1.055	1.600	0.347	0.447
Fürstenwalde	0.312	0.655	0.601	1.134	1.580	0.322	0.723
Grillenburg	0.500	0.746	0.573	1.237	2.024	0.424	0.345
Hermsdorf	0.382	0.608	0.661	1.260	1.710	0.365	0.477
Lehnmühle	0.380	0.640	0.619	1.137	1.546	0.315	0.491
Zinnwald	0.561	0.730	0.597	1.301	2.198	0.268	1.000

Tabelle 5.8.4.: Aus Stationszeitreihen abgeleitete Simulationsparame	eter ()	Auswahl)
	·· ··	

## Literaturverweise

Bárdossy, A., 1998: Generating precipitation time series using simulated annealing. Water Resources Research 34(7): 1737-1744.

Bárdossy, A., Giese, H., Haller, B., Ruf, J., 2000: Erzeugung synthetischer Niederschlagsreihen in hoher zeitlicher Auflösung für Baden-Württemberg. Wasserwirtschaft 90(11). 548-553.

Bárdossy, A., Giese, H., Haller, B., Ruf, J., 2001: Regionalisierte Niederschlagsreihen im 5-Minuten-Zeitraster für Baden-Württemberg. KA – Wasserwirtschaft, Abwasser, Abfall 48(3), 300-308.

## 6 Veröffentlichung der Ergebnisse

Die Konsortienmitglieder stellten die Arbeitsansätze und Ergebnisse von Projektbeginn an auf Workshops und Tagungen vor. Damit wird über die gesamte Laufzeit die Orientierung an den Praxisanforderungen einerseits und den wissenschaftlichen Trends andererseits gesichert. Wichtigste Meilensteine sind die beiden Ereignisse, die aus dem Projekt selbst heraus ausgerichtet werden: der Anwenderworkshop in Karlsruhe im November 2008 und die zum Projektende im März 2010 ausgerichteten Workshops bei den verbundenen Landes- und Bundesbehörden (Kapitel 5.8).

Einen Einblick in die Vortragstätigkeit gibt die nachfolgende Liste der besuchten Tagungen:

### LARSIM-Anwendertreffen, Januar 2007, München

RIMAX Statusseminar, März 2007, Potsdam

EGU General Assembly, April 2007, Wien (Österreich)

XXIV General Assembly IUGG (International Union of Geodesy and Geophysics, Juli 2007, Perugia (Italien)

5th International Symposium on Retrieval of Bio- and Geophysical Parameters from SAR Data for Land Applications, September 2007, Bari (Italien)

4. DKW-Fachtagung des Dresdner Kompetenzzentrums Wasser und RIMAX-Workshop (Oktober 2007, Dresden), und anschließender Expertenwerkstatt (Oktober 2007, Tharandt).

Young Scientists Workshop der Kommission Wasserforschung der DFG, Oktober 2007, Lüneburg

AGRISAR-Workshop (ESA-ESTEC), Oktober 2007, Noordwijk (Niederlande)

Tag der Hydrologie, März 2008, Hannover

LARSIM Anwendertreffen, April 2008, Wiesbaden

EGU General Assembly, April 2008, Wien (Österreich)

TERENO Workshop, Juni 2008, Aachen

7<sup>th</sup> European Conference on Synthetic Aperture Radar", Juni 2008, Graf-Zeppelin-Haus, Friedrichshafen

RIMAX Praxis-Workshop, Juni 2008, Potsdam

Internationaler ESA-Workshop für Anwendungen zur SAR Polarimetrie und Polarimetrischen Interferometrie (Pol-InSAR), Januar 2009, Frascati (Italien)

### LARSIM Anwendertreffen, Februar 2009, Bregenz (Österreich)

Tag der Hydrologie, März 2009, Kiel

EGU General Assembly, April 2009, Wien (Österreich)

TR32 International Workshop, Juni 2009, Aachen

Internationale Konferenz der Geoscience and Remote Sensing Society (IGARSS), Juli 2009, Kapstadt (Südafrika)

Data Management Workshop, Oktober 2009, Köln

### EGU General Assembly, April 2010, Wien (Österreich)

Nicht nur aus diesen Auftritten, sondern insbesondere auch aus der Kooperation der Wissenschaftler untereinander ging eine große Anzahl von Veröffentlichungen hervor. Die Veröffentlichungtätigkeit zum Projekt OPAQUE ist noch nicht abgeschlossen, so dass davon ausgegangen werden kann, dass weitere, insbesondere Zeitschriftenveröffentlichungen folgen werden. Die nachfolgende Liste gibt einen Überblick über die veröffentlichten, eingereichten und in Vorbereitung befindlichen Darstellungen der Projektergebnisse.

### Veröffentlichungen:

- Axel Bronstert; Benjamin Creutzfeldt; Thomas Gräff; Irena Hajnsek; Maik Heistermann; Sibylle Itzerott; Thomas Jagdhuber; David Kneis; Erika Lück; Dominik Reusser: Potentials and constraints of different type of soil moisture observations for flood simulations in headwater catchments, submitted to NHAZ
- Bronstert, A., Kneis, D., Bogena, H. (2009): Interaktionen und Rückkopplungen beim hydrologischen Wandel: Relevanz und M
  ¨oglichkeiten der Modellierung (Interactions and feedbacks in hydrological change: Relevance and possibilities of modelling), Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 53 (5), 289–304.
- Bormann, H., Breuer, L., Graeff, T., Huisman, JA., Croke, B. (2009): Assessing the impact of land use change on hydrology by ensemble modelling (LUCHEM) IV: Model sensitivity to data aggregation and spatial (re-)distribution, Advances in Water Resources 32(2), 171-192.
- Breuer, L., Huisman, JA., Willems, P., Bormann, H., Bronstert, A., Croke, B.F.W., Frede, H.G., Graeff, T., Hubrechts, L., Jakeman, AJ., Kite, G., Lanini, J., Leavesley, G., Lettenmaier, DP., Lindstrom, G., Seibert, J., Sivapalan, M., Viney, NR. (2009): Assessing the impact of land use change on hydrology by ensemble modeling (LUCHEM). I: Model intercomparison with current land use, Advances in Water Resources 32(2), 129-146.
- Bronstert, A., Heistermann, M., Kneis, D. (in Druck): Unsicherheiten bei der Hochwassersimulation. In: Merz, B., Grünwald, U., Piroth, K., Bittner, R. (Eds.): Management von Hochwasserrisiken. Zur Veröffentlichung im Schweizerbart Verlag.
- Bürger, G. (2009): Dynamically vs. empirically downscaled medium-range precipitation forecasts, Hydrol. Earth Syst. Sci., 13, 1649-1658.

- Bürger, G., Reusser, D., Kneis, D. (2009): Early flood warnings from empirical (expanded) downscaling of the full ECMWF Ensemble Prediction System. Water Resources Research, 45, W10443, doi:10.1029/2009WR007779.
- Buytaert, W.; Reusser, D.; Krause, S. & Renaud, J.: Why can't we do better than Topmodel?. Hydrological Processes, 2008, 22, 4175-4179
- Graeff, T., Zehe, E., Schlaeger, S., Morgner, M., Bauer, A., Becker, R., Creutzfeldt, B., and Bronstert, A. (2010): A quality assessment of Spatial TDR soil moisture measurements in homogenous and heterogeneous media with laboratory experiments, Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 1007-1020, doi:10.5194/hess-14-1007-2010.
- Graeff, T.; Zehe, E.; Reusser, D.; Lück, E.; Schröder, B.; Bronstert, A.; Wenk, G. & John, H. Process identification through rejection of model structures in a mid-mountainous rural catchment: observations of rainfall-runoff response, geophysical conditions and model inter-comparison, Hydrological Processes, 2009 ,23, 702-718
- Hajnsek, Irena; Jagdhuber, Thomas; Schön, Helmut; Papathanassiou, Konstantinos P. (2009): Estimating Soil Moisture under Vegetation Cover by means of PolSAR, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 47, 2, 442-454
- Heistermann, M., Kneis, D.: A novel approach to benchmark quantitative precipitation estimation by conceptual rainfall-runoff modelling. Submitted at Water Resources Res. in February 2010.
- Heistermann, M., Seed, A.: Scale sensitive verification of high resolution ensemble precipitation forecasts. To be submitted to Journal of Hydrology, scheduled May 2010.
- Huisman, JA., Breuer, L., Bormann, H., Bronstert, A., Croke, BFW., Frede, HG., Graeff, T., Hubrechts, L., Jakeman, AJ., Kite, G., Lanini, J., Leavesley, G., Lettenmaier, DP., Lindstrom, G., Seibert, J., Sivapalan, M., Viney, NR., Willems, P. (2009): Assessing the impact of land use change on hydrology by ensemble modeling (LUCHEM) III: Scenario analysis, AD-VANCES IN WATER RESOURCES 32(2), 159-170.
- Kneis, D., Bürger, G., Bronstert, A. (2010): Evaluation of medium-range runoff forecasts for a 50 km<sup>2</sup> watershed. Submitted to Journal of hydrology. In revision.
- Kneis, D., Heistermann, M. (2009): Bewertung der Güte einer Radar-basierten Niederschlagsschätzung am Beispiel eines kleinen Einzugsgebiets. Hydrologie und Wasserwirtschaft. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 53(3):160-171.
- Reusser, D. and Zehe, E. (2010): Inferring model structural deficits by analyzing temporal dynamics of model performance and parameter sensitivity. Water Resources Research, 2010WR009946, submitted.
- Reusser, Dominik E., Wouter Buytaert, and Erwin Zehe. 2010. Temporal dynamics of model parameter sensitivity for computationally expensive models with FAST (Fourier Amplitude Sensitivity Test). Water Resources Research, 2010WR009947, submitted.
- Reusser, Dominik E., and Erwin Zehe. 2010. Low-cost monitoring of snow height and thermal properties with inexpensive temperature sensors. Hydrological Processes. submitted.
- Reusser, D. E.; Blume, T.; Schaefli, B. & Zehe, E.: Analysing the temporal dynamics of model performance for hydrological models. Hydrol. Earth Syst. Sci., 2009, 13, 999-1018
- Reusser, D. and Zehe, E. (2010): Low-cost monitoring of snow height and thermal properties with inexpensive temperature sensors. Submitted to Hydrological Processes HYP-10-0248.
- Viney, NR., Bormann, H., Breuer, L., Bronstert, A., Croke, BFW., Frede, H., Graeff, T., Hubrechts, L., Huisman, JA., Jakeman, AJ., Kite, GW., Lanini, J., Leavesley, G., Lettenmaier, DP., Lindstrom, G., Seibert, J., Sivapalan, M., Willems, P. (2009): Assessing the impact of land use change on hydrology by ensemble modelling (LUCHEM) II: Ensemble combinations and predictions, ADVANCES IN WATER RESOURCES 32(2), 147-158.
- Wünsch, A., Herrmann, U., Kreibich, H., Thieken, A.H. (2009): The role of disaggregation of asset values in flood loss estimation: A comparison of different modelling approaches at the Mulde River, Germany. Environmental Management, 44 (3): 524-541
- Zehe, E., Gräff, Th., Schlaeger, S., Morgner, M., Bauer, A., Bronstert, A. (2010): Plot and field scale soil moisture dynamics and subsurface wetness control on runoff generation in a headwater in the Ore Mountains. Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 873–889, doi:10.5194/hess-14-873-2010

## **Berichte:**

- Axel Bronstert; Mahmood Alam; Gerd Bürger; Benjamin Creutzfeldt; Thomas Gräff; Irena Hajnsek; Maik Heistermann; Ullrich Hermann; Sibylle Itzerott; Thomas Jagdhuber; David Kneis; Heidi Kreibich; Thomas Pfaff; Dominik Reusser; Angela Sieber; Erwin Zehe: Zwischenbericht OPAQUE 2007, 37 S.
- Axel Bronstert; Mahmood Alam; Gerd Bürger; Benjamin Creutzfeldt; Thomas Gräff; Irena Hajnsek; Maik Heistermann; Ullrich Hermann; Sibylle Itzerott; Thomas Jagdhuber; David Kneis; Heidi Kreibich; Thomas Pfaff; Dominik Reusser; Angela Sieber; Erwin Zehe: Zwischenbericht OPAQUE 2008, 52 S.
- Axel Bronstert; Mahmood Alam; Gerd Bürger; Benjamin Creutzfeldt; Thomas Gräff; Irena Hajnsek; Maik Heistermann; Ullrich Hermann; Sibylle Itzerott; Thomas Jagdhuber; David Kneis; Heidi Kreibich; Thomas Pfaff; Dominik Reusser; Angela Sieber; Erwin Zehe: Zwischenbericht OPAQUE 2009, 53 S.
- Heistermann, M., 2010: Niederschlagsschätzung mit Hilfe des Merging-Verfahrens: Dokumentation und Bewertung von Maßnahmen im Rahmen der Weiterentwicklung der Software InterMet. Projektbericht im Rahmen des OPAQUE-Projekts. Universität Potsdam, 18. Mai 2010, Potsdam, 17 S.
- Lüdtke, S. (2010): Bayesian parameter estimation for a degree-day snow model at the watershed scale. Diplomarbeit. Universität Potsdam, Institut für Erd- und Umweltwissenschaften.
- Schlaeger, Stefan (2008): Operationalisierung eines Verfahrens zur inversen Ermittlung von vertikalen Bodenfeuchteprofilen mittels Spatial TDR, Horn-Bad Meinberg, Abschlussbericht, digital
- Sabine Vollmer, Greta Moretti, Jochen Hohenrainer, Dr. Christian Elpers: Verbesserung der Simulationsergebnisse für ausgewählte Projektgebiete durch Einbeziehung von Radardaten und der Erweiterung der Konzeption für das Bodenmodell, Abschlussbericht des IBL zum Projekt OPAQUE, Karlsruhe 2010

## Konferenzbeiträge und Poster:

- Eichler, M.; Francke, T.; Kneis, D. & Reusser, D. The GOLM-database standard- a framework for time-series data management based on free software , Data Management Workshop, 2009, Köln (Poster)
- Eckart, J.; Reusser, D.; Zehe, E. & Bernhofer, P. D. C. Spatial variability of temperature for improved snowmelt forecasting. Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-12618, 2009 (Poster)
- Eichler, M.; Franke, T.; Kneis, D. & Reusser, D. The GOLM-database standard- a framework for time-series data management based on free software. Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-8070, 2009 (Poster)
- Graeff, T., Bronstert, A., Schlaeger, S., Morgner, M., Bauer, A., Jackisch, C., Zehe, E. (2009): Application of spatial TDR-inversion technique during a field experiment in a complex mid mountainous area, EGU General Assembly 2009.
- Zehe, E., Graeff, T., Schlaeger, S., Morgner, M., Bauer, A. (2009): Vegetation controls on soil water dynamics and runoff production in a headwater catchment in the Ore Mountains, EGU General Assembly 2009.
- Graeff T., M. Morgner, A. Bauer, E. Zehe, S. Schlaeger, B. Creutzfeld, H. Thoss, A. Guentner: Spatial TDR a new approach for observing 4d- soil moisture dynamics at the field scale: promise, progress, problems. Geophysical Research Abstracts, Vol. 10, 2-2-2008, Invited talk, EGU 2008
- Graeff T., A Bronstert, E Lück, B Creutzfeldt, H Thoss, S Itzerott, E Zehe: Measurement of water content in different scales and geostatisticale analysis, Geophysical Research Abstracts, Vol. 10, 2-2-2008, EGU 2008
- Graeff, T., Bauer, A., Morgner, M., Bronstert, A., Zehe, E. (2007): Soil moisture pattern analysis in a headwater-catchment with Spatial-TDR technology, EGU General Assembly 2007.
- Graeff, T., Bauer, A., Morgner, M., Bronstert, A., Zehe, E. (2007): Investigation of the spatiotemporal patterns of soil-moisture in a headwater cachment with the spatial TDRtechnology, IUGG General Assembly 2007.
- Hermann, U. und Reusser, D.: Flood forecasting for decision makers: coupling uncertain flood predictions with a flood loss model. Außerdem entstand eine Veröffentlichung unter dem Titel: "The role of regionalisation of asset values in flood loss estimation – a comparison of different modelling approaches, EGU 2008
- Graeff T., A Bronstert, A Bauer, M Morgner, E Zehe: Spatio-temporal development of water content assessed with STDR-technique and hydrological simulation, Geophysical Research Abstracts, Vol. 10, 2-2-2008, EGU 2008
- Jagdhuber, T. and Hajnsek, I.: Model-based inversion of Soil Parameters under Vegetation using Ground-to-Volume Ratios. 8<sup>th</sup> European Conference on Synthetic Aperture Radar (EUSAR), Aachen, Germany, June 7-10, 2010, p.495-498.
- Jagdhuber, T., Hajnsek, I., Papathanassiou, K.P. and Bronstert, A.: *Estimation of Soil Moisture under Vegetation Cover Using Single- and Multi-angular Polarimetric SAR.* 1<sup>th</sup> European Conference on Moisture Measurement, Weimar, Germany, October 5-7, 2010, pp. 1-8., submitted
- Jagdhuber, T., Schön, H., Hajnsek, I. and Papathanassiou, K.P.: Soil moisture estimation under vegetation applying polarimetric decomposition techniques. Proc. of the 4<sup>th</sup> International

Workshop on Science and Applications of SAR Polarimetry and Polarimetric Interferometry, ESA-ESRIN, Frascati, Italy, January 26-30, 2009, p.1-8.

- Jagdhuber, T., Hajnsek, I., Papathanassiou, K.P. and Bronstert, A.: *Soil moisture estimation using a multi-angular modified three component polarimetric decomposition*. Proc. of IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Cape Town, South Africa, July 13-18, 2009, p.1-4.
- Jagdhuber, T., Hajnsek, I., Schön, H. and Papathanassiou, K.P.: *Pol-SAR Time Series for Soil Moisture Estimation under Vegetation.* Proc. of 7<sup>th</sup> European Conference on Synthetic Aperture Radar (EUSAR), Friedrichshafen, Germany, June 2-5, 2008, pp.181-184.
- Hajnsek, I., Jagdhuber, T., Schön, H. Papathanassiou, K.P.: *Agricultural Vegetation Parameter Estimation using Pol-SAR: Retrieval of Soil Moisture.* Proc. of IEEE International Geoscience & Remote Sensing Symposium, Boston, U.S.A., July 6-11, 2008, pp.323-326.
- Heistermann, M., 2010: Quantifying scale dependencies in the skill of probabilistic precipitation forecasts. Geophysical Research Abstracts, Vol. 12, EGU2010-7884, EGU General Assembly 2010.
- Heistermann, M., Ehret, U., Bronstert, A., Zehe, E., 2008: Merging radar and ground observations for operational quantitative rainfall estimation in a mountainous head catchment in Germany, in Conference proceedings of the International Symposium on Weather Radar and Hydrology, 10-12 March 2008 [CD ROM], Grenoble, France.
- Heistermann, M., and Zehe, E., 2008: Accounting for the stochastic nature of rain field Displacement by scale decomposition, in Conference proceedings of the International Symposium on Weather Radar and Hydrology, 10-12 March 2008 [CD ROM], Grenoble, France.
- Heistermann, M., Kneis, D., und Bronstert, A., 2008: Evaluation of radar-based rainfall estimation by cross validation and runoff simulation. Tag der Hydrologie, 27.-28. März 2008, Hannover, Deutschland.
- Heistermann, M., and Zehe, E., 2008: Accounting for the stochastic nature of rain field displacement by scale decomposition. International Symposium on Weather Radar and Hydrology, 10-12 March 2008, Grenoble, France.
- Heistermann, M., Kneis, D., and Bronstert, A., 2008: Evaluation of radar-based rainfall estimation by cross-validation and runoff simulation. EGU General Assembly, 13-18 April 2008, Wien, Austria.
- Heistermann, M., Ehret, U., Bronstert, A., and Zehe, E., 2008: Merging radar and ground observations for operational quantitative rainfall estimation in a mountainous head catchment in Germany. International Symposium on Weather Radar and Hydrology, 10-12 March 2008, Grenoble, France.
- Heistermann, M., und Bronstert, A., 2007: Räumliche Niederschlagsschätzung und Radar-Nowcasting. 4. DKW-Fachtagung und Expertenwerkstatt des Dresdner Kompetenzzentrums Wasser. 4.-5. Oktober 2007, Dresden, Deutschland.
- Kneis, D., Bürger, G., Bronstert, A. (2010): Evaluation of medium-range runoff forecasts for a 50 km<sup>2</sup> watershed (Poster), Geophysical Research Abstracts, Vol. 12, EGU2010-3395, 2010, EGU General Assembly 2010.
- Pfaff, T.; Bárdossy, A.; 2009; Stochastic Simulation of Precipitation Fields Conditioned on Radar and Gauge Information; European Geosciences Union General Assembly, Vienna, 2009

- Pfaff, T.; Bárdossy, A.; 2008; Radar data interpolation for improvement of gauge adjustment techniques; International Symposium: Weather Radar and Hydrology, Grenoble, 2008
- Pfaff, T.; Heistermann, M.; Ehret, U.; Zehe, E.; Bronstert, A., 2007; Towards an operational rainfall estimation and now-casting using weather radar and ground measurements; Geophysical Research Abstracts, Volume 9, 2007; EGU General Assembly 2007
- Bárdossy, A.; Pfaff, T.; 2007; Stochastische Modellierung des Niederschlages f
  ür die Hochwasserwarnung; 4. Fachtagung des Dresdner Kompetenzzentrums Wasser/TU Dresden und RIMAX-Workshop 04.10.2007
- Reusser, Dominik E., Markus Weiler, and Erwin Zehe. 2010. Inexpensive temperature sensors to monitor snow height and snow thermal properties. In Geophysical Research Abstracts, EGU2010-3311-1. (Poster) <u>http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2010/EGU2010-3311-1.pdf</u>.
- Reusser, Dominik E., and Wouter Buytaert. 2010. RHydro Hydrological models and tools to represent and analyze hydrological data in R. In Geophysical Research Abstracts, EGU2010-8677. (Poster) http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2010/EGU2010-8677.pdf.
- Reusser, D. & Zehe, E. Analysis of the temporal dynamics of model performance and parameter sensitivity for hydrological models. Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-1141, 2009 (Presentation)
- Reusser D.E., Blume T., Schaefli B., Zehe E.: Analysis of the Temporal Dynamics of Model Performance for Hydrological Models, AGU Dec. 2008 (Presentation)
- Reusser, D. E.; Herrmann, U.; Kreibich, H. & Zehe, E.: Flood forecasting for decision makers: coupling uncertain flood predictions with a flood loss model. Geophysical Research Abstracts, Vol. 10, EGU2008-A-07830, 2008 (Poster)
- Reusser, D. E. & Zehe, E.: Increased process understanding from modelling through a combination of error and sensitivity analysis. Geophysical Research Abstracts, Vol. 10, EGU2008-A-08228, 2008 (Poster)
- Reusser, D. E.; Zehe, E. & Bronstert, A.: Data- and predictive uncertainties in flood forecasting: How to decide under uncertain information. 4th International Symposium on Flood Defence: Managing Flood Risk, Reliability and Vulnerability, Toronto, Ontario, Canada, 2008 (Presentation)
- Reusser, D.; Blume, T.; Schaefli, B. & Zehe, E.: Analysis of the Temporal Dynamics of Model Performance for Hydrological Models. AGU Fall Meeting, 2008 (Presentation)
- Reusser, D. & Zehe, E.: A new theoretical framework to communicate uncertainties to flood forecasters. EGU General Assembly. Geophysical Research Abstracts, Vol. 9, 08019, 2007 (Poster)
- Reusser, D.; Schaefli, B.; Eckart, J. & Zehe, E.: Faster identifiability analysis of hydrological models using generalized FAST (Fourier Amplitude Sensitivity Test). EGU General Assembly. Geophysical Research Abstracts, Vol. 9, 07307, 2007 (Poster)
- Reusser, R. und Graeff, T. (2007): OPAQUE Messeinrichtung, RIMAX-Statusseminar, 14. 16.03.2007 Potsdam, Poster.

## Geplante Veröffentlichungen:

- Heistermann, M., Seed, A.: Scale sensitive verification of high resolution ensemble precipitation forecasts. Geplant zur Einreichung bei J. Hydr. in 2011.
- Itzerott, S.: Die Erfassung der Bodenfeuchte aus Envisat-ASAR Daten, in Prep. for RSE
- Jagdhuber, T., Hajnsek, I., Papathanassiou, K.P., Bronstert, A.:Soil Moisture Estimation under Vegetation Cover using a Multi-angular Polarimetric Decomposition. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, in Prep.
- Kneis, D.; Bürger, G.: Die Grenzen der Abflussvorhersage für kleine EZG (am Bsp. Weißeritz). In Prep. for HESS.
- Luedtke, S., Reusser, D.E, Pagel, J. and Zehe E.: Spatio-temporal distribution of snow water equivalent: measurement and bayesian modelling.,
- Reusser, Dominik E., Stefan Lüdtke, Jörn Pagel, and Erwin Zehe. 2010. Spatio-temporal variability of snow in the Weisseritz catchment. inPrep.

## 7 Schlussfolgerungen zum weiteren Forschungsbedarf und den Möglichkeiten zur wissenschaftlichen und gesellschaftlichen Verwertung

Im Aufgabengebiet **Langfristvorhersage** des Niederschlages kann konstatiert werden, dass die vorgestellte Methodik der fuzzybasierten Klassifikation eine effektive Klassifizierung von Wetterlagen ermöglicht, die nachfolgend zum Downscaling von Niederschlag aus GCMs genutzt werden können. Der Ansatz ist sehr wenig datenintensiv. Die Daten, die benötigt werden sind zumeist einfach zu beschaffen und teilweise global verfügbar. Die Ergebnisse zeigen eine hinreichende Genauigkeit des Ansatzes. Die Anwendbarkeit des Modells zur Erstellung von Abflussvorhersagen ist noch zu überprüfen.

Auch die Methode des expanded downscaling (EDS) hat in Anwendungen auf die Einzugsgebiete von OPAQUE die praktische Relevanz bewiesen. Mit ihr steht eine innovative Methode zur Verfügung, um Langfristvorhersagen des Niederschlages in die Hochwasservorhersage aufzunehmen. Allerdings müssen in der Praxisumsetzung derzeit noch Abstriche gemacht werden, solange die Güte der Vorhersage mit größer werdendem Zeitvorsprung abnimmt. Hierin spiegeln sich zum einen die zunehmende Unsicherheit der Wettervorhersage für größere Zeitvorsprünge wider. Zum anderen kann dieses Phänomen auf die in LARSIM implementierte Modellnachführung anhand beobachteter Abflüsse zurückgeführt werden. Die Korrekturwirkung der Nachführung lässt mit zunehmender Vorhersagedauer (d. h. zunehmender zeitlicher Entfernung von der letzten verfügbaren Abfluss-Beobachtung) unweigerlich nach. Das äußert sich in deutlich größerer Streuung und insbesondere zahlreiche Unterschätzungen der vorhergesagten Abflüsse. Da Ergebnisse dieser Güte zunächst keinen Fortschritt für die Hochwasservorhersage bringen, legen die Autoren den Schwerpunkt für zukünftige Forschungen auf die verbesserte Integration der EDS-Methode in die Vorhersagemodelle.

Die Ergebnisse des AP 2.1(**Radargestützte Niederschlagsschätzung**) wurden in zwei umfassenden Abschlussworkshops (am 30.3.2010 in Pirna und am 31.3.2010 in Offenbach) sowohl den Praxispartnern beim DWD als auch den Vertretern der Vorhersagezentralen in Sachsen, Baden-Württemberg und Rheinland-Pfalz vorgestellt. Zudem waren beim Workshop in Offenbach Vertreter unterschiedlicher interessierter Unternehmen, u.a. MeteoSolutions, hydro & meteo sowie der Emschergenossenschaft anwesend. Die Modifikationen des Merging-Verfahrens wurden direkt in die Software InterMet implementiert und sind so über die dort vorhandene Schnittstelle für RADOLAN ansprechbar. Die entsprechenden Änderungen in InterMet wurden aufwändig verifiziert, dokumentiert und in einem gesonderten Bericht festgehalten (Heistermann 2010). Dieser Bericht sowie der zugehörige Quellcode wurden bereits an den DWD sowie die LUWG Rheinland-Pfalz (Mainz) weitergegeben. Die Überführung der Ergebnisse in den operationellen Betrieb befindet sich bei beiden Stellen gegenwärtig in Prüfung.

Ferner laufen z. Zt. Vergleichstests zwischen Clutterfiltern des DWD und dem in OPAQUE entwickelten Clutterfilter. Ebenfalls wird angestrebt, die Advektionskorrektur in den operationellen Betrieb zu übernehmen. Hierzu sind aber noch weitere Untersuchungen in Abstimmung mit dem DWD nötig.

Auch die Ergebnisse des AP 2.2 (**Radargestütztes Nowcasting des Niederschlages**) wurden in den oben genannten zwei umfassenden Abschlussworkshops (am 30.3.2010 in Pirna und am 31.3.2010 in Offenbach) sowohl den Praxispartnern beim DWD als auch den Vertretern der Vorhersagezentralen in Sachsen, Baden-Württemberg und Rheinland-Pfalz vorgestellt. Auch die Ergebnisse zu diesem Arbeitspaket wurden von Vertretern unterschiedlicher Unternehmen, u.a. MeteoSolutions, hydro & meteo sowie der Emschergenossenschaft interessiert aufgenommen.

Probleme in der Verwertung ergeben sich jedoch daraus, dass die genutzte Nowcasting-Software STEPS nicht frei verfügbar, sondern Eigentum der Wetterdienste in Australien und Großbritannien sind. Eine Nutzung dieses Werkzeugs muss daher Gegenstand von Verhandlungen zwischen potenziell interessierten Nutzern in Deutschland (z.B. DWD oder Hochwasser-Vorhersagezentralen der Länder) und dem Eigentümer der Software sein. Die innerhalb von OPAQUE entwickelten Python-Bibliotheken PySTEPS und VeriPy sind hingegen frei verfügbar. Gerade VeriPy ist im Prinzip auch zur Verifikation anderer räumlich und zeitlich hochaufgelöste Vorhersagen nutzbar. VeriPy dient auch im laufenden BMBF-geförderten Verbundvorhaben PROGRESS als Grundlage für die skalensensitive Verifikation von Niederschlags-Vorhersagen und wird im Zuge dessen weiter getestet und entwickelt.

Die dargestellten Ergebnisse zur **Erfassung von Bodenfeuchte** könnten im Grunde die Leistungsfähigkeit von operationellen Niederschlags-Abflussmodellen auf drei Arten verbessern:

- 4. Bodenfeuchtedaten können für die Modellinitialisierung benutzt werden, möglicherweise unter Benutzung einer Transferfunktion, welche die beobachteten Feuchten mit einer Zustandsvariablen des Modells verbindet. Obwohl auch kontinuierlich laufende Modelle initialisiert werden müssen, ist diese Aufgabe von allerhöchster Bedeutung bei ereignisbasierten Modellierungen. Auf jeden Fall müssen Feuchtedaten am Initialisierungstermin für alle räumlichen Einheiten des Modells (wie z.B. Untereinzugsgebiete) vorhanden sein.
- 5. Aufgenommene Bodenfeuchtedaten könnten durch Assimilationstechniken ausgewertet werden. Datenassimilation zielt auf die erneute Schätzung von Modellparametern oder Zustandsvariablen unter Einbezug der letzten Beobachtung. Auch unterdiesem Gesichtswinkel sei noch mal angemerkt, wenn ein räumlich verteiltes hydrologisches Model verwendet wird, müssen die Feuchtedaten für alle räumlichen Einheiten verfügbar sein.
- 6. Aufgenommene Zeitserien der Bodenfeuchte könnten in Verbindung mit Abflussganglinien verwendet werden, um die vielen Parameter des Niederschlag-Abfluss-Modells zu kalibrieren oder die Simulationsergebnisse zu verifizieren. In diesem Fall sind die räumliche und zeitliche Vollständigkeit der Daten keine Voraussetzung. Jedoch ist es entscheidend, dass

die Aufnahmen tatsächlich die entsprechenden räumlichen Einheiten des Modells abbilden und wie immer muss die Beziehung zwischen den Aufnahmen und den Zustandsvariablen des Modells bekannt sein.

Mit diesen drei potentiellen Anwendungsmöglichkeiten im Gedächtnis, scheinen die folgenden Ergebnisse der Studie wichtig zu sein:

- Die verwendeten satellitengestützten SAR-Daten sind häufig, aber nicht kontinuierlich verfügbar und decken ein verhältnismäßig großes Gebiet in hoher Auflösung ab. Dennoch erlauben sie nur eine verlässliche Schätzung der Bodenfeuchte über unbewachsenen Flächen. In Gebieten mit erheblicher Vegetationsbedeckung (Was ungefähr für > 80% des Einzugsgebiets vor der Ernte gilt), können bis jetzt noch keine Bodenfeuchtedaten mit ausreichender Qualität gewonnen werden. Vorteil des hier entwickelten Verfahrens ist es immerhin, dass keine simultane Aufnahme von Felddaten benötigt wird und zu der Feuchtekarte eine begleitende Gunstkarte die prognostizierte Güte der Feuchteschätzung angibt. Im Gegensatz dazu erscheinen die flugzeuggestützten SAR-Daten als geeignet, um die mittlere Bodenfeuchte des Oberbodens abzuschätzen, was an Flächen mit landwirtschaftlichem Bewuchs getestet wurde. Ähnlich wie beim Ansatz mit den Satellitendaten werden für einen erheblichen Teil des Einzugsgebietes, welches mit Wald bestanden ist, keine Bodenfeuchtedaten erzeugt. Generell benötigt der Ansatz mit den flugzeuggestützten SAR-Daten keine simultane Aufnahme von Felddaten, aber dieser Ansatz ist nicht dauerhaft und operationell durchführbar. Zusammenfassend können beide Arten von Fernerkundungsdaten bis jetzt nur sehr schwierig für die Initialisierung eines räumlich verteilten Modells zur operationellen Datenassimilation genutzt werden.
- Die bodengestützten Messungen der Bodenfeuchte unter der Verwendung von TDR/FDR, GPR, STDR und den Stechzylinderproben lassen ein hohe räumliche Variabilität auf der Punktskala, der Flurstücksskala und der Hangskala erkennen. Außerdem ist die Übereinstimmung zwischen den verschiedenen Methoden in Bezug auf die absoluten Feuchtewerte eher gering. Folglich ist es schwierig, Bodenfeuchtedaten gemessen an einem einzelnen Messpunkt, Flurstück oder Hang mit simulierten Werten aus einem mesoskaligen hydrologischen Modell zu vergleichen. Zudem muss man große Messabweichungen annehmen, wenn Einzelmessungen über geostatistische Verfahren regionalisiert werden. Die hohe Korrelation der Bodenfeuchtezeitserie, aufgenommen über die einzelnen Sonden des STDR-Clusters deutet darauf hin, dass ein Vergleich der gemessenen und der modellierten Bodenfeuchtedaten auf der Dynamik der Werte und nicht auf den absoluten Werten basieren sollte.
- Die STDR-Cluster waren durch die Ausrüstung mit einem Datalogger das einzige System in unserer Studie, dass f\u00e4hig war, kontinuierlich Daten aufzuzeichnen. Deshalb und um ein einigerma
  ßen verst\u00e4ndliches Bild der Bodenfeuchte in r\u00e4umlicher und zeitlicher Aufl\u00f6sung zu erhalten, wird eine Kombination aus lokalen, aber kontinuierlichen Messungen mit Techniken, die eher gro
  ße Gebiete abdecken (Fernerkundung) empfohlen.

Folgendes ist festzustellen. Trotz der innovativen Messverfahren auf allen räumlichen Skalen sind Bodenfeuchtedaten für ganze, mit Pflanzen bestandene Einzugsgebiete noch nicht operationell verfügbar. Daher schlagen wir vor, dass Bodenfeuchteaufnahmen hauptsächlich dafür verwendet werden sollten, die Qualität von kontinuierlichen, räumlich verteilten hydrologischen Einzugsgebietsmodellen zu verbessern, welche die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte intern simulieren. Daher sollten, wann und wo auch immer Bodenfeuchtedaten zur Verfügung stehen, ihre simulierten Pendants mit diesen verglichen werden, um die Schätzung der Parameter und, wenn möglich, auch die Struktur der hydrologischen Modelle zu verbessern. Abhängig von ihren räumlichen Diskretisierung würde ein solcher Vergleich erfordern, dass die bodengestützten Messungen und die Fernerkundungsdaten kombiniert werden, um "Beobachtungen" auf einer räumlichen Skala zu bekommen, die der Größe einer Modelleinheit entspricht.

Es wurde erläutert, dass der Abfluss und genauer gesagt Hochwasserereignisse durch verschiedene Abflussgenerierungsprozesse ausgelöst werden. Jeder dieser Prozesse wird durch die Bodenfeuchte mittels verschiedener Mechanismen beeinflusst. In dieser Studie befand sich die untersuchte Bodenfeuchte nahe der Erdoberfläche. Diese Information ist wichtig für den gesättigten Oberflächenabfluss. Im Gegensatz dazu sind der unwetterbedingte Zwischenabfluss und der schnelle Grundwasserabfluss mit der Bodenfeuchte aus den tieferen Schichten oder mit den Grundwasserbedingungen verbunden. Bis jetzt gibt es noch keine fertig verfügbare Technik, welche den sturmbedingten Zwischenabfluss in einer operationellen Weise aufzeichnen kann. Bezüglich des schnellen Grundwasserabfluss könnte man einen Einblick gewinnen, in dem man den Grundwasserspiegel an ausgewählten Beprobungsbrunnen des oberen Grundwasserleiters überwacht und diese Information mit Expertenwissen über die räumlichen Muster der Grundwasserfläche und ihre saisonalen Schwankungen kombiniert.

Im Themenfeld **Operationelle Abflussvorhersage – Möglichkeiten und Grenzen**, das in umfassenden Weise die vorstehenden Themenfelder verbindet und damit auch die dort genannten Problemfelder in sich vereint, musste konstatiert werden, dass die mittelfristigen hydrologischen Vorhersagen für das **Einzugsgebiet der Oberen Weißeritz** (hier dargestellt am Pegel Ammelsdorf, 50 km<sup>2</sup>) eine geringe Qualität aufweisen. Dafür ist in erster Linie eine gravierende Tendenz zur Unterschätzung beobachteter Abflussanstiege verantwortlich. Der Fehler zweiter Art (Fehlalarme) ist geringer, jedoch nicht unerheblich. Es konnte gezeigt werden, dass sowohl Unzulänglichkeiten der Wettervorhersage als auch andere Fehlerquellen für die geringe Vorhersagequalität verantwortlich sind. Als eine wichtige potentielle Fehlerquelle ist hier insbesondere die Niederschlagsschätzung (d. h. die Niederschlagsmessung und Regionalisierung für kleine Einzugsgebiete) zu nennen.

Es ist offensichtlich, dass mittelfristige Abflussvorhersagen auf Basis der derzeit zur Verfügung stehenden Wettervorhersagen, Messungen und hydrologischen Modelle nicht geeignet sind, um deterministische Abflussvorhersagen zu erstellen, die den Anforderungen einer vorausschauenden Talsperrensteuerung genügen. Anders ausgedrückt: Eine mittelfristige Vorentlastung der mehrfach genutzten Talsperren im Einzugsgebiet der Weißeritz auf Basis operationeller Abflussvorhersagen erscheint derzeit nicht sinnvoll. Die Praxis der permanenten Vorhaltung großzügig bemessener Hochwasserschutzräume und deren konservative Steuerung zuungunsten konkurrierender Nutzungen sind, vor diesem Hintergrund, angemessen.

Die erzielten Ergebnisse wurden den potentiellen Nutzern des erstellten und getesteten Vorhersagesystems in mehreren Vorträgen und Manuskripten eingereichter Veröffentlichungen zur Verfügung gestellt. Eine Übernahme des Vorhersagesystems in den operationellen Betrieb bei den Landesbehörden erscheint derzeit nicht gerechtfertigt.

Die Ergebnisse zu den **Einzugsgebieten von Oberer Donau, Starzel, Iller und Alb** der hier vorliegenden Untersuchungen wurden auf den zwei Workshops am 02.03.2010 beim Wasserwirtschaftsamt Kempten und am 16.03.2010 bei der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg in Karlsruhe vorgestellt und diskutiert. Dabei wurden folgenden für die Praxisumsetzung wesentliche Punkte festgehalten:

- Der <u>erweiterte Infiltrationsansatz</u> führt bei den untersuchten Pegeln nicht zu einer wesentlichen Verbesserung bei der Simulation. Vor dem Hintergrund eines erhöhten Eichaufwands bei neuen Modellen und einem deutlichen Aufwand bei der Nacheichung bestehender Wasserhaushaltsmodelle kann eine entsprechende Einbeziehung des erweiterten Infiltrationsansatzes nicht empfohlen werden.
- Darüber hinaus führt der erweiterte Infiltrationsansatz bei den hier untersuchten Pegeln (Ausnahme Pegel Ettlingen/Alb) zu einer schlechteren Vorhersagequalität als das zur Zeit verwendete Modul ohne erweiterten Infiltrationsansatz.

- Hingegen führt die Verwendung von <u>angeeichten Radardaten</u> nach dem Verfahren des Instituts für Geoökologie der Universität Potsdam zu besseren Ergebnissen sowohl bei der Simulation als auch bei den Hochwasservorhersagen.
- Mit den <u>EDS-Langfristvorhersagen</u> für Klimadaten ergeben sich keine Abflussvorhersagen mit ausreichender Genauigkeit für die Zwecke einer operationellen Hochwasservorhersage. Aus diesem Grund und vor dem Hintergrund der Schwierigkeit, aus einem Ensemble von 50 Vorhersagen z.B. Steuerungsregeln für RHB abzuleiten oder Alarmierungspläne aufzustellen, eignen sich die EDS-Vorhersagen zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht für eine Anwendung im operationellen Betrieb der Hochwasservorhersagezentralen.
- Denkbar wäre, dass die EDS-Langfristvorhersagen als zusätzliches Mittel der Vorhersage für mittel- bis langfristige Warnzwecke parallel zu Vorhersagen der HVZ über COS-MO-EU bzw. COSMO-DE verwendet werden. Damit gäbe es zusätzliche Informationen für die Einschätzung möglicher zu erwartender Hochwasserereignisse.
- Die Einbindung von <u>Schneemessungen</u> bietet Chancen zur Modellverbesserung. Das Problem bei der vorliegenden Untersuchung ist jedoch, dass nur wenig Messpunkte, dazu oft in Tallagen, zur Verfügung standen und eine ausreichende Anzahl an Messwerten meist nur bis zwei Monate vor dem untersuchten Hochwasserereignis vorlag.
- Die Hochwasservorhersagezentrale Kempten wird versuchen, die dreimal wöchentlich verfügbaren regionalisierten Schneehöhen des DWD in den operationellen Betrieb einzubauen.

Auf dem Gebiet der **Entwicklung von Schadenmodellen** kommen die Projektbeteiligten zu dem Schluss, das die Abschätzung von Gebäudeschäden immer noch von hoher Unsicherheit geprägt ist. Die Ursachen dafür liegen in drei Gründen: den Unsicherheiten bei der Modellierung der Wasserstände, den Unsicherheiten bei der Abschätzung und Verteilung der Vermögenswerte und den Modellunsicherheiten bei der Schadenschätzung. Davon machen auch die derzeit am besten abschneidenden Ergebnisse aus der Disaggregierung keine Ausnahme. Weitere Untersuchungen müssen hier angeschlossen werden. Sie sollten in mehrere Richtungen zielen: in die Nutzung von Gebäudedaten auf der Mikroebene (Laserscan-Befliegungen) und in die Nutzung der Disaggregierung auch auf anderen als der Privathaushalt- und Wirtschaftsebene. Hier sein der Handel, die Land- und die Forstwirtschaft genannt. Auch die kontinuierliche, detaillierte Erhebung und Verfügbarmachung von Hochwasserschadendaten (z.B. in der Hochwasserschadendatenbank HOWAS 21, <u>http://nadine.helmholtz-eos.de/HOWAS21.html</u>) würde Ergebnisverbesserungen in Aussicht stellen, ebenso wie die Weiterentwicklung der hydrologischen und der Schadenmodelle hin zu mehr Differenzierung und Transparenz.

Das neue, kostengünstige Verfahren zur kontinuierlichen Messung von **Schneehöhe und Kältegehalt** ist für zukünftige Studien mit Sicherheit von Vorteil, da dadurch die notwendigen Informationen kostengünstiger erhoben werden können. Für die Hochwasservorhersage hat die Methode ein großes Potenzial, wenn die Informationen durch Aufbau eines Sensornetzes in Echtzeit zur Verfügung stehen und damit eine Abschätzung der aktuellen Lage deutlich verbessert werden kann. Die Methode zur Auswertung der Resultate wird als freie Software veröffentlicht und steht dadurch Interessierten zur Nutzung und Weiterentwicklung zur Verfügung.

Auch wenn es auf dem Gebiet der Erfassung der **Schneedecke aus Satellitenradar-Daten** schon eine lange Forschungsphase mit dem Ziel der Unsetzung der Ergebnisse in die hydrologische Modellierung gegeben hat, kann für das vorliegende Projekt immer noch keine endgültig befriedigende Lösung konstatiert werden. Wiederum liegt das Problem in der Erfassung der Datenreihe und den zum Teil ungünstigen Abbildungsbedingungen, die aus den Aufnahmemodalitäten erwachsen. So besteht weiterer Forschungsbedarf in der Entwicklung des uneingeschränkt geeigneten Verfahrens (Auswahl der Eichaufnahme, Anwendung auf alle Teilflächen der Landnutzung). Die prinzipielle Eignung von Radardaten für die Schneebestimmung ist jedoch in dieser Sudie wie auch schon in vorhergehenden nachgewiesen worden.

Die Möglichkeiten zur Verwertung des Modelldiagnosetools und von NiedSIM liegen auf der Hand. Sie sind einerseits bereits in einem praxistauglichen Format und haben ihre nutzbringende Performance andererseits auf den Workshops gezeigt. Das unbedingte Interesse der Zielgruppe ist zu diesem Termin nachdrücklich signalisiert worden. NiedSIM wird in den Landesbehörden von Bayern und Baden-Württemberg längst genutzt.

Abschließend kann konstatiert werden, dass das Projekt viele der bisher in der Hochwasservorhersage offenen Themenfelder aufgegriffen und, orientiert am aktuellen Stand der Forschung und an den Erfordernissen der Praxis, untersucht hat. In vielen der Untersuchungsschwerpunkte konnten mit innovativen Methoden und neuen Ansätzen wissenschaftlich bedeutsame Fortschritte erzielt werden. Oft jedoch ist der Schritt von der wissenschaftlichen Lösungsmöglichkeit bis zur operationellen Anwendung noch nicht gelungen, weil in der beschränkten Projektlaufzeit nicht alle offenen Probleme der Ergebnisstabilität, der Datengewinnung und damit der Verfügbarkeit sowie der Integration der Ansätze in die operationellen Modelle gelöst werden konnten. Auf dem Feld der radargestützten Niederschlagsschätzung und des radargestützten Nowcasting des Niederschlages ist das hingegen Projekt wesentlich weiter vorgedrungen. Hier ist das, was an Neuem im Projekt entstanden ist, auch schon in die Praxis überführt worden. Soweit das in Zukunft im Aufgabenfeld der Bearbeiter liegt, steht dieser Schritt auch für die anderen Projektinhalte als Arbeitsziel auf der Agenda.